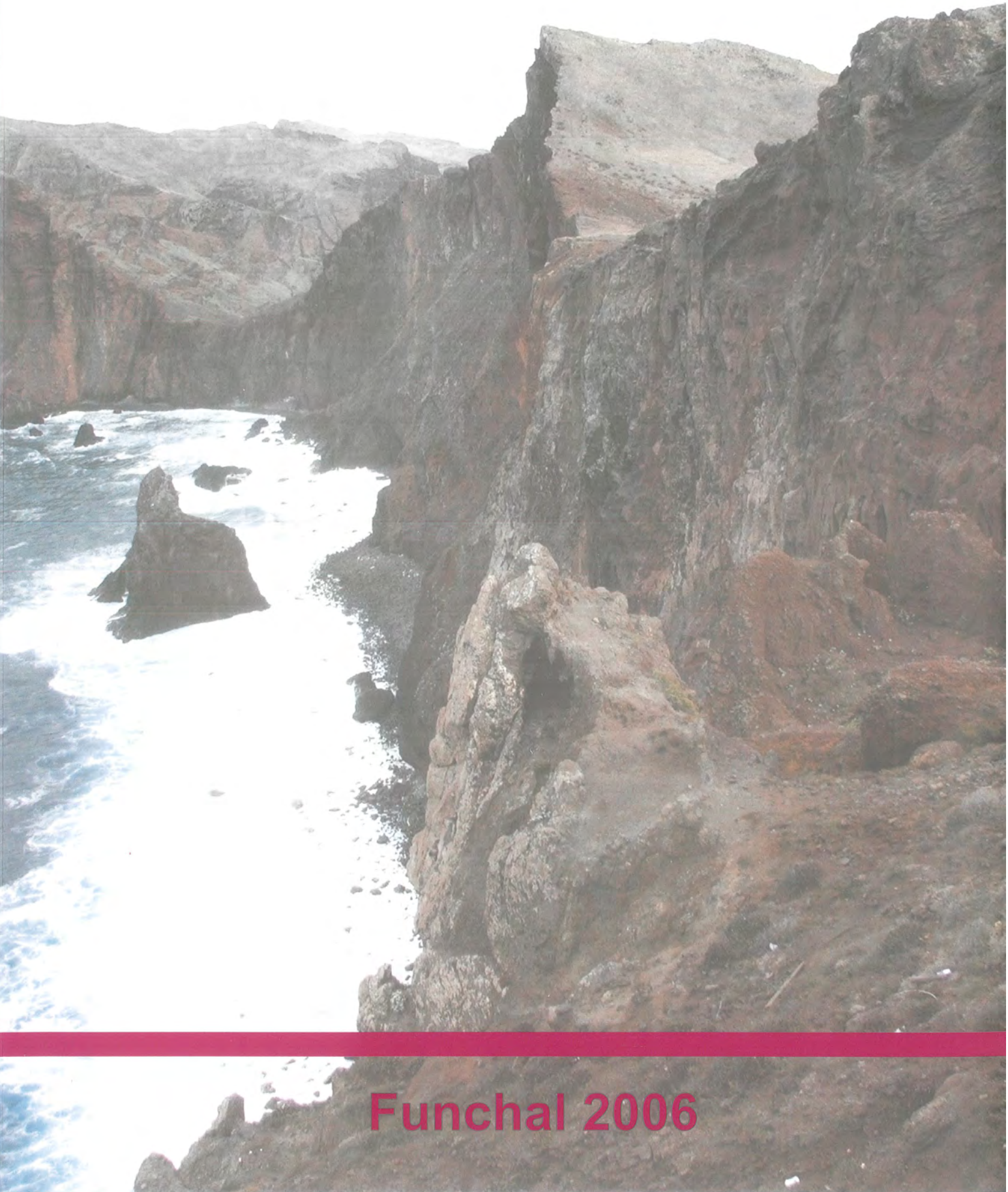


# **Dinâmicas geomorfológicas. Metodologias. Aplicação.**



**Funchal 2006**

Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Volume V



Dinâmicas geomorfológicas.  
Metodologias. Aplicação.

Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Lisboa, 2007

**Título:** Dinâmicas geomorfológicas. Metodologias. Aplicação.

**Editor:** Associação Portuguesa de Geomorfólogos

**Comissão Redactorial:** Ana Ramos Pereira, Jorge Trindade, Ricardo Garcia, Sérgio Cruz de Oliveira, Raquel Paixão.

**Capa (concepção):** António Eanes

**Fotografia da capa:** Alexandre Trindade Nieuwendam

**Tiragem:** 300 exemplares.

**ISBN:** 978-972-636-175-6

**Depósito Legal:** 263141/07

Lisboa, Setembro de 2007

Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Centro de Estudos Geográficos – Faculdade de Letras

Alameda da Universidade

1600-214 Lisboa – Portugal

Tel: 217940218, Fax: 217938690, Correio electrónico: ceg@mail.telepac.pt

**3º Congresso de Geomorfologia – Dinâmicas geomorfológicas. Metodologias. Aplicação.**

**Comissão Científica:** Suzanne Daveau, António Brum Ferreira, Lúcio Cunha, Ana Ramos Pereira, M. Assunção Araújo, P. Proença e Cunha, Catarina Ramos, Virgínia Henriques, J. L. Zêzere, M. Luísa Rodrigues, Diamantino Pereira, António Martins, Mário Neves, Gonçalo Vieira.

**Comissão Organizadora:** Ana Ramos Pereira, Jorge Trindade, Ricardo Garcia, Sérgio Cruz de Oliveira.

**Apoios:**

CEG – Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa

FCT – Fundação para a Ciência e Tecnologia

CEM – Centro de Estudos da Macaronésia

Caixa Geral de Depósitos

AIG – Associação Insular de Geografia

Agência Abreu

Pestana Hotels & Resorts

Governo Regional da Região Autónoma da Madeira

SRES – Secretaria Regional do Equipamento Social e Transportes

Câmara Municipal do Funchal

IAG – *International Association of Geomorphologists*

## NOTA PRÉVIA

A Associação Portuguesa de Geomorfólogos tem como objectivo promover o conhecimento e o debate de ideias em torno dos temas centrais da Geomorfologia. Dando seguimento a esse propósito, a APGeom realizou o seu 3º Congresso na Região Autónoma da Madeira, nos dias 12, 13 e 14 de Outubro de 2006, que se subordinou ao tema genérico ***Dinâmicas geomorfológicas. Metodologias. Aplicação.***

Os Congressos até agora realizados tiveram grande sucesso junto de várias gerações de geomorfólogos, tendo-se registado uma participação muito significativa da comunidade científica, de jovens profissionais e estudantes, muitos deles ligados ao Ordenamento do Território. O tema geral ***Dinâmicas Geomorfológicas. Metodologias. Aplicação*** surge da necessidade de manter a dialéctica entre a investigação e a aplicação, bem como da premência de divulgar novas metodologias. Os vários temas que integraram o Congresso espelharam essa intenção.

A organização científica do Congresso incluiu três conferências, a cargo de António de Brum Ferreira, Antonio Cendrero e Murray Gray, e 42 comunicações apresentadas oralmente e em painel. As sessões científicas foram organizadas em: *Conferências; Dinâmicas geomorfológicas actuais; Paleoambientes, geodiversidade e património; Metodologias de análise e representação.*

Das actividades do Congresso fez ainda parte uma saída de campo que teve como temas (i) a perigosidade e vulnerabilidade da ilha da Madeira aos movimentos de massa, em particular aos deslizamentos, sob a orientação de Domingos Rodrigues, do Centro de Estudos da Macaronésia, e (ii) as manifestações crio-nívais do Paul da Serra, apresentadas por José Madeira e António Brum da Silveira, do Centro de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

Participaram neste congresso 103 autores, de entre geógrafos, geólogos, arqueólogos, engenheiros e estudantes de diversas pós-graduações.

Os vários capítulos deste V volume da APGeom, correspondendo cada um deles a uma apresentação oral, espelham a qualidade científica e o empenho dos seus autores e também o trabalho desenvolvido pela Comissão Científica. A todos a APGeom deve um agradecimento que aqui deixa expresso.

Este volume com um total de 351 páginas reflete também o interesse das temáticas escolhidas para o Congresso e que contribui para o seu êxito.

A Direcção da APGeom quer também deixar expresso um agradecimento aos vários apoiantes e patrocinadores, que permitiram a publicação deste volume, nomeadamente o Centro de Estudos Geográficos (CEG) da Universidade de Lisboa, Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), Centro de Estudos da Macaronésia (CEM), Caixa Geral de Depósitos; Associação Insular de Geografia (AIG); Agência Abreu; Pestana Hotels & Resorts; Governo Regional da Região Autónoma da Madeira; Secretaria Regional do Equipamento Social e Transportes (SRES), Câmara Municipal do Funchal e *International Association of Geomorphologists (IAG)*.

Ao propor a realização do Congresso a cerca de 1 000 km do local onde estava sedeadada a Direcção da APGeom (Lisboa), esta tinha perfeita consciência do desafio que esta iniciativa acarretava, mas pretendeu descentralizar este tipo de iniciativas, divulgando junto de novos públicos os trabalhos de geomorfologia que têm vindo a ser realizadas. Pensamos que o número de participantes e o envolvimento que evidenciaram, bem como a discussão viva que sempre se estabeleceu ao longo das sessões, a aceitação por parte dos autores da grande maioria das sugestões formuladas pelos membros da Comissão Científica, que muito enriqueceram as várias contribuições, e o conteúdo deste volume reflectem o êxito deste 3º Congresso e darão o alento necessário à nova Direcção da APGeom para novo evento no norte do País.

Não posso deixar de mencionar um agradecimento especial aos membros do Secretariado do Congresso, Jorge Trindade, Ricardo Garcia e Sérgio Cruz de Oliveira, cujo empenho, disponibilidade e apoio permitiram levar o desafio a "bom porto".

Ana Ramos Pereira



## Índice Geral

<b>CONFERÊNCIAS</b> .....	7
A. Brum Ferreira – <i>Vulcanismo, paisagem e perigosidade nas ilhas da Madeira e dos Açores</i> . .....	9
A. Cendrero, J. Remondo, J. Bonachea, V. Rivas, J. Soto – <i>Global change, global geomorphic change and natural hazards, a new scenario?</i> .....	19
M. Gray – <i>Geodiversity and the central role of geomorphology in nature conservation</i> . .....	39
<b>DINÂMICAS GEOMORFOLÓGICAS ACTUAIS</b> .....	45
R. Marques, G. Queiroz, R. Coutinho, J. L. Zêzere – <i>Actividade geomorfológica desencadeada pela crise sísmica de 2005 no Vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores): avaliação da susceptibilidade com recurso a regressão logística</i> . .....	47
P. Amaral, R. Marques, A. Trota, R. Rodrigues, J. L. Gaspar, J. L. Zêzere – <i>A aplicação de uma estação total automática na detecção e acompanhamento de fenómenos de instabilidade geomorfológica no concelho da Povoação (S. Miguel, Açores)</i> . .....	63
U. Abreu, D. Rodrigues, A. Tavares – <i>Esboço geomorfológico do concelho de Câmara de Lobos (ilha da Madeira). Tipologia dos movimentos de vertente</i> . .....	75
C. Bateira, S. Pereira, C. Hermenegildo, A. Seixas – <i>Relação entre episódios de precipitação e escoamento na Bacia Hidrográfica da Carriça (Bacia do Douro – Baião)</i> . .....	93
F. L. Costa, M. Carmo Nunes – <i>Condicionantes geomorfológicas de erosão hídrica na bacia da Ribeira Seca (Santiago, Cabo Verde)</i> . .....	107
S. Pereira, C. Bateira, C. Hermenegildo, A. Seixas – <i>Análise comparativa dos processos de escoamento desenvolvidos em terraços agrícolas de áreas com granitóides e metassedimentos</i> . .....	121
A. Faleh, A. Sadiki, J. L. Zêzere – <i>Dinâmica do fundo do vale do Oued Sebou no Pré-Rif Central (Marrocos)</i> . .....	133
F. M. S. F. Marques – <i>Instabilidades de arribas em três locais da costa ocidental de Portugal: distribuições no espaço, no tempo e de magnitude-frequência</i> . .....	147
<b>PALEOAMBIENTES, GEODIVERSIDADE E PATRIMÓNIO</b> .....	163
A. Ramos Pereira, M. Neves, J. Trindade, B. Borges, D. E. Angelucci, A. Monge Soares – <i>Dunas carbonatadas e depósitos correlativos na Estremadura (Portugal). Variações do nível do mar e neotectónica</i> . .....	165
T. Medici, D. E. Angelucci, A. Ramos Pereira – <i>Da areia à farinha: primeiras informações sobre a utilização de eolianito quaternário para extracção e produção de mós</i> . .....	179
C. Ramos, A. Ramos Pereira, T. M. M. Azevêdo, E. Nunes, C. M. Freitas, C. Andrade, P. Mozzi, S. Favaretto – <i>Paleoambientes no Médio Tejo desde o Último Máximo Glaciário</i> . .....	191
F. L. Costa – <i>Os travertinos de cascata do vale da Ribeira de Sta. Helena (Santiago Oriental, Cabo Verde)</i> . .....	201
A. M. Rochette Cordeiro, V. Clamote, F. Rebelo – <i>O peso da estrutura como explicação dos blocos graníticos paralelepípedicos da Serra de Mesas</i> . .....	211
D. Ínsua Pereira – <i>Análise das características gerais e do valor intrínseco da geomorfologia das áreas protegidas de Portugal Continental</i> . .....	221
P. Pereira, D. Ínsua Pereira, M. I. C. Alves – <i>Avaliação do Património Geomorfológico: proposta de metodologia</i> . .....	235

M. M. Abreu, M. M. R. Magalhães, S. B. Pena, N. S. Cunha – <i>Aplicação do balanço morfogénese/pedogénese à Estrutura Ecológica da Bacia da Ribeira da Jarda (concelho de Sintra): importância no Ordenamento do Território.</i> .....	249
<b>METODOLOGIAS DE ANÁLISE E REPRESENTAÇÃO</b> .....	263
R. A. C. Garcia, J. L. Zêzere, S. Cruz de Oliveira – <i>A importância do processo de classificação de dados na cartografia: um exemplo na cartografia de susceptibilidade a movimentos de vertente.</i> .....	265
A. Pires, A. Vinagre, A. Gomes, H. I. Chaminé – <i>Aplicação SIG ao Ordenamento do Território na frente urbana de Espinho: uma previsão baseada na análise histórica da dinâmica costeira.</i> .....	281
J. Trindade, A. Ramos Pereira, M. Neves, B. Borges, R. Paixão – <i>Monitorização da morfodinâmica de praias com dGPS e estação total. Comparação de resultados.</i> .....	293
A. O. Amado, J. A. C. Correia Marques, L. I. Ribeiro Santos, A. M. Rochette Cordeiro – <i>O Modelo Digital de Terreno (MDT) como técnica de aplicação prática no desenvolvimento de estudos em Geologia e Geomorfologia. A modelação da “Bacia de Aveiro”.</i> .....	303
P. Sevinate Pinto – <i>O papel dos Sistemas de Informação Geográfica na divulgação do potencial turístico e científico dos Geomonumentos em Portugal Continental.</i> .....	313
<b>NOTAS INFORMATIVAS</b> .....	321
M. L. de Paula Herrmann – <i>Atlas de desastres naturais do Estado de Santa Catarina – período de 1980 a 2004.</i> .....	323
M. L. de Paula Herrmann, M. Kobiyama, E. V. Marcelino – <i>Levantamento e análise das inundações graduais no Estado de Santa Catarina – Brasil.</i> .....	341

## CONFERÊNCIAS



# Vulcanismo, paisagem e perigosidade vulcânica nas ilhas da Madeira e dos Açores.

*Volcanism, landscape and volcanic hazard in the Madeira and Azores Islands.*

A. Brum Ferreira

Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, abf@fl.ul.pt.

**Resumo:** As ilhas oceânicas do espaço português têm uma origem semelhante mas encontram-se em estádios muito diversos da sua evolução. No arquipélago da Madeira, o vulcanismo encontra-se extinto em Porto Santo e inactivo na ilha da Madeira. O arquipélago dos Açores pertence a um dos domínios do vulcanismo activo da Terra, mas, apesar disso, o vulcanismo está extinto na ilha de Santa Maria e inactivo na ilha das Flores. Nessas ilhas de vulcanismo extinto, ou inactivo há vários milhares de anos, a paisagem geomorfológica não traduz, com nitidez, as antigas estruturas vulcânicas. Nas ilhas açorianas com vulcanismo activo (que são a maior parte delas), há traços comuns que resultam da fisionomia inconfundível dos edifícios vulcânicos. No entanto, a paisagem geomorfológica é muito diversa de ilha para ilha, e, mesmo, em cada ilha, o que depende sobretudo da idade e do estilo das erupções vulcânicas. Pelos mesmos motivos, a perigosidade vulcânica é também muito diversa. Ela é nula no Porto Santo e em Santa Maria, e muito fraca na Madeira e nas Flores. Nas ilhas com vulcanismo activo, a perigosidade vulcânica depende essencialmente do estilo das erupções, as quais tendem a revestir um carácter explosivo (com magnitude pliniana ou subpliniana) no interior das caldeiras e efusivo ou fracamente explosivo (com magnitude havaiana ou estromboliana) nos flancos dos estratovulcões ou ao longo das principais fracturas.

**Palavras-chave:** Vulcanismo, paisagem, perigosidade vulcânica, Madeira, Açores.

**Abstract:** The Portuguese oceanic islands have a common volcanic origin but their stages of evolution are diverse. In the Madeira Archipelago, the volcanism is extinct on Porto Santo and inactive on Madeira Island. In turn, the Azores Archipelago belongs to one of the active volcanic domains on Earth but the volcanism is extinct at Santa Maria and inactive at Flores. On those islands of extinct or inactive volcanism the landscape hardly expresses their volcanic origin. On the contrary, the volcanism remains active on most of the Azores islands. Here the landscape is dominated by volcanoes, but landforms vary from one island to another, even on the same island, depending mostly on the age and style of the volcanic eruptions. The same factors explain the very different degrees of volcanic hazards on the islands. Volcanic hazard is null on Porto Santo and Santa Maria and negligible on Madeira and Flores. On the islands where the volcanism remains active, the volcanic hazards depend mainly on the style of the volcanic eruptions: in recent geological and historical times, volcanic eruptions on the Azores islands tend to display a large explosivity (eruptions of the Subplinian or Plinian type) inside the calderas and are effusive or moderately explosive (eruptions of the Hawaiian or Strombolian type) on the flanks of the stratovolcanoes or along the main fractures.

**Keywords:** Volcanism, landscape, volcanic hazard, Madeira, Azores.

## 1. INTRODUÇÃO

O tema desta conferência foi sugerido pelo local onde se realizou o 3º Congresso da Associação Portuguesa de Geomorfólogos. O assunto é demasiado vasto. Por isso, foi necessário seleccionar alguns tópicos e tratá-los de maneira breve. O objectivo essencial era o de mostrar que a paisagem geomorfológica das ilhas da Madeira e dos Açores é muito diversa e depende, em primeiro lugar, da idade e do estilo das erupções vulcânicas que lhes deram origem. Estes dois factores traduzem-se também na

perigosidade vulcânica, que pode ser muito diferente de ilha para ilha. O texto que agora se apresenta é orientado pelos mesmos tópicos e pelo mesmo carácter sucinto da apresentação oral.

## 2. CONTEXTO ESTRUTURAL E VULCANISMO DO ARQUIPÉLAGO DA MADEIRA

Segundo Geldmacher *et al* (2000), as ilhas da Madeira e Porto Santo fazem parte de um alinhamento de relevos, de direcção aproximada SW-NE, que compreende, além dessas ilhas, os montes submarinos Seine, Ampère, Coral Patch e Ormonde. Este alinhamento incluiria também, segundo os autores citados, a serra de Monchique, a qual estaria hoje deslocada para leste devido à movimentação em desligamento direito da falha Açores – Gibraltar. A idade destes relevos vai aumentando de SW para NE, havendo uma razoável correlação entre a idade e a distância, o que permitiria determinar uma velocidade média de 1,2 cm/ano para a deslocação da placa africana sobre uma pluma térmica que se encontraria actualmente nas proximidades da ilha da Madeira. Evidentemente, a regularidade entre a idade e a distância está longe daquela que se verifica no arquipélago de Havai e isso dever-se-ia a uma movimentação mais lenta da placa africana em relação à que se verifica na placa do Pacífico, e também a uma pluma térmica menos activa. Seja como for, a verdade é que a ilha de Porto Santo é muito mais antiga do que a ilha da Madeira: enquanto a parte hoje emersa de Porto Santo se formou aproximadamente entre 14 e 10 Ma antes do presente, o essencial da ilha da Madeira ter-se-á formado há menos de 4 Ma.

Segundo Schmidt & Schmincke (2002), a maior parte das rochas que constituem a ilha de Porto Santo representam o estágio de crescimento do edifício vulcânico entre a fase de monte submarino de fraca profundidade e a fase de emersão. A maior parte das rochas que constituem a ilha actual são de origem submarina. Tanto estas como as da fase subaérea são atravessadas por numerosas intrusões, em forma de doma ou de filão, que contribuíram para a consolidação do edifício rochoso.

De acordo com Geldmacher *et al* (2000) e também Schwartz *et al* (2005), as ilhas da Madeira e das Desertas cresceram ao longo de dois riftes, que se cruzam na ponta de São Lourenço e fazem um ângulo de 110° entre eles. O vulcanismo nestas ilhas ter-se-á produzido essencialmente em três fases:

- 1) Uma fase inicial ao longo do rifte da Madeira, que inclui a formação do edifício submarino (que se levanta a partir de cerca de 4 000 m de profundidade), e à qual pertencem também as mais antigas rochas subaéreas. É a unidade basal, com idades radiométricas compreendidas entre mais de 4,6 Ma e 3,9 Ma.
- 2) Uma fase de vulcanismo ao longo do rifte das Desertas (entre 3,6 e 3,2 Ma), enquanto o vulcanismo esteve praticamente inactivo na ilha da Madeira. É a unidade das Desertas.
- 3) Uma nova fase de actividade do rifte da Madeira, durante a qual se formou o essencial da ossatura da ilha. É a unidade média da Madeira, com idades entre 3,0 e 0,7 Ma.

Depois de um período de intensa erosão ocorreram ainda alguns episódios vulcânicos, sendo uma das principais manifestações a formação de escoadas ao longo de vales, sobretudo na vertente norte, num intervalo de tempo ainda pouco preciso. Contudo, as últimas manifestações vulcânicas terão ocorrido há cerca de 6 000-7 000 anos, de acordo com duas datações obtidas pelo método do radiocarbono em cinzas vulcânicas do Paul da Serra. Esses materiais eruptivos constituem, no conjunto, a unidade superior da ilha da Madeira, ou “fase pós-erosiva”, que, de acordo com Geldmacher *et al* (2000), ocuparia o

intervalo entre 0,18 Ma (data obtida numa escoada lávica do vale de São Vicente) e 6-7 cal ka BP (amostras do Paul da Serra).

### 3. GEOMORFOLOGIA E PAISAGEM DE PORTO SANTO E DA MADEIRA

Porto Santo é uma ilha pequena e baixa, profundamente erodida, com altitudes inferiores a 150 m na maior parte da sua extensão. Os relevos vigorosos que se levantam na parte oriental e no extremo sudoeste da ilha fazem lembrar a fisionomia de pequenos aparelhos vulcânicos. Na realidade, trata-se na maior parte dos casos de relevos residuais, sustentados por filões, diques ou chaminés, mais resistentes à erosão do que as escoadas de hialoclastitos e depósitos vulcanoclásticos que constituíam o essencial da arquitectura dos vulcões primitivos (cf. Ferreira & Neiva, 1996). As rochas de origem submarina encontram-se hoje até 300 m de altitude, o que dá uma ideia da amplitude do levantamento da ilha (sem contar com possíveis alterações do nível do mar) e do volume de rochas erodido. O relevo baixo e a influência persistente do anticiclone subtropical explicam a escassez das chuvas e, em grande parte, a paisagem austera, semiárida, da ilha de Porto Santo.

A ilha da Madeira, embora também não conserve, de modo geral, as estruturas vulcânicas originais, apresenta um relevo muito diferente, dominado por uma impressionante dissecção da drenagem e arribas imponentes. A altitude que a ilha hoje atinge (quase 2 000 m) deve-se essencialmente a um empilhamento sucessivo de lavas subaéreas, mas em parte também a um levantamento isostático que poderá cifrar-se em cerca de 400 m, tal como é sugerido pela altitude dos calcários recifais de São Vicente.

Esse volume montanhoso é responsável pelo grande aumento das chuvas na Madeira em relação a Porto Santo, e à paisagem verdejante que se observa na ilha, sobretudo na vertente norte. As vertentes íngremes, aliadas a uma estrutura geológica favorável e à intensa precipitação, são responsáveis por movimentos gravíticos de grande dimensão, tanto ao longo dos vales como nas vertentes costeiras (cf. Rodrigues, 2006).

Outra consequência das elevadas altitudes alcançadas na Madeira foi a ocorrência de uma dinâmica periglaciária, provavelmente correlativa da última glaciação (Ferreira, 1981). As manifestações mais claras dessa dinâmica ocorrem sobretudo no Pico do Areeiro, a partir de 1 600 m de altitude. Observam-se escoadas de crioclastos, valeiros em berço atapetados também por cascalheiras crioclásticas que podem atingir 4 m de espessura, e, num talude da estrada do Areeiro, a 1 680 m de altitude, escombrelas crioclásticas afectadas provavelmente por crioturbação. Se esta última interpretação se confirmar, poderá significar a existência, pelo menos a espaços, de solo gelado estacional.

Manifestações de uma dinâmica crionival encontram-se também no planalto do Paul da Serra, a única área plana e relativamente extensa da Madeira, com altitudes de 1 400-1 500 m. Os indícios mais comuns da dinâmica crionival no planalto são cascalheiras crioclásticas que se acumulam muitas vezes em planícies aluviais relacionadas provavelmente com a fusão estival de gelos e de neves. Parte da cascalheira poderá ser subactual, mas os crioclastos mais típicos encontram-se, em diversos locais, fossilizados pelas cinzas vulcânicas datadas de há 6 000 a 7 000 anos (cf. Brum da Silveira *et al*, 2006), o que confirma a sua idade ante-Holocénica (tratando-se, como se presume, de testemunhos de um clima acentuadamente mais frio que o actual).

#### 4. CONTEXTO ESTRUTURAL E VULCANISMO DOS AÇORES

Ao contrário do que acontece com a Madeira e Porto Santo, os Açores fazem parte de um dos domínios do vulcanismo activo da Terra. Como é sabido, do ponto de vista estrutural as ilhas dos Açores ficam situadas numa junção tripla, entre as placas litosféricas americana, eurasiática e africana. Essa junção tripla tem a forma de um T, em que os dois ramos de direcção N-S fazem parte da dorsal média do Atlântico, e o terceiro ramo, de direcção WNW-ESE, é conhecido por rifte da Terceira. Este rifte é interpretado como uma transformante, em desligamento direito, com componente distensiva (*leaky transform*), que explicaria grande parte da actividade vulcânica dos Açores (Searle, 1980; Madeira & Ribeiro, 1990; Ribeiro, 2002).

O rifte da Terceira passa pela Graciosa, Terceira e a parte ocidental de São Miguel. Mas, além destas ilhas, também São Jorge, o Faial e o Pico são sede de vulcanismo activo. Por isso, é bem provável que haja outras faixas de expansão oblíqua, nomeadamente uma passando por São Jorge e outra pelo Faial e pelo Pico. Ao contrário das ilhas do Grupo Central e da própria ilha de São Miguel, que se desenvolvem ao longo das estruturas de direcção geral WNW-ESE, as Flores e o Corvo parecem alinhadas segundo uma fractura N-S, paralela à dorsal média do Atlântico (cf. Azevedo & Portugal Ferreira, 2006). As Flores e o Corvo ficam situadas a oeste da dorsal, isto é, na placa americana, enquanto as restantes ficam na transição entre a placa eurasiática e a africana, com limites difíceis de definir.

Alguns autores têm relacionado o vulcanismo dos Açores com uma pluma térmica, responsável não só pelo vulcanismo mas também pela importante sismicidade que ali se verifica. Todavia, não parece existir uma anomalia térmica positiva no manto da região açoriana, o qual registaria, até, de acordo com Bonatti (1998), uma temperatura um pouco inferior ao normal. Segundo este autor, a concentração anormal de água e de componentes voláteis no manto superior dos Açores teria no entanto como consequência um abaixamento da temperatura de fusão, que facilitaria as manifestações de vulcanismo.

#### 5. GEOMORFOLOGIA E PAISAGEM DAS ILHAS DOS AÇORES

Apesar de pertencerem a um dos domínios do vulcanismo activo da Terra, há duas ilhas nos Açores em que as estruturas vulcânicas se encontram bastante desmanteladas. São elas Santa Maria e as Flores.

Em Santa Maria, o vulcanismo parece extinto há cerca de 2-3 Ma (tendo em conta a posição estratigráfica da última formação vulcânica da ilha, a Formação de Feiteiras, de acordo com Serralheiro *et al*, 1987, e para a qual não se dispõe de datação absoluta). O complexo vulcânico mais antigo (com idade radiométrica em torno dos 5 Ma, de acordo com Féraud *et al*, 1984) constitui a parte ocidental da ilha, e encontra-se arrasado por duas plataformas de erosão, de origem provavelmente marinha. Estas plataformas estão limitadas a oriente por uma escarpa rectilínea e abrupta, a escarpa do Pico Alto. A parte oriental, mais alta, encontra-se muito dissecada pelos cursos de água. Nada nesta morfologia faz lembrar a origem vulcânica da ilha. O relevo do Facho, que domina a plataforma mais alta, a leste de Vila do Porto, apresenta a fisionomia de um vulcão, mas é na verdade uma estrutura muito erodida, sustentada por uma chaminé vulcânica (Serralheiro *et al*, 1987).

Nas Flores, as rochas mais antigas têm uma idade aproximada de 2 Ma, mas o essencial da ossatura do relevo da ilha formou-se entre 700 e 200 ka antes do presente (Azevedo & Portugal Ferreira, 2006). Depois de uma longa fase de provável inactividade vulcânica, ocorreram dois episódios de vulcanismo

relativamente recentes: um, há cerca de 3 000 anos, com actividade estromboliana, que deu origem a alguns cones de escórias, e outro há 2 000 anos, caracterizado por uma actividade freatomagmática que originou crateras de explosão de tipo *maar*. São essas crateras de explosão, geralmente cobertas por lagoas, que na ilha das Flores constituem as únicas formas vulcânicas bem conservadas.

Nas restantes ilhas dos Açores, embora partes delas possam ser bastante antigas, há em todas elas manifestações de vulcanismo recente, com formas vulcânicas bem conservadas. As formas mais grandiosas são, sem dúvida, os estratovulcões. O vulcão do Pico pode servir de exemplo. É um edifício majestoso, que se levanta de um planalto a cerca de 800 m, e atinge a altitude de 2 351 m, a mais elevada do território português. Ao contrário do que acontece com o vulcão do Pico, os outros grandes estratovulcões dos Açores conheceram na sua evolução um abatimento da parte central, dando origem às caldeiras, que figuram entre as mais típicas formas vulcânicas das ilhas açorianas. Um dos exemplos mais impressionantes é a caldeira do vulcão do Faial, com as suas escarpas muito abruptas e altas, de forma circular quase perfeita. Na ilha de São Miguel, as caldeiras dos estratovulcões activos, por dificuldade de drenagem, têm o fundo total ou parcialmente coberto por lagoas, as quais constituem um dos maiores atractivos da paisagem açoriana.

Muito frequentes nas regiões vulcânicas de todo o mundo, e também nos Açores, são os edifícios vulcânicos de pequena dimensão, resultantes de erupções de curta duração e, geralmente, de tipo estromboliano. Estes vulcões levantam-se muitas vezes de plataformas lávicas, que têm nos Açores o nome de achadas. Podem ocorrer às dezenas e, até, às centenas, alinhando-se frequentemente ao longo de fracturas, constituindo cordilheiras de aspecto linear, em que o exemplo mais impressionante se pode observar na ilha de São Jorge.

Sem se pretender uma enumeração exaustiva das formas vulcânicas, convém salientar também as escoadas de lavas recentes, que impressionam o observador menos prevenido. Normalmente muito rugosas, por onde se caminha com grande dificuldade (escoadas de tipo *aa*), também existem escoadas de lavas encordoadas (*pahoehoe*), de superfície mais macia. Devido à forte humidade do clima dos Açores, essas lavas alteram-se com alguma rapidez, e estão normalmente revestidas por mato ou são utilizadas para a cultura da vinha.

## **6. VULCANISMO E PERIGOSIDADE VULCÂNICA NAS ILHAS DA MADEIRA E DOS AÇORES**

A perigosidade vulcânica está relacionada, antes do mais, com a frequência de ocorrência das erupções. Como se disse, o vulcanismo encontra-se extinto na ilha de Porto Santo, por isso a perigosidade vulcânica nesta ilha é nula. O mesmo se poderá dizer da ilha de Santa Maria, onde não se registaram erupções nos últimos 2-3 Ma. No que se refere à ilha da Madeira, se o hiato vulcânico não for um hiato de informação, depois de 180 000 anos de inactividade, ocorreram erupções vulcânicas há cerca de 6 000 a 7 000 anos antes do presente (Geldmacher *et al*, 2000). Situação semelhante verifica-se na ilha das Flores, onde ocorreram manifestações vulcânicas há 3 000 e 2 000 anos, depois de um período de inactividade vulcânica que parece ter durado 200 000 anos (Azevedo & Portugal Ferreira, 2006). De modo que, no caso destas ilhas, não se pode considerar o vulcanismo extinto. Podemos considerá-lo inactivo,

atendendo a que são conhecidos no passado geológico períodos de repouso mais longos do que o tempo decorrido depois da última erupção.

Tal como aconteceu nas ilhas atrás referidas, no Corvo e na Graciosa não ocorreu nenhuma erupção vulcânica depois da ocupação humana. Mas isso não significa necessariamente que nestas ilhas o vulcanismo esteja inactivo, dado que, nos Açores, o tempo histórico é muito curto. Isso é sobretudo verdade no caso da ilha Graciosa, onde se observam formas vulcânicas muito bem conservadas e onde existem manifestações secundárias de vulcanismo (Ferreira, 1968). Na ausência de erupções históricas, de manifestações secundárias de vulcanismo e de datações absolutas que permitissem calcular os períodos de dormência, é muito mais difícil classificar a situação do vulcanismo na ilha do Corvo.

Em conclusão, o estado do vulcanismo nas ilhas que não registaram erupções históricas é muito diverso, mas em todas elas a probabilidade de ocorrência de novas erupções ou é nula ou é muito fraca, com excepção da ilha Graciosa (Quadro 1).

Quadro 1  
Estado do vulcanismo nas ilhas que não registaram erupções históricas (desde meados do século XV).

Table 1  
*State of volcanism in the islands without historical eruptions.*

<b>Ilhas</b> <i>Islands</i>	<b>Duração da inactividade anterior à última erupção</b> <i>Period of inactivity before the last eruption</i>	<b>Idade da última erupção</b> <i>Age of the last eruption</i>	<b>Estado da actividade vulcânica</b> <i>State of the volcanic activity</i>
Porto Santo	-	8 Ma	Extinto
Santa Maria	-	2-3 Ma	Extinto
Madeira	180 ka	6-7 ka	Inactivo
Flores	200 ka	2-3 ka	Inactivo
Corvo	?	?	Inactivo?
Graciosa	?	?	Activo?

Nas restantes cinco ilhas dos Açores, há em todas elas vulcões activos, com uma história eruptiva que começa a ser bem conhecida. Se, na histórica geológica recente do vulcão do Pico parece terem dominado as erupções de tipo havaiano e estromboliano (Nunes, 1999), na maior parte dos outros estratovulcões activos dos Açores há um nítido predomínio da actividade explosiva, nomeadamente no interior das caldeiras. É o que acontece por exemplo na ilha de São Miguel, nos vulcões das Furnas, Fogo e Sete Cidades. A elevada perigosidade relacionada com esses vulcões resulta não só de períodos de recorrência relativamente curtos, mas também pela incidência de actividade explosiva com elevada magnitude (pliniana e subpliniana), testemunhada na geologia por depósitos diversos (alternância de cinzas e lapilli traquíticos, depósitos de "blocos e cinzas", ignimbritos).

No que se refere ao número de erupções, no vulcão das Furnas registaram-se nos últimos 5 000 anos cerca de 10 erupções de tipo explosivo, incluindo duas erupções históricas, uma cerca de 1440 e outra em 1630, com magnitude pliniana e subpliniana (Guest *et al*, 1999). A história eruptiva no vulcão do Fogo é também dominada por manifestações de forte explosividade no interior da caldeira, tendo-se documentado, nos últimos 5 000 anos, 7 erupções, sendo também duas históricas, uma em 1563 e outra em 1564 (Wallenstein & Duncan, 1998). Quanto ao vulcão das Sete Cidades, há a registar nos últimos

5 000 anos 17 erupções hidromagmáticas intracaldeira, a última ocorrida há 700 anos, o que ultrapassa largamente o intervalo médio de dormência (Queiroz & Gaspar, 1998).

A seguir ao povoamento das ilhas, a actividade vulcânica nos grandes vulcões centrais dos Açores continuou uma tendência verificada na história geológica recente, isto é, erupções com carácter fortemente explosivo no interior das caldeiras e manifestações efusivas nos flancos dos vulcões ou ao longo das principais fracturas. A presença de lagoas nas caldeiras explica em grande medida a elevada explosividade vulcânica, porque favorecem as erupções hidromagmáticas. Exemplo disso foi o que se verificou na mais grave das erupções históricas registadas nos Açores, ou seja, a que ocorreu no vulcão das Furnas, em 1630 (Quadro 2). As erupções submarinas revestem também um carácter fortemente explosivo sempre que se regista a entrada de água do mar na chaminé. Foi isso mesmo o que se verificou recentemente no primeiro ano de actividade do vulcão dos Capelinhos.

Quadro 2  
Principais erupções vulcânicas históricas dos Açores e suas consequências.

Table 2  
Main historical volcanic eruptions in the Azores and consequences.

Ano Year	Local Locality	Actividade Activity	Consequências Consequences
1563	Vulcão do Fogo (São Miguel)	Actividade explosiva na caldeira; efusiva nos flancos do vulcão (Pico do Sapateiro)	Uma escoada lávica oriunda do Pico do Sapateiro soterrou parte da povoação da Ribeira Seca (Gaspar Frutuoso)
1630	Vulcão das Furnas (São Miguel)	Actividade estromboliana, seguida de actividade freatomagmática na caldeira	Formação de escoadas piroclásticas que terão vitimado uma centena de pessoas em Ponta Garça. No total, terão perecido 195 pessoas em São Miguel (Cole <i>et al</i> , 1995)
1672	Faial (Cabeço do Fogo)	Actividade explosiva, seguida de actividade efusiva	Escoadas de lava destruíram quase totalmente as povoações de Praia do Norte e do Capelo (Machado, 1959)
1808	São Jorge	Actividade efusiva e estromboliana	Uma escoada lávica destruiu parcialmente a povoação da Urzelina (Machado, 1965).
1957/58	Faial (vulcão dos Capelinhos)	Actividade surtseyana, seguida de actividade estromboliana	Forte queda de cinzas. Cerca de 700 pessoas desalojadas (Ribeiro & Brito, 1958; Campos <i>et al</i> , 1962).

No total, a seguir à ocupação humana terão ocorrido nas ilhas dos Açores 34 erupções vulcânicas, contando não só as erupções terrestres mas também as submarinas (Forjaz *et al*, 2000). Essas erupções estão desigualmente documentadas e ocorreram na maior parte dos casos em focos eruptivos distintos. De modo que não é fácil calcular períodos de retorno e fazer uma previsão segura, no curto prazo, de novas erupções vulcânicas.

## BIBLIOGRAFIA

- Azevedo, J. M. M. & Portugal Ferreira, M. R. (2006) – The volcanotectonic evolution of Flores Island, Azores (Portugal). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156: 90-102.
- Bonatti, E. (1998) – Le manteau de la Terre et l'ouverture des océans. In *Les Humeurs de l'Océan*, Dossier Pour la Science, Scientific American, Paris, p. 12-20.

- Brum da Silveira, A.; Madeira, J.; Prada, S.; Canha, R.; Fonseca, P.; Ramalho, R. (2006) – Glacial landforms in Madeira Island (Portugal). In *Dinâmicas geomorfológicas. Metodologias. Aplicação. 3º Congresso de Geomorfologia. Associação Portuguesa de Geomorfólogos. Volume de Resumos*, Funchal: 41.
- Campos, V.; Machado, F.; Garcia, J. A. S. (1962) – Relatório da missão técnica do Ministério das Obras Públicas para remediar as primeiras consequências da erupção vulcânica da Ilha do Faial. In *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'Éruption du Volcan de Capelinhos (Deuxième Partie)*, Serviços Geológicos de Portugal, Memória nº 9 (Nova Série), Lisboa, p. 35-50.
- Cole, P. D.; Queiroz, G.; Wallenstein, N.; Gaspar, J. L.; Duncan, A. M.; Guest, J. E. (1995) – An historic subplinian / phreatomagmatic eruption: the 1630 AD eruption of Furnas volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69: 117-135.
- Cole, P. D.; Guest, J. E.; Queiroz, G.; Wallenstein, N.; Pacheco, J.-M.; Gaspar, J. L.; Ferreira, T.; Duncan, A. M. (1999) – Styles of volcanism and Volcanic hazards on Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92: 39-53.
- Féraud, G.; Schmincke, H.-U.; Lietz, J.; Gostaud, J.; Pritchard, G.; Bleil, U. (1984) – New K-Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the islands of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira archipelago) and Gran Canaria (Canary Islands). *Arquipélago, Ciências da Natureza*, 5: 213-240.
- Ferreira, A. B. (1968) – *A Ilha Graciosa*. Lisboa, Centro de Estudos Geográficos.
- Ferreira, A. B. (1981) – Manifestações periglaciárias de altitude na ilha da Madeira. *Finisterra*, XVI (32): 213-229.
- Ferreira, M. Portugal & Neiva, J. Cotelo (1996) – *Carta Geológica de Portugal, Folha da Ilha de Porto Santo, escala 1:25 000*. Centro de Geociências da Universidade de Coimbra; Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Forjaz, V. H.; Rocha, F. M.; Medeiros, J. M.; Meneses, L. F.; Sousa, C. (2000) – *Notícias sobre o vulcão oceânico da Serreta, Ilha Terceira dos Açores*. Ponta Delgada, Observatório Vulcanológico e Geotérmico dos Açores.
- Gaspar, J. L. & Queiroz, G. (1998) – Vulnerability and Risk at Sete Cidades Volcano, S. Miguel Island, Azores. In Gaspar, J. L.; Cheminé, J.-L.; Ferrucci, F.; Guest, J. E.; G. Sigvaldason, G. (Eds.) – *EC Advanced Study Course 1998, Volcanic Hazard Assessment, Monitoring and Risk Mitigation, Abstracts Book*. Universidade dos Açores, Ponta Delgada: 36.
- Gaspar Frutuoso, Doutor (1522-1591) – *Saudades da Terra, Livro IV*. Instituto Cultural de Ponta Delgada, 1998.
- Geldmacher, J.; Bogaard, P.; Hoernle, K.; Schmincke, H.-U. (2000) – Ar age dating of the Madeira Archipelago and hotspot track (eastern North Atlantic). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 1, American Geophysical Union [Paper 1999GC000018].
- Guest, J. E.; Gaspar, J. L.; Cole, P. D.; Queiroz, G.; Duncan, A. M.; Wallenstein, N.; Ferreira, T.; Pacheco, J.-M. (1999) – Volcanic geology of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92: 1-29.
- Machado, F. (1959) – A erupção do Faial em 1672. In *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'Éruption du Vulcão de Capelinhos*. Serviços Geológicos de Portugal, Memória 4 (Nova Série), Lisboa: 89-99.
- Machado, F. (1965) – *Vulcanismo das ilhas de Cabo Verde e das outras ilhas Atlântidas.*, col. "Estudos, Ensaios e Documentos", 117, Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar.
- Madeira, J. & Ribeiro, A. (1990) – Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184: 405-415.
- Nunes, J. C. C. (1999) – *A actividade Vulcânica na Ilha do Pico do Plistocénico Superior ao Holocénico: Mecanismo Eruptivo e Hazard Vulcânico*. Tese de Doutoramento no Ramo de Geologia, Especialidade de Vulcanologia, Universidade dos Açores, 357p.
- Queiroz, G. & Gaspar, J. L. (1998) – The Geology of Sete Cidades Volcano, S. Miguel Island, Azores. In Gaspar, J. L.; Cheminé, J.-L.; Ferrucci, F.; Guest, J. E.; G. Sigvaldason, G. (Eds.) – *EC Advanced Study Course 1998, Volcanic Hazard Assessment, Monitoring and Risk Mitigation, Abstracts Book*, Universidade dos Açores, Ponta Delgada, p. 38-39.
- Ribeiro, A. (2002) – *Soft Plate and Impact Tectonics*. Berlín, Springer-Verlag.
- Ribeiro, O. & Brito, R. S. (1958) – *Primeira Notícia da Erupção dos Capelinhos na Ilha do Faial*. Separata de *Naturalia*, VII (I-IV), Lisboa.

- Rodrigues, D. (2006) – *Programa da visita de estudo Dinâmica de Vertentes na ilha da Madeira*. 3º Congresso de Geomorfologia. Funchal, Associação Portuguesa de Geomorfólogos.
- Schmidt, R. & Schmincke, H.-U. (2002) – From seamount to oceanic island, Porto Santo, Central East-Atlantic. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 91: 594-614.
- Schwarz, S.; Klügel, A.; Bogaard, P.; Geldmacher, J. (2005) – Internal structure and evolution of a volcanic rift system in the eastern North Atlantic: the Desertas rift zone, Madeira archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 123-155.
- Serralheiro, A.; Alves, C. A. M.; Forjaz, V. H.; Rodrigues, B. (1987) – *Carta Vulcanológica dos Açores, Ilha de Santa Maria (escala 1: 15 000)*. Ponta Delgada, Serviço Regional de Protecção Civil, Universidade dos Açores, Centro de Vulcanologia (INIC).
- Searle, R. (1980) – Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 51: 415-434.
- Wallenstein, N. & Duncan, N. (1998) – The geology of Fogo Volcano, S. Miguel Island, Azores. In Gaspar, J. L.; Cheminé, J.-L.; Ferrucci, F.; Guest, J. E.; G. Sigvaldason, G. (Eds.) – *EC Advanced Study Course 1998. Volcanic Hazard Assessment, Monitoring and Risk Mitigation, Abstracts Book*, Universidade dos Açores, Ponta Delgada: 40.



# Global change, global geomorphic change and natural hazards, a new scenario?

A. Cendrero<sup>1</sup>, J. Remondo<sup>1</sup>, J. Bonachea<sup>1</sup>, V. Rivas<sup>2</sup>, J. Soto<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Dpt. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, Santander, Spain;

<sup>2</sup>Dpt. Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria, Santander, Spain;

<sup>3</sup>Dpt. Ciencias Médicas y Quirúrgicas, Universidad de Cantabria, Santander, Spain.

**Abstract:** A discussion of the role of geomorphic change due to human activities is presented, based on the analysis of some case studies. The effects of urban-infrastructure development and mining on direct and indirect denudation and geologic materials transport in several study areas are analysed. The temporal occurrence of landslides is analysed in another study area. Results obtained are compared with data on denudation and sediment transport from the literature, as well as with data on geomorphic disaster trends for the same period.

Data obtained indicate that people are nowadays the main geomorphic agent. "Technological denudation" appears to be one or more orders of magnitude greater than natural denudation or sediment transport rates. The "human geomorphic footprint" or rate of anthropogenic landform construction could reach a total area of continental proportions by the end of the century. The frequency of geomorphic hazard events – at local, national and global levels – has increased about one order of magnitude in half a century and shows exponential growth trends, which appear to be correlated with GDP (gross domestic product).

It is proposed that growing population, wealth and technology (for which GDP can be used as an indicator) is the driving force behind a widespread "global geomorphic change" that affects landscape resilience to natural geomorphic agents. The effect of geomorphic change is added to that of climate change and implies an acceleration of landscape evolution rates as well as an intensification of geomorphic hazards. It is suggested that measures to mitigate geomorphic change should be taken in order to curb the observed trend towards increasing geomorphic disaster occurrence.

**Keywords:** Landscape sensitivity, geomorphic processes, human activity, geomorphic footprint, natural disasters, global geomorphic change.

## 1. INTRODUCTION

This paper is a written version of the lecture presented during the 3<sup>o</sup> Congresso Português de Geomorfologia, held in Funchal in October 2006. The lecture was based to a great extent in former contributions by the author and his collaborators (Remondo *et al*, 2005, Cendrero *et al*, 2005; Rivas *et al*, 2006; Cendrero *et al*, 2006, in press; in particular this last one). It should not therefore be considered as a new, original contribution, but rather a re-elaboration of that work.

Global change is often understood as equivalent to climate change. There is no doubt that climate change is important and affects the planet as a whole. But global change also affects other characteristics of the planet. Some of those are directly or indirectly related to climate change either contributing to, or being affected by it (for instance, land cover change which affects the reflectivity of land surface and consequently energy balance; flood frequency that depends, among other things, on rain fall). Others, however, may be independent of climate, such as biodiversity reduction due to land-use changes or overexploitation of living resources, or the widespread modification of landforms and denudation/sedimentation processes.

Global change has affected the planet since it was formed but for the first time in Earth's history humans are playing a significant role in those changes. Qualitatively and quantitatively important effects of human influence can be felt in the atmosphere, biosphere, hydrosphere and lithosphere. There is a general awareness of the relevance of human influence on, for instance, climate and biodiversity, but changes affecting the solid earth are often not perceived as important. However, people-generated changes on the solid earth can be environmentally very significant.

During a well-known symposium on "Man's role in changing the face of the Earth" (Thomas, 1956), Brown (1956) referred to "technological denudation" and speculated that it could reach the equivalent of  $3 \text{ mm a}^{-1}$  over all land masses in a world with 30 billion people. But technological denudation is only one of the consequences of a widespread global geomorphic change, which includes both the direct alteration of the Earth's surface by human activities and their indirect effects.

Among the activities contributing to geomorphic change those related to urban and infrastructure development and mining activities play a particularly significant role. Such activities contribute, on the one hand, to the construction of new "anthropogeofoms" (geomorphic units of human origin characterised, as natural geomorphic units, by certain types of landforms, materials and processes) and, on the other hand to the extraction, transport, transformation and accumulation of geologic materials. That is, the system "mountain-river-sedimentation basin", which is the main natural means of solid materials transfer on the Earth's surface, has presently a human counterpart, the system "mine/quarry-road/railway-urban/industrial area". It is interesting trying to analyse and assess the relative importance of both.

But human activities also have important indirect effects on some geomorphic processes, in particular those related to geomorphic hazards such as landslides and floods. In what follows the direct role of geomorphic change in relation to denudation/sedimentation processes and its indirect influence on geomorphic hazards are examined.

## **2. THE HUMAN GEOMORPHIC FOOTPRINT**

The magnitude of the geomorphic influence of activities mentioned above can be expressed by means of what has been called the "human geomorphic footprint", a concept related to but quite different from the "human ecologic footprint" (Wackernagel & Rees, 1996). The HGF has been defined (Rivas *et al*, 2006; Cendrero *et al*, 2006) as the annual area occupied by landforms of human origin and volume of geologic materials transferred from one location to another through mining, quarrying, urban expansion or infrastructure development. Both magnitudes can, of course, be expressed as totals or "per capita". As shown below, this HGF represents a considerable contribution to landscape evolution processes.

## **3. WHAT ARE THE MAIN GEOMORPHIC MANIFESTATIONS OF LANDSCAPE EVOLUTION?**

Natural geomorphic evolution of landscape is due to different agents, mass wasting, wind-, ice- and water-driven processes, mainly rivers. One net result of those processes is the transfer of earth materials from denudation to deposition areas, with the consequent softening of relief. But landscape evolution is also determined by human activity. The role of humans on changes affecting the planet's surface was already examined quite a long time ago (Marsh, 1877; Thomas, 1956). Since then considerable efforts have been devoted to analyse the consequences of human activities for climate or the biosphere; also of soil erosion

related to farming or forestry activities. Some analyses of the effects of other types of activities on earth's surface processes have been carried out (Archer *et al*, 1987; Goudie, 1984, 1993, 1995; Douglas, 1990; Luttig, 1992; Walling, 1996; Brierly & Campbell, 1997; Phillips, 1999; Naredo & Valero, 1999; Slaymaker, 2000). But fewer studies have been undertaken on the significance of urbanisation, infrastructure development, quarrying and mining as geomorphic process (Hooke, 1994, 1999).

Geomorphic materials transfer is increasingly influenced by human activity, through both direct, deliberate excavation/accumulation (construction, mining) and indirect, induced erosion (construction, mining, forestry, farming). Those activities also imply the construction of new "geomorphic units" (Cendrero *et al*, 1987), each one of them with characteristic landforms, materials and processes (mining and quarrying excavations or accumulations, built-up areas, etc). Excavation and accumulation activities also enhance natural erosion processes, thus indirectly contributing to materials transfer, sediment supply and landform evolution (Wolman & Schick, 1967; Wolman, 1967; Dunnet & Leopold, 1978; Sowa *at al*, 1990; McClintock & Harbor, 1995; Walling, 1996; Trimble, 1997; Harbor, 1999; Rawat *et al*, 2000; Lu, 2005).

An assessment of the importance of human contributions to earth materials transfer and landform evolution compared to natural processes has been carried out (Rivas *et al*, 2006). That assessment provides some insight into the sensitivity of landscape evolution processes to human influence. The assessment was based on the analysis of geomorphic effects of urban development, mining activities and infrastructure construction in several study areas, one in an industrialised country (Besaya valley, Spain) and three in an emerging one (La Plata, Mar del Plata and Rio Cuarto, Argentina). The nature of the study areas and the methodology used in the analysis are explained in the aforementioned contribution and only a brief description is presented here. The effect of urban and infrastructure development as well as mining/quarrying activities on landscape evolution were assessed on the basis of their contribution to materials transfer and creation of new, anthropogenic landforms.

Materials mobilisation rate by those activities can be expressed as:

$$MR = DER_{ui} + DER_{mq} + IDR_{uimq}$$

Where: MR = mobilisation or transfer rate; DER = direct excavation rate; IDR = indirect denudation rate of disturbed areas; u = urban; i = infrastructure activities; m = mining; q = quarrying. All terms of the equation can be expressed as either  $m^3 m^{-2} a^{-1}$  or  $mm a^{-1}$ .

The extent of urban areas was determined by means of maps and air photographs of different dates. Data on population were also obtained. "Per capita" use of urban space in the study areas was thus calculated for the period covered and is shown in figure 1. Rate of urban land occupation (or urban landform construction) was calculated for the periods 1985-2000 and 1995-2000, and the results are presented in figure 2.

Despite certain irregularities in some of the study areas, probably due in part to the different nature of data (annual values for population; irregular periods for urban area, conditioned by the availability of maps or air photographs), it is clear that urban space occupied per person has grown with time, reaching rates between 2.5 and 5  $m^2 pers^{-1} a^{-1}$  at the end of last century (Fig. 2). This is probably the consequence of increasing wealth, with wealthier study areas (Besaya, Mar del Plata) showing higher growth rates. Average excavation for the different types of urban areas was also determined and volume directly affected by urban activities determined. As excavation depth has grown with time (higher buildings, deeper

foundations, more utilities, etc), there is little doubt that volume rate has grown more markedly than area rate, even though exact figures are not available. In summary, "human geomorphic footprint" due to urban development, expressed as rate of area of new landforms originated and geologic materials directly excavated grows with time, reflecting the growth in human capability to intervene on the earth's surface (more people, wealth and technology; that is greater GDP).

Mining activities also represent an important contribution to the human geomorphic footprint. Data on the extraction of earth materials through mining and quarrying were obtained in the four study areas, directly through air photo and field surveys or from public and mining companies' records. Finally, data were also obtained on areas and volumes affected by infrastructure construction. Full details on the procedures used and data obtained are given by Rivas *et al*, (2006). A summary of the results is shown in figure 3, which also includes, for comparison, data on the Madrid region (Naredo, 2002).

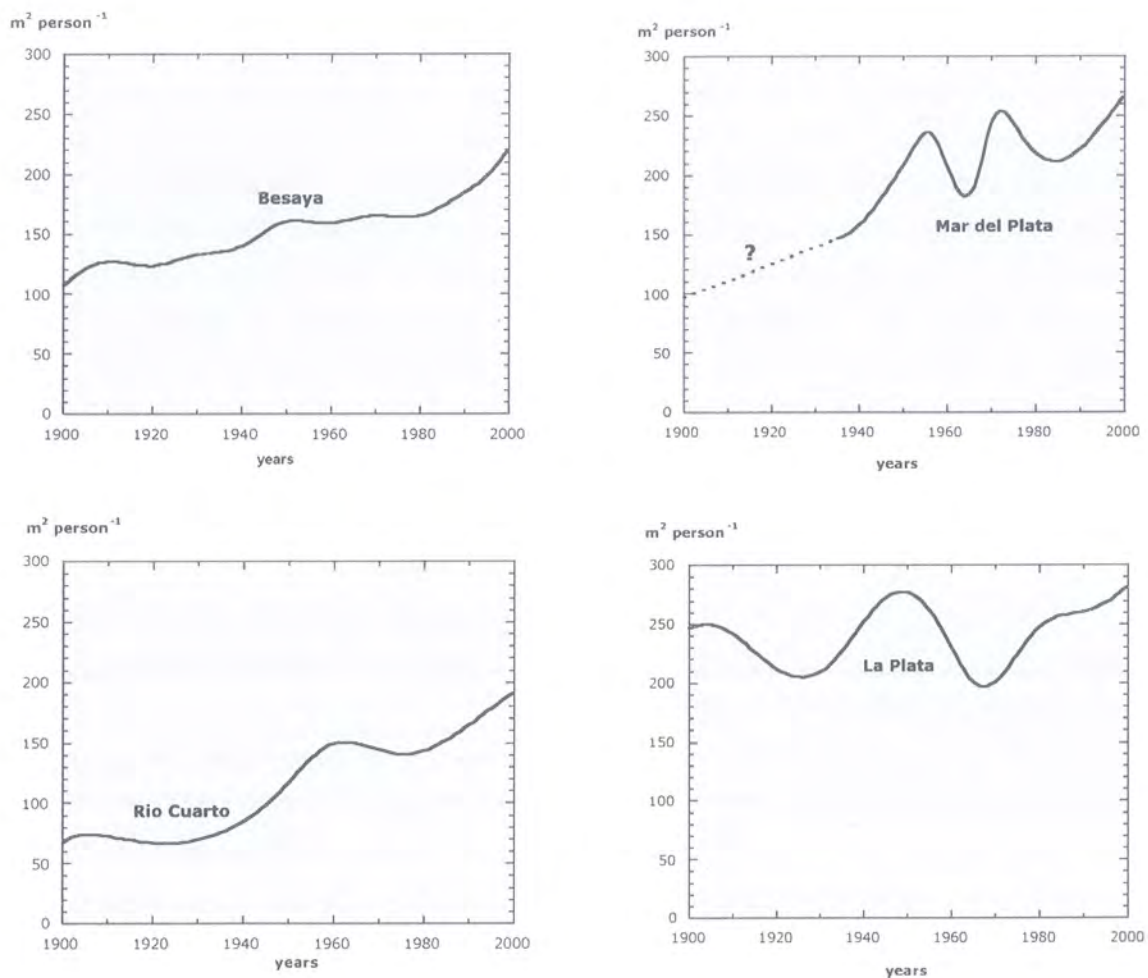


Figure 1 – Evolution of *per capita* use of urban space (urban area divided by number of inhabitants) in four study areas: Besaya valley, Spain; La Plata, Mar del Plata and Rio Cuarto, Argentina (Rivas *et al*, 2006).

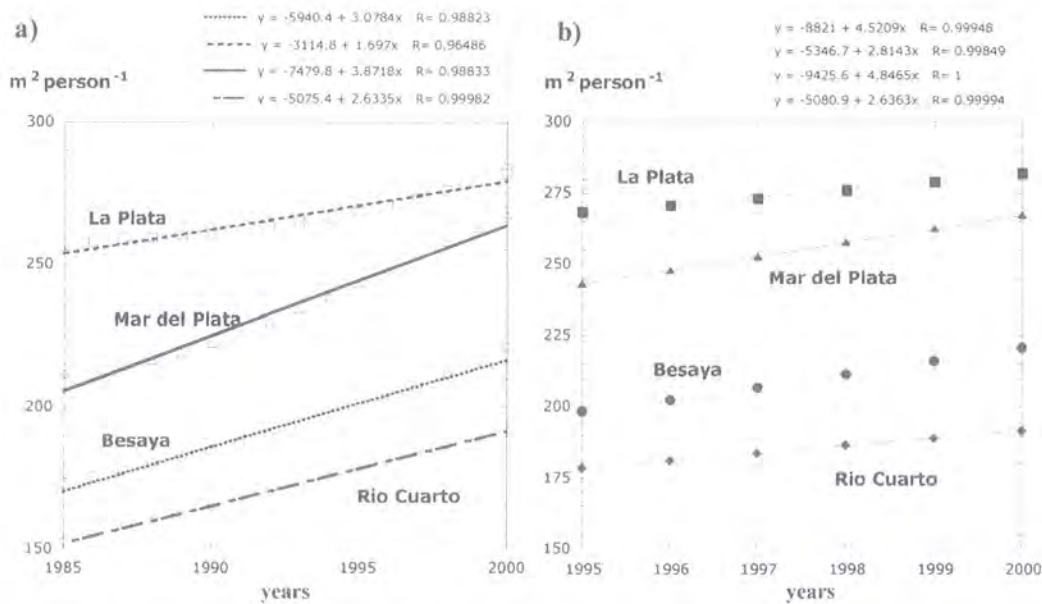


Figure 2 – Rate of urban land use for the periods 1985-2000 (a) 1995-2000 (b) (Rivas *et al*, 2006).

Areas affected by excavations and accumulations, in which materials are profoundly disturbed and vegetation cover eliminated, are much more erosion-prone than other areas. Induced erosion in that type of disturbed surfaces was assessed in the study areas, through direct determinations and indirect estimates based on the USLE (Wischmeier & Smith, 1978) as well as from the literature (Marelli *et al*, 1985; Nogués, 1987; Arce, 1988; Edeso *et al*, 1991; Díaz de Terán *et al*, 1992; Cantú *et al*, 1996; Cendrero, 2003; Rivas *et al*, 2005). Finally, in order to compare the magnitude of direct and indirect human contributions to geologic materials transfer with the one due to natural processes, erosion rates in undisturbed, nearly-natural areas were determined, estimated and obtained from the literature (Nani *et al*, 1980; Salas, 1993; Cendrero *et al*, 1994; González-Díez *et al*, 1996, 1999; Becker *et al*, 2002; Bujan *et al*, 2003).

Results are summarised in Table 1. For comparison purposes, total volumes affected by direct excavation and induced erosion of disturbed areas have been considered as if they were uniformly distributed over the whole study area analysed and expressed as rates ( $\text{mm a}^{-1}$ ). It is clear that in all study areas the process of materials mobilisation is largely dominated by direct excavation. Induced erosion of disturbed surfaces, even though these represent a minor proportion of the study areas analysed, appears to be generating as much sediment – or even more – as natural erosion over the whole of all such areas.

The study areas analysed are more densely populated than the world average. Thus, in order to get an idea of the relative importance of the processes considered at a global level some extrapolations were made on the basis of *per capita* contribution. *Per capita* effects due to construction activities are produced essentially within the areas themselves. On the other hand, a large proportion of mining materials directly or indirectly used by people are extracted far away. These are basically ores, coal and construction materials not included in the analysis of the study areas. Data from mining statistics for Spain, Argentina and the world (Naredo & Valero, 1999; IGME, 2002; SEGEMAR, 2002) were used to calculate *per capita* contribution to mining mobilisation. Adding this contribution to the values obtained in the study areas, the overall geomorphic footprint attributable to the activities considered was thus calculated and is presented

in Table 2. Hooke (1994, 1999) obtained similar – although a bit smaller- values for direct excavation of earth materials. Data provided by Adriaanse (1997), Eurostat (2002), Carpintero (2003) and Arto (2003) on use of non-biotic materials in industrialised countries range between 33 and 76 t pers<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>. Material types considered by those authors are not directly comparable to the ones used in this analysis, but their values are clearly within the same order of magnitude as ours.

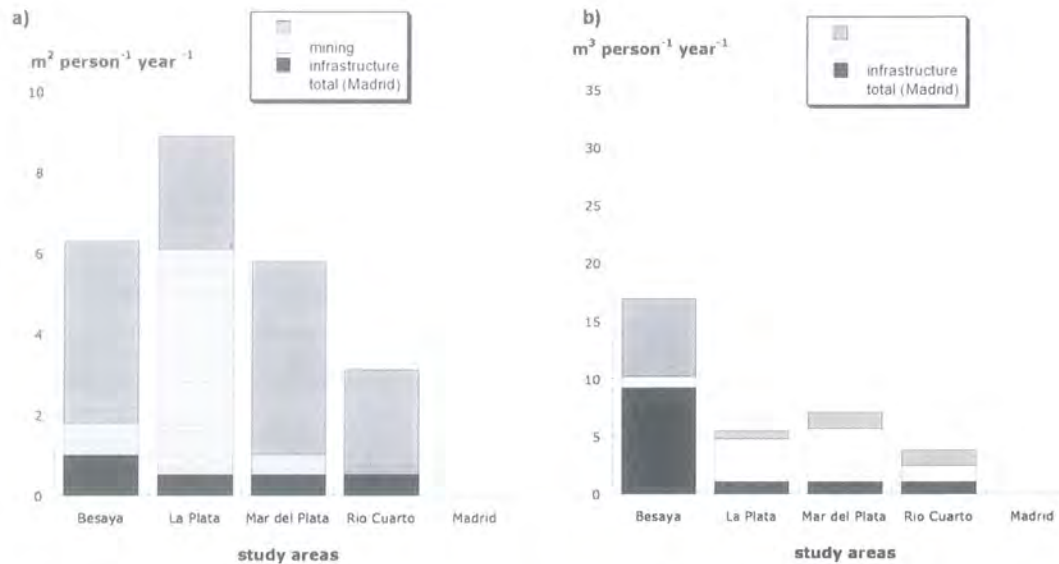


Figure 3 – Per capita rates of area used (a) and volume excavated (b) for urban, infrastructure and mining/quarrying activities in four study areas for the most recent period available in each case (from data in Rivas *et al*, 2006).

Table 1  
Comparison between direct, indirect and natural mobilisation processes ( $mm \text{ a}^{-1}$ ) (Rivas *et al*, 2006).

Zones	Direct excavation	Induced erosion <sup>(1)</sup>	Present erosion <sup>(2)</sup>
Besaya	3	0.05-0.25	0.01
La Plata	3.3	0.02	0.01
Mar del Plata	2.7	0.01	0.01
Rio Cuarto	9.5	0.09	0.05
Other humid Pampa			0.01

(1) Sediment contribution from disturbed areas evenly distributed over the whole study area

(2) Under "nearly natural" conditions

It is interesting to compare the rates presented above with those obtained by different authors for natural denudation processes (Table 3). Comparisons must be made with caution. The values we have obtained have a margin of uncertainty and should be considered as valid at the order-of-magnitude level. The uncertainty also exists in the case of natural rates, as shown by the differences in the values provided by different authors. The nature of the processes compared is not the same. Also, natural denudation affects the earth's surface in general, whereas the influence of human activities analysed is concentrated in a much smaller area.

Table 2

Total geomorphic footprint (approximate values\*) due to excavation and mining activities (modified from Rivas *et al*, 2006).

Region	Area rate (m <sup>2</sup> pers <sup>-1</sup> a <sup>-1</sup> )	Volume rate (m <sup>3</sup> pers <sup>-1</sup> a <sup>-1</sup> )	Total area (km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> )	Total volume (x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> )	Mobil. Rate (mm a <sup>-1</sup> )
Spain	7.9	30.4	316	1216	2.4
Argentina	5.93	6.4	213	230	0.08
World (?)	6.91	18.4	41,460	110,400	0.83

\*World values are a rough average obtained assuming that global rates are probably somewhere between those of an industrial and one emerging economy and should not be considered as a rigorous estimate.

Table 3

Lowering rates (mm a<sup>-1</sup>) according to different authors (Leopold *et al*, 1964; Douglas, 1990; Summerfield & Hulton, 1994; Goudie, 1995; Hallet *et al*, 1996; Remondo, 2001; Gellis *et al*, 2004; Renwick *et al*, 2005; Sigha-Nkamdjou *et al*, 2005; Latrubesse *et al*, 2005).

Author (year)	Place	Rate	Observations
Clark & Jagger (1964)	Alps	0.004-1	
Corbel (1964)		0.03-0.15	Temperate humid or subhumid areas
Leopold <i>et al</i> (1964)	World	0.027	
Eardly & Viavant (1967)	Utah	0.14-0.067	
Ruxton & McDougall (1967)	Papua	0.06-0.8	
Strakhov (1967)		0.03-0.08	Large river basins
Young (1974)		0.1-0.5	Mountain areas
Owens & Watson (1979)		0.01-0.05	Lowlands
Selby (1982)	Mississippi valley	0.04	
Judson (1983)	World	0.06	From original brute data
Judson (1983)	World	0.025	Natural contribution
Saunders & Young (1983)	World	0.01-1	
Crocier (1984)	New Zeland	0.03-0.5	Forest areas
Cendrero & Díaz de Terán (1985)	Canary Islands	0.27	
Benito <i>et al</i> (1991)	Galicia	0.01	
Summerfield & Hulton (1994)	World	0.004-0.68	Major drainage basins
Nava (1995)	Bárdenas Reales	4-10	
Hallet <i>et al</i> (1996)	Glaciated regions	0.01-100	
Briggs <i>et al</i> (1997)	World	0.065	From original brute data
Gellis <i>et al</i> (2004)	New Mexico	0.05-1.5	
Latrubesse <i>et al</i> (2005)	34 large tropical rivers	0.002-2.0	From sediment yield data
Renwick <i>et al</i> (2005)	Ohio	0.1-1	
Sigha-Nkamdjou <i>et al</i> (2005)	Cameroon	0.005-0.1	

If the figures presented above (for one emerging and one industrialised economy) are correct and more or less representative of possible value ranges, we would have that 'technological denudation' is about one order of magnitude greater, or more, than natural denudation. That is, the geomorphic process of materials transfer and relief evolution appears to be nowadays controlled essentially by the human activities analysed, that seem to contribute with at least 90% of the total denudation.

The human geomorphic footprint – expressed as rate of generation of new landforms – is at present probably about 40 000 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup> (Rivas *et al*, 2006). Taking into account the trend towards increasing geomorphic footprint, the total area covered by new "anthropogenic landforms" could reach continental proportions at the end of the century, probably in the order of 5-10 x 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>. The total volume mobilised

through human activities, presently about  $10^{11} \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ , would increase even more markedly. It thus appears that geomorphic landscape evolution is presently due mainly to people-driven processes.

#### 4. GEOMORPHIC CHANGE AND GEOMORPHIC HAZARDS

What has been presented above indicates that human action has become an increasingly important agent during the last century, particularly in the last few decades. A logical question that arises then is to what extent specific geomorphic processes, particularly those representing hazards, are being affected by human influence.

A look at some socio-economic and natural hazards indicators provides a few clues with respect to that. Figure 4 shows the evolution of world population, energy consumption and gross domestic product (GDP) during the second half of last century. Between 1950 and 2000 population has increased approximately by a factor of 2.4, energy consumption by 3.8 and GDP by 6.8. This reveals a growing degree of industrialisation and a clear improvement in the management of economic systems (productivity per unit energy consumed and even more per person has increased considerably). Figure 5 (EM-DAT, 2005; Munich R. E., 2005) shows data on natural disasters' events and damages. Natural disasters and damages have increased by a factor of about 12 and 25-30, respectively. It is obvious that our management of natural hazards has become worse. Both natural hazard events and damages – especially the latter – grow more than socio-economic indicators that might be somehow related to them. If our management in this realm had remained at the same level of efficiency we should expect damages to grow approximately the same as GDP (more elements to be damaged, more damages). Could this be related, at least in part, to geomorphic changes?

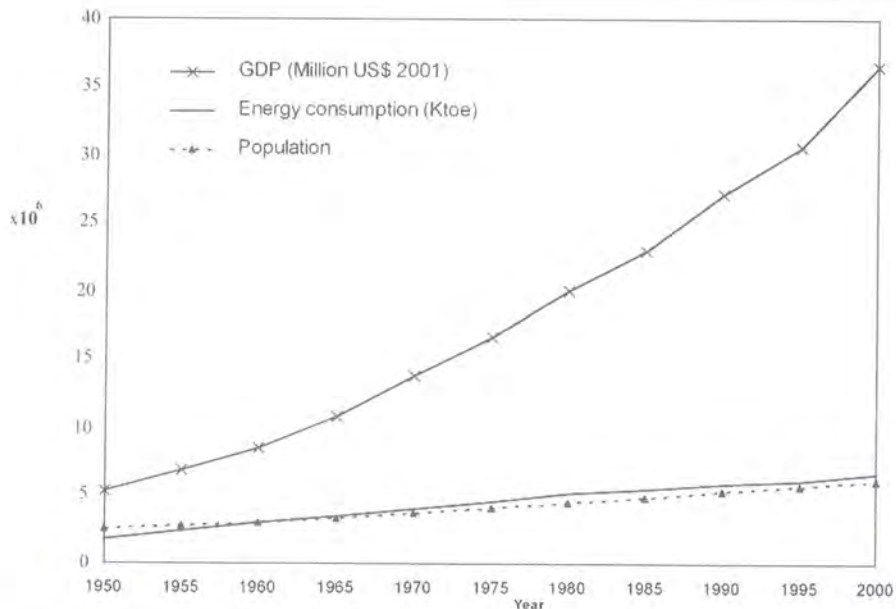


Figure 4 – Evolution of world population, energy consumption and GDP for 1950-2000 (Groningen Growth and Development Centre and The Conference Board, Total Economy Database, August 2005, <http://www.ggdc.net>; United Nations Population Division, October 2005, <http://www.un.org/esa/population/unpop.htm>; International Energy Agency, October 2005, <http://www.iea.org/>).

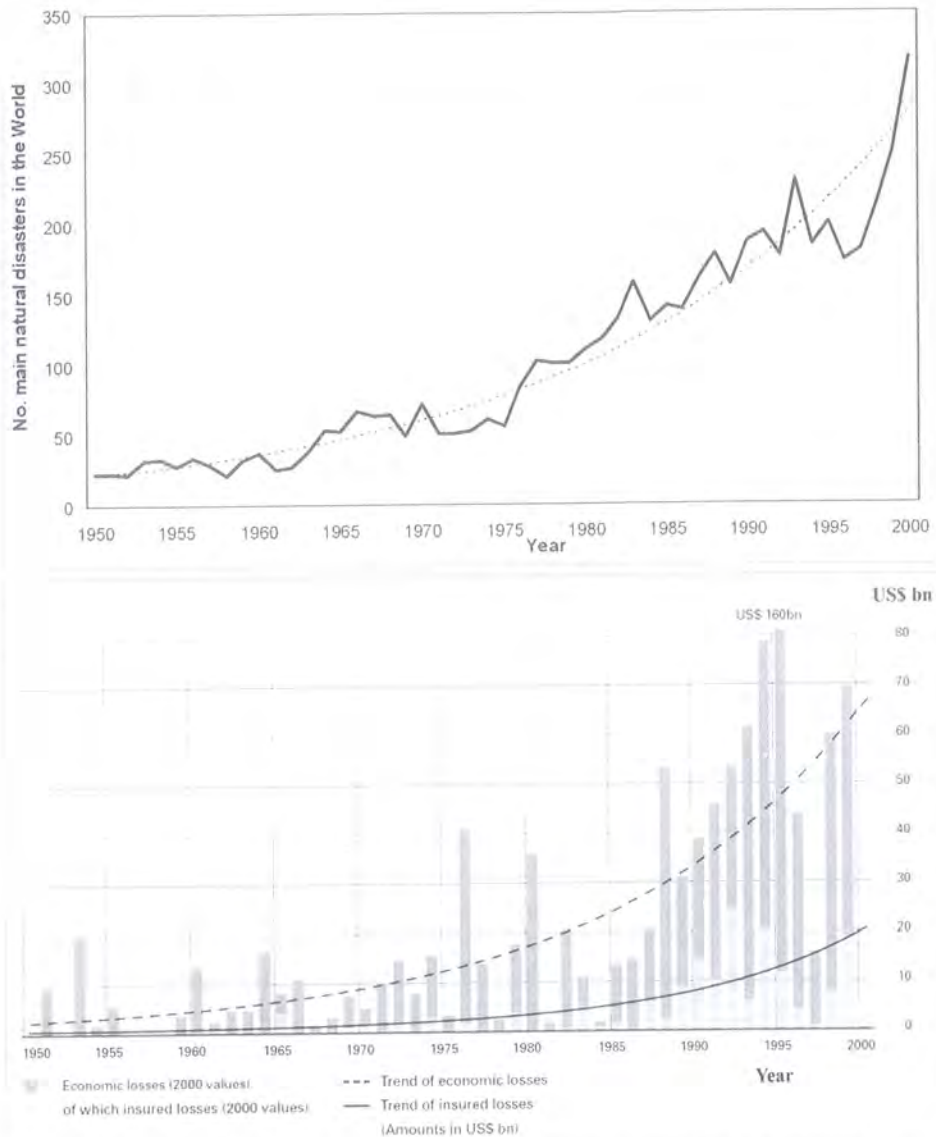


Figure 5 – Number of natural hazards events (EM-DAT, 2005) and damages (Munich RE, 2005) in the world during the second half of last century.

An analysis of the evolution of landslide frequency or rates in a study area of northern Spain, the lower Deva valley, during the second half of last century provides additional data. An inventory of landslides occurred in the area between 1954 and 1997 was carried out. Details on the procedure have been presented by Remondo (2001), and Remondo *et al* (2003; 2005). Figure 6 shows the variation of landslide frequency in the study area. It can be seen that frequency has increased by a factor of about 10 in less than 50 years. The trend is similar when landslide mobilisation (volume of material affected by landslides) rate is considered.

Climate data for the area (Diputación Foral de Guipúzcoa, 1999; Remondo, 2001) do not explain the trend observed. It rather appears that the increasing frequency is somewhat related to human influence, as suggested by data in figure 7. Although the correlation between both variables is by no means ideal, data shown suggest this might not be a simple coincidence. Gross domestic product (GDP) is an indicator of the human capability to intervene on the earth's surface (growing GDP implies growing population, wealth and technology). This growing capability is normally translated into more urbanisation, infrastructure

construction, quarrying for construction materials, more intensive agricultural and forestry techniques, etc. This brings about changes in the surface layer that might trigger landslides. Remondo (2001) points out that at least 7 per cent of the landslides inventoried during the period were clearly triggered by human actions and that an additional 25 per cent present evidences of a possible human influence. But it also produces more subtle, widespread changes (regolith modifications due to more intensive agricultural technologies, repeated land-use changes, diversion of surface runoff and related variations in saturated and unsaturated layer conditions due to house, road and track construction or improvement, etc) that may affect the resilience of the surface layer, increasing its sensitivity to natural triggers. This is probably the explanation for the great difference between the large numbers of landslides produced in the area during the intense rains of August 1983 and the much smaller ones during similar rainfall episodes in the 50's and 60's.

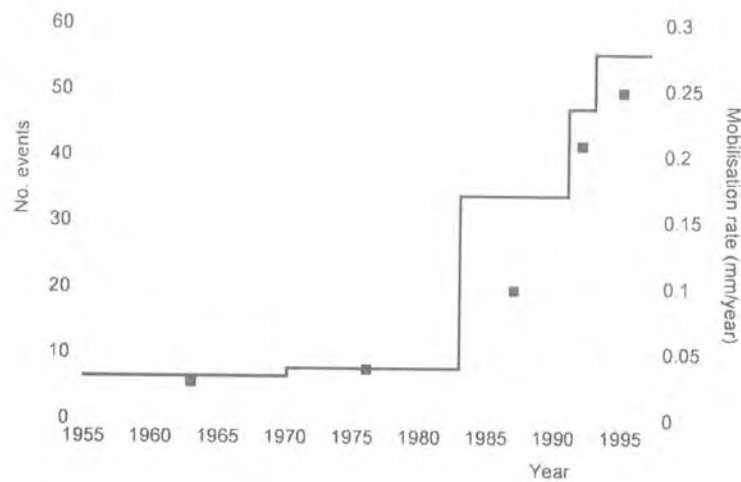


Figure 6 – Landslide frequency and mobilisation rate in the Bajo Deva area, northern Spain, during the second half of last century (from data in Remondo *et al*, 2005).

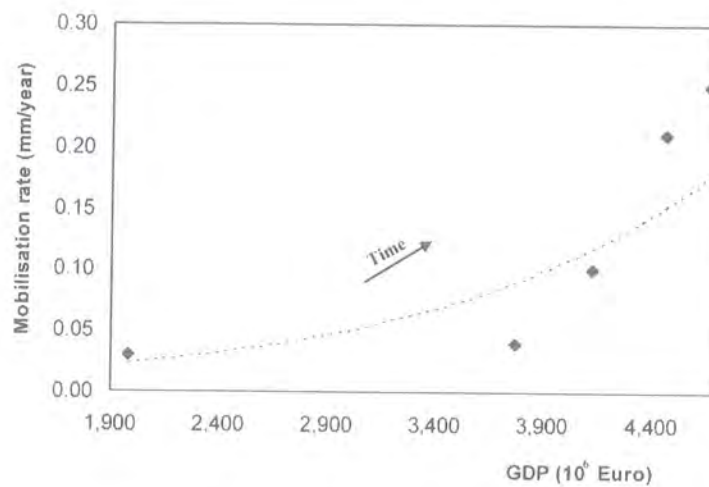


Figure 7 – Correlation between landslide mobilisation rate and GDP in the Bajo Deva area (Remondo *et al*, 2005).

Is the situation described above of a local character or could it represent a more general trend? If the relationship suggested above were true, it should be observable in other areas and at different scales. Figure 8 shows the variation in the number of landslides in Italy during last century (Guzzetti & Tonelli, 2004), as well as number of different types of natural disasters in the world (EM-DAT, 2005). The frequency trend for landslides in Italy is quite similar to the one observed in our study area (Fig. 6). Global data show a marked increase in the number of all the types of disasters considered from around 1950. This increase might be in part apparent, due to better information, or attributable to the fact that a growth in the number of exposed elements (people, buildings, infrastructure, etc) should result in a greater number of disastrous events even if the behaviour of processes does not change. That might be the explanation for the relatively limited growth shown for geological disasters (mainly earthquakes and volcanoes, processes obviously not affected by human activities). It could be a coincidence but the growth in the number of these disasters is similar to GDP growth during the same period. All other disasters represented, related to climate or atmospheric processes, show a much greater increase that cannot be explained by better information or greater exposure. They are more likely to reflect climate change which includes an increase in the frequency of extreme events (IPCC, 1996; UNEP, 1997; IPCC, 2001; Moreno, 2005).

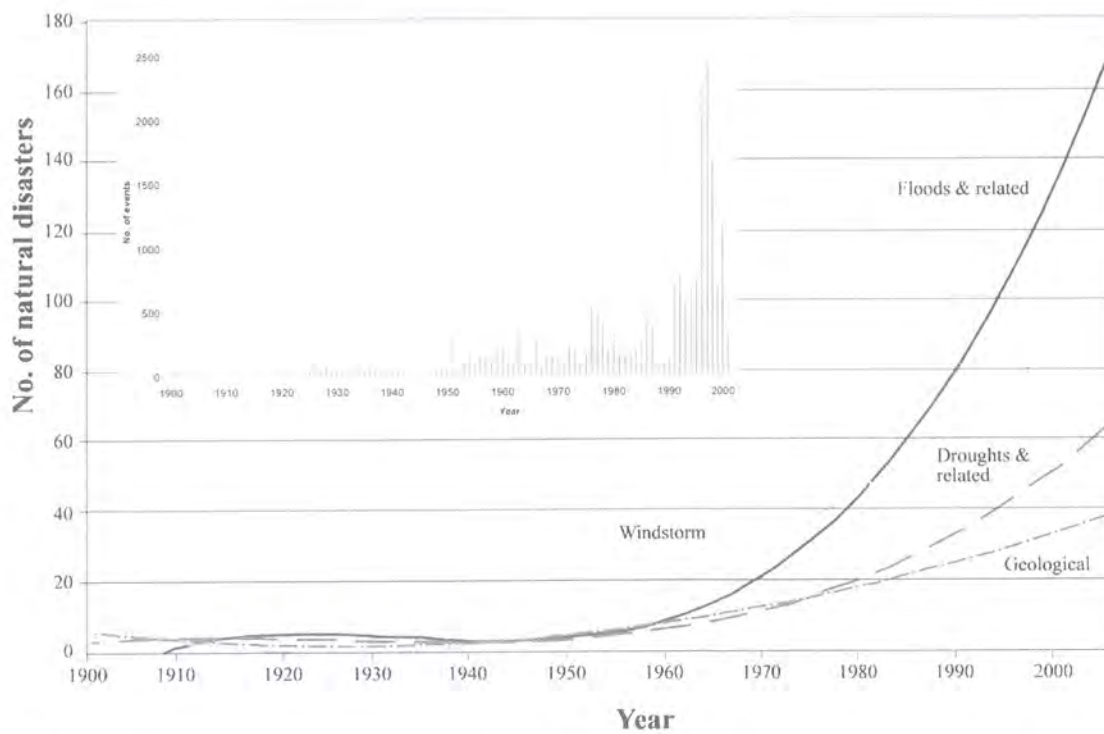


Figure 8 – Number of landslide events in Italy (Guzzetti & Tonelli, 2004) and worldwide polynomial trends for the major types of natural disasters (EM-DAT, 2005).

But clearly the sharpest increase is shown by disasters due to what we can consider as hydro-geomorphic hazards (floods and related, which include most mass movements). A comparison between the trend shown by those events and the ones obtained for the Deva study area and Italy reveals an interesting similarity. Is this a simple coincidence? Do perhaps the three graphs reflect the same sort of relationship between socio-economic drivers (represented by population, wealth and technology growth) and increasing sensitivity – or decreasing resilience – of geomorphic systems? If that is the case, we would

have that the trends for “floods and related” in figure 8 might be the result of “global climate change” AND “global geomorphic change”, both of them driven by the present model of economic growth.

## 5. A NEW GEOMORPHIC SCENARIO?

The results presented above suggest that geomorphic processes have experienced a significant change during the last century, particularly during the last few decades, becoming more and more sensitive to human influence. On the one hand, it appears that denudation, geologic materials transfer and generation of new landforms – all of them manifestations of landscape evolution – have increased markedly. This reflects an increase in *per capita* human geomorphic footprint, due to increasing wealth and technological capabilities, as well as the growth of human population; that is, growth in global GDP. The figures obtained indicate that technological denudation (especially if we consider both direct excavation and induced denudation) is probably by far the main contributor to overall denudation.

Another way to assess the relative importance of human geologic materials transfer is to compare it with sediment transport to the ocean by the world’s rivers, the main geomorphic transport agent. Table 4 presents values on sediment transport to world oceans, obtained by different authors. It must be borne in mind that upland denudation is not necessarily equivalent to sediment deposition at the river mouth. Sediment produced in upland areas may remain stored in the watershed for years or even more than a century. Thus the amount of material eroded at a given time may be significantly greater than the amount of sediment carried by rivers draining the area (Trimble, 1981; Meade, 1982; James, 1989; Marcus & Kearny, 1991; Slaymaker, 1993), although eventually it will end up in the sea. Having this present and also the fact that rivers are not the only transportation agent it is nevertheless interesting to compare the values in Table 4 with those in Table 3; they are essentially of the same order of magnitude. That is, “anthropogeomorphic” materials transfer also seems to be one or more orders of magnitude greater than fluvial sediment transport (or total sediment transport; Hay, 1998).

Table 4  
River sediment yield ( $\times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ ) to the oceans (from Judson, 1983; Hay, 1998; Syvitski *et al*, 2005).

Authors	$\times 10^6 \text{ t a}^{-1}$
Lopatin (1950)*	17,500
Kuenen (1950)*	32,500
Fournier (1960)*	58,000
Barth (1962)	3,800
Schumm (1963)+	20,500
MacKenzie & Garrels (1967)+	8,300
Judson (1968)	24,000
Holeman (1968)*	18,300
Holland (1978)	20,000
Judson (1983)^	9,300
Milliman & Meade (1983)	13,505
Milliman & Syvitski (1992)	10,000 – 20,000
Syvitski <i>et al</i> (2005)	15,500 – Pre human
Syvitski <i>et al</i> (2005)	17,800 – Present

^only naturally produced sediment

\* does not include bed load

+ only solid load

Considering the indirect influence of other activities (agriculture, forestry, which account in part for the values in Tables 3 and 4), that seem to account for about 50 % of solid sediment load in rivers (Judson, 1983; Hay, 1998), the importance of the human role would be even greater. It appears that whereas the geomorphic system mountain-river-sedimentation basin has been the main agent of solid materials transfer on the earth's surface until recent times, it presently has been substituted to a considerable extent by the "anthropogeomorphic system" quarry/mine -road/railway -urban/industrial agglomeration.

Increasing human capability to intervene on the surface layer might seem thus to cause a growing degradation and de-stabilisation of geomorphic systems. This could be reflected in increasing rates of different geomorphic processes. Something quite similar has been pointed out by Glade (2003) in New Zealand, where land use changes following European colonisation were "the most important factor leading to increased landslide initiation" and consequent increases in sedimentation rates in lakes, wetlands and estuaries (by a factor between 1.6 and 18.2). A clear example of de-stabilisation of a different geomorphic process through human influence has been presented by Knox (2001), who shows the sensitivity of flood frequency and magnitude to changes due to human activity.

As discussed above, it seems that human influence is increasing landscape sensitivity to natural landslide triggers and causing an increase of landslide rates in the lower Deva area of northern Spain. If that is so and considering that mass wasting is a very important denudation mechanism in the region, an increase in the final result of geomorphic processes, sediment transport to deposition areas, should be expected. Figure 9 shows data on sedimentation rates determined in estuaries of northern Spain, different from that of the Deva River, where the analysis of landslide rates was carried out. The periods covered are not the same and the type of data obtained are different, but it is clear that the increase of sedimentation rate is quite similar to the one observed for landslide rate. In both cases the trend towards increasing rates with time is quite apparent, suggesting that the relationship between growing human influence (GDP) and acceleration of geomorphic processes is also valid in those valleys and probably not a coincidence or a local effect.

Could it be that we have a chain of increasing effects of the type shown in figure 10? Socio-economic drivers would be reflected in a growing "human geomorphic footprint", with an intensification of the generation of anthropogenic landforms, greater human role in the transfer of earth materials and relief evolution, as well as greater sensitivity of geomorphic processes, with the consequent acceleration of rates. The relationship between GDP and number of events (landslides in the Deva valley, Spain and in Italy; floods and related disasters at global level) shown in figure 11 suggests that this might indeed be the case.

In a review paper of the contents of a special issue of *Catena*, Brierly & Stankoviansky (2003) comment that "whether land use change or climate change is the main trigger of accelerated erosion-accumulation processes in long term landscape evolution remains uncertain ... however ... it is clear that ... land use changes decrease the boundary resistance of landscape to change". These modifications increase landscape sensitivity and increase the effects of relatively small climate changes. The results presented in this work suggest that changes directly produced or indirectly induced by human activity have indeed been the main controllers of landscape evolution in the last few decades. In other words, during that period landscape has been much more sensitive to "geomorphic change" than to "climate change".

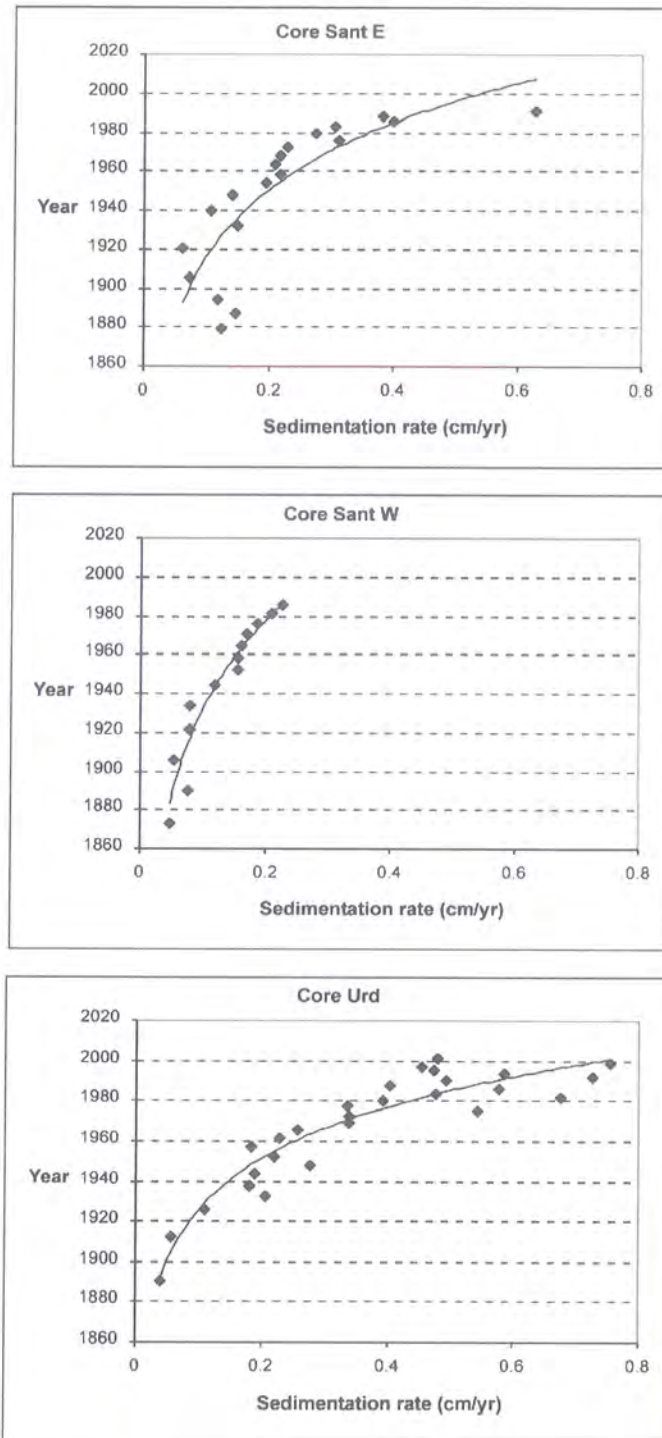


Figure 9 – Sedimentation rates in three cores from estuaries in the north coast of Spain (Remondo *et al*, 2005).

Perhaps we should start to think that the present model of geomorphic evolution represents a novelty in Earth's history. Up to well within the 20<sup>th</sup> century, geomorphic landscape evolution and geomorphic processes were determined by water as the main agent. From about the middle of last century humans seem to be the dominating geomorphic agent, and rates of geomorphic processes have probably increased by one or more orders of magnitude. It appears that a transition has taken place from a "pre-industrial" to a "post-industrial" geomorphic model (Rivas *et al*, 2006), significantly different from the former, in both qualitative and quantitative terms.

### A CHAIN OF INCREASING EFFECTS?

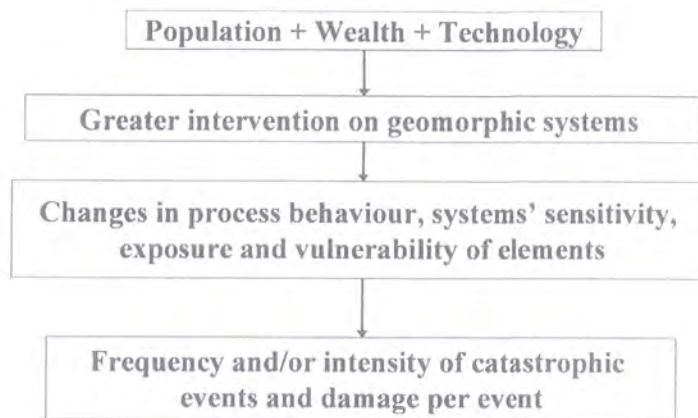


Figure 10 – Possible chain of increasing effects linking socio-economic drivers and response of geomorphic systems. Each step probably has a multiplying effect.

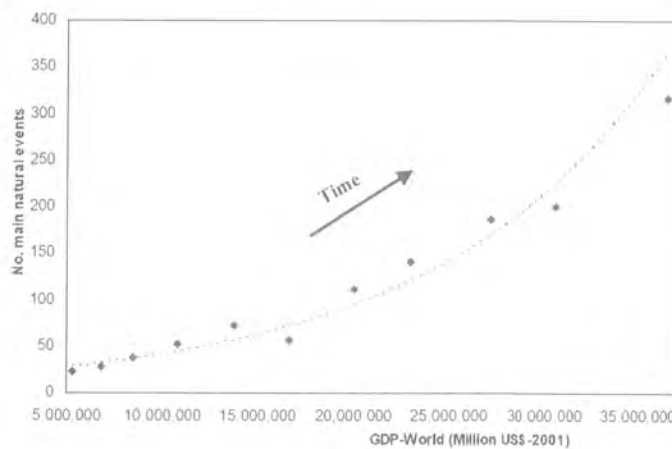
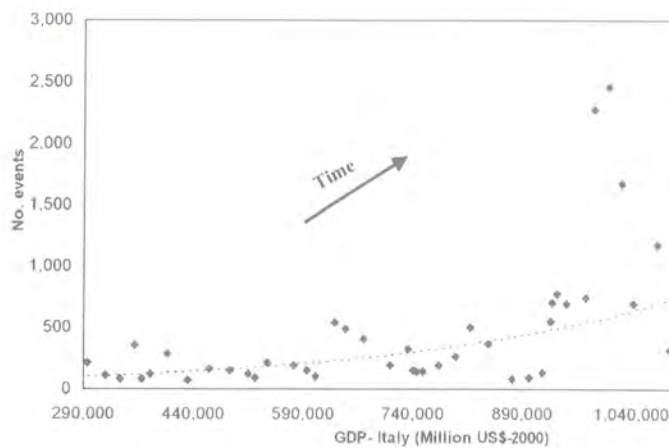


Figure 11 – Relationship between GDP and number of landslides in Italy and floods and related disasters in the world. (Data from Guzzetti & Tonelli, 2004; EM-DAT, 2005 and Groningen Growth and Development Centre and The Conference Board, Total Economy Database, August 2005, <http://www.ggdcc.net>).

If that is correct, we should be extremely cautious when making geomorphic hazard and risk assessments. These assessments are normally based on the analysis of past behaviour of processes, determination of trends and construction of models to make predictions about future behaviour (the uniformitarian assumption). Data presented above suggest this assumption might not be justified and that intensity of geomorphic processes, frequency and magnitude of extreme events are likely to increase considerably during the present century. We should therefore try to gain a better understanding of the relationships between socio-economic and geomorphic processes in order to adjust to this hypothetical new scenario and improve the quality of our predictions.

It seems that, as in the case of climate warming, we may have a coupling between socioeconomic development and "global geomorphic change" manifested through increasing human geomorphic footprint and rates of geomorphic processes and hazards. If that proves to be true, it would be necessary to design and implement policies aimed at producing a decoupling between both processes. The importance of working towards such decoupling is quite apparent looking at the figures about natural hazards and risks presented. Should we perhaps think about some sort of "Kyoto Protocol" to ensure that proper land-use management policies and practices, respectful with the nature and dynamics of geomorphic systems, are implemented?

## REFERENCES

- Adriaansé, A. (1997) – *Resource flows: the material basis of industrial economies*. World Resource Institute, Washington, D.C.
- Arce, A. (1988) – *La ría de San Martín de la Arena. Análisis histórico-económico de sus distintos asentamientos portuarios*. B. Sc. Thesis, Escuela Superior de la Marina Civil, Universidad de Cantabria.
- Archer, A. A.; Luttig, G. W.; Snezhko, I. I. (Eds.) (1987) – *Man's dependence on the earth; the role of geosciences in the environment*. UNESCO-UNEP, Paris.
- Arto, I. (2003) – Requerimientos totales de materiales en el País Vasco. *Economía Industrial*, 351 (3): 115-128.
- Becker, A. R.; Cantú, M. P.; Ossana, J. I.; Grumelli, M. (2002) – El escurrimiento y las pérdidas de suelos por erosión hídrica laminar bajo diferentes sistemas de labranza, en la región pedemontana del suroeste de la provincia de Córdoba. *XIX Congreso Nacional del Agua*. CD., 10p.
- Brierly, G. J. & Stankoviansky, M. (Eds.) (2003) – Special Issue Geomorphic Responses to Land Use Changes. *Catena*, 51 (2-3): 173-347.
- Brierly, G. J. & Campbell, P. M. (1997) – European impacts on downstream sediment transfer and bank erosion in Cobargo catchment, New South Wales, Australia. *Catena*, 31 (1-2): 119-136.
- Brown, H. (1956) – *Technological denudation*. In Thomas, W. L. (Ed.) – *Man's Role in Changing the Face of the Earth*. Univ. of Chicago Press, Chicago, p. 1023-1032.
- Bujan, A.; Massobrio, M.; Castiglioni, M.; Yáñez, M.; Ciallella, H.; Fernández, J.; Santanatoglia, O. J.; Chagas, C. (2003) – Soil erosion evaluation in a small basin through the use of <sup>137</sup>Cs technique. *Soil and Tillage Research*, 69 (1-2): 127-137.
- Cantú, M. P.; Degiovanni, S. B.; Villegas, M. B.; Eric, C. F.; Schiavo, H. F.; Becker, A. R. (1996) – Impacto de la actividad humana sobre los procesos geomorfológicos en la ciudad de Río Cuarto, Republica Argentina. *Primer Taller Latinoamericano del Proyecto ESPROMUD-Programa SCOPE del ICSU y IUGS*, Bogotá, 12p.
- Carpintero, O. (2003) – Los requerimientos totales de materiales en la economía española. Una visión a largo plazo: 1955-2000. *Economía Industrial*, 351 (3): 27-58.
- Cendrero, A. (2003) – De la comprensión de la historia de la tierra al análisis de las interacciones entre seres humanos y medio natural. *Real Academia de Ciencias*, Madrid, 77p.

- Cendrero, A.; Elizaga, E.; Gallego, E. (1987) – Los problemas de la integración de las áreas metropolitanas en los análisis y cartografía geoambiental. *III Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, Valencia, Volumen Comunicaciones, p. 49-56.
- Cendrero, A.; Díaz de Terán, J. R.; Fariás, P.; Fernandez, S.; Gonzalez-Diez, A.; Jimenez, M.; Marquinez, J.; Menéndez, R.; Salas, L. (1994) – Temporal distribution and contribution of landslides to landscape evolution from Late Pleistocene to Present in the Cantabrian Cordillera, Spain. *In* Casale, R.; Fantechi, R.; Flageollet, J. C. (Eds) – *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. European Commission, Brussels, EUR 15805 EN, p. 425-506.
- Cendrero, A.; Rivas, V.; Remondo, J. (2005) – Influencia humana sobre los procesos geológicos superficiales; consecuencias ambientales. *In* Naredo, J. M. (Ed.) – *Incidencia de la especie humana sobre la Tierra (1955-2005)*. Univ. De Granada - Fundación César Manrique, p. 261-306.
- Cendrero, A.; Remondo, J.; Bonachea, J.; Rivas, V.; Soto, J. (2006, *in press*) – *Sensitivity of landscape evolution and geomorphic processes to direct and indirect human influence*. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*.
- Díaz de Terán, J. R.; Francés, E.; Duque, A.; Cendrero, A. (1992) – Indicators for the assessment of environmental impacts from small industrial installations; application to an asphalt agglomerate plant in northern Spain. *In* Hermellin, M. (Ed.) – *Environmental Geology and Applied Geomorphology in Colombia*. AGID-Univ, EAFIT, Medellín, p. 121-134.
- Diputación Foral de Guipúzcoa (1999) – *Estudio de precipitaciones intensas, tiempos de concentración y caudales de cálculo de las cuencas del Territorio Histórico de Guipúzcoa*. Documento nº. 6, DFG, San Sebastián, Spain.
- Douglas, I. (1990) – Sediment transfer and siltation. *In* Turner, B. L.; Clark, W. C.; Kates, R. W.; Richards, J. F.; Mathews, J. T.; Meyer, W. B. (Eds.) – *The Earth as transformed by human action*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., p. 215-234.
- Dunnet, T. & Leopold, L. B. (1978) – *Water in Environmental Planning*. Freeman, N.York, 818p.
- Edeso, J. M.; González, M. J.; Maraurí, P.; Merino, A., Larrión, J. A.; Zulueta, I. (1991) – *Repercusiones de los cambios de uso del suelo en la pérdida de recursos ambientales y la dinámica del ecosistema*. Escuela Ingeniería Técnica Industrial y Topografía. Universidad del País Vasco, Vitoria.
- EM-DAT (2005) – The OFDA/CRED International Disaster Database. Web: [www.em-dat.net](http://www.em-dat.net) - Université Catholique de Louvain, Brussels.
- EUROSTAT (2002) – Material use in the European Union 1980-2000: indicators and analysis. Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg.
- Gellis, A. C.; Ellevein, A.; Aby, S.; Pavich, M. J.; Bierman, P. R.; Clapp, E. M. (2004) – Modern sediment yield compared to geologic rates of sediment production in a semi-arid basin, New México: Assessing the human impact. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (11): 1359-1372.
- Glade, T. (2003) – Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. *Catena*, 51: 297-314.
- González-Díez, A.; Salas, L.; Díaz de Terán, J. R.; Cendrero, A. (1996) – Late Quaternary climate changes and land mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian Region, Spain. *Geomorphology*, 15 (3-4): 291-309.
- González-Díez, A.; Remondo, J.; Díaz de Terán, J. R.; Cendrero, A. (1999) – A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30: 95-113.
- Goudie, A. (1984) – *The nature of environment: an advanced Physical Geography*. Blackwell, Oxford.
- Goudie, A. (1993) – Human influence in geomorphology. *Geomorphology*, 7: 37-59.
- Goudie, A. (1995) – *The Changing Earth. Rates of geomorphological processes*. Blackwell, Oxford.
- Guzzetti, F. & Tonelli, G. (2004) – Information system on hydrological and geomorphological catastrophes in Italy (SICI): a tool for managing landslide and flood hazards. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4: 213-232.
- Hallet, B.; Hunter, L.; Bogen, J. (1996) – Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12: 213-235.
- Harbor, J. (1999) – Engineering geomorphology at the cutting edge of land disturbance: erosion and sediment control on construction sites. *Geomorphology*, 31: 247-263.

- Hay, W. W. (1998) – Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology*, 145: 287-323.
- Hooke, R. L. (1994) – On the efficacy of humans as geomorphic agents. *GSA Today*, 4 (9): 224-225.
- Hooke, R. L. (1999) – Spatial distribution of human geomorphic activity in the United States: comparison with rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 687-692.
- IGME (2002) – Panorama minero. <http://www.igme.es>.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (1996) – *Climate change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2001) – *Climate change 2001. The scientific basis*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- James, L. A. (1989) – Sustained storage and transport of hydraulic gold mining sediment in the Bear river, California. *Annals of the Association of American Geographers*, 79 (4): 70-592.
- Judson, S. (1983) – Erosion of the land, what's happening to our continents? In Tank, R. W. (Ed.) – *Environmental Geology*. Oxford Univ. Press, New York, p. 184-197.
- Latrubesse, E. M.; Stevaux, J. C.; Sinha, R. (2005) – Tropical rivers. *Geomorphology*, 70 (3-4): 187-206.
- Knox, J. (2001) – Agricultural influence on landscape sensitivity in the Upper Mississippi River Valley. *Catena*, 42 (2-4): 193-224.
- Leopold, L. B.; Wolman, M. G.; Miller, J. P. (1964) – *Fluvial processes in Geomorphology*. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Lu, X. X. (2005) – Spatial variability and temporal change of water discharge and sediment flux in the Lower Jinsha tributary: Impact of environment changes. *River Research and Applications*, 21 (2-3): 229-243.
- Luttig, G. W. (1992) – The environmental impact caused by the use of geopotential. In Kozlovsky, E. A. (Ed.) – *Geology and the environment*; Vol. III. UNESCO-UNEP, Paris-Nairobi, p. 31-51.
- Marcus, W. A. & Kearny, M. S. (1991) – Upland and coastal sediment sources in a Chesapeake Bay estuary. *Annals of the Association of American Geographers*, 81 (3): 408-424.
- Marelli, H. J.; Weir, A.; Lattanzi, A.; Díaz, R. (1985) – *Técnicas de conservación de suelos*. Serie Suelos y Agroclimatología nº 3. INTA, Marcos Juárez, Argentina.
- Marsh, G. P. (1877) – *The Earth as modified by human action (a new edition of Man and Nature)*. Scribner, Armstrong & Co., New York.
- McClintock, K. & Harbor, J. M. (1995) – Modeling potential impacts of land development on sediment yields. *Physical Geography*, 16 (5): 359-370.
- Meade, R. H. (1982) – Sources, sinks and storage of river sediment in the Atlantic drainage of the United States. *The Journal of Geology*, 90 (3): 235-252.
- Moreno, J. M. (Ed.) (2005) – *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- Munich, R. E. (2005) – Topics Geo Annual review: Natural catastrophes 2004. *Munchener Rückversicherungs-Gesellschaft*, Manchen, 60p.
- Nani, L. A.; Beny, M. D.; Moresco, R. F. (1980) – Pérdidas de suelo y agua en un suelo molisol. Efecto cultivo y rotación. *Actas IX Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo*. Paraná, Argentina, p. 817-822.
- Naredo, J. M. (2002) – *Anatomía y fisiología de la conurbación madrileña*. Proc. Seminario sobre Ciudades del Siglo XXI, Barcelona, 26 Oct 2002.
- Naredo, J. M. & Valero, A. (Eds.) (1999) – *Desarrollo económico y deterioro ecológico*. Fundación Argentaria: Economía y Naturaleza. Madrid.
- Nogués, S. (1987) – *Torrelavega: un espacio industrializado*. Serv. Publ. Ayuntamiento de Torrelavega.
- Phillips, J. D. (1999) – *Earth surface systems*. Blackwell, Oxford.

- Rawat, J. S.; Rawal, G.; Rai, S. P. (2000) – Impact of human activities on geomorphic processes in the Almora region, Central Himalaya, India. *In* Slaymaker, O. (Ed.) – *Geomorphology, human activity and global environmental change*. Wiley, Chichester, p. 285-299.
- Remondo, J. (2001) – *Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial*. PhD. Thesis. Universidad de Oviedo, Spain.
- Remondo, J.; González-Diez, A.; Díaz de Terán, J. R.; Cendrero, A. (2003) – Landslide susceptibility models utilising spatial data analysis techniques. A case study in the lower Deva Valley, Guipuzcoa (Spain). *Natural Hazards*, 3: 267-279.
- Remondo, J.; Soto, J.; González-Diez, A.; Díaz de Terán, J. R.; Cendrero, A. (2005) – Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain. *Geomorphology*, 66: 69-84.
- Renwick, W. H.; Carlson, K. J.; Hayes-Bohanan, J. K. (2005) – Trends in recent reservoir sedimentation rates in Southwestern Ohio. *Journal of Soil and Water Conservation*, 60 (2): 72-79.
- Rivas, V.; Cendrero, A.; Hurtado, M.; Cabral, M.; Giménez, J.; Forte, L.; Del Rio, L.; Cantú, M.; Becker, A. (2006) – Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. *Geomorphology*, 73 (3-4): 185-206.
- Salas, L. (1993) – *Análisis de las variaciones climáticas holocenas en la región cantábrica a partir de estudios palinológicos; influencia de la degradación diferencial del polen en las interpretaciones paleoclimáticas*. PhD. Thesis, Universidad de Zaragoza, Spain.
- SEGEMAR (2002) – Secretaría de Geología y Minería de Argentina; Archivos sobre actividad minera. Open file.
- Sigha-Nkamdjou, L.; Ndam, J. R.; Bello, M.; Kamgang, R.; Ekodeck, G. E.; Ouafu, M. R.; Mahe, G.; Paturel, J. E.; Servat, E.; Sighomnou, D.; Lienou, G. (2005) – *Climatic and human impacts on sediment fluxes of river basins in Cameroon with contrasting land cover*. IAHS-AISH Publication, 292: 291-298.
- Slaymaker, O. (1993) – The sediment budget of the Lillooet river basin, British Columbia. *Physical Geography*, 14: 304-320.
- Slaymaker, O. (Ed.) (2000) – *Geomorphology, human activity and global environmental change*. Wiley, Chichester.
- Sowa, A.; Ibe, K. M.; Iwuagwu, C. J. (1990) – The activation of erosion by sand dredging and other anthropogenic environmental impacts in the Owerri urban area, SE Nigeria. *In* Lüttig, G. W. (Ed.) – *Geosciences assisting land-use planning in setting opposing interests between aggregate extraction and environmental protection*. Universitat Erlangen, Nurnberg, p. 23-24.
- Summerfield, M. A. & Hulton, N. J. (1994) – Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B7): 13871-13883.
- Syvitski, J. P. M.; Vörösmarty, C. J.; Kettner, A. J.; Green, P. (2005) – Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308: 376-380.
- Tallis, J. H. (1998) – Growth and degradation of British and Irish blanket mires. *Environ. Rev.*, 6: 81-122.
- Thomas, W. L. (Ed.) (1956) – *Man's role in changing the face of the Earth*. The University of Chicago Press, Chicago.
- Trimble, S. W. (1981) – Changes in sediment storage in the Coon Creek Basin, Driftless area, Wisconsin, 1853 to 1975. *Science*, 214: 181-183.
- Trimble, S. W. (1997) – Contribution of stream channel erosion to sediment yield from an urbanizing watershed. *Science*, 278: 1442-1444.
- UNEP (1997) – *Global environment outlook*. Oxford Univ. Press, Oxford - N. York.
- Usher, M. B. (2001) – Landscape sensitivity: from theory to practice. *Catena*, 42, (2-4): 375-383.
- Wackernagel, M. & Rees, W. (1996) – *Our ecological footprint; reducing human impact on the earth*. New Society Publishers, Canada.
- Walling, D. E. (1996) – Erosion and sediment yield in a changing environment. *In* Branson, J.; Brown, A. G.; Gregory, K. J. (Eds.) – *Global continental changes: the context of palaeohydrology*. Geological Society, Special Publication, 115: 43-56.
- Wischmeier, W. H. & Smith, D. D. (1978) – Predicting rainfall erosion losses. United States Department of Agriculture, *Agricultural Handbook No. 537*.
- Wolman, M. G. (1967) – A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. *Geografiska Annaler*, 49A: 385-395.

Wolman, M. G. & Schick, A. P. (1967) – Effects of construction on fluvial sediment, urban and suburban areas of Maryland. *Water Resources Research*, 3 (2): 451-464.

# Geodiversity and the central role of geomorphology in nature conservation.

M. Gray

Department of Geography, Queen Mary, University of London, UK & School of Earth Sciences, University of Minho, Portugal,  
j.m.gray@qmul.ac.uk.

**Abstract:** Geodiversity is being increasingly recognised and used as the abiotic equivalent of biodiversity. Planet Earth contains as much geodiversity as biodiversity. No other planet has the geodiversity of Earth and this is largely the result of 3 factors: plate tectonics, climatic differentiation in space and time, and the evolution of life. Over the 4.6 billion years of Earth history, geodiversity has probably increased more or less continuously, with an acceleration during the Archaean, coinciding with the expansion of the continental crust. Because geodiversity is of value but threatened there is a need to conserve it, and site selection is often based around conserving representative examples of the geodiversity of a country or region. But as well as site conservation there is increasing realisation that geodiversity, like biodiversity, occurs everywhere, even in cities. A “wider landscape” approach to geoconservation is therefore essential and, if grasped, this provides an opportunity for geomorphology to play a central role in integrated nature conservation and sustainable land management.

**Keywords:** Geodiversity, geomorphology, nature conservation.

## 1. GEODIVERSITY

Just as biodiversity is the variety of living nature, so we can use the term “geodiversity” to describe the variety of non-living or abiotic nature. More specifically, geodiversity is “the natural range of geological (rocks, minerals, fossils), geomorphological (land form, processes) and soil features. It includes their assemblages, relationships, properties, interpretations and systems” (Gray, 2004). There are, for example, about 5000 named minerals that combine to form thousands of rock types. There are also millions of fossil species. The USA alone has 19,000 named soil types. In addition, there is a huge diversity of physical processes – fluvial, coastal, glacial, slope, aeolian, hydrological, volcanic, tectonic, etc. – and a huge variation in land form and topographic character. The conclusion must be that there’s as much geodiversity in the world as biodiversity.

How has this diversity of Planet Earth arisen, because no other planet has anything like it. First, a key reason is plate tectonics, a process that constantly creates new rocks, sediments and topography. Although other planets have volcanoes and meteor craters, and Mars shows some signs of ancient constructive plate margins, no other planet has such an actively evolving crust. Secondly, the world’s climates vary spatially, meaning that surface processes, sediments, landforms and soils are climatically distinctive. Furthermore, climate change has occurred over the whole planet and plate movements have produced different climates, in different areas, at different times. This has created a complex range of rocks, sediments and landforms in many places reflecting the complexity of their geological histories. Thirdly, the evolution of life through geological time and its preservation in rocks has produced the diversity of the fossil record. These three factors together account for a large proportion of the geodiversity of Planet Earth. This also suggests where we might find geodiversity “hotspots” to match their biological equivalents. Biodiversity hotspots occur in low latitudes because higher rates of metabolism lead to more genetic

mutations and therefore faster evolution, and because there are shorter generations so genetic changes can be passed on rapidly. It is suggested that geodiversity hotspots exist:

- in areas with complex geological histories , e.g. UK;
- at plate boundaries, particularly convergent boundaries, e.g. Andes;
- in areas of high relief – mountains or canyons where rock exposure is high and slope processes are active e.g. Grand Canyon;
- on coastlines, where rock exposure is high and both slope and marine processes occur.

We know about the history of the Earth's biodiversity with a rapid explosion in the Phanerozoic interrupted by several extinction events, but we know very little about the evolution of the world's geodiversity over the 4.6 billion year history of the Earth. Taylor & McLennan (1985) proposed a rapid expansion of the Earth's continental crust during the Archaean, c. 3 billion years ago, and since this would have been accompanied by the development of terrestrial processes, forms and materials, it seems sensible to think of the Earth's geodiversity as following an S-shaped course with few, if any, reversals.

This diversity is important because it has provided humans with a wide range of sites, materials and processes that human ingenuity over the millennia has exploited in a huge range of ways. In fact, it is possible to identify over 30 separate values of geodiversity (Gray, 2004) ranging from aesthetic values of landscape, through the economic value of building materials to the research value of the fossil record and the evidence it provides to support the theory of evolution. However, this geoheritage is threatened by a range of human actions and activities (Fig. 1) and these can result in loss, damage or pollution of elements of geodiversity (Gray, 2004). This then leads us to the conservation equation:

$$\text{value} + \text{threat} = \text{conservation need}$$

since items that are of value but are threatened need to be protected (Brilha, 2005).



Figure 1 – Furnas do Enxofre, Terceira, Azores. A regional natural monument protected by legislation and financial penalties (Photo: Murray Gray).

## 2. GEODIVERSITY & THE GEOCONSERVATION OF SITES

Over the last 100 years or so, many countries have developed complex nature conservation systems that can benefit geoconservation. In some cases general protected area designations may, fortuitously, include geoheritage features, e.g. national parks, nature reserves, national monuments, natural parks, natural heritage areas, etc. In other places, specifically geological protected areas have been established, e.g.

geotopes, geosites, geoparks, fossil reserves, geological monuments, etc. These national systems have often developed in an *ad hoc* fashion, often designating geomorphological curiosities rather than giving priority to scientifically important sites, e.g. stratotypes. Arguably, it is now expedient to reassess the value of, and threats to, our geoheritage and the approaches to geoconservation. The new paradigm of "geodiversity" provides the fundamental basis for valuing and conserving abiotic nature at both national and international levels.

At the national level, many countries have selected geoconservation sites in order to provide representative examples. The question must then be asked – representative of what? In most cases the answer to this question is usually: representative of the range of the nation's geology and geomorphology, which is the equivalent of saying representative of the nation's geodiversity. For example, a new geoconservation programme – the Irish Geological Heritage programme – has been initiated in Ireland. Sixteen geological themes have been identified and "Each theme is intended to provide a national network of Natural Heritage Area sites and will include all components of the theme's scientific interest" (Parkes & Morris, 2001). In other words, the system is intended to establish a representative selection of Ireland's geodiversity.

There have also been attempts to co-ordinate international geoconservation though not always successfully. In particular, the IUGS has abandoned two international geoconservation programmes in recent years, first Global Geosites and then the Geosee project. This means that most of the world's important Global Stratotype Sections and Points (Ogg, 2004) have no protection. This leaves us with only two international geoconservation series, neither of which has adopted a systematic global approach. Global Geoparks are now UNESCO supported and as of October 2006 had 50 members including the first geoparks in Portugal (Naturtejo Geopark) and South America (Araripe Geopark in Brazil).

The other series is the World Heritage Site network which now (November 2006) comprises 830 sites, only 162 of which are natural sites with 24 mixed natural/cultural sites. The most recent assessment (Dingwall *et al*, 2005) indicated that 71 sites would have criterion (viii) status (see *Operational Guidelines*, Para 77, 2005), i.e. they represent:

- major stages of Earth history, including:
  - the record of life;
  - significant ongoing geological processes in the development of landforms; or
  - significant geomorphic or physiographic features.

Until recently, the overall system of designation has generally been reactive rather than proactive. Sites have been nominated by countries and judged on the basis of "outstanding universal value" rather than representing the best of the world's geology. Consequently, some geological World Heritage Sites are of questionable importance/ value. In the last few years, the IUCN/UNESCO have become more proactive and analytical. For example, Dingwall *et al* (2005) carried out an analysis to discover if the geological column is represented in the World Heritage Site series and discovered a significant gap at the Silurian. Arguably, all Global Stratotype Sections and Points should be made World Heritage Sites since they represent the significant stratigraphic points in the history of the Earth. UNESCO is also considering establishing a list of 13 geothemes to help in assessing future applications and identifying possible gaps.

These are shown in Table 1 and are clearly dominated by geomorphological themes. There is also a sense here of trying to ensure that the world's geodiversity is represented in the World Heritage List.

Table 1  
Dinwall *et al* (2005) classification of World Heritage "geothemes" with the number of existing sites in each theme. Some sites fall into more than one theme.

World Heritage "geothemes"	Number of existing sites
Tectonic & structural features	3
Volcanoes/volcanic features	13
Mountain systems	11
Stratigraphic sites	2
Fossil sites	11
Fluvial/lacustrine systems & landscapes	10
Caves & karst	7
Coastal development	8
Reefs, atolls & oceanic islands	1
Glaciers & ice caps	6
Ice Ages	7
Arid, semi-arid landforms & landscapes	4
Meteorite impact	1

### 3. "PROTECTING BEYOND THE PROTECTED": GEOCONSERVATION AND GEOMORPHOLOGY

The site-based approach to geoconservation has worked well where it has been actively adopted and integrated into land-use planning systems. However, in the last 20 years, there has been a growing dissatisfaction within nature conservation circles with an approach that relies solely on protected areas to conserve nature. For example, Myers (2002, p. 54) argued that "setting aside a park in the overcrowded world of the early twenty-first century is like building a sandcastle on the seashore at a time when the tide is coming in deeper, stronger and faster than ever". In other words, protected areas were seen as becoming isolated from each other and vulnerable to human impacts. What was needed was a less fragmented approach to nature conservation that values nature wherever it occurs.

What has become known as the "wider landscape" approach began in relation to protecting fauna, which is dynamic and cannot identify when it is leaving the protection of a designated area. Thus the idea of "wildlife corridors" or "greenways" linking protected areas emerged which could allow wildlife to move along these corridors. In this way, the matrix in which sites sit is given greater significance in landscape ecology. In some countries, whole ecological networks of protected areas linked by these corridors have been or are being created, at least on paper (Jongman & Pungetti, 2004). Subsequently, the concept of biodiversity has extended nature conservation philosophy to the whole landscape, including urban areas, identifying the need to protect habitats and species wherever they occur.

Similar arguments can be applied to geodiversity since it also occurs everywhere, even in cities. We therefore also need a "wider landscape" approach to geoconservation where sites are seen in a wider context and topography and processes are respected wherever they occur. This means that geoconservation merges with a traditional land management approach and brings geomorphology into a

central role in nature conservation. This is because it is impossible to adopt a sensible approach to sustainable and integrated land management that ignores geomorphology and soils. Some examples can be given.

First, soil erosion is caused by poor land management practices and avoiding it requires an understanding of both physical and biological processes. Conservation of important underground caves will not be effective if the streams flowing into it and through it are polluted. The whole river catchment needs to be managed in order to protect the cave. Similarly, coastal process systems operate over several kilometres of coastline and coastal management requires an understanding of the coastal circulation cells at this wider landscape scale.

Secondly, in many rural areas of Europe the topography is essentially natural, even if modified by centuries of agriculture. Conservation of natural topography is about retention of contour patterns. Too often, topography is remodelled unthinkingly to create golf courses, agricultural reservoirs, diverse wildlife habitats, etc. These needs to be controlled so that the topographies created are geomorphologically authentic. On the coastlines of the Indian Ocean the effects of the Boxing Day 2004 tsunami were exaggerated by the previous removal of seaward sand dunes and coral reefs to create more scenic views for guests (Liu *et al*, 2005).

Thirdly, there is an important role for landscape restoration in which processes and landforms are returned to a more natural state. In Madeira, most of the rivers are heavily channelised so that they do not operate as natural rivers. Yet in many countries, river restoration schemes have been instituted to allow rivers to operate under more natural conditions. Similarly on the south-east coast of England, flood embankments have been breached in several places, allowing the sea to reoccupy arable fields that were reclaimed from saltmarsh land in the last century or earlier.

These examples demonstrate that geomorphologists need to play a central role in nature conservation and land management in order to ensure authentic geomorphological designs, the continued operation of natural processes, the restoration of processes and forms wherever possible and sustainable use of soils.

#### **4. CONCLUSIONS**

Our planet has a huge physical diversity – a geodiversity – that is valuable in a large number of ways but is threatened by a large number of human activities. There is therefore a need for its conservation and site selection ought to be based to choosing a representative network of the geodiversity of a country or region. But geoconservation needs to extend beyond protected sites into the wider landscape to ensure that natural topography is protected and natural processes are allowed to continue to operate. This takes geoconservation into the field of sustainable land management of gives geomorphology a central role in nature conservation.

As an example of an approach that gives equal status to biodiversity and geodiversity, the Australian Natural Heritage Charter can be quoted (Australian Heritage Commission, 2002). Article 5 states that "Conservation is based on respect for biodiversity and geodiversity. It should involve least possible physical intervention to ecological processes, evolutionary processes and earth processes". This is the type of approach and policy that should be our aim in the vital task to protecting the world's geoheritage.

## BIBLIOGRAPHY

- Brilha, J. (2005) – *Património geológico e conservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica*. Palimage Editores, Braga, 190p.
- Dingwall, P.; Weighell, T.; Badman, T. (2005) – *World Heritage: a global framework. A contribution to the global theme study of World Heritage natural sites*. IUCN, Gland, 52p.
- Gray, M. (2004) – *Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature*. Wiley, Chichester, 434p.
- Jongman, R. H. G. & Pungetti, G. (2004) – *Ecological networks and greenways: concept, design, implementation*. Cambridge University Press, Cambridge, 368p.
- Liu, P. L.-F.; Lynett, P.; Fernando, H.; Jaffe, B. E.; Fritz, H.; Higman, B.; Morton, R.; Goff, J.; Synolakis, C. 2005 – Observations by the International Tsunami Survey Team in Sri Lanka. *Science*, 308: 1595.
- Myers, N. (2002) – Biodiversity and biodepletion: a paradigm shift. In O'Riordan, T. & Stoll-Kleemann, S. (Eds.) – *Biodiversity, sustainability and human communities: protecting beyond the protected*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 46-60.
- Ogg, J. (2004) – Overview of Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs). [www.stratigraphy.org/gssp.htm](http://www.stratigraphy.org/gssp.htm).
- Parkes, M. A. & Morris, J. H. (2001) – Earth science conservation in Ireland: the Irish Geological Heritage Programme. *Irish Journal of Earth Sciences*, 19: 79-90.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985) – *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312p.

# DINÂMICAS GEOMORFOLÓGICAS ACTUAIS



# Actividade geomorfológica desencadeada pela crise sísmica de 2005 no Vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores): avaliação da susceptibilidade com recurso a regressão logística.

*Geomorphologic activity on Fogo Volcano (S. Miguel, Azores) triggered by the 2005 seismic crises: susceptibility assessment using logistic regression.*

R. Marques<sup>1</sup>, G. Queiroz<sup>1</sup>, R. Coutinho<sup>1</sup>, J. L. Zêzere<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos, Universidade dos Açores, Rui.TF.Marques@azores.gov.pt, Maria.GPS.Queiroz@azores.gov.pt, Rui.MS.Coutinho@azores.gov.pt;

<sup>2</sup>Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, jlzezere@fc.ul.pt.

**Resumo:** Teve início a 10 de Maio de 2005 uma crise sísmica na região sismogénica do Fogo-Congro (S. Miguel, Açores). No período entre Maio e Dezembro de 2005 foram registados aproximadamente 46 000 sismos, dos quais cerca de 180 foram sentidos pelas populações das freguesias próximas da área epicentral. Os sismos mais fortes ocorreram nos dias 20 e 21 de Setembro e atingiram magnitudes ( $M_L$ ) de 4,1 e 4,3, respectivamente, tendo desencadeado próximo da zona epicentral mais de 250 movimentos de vertente, maioritariamente do tipo escoada de detritos e deslizamentos translacionais superficiais que rapidamente evoluíram para escoadas detriticas. Devido a estes movimentos de vertente algumas estradas rurais ficaram temporariamente bloqueadas e algumas represas foram formadas no sector montante da bacia hidrográfica da Ribeira Grande.

Neste trabalho foi efectuada a análise da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente à escala regional, adoptando o método da regressão logística (análise estatística multivariada). As variáveis consideradas incluem: distribuição espacial de movimentos de vertente, inclinação e exposição das vertentes, litologia e distância ao epicentro.

A incorporação dos dados das variáveis foi feita num SIG, integrando todos os temas cartográficos considerados, permitindo a definição de *scores* para cada condição única e a computação dos valores de favorabilidade (indicadores da susceptibilidade) para cada *pixel* da área de estudo. Os resultados desta metodologia, para a definição da susceptibilidade geomorfológica, foram validados através de uma técnica de correlação cruzada. A série de dados de movimentos de vertente original foi dividida em dois grupos de forma aleatória. O primeiro subconjunto (grupo de computação) foi usado para obter o mapa da predição, e o segundo subconjunto (grupo de validação) foi comparado com os resultados da predição para a validação através da construção de curvas de predição.

**Palavras-chave:** Movimentos de vertente, sismicidade, mapas de susceptibilidade, modelos probabilísticos, SIG, Açores.

**Abstract:** A seismic crisis started in Fogo-Congro seismogenic region (S. Miguel Island, Azores), on the May 10<sup>th</sup> 2005. More than 46 000 earthquakes were registered between May and December, and 180 were felt by the population near the epicentral zone. The two strongest earthquakes occurred on the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> September, with magnitudes ( $M_L$ ) 4,1 and 4,3 respectively, and were responsible for extensive slope failure in the central part of São Miguel Island. More than 250 landslides were triggered, mainly debris flows and shallow soil slips usually evolving downslope into debris flows. Some rural roads were temporarily closed and natural dams were formed along the valleys in the upper sector of Ribeira Grande watershed.

In the present work, it was made the landslide susceptibility assessment at the regional scale, using logistic regression (multivariate statistical method). Considered variables include: landslide distribution, slope angle, slope aspect, lithology and distance to earthquake epicentre.

Data integration of variables was made in a GIS, overlaying the considered thematic layers allowing the definition of susceptibility scores for each variable case, and the computation of favourability values (susceptibility indicators) for each pixel of the study area. Results of the statistically based landslide susceptibility assessment were validated through an independent cross-validation technique. The original landslide data set was split in two comparable groups using a random criterion. The first sub-set (landslide estimation group) was used to obtain a prediction map, and the second sub-set (landslide validation group) was compared with the prediction results for validation through the computation of prediction-rates curves.

**Keywords:** Landslides, seismicity, susceptibility map, probabilistic models, GIS, Azores.

## 1. INTRODUÇÃO

Os movimentos de vertente constituem um dos perigos naturais que mais tem contribuído para a perda de vidas e bens ao longo dos últimos anos, no arquipélago dos Açores. Deste modo, a identificação de áreas susceptíveis à ocorrência deste tipo de fenómeno é essencial para a mitigação deste risco, para o correcto ordenamento do território e planeamento de emergência.

Existem inúmeros métodos para a criação de mapas de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, cada um deles apresentando vantagens e desvantagens. Contudo o fundamento essencial de todos eles reside no mesmo modelo conceptual (Carrara *et al*, 1995; Guzzetti *et al*, 1999): (1) localização geográfica dos movimentos de vertente na área de estudo; (2) cartografia dos factores condicionantes que, directa ou indirectamente, podem influenciar a sua localização; (3) estimação da contribuição relativa de cada um destes factores para a geração da instabilidade e (4) classificação das unidades de terreno utilizadas, de acordo com os diferentes valores de susceptibilidade. Este modelo conceptual para a criação de mapas de susceptibilidade é baseado na suposição de que "*os factores condicionantes e desencadeantes que estiveram na origem dos movimentos de vertente passados irão determinar a instabilidade geomorfológica que se vai verificar no futuro*" (Hansen, 1984; Hutchinson, 1995; Soeters & van Westen, 1996; Aleotti & Choudhury, 1999; Carrara *et al*, 1995; Zêzere, 2002).

Contrastantes com os mapas de perigosidade, que representam a probabilidade de ocorrência de um movimento de vertente numa determinada área e num determinado período de tempo, concordantes com a definição de perigo natural dada por Varnes (1984), os mapas de susceptibilidade representam unicamente a probabilidade espacial de ocorrência de novos eventos, descurando a informação temporal e a magnitude dos futuros eventos (Carrara *et al*, 1995; Guzzetti *et al*, 2005).

De uma forma muito generalista, nas passadas duas décadas, dois procedimentos distintos têm sido utilizados para a produção de mapas de susceptibilidade com base indirecta, numa tentativa de mitigar esse risco: modelos estatísticos e modelos determinísticos. Para a modelação da susceptibilidade a movimentos de vertente em áreas muito vastas (escala regional), a inexistência de dados geotécnicos a essa escala, associada à impossibilidade monetária e/ou de meios das instituições para os conseguir, determinaram o recurso à modelação com ferramentas estatísticas, em detrimento de ferramentas determinísticas.

De entre os métodos estatísticos, dois emergem claramente da bibliografia: os bivariados e os multivariados. Na análise estatística bivariada cada variável independente é combinada com a variável dependente de forma a calcular o respectivo peso individual, no que concerne à instabilidade das vertentes. Vários métodos estatísticos têm sido utilizados para calcular os pesos das variáveis independentes, entre os quais o método do valor informativo (Kobashi & Suzuki 1988; Yin & Yan, 1988; Zêzere, 2002) e o método dos *weights of evidence* (Spiegelhalter, 1986; Bonham-Carter, 1996).

Por outro lado, na análise multivariada os pesos atribuídos a cada variável independente são calculados de uma forma integrada relativamente à sua importância sobre a variável dependente. Os primeiros trabalhos que visaram a produção de mapas de susceptibilidade com base em métodos estatísticos multivariados foram publicados por Carrara (1983, 1988) e Carrara *et al* (1990, 1991, 1992). Depois destes trabalhos pioneiros, estudos versando esta temática proliferaram na literatura científica, maioritariamente utilizando a análise discriminante, e mais comumente a regressão logística (e.g.

Carrara *et al*, 1995; Atkinson & Massari, 1998; Begueria & Lorete, 1999; Dai & Lee, 2003; Vanacker *et al*, 2003; Süzen & Doyuran, 2003; Ayalem & Yamagishi, 2005).

O objectivo principal deste estudo, pioneiro no arquipélago dos Açores, visa a utilização da modelação estatística através de análise regressiva, nomeadamente pela aplicação da regressão logística, para a produção de mapas de susceptibilidade a movimentos de vertente no Vulcão do Fogo, tendo por base os movimentos de vertente desencadeados pelos sismos de 20 e 21 de Setembro de 2005, utilizando um Sistema de Informação Geográfica (SIG).

## 2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo seleccionada apresenta uma extensão de 168,623 km<sup>2</sup> e centra-se *grosso modo* em torno do Vulcão do Fogo, também conhecido como Maciço Vulcânico de Água de Pau, situado na parte central da ilha de São Miguel (Fig. 1).

O Vulcão do Fogo está inserido no Maciço de Água de Pau, uma unidade geomorfológica que ocupa uma área de aproximadamente 150 km<sup>2</sup>. Trata-se de um vulcão central com caldeira, apresentando nos flancos vários cones de escórias, domos e *maars* (*s.l.*). O cume apresenta uma altitude máxima de 947 m e tem uma morfologia complexa, quer pela dinâmica da erosão, quer por sistemas de falhas normais e estruturas de colapso de caldeira/cratera (Wallenstein, 1999). Encontra-se truncado por uma depressão com um diâmetro de aproximadamente 3 km, que é parcialmente ocupada pela Lagoa do Fogo.

A morfologia do maciço encontra-se intensamente sulcada por cursos de água profundamente encaixados, ladeados por vertentes muito inclinadas, normalmente com declives superiores a 50° (Fig. 3b), cuja distribuição e orientação reflectem um nítido controlo estrutural (Wallenstein, 1999).

As principais estruturas tectónicas identificadas no flanco N do vulcão evidenciam direcções dominantes NW-SE e NNW-SSE, bem definidas e materializadas pelos alinhamentos dos cones de escórias, domos e linhas de água (Wallenstein, 1999). Estas direcções são também suportadas por importantes descontinuidades de resistividades geo-eléctricas (Gandino *et al*, 1985). A direcção NNW-SSE limita também o *Graben* da Ribeira Grande, uma importante estrutura tectónica localizada no flanco N do vulcão, que apresenta uma subsidência da ordem dos 650 m (Wallenstein, 1999). Estes sistemas de falhas cruzam a região da caldeira e podem-se observar no flanco S, onde um grupo importante de falhas de direcção N-S é também evidenciado. Um sistema profundo de estruturas E-W está também presente, originado possivelmente ao nível da crosta oceânica. A localização do vulcão está certamente associada à intersecção de várias direcções estruturais, como proposto por distintos autores para outros vulcões centrais nos Açores (*e.g.* Queiroz, 1997). A distribuição circular dos domos traquíticos no topo do vulcão sugere que a instalação dessas estruturas está controlada não somente pelo sistema de falhas regionais, mas também associada à própria evolução do Vulcão do Fogo (Wallenstein, 1999).

A área em estudo é predominantemente constituída por depósitos vulcânicos provenientes do Vulcão do Fogo. Os produtos eruptivos aflorantes são maioritariamente resultantes de erupções de natureza explosiva (cinzas e *lapilli* pomítico) caracterizados por valores baixos de coesão e ângulo de atrito interno (parâmetros resistentes), o que, associado à acentuada inclinação promovida pelo forte encaixe dos cursos de água, faz com que esta área apresente uma elevada susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente.

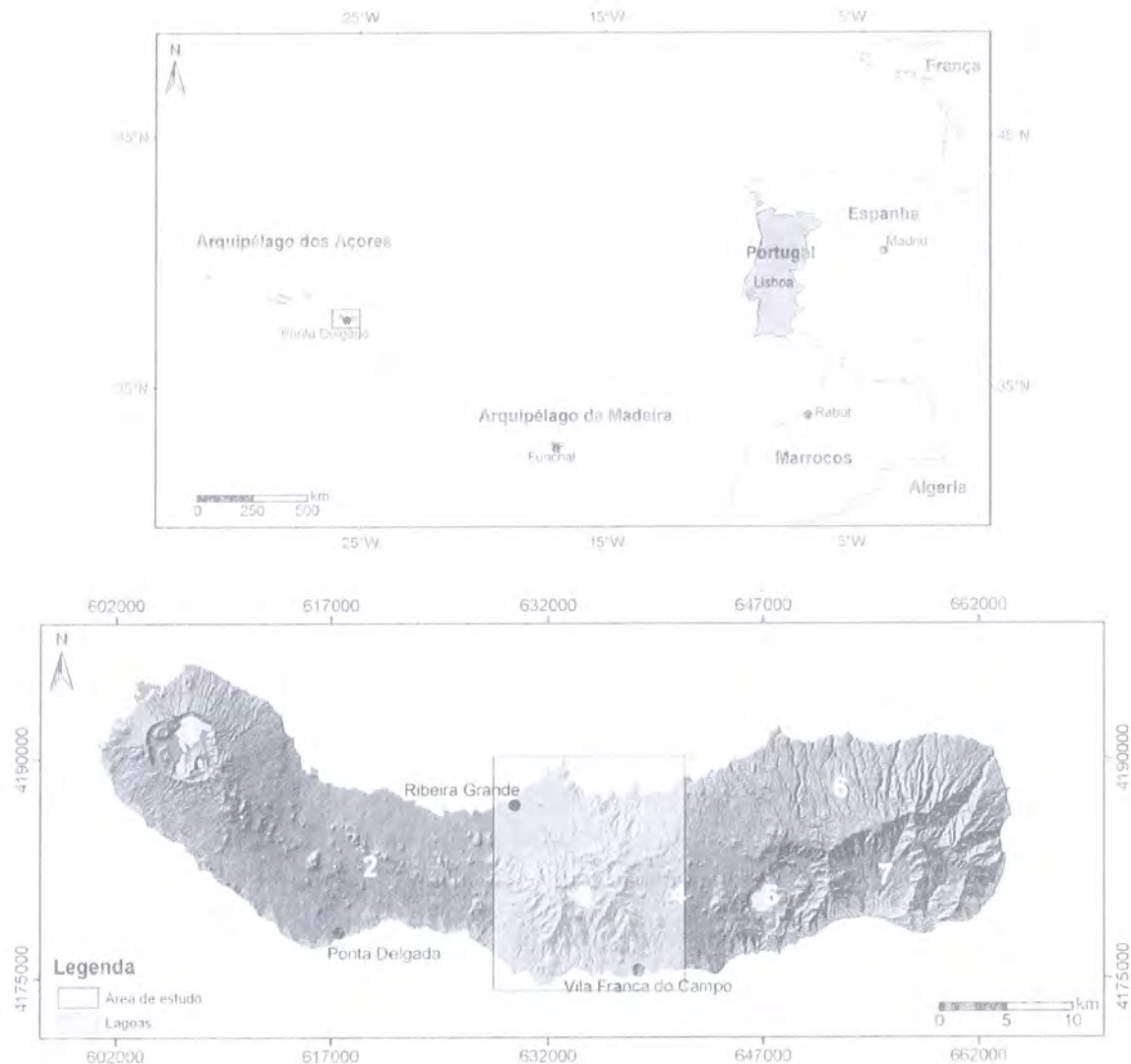


Figura 1 – Localização da área em estudo. Legenda: 1) Vulcão das Sete Cidades; 2) Região dos Picos; 3) Vulcão do Fogo; 4) Achada das Furnas; 5) Vulcão das Furnas; 6) Complexo Vulcânico do Nordeste; 7) Vulcão da Povoação.

Figure 1 – Location of the study area. Legend: 1) Sete Cidades Volcano; 2) Picos Region; 3) Fogo Volcano; 4) Furnas Plateau; 5) Furnas Volcano; 6) Nordeste Volcanic Complex; 7) Povoação Volcano.

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA SISMICIDADE DO ANO DE 2005

Teve início a 10 de Maio de 2005 na ilha de São Miguel uma crise sísmica. A actividade sísmica concentrou-se na região sísmogénica do Fogo-Congro, mais precisamente numa zona compreendida entre o flanco E do Vulcão do Fogo e o sector W do Sistema Vulcânico da Achada das Furnas (Fig. 2). No período compreendido entre Maio e Dezembro de 2005 foram registados mais de 46 000 sismos (Fig. 3a), dos quais cerca de 180 foram sentidos pelas populações das freguesias junto à região epicentral.

Esta crise foi caracterizada por períodos de grande actividade, embora em todos os meses (compreendidos entre Maio e Dezembro) o número de eventos registados pelo Sistema de Vigilância Sismológica dos Açores (SIVISA) excedesse em muito os valores da sismicidade que normalmente caracterizam essa área. Durante esse período registaram-se dois picos de excepcional actividade: um coincidente com o mês em que se iniciou a crise e outro no mês de Setembro (Fig. 3a), altura em que

ocorreram os dois sismos mais fortes da crise, nomeadamente no dia 20 e 21, com magnitudes ( $M_l$ ) 4,1 e 4,3 respectivamente, ambos com intensidades máximas V/VI (MM-56, Escala de Mercalli Modificada). Durante o espaço temporal considerado, a grande maioria dos sismos (aproximadamente 55 %) apresentou magnitudes iguais ou inferiores a 1 (Fig. 3b).

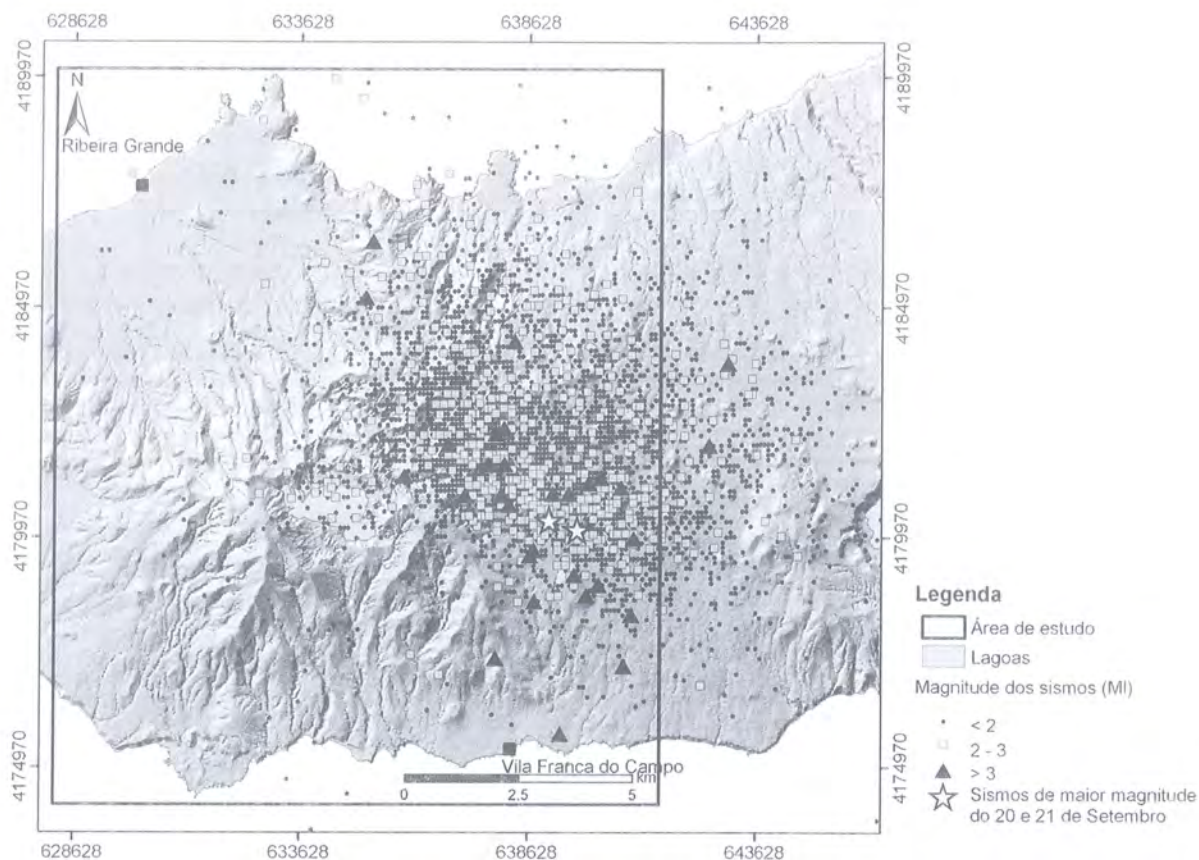


Figura 2 – Localização dos sismos referentes à crise sísmica (dados do SIVISA entre Maio e Dezembro de 2005).

Figure 2 – Seismic crises earthquake location (SIVISA data between May and December 2005).

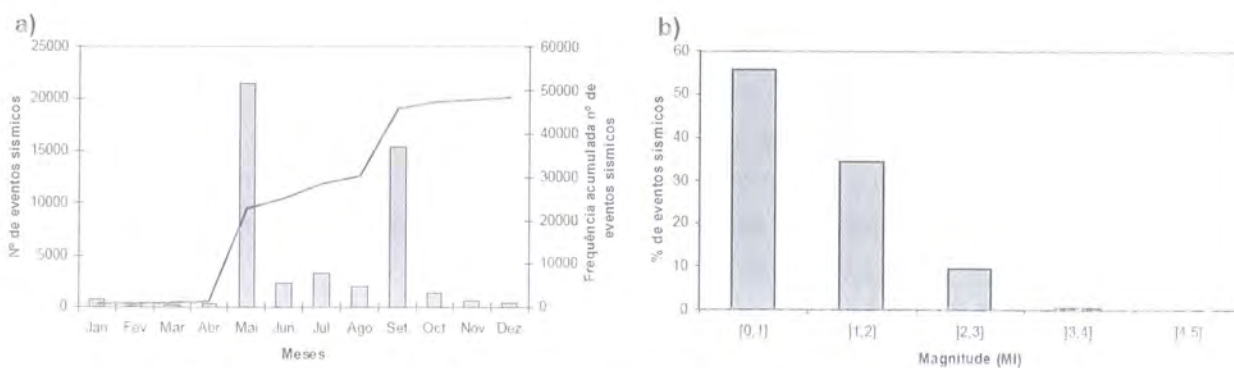


Figura 3 – (a) Frequência mensal de sismos no ano de 2005; (b) Percentagem de sismos relativamente à magnitude para o ano de 2005.

Figure 3 – (a) Monthly earthquake frequency for the year 2005; (b) Earthquake percentage relative to the magnitude for the year 2005.

#### 4. CARACTERIZAÇÃO DA INSTABILIDADE GEOMORFOLÓGICA

Na sequência do desencadeamento de numerosos movimentos de vertente pelos sismos de 20 e 21 de Setembro, o Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores (CVARG), realizou diversos trabalhos de campo e integrou uma missão no helicóptero da Força Aérea Portuguesa (FAP), promovida pelo Serviço Regional de Protecção Civil e Bombeiros dos Açores (SRPCBA), tendo como principais objectivos: (1) identificar as zonas mais atingidas pelos movimentos de vertente; (2) cartografar e caracterizar os movimentos de vertente ocorridos e (3) localizar possíveis represas originadas pelos depósitos associados a movimentos de vertente.

Ainda que a magnitude calculada para os sismos não se tenha afastado muito do limiar energético crítico, proposto por Keefer (1984), para a ocorrência de movimentos de vertente desencadeados por sismos, durante os trabalhos de campo foi possível identificar 271 movimentos de vertente, na sua grande maioria do tipo escoada de detritos e deslizamentos translacionais superficiais que rapidamente evoluíram para escoadas detríticas (Fig. 4) não excedendo, na generalidade, a profundidade atingida pelas raízes das árvores de maior porte (1-3 m).



Figura 4 – Aspecto geral dos movimentos de vertente no sector montante da bacia hidrográfica da Ribeira Grande.

*Figure 4 – General aspect of the landslides on the Ribeira Grande watershed upper sector.*

Verificou-se que os movimentos de vertente se distribuíram de forma heterogénea por uma área de aproximadamente 10 km<sup>2</sup>, alguns dos quais corresponderam a reactivações de taludes anteriormente afectados por este tipo de fenómeno. A grande maioria dos eventos localizou-se em taludes de cursos de água situados nos sectores montante das bacias hidrográficas da Ribeira Seca, da Ribeira Grande e da Ribeira de Água d'Alto (Marques *et al*, 2005).

Adicionalmente, verificou-se pela distribuição espacial dos movimentos de vertente que, ao contrário do que seria espectável, a área afectada não apresentou uma forma circular em torno da fonte energética, mas sim elíptica, alongada segundo uma direcção NW-SE, uma das direcções estruturais principais definidas por Wallenstein (1999) para o Vulcão do Fogo (Fig. 5a). Considerando a mancha de densidades dos sismos localizados no decorrer da crise, identificamos um alinhamento, também ele de direcção NW-SE (Fig. 5b), o que leva a conjecturar que a existência de uma estrutura tectónica com essa direcção, terá de alguma forma condicionado a propagação preferencial da energia sísmica nessa direcção. Essa

estrutura tem expressão ao nível geomorfológico, sendo materializada pela direcção do vale do principal curso de água, no sector montante da Ribeira Grande e pelo alinhamento da Lagoa do Congro e da Lagoa do Arieiro.

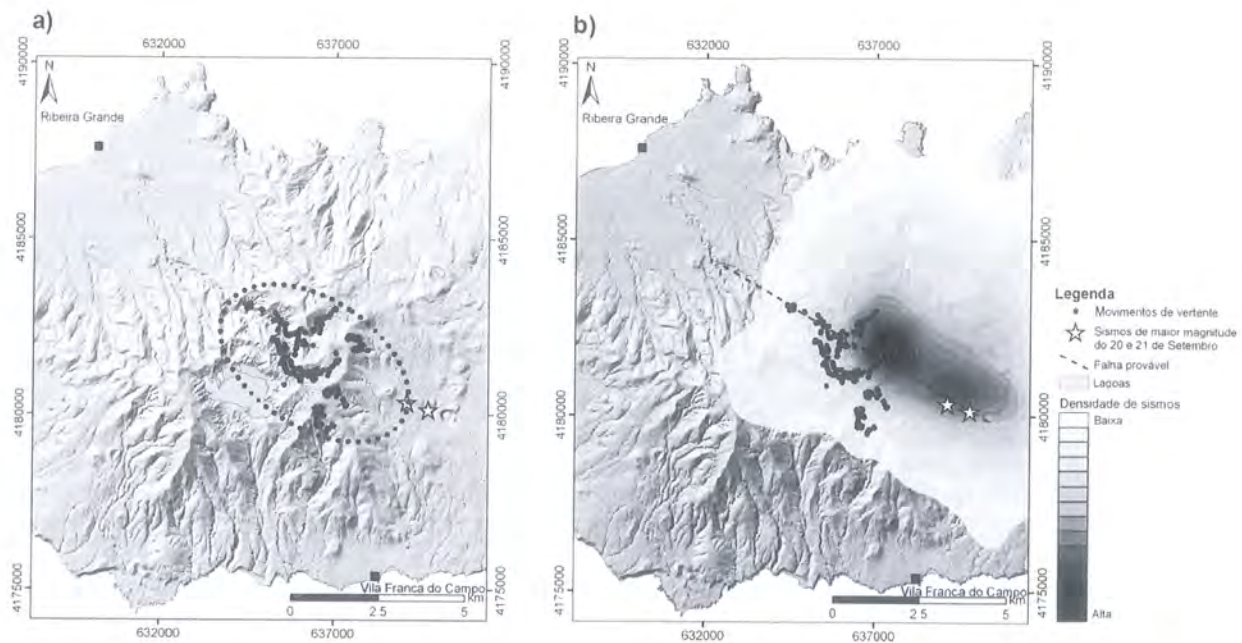


Figura 5 – (a) Distribuição dos movimentos de vertente relativamente aos epicentros de dia 20 e 21 de Setembro; (b) distribuição dos movimentos de vertente relativamente à densidade de sismos da crise.

Figure 5 – (a) Landslide distribution relatively to the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> September earthquakes; (b) landslide distribution relatively to the crises earthquake density.

## 5. CRIAÇÃO DO MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE

### 5.1. Análise das variáveis utilizadas na construção do modelo de susceptibilidade

Para a construção do modelo de susceptibilidade, a distribuição espacial dos movimentos de vertente (MOVERT) foi considerada como variável dependente. Adicionalmente, foram eleitas 4 variáveis independentes, que se admite controlarem a distribuição espacial dos movimentos de vertente: (1) Declive (DEC); (2) Exposição dos taludes (EXP); (3) Litologia (LITO) e; (4) Distância ao epicentro (DISTEPI).

#### **Movimentos de vertente (MOVERT)**

Este tema é composto por todos os 271 movimentos de vertente desencadeados pela crise e localizados durante os trabalhos de campo. Os movimentos de vertente foram divididos em dois grupos distintos de forma aleatória: um grupo de estimação (136 casos) e um grupo de validação (135 casos).

#### **Variáveis derivadas do Modelo Digital de Terreno (MDT)**

Foi elaborado um MDT tendo por base a altimetria vectorial do IGeoE, à escala 1:25 000 com uma resolução de 10 m. Foram derivados deste MDT dois mapas temáticos da área: o mapa de declives (DEC) e o mapa de exposição dos taludes (EXP). O mapa de declives foi dividido em 13 classes: 0-5°; 5-10°, 10-15°; 15-20°; 20-25°; 25-30°; 30-35°; 35-40°; 40-45°; 45-50°; 50-55°; 55-60°; > 60°. Por sua vez, o mapa da exposição dos taludes foi dividido em 9 classes: áreas planas; N; NE; E; SE; S; SW; W; NW.

### **Litologia (LITO)**

O mapa litológico foi elaborado a partir da transposição da carta geológica de São Miguel elaborada por Zbyszewski *et al* (1958) e Zbyszewski *et al* (1959), à escala 1:50 000. Neste estudo o mapa litológico foi simplificado, para efeitos de modelação, tendo-se apenas utilizado 2 classes: uma classe correspondente a depósitos pomíticos de queda (depósitos não coesivos) e uma classe que engloba escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) e traquitos (depósitos coesivos), denominada por "outras unidades litológicas".

### **Distância ao epicentro (DISTEPI)**

O mapa da distância ao epicentro foi elaborado considerando, de forma conjunta, a distância aos dois eventos de maior magnitude, dos dias 20 e 21 de Setembro de 2005. Este mapa foi dividido em 12 classes: 0-1 km; 1-2 km; 2-3 km; 3-4 km; 4-5 km; 5-6 km; 6-7 km; 7-8 km; 8-9 km; 9-10 km; 10-11 km; 11-12 km.

Todas as variáveis foram reclassificadas de forma numérica e transformadas em *grids*, com um *pixel* de 10x10m, para efeitos de modelação numérica, perfazendo cada mapa temático um total de 2 098 142 *pixels*.

A influência relativa de cada classe, de cada variável, na localização dos movimentos de vertente foi estudada através de análise bivariada, tendo sido calculado para cada classe um *score* de favorabilidade, que traduz a maior ou menor influência de cada variável na distribuição geográfica dos movimentos de vertente (Fig. 6).

Pela análise da figura 6 verifica-se um predomínio dos movimentos de vertente em taludes expostos a NE, E e SE, que na área afectada correspondem a taludes de direcção perpendicular à direcção de propagação da energia sísmica. Deste modo, a preeminência de movimentos de vertente nestes taludes, deverá estar directamente relacionada com a sua exposição relativamente à fonte sísmica, a qual condiciona a sua resposta quando solicitados por um evento sísmico.

A grande maioria dos movimentos de vertente identificados encontra-se em taludes com declives superiores a 50° compostos por depósitos pomíticos, caracterizados por valores baixos dos parâmetros resistentes e, conseqüentemente, por valores reduzidos do factor de segurança. Este facto prende-se com a excedência dos valores de aceleração crítica (valor de aceleração sísmica a partir do qual se dá a instabilidade) nesses locais, provocando uma diminuição do factor de segurança para valores inferiores aos da estabilidade.

Relativamente à distância epicentral, o movimento de vertente mais distal localiza-se a aproximadamente 5 km dos epicentros, coerente com a distância definida por Keefer (1984) para sismos desta magnitude, facto que está directamente relacionado com a atenuação da energia sísmica com o aumento da distância à fonte. Note-se a fraca densidade de movimentos de vertente no quilómetro mais próximo dos epicentros, onde teoricamente seria esperada a maior concentração de eventos. Tal facto é justificado pelos baixos valores de declive existentes no sector em questão.

## **5.2. Desenvolvimento do modelo de susceptibilidade**

Para a criação dos mapas de susceptibilidade foi utilizada a Regressão Logística. Segundo diversos autores (*e.g.* Afifi & Clark, 1998; Atkinson & Massari, 1998; Dai *et al*, 2001; Lee & Min, 2001; Dai & Lee, 2003; Süzen & Doyuran, 2003; Ayalew & Yamagishi, 2005) este representa o melhor método de análise

estatística multivariada quando se pretende estudar a relação entre um conjunto de variáveis independentes (LITO, EXP, DEC, DISTEPI) e uma variável dependente dicotômica (MOVERT).

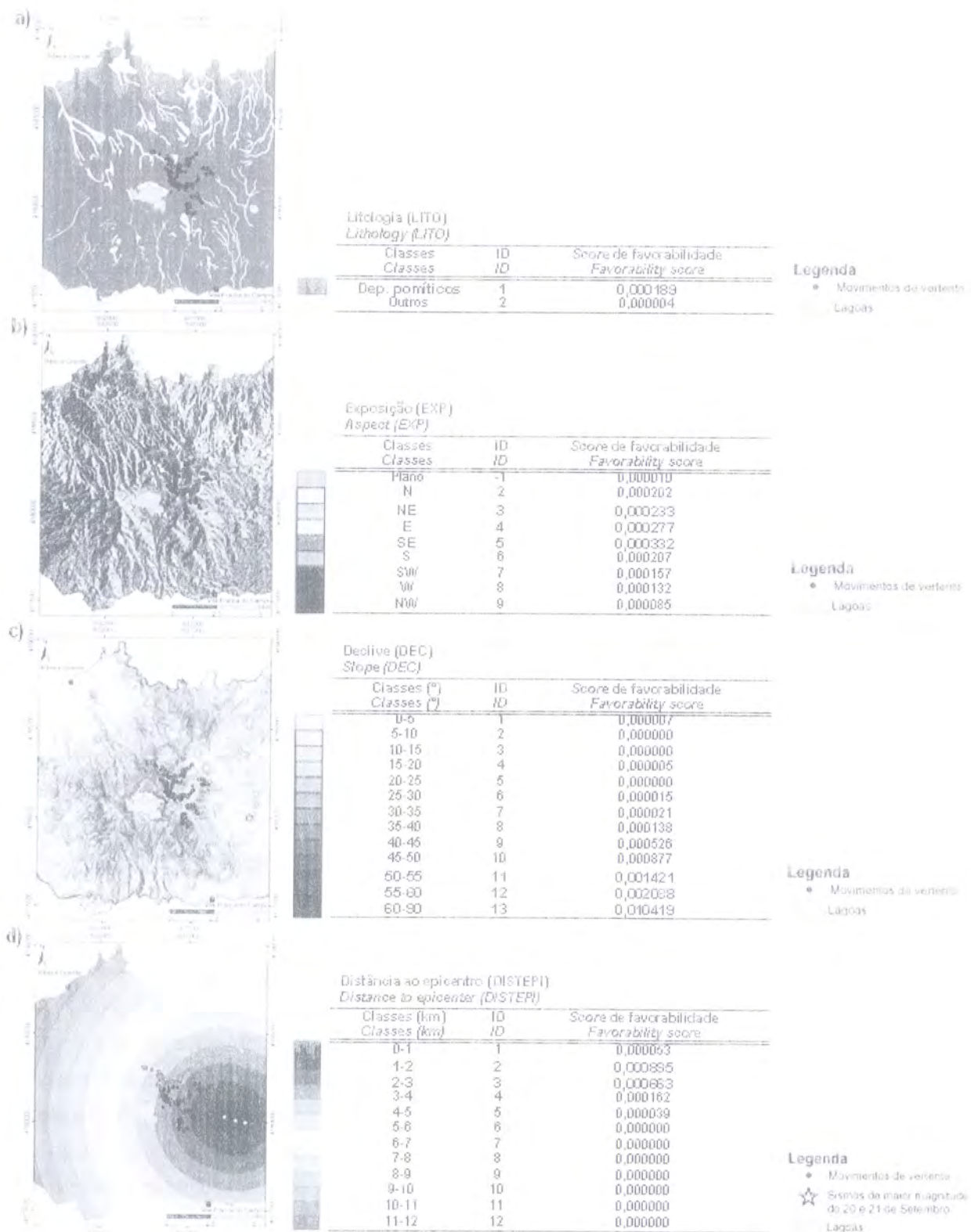


Figura 6 – Resultados da análise bivariada para as diferentes variáveis condicionantes. a) Litologia (LITO); b) Exposição (EXP); c) Declives (DEC); d) Distância ao epicentro (DISTEPI).

Figure 6 – Bivariate analyses results for the different conditioning variables.

Neste tipo de análise regressiva, a relação entre as variáveis independentes e a variável dependente não é linear mas curvilínea. A relação entre a ocorrência de movimentos numa unidade de terreno e a sua dependência relativamente ao conjunto de factores condicionantes é expressa através da equação 1:

$$P = \left[ \frac{1}{(1 + e^{-Z})} \right] \quad (\text{Eq. 1})$$

onde:  $P$  é a probabilidade da unidade de terreno (*pixel* no caso em estudo) pertencer ao grupo estável ou instável, variando entre 0 e 1 numa curva assintótica (com forma de S);  $Z$  é o modelo linear logístico descrito pela equação 2, variando entre  $+\infty$  e  $-\infty$ :

$$Z = \beta_0 + \beta_1 X_1(r) + \beta_2 X_2(r) + \dots + \beta_n X_n(r) + \varepsilon \quad (\text{Eq. 2})$$

onde:  $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_n$  - são os parâmetros do modelo de regressão logística;  $v_1(r), v_2(r), \dots, v_n(r)$  são as variáveis independentes em cada unidade cartográfica; e  $\varepsilon$  - é o erro associado à aproximação curvilínea do modelo. Obtemos desta forma um modelo linear que traduz o melhor ajuste relativamente à presença ou inexistência de movimentos de vertente com as variáveis independentes (LITO, EXP, DEC, DISTEPI).

### 5.3. Resultados e discussão do modelo de susceptibilidade

Para a construção do modelo de susceptibilidade, tal como referido anteriormente, a população de movimentos de vertente foi dividida em dois grupos: um grupo de estimação – utilizado para a estruturação do modelo de susceptibilidade e um grupo de validação – que como o nome indica, foi utilizado para posteriormente testar a taxa de predição do modelo construído. Foram produzidos três modelos de susceptibilidade distintos que, por sua vez, se traduzem por três mapas de susceptibilidade: (1) utilizando as variáveis independentes DEC e EXP (não ilustrado); (2) utilizando as variáveis independentes DEC, EXP e LITO (Fig. 7); (3) utilizando as variáveis independentes DEC, EXP e LITO e DISTEPI (Fig. 8).

Os modelos retratados nas figuras 7 e 8 foram produzidos unicamente com os movimentos de vertente do grupo de estimação. O cruzamento dos mapas assim produzidos com os movimentos do grupo de validação (não utilizados na construção dos modelos), através do método da correlação cruzada (Zêzere *et al*, 2004), permitiu a construção das taxas de predição para cada um dos modelos de susceptibilidade (Fig. 9). Constata-se que as taxas de predição são extremamente elevadas, aumentando com a adição de variáveis independentes ao modelo.

Assumindo a capacidade preditiva dos mapas de susceptibilidade, conclui-se que num cenário hipotético de instabilidade geomorfológica desencadeada por um sismo de magnitude 4,3 sem uma localização epicentral pré-definida, 92,6 % dos movimentos de vertente irão ocorrer nos 3,5 % de área classificada como mais susceptível, no mapa gerado sem a variável distância ao epicentro (Fig. 7). Conhecida a localização do epicentro do sismo, o modelo do mapa de susceptibilidade é refinado. Deste modo, adicionando a variável distância ao epicentro ao algoritmo do mapa de susceptibilidade anterior, o que indirectamente corresponde à atenuação da aceleração sísmica com a distância à fonte, aumentou-se a taxa de predição para 96,3 % nos 1,7 % de área classificada como mais susceptível.

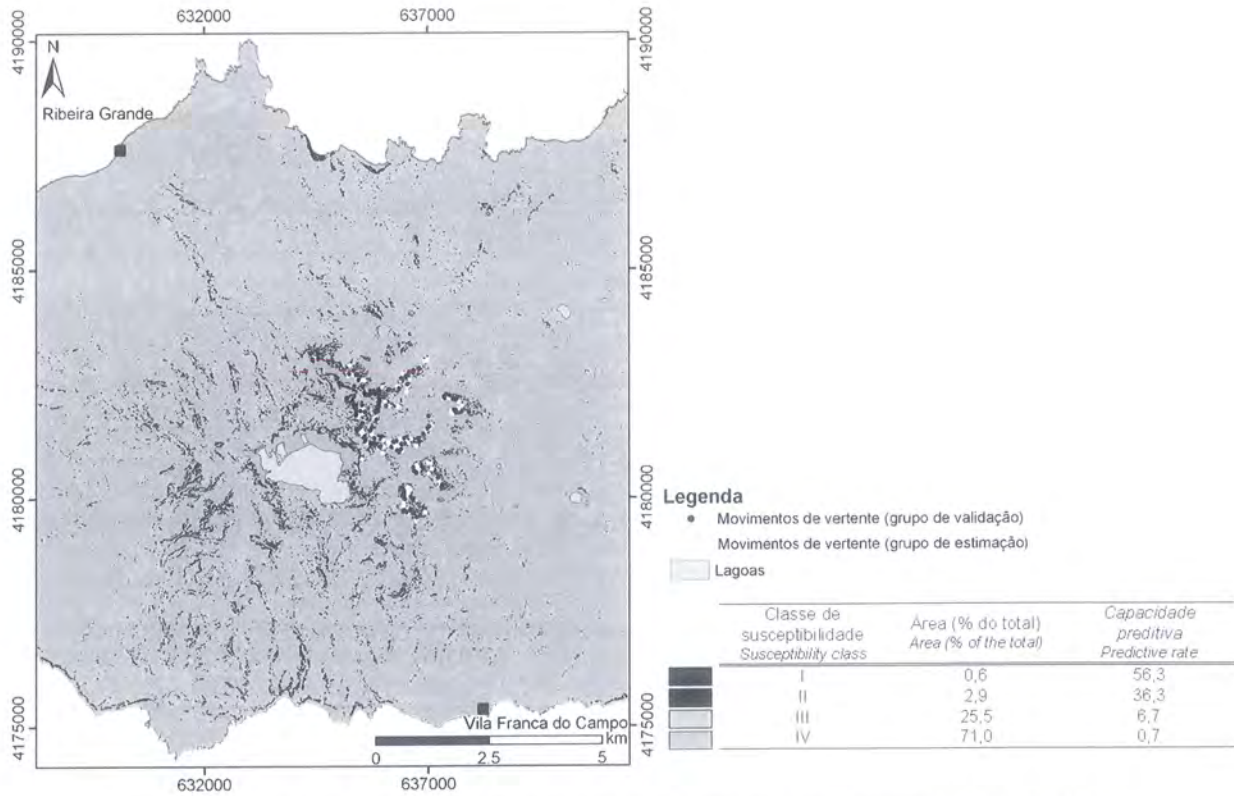


Figura 7 – Resultados do modelo de susceptibilidade utilizando as variáveis LITO, EXP e DEC.

Figure 7 – Susceptibility model result using the variables LITO, EXP and DEC.

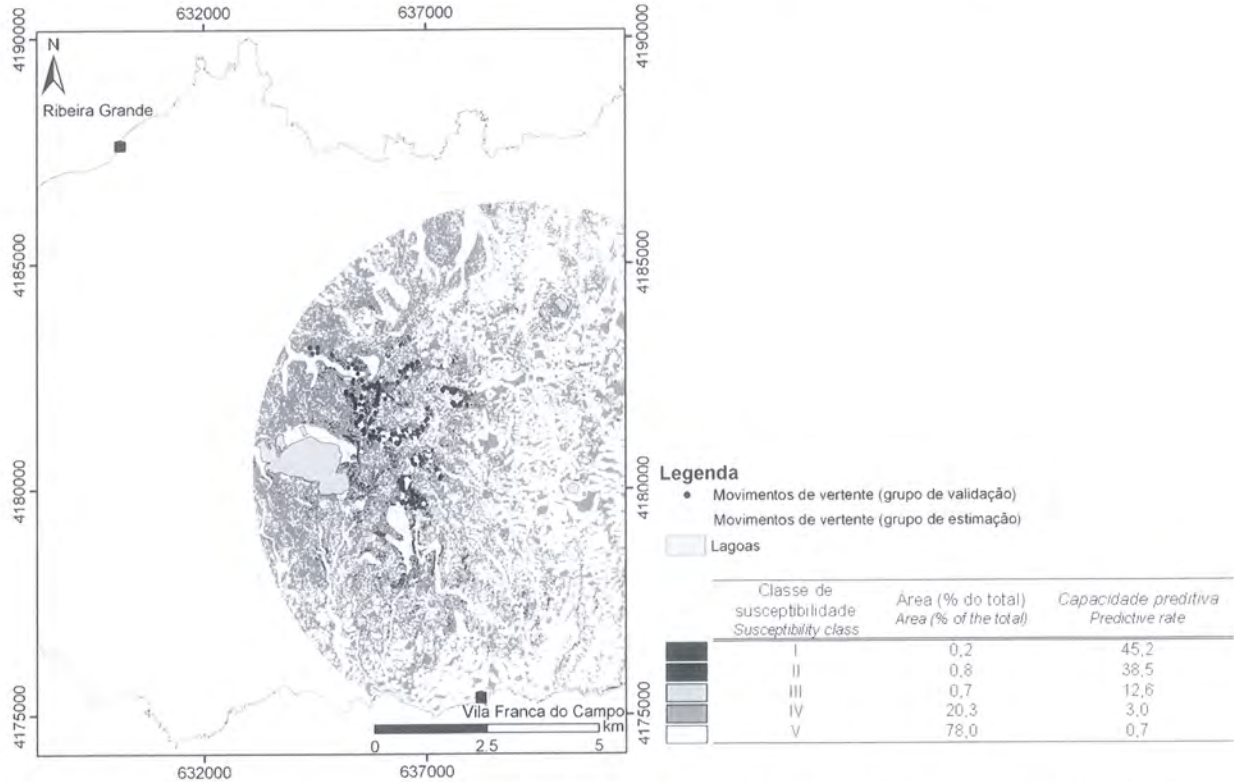


Figura 8 – Resultados do modelo de susceptibilidade utilizando as variáveis LITO, EXP, DEC e DISTEPI.

Figure 8 – Susceptibility model result using the variables LITO, EXP, DEC and DISTEPI.

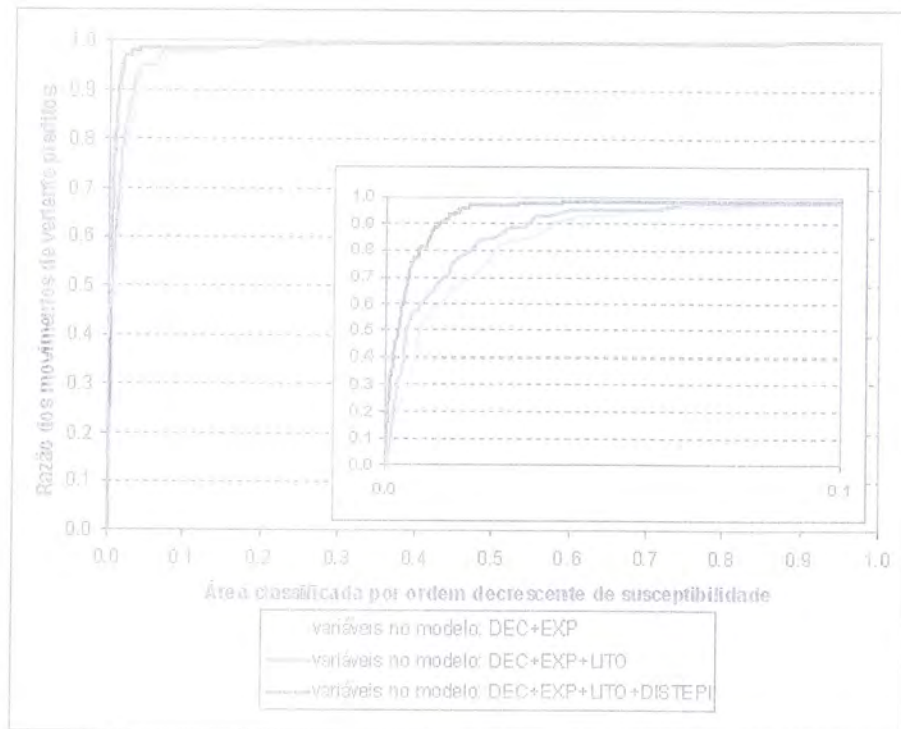


Figura 9 – Taxa de predição dos modelos de susceptibilidade.

Figure 9 – Susceptibility models prediction rates.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os sismos registados nos dias 20 e 21 de Setembro provocaram uma quantidade apreciável de movimentos de vertente, constituindo desta forma um caso de estudo importante no que concerne à caracterização da instabilidade geomorfológica desencadeada pela sismicidade no arquipélago dos Açores. Este acontecimento possibilitou, não só a análise da relação entre sismos e movimentos de vertente no que respeita a danos directos, mas também o estudo do efeito de variáveis *quasi* estáticas (DEC, EXP, LITO, DITEPI, consideradas neste trabalho) na sua distribuição espacial.

Os movimentos de vertente desencadeados por estes sismos apresentam uma homogeneidade morfométrica muito elevada, que decorre do facto de estarem associados a um único factor desencadeante muito selectivo, no que concerne à relação entre a aceleração sísmica num determinado local e as classes de declive solicitadas relativamente aos diferentes tipos de materiais que compõem os taludes. Este facto ajuda, naturalmente, a explicar os bons resultados dos modelos de susceptibilidade.

O elevado potencial preditivo dos modelos de susceptibilidade gerados deverá ser confirmado pela ocorrência de eventos futuros similares na mesma área, que permitam uma partição temporal da base de dados dos movimentos de vertente. De igual modo, os modelos de susceptibilidade deverão ser testados, no futuro, utilizando outras séries de dados de movimentos de vertente desencadeados por sismos nos Açores, com diferentes localizações e magnitudes (e.g. Faial 1998 –  $M_L=5,6$ ), pois destes parâmetros dependerá, em muito, a resposta das variáveis consideradas como independentes neste trabalho e, por sua vez, a distribuição espacial dos movimentos de vertente.

Ao longo da história ocorreram episódios de instabilidade geomorfológica desencadeados pela sismicidade no Vulcão do Fogo. Exemplo disso é o caso de 22 de Outubro de 1522, quando um sismo de

intensidade X (EMS-98, *European Macroseismic Scale*), localizado no flanco SE do vulcão (Silveira 2002; Silveira *et al*, 2003) desencadeou numerosos movimentos de vertente um pouco por toda a ilha (Fructuoso, 1522-1591†). Um desses movimentos de vertente, do tipo escoada de detritos, com um volume de material envolvido estimado em  $6,75 \times 10^6 \text{ m}^3$ , cobriu uma área aproximada de  $4,5 \text{ km}^2$  (Marques, 2004). Estima-se que tenham perecido cerca de 5000 pessoas neste episódio e Vila Franca do Campo, então capital dos Açores, foi completamente destruída (Fructuoso, 1522-1591†). Os elevados valores de sismicidade registados para o Vulcão do Fogo, considerado uma das regiões sismogénicas mais activas do arquipélago dos Açores (Gaspar, *et al*, 2003; Silva, 2004), associado aos baixos valores dos parâmetros resistentes dos materiais que o compõe, torna esta área particularmente susceptível à ocorrência de movimentos de vertente.

O tipo de abordagem desenvolvido neste trabalho, pelo seu dinamismo e exactidão, revelou ser uma excelente ferramenta para a predição de áreas susceptíveis à ocorrência de movimentos de vertente e deverá ser integrada no âmbito do ordenamento do território e do planeamento da emergência. No entanto, os modelos de susceptibilidade "apenas" resolvem o problema da identificação dos locais de desencadeamento das futuras instabilidades. Para a análise da perigosidade e da vulnerabilidade será necessário, no futuro, avaliar a probabilidade temporal de ocorrência de movimentos de vertente e modelar a sua propagação.

## BIBLIOGRAFIA

- Afifi, A. A. & Clark, V. (1998) – *Computer aided multivariate analysis*. Chapman Hall, London, 455p.
- Aleotti, P. & Chowdhury, R. (1999) – Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 58: 21-44.
- Atkinson, P. M. & Massari, R. (1998) – Generalized linear modeling of susceptibility to landsliding in the central Apennines, Italy. *Computers and Geosciences*, 24 (4): 373-385.
- Ayalew, L. & Yamagishi, H. (2005) – The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda – Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, 65: 15-31.
- Beguiria, S. & Lorente, A. (1999) – Landslide hazard mapping by multivariate statistics; comparison of methods and case study in the Spanish Pyrenees. The Damocles Project Work, Contract No EVG1-CT 1999-00007. Technical Report, 20p.
- Bonham-Carter, G. F. (1996) – *Geographic information systems for geoscientists, modeling with GIS*. Pergamon Press, Oxford, 398p.
- Carrara, A. (1983) – Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology*, 15 (3): 403-427.
- Carrara, A. (1988) – Landslide hazard mapping by statistical methods: a "Black Box" approach. *In Workshop on natural disaster in European Mediterranean countries, Perugia, Italy*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Perugia, p. 205-224.
- Carrara, A.; Cardinali, M.; Detti, R.; Guzzetti, F.; Pasqui, V.; Reichenbach, P. (1990) – Geographical information systems and multivariate models in landslide hazard evaluation. *In ALPS 90 Alpine Landslide Practical Seminar, Sixth International Conference and Field Workshop on Landslides, Aug 31-Sept 12, Milan, Italy, Università degli Studi de Milano*, p. 17-28.
- Carrara, A.; Cardinali, M.; Detti, R.; Guzzetti, F.; Pasqui, V.; Reichenbach, P. (1991) – GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surf. Proc. Land.*, 16 (5): 427-445.
- Carrara, A.; Cardinali, M.; Guzzetti, F. (1992) – Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC J.*, 2: 172-183.
- Carrara, A.; Cardinali, M.; Guzzetti, F.; Reichenbach, P. (1995) – GIS technology in mapping landslide hazard. *In Carrara, A. & Guzzetti, F. (Eds.) – Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, p. 135-176.

- Dai, F. C.; Lee, C. F.; Xu, Z. W. (2001) – Assessment of landslide susceptibility on the natural terrain of Lantau Island. *Hong Kong Environ. Geol.*, 40 (3): 381-391.
- Dai, F. C. & Lee, C. F. (2003) – A Spatiotemporal probabilistic modeling of storm-induced shallow landsliding using aerial photographs and logistic regression. *Earth Surf. Process. Landforms*, 28: 527-545.
- Frutuoso, G. (1522-1591†) – Livro Quarto das Saudades da Terra. In Frutuoso, G. (1981) – *Saudades da Terra*. 2ª Edição, Ponta Delgada, Instituto Cultural de Ponta Delgada.
- Gaspar, J. L.; Queiroz, G.; Ferreira, T. (2003) – *Risco sismovulcânico associado ao graben da Ribeira Grande (Ilha de S. Miguel)*. DTC 14/CVARG/03.
- Gandino, A.; Guidi, M.; Merlo, C.; Mete, L.; Rossi, R.; Zan, L. (1985) – Preliminary model of the Ribeira Grande geothermal field (Azores Islands). *Geothermics*, 14(1): 91-105.
- Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) – Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, central Italy. *Geomorphology*, 31: 181-216.
- Guzzetti, F.; Reichenbach, P.; Cardinali, M.; Galli, M.; Ardizzone, F. (2005) – Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72: 272-299.
- Hansen, A. (1984) – Landslide hazard analysis. In Brunson, D. & Prior, D. B. (Eds.) – *Slope Instability*. Chichester, John Wiley & Sons, p. 523-602
- Hutchinson, J. N. (1995) – Landslide hazard assessment, keynote paper. In Bell (Ed.) – *Landslides, Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Rotterdam, Balkema, p. 1805-1841
- Keefer, D. (1984) – Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- Kobashi, S. & Suzuki, M. (1988) – Hazard index for the judgment of slope stability in the Rokko Mountain region. In *Proc INTERPRAEVENT*, Graz, Austria, 1: 223-233.
- Lee, S. & Min, K. (2001) – Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea. *Environ. Geol.*, 40: 1095-1113.
- Marques, R. (2004) – *Contribuição para o conhecimento da instabilidade geomorfológica nos Açores: Estudo de movimentos de vertente associados a diferentes mecanismos desencadeantes*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos, Dep. de Geociências, Univ. dos Açores, 145p.
- Marques, R.; Coutinho, R.; Queiroz, G. (2005) – *Considerações sobre a ocorrência dos movimentos de vertente desencadeados pelos sismos de 20 e 21 de Setembro de 2005 no Fogo-Congro (Ilha de São Miguel)*. Caracterização e análise de cenários. Relatório Técnico-Científico 27/CVARG/05, Centro de Vulcanologia, 36p.
- Queiroz, G. (1997) – *Vulcão das Sete Cidades (S. Miguel, Açores): história eruptiva e avaliação do hazard*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, Departamento de Geociências, 226p.
- Silva, R. (2004) – *Características da sismicidade na região central da Ilha de São Miguel (Açores): identificação e análise de famílias sísmicas*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos, Dep. de Geociências, Univ. dos Açores, 136p.
- Silveira, D. (2002) – *Caracterização da sismicidade histórica da ilha de S. Miguel com base na reinterpretação de dados de macrossísmica: contribuição para a avaliação do risco sísmico*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos, Dep. de Geociências, Univ. dos Açores, 149p.
- Silveira, D.; Gaspar, J. L.; Ferreira, T.; Queiroz, G. (2003) – Reassessment of the historical seismic activity with major impact on S. Miguel Island (Azores). *Natural Hazards and Earth System Science*, 3: 615-623.
- Spiegelhalter, D. J. (1986) – Uncertainty in expert systems, in artificial intelligence and statistics. Addison Wesley, Reading, MA, p. 17-55.
- Soeters, R. & van Westen, C. J. (1996) – Slope Instability Recognition, Analysis and Zonation. In Turner, A. K. & Schuster, R. L. (Eds.) – *Landslides. Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, Washington D.C., National Academy Press, Special Report 247: 129-177.
- Sözen, M. L. & Doyuran, V. (2003) – A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environ. Geology*, 45: 665-679.

- Vanacker, V.; Vanderschraeghe, M.; Govers, G.; Willems, E.; Poesen, J.; Deckers, J.; De Bievre, B. (2003) – Linking hydrological, infinite slope stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andes watersheds. *Geomorphology*, 52: 299-315.
- Wallenstein, N. (1999) – *Estudo da história eruptiva recente e do comportamento eruptivo do vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores). Avaliação preliminar do hazard*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia, Univ. dos Açores, Dep. Geociências, 266p.
- Yin, K. L. & Yan, T. Z. (1988) – Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. In Bonnard, C. (Ed.) – *Proc. 5<sup>th</sup> Int. Symp. Landslides*, Lausanne. Balkema, Rotterdam, 2: 1269-1272.
- Zbyszewski, G.; Moulinho d'Almeida, F.; Veiga Ferreira, O.; Torre Assunção, C. (1958) – Carta geológica de Portugal na escala de 1:50 000. São Miguel (Açores) – Folha B. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Zbyszewski, G.; Veiga Ferreira, O.; Torre Assunção, C. (1959) – Carta geológica de Portugal na escala de 1:50 000. São Miguel (Açores) – Folha A. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Zêzere, J. L. (2002) – Landslide susceptibility assessment considering landslide typology, a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2: 73-82.
- Zêzere, J. L.; Reis, E.; Garcia, R.; Oliveira, S.; Rodrigues, M. L.; Vieira, G.; Ferreira, A. B. (2004) – Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4: 133-146.



# A aplicação de uma estação total automática na detecção e acompanhamento de fenómenos de instabilidade geomorfológica no concelho da Povoação (S. Miguel, Açores).

*Automatic total station application to detect and monitoring slope instability in Povoação County (S. Miguel, Azores).*

P. Amaral<sup>1</sup>, R. Marques<sup>1</sup>, A. Trota<sup>1</sup>, R. Rodrigues<sup>1</sup>, J. L. Gaspar<sup>1</sup>, J. L. Zêzere<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos, Universidade dos Açores, Paulo.AP.Amaral@azores.gov.pt, Rui.TF.Marques@azores.gov.pt, Antonio.N.Trota@azores.gov.pt, Rita.MMTC.Rodrigues@azores.gov.pt, Joao.LRB.Gaspar@azores.gov.pt;

<sup>2</sup> Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, jlzezere@fl.ul.pt.

**Resumo:** Com o principal objectivo de detectar e monitorizar pequenos movimentos do solo, indicadores de instabilidade geomorfológica, foi implementada uma rede de monitorização geodésica com o recurso a uma estação total automática. A área de estudo localiza-se num talude da estrada regional, localizado na vila da Povoação, ilha de S. Miguel. A rede instalada, implementada em Janeiro de 2004, é constituída por 18 marcas para a medição com o recurso a uma estação total e/ou GPS. Desde Abril de 2004 até Outubro de 2006 foram realizadas 10 campanhas de aquisição de dados, tendo-se obtido taxas de deslocamentos máximas na ordem dos 58 mm. As precisões resultantes, no global das épocas de observação, foram da ordem de grandeza de  $\pm 1$ mm. Neste trabalho apresentam-se os resultados obtidos e discutem-se as 10 campanhas levadas a cabo no período temporal amostrado.

Até ao momento, os deslocamentos observados ainda não provocaram estragos significativos. Contudo, o cenário mais provável para o futuro próximo será a evolução para uma ruptura rápida do terreno que se encontra a ser monitorizado, aquando de uma solicitação externa (i.e., precipitação forte). Face a este cenário, a massa deslocada poderá, a curto/medió prazo, provocar efeitos sobre as pessoas, moradias e outros bens localizados no sopé do talude.

**Palavras-chave:** Estação total, monitorização, movimentos de vertente, S. Miguel, Povoação.

**Abstract:** With the main goal of detecting small soil movements, preceding larger geomorphologic instability phenomena, a geodetic monitoring program was established in the Povoação village, in S. Miguel Island, using an automatic total station. The study area is located in a cut of the main regional road and it was named as "Talude da Estrada Regional". In January 2004, 18 benchmarks were installed in the slope for measurements with a total station and/or GPS.

Between April 2004 and October 2006 10 survey campaigns were performed. The maximum displacement rate observed in the area was about 58 mm. The average accuracy achieved during the measurements has been evaluated to be 1 mm in both horizontal and vertical components.

In this work, we present the total station data surveys and the discussion of a total of ten survey campaigns carried out within that period of time.

Until now, damages provoked by slow movements are not significative and can be easily fixed. Nevertheless, the most probable future scenario is the quick rupture of the terrain and the acceleration of the movement, triggered by an external factor, as for example, a heavy rainfall episode. Considering this scenario, severe damages in houses and structures can occur and people may die, due to the high vulnerability of these elements located near the bottom of the slope.

**Keywords:** Total Station, monitoring, landslides, S. Miguel, Povoação.

## 1. INTRODUÇÃO

O arquipélago dos Açores, inserido num contexto geodinâmico peculiar e com características hidrogeológicas particulares, tem sido palco de inúmeros movimentos de vertente, com significativo impacte em termos de perda de vidas humanas e danos materiais. Neste sentido, a melhor estratégia

para a redução do impacto deste perigo geomorfológico assenta, essencialmente, na sua avaliação e na adopção de medidas de prevenção e mitigação, que devem ser suportadas por técnicas de monitorização. A monitorização de vertentes instáveis, envolvendo o uso de diferentes técnicas independentes (geofísicas, geotécnicas, geodésicas, etc.) tem-se revelado de extrema importância na avaliação quantitativa e qualitativa de movimentos de vertente, permitindo, nomeadamente, identificar locais onde exista instabilidade geomorfológica, avaliar as velocidades, os deslocamentos (taxa, magnitude e orientação), os tipos de mecanismos e, conseqüentemente, o tipo de estragos que se podem originar, contribuindo, deste modo, para a avaliação do risco geomorfológico (Corominas *et al*, 2000; Malet *et al*, 2002; Amaral, 2005).

Com o intuito de identificar e monitorizar a evolução de fenómenos de instabilidade geomorfológica, foi implementado um programa de monitorização geodésica para a aquisição, tratamento/processamento e interpretação de dados com o recurso a uma estação total. Para o efeito, seleccionou-se como zona de estudo um talude na estrada regional, no concelho da Povoação, o qual se designou por “talude da estrada regional”. Devido ao seu enquadramento (geológico, geomorfológico, tectónico e hidrogeológico) a vertente estudada é bastante favorável ao desenvolvimento de manifestações de instabilidade.

De um modo geral, as estações totais são utilizadas em topografia clássica. Contudo, devido às suas potencialidades, têm vindo nos últimos anos a substituir os tradicionais EDM, por já fornecerem as observações angulares e de distância inclinada, simultaneamente. De uma forma sucinta, o equipamento possui as seguintes vantagens para ser extensivamente utilizado nos estudos da avaliação da cinemática dos movimentos de vertente: (1) mede simultaneamente ângulos, distâncias e coordenadas de pontos materializados na superfície do solo com um rigor milimétrico, sendo possível obter informações marginais como é o caso do cálculo de áreas e volumes; (2) fornece resultados fiáveis e rápidos; (3) apresenta boa precisão, em planimetria e altimetria, embora a da componente altimétrica seja inferior à da componente planimétrica; (4) tem baixo custo (equipamento e acessórios) quando comparado com outros (*i.e.*, GPS); (5) é de fácil operação; (6) transfere facilmente ficheiros 3D (planimetria e altimetria) para ambientes CAD e SIG, utilizados para a criação de Modelos Digitais de Terrenos; (7) necessita de poucos recursos humanos para levar a cabo uma campanha de aquisição de dados devido ao seu automatismo (uma pessoa é suficiente); e (8) fornece uma visão global de um corpo deformável; contendo esquemas de auto-verificação dos resultados e sendo capaz de proporcionar uma estimativa global da precisão das medições. No que diz respeito aos inconvenientes salientam-se: (1) cobre pequenas áreas, sendo indispensável a visualização dos pontos visados, o que já não acontece relativamente ao GPS; (2) necessita de coordenadas de referência, obtidas, por exemplo, por GPS; e (3) exige a necessidade da introdução dos valores da temperatura, humidade relativa e pressão barométrica para corrigir as distâncias, embora para curtas distâncias tal não seja muito significativo.

Com este programa de monitorização, pretendeu-se detectar e acompanhar pequenos deslocamentos do terreno através de medições periódicas com recurso a uma estação total automática, utilizando alvos reflectores que se encontram instalados em locais instáveis da vertente. Assim, a comparação de diferentes épocas de observação discretas, possibilita obter uma resolução tridimensional dos padrões de deslocamento no tempo e no espaço, com rigor milimétrico, permitindo avaliar a actividade cinemática da área no contexto da instabilidade geomorfológica.

## 2. ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

O arquipélago dos Açores é composto por nove ilhas de origem vulcânica e localiza-se no Oceano Atlântico Norte, entre as latitudes 37° e 40° N e as longitudes 25° e 31° W. A área de implementação da rede de monitorização com o recurso à estação total situa-se no sector SE da ilha de S. Miguel, no concelho da Povoação, mais concretamente na sede de concelho, a vila da Povoação (Fig. 1). Este compreende uma área aproximada de 110,30 km<sup>2</sup> e o número de habitantes ronda os 6 700 (Amaral, 2005).

A área de estudo localiza-se a SW da vila da Povoação e é sobranceira à Estrada Regional que liga a Povoação à vila das Furnas. Apresenta uma área com cerca de 8 050 m<sup>2</sup> e uma altitude ortométrica máxima na ordem dos 60 m.

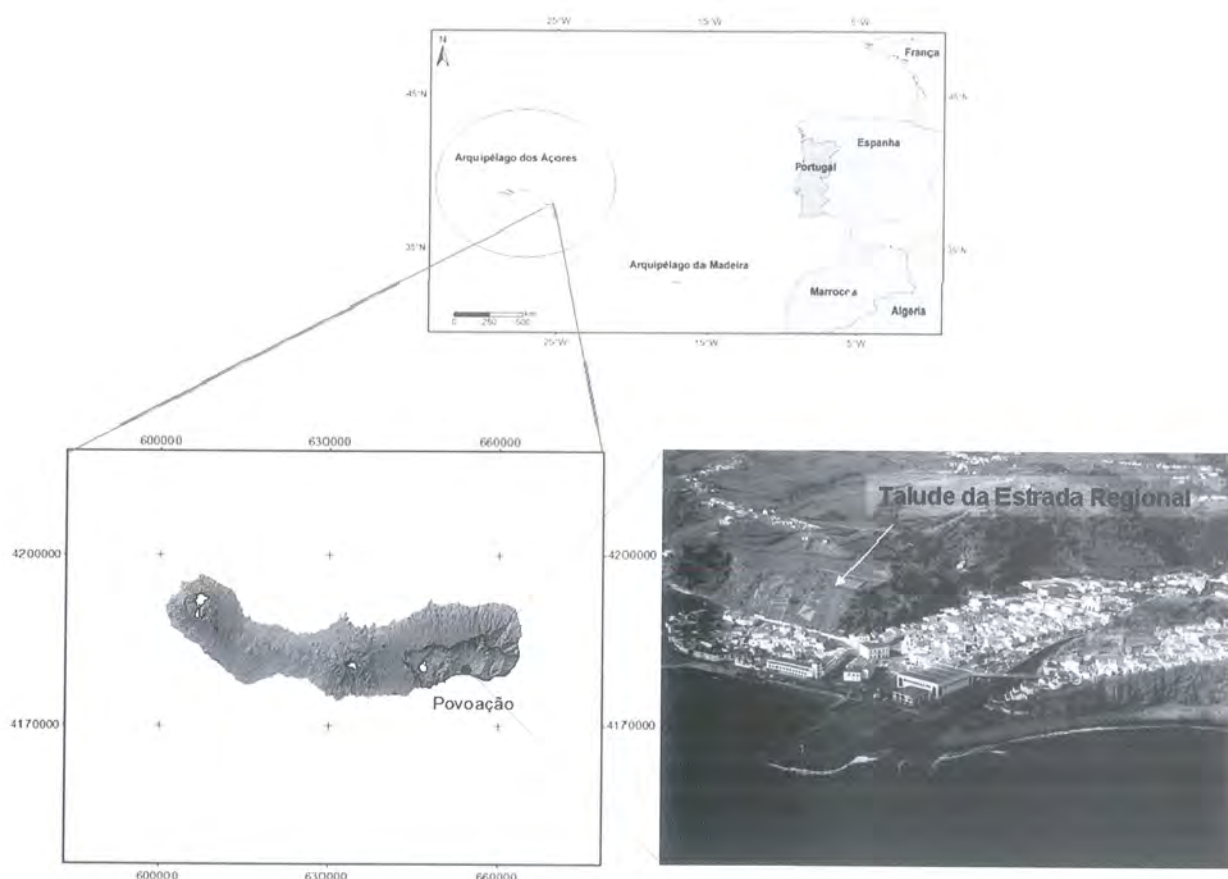


Figura 1 – Localização geográfica da ilha de S. Miguel, em coordenadas UTM-WGS84, zona 26S; e área de estudo (talude da estrada regional).

Figure 1 – S. Miguel island location in UTM-WGS84, zone 26S and the test site (talude da estrada regional).

No que concerne à constituição litológica, esta apresenta na base um ignimbrito consolidado, datado de há cerca de 30 000 Ma (Guest *et al*, 1999), e os depósitos superiores são constituídos, essencialmente, por piroclastos pomíticos de queda e cinzas (provenientes, maioritariamente, do vulcão poligenético das Furnas), com alternância de solos com forte componente siltítica. Pontualmente, encontram-se depósitos detríticos a encobri-los. Do ponto de vista estrutural, este talude não é cortado por nenhuma falha; no entanto, a cerca de cem metros do local existe uma falha de direcção WNW-ESE (falha da Ribeira) que pode, eventualmente, contribuir de uma forma indirecta para eventuais situações de instabilidade na área.

O declive médio da vertente é moderado a forte ( $\pm 30^\circ$ ). Este facto, associado à presença de depósitos piroclásticos não consolidados, caracterizados por baixos valores dos parâmetros resistentes, favorece a ocorrência de movimentos de vertente com mecanismos de ruptura do tipo deslizamento translacional/rotacional e/ou escoada detrítica.

Ao longo dos últimos anos ocorreram, no talude da estrada regional, diversos episódios de instabilidade geomorfológica, desencadeados por precipitações intensas (*i.e.*, 31 de Outubro de 1997 e 12 Fevereiro de 2002). Estes episódios foram caracterizados pela ocorrência de deslizamentos do tipo rotacional/translacional, os quais afectaram a estrada e algumas moradias que se encontram no seu sopé.

### **3. DEFINIÇÃO DA REDE DE OBSERVAÇÃO**

A rede de observação geodésica para a monitorização de deslocamentos superficiais com recurso a uma estação total e/ou GPS, foi implementada em Janeiro de 2004 e é constituída por 18 marcas, sendo duas estações utilizadas como quadro de referência, numa posição estável ao longo do tempo. A distância inclinada entre o ponto estação e os restantes pontos de observação varia entre os 40 e 125 m, consoante o ponto considerado (Fig. 2).

O sistema de observação implementado tem uma configuração simples, de modo a que possa ser observado por um a dois elementos num curto espaço de tempo. A sua concepção teve por base: (1) a distribuição espacial das referidas marcas de uma forma razoavelmente homogénea de modo a perfazer uma boa geometria; (2) uma boa densidade de marcas; (3) a visibilidade dos pontos estação para os restantes; (4) as principais fendas de tracção observadas no terreno; (5) uma boa fixação das marcas no terreno através do substrato existente; (6) a estabilidade a longo prazo; (7) o acesso fácil; e (8) a segurança de pessoas e equipamentos.

### **4. CAMPANHAS DE AQUISIÇÃO DE DADOS**

A metodologia de monitorização adoptada com o recurso a uma estação total inclui a introdução de reflectores colocados estrategicamente, de modo a perfazer uma rede ampla de amostragem para avaliar espacial e temporalmente possíveis alterações no sistema em observação. O equipamento utilizado tem a particularidade de ser servo motorizado, o que permite efectuar as medições de uma forma rápida e automática. Deste modo, a estação é programada para efectuar leituras periódicas a sistemas em deformação. Esta facilidade de observação é de grande utilidade aquando da amostragem de dados em períodos de crise (*i.e.*, instabilidade declarada nas vertentes) em que é necessário num curto espaço de tempo dar uma resposta acerca da evolução do terreno.

Ao longo das campanhas de recolha de dados foram utilizados (Fig. 3): (1) uma estação total servo motorizada Trimble da série 5503, a qual apresenta uma precisão da distância de  $\pm (2 \text{ mm} + 2 \text{ ppm})$  e uma resolução angular de  $3''$ ; (2) bastões; e (3) reflectores.

Até à presente data foram efectuadas dez campanhas de aquisição de dados. A primeira campanha foi realizada em Abril/Maio de 2004 (EP\_0), a qual serviu de referência para as medições futuras. Posteriormente, realizaram-se mais duas campanhas em 2004, nomeadamente em Junho (EP\_1) e Dezembro (EP\_2). Em 2005, foram efectuadas campanhas de aquisição de dados em Abril (EP\_3); Maio

(EP\_4); Junho (EP\_5); e Novembro (EP\_6). No que respeita ao ano de 2006 foram efectuadas campanhas em Abril (EP\_7), Junho (EP\_8), Agosto (EP\_9) e Outubro (EP\_10).

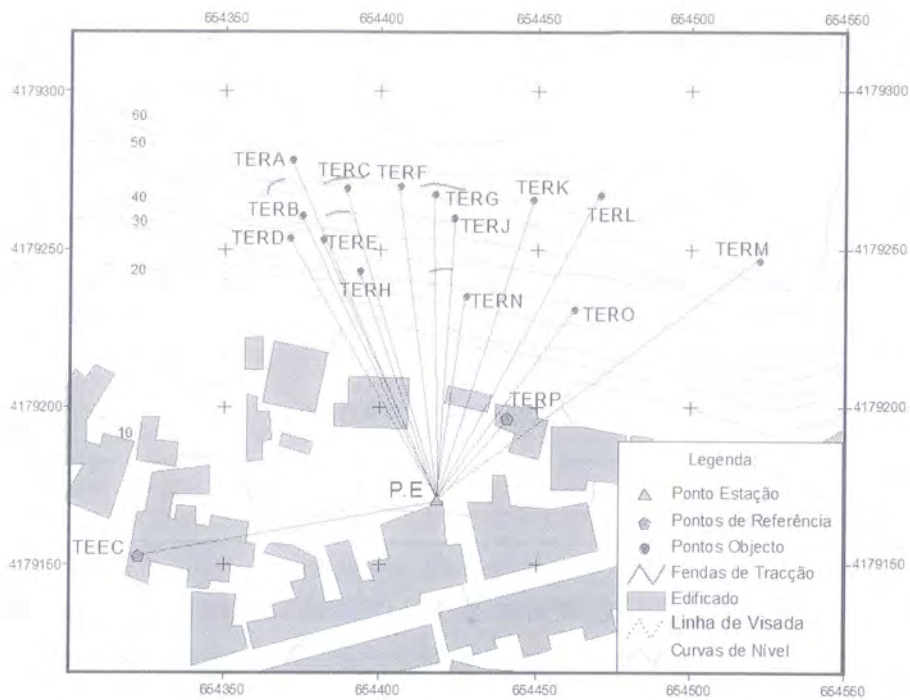


Figura 2 – Configuração da rede de monitorização geodésica para a medição com a estação total.

*Figure 2 – Geodetic network configuration for the total station monitoring.*

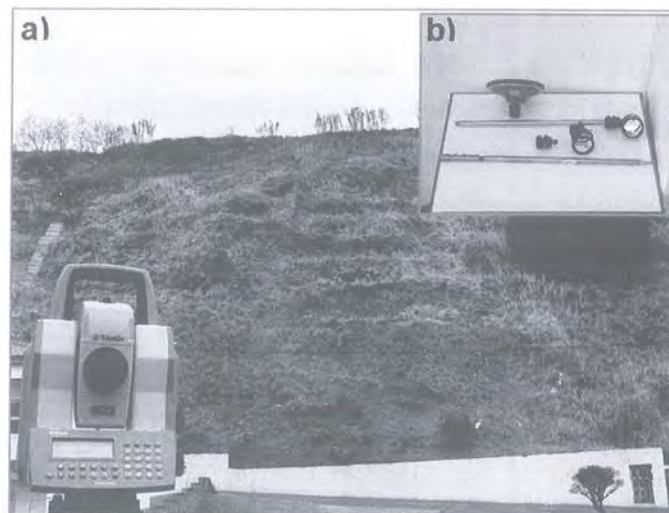


Figura 3 – (a) Estação total Trimble série 5503 DR e (b) prismas reflectores e bastões utilizado na monitorização de vertentes.

*Figure 3 – (a) Total station Trimble 5503 DR and (b) corners reflectors and Barr.*

No total foram amostradas 18 marcas por cada campanha, tendo sido adquiridas as seguintes grandezas: coordenadas (UTM, WGS84), distâncias inclinadas e ângulos (horizontais e verticais). No entanto, no

âmbito deste trabalho, apenas se apresentam os dados referentes às coordenadas e respectivas variações espaciais e temporais.

De forma a obter uma boa solução final, e para verificar a consistência e repetibilidade dos resultados em cada campanha, foram inicialmente efectuadas observações em diferentes horas do dia, bem como em diferentes dias, sendo os resultados tratados como uma época média de observação para cada campanha individual.

O tratamento/processamento dos dados foi efectuado de acordo com o princípio do método dos mínimos quadrados para obter os deslocamentos dos pontos observados, os resíduos e o desvio padrão da unidade de peso, utilizando-se intervalos de confiança de 95 %. Os Erros Médios Quadráticos (EMQ) obtidos, quer para a componente planimétrica, quer para a componente altimetria, foram na ordem de grandeza de  $\pm 1$  mm.

## 5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 5.1. Cinemática e geometria

Na figura 4a, 4b e 4c projecta-se o deslocamento das componentes Norte, Este e Elevação de algumas marcas no período temporal amostrado (Abril de 2004 a Outubro de 2006).

Pela análise da figura 4(a) verifica-se que, até Dezembro de 2004, algumas das marcas amostradas não apresentaram indícios de movimentação da sua posição inicial. No entanto, duas marcas (TERC e TERG) apresentaram um padrão descendente. A marca TERC evidenciou um encurtamento da sua posição relativamente ao ponto estação (PE) de  $9 \pm 1$  mm, enquanto que a marca TERG apresentou um deslocamento de  $3 \pm 1$  mm nesta componente.

Posteriormente, em Março de 2005, ocorrem períodos de precipitação intensa no concelho da Povoação, por vezes superiores a 20 mm/hora, que desencadearam alguns movimentos de vertente no concelho, e em particular no talude alvo de monitorização (Marques & Amaral, 2005).

Aquando da amostragem de dados em Abril de 2005, verificou-se que a marca TERC, localizada num sector instável e que anteriormente exibia movimentação, foi englobada na massa solicitada por um pequeno deslizamento superficial, o que promoveu a sua destruição. Por outro lado, uma outra marca (TERJ) também foi destruída. Este pequeno deslizamento superficial vem demonstrar que as massas de solo instável ou que apresentam movimento lento podem progredir para velocidades superiores, quando solicitadas por períodos de maior precipitação.

No que diz respeito às restantes marcas, verificou-se que algumas, a partir do episódio de precipitação intensa registado naquela região da ilha, apresentaram um padrão descendente na sua componente Norte. Esta aceleração ficou bem patente em algumas marcas, que anteriormente exibiam taxas de movimentação baixas ou inexistentes, e que posteriormente apresentaram taxas de movimentação muito superior (*i.e.*, TERB, TERH, TERN). Este padrão de aumento das taxas de deslocação tem vindo a marcar de uma forma mais ou menos homogénea a evolução cinemática destas marcas no tempo entretanto decorrido. A marca TERG tem apresentado taxas de deslocamento muito superiores às restantes (58 mm, entre a EP\_0 e a EP\_10). Esta deslocação está associada à abertura de uma fenda de tracção situada a montante da referida marca, como foi possível verificar através de observações de campo (Fig. 5).

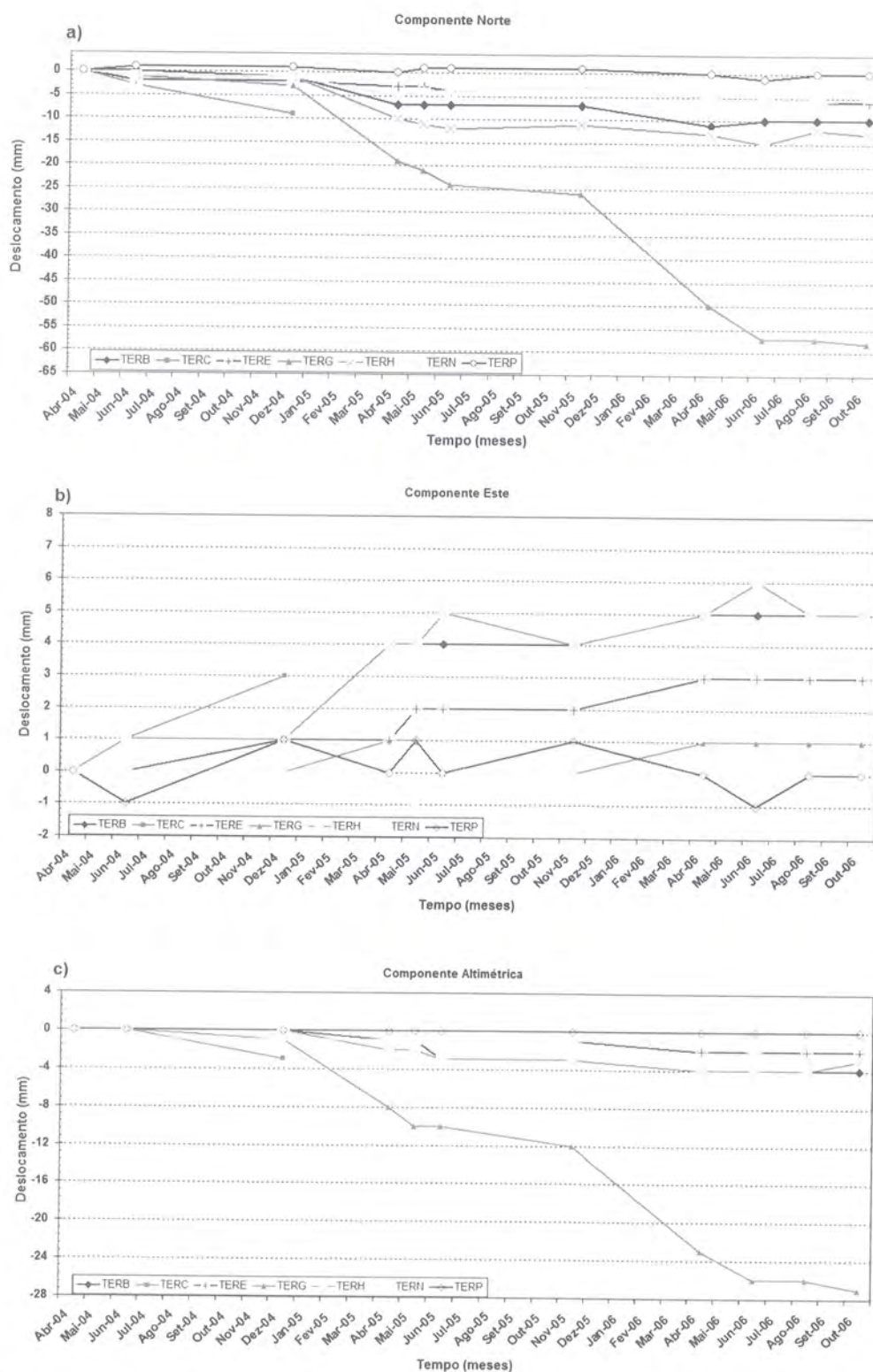


Figura 4 – Variações da componente (a) Norte, (b) Este e (c) altimétrica de algumas marcas amostradas ao longo do tempo.

Figure 4 – (a) North, (b) East and (c) Altimetry components variation of some points with time.



Figura 5 – Fenda de tracção localizada a montante da marca TERG.

*Figure 5 – Ground crack located on the upper slope of TERG benchmark.*

No que respeita à componente Este, verifica-se que as marcas apresentam dois padrões distintos: (1) um padrão com uma pequena oscilação, dentro do erro de medição, e que não revela um sentido preferencial de movimento (*i.e.*, TERG, TERN, TERP); e (2) um padrão com uma assinatura de movimentação para o sentido E da vertente (*i.e.*, TERC, TERH, TERB). Esta orientação oblíqua está de acordo com o deslocamento de uma massa influenciada pela gravidade numa vertente com a geometria e inclinação do talude em estudo.

No que concerne à componente altimétrica, verifica-se um sentido negativo de algumas marcas (projectadas na Fig. 4c), concordante com a componente Norte das observações.

De forma a verificar uma possível correlação entre os quantitativos de precipitação com as velocidades das referidas marcas no período temporal amostrado, cruzaram-se os dados da velocidade dessas marcas com os valores de precipitação mensal (Fig. 6). Verificou-se que as marcas aumentam de velocidade sempre que ocorrem períodos de precipitação elevados, enquanto que os períodos mais secos são acompanhados por uma diminuição nas velocidades de deslocação (Fig. 6). A figura 6 evidencia, igualmente, o comportamento particularmente activo da marca TERG, pelas razões que atrás foram explicitadas.

A figura 7 ilustra os vectores de deslocamento em planimetria (2D) da rede de monitorização do talude da estrada regional para o período de amostragem.

É por demais evidente a movimentação do terreno na vertente estudada, sendo que os vectores possuem três padrões distintos: (1) no sector W da vertente os vectores apresentam um padrão de deslocamentos com uma direcção aproximada de NW-SE; (2) no sector central, os vectores de deslocamento apresentam uma direcção N-S; e (3) no sector a E do talude, os vectores de deslocamento apresentam uma orientação NE-SW. Tal facto sugere que estamos perante uma massa de solo instável, com um comportamento morfodinâmico particular, que se desloca em direcção à Estrada Regional de forma convergente, progredindo a diferentes velocidades consoante o sector do talude. Registe-se que o perfil transversal do talude mostra que, devido à morfologia existente, existem condições para a retenção de água na sua parte central, o que eventualmente poderá promover a instabilidade verificada. As velocidades máximas registadas foram de  $14 \pm 1$  mm/ano;  $21 \pm 1$  mm/ano; e  $26 \pm 1$  mm/ano, para os anos

de 2004, 2005 e 2006, respectivamente. Estes valores, ainda que insuficientes para conclusões definitivas, indicam uma aceleração progressiva do movimento com o decurso do tempo.

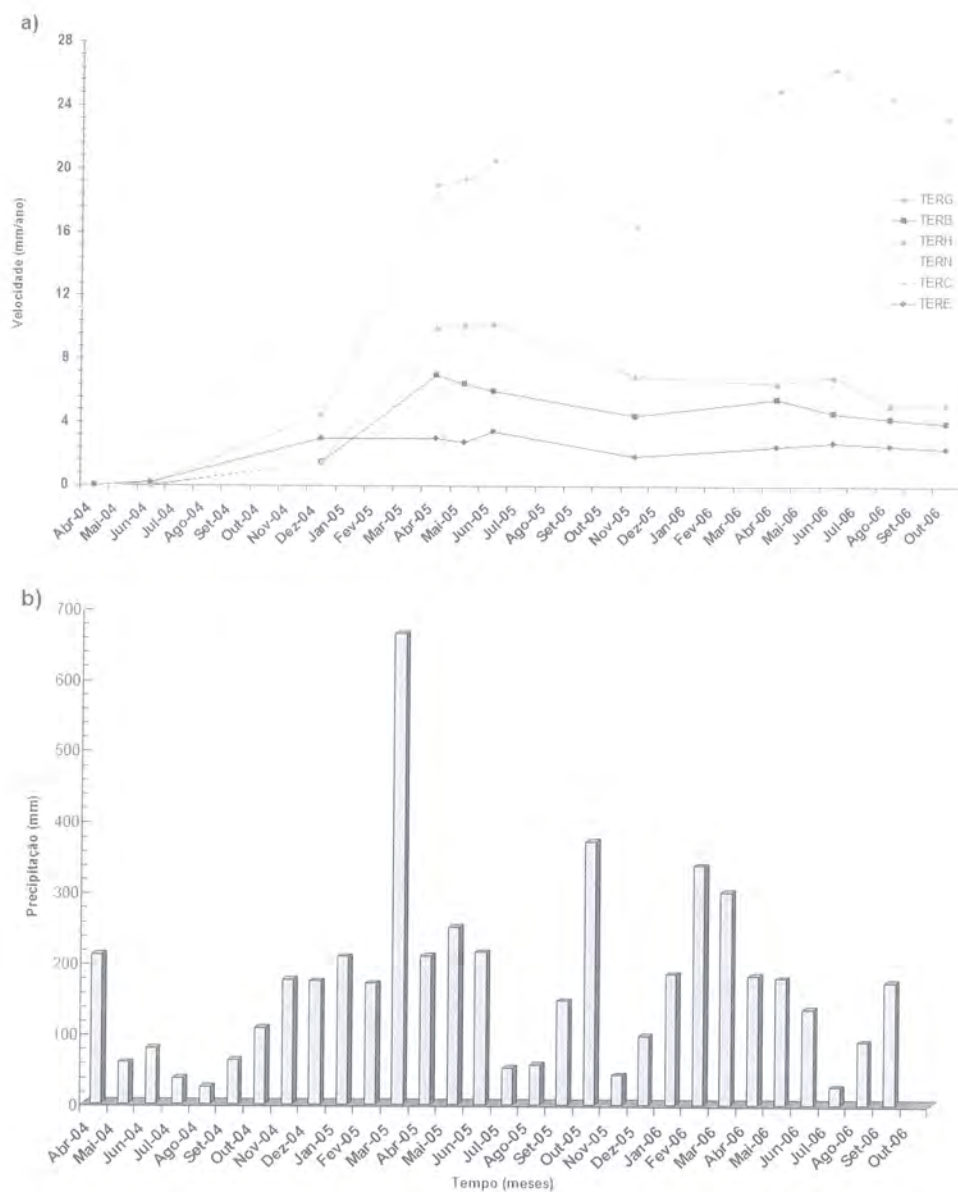


Figura 6 – (a) Variação da velocidade de algumas marcas ao longo do período temporal amostrado; e (b) Quantitativos de precipitação mensal registada ao longo do período estudado.

Figure 6 – (a) Benchmark velocity variation, in the studied time period; and (b) Monthly rainfall values, in the studied time period.

## 5.2. Volumetria

Face à composição litológica que caracteriza a área em questão, é muito provável que uma potencial superfície de ruptura ocorra no contacto entre as diferentes litologias que constituem o talude (*i.e.*, piroclastos pomíticos e ignimbritos). No entanto, de momento a profundidade exacta do plano de ruptura é desconhecida, pelo que as estimativas volumétricas apresentadas se baseiam em planos de rotura a profundidades hipotéticas (Quadro 1). A distância entre os flancos e o comprimento mínimo entre a crista e a frente foram determinados através da geometria do terreno e da movimentação das marcas.

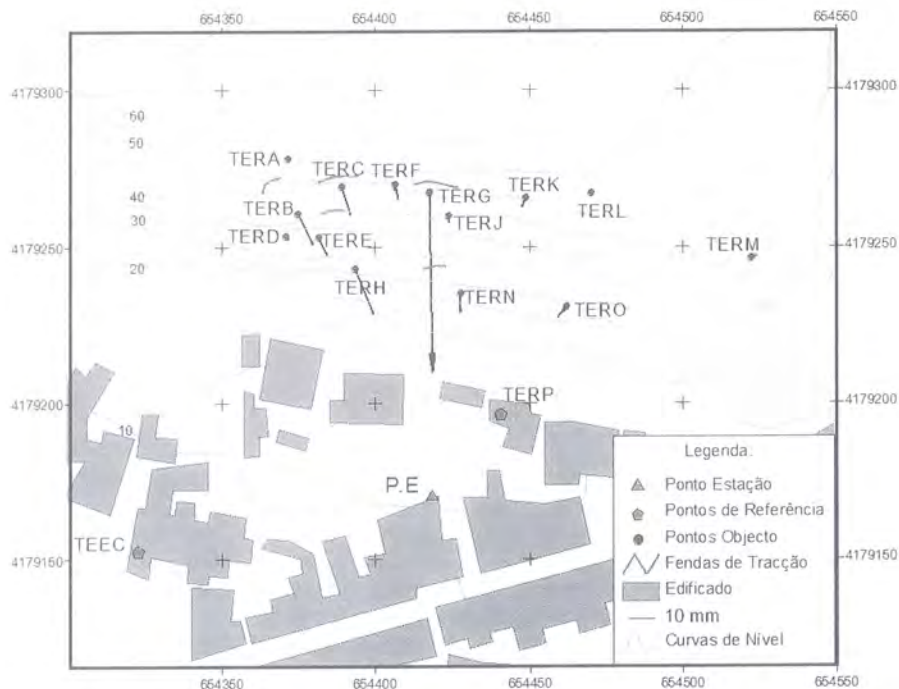


Figura 7 – Marcas amostradas no Talude da Estrada Regional e respectivos vectores de deslocamento em planimetria derivados a partir das medições efectuadas pela estação total desde Abril de 2004 a Outubro de 2006.

Figure 7 – Benchmarks located on the talude da estrada regional and horizontal displacement obtained by total station monitoring campaigns between April 2004 and October 2006.

Quadro 1

Estimativa de volumes com base em diferentes profundidades de potenciais planos de ruptura. ( $D_r$  corresponde à máxima profundidade da superfície de ruptura;  $W_r$  à máxima largura entre os flancos e perpendicular ao comprimento,  $L_r$ ; e  $L_r$  corresponde à mínima distância entre a crista e a frente).

Table 1

Estimated volumes based on hypothetic deep rupture planes. ( $D_r$ , depth of surface of rupture;  $W_r$ , maximum width between flanks of landslide perpendicular to length,  $L_r$ ,  $L_r$ , minimum distance from toe of surface of rupture to crown).

$$\text{Vol} = (1/6)\pi \cdot D_r \cdot W_r \cdot L_r$$

$L_r$	38 m
$W_r$	52 m
<b><math>D_r</math></b> (estimado)	<b>Vol</b> (estimado)
1 m	1 045 m <sup>3</sup>
2 m	2 090 m <sup>3</sup>
3 m	3 135 m <sup>3</sup>
4 m	4 180 m <sup>3</sup>
5 m	5 226 m <sup>3</sup>
6 m	6 271 m <sup>3</sup>
7 m	7 316 m <sup>3</sup>
8 m	8 361 m <sup>3</sup>
9 m	9 406 m <sup>3</sup>
10 m	10 451 m <sup>3</sup>

De uma apreciação global do Quadro 1 resulta que, mesmo numa avaliação muito conservadora para a profundidade do plano de ruptura (*i.e.*, 1 metro), o volume do material solicitado será substancialmente elevado (nunca inferior a 1 045 m<sup>3</sup>). Esta massa instável, associada a uma velocidade de deslocação rápida originará, quase inevitavelmente, danos materiais nas casas que se situam na base do talude e, eventualmente, vítimas.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O talude da estrada regional, tal como muitos outros na ilha de S. Miguel, apresenta uma cinemática de deslocamento peculiar: movimento de carácter lento com tendência para alterações de velocidades para rápido a muito rápido, nomeadamente em resposta à ocorrência de precipitações intensas. Estas situações de instabilidade são frequentes no concelho da Povoação, demonstrando o elevado risco geomorfológico a que a população está sujeita.

É por demais evidente que o talude alvo de monitorização se apresenta instável, sendo que anualmente a velocidade de deslocação de algumas marcas têm aumentado progressivamente. Considerando a classificação proposta por Cruden & Varnes (1996), as deslocações observadas enquadram-se nos movimentos lentos a muito lentos (< 1 m/ano). Admite-se estarmos na presença de uma movimentação lenta, do tipo *creep* (*creep* pré-ruptura em determinados sectores), com um plano de ruptura a uma profundidade não determinada, que tem grande probabilidade de evoluir para velocidades elevadas (1-3 m/s), quando solicitado por algum factor desencadeante (*i.e.*, sismo ou precipitação intensa). Deste modo, admite-se como muito provável a ocorrência futura de movimentos rápidos a muito rápidos no talude em estudo.

Presentemente, o processo de instabilidade confirma-se também pela própria morfologia do terreno e por fendas de tracção identificadas na área de estudo. Face a este cenário, a massa deslocada poderá a curto/médio prazo provocar efeitos sobre as moradias, pessoas e bens localizados no sopé do talude.

Em conclusão, o trabalho desenvolvido permitiu: (1) identificar movimentações numa vertente antes da ocorrência de modificações morfológicas evidentes à superfície; (2) definir a geometria superficial da massa em movimento com precisão; (3) quantificar os principais parâmetros cinemáticos do movimento (deslocamento e velocidade) e a sua possível correlação com a distribuição temporal da precipitação; e (4) identificar zonas de risco com repercussões directas para a protecção civil.

## BIBLIOGRAFIA

- Amaral, P. (2005) – *Monitorização de vertentes instáveis no concelho da Povoação, ilha de S. Miguel (Açores): ensaios com base na utilização de uma estação total*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Dep. Geociências, Universidade dos Açores, 147p.
- Corominas, J.; Moya, J.; Lloret, A.; Gili, J. A.; Angeli, M. G.; Pasuto, A.; Silvano, S. (2000) – Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Eng. Geol.*: 149-166.
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996) – Landslide Types and Processes. In Turner, A. K. & Schuster, R. L. (Eds.) – *Landslides. Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, National Academy Press, Washington D.C, Special Report 247: 36-75.

- Guest, J. E.; Gaspar, J. L.; Cole, P. D.; Queiroz, G.; Duncan, A. M.; Wallenstein, N.; Ferreira, T.; Pacheco, J. (1999) – Volcanic geology of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 92: 1-29.
- Malet, J.-P.; Maquire, O.; Calais, E. (2002) – The use of Global Positioning techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-haute-Provence, France). *Eng. Geol.*, 43: 33-54.
- Marques, R. & Amaral, P. (2005) – *Considerações sobre os movimentos de vertente ocorridos a 6 de Março de 2005 no concelho da Povoação (Ilha de São Miguel)*. Documento Técnico-Científico 10/CVARG/05.

## **AGRADECIMENTOS**

Para a realização do presente trabalho beneficiou-se de uma bolsa de investigação da Universidade dos Açores. A estação total e os materiais utilizados foram adquiridos no âmbito do programa de Monitorização Sismovulcânica dos Açores através do Serviço Regional de Protecção Civil e Bombeiros dos Açores (SRPCBA). Os trabalhos decorreram no âmbito dos projectos SIMOV2 e ALERTA II, financiados pela Região Autónoma dos Açores e INTERREG IIIB, respectivamente.

# Esboço geomorfológico do concelho de Câmara de Lobos (ilha da Madeira). Tipologia dos movimentos de vertente.

*Geomorphological map of Câmara de Lobos (Madeira Island). Types of mass movements.*

U. Abreu<sup>1</sup>, D. Rodrigues<sup>1</sup>, A. Tavares<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Estudos da Macaronésia, Universidade da Madeira, uriel@netmadeira.com, domingosr@uma.pt;

<sup>2</sup>Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, atavares@dct.uc.pt.

**Resumo:** Situado na placa Africana, mais concretamente na região intraplaca, o Arquipélago da Madeira, formado no Miocénico, é de origem vulcânica e assenta em pleno domínio oceânico. A área em estudo, o concelho de Câmara de Lobos, situa-se na zona centro-ocidental da ilha da Madeira, a Oeste do Funchal. É um dos mais importantes da região, com uma área de 52,6 km<sup>2</sup> e uma densidade populacional de 668,9 hab/km<sup>2</sup>.

Desde a colonização da ilha no início do século XV, estão relatados vários deslizamentos que ocorreram em Câmara de Lobos, causando inúmeras vítimas e avultados prejuízos materiais. Com uma orografia extremamente acidentada, uma altitude média de 775 m e uma média de declives a rondar os 34 %, este concelho é susceptível aos movimentos de vertente, que ocorrem, nos nossos dias com maior frequência, e estão, na sua maioria, relacionados com períodos de precipitação intensa, e cada vez mais, com a actividade humana.

Os tipos de movimentos de vertente que se verificam neste município são, regra geral, idênticos aos que se verificam no restante arquipélago, nomeadamente: queda de blocos e desabamentos em zonas de declive acentuado, escorregamentos rotacionais/translacionais que ocorrem em qualquer tipo de litologia vulcânica, e movimentos do tipo fluxo.

Com este artigo pretende-se, através de análise geomorfológica e do levantamento da tipologia dos movimentos de vertente, contribuir para a identificação das áreas com susceptibilidade, num município em acentuada transformação no uso e ocupação do solo, procurando criar um suporte para as políticas de ordenamento do território.

**Palavras-chave:** Geomorfologia; movimentos de vertente; susceptibilidade; Ordenamento do Território.

**Abstract:** Of volcanic origin and situated in the intraplate region of the African plate, the Madeira archipelago was formed during the Miocenic and seats in full oceanic domain. The study area, the Câmara de Lobos county, is located in the center-western point of Madeira island, west of Funchal. With an area of 52,6 km<sup>2</sup> and 668,9 hab/km<sup>2</sup>, this municipality, is one of the most important of the region.

Since the settlement of the island, in the early 15<sup>th</sup> century, several destructive landslides were reported in different areas of Câmara de Lobos, causing several victims and great material damages. With an extremely accentuated orography, an average altitude of 775 m and an average slope of 34 %, this township is susceptible to mass movements, which nowadays occur with greater frequency. These events are related to Winter and/or long lasting period of intense precipitation, and increasingly, with human activities.

Several types of mass movements occur in this county, in most cases, identical to those verified in the remaining archipelago, namely: rock falls, in zones of high slopes; rotational/translational landslides, which occurs in any type of volcanic rock; and flow – type movements.

In a municipality going through enormous transformations in terms of use and land occupation, with this article we intend to contribute for the identification of high susceptibility areas and provide a tool for urban and emergency plans, throughout a geomorphological analysis and a survey of the types of mass movements.

**Keywords:** Geomorphology; mass movements; susceptibility; Urban Planning.

## 1. INTRODUÇÃO

Situado no Atlântico Norte, o Arquipélago da Madeira ocupa uma posição central no Atlântico Oriental, entre os paralelos 30° 01' e 33° 08' e os meridianos 15° 51' e 17° 16' (Fig. 1). Situa-se a sudoeste de Portugal Continental, a aproximadamente 1 000 km da Ponta de Sagres.

De origem vulcânica, a ilha da Madeira é a localização actual de um *hotspot*, sendo composta, predominantemente, por rochas eruptivas, nomeadamente: basaltos hawaiitos, mugearitos, traquitos e rochas piroclásticas (tufos e cinzas). Em menor quantidade, as rochas sedimentares resumem-se a fácies marinhas e fluviais e a depósitos coluvionares residuais.

Na zona centro-ocidental da ilha da Madeira, que apresenta uma área de 785,6 km<sup>2</sup>, situa-se o concelho de Câmara de Lobos, um dos mais importantes da região autónoma. Com uma população de 34 614 habitantes e uma área de 52,6 km<sup>2</sup>, este município tem, segundo os censos de 2001, uma densidade populacional de 668,9 hab/km<sup>2</sup>. É delimitado, a Norte, pelos concelhos de Santana e S. Vicente, pela Ribeira Brava a Oeste, a Este pelo concelho do Funchal e a Sul pelo oceano Atlântico.

Nas figuras 1 e 2 estão representadas a carta de classes hipsométricas e a carta de isoietas da ilha, localizando-se o concelho de Câmara de Lobos. As cartas fazem salientar a elevada altitude e precipitação média, o que determina regimes e gradientes energéticos elevados. Assim, processos associados a regimes de escoamento turbulento com transporte de caudal sólido, processos erosivos associados à dinâmica fluvial e litoral e movimentos de massa, estão largamente documentados na ilha, e em particular no concelho de Câmara de Lobos, em Rosa & Fernandes (s.d.), Ribeiro (1985), Quintal (1995, 1999) e Rodrigues (2005).

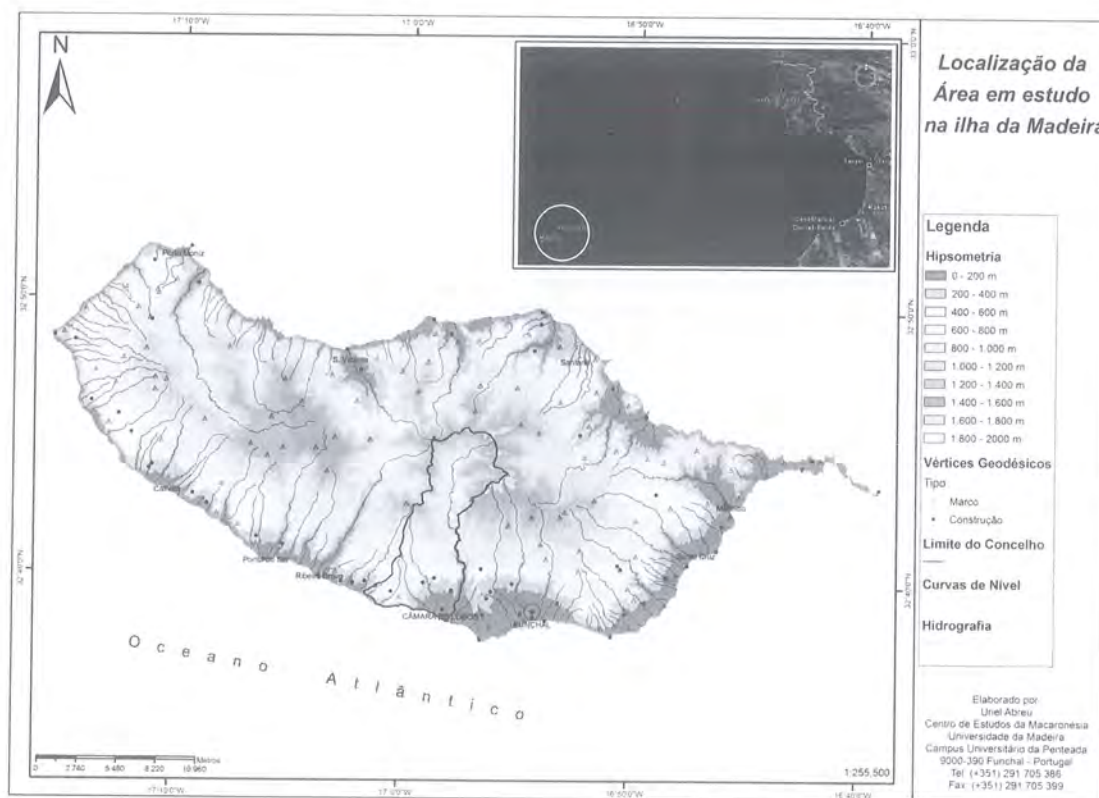


Figura 1 – Localização do concelho de Câmara de Lobos no Arquipélago da Madeira.

Figure 1 – Location of Câmara de Lobos in Madeira Archipelago.

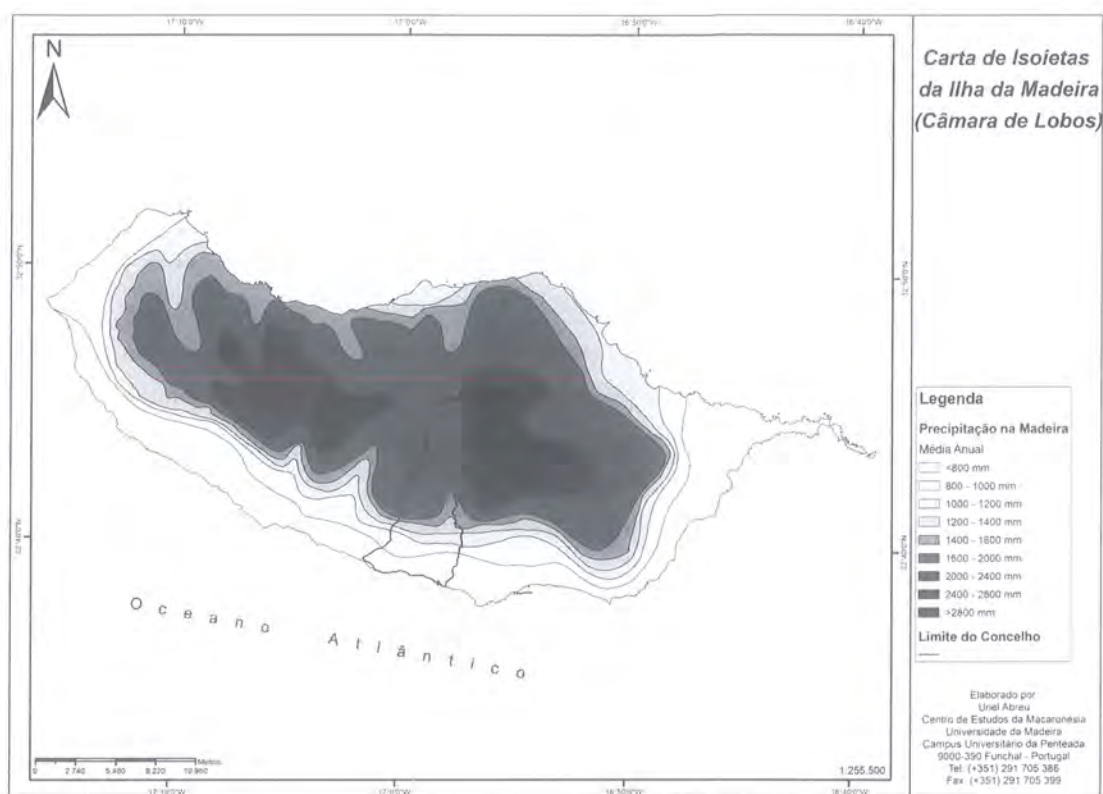


Figura 2 – Carta de Isoietas da ilha da Madeira.

Figure 2 – Precipitation in Madeira Island.

Desde o início da colonização da ilha, princípio do século XV, que estão relatados eventos destrutivos determinados por períodos de precipitação intensa. A título de exemplo, a inundação de 9 de Outubro de 1803 provocou uma enorme catástrofe natural, na qual se julga terem perecido entre 600 a 1 000 pessoas, só na cidade do Funchal.

A relevância crescente (científica, técnica, mediática, política e na sociedade em geral) dos desastres naturais determina novas estratégias de actuação e gestão municipal, capazes de minimizar os danos económicos – sociais, à escala local. A elaboração de uma caracterização geomorfológica do espaço do concelho, a avaliação da perigosidade associada aos movimentos de massa, bem como a interpretação dos factores desencadeantes dos processos, inclui-se nas medidas de mitigação e de prevenção por forma a minimizar o risco das populações.

## 2. METODOLOGIA

Para a concretização dos objectivos propostos neste trabalho recorreu-se a diferentes metodologias e recursos.

Para suportar a elaboração do esboço geomorfológico recorreu-se à compilação de informação de base morfológica, geológica, estrutural e hidrogeológica, nomeadamente de autores como Mitchell-Thomé (1979, 1980), Ribeiro (1985), Nascimento (1990), Carvalho & Brandão (1991), Quintal (1995, 1999), Mata (1996), Geldmacher *et al* (2000, 2005), Prada (2000), Baioni *et al* (2002), Mata & Munhá (2004), Ramalho (2004), Schwarz *et al* (2004, 2005), Prada *et al* (2005) e Rodrigues (2005). Este trabalho foi

complementado pela análise dos levantamentos aéreos de 1999 e 2000, à escala de 1/17 000, levados a cabo pelo Instituto Geográfico do Exército e por trabalhos de campo.

Utilizou-se na definição, ao nível do reconhecimento e expressão das formas e processos, os pressupostos da Carte Geomorphologique du Portugal (Ferreira, 1981) assim como, os trabalhos aplicados a ambientes insulares vulcânicos de Costa (1998), Day *et al* (1999), Hürlimann *et al* (2000, 2001), Vassilopoulou & Humi (2001), Salvatore (2001), Valadão *et al* (2002), Pararas-Carayannis (2003), Rodrigues (2003a, 2003b, 2005), Ayalew *et al* (2005) e Favalli *et al* (2005).

Do ponto de vista geológico seguiram-se os pressupostos da carta geológica de Zbyszewski *et al* (1975), à escala de 1/50 000 da ilha da Madeira, publicada e editada pelos Serviços Geológicos de Portugal em 1975. Esta apresenta um modelo com cinco complexos vulcânicos ( $B_1 - B_5$ ) separados no tempo e no espaço, entre o Miocénico e o Quaternário. De modo a abreviar toda a informação patente na Notícia Explicativa, e para que pudessem ser correlacionados com os respectivos aspectos morfológicos, mais gerais e mais evidentes, Carvalho & Brandão (1991) optaram por designações diferentes das utilizadas na referida Carta Geológica. Assim, a terminologia adoptada será a seguinte: Complexo Vulcânico de Base ( $B_1$ ), Complexo Vulcânico Periférico ( $B_2$ ), Complexo Vulcânico das Lombadas Superiores ( $B_3$ ), Complexo Basáltico do Paul da Serra ( $B_4$ ) e Escoadas Modernas ( $B_5$ ).

A representação do esboço geomorfológico, utilizando como forma de manipulação, tratamento de imagem e representação, em ambiente SIG, o software ArcGIS 9, baseou-se nos levantamentos de campo no território do município de Câmara de Lobos, e nas inferências à escala regional.

O reconhecimento da tipologia dos movimentos de massa seguiu os pressupostos da classificação da UNESCO (WP/WLI, 1993), assim como os trabalhos de autores como Rodrigues & Ayala-Carcedo (2000a; 2000b; 2000c e 2000d, 2002a) e Rodrigues (2005) aplicados na ilha da Madeira. A sua representação, feita em ambiente SIG, resultou dos levantamentos de campo, com identificação local das formas, geometria e actividade das massas movimentadas, bem como dos factores condicionantes dos movimentos. Muitas das análises foram suportadas por descrições da população.

### **3. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA**

A ilha da Madeira apresenta em 35 % da área emersa altitudes superiores a 1 000 m e cerca de 90 % acima da cota dos 500 m (Carvalho & Brandão, 1991). Possui uma geometria alongada, com 57 km de comprimento e 27 km de largura, segundo uma direcção próxima de E-W e um perímetro de 180 km. Os pontos de maior altitude situam-se na zona centro-oriental, atingindo no Pico Ruivo (Santana) os 1 862 m e no Pico do Areeiro (Funchal) os 1 818 m (ver Fig. 1). A parte ocidental da ilha é composta por uma extensa área planáltica (Paul da Serra) a mais de 1 400 m de altitude, de onde se destaca a Bica da Cana (São Vicente) com 1 620 m.

O seu aspecto geral visto do mar, na acepção de Ribeiro (1985), é o de um escudo achatado, profundamente dissecado pela intensa erosão vertical, responsável por declives acentuados. Na orla costeira encontraram-se arribas com algumas centenas de metros de altitude, produto da abrasão, o que priva a ilha de costas baixas.

Com uma orografia extremamente acidentada, o concelho de Câmara de Lobos está integrado geomorfologicamente na unidade do Maciço Vulcânico Central. Na hipsometria destacam-se, a Norte, as

serras do Curral das Freiras, que atinge no seu ponto máximo, a sudoeste do Pico Ruivo, uma altitude de 1 860 m.

A área em estudo, embora definida do ponto de vista administrativo, é delimitada por elementos físicos relevantes, como sejam: a cumeada do vale da Quinta Grande, a Oeste; a Ribeira dos Socorridos (delimitação concelhia entre Câmara de Lobos e o Funchal), a Este; o interflúvio do Curral das Freiras, a Norte; e o Oceano Atlântico, a Sul. No concelho, o curso de água principal é a Ribeira dos Socorridos, que apresenta uma extensão máxima de 13 km, numa bacia com 42 km<sup>2</sup>.

Na figura 3 está representada a distribuição de classes hipsométricas no território do concelho de Câmara de Lobos, em que se salienta a exígua representação dos valores inferiores a 200 m, evidenciando uma morfologia bastante acentuada. Contudo, a Este do concelho, surge-nos uma morfologia costeira de baixa altitude, somente interrompida pela desembocadura da Ribeira do Vigário e pelo pequeno anfiteatro de Câmara de Lobos, que sobe gradualmente à medida que avançamos para o interior do concelho. Por outro lado destaca-se a importância espacial dos valores superiores a 500 m, factores condicionadores de toda a dinâmica e energia dos processos naturais e da fixação das populações.

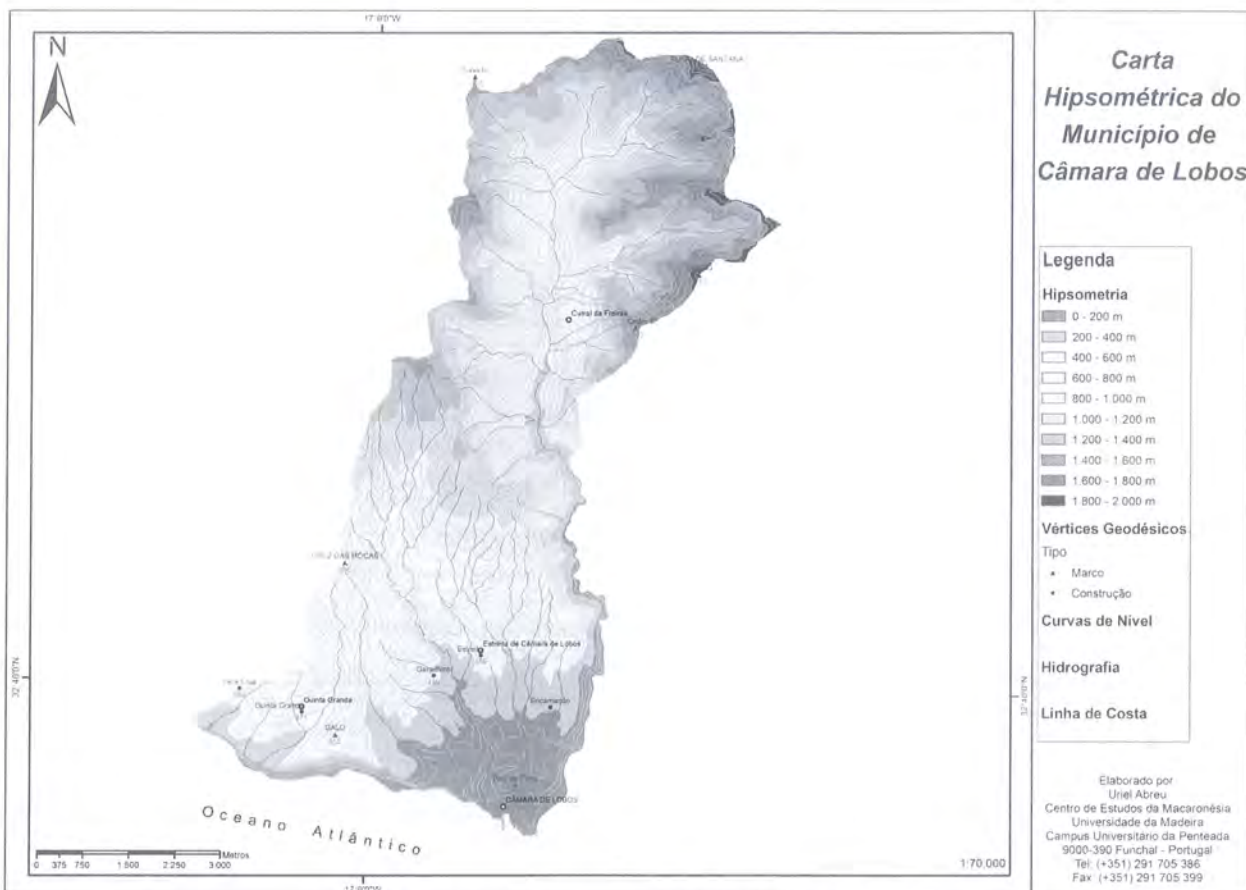


Figura 3 – Carta Hipsométrica do Concelho de Câmara de Lobos.

Figure 3 – Câmara de Lobos hypsometry.

O concelho apresenta declives médios elevados, a rondar os 34 %, sendo a classe de declive entre 25 e 35 % a mais representada, transparecendo em cerca de 44,4 % da área do concelho declives muito

elevados, superiores a 35 %. A representação de declives baixos (inferiores a 10 %) é extremamente limitada (1,4 % da área) correspondendo a pequenas rechãs situadas na vertente sul (Fig. 4).

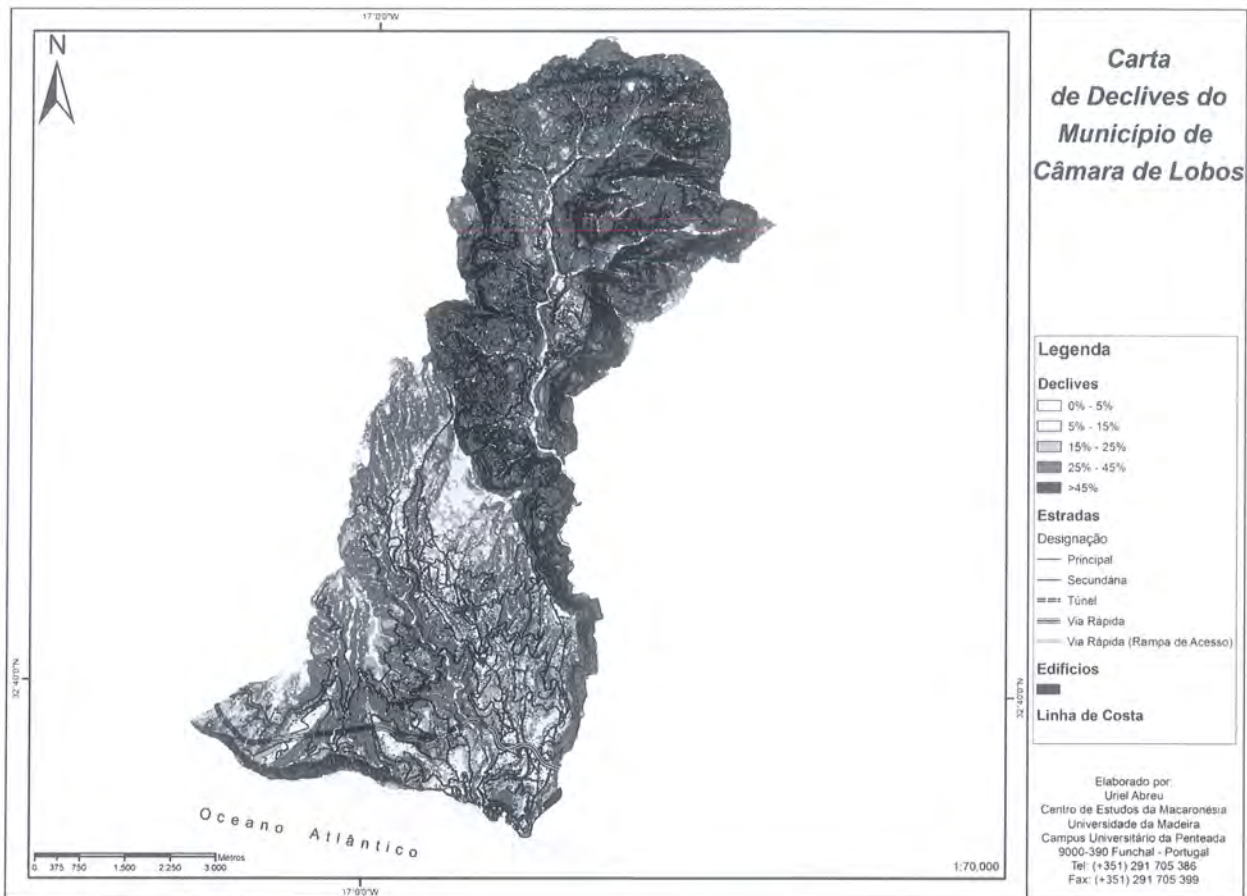


Figura 4 – Carta de Declives do Concelho de Câmara de Lobos.

Figure 4 – Slope Map of Câmara de Lobos.

Posteriormente à apresentação da Carta Geológica da Madeira, por Zbyszewski *et al* (1975), foram efectuadas várias contribuições, como o caso de Mitchell-Thomé (1976) e Alves & Forjaz (1991), que elaboraram cartas geológicas esquemáticas a escalas reduzidas.

Partindo do modelo apresentado por Zbyszewski *et al* (1975) e baseado em datações geocronológicas, Mata (1996) propõe um modelo vulcano – estratigráfico compartimentado em três fases fundamentais, que são: a fase pós-emersão (>2,5 Ma), a fase de consolidação insular (2,5 a 1,0 Ma) e a fase madura (<1,0 Ma).

Tendo em conta datações de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  das rochas vulcânicas do Arquipélago da Madeira e com base no modelo de Zbyszewski *et al* (1975), Geldmacher *et al* (2000), propõe um mapa geológico esquemático. Neste esboço, as formações vulcânicas da ilha da Madeira pertencem a três unidades, a *Basal*, *Intermédia* e a *Superior*, enquanto que, as Desertas à unidade das *Desertas* e no Porto Santo estão patentes duas outras unidades, a unidade *Subaérea* e a *Submarina*. Propõem ainda um modelo de evolução geocronológica dividido em duas etapas, a do *vulcão em escudo (shield stage)* e a *etapa pós-erosional (pos-erosional stage)*.

Num estudo de cartografia e vulcano – estratigrafia preliminar da ilha Madeira, Prada & Serralheiro (2000), definiram sete unidades geológicas, as quais, foram dispostas de acordo com a sua posição estratigráfica, das mais antigas para as mais recentes: o *Complexo Vulcânico Base (CA)*; os *Calcários Marinhos dos Lameiros (CM)*; o *Depósito Conglomerático – Brechóide (CB)*; o *Complexo Vulcânico Principal (CP)*; o *Complexo Vulcânico de S. Roque/Paul (SRP)*; os *Episódios Vulcânicos Recentes (VR)*; e os *Depósitos de vertente (dv)*, *fajãs (fj)*, *quebradas (q)*, *depósitos de enxurrada recente (dr)*, *areias de praia (ap)*, *dunas fósseis (df)*, *terraços (t)* e *aluviões (a)*. Esta definição teve por base, um conhecimento em vulcano – estratigrafia e dados de geocronologia absoluta existentes.

Segundo o modelo vulcano – estratigráfico de Zbyszewski *et al* (1975), adaptado por Carvalho & Brandão (1991), na área em estudo estão patentes quatro complexos:

- 1) O *Complexo Vulcânico Base (B<sub>1</sub>)* é essencialmente constituído, numa disposição alternante, por material piroclástico e escoadas lávicas secundárias, intensamente fracturados e interceptados por uma densa rede filoniana. As acumulações piroclásticas são predominantemente grosseiras, caóticas, constituídas por grandes blocos, bombas, lapilli e cinzas. Em Câmara de Lobos, esta unidade possui uma extensão de cerca de 20 km<sup>2</sup>, abrangendo a quase totalidade da depressão do Curral das Freiras e estendendo-se ao longo do vale dos Socorridos.
- 2) A formação intermédia do *Complexo Vulcânico Periférico (B<sub>2</sub>)* é aquela que ocupa, em área e volume, a maior parte da ilha, aflorando em toda a encosta sul do concelho de Câmara de Lobos, indo desde o Jardim da Serra até ao litoral. Esta unidade é constituída por uma alternância de mantos lávicos, com cerca de 500 m de espessura, e material piroclástico de granulometria variável, tanto mais fina quanto maior for a sua distância do centro emissor.
- 3) O *Complexo Vulcânico das Lombadas Superiores (B<sub>3</sub>)* cobre parcialmente os complexos B<sub>1</sub> e B<sub>2</sub> e é observável, na área em estudo, nas partes superiores dos picos do Maciço Central, nomeadamente o Pico Serradinho, Boca das Torrinhas, Pico Casado, Pico do Cerco e do Cidrão; e nas serras altas da vertente sul, mais concretamente, na Boca dos Namorados, Pico das Pedras, Pico da Malhada e Pico dos Bodes. Esta unidade e respectivas formações constituem a generalidade dos interflúvios e zonas altas que separam as bacias de recepção, identificando-se com as formas de relevo interfluviais. É constituída por uma sequência alternada de materiais piroclásticos e escoadas lávicas pouco espessas, com uma fraca inclinação em relação ao complexo anterior.
- 4) Constituído por lavas basálticas compactas, em bancadas pouco inclinadas e sub-horizontais, separadas por alguns níveis piroclásticos, finos e extensos, o *Complexo Basáltico do Paul da Serra (B<sub>4</sub>)* aflora, na área em estudo, no Pico Ruivo de Santana e no Pico do Cedro a SW do Pico do Areeiro. As lavas provenientes desta unidade formaram escoadas relativamente pouco espessas, cobrindo a topografia aplanada do complexo vulcânico inferior.

Consoante a sua granulometria, os materiais piroclásticos patentes na área em questão são de dois tipos: depósitos de material predominantemente fino e depósitos grosseiros. Os primeiros são representados na sua generalidade, por tufos e cineritos de cor avermelhada, acastanhada, amarelada ou acinzentada, e situam-se numa área compreendida entre o talvegue do Pico da Torre (local de origem das emissões) e o Estreito de Câmara de Lobos (para NW), e o Covão e Panasqueira (para NE). Quanto aos depósitos de

maior granulometria, podemos encontrá-los no sítio do Garachico e na Achada do Campanário, a NNW da cidade de Câmara de Lobos, e no Pico da Torre.

As formações sedimentares estão representadas principalmente pelos depósitos aluvionares, que podem ser encontrados ao longo do vale dos Socorridos, nomeadamente, a montante, na confluência da Ribeira do Curral das Freiras com a Ribeira dos Socorridos; e a jusante, na planície aluvionar. De menor expressão, temos os depósitos aluvionares da Ribeira do Vigário que, devido ao menor caudal que comporta, tem uma menor capacidade para o transporte sedimentar. Estes depósitos têm características próprias, em virtude da extrema imaturidade dos vales sendo, em geral, grosseiros e com carácter torrencial.

As cascalheiras fluviais presentes são, geralmente, depósitos torrenciais constituídos por material grosseiro, em virtude da imaturidade dos perfis longitudinais dos vales. Podemos encontrá-los no sítio da Achada do Curral, no Curral das Freiras.

Os depósitos de vertente correspondem a acumulação de material de vertente por via da gravidade, resultado de desabamentos ou outros movimentos de vertente, constituída por material detrítico, muito heterométrico, oriunda da capa de alteração do solo e de produtos piroclásticos pouco coesos. Podemos encontrá-los na bacia do Curral das Freiras, ao longo da Ribeira dos Socorridos e no litoral.

Em termos estruturais, vários lineamentos estão identificados na área em estudo, denunciando um relevo estrutural controlado pela tectónica. De acordo com Fonseca *et al* (1998a, 1998b), o mais importante lineamento patente na área de estudo, é o do Curral das Freiras – Arco de São Jorge (CFASJL), que possui uma extensão de cerca de 11,5 km com um azimute de N 8°.

A hidrografia, por sua vez, reveste-se de importância primordial na compreensão do modelado, muito especialmente na área que nos propusemos estudar, visto que a génese da evolução recente do relevo passa por esta componente. A Ribeira dos Socorridos, situada a NE do concelho, no seu troço a montante, possui uma ampla bacia hidrográfica na depressão do Curral das Freiras em forma de funil e assimétrica, com uma vertente W de inclinação bastante acentuada e uma vertente E com um talude subvertical. No seu troço intermédio, surge-nos um vale bastante inciso, cujas vertentes possuem declives médios a rondar os 47 %. No troço a jusante, com um vale em forma em caleira, as margens são compostas por material aluvionar de origem torrencial, constituídas por areias e cascalheiras. De menor dimensão, a Ribeira do Vigário tem uma bacia com uma área de 18 km<sup>2</sup> e uma extensão de 7 km, ficando situada na região central de Câmara de Lobos. Apresenta um trajecto menos inciso e acidentado e um vale em forma de V.

#### **4. ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO**

Esta área específica possui uma série de picos que, por ordem decrescente de altitude, aqui se apresentam: Pico das Torres (1 847 m), Pico do Cidrão (1 798 m), Pico do Cedro (1 759 m), Pico Casado (1 725 m), Pico do Coelho (1 738 m), Pico do Gato (1 712 m), Pico do Jorge (1 695 m) e o Pico do Cerco (1 617 m).

A norte do concelho, encontramos um aspecto geomorfológico de extrema importância, que é a espectacular depressão do Curral das Freiras, que se localiza a SW do Pico Ruivo de Santana. As suas paredes (verticais) atingem os 600 m de altura e os topos possuem uma altitude média de cerca de

1 660 m ao longo do bordo W e N, atingindo uma altura máxima de 1 847 m no Pico das Torres. A sul desta depressão, com 4 km de largura na sua extensão W-E e 6 km no eixo N-S, surge-nos um vale bastante inciso que se prolonga até ao mar.

Esta depressão situa-se numa das zonas geomorfológicas regionais com maiores altitudes, o Maciço Vulcânico Central, como foi referido anteriormente. Trata-se de uma região onde predominam materiais de natureza piroclástica pouco coesos que são atravessados por uma densa rede filoniana, como podemos observar no esboço geomorfológico. Este facto, aliado à intensa pluviosidade, permite o escavamento de profundos rasgões com amplas bacias de recepção, contribuindo para um relevo vigoroso, representado por belos aspectos de erosão diferencial. Podemos também observar que os tributários, *grosso modo*, são de segunda ordem, segundo a classificação de Strahler.

A depressão do Curral das Freiras, e a muito encaixada Ribeira dos Socorridos que o drena, constituem, no seu conjunto, o exemplo madeirense mais marcante do comportamento contrastante que os diferentes tipos de litologias (piroclastos e lavas) evidenciam face aos agentes erosivos (Mata, 1996). A ribeira, no seu troço a montante, tem uma ampla bacia de recepção cavada em materiais piroclásticos do centro da ilha, de erosão fácil, propícios a movimentos de vertente, com o consequente recuo das paredes e a rápida remoção do material acumulado no fundo; o troço a jusante, sendo talhado essencialmente em espessas escoadas lávicas com alguns níveis de piroclásticos, os quais tendem a reduzir à medida que nos aproximamos do mar, caracteriza-se por imponentes gargantas, consequência da erosão.

As vertentes ao longo do vale dos Socorridos têm uma forma convexo – côncava, devido, provavelmente, ao processo erosivo, que ao mesmo tempo que transporta os materiais, vai desnudando os mantos e provocando instabilidade e concavidades na base das vertentes; estas, faltando-lhes o apoio, movimentam-se, provocando o recuo das margens na vertical.

Conforme está patente no Esboço Geomorfológico (Fig. 5), a rede filoniana, no caso da Bacia dos Socorridos e no Cabo Girão, desempenha um papel de extrema importância na conservação dos relevos, pois serve de suporte e de factor de resistência à erosão dos materiais piroclásticos, modelando o relevo consoante a presença de filões e criando vertentes com centenas de metros de altura. O autor Hartnack (1930) comparou-os às barras de ferro no interior do betão armado.

A unidade geomorfológica mais a sudoeste do concelho de Câmara de Lobos possui um relevo contrastante, comparado com aquele encontrado na parte norte. Esta unidade pertence às Zonas Periféricas envolventes ao Maciço Central e apresenta uma morfologia menos incisiva, em comparação com a unidade anteriormente descrita. Contudo, abundam os vales estreitos, encaixados, muito profundos e circundados por vertentes de declive acentuado (25 % - 35 %); exemplo disso é a Ribeira do Vigário, fruto da acção erosiva dos agentes externos.

Para além destas características, a morfologia é condicionada de um modo geral, por escoadas com inclinações que aumentam no sentido da linha da costa; contudo, tal não se verifica nas zonas superiores desta unidade, onde os pendores são menos acentuados. Esta diferença de declives conduz ao aparecimento de troços interfluviais, em formato de dorso e limitados por linhas de água, que recebem a designação local de "*lombadas*" ou "*lombos*", com pendores elevados nas zonas inferiores (até 800 a 1 000 m) e menores declives acima deste limite (Carvalho & Brandão, 1991).

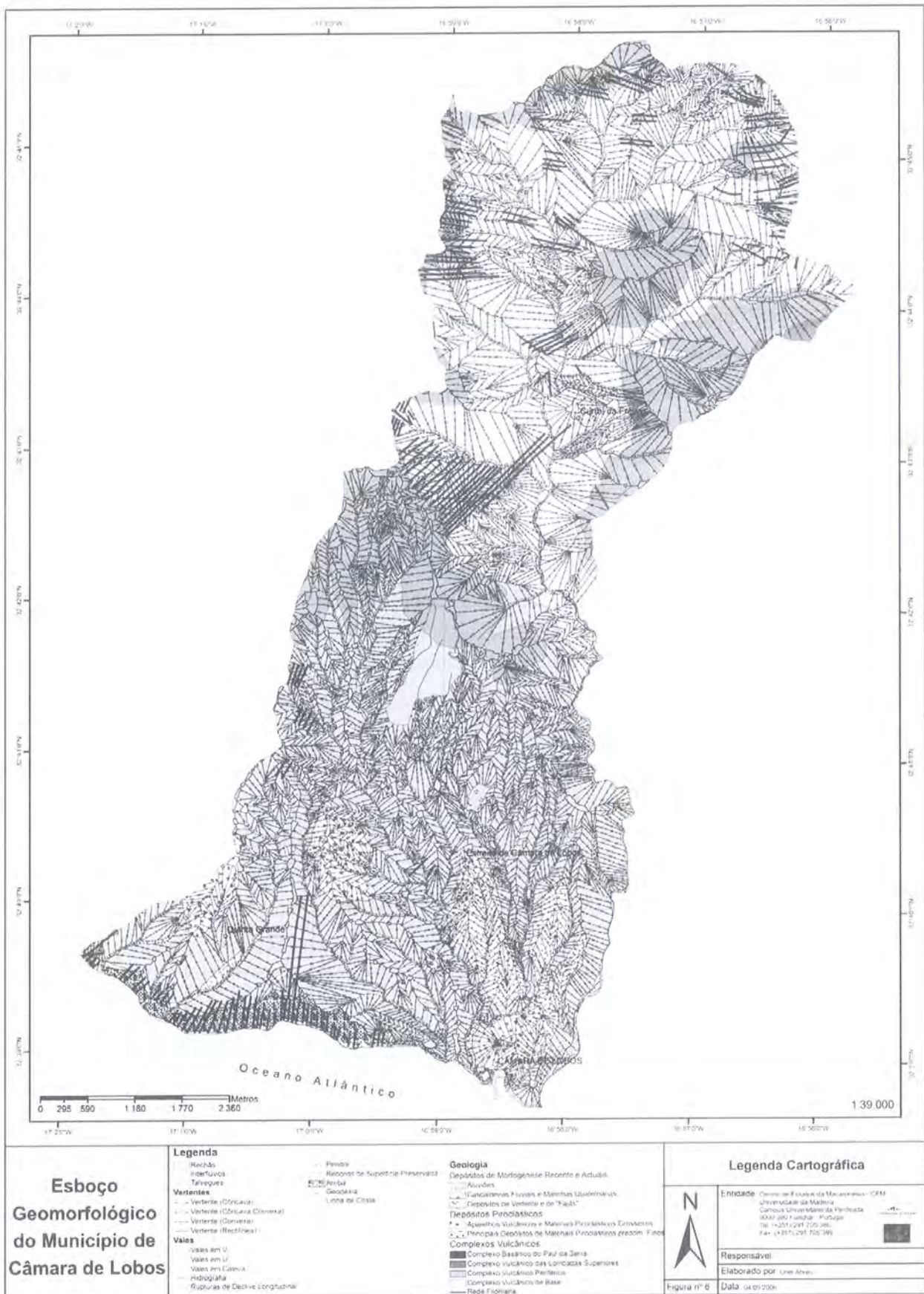


Figura 5 – Esboço Geomorfológico do Concelho de Câmara de Lobos.

Figure 5 – Geomorphological Map of Câmara de Lobos.

Outros elementos morfológicos característicos destas zonas superiores são as denominadas "achadas", à guisa de rechãs, são pequenos retalhos de terreno aplanado com um fraco declive e limitados por cornijas do lado exterior. Segundo Carvalho & Brandão (1991), estas formas correspondem normalmente a pequenas superfícies estruturais mantidas por escoadas exumadas.

Esta unidade geomorfológica, apesar de pouco significativa em termos morfológicos e de dimensão, possui uma largura máxima de 6,5 km no sentido W-E e de 7 km no sentido N-S.

A sobreposição da carta geológica com o esboço geomorfológico põe em evidência as diferenças morfológicas no traçado das ribeiras. Com efeito, podemos constatar que as diferenças são notórias: as ribeiras de grande dimensão, como a dos Socorridos, estão total ou parcialmente encaixadas no maciço central, possuem bacias muito mais amplas e uma orientação aproximadamente perpendicular à linha de costa; e as de menor dimensão, possuidoras de uma imensidade de tributários, estão limitadas a pequenos sulcos de erosão, quase paralelos, de traçado rectilíneo e muito inclinado (com declives próximos dos da própria vertente onde se instalaram), como é o caso da ribeira do Vigário.

Com uma faixa costeira com cerca de 6,5 km, indo desde a Ribeira da Vera Cruz até a Ribeira dos Socorridos, o concelho de Câmara de Lobos apresenta um litoral com uma linha de arribas alcantiladas a ocidente, cuja altura do talude vai diminuindo sucessivamente para oriente, para uma zona de "costas baixas". É nesta sucessão de arribas bem demarcadas que se atinge o maior desnível costeiro de toda a ilha (580 m).

Conforme podemos constatar no esboço, o relevo vigoroso de direcção N-S do Cabo Girão, deve-se à rede filoniana que lhe serve de suporte e de factor de resistência, cuja orientação é paralela ao maciço. Nesta área, a forma das vertentes é condicionada pelos materiais presentes, sendo rectilínea quando existe a predominância de mantos, ou côncava ou convexa se os materiais estiverem alterados e possuírem uma grande percentagem de argilas.

Na zona oriental de Câmara de Lobos existe o relevo comporta baixos declives, que vão aumentando gradualmente à medida que avançamos para o interior da ilha. Está relacionado com a morfologia das escoadas subaéreas que mergulham em direcção ao mar, talhando pequenas arribas verticais, como as de grande altitude. Podemos observá-las no cais de Câmara de Lobos e numa zona de salinas, popularmente apelidado de "Cabouco".

## **5. TIPOLOGIA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE**

A orografia acentuada e o grau de incisão hidrográfica, associados a valores elevados de precipitação (que podem atingir, os 500 mm/dia), estarão na origem dos registos históricos e paleogeográficos de movimentos de massa em vertente. Estes movimentos são, essencialmente, do tipo queda de blocos e fluxos de detritos, independentemente do tipo de litologia, ocorrendo o maior número de registos de actividade nos meses de Novembro a Janeiro (Rodrigues & Ayala-Carcedo, 2000c) e em zonas onde o coberto vegetal é diminuto ou foi alterado.

As zonas com maior susceptibilidade aos movimentos de massa localizam-se na depressão do Curral das Freiras, ao longo do vale da Ribeira dos Socorridos e no litoral, dada a conjugação de factores condicionantes que determinam o desenvolvimento de movimentos morfo e volumetricamente muito relevantes.

A *queda de blocos* (movimento rápido com material de tamanho variável) é o movimento predominante nestas áreas, como consequência da dinâmica costeira e dos agentes meteóricos. Os movimentos do tipo *desabamentos* aparecem principalmente referenciados ao longo das vertentes do vale encaixado da Ribeira dos Socorridos, constituindo, por vezes, diques naturais a esta linha de água.

O *escorregamento-barragem* da Achada do Curral (Curral das Freiras) é um dos maiores da ilha da Madeira do seu tipo em termos de volumetria do material deslizado. O volume de material depositado na base do talude ascendeu aos  $100.10^6 \text{ m}^3$ , criando uma área de  $600\,000 \text{ m}^2$  e um comprimento de 900 m. É um escorregamento com uma componente translacional importante (Rodrigues, 2005). A formação de um lago, devido a obstrução da Ribeira do Curral pelo material deslizado, foi factor determinante para a ocorrência de escorregamentos de segunda geração, provenientes do corpo principal do escorregamento-barragem.

A montante, existem outros de dimensões menores mas de génese idêntica, os quais, Rodrigues (2005) sugere terem sido condicionados por um alinhamento de carácter estrutural. São escorregamentos anteriores ao da Achada, visto terem um sistema de drenagem já definido e grande parte do material deslizado ter sido removido pela erosão.

Nos dias 4 e 5 de Março de 2001, ocorreu um evento de precipitação intensa em toda a ilha da Madeira, causando alguns movimentos de vertente catastróficos, tais como fluxos de detritos e de terra, escorregamentos e cheias rápidas. Uma das áreas mais fustigadas foi a depressão do Curral das Freiras, atingindo uma precipitação diária de 400 mm e gerando um escorregamento e um fluxo de detritos que será analisado mais a frente. O escorregamento aconteceu num depósito de vertente consolidado, na margem direita da Ribeira do Curral das Freiras, devido a erosão fluvial, a uma precipitação intensa e ao abandono dos campos agrícolas. Várias casas tiveram que ser evacuadas e a área circundante foi considerada demasiado perigosa para repovoamento.

No dia 4 de Novembro de 2004, no sítio das Heras, Estreito de Câmara de Lobos, ocorreu um *escorregamento rotacional* com uma grande influência antrópica (parcelamento da encosta). Após uma precipitação mais intensa, deu-se o colapso da parede de suporte, arrastando o solo pela vertente e provocando prejuízos acentuados nas propriedades agrícolas e numa estrada que se situavam num patamar inferior.

Os *fluxos de detritos*, movimentos rápidos em torrente, constituídos por água, vegetação, solos e fragmentos de blocos, são também bastante usuais na zona do Curral das Freiras, principalmente ao longo de linhas de água. A título de exemplo podemos referir o ocorrido a 5 de Março de 2001, no Sítio das Balseiras, quando um movimento deste género, desencadeado por intensas precipitações, soterrou várias habitações e destruiu uma ponte, deixando o sítio da Seara Velha isolado. O material transportado pelo *fluxo de detritos* foi proveniente duma *avalanche rochosa* (ocorrida dias antes) num talude e de depósitos de origem antrópica na ribeira.

Na orla costeira há registos históricos de queda de blocos e desabamentos, como o que provocou no ano de 1930, no Pico do Facho, Rancho, uma plataforma basal com cerca de 200-300 m e atingindo na sua extremidade uma profundidade calculada em 100 m, com o material instabilizado a ter uma trajectória essencialmente aérea. Contudo, poderá ser considerado um movimento complexo, visto que, numa fase inicial, parte do material deslizou através de uma pequena superfície de rotura.

Num talude de cerca de 400 m de altitude, constituído por acumulações de escoadas lávicas de pouca espessura intercaladas com tufos de lapilli de espessura bastante superior e claramente predominantes da formação vulcânica do Complexo Periférico, o desabamento pode ter tido uma importante componente antrópica no desencadear do processo, até porque, funcionou na base do talude, uma mina (com galerias de 30 metros de comprimento) na qual se fazia a extracção de inertes. Uns dias antes do evento, a mina fora abandonada devido ao aparecimento de algumas fendas e ao colapso do tecto em alguns sectores das galerias.

Este movimento gerou um tsunami, que matou 19 pessoas em Câmara de Lobos, ferindo outras seis.

No dia 11 de Março de 1930, às 3 horas da tarde, um novo desabamento ocorreu no talude adjacente com a superfície de rotura a 350 m de altitude. De menor dimensão, em termos de volumetria do material mobilizado, este movimento deu-se devido a uma certa instabilidade do maciço provocada pelo desabamento ocorrido dias antes.

No sítio do Serrado do Mar, no dia 27 de Setembro de 2001, ocorreu um desabamento no talude costeiro, devido a influência antrópica, visto que foram efectuadas escavações inadequadas no topo da vertente para a edificação de casas unifamiliares. Algumas das habitações ficaram parcialmente suspensas, tendo uma ficado sem o quintal, o qual já evidenciava algumas fendas de tracção que progressivamente foram alargando, chegando a atingir, algumas horas antes da rotura, uma largura de cerca de 20 cm.

Na área em estudo estão também identificados movimentos do tipo *creep*, relacionados com depósitos de vertente imaturos, muito grosseiros, de matriz argilosa, resultantes da acumulação em zonas pouco declivosas. Possuem um deslocamento anual na ordem dos 2 cm e a velocidade está relacionada com a intensidade e quantidade de precipitação acumulada. Este tipo de movimento é especialmente referenciado no vale da Quinta Grande e da Caldeira, a Oeste do concelho de Câmara de Lobos. Todos estes tipos de movimento estão patentes na figura 6.

## 6. CONCLUSÃO

O aumento progressivo da frequência dos desastres provocados por processos de instabilidade e o incremento dos danos materiais e humanos associados, não podem deixar de estar interligados com as formas de ocupação e de uso do solo, sendo necessária uma adequada ocupação do solo face às condicionantes físicas. Por tal, e num contexto de planeamento, existe a necessidade de atenuar o conflito existente entre o meio natural e o desenvolvimento sócio-económico, com a imposição de variáveis físicas no contexto actual dos Planos de Ordenamento, sob pena que os equilíbrios naturais não se restabeleçam naturalmente após as intervenções humanas.

O modelo de organização municipal (Bases da Política de Ordenamento do Território e de Urbanismo) estabelece, a par da caracterização biofísica e dos sistemas de protecção dos recursos naturais, a identificação de zonas de reserva e de protecção, e ainda as condições de actuação em áreas críticas, em situações de emergência ou de excepção (Dec. Lei nº 380/99). É neste contexto que o conceito de susceptibilidade à instabilidade associada aos processos de geodinâmica externa ganha relevância.

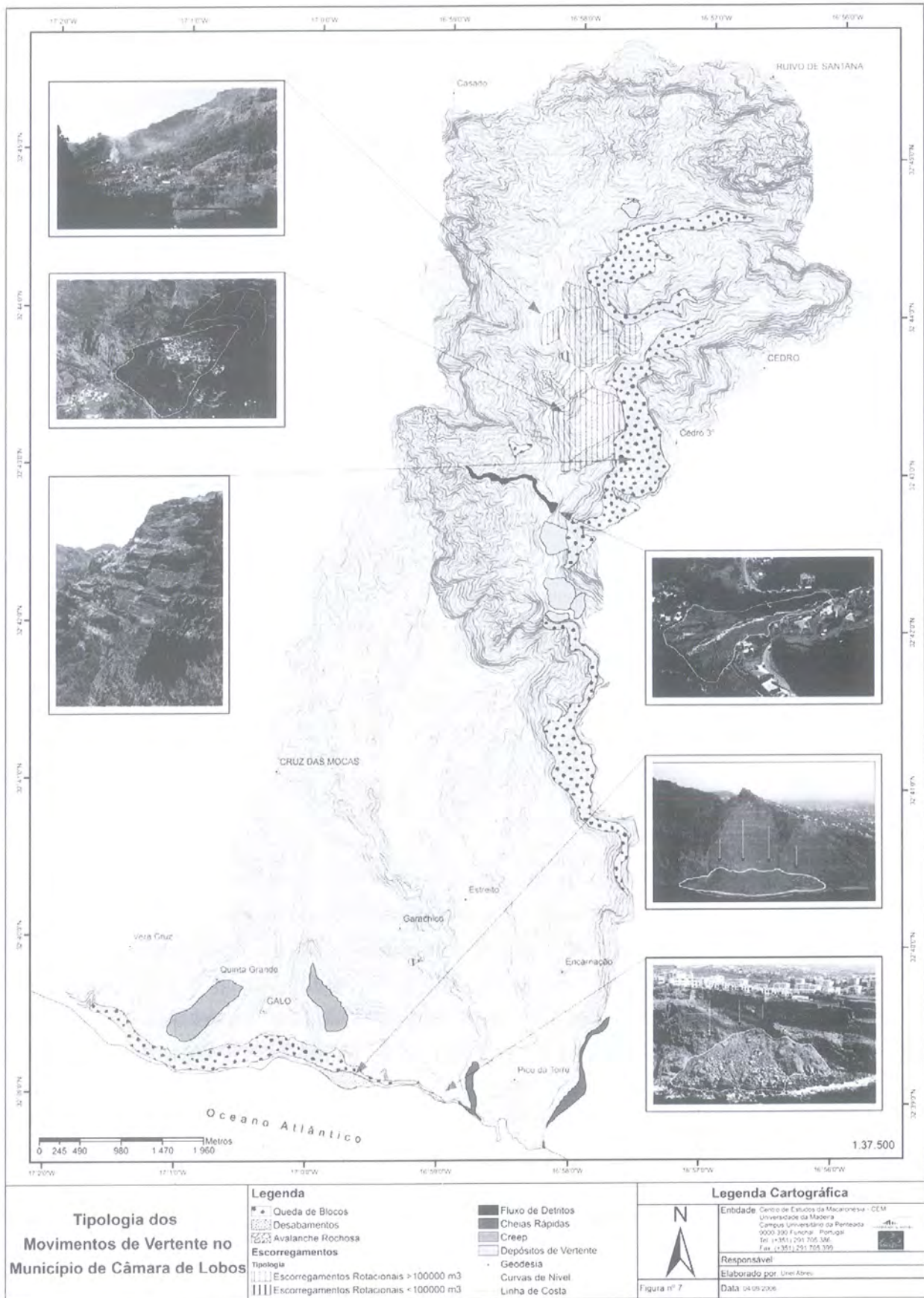


Figura 6 – Tipos de Movimentos de Massa presentes na área estudada.

Figure 6 – Types of Mass Movements present in the studied area.

Segundo Tavares (2003), num exercício do planeamento municipal ou supra-municipal, o julgamento da susceptibilidade à instabilidade constitui uma medida não estrutural que possibilita, simultaneamente, o aumento da capacidade de previsão espacial dos processos de instabilidade, uma melhor adequação e redacção dos planos de protecção civil, a redução dos esforços de mitigação com adopção de medidas correctivas estruturais e a minimização dos danos económicos e sociais.

A análise bibliográfica histórica recolhida para este trabalho, demonstra a susceptibilidade do município de Câmara de Lobos aos processos de instabilidade associados à geodinâmica externa (movimentos de massa em vertentes), devido às características geomorfológicas e geológicas. Os movimentos de massa desencadeados, regra geral, por episódios de precipitação intensa e, cada vez mais, pela actividade humana, ocorrem com especial incidência na parte norte do concelho, correspondendo genericamente às cabeceiras das linhas de água e morfologia incisa.

A sobreposição dos aglomerados populacionais, vias de comunicação e infra-estruturas básicas do concelho de Câmara de Lobos com a Carta de Tipologias de Movimentos de Vertente, põe em evidência os tipos de movimentos e as áreas mais expostas do município. A área de maior vulnerabilidade, dada a ocupação humana, é a depressão do Cural das Freiras e a zona costeira, porque estão expostas directamente aos movimentos de vertente, mais concretamente, à queda de blocos.

A delimitação de áreas de risco, as quais devem ter um uso adequado, e o planeamento de emergência são necessários de forma a minimizar impactes futuros. Num concelho cujos registos históricos e paleogeográficos indicam a existência de episódios catastróficos relacionados com movimentos de vertente, este contributo permite assegurar um desenvolvimento socio-económico sustentado.

Com a identificação da tipologia dos movimentos presentes na área em estudo, aliada à cartografia da susceptibilidade relacionada com os processos de instabilidade, pretende-se contribuir para a identificação e avaliação da perigosidade, num município com elevada transformação no uso e ocupação do solo. Procura-se desta forma, apoiar as políticas de gestão do território, no âmbito dos planos de ordenamento e de emergência, e contribuir para um modelo dinâmico de gestão municipal, em constante actualização.

## BIBLIOGRAFIA

- Alves, C. A. M. & Forjaz, V. H. (1991) – L'Archipel de Madère: Un aperçu volcanologique. *Açoreana*, 7 (2): 235-245.
- Ayalew, L.; Yamagishi, H.; Marui, H.; Kanno, T. (2005) – Landslides in Sado island of Japan: Part II. GIS-based susceptibility mapping with comparisons of results from two methods and verifications. *Engineering Geology*, 81: 432-445.
- Baioni, D.; Rodrigues, D.; Gallerini, G. (2002) – Drainage network and energy relief of Madeira island (Portugal): Preliminary notes. *Italian Journal of Quaternary Sciences (Il Quaternario)*, 15 (2): 271-274.
- Costa, F. L. (1998) – Impactos geomorfológicos da erupção de Abril de 1995 na ilha do Fogo. *Garcia da Orta, Série de Geografia*, 16 (2): 63-74.
- Carvalho, G. & Brandão, J. (1991) – *Geologia do Arquipélago da Madeira*. Museu Nacional de História Natural.
- Day, S. J.; Silva, S.-I. N. H.; Fonseca, J. F. B. D. (1999) – A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94: 191-218.
- Favalli, M.; Karátson, D.; Mazzuoli, R.; Pareschi, M. T.; Ventura, G. (2005) – Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian Archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. *Bull. Volcanol.*, 68: 157-170.

- Ferreira, D. B. (1981) – Carte geomorphologique du Portugal. In *Memória Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa: 6.
- Fonseca, P. E.; Mata, J.; Rodrigues, D. (1998a) – Preliminary data on tectonic lineaments from Madeira Island. *GEologos – Revista do Dept. de Geol. da Fac. de Ciências da Universidade do Porto*, 2: 89-90.
- Fonseca, P. E.; Mata, J.; Munhá, J. (1998b) – Tectonic lineaments from Madeira island evidence from satellite image analysis and preliminary geological data. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Comun. Inst. Geol. Min.*, 84 (1): 101-104.
- Garcia, R. A. C. & Zêzere, J. L. (2001) – Avaliação de riscos geomorfológicos: conceitos, terminologia e métodos de análise. *III Seminário de Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território*.
- Geldmacher, J.; Hoernle, K.; Boggard, P. V. D.; Duggen, S.; Werner, R. (2005) – New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planet Science Letters*, 237: 85-101.
- Geldmacher, J.; Hoernle, K.; Boggard, P. V. D.; Schmincke, H.-U. (2000) – The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age dating of the Madeira Archipelago and hotspot track (eastern North Atlantic). *AGU and the Geochemical Society (Geochem, Geophys and Geosystem)*, 1p.
- Grabham, G. W. (1948) – Esboço da formação geológica da Madeira. *Bol. Museu Municipal do Funchal*, 3: 65-83.
- Hartnack, W. (1930) – Madeira. *Landeskunde einer Insel, Hamburg*.
- Hartung, G. (1864) – Geologische beschreibung der inseln Madeira und Porto Santo. *Engelmann, Leipzig*.
- Hürlimann, M.; Martí, J.; Ledesma, A. (2000) – Mechanical relationship between catastrophic volcanic landslides and caldera collapses. *Geophysical Research Letter*, 27 (16): 2393-2396.
- Hürlimann, M.; Ledesma, A.; Martí, J. (2001) – Characterization of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena; Application to Tenerife, Canary Islands. *Engineering Geology*, 59: 115-132.
- Lyell, Ch. (1854) – On the geology of some parts of Madeira. *Quarter. J. Geol. Soc. London*, 10: 325-328.
- Machado, F. (1965) – Vulcanismo das ilhas de Cabo Verde e das outras ilhas atlânticas. *Junta Invest. Ultramar, Ens. Doc.*, 117: 83.
- Mata, J. (1996) – *Petrologia e geoquímica das lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução do manto terrestre*. Tese de Doutoramento em Geologia, Universidade de Lisboa.
- Mata, J. & Munhá, J. (2004) – Madeira island alkaline lava spinels: Petrogenetic implications. *Mineralogy and Petrology*, 81: 85-111.
- Mitchell-Thomé, R. C. (1976) – Geology of Middle Atlantic Islands. *Gebrüder Borntraeger (Berlin)*: 382p.
- Mitchell-Thomé, R. C. (1979) – Notes on geomorphology of Madeira. *Bol. Museu Municipal do Funchal*, 32: 5-18.
- Mitchell-Thomé, R. C. (1980) – The calderas of Macaronésia. *Bol. Museu Municipal do Funchal*, 33: 5-43.
- Morais, J. C. (1939) – A ilha da Madeira. A estrutura da montanha vulcânica. *Bol. Soc. Geografia*, 57 (5-6): 227-253.
- Morais, J. C. (1945) – O Arquipélago da Madeira. Memórias e notícias. *Publ. Mus. Min. Geol. Universidade de Coimbra*.
- Nascimento, S. (1990) – *Estudo hidrogeológico do Paul da Serra*. Tese de Mestrado em Geologia, Universidade de Lisboa.
- Pararas-Carayannis, G. (2003) – Near and far-field effects of tsunamis generated by the paroxysmal eruptions, explosions, caldera collapses and massive slope failures of the Krakatau Volcano, in Indonesia, on August 26-27, 1883. *Science of Tsunami Hazards*, 21 (4): 191.
- Prada, S. (2000) – *Geologia e recursos hídricos subterrâneos da ilha da Madeira*. Tese de Doutoramento em Geologia, Universidade da Madeira.
- Prada, S. & Serralheiro, A. (2000) – Stratigraphy and evolutionary model of Madeira island. *Bocagiana (200)*, Museu Municipal do Funchal, 13.
- Prada, S.; Silva, M.; Cruz, V. (2005) – Groundwater behaviour in Madeira, volcanic Island (Portugal). *Hidrogeological Journal*, 13: 800-812.
- Quintal, R. (1995) – *Ilha da Madeira: esboço de Geografia Física*. Secretaria Regional do Turismo e Cultura.
- Quintal, R. (1999) – Aluviões na Madeira. Séculos XIX e XX. *Territorium* 6: 31-48.
- Ramalho, R. (2004) – *Cartografia geológica da Madeira: estratigrafia e tectónica do sector a leste de Machico*. Tese de Mestrado em Geologia, Universidade de Lisboa.
- Ribeiro, O. (1949) – L'île de Madère. Étude Géographique. *Congrès International de Géographie*, Lisboa.

- Ribeiro, O. (1985) – *A ilha da Madeira até meados do séc. XX*. Lisboa, Instituto da Cultura e Língua Portuguesa.
- Rodrigues, D. (2005) – *Análise de risco de movimentos de vertente e ordenamento do território na Madeira – Aplicação ao caso de Machico*. Tese de Doutoramento em Geologia, Universidade da Madeira.
- Rodrigues, D. & Ayala-Carcedo, F. J. (2000a) – Natural disasters in Madeira island. *2ª Assembleia Lusó Espanhola de Geodesia e Geofísica*, Lagos.
- Rodrigues, D. & Ayala-Carcedo, F. J. (2000b) – *Riscos geológicos e a sua aplicação ao ordenamento do território e gestão de emergência*. Seminário de Geologia Ambiental, Braga.
- Rodrigues, D. & Ayala-Carcedo, F. J. (2000c) – *Tipologia dos movimentos de vertente*. Seminário de Geologia Ambiental, Braga.
- Rodrigues, D. & Ayala-Carcedo, F. J. (2000d) – *Os riscos geológicos e a sua aplicação ao ordenamento do território e gestão de emergência*. Seminário de Geologia Ambiental, Braga.
- Rodrigues, D. & Ayala-Carcedo, F. J. (2002a) – Slides in Madeira island. I.S.R.M. – International on Rock Engineering for Mountainous Regions Symposium, Funchal.
- Rodrigues, D.; Ayala-Carcedo, F. J.; Brilha, J.; Tavares, A. E.; Nogueira, P. (2003a) – Landslides in Baucau and Viqueque Districts of East Timor. *Landslide News*, 14-15: 36-38.
- Rodrigues, D. & Ayala-Carcedo, F. J. (2003b) – Rain induced landslides and debris flow in Madeira island, Portugal. *Landslide News*, 14-15: 43-45.
- Rosa, J. F. & Fernandes, J. P. (s.d.) – *A catástrofe de Câmara de Lobos*. Funchal, Diário da Madeira.
- Tavares, A. (2003) – Importância da geologia no planeamento urbano. *Actas do XXIII Curso de Atualização de Professores de Geociências*, Coimbra, p. 26-29.
- Salvatore, M. C. (2001) – Geomorphological sketch map of the Fossil Bluff area (Alexander Island, Antarctica) mapped from aerial photographs. *Antarctic Science*, 13 (1): 75-78.
- Schwartz, S.; Klügel, A.; Wohlgemuth-Ueberwasser, C. (2004) – Melt extraction pathways and stagnation depths beneath the Madeira and Desertas rift zones (NE Atlantic) inferred from barometric studies. *Contrib. Mineral Petrol*, 147: 228-240.
- Schwartz, S.; Klügel, A.; Boggard, P. V. D.; Geldmacher, J. (2005) – Internal structure and evolution of a volcanic rift system in the eastern North Atlantic: The Desertas rift zone, Madeira Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141: 123-155.
- Stuebel, A. (1910) – Die Insel Madeira. *Edit. Mus. Landeskunde*, Leipzig, 11p.
- Valadão, P.; Gaspar, J. L.; Queiroz, G.; Ferreira, T. (2002) – Landslide density map of S. Miguel island, Azores archipelago. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2: 51-56.
- Vassilopoulou, S. & Hurni, L. (2001) – The use of digital elevation models in emergency and socio-economic planning: A case study at Kos-Nisyros-Tilos Islands, Greece. *Chinese Society of Geodesy, Photogrammetry and Cartography*, p. 3424-3431.
- WP/WLI (International Geotechnical Societies – UNESCO Working Party on World Landslide Inventory) (1993) – A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bulletin International Association for Engineering*, 47: 53-57.
- Zbyszewski, G.; Ferreira, O.; Medeiros, A.; Aires-Barros, L.; Silva, L.; Munhá, J. M.; Barriga, F. (1975) – Carta Geológica de Portugal: 1/50 000 e notícia explicativa das folhas A e B da ilha da Madeira. *Serviços Geológicos de Portugal*.



# Relação entre episódios de precipitação e escoamento na Bacia Hidrográfica da Carriça (Bacia do Douro – Baião).

*Balance between rainfall episodes and runoff in the Carriça's hydrographic basin (Douro Basin – Baião).*

C. Bateira<sup>1</sup>, S. Pereira<sup>1</sup>, C. Hermenegildo<sup>1</sup>, A. Seixas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, carlosbateira@gmail.com, pereira.ss@gmail.com, carlos.hermenegildo@gmail.com, angela\_seixas@gmail.com.

**Resumo:** Com base nos dados do campo experimental localizado na Bacia Hidrográfica da Carriça, numa área granítica, relacionaram-se diversos episódios de precipitação com o escoamento superficial desenvolvido em vertentes com terraços agrícolas e com o escoamento na secção terminal da bacia hidrográfica.

Os campos experimentais são compostos por uma estação meteorológica, parcelas de monitorização do escoamento superficial, localizadas em diferentes contextos morfológicos das vertentes, e um medidor de níveis de escoamento da bacia hidrográfica.

Na área das parcelas de monitorização do escoamento superficial caracterizaram-se a textura dos materiais, a capacidade de infiltração, a condutividade hidráulica e a resistência do solo.

O escoamento superficial nas vertentes ocorre frequentemente com quantitativos de precipitação menores do que os necessários para que se verifique o aumento do nível de escoamento na bacia hidrográfica, sugerindo o desenvolvimento de vários processos hidrológicos em simultâneo.

O comportamento da bacia hidrográfica indica a permanência da alimentação por fluxo interno lento, que mantém o escoamento em níveis elevados, mesmo durante longos períodos secos.

Concluiu-se que a resposta do escoamento superficial nas vertentes depende da localização das parcelas de monitorização, do total e duração da precipitação, enquanto que os níveis de escoamento da bacia hidrográfica estão mais dependentes da sequência de precipitações e do processo hidrológico dominante.

Os processos hidrológicos devem ser analisados de forma integrada e enquadrados na sequência anterior de precipitações.

**Palavras-chave:** Hidrologia de vertentes, bacia hidrográfica, escoamento superficial, fluxo interno lento, mantos de alteração.

**Abstract:** The aim of the research is the study of superficial slope hydrological functioning at local level (agriculture terraces) and at regional level (drainage basin). The experimental field was used in granitic Carriça's drainage basin near Baião.

Rainfall events were related to the superficial runoff developed in the agricultural terraces and in a terminal section of the hydrographical basin.

The experimental fields are composed by a meteorological station, superficial runoff monitoring plots located in different slope spots, and a drainage level measurer.

In the superficial runoff monitoring plots, the soil texture, the infiltration capacity, the hydraulic conductivity and the soil resistance were analysed.

The slope superficial runoff occurs frequently with lower rainfall quantities than the necessary to a drainage basin response, indicating the development of several hydrological processes simultaneously.

The drainage basin behaviour indicates the permanence of the significant internal slow flow, which maintains the runoff at higher levels, even during long dry periods.

It was concluded that the answer of slopes superficial runoff depends of the monitoring plots position in the slope, the total rainfall and its duration, while the drainage basin runoff are more dependents on the rainfall sequence and the dominant hydrological process.

The hydrological processes must be analysed in an integrated way and fitted in the previous rainfall sequence.

**Keywords:** Slope hydrology, drainage basin, superficial slow internal flow, weathered materials.

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Apresentação do problema e objectivos

Este trabalho teve como objectivos principais: analisar o funcionamento hidrológico das vertentes em áreas de terraços agrícolas no Vale do Douro; comparar tipos de episódios de precipitação com o escoamento superficial desenvolvido em terraços agrícolas e a variação do nível de escoamento da bacia hidrográfica da Carriça num campo experimental instalado numa área granítica (Campo Experimental de Baião); e avaliar o comportamento hidrológico das vertentes e a sua importância para a análise da instabilidade.

Monitorizaram-se os processos hidrológicos das vertentes com terraços agrícolas que possuem os mesmos factores condicionantes verificados em situações de instabilidade já estudadas no N de Portugal (Bateira *et al*, 2004; Bateira & Soares, 1997).

A relação entre o fluxo interno dos mantos de alteração e a ocorrência de movimentos de vertente parece estar directamente relacionada com a geomorfologia e hidrologia das vertentes. Para compreender esta questão, à escala da vertente, partimos do princípio que a paisagem no seu conjunto pode ser dividida em pequenas unidades onde ocorrem processos hidrológicos, pedológicos e geomorfológicos semelhantes, que as individualizam (Park & van de Giesen, 2004; Park *et al*, 2001; Martz, 1992; Mitchel, 1991).

Com base nesse pressuposto, desenvolvemos o nosso estudo nas vertentes de uma pequena bacia hidrográfica, identificando os elementos morfológicos que a compõem (topo, meia vertente e base). Nesse sentido, os dados foram recolhidos em diferentes localizações morfológicas das vertentes com terraços agrícolas, com diferentes características morfológicas, de drenagem e de ocupação do solo.

### 1.2. Área de estudo

O campo experimental de Baião (Fig. 1) está instalado na Bacia Hidrográfica da Carriça (5,47 km<sup>2</sup>), de forma alongada, com cotas que variam de 840 m a 50 m junto ao Rio Douro. Localiza-se numa área granítica (granito porfíroide de grão grosseiro), com vertentes complexas, organizadas em terraços agrícolas, com pequenas rechãs e rede hidrográfica fortemente encaixada. Em alguns sectores o manto de alteração atinge mais de 2 metros de espessura.

Na bacia hidrográfica da Carriça, predomina a policultura (culturas anuais) e a ocupação florestal e cerca de 70 % da sua área é ocupada por terraços agrícolas com muros de suporte em pedra seca. Desta área, 55 % tem terraços com muro de suporte bem conservados. No campo experimental, o solo é ocupado por vinha e vegetação herbácea e é sujeito à lavra sazonalmente.

### 1.3. Metodologia

O campo experimental é composto por quatro parcelas de monitorização do escoamento superficial abertas e fechadas (20 m<sup>2</sup>) com limnígrafos de balança e *data loggers*. Duas estão próximas do topo da vertente (uma aberta e outra fechada) numa área com drenagem predominantemente divergente (Quinta de Cedofeita, parcelas CC e CD), uma parcela de erosão fechada a meia vertente e outra também fechada, próxima da base da vertente com uma drenagem convergente (Quinta de Tormes, parcela TA e

TB). Utilizaram-se os dados da precipitação de uma estação meteorológica e um medidor de níveis de escoamento da bacia hidrográfica, localizado na sua secção terminal.

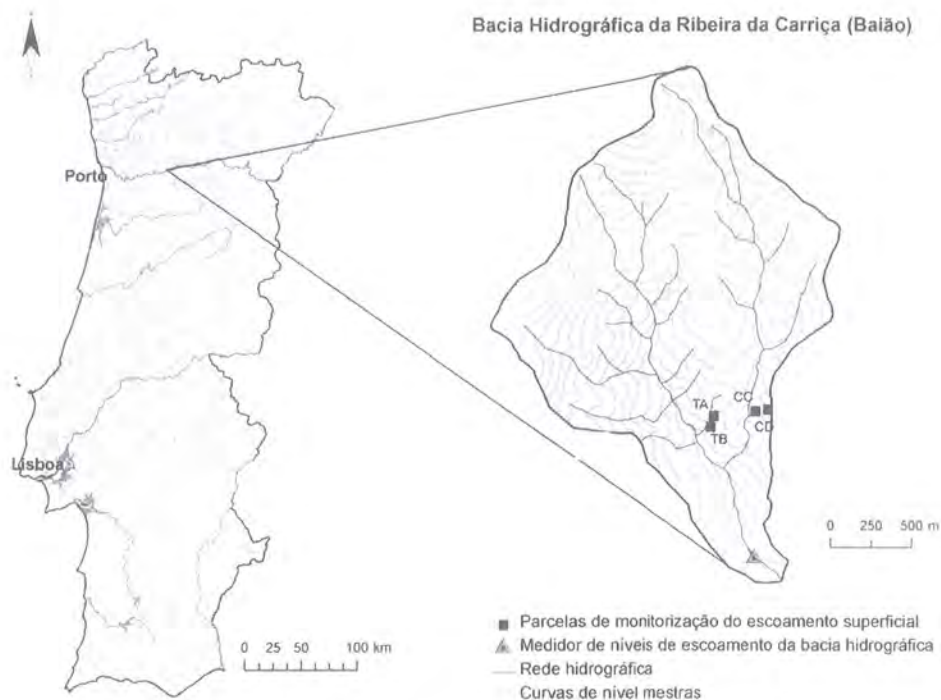


Figura 1 – Localização do Campo Experimental de Baião.

Figure 1 – Baião's experimental field location.

Os dados foram registados com intervalos de 10 minutos em todos os equipamentos, permitindo uma análise pormenorizada das relações entre os diferentes tipos de episódios de precipitação, a resposta do escoamento superficial nas vertentes (terraços agrícolas) e a variação do nível de escoamento da bacia hidrográfica.

Em todas as parcelas de monitorização do escoamento superficial caracterizou-se a textura dos materiais, a capacidade de infiltração de água no solo, a condutividade hidráulica e a resistência do solo.

A textura das formações superficiais é essencialmente arenosa e por vezes apresenta raros seixos (areia lodosa e areia lodosa com raros seixos), segundo Folk (1954). Genericamente, apesar das modificações introduzidas pelas actividades agrícolas, encontramos valores de argila que variam entre 20 % e 40 %, a areia representa cerca de 60 % e o restante são seixos (Fig. 2). A fracção arenosa predomina em todos os pontos de amostragem até à profundidade máxima de recolha (2 m)<sup>1</sup>.

A resistência do solo à penetração<sup>2</sup> registada com o penetrómetro de mão até um metro de profundidade (limite máximo de perfuração do equipamento), permitiu obter registos em locais com maior espessura do manto de alteração granítico e verificar, simultaneamente, uma grande variação lateral da resistência das formações superficiais, típica de áreas de manto de alteração granítico.

<sup>1</sup> Os pontos de amostragem localizam-se nos 4 pontos extremos das parcelas de monitorização.

<sup>2</sup> A resistência do solo foi registada até um metro de profundidade, numa malha regular de pontos com uma equidistância de 1 m entre eles, utilizando-se um penetrómetro de mão. As unidades de medida do penetrómetro de mão são Newtons por cm<sup>2</sup> e o limite máximo registado pelo equipamento é de 800 N/cm<sup>2</sup>.

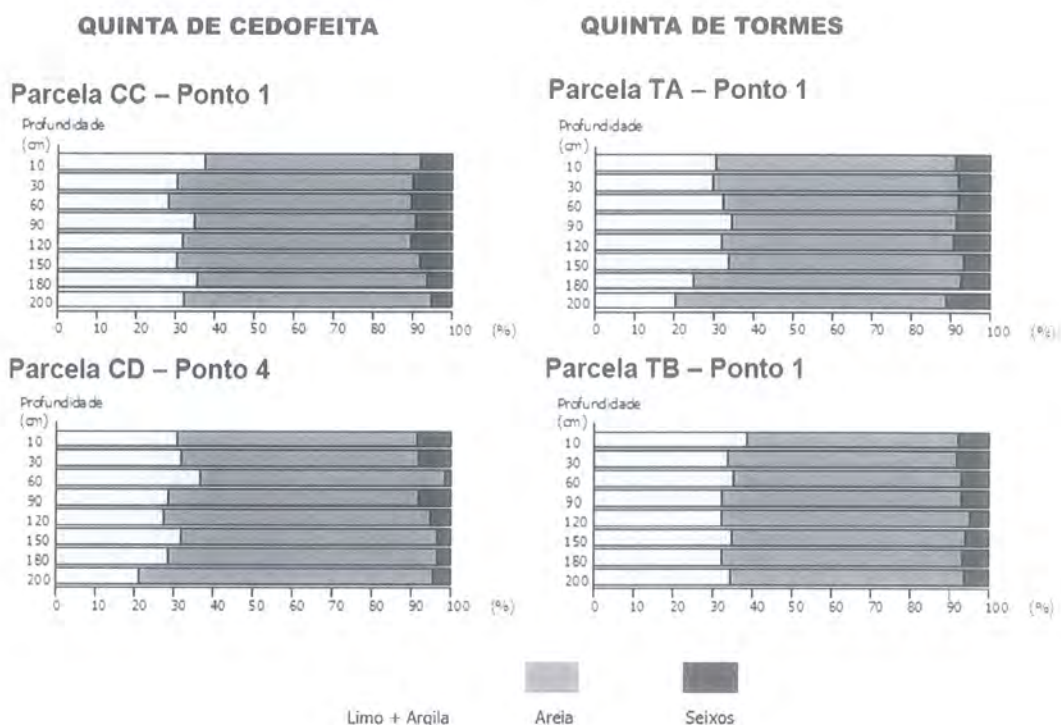


Figura 2 – Textura do solo nas parcelas de monitorização do escoamento superficial.

Figure 2 – Soil texture in experimental fields runoff monitoring plots.

A título de exemplo, na parcela TA (Fig. 3) só foi possível realizar os testes de resistência do solo até à profundidade de 75 cm. Os valores representados graficamente correspondem às profundidades dos 5, 20, 40 e 60 cm. Observam-se aumentos muito rápidos da resistência do solo à penetração em profundidade, o que indica que a rocha alterada, ou mesmo sã, se encontra a pouca profundidade.

A espessura do solo da parcela TB é ligeiramente superior à de TA, uma vez que a resistência do solo é, genericamente, mais baixa e aumenta mais lentamente do que em TA. Aqui encontramos rocha alterada a maior profundidade (Fig. 4). Em ambas as parcelas existem condições favoráveis à infiltração e circulação da água ao longo do perfil do solo, em virtude da textura predominantemente arenosa dos seus materiais. Esta também é uma justificação para o registo de valores elevados de infiltração de água no solo e uma duração do tempo de infiltração superior a 60 minutos, registado nas medições efectuadas com um infiltrómetro de duplo anel.

A condutividade hidráulica medida nas camadas superficiais do solo (45 cm) com um permeâmetro de Guelph permitiu a determinação da matriz do fluxo potencial<sup>3</sup>, do parâmetro alfa<sup>4</sup> e da saturação da condutividade hidráulica<sup>5</sup>.

<sup>3</sup> A matriz de fluxo potencial um indicador da capacidade de absorção de água no solo por efeito de capilaridade representada na forma de área /unidade de tempo (cm<sup>2</sup>/seg).

<sup>4</sup> O parâmetro alfa é uma constante que está dependente da porosidade do solo. Os valores são expressos em cm e quanto mais elevados forem maior será a velocidade de circulação da água no interior do solo.

<sup>5</sup> A condutividade hidráulica é um indicador da capacidade do solo de conduzir água no seu interior dentro de um determinado gradiente. A saturação de condutividade hidráulica refere-se à condutividade hidráulica saturada do solo que contém ar no seu interior. Os valores são expressos em cm/s e o valor obtido corresponde à velocidade média constante percorrida pela água por unidade de tempo nessa determinada secção do solo por troca com o ar presente entre as partículas.

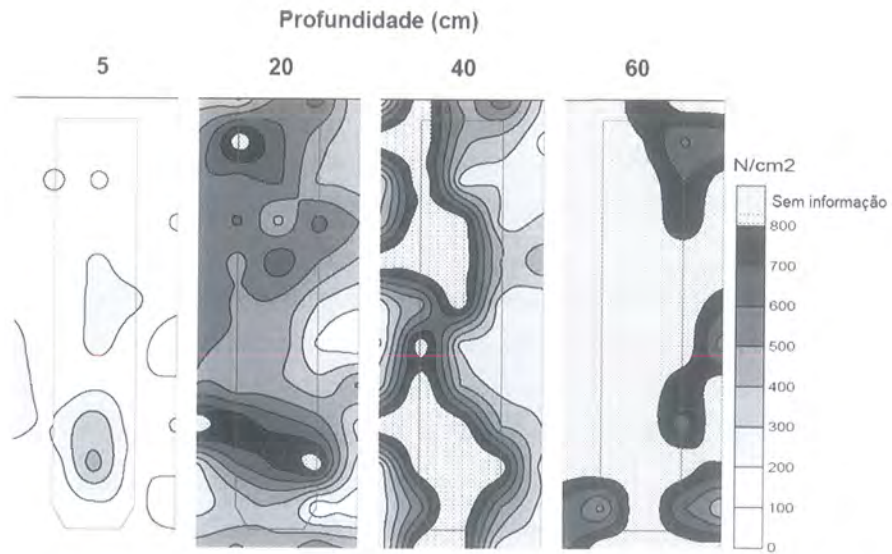


Figura 3 – Resistência do solo à penetração aos 5, 20, 40 e 60 cm (Parcela TA – Quinta de Tormes).

Figure 3 – Soil resistance to penetration at 5, 20 and 40 cm (Plot TA – Quinta de Tormes).

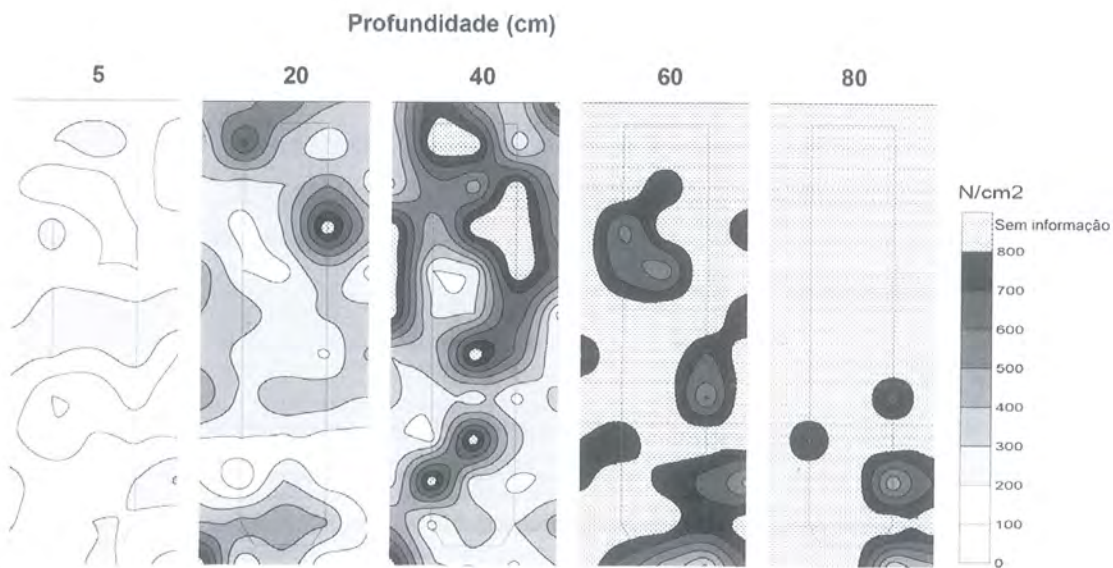


Figura 4 – Resistência do solo à penetração aos 5, 20, 40, 60 e 80 cm (Parcela TB – Quinta de Tormes).

Figure 4 – Soil resistance to penetration at 5, 20, 40, 60 and 80 cm (Plot TB – Quinta de Tormes).

As parcelas TA, TB e CC têm uma matriz de fluxo potencial negativa ou muito baixa, um valor negativo do parâmetro alfa e um reduzido valor da saturação da condutividade hidráulica, o que indica uma reduzida capacidade de absorção e uma reduzida velocidade de circulação de água no solo, evidenciando uma distorção na circulação hídrica. Esta, justifica-se pelo facto das leituras de permeabilidade terem sido realizados em patamares agrícolas, cuja estrutura do solo é de origem antrópica (antrossolos), resultado da construção do terraço e da lavra frequente.

A parcela CD também possui uma reduzida matriz do fluxo potencial. No entanto, tem os valores médios mais elevados relacionados com o parâmetro alfa e a saturação da condutividade hidráulica. Estes valores indicam que há uma reduzida capacidade de absorção de água no solo, uma maior velocidade de

circulação de água no interior do solo e uma elevada capacidade do solo em conduzir água no seu interior (boa circulação hídrica interna), variável em função da localização das parcelas de monitorização nas vertentes.

Após a análise dos resultados dos testes de infiltração de água no solo, permeabilidade e ainda o registo da resistência do solo à penetração, passamos para a leitura dos dados da precipitação e escoamento superficial resultante.

A recolha dos dados de precipitação, escoamento superficial nas vertentes e dos níveis de escoamento da Ribeira da Carriça realizou-se de Outubro de 2005 a Dezembro de 2006. O ano hídrico de 2005 foi extremamente seco e o início da leitura dos dados ocorreu após uma estação seca com uma duração de 4 meses (Junho a Setembro de 2005), sem qualquer registo de precipitação.

Durante o período em estudo, identificaram-se as características da precipitação delimitando-se cada episódio chuvoso como um período de precipitação significativa consecutiva, separada por um período seco mínimo de 2 horas. Identificaram-se diferentes tipos de episódios de precipitação e de escoamento resultante nas vertentes e na bacia hidrográfica.

A análise do escoamento superficial nas vertentes baseou-se na análise das seguintes variáveis: intensidade do escoamento (ml/h); tempo de concentração do início do escoamento (min); precipitação mínima para se desenvolver escoamento (mm); duração do escoamento superficial nas vertentes (h).

A variação do nível de escoamento da Ribeira da Carriça foi analisada tendo em conta as seguintes variáveis: variação do nível de escoamento (m); tempo de concentração do início da resposta da bacia hidrográfica (min); precipitação mínima para se desenvolver resposta na bacia hidrográfica (mm); duração da resposta da bacia hidrográfica ao episódio de precipitação (h).

Todas estas variáveis foram analisadas de acordo com a tipologia dos episódios de precipitação, definida a partir da duração e intensidade da precipitação.

## **2. RESULTADOS**

Estudaram-se 62 episódios de precipitação, em que 95,2 % dos casos correspondeu a episódios de precipitação de intensidade inferior a 6 mm/h, verificando-se que, sempre que há precipitação, se desenvolve escoamento superficial nos terraços agrícolas.

Classificaram-se os episódios de precipitação em função da sua duração e intensidade (Pereira *et al*, *in press*). Os episódios de precipitação de longa duração e muito fraca intensidade correspondem a 32,3 % (1), 61,3 % de curta duração e muito fraca intensidade (2) e 6,5 % de curta duração e fraca intensidade (3).

Nos episódios de longa duração e muito fraca intensidade (1), a intensidade média do escoamento também é muito fraca (< 2 000 ml/h), reflectindo um lento processo de infiltração ao longo de várias horas. Registam os maiores totais de escoamento superficial desenvolvido, no conjunto dos episódios de precipitação identificados.

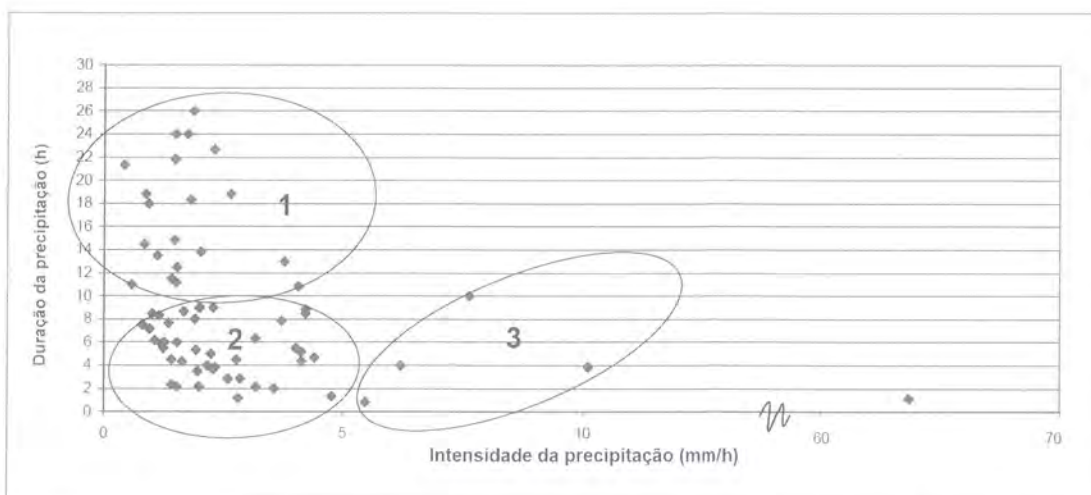


Figura 5 – Tipos de episódios de precipitação. 1 – longa duração e muito fraca intensidade; 2 – curta duração e muito fraca intensidade; 3 – curta duração e fraca intensidade.

Figure 5 – Rainfall events types. 1 – long duration and very low intensity; 2 – short duration and very low intensity; 3 – short duration and low intensity.

Os episódios de precipitação de curta duração e muito fraca intensidade (2), desenvolveram escoamento superficial de muito fraca intensidade média (< 2 000 ml/h), exceptuando-se as situações ocorridas no início da estação húmida (intensidade de escoamento > 5 000 ml/h). As primeiras precipitações encontraram um solo seco e compactado, com menor capacidade de infiltração, promovendo o escoamento superficial. À medida que aumentava a capacidade de infiltração de água no solo, as intensidades de escoamento superficial reduziram-se. Quando os episódios de precipitação são de curta duração e fraca intensidade (3), a intensidade média do escoamento varia entre dos 200 aos 5 000 ml/h (Fig. 6).

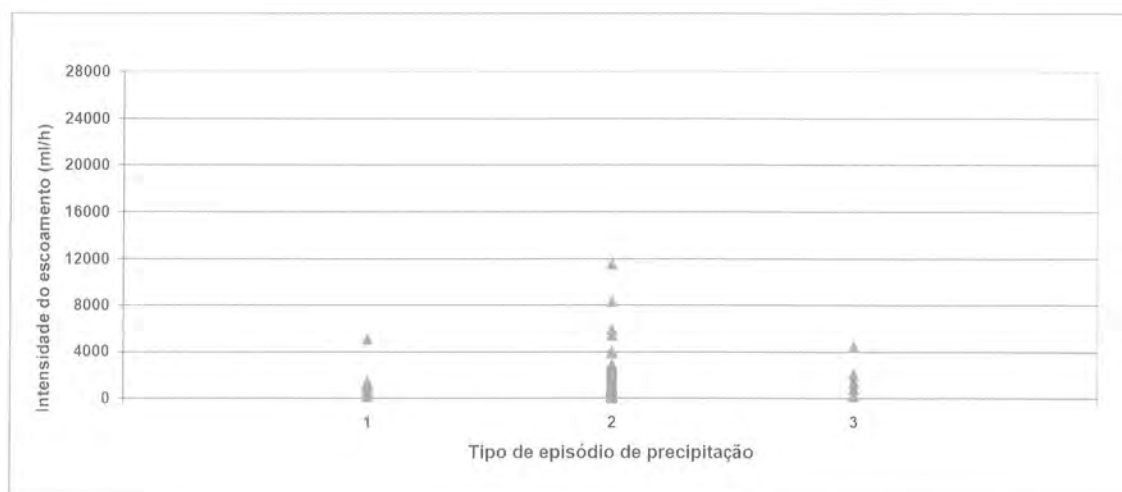


Figura 6 – Intensidade de escoamento superficial por tipologia de episódio de precipitação.

Figure 6 – Superficial runoff intensity by rainfall event type.

No conjunto dos episódios de precipitação, registou-se um episódio com uma intensidade de 64 mm/h, que não se enquadra em nenhum dos tipos apresentados, mas fornece indicações importantes sobre o comportamento do escoamento nas vertentes e na Ribeira da Carriça em episódios de precipitação de

forte intensidade. Este episódio foi antecedido por um período seco de 3 dias, registando-se 30 mm em 30 minutos. O escoamento nas vertentes e na Ribeira da Carriça desenvolveu-se rapidamente (5 e 10 minutos, respectivamente, após o início da precipitação). O escoamento nas vertentes teve uma intensidade média de 27 831 ml/h.

Por outro lado, os episódios de tipo 1 e 2 registam menores intensidades médias de escoamento superficial e possuem condições para desenvolver a infiltração e a recarga hídrica dos solos.

Os níveis de escoamento da Ribeira da Carriça registam reacções diferentes consoante a sequência de precipitações anterior, a intensidade e a quantidade de precipitação.

Os níveis de escoamento da bacia hidrográfica têm uma fraca variação, principalmente nos episódios de tipo 1 e 2. Só se regista um maior acréscimo do nível de escoamento da bacia hidrográfica quando os episódios são de curta duração e intensidade superior a 4 mm/h.

Nos episódios do tipo 1 (longa duração e fraca intensidade), a resposta da bacia hidrográfica ao episódio de precipitação tem a maior duração média (14 h). Nos episódios de curta duração e muito fraca intensidade (tipo 2), a duração média de resposta é de 3 h 45 minutos, embora possa não haver variação do nível de escoamento da bacia hidrográfica numa situação de predomínio da infiltração (Fig. 7).

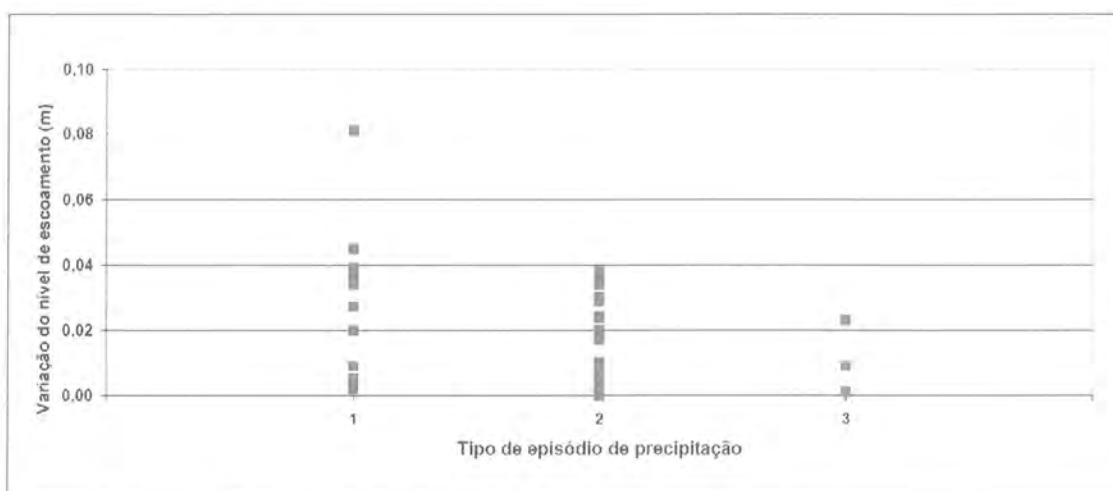


Figura 7 – Variação do nível de escoamento da bacia hidrográfica, por tipologia de episódio de precipitação.

Figure 7 – Runoff variation in the drainage basin, versus rainfall events types.

Nas vertentes é necessária, em média, menos precipitação para se iniciar o desenvolvimento do escoamento superficial. Pelo contrário, na bacia hidrográfica são necessários, em média, 6,3 mm para se registar um acréscimo no nível de escoamento (Fig. 8).

A precipitação mínima necessária para a ocorrência do escoamento superficial nas vertentes apresenta uma boa correlação com a intensidade da precipitação (0,81).

O tempo necessário à ocorrência de escoamento superficial nas vertentes é em média metade do que o necessário para o início de registo de um aumento significativo do nível de escoamento na Ribeira da Carriça (1 h 16 minutos e 2 h e 36 minutos, respectivamente). O tempo de concentração depende das precipitações antecedentes, porque, se o solo estiver perto da saturação, o desenvolvimento de escoamento superficial é mais rápido. Contudo, perante episódios de precipitação de maior intensidade

(3), o tempo necessário ao desenvolvimento do escoamento superficial é muito curto (10-30 minutos) (Fig. 9).

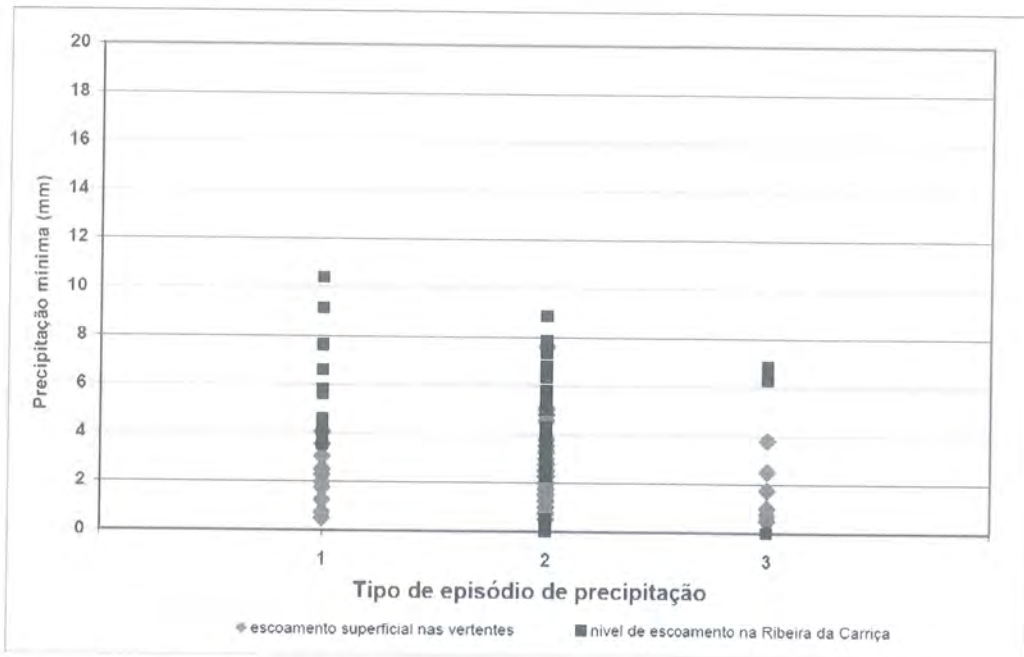


Figura 8 – Precipitação mínima necessária ao desenvolvimento de escoamento superficial nas vertentes e um acréscimo do nível de escoamento da bacia hidrográfica, por tipologia de episódio de precipitação.

Figure 8 – Minimum rainfall needed to develop superficial runoff in slopes and a rise in the drainage basin runoff, by rainfall events types.

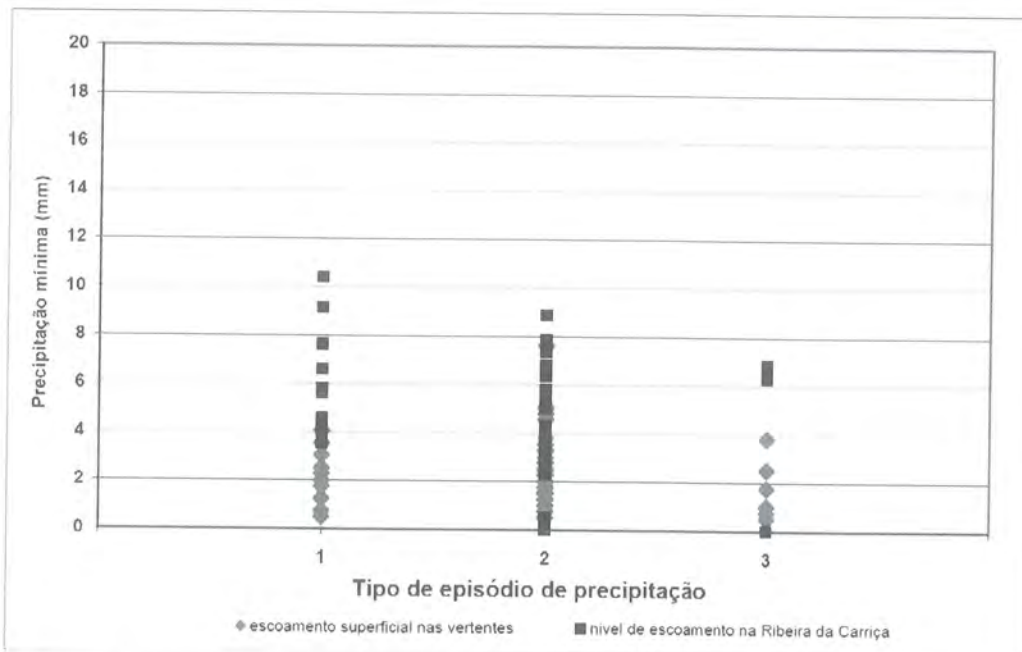


Figura 9 – Tempo de concentração necessário para o desenvolvimento de escoamento superficial nas vertentes e um acréscimo do nível de escoamento da bacia hidrográfica, por tipologia de episódio de precipitação.

Figure 9 – Lag time needed to develop slopes superficial runoff and a rise in the drainage basin runoff, by rainfall events types.

O tempo de concentração na bacia hidrográfica da Carriça varia entre 30 minutos e 6 horas e reflecte o funcionamento do fluxo interno lento, que mantém o nível de escoamento elevado mesmo após o fim da precipitação. O nível de escoamento máximo que a bacia hidrográfica atinge em cada episódio de precipitação não tem uma relação directa com a intensidade da precipitação, apenas sugere tipos de resposta preferenciais, pois o tempo de concentração da bacia hidrográfica tem um maior desfasamento temporal do que o desenvolvimento de escoamento nas vertentes.

Quanto menor for a intensidade da precipitação, maior é o tempo necessário para se observarem variações no nível de escoamento da Ribeira da Carriça. Por esse motivo, o episódio do tipo 3 tem em média um tempo de concentração mais curto (110 minutos).

O nível de escoamento da Ribeira da Carriça reage à precipitação directa sobre o rio, ao escoamento superficial, ao fluxo superficial, ao fluxo interno saturado convertido em fluxo superficial, ao fluxo interno lento e ao escoamento directo, ou ainda à conjugação de ambos, que vão aumentar o nível de escoamento.

Neste trabalho constatámos que os processos hidrológicos mais importantes na alimentação do nível de escoamento da bacia hidrográfica são o fluxo interno lento e o fluxo interno saturado convertido em fluxo superficial. Constatámos que a resposta de múltiplos processos hidrológicos de diferente importância relativa, pode produzir uma resposta semelhante no nível de escoamento da bacia hidrográfica.

A resposta da bacia hidrográfica vai depender das condições iniciais de humidade no solo e precipitações acumuladas. Na bacia hidrográfica, o sistema hidrológico possui uma capacidade adaptativa e uma transição de processos que interagem no tempo e no espaço (Beven & Biley, 1991; Allison, 1991; Mendiondo & Tucci, 1997a). A precipitação que entra nesse sistema vai interagir nos vários processos hidrológicos, de acordo com a escala de análise e as propriedades geo-pedológicas, bióticas, humanas e climáticas que actuam na vertente (Mendiondo & Tucci, 1997b).

Sempre que se registam precipitações intensas e a bacia hidrográfica não reage, significa que se está a desenvolver o processo de infiltração, a retenção da drenagem no interior das formações superficiais e a saturação dos materiais. Esta situação ocorreu no dia 18 de Agosto de 2006, da qual resultou um desmoronamento de um muro de suporte de um patamar agrícola, por volta das 21 horas.

Como se pode observar na figura 10, verificaram-se dois episódios de precipitação que antecederam o desmoronamento. Nos 5 dias anteriores, registou-se uma precipitação acumulada de 71 mm, responsável pela subida progressiva do nível de escoamento da Ribeira da Carriça.

Após o primeiro episódio de precipitação de 22 mm, o nível de escoamento da Ribeira da Carriça sobe 0,017 m. Entre os dois episódios de precipitação o nível de escoamento continua a subir, em virtude da libertação progressiva da água armazenada nos mantos de alteração durante a precipitação. Durante o segundo episódio de precipitação, de 19 mm, mesmo em momentos de precipitação com intensidade de 3,81 mm/10 minutos, o nível de escoamento teve uma ligeira subida e depois manteve-se estável.

Se observamos com atenção a variação do nível de escoamento (Fig. 10) verificamos que, por volta das 14 horas, há uma subida brusca e às 19 h10 minutos uma diminuição rápida, mesmo com fortes precipitações. Estas variações no nível de escoamento sem uma relação directa com a precipitação registada justificam-se pela existência de levadas que, quando são abertas, desviam a água do canal de

escoamento para as áreas agrícolas, fazendo baixar o nível de escoamento da Ribeira da Carriça. Quando as levadas são fechadas, o nível de escoamento pode sofrer um rápido aumento.

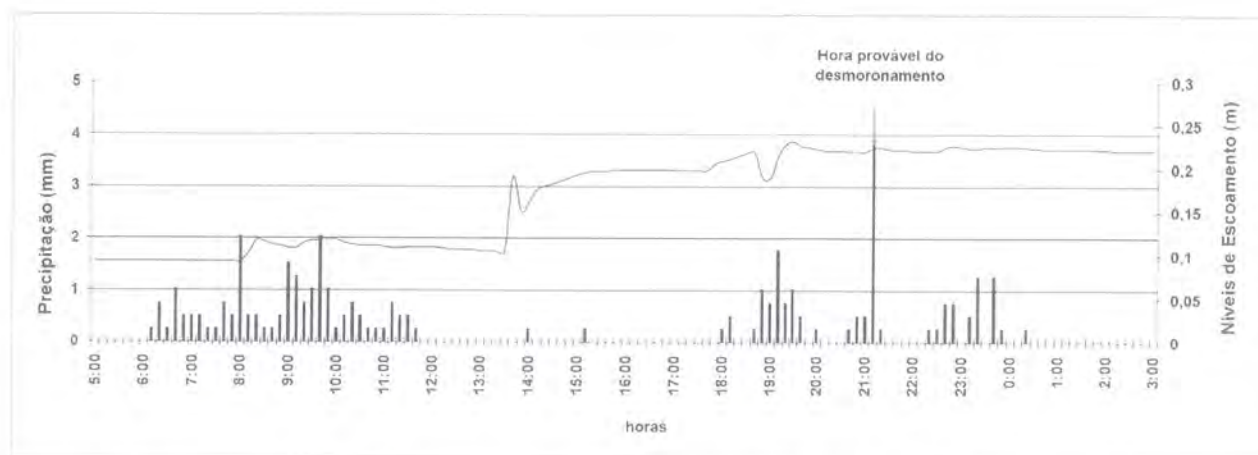


Figura 10 – Precipitação e níveis de escoamento da bacia hidrográfica no dia 18 de Agosto de 2006 (episódio de precipitação do tipo 3).

Figure 10 – Rainfall and drainage basin runoff on the 18<sup>th</sup> August, 2006 (type 3 rainfall event).

Quanto maior for a área de monitorização do escoamento, maior é a complexidade dos processos hidrológicos, devido à dificuldade em distinguir o peso dos factores que determinam a produção do escoamento (Ceballos *et al*, 1996). Cada aumento da quantidade de precipitação implica um deslocamento dos volumes de água retidos no solo, forçados a sair no extremo inferior da vertente, e que são denominadas “águas velhas” (Mendiondo & Tucci, 1997c). Este mecanismo é mais visível após várias chuvas antecedentes, quando o solo atinge o nível máximo de saturação.

O comportamento da bacia hidrográfica da Carriça, numa área granítica com espessos mantos de alteração que absorvem a precipitação e libertam progressivamente a água retida ao longo de vários dias, demonstra a permanência da alimentação por fluxo interno lento. Desta forma, compreende-se a manutenção dos níveis de escoamento elevados, mesmo durante períodos secos prolongados (aproximadamente 1 mês). Após as precipitações, o nível de escoamento desce a um ritmo lento, alimentado pelo fluxo interno lento.

De uma maneira geral, a resposta mais forte do escoamento superficial nos patamares agrícolas coincide com as fases de aumento brusco do nível de escoamento da bacia hidrográfica nos dias com precipitação igual ou superior a 20 mm.

A bacia hidrográfica da Carriça tem reacções diferentes consoante a sequência dos episódios chuvosos, a intensidade da precipitação e o processo hidrológico dominante. Para os mesmos totais de precipitação podem observar-se diversas durações do escoamento na bacia hidrográfica. Isso deve-se à importância dos diferentes processos hidrológicos desencadeados, consoante a sequência e características do episódio chuvoso.

A análise das sequências chuvosas é essencial para a interpretação da capacidade de retenção da água nas formações superficiais. Em mantos de alteração granítica, de textura arenosa, o fluxo hídrico lento é importante e determina o essencial das forças tangenciais ao nível dos terraços agrícolas. Verificou-se

que a análise das sequências chuvosas é determinante para o entendimento das situações de instabilidade dos muros de pedra em seco.

### 3. CONCLUSÕES

Quanto maior for a intensidade e a quantidade de precipitação do episódio, maior é a intensidade do escoamento. Apesar das formações superficiais possuírem uma boa capacidade de infiltração e circulação da água no seu interior, os terraços agrícolas desenvolvem sempre escoamento superficial, mesmo em episódios de precipitação de fraca intensidade. Esta situação explica-se pelo facto das formações superficiais registarem uma elevada percentagem de humidade, durante períodos secos prolongados (aproximadamente 15 dias).

Nos granitos, quanto maiores forem as precipitações acumuladas antes do episódio de precipitação, maior será a resposta do escoamento superficial ao nível da bacia hidrográfica, devido à interacção de vários processos hidrológicos em simultâneo (escoamento superficial, infiltração, fluxo interno lento, fluxo interno saturado, fluxo translativo). As boas condições de infiltração e de circulação da água no solo aumentam a pressão sobre o fluxo interno nas áreas a montante de rupturas de declive, determinando o afluxo da água à superfície (fluxo interno translativo). Este afluxo de "águas velhas" à superfície é observável nas parcelas de monitorização próximas da base da vertente.

Isto significa que as áreas localizadas a meia vertente são áreas com maiores condições de instabilidade pelas seguintes razões: são locais onde se processa uma parte significativa da infiltração e circulação da água no solo, onde há um aumento da espessura do manto de alteração e frequentemente coincidem com áreas de maior declive nas vertentes.

Desta forma, justifica-se por que motivo grande parte dos fluxos de detritos em áreas graníticas se localizam a meia vertente. É aí que se registam os efeitos da saturação rápida ou de obstrução da drenagem interna dos materiais.

Estes processos referidos têm implicações ao nível da estabilidade de vertentes e devem ter-se em atenção situações de obstruções da drenagem interna dos materiais (caixas de falha argilizadas, filões, muros e canalizações deficientes, caminhos que desviam a drenagem e terraços construídos), porque possuem condições para concentrar a drenagem e aumentar a pressão interna dos materiais.

Os granitos com espessos mantos de alteração possuem melhores condições para o desenvolvimento de movimentos de vertente profundos (movimentos complexos e deslizamentos) ou, ainda fluxos de detritos em situações de retenção de drenagem. Isto é particularmente verdadeiro nas áreas de convergência de drenagem a meia, onde há mais infiltração e maior pressão exercida pela água no solo.

A análise de forma integrada das sequências chuvosas e dos processos hidrológicos que se desenvolvem em mantos de alteração dão indicações importantes quanto aos limiares de estabilidade das vertentes organizadas em terraços agrícolas.

### BIBLIOGRAFIA

- Allison, Robert J. (1991) – Slopes and slopes processes. *Progress in Physical Geography*, vol. 15, nº4: 423-437.
- Bateira, C. & Soares, L. (1997) – Movimentos em massa no Norte de Portugal: factores da sua ocorrência. *Territorium*, 4: 63-77.

- Bateira, C.; Seixas, A.; Pereira, S. (2004) – Notícias de catástrofes do Douro: uma leitura geográfica na dinâmica do meio físico. *Douro, Estudos e Documentos*, nº.17, *Actas do 2.º Encontro Internacional da História da Vinha e do Vinho no Vale do Douro*, vol. 1, GEHVID, Porto.
- Bateira, C. (Coord.) (2006) – *Recuperação de Paisagens de Terraços e Prevenção de Riscos Naturais no Vale do Douro*, Projecto TERRISC, Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto.
- Beven, K. & Binley, A. (1991) – The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *In* Beven & Moore (Eds.) – *Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, Chichester, John Wiley and Sons, p. 227-246.
- Ceballos, A.; Schnabel, S.; Cerdà i Bolines, A. (1996) – El efecto de la escala sobre los procesos de escorrentía superficial. *Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe, 4 Reunión Nacional de Geomorfología*, Coruña, nº.21: 91-102.
- Folk, R. L. (1954) – The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62 (4): 344-359.
- Malet, J. P.; van Asch, T.; van Beek, R.; Maquaire, O. (2005) – Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 71-85.
- Martz, L. W. (1992) – The variation of soil erodibility with slope position in a cultivated Canadian prairie landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, Chichester, Wiley, 17 (6): 543-556.
- Mendonço, E. M. & Tucci, C. E. M. (1997a) – Escalas Hidrológicas I. Conceitos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, ABRH, 2 (1): 59-122.
- Mendonço, E. M. & Tucci, C. E. M. (1997b) – Escalas Hidrológicas II. Diversidade de Processos na Bacia Vertente. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, ABRH, 2 (1): 59-122.
- Mendonço, E. M. & Tucci, C. E. M. (1997c) – Escalas Hidrológicas III. Hipótese integradora de processos na bacia-vertente. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, ABRH, 2 (1): 59-122.
- Mitchel, C. (1991) – *Terrain Evaluation*. Longman Scientific & Technical, New York.
- Park, S. J.; McSweeney, K.; Lowery, B. (2001) – Identification of the spatial distribution of soils using a process-based terrain characterization. *Geoderma*, 103: 209-272.
- Park, S. J. & van de Giesen, N. (2004) – Soil landscape delineation to define spatial sampling domains for hillslope hydrology. *Journal of Hydrology*, 295: 28-46.
- Pereira, S.; Bateira, C.; Hermenegildo, C.; Seixas, A. (in press) – Análise comparativa do escoamento em terraços de áreas granitoides e metassedimentares. *Jornadas sobre Terraços e Prevenção de Riscos Naturais*, Parque de Tecnologias Ambientais de Maiorca, Palma de Maiorca, 14-16 de Setembro de 2006.
- van Asch, T.; Buma, J.; van Beek, L. P. H. (1999) – A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30: 25-32.



# Condicionantes geomorfológicas de erosão hídrica na bacia da Ribeira Seca (Santiago, Cabo Verde).

*Geomorphological factors of hidric erosion in the Ribeira Seca basin (Santiago, Cape Verde).*

F. L. Costa<sup>1</sup>, M. Carmo Nunes<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Dep. Ciências Naturais, Cartografia, Instituto de Investigação Científica Tropical (IICT), flcosta1955@gmail.com, mcarmonunes@mail.telepac.pt.

**Resumo:** Na Ilha de Santiago, em Cabo Verde, os processos de erosão hídrica são os mais activos, e afectam áreas extensas sendo os responsáveis pelos riscos naturais mais graves, devido, fundamentalmente, às condições de erosividade das precipitações e de erodibilidade das vertentes. As suas principais condicionantes geomorfológicas são os declives e a grande variabilidade do perfil e do traçado das vertentes, a que se associa a erodibilidade das diferentes unidades litológicas ou dos materiais de cobertura. O objectivo deste trabalho é obter um mapa de susceptibilidade geomorfológica para a bacia da Ribeira Seca (Cabo Verde) com base no modelo digital do terreno (MDT) e no mapa geológico. Foi desenvolvido um modelo em Sistema de Informação Geográfica (SIG) e obtidos os mapas de declive, do perfil e do traçado das vertentes recorrendo a um classificador *fuzzy*. Do cruzamento destes mapas foi possível criar um mapa de susceptibilidade geomorfológica classificado em três classes de susceptibilidade.

**Palavras-chave:** Processos de erosão hídrica, susceptibilidade geomorfológica, formas de relevo, SIG, Cabo Verde.

**Abstract:** The hidric erosion processes are considered the most widespread and active in Santiago Island, Cape Verde. They are responsible by the main natural hazard, due to great erosivity of rainstorms episodes and to the slope erodibility conditions. The main geomorphological factors of hidric erosion hazards are the slopes steepness and the great variability of the profile and tangential curvatures combined with the erodibility of the lithological units or the soil cover formations. The goal of this study is to produce a geomorphologic susceptibility map for Ribeira Seca basin based on topography (Digital Elevation Model – DEM) and in the geological map. A basic model was produced in a Geographical Information System (GIS) from were obtained the slope, the profile and tangential maps based on *fuzzy* classification. The geomorphologic susceptibility map was produced from overlaying slope, profile, tangential and geologic maps. This map was reclassified in three classes of susceptibility (low, intermediate, and high).

**Keywords:** Hidric erosion processes, geomorphologic susceptibility, landforms, SIG, Cape Verde.

## 1. INTRODUÇÃO

A bacia da Ribeira Seca é a mais extensa de Santiago e desenvolve-se na sua vertente oriental e mais húmida, entre o Maciço do Pico da Antónia, o mais elevado da ilha (1 350 m), e a costa leste, na região de Pedra Badejo (Fig. 1). Trata-se de uma das bacias mais importantes dos pontos de vista económico e social, pelo seu carácter eminentemente agrícola, onde se observam contrastes espaciais nas condições geomorfológicas, litológicas, hidrográficas, climáticas e da cobertura vegetal. Integra-se em três das unidades geomorfológicas da ilha de Santiago (Costa, 2002). O Maciço do Pico da Antónia, a oeste, onde se centram as cabeceiras, desenvolve-se em assentadas alternadas de mantos lávicos e piroclásticos de basalto. Tem altitudes superiores a 400 m, interflúvios alongados e muito inclinados, vertentes com perfil e traçado rectilíneos predominantes e com declives frequentemente superiores a 35 %.

A unidade de relevo dos Cutelos, do interior centro e sudeste, talha conglomerados e brechas sedimentares, com elementos de natureza basáltica, com graus de coerência e compacidade variados e com tendência para a arenização superficial. Caracteriza-se por ter altitudes de 200 a 400 m, topos convexos, alongados, estreitos e inclinados e vertentes de perfil e de traçado rectilíneos, com declives frequentemente acima dos 20 %.

As Achadas do sector nordeste, abaixo dos 200 m de altitude, correspondem a planaltos sub-estruturais, com topos limitados por cornijas de basalto e vertentes regularizadas por cascalheiras, com declives que suavizam para a base, perfis rectilíneo-côncavos e traçados rectilíneos predominantes.

A grande diversidade das formas de relevo, os declives acentuados das vertentes e a instabilidade acentuada do solo, pelo seu remeximento antrópico para fins agrícolas, permitem uma dinâmica das vertentes muito activa, acentuada pelas condições de clima semi-árido.

Os tipos de processos erosivos predominantes em cada unidade de relevo dependem das suas condições de erodibilidade, profundamente relacionadas com a morfologia e a litologia (Costa, 1996 e 2002).

Os processos erosivos resultantes da acção da gravidade, típicos da longa estação seca, afectam sectores bem definidos pelas condições lito-estruturais locais das rochas do substracto. Neles se incluem os desabamentos que afectam essencialmente vertentes talhadas em basaltos fragmentados e/ou com rebordos rochosos, casos das Achadas orientais ou do Maciço do Pico da Antónia (Costa, 2006). Neles se integram também as escoadas que ocorrem a seco, mais frequentemente na unidade de Cutelos.

Os processos erosivos sob a acção do escoamento ocorrem no período húmido, quando a intensa actividade agrícola torna o solo mais vulnerável (Costa & Raposo, 2005). Afectam de forma generalizada todas as unidades de relevo, embora se acentuem nos Cutelos, onde se formam os sulcos e as ravinas mais extensos, largos e profundos e com uma maior densidade. Nesta mesma unidade existem os testemunhos mais marcados do escoamento elementar em toalha, como a lavagem superficial de elementos finos, evidenciado pelo rebaixamento topográfico, bem como do escoamento organizado, com o entalhe particularmente activo de valeiros (Costa, 2004). Nas Achadas são comuns os ravinamentos, sendo pouco marcados os processos de sulcagem e lavagem de elementos finos, devido à frequente cobertura por cascalheiras (Costa, 2002).

## **2. FORMAS DE RELEVO E PROCESSOS DE EROSÃO HÍDRICA**

Os processos relacionados com a acção da escorrência em vertentes na bacia da Ribeira Seca são os mais activos e afectam áreas extensas, apesar dos episódios chuvosos só ocorrerem em 10 % dos dias dos três meses da estação húmida. A erosão hídrica é, assim, responsável pelos riscos naturais mais gravosos, em grande medida, condicionada pelo carácter concentrado e intenso das precipitações e pelas condições geomorfológicas contrastadas.

Na realidade admite-se que, em face dos declives acentuados, a acção do escoamento desempenha o papel mais importante no balanço final da erosão (Haagsma, 1990). A perda de solo pode ser constatada pelo elevado caudal sólido que as linhas de água transportam na sequência de chuvadas. Estas observações estiveram na base das avaliações empíricas de perda de solos efectuadas em bacias hidrográficas, dos registos de caudal sólido e das medições em parcelas experimentais, a maioria das quais na bacia e sub-bacias da Ribeira Seca.

Os valores de perda de solo obtidos por avaliações empíricas (Faurès & Morais 1988; Marques, 1984) para bacias afluentes da Ribeira Seca foram muito superiores aos registos de carga sólida efectuados nos seus próprios colectores (Faurès & Morais 1988). As taxas de sedimentação em diques transversais (Sabino, 1992) ou o total de detritos erodidos em bacias experimentais foram muito inferiores aos das medições locais de cargas sólidas médias transportadas pelos cursos de água (Faurès & Morais 1988).

As medições em parcelas experimentais revelaram uma grande variação em função dos anos e dos tipos de ocupação do solo. Os máximos nelas registados foram, no geral, superiores aos das cargas sólidas observadas em cursos de água e, em média, um pouco superiores aos observados em diques nos fundos de vale. Na realidade estas parcelas foram implantadas próximo do topo pelo que os resultados obtidos não permitiram avaliar as condições de sedimentação/erosão nos vários sectores da vertente, nomeadamente a acumulação testemunhada pela concavidade basal dos seus perfis.

As avaliações de perda de solo foram pensadas para estudar a variabilidade temporal e a erosão em função de alguns tipos ocupação do solo, ou apenas para ter uma aproximação empírica aos totais de erosão em causa, não avançaram muito quanto aos processos responsáveis pela erosão, nem avaliaram a sua extensão, intensidade e densidade. Pouco adiantaram sobre a quantificação da erosividade da precipitação ou no escoamento superficial que permitem o desencadeamento e desenvolvimento daqueles processos. Não estabeleceram a ponderação relativa aos factores de erodibilidade na perda de solo, como sejam as condicionantes geomorfológicas, a posição na vertente, a morfologia, a morfometria ou a litologia.

Os estudos de geomorfologia realizados na bacia da Ribeira Seca, baseados em levantamentos detalhados de campo, tentaram colmatar algumas destas lacunas. Visaram avaliar as condicionantes geomorfológicas responsáveis pelo desencadeamento de processos de erosão hídrica, como a variabilidade das formas de relevo, os declives, o perfil e o traçado das vertentes e a diferente erodibilidade das unidades litológicas ou dos materiais de cobertura.

O declive foi considerado, pela maioria dos autores que estudaram a bacia da Ribeira Seca, como um dos factores de erosão hídrica mais relevantes. Verificou-se que nos sectores das vertentes com declive muito acentuado não se encontravam vestígios de erosão hídrica, contrariamente aos que se observava em troços mais suaves, a meia vertente ou mais próximos dos fundos de vale. Nos topos das vertentes mais desnudados ocorria alguma erosão hídrica, que se acentua imediatamente abaixo sob a acção do escoamento superficial em toalha e linear (Roose, 1994; Barry *et al*, 1995). Na realidade, em declives superiores a 70 % não se verificaram sinais de erosão hídrica, no entanto, em condições de declives mais suaves, os sulcos surgiam em grande número e com maior extensão nos sectores de declive entre 25 e 70 %. As ravinas foram observadas em sectores com declives de 10 a 30 %, ou simplesmente por coalescência de sulcos, para a base das vertentes (Roose, 1994; Barry *et al*, 1995). Na bacia da Ribeira Seca o rebaixamento topográfico foi registado, sobretudo, em sectores próximos dos topos das vertentes e a sulcagem a meia vertente, (Costa, 2002 e 2004), ambos em condições de declive superiores a 20 %, e as ravinas para a base das vertentes, por acumulação e aumento do escoamento, e em troços com declives mais suaves.

O perfil das vertentes foi igualmente considerado como uma das condicionantes de erosão hídrica mais relevantes na bacia da Ribeira Seca. Nas vertentes de perfil rectilíneo, com maior representação na área,

verificou-se uma intensa erosão hídrica, induzida pelo remeximento agrícola (Barry *et al*, 1995). Nestes sectores das vertentes de perfil rectilíneo, os sulcos são a forma de erosão que atinge uma maior densidade, extensão, largura e profundidade em áreas de declives regulares, nas cabeceiras dos valeiros (Costa, 2004). Nestas condições de perfil e com material friável de cobertura, a acção do escoamento originou as maiores perdas de solo (Bertrand, 1994). A formação dos sulcos verificou-se, normalmente, a meia vertente e próximo dos topos convexos. Nos sectores de perfil côncavo com mais de 50 m, registou-se uma concentração da drenagem tal que os sulcos evoluíam rapidamente em ravinas (Bertrand, 1994). Nestas áreas que se encontram sobretudo a meia vertente e para a base, em declives mais suaves, desenvolvem-se com maior frequência ravinas (Costa, 2004).

O traçado das vertentes foi considerado, como uma das condicionantes de erosão hídrica, apenas por um autor (Costa, 2002 e 2004), em resultado de observações detalhadas de campo. Os sulcos são a forma de erosão que atinge uma maior densidade, extensão, largura e profundidade em sectores das vertentes de traçado côncavo. As ravinas têm maior densidade em sectores de traçado rectilíneo e atingem maior dimensão em áreas de traçado côncavo.

No conjunto da bacia as vertentes complexas são mais sujeitas à erosão hídrica, conforme se tinha constatado no sector meridional de Santiago (Wit, 1986), sendo os sectores das vertentes mais afectados, os de perfil rectilíneo e traçado côncavo, onde predominam o rebaixamento topográfico e a sulcagem, logo seguidos dos de perfil e traçado convexo e por fim os de perfil côncavo e traçado rectilíneo, onde é mais frequente o ravinamento.

Os aspectos litológicos foram referidos pelos autores que estudaram a região como um dos factores igualmente marcantes de erodibilidade das vertentes. O rebaixamento topográfico, resultante do escoamento elementar em toalha ou laminar difuso foi observado em vertentes com declive superior a 30 % e com um elevado teor de material granular de cobertura, e é pouco visível nas áreas cobertas por cascalheiras de vertentes (Costa, 2002). Os sulcos eram mais comuns em vertentes talhadas em materiais friáveis, com texturas granulares a finas, como os conglomerados e brechas da unidade geomorfológica dos Cutelos, alguns piroclastos e depósitos fluviais. As ravinas eram mais frequentes no contexto das mesmas unidades geológicas e de relevo dos sulcos e também em vertentes onde afloram lavas em almofada e em sectores cobertos por cascalheiras de vertente na unidade de Achadas (Costa, 2002).

Os critérios estabelecidos por estes autores, serviram de base para a criação do modelo de erodibilidade, para a bacia da Ribeira Seca, desenvolvido no presente estudo, recorrendo aos mapas das formas de vertente (perfil e traçado), que foram obtidos automaticamente, e aos mapas de declives e geológico.

### **3. METODOLOGIA E RESULTADOS**

Diferentes abordagens para gerar as formas do relevo a partir de modelos digitais do terreno (MDT), têm vindo a ser desenvolvidas desde os anos 90, recorrendo simplesmente à informação tri-dimensional, a mapas de declives, à análise do perfil das vertentes ou ainda a combinações do declive com a exposição e a altitude (Dymond & Harmsworth, 1994; Dymond *et al*, 1995). Estes algoritmos baseiam-se numa classificação arbitrária, que depende da escala de trabalho, e que só tem em conta as características locais da superfície terrestre, e não do conceito de vizinhança, nem o contexto de paisagem, nem a

rugosidade da superfície. Mais recentemente, com base em modelos probabilísticos, têm vindo a ser desenvolvidos outros mais complexos, nomeadamente modelos *fuzzy* (Schmidt & Hewitt, 2003), em que cada pixel é classificado em função do grau de pertença a determinada classe, estando-lhe associado um valor de incerteza (*fuzziness*).

As formas do relevo, que influenciam o escoamento e consequentemente a erosão hídrica, que foram tidas em consideração neste estudo, são o declive, o perfil e o traçado das vertentes. O perfil (definido no plano da linha de maior declive) afecta a velocidade de escoamento influenciando consequentemente a intensidade da erosão. O traçado (no plano perpendicular à linha de maior declive) é responsável pela convergência ou divergência do escoamento (Moore *et al*, 1991).

Os mapas de perfil e de traçado das vertentes foram produzidos por algoritmos de classificação *fuzzy* aplicados às formas de relevo e desenvolvidos por Schmidt & Hewitt (Schmidt & Hewitt, 2003). Esta abordagem é baseada na geometria local da superfície terrestre, mas em que as formas do relevo são avaliadas no contexto da paisagem, ou seja entrando em linha de conta com o conceito de vizinhança.

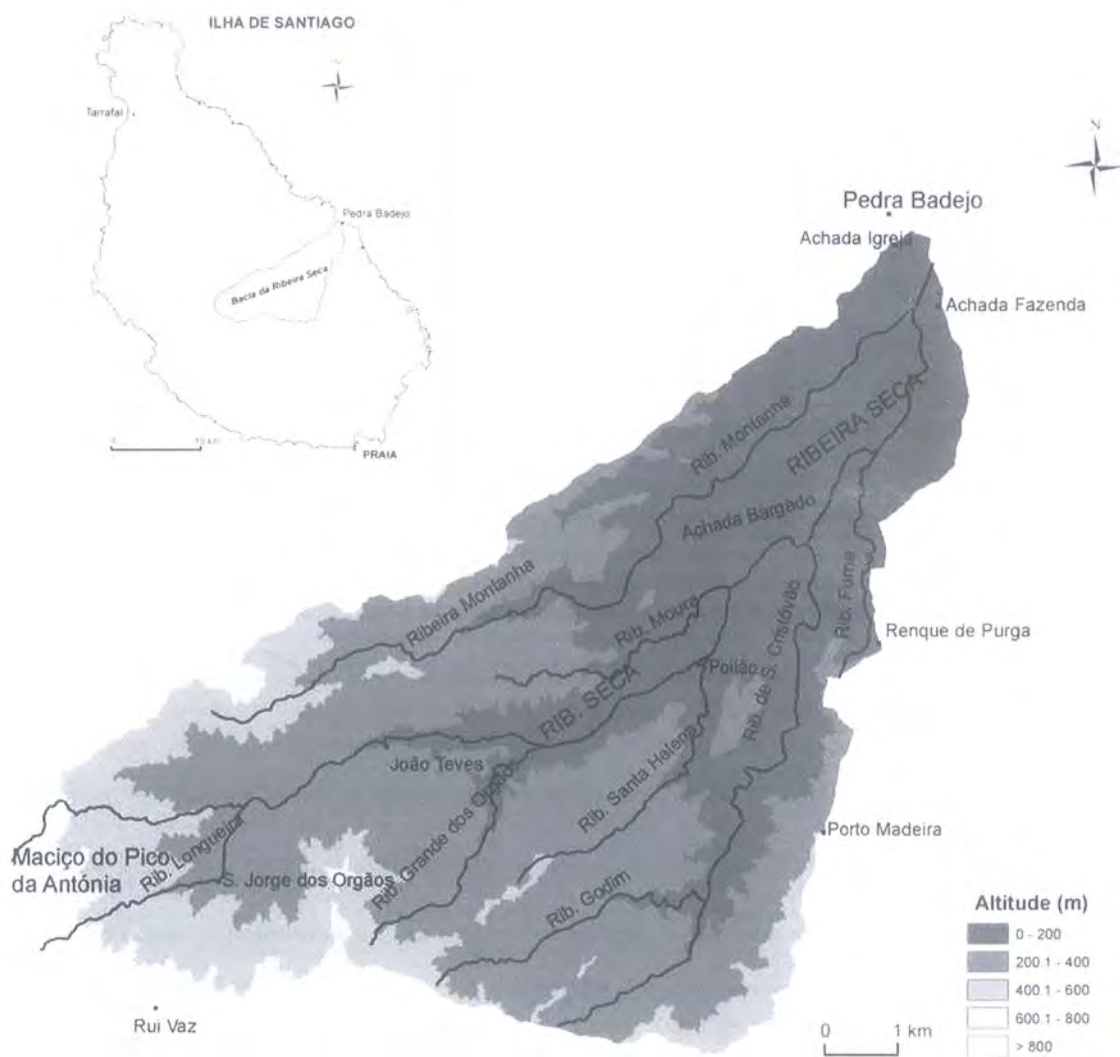


Figura 1 – Bacia da Ribeira Seca, Santiago.

Figure 1 – Ribeira Seca basin, Santiago.

A metodologia aplicada neste trabalho consistiu na criação de um modelo SIG, semi-empírico de avaliação qualitativa do grau de erodibilidade, à escala local. Este modelo é baseado no cruzamento dos mapas de declives, de perfil e do traçado das vertentes e do mapa geológico, tendo em conta que são estas as principais condicionantes de erosão hídrica, referidas pelos autores que estudaram esta região (Roose, 1994; Barry *et al*, 1995; Costa 2002). Cada um destes mapas foi reclassificado com base numa análise qualitativa, sendo atribuído um número de ordem a cada classe, em função da sua susceptibilidade à erosão hídrica, cujo valor mais baixo (1) foi dado à classe de menor susceptibilidade e o mais elevado (3) à mais susceptível, conforme foi localmente reconhecido, nomeadamente com base em informação de campo (Costa, 2002).

O modelo de erodibilidade foi desenvolvido tendo como dados de partida o MDT, que foi criado a partir da altimetria do mapa topográfico à escala 1:25 000 (SCE, 1972), com curvas de nível com uma equidistância natural de 10 metros. Foi criado o modelo de rede de triângulos (TIN), do qual se obteve o modelo em grelha (MDT), com uma resolução espacial de 15 metros.

Foi delimitada a bacia hidrográfica com base no MDT, recorrendo ao *software* ARC/INFO e utilizando as funções de direcção de escoamento e de fluxo de drenagem acumulado (Jenson & Domingue, 1988).

O gradiente, a partir do qual se obtém o mapa de declives e a curvatura (perfil e traçado) das vertentes, são os principais derivados do relevo, que descrevem, localmente, a forma geométrica da superfície terrestre. Estes derivados são muito dependentes da escala de análise, pelo que foram efectuados alguns testes para averiguar qual a melhor escala para produzir um modelo mais conveniente para a bacia da Ribeira Seca. Verificou-se ser mais adequado trabalhar com uma janela de 3x3 pixels, tendo o pixel tem uma resolução espacial de 15 metros.

Os mapas de declives e das curvaturas (perfil e traçado) foram obtidos também a partir do MDT, pelo método de interpolação de Evans (Evans, 1980), baseado em funções polinomiais quadráticas e num ajustamento por mínimos quadrados, e recorrendo também a algoritmos de classificação *fuzzy* das formas do relevo (Schmidt & Hewitt, 2003; Schmidt *et al*, 2003).

Os limites das classes de declives foram estabelecidos tendo por base os limiares que marcam as condições de escoamento/retenção de águas superficiais e de desencadeamento de processos de erosão hídrica (Fig. 2; Quadro 1).

As condições de escoamento e, conseqüentemente, de erosão hídrica variam em função do declive, pelo que a cada classe de declive foi atribuído um número de ordem, tanto mais elevado quanto maiores são as suas condições de susceptibilidade à erosão.

Desta forma sob declives entre 20 % e 35 %, as condições de escoamento muito fácil e concentrado permitem a formação de sulcos e ravinas, e verifica-se uma perda de solo considerada muito acentuada, pelo que lhe foi atribuído o número de ordem mais elevado (3). Em declives entre 10 % a 20 % o escoamento é fácil com a formação de ravinas e raros sulcos, e entre 35 a 70 % desenvolvem-se sulcos frequentes, pelo que foi dado a ambas as classes o número de ordem médio (2). Sob declives de 2 % a 10 % e superiores a 70 % existem condições que levam a uma erosão pouco intensa, no primeiro caso, por o escoamento ser lento e, no segundo, muito rápido, pelo que lhes foi atribuído o número de ordem mais baixo (1).

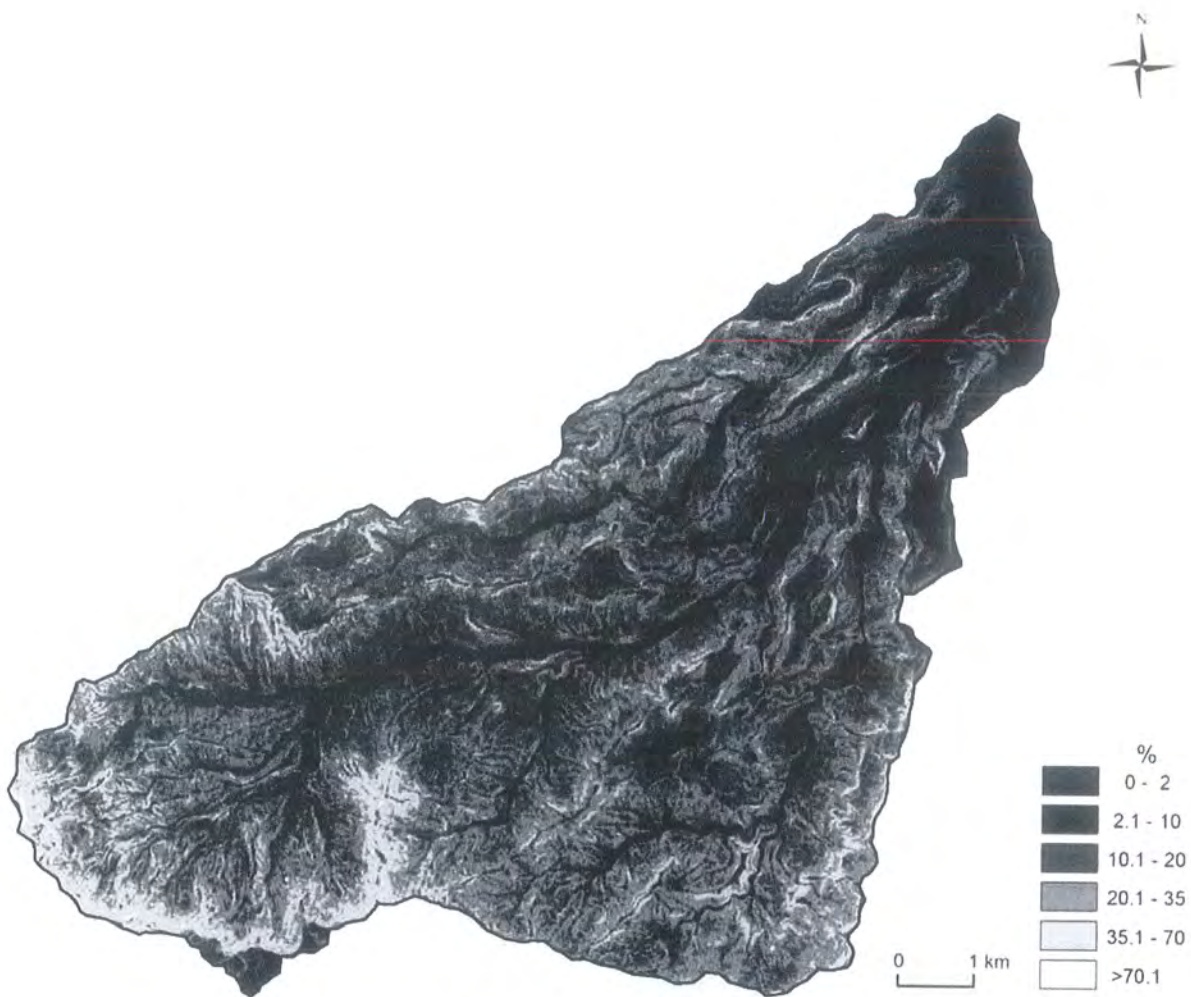


Figura 2 – Declives da bacia da Ribeira Seca.

Figure 2 – Slopes of Ribeira Seca basin.

Quadro 1

Classes de declives, área da bacia ocupada, número de ordem, escoamento superficial e processos de erosão hídrica.

Table 1  
Slope classes, corresponding basin areas, rank order, surface water flow, hidric erosion processes.

Declives (%)	% Área da bacia	Número de ordem	Escoamento superficial	Processos de erosão hídrica
≤ 2	6,8	0	Vestígios de escoamento	-
]2 - 10]	13,2	1	Escoamento lento/escorrência difusa elementar	Erosão em toalha
]10 - 20]	32,1	2	Escoamento fácil/escoamento concentrado	Ravinamento
]20 - 35]	39,4	3	Escoamento muito fácil/escoamento concentrado	Sulcagem e ravinamento
]35 - 70]	8,4	2	Escoamento rápido/escoamento concentrado	Sulcagem intensa
> 70	0,001	1	Escoamento muito rápido	Ausência de erosão hídrica

Mais de 70 % da superfície da bacia tem declives entre os 10 % e 35 % (Quadro 1), ou seja tem escoamento fácil e com tendência a ser concentrado, nomeadamente acima dos 20 %, e as condições de drenagem são particularmente boas. Correspondem, assim a áreas com erosão hídrica mais intensa, em que predominam os processos de ravinamento abaixo dos 20 % de declive e de sulcagem, acima daquele valor.

As atribuições de perfil ou de traçado rectilíneo, côncavo e convexo foram definidas com base nos quantis, em três classes de igual frequência de distribuição, que presidiram à elaboração dos respectivos mapas (Fig. 3 e 4).

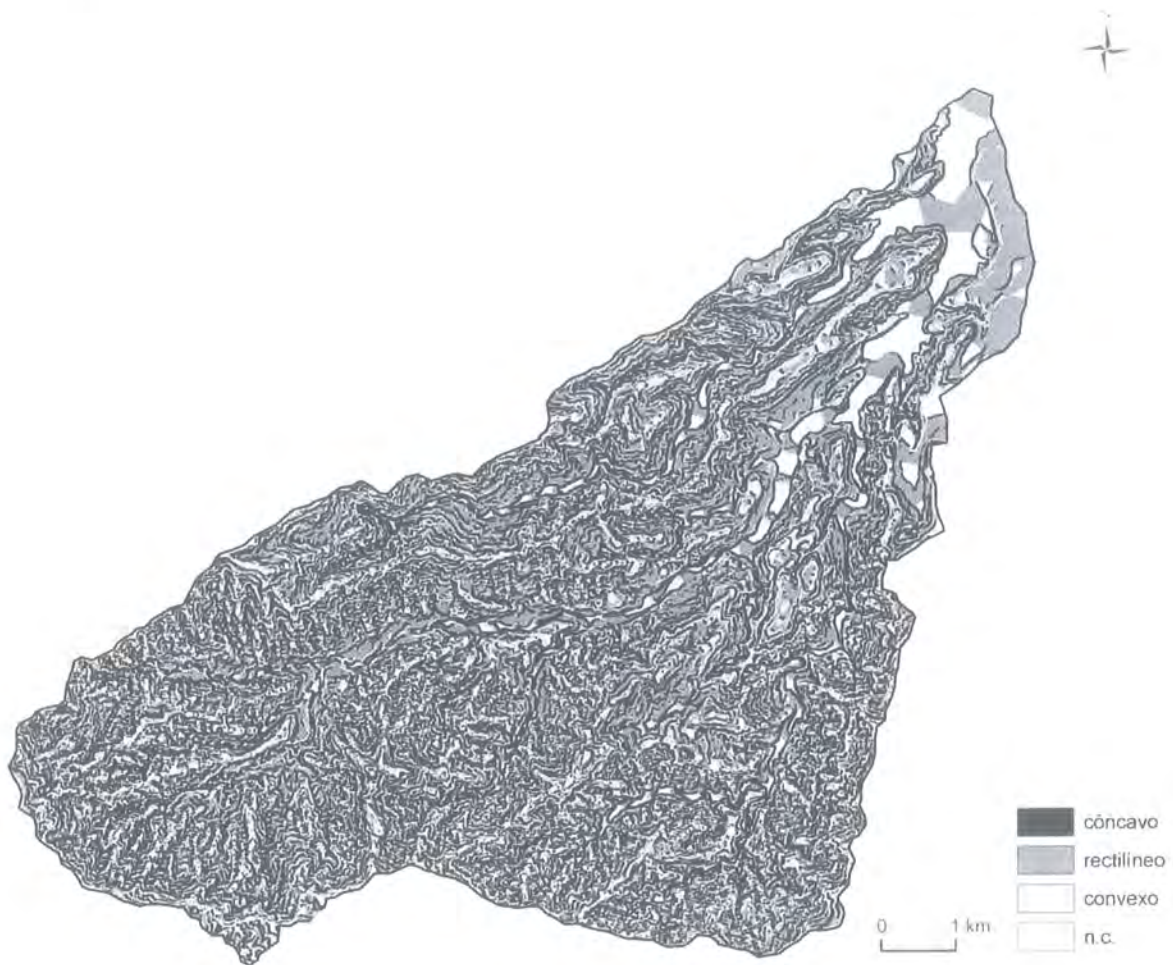


Figura 3 – Perfil das vertentes na bacia da Ribeira Seca.

Figure 3 – Profile curvature in Ribeira Seca basin.

A cada classe de perfil e traçado foi atribuída um número de ordem tanto mais elevado quanto maior a susceptibilidade à erosão hídrica definida para a região (Roose, 1994; Barry *et al*, 1995; Costa 2002). Os sectores das vertentes de perfil rectilíneo bem como os de traçado côncavo são os que apresentam maior susceptibilidade, pelo que lhes foi atribuído o número de ordem 3 (Quadro 2). Os de perfil côncavo e traçado rectilíneo são os de menor susceptibilidade, a que foi dado o número ordem 1, e os de perfil e traçado convexos têm uma susceptibilidade intermédia e foi-lhes atribuído o número de ordem 2 (Quadro 2).



Figura 4 – Traçado das vertentes na bacia da Ribeira Seca.

Figure 4 – Tangential curvature in Ribeira Seca basin.

Quadro 2

Valores atribuidos ao perfil e ao traçado por tipos de vertente.

Table 2

Values allocated to profile and tangential curvatures by hillslope type.

Tipo de vertente	Número de ordem	
	Perfil	Traçado
Côncava	1	3
Rectilínea	3	1
Convexa	2	2

No conjunto da bacia regista-se uma grande variabilidade espacial do perfil e do traçado (Fig. 3 e 4), sendo predominantes as vertentes de perfil rectilíneo, respectivamente de 40 % e 38 % e de traçado rectilíneo e convexo, de 46 % e 39 % (Fig. 5).

O mapa geológico foi obtido em estrutura vectorial com base na cartografia geológica da Ilha de Santiago, à escala 1:25 000 (JIU/IICT, 1975), tendo sido convertido para uma estrutura matricial. Este mapa foi reclassificado de forma a agregar classes com a mesma erodibilidade (Fig. 6), e atribuído um número de ordem de grau 1 (baixo) a 3 (elevado) (Quadro 3).

Quadro 3  
Formações geológicas, número de ordem e área da bacia correspondente.

Table 3  
*Geological formations, rank order values, and corresponding basin areas.*

Formações geológicas	Número de ordem	Área da bacia (%)
Formações sedimentares plio-quadernárias: areias, conglomerados, duna fóssil, aluviões, calcários fossilíferos. Mantos lávicos e assentadas de piroclastos (Complexo Eruptivo do Pico da Antónia).	1	50
Formações eruptivas: tufo-brecha, piroclastos, mantos submarinos. Cascalheiras, depósitos de vertente.	2	14
Depósitos conglomerático-brechóides (Formação dos Orgãos), calcarenitos fossilíferos, cones de piroclastos e escórias.	3	36

As formações consideradas de maior grau de erodibilidade (3) foram os depósitos conglomerático-brechóides de elementos de natureza basáltica, que sofrem uma frequente arenização superficial e que são afectados de uma forma muito generalizada por processos de erosão hídrica. Às assentadas lávicas submarinas, bem como aos depósitos de vertente foi atribuída uma erodibilidade média (2) e às restantes formações sedimentares plio-quadernárias e aos mantos lávicos de Complexo Eruptivo do Pico da Antónia uma erodibilidade baixa (1).

Como resultado do somatório em *rank* dos mapas reclassificados relativos aos declives, ao perfil, ao traçado e à geologia, foi obtido um mapa de susceptibilidade à erosão hídrica, em função da morfologia e da litologia, com valores de dois a doze, que posteriormente foi sujeito a uma reclassificação para três classes de susceptibilidade (baixa, média e elevada) (Fig. 7), definidas com base nos quantis, ou seja com igual frequência.

No conjunto apenas 19 % da área da bacia tem uma susceptibilidade à erosão hídrica elevada, 50 % média e 31 % baixa (Fig. 8).

#### 4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Numa bacia em que os declives predominantes se encontram acima de 10 % era previsível que a erodibilidade fosse elevada, no entanto, como as condicionantes traçado das vertentes e geologia atenuam esse factor, apenas 20 % da sua área pode ser considerada como tal. Na realidade, se se atendessem apenas aos valores dos declives cerca de 39 % da bacia teria uma erodibilidade elevada (entre 20 % a 35 % de declive) e 40 % média (Quadro 1).

As áreas de perfil rectilíneo, as de maior erodibilidade, correspondem a 40 % da bacia (Fig. 5). Os sectores da vertente com traçado côncavo, os de maior susceptibilidade à erosão hídrica representam apenas 15 % da bacia (Fig. 5).

As unidades geológicas de menos erodibilidade ocupam 50 % da bacia e as classificadas como médias representam 14 % (Quadro 3).

No conjunto a bacia apresenta grandes áreas de declives e de perfis de elevada erodibilidade potencial, cerca de 40 % em cada, o mesmo sucedendo com a litologia que representa 36 % da sua superfície. Pelo contrário, as áreas de maior erodibilidade, em função do traçado, correspondem a 15 % da área.

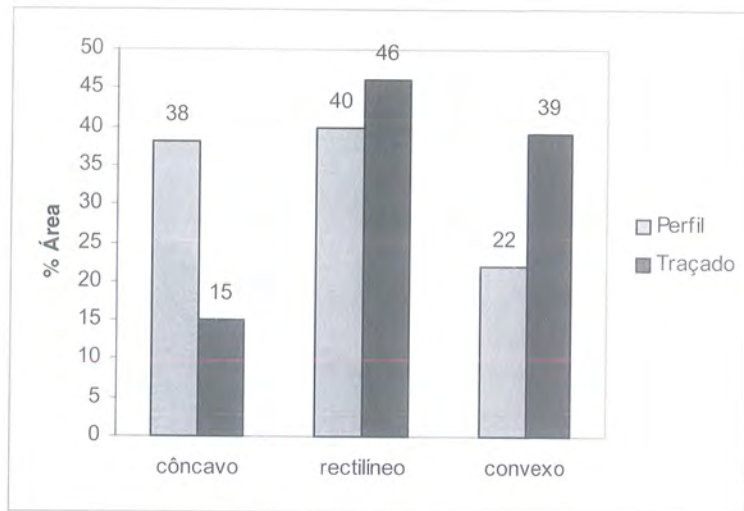


Figura 5 – Área da bacia ocupada por cada classe de perfil e de traçado.

*Figure 5 – Profile and tangential curvature areas.*

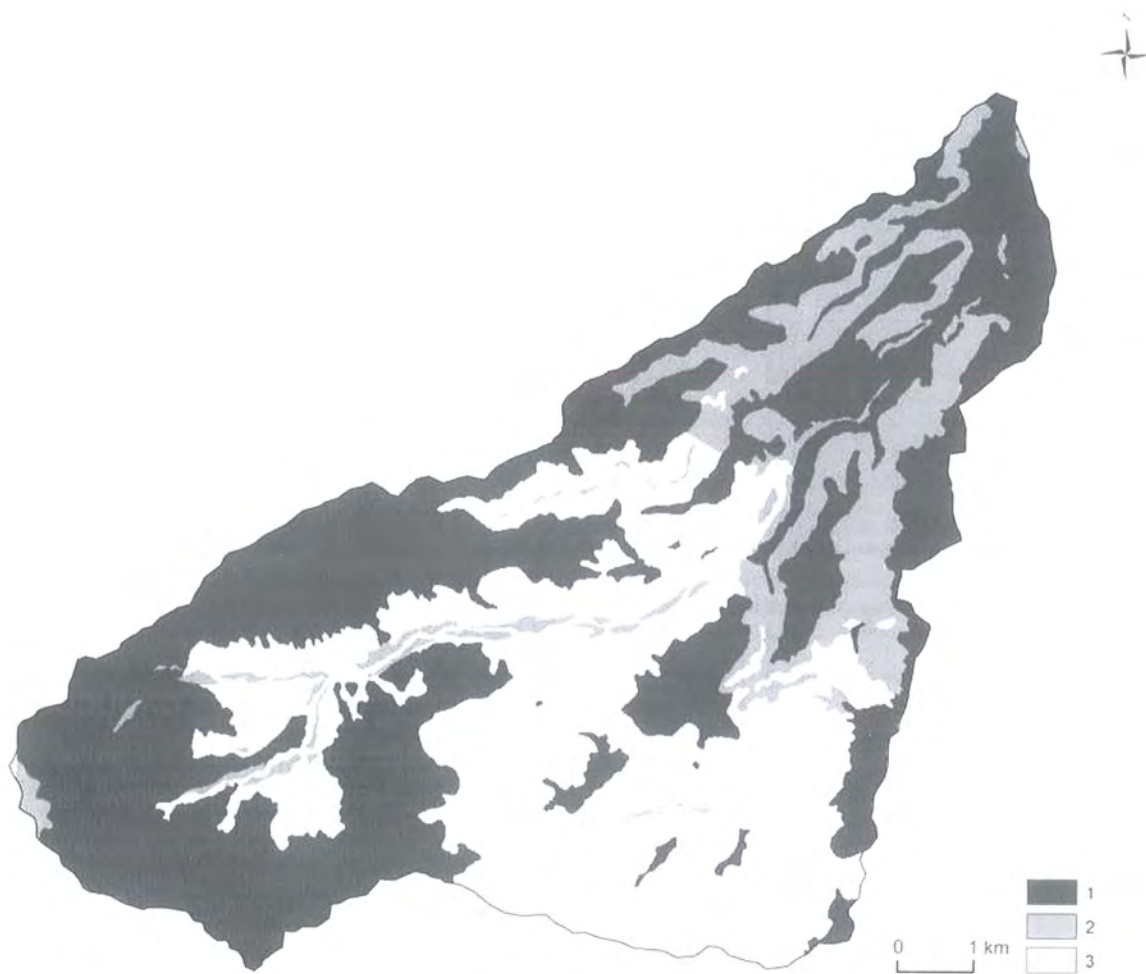


Figura 6 – Erodibilidade relativa das unidades geológicas: 1 – baixa; 2 – média; 3 – elevada.

*Figure 6 – Relative erodibility of geological units: 1 – low; 2 – intermediate; 3 – high.*

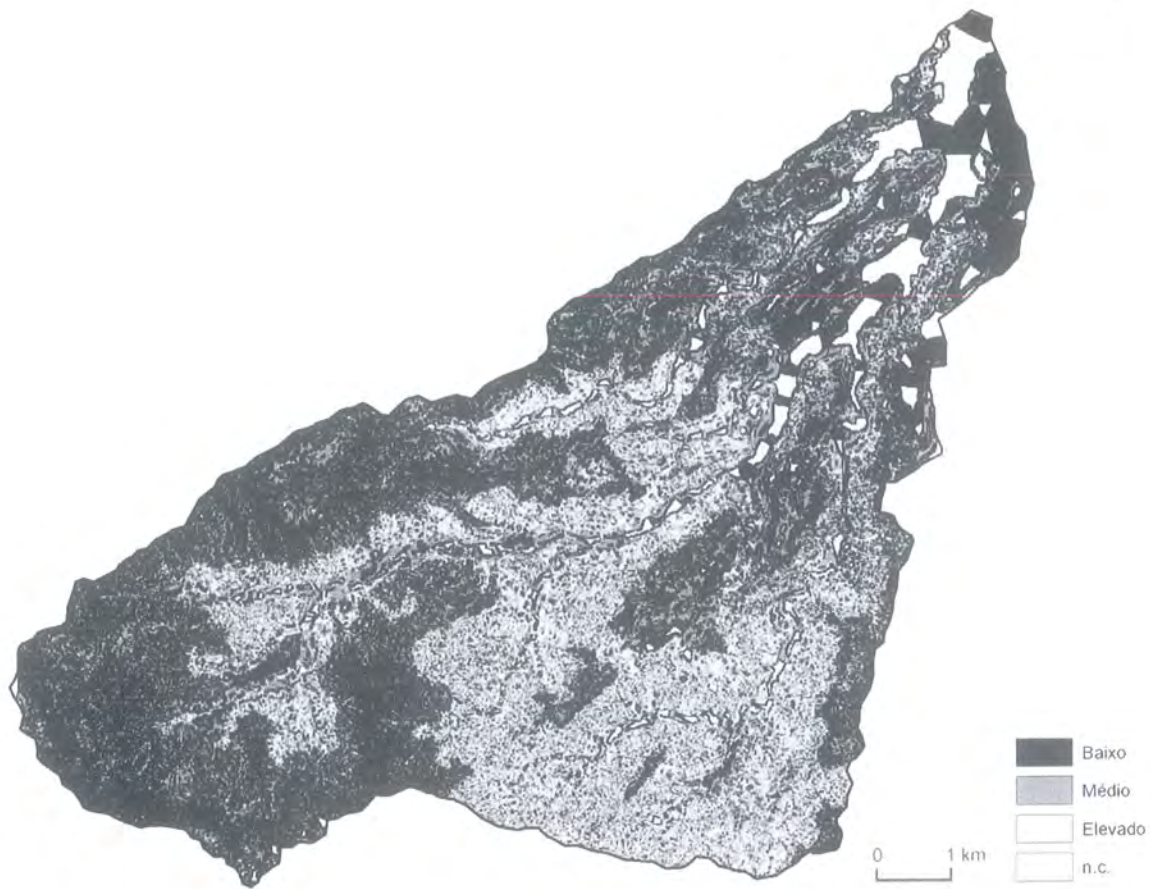


Figura 7 – Susceptibilidade à erosão hídrica na bacia da Ribeira Seca.

*Figure 7 – Hydric erosion susceptibility in Ribeira Seca basin.*

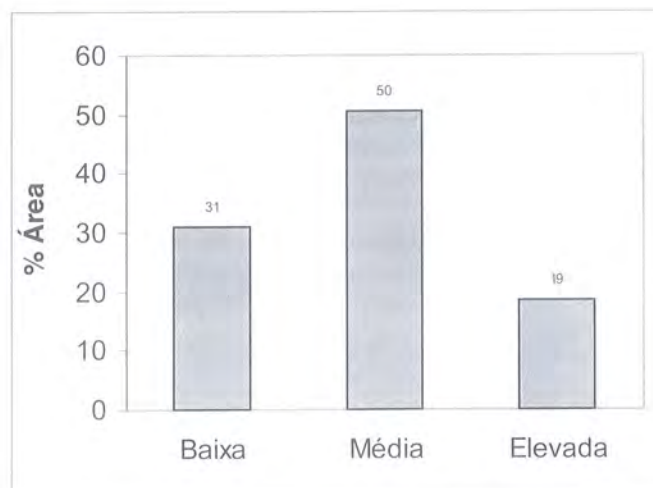


Figura 8 – Área ocupada por cada classe de susceptibilidade à erosão hídrica na bacia da Ribeira Seca.

*Figure 8 – Hydric erosion susceptibility area of each classe in Ribeira Seca basin.*

Como nem sempre as áreas de maior erodibilidade de todos os parâmetros são coincidentes para uma mesma área, cerca de metade da superfície da bacia tem susceptibilidade de erodibilidade média, 31 % baixa e apenas 19 % elevada.

Os resultados mostram que foi possível obter, através de um modelo simplificado, um mapa de susceptibilidade à erosão hídrica para a bacia da Ribeira Seca, tendo apenas por base a geometria da paisagem (declive, perfil e traçado das vertentes) e a geologia, factores fundamentais reconhecidos localmente como condicionantes geomorfológicas de erosão hídrica. Reconhece-se, no entanto, que outros factores adicionais poderiam vir a melhorar os resultados obtidos, nomeadamente o comprimento das vertentes ou o mapa de uso do solo.

O factor exposição, frequentemente utilizado em modelos de erosão, nunca foi considerado pelos vários autores que estudaram a erosão hídrica na bacia da Ribeira Seca. Na realidade, trata-se de uma região tropical, onde a incidência dos raios solares é praticamente vertical, não permitindo contrastes evidentes de exposição entre vertentes. No entanto a exposição aos fluxos pluviogénicos, em particular os de maior intensidade que se verificam na época das chuvas, associados a massas de ar do quadrante sudoeste instáveis e de nebulosidade elevada relacionados com uma posição da Convergência Inter-tropical (CIT) sobre o arquipélago, podem indiciar a necessidade de vir a pesquisar a relevância desse factor.

## BIBLIOGRAFIA

- Barry, O.; Smolikowski, B.; Roose, E. (1995) – Un projet de développement innovant au Cap Vert: le PRODAP. *Agriculture et Développement*, Montpellier, 5: 57-68.
- Bertrand, R. (1994) – *Étude des sols dans les paysages du haut bassin versant de Ribeira Seca*. CIRAD/PRODAP-FIDA/MA INIDA, Montpellier, 78p.
- Costa, F. L. (1996) – Processos erosivos actuais na bacia da Ribeira Seca (Santiago oriental – Cabo Verde). *Garcia de Orta. Série de Geografia*, Lisboa, 15 (1): 29-34.
- Costa, F. L. (2002) – *Evolução geomorfológica quaternária e dinâmica actual na bacia da Ribeira Seca (Santiago oriental - Cabo Verde)*. Lisboa, Provas para Investigador Auxiliar, 270p.
- Costa, F. L. (2004) – Contribuições para o conhecimento dos processos erosivos em Cabo Verde. *Geolnova. Revista do Departamento de Geografia e Planeamento Regional*, 15: 215-244.
- Costa, F. L. (2006) – Impactes do uso do solo nos processos erosivos e nas formas das vertentes em Cabo Verde. *Actas da 1ª Conferência Lusófona sobre o Sistema Terra (Cluster)*, Lisboa, IGBP, 4p.
- Costa, F. L. & Raposo, J. (2005) – Alterações geomorfológicas em vertentes com medidas de conservação do solo na bacia da Ribeira Seca (Santiago – Cabo Verde). *Revista de Ciências Agrárias*, 28 (1): 99-108.
- Dymond, J. R. & Harmsworth, G. R. (1994) – Towards automated land resource mapping using digital terrain models. *ITC Journal*, 2: 129-138.
- Dymond, J. R.; DeRose, R. C.; Harmsworth, G. R. (1995) – Automated mapping of land components from digital elevation data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20 (2): 131-137.
- Evans, I. S. (1980) – An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl. 36: 274-295.
- Faurès, J. & Morais, J. (1988) – Aplicação da Equação Universal da Perda de Solo de Wischmeier (USLE) à bacia hidrográfica de S. Jorge. *Actas do 1º Seminário Nacional de Conservação de Solos e Água*, Vila da Ribeira Grande, p. 103-114.
- Haagsma, B. (1990) – *Erosion and conservation on Santo Antão. No shortcuts to simple answers*. Ministério do Desenvolvimento Rural, Working Document of Santo Antão Rural Development Project, Ribeira Grande, nº2, 54p.

- Jenson, S. K. & Domingue, J. O. (1988) – Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54 (11): 1593-1600.
- JIU/IICT (1975) – *Carta Geológica de Cabo Verde. Ilha de Santiago. Na escala de 1:25 000*. Junta de Investigações do Ultramar, (lev. A. Serralheiro, 1970) (folhas 52, 54 e 55), Lisboa.
- JIU/IICT (1977) – *Carta Geológica de Cabo Verde. Ilha de Santiago. Na escala de 1:100 000*. Junta de Investigações Científicas do Ultramar, Lisboa.
- Marques, M. (1984) – *Relatório técnico da missão de cooperação (5ª fase) realizada na República de Cabo Verde em Jun/Jul 1983. 1 - Ensaio de compartimentação da paisagem na bacia hidrográfica da Ribeira Seca (ilha de Santiago)*. Centro de Estudos de Pedologia, Lisboa, 50p.
- Moore, I. D.; Grayson R. B.; Landson A. R., (1991) – Digital Terrain Modelling: A review of Hydrological, Geomorphological and Biological Applications. *Hydrological Processes*, 5: 3-30.
- Roose, E. (1994) – *La gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES) une nouvelle méthode de lutte antiérosive testée par le projet PRODAP dans une zone semi aride montagneuse au Cap Vert (Godim, Ribeira Seca, île de Santiago)*. *Compte rendu de la mission du 17 au 29 mai 1994 en appui au PRODAP-FIDA*. SI ed., SI local, 18p.
- Sabino, A. (1992) – As estruturas de conservação do solo e água em Cabo Verde e a quantificação dos impactos na área do Watershed Development Project (Ilha de Santiago). *In 1ª Jornada sobre Agricultura de Cabo Verde*. Comunicações do Instituto de Investigação Científica Tropical, Série de Ciências Agrárias, Lisboa, 8: 91-124.
- SCE (1972) – *Carta Militar de Portugal. Província de Cabo Verde. Na escala de 1:25 000*. Serviço Cartográfico do Exército, 1972 (folhas 52, 54 e 55), Lisboa.
- Schmidt, J.; Evans, I. S.; Brinkmann, J. (2003) – Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. *International Journal of Geographical Information Science*, 17 (8): 797-814.
- Schmidt, J. & Hewitt, A. (2003) – Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry position. *Geoderma*, 121: 243-256.
- Wit, P. (1986) – *Étude pédologique de trois petits bassins-versants contigus de Fontes*. F.A.O., GCP/CVI/015/BEL, Praia, 16p.

# Análise comparativa dos processos de escoamento desenvolvidos em terraços agrícolas de áreas com granitóides e metassedimentos.

*A comparative analysis of runoff processes developed in agricultural terraces in granites and metasedimentary areas.*

S. Pereira<sup>1</sup>, C. Bateira<sup>1</sup>, C. Hermenegildo<sup>1</sup>, A. Seixas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, pereira.ss@gmail.co, carlosbateira@gmail.com, carlos.hermenegildo@gmail.com, angela\_seixas@gmail.com.

**Resumo:** Com recurso à monitorização dos processos hidrológicos realizada a partir de campos experimentais numa área granítica (Baião) e outro numa área metassedimentar (Peso da Régua), avaliámos o efeito indirecto da litologia sobre o funcionamento hidrológico de vertentes em terraços agrícolas. Os campos experimentais são compostos por uma estação meteorológica, parcelas de monitorização do escoamento superficial, localizadas em diferentes pontos das vertentes, e um medidor de níveis de escoamento da bacia hidrográfica. Constataram-se diferenças importantes no tempo mínimo e na quantidade de precipitação necessária ao início do escoamento superficial nas vertentes e no conjunto da bacia hidrográfica. Concluiu-se que as respostas do escoamento nos terraços dependem, principalmente, da localização das parcelas nas vertentes e da intensidade da precipitação. Nos metassedimentos a resposta da bacia hidrográfica é mais rápida e variável do que nos granitóides, relacionando-se directamente com a intensidade da precipitação, com o desenvolvimento do escoamento superficial e do fluxo interno rápido. Na área granítica há uma alimentação por fluxo interno lento, que mantém os níveis de escoamento elevados, mesmo em períodos secos prolongados. Os processos de escoamento em pequenas bacias hidrográficas devem ser analisados de uma forma integrada e enquadrados na sequência anterior de precipitações. O comportamento hidrológico das vertentes de áreas de granito e metassedimentos é diferente, influenciando o factor de estabilidade das vertentes.

**Palavras-chave:** Hidrologia de vertentes, bacia hidrográfica, escoamento superficial, fluxo interno lento, fluxo interno rápido.

**Abstract:** Using an experimental field in a granite area (Baião) and another in a metasedimentary area (Peso da Régua), inserted in a small drainage basin, we have availed the litology indirect effect under the slope hydrological functioning on agricultural terraces. The experimental fields are composed by a meteorological station, superficial runoff monitoring plots located in different slope spots, and a drainage level measurer. Were noticed important differences in the minimum time and rainfall amount necessary to begin the superficial runoff at the slopes and at the drainage basin output. Were concluded that the runoff answer in agricultural terraces depend, mainly, of the monitoring plots location in slope and the rainfall intensity. In metasediments the answer of the drainage basin is more quickly and variable than in the granites, directly related with the rainfall intensity, the superficial runoff development and the rapid internal flow. In the granite area there is a feed by a slow internal flow that maintains the runoff levels high, even at prolonged dry periods. The runoff processes in small drainage basins must be analysed in an integrated way and fitted in the antecedent rainfall sequence. This different behaviour of the granites and metasediments areas has a direct influence on slope stability factor.

**Keywords:** Slope hydrology, drainage basin, superficial runoff, slow internal flow, rapid internal flow.

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Apresentação do problema e objectivos

O comportamento de muitos movimentos de vertente está condicionado pelos processos hidrológicos, ou seja, pela variação da quantidade de água armazenada nas zonas saturada e não saturada do solo, pela influência de macroporos, rede de fracturação e situações de obstrução da drenagem interna dos materiais (Malet *et al*, 2005; van Asch *et al*, 1999).

Nestes casos, o desencadeamento dos movimentos de vertente é controlado por padrões de precipitação de diferentes características. A análise da precipitação e das ocorrências de movimentos de vertente permite estudar os limiares críticos de precipitação necessários ao seu desencadeamento. Estas investigações devem também ter em conta as características geomecânicas e hidrológicas dos movimentos de vertente (van Asch *et al*, 1999).

Este trabalho teve como objectivos principais: analisar o funcionamento hidrológico das vertentes em áreas de terraços agrícolas no Vale do Douro, localizadas em contextos litológicos diferentes; comparar tipos de episódios de precipitação com o escoamento superficial desenvolvido em terraços agrícolas de um campo experimental instalado numa área granítica (Campo Experimental de Baião) e noutra metassedimentar (Campo Experimental do Peso da Régua); e avaliar o efeito da litologia no comportamento hidrológico das vertentes e a sua importância para a análise da instabilidade.

Nesse sentido, monitorizaram-se os processos hidrológicos das vertentes com terraços agrícolas que possuem os mesmos factores condicionantes verificados em situações de instabilidade já estudadas no N de Portugal (Bateira *et al*, 2004; Bateira & Soares, 1997).

Para compreender a hidrologia à escala da vertente, partiu-se do princípio que a paisagem, no seu conjunto, pode ser dividida em pequenas unidades onde ocorrem processos hidrológicos, pedológicos e geomorfológicos semelhantes, que lhes confere uma identidade própria (Park & van de Giesen, 2004; Park *et al*, 2001; Martz, 1992; Mitchel, 1991). Por isso, utilizamos um esquema experimental que parte do pressuposto que os processos hidrológicos apresentam comportamentos distintos conforme a escala do sistema (Mendondo & Tucci, 1997). A recolha de dados realizou-se assim, em diferentes pontos das vertentes com terraços agrícolas, com as mesmas características morfológicas, de drenagem e de ocupação do solo, divergindo apenas no factor litológico.

### 1.2. Área de estudo

O campo experimental de Baião (Fig. 1) está instalado na Bacia Hidrográfica da Carriça (5,47 km<sup>2</sup>), de forma alongada, com cotas que variam dos 840 m aos 50 m junto ao Rio Douro. Esta área apresenta vertentes complexas, escalonadas com várias pequenas rechãs e a rede hidrográfica está fortemente encaixada. Predominam os declives entre os 15° e os 20°. É uma área com granito porfiróide de grão grosseiro de duas micas e em alguns sectores o seu manto de alteração atinge mais de 2 metros de espessura.

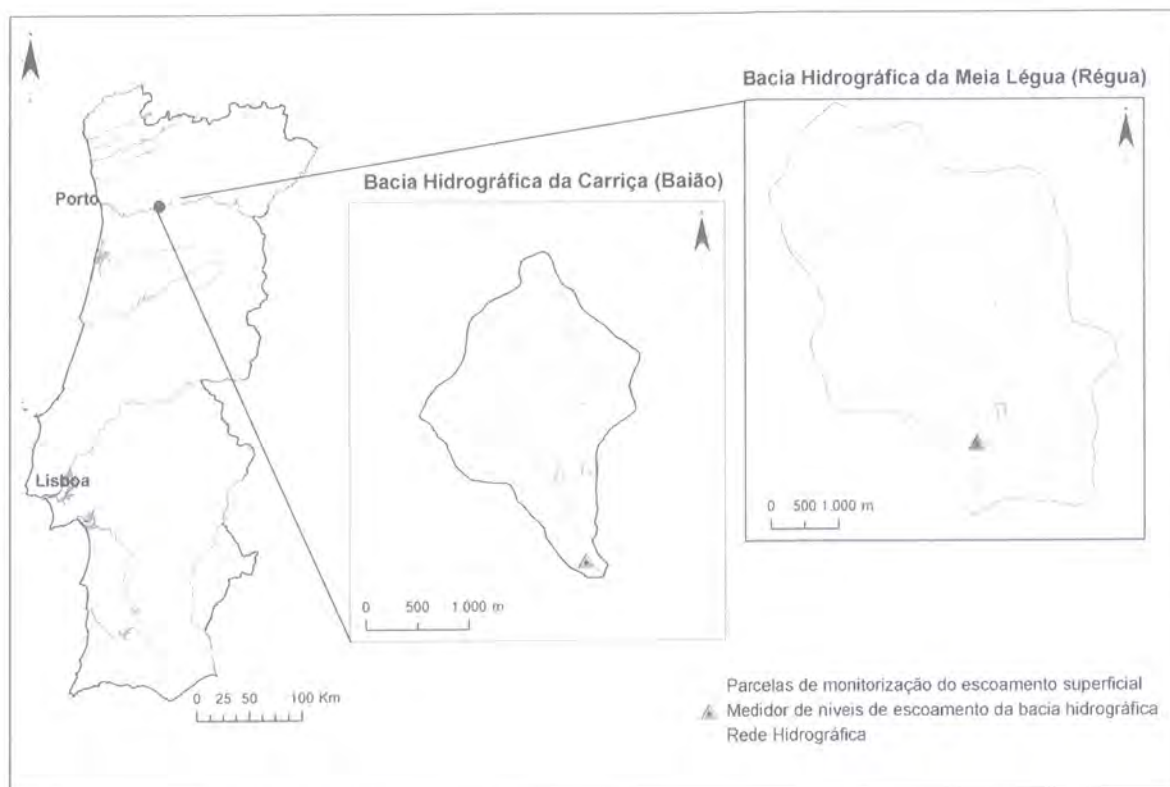


Figura 1 – Localização dos campos experimentais de Baião e da Régua.

Figure 1 – Baião's and Régua's experimental fields' location.

O campo experimental da Régua situa-se na bacia hidrográfica da Meia Légua (18,31 km<sup>2</sup>), de forma irregular mais larga no sector N e com altitudes que variam entre os 48 m e os 640 m. Na parte N possui vertentes convexas com um maior encaixe da rede hidrográfica e a S vertentes côncavas. Os topos das vertentes são aplanados, assim como o fundo de vale. Esta área é ocupada por xistos luzentes (filitos) e alguns depósitos quaternários de fundo de vale.

Na bacia hidrográfica da Carriça predomina a policultura de culturas anuais e a ocupação florestal, enquanto que na bacia hidrográfica da Meia Légua sobressai o monocultivo da vinha. Na bacia hidrográfica da Carriça, cerca de 70 % da sua área é ocupada por terraços agrícolas com muros de suporte em pedra seca, na qual 55 % desta área tem terraços com muro de suporte bem conservados. Na bacia hidrográfica da Meia Légua, 85 % da sua área possui terraços agrícolas, contudo, apenas 56 % desta tem muros de suporte de pedra seca. Destes, cerca de 58 % estão bem conservados, 34 % mal conservados e os restantes estão destruídos.

### 1.3. Metodologia

Cada campo experimental é composto por parcelas de monitorização do escoamento superficial abertas e fechadas (20 m<sup>2</sup>) com limnígrafos de balança e *data loggers*, localizadas em diferentes contextos geomorfológicos das vertentes (topo, meia vertente e base) e de drenagem (convergência e divergência). Possuem uma estação meteorológica e um medidor de níveis de escoamento da bacia hidrográfica localizado na sua secção terminal (Bateira, 2006).

Os dados foram registados com intervalos de 10 minutos para analisar com pormenor as relações entre os diferentes tipos de episódios de precipitação e a consequente resposta ao nível de escoamento superficial nas vertentes (terraços agrícolas) e ao nível de escoamento da bacia hidrográfica.

Em todas as parcelas de monitorização do escoamento superficial caracterizou-se a capacidade de infiltração, a textura dos materiais, a capacidade de infiltração de água no solo, a condutividade hidráulica e a resistência do solo (Bateira, 2006).

No campo experimental de Baião, as amostras dos materiais constituintes dos terraços agrícolas do campo experimental da Régua situam-se na área dos limos e argilas (lodo arenoso com raros seixos e lodo arenoso) e as do campo experimental de Baião na área das areias (areia lodosa e areia lodosa com raros seixos), segundo Folk (1954).

Apesar de todas as amostras corresponderem a manto de alteração granítico, observa-se um perfil mais regular nas parcelas de monitorização da Quinta de Tormes (Baião) com percentagens de argila mais elevadas à superfície do que em profundidade e com camadas de areia e de seixos bastante regulares ao longo do corte (Fig. 2). A maior uniformidade dos valores de textura em profundidade poderá justificar-se pela maior frequência da lavra dos solos.

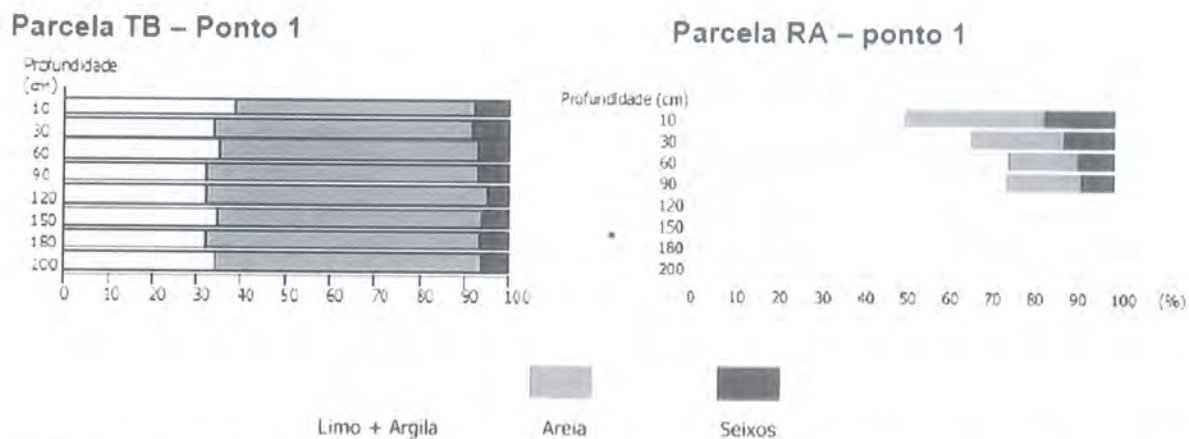


Figura 2 – Textura do solo nas parcelas de monitorização do escoamento nos campos experimentais de Baião (TB) e da Régua (RA).

Figure 2 – Soil texture in Baião's (TB) and Régua's (RA) experimental fields' runoff monitoring plots.

Genericamente, apesar das alterações introduzidas pelas actividades agrícolas, encontramos valores de argila que variam entre os 25 % e os 30 %, areia cerca de 60 % e seixos a restante percentagem. A fracção arenosa predomina em todos os cortes até à profundidade máxima de recolha (2 m) e a fracção argilosa diminui, em função do aumento da profundidade.

No campo experimental da Régua não foi possível recolher amostras de solo a grande profundidade, em virtude da maior compactação do solo e da sua estrutura mais grosseira. As amostras de solo, do campo experimental da Régua, correspondem principalmente a lodo arenoso com raros seixos e, por vezes, encontram-se algumas na fracção correspondente a lodo arenoso.

Em todas as amostras, a percentagem de argilas e limos é superior a 70 %, a percentagem de seixos ronda os 10 % do total da amostra que, de uma forma geral, diminuem em função do aumento da profundidade.

A resistência do solo (Fig. 3), registada com o penetrómetro de mão até um metro de profundidade (limite máximo de perfuração do equipamento), indicou que nos metassedimentos (Régua) foi mais difícil obter registos a profundidades superiores a 40 cm. Em Baião, obtiveram-se registos até 1 metro de profundidade em locais com maior espessura do manto de alteração granítico (Fig. 4) e verifica-se simultaneamente uma grande variação lateral da resistência das formações superficiais, típica de áreas de manto de alteração granítico.

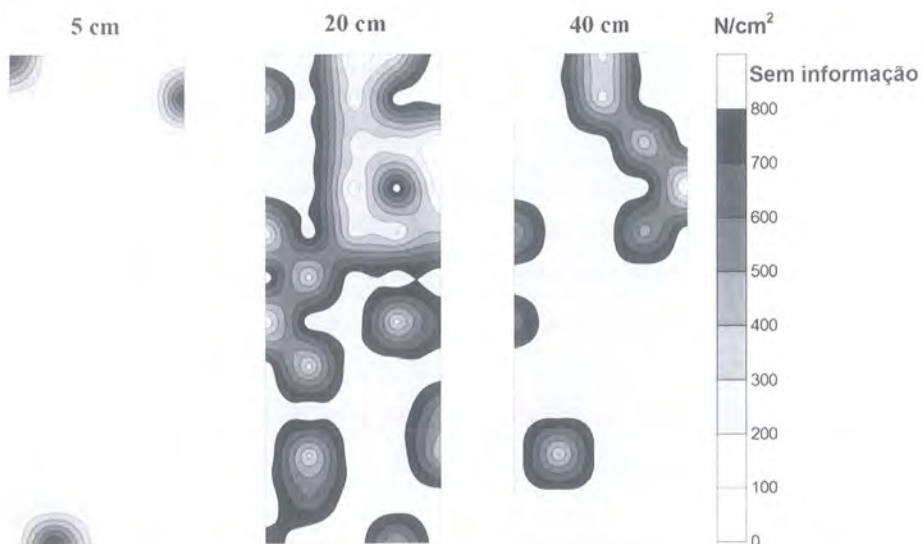


Figura 3 – Resistência do solo à penetração 5, 20 e 40 cm (Parcela RA – Régua).

Figure 3 – Soil resistance to penetration at 5, 20 and 40 cm (Plot RA – Régua).

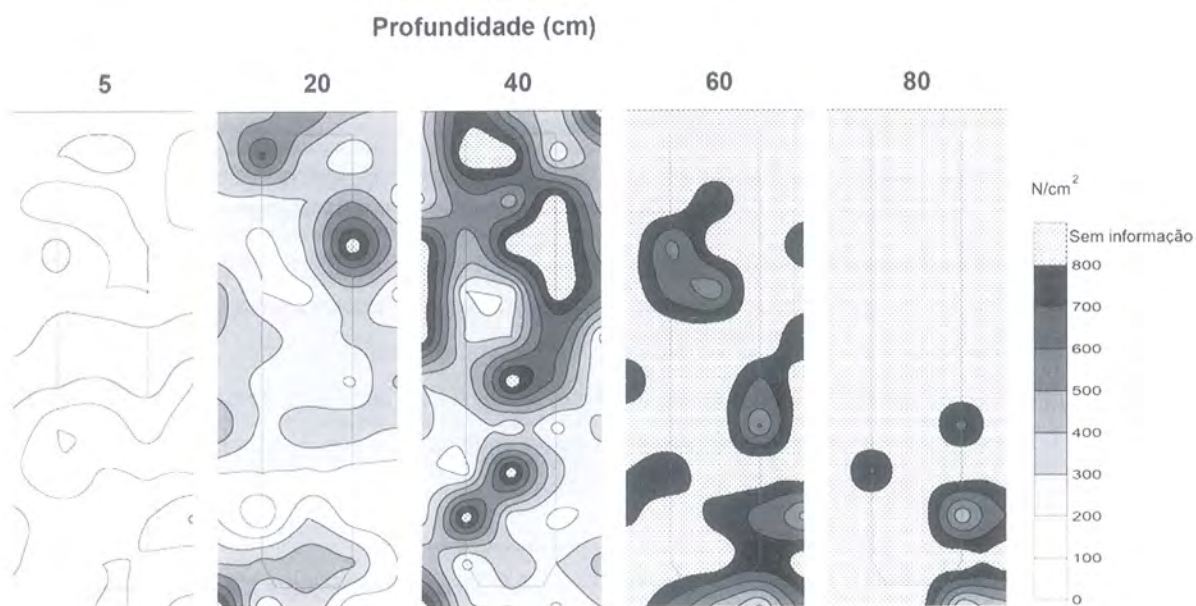


Figura 4 – Resistência do solo à penetração aos 5, 20, 40, 60 e 80 cm (Parcela TB - Baião).

Figure 4 – Soil resistance to penetration at 5, 20, 40, 60 and 80 cm (Plot TB – Baião).

O perfil de resistência apresenta condições mais favoráveis à infiltração e circulação da água no perfil do solo em Baião do que na Régua. Neste último caso, o solo tem uma espessura pelicular que facilita o escoamento superficial. A resistência máxima do solo atinge valores mais elevados a menores profundidades e o solo é mais compacto do que em Baião.

As parcelas de monitorização em Baião possuem os valores mais elevados de infiltração de água no solo e uma maior duração do tempo de infiltração registado nas medições efectuadas com um infiltrómetro de duplo anel.

A condutividade hidráulica medida nas camadas superficiais do solo (até 45 cm) com um permeâmetro de Guelph permitiu a determinação da matriz do fluxo potencial, do parâmetro alfa e da saturação da condutividade hidráulica.

Por vezes, ocorrem resultados negativos na matriz do fluxo potencial relacionados com o facto do solo apresentar descontinuidades hidrológicas na sua estrutura que alteram a circulação da água no solo.

As parcelas de Baião apresentam uma saturação da condutividade hidráulica média mais elevada do que na Régua, o que corresponde a uma maior capacidade do solo conduzir água no seu interior. O mesmo comportamento repete-se nos valores médios da matriz de fluxo potencial, o que significa que em Baião há uma maior capacidade de absorção de água no solo, por efeito de capilaridade.

O parâmetro alfa apresenta valores médios mais variáveis em Baião, com valores mais extremos, o que significa que a velocidade de circulação de água no solo é mais variável em função da localização das parcelas de monitorização nas vertentes.

A recolha dos dados de precipitação, escoamento superficial nas vertentes e dos níveis de escoamento nas bacias hidrográficas realizou-se de Outubro de 2005 a Dezembro de 2006. O ano hídrico de 2005 foi extremamente seco, pelo que o início da leitura dos dados ocorreu após uma estação seca prolongada com uma duração de 4 meses (Junho a Setembro de 2005) sem qualquer registo de precipitação.

Durante o período em estudo, identificaram-se as características da precipitação delimitando-se cada episódio chuvoso como um período de precipitação significativa consecutiva, separada por um período seco mínimo de 2 horas. Identificaram-se diferentes tipos de episódios de precipitação e o escoamento resultante nas vertentes e na bacia hidrográfica.

A análise do escoamento superficial nas vertentes baseou-se na comparação do seu comportamento na área granítica e metassedimentar com as seguintes variáveis: intensidade do escoamento por campo experimental (ml/h); tempo de concentração do início do escoamento (min); precipitação mínima para se desenvolver escoamento (mm); duração do escoamento superficial nas vertentes (h).

A variação do nível de escoamento das bacias hidrográficas foi analisada tendo em conta a litologia das bacias hidrográficas e as seguintes variáveis: variação do nível de escoamento da bacia hidrográfica (m); tempo de concentração do início da resposta da bacia hidrográfica (min); precipitação mínima para se desenvolver resposta na bacia hidrográfica (mm); duração da resposta da bacia hidrográfica ao episódio de precipitação (h).

Todas estas variáveis foram analisadas de acordo com o tipo dos episódios de precipitação, definida a partir da respectiva duração e intensidade.

## 2. RESULTADOS

No campo experimental da Régua registou-se menos precipitação e escoamento superficial nos terraços agrícolas do que no Campo experimental de Baião. Aqui, sempre que há precipitação, desenvolve-se escoamento superficial nos terraços agrícolas, enquanto que na Régua, com os mesmos totais de precipitação, a resposta é muito mais baixa. Ao contrário, na base dos muros registaram-se valores superiores.

Estudaram-se 62 episódios de precipitação em Baião e 30 na Régua e a generalidade possui fracas intensidades ( $< 6$  mm/h), em ambos os campos experimentais. Classificaram-se os episódios de precipitação em função da sua duração e intensidade (Pereira *et al*, *in press*).

No campo experimental de Baião, 61 % dos episódios de precipitação são de longa duração e muito fraca intensidade (tipo 1), 32 % de curta duração e muito fraca intensidade (tipo 2) e apenas 7 % de curta duração e fraca intensidade (tipo 3). No campo experimental da Régua, para o mesmo período em estudo existem menos episódios em análise e verifica-se que predominam os episódios do tipo 1 (60 %), seguidos pelos episódios do tipo 2 (27 %) e episódios do tipo 3 (13 %; Fig. 5).

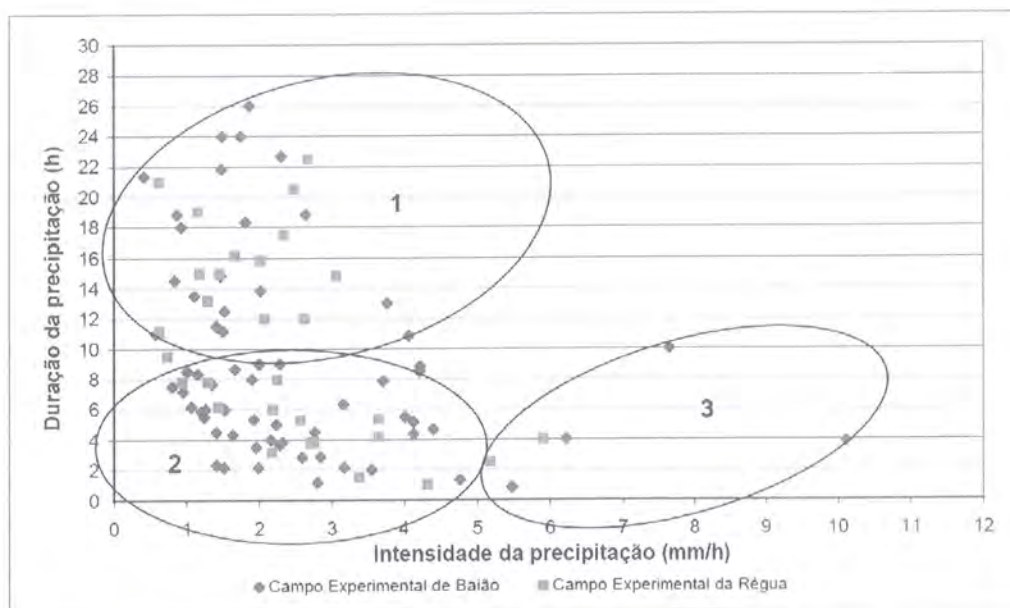


Figura 5 – Tipos de episódios de precipitação. 1 – longa duração e muito fraca intensidade; 2 – curta duração e muito fraca intensidade; 3 – curta duração e fraca intensidade.

Figure 5 – Rainfall events types. 1 – long duration and very low intensity; 2 – short duration and very low intensity; 3 – short duration and low intensity.

### 2.1. Escoamento superficial nos terraços agrícolas

Nos episódios de precipitação de curta duração e muito fraca intensidade (tipo 2), ambos os campos experimentais desenvolvem escoamento superficial de fraca intensidade ( $< 4$  000 ml/h), exceptuando-se as situações de episódios de precipitação ocorridos no início da estação húmida (intensidade de escoamento  $> 8$  000 ml/h). As primeiras precipitações encontraram um solo seco e compactado com menor capacidade de infiltração, promovendo o escoamento superficial. À medida que aumenta a capacidade de infiltração de água no solo, as intensidades de escoamento superficial reduziram-se.

Nos episódios de longa duração e muito fraca intensidade (tipo 1), a intensidade do escoamento é fraca nos dois campos experimentais (< 5 000 ml/h), reflectindo um lento processo de infiltração ao longo de várias horas. Quando os episódios de precipitação são de curta duração e fraca intensidade (tipo 3), a média da intensidade do escoamento em Baião é 8 vezes superior do que na Régua.

O tempo necessário à ocorrência de escoamento superficial e a precipitação mínima necessária à ocorrência de escoamento superficial têm uma maior dependência em relação às precipitações antecedentes e às condições de humidade nos solos do que do tipo de episódio de precipitação. Se o solo estiver perto da saturação é necessário menos tempo para o desenvolvimento de escoamento superficial. Na área de granitos é necessária, em média, menos precipitação inicial do que nos metassedimentos para se desenvolver escoamento superficial, o que tendo em conta a elevada capacidade de infiltração de água no solo, indica o funcionamento de vários processos hidrológicos em simultâneo (escoamento superficial, infiltração, fluxo interno saturado, fluxo interno translativo).

Em média, a partir dos 2,6 mm de precipitação, ocorre escoamento superficial nos terraços agrícolas da área granítica. Nos metassedimentos é necessária, em média, mais precipitação inicial (5 mm) para o início do desenvolvimento de escoamento superficial e, por vezes, este não é registado em episódios de muito fraca intensidade da precipitação.

Na área de metassedimentos, o escoamento superficial tem uma duração média menor do que na área granítica, mesmo em episódios de tipo e características muito próximas.

## **2.2. Níveis de Escoamento nas bacias hidrográficas**

Os níveis de escoamento das bacias hidrográficas variam de forma diferente, consoante o tipo do episódio de precipitação. Na área de metassedimentos há uma maior variação do nível de escoamento do que nos granitos, principalmente nos episódios de tipo 1 e 2. Na área granítica só se regista um maior acréscimo do nível de escoamento da bacia hidrográfica quando ocorrem episódios de curta duração e intensidade superior a 4 mm/h.

O tempo de concentração da bacia hidrográfica com metassedimentos é muito menor do que na área de granitos, variando entre 10 minutos a 3,5 horas. Na área de granitos a resposta da bacia hidrográfica, reflecte o funcionamento do fluxo interno lento, que mantém o nível de escoamento elevado mesmo após o fim da precipitação. O tempo de concentração na bacia hidrográfica da Carriça varia entre 30 minutos e 6 horas.

Na área dos metassedimentos há uma resposta ao episódio de precipitação com uma precipitação mínima mais reduzida do que na área de granitos.

Enquanto que na área granítica (Baião) o nível de escoamento na bacia se mantém elevado, mesmo após a precipitação e em períodos secos prolongados, nos metassedimentos, (Régua) o nível de escoamento na bacia hidrográfica desce rapidamente para níveis semelhantes aos registados antes do episódio chuvoso.

Esta análise comprova o predomínio de diferentes processos de escoamento nas bacias hidrográficas de litologia distinta. Na Régua, a concentração da drenagem no conjunto da bacia hidrográfica é mais rápida, o que demonstra a existência de caminhos preferenciais e do fluxo interno rápido na condução da água, justificada ainda pela fraca capacidade de infiltração nos solos e a reduzida condutividade hidráulica.

A bacia hidrográfica da Carriça tem reacções diferentes consoante a sequência dos episódios chuvosos anteriores, a intensidade de precipitação e o processo hidrológico dominante. Para os mesmos totais de precipitação podem observar-se diversas durações do escoamento na bacia hidrográfica. Isso deve-se à importância dos diferentes processos hidrológicos desencadeados consoante as características do episódio chuvoso.

A resposta da bacia hidrográfica da Carriça (granitos) está menos dependente da intensidade de precipitação, reagindo mais às precipitações persistentes. A análise do comportamento desta bacia hidrográfica sugere uma permanência da alimentação do escoamento, por fluxo interno lento. Desta forma, compreende-se o ligeiro decréscimo dos níveis de escoamento, mesmo durante períodos secos prolongados.

Verificou-se que na Régua (xistos), a duração média da reacção da bacia hidrográfica ao episódio de precipitação é maior do que em Baião (granitos).

Em Baião, o total de precipitação mínima necessária para desenvolver o acréscimo do nível de escoamento da bacia hidrográfica é, em média, superior ao da Régua. A bacia hidrográfica da Meia Légua (Régua) necessita de menos tempo e menos precipitação para reagir ao episódio chuvoso. Da mesma forma, é maior o período em que se observa o escoamento resultante do episódio de precipitação.

Neste contexto, a análise das sequências chuvosas é essencial para a interpretação da capacidade de retenção da água nas formações superficiais. As formações superficiais que apresentam textura argilosa (Régua) não retêm grande quantidade de água potenciando escoamentos superficiais rápidos e abundantes, em resultado da fraca capacidade de infiltração.

Ao contrário, em mantos de alteração granítica, de textura arenosa, o fluxo hídrico lento é importante e determina o essencial das forças tangenciais ao nível dos terraços agrícolas. Neste caso, a análise das sequências chuvosas é determinante para o entendimento das situações de instabilidade dos muros de pedra em seco.

### **3. DISCUSSÃO**

Quanto maior for a intensidade e a quantidade de precipitação do episódio, maior é a intensidade do escoamento. Perante episódios de fraca intensidade, com as mesmas características e sequências de precipitações anteriores, a área de granito desenvolveu mais escoamento superficial do que nos metassedimentos. Esta situação é contraditória, porque as formações superficiais de Baião têm uma maior capacidade de infiltração e circulação da água do que na Régua, conforme as medições efectuadas com o infiltrómetro e permeâmetro.

As formações superficiais dos metassedimentos têm uma textura limo argilosa, apresentando uma reduzida capacidade de infiltração, que aumenta em função da regularidade da lavra. Por esse motivo, compreendem-se os elevados valores de infiltração nas parcelas de monitorização na área de metassedimentos.

A partir do momento em que estas formações superficiais formam uma camada impermeável, o escoamento superficial poderá ter uma maior importância, comparativamente com os granitóides.

Contudo, deve-se continuar com a recolha de dados no sentido de analisar o escoamento superficial desenvolvido em episódios de precipitação com maiores intensidades e um maior número de episódios, principalmente no campo experimental da Régua para reforçar as conclusões.

Apesar do reduzido número de episódios de precipitação em estudo nos metassedimentos, constatou-se que o escoamento superficial tem maior importância junto à base dos muros a partir da meia vertente. Nesta situação, deduz-se que se está perante um caso de condução do escoamento superficial para caminhos preferenciais de drenagem no interior das formações superficiais, que conduzem a água rapidamente para locais a jusante da vertente. Se assim for, esta situação justifica a menor duração média do escoamento superficial nos metassedimentos, em episódios de tipo e características muito próximas das registadas nos granitóides. Assim, os metassedimentos não têm uma grande capacidade de retenção de água ao longo do tempo e os processos hidrológicos não dependem tanto das precipitações acumuladas (Fig. 6).

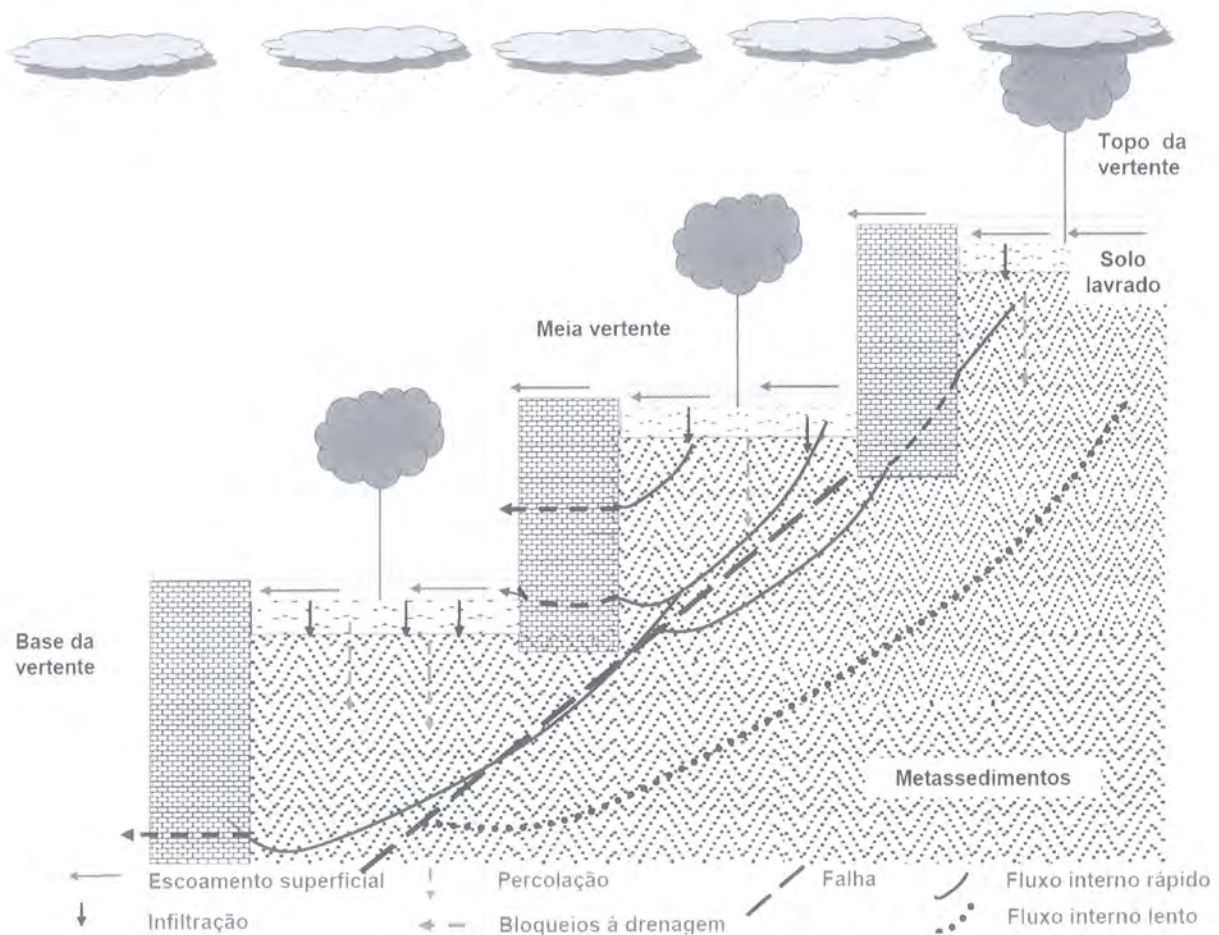


Figura 6 – Modelo de funcionamento hidrológico em terraços agrícolas com substrato metassedimentar.

Figure 6 – Hydrological functioning model in agricultural terraces with a metassedimentar substrate.

Nos granitóides, quanto maiores forem as precipitações acumuladas antes do episódio de precipitação, maior será a resposta do escoamento superficial, comparativamente com os metassedimentos, devido à interação de vários processos hidrológicos em simultâneo (fluxo interno saturado, fluxo translativo, escoamento superficial).

Mas como se podem explicar os elevados valores de infiltração e escoamento superficial que ocorrem nos granitóides? Os mantos de alteração graníticos têm boas condições de infiltração e de circulação da água no solo, que vai aumentar a pressão sobre o fluxo interno nas áreas a montante de rupturas de declive, determinando o afluxo da água à superfície (fluxo interno translativo). Este afluxo de “águas velhas” (Mendiando & Tucci, 1997) à superfície é observável nas parcelas de monitorização próximas da base da vertente (Fig. 7).

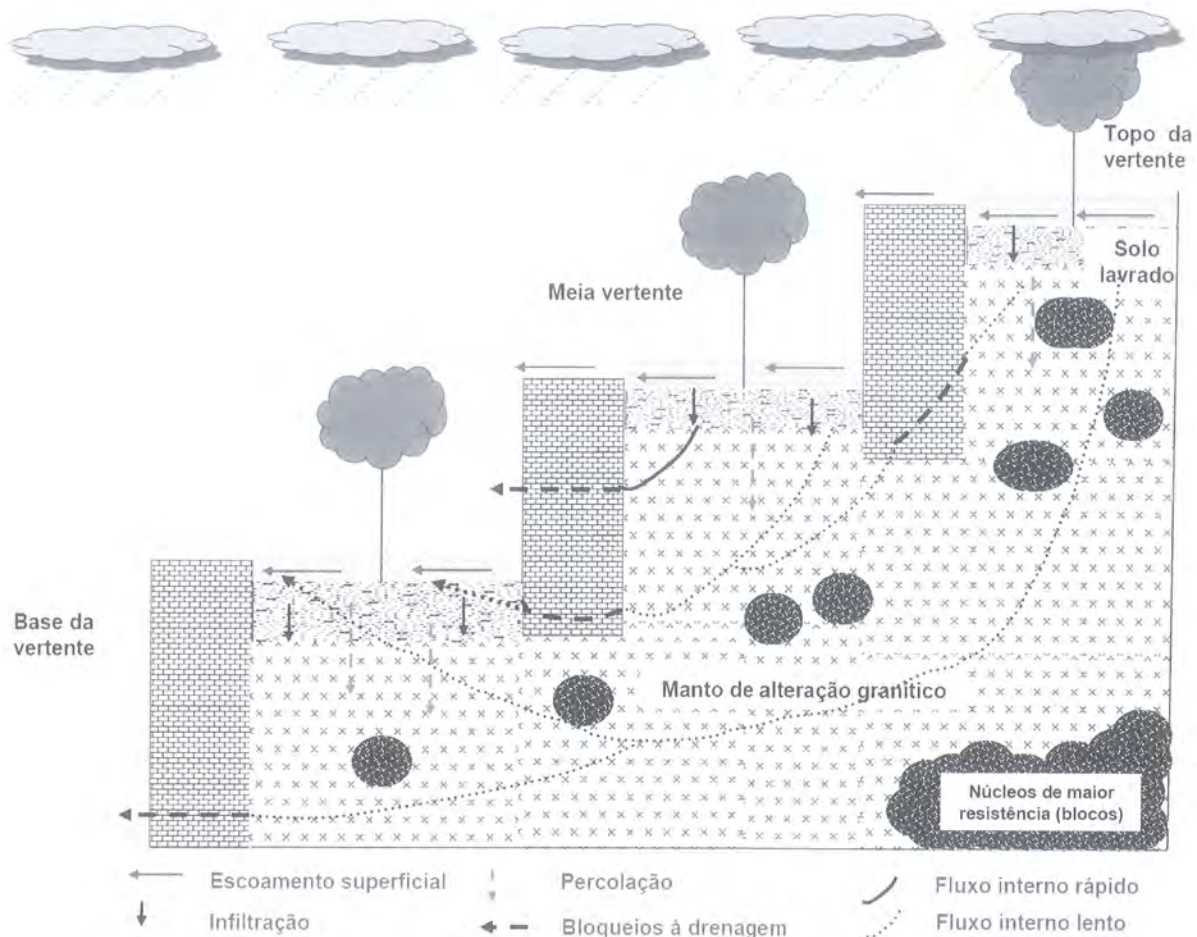


Figura 7 – Modelo de funcionamento hidrológico em terraços agrícolas com substrato granítico.

*Figure 7 – Hydrological functioning model in agricultural terraces with a granite substrate.*

#### 4. CONCLUSÕES

O funcionamento hidrológico dos terraços agrícolas em granitóides com espessos mantos de alteração sugere o desenvolvimento de vários processos de escoamento (superficial, interno lento e interno rápido), resultante da boa capacidade de infiltração e de circulação de água no interior dos materiais.

A nível de estabilidade de vertentes devem-se ter em atenção situações de obstruções da drenagem interna dos materiais (caixas de falha argilizadas, filões, muros e canalizações deficientes, caminhos que desviam a drenagem e terraços construídos), porque possuem condições para concentrar a drenagem e aumentar a pressão interna dos materiais. Por isso, os limiares críticos de precipitações acumuladas, para o desenvolvimento de movimentos de vertente, serão maiores do que nos metassedimentos.

Desta forma, os granitóides com espessos mantos de alteração possuem melhores condições para o desenvolvimento de movimentos de vertente profundos (movimentos complexos e deslizamentos) ou fluxos de detritos em situações de obstrução de drenagem, principalmente nas áreas de convergência de drenagem a meia vertente, onde há mais infiltração e logo maior pressão de água no solo.

Os terraços agrícolas em áreas de metassedimentos, com uma espessura pelicular e textura mais argilosa, têm uma fraca capacidade de armazenamento de água no solo, pelo que tendem a desenvolver com mais frequência escoamento superficial e escoamento interno rápido, ao longo de caminhos preferenciais. No caso do escoamento interno rápido ser obstruído, originam-se sobretudo movimentos de vertentes superficiais (fluxos de lama e fluxos de detritos).

Na área de metassedimentos (Bacia Hidrográfica da Meia Légua) registaram-se cerca de 400 situações de instabilidade em terraços agrícolas com muro de suporte (principalmente desabamentos). Na área de granitóides o número de ocorrências é muito menor, encontrando-se pequenos desabamentos, deslizamentos, cicatrizes e depósitos de antigos fluxos (Bateira, 2006).

## BIBLIOGRAFIA

- Bateira, C. & Soares, L. (1997) – Movimentos em massa no Norte de Portugal: factores da sua ocorrência. *Territorium*, n.º4: 63-77.
- Bateira, C.; Seixas, A.; Pereira, S. (2004) – Notícias de catástrofes do Douro: uma leitura geográfica na dinâmica do meio físico. *Douro, Estudos e Documentos*, n.º.17, *Actas do 2.º Encontro Internacional da História da Vinha e do Vinho no Vale do Douro*, vol. 1, GEHVID, Porto.
- Bateira, C. (Coord.) (2006) – *Recuperação de Paisagens de Terraços e Prevenção de Riscos Naturais no Vale do Douro, Projecto TERRISC*. Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto.
- Folk, R. L. (1954) – The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62 (4): 344-359.
- Malet, J. P.; van Asch, T.; van Beek, R.; Maquaire, O. (2005) – Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 71-85.
- Martz, L. W. (1992) – The variation of soil erodibility with slope position in a cultivated Canadian prairie landscape. *Earth Surface Processes and Landforms*, Chichester, Wiley, 17 (6): 543-556.
- Mendonça, E. M. & Tucci, C. E. M. (1997) – Escalas Hidrológicas II. Diversidade de Processos na Bacia Vertente. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, ABRH, 2 (1): 59-112.
- Mitchel, C. (1991) – *Terrain Evaluation*. Longman Scientific & Technical, New York.
- Park, S. J.; McSweeney, K.; Lowery, B. (2001) – Identification of the spatial distribution of soils using a process-based terrain characterization. *Geoderma*, 103: 209-272.
- Park, S. J. & van de Giesen, N. (2004) – Soil landscape delineation to define spatial sampling domains for hillslope hydrology. *Journal of Hydrology*, 295: 28-46.
- Pereira, S.; Bateira, C.; Hermenegildo, C.; Seixas, A. (*in press*) – Análise comparativa do escoamento em terraços de áreas granitóides e metassedimentares. *Jornadas sobre Terraços e Prevenção de Riscos Naturais*, Parque de Tecnologias Ambientais de Maiorca, Palma de Maiorca, 14-16 de Setembro de 2006.
- van Asch, T.; Buma, J.; van Beek, L. P. H. (1999) – A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, 30: 25-32.

# Dinâmica do fundo do vale do *Oued* Sebou no Pré-Rif Central (Marrocos).

*Fluvial dynamics of the Oued Sebou (Central Prerif, Morocco).*

A. Faleh<sup>1</sup>, A. Sadiki<sup>2</sup>, J. L. Zêzere<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geografia, Faculdade de Letras Saïss Fès, Marrocos, falehali2001@yahoo.fr;

<sup>2</sup> Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências Dhar Mahraz, Marrocos, sadiki\_a@yahoo.fr;

<sup>3</sup> Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, Portugal, jlzezere@fl.ul.pt.

**Resumo:** Este estudo dedicado à dinâmica fluvial do *Oued* Sebou pretende determinar a mobilidade espacio-temporal do traçado do curso de água e avaliar a sua acção morfogenética na planície aluvial onde se integra e nas vertentes que a marginam. A dinâmica do *Oued* Sebou na região do Pré-Rif manifesta-se na erosão das margens, no corte de meandros e na migração lateral do canal de escoamento. Nos limites do fundo do vale a dinâmica geomorfológica apresenta particularidades distintas e intensidades variáveis, na dependência das características geomorfológicas do fundo do vale e das vertentes, bem como das propriedades hidrodinâmicas do curso de água.

O estudo da evolução do traçado do *Oued* Sebou baseou-se, por um lado, em observações e medições periódicas efectuadas no terreno; e por outro, na comparação de fotografias aéreas, imagens de satélite e mapas topográficos, correspondentes a diferentes datas e que foram confrontados com a situação actual. Os resultados obtidos com esta abordagem permitiram avaliar e quantificar a velocidade de recuo das margens do canal fluvial por sapamento, a partir de medições pontuais efectuadas sobre os documentos topográficos e fotográficos.

**Palavras-chave:** Dinâmica fluvial, meandros, sapamento de margem, *Oued* Sebou, Pré-Rif, Marrocos.

**Abstract:** The study of the river dynamics of *Oued* Sebou aims at determining the spatial and temporal mobility of the fluvial channel and to evaluate its morphogenic role both on the alluvial plain and surrounding hillsides. The dynamics of *Oued* Sebou in the Prerif includes bank erosion, cutting of meanders and channel migration. The geomorphic dynamics depends particularly on the geomorphologic characteristics of the valley floor and of the bottom of slopes, as well as on the hydrodynamic characteristics of the *Oued* Sebou.

To quantify these phenomena and follow their evolution in time and space, we proceeded to observations and periodic measurements in the field, and to the comparison of aerial and satellite photos of various missions, with topographic maps and the present-day situation. The results allow estimating the speed of bank recession by undermining, calculated from point measures on aerial and topographic documents.

**Keywords:** River dynamics, meanders, bank undermining, *Oued* Sebou, Prerif, Morocco.

## 1. INTRODUÇÃO

O leito actual do *Oued* Sebou ocupa uma posição diferente daquela que se observa em mapas e fotografias antigas. A fisiografia do vale testemunha a existência de uma forte hidrodinâmica, que é responsável pela elevada mobilidade do leito menor do *oued* na sua planície aluvial, no decurso dos últimos decénios.

O *Oued* Sebou cruza quatro domínios morfoestruturais ao longo do seu traçado: o maciço calcário escarpado do Médio Atlas; a bacia de enchimento neogénica de Saïss; a região de colinas do Pré-Rif onde dominam afloramentos margosos; e a bacia de subsidência de Rharb. A litologia e a estrutura geológica condicionam significativamente os processos morfogenéticos que se observam no fundo do vale, o que se repercute em particularidades de modelado fluvial distintas nos diferentes domínios morfoestruturais.

A NE da cidade de Fez, o *Oued* Sebou penetra no Pré-Rif central, caracterizado pelo predomínio de rochas brandas com erodibilidade elevada. Nesta região, a dinâmica fluvial conduziu a um traçado meandriforme entre o maciço de jbel Zalagh e a localidade de Oulja, com a excepção da área de Ben Tangi (Fig. 1), onde se observa uma garganta de vale, determinada pela maior dureza das formações aflorantes, que integram o manto de carreamento de Ouazzane.

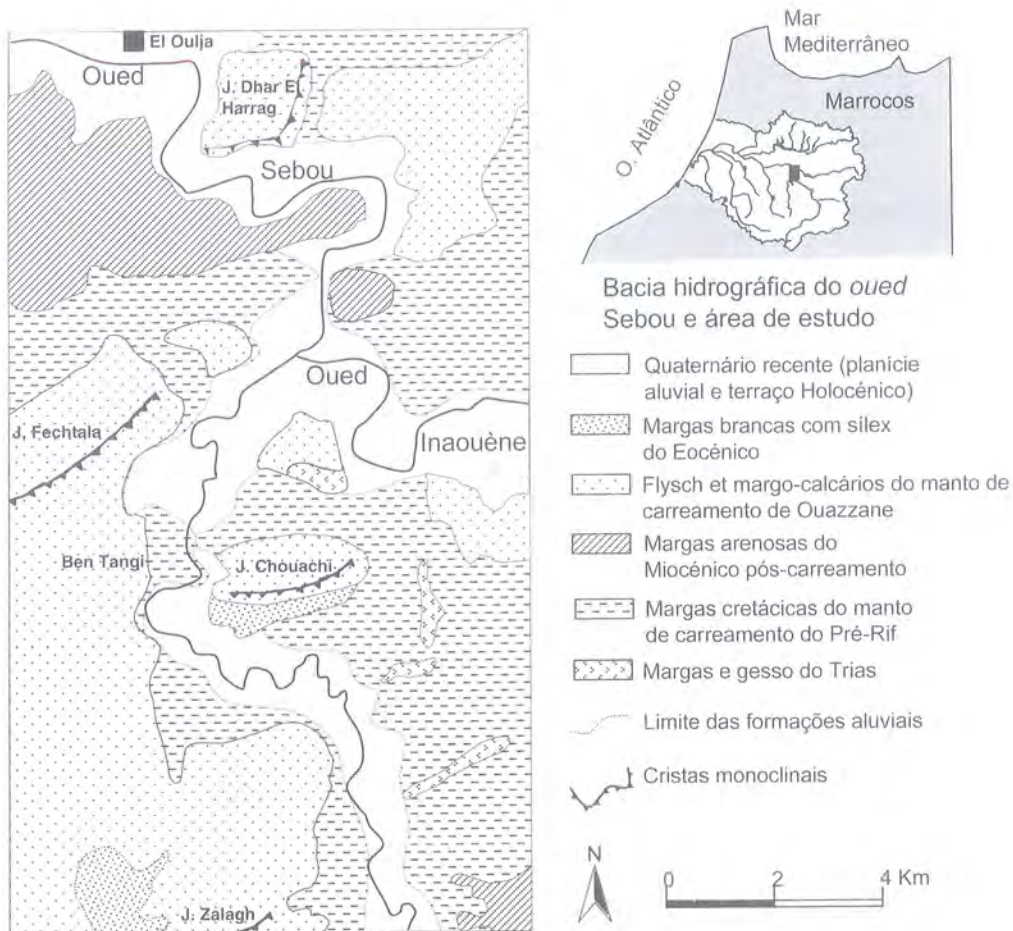


Figura 1 – Localização e quadro lito-estrutural da área de estudo.

Figure 1 – Location and litho-structural framework of the study area.

A planície aluvial e o terraço holocénico do *Oued* Sebou são coroados por vertissolos muito férteis. Estes solos são irrigados por um sistema tradicional de noras e fornecem um rendimento significativo em legumes e frutas, que alimentam em larga medida os mercados da cidade de Fez. O fundo do vale fértil tem uma enorme importância regional, mas encontra-se actualmente ameaçado pela dinâmica do *Oued* Sebou. Neste contexto são de destacar: (i) o recuo das margens por sapamento devido ao poder erosivo das águas do *oued*, que é responsável pela perda anual de extensas superfícies de solo irrigado; (ii) o aumento da carga sólida transportada pelo *oued*, que decorre do sapamento das margens e contribui, decisivamente, para a colmatação acelerada das barragens; e (iii) o carácter divagante dos meandros, que coloca em perigo permanente a estrada que liga Fez a El Karia, que constitui a principal via de ligação entre as diferentes povoações ao longo do vale.

A selecção da área de estudo foi determinada por duas razões fundamentais: a representatividade desta

secção do fundo do vale do Sebou, no que respeita às formas de relevo geradas pela acção hidrodinâmica do *oued* em materiais brandos e friáveis; e a disponibilidade de mapas, fotografias aéreas e imagens de satélite que permitem efectuar um estudo diacrónico satisfatório.

A dinâmica fluvial do *Oued* Sebou é determinada pelas características do fundo do vale e das vertentes envolventes, bem como pelas condições hidrodinâmicas do curso de água. Neste contexto, pretende-se com este trabalho: (i) caracterizar os processos morfodinâmicos actuais e avaliar a sua repercussão no modelado do fundo do vale; e (ii) reconstituir a evolução espacio-temporal do traçado do *oued* e identificar os factores naturais e antrópicos que condicionam a sua mobilidade.

## 2. MÉTODOS

A metodologia utilizada neste trabalho inclui três tipos de abordagem: (i) reconstituição dos traçados sucessivos do *Oued* Sebou, desde 1943 até à actualidade, com base na análise de dois levantamentos topográficos na escala de 1:50 000 (realizados em 1943 e 1973), de fotografia aérea (1964 e 1986) e de uma imagem Landsat 7 ETM+, com uma resolução de 20 m (Janeiro de 2006); (ii) levantamentos e medições de campo das acções de sapamento nas margens do curso de água para verificar a sua periodicidade e magnitude; (iii) cartografia geomorfológica do fundo de vale actual do *oued* e dos traços da sua dinâmica no decurso dos últimos decénios.

Os dois mapas topográficos foram digitalizados e geo-referenciados num Sistema de Informação Geográfica. As fotografias aéreas e a imagem de satélite foram igualmente geo-referenciadas e corrigidas com recurso à ferramenta *Aerial Imagery Corrector*. Com estes procedimentos, foi possível efectuar a comparação dos diferentes traçados do *Oued* Sebou, entre 1943 e 2006, por sobreposição dos diferentes documentos num SIG.

Os trabalhos de campo, para avaliação da migração dos meandros e recuo das margens por sapamento, foram efectuados durante 4 anos e consistiram na medição regular das distâncias entre as margens do canal e pontos de referência fixos (e.g., árvores, estradas e bastões metálicos instalados propositadamente para o efeito). Por outro lado, foi utilizada a variação na localização das noras para determinar as modificações na posição do canal fluvial.

## 3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DO VALE DO OUED SEBOU NA REGIÃO DE LEMTA

Na maior parte do traçado do curso de água, o vale do Sebou é bastante largo (1-1,5 km), excepto na região de Ben Tangi, onde apresenta uma garganta que não ultrapassa 100 m de largura (Fig. 1; Quadro 1). A sinuosidade do traçado do *oued* varia em função da largura do vale, que é condicionada, em larga medida, pela repartição dos grandes conjuntos litológicos e pela respectiva disposição estrutural. Por seu turno, as variações na largura do fundo do vale influenciam a trajectória e a velocidade do escoamento do *oued* e, conseqüentemente, a sua capacidade erosiva e o acarreio de sedimentos.

O vale do *Oued* Sebou corta os materiais dos mantos de carreamento do Pré-Rif e de Ouezzane. A repartição dos conjuntos litológicos que constituem estas duas grandes unidades estruturais condiciona a acção morfogenética do curso de água e dos seus afluentes. Com efeito, nas formações margosas do manto de carreamento, o leito menor do curso de água serpenteia num fundo de vale muito largo, dominado por colinas e montanhas baixas, cuja altitude varia entre 250 e 700 m. O curso de água

apresenta meandros livres com uma curvatura muito marcada e uma disposição relativamente simétrica em relação à direcção geral do curso de água. O trabalho de sapa é muito activo nas margens do leito menor talhadas em formações móveis, manifestando-se, igualmente, na base de algumas vertentes. Nos grés e nos *flysch* do manto de carreamento de Ouezzane, o vale sofre um estreitamento notável, apresentando uma forma em canhão próximo de Ben Tangi (Faleh, 1989). Neste sector, as margens do leito menor do curso de água cortam directamente o substrato rochoso, e a incisão linear sobrepõe-se ao alargamento do leito, no que respeita à dinâmica fluvial actual.

A fisionomia actual do vale do *Oued* Sebou e dos seus afluentes na área de estudo testemunha uma dinâmica geomorfológica recente e actual muito activa, marcada pela interacção entre processos de evolução de vertentes e de fundo do vale.

Quadro 1  
Características morfológicas do fundo do vale do *Oued* Sebou na região de Lemta.

Table 1  
*Morphological parameters of the Oued Sebou valley within the Lemta region.*

Comprimento real	Coefficiente de sinuosidade	Altitude máxima	Altitude mínima	Desnível	Largura máxima	Largura mínima
25 km	2,27	172 m	129 m	43 m	1,55 km	0,1 km

#### 4. PROCESSOS MORFODINÂMICOS NAS VERTENTES DO VALE

As vertentes do vale do Sebou são afectadas por movimentos de massa variados, que incluem deslizamentos e escoadas de detritos, por vezes associadas a escoamentos hiperconcentrados. Os materiais instabilizados a partir das vertentes são transportados para o fundo do vale, interagindo com a dinâmica fluvial e controlando a fixação ou a migração do curso de água principal.

Os movimentos de vertente identificados ao longo do vale do Sebou incluem deslizamentos translacionais superficiais de dimensão modesta e alguns deslizamentos rotacionais que mobilizam volumes consideráveis de materiais. O movimento de Dhar El Harrag é um exemplo típico dos deslizamentos rotacionais que afectam as vertentes do vale (Fig. 2). Com efeito, o pé do deslizamento atingiu a planície aluvial e bloqueou o canal do *oued* (Faleh & Sadiki, 2003). Em consequência, o canal fluvial adquiriu localmente um traçado mais rectilíneo, deixando isolado um braço morto de meandro (Fig. 2).

A dinâmica torrencial dos canais é muito marcada nos pequenos afluentes do *Oued* Sebou, bem como nas ravinas que degradam as vertentes. Nestes canais observam-se episódios de escoamento hiperconcentrado e escoadas de detritos, responsáveis pela formação de cones de dejecção que se materializam sobre o fundo aluvial do vale principal. Estes cones são, igualmente, responsáveis por cortes de meandro e criação de braços mortos, como aconteceu a oeste da localidade de El Khenchef (Fig. 3).

#### 5. PROCESSOS MORFODINÂMICOS NA PLANÍCIE ALUVIAL

A dinâmica fluvial na planície aluvial manifesta-se através da divagação do curso do *oued*, associada a uma forte acção de sapamento nas margens, que é responsável pela evolução das sinuosidades e dos meandros.

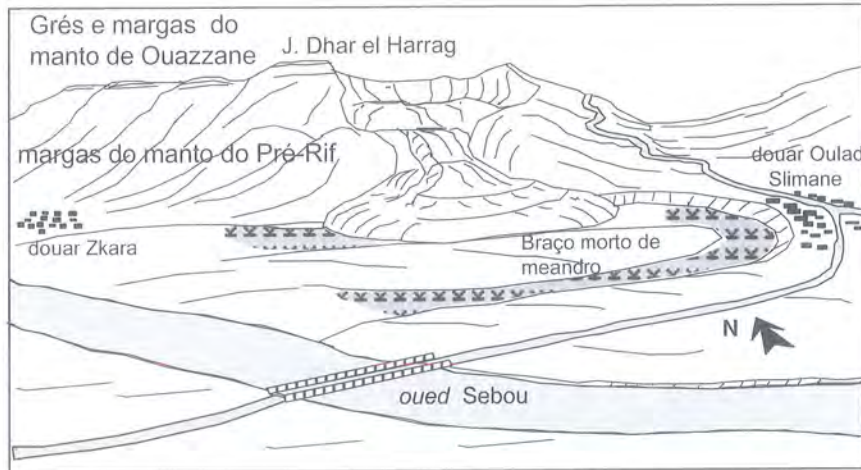


Figura 2 – Perspectiva do deslizamento rotacional de Dhar el Harrag.

Figure 2 – General overview of the Dhar el Harrag rotational slide.

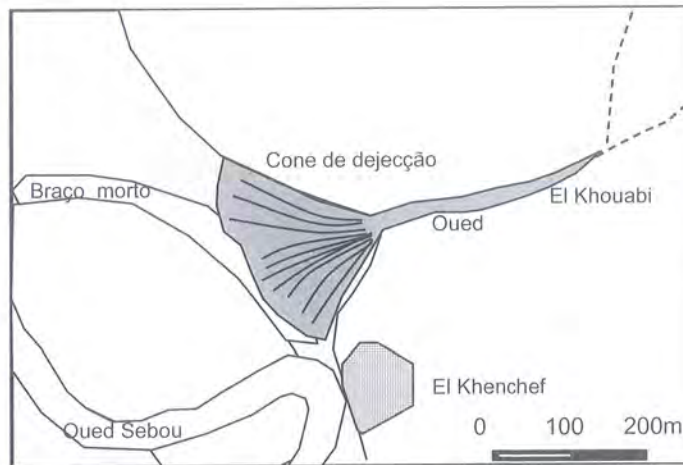


Figura 3 – Corte de meandro por cone de dejeção.

Figure 3 – Cut of meander by alluvial fan.

## 5. 1. Sinuosidades e meandros

O leito menor do *Oued Sebou* na região de Lemta caracteriza-se por uma elevada sinuosidade, decorrente de um traçado profundamente meandrizado. Entre a Ponte Portuguesa a NE de Fez e a garganta de Bem Tangi sucedem-se vários meandros com diferente extensão e amplitude (Fig. 4). O coeficiente geral de sinuosidade é da ordem de 2,27, valor correspondente a um comprimento real do canal fluvial de 25 km numa distância em linha recta equivalente a 11 km (Quadro 1). As curvaturas e sinuosidades secundárias do traçado do curso de água reflectem, no essencial, o ajuste do funcionamento hidrodinâmico do *oued* às condições geológicas e geomorfológicas regionais e locais.

A formação e evolução dos pontos de inflexão do traçado do *oued* são devidas, por vezes, a obstáculos de natureza litológica. Com efeito, o *Oued Sebou* muda variadas vezes de direcção para evitar os afloramentos gresosos mais resistentes do manto de carreamento de Ouezzane. Deste modo, podem formar-se meandros de origem estrutural, determinados por variações locais na litologia do substrato, como acontece próximo de Jbel Chouachi. A génese dos meandros na região de Lemta relaciona-se, igualmente, com perturbações no escoamento verificadas nas confluências com os afluentes de ambas as

margens (*oued* El Hamma, *oued* Mared, *oued* Ben Azaba e *oued* Kansara) e devidas aos fornecimentos sedimentares laterais provenientes das vertentes que dominam o fundo do vale. Efectivamente, os depósitos de deslizamentos rotacionais e os cones de dejecção provocam a obstrução de vários troços do fundo do vale (Fig. 4), contribuindo para a evolução meandrizada do canal fluvial. Por último, o traçado divagante do curso de água é ainda condicionado pelas variações no plano de água do *oued*, associadas à elevada quantidade de siltes e argilas presente nas margens e no fundo do canal.

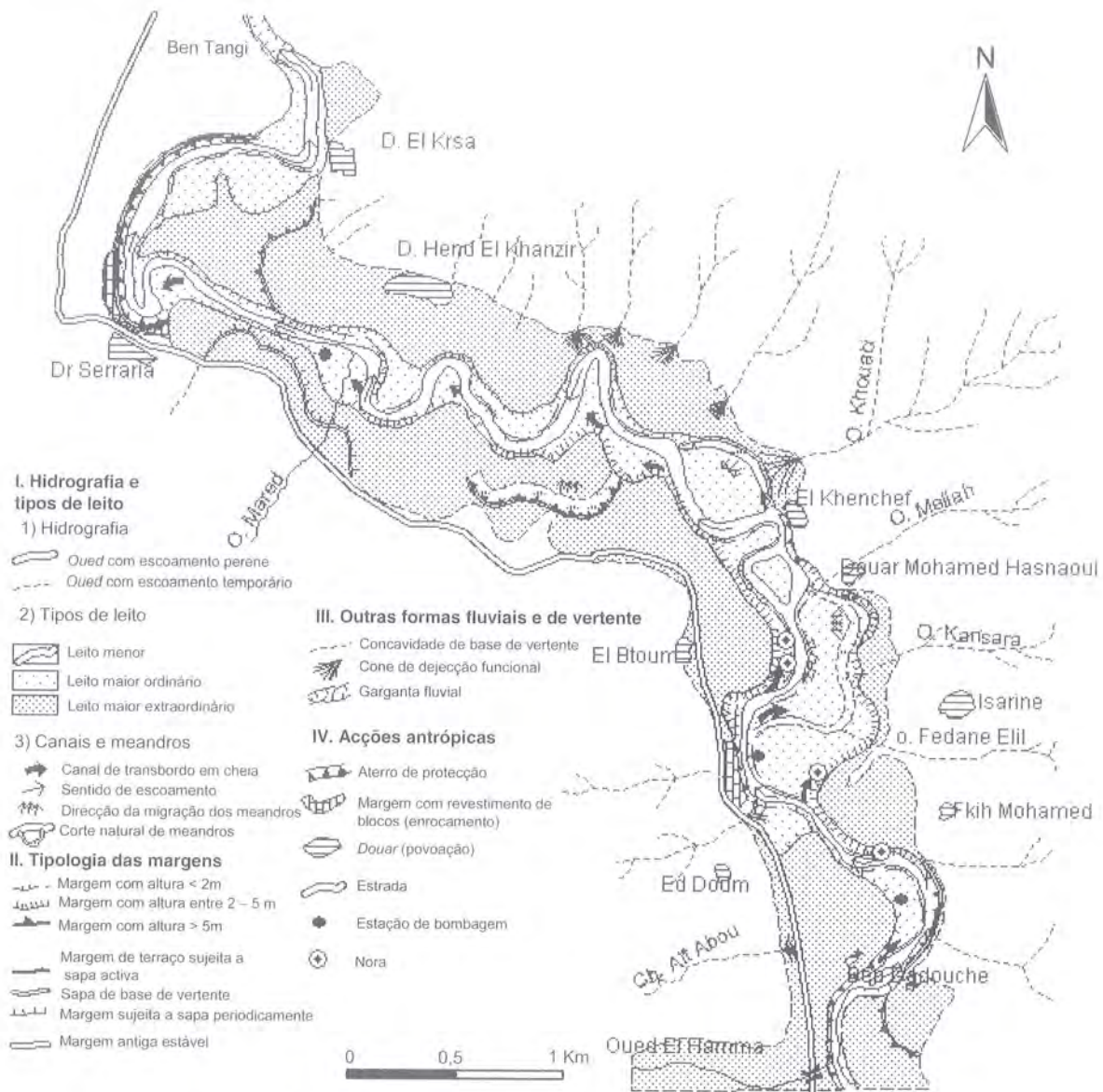


Figura 4 – Mapa geomorfológico do leito do *Oued* Sebou entre a confluência com o *Oued* El Hamma e o estreito de Ben Tangi.

Figure 4 – Geomorphological map of the *Oued* Sebou valley between the confluence with *Oued* El Hamma and the Ben Tangi gorge.

## 5.2. Os cortes naturais nos meandros

A dinâmica dos meandros é um bom exemplo de modalidade de ablação associada ao escoamento linear. Na região de Lemta, os meandros são extremamente móveis e instáveis, e a sua evolução apresenta contrastes espaciais assinaláveis, determinados pela tipologia das margens e pela variação do plano de

água do *Oued* Sebou. O leito menor desloca-se permanentemente, por corte e abandono dos meandros, provocados quer por sapamento, quer por transbordo.

#### a) Cortes por sapamento

Os cortes por sapamento (*neck cut-off*) estão associados ao desenvolvimento excessivo da erosão nas margens côncavas e ao estreitamento do colo do meandro até à sua ruptura (Taous, 2005). O caso mais interessante observado no vale do Sebou corresponde ao meandro de Ouljet Rhabet el Rouania (Fig. 5). A comparação de duas fotografias, obtidas em 1986 e em 1988, confirma a rápida evolução deste meandro. Neste período de dois anos, o violento sapamento nas margens côncavas fez reduzir a extensão do colo do meandro, tornando-o progressivamente mais apertado.

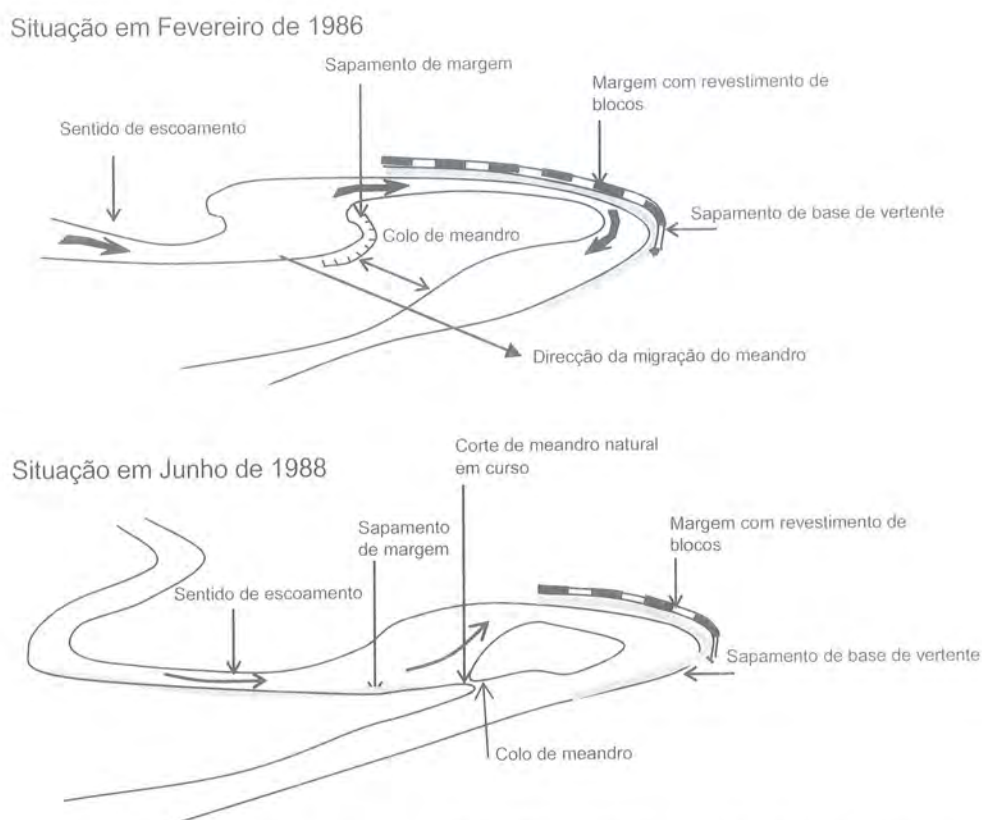


Figura 5 – Evolução do meandro de Ouljet Rhabet el Rhouania entre 1986 e 1988.

Figure 5 – Evolution of Ouljet Rhabet el Rhouania meander from 1986 to 1988.

Um fenómeno equivalente verificou-se no *oued* Inaouère, próximo da povoação de El Koualat. Como se observa na Figura 6, o acentuar da curvatura do meandro e a violência do sapamento nas margens côncavas, verificados entre 1943 e 1973, conduziram ao corte do colo do meandro por coalescência. O antigo meandro foi substituído por um braço morto, actualmente ocupado por uma vegetação hidrófila muito densa. Entre o braço morto e o meandro actual observa-se uma rede de diques naturais (*levées*) concêntricos, separados por canais que funcionam nos períodos de cheias e que contribuem para a evacuação das águas de inundação, após a decantação dos sedimentos finos. A diminuição da amplitude dos meandros, verificada posteriormente a 1973, está ligada à construção da barragem Idriss I, a

montante de El Koualat, que entrou em funcionamento nessa data e fez reduzir a ocorrência das cheias excepcionais, bem como o volume de sedimentos em trânsito ao longo do fundo do vale.

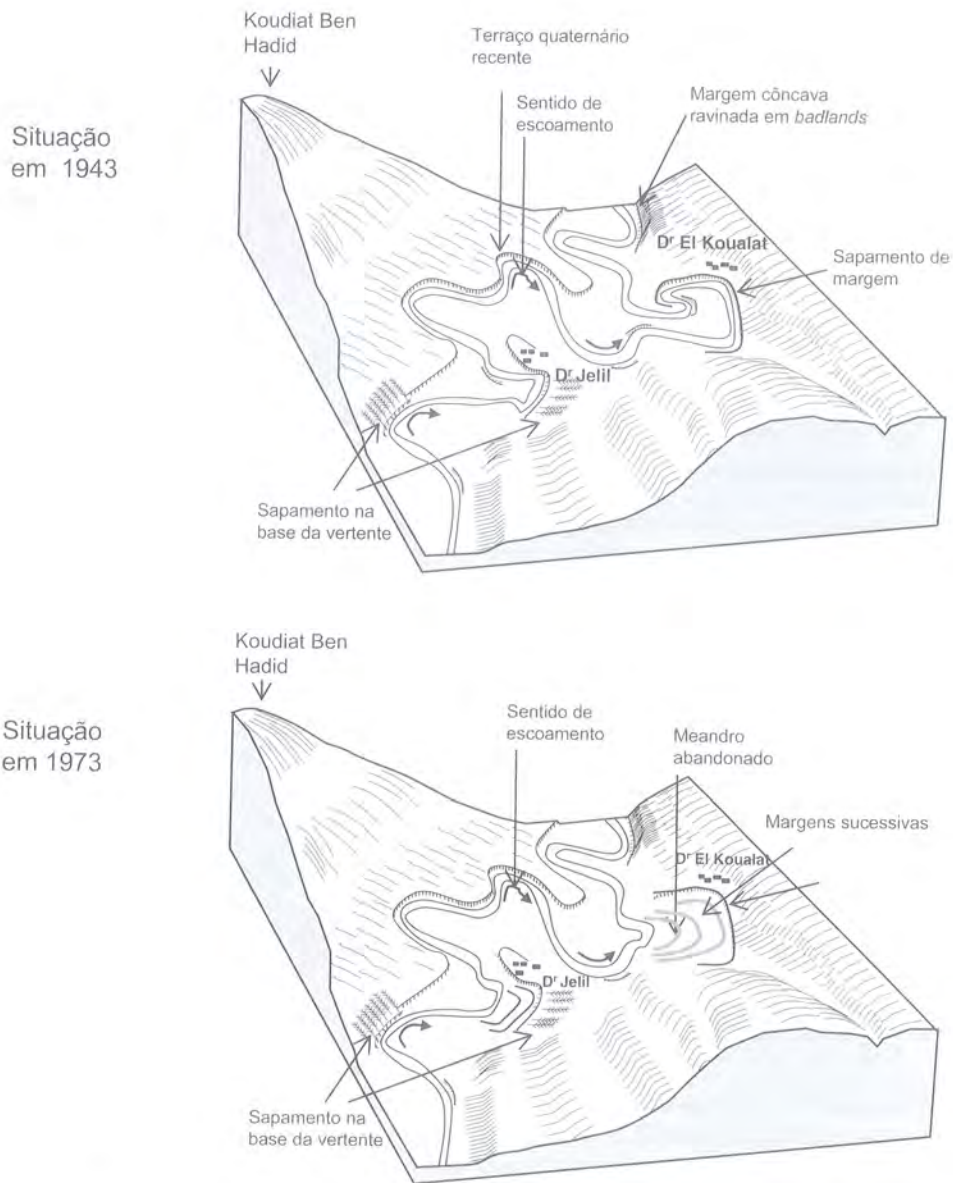
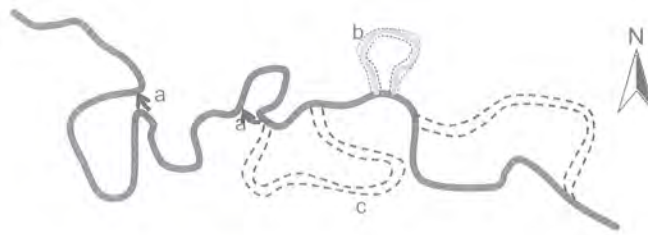


Figura 6 – Evolução do meandro do douar El Koualat entre 1943 e 1973.

Figure 6 – Evolution of douar El Koualat meander from 1943 to 1973.

#### b) Cortes por transbordo

O segundo processo de corte e abandono de meandros decorre do transbordo regular do Oued Sebou, em regime de cheia, que é responsável pela ruptura dos colos de meandro. Aquando das cheias, a dinâmica no fundo do vale tem muito mais energia. A velocidade do escoamento aumenta e o curso de água deixa de seguir o traçado divagante dos meandros, adquirindo trajectórias mais directas e rectilíneas. As fotografias aéreas obtidas imediatamente após as cheias excepcionais de 1963 ilustram bem este fenómeno. Nestas imagens, é possível observar as deslocações verificadas no leito menor do oued, por corte e abandono de meandros induzidos pela inundaçã, próximo de Jbel Chouachi (Fig. 7).



- a : Corte de meandro em preparação
- b : Corte de meandro em curso
- c : Antigo meandro cortado

Figura 7 – Exemplo de corte de meandro por transbordo perto de Jbel Chouachi.

*Figure 7 – Example of meander cut due to flooding near Jbel Chouachi.*

Os exemplos monográficos apresentados testemunham que a evolução dos meandros na região de Lemta é determinada pela importância das cheias e pelo grau de resistência ao trabalho de sapa por parte dos materiais que constituem as margens, o que, por sua vez, condiciona o ritmo temporal do seu recuo.

### 5.3. A modelação das margens

O sapamento das margens é uma manifestação de erosão que se observa ao longo do traçado do *Oued* Sebou. Na região de Lemta, a degradação dos terraços e a ablação erosiva nalgumas bases de vertente acentuam a sinuosidade do leito menor e criam um desequilíbrio que se repercute nas vertentes. Ao longo do fundo do vale preenchido por sedimentos, distinguem-se três tipos de margens de leito menor, em função do respectivo grau de estabilidade: (i) margens sujeitas a trabalho de sapa regularmente; (ii) margens sujeitas a trabalho de sapa periodicamente; e (iii) margens estáveis.

#### a) Margens sujeitas a trabalho de sapa regularmente

Em condições de escoamento normal, a acção erosiva do *oued* manifesta-se fundamentalmente nas margens côncavas dos meandros. A altura e o grau de evolução das margens são condicionados pela natureza dos terrenos entalhados e pelas condições hidrodinâmicas do curso de água.

As águas do *Oued* Sebou exercem um trabalho de sapa acentuado nas formações aluviais argilosas, enquanto que as margens talhadas em formações conglomeráticas resistem melhor à erosão e ficam em saliência. Na Região de Lemta a norte do *douar* Hamria, o Sebou exerce localmente acção de sapa num retalho do terraço holocénico constituído por um nível cascalhento na base, a que se sobrepõe uma espessa formação argilo-arenosa. A degradação erosiva ao nível da base do terraço é responsável pelo desabamento de largas secções das margens e pelo fornecimento de uma elevada carga sólida ao curso de água. A descompressão decorrente dos movimentos de desabamento, juntamente com a força da gravidade, são responsáveis pela abertura de fendas de tracção paralelas ao rebordo do topo da margem instabilizada.

Em determinados pontos críticos, a intensificação do sapamento lateral origina um recuo muito acentuado das margens. Esta situação observa-se, por exemplo, no meandro de Si Yakoub, 500 m a Sul da Ponte Portuguesa (Fig. 8). A confrontação da situação actual com as observadas nas fotografias aéreas de 1964 e 1986, permite quantificar um recuo médio da margem do *oued* equivalente a 6,4 metros por ano. Neste sector, a destruição de uma parte da estrada por sapamento do *oued* determinou a intervenção dos serviços de Obras Públicas. As medidas estruturais de protecção incluíram o corte artificial do meandro, a

construção de um aterro de protecção, o enrocamento da margem e a abertura de canais artificiais para derivação do escoamento (Fig. 8). No entanto, estas medidas têm-se revelado insuficientes para impedir o transbordo das águas aquando da ocorrência de cheias excepcionais.

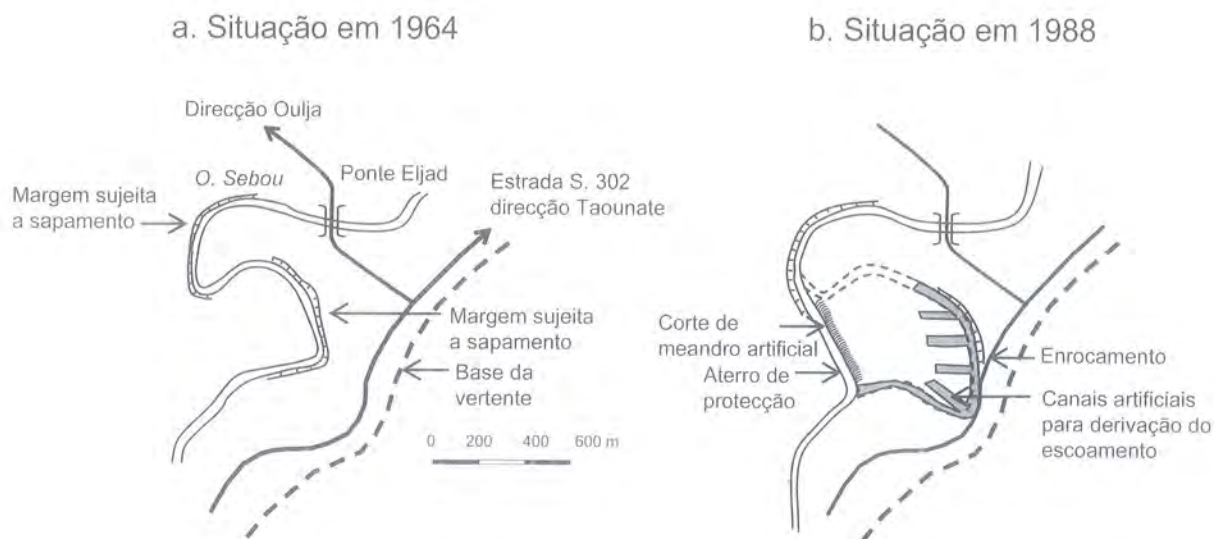


Figura 8 – Recuo das margens do *Oued Sebou* por sapamento lateral junto à ponte Eljad (Fez), entre 1964 e 1988.

Figure 8 – *Oued Sebou* channel migration by bank erosion near Eljad bridge (Fez), from 1964 to 1988.

#### b) Margens sujeitas a trabalho de sapa periodicamente

Em períodos de cheia, que ocorrem com alguma frequência entre Dezembro e Abril, algumas margens são sujeitas a uma intensa actividade morfogenética. A subida do nível da água do *oued* e o desenvolvimento de escoamentos turbulentos sujeitam a base destas margens a uma intensa actividade erosiva. No entanto, as margens permanecem em situação de estabilidade marginal devido ao efeito de sustentação lateral desempenhado pelo curso de água (Heuch, 1970). A instabilidade declara-se no seguimento do abaixamento do nível da água consequente à cheia, pelo desaparecimento da referida sustentação lateral e pelo funcionamento da gravidade.

A intensa actividade de erosão regressiva verificada nas áreas sujeitas a trabalho de sapa periodicamente determina o acentuar da meandrização do *oued* e o alargamento do respectivo leito menor. No entanto, o ritmo evolutivo destes sapamentos apresenta uma forte variação interanual, em resposta à elevada irregularidade verificada no escoamento na mesma escala temporal. Refira-se que o cultivo praticado junto a estas margens, bem como a sua irrigação com a utilização de noras, favorece a infiltração da água nos terrenos e faz aumentar a sua susceptibilidade ao abatimento.

#### c) Margens estáveis

As margens estáveis libertam pouco material para o *oued* e evoluem de uma forma muito lenta. No caso de algumas margens antigas, a sua actual fraca actividade morfogenética é devida à distância a que se encontram do leito menor do *oued*, em posição de relativo abrigo face às cheias. Nas restantes situações, o grau de estabilidade das margens relaciona-se com o reforço da coesão dos terrenos provocado pelo sistema radicular das plantas. Nestes casos, o grau de estabilidade das margens vivas e colonizadas pela vegetação é função do respectivo desnível. Quando este é fraco (1 m), encontra-se invadido

completamente pelas raízes, facto que lhes confere uma maior resistência ao trabalho de sapa. Nos casos contrários, o trabalho de sapa verifica-se abaixo do sector ocupado pelas raízes e a vegetação pode perder a sua base de sustentação, acabando por tombar no leito menor do *oued*. A acumulação desta vegetação no leito menor provoca perturbações no escoamento, com deslocações das correntes que podem acentuar o trabalho erosivo na margem contrária.

## 6. EVOLUÇÃO DO TRAÇADO DO SEBOU NA REGIÃO DE LEMTA

O estudo comparado dos mapas topográficos (Fez-Este, escala de 1:50 000) realizados em 1943 e 1973, e a sua confrontação com as fotografias aéreas (missões de 1964 e 1986) e imagem Landsat (Janeiro de 2006), permitiram a reconstrução dos traçados sucessivos do *Oued* Sebou, desde 1943 até à actualidade (Fig. 9). Este documento mostra que: (i) as deslocações do leito menor do curso de água apresentam uma grande amplitude, sobretudo no sector compreendido entre os *oueds* el Hamma e Mared. A título de exemplo, a Sul do *douar* el Haj Nour, o canal actual situa-se cerca de 1 km deslocado para Norte, comparativamente à sua posição em 1943; (ii) as transformações do traçado do *oued* estão relacionadas com o recuo permanente das margens côncavas, com o corte e abandono de meandros, e com a frequência de ocorrência de cheias; (iii) a deslocação dos meandros é mais rápida nas áreas onde o entalhe ocorre nas aluviões móveis de idade holocénica; e (iv) os processos de corte e abandono de meandros têm-se reflectido no encurtamento do traçado do *oued*. Por exemplo, quando se compara o comprimento do canal fluvial, entre a confluência com o *oued* Hamma e o *douar* Serraja, verifica-se que este evoluiu de 16 para 13 km, entre 1943 e 2006.

Actualmente, verifica-se uma diminuição da meandrização no traçado do *oued*, muito por efeito da redução dos episódios de cheia, em número e magnitude, decorrente da retenção das águas na barragem Allal el Fassi, situada a montante da área estudada. Por outro lado, a multiplicação de trabalhos de defesa em pontos críticos do *oued* (enrocamento de margens, abertura de canais artificiais para derivação do escoamento, corte artificial de meandros) tem contribuído para a atenuação dos efeitos da divagação natural do traçado do curso de água.

## 7. CONCLUSÃO

O fundo do vale do *Oued* Sebou, a NE de Fez, registou, nas formações aluviais que o preenchem, os efeitos da dinâmica do curso de água no decurso das últimas décadas, facto que permite a realização de um diagnóstico sobre o seu estado presente. Esta área do vale está sujeita a uma dupla dinâmica, resultante dos efeitos conjugados dos processos morfodinâmicos nas vertentes e das acções hidrodinâmicas que se verificam no fundo do vale. A intensidade dos processos activos é controlada pela natureza litológica dos terrenos, pelas variações no transporte de sedimentos de montante, pela quantidade de carga sólida fornecida lateralmente a partir das vertentes e pelas variações de caudal do curso de água.

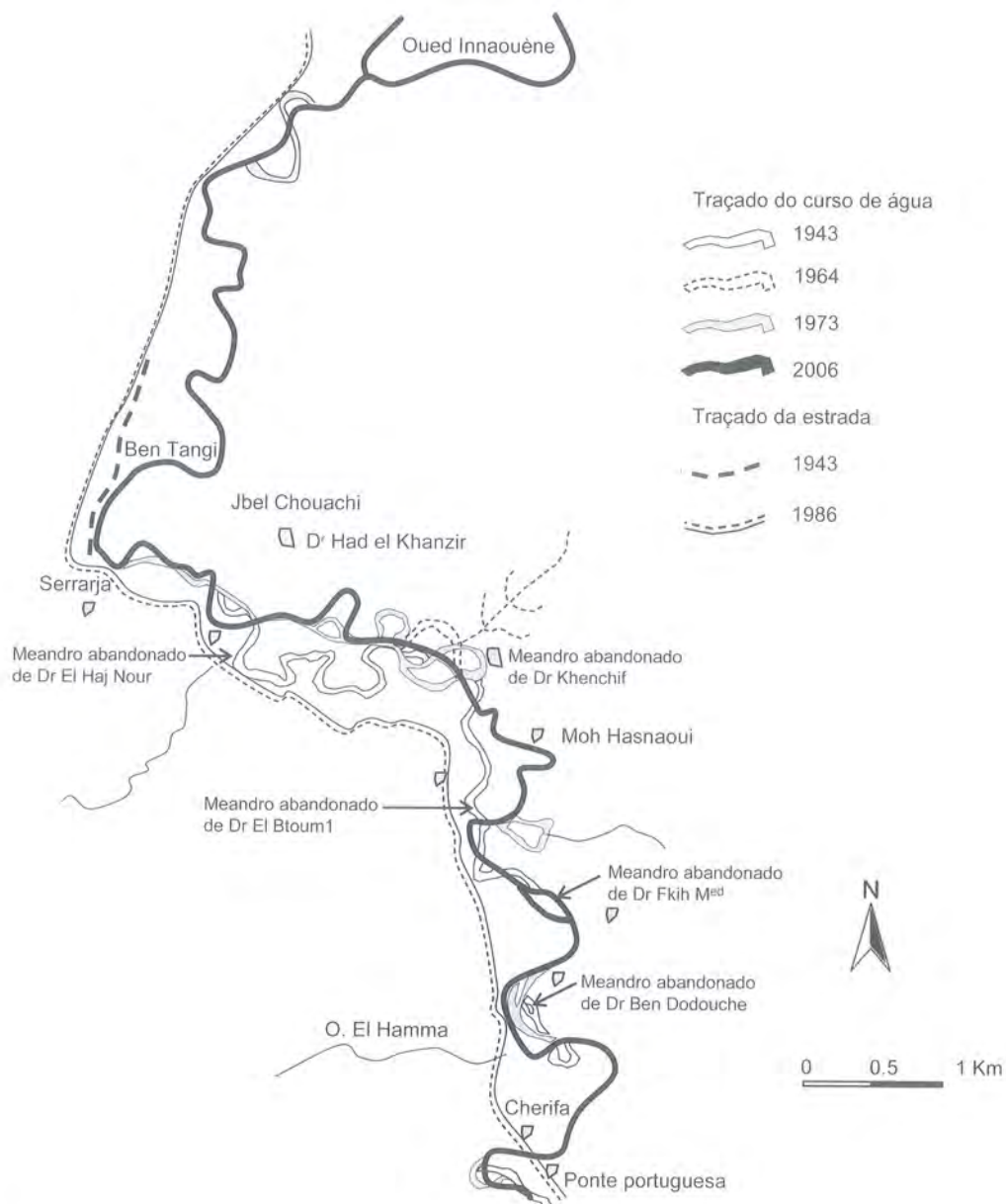


Figura 9 – Evolução do traçado do Oued Sebou entre a ponte Eljad e a confluência com o Oued Innaouène, entre 1943 e 2006.

Figure 9 – Evolution of the Oued Sebou channel between Eljad bridge and the confluence with Oued Innaouène (1943-2006).

O funcionamento dos mecanismos naturais sofre interferências antrópicas, que se manifestam, sobretudo, na destruição sistemática da vegetação natural em benefício da agricultura, mesmo nas vertentes com declives mais acentuados. A acção antrópica verifica-se, igualmente, em intervenções artificiais efectuadas para a fixação da posição dos canais (e.g., enrocamentos nas margens e canais para derivação do escoamento), bem como na construção de diques e barragens (e.g. barragem Idriss I no oued Inaouère) para diminuir a frequência de ocorrência de cheias. No entanto, não está comprovada a eficácia destas medidas para o controlo da actividade morfodinâmica no fundo do vale a médio e longo prazo, nomeadamente aquando da ocorrência de eventos de maior magnitude.

## BIBLIOGRAFIA

- Faleh, A. (1989) – *Les pays du Sebou pré-rifain: étude géomorphologique*. Thèse de Doctorat de l'Université de Tours, 228p.
- Faleh, A. & Sadiki, A. (2003) – Glissement rotationnel de Dhar El Harrag: exemple d'instabilité de terrain dans le Prérif central. *Bull. de l'Inst. Sci.*, 25: 41-48.
- Heuch, B. (1970) – L'érosion dans le bassin du Sebou: une approche quantitative. *RGM*, 15: 109-125.
- Taous, A. (2005) – Géomorphodynamique fluviale, processus morphosédimentaires, ajustement spatio-temporels, paléoenvironnements et mutations récentes des espaces fluviaux. *Publications de la Faculté des Lettres et des Sciences Humaines Saïs-Fès, Série: Thèse et Monographie*, n°11, 425p.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito de projecto "Cartografia de riscos naturais associados à instabilidade de vertentes no sector jusante da bacia hidrográfica do *oued* Sra, Rif central, Marrocos", tendo beneficiado de comparticipação financeira no quadro da Cooperação GRICES/ CNRST-MAROC (Proc° 4.1.5 Marrocos).



# Instabilidades de arribas em três locais da costa ocidental de Portugal: distribuições no espaço, no tempo e de magnitude-frequência.

*Sea cliff instability in three sites of the western coast of Portugal: space, time and magnitude-frequency distributions.*

F. M. S. F. Marques

Departamento de Geologia & Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, fsmarques@fc.ul.pt.

**Resumo:** A evolução das arribas nas regiões de Monte Clérigo (Aljezur), Avencas – Parede (Cascais) e Ribeira de Ilhas (Ericeira), foi estudada a curto prazo (1999-2003), à escala local, utilizando levantamentos fotográficos sequenciais da face das arribas, e a médio prazo (1947-2000) à escala regional, por comparação de fotografias aéreas. As arribas, com baixa velocidade de evolução, são compostas por alternâncias de margas e calcários do Cretácico (Avencas – Parede e Ribeira de Ilhas) e por xistos argilosos e grauvaques do Carbónico (Monte Clérigo), evoluindo em condições geomorfológicas e oceanográficas distintas.

São apresentadas e debatidas as distribuições espaciais e temporais das instabilidades, fundamentalmente movimentos dos tipos translacional, balançamento e desabamento, e o cálculo da velocidade de evolução. As velocidades de evolução foram idênticas em Ribeira de Ilhas e Monte Clérigo (cerca de 0,01m/ano) e uma ordem de grandeza inferiores em Avencas-Parede (0,001 m/ano). Não foi possível relacionar a ocorrência dos movimentos com os factores desencadeantes, mas foram obtidas relações entre as velocidades de evolução e a potência anual das ondas e o índice *Rock Mass Rating* (RMR) da classificação de Bieniawski (1989).

A relação entre a magnitude (volume) e a frequência dos movimentos nas arribas mostra bom ajustamento a leis de potência ( $y = \alpha x^{-b}$ ) diferentes para os movimentos de maior e menor dimensão. O expoente  $b$  para os movimentos pequenos variou em gama estreita de valores (0,37 a 0,51), enquanto que nos movimentos maiores, o expoente  $b$  foi mais elevado (0,83 a 0,94). Esta diferença está provavelmente relacionada com diferenças de mecanismos entre movimentos pequenos e grandes. O expoente  $b$  da lei de potência parece ser independente das condições locais, enquanto  $\alpha$  parece depender em parte da área exposta das arribas, ou seja da altura e do comprimento de arribas estudadas.

**Palavras-chave:** Arriba, velocidade de evolução, deslizamento, desabamento, magnitude-frequência.

**Abstract:** The sea cliff retreat at three coastal sites of Monte Clérigo (Aljezur), Avencas – Parede (Cascais) and Ribeira de Ilhas (Ericeira) in the west coast of Portugal, was studied over short-term (1999-2003) site-specific scale, using sequential photo surveys of the cliff face, and medium-term (1947-2000) regional scale by comparison of aerial photos. The low retreat rate cliffs are cut in alternating beds of Cretaceous marl and limestone (Avencas – Parede and Ribeira de Ilhas) and shale and greywacke Carboniferous flysh (Monte Clérigo), evolving under different oceanographic and geomorphological conditions.

The space and time distributions of retreat events, mainly planar, toppling and rock fall mass movements, are presented and discussed, and also a way to compute the cliff retreat rates. No relations were found between the frequency of retreat events and the external triggering factors of cliff instability, but relations were found between cliff retreat rates and annual wave power energy input and the Bieniawski Rock Mass Rating (RMR) of each site.

For the relation between magnitude (volume) and frequency of the cliff retreat events a good fit is obtained applying different power laws ( $y = \alpha x^{-b}$ ) for smaller and larger movements. The power law exponent  $b$  for lower volume movements varied over a small range (0.37 to 0.51), and for larger movements exponent  $b$  was higher (0.83 to 0.94). This difference is probably related to different mechanisms of small and large cliff mass movements. The power law exponent  $b$  seems to be site independent, while  $\alpha$  seems to depend on the total area of the cliffs, i.e. cliff length and height, among other factors.

**Keywords:** Sea cliff, retreat rate, landslide, rockfall, magnitude-frequency.

## 1. INTRODUÇÃO

A evolução de arribas litorais processa-se essencialmente por movimentos de massa de vertente com escalas dimensionais extremamente variadas, desde quedas isoladas de pequenos blocos até grandes deslizamentos rotacionais profundos, cuja ocorrência é descontínua no tempo e no espaço (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992). A estas ocorrências, tal como no caso dos movimentos de massa de vertente em geral, está associada perigosidade, definida como a probabilidade de ocorrência no espaço, no tempo e com uma dada magnitude de um fenómeno natural potencialmente perigoso (Guzeti *et al*, 2005).

Para avaliar as três componentes da perigosidade associada à evolução de arribas, ou seja as dimensões e frequência espacial e temporal dos movimentos, foram monitorizados três locais situados na costa ocidental de Portugal, durante um período de tempo intermédio (53 anos, 1947-2000), à escala regional, de forma a identificar e caracterizar os movimentos de maior dimensão, e durante um período curto (1999-2003), à escala local, de forma a monitorizar os movimentos de menor dimensão. Os locais seleccionados correspondem a arribas cortadas em margas e calcários margosos mesozóicos, num troço costeiro exposto à agitação marítima de oeste (Ribeira de Ilhas – RI) e noutro situado num segmento de costa abrigada (Avencas – Parede – AP), e em alternâncias de xistos argilosos e grauvaques do Carbónico expostos a NW (Monte Clérigo – MC).

Para além da monitorização da evolução, foi ainda efectuada caracterização geotécnica dos materiais e maciços constituintes das arribas, por meio de levantamentos de campo e ensaios *in situ* e em laboratório. Existe já um volume considerável de informação sobre as áreas de estudo (Andrade *et al.*, 2002; Marques, 2006b; Moses *et al*, 2006; Neves, 2004). Neste trabalho abordam-se as distribuições espaciais, temporais e de magnitude dos movimentos nas arribas estudadas, debate-se a velocidade de evolução e as suas causas e factores desencadeantes. Analisa-se mais pormenorizadamente as relações entre a magnitude e a frequência dos movimentos em arribas. Os resultados obtidos revelam particularidades da evolução das arribas litorais e sugerem relações que, após confirmação mais alargada, poderão ser aplicados a arribas localizadas em outras regiões.

## 2. ENQUADRAMENTO

Os sectores de arriba estudados, Ribeira de Ilhas (RI), Avencas – Parede (AP) e Monte Clérigo (MC), localizam-se na costa ocidental de Portugal (Fig. 1).

Em RI, as arribas, com altura média de 25 m a 30 m são compostas por camadas quase horizontais de margas, calcários margosos e arenitos do Cretácico inferior (Aptiano inferior), cortadas por pequenas falhas e por filões basálticos (Zbyszewski & Almeida, 1955).

Em AP, as arribas, com altura média de cerca de 6 m, estão incluídas num sector costeiro abrigado, de orientação geral E-W, a oeste de Lisboa, e são compostas por camadas cretácicas quase horizontais de calcários margosos nodulares e calcários alternando com margas (Albiano – Cenomaniano), cortadas por pequenas falhas de orientação NNE-SSW, N-S e WNW-ESE, com algumas destas preenchidas por filões de rochas eruptivas (Ramalho *et al*, 1981).

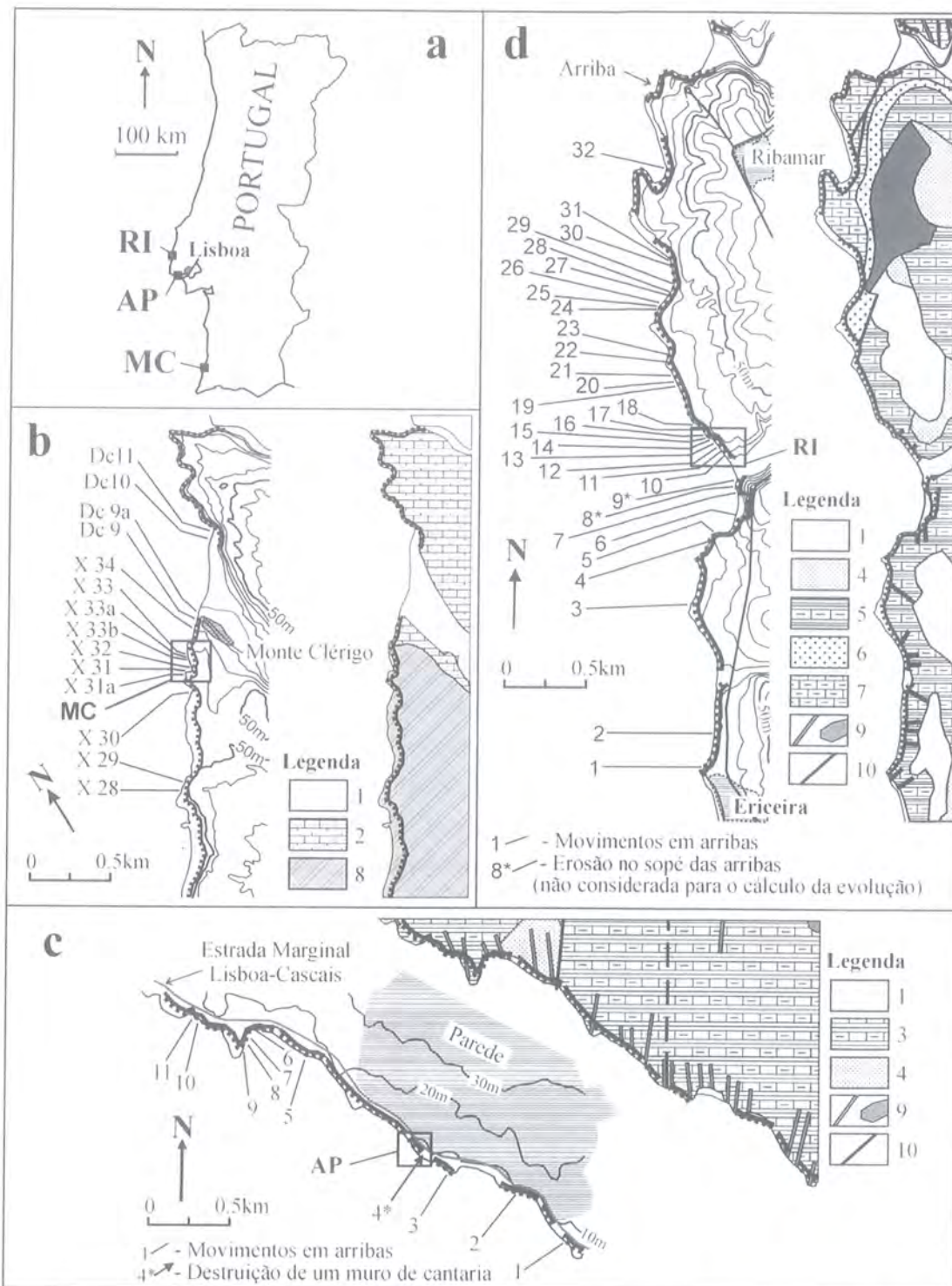


Figura 1 – a. Localização. Enquadramento geológico e morfológico com localização dos movimentos identificados nas fotos aéreas; b. Monte Clérigo (MC); c. Avencas – Parede (AP); d. Ribeira de Ilhas (RI).

Legenda: 1 – depósitos quaternários, aluviões e areias de praia; 2 – eolianito carbonatado (Pleistocénico-Holocénico); 3 – calcários margosos e margas (Albiano-Cenomaniano); 4 – arenitos (Albiano); 5 – margas e calcários margosos (Aptiano inferior); 6 – arenitos (Barremiano superior); 7 – calcários e calcários margosos (Hauteriviano-Barremiano inferior); 8 – xistos e grauvaques (Carbónico); 9 – rochas eruptivas; 10 – falhas.

Figure 1 – a. Location of the studied sites. Geological and morphological setting, and location of slope mass movements identified from aerial photo interpretation; b. Monte Clérigo (MC); c. Avencas – Parede (AP); d. Ribeira de Ilhas (RI).

Legend: 1 – Quaternary deposits, alluvium and beach sands; 2 – Pleistocene-Holocene carbonate eolianite; 3 – Albian-Cenomanian marly limestones and marls; 4 – Albian sandstones; 5 – Lower Aptian marls and marly limestones; 6 – Upper Barremian sandstones; 7 – Hauterivian-Lower Barremian limestones and marly limestones; 8 – carboniferous shales and greywackes; 9 – igneous rocks; 10 – faults.

Em MC, as arribas, com altura média de 40 m, são compostas por alternâncias de xistos argilosos cinzentos escuros e camadas geralmente finas de arenitos ou grauvaques, de idade carbónica (Namuriano médio-Vestefaliano inferior), afectados por dobras e falhas (Fig. 2), em grande parte resultantes da primeira fase de deformação da Orogenia Hercínica, que originou dobramentos de direcção NW-SE e vergência para SW (Ribeiro *et al*, 1987; Silva *et al*, 1990).

Nos três locais, as arribas são limitadas por plataformas de abrasão, com larguras de cerca de 80 m a 100 m, compostas por segmento distal praticamente horizontal e uma zona superior com declive mais acentuado (RI e MC) ou em escadaria (AP), truncadas do lado do mar por um escarpado com comando de 1 m a 3 m, com bordo superior ao nível da baixa-mar. O regime de maré é idêntico nos três locais, do tipo semi diurno mesotidal elevado (Andrade *et al*, 2002), com amplitude média de 2,8 m.

A costa ocidental de Portugal é actuada por um regime de agitação de elevada energia gerado no Atlântico Norte, com ondulação mais frequente de NW e tempestades de W e SW (Pires, 1989). Os locais mais expostos, RI e MC, são actuados por níveis comparáveis de potência média anual das ondas, respectivamente cerca de 45 e 42 kW m<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, enquanto no litoral abrigado de AP, a potência das ondas é uma ordem de grandeza inferior, cerca de 6 kW m<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup> (Andrade & Barata, 2002).

O território de Portugal é afectado por considerável actividade sísmica e, durante o período de monitorização da evolução das arribas à escala regional, os três locais foram afectados pelo sismo de 28 de Fevereiro de 1969, com intensidade local (Mercalli modificada) de 8 em MC, 6 em AP e 7 em RI, e outros sismos com intensidade local inferior a 6 (Anónimo, 1947-2003), pouco relevantes como factor desencadeante de instabilidades de vertente (Keefer, 1984).

A precipitação média em MC (estação de Aljezur, a 5 km da costa) é de cerca de 565 mm/ano (1932-2003), com tendência de aumento médio de 0,3 mm/ano (Marques, 2003), com valores anuais muito variáveis desde cerca de 300 mm/ano a mais de 800 mm/ano. A maior parte da precipitação ocorre entre Outubro e Maio, geralmente concentrada em períodos curtos. Na região de AP, a precipitação média é de cerca de 695 mm/ano e ocorre predominantemente no Inverno mas menos concentrada no tempo do que em MC, tendência esta que se acentua na região de RI, com precipitação média de cerca de 780 mm/ano (INAG, sem data).

### 3. CARACTERIZAÇÃO GEOTÉCNICA DAS ARRIBAS

A caracterização geotécnica das arribas, que foi efectuada à escala local, incidindo nas arribas monitorizadas a curto prazo (1999-2003), envolveu o estudo de tipos litológicos representativos, realizado de acordo com os métodos sugeridos pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas, por meio de ensaios laboratoriais (peso volúmico seco, densidade das partículas sólidas, ensaio de carga pontual) (ISRM, 1979, 1985) e de campo (martelo de Schmidt do tipo L), enquanto no que respeita aos maciços foram efectuados levantamentos de descontinuidades com carácter sistemático (ISRM, 1978). Dado que as propriedades de cada tipo litológico não é representativa da totalidade da face das arribas estudadas, dos resultados obtidos (Marques, 2006b) exploram-se apenas os ensaios de resistência com martelo de Schmidt ponderados em função da proporção de área de afloramento de cada tipo litológico na face das arribas (Quadro 1) e a informação sobre resistência de materiais e compartimentação dos maciços sob a forma do índice RMR (*Rock Mass Rating*) da classificação de Bieniawski (1989) para maciços rochosos

(Quadro 2). Para o cálculo do índice RMR, foram consideradas as condições mais favoráveis e desfavoráveis em cada caso, de forma a expressar as grandes variações de resistência entre os tipos litológicos que compõem as arribas em cada local.

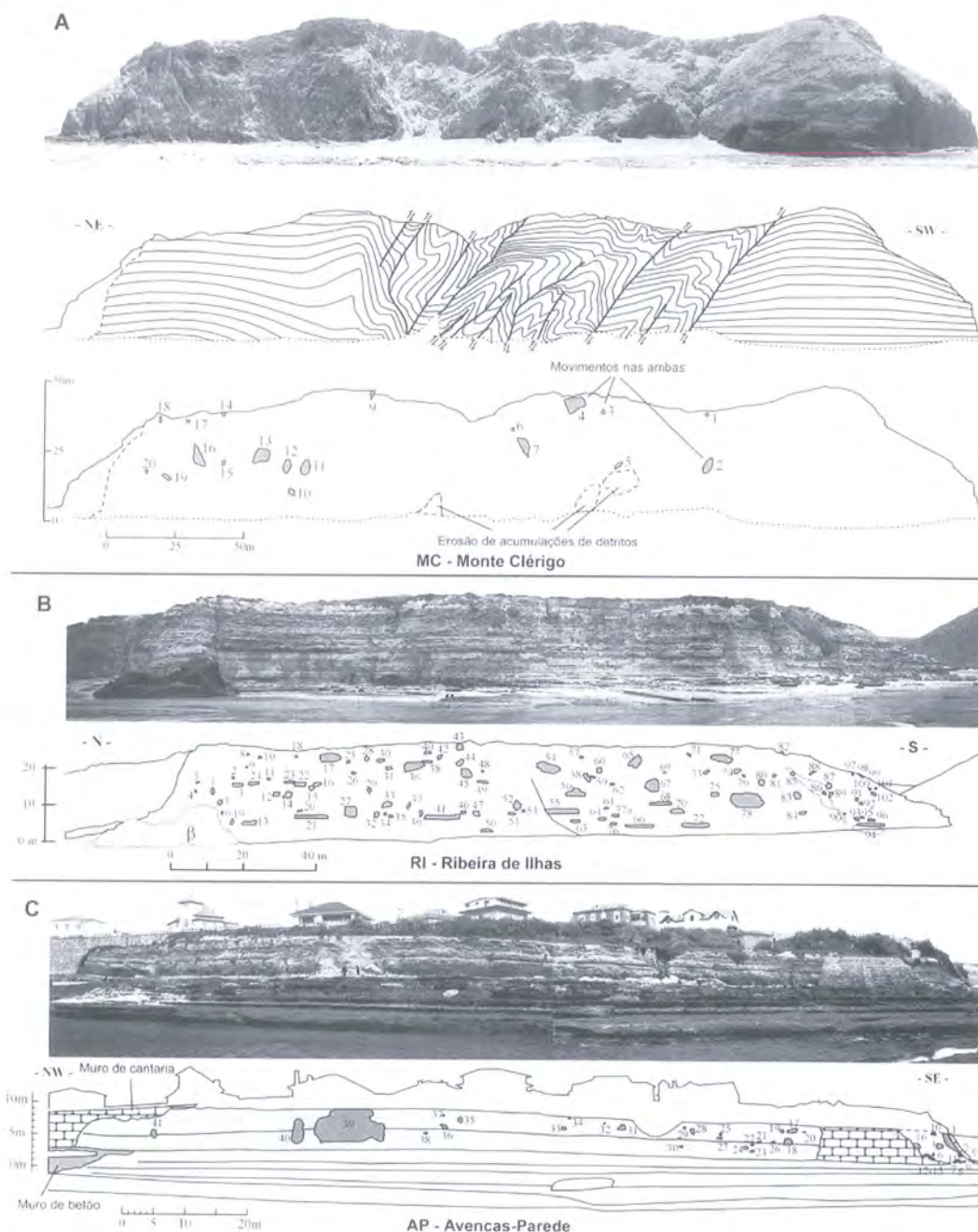


Figura 2 – **A.** Monte Clérigo (MC): Vista da arriba, esboço da estrutura geológica (xistos e grauwaques do Carbónico) e localização dos movimentos identificados nas fotos de campo (1/07/1999 a 6/04/2003); **B.** Ribeira de Ilhas (RI): Vista da arriba (margas e calcários margosos - Aptiano inferior; filões de basalto -  $\beta$ ) e movimentos identificados nas fotos de campo (3/08/1999 a 7/08/2003); **C.** Avencas – Parede (AP): Vista da arriba (calcários margosos e margas do Albiano-Cenomaniano) e movimentos identificados nas fotos de campo (30/06/1999 a 12/08/2003).

Figure 2 – **A.** Monte Clérigo site (MC): Field view of the sea cliff, sketch of the geological structure (Carboniferous shale and greywacke) and location of the slope mass movements detected in field photo surveys (July 1, 1999 to April 6, 2003); **B.** Ribeira de Ilhas site (RI): Field view (Lower Aptian marls and marly limestones;  $\beta$  - basalt dykes) and mass movements from field photo surveys (August 3, 1999 to August 7, 2003). **C.** Avencas – Parede site (AP): Field view (Albian-Cenomanian marly limestones and marls) and mass movements from field photo surveys (June 30, 1999 to August 12, 2003).

Quadro 1

Resistência à compressão uniaxial deduzida dos ensaios com martelo de Schmidt, ponderada em função da proporção de cada tipo litológico exposto na face das arribas.

Table 1

Weighted unconfined compressive strength computed from Schmidt hammer data and the relative surface of exposure at the cliff faces.

		Resistência à compressão uniaxial média (Schmidt) Mean unconfined compressive strength (MPa)	Nº de ensaios Number of tests	Área relativa de exposição na face das arribas Relative surface of exposure	Resistência à compressão uniaxial ponderada (Schmidt) Weighted unconfined compressive strength (MPa)
MC	Grauvaque Greywacke	66.1	781	0.353	
	Xisto argiloso Shale	52.4	928	0.647	57.2
AP	Calcário margoso Marly limestone	52.1	483	0.70	
	Marga Marl	34.8	269	0.30	46.9
RI	Calcário Limestone	78.7	120	0.099	
	Calcário margoso Marly limestone	59.5	640	0.448	46.3
	Marga Marl	26.1	80	0.453	

Quadro 2

Cálculo do índice RMR da classificação de Bieniawski (1989) das arribas.

Table 2

Computing of the Bieniawski (1989) classification RMR for the cliff faces.

Parâmetros de classificação (Bieniawski, 1989) Classification parameters (Bieniawski, 1989)	MC		AP		RI	
	Máx.	Min.	Máx.	Min.	Máx.	Min.
Resistência da rocha intacta Rock strength	6	4	5	4	5	3
RQD (Rock Quality Designation)	13	13	20	17	17	13
Espaçamento de descontinuidades Spacing of discontinuities	20	10	15	10	15	10
Condições das descontinuidades Condition of discontinuities	21	12	22	16	20	10
Circulação de água Groundwater	7	7	7	7	7	7
Factor de ajuste para a orientação das descontinuidades Adjustment for discontinuity orientations	-25	-25	-25	-25	-25	-25
RMR (Rock Mass Rating)	42	21	44	29	39	18

#### 4. DETERMINAÇÃO DA EVOLUÇÃO DAS ARRIBAS

A evolução das arribas foi determinada à escala regional a médio prazo e à escala local a curto prazo. À escala regional foi determinada por estudos comparativos de fotografias aéreas de 1947 e de 2000. Foram ainda utilizadas fotos de idade intermédia para reduzir a incerteza na data de ocorrência dos movimentos. Como as distribuições espacial e temporal dos movimentos em arribas são muito irregulares, os sectores de costa estudados foram substancialmente maiores do que os monitorizados a curto prazo, com a finalidade de obter amostra mais representativa. A identificação dos movimentos foi efectuada com um estereoscópio de mesa provido de oculares de ampliação de 8x e as suas dimensões foram medidas

com uma rede calibrada com dimensão da célula de 0,083 mm, utilizando métodos descritos em Marques (2006a) de forma a manter os erros de medição abaixo de  $\pm 1,5$  m no terreno.

A evolução à escala local foi realizada por levantamentos sequenciais de fotografias com estereoscopia da face das arribas, que incluíram escalas graduadas com 2 m junto ao sopé, e que abrangeram um período de cerca de 4 anos (1999-2003). A identificação e medição dos movimentos foi também executada com estereoscópio com oculares de ampliação, por comparação sistemática de camadas e grupos de camadas, utilizando-se ainda o apoio de fotos oblíquas à face das arribas para facilitar a estimativa dos volumes deslocados.

## **5. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E TEMPORAL DE MOVIMENTOS**

A distribuição espacial dos movimentos está descrita nos gráficos da figura 3. Nos inventários de movimentos obtidos a partir das fotografias aéreas, apresentam-se as curvas acumuladas da área horizontal perdida ao nível da crista das arribas, ao longo do comprimento de arribas estudado, considerando origens dos comprimentos de arribas nos limites sul (MC e RI) e leste (AP) dos sectores costeiros monitorizados. Nos inventários obtidos a partir das fotografias de campo, apresentam-se as curvas acumuladas do volume deslocado pelos movimentos, ao longo do comprimento do troço de arribas estudado. O declive da regressão linear dos troços aproximadamente rectilíneos das curvas corresponde ao recuo médio em metros para o sector correspondente, para o período de tempo considerado, no caso da informação baseada nas fotos aéreas, enquanto nas fotos de campo corresponde ao recuo médio expresso em metros quadrados para o período de tempo estudado e para a altura média das arribas.

Em termos gerais, na monitorização à escala regional, regista-se grande variação da densidade de movimentos ao longo dos sectores costeiros estudados, com concentração de movimentos nos locais seleccionados para monitorização a curto prazo em MC e, especialmente, em RI. Tais variações na distribuição de movimentos podem decorrer dos efeitos combinados de um grande número de factores que incluem: (I) variações de estrutura, fracturação e resistência dos materiais das arribas; (II) tipo de ataque das ondas à base das arribas ligado à morfologia dos fundos próximos, à morfologia e extensão de plataformas de abrasão, praias de areia ou de calhaus e acumulações de detritos ou de blocos resultantes de movimentos anteriores; (III) da morfologia da arriba e das zonas envolventes (facilitando ou não a infiltração de água das chuvas no maciço); (IV) da presença de singularidades geológicas como falhas, filões e dobras; (V) da exposição aos rumos dominantes da agitação marítima, fundamentalmente em períodos de temporal. Dependem, portanto, de um conjunto de variáveis muito numeroso, muitas delas difíceis de caracterizar com o pormenor necessário para obter conclusões sobre a sua importância relativa como factores condicionantes e desencadeantes dos movimentos em arribas. É, ainda, de notar que o período de monitorização possível, da ordem de meio século é ainda curto face à periodicidade dos movimentos, pelo que a amostragem efectuada pode ainda não ser representativa da evolução a longo prazo.

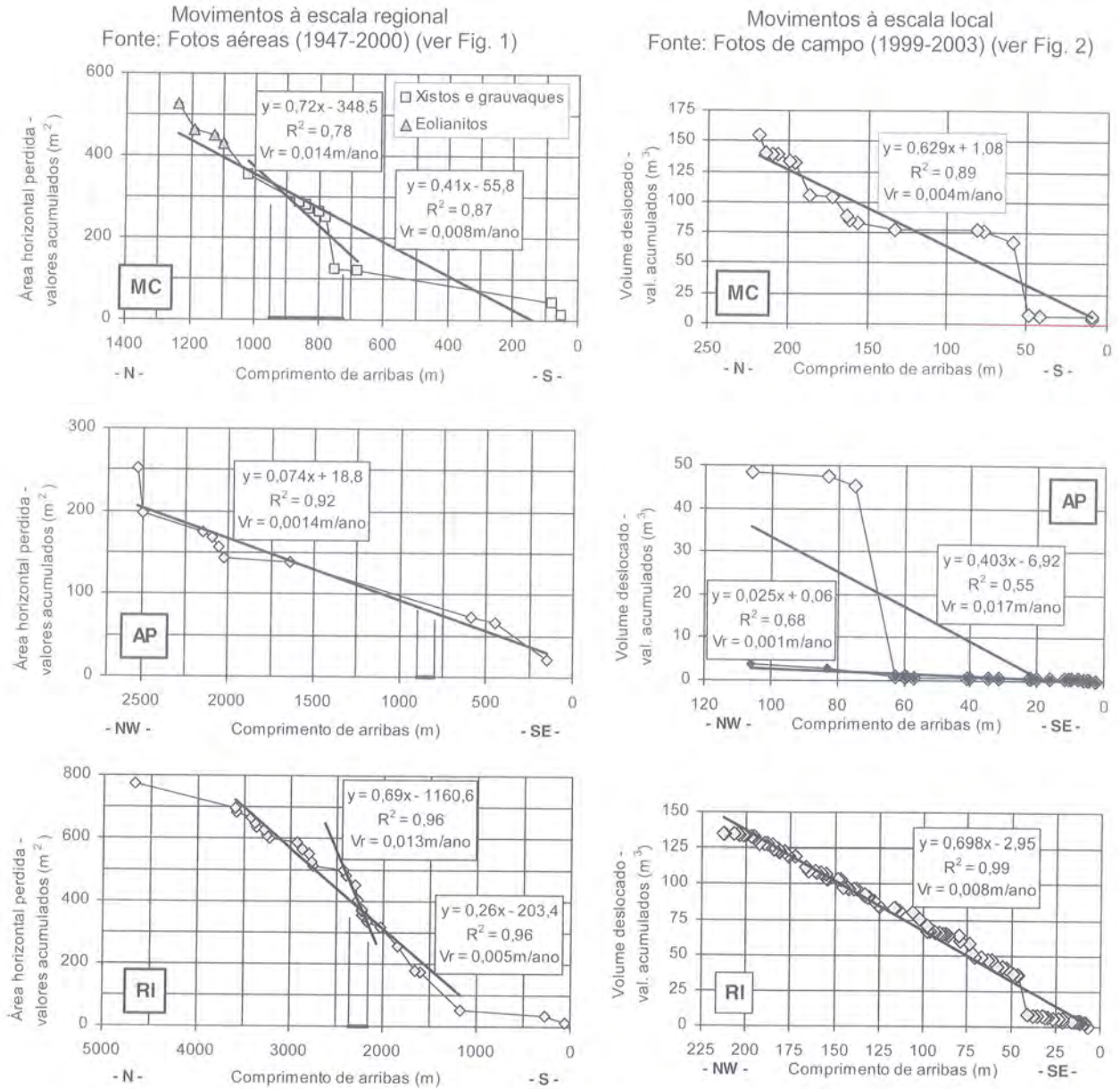


Figura 3 – Variação dos valores acumulados de área horizontal perdida (esquerda) e de volume deslocado (direita) para valores crescentes de comprimento de arribas, medido a partir dos extremos Sul (MC e RI) e Leste (AP) dos troços costeiros estudados. Na coluna da esquerda (dados das fotos aéreas), o declive das rectas de regressão corresponde ao recuo médio das arribas em metros para o período de monitorização de 53 anos e Vr é a velocidade média de recuo das arribas obtida dividindo o valor do declive pelo número de anos do estudo (ver texto). As barras horizontais indicam os troços de arriba monitorizados com as fotos de campo. Na coluna da direita (dados das fotos de campo), o declive das rectas de regressão corresponde ao recuo médio em  $\text{m}^2$  para o período de monitorização de 4 anos, e Vr é a velocidade média de recuo das arribas obtida dividindo o valor do declive pelo número de anos do estudo e pela altura média das arribas em metros (ver texto). Em AP apresenta-se a série correspondente a todos os movimentos (regressão linear de reduzido significado) e na série de menor declive geral (losangos negros) excluiu-se o balançamento de dimensão excepcional (ver texto).

Figure 3 – Variation of cumulative horizontal area lost (left column) and of cumulative displaced volume (right column with cliff length) for the studied sites (MC, AP and RI). In the left column, the slope of the best fit lines is the cliff retreat in metres for the 53 year study period, and Vr is the mean cliff retreat rate computed dividing the slope value by the number of years of the study. The thick horizontal bars indicate the extent of the sites studied with field photos. In the right column, the slope of the best fit lines is the cliff retreat in  $\text{m}^2$  for the 4 year study period, and Vr is the mean cliff retreat rate computed dividing the slope value by the number of years of the study and by the mean cliff height in metres. At AP the upper series includes all movements and the lower series excludes the exceptional toppling failure occurred during the field photo monitoring period.

À escala local (Fig. 2 e 3), verifica-se uma certa regularidade na distribuição dos movimentos em RI e, em menor grau em MC, com maior densidade de movimentos na parte norte da arriba, com camadas quase horizontais, enquanto na parte sul os movimentos identificados foram em menor número, apesar da estrutura geológica ser caracterizada por intenso dobramento. Este facto, algo surpreendente, pode estar ligado ao perfil actual da arriba, quase vertical na parte norte e com declive médio da ordem de  $45^\circ$  na parte sul, o que pode compensar a menor resistência local do maciço. Em AP, os movimentos foram mais frequentes na zona leste da arriba, ou seja, na zona situada a cota mais baixa e mais exposta aos efeitos da agitação marítima.

A determinação da distribuição temporal da ocorrência de movimentos foi condicionada à disponibilidade de séries de fotografias aéreas com datas compreendidas entre 1947 e 2000 (1958, 1980, 1991, 1995 em MC; 1958, 1984, 1998 em AP; 1958, 1980, 1996 em RI), e às possibilidades práticas de realizar os levantamentos periódicos de fotos de terreno (5 em MC, 3 em AP e 4 em RI). Destas limitações decorre a impossibilidade de relacionar a ocorrência de movimentos com os factores desencadeantes, como chuvas intensas e/ou prolongadas, temporais no mar ou sismos. A informação obtida não permite evidenciar padrões característicos na distribuição temporal do número de movimentos, área horizontal perdida ou volume deslocado, evidenciando extrema variabilidade de local para local e para intervalos de tempo de monitorização semelhantes. Neste contexto, e dado que se torna extraordinariamente difícil melhorar substancialmente a resolução temporal dos inventários, pode tomar-se, como primeira aproximação ao problema, uma distribuição dos movimentos uniforme ao longo do tempo.

Aceitando aquela simplificação da distribuição temporal, é possível calcular as velocidades médias de evolução das arribas, dividindo o declive da regressão linear pelo número de anos do estudo, para a informação obtida a partir das fotos aéreas, e dividindo o declive da regressão linear pelo número de anos do estudo e pela altura média da arriba, no caso da informação obtida a partir das fotos de campo. Os resultados obtidos estão na figura 3, acompanhando as regressões lineares que abrangem diferentes sectores de arribas.

## 6. ANÁLISE DE RESULTADOS

As velocidades de evolução das arribas nos sectores costeiros expostos a oeste (MC e RI) foram semelhantes (0,014 e 0,013 m/ano) à escala regional, mas um pouco inferiores e algo diferentes à escala local (0,004 e 0,008 m/ano). Estas diferenças podem explicar-se pelas dificuldades em identificar movimentos em MC, devido a sombras e iluminação ou visibilidade deficiente da face da arriba, e por outro lado, ao período de monitorização não ter sido suficientemente longo para abranger movimentos de maiores dimensões. O contrário sucedeu no litoral abrigado de AP com velocidade de evolução uma ordem de grandeza inferior a MC e RI (0,0014 m/ano) à escala regional, mas superior à escala local (0,017 m/ano), fundamentalmente pela ocorrência de um balançamento de dimensão excepcional face à morfologia da arriba, que é responsável por descontinuidade na curva cumulativa dos volumes deslocados e pela obtenção de muito baixo coeficiente de correlação para a regressão linear dos dados (Fig. 3). Neste caso, não considerando o balançamento excepcional, cujos efeitos nas velocidades de evolução tende a reduzir-se com o aumento do período de monitorização, a evolução cai para valores compatíveis com os observados à escala regional (0,001 m/ano) (Fig. 3).

Os resultados obtidos, apesar das inevitáveis diferenças decorrentes de diferentes períodos de monitorização e áreas abrangidas não coincidentes, mostram que os maiores movimentos são os principais responsáveis pela evolução das arribas (Fig. 4) o que constitui um argumento indirecto para suportar os métodos que tem sido utilizados para abordar este problema (Marques, 1997a, b, 1998, 2003, 2006b).

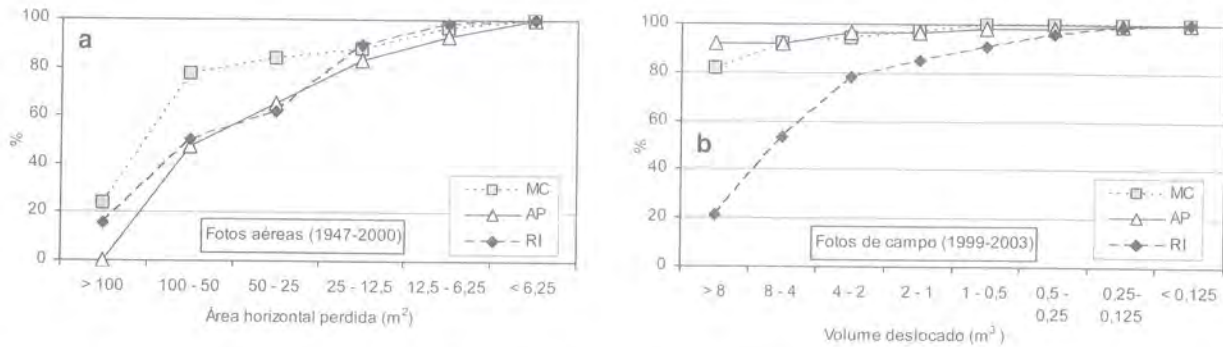


Figura 4 – Gráficos acumulados de área horizontal perdida por classes decrescentes de área dos movimentos (a) e de volume deslocado por classes decrescentes de volume dos movimentos (b).

Figure 4 – a. Cumulative plot of horizontal area lost by decreasing retreat event area classes (aerial photos, 1947-2000). b. Cumulative plot of volume displaced by decreasing retreat event volume classes (field photos, 1999-2003).

As velocidades de evolução à escala regional e local (excluindo a influência do balançamento em AP) estão de acordo com a potência média anual das ondas e com os valores do índice RMR da classificação de Bieniawski, enquanto os resultados obtidos com o martelo de Schmidt foram inconclusivos, parecendo insuficientes para serem utilizados isoladamente como indicadores da evolução das arribas, visto não poderem ter em conta a influência da compartimentação (orientação, espaçamento, rugosidade e resistência de descontinuidades) dos maciços rochosos que as compõem. Estas observações necessitam de confirmação mais alargada, visto que foram estudados apenas 3 locais, embora sugiram que o índice RMR e a potência libertada pelas ondas possam ser indicadores válidos da evolução de arribas.

Um outro aspecto com implicações na determinação da perigosidade é o das relações entre a magnitude e a frequência dos movimentos em arribas. Em contextos não costeiros, tem sido observado bom ajustamento de leis de potência à distribuição de áreas de movimentos de massa de vertente (“landslides”) e ao volume de desabamentos em escarpas rochosas (Hovius *et al*, 1997; Hungr *et al*, 1999; Dai & Lee, 2001; Dussauge-Peisser *et al*, 2002; Guzzetti *et al*, 2002; Iwahashi *et al*, 2003; Brardinoni & Church, 2004; Malamud *et al*, 2004). A informação obtida neste trabalho foi analisada em termos da relação volume-frequência, em que a frequência é dada pelo número de eventos dividido pelo número de anos do inventário. Para cada inventário de movimentos foi estudado o ajustamento de leis de potência do tipo:

$$n(V) = \alpha V^{-b}$$

em que  $V$  é o volume,  $n(V)$  é o número de movimentos por ano com volume maior do que  $V$ , e  $\alpha$  e  $b$  são constantes. Em cada inventário foram excluídos os movimentos de menor dimensão, que, por estarem próximos dos limites de detecção dos métodos utilizados, são susceptíveis de estar sub-avaliados. Esta selecção de movimentos foi efectuada impondo limiares de rejeição de valores progressivamente mais

elevados até que o ajustamento por lei de potência fosse aceite pelo teste de Qui-quadrado, ou, nos inventários mais pequenos, que o expoente da lei de potência não sofresse alteração para limiares superiores. Os gráficos de frequência acumulada mostram que não existe uma única lei de potência que possa caracterizar a distribuição de movimentos pequenos e grandes, ao contrário do que tem sido sugerido (Hovius *et al.*, 1997; Hungr *et al.*, 1999; Dai & Lee, 2001; Dussauge-Peisser *et al.*, 2002; Guzzetti *et al.*, 2002; Iwahashi *et al.*, 2003; Brardinoni & Church, 2004), mas que para movimentos pequenos, o expoente  $b$  variou entre 0,37 e 0,51, enquanto nos movimentos maiores o expoente  $b$  foi mais elevado, entre 0,83 e 0,94, nos movimentos detectados nas fotos aéreas, e entre 0,78 e 1,35 nos identificados nas fotos de campo. Neste último caso, as maiores variações do expoente  $b$  nos movimentos maiores dos inventários das fotos de campo podem estar ligados a uma amostragem pouco representativa destes, visto que são os menos frequentes e o período de monitorização foi relativamente curto face à periodicidade da sua ocorrência. A variável  $\alpha$  das leis de potência variou em gama larga de valores e parece depender da extensão de arribas estudadas. De facto, normalizando a frequência para um comprimento fixo de arribas (1 km) e para uma altura também fixa (1 m), os diferentes inventários tornam-se muito mais próximos entre si (Fig. 6), verificando-se que para os movimentos maiores, a relação magnitude-frequência pode ser estimada considerando uma lei de potência com expoente  $b$  de 0,85 e  $\alpha$  de 0,13, enquanto nos movimentos menores, o expoente  $b$  de 0,45 permite bom ajustamento ao declive dos inventários (Fig. 6), mas  $\alpha$  tem intervalo de variação mais largo, entre 0,4 e 1,7.

Os valores de  $b$  obtidos neste estudo para os movimentos pequenos são semelhantes aos que tem sido referidos para inventários de desabamentos em escarpas rochosas (Dussauge-Peisser *et al.*, 2002; Chau *et al.*, 2003), enquanto nos movimentos maiores,  $b$  aproxima-se de valores característicos de inventários de deslizamentos e outros movimentos de massa de vertente em termos de áreas dos movimentos (Hovius *et al.*, 1997; Guzzetti *et al.*, 2002; Malamud *et al.*, 2004) e de volumes deslocados (Dai & Lee, 2001; Brardinoni & Church, 2004).

As pequenas variações do expoente  $b$  nos diferentes locais sugerem que este é independente das condições locais, ou seja, não é significativamente influenciado pela resistência dos materiais ou do contexto geomorfológico, tal como sugere Dussauge-Peisser (2002) para escarpas rochosas, enquanto  $\alpha$  parece depender fortemente da extensão das arribas, não sendo porém de excluir a possível influência de outros factores.

## 7. COMENTÁRIOS FINAIS E CONCLUSÕES

As velocidades de evolução das arribas à escala regional (1947-2000) em litorais expostos a oeste foram semelhantes em RI (0,013 m/ano) e MC (0,014 m/ano), apesar das diferenças de litologia (RI – alternâncias de margas e calcários do Cretácico; MC – xistos e grauvaques do Carbónico), enquanto no litoral abrigado de AP a velocidade de evolução foi de uma ordem de grandeza inferior (0,0014 m/ano). À escala local, os valores foram um pouco inferiores em RI e MC, com maiores diferenças que podem decorrer de um período de monitorização muito mais curto (1999-2003), enquanto em AP, se for excluído um movimento de dimensão excepcional ocorrido durante a monitorização, a velocidade de evolução foi da mesma ordem de grandeza da determinada à escala regional.

O índice RMR da classificação de Bieniawski e a potência anual libertada pelas ondas revelaram-se indicadores com potencialidades para caracterizar a resistência dos maciços constituintes das arribas e, pelo menos, como parte dos factores externos condicionantes e desencadeantes dos movimentos em arribas.

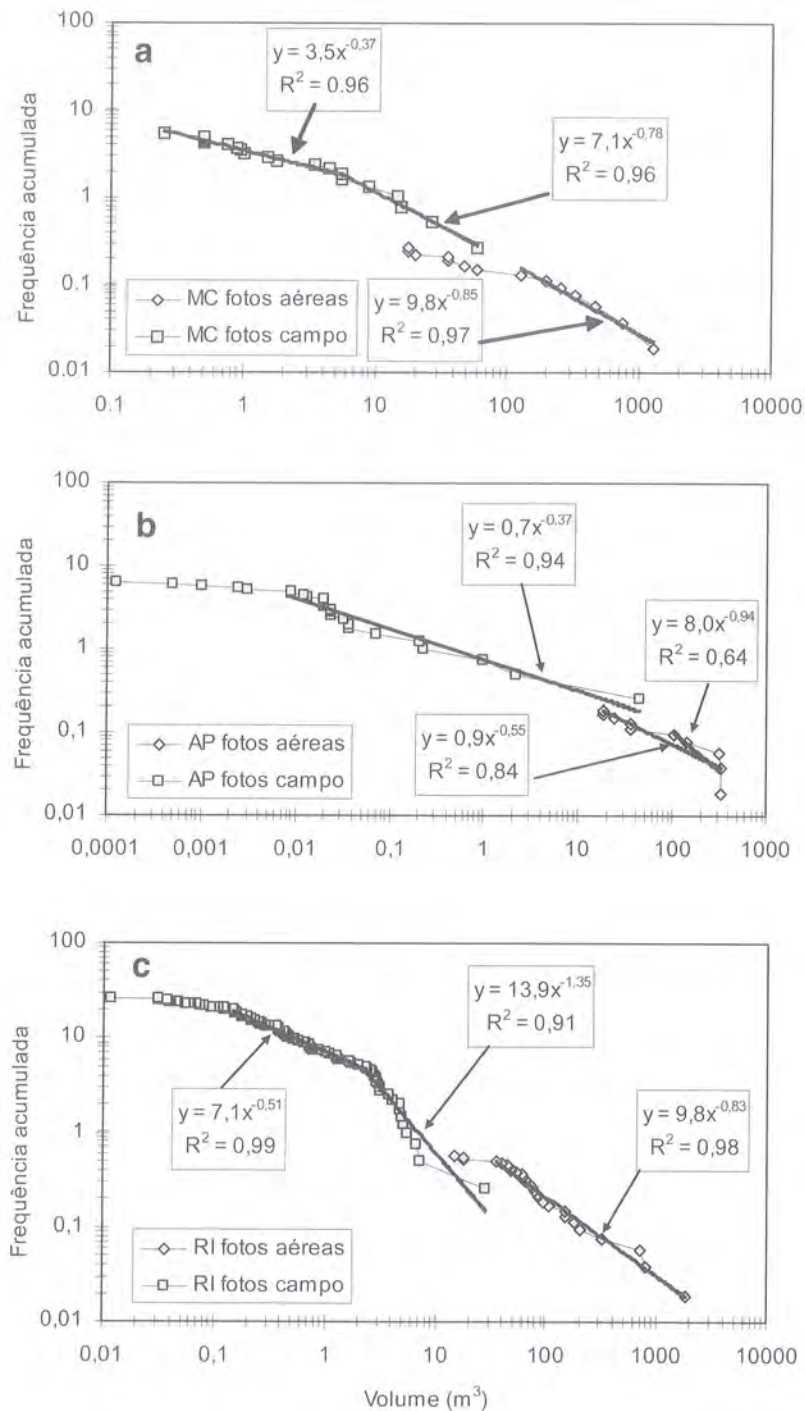


Figura 5 – Gráficos de volume-frequência acumulada dos movimentos identificados nas fotos aéreas e de campo, com as leis de potência para movimentos maiores e menores. **a.** Monte Clérigo (MC); **b.** Avencas – Parede (AP); **c.** Ribeira de Ilhas (RI).

Figure 5 – Volume-cumulative frequency plots of movements data from aerial and field photos, with best fit power laws for large and small slope mass movements. **a.** Monte Clérigo (MC); **b.** Avencas – Parede (AP); **c.** Ribeira de Ilhas (RI).

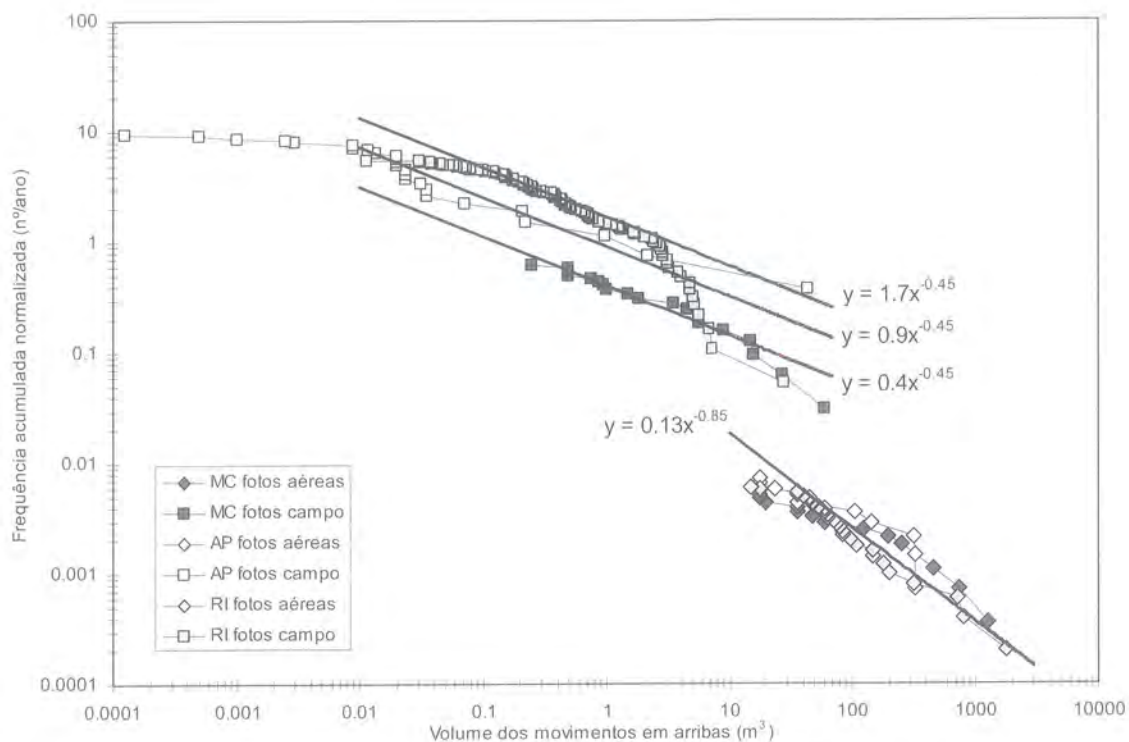


Figura 6 – Gráfico de volume-frequência acumulada normalizada para comprimento (1 km) e altura (1 m) padrões das arribas, dos movimentos identificados nas fotos aéreas e de campo, com leis de potência para movimentos maiores e menores.

Figure 6 – Volume-cumulative frequency normalized by cliff length (1 km) and height (1 m) plots of movements data from aerial and field photos, with best fit power laws for large and small slope mass movements.

A relação volume-frequência dos movimentos nos três locais estudados mostrou bom ajustamento a leis de potência ( $n(V) = \alpha V^{-b}$ ) diferentes para pequenos e grandes movimentos, ou seja, comportamento diferente do referido para deslizamentos em contextos não costeiros e para desabamentos em escarpas rochosas, para os quais têm sido propostas leis de potência válidas para a totalidade da gama dimensional dos movimentos inventariados. O expoente  $b$  dos movimentos pequenos nas arribas (0,45) é semelhante aos que têm sido sugeridos para inventários de desabamentos em escarpas rochosas e o expoente  $b$  dos movimentos maiores (0,85) aproxima-se dos que têm sido referidos para deslizamentos em contextos não costeiros. A variável  $\alpha$  mostrou forte dependência da extensão das arribas estudadas, obtendo-se bom ajustamento dos inventários ao normalizar a frequência pela altura e comprimento das arribas. Para movimentos maiores, a lei de potência com  $\alpha = 0,13$  forneceu bons resultados, enquanto nos movimentos menores houve maior dispersão de resultados, entre cerca de 0,6 a 1,6.

A reduzida dimensão dos inventários de movimentos produzidos no presente estudo e o muito limitado número de locais estudados, a que acresce a multiplicidade de outros problemas envolvidos na evolução das arribas litorais, nomeadamente a influência da resistência dos maciços rochosos e da energia libertada pelas ondas na velocidade de evolução, e as relações entre os movimentos em arribas e os factores desencadeantes (componente temporal da perigosidade), indicam a necessidade de investir em estudos mais alargados e noutros contextos geomorfológicos, de forma a consolidar os aspectos até ao momento caracterizados de forma aparentemente mais satisfatória, da distribuição espacial e da magnitude-frequência dos movimentos. Relativamente à distribuição espacial e, em especial, da relação

magnitude-frequência, é necessário melhorar os métodos de processamento de informação utilizados, de forma a obter estatísticas mais robustas e de maior confiança para a previsão da perigosidade.

## BIBLIOGRAFIA

- Andrade, C.; Marques, F.; Freitas, M. C.; Cardoso, R.; Madureira, P. (2002) – Shore platform downwearing and cliff retreat in the Portuguese west coast. *Littoral 2002, The Changing Coast*, 22-26 Sept, Porto, Portugal, Proc., p. 423-431.
- Andrade, C. & Barata, A. (2002) – Technical Report on Tides and Waves. Unpublished Report, *Project ESPED - European Shore Platform Erosion and Development - Contract MAS3-CT98-0173*, European Union.
- Anónimo (1947-2003) – *Anuário Sismológico de Portugal*. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa.
- Bieniawski, Z. T. (1989) – *Engineering Rock Mass Classifications*. Wiley, New York.
- Brardinoni, F. & Church, M. (2004) – Representing the landslide magnitude-frequency relation: Capilano River basin, British Columbia. *Earth Surf. Process Landforms*, 29: 115-124.
- Chau, K. T.; Wong, R. H. C.; Liu, J.; Lee, C. F. (2003) – Rockfall Hazard Analysis for Hong Kong Based on Rockfall Inventory. *Rock Mech. Rock Engng.*, 36 (5): 383-408.
- Dai, F. C. & Lee, C. F. (2001) – Frequency-volume relation and prediction of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology*, 59: 253-266.
- Dussauge-Peisser, C.; Helmstetter, A.; Grasso, J.-R.; Hantz, D.; Desvarreux, P.; Jeannin, M.; Giraud, A. (2002) – Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. *Nat. Hazards Earth System Sciences*, 2: 15-26.
- Guzzetti, F.; Malamud, B. D.; Turcotte, D. L.; Reichenbach, P. (2002) – Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth Plan. Sci. Letters*, 195: 169-183.
- Guzzetti, F.; Reichenbach, P.; Cardinali, M.; Galli, M.; Ardizzone, F. (2005) – Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72: 272-299.
- Hovius, N.; Stark, C. P.; Allen, P. A. (1997) – Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25: 231-234.
- Hungr, O.; Evans, S. G.; Hazzard, J. (1999) – Magnitude and frequency of rock falls along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Can. Geotech. J.*, 36: 224-238.
- INAG (sem data) – Instituto da Água. Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos – Meteorologia – Dados de base. <http://snrh.inag.pt/>.
- Iwahashi, J.; Watanabe, S.; Furuya, T. (2003) – Mean slope-angle frequency distribution and size frequency distribution of landslide masses in Higashikubiki area, Japan. *Geomorphology*, 50: 349-364.
- ISRM (1978) – Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 15: 319-368.
- ISRM (1979) – Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 16: 141-156.
- ISRM (1985) – Suggested methods for determining point load strength. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 22: 51-60.
- Keefer, D. K. (1984) – Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am Bull.*, 95: 406-421.
- Malamud, B. D.; Turcotte, D. L.; Guzzetti, F.; Reichenbach, P. (2004) – Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surf. Process Landforms*, 29: 687-711.
- Marques, F. M. S. F. (1997a) – *As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa; 556p.
- Marques, F. M. S. F. (1997b) – Evolução de arribas litorais: Importância de estudos quantitativos na previsão de riscos e ordenamento da faixa costeira. "Colectânea de Ideias sobre a Zona Costeira de Portugal", Associação EUROCOAST-PORTUGAL, Porto, p. 67-86.

- Marques, F. M. S. F. (1998) – Sea cliff retreat in Portugal: overview of existing quantitative data. *V Cong. Nacional Geologia*. 18-20 Nov. 1998, Lisboa, Comun. IGM, T. 84 (1), C-75-78.
- Marques, F. M. S. F. (2003) – Landslide activity in Upper Paleozoic shale sea cliffs: a case study along the western coast of the Algarve (Portugal). *Bull. Eng. Geology Environment*, 62 (4): 299-313.
- Marques, F. M. S. F. (2006a) – A simple method for the measurement of cliff retreat from aerial photographs. *Zeitschrift für Geomorphologie - Supplementbände*, 144: 39-59.
- Marques, F. M. S. F. (2006b) – Rates, patterns and timing of cliff retreat. A case study on the west coast of Portugal. *Zeitschrift für Geomorphologie - Supplementbände*, 144: 231-257.
- Moses, C. A.; Robinson, D. A.; Williams, R. B. G.; Marques, F. M. S. F. (2006) – Laboratory simulations of weathering and erosion processes on selected ESPED shore platform lithologies. *Zeitschrift für Geomorphologie - Supplementbände*, 144: 19-37.
- Neves, M. R. N. N. (2004) – *Evolução actual dos litorais rochosos da Estremadura Norte. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 574p.
- Pires, H. O. (1989) – *O Clima de Portugal. Alguns aspectos do clima de agitação marítima de interesse para a navegação na costa de Portugal*. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica.
- Ramalho, M. M.; Rey, J.; Zbyszewski, G.; Alves, C. A. M.; Almeida, F. M.; Costa, C.; Kullberg, M. C. (1981) – Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 e Notícia Explicativa da Folha 34-C Cascais. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Ribeiro, A.; Oliveira, J. T.; Ramalho, M.; Ribeiro, M. L.; Silva, L. (1987) – Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000. Notícia Explicativa da folha 48-D, Bordeira. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Silva, J. B.; Oliveira, J. T.; Ribeiro, A. (1990) – Structural outline. In Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, p. 348-362.
- Sunamura, T. (1992) – *Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, New York, 302p.
- Trenhaile, A. S. (1987) – *Geomorphology of Rock Coasts*. Clarendon Press, Oxford, 384p.
- Zbyszewski, G. & Almeida, F. M. (1955) – Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 e Notícia Explicativa da Folha 30-C Torres Vedras. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado e realizado no âmbito do projecto ESPED – European Shore Platform Erosion Dynamics, contrato MAS3CT-98-0173, financiado pela Comissão Europeia. O autor agradece a Renato Cardoso e Pedro Madureira a colaboração prestada nos trabalhos de campo e de laboratório.



# PALEOAMBIENTES, GEODIVERSIDADE E PATRIMÓNIO



# Dunas carbonatadas e depósitos correlativos na Estremadura (Portugal). Variações do nível do mar e neotectónica.

*Carbonate dunes and related deposits in Estremadura (Portugal). Sea-level changes and neotectonics.*

A. Ramos Pereira<sup>1</sup>, M. Neves<sup>1</sup>, J. Trindade<sup>2</sup>, B. Borges<sup>3</sup>, D. E. Angelucci<sup>4</sup>, A. Monge Soares<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, anarp@fl.ul.pt, marneves@fl.ul.pt;

<sup>2</sup>Centro Estudos Geográficos da Univ. Lisboa & Universidade Aberta, jorgetrd@univ-ab.pt;

<sup>3</sup>Bolseiro – CarDune, Centro de Estudos Geográficos, Univ. Lisboa, b2@fl.ul.pt;

<sup>4</sup>Instituto Português de Arqueologia, diego@ipa.min-cultura.pt;

<sup>5</sup>Instituto Tecnológico Nuclear, amsoares@itn.pt.

**Resumo:** Dando continuidade a trabalhos anteriores, apresentam-se novos dados sobre as dunas carbonatadas e sua relação com variações do nível do mar e neotectónica, obtidos no âmbito do projecto CarDune<sup>1</sup>. Seleccionaram-se três áreas de estudo na Estremadura: S. Julião, Magoito e Baralha (Arrábida), onde os eolianitos fossilizam plataformas rochosas, com ou sem depósito de praia, e paleoarribas. Complementa-se agora esta informação com levantamentos topográficos, através do uso de estação total e modelação dos dados em *ArcGis*.

Ainda com poucos dados cronológicos (nomeadamente OSL – *Optically Stimulated Luminescence*) para os depósitos de praia e eolianitos sobrejacentes, os resultados que se pretendem aqui discutir revelaram: (i) um nível de praia a 20-25 m, provavelmente correspondente ao OIS (*Oxygen Isotopic Stage*) 6 (?); (ii) um nível de praia a 8-10 m, provavelmente Eemiano (OIS 5e), presente em S. Julião, Magoito e, talvez Baralha, sobre o qual assentam dunas carbonatadas do Holocénico e do Plistocénico médio; (iii) a fossilização do nível Eemiano e do nível dos 20-25 m pela duna holocénica carbonatada, em Magoito.

Discutem-se também as principais incertezas relativas aos ambientes e à neotectónica quaternária.

**Palavras-chave:** Dunas carbonatadas; Quaternário, Eemiano; Neotectónica.

**Abstract:** Carbonate dunes in Portugal are quite well known. A first bibliographic review was produced in 1985 and two years after a geomorphologic synthesis on this subject showed the importance of these features, its diversity and significance to the understanding of the changes in the littoral landscape during the Middle Pleistocene to the Holocene. In the year 2004, a new state of the art was produced incorporating further research. Although the uncertainty's, five aeolian phases are recognized (one in Middle Pleistocene, OIS 6?; two during the Upper Pleistocene, the first one in the OIS 4-3 and the second OIS 2; two during the Holocene, one in the Boreal Atlantic and the last one circa 3000 years). Exception made to the last one, they are all related to low sea level and the carbonation related to a relative climatic amelioration, with xeric conditions.

In Estremadura, carbonate dunes cover beach deposits and archaeological layers or palaeosoils.

In the absence of other kind of data (namely OSL, not yet available) for the eolianites and the underlying beach deposits, the CarDune team<sup>1</sup>, in order to give a contribution to the understanding of littoral Quaternary landscape evolution, is acquiring new accurate field data, namely the altitude of underlying beach layer as well as the eolianite covered area with Total Station. The field surveys data were modelled with *ArcGis*.

The selected sites are: S. Julião, Magoito (North of Serra de Sintra), and Baralha - Arrábida (Peninsula of Setúbal), where new outcrops were found.

The results of the research done so far showed: (i) a beach level at 20-25 m, represented more frequently by an erosional platform and sometimes also by beach deposits (most of them destroyed by anthropic procedures), probably OIS 7 (?); (ii) a beach level at 8-11 m, represented by an abrasion platform with or without beach deposit, present at S. Julião, Magoito and Baralha, underlying several

<sup>1</sup> Projecto Dunas Carbonatadas como Indicadores Paleoclimáticos no Litoral Português – CarDune – POCI/CTE-GEX/59643/2004, financiando pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e pelo Programa Operacional Ciência e Inovação 2010 (POCI 2010), co-financiado pelo fundo comunitário europeu FEDER.

<sup>1</sup> Project Carbonate Dunes as Palaeoclimatic Records in the Littoral of Portugal – CarDune – POCI/CTE-GEX/59643/2004, financed by the Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) and Programa Operacional Ciência e Inovação 2010 (POCI 2010), co-financed by the european comunitary fund FEDER.

dune generations (Holocene and Middle Pleistocene carbonate dunes), probably Eemian (OIS 5e); (iii) that the Holocene carbonate dune of Magoito fossilized the Eemian level as well as the 20-25 m level. The methodology used will be discussed as well as the results, namely those related with neotectonic and Quaternary palaeoenvironment.

**Keywords:** Carbonate dunes; Quaternary; Eemian; Neotectonic.

## 1. INTRODUÇÃO

As dunas carbonatadas são há muito conhecidas em Portugal. Foram os trabalhos pioneiros de Breuil & Zbyszewski (1942), ou apenas deste último autor (Zbyszewski, 1940, 1942), de M. Feio (1949), de O. Ribeiro (1940) de Romariz & Galopim de Carvalho (1973), em Portugal continental, e de Ferreira Soares (1973), na Madeira e Porto Santo, que deram a conhecer estes elementos morfológicos e os depósitos que os originam.

Uma primeira revisão bibliográfica destes trabalhos surge em 1985 (Pereira & Correia, 1985) e, posteriormente, uma síntese geomorfológica realça a importância destas formas de relevo e depósitos constituintes, a sua diversidade e significado, bem como a sua relevância como indicadores das variações do nível do mar, dos ambientes e das modificações das paleopaisagens litorais (Pereira, 1987).

Pequenas monografias sobre ocorrências específicas foram divulgadas ao longo das décadas de 1980 e 1990, bem como um artigo sobre as formas e depósitos eólicos carbonatados da Madeira (Goodfriend *et al.*, 1996). Foi elaborada uma nova síntese dos dados disponíveis (Pereira & Angelucci, 2004) e foram propostas cinco fases de mobilização eólica no litoral português, durante o Plistocénico médio e o Holocénico (a primeira reconhecida poderá ser Plistocénico médio, OIS 6?; duas mobilizações durante o Plistocénico superior, a primeira no OIS 4-3 e a segunda no OIS 2; duas durante o Holocénico, uma no Boreal – Atlântico e a última há cerca de 3 000 anos). À excepção desta última, todas se relacionam com níveis do mar abaixo do actual e a carbonatação com uma relativa melhoria térmica, com condições xéricas.

Surgiu entretanto, na bibliografia de divulgação internacional, um “estado da arte” sobre esta temática, publicada na revista *Earth-Science Reviews* (Brooke, 2001).

## 2. OBJECTIVOS DA INVESTIGAÇÃO E LOCAIS ESCOLHIDOS

Esta contribuição insere-se no âmbito do Projecto *Carbonate Dunes as Palaeoclimatic Records in the Littoral of Portugal – CarDune* – POCI/CTE-GEX/59643/2004. Este projecto tem como objectivos (i) aprofundar o conhecimento sobre as dunas carbonatadas e os eolianitos portugueses; (ii) estabelecer a possível sincronidade da sua formação com outras regiões das latitudes médias; (iii) correlacionar os *proxy-data* paleoclimáticos com os episódios de formação das dunas carbonatadas; (iv) estabelecer a sequência cronológica dos episódios de mobilização eólica durante o Plistocénico e Holocénico. Divulgam-se as primeiras contribuições que se inserem principalmente em três das tarefas definidas no projecto para alcançar os objectivos anteriormente definidos, a saber: (i) a localização e dimensão precisas, bem como a sequência estratigráfica dos eolianitos; (ii) as datações (nomeadamente por  $^{14}\text{C}$ , OSL, *Accelerator Mass Spectrometry* – AMS) como contributo para o estabelecimento de uma base de dados cronométrica, (iii) correlação da formação das dunas com as flutuações do nível do mar.

De entre os locais onde se identificaram dunas carbonatadas (Fig. 1), seleccionámos três na Estremadura, onde os eolianitos cobrem antigos depósitos de praia e plataformas rochosas correlativas, fossilizam níveis arqueológicos, sobre alguns dos quais possuímos já datações radiocronológicas. São eles S. Julião, onde parece existirem duas gerações de dunas carbonatas, definidas com base no grau de carsificação (Pereira & Correia, 1985), Magoito, onde o eolianito fossiliza um horizonte arqueológico e dois níveis com depósito de praia (Daveau *et al*, 1982, Soares, 2003), e Baralha, na Arrábida, onde a duna carbonatada fossiliza um antigo litoral rochoso, com escassos depósitos areno-conglomeráticos com conchas marinhas.

### 3. METODOLOGIA UTILIZADA

A equipa CarDune procedeu:

- (i) ao levantamento de campo, para caracterizar a posição morfológica e estratigráfica precisa das várias ocorrências de eolianitos e depósitos sub e supra jacentes;
- (ii) ao tratamento laboratorial, com vista à caracterização textural dos eolianitos e depósitos que com eles se relacionam;
- (iii) a datações por  $^{14}\text{C}$  (já disponíveis);
- (iv) à interpretação dos resultados.

A Estremadura portuguesa é uma região onde a neotectónica é reconhecida, quer em torno da Serra de Sintra (Ferreira, 1984) quer na Arrábida (Pereira & Regnaud, 1994), razão por que o levantamento de campo não se resumiu à descrição sequencial dos depósitos e seu enquadramento geomorfológico, mas, para que os dados tivessem elevada precisão, foram referenciados com coordenadas X, Y e Z. Para tal recorreu-se a uma estação total (Nikon DTM-502). Para a determinação da altitude e posição dos depósitos e níveis, procedeu-se ao transporte de coordenadas Gauss – elipsóide internacional, Datum Lisboa, a partir dos vértices geodésicos mais próximos, referindo-se as altitudes medidas ao nível médio do mar. A precisão esperada em Z com o prisma fixo, para um intervalo de confiança de 95 %, é no máximo de 2,6 cm em medições até 530 m de distância (Trindade *et al*, 2007). Os valores de precisão obtidos permitem fazer projecções de taxas de levantamento em milhares de anos.

Os levantamentos de campo foram modelados em *ArcGis*.

O tratamento laboratorial consistiu na separação por calibres, para distinguir os diferentes ambientes deposicionais (de praia, eólicos, de vertente).

As datações de  $^{14}\text{C}$  foram feitas essencialmente no ITN (ex. - ICEN) e o material datado foi carvão, em Magoito e S. Julião, e conchas de animais marinhos nos três locais. No caso da Baralha, onde foram datadas conchas, inteiras e fragmentadas, integrantes do depósito de praia aglutinado por um cimento carbonatado, apenas se consideraram como relevantes as amostras Baralha 1 (fracção interna) e Baralha 3 (Quadro 1), que após o pré-tratamento (limpeza mecânica e reacção com HCl diluído) se encontravam praticamente limpas, sem material aderente estranho, e, por isso, sem indícios de contaminação.

Utilizam-se no texto as datas calibradas. As datas convencionais para os concheiros de S. Julião e Magoito foram calibradas fazendo uso do programa CALIB Rev 5.0.1 (Stuiver & Reimer, 1993) e as curvas de calibração IntCal04 (Reimer *et al*, 2005) e Marine04 (Hughen *et al*, 2004), com  $\Delta R = 0 \pm 0$  anos  $^{14}\text{C}$ , para as amostras da biosfera terrestre e da biosfera marinha, respectivamente. Para as datas da Baralha

e da Figueira Brava, na Arrábida, utilizou-se a CalPal Library (2005), tendo-se subtraído 400 anos à data convencional (valor aproximado do efeito reservatório oceânico).

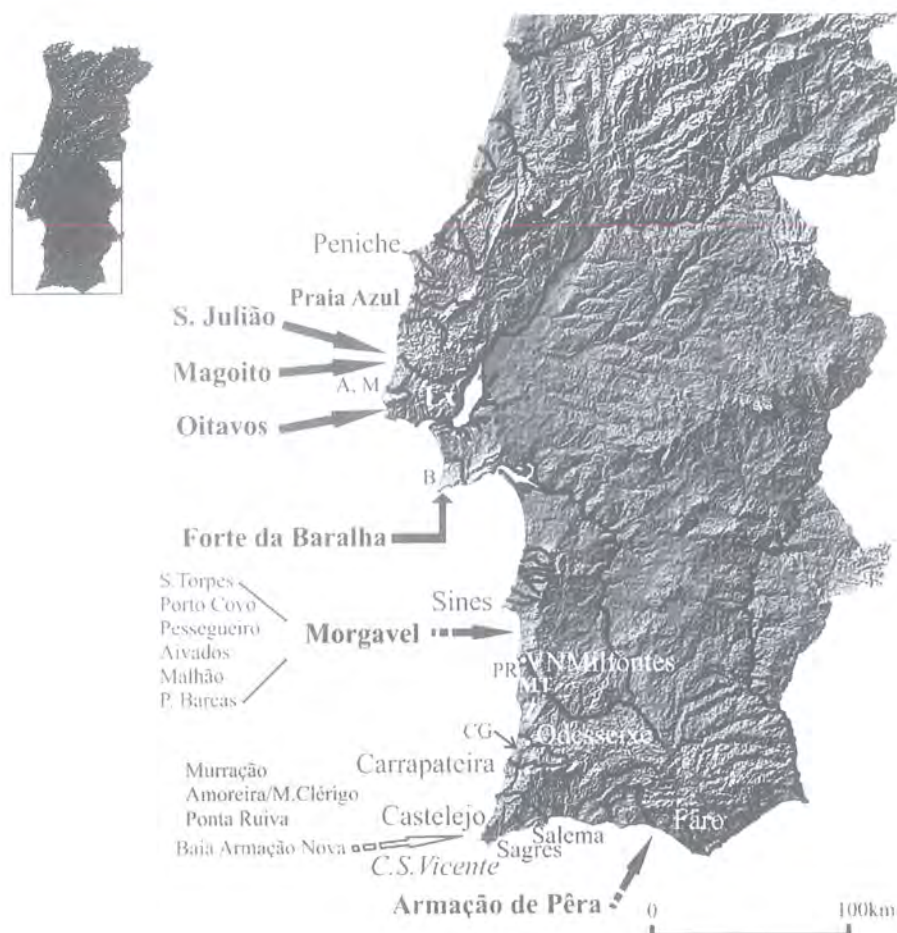


Figura 1 – Ocorrência de dunas carbonatadas em Portugal continental (extraído de Pereira & Angelucci, 2004, revisto).

Figure 1 – Distribution of carbonate dunes in mainland Portugal (after Pereira & Angelucci, 2004, modified).

### 3. OS PRINCIPAIS RESULTADOS

#### 3.1. S. Julião

Os vestígios de dunas carbonatadas cobrem, ainda hoje, parte da arriba e da vertente setentrional do valeiro que desagua na praia de S. Julião. O corte mais interessante, que tem vindo a ser posto a descoberto em resultado de intervenções antrópicas e de desabamentos na arriba, está esquematizado na figura 2. É constituído por depósitos arenosos, de praia, que assentam no substrato (calcários e margas do Albiano – Cenomaniano Inferior e Médio) arrasado e carsificado, a 8,8 m acima do nível do mar. Este conjunto está coberto por 4,6 m de depósitos arenosos, com características diversas, quanto ao grau ou ausência de carbonatação, estrutura e abundância de restos vegetais e conchas. O arenito inferior (nível 3 na Fig. 2) abarranca o depósito de praia, tem uma estrutura que evidencia um fluxo areno-aquoso, com estratificação mal definida, mas que parece ser concordante com a vertente, com abundantes rizoconcreções, fragmentos de conchas de animais marinhos e terrestres. Este arenito, sem estratificação dunar, parece o resultado da sedimentação de areias provenientes da vertente que o

domina, trazidas por um fluxo aquoso, que retomou não só as areias que cobriam as vertentes, mas também um antigo depósito de praia existente num patamar a 20-30 m (Fig. 3; que se referirá posteriormente).

Uma camada pouco espessa de areia eólica não consolidada separa o anterior do arenito da duna carbonatada, com típica estrutura dunar, com estratificação entrecruzada, com 2,3 m de espessura, localmente carsificado.

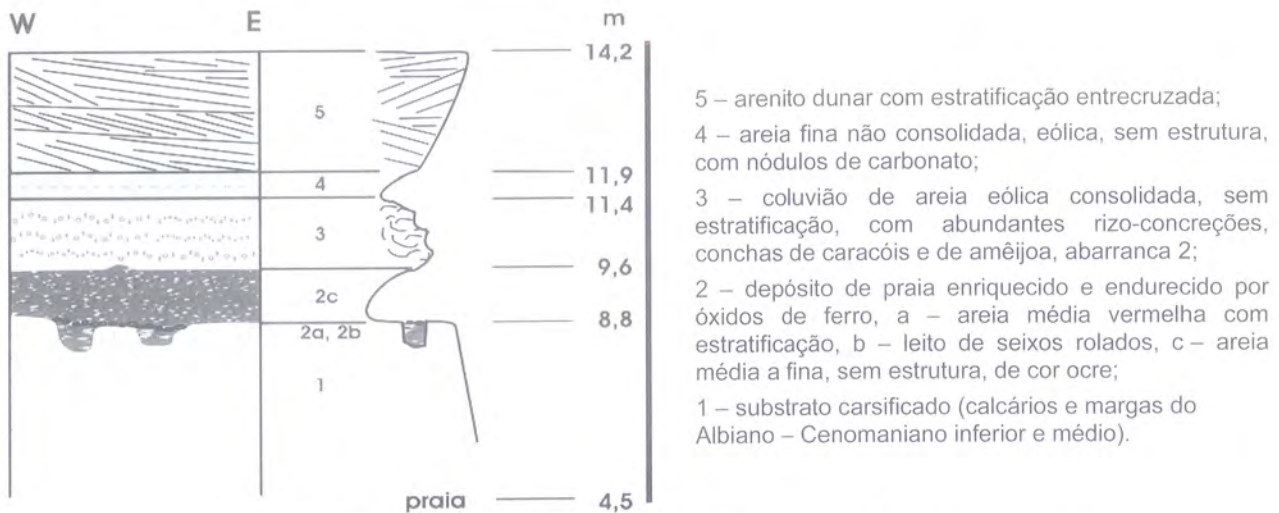


Figura 2 – Corte da arriba da praia de S. Julião (altitudes medidas com estação total).

Figure 2 – Cliff sequence at S. Julião beach (altitude measured by total station).

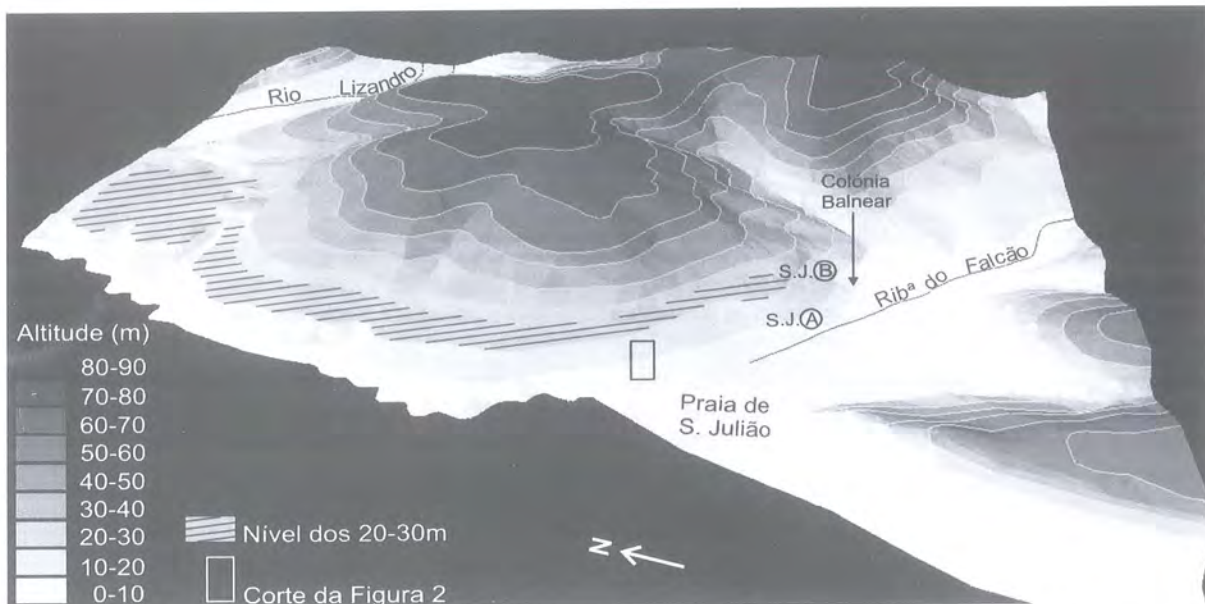


Figura 3 – Enquadramento do corte na arriba de S. Julião (descrito na Fig. 2) e do nível de praia de 20-30 m. Estão localizados os níveis arqueológicos S. Julião (A) e S. Julião (B), referidos no Quadro 1.

Figure 3 – Geomorphological framework of the cross-section along the cliff of S. Julião (mentioned in Fig. 2), the 20-30 m beach level and S. Julião (A) and S. Julião (B) archaeological layers, referred in Table 1.

### 3.2. Magoito

Em Magoito, os cortes que permitiram definir a posição estratigráfica relativa entre a duna carbonatada e os níveis arqueológicos não são visíveis actualmente. Porém, o seu registo bibliográfico e fotográfico mostra que o eolianito cobre um depósito de praia (areia ocre, referenciada em Pereira, 1983), sobre o qual assenta um horizonte arqueológico (Fig. 4). A reconstituição altimétrica mostra que este nível de praia ocorre a 8,5 m.

Por ocasião de muitas das numerosas intervenções antrópicas a que esta arriba talhada em eolianito tem vindo a ser submetida, dada a sua instabilidade natural, o ataque pelo mar a que é sujeita em episódios de temporal, e até da construção de um restaurante, foi posto a descoberto um corte, na parte superior de arriba que evidenciou a seguinte sequência, da base para o topo (Soares, 2003).

- um nível de praia – “areias avermelhadas com alguns calhaus rolados” (IV), sobre o substrato de calcário margoso albio – cenomaniano (V na Fig. 5), cuja reconstituição altitudinal mostra encontrar-se entre 24,4 e 27,4 m;
- concheiro epipaleolítico (III);
- areia solta esbranquiçada com *Helix* sp. (II);
- eolianito (I).

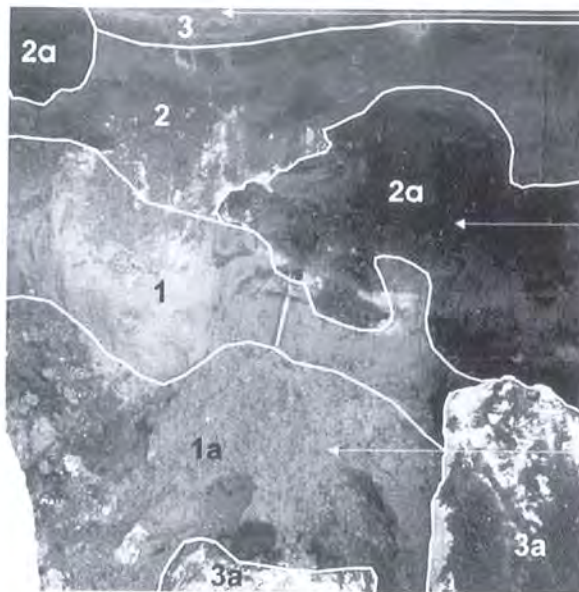


Figura 4 – Fundos de fogueira (2a) do horizonte arqueológico (2), entre as areias ocre (1) e o arenito dunar (3). Corte visível em 1982, Magoito. Na base do corte encontra-se material escorregado do nível das areias ocre (1a) e blocos desabados de arenito dunar (3a).

Figure 4 – Archaeological layer shell midden (2), orange beach sands (1) and the eolianite (3). Cross-section visible in 1982, Magoito. On the cross-section basis there is material slid from the orange beach sands layer (1a) and fallen eolianite blocks (3a).

### 3.3. Forte da Baralha (Arrábida)

Na fachada meridional da cadeia da Arrábida, entre Sesimbra e o Cabo Espichel, existe um patamar, testemunhado por um conjunto de retalhos em continuidade, que se desenvolvem entre 10 e 11 m, junto ao forte que lhe dá o nome, e cerca de 5 m junto ao Cabo Espichel (este retalho é inacessível, mesmo por

mar). A sua deformação já tinha sido reconhecida em Pereira & Regnaud (1994<sup>2</sup>), acompanhando a tendência geral de toda a cadeia, com maior levantamento para leste.

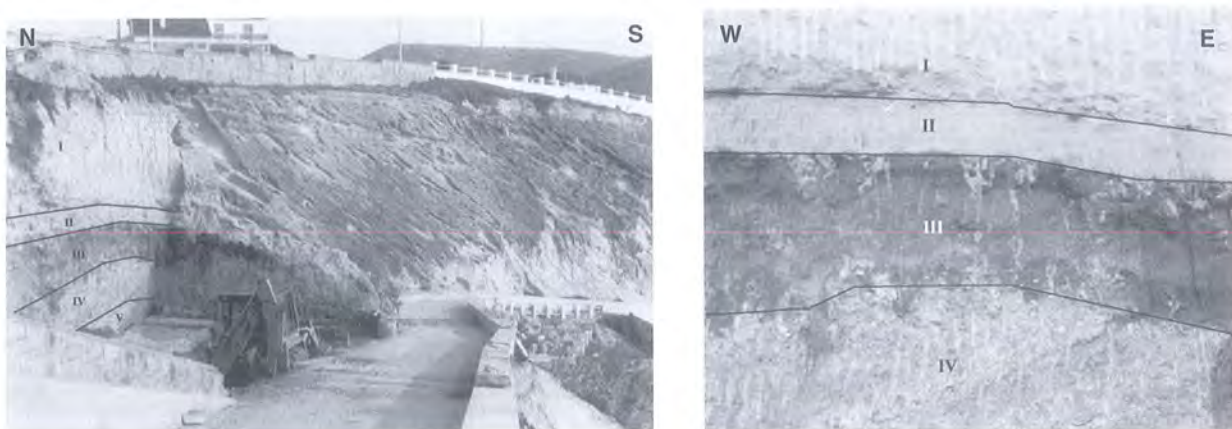


Figura 5 – Corte posto a descoberto na sequência dos trabalhos de construção de um restaurante na praia de Magoito (Soares, 2003). I – “Duna” consolidada com estratificação entrecruzada; II – areia solta esbranquiçada com *Helix* sp.; III – concheiro epipaleolítico; IV – nível de praia – “areias avermelhadas com alguns calhaus rolados”; V – substrato de calcário margoso albiano-cenomaniano.

Figure 5 – Cross-section made before the construction of a restaurant on Magoito beach (Soares, 2003). I – Cross-stratified eolianite; II – whitish sand with *Helix* sp.; III – epipaleolithic archaeological layer; IV – beach sand – “red sands layer with some pebbles”; V – bed-rock, Albian marly limestones.

Este litoral rochoso, hoje alcandorado, é testemunhado por uma paleoarriba, com sapa e visor bem individualizados, em vários locais fossilizado por um arenito dunar, que pode ou não cobrir um depósito conglomerático rolado, muito grosseiro, constituído por blocos de calcário (diâmetro médio de cerca de 60 cm) embalados em matriz arenosa, também ela muito grosseira (Fig. 6 e 7), ou acumulações esparsas e descontínuas de areia média, com cerca de 5° de inclinação para sul.

Localmente o conjunto pode estar fossilizado por um coluvião, também com cimento carbonatado. Este coluvião, espesso, pode estar na base interestratificado com o depósito de praia.



Figura 6 – Aspecto geral do nível da Baralha, junto ao forte (Arrábida).

Figure 6 – Panoramic view of Baralha level, close to the fort (Arrábida).

### 3.3. As datações <sup>14</sup>C e as relações com os níveis arqueológicos

Em S. Julião, as datações foram feitas em material proveniente de níveis arqueológicos distintos (S. Julião A e S. Julião B, localizados na Fig. 3). Ambos se encontram na vertente norte, abrigada do vale da R<sup>a</sup> do Falcão, o primeiro na proximidade do canal actual do rio (2 m acima dele), e o segundo a cerca de 7 m

<sup>2</sup> Este nível foi então designado nível +7 m.

acima do canal actual. O primeiro local foi utilizado mais cedo, *circa* 9 000 anos cal BP (Quadro 1), enquanto, no segundo, as datas calibradas estão compreendidas entre 8 800 e 8 080 cal BP.



Figura 7 – Plataforma rochosa do nível do Forte da Baralha (Arrábida). A sapa na base da paleoarriba está fossilizada por eolianito com estratificação entrecruzada (seta), lâminas com inclinação máxima de 10°, e/ou por depósito conglomerático de blocos rolados numa matriz arenosa, consolidada por cimento calcário (foto à direita) que assenta directamente na plataforma rochosa e está localmente coberto pelo eolianito.

Figure 7 – Rocky platform of Forte da Baralha level (Arrábida). Paleocliff notch is fossilized by cross-stratified eolianite (arrow), with a maximum of inclination of 10°, and/or by conglomeratic deposit of pebbles in a sandy matrix consolidated by calcareous cement (right side foto) which overlays directly the rocky platform and can be overlaid by the eolianite.

Em Magoito (Magoito 1 no Quadro 1), as datações apresentadas são também dos dois locais da arriba, com vestígios arqueológicos anteriormente referidos, correspondentes a um concheiro epipaleolítico. As cinco primeiras (Quadro 1) provêm do horizonte encontrado no sopé da arriba (a 8,5 m) e a da amostra ICEN-577, obtida pela datação de conchas de *Mytilus* sp., do nível a 24,4-27,4 m. Este concheiro fossilizado pela duna carbonatada evidencia uma idade compreendida entre 10 440 e 11 110 cal BP.

As datações Magoito 2 (Quadro 1) provêm de concheiros neolíticos que ocorrem na vertente norte do vale do Rio da Mata e são claramente posteriores ao eolianito. Tem idades compreendidas entre 4 790 e 6 680 cal BP.

No que respeita à Baralha, só se consideram as amostras Baralha 1 e 3 (fracção interna), provenientes de conchas marinhas, pelas razões já apontadas. As idades obtidas são estatisticamente idênticas, respectivamente 36 220 cal BP e 36 869 cal BP.

A ocupação humana da Gruta da Figueira Brava (Antunes *et al*, 1989 e Antunes, 1990/91) foi datada com recurso a conchas de *Patella safiana* (camada interna). A idade obtida foi de 32 440-35 060 cal BP.

No Quadro 1, inclui-se uma datação obtida na Gruta da Figueira Brava, que se encontra a leste do Forte da Baralha e parece estar em continuidade morfológica com ele.

Quadro 1  
 Datas de radiocarbono disponíveis para as áreas de estudo: S. Julião, Magoito e Baralha (Arrábida).

Table 1  
 Available radiocarbon dating for the study sites: S. Julião, Magoito and Baralha (Arrábida).

Nº da amostra	Referência do Laboratório	Tipo	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Data convencional BP	Data calibrada (2 $\sigma$ ) cal BP
S. Julião B	ICEN-179	madeira carbonizada	-24,74	8 120 ± 100	8 700-9 320
S. Julião B	ICEN-109	<i>Cerastoderma edule</i>	+5,70	8 550 ± 70	9 010-9 380
S. Julião B	ICEN-153	<i>Cerastoderma edule</i>	-1,75	8 340 ± 45	8 730-9 030
S. Julião A	ICEN-78	madeira carbonizada	-24,72	7 810 ± 90	8 410-8 800
S. Julião A	ICEN-151	<i>Cerastoderma edule</i>	-0,65	7 940 ± 140	8 080-8 780
S. Julião A	ICEN-73	madeira carbonizada	-23,42	7 610 ± 80	8 300-8 580
S. Julião A	ICEN-77	madeira carbonizada	-24,12	7 580 ± 70	8 290-8 540
S. Julião A	ICEN-107	<i>Cerastoderma edule</i>	-1,23	8 130 ± 50	8 450-8 780
Magoito 1	GrN-11229	madeira carbonizada	—	9 580 ± 100	10 660-11 200
Magoito 1	ICEN-52	madeira carbonizada	-24,56	9 490 ± 60	10 580-11 080
Magoito 1	ICEN-80	<i>Mytilus</i> sp.	+2,34	9 970 ± 70	10 680-11 130
Magoito 1	ICEN-81	<i>Patella</i> spp.	+2,75	9 790 ± 120	10 440-11 090
Magoito 1	ICEN-82	<i>Cerastoderma edule</i>	+1,33	9 910 ± 100	10 590-11 110
Magoito 1	ICEN-577	<i>Mytilus</i> sp.	+0,54	9 880 ± 80	10 580-11 080
Magoito 2 A	ICEN-425	<i>Patella</i> spp.	+3,71	6 030 ± 80	6 280-6 630
Magoito 2 A	ICEN-471	<i>Thais haemastoma</i>	+4,05	5 970 ± 120	6 150-6 680
Magoito 2 A	ICEN-427	<i>Mytilus</i> sp.	+2,13	4 690 ± 60	4 790-5 130
Magoito 2 A	ICEN-540	<i>Mytilus</i> sp.	+0,82	4 970 ± 45	5 210-5 450
Baralha 1 (fracção intermédia)	ICEN-1127	conchas marinhas de espécies diversas, muito fragmentadas e roladas	-0,52	25 250 + 3 990 - 2 650	intercepção: ca. 20 050
Baralha 1 (fracção interna)	ICEN-1128	conchas marinhas de espécies diversas, muito fragmentadas e roladas	-1,69	31 540 + 1 540 - 1 290	intercepção: ca. 36 220
Baralha 2	ICEN-1129	carbonato/cimento	-7,43	28 810 ± 290	27 741 ± 485
Baralha 2 (fracção interna)	ICEN-1130	conchas marinhas ≈ a 1 + cimento	-4,51	25 820 + 900 - 810	intercepção: ca. 29 395
Baralha 3 (fracção interna)	ICEN-1131	conchas marinhas de <i>Mytilus</i> sp., bem conservadas, inteiras ou pouco fragmentadas	-0,91	33 730 + 3 990 - 2 660	intercepção: ca. 36 869
Figueira Brava	ICEN-387	<i>Patella</i> sp.	+1,97	30 930 ± 700	32 440-35 060

#### 4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A figura 8 sintetiza os dados geomorfológicos para os três locais estudados.

#### 4.1. Um nível do Plistocénico médio (325 ka BP?)

O nível desenvolvido entre 20-30 m está presente em S. Julião e em Magoito, no primeiro lugar testemunhado por uma rechã bem desenvolvida coberta por depósito de praia, (hoje quase completamente destruído por acção antrópica) e por um depósito conservado em Magoito, a 24-27 m, por detrás do restaurante. Na Arrábida existe também uma rechã, de forte declive entre 20 e 60 m, muito dissecada, coberta por depósitos colúvio-eólicos, cuja correlação com as anteriores é duvidosa. Para nenhum dos locais estudados se possui qualquer elemento de datação seguro, mas apenas o seu enquadramento geomorfológico.

#### 4.2. O nível Eemiano (125 ka BP - OIS 5e?)

Acima do nível do mar actual, o primeiro patamar rochoso ocorre a diferentes altitudes ao Norte da Serra de Sintra e na Arrábida, com uma diferença de cerca de 2 m. A primeira questão a colocar é se serão contemporâneos. Esta suposição é legítima dada a sua posição geomorfológica. Atendendo a que o nível do mar acima do actual foi atingido no Eemiano, há cerca de 125 000 anos e que, de acordo com Cuffey & Marshall (2000), este nível poderia ter alcançado  $5 \text{ m} \pm 0,5$ , estaríamos na presença de uma taxa de levantamento diferenciada, de 3 mm por século em S. Julião e Magoito e 4 mm na Baralha.

As datações disponíveis até ao momento, claramente insuficientes, não datam directamente nem os depósitos de praia, nem os eolianitos, tão somente depósitos que com eles se relacionam, nomeadamente níveis arqueológicos. A excepção ocorre na Baralha.

#### 4.3. O nível da Baralha (Arrábida)

No nível da Baralha, junto ao forte, foram efectuadas diversas datações em conchas embaladas em areia grosseira consolidada por cimento calcário, o qual foi também datado. A amostra Baralha 3 (Quadro 1) era constituída exclusivamente por valvas de *Mytilus* sp. roladas e inteiras.

Esta amostra e a de Baralha 1 (fracção interna) são as únicas que não evidenciam contaminação, como já se referiu, e são estatisticamente idênticas – *circa* 36 000 cal BP.

Esta idade levanta vários problemas. Como compreender a formação de um depósito de praia, hoje a 10-11 m, quando há cerca de 36 000 anos o nível do mar estaria muito abaixo do actual, a uma profundidade aproximadamente de -50 m? Foi colocada a hipótese de estas conchas terem sido trazidas para a praia por aves marinhas e, assim sendo, poderiam ser muito mais recentes do que o depósito em que se encontram. Hipótese que não podemos confirmar nem desmentir, embora nos pareça pouco provável. Outra hipótese se pode colocar: as conchas serem testemunho de um concheiro. Porém, o estado das conchas, inteiras, roladas e sem marcas de manipulação (ao contrário do que sucedia em Figueira Brava), leva-nos a considerar também esta hipótese pouco plausível. A oriente do Forte da Baralha, num retalho testemunho do mesmo nível, no interior da gruta da Figueira Brava, foi obtida a idade 32 440 - 35 060 cal BP (idade não calibrada  $^{14}\text{C}$  –  $30\,930 \pm 700$  BP; Antunes *et al.*, 1989), proveniente da datação da fauna malacológica do conglomerado do "terraço marinho de 5-8 m" (designação atribuída ao nível da Baralha; Zbyszewski & Teixeira, 1949 e Zbyszewski, 1958). Aí os restos animais revelam claramente terem sido usados pelo *Homo neanderthalensis*.

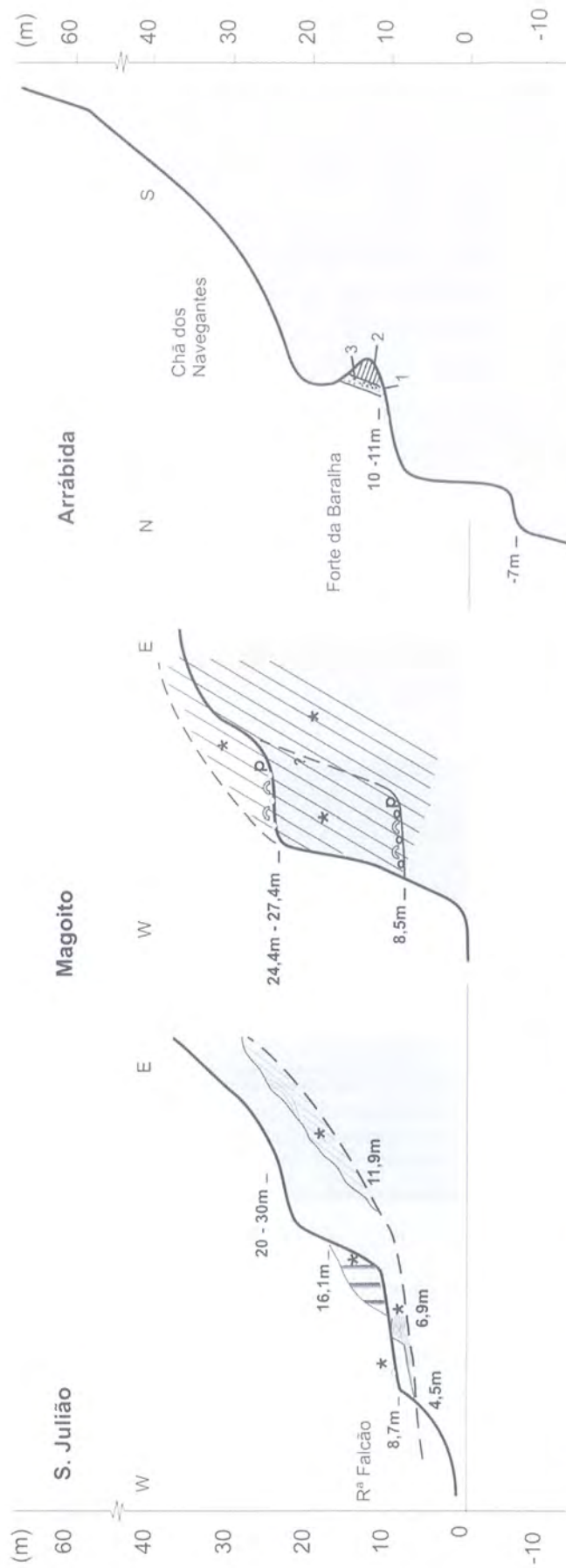


Figura 8 – Perfis esquemáticos dos três locais estudados. **S. Julião:** \* – ocorrência de eolianitos; **Magoito:** p – depósitos de praia, ⊙ – níveis epipaleolíticos, \* – cobertura da paleoarriba por eolianite; **Arrábida (Baralha):** 1 – depósito conglomerático de praia, carbonatado, 2 – eolianite, 3 – colúvium.

Figure 8 – Geomorphological sketch integrating data from the three studied sites. **S. Julião:** \* – eolianites; **Magoito:** p – beach deposits, ⊙ – epipaleolithic layers, \* – paleocliff fossilized by eolianite; **Arrábida (Baralha):** 1 – carbonate conglomeratic beach deposit, 2 – eolianite, 3 – colluvium.

Propomos, por isso, uma outra interpretação que não deixa de levantar também algumas dificuldades. Com efeito, não são conhecidas, no pormenor, no espaço e no tempo, as taxas de levantamento do continente. Com base nos dados disponíveis, Cabral (1993 e 1995) estranhava taxas de levantamento no litoral português da ordem de 0,1-0,2 mm/ano, por ser um valor elevado. Mas esta estimativa respeita ao conjunto do litoral português, onde certamente há diferenciação nos diversos compartimentos tectónicos, e numa janela temporal alargada (Quaternário).

Pouco se conhece sobre o nível do mar, na plataforma continental antes do último máximo glaciário, em que se terá situado a 120-130 m de profundidade. Admitindo um nível a cerca de -50 m há cerca de 36 000 anos, o mar situar-se-ia aproximadamente a 1,1 km a sul da linha de costa actual. A taxa de levantamento tectónico seria da ordem de 1,7 mm/ano, valor desconhecido em Portugal. Chamamos a atenção para a deformação longitudinal do nível da Baralha, já anteriormente reconhecido (Pereira & Regnaud, 1994; o nível da Baralha foi então descrito como o nível de +7 m) e para os vestígios “frescos” de neotectónica (Fig. 9).

Na área submersa, foram reconhecidos mais dois níveis, um a -20 m e outro a -7 m (Equipa ERLIDES, 1992), evidenciados por níveis rochosos, com arriba localmente com sapa e depósitos grosseiros. Estes testemunhos não parecem estar deformados o que implicaria uma deformação tectónica mais marcada, num período de tempo mais curto, inferior a 36 000 anos. Contudo, dada a posição dos retalhos submersos, esta observação não pode ser rigorosa.



Figura 9 – Plano de falha delimitando internamente um retalho do nível da Baralha (à esquerda) e um plano de desligamento visto de cima e que separa retalhos contíguos do mesmo nível não visíveis na foto (à direita).

Figure 9 – Thrust fault marking inland limit of Baralha level (left) and overview of a strike-slip plan creating two contiguous elements of the Baralha level (right).

## NOTA FINAL

No caso do nível da Baralha, dada a ausência de contaminação nas conchas datadas, os dados disponíveis merecem uma atenção especial e a prossecução da investigação, por apontarem para uma

taxa de levantamento tectónico muito elevada para uma margem passiva, apesar de possuir vestígios de neotectónica.

No caso de S. Julião, as datações por  $^{14}\text{C}$  e por OSL permitirão confirmar as conclusões apresentadas. No que respeita a Magoito, importa salientar que o nível arqueológico fossiliza dois níveis de praia, separados por quase 20 m de altura, ambos fossilizados pela duna carbonatada. Sabemos que esta é posterior a cerca de 10 000 anos e que sobre a duna carbonatada existem ocupações neolíticas com pelo menos 6 600 anos. Estes dados permitem concluir que a carbonatação da duna de Magoito se efectuou num período de tempo inferior a 3 400 anos.

## BIBLIOGRAFIA

- Antunes, M. Telles (1990/91) – O Homem da Gruta da Figueira Brava (ca. 30 000 BP). Contexto ecológico, alimentação, canibalismo, *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa (Classe Ciências)*, 31: 487-536.
- Antunes, M. T.; Cabral, J. M. Peixoto; Cardoso, J. L.; Pais, J.; Soares, A. Monge (1989) – Paleolítico médio e superior em Portugal: datas  $^{14}\text{C}$ , estado actual dos conhecimentos, síntese e discussão. *Ciências da Terra (UNL)*, 10: 127-138.
- Breuil, H. & Zbyszewski, G. (1942) – Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et leurs rapports avec la géologie du Quaternaire. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 23 (1).
- Brooke, B. (2001) – The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55 (1-2): 135-164.
- Cabral, J. M. L. C. (1993) – *Neotectónica de Portugal Continental*. Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 435p.
- Cabral, J. M. L. C. (1995) – Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 31.
- CalPal Library (2005) – <http://www.calpal-online.de>.
- Cuffey, Kurt M. & Marshall, Shawn J. (2000) – Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. *Nature*, 404: 591-594.
- Daveau, S.; Pereira, A. Ramos; Zbyszewski, G. (1982) – Datation au  $\text{C}^{14}$  du site archéologique de la plage de Magoito (Portugal) scellé par une dune consolidée. *CLIO – Revista de História da Faculdade de Letras*, 4: 133-136.
- Dias, J. M. Alveirinho; Rodrigues, A.; Magalhães, F. (1997) – Evolução da linha de costa, em Portugal, desde o último máximo glaciário até à actualidade: síntese dos conhecimentos. *Estudos do Quaternário*, 1: 53-66.
- Equipa ERLIDES (1992) – Découverte d'un niveau marin submergé le long de la chaîne de l'Arrábida. *Finisterra*, 53-54: 183-186.
- Feio, M. (1949) – O litoral ao norte do Cabo de S. Vicente. *In Notas Geomorfológicas*, III-V, Imprensa Moderna, Porto, p. 35-56.
- Ferreira, A. B. (1984) – Découverte d'un littoral a 250 mètres sur le piémont occidental de la Serra de Sintra. *Finisterra*, 37: 83-127.
- Goodfriend, G. A.; Cameron, R. A. D.; Cook, L. M.; Courty, M.-A.; Fedoroff, N.; Livett, E.; Tallis, J. (1996) – The Quaternary eolian sequence of Madeira: stratigraphy, chronology and paleoenvironmental interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120 (2): 195-234.
- Hughen, K. A.; Baillie, M. G. L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J. W.; Bertrand, C.; Blackwell, P. G.; Buck, C. E.; Burr, G.; Cutler, K. B.; Damon, P. E.; Edwards, R. L.; Fairbanks, R. G.; Friedrich, M.; Guilderson, T. P.; Kromer, B.; McCormac, F. G.; Manning, S.; Bronk Ramsey, C.; Reimer, P. J.; Reimer, R.W.; Remmele, S.; Southon, J. R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F. W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C. E. (2004) – *Radiocarbon*, 46 (3): 1059-1086.
- Pereira, A. Ramos (1983) – Enquadramento geomorfológico de um sítio datado por  $^{14}\text{C}$  na praia de Magoito (concelho de Sintra). *Actas da IV Reunion do Grupo Español de Trabajo del Quaternário*, Galiza: 551-553 (também incluído em Aspectos da Evolução Geomorfológica Quaternária de Portugal. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, 18: 35-47.
- Pereira, A. Ramos (1987) – *Acumulações arenosas eólicas consolidadas do Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, 27, Lisboa.

- Pereira, A. Ramos & Correia, E. Borges (1985) – *Dunas consolidadas de Portugal. Análise da bibliografia e algumas reflexões*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, 22, Lisboa.
- Pereira, A. Ramos & Regnaud, H. (1994) – Litorais quaternários (emersos e submerso) na extremidade sudoeste da Arrábida (Portugal). *Contribuições para a Geomorfologia e Dinâmicas Litorais em Portugal*. Centro de Estudos Geográficos, Linha de Acção de Geografia Física, 35: 55-73.
- Pereira, A. Ramos & Angelucci, D. E. (2004) – Formações dunares no litoral português, do final do Plistocénico e inícios do Holocénico, como indicadores paleoclimáticos e paleogeográficos. In Tavares, A. A.; Tavares, M. J. Ferro; Cardoso, J. (Eds) – *Evolução geohistórica do litoral português e fenómenos correlativos*. Univ. Aberta, Lisboa, p. 221-256.
- Psuty, N. P. & Moreira, M. E. (2000) – Holocene sedimentation and sea level rise in the Sado Estuary, Portugal. *Journal of Coastal Research*, 16 (1): 125-138.
- Reimer, P. J.; Baillie, M. G. L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J. W.; Bertrand, C. J. H.; Blackwell, P. G.; Buck, C. E.; Burr, G. S.; Cutler, K. B.; Damon, P. E.; Edwards, R. L.; Fairbanks, R.; Friedrich, M.; Guilderson, T. P.; Hogg, A. G.; Hughen, K. A.; Kromer, B.; McCormac, G.; Manning, S.; Ramsey, C. B.; Reimer, R. W.; Remmele, S.; Southon, J. R.; Stuiver, M.; Talamo, S.; Taylor, F. W.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C. E. (2005) – IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46 (3): 1029-1058.
- Ribeiro, O. (1940) – Remarques sur la morphologie de la région de Sintra et Cascais. *Rev. Géog. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, XI (3-4): 203-218.
- Romariz, C. & Galopim de Carvalho, A. M. (1973) – Dunas consolidadas da região de Sines-Porto Covo. *Finisterra*, 15: 109-112.
- Soares, A. F. (1973) – A formação eolianítica da Ilha de Porto Santo. *Memórias e Notícias*, 17: 47-88.
- Soares, A. Monge (2003) – A duna de Magoito revisitada. *Revista Portuguesa de Arqueologia*, 6 (1): 83-100.
- Stuiver, M. & Reimer, P. J. (1993) – Extended <sup>14</sup>C Data Base and Revised CALIB 3.0 <sup>14</sup>C Age Calibration. *Radiocarbon*, 35 (1): 215-230.
- Trindade, J.; Pereira, A. Ramos; Neves, M.; Borges, B.; Paixão, R. (em publicação) – Monitorização da morfodinâmica de praias com DGPS e Estação Total. Comparação de resultados. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, 5.
- Zbyszewski, G. (1940) – Contribution à l'étude du littoral quaternaire au Portugal. *Publicações Museu Laboratório Mineralogia Geologia Faculdade Ciências do Porto*, 15.
- Zbyszewski, G. (1942) – La classification du Paléolithique ancien et la chronologie du Quaternaire en Portugal. *Boletim Sociedade Geológica de Portugal*, 2: 1-111.
- Zbyszewski, G. (1958) – Le Quaternaire du Portugal. *Boletim Sociedade Geológica de Portugal*, 13 (1-2).
- Zbyszewski, G. & Teixeira, C. (1949) – Le niveau quaternaire marin de 5-8 mètres au Portugal. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 8: 1-13.

# Da areia à farinha: primeiras informações sobre a utilização de eolianito quaternário para extracção e produção de mós.

*From sand to flower:  
preliminary data on the use of Quaternary eolianite for the extraction and production of millstones.*

T. Medici<sup>1</sup>, D. E. Angelucci<sup>1</sup>, A. Ramos Pereira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Português de Arqueologia, teresa.medici@gmail.com, diego@ipa.min-cultura.pt;

<sup>2</sup>Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, anarp@fl.ul.pt.

**Resumo:** A utilização do eolianito da costa alentejana para a extracção e produção de mós é conhecida desde meados do século XX. No âmbito do projecto *CarDune*<sup>1</sup>, procedeu-se a um primeiro reconhecimento dos locais de extracção e a uma análise preliminar da distribuição das mós em eolianito, com a finalidade de compreender a sua funcionalidade e cronologia de utilização. Duas pedreiras de extracção são conhecidas até à data, ambas no concelho de Odemira. No sítio da Cabeça Gorda (Zambujeira do Mar), extrairam-se mós de grande tamanho (diâmetro > 110 cm), a partir da arriba cortada na duna carbonatada e da superfície de grandes blocos deslocados. Em Malhão (Vila Nova de Milfontes), foram retiradas, a partir da superfície do afloramento, mós grandes (diâmetro > 110 cm) e outras mais pequenas (diâmetro c. 60 cm). As mós de tamanho maior, em particular as da Cabeça Gorda, foram encontradas tanto em moinhos de vento como em moinhos hidricos da costa alentejana e vicentina, tendo sido utilizadas para moagem de cereais até época recente. Os artefactos mais pequenos terão sido empregues para moagem manual de milho ou descasque artesanal de arroz. Estas informações preliminares são integradas com dados arqueológicos e antropológicos, com vista a circunscrever a área de difusão e o intervalo cronológico de aproveitamento do eolianito, assim como a função para a qual este recurso lítico foi utilizado.

**Palavras-chave:** Eolianito, dunas carbonatadas, costa alentejana, mós.

**Abstract:** The use of Quaternary eolianite for the extraction and production of millstones is known from the midst of the 20th century. We present here the first results of a reconnaissance survey of extraction sites and a preliminary analysis of the distribution of eolianite millstones, undertaken in the context of the *CarDune*<sup>1</sup> project and aimed to understanding their function and the date of their use. Two sites for extraction have been identified to date, both of them in the Odemira municipality, in the Alentejo region. Large millstones (diameter > 110 cm) were extracted from the cliff at Cabeça Gorda (Zambujeira do Mar), cut into the carbonated dune, and large eolianite displaced boulders. Both large (diameter > 110 cm) and smaller (diameter c. 60 cm) millstones were taken out from the site at Malhão (Vila Nova de Milfontes), from the eolianite surface. The larger millstones, particularly those coming from Cabeça Gorda, were found in windmills and hydraulic mills along the Alentejo and Vicentina coasts and were used, until recent times, for cereals. The smaller ones were probably employed for manual milling of maize or home-made processing of rice. The preliminary data presented are integrated with archaeological and anthropological data, in order to circumscribe the area of diffusion of eolianite millstones and define the time span of their employment, as well as the function for which this lithic resource was utilized.

**Keywords:** Eolianite, carbonated dunes, Alentejo coast, millstones.

<sup>1</sup> Projecto Dunas Carbonatadas como Indicadores Paleoclimáticos no Litoral Português – CarDune – POCI/CTE-GEX/59643/2004, financiando pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e pelo Programa Operacional Ciência e Inovação 2010 (POCI 2010), co-financiado pelo fundo comunitário europeu FEDER.

<sup>1</sup> Project Carbonate Dunes as Palaeoclimatic Records in the Littoral of Portugal – CarDune – POCI/CTE-GEX/59643/2004, financed by the Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) and Programa Operacional Ciência e Inovação 2010 (POCI 2010), co-financed by the european comunitary fund FEDER.

## 1. INTRODUÇÃO

Dunas carbonatadas e eolianitos estão representados, em Portugal continental, ao longo do litoral ao Sul do Cabo Carvoeiro. Encontram-se em posições geomorfológicas variáveis: na plataforma continental ou litoral, na praia, em arriba ou em vales abrigados (Fig. 1). Datam de diferentes fases do Quaternário (Pleistocénico Médio e Superior, Holocénico), e formaram-se em ocasião de condições climáticas e ambientais específicas, ou de eventos pontuais (Pereira, 1987; Pereira & Angelucci, 2004). Os afloramentos de maior extensão situam-se no litoral alentejano, entre Sines e Zambujeira do Mar, e foram acumulados por ventos provenientes do quadrante sudoeste e noroeste (Pereira, 1987; 1990; Pereira & Angelucci, 2004).

São múltiplos os motivos de interesse que nos levam a estudar as dunas carbonatadas e eolianitos. São indicadores do clima e do ambiente do passado e, por isso, fazem parte do património geomorfológico; relacionam-se, às vezes, com o registo arqueológico; utilizaram-se, em épocas mais recentes, como pontos de extracção de matéria-prima, constituindo assim lugares de interesse etnográfico e cultural.

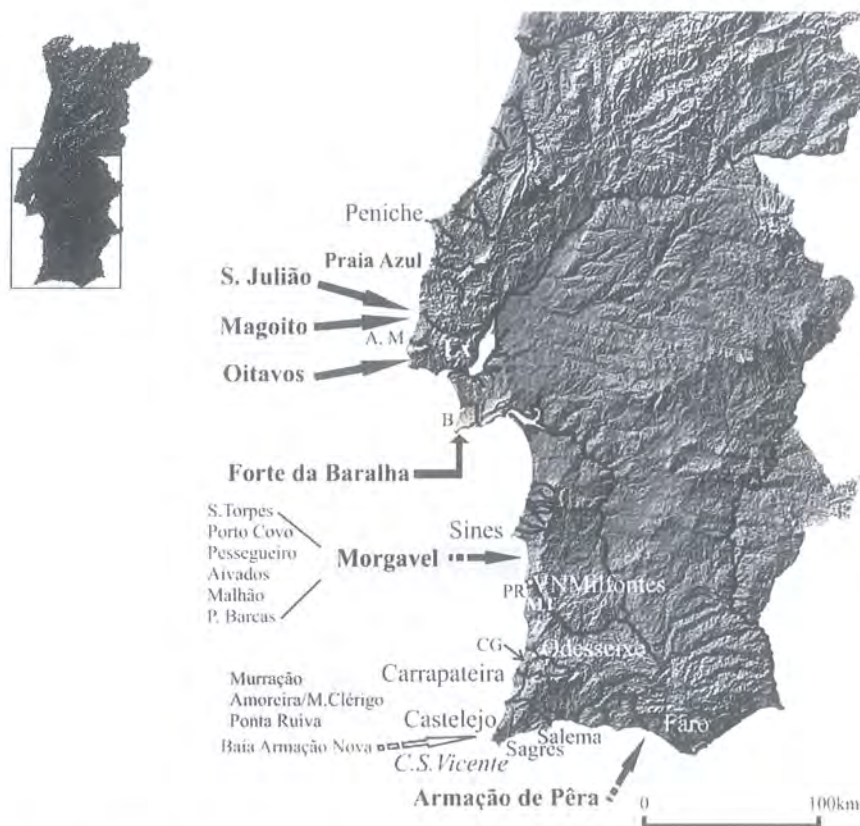


Figura 1 – Distribuição de dunas carbonatadas e eolianitos em Portugal continental meridional (modificado de Pereira & Angelucci, 2004).

Figure 1 – Distribution of carbonated dunes and eolianites in southern mainland Portugal (after Pereira & Angelucci, 2004, modified).

## 2. EXTRACÇÃO DE MÓS NOS EOLIANITOS DA COSTA ALENTEJANA

A utilização do eolianito da costa alentejana para a extracção e produção de mós é conhecida desde meados do século XX.

No âmbito do projecto *CarDune*, procedeu-se a um primeiro reconhecimento dos locais de extracção e a uma análise preliminar da distribuição das mós em eolianito, com vista a compreender a sua funcionalidade e cronologia de utilização.

Até à data, examinaram-se dois sítios de extracção, ambos no concelho de Odemira (Fig. 2), ambos no arenito, que pela posição estratigráfica parece ser o mais antigo, além de mais bem consolidado (o arenito dunar de Malhão, Pereira, 1987):

- o Malhão, perto de Vila Nova de Milfontes;
- a Cabeça Gorda, próximo da Zambujeira do Mar.

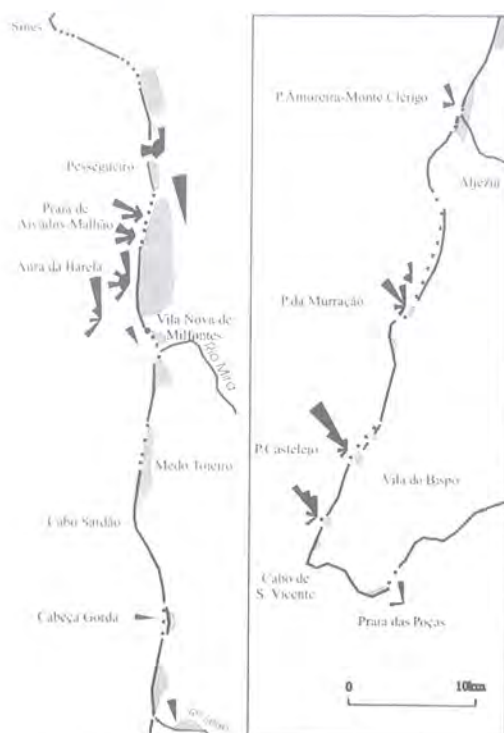


Figura 2 – Localização dos sítios de extracção de mós em eolianitos (modificado de Pereira & Angelucci, 2004).

*Figure 2 – Location of eolianite millstones extraction sites (after Pereira & Angelucci, 2004, modified).*

### 2.1. A pedra do Malhão

A pedra do Malhão localiza-se no esporão que delimita a Sul a praia homónima (37° 46' 29" N; 08° 48' 19" W).

Ocupa uma área mínima de 900 m<sup>2</sup> e explora um conjunto de estratos e feixes de eolianito mais resistente, correspondendo à face exposta da duna, com atitude para W/20° ou SW/20° (Fig. 3 e 4).

As mós foram extraídas no sentido contrário ao declive, aproveitando degraus naturais e artificiais, e só raramente foram retiradas a partir das superfícies dos estratos. A extracção era obtida com técnica de percussão, empregando instrumentos com extremidade em forma de gume, de 5 ou 8 cm de largura, ou de bico.

Uma vez acabadas, as mós eram retiradas por meio de cunhas, das quais há registo em numerosos negativos, localizando-se principalmente as marcas no lado a montante do declive (Fig. 5).



com o próprio eolianito sobre o qual foram erguidos; um caso análogo é representado pelo castelo de Vila Nova de Milfontes (Quaresma, 2003: 161).

## 2.1. A pedra da Cabeça Gorda

Um segundo conjunto de pedreiras de extracção de mós está localizado junto ao ponto geodésico da Cabeça Gorda.

Já assinaladas por G. Zbyszewski (1940: 35), estão distribuídas ao longo do rebordo da arriba em eolianito, em diferentes localizações.

A zona de maior extracção ( $37^{\circ} 30' 44''$  N;  $08^{\circ} 47' 29''$  W) explora o topo da arriba e grandes blocos de abatimento desprendidos dela (Fig. 7).

As mós foram retiradas a partir da parede, com extracção sequencial em colunas, ou da superfície, aproveitando, às vezes, descontinuidades naturais ou a própria configuração da arriba.

No total, observa-se um número mínimo de dez negativos, dos quais dois com quatro mós extraídas e um com três extracções, o que perfaz um número mínimo de dezoito mós retiradas. Contudo, tendo em conta que todo o desnível entre o rebordo da arriba e a base do bloco poderá ter sido uma grande área de extracção, a conta total poderia lograr a ordem das centenas. Continuando no topo da arriba para N, encontram-se outras áreas de extracção de mós, de menor extensão, que aproveitaram o rebordo da parede e a superfície (Fig. 8).

Todas as mós extraídas das pedreiras da Cabeça Gorda são de grande tamanho, com diâmetro entre 110 e 140 cm.



Figura 7 – Pedreira da Cabeça Gorda: a zona de extracção com maior extensão (em cima).

*Figure 7 – Cabeça Gorda: the main extraction site (above).*



Figura 8 – Pedreira da Cabeça Gorda: registos de extracção de mós a N da zona de maior extensão (à direita).

*Figure 8 – Cabeça Gorda: extraction mark located to the N of the main area (right side).*

Os vestígios dos instrumentos empregues são muito semelhantes aos observados no Malhão (Fig. 9). Porém, o registo de uso de cunhas está preservado só num caso, numa das pedreiras menores, onde se guardam os negativos de três extracções individuais obtidas a partir da superfície. Um dos negativos tem

marcas laterais, externas, em forma de rectângulos, cujos lados medem 30 ou 40 cm, obtidas provavelmente com uso do escopro.

Duas mós que ficaram no local, não acabadas de extrair, possuem diâmetro de 110 cm e 115 cm e espessura de 20 cm.

Uma delas, encontrada na pedreira de maior extensão, tem o seu foro central, o chamado *olho da mó* ou *olhal*, já formado, de 20 cm de diâmetro (Fig. 10).

Efectivamente, relatos de cabouqueiros confirmam que a forma definitiva era proporcionada às mós ainda dentro da pedreira, e que só depois de acabado o olhal era altura para as transferir para o exterior, em algumas situações servindo-se de troncos enfiados no próprio olho da mó. Só as pequenas alterações, como as estrias nas superfícies de moagem ou o eventual alargamento do olho, eram executadas nas oficinas ou nos depósitos (De Deus *et al*, 2003: 95).

A observação das mós não extraídas permite ainda avaliar que, para a extracção, era gasto muito material, sobretudo lateralmente: o espaço entre a mó e a parede podia alcançar 30 cm.

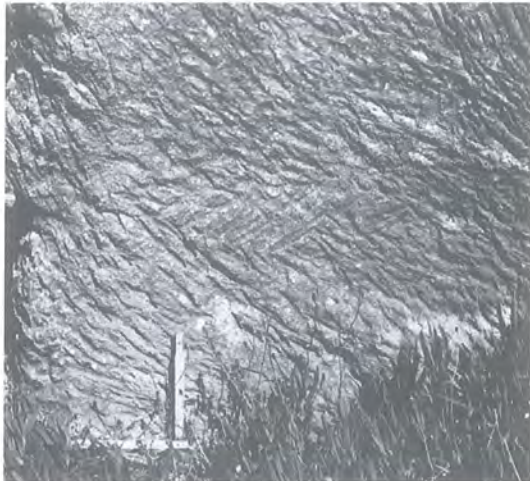


Figura 9 – Pedreira da Cabeça Gorda: vestígios dos instrumentos empregues pela extracção das mós.

Figure 9 – Cabeça Gorda: tool marks.



Figura 10 – Pedreira da Cabeça Gorda, pedreira de maior extensão: uma mó não acabada de extrair tem o seu *olho* já formado.

Figure 10 – Cabeça Gorda: an almost finished millstone.

### 3. A FUNÇÃO DAS MÓS DE EOLIANITO

Das duas localidades examinadas foram retirados dois tipos de mós, cuja função é diferente.

As maiores têm diâmetro entre 110 e 140 cm e espessura mínima de 20 cm, que pode alcançar os 40 cm. O *olho da mó* mede 20 cm.

Estas medidas são características das mós usadas em Portugal na grande maioria dos moinhos de vento, e também nos moinhos de água, no Centro e Sul do País. A espessura corresponde à mó superior, ou *andadeira*, que é, no geral, mais delgada do que a mó inferior, ou *pouso*, para não pesar excessiva e desnecessariamente (Oliveira *et al*, 1983: 349).

As mós mais pequenas eram empregues em moinhos manuais, cujo uso se manteve até a tempos bastante recentes, sobretudo no Alentejo e no Algarve, para a moagem caseira do milho (Oliveira *et al*, 1983: 34-38; Brito, 1996: 565, Fig. 298).

No que diz respeito às mós extraídas da pedreira de Malhão, há informação de que o uso delas podia estar relacionado com a prática do descasque do arroz.

A cultura do arroz no rio Mira e, no geral, em Portugal, iniciou-se com regularidade em meados do século XIX, apesar da hostilidade que provocava, por razões de ordem sanitária, ligadas à difusão da malária. No caso específico de Vila Nova de Milfontes, já no último quartel do séc. XIX, o arroz era referido entre as produções dominantes da vila (Leal, 1886: 857).

O incremento da produção deve-se porém às melhorias organizativas introduzidas nas primeiras décadas do séc. XX (Hespanha, 1996: 452; Quaresma, 2001: 21; De Deus *et al*, 2003: 131).

Para o descasque do arroz, utilizavam-se as mesmas mós que para a moagem de outros cereais, mas revestidas de cortiça ou, em tempos mais recentes, de tela de pneu branco (desta cor para não enegrecer o cereal - De Deus *et al*, 2003: 138-140; Oliveira *et al*, 1983: 347). No vale do Rio Mira são referidos também casos de moinhos com casais de mós exclusivamente destinados a esse fim, como na fábrica de moagem e descasque de arroz Miranda Lda., em Odemira (Quaresma, 2001: 27).

Para além disso, descascava-se também de forma artesanal: actividade ilegal, devido à protecção legislativa da descasca fabril, mas habitualmente praticada (Quaresma, 2001: 27; De Deus *et al*, 2003: 131-141). Para o efeito eram igualmente utilizados moinhos manuais, chamados no Alentejo *moinholas* (Oliveira *et al*, 1983: 38) (Fig. 11).



Figura 11 – Moinho manual ou *moinhola*: o casal das mós está envolvido por uma caixa de tábuas. Lisboa, Museu Nacional de Etnologia (Oliveira *et al*, 1983: 42).

Figure 11 – Handmill: the millstones are inside the wooden box (after Oliveira *et al*, 1983: 42).

A informação etnográfica indica que, na zona de Vila Nova de Milfontes, as moinholas funcionavam com mós provenientes principalmente do Malhão (Quaresma, 2001: 37).

No entanto, as mós realizadas em eolianito são de fraca qualidade. O litotipo para a produção de mós é cuidadosamente escolhido pelos moleiros e varia conforme as regiões e o cereal a moer.

Em Portugal, para o trigo, e, no geral, para produzir farinha alva ou mais fina, usam-se mós de quartzito ou calcário, chamadas mós *alveiras* ou *trigueiras*; para o milho e o centeio (e também cevada e aveia) são

empregues principalmente mós de granito, ditas mós *negreiras*, *secundeiras* ou *segundeiras*, porque moíam os cereais com que se fabricava o pão "de segunda".

Na zona central e sul do País, as mós calcárias provinham de localidades específicas, por vezes distantes: região de Coimbra, Serra de Aire, Pêro Pinheiro, Cascais, Setúbal.

No Alentejo, eram preferidas as mós das pedreiras de São Luís, de "quartzito" (constituídas pelos materiais do complexo vulcano-silicioso paleozóico), consideradas as melhores entre as mós de produção nacional e fabricadas com a dita "técnica francesa", de blocos cimentados e cintados com arcos de ferro (Oliveira *et al*, 1983: 347-349; Quaresma, 2001: 35).

Portanto, as características litológicas do eolianito tornam as mós feitas neste material pouco aptas à função. Relatos de moleiros sublinham que as mós feitas neste tipo de pedra gastavam-se rapidamente, precisando de ser picadas com muita frequência, e enchiam a farinha de "pó indigesto" (com. pessoal Sr. Alexandre Rosa, moleiro em Odeceixe; De Deus *et al*, 2003: 73).

Contudo, uma comparação feita com amostra macroscópica permitiu averiguar que mós extraídas da Cabeça Gorda foram usadas tanto em moinhos de vento como em moinhos de água da costa alentejana e vicentina.

Em São Teotónio, fora do moinho em ruína da "Portela Alta", encontrámos uma mó, bastante gasta, em eolianito da Cabeça Gorda (Fig. 12 e 13).



Figura 12 – São Teotónio, localidade "Portela Alta": mós nas imediações dum moinho de vento em ruína.

Figure 12 – São Teotónio, Portela Alta: millstones next to the ruined windmill.



Figura 13 – São Teotónio, localidade "Portela Alta": a mó em eolianito da Cabeça Gorda.

Figure 13 – São Teotónio, Portela Alta: millstone made from the Cabeça Gorda eolianite.

Ao longo da Ribeira de Odeceixe, na localidade "Moinhos de Cima", duas mós em eolianito da Cabeça Gorda – recortadas e polidas – são hoje reaproveitadas como mesas numa varanda de um moinho de água parcialmente remodelado para servir de habitação (Fig. 14).



Figura 14 – Odeceixe, localidade "Moinhos de Cima": duas mós em eolianite da Cabeça Gorda são reaproveitadas como mesas na varanda de um moinho de água localizado ao longo da Ribeira, hoje parcialmente remodelado para servir de habitação.

Figure 14 – Odeceixe, Moinhos de Cima: two millstones from the Cabeça Gorda eolianite are reused as table in a restructured watermill.

#### 4. CRONOLOGIA DAS EXTRACÇÕES

Nesta fase inicial da pesquisa, é difícil esboçar um enquadramento cronológico do aproveitamento destas pedreiras.

No que respeita às mós manuais do Malhão, a ligação com a cultura do arroz coloca o uso deste material na primeira metade do séc. XX.

Contudo, nenhum dos informadores entrevistados assistiu pessoalmente à extracção das mós em eolianite, nem do Malhão nem da Cabeça Gorda. O Sr. Alexandre Rosas, moleiro de 76 anos, natural de S. Luís e fabricante de mós, com quem falámos em Odeceixe, admitiu nunca ter ouvido ou conhecido alguém que tenha extraído mós do Malhão ou da Cabeça Gorda. Antes do uso das ditas mós de S. Luís, muito resistentes e de grande duração, utilizaram-se mós em calcário, procedentes de Lagos ou de Cascais.

Um caso análogo de extracção de mós em eolianite é assinalado no sul de Espanha, no Cabo Trafalgar, onde o aproveitamento da pedreira<sup>2</sup> patenteia ser anterior ao sismo de 1755 (Whelan & Kelletat, 2005).

Por fim, a extracção é realizada com técnica comparável às das épocas romana e medieval, referenciadas na Suíça e em França, mas esta informação pode indicar a sobrevivência de técnicas durante intervalos de tempo muitos prolongados (Anderson *et al*, 1998).

É conhecido mais um caso de pedreira para extracção de mós que aproveita material rochoso à beira mar. Trata-se da pedreira de *Cap d'Ail*, em França, no Departamento dos Alpes Marítimos, activa no séc. XIX (Geist, 2003).

Neste sentido, será oportuno realizar escavações para obter informações estratigráficas, arqueológicas e eventualmente cronológicas, ou recolher dados em arquivos: o sítio da Cabeça Gorda parece apresentar preenchimento de origem antrópica na zona de extracção das mós.

<sup>2</sup> Interpretada porém como "quarry for column sections, looking like millstones", Whelan & Kelletat, 2005: 34-35.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Dunas consolidadas e eolianito constituem elementos de interesse patrimonial do ponto de vista geomorfológico, pela sua relevância em termos de geodiversidade e pela sua importância como indicadores paleoclimáticos e paleoambientais. Para além disso, as pedreiras para extracção de mós são (seja qual for a sua cronologia) sítios de interesse arqueológico, antropológico e etnográfico, pelo que devem ser objecto de estudo e inventariação e de medidas de protecção.

Já na idade romana, as mós realizadas nos melhores materiais foram mercadoria comercializada em larga escala (Williams-Thorpe & Thorpe, 1993; Daniele, 1997). Durante a Idade Média, na região da Apúlia, no Sul de Itália, chegavam mós extraídas da ilha de Melos, no arquipélago das Cíclades (Grécia), como demonstra a sua caracterização petrográfica (Arthur, 2000), enquanto na Inglaterra os moinhos dos senhores eram munidos de mós importadas da França e da Alemanha (Farmer, 1992: 97).

Também em Portugal, já na Idade Média, as mós eram objecto de especialização artesanal e de comércio desenvolvido. O *Foral da Portagem de Lisboa* estabelecia o imposto da dízima sobre todas as mós que saíssem do Tejo pela foz, mesmo que pertencessem a lavradores que as levavam para as suas herdades (Oliveira *et al*, 1983: 348).

A exploração do eolianito da costa alentejana podia ser comparada com a *expedient technology*, no sentido usado por L. Binford (1979), ou seja, a utilização de um recurso facilmente disponível e de exploração simples, embora de características técnicas inferiores a outros recursos mais caros ou distantes, para uso imediato ou em períodos relativamente curtos. Antes da descoberta de materiais mais apropriados, ou como alternativa mais acessível, os saberes tecnológicos tradicionais permitiam o aproveitamento dos recursos disponíveis para responder a exigências práticas.

Os dados recolhidos nesta fase preliminar do projecto *CarDune* realçam, mais uma vez, a necessidade de investigação interdisciplinar para o estudo das complexas inferências entre o sistema natural e o sistema antrópico.

## BIBLIOGRAFIA

- Anderson, T.; Villet, D.; Semeels, V. (1998) – La fabrication des meules en grès coquiller sur le site gallo-romain de Châbles – Les Saux (FR). *Archäologie der Schweiz*, 22 (4): 182-189.
- Arthur, P. (2000) – Macine intorno al Mille: aspetti del commercio dalla Grecia e dalla Sicilia in età medievale. In Brogiolo, G. P. (Ed.) – *Il Congresso Nazionale di Archeologia Medievale*. (Brescia 2000). Società Archeologi Medievisti Italiani, Firenze: p. 485-490.
- Binford, L. R. (1979) – Organization and Formation Processes: Looking at Curated Technologies. *Journal of Anthropological Research*, 35: 255-273.
- Brito, J. Pais de (Ed.) (1996) – *O voo do arado* (cat. exposição). Lisboa: Museu Nacional de Etnologia.
- Daniele, D. (1997) – Studio chimico-petrografico delle macine da Entella. In *Seconde giornate internazionale di studi sull'area Elima*, Atti I. CESDAE, Pisa-Ghibellina: 465-524.
- De Deus, A. Afonso; Machado, A. Durão; Martins, L. M. de Sousa (2003) – *Memória das Águas do Rio, Moinhos, Moleiros e Padeiras da Freguesia de Ul*, s.l.
- Farmer, David L. (1992) – Millstones for Medieval Manors. *The Agricultural History Review*, 40 (II): 97-111.
- Geist, H. (2003) – Une carrière de meules sur le rivage de Cap d'Ail (A. - M.). In *Meules à grains. Actes du colloque international de la Ferté - Sous - Jouarre* (2002). Ibis Presse / Maison de Sciences de l'Homme, Paris, p. 219-230.

- Hespanha, P. (1996) – Uma revolução do arroz nos campos do Mondego. In Brito, J. Pais de (Ed.) – *O voo do arado* (cat. exposição). Museu Nacional de Etnologia, Lisboa, p. 449-463.
- Leal, A. Soares de Azevedo Barbosa de Pinho (1886) – *Portugal antigo e moderno. Vol. XI*. Livraria Editora de Tavares Cardoso & Irmão, Lisboa.
- Oliveira, E. Veiga; Galhano, F.; Pereira, B. (1983) – *Tecnologia tradicional portuguesa. Sistemas de moagem*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa.
- Pereira, A. Ramos (1987) – *Acumulações arenosas eólicas consolidadas do Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental*. Linha de Acção de Geografia Física, 27, Lisboa.
- Pereira, A. Ramos (1990) – *A Plataforma Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 450 p.
- Pereira, A. Ramos & Correia, E. Borges (1985) – *Dunas consolidadas de Portugal. Análise da bibliografia e algumas reflexões*. Linha de Acção de Geografia Física, 22, Lisboa.
- Pereira, A. Ramos & Angelucci, D. E. (2004) – Formações dunares no litoral português, do final do Plistocénico e inícios do Holocénico, como indicadores paleoclimáticos e paleogeográficos. In Tavares, A. A.; Ferro Tavares, M. J.; Cardoso, J. L. (Eds.) – *Evolução geohistórica do litoral português e fenómenos correlativos. Geologia, História, Arqueologia e Climatologia*, Universidade Aberta, Lisboa, p. 221-256.
- Quaresma, A. Martins (2001) – *Rio Mira. Moinhos de Maré*. Milfontes: [www.milfontes.net](http://www.milfontes.net).
- Quaresma, A. Martins (2003) – *Vila Nova de Milfontes. História*. Vila Nova de Milfontes: Junta de Freguesia de V. N. de Milfontes e Autor.
- Whelan, F. & Kelletat, D. (2005) – Boulder deposits on the southern Spanish Atlantic coast: possible evidence for the 1755 AD Lisbon tsunami? *Science of Tsunami Hazards*, 23 (3): 25-38.
- Williams-Thorpe, O. & Thorpe, R. S. (1993) – Geochemistry and trade of Eastern Mediterranean millstones from the Neolithic to Roman periods. *Journal of Archaeological Science*, 20: 236-320.
- Zbyszewski, G. (1940) – *Contribution à l'étude du littoral quaternaire au Portugal*. Publicações do Museu e Laboratório mineralógico e geológico da Faculdade de Ciências do Porto, 15.

## AGRADECIMENTOS

Os autores querem agradecer ao Dr. António Quaresma (V. N. Milfontes), ao Sr. Alexandre Rosa (Odeceixe) e aos moradores de Porto Covo, Ribeira de Azenhas, Vila Nova de Milfontes e Odeceixe, pela amabilidade com a qual proporcionaram informações úteis pelo desenvolvimento da investigação... e também tractores para retirar carros italianos enfiados em dunas NÃO carbonatadas.



# Paleoambientes no Médio Tejo desde o Último Máximo Glaciário.

*Middle Tagus paleoenvironments since the Last Glacial.*

C. Ramos<sup>1</sup>, A. Ramos Pereira<sup>1</sup>, T. M. M. Azevêdo<sup>2</sup>, E. Nunes<sup>2</sup>, C. M. Freitas<sup>2</sup>, C. Andrade<sup>2</sup>,  
P. Mozzi<sup>3</sup>, S. Favaretto<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, cramos@fl.ul.pt, anarp@fl.ul.pt;

<sup>2</sup>Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, terazeve@fc.ul.pt, elisabete.nunes@fc.ul.pt, cfreitas@fc.ul.pt, candrade@fc.ul.pt;

<sup>3</sup>Departamento de Geografia, Universidade de Pádua, paolo.mozzi@unipd.it;

<sup>4</sup>Departamento de Biologia, Universidade de Pádua, sonia.77@libero.it.

**Resumo:** A equipa do Projecto Geotarif<sup>1</sup> apresenta os resultados da análise da sondagem SEV, com um comprimento de 19,4 m, realizada na planície aluvial do Tejo, a norte de Santarém, e as principais conclusões no que se refere à génese e evolução da planície aluvial desde o Plistocénico superior. Com base nas modificações das características sedimentológicas de 84 amostras, da análise palinológica e geoquímica e das datações radiocarbono, reconstituiu-se a evolução dos paleoambientes na planície aluvial.

No conjunto do Holocénico (desde 11 219 cal BP), a taxa de sedimentação foi de 1,3 mm/ano e a fase essencial da construção da planície ocorreu durante cerca de 7 400 anos (entre *circa* 9 200 cal BP e *circa* 1 800 cal BP). As três fases de evolução identificadas evidenciam: (i) um paleo-vale encaixado e de forte declive longitudinal, no Plistocénico final e base do Holocénico; (ii) o crescimento da planície aluvial num ambiente de baixa energia, em domínio mediterrâneo, com intrusões marinhas ocasionais até cerca de 5 000 cal BP; (iii) modificações na planície aluvial, traduzidas por um ambiente de sedimentação mais energético, que se inicia no período romano.

**Palavras-chave:** Planície aluvial, evolução holocénica, paleoambientes, Rio Tejo.

**Abstract:** In order to study the genesis and evolution of the Tagus alluvial plain, the Geotarif<sup>1</sup> team presents the results of the analysis of the SEV core, retrieved from the Tagus alluvial plain (8.60 m above msl), North of Santarém, using Shelby samplers driven by hydraulic pressure down to 19.4 m below surface, where a coarse gravel unit was found and stopped further sampling.

The core was sub-sampled in 10 cm intervals for the study of grain-size, organic matter, CaCO<sub>3</sub> content and geochemistry; twenty-two samples were processed for palynological study and seven <sup>14</sup>C dates of organic matter provided time boundaries.

The main conclusions are:

(i) Unit I – 19.4 m to 13.5 m – continental fine to medium sand, poorly sorted, without organic matter; it indicates an energetic fluvial environment, with a high gradient incised channel; this unit was deposited during the last glacial and until *circa* 9 200 cal BP; the available <sup>14</sup>C dates suggest a 0.3 mm/yr sedimentation rate;

(ii) Unit II – 13.5 m to 2.9 m – a lower sub-unit (13.5-8 m), dated between *circa* 9 200 cal BP and *circa* 5 000 cal BP, consists of clayey sediment, organic matter decreasing upward, higher Br and U concentrations indicating marine influence, emphasized by the presence of foraminifera until 10 m; it corresponds to a low energy freshwater environment with occasional marine incursions in a Mediterranean domain, indicated by pollen of *Quercus ilex*, *Vitis vinifera* and *Olea europea*; the upper sub-unit (8-2.9 m), dated between *circa* 5 000 cal BP and *circa* 1 800 cal BP, is slightly coarser, the content in Br decreases and the foraminifera are absent; it represents a low energy fluvial environment, similar to present-day analogues; Unit II represents an important period of low energy fluvial plain aggradation, at an average rate of 1.4 mm/yr.

(iii) Unit III – 2.9 m to surface, deposited between *circa* 1 800 cal BP and present-day. Two sub-units have been recognized, between 2.9 m and 0.9 m, with coarser (sandy) sediment, vestigial organic matter, showing a high energy fluvial environment, with avulsion episodes and natural levees; the surface sediments show strong textural oscillations probably related to anthropogenic influence.

<sup>1</sup> Projecto Geologia e Arqueologia da Planície Aluvial do Tejo ao longo do Tempo – Geotarif – POCTI/CTA/39427/2001, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e co-financiado pelo fundo comunitário europeu FEDER.

<sup>1</sup> Project Geology and Archaeology of the Tagus River Floodplain over Time – Geotarif – POCTI/CTA/39427/2001, financed by the Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) and co-financed by the european comunitary fund FEDER.

The recognized steps in the Tagus alluvial plain build-up agrees with the msl fluctuations deduced from the study of the Portuguese continental shelf.

**Keywords:** Alluvial plain, Holocene evolution, paleoenvironments, Tagus River.

## 1. INTRODUÇÃO: OBJECTIVOS E METODOLOGIA

Este artigo visa essencialmente divulgar os dados, obtidos no âmbito do Projecto Geotarif, sobre a génese e evolução da planície aluvial do médio Tejo<sup>2</sup> (entre Tancos e Vila Franca de Xira), ocorrida entre o Plistocénico superior e a actualidade, com base nos resultados da análise de uma sondagem efectuada a nordeste de Santarém (Fig. 1). A sondagem SEV (Santarém Entre Valas) foi realizada na margem direita do Tejo, 2,5 km a ocidente do canal actual. A boca da sondagem situou-se a 8,6 m acima do nível do mar e atravessou 19,4 m de sedimentos, atingindo a altitude de -10,8 m, profundidade a que se encontrou um nível cascalhento. O sitio da sondagem corresponde a uma área deprimida da planície aluvial, drenada artificialmente por duas valas.

A sondagem foi realizada com um amostrador Shelby de 75 mm de diâmetro e 1 m de comprimento, actuado por pressão hidráulica em furo entubado. O material obtido na sondagem foi sub-amostrado, tendo-se analisado amostras com 1 cm de espessura retiradas de 10 em 10 cm. Para cada amostra seca, a 60° C, foi determinada a sua textura com recurso ao equipamento Sedigraph, no intervalo de -3 a 11 Ø (8 a 0,00049 mm). Foram em seguida calculados os parâmetros estatísticos de centralidade, calibragem e simetria pelo método dos momentos. Em todas as amostras (83) foi ainda determinado o seu teor em matéria orgânica e a sua composição química, de que apenas daremos aqui informação parcial. A análise do conteúdo palinológico e de elementos palinomorfos não polínicos (NPPs) foi efectuada em 22 amostras, entre 15,5 e 3,9 m de profundidade, para a qual foi utilizado 1 cm<sup>3</sup> de sedimento. A identificação dos pólenes e dos esporos foi baseada em Moore *et al* (1991) e Reille (1992 e 1998) bem como na moderna colecção de referência do Departamento de Biologia da Universidade de Pádua. A identificação e nomenclatura dos NPPs apoiou-se em van Geel (1978), van Geel *et al* (1980-81), van Geel *et al* (1983) e van Geel *et al* (1989).

As sete datações radiocronológicas (<sup>14</sup>C) foram efectuadas em amostras argilosas com matéria orgânica por espectómetro de massa no laboratório Beta Analytic Inc., USA. A calibração das datações (Quadro 1) foi feita de acordo com "Fairbanks0805" (Fairbanks *et al*, 2005).

Com o objectivo de precisar as fronteiras temporais das várias unidades sedimentológicas, reconhecidas na SEV, foi testada a relação entre as datações calibradas e a profundidade a que as amostras foram recolhidas. O melhor ajustamento foi obtido através de uma regressão polinomial (Fig. 2a). Porém, as duas amostras mais profundas são correlativas de condições paleoambientais do Plistocénico superior e da fronteira com o Holocénico, muito diferentes das prevalentes no Holocénico, o que afectou a fixação do <sup>14</sup>C (Roberts, 1998). Como tal, e apenas para alcançar o objectivo anteriormente referido, foram utilizadas as cinco amostras mais recentes, tendo-se obtido um excelente coeficiente de determinação de 0,99 (Fig. 2b). A utilização, ao longo do texto, da palavra *circa* significa que a idade foi obtida através deste método.

<sup>2</sup> Alguns autores incluem este troço no denominado "vale inferior do Tejo". A designação que utilizamos está também consagrada e corresponde ao troço incluído na Bacia Sedimentar do Tejo não afectada pelas marés.

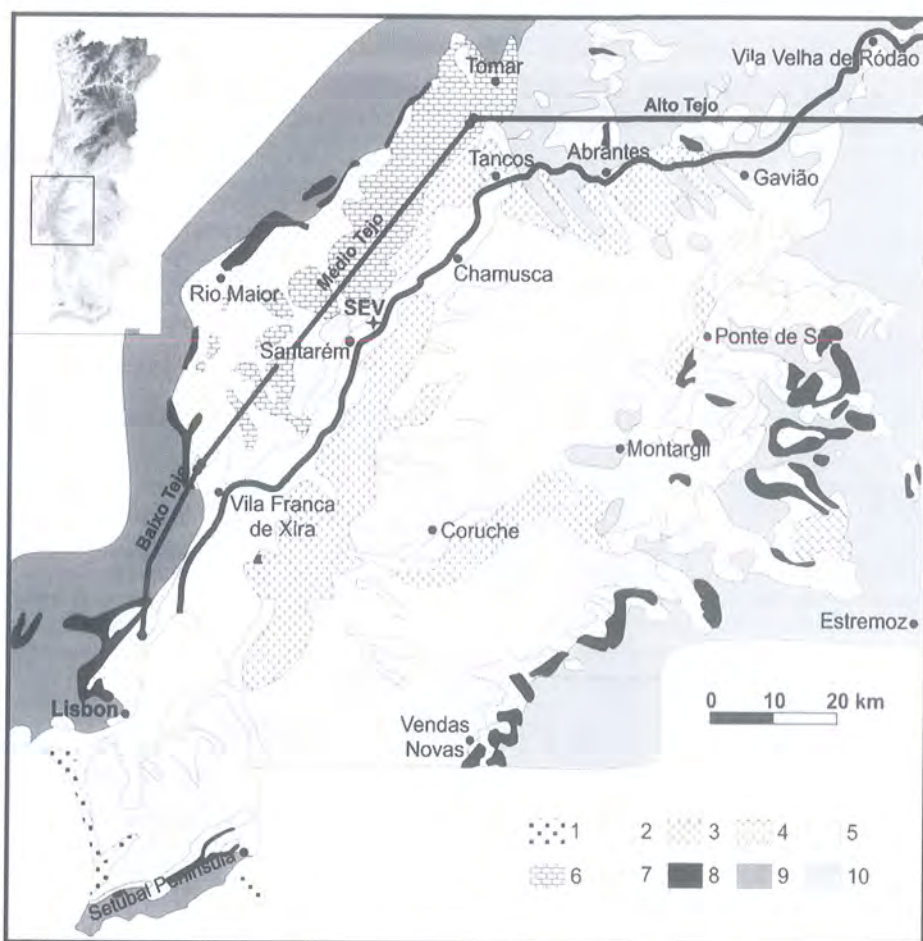


Figura 1 – Localização da área estudada e da sondagem SEV. 1 – areias de duna e praia; 2 – aluviões; 3 – terraços fluviais (Pleistocénico); 4 – calcários do Cano (Pleistocénico); 5 – depósitos detriticos de planalto (Plio-Pleistocénico); 6 – calcários lacustres da margem direita do Tejo (Miocénico); 7 – séries detriticas (Miocénico); 8 – complexo detritico-conglomerático, com intercalações calcárias (Paleogénico); 9 – Orla Sedimentar Ocidental; 10 – Maciço Antigo; SEV – sondagem Santarém Entre Valas.

Figure 1 – Studied area and SEV core site. 1 – dune and coastal sands; 2 – recent alluvium; 3 – Pleistocene terraces; 4 – Pleistocene Canó limestone; 5 – Plio-Pleistocene; 6 – Miocene lacustrine limestones; 7 – Miocene detrital series; 8 – Palaeogene; 9 – Mesozoic basin; 10 – basement; SEV – Santarém Entre Valas core.

Quadro 1  
Datações radiocarbono realizadas na SEV e respectiva calibração (versão Fairbanks0805).

Table 1  
SEV core Radiocarbon data and "Fairbanks0805" calibration version.

Código do laboratório Lab Code	Nº da amostra Sample	Profundidade (m) Depth (m)	Idade BP		Idade cal BP Calendar age	
			Radiocarbon age	Média mean	Desvio-padrão std dev	
Beta-174116	SEV 82	1,03	900 ± 40	816	59	
Beta-174117	SEV 454	4,54	2 930 ± 40	3086	72	
Beta-184659	SEV 649	6,49	3 320 ± 40	3550	55	
Beta-184660	SEV 1074	10,74	6 090 ± 40	6960	66	
Beta-174120	SEV 1228	12,28	7 290 ± 50	8097	67	
Beta-174121	SEV 1467	14,67	9 800 ± 60	11219	35	
Beta-184661	SEV 1673	16,73	14 800 ± 80	18109	192	

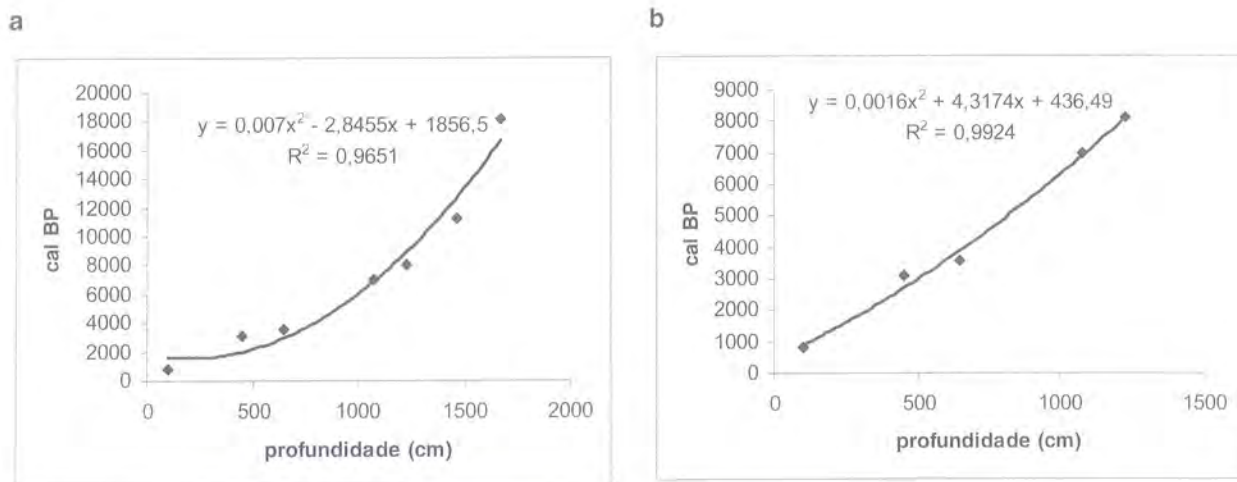


Figura 2 – Relação entre as datações de radiocarbono calibradas, segundo a versão de "Fairbanks0805", e a profundidade; **a** – com todas as amostras, **b** – apenas com as amostras holocénicas.

Figure 2 – Calibrated radiocarbon data ("Fairbanks0805" calibration version) versus depth; **a** – all samples, **b** – Holocene samples only.

## 2. OS PALEOAMBIENTES FLUVIAIS TESTEMUNHADOS NA SEV

A análise sedimentológica, baseada no teor em lutitos dá uma imagem da variação dos ambientes fluviais no vale do médio Tejo. As várias unidades sedimentológicas individualizadas correspondem a estádios diferenciados de génese e evolução da planície aluvial. A investigação desenvolvida será apresentada tendo por base as referidas unidades.

### 2.1. O vale encaixado no Plistocénico final e base do Holocénico

A Unidade I, entre 19,4 m e 13,5 m (> 18 100 a *circa* 9 200 cal BP), compreende areia média e fina a silte, normalmente pouco calibrados e com assimetria predominantemente positiva (Fig. 3). Regista ainda alguns episódios de sedimentação grosseira, como por exemplo a 16,7 m de profundidade, em que o teor em seixos atinge 35 % do total da amostra. Nesta unidade, a matéria orgânica está praticamente ausente e, na sua secção inferior (até 15,5 m de profundidade), apresenta os valores mais elevados em  $\text{CaCO}_3$  (> 20 %) e Ca total ( $\geq 8$  %) de toda a sondagem.

A grande variação do calibre dos sedimentos evidencia um ambiente fluvial contrastado e energético, com alternância de episódios erosivos e de acumulação, em que o vale seria mais inciso e profundo, de fundo mais estreito do que actual, e o rio teria um declive longitudinal acentuado em função de um nível do mar muito abaixo do presente. Estas condições estão de acordo com as flutuações climáticas no final da época glaciária e começo do Holocénico em que se registou uma subida rápida do nível do mar de -120 m a -20 m (Dias *et al*, 1997).

A reactivação da sedimentação grosseira a cerca de 15 m de profundidade (Fig. 3) poderá corresponder ao Dryas recente. A fronteira Plistocénico – Holocénico, para a qual foi obtida a idade de 11 219 cal BP, situa-se, neste local, a 14,7 m de profundidade, e é bem evidenciada na mudança nítida do fácies dos sedimentos (Fig. 4), com um aumento drástico da sedimentação fina (que passa de 12 % para mais de 55 %, Fig. 3), assim como na diminuição do  $\text{CaCO}_3$  e, pelo contrário, no enriquecimento em matéria orgânica.

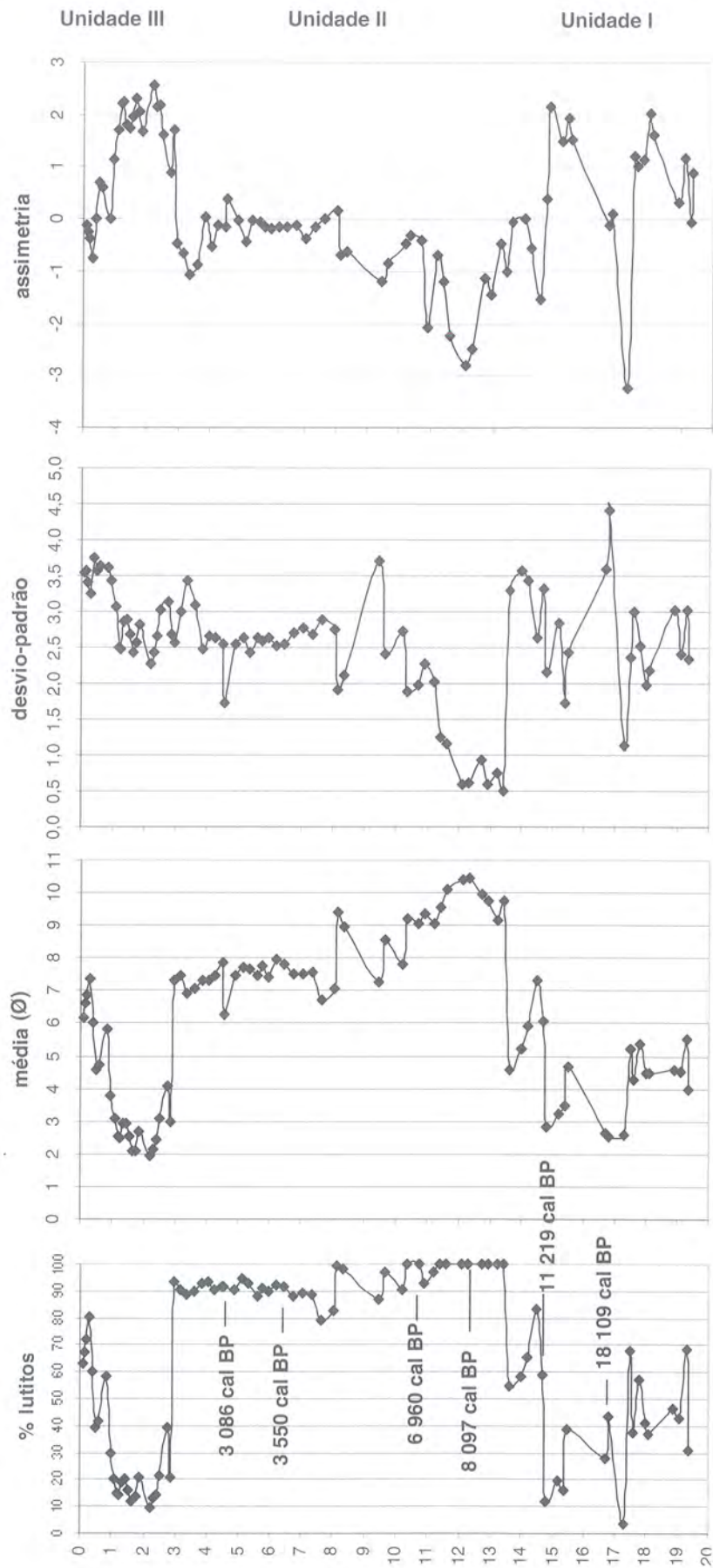


Figura 3 – Parâmetros texturais, unidades sedimentológicas e datações radiocarbônicas da SEV.  
 Figure 3 – Textural parameters, sedimentological units and radiocarbon data of SEV core.

O início do Holocénico é estéril, no que respeita ao conteúdo fóssil, indicando condições desfavoráveis à preservação de pólenes, esporos e NPPs. As primeiras ocorrências situam-se a 13,7 m de profundidade (circa 9 300 cal BP).

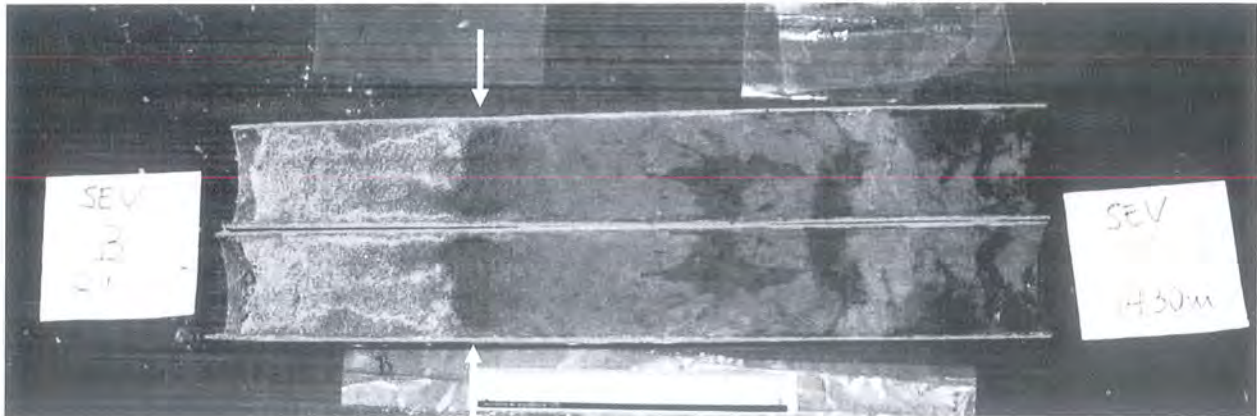


Figura 4 – Fronteira Plistocénico – Holocénico na sondagem SEV.

Figure 4 – Pleistocene – Holocene boundary in SEV core.

## 2.2. O desenvolvimento da planície aluvial no Holocénico médio e recente

A Unidade II, entre 13,5 m e 2,9 m (de *circa* 9 200 a *circa* 1 800 cal BP), é um corpo sedimentar lutítico (% de finos sempre > 79 % do total da amostra). Do ponto de vista textural é uma unidade monótona que se individualiza claramente das enquadrantes (I e III, Fig. 3). Estas características gerais revelam um ambiente de sedimentação também monótono e muito menos energético que presidiu ao enchimento da planície aluvial.

Esta unidade divide-se em duas subunidades, quer do ponto de vista sedimentológico quer palinológico, cuja fronteira se encontra a 8,1 m de profundidade, *circa* 5 000 cal BP (Fig. 3).

A subunidade IIA (entre 13,5 m e 8,1 m) é essencialmente argilosa, com assimetria negativa e calibragem que diminui para o topo. A matéria orgânica é mais abundante do que na unidade I. Desde a base desta subunidade que a presença de *Quercus ilex* e pólenes dos tipos *Juniperus* e *Arbutus*, juntamente com alguns pólenes de *Vitis vinifera* e *Olea europea* mostram que a instalação do clima mediterrâneo foi muito precoce no Holocénico. Nota-se ainda um regime de fogos frequentes atestado pela abundância e persistência de carvões (Fig. 5). A comunidade de plantas aquáticas era dominada aparentemente pelas *Isoetes*, o que indica a existência de meios pantanosos de água doce, pouco profundos, que secavam durante o Verão. Por outro lado, a presença de foraminíferos e de valores elevados de Br (cujo pico se regista a 13,4 m de profundidade, com 63 ppm) sugere possíveis episódios de intrusões salinas, correlativas das primeiras fases de formação da planície aluvial e num período de subida do nível do mar entre os -20 m e uma posição próxima da actual.

A subunidade IIB (entre 8,1 m e 2,9 m, de *circa* 5 000 a *circa* 1 800 cal BP) evidencia menores contrastes nas suas características texturais do que a subunidade subjacente, com material essencialmente siltoso, fracamente calibrado, sendo a distribuição aproximadamente simétrica a escassamente negativa. Traduz, tal como a subunidade anterior, um ambiente de baixa energia na planície aluvial. Nesta subunidade, ao contrário da anterior, os foraminíferos estão ausentes, há um decréscimo acentuado do Br, demonstrando

o desaparecimento da influência marinha e a progradação da sedimentação aluvial. Esta fase de evolução foi acompanhada por uma diminuição drástica dos *Quercus* arbóreos e o quase desaparecimento dos pólenes de *Pinus*, bem como pelo aumento muito significativo das Ericáceas (Fig. 5). A expansão da charneca (composta particularmente por espécies de *Erica* e *Calluna*) a expensas da floresta é um fenómeno conhecido na bacia do Tejo e na Serra da Estrela (Mateus & Queirós, 1993; van der Knaap & van Leeuwen, 1995) e interpretado como o resultado, em larga escala, da intervenção humana no território, em especial a partir da Idade do Bronze (3 500 cal BP, Fig. 5).

### SEV - Unidade II

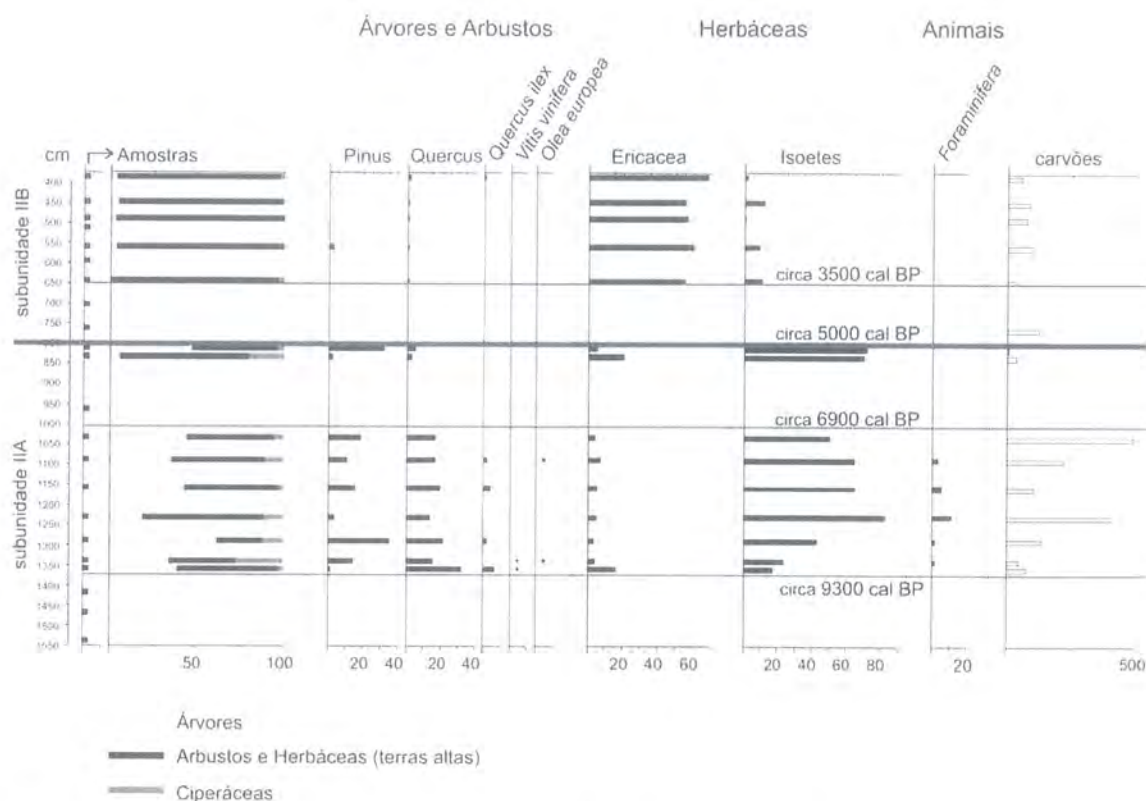


Figura 5 – Selecção de alguns elementos do conteúdo palinológico, foraminíferos e ocorrência de carvões na sondagem SEV (Unidade II).

Figure 5 – Selection of pollen data, presence of foraminifera and microcharcoal concentration in SEV core (Unit II).

A fronteira entre as unidades II e III é muito bem marcada, nomeadamente pela diminuição dos lutitos em cerca de 70 % (Fig. 3). Esta fronteira ocorre no período romano, caracterizado por uma intensa intervenção antrópica no território, que incluiu a exploração mineira e a expansão das áreas agrícolas, e que teve como consequência a desflorestação, factor que poderá ter contribuído para o aumento da erosão na bacia fluvial.

A unidade III, entre 2,9 m e a superfície (pós *circa* 1 800 cal BP), evidencia um ambiente fluvial muito mais energético, traduzido por uma sedimentação, no conjunto, mais grosseira, com sedimentos mal calibrados e com assimetria positiva (Fig. 3). Esta unidade divide-se, do ponto de vista sedimentológico, em duas subunidades cuja fronteira se encontra a 0,9 m de profundidade (posterior a 816 cal BP, Fig. 3).

Na subunidade IIIA, os sedimentos são, no conjunto, essencialmente arenosos (> 70 % da composição fundamental), semelhantes aos dos actuais diques naturais (Ramos *et al*, 2006), correlativos da aproximação de canal fluvial relativamente ao sítio da sondagem, com possíveis episódios de avulsão (Azêvedo *et al*, em publicação).

A subunidade IIIB mostra grandes variações texturais, com sedimentos mal calibrados e menos grosseiros, com assimetria variável e que se torna negativa para o topo (Fig. 3). Estas características dos sedimentos fluviais correspondem a uma baixa de inundação no seio da planície aluvial actual (Ramos *et al*, 2006), drenada artificialmente (valas).

### 3. RITMOS DE EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE ALUVIAL

No conjunto do Holocénico (últimos 11 219 cal BP), a taxa de sedimentação medida na SEV foi de 1,3 mm/ano. A fase essencial de construção da planície, que corresponde à unidade II, (entre *circa* 9 200 e *circa* 1 800 cal BP) prolongou-se por cerca de 7 400 anos, ao longo dos quais o valor médio da taxa de sedimentação foi de 1,4 mm/ano. Este valor aumenta nos últimos 1 800 anos para 1,6 mm/ano (período romano e pós-romano). Contudo, as quatro datações obtidas do sedimento acumulado, efectuadas durante a fase essencial de construção da planície (na unidade II), permitem perceber que ocorreram grandes variações no ritmo da sedimentação, com um aumento significativo nos últimos 3 550 anos (1,8 mm/ano), e ainda que, entre 3 550 cal BP e 3 086 cal BP, se registou uma sedimentação particularmente intensa (4,2 mm/ano), que ocorreu imediatamente a seguir à desflorestação, em larga escala, a partir da Idade do Bronze.

### 4. CONCLUSÃO

A sondagem SEV e a metodologia interdisciplinar utilizada para o seu estudo proporcionou resultados inovadores para o conhecimento da génese e evolução da planície aluvial do Tejo. Foi possível determinar com exactidão a fronteira entre o Plistocénico e o Holocénico, a 14,7 m de profundidade neste local, tendo-se obtido a idade de 11 219 cal BP. A principal fase de construção da planície aluvial ocorreu entre *circa* 9 200 cal BP e *circa* 1 800 cal BP, tendo registado até *circa* 5 000 cal BP a influência marinha, atestada pela presença de foraminíferos. É também nesta fase que se manifesta a acção humana, em especial a partir de *circa* 3 500 cal BP, altura em que se atingem os valores mais elevados das taxas de sedimentação (4,2 mm/ano, entre 3 550 cal BP e 3 086 cal BP), na sequência da desflorestação. Desde o período romano que a intervenção antrópica na planície está bem documentada e se manifesta por uma sobrecarga do sistema fluvial em sedimentos mais grosseiros. No conjunto do Holocénico, o ritmo de assoreamento foi de 1,3 mm/ano.

### BIBLIOGRAFIA

Azevêdo, T. M. M.; Pereira, A. Ramos; Ramos, C.; Nunes, E.; Freitas, M. C.; Andrade, C.; Pereira, D. (em publicação) – Floodplain sediments of the Tagus River, Portugal: assessing avulsion, channel migration and human impact over time. *In* Nichols, G. J.; Williams, E. A.; Paola, C. (Eds) – *Sedimentary processes, environments and basins - a tribute to Peter Friend*. International Association of Sedimentologists Special Publication, Blackwell Publishing, London.

- Dias, J. M. A.; Rodrigues, A.; Magalhães, F. (1997) – Evolução da linha de costa, em Portugal, desde o último máximo glaciário até à actualidade: síntese dos conhecimentos. A.P.E.Q., *Estudos do Quaternário*, 1: 53-66.
- Fairbanks, R. G.; Mortlock, R. A.; Chiu, T.-C.; Cao, L.; Kaplan, A.; Guilderson, T. P.; Fairbanks, T. W.; Bloom, A. L.; Grootes, P. M.; Nadeau, M. J. (2005) – Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews* (24): 1781-1796.
- Mateus, J. E. & Queirós, P. F. (1993) – Os estudos da vegetação quaternária em Portugal; contextos, balanço de resultados, perspectivas. In Carvalho, G. S.; Ferreira, A. B. e Senna-Martinez, J. C. (Coord.) – *O Quaternário em Portugal. Balanço e Perspectivas*. A.P.E.Q., Ed. Colibri, Lisboa, p. 105-131.
- Moore, P. D.; Webb, J. A.; Collinson, M. E. (1991) – *Pollen Analysis*. II Ed., Oxford, Blackwell.
- Ramos, C.; Pereira, A. Ramos; Azevêdo, T. M.; Nunes, E. (2006) – Dinâmica fluvial: o caso das mudanças do traçado do Tejo na sua planície aluvial. *II Congresso da Associação Portuguesa de Geomorfólogos. Ciência e Sociedade*, APGeom, (II): 41-48.
- Reille, M. (1992) – *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille.
- Reille, M. (1998) – *Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Supplement 2. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille.
- Roberts, N. (1998) – *The Holocene: an environmental history*. Blackwell Publishing Limited, 2 Edition, London.
- van der Knaap, W. O. & van Leeuwen, J. F. N. (1995) – Holocene vegetation succession and degradation as responses to climate change and human activity in the Serra da Estrela, Portugal. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, (89): 153-211.
- van Geel, B. (1978) – A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, (25): 1-120.
- van Geel, B.; Bohncke, S. J. P.; Dee, H. (1980-81) – A palaeoecological study of Upper Late Glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, (31): 367-448.
- van Geel, B.; Hallewas, D. P.; Pals, J. P. (1983) – A Late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of N-Holland, The Netherlands): palaeoecological and archaeological aspects. *Rev. Palaeobot. Palynol.* (38): 269-335.
- van Geel, B.; Coope, G. R.; van der Hammen, T. (1989) – Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, (60): 25-129.



# Os travertinos de cascata do vale da Ribeira de Sta. Helena (Santiago Oriental, Cabo Verde).

*Waterfall travertines of Ribeira de Sta. Helena valley (Eastern Santiago, Cape Verde).*

F. L. Costa

Dep. Ciências Naturais, Cartografia, Instituto de Investigação Científica Tropical (IICT), flcosta1955@gmail.com.

**Resumo:** Dão-se a conhecer as condições de génese de travertinos calcários da Ribeira de Sta. Helena cuja bacia se desenvolveu em rochas basálticas. Relacionam-se com uma rotura de declive estrutural do perfil longitudinal do vale, desenvolvida numa fase anterior de encaixe. Trata-se de formações de cascata referenciadas pela primeira vez em Cabo Verde, naquela tributária da margem direita da Ribeira Seca (Costa, 2002), no sector oriental e mais pluvioso de Santiago. Anteriormente tinham sido assinaladas umas formações semelhantes em nascente, designadas por tufos calcários, na Ilha Brava, que foram associadas com a dissolução de carbonatitos primários locais. Os travertinos de Sta Helena são predominantemente cristalinos, zonados e superficialmente nodulosos ou concrecionados e assentam sobre um depósito de vertente quaternário, que se encontra na base da rotura. As precipitações carbonatadas externas são comuns nos domínios mediterrânicos, semi-áridos e tropicais secos. Encontram-se, mais frequentemente, em regiões calcárias, mas também em áreas de rochas magmáticas, em particular vulcânicas básicas, sob condições mais húmidas com um período seco bem marcado. Admite-se a idade holocénica para os travertinos de Sta. Helena, período de maior humidade e de colmatação dos vales, anteriormente delineados no máximo de entalhe quaternário.

**Palavras-chave:** Travertinos de cascata, formações calcárias, regiões vulcânicas, Holocénico, Ilha de Santiago, Arquipélago de Cabo Verde.

**Abstract:** The genesis of the Ribeira de Sta. Helena calcareous travertines, where the main geologic units outcropping are basaltic rocks, are related with the quaternary evolution of the valley in specific geomorphological and morphoclimatic conditions. This waterfall formation was observed by the first time in Cape Verde in this tributary of the Ribeira Seca basin, in the oriental and the rainy sector of Santiago Island (Costa, 2002). Similar formations have been described at Brava Island, related with the dissolution of primary carbonates in spring conditions, with the designation of calcareous tufa. The Sta. Helena travertines are fundamentally crystalline, zoned and superficially nodulous. It overlays a slope heterometric deposit, developed at the waterfall bottom, related with the enclosing valley Quaternary period, when the structural break of the valley profile was defined. The external carbonaceous precipitations are common in the mediterranean domain, semi-arid, and tropical dry climates. Frequently related with calcareous terrains, it may occur in magmatic regions, particularly in volcanic basic rocks, in humid climatic conditions with a well defined dry season. Those Sta. Helena travertines may be considered as Holocene, a wetter period of alluvial sedimentation, after the valley formation during the maximum Quaternary regression.

**Keywords:** Waterfall travertines, calcareous formations, volcanic regions, Holocene, Santiago Island, Cape Verde archipelago.

## 1. INTRODUÇÃO

A Ribeira de Sta. Helena é uma das afluentes da margem direita da Ribeira Seca, com cerca de 3 km de comprimento, localizada no sector oriental e mais húmido de Santiago. A sua bacia enquadra-se

integralmente na unidade geomorfológica de planaltos sub-estruturais, as Achadas do sector oriental da ilha, onde predominam rochas basálticas.

Do ponto de vista morfológico, a bacia e o vale apresentam contrastes evidentes entre os sectores superior e médio, acima dos 240 m, e o inferior, abaixo dos 100 m, mais a leste (Fig. 1).

A passagem para o inferior é marcada por uma rotura de declive longitudinal, entre os 240 e os 190 m de altitude, a que se associa um estrangulamento do vale. Nos dois sectores das cabeceiras, os declives longitudinais são superiores a 80 ‰ e no inferior, em média de 40 ‰.

Nos sectores mais a montante, o vale é largo, em forma de U, e os topos são planos, bem delineados e, em média, dominam o fundo em cerca de 100 m. As vertentes são suaves, pontualmente regularizadas por cones de escombrelras, e encimadas por cornijas basálticas pouco espessas. Este sector da bacia é talhado em assentadas de mantos lávicos que alternam com assentadas menos espessas de piroclastos, ambos de basalto do *Complexo Eruptivo de Pico da Antónia (PA)* e, numa pequena extensão, conglomerados e brechas sedimentares da *Formação dos Órgãos (CB)* (JIU, 1975 e 1977), cujos elementos detriticos angulosos são predominantemente de natureza basáltica.

No sector inferior, as assentadas de basaltos tornam-se progressivamente mais extensas e espessas, em geral pouco inclinadas, intercaladas por níveis estreitos de piroclastos. Os topos encontram-se talhados em basalto de origem sub-aérea, que se comporta como rocha dura, apesar da sua densa fracturação e da sua disjunção prismática, e a meia vertente afloram lavas submarinas que se apresentam muito fragmentadas.

Os topos talhados nestes materiais tornam-se, conseqüentemente, mais largos e regulares, com uma inclinação para nordeste. Estes topos encontram-se delimitados por cornijas basálticas bem marcadas, em geral com mais de 10 m de altura, com altitudes acima dos 200 m (Fig. 1). Desenvolve-se, assim, um planalto com vertentes de declives acentuados e entalhado por um vale estreito, encaixado e de fundo plano bem demarcado. As vertentes são, frequentemente, rectilíneo-côncavas, em resultado da sua cobertura por escombrelras, formadas a partir dos basaltos das cornijas dos topos e dos afloramentos mais fragmentados das próprias vertentes.

O fundo do vale é largo e plano, em resultado da acumulação de carga sólida fornecida em excesso pelas vertentes, do regime torrencial que permite a existência de amplos leitos de cheia onde a drenagem é desorganizada e facilita a aplanção e o alargamento do fundo, e, ainda, da construção de diques transversais ao longo do vale que favorecem a sedimentação.

## **2. TRAVERTINOS DOS VALES DE STA. HELENA E DA FURNA**

À semelhança do que acontece no vale da Ribeira de Sta Helena, também no da Furna, outra das tributárias da margem direita da Ribeira Seca, tem um desnível longitudinal acentuado na passagem para o seu troço inferior, entre 150 e 70 m de altitude.

Em ambos os casos as roturas são condicionadas por afloramentos espessos, com cerca de 12 m, de assentadas de basalto do *Complexo Eruptivo do Pico da Antónia*, que delimitam o seu topo. No vale da Ribeira de Sta. Helena, estes basaltos assentam sobre um complexo conglomerático-brechóide da *Formação dos Órgãos*, que se encontra na base daquele desnível.





Figura 2 – Rotura de declive em basaltos que marca a passagem para o sector inferior e posição dos travertinos do vale da Ribeira de Sta. Helena (adap. de Costa, 2002).

Figure 2 – Waterfall in a basaltic ledge related with the calcareous travertine formation of the Ribeira de Sta. Helena valley (adap. from Costa, 2002).

Trata-se de formações de cascata referenciadas pela primeira vez em Cabo Verde naquelas ribeiras (Costa, 2002). A única referência anterior a acumulações calcárias similares foi feita por Machado *et al* (1968) para “tufos calcários depositados por precipitação química” que se encontram próximos da nascente de Vinagre na Ilha Brava. Admitiram que se tinham originado a partir de águas das nascentes mineralizadas a expensas da solubilização de carbonatitos primários que afloram nas proximidades. Assinalaram que estas formações englobam restos de moluscos terrestres e impressões de folhas.

No mapa topográfico, no vale da Ribeira de Sta. Helena, encontram-se os topónimos locais de Robão Cal (designação local de Ribeirão de Cal) e Fornos (Fig. 1) que alertam para a presença de formações carbonatadas e a sua exploração para fabrico de cal. Na realidade, ainda é possível encontrar quem tenha estado ligado a essa actividade que cessou há cerca de duas décadas. Na cartografia geológica de Santiago (JIU, 1975 e 1977) estas formações não se encontram representadas.

No vale da Ribeira de Sta. Helena essas formações alongam-se por todo o desnível e têm a forma de um domo que atinge cerca de 50 m de diâmetro na base (Fig. 3). Em todo o seu comprimento encontra-se uma gruta estreita vertical, onde cabe um homem, e pela qual pode circular parte da água debitada pela ribeira em período de maior caudal. Este domo posiciona-se no sector sul da parede basáltica, obrigando o leito actual a descrever um ângulo vivo para norte, por onde se processa preferencialmente o escoamento. Ao longo de toda a rotura, o canal situa-se na área de contacto entre o travertino e a parede basáltica e tem a forma semicircular, com um perfil longitudinal quase vertical.

Estas formações assentam sobre um depósito de vertente, constituído por uma cascalheira heterométrica com elementos angulosos de basalto, envolvidos por uma matriz fina pouco abundante (Fig. 4). Este por sua vez cobre os conglomerados e brechas sedimentares.

Estas formações assentam sobre um depósito de vertente, constituído por uma cascalheira heterométrica com elementos angulosos de basalto, envolvidos por uma matriz fina pouco abundante (Fig. 4). Este por sua vez cobre os conglomerados e brechas sedimentares.



Figura 3 – Domo de travertinos de cascata do vale da Ribeira de Sta. Helena (adap. de Costa, 2002) (em cima).

*Figure 3 – Waterfall travertine formation of the Ribeira de Sta. Helena (adap. from Costa, 2002) (above).*



Figura 4 – Formações sobre as quais assentam os travertinos do vale da Ribeira de Sta. Helena. Da base para o topo: Complexo Conglomerático-bréchoide (Formação dos Órgãos) e depósito de cascalheira de vertente (adap. de Costa, 2002) (à direita).

*Figure 4 – Travertine formation of the Ribeira de Sta. Helena valley, overlaying a detritic slope deposit and an ancient type lahar geological unit (adap. from Costa, 2002) (right side).*

O travertino apresenta-se, predominantemente, muito compacto e duro e, apenas para o topo, mais poroso. Superficialmente tem, por vezes, uma estrutura nodulosa ou concrecionada (Fig. 5), com diâmetro médio de 20 mm, com um tom creme acastanhado e baço. Internamente tem uma textura cristalina e uma estrutura zonada, com leitos de cor creme e outros de tonalidade acastanhada, de 2 a 3 mm de espessura média, com uma forma planar ou pouco ondulada. Não se observaram quaisquer vestígios de plantas fossilizadas no seio destas formações.

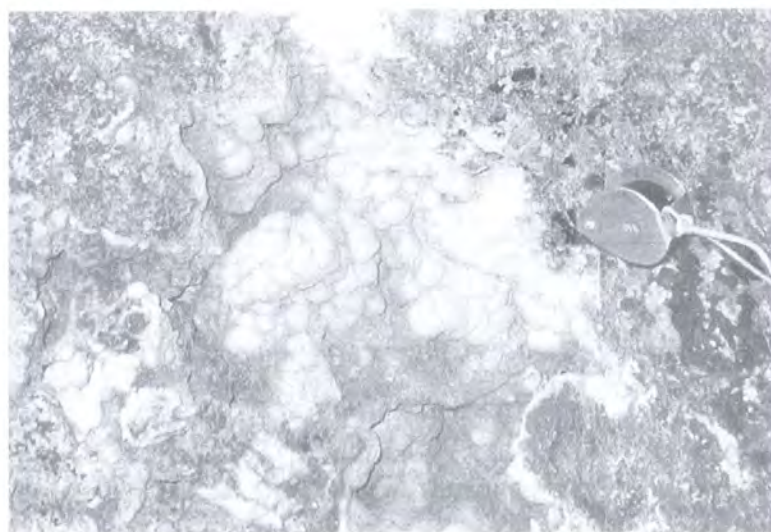


Figura 5 – Estrutura nodulosa superficial dos travertinos do vale da Ribeira de Sta. Helena (adap. de Costa, 2002).

*Figure 5 – Nodulous superficial structure of the travertine formation of the Ribeira de Sta. Helena valley (adap. from Costa, 2002).*

### 3. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO DE GÊNESE DE TRAVERTINOS

Optou-se pelo uso do termo travertino, em detrimento de tufo calcário, conforme o fizeram Fournier-Gasse *et al* (1966), para designar os calcários de precipitação formados em situações de nascente e de cascata em cursos de água de regiões vulcânicas, onde a designação de tufo se pode associar a piroclastos finos. Atendendo, também, ao carácter predominantemente zonado desta formação, à sua dureza e à sua cristalinidade, mais se justifica a opção pelo termo travertino, por oposição à fácies mais branda e porosa mais associada a tufos calcários (Gary *et al*, 1972; Fairbridge & Bourgeois, 1978).

Segundo Weisrock (1981), as formações relacionadas com cursos de água têm, em geral, uma localização pontual, com um desenvolvimento localizado, embora por vezes volumoso. Distinguiu, quanto à origem, três tipos de travertinos os *essencialmente construídos*, os *tipo aluvial* e os *complexos*.

Os primeiros encontram-se relacionados com roturas de declive de cursos de água, barragens e cascatas. As precipitações ocorrem nas áreas de declive acentuado e um pouco mais a jusante. Podem evoluir formando uma barreira vertical ou segundo o sentido de escoamento das água, originando formas alongadas. Estão, frequentemente, associados com as regiões áridas e mediterrânicas, onde as águas têm uma forte sobressaturação e uma actividade algal estacionais que facilitam a precipitação. Esta alternância sazonal está na origem de fácies estromatolíticas que permitem avaliar a idade das formações e as suas taxas de crescimento. Na Provence francesa e no Marrocos atlântico progridem à média de 2 a 5 mm por ano, pelo que foi possível atribuir-lhes a idade holocénica (Weisrock, 1981). Os travertinos da Ribeira de Sta. Helena incluem-se, com todas as suas características, neste tipo dos *essencialmente construídos*.

Os de *tipo aluvial* estão associados a depósitos de terraços aluviais ou surgem em meios palustres originando formas de incrustação de fácies oncolítica. Podem enquadrar-se neste tipo as concreções calcárias que se encontram em formações detríticas do nível de terraço médio da margem direita do vale da Ribeira Seca a jusante da confluência da Ribeira de Sta. Helena (Costa, 2002).

Os *complexos* têm géneses variadas ao longo da sua sequência sedimentar, podendo alternar leitos dos dois tipos anteriores.

O processo de formação de calcários de precipitação, de acordo com Muxart (1981), compreende três etapas: a alteração e dissolução do carbonato da rocha-mãe, o transporte e a precipitação. O cálcio pode provir da dissolução de várias rochas, entre as quais os calcários e as dolomites, mas também as vulcânicas básicas (Nicod, 1981). Pode ainda, conforme Clark & Fontes (1990) observaram numa região do sultanato de Oman, ter origem em rochas ultramáficas, de que resultam águas hiperalcalinas que permitem a formação de travertinos em condições de semi-aridez.

Estas formações carbonatadas desenvolvem-se onde há água corrente ou estagnada, pois é na fase aquosa que os vários elementos que entram na constituição dos diversos carbonatos são mobilizados (Adolphe, 1987).

De acordo com Coûteaux (1969) a formação de um “tufo calcário” num curso de água ocorre na sequência de desequilíbrios da equação  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \leftrightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ . A precipitação do  $\text{CaCO}_3$  que origina os travertinos, verifica-se, em geral, por perda de água ou de gás carbónico, que podem estar associadas a: a) mudanças de estado da água, para gelo ou vapor; b) fenómenos químicos resultantes da diminuição da pressão ou do aumento da temperatura; c) presença de outros sais dissolvidos na água e

de matéria orgânica; d) acção bioquímica de algas, bactérias e micro-organismos que mobilizam ou fixam directamente o  $\text{CaCO}_3$  ou modificam o pH das águas e das raízes que utilizam as soluções e a água dos solos. Estas modificações das condições físico-químicas ou biológicas das águas, são induzidas por condicionantes geoquímicas, geomorfológicas ou climáticas (Muxart, 1981).

A precipitação de sais relacionada com quedas de água, segundo Marker (1973), ocorre na sequência da variação brusca de altitude, que provoca a turbulência. Esta, por sua vez, promove a perda de gás carbónico, favorece a evaporação e o aumento da temperatura, criando condições de formação de travertinos. A estas condições deve associar-se uma concentração suficiente de carbonatos na água.

A sobressaturação da água, por si só, pode não conduzir à formação de travertinos (Viles & Goudie, 1990a), pois, na realidade, ela só acontece quando o gás carbónico é removido da solução. Essa remoção ocorre por várias razões, de entre as quais as mais comuns são a evaporação da água, a turbulência, a mistura de águas com diferentes temperaturas ou teores de  $\text{CaCO}_3$  ou a absorção biogénica do  $\text{CO}_2$  por fotossíntese. Em quedas de água o aumento da velocidade da água acima da rotura, permite um decréscimo da pressão interna que conduz à desgasificação e precipitação do carbonato de cálcio (Viles & Goudie, 1990a).

Estudos de travertinos formados em roturas de declives de cursos de água em regiões com estação seca prolongada (Marker, 1973; Viles & Goudie, 1990b) revelaram que existem limiares de totais anuais de chuvas para o desenvolvimento destas formações. Nos casos do Transval (África do Sul) e do noroeste da Austrália, a sua formação está relacionada com valores superiores a 750 mm, concentrados em cerca de 80 % na estação húmida, podendo a estação seca ser longa, superior a 6 meses. No entanto, as soluções carbonatadas que originam os travertinos, como admitiu Marker (1973), são afectadas pela duração da estação húmida, em termos de infiltração, actividade biótica e volume de água envolvido, para além da área da bacia de recepção e da sua litologia. A presença destas formações no noroeste da Austrália foi relacionada com elevados valores de evaporação, de 3 400 mm anuais, que decorrem das altas temperaturas locais (Viles & Goudie, 1990b).

#### **4. GÉNESE E IDADE DOS TRAVERTINOS DO VALE DE STA. HELENA**

Os limiares actuais de precipitação e de evaporação que se verificam actualmente na bacia da Ribeira de Sta. Helena encontram-se muito abaixo dos apontados por Marker (1973) e Viles & Goudie, (1990b) para o desenvolvimento de travertinos em regiões semi-áridas.

No caso da Ilha de Santiago, a precipitação mediana anual, no período de 1965-1990, não excedeu os 673 mm na Serra da Malagueta, onde se verificam os registos mais elevados (Correia, 1998). Concretamente para a bacia da Ribeira de Sta. Helena, podem calcular-se valores entre 250 a 350 mm (Correia, 1998). Os totais de evaporação, observados no período de 1941-1960 em estações meteorológicas da bacia da Ribeira Seca próximas, variaram entre os 497,0 mm (Currealinho) e os 1 129,8 mm (S. Jorge dos Órgãos).

A estrutura zonada e a textura cristalina que apresentam na ribeira de Sta. Helena leva a admitir tratar-se de formações herdadas de um clima, provavelmente, mais húmido, embora com uma estação seca. Esta alternância estacional permite o desenvolvimento da sua fácies estromatolítica.

Na África do Sul desenvolveram-se em períodos pluviais do Quaternário, quando a actividade cársica foi maior (Marker, 1973). Em grande parte do continente africano, formaram-se durante as fases húmidas do Quaternário (Adolphe, 1987), quando também se registaram condições para o desenvolvimento de depósitos calcários de carácter continental.

Nas ilhas orientais das Canárias ocorreu uma fase climática mais húmida, datada de 9,8 a 8,8 ka, a que se encontra associada a uma cimentação carbonatada de solos, formados sobre um substrato basáltico (Damnati *et al*, 1996).

Especificamente para o Sahel, as condições mais húmidas podem ter ocorrido entre 8 000 a 9 000 anos B.P., durante um período chuvoso, no início do Holocénico (Adolphe, 1987). Foi reconhecida a existência de pradarias e lagos no Saara e o Sahel continental, no Período Húmido Africano (AHP), durante Holocénico médio (11,5 a 5,5 kyr cal BP), que findou abruptamente, dando origem às condições de mais aridez actuais (Gasse, 2002; Ressen *et al*, 2006). Deve terminar com o Flandriano, quando se verificou uma transgressão que presidiu à colmatação dos fundos de vale até, praticamente, ao nível actual.

Este período afigura-se propício para a formação dos travertinos do vale da Ribeira de Sta. Helena, pois associar-se-iam a um episódio húmido necessário para a dissolução dos basaltos, para a existência de um escoamento mais regular ao longo do ano e para uma maior actividade biótica que facilitariam a precipitação dos carbonatos.

Seriam, assim contemporâneos da estabilização do mar a um nível próximo do actual, no Flandriano (Melahiano) que originou a colmatação de lagunas e estuários, em Cabo Verde (Lecointre, 1963). No caso concreto do sector vestibular da bacia da Ribeira Seca, as aluviões actuais atingem uma espessura de cerca de 35 m (Costa, 2002). Aquela datação foi-lhes atribuída pela semelhança paleofaunística destes sedimentos, como os de um leito argiloso do fundo do vale da Ribeira de S. Francisco em Santiago, com o mesmo tipo e posição dos observados no Senegal, onde é abundante *Tympanotonus fuscatus var. radula* (Lecointre, 1963).

Na fase imediatamente anterior à formação dos travertinos, o máximo encaixe quaternário teria atingido a cota de -38,5 m, a 500 m da foz da Ribeira Seca (Costa, 2002). Desenvolver-se-iam, assim, após este entalhe dos vales abaixo do nível actual, o que faria aumentar a rotura de declive onde se precipitaram.

## BIBLIOGRAFIA

- Adolphe, J.-P. (1987) – *Formations carbonatées continentales*. In Miskovski, J.-C. (Dir.) – *Géologie de la Préhistoire: méthodes, techniques, applications*. Paris, GéoPré, p. 197-224.
- Clark, I. & Fontes, J.-C. (1990) – Paleoclimatic reconstruction in northern Oman based on carbonates from hyperalkaline groundwaters. *Quaternary Research*, 33 (3): 320-336.
- Correia, E. (1998) – *Condições pluviométricas para a cultura do milho na Ilha de Santiago (Cabo Verde)*. Instituto de Investigação Científica Tropical, Lisboa, 115p.
- Costa, F. L. (2002) – *Evolução geomorfológica quaternária e dinâmica actual na bacia da Ribeira Seca (Santiago oriental – Cabo Verde)*. Provas para Investigador Auxiliar, Lisboa, 270p.
- Coûteaux, M. (1969) – Formation et chronologie palynologique des tufs calcaires du Luxembourg Belgo-Grand-Ducal Paris, *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1969 (3): 179-206.
- Damnati, B.; Petit-Maire, N.; Fontugne, M.; Meco, J.; Williamson, D. (1996) – Quaternary palaeoclimates in the eastern Canary Islands. *Quaternary International*, 31: 37-46.

- Fairbridge, R. & Bourgeois, J. (Eds.) (1978) – The encyclopedia of sedimentology. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross Inc., 901p.
- Fournier-Gasse F.; Causse, Ch.; Maraval, V.; Brousse, R. (1966) – Sur quelques travertins perivolcaniques et sur leur florule de diatomées. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1966 (3): 202-207.
- Gary, M.; McAfee Jr., R.; Wolf, C. L. (Eds.) (1972) – *Glossary of geology*. Washington D.C., American Geological Institut, 806 + 52p.
- Gasse, F. (2002) – Diatom-inferred salinity carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Reviews*, 21: 737-767.
- JIU (1975) – *Carta Geológica de Cabo Verde. Ilha de Santiago. Na escala de 1:25 000*. Junta de Investigações do Ultramar/IICT (levantamentos de A. Serralheiro, 1970) (folhas 52, 54 e 55), Lisboa.
- JIU (1977) – *Carta Geológica de Cabo Verde. Ilha de Santiago. Na escala de 1:100 000*. Junta de Investigações Científicas do Ultramar/IICT (levantamentos de A. Serralheiro, J. Rocha de Macedo e L. Celestino Silva), Lisboa.
- Lecointre, G. (1963) – Sur les terrains sédimentaires de l'île de Sal. Avec remarques sur les îles de Santiago et Maio (archipel du Cap Vert). *Garcia de Orta*, 11 (2): 275-289.
- Machado, F.; Leme, J. A.; Monjardino, J.; Seita, M. F. (1968) – Carta geológica de Cabo Verde, notícia explicativa da folha da ilha Brava e dos ilhéus Secos (na escala 1:50 000). *Garcia de Orta*, 16 (1): 123-130.
- Marker, M. E. (1973) – Tufa formation in the Transvaal, South Africa. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17 (4): 460-473.
- Muxart, T. (1981) – Formations carbonatées externes. Tufs et travertins. Processus de précipitation et mesures". *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 479-480: 189-196.
- Nicod, J. (1981) – Formations carbonatées externes. Tufs et travertins. Répartition, classification, relation avec les milieux karstiques et karstification. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 479-480: 181-187.
- Ressen, H.; Brovkin, V.; Fichfet, T.; Goosse, H. (2006) – Simulation of the Holocene climate evolution in northern Africa: the termination of African Humid Period. *Quaternary International*, 150: 95-102.
- Viles, H. A. & Goudie, A. S. (1990a) – Tufas, travertines and allied carbonate deposits. *Progress in Physical Geography*, 14 (1): 19-41.
- Viles, H. A. & Goudie, A. S. (1990b) – Reconnaissance studies of tufa deposits of the Napier Range, NW Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (5): 426-443.
- Weisrock, A. (1981) – Stratigraphie et pétrographie des formations travertineuses. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 479-480: 197-202.

## AGRADECIMENTOS

Aos Drs. Fernando Ramalhal, Regina Ramalhal e M. Hermínia Mendes, geólogos do Instituto de Investigação Científica Tropical, agradecem-se as amplas discussões de campo e de gabinete e a breve análise de laboratório de sedimentologia.



# O peso da estrutura como explicação dos blocos graníticos paralelepípedicos da Serra de Mesas.

*The Structure weight as an explanation for the parallelepiped shaped granitic blocs in the Serra de Mesas.*

A. M. Rochette Cordeiro<sup>1</sup>, V. Clamote<sup>2</sup>, F. Rebelo<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Estudos Geográficos, Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, amrochette@yahoo.com, fsrebelo@ci.uc.pt;

<sup>2</sup>Licenciado em Geografia.

**Resumo:** O resultado da disjunção esferoidal no Portugal setentrional e central domina de um modo esmagador a morfologia granítica, sempre sob a forma de blocos arredondados (as "bolas" graníticas) e de modelado a eles associados, os quais resultam da exumação dos criptorelevos definidos na superfície basal de meteorização. Porém, no caso da vertente Norte da Serra de Mesas, num sector com um pouco mais de 1 km<sup>2</sup> (próximo da nascente do Rio Côa), observa-se um conjunto de blocos de forma paralelepípedica, por vezes, mesmo, cúbica, que apresentam, neste pequeno sector, pelo menos três fases de desenvolvimento.

Com o presente artigo, e no quadro da análise do modelado granítico do Portugal Central (particularmente do sector marginal da Superfície da Meseta), pretende-se interpretar a razão do desenvolvimento, num pequeno batólito, de formas associadas à disjunção, que tanto podem apresentar uma configuração esferoidal, (formas arredondadas habituais), como uma configuração paralelepípedica (modelado muito pouco comum no território nacional), diferenciação associada a um peso relativo das condições de base estrutural.

**Palavras-chave:** Modelado granítico, disjunção esferoidal e paralelepípedica, Serra de Mesas.

**Abstract:** The outcome of the spheroidal disjunction in the northern and central part of Portugal masters in an overwhelming way the granitic morphology, always as round shaped blocks (the granitic balls), or of pinching associated to them, that are an outcome, in its terminal moment, of the exhumation of the criptorelieves defined on the basal surface of weathering. However, in the case of the northern slope of the Serra de Mesas, in a sector with more than 1 km<sup>2</sup> (near the nascent of the River Côa), there is a group of parallelepiped (sometimes cubic) shaped blocks and one can observe three phases of development.

With the present article, and in the range of the granitic morphology of the Central Portugal (specially in the marginal sector of the Meseta surface), we aim to interpret the reason of the development in the same small batholith, of forms associated to the disjunction, that can present either a spheroidal shape (the traditional round forms) or a parallelepiped shape (strange form in the national territory), observing for this difference, the weight.

**Keywords:** Granitic morphology, spheroidal and parallelepiped disjunction, Serra de Mesas.

## 1. INTRODUÇÃO

A análise, inventariação e sistematização do modelado granítico do Norte e Centro de Portugal tem vindo a ser, ao longo das últimas décadas, âmbito de trabalho (directo ou indirecto) de alguns geomorfólogos que se dedicaram ao estudo da morfogénese destes sectores do território nacional.

Num contexto regional, os trabalhos publicados sobre as grandes linhas do modelado deste sector do território nacional, que têm vindo a marcar a geomorfologia portuguesa desde meados do século passado (Biro, 1949; Ribeiro, 1949; Feio, 1952; Ferreira, 1978a; 1980; 1991; Cunha, 1992), enquanto que já num contexto de evidente descida na escala de análise, encontram-se os que se debruçaram sobre as formas

graníticas de dimensão média e as microformas (Rebelo, 1991; Pedrosa, 1991; Cordeiro & Rebelo, 1996; Rebelo & Cordeiro, 1997; Cordeiro, 1988; 1991; 1995; 1999a; 1999b; 2004; Vieira, 2001).

O desenvolvimento de muitos destes trabalhos tornou possível uma crescente sistematização do modelado granítico do Portugal Central, assim como a análise de algumas formas graníticas pouco usuais no contexto da bibliografia temática. É nesse contexto que se propõe uma abordagem preliminar sobre os blocos graníticos de forma paralelepipedica observados na Serra de Mesas, os quais apresentam uma morfologia significativamente diferente das formas arredondadas que proliferam no território granítico português.

Formas idênticas foram anteriormente identificadas por Pedrosa na Serra do Marão, se bem que nessa situação em contexto morfológico e climático significativamente diferente, embora no presente caso, estas ganhem uma relevância genética muito significativa, uma vez que se observam num pequeno batólito, e em simultâneo com formas esféricas e paralelepipedicas, e em situação topográfica inversa (aqui foram identificadas em sector aplanado), ao reconhecido tanto na Serra do Marão (Pedrosa, 1991) como na Serra da Freita (Cordeiro, 2004).

O presente artigo pretende não só contribuir para uma primeira tentativa de explicação destas formas paralelepipedicas da Serra de Mesas, como também continuar o processo de inventariação do modelado granítico de pormenor do Portugal Central.

## 2. ENQUADRAMENTO REGIONAL E LOCAL

No sector terminal ocidental da Cordilheira Central Espanhola, em pleno sector fronteiriço, desenvolve-se a Serra de Mesas, cujo marco geodésico com um valor altimétrico de 1256 metros se encontra localizado em território espanhol, apresentando uma latitude de 40° 16' 22" Norte e uma longitude de 6° 51' 30" Oeste de Greenwich (Fig. 1).

Esta serra integra, no quadro do território nacional, um conjunto de relevos genericamente designados por "Serra da Malcata", e que delimita, a Sul a mais perfeita superfície aplanada do território português. A Meseta, que neste sector apresenta altitudes que rondam os 900-1 000 metros, estende-se, tanto para Norte, prolongando-se mesmo para a margem direita do Rio Douro (Trás-os-Montes), como para Este, já em território espanhol.

Relativamente ao substrato rochoso, e embora seja de salientar que no quadro da secção portuguesa da Meseta o dominio das rochas granitoides é evidente, neste sector meridional a constituição litológica apresenta-se maioritariamente representada por metassedimentos do complexo xisto-grauváquico ante-ordovícico, excepção feita a dois pequenos afloramentos graníticos situados no seu sector oriental (Fig. 2). Um, o batólito do Barrocal, localiza-se a Este da vila do Sabugal, enquanto que o segundo, a Sudeste do primeiro, é aquele em que se desenvolve a Serra de Mesas. A diferenciação entre eles, de acordo com a cartografia geológica, prende-se, no essencial, com a dimensão do grão: ambos se caracterizam por apresentarem granitos porfiróides de duas micas, predominantemente biotíticos, com o primeiro a apresentar grão grosseiro, enquanto que no segundo o grão observado é médio a fino (Teixeira *et al*, 1960).



A Serra de Mesas apresenta-se, neste conjunto de relevos que delimitam a Sul a Meseta, como aquela que mostra maior altitude e, como a única que se desenvolve na totalidade da sua extensão em rochas graníticas.

Desenvolvida, tal como foi referido, em granito porfiróide de duas micas e grão médio a fino, é parte integrante de um vasto batólito que se prolonga desde a espanhola *Sierra de Gata* (a Este) ao complexo xisto-grauváquico da Serra da Malcata, a Ocidente (Fig. 2), reflectindo a sua morfologia uma importante componente tectónica, assumida pela existência de pequenas falhas. Neste sector, elas encontram-se na génese do soerguimento de diferentes blocos a partir da superfície original, do qual resultou um evidente *horst* em escadaria.

Deve ser realçado o facto de todos estes blocos serem limitados a Este/Sudeste por uma vertente abrupta, que delimita uma depressão tectónica definida por falhamentos de direcção Sudoeste-Nordeste, depressão esta que foi aproveitada pelo Rio Águeda no seu percurso para Norte, e que individualiza, de modo evidente, a Serra de Mesas e a *Sierra de Gata*.

Já no que diz respeito ao seu sector ocidental, a Serra de Mesas é delimitada por um vale de fractura, o qual contacta, no Cabeço do Brejo (1 099 metros), com os níveis já desenvolvidos nos metassedimentos da Serra da Malcata. Neste sector ocidental observa-se ainda o conjunto de acidentes tectónicos que se encontram na origem do soerguimento do bloco central da Serra de Mesas, o qual desenha, de um modo evidente, o nível culminante da Serra, cuja altitude média ronda os 1 140 metros.

Com altitudes inferiores – cerca dos 1 130 metros –, desenvolve-se um nível, localmente designado por Lameirão, que deve ser interpretado como uma plataforma aplanada bem conservada, correspondente a um bloco individualizado, que se projecta, para ocidente, através de uma extensa vertente de declive suave.

O *horst* em escadaria da Serra de Mesas parece, assim, resultar do rejogo finiterciário, de um conjunto de acidentes de direcções tardi-hercínicas que, associadas às linhas de fragilidade tectónica menos significativas, muitas delas aproveitadas pelos cursos de água, fornecem o esqueleto morfológico a este sector do território nacional.

### **3. A ALTERAÇÃO QUÍMICA E A DISJUNÇÃO ESFEROIDAL**

A disjunção esferoidal e em particular as "bolas graníticas" dela resultantes, processo e formas amplamente distribuídas pelos sectores graníticos do Maciço Hespérico, variam em tamanho e em perfeição do seu arredondamento, podendo ocorrer isoladamente ou em grupo, assumindo-se como um dos modelados mais comuns da morfologia granítica.

Estas formas associam-se geneticamente à acção da alteração química em profundidade, ou seja, a uma evolução relacionada com o avanço da superfície basal de meteorização, devendo a sua definição, enquanto formas actuais, a uma posterior exumação dos criptorelevos. Observam-se assim duas etapas, com uma inicial, relaciona-se com a meteorização diferencial, e que é desenvolvida fundamentalmente através da acção química, e uma mais recente de desnudação selectiva, ligada predominantemente à erosão hídrica (Büdel, 1957; Godard, 1977; Thomas, 1974; 1994; Ferreira, 1978b; Twidale, 1982; 2002; Romani & Twidale, 1998; Cordeiro, 2004).

Na superfície basal de meteorização, a alteração química assume, como linhas preferenciais de actuação, o diaclasamento resultante da descompressão dos batólitos graníticos, ou seja através de um sistema de fracturação muito próprio dos diferentes batólitos – os sistemas de eixos de diáclases L, Q e S de Cloos (Godard, 1977). O processo de disjunção esferoidal encontra-se, assim, associado à descompressão dos batólitos graníticos, individualizados através destas mesmas diáclases, apresentando-se o núcleo central dos blocos como os pontos essenciais do processo de descompressão concêntrica, à qual se associa a acção dos processos de meteorização química (Twidale, 1982; 2002; Romani & Twidale, 1998).

Esta conjugação de processos provoca uma significativa alteração do granito nas linhas preferenciais de actuação, evoluindo assim os blocos duma forma angulosa para uma forma progressivamente arredondada. A formação e o desenvolvimento das bolas graníticas, observado preferencialmente nos horizontes C dos solos tropicais resultam, deste modo, do desequilíbrio verificado na estabilidade do bloco e na alteração química progressiva.

No caso da Serra de Mesas, em particular na sua vertente Sul, esta evolução fez-se sentir de um modo invulgar, com um destacar por inteiro de placas que envolviam o núcleo da rocha e cuja espessura é por norma decimétrica (20 a 30 cm). Ocorre, assim, um lajeamento concêntrico como consequência do alívio da pressão, de que resulta a formação de sucessivas placas concêntricas que se vão destacando e desagregando em redor do núcleo da rocha granítica (Foto 1, A e B). No final do processo, observa-se a separação e a clara individualização do núcleo da rocha, que apresenta a habitual forma em “bola” (Foto 1, C e D).

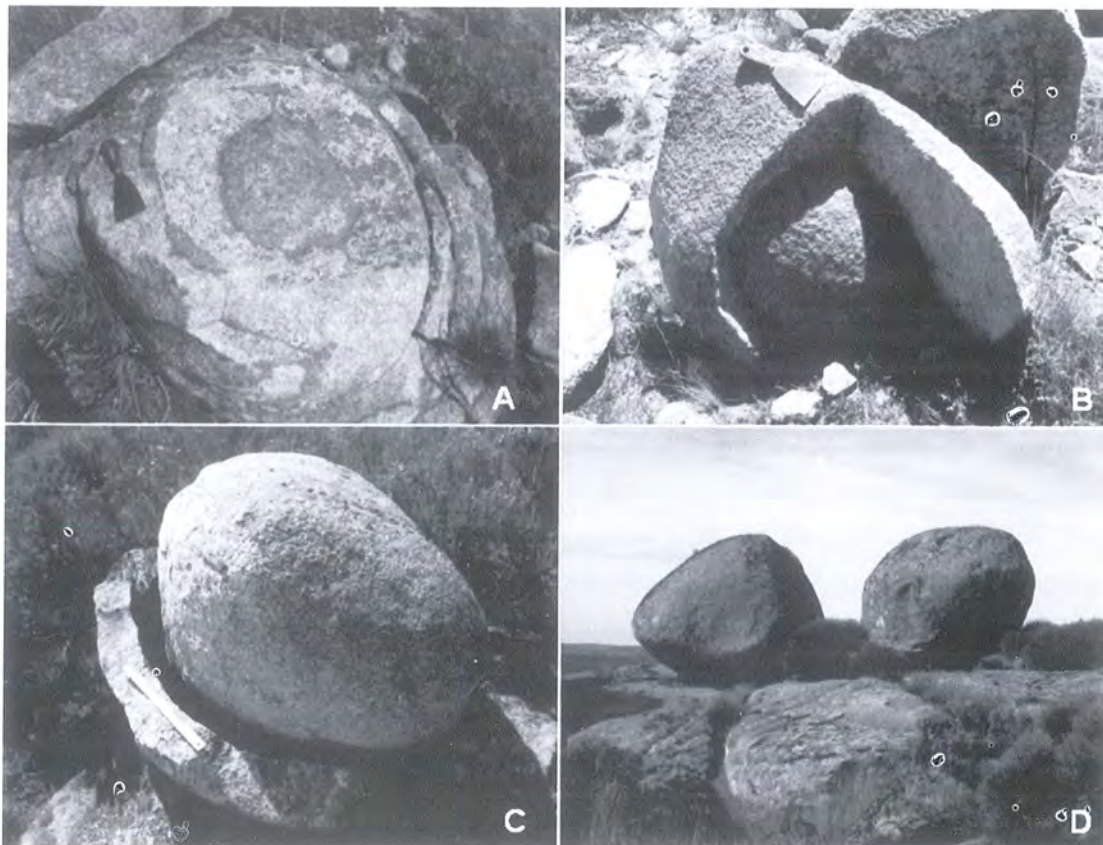


Foto 1 – Formas em “bola” existentes na área de estudo – diferentes fases da sua evolução.

*Photo 1 – Ball forms in the study area – different phases of its evolution.*

### 3.1. As formas paralelepipedicas das “mesas”

Na Serra de Mesas, e apesar da riqueza do micromodelado granítico existente associado à evolução anteriormente descrita, tem de ser referido, muito pela sua originalidade e singularidade, um conjunto de blocos paralelepipedicos, os quais se localizam num pequeno sector da vertente exposta a Norte. As denominadas “mesas”, muito pela sua morfologia particular, acabaram por dar a designação à própria Serra.

Esta morfologia tem a sua génese num complexo sistema de fracturas ortogonais, que se interseccionam formando ângulos rectos entre si, o que justifica, por si só, a forma que apresentam, ou seja, o de blocos perfeitamente paralelepipedicos, que, na sua esmagadora maioria, ultrapassam a dimensão métrica.

As observações realizadas aquando da fase de levantamento de campo, permitiram constatar o peso que esse sistema de fracturas ortogonais apresenta, uma vez que se constata a existência de uma matriz bastante perfeita de diáclases. Esta particularidade sugeriu, desde logo, que o modelado deste sector resulte de uma pequena alteração da constituição mineralógica no seio da intrusão magmática.

Como alternativa, ou mesmo em complemento, deveria ser colocada a hipótese do peso mais significativo da fracturação (em particular da microfracturação), uma vez que as hipóteses topográficas e climáticas não parecem justificar a diferente morfologia.

Numa primeira tentativa de esclarecimento sobre as diferenças encontradas, o exame macroscópico, efectuado na fase de levantamento de campo, tornou-se pouco esclarecedor, embora, desde logo, a observação tivesse revelado uma matriz de grão mais fina e uma maior concentração de quartzo em detrimento do feldspato, facto que, à partida, poderia conferir ao granito do sector Norte uma maior resistência à alteração induzida pelos processos de meteorização.

A perspectiva de existência de algumas diferenças mineralógicas, constatadas aquando da análise macroscópica sobre o terreno, levou à realização de lâminas delgadas de amostras dos dois sectores do batólito (Norte e Sul).

Assim, as amostras da vertente Sul apresentam-se com microfracturação mais intensa e com minerais que se apresentam como mais facilmente alteráveis, facto que parece indiciar uma maior resistência à alteração do granito do sector Norte. A título de exemplo, os feldspatos apresentam-se muito alterados (pertites), enquanto que as plagioclases se encontram com maclas muito alteradas para minerais argilosos (Foto 2).

Relativamente ao granito da vertente Norte, também o quartzo se apresenta com extinção ondulante muito forte, encontrando-se bastante fracturado e com uma maior representação da biotite acastanhada (opacos). As biotites apresentam-se deformadas (onduladas), com zircão e cloritizadas (Foto 3).

Por seu turno, os cristais de feldspato parecem ser de dimensão ligeiramente superior aos do outro sector do batólito, enquanto que as plagioclases (nas quais também se observam maclas) evidenciam núcleos bem definidos e alterados, apresentando-se, neste caso, praticamente todo o material alterado, o que leva a que a biotite se apresente descolorida, ou seja, com aspecto de moscovite.

Do ponto de vista da morfologia, e à semelhança do que se observa no sector Sul (Foto 1), também neste se podem observar três a quatro momentos na evolução dos blocos no sector Norte (Foto 4).

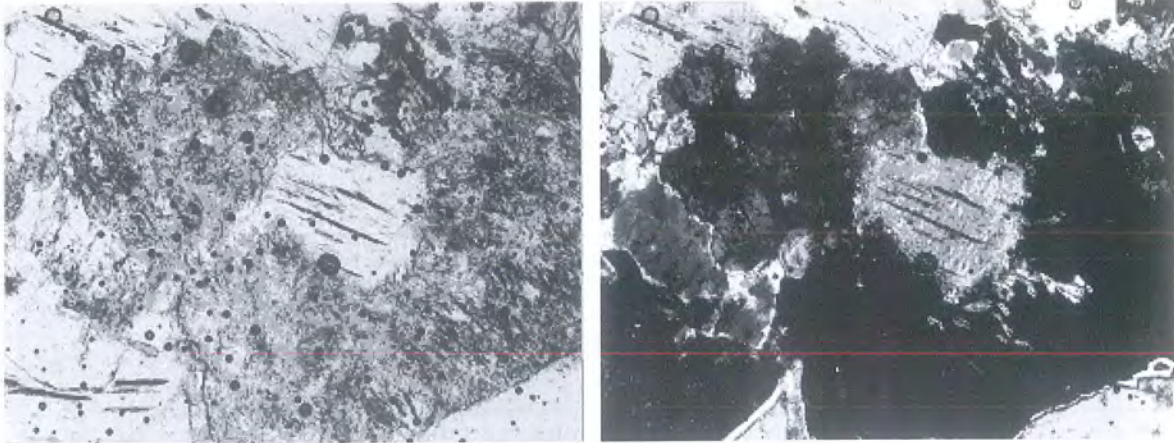


Foto 2 – Lâmina delgada do granito do sector Sul.

*Photo 2 – Thin section of the South sector granite.*

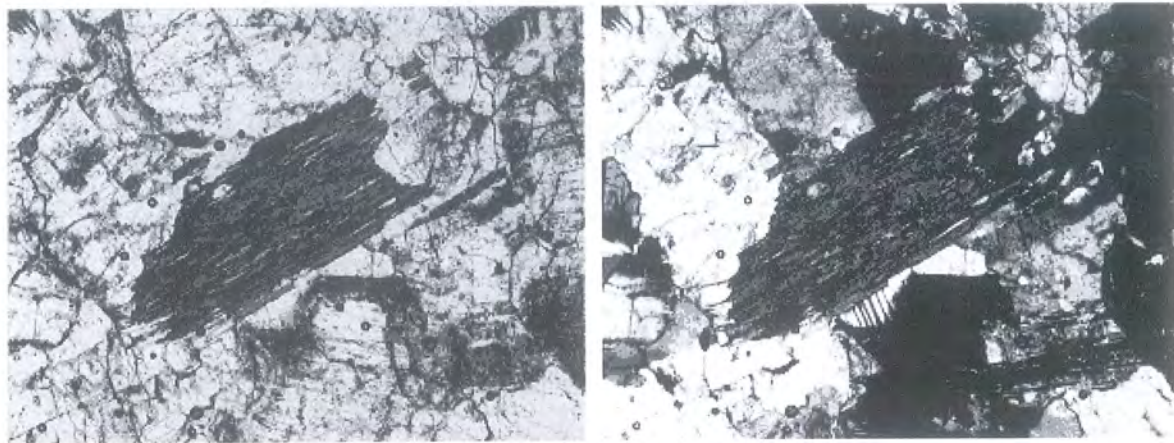


Foto 3 – Lâmina delgada do granito no sector Norte.

*Photo 3 – Thin section of the North sector granite.*

Numa primeira fase, observa-se a existência de um bem delineado sistema ortogonal de fracturas, com as diáclases a apresentarem-se como linhas de fragilidade, ao longo das quais a alteração química associada à água encontra condições preferenciais de actuação (Foto 4, A).

Na segunda fase da evolução e desenvolvimento das “mesas” observa-se que o diaclasamento corresponde aos sectores onde os materiais anteriormente alterados pela alteração química foram mobilizados por acção do escoamento da água, desenhando assim espaçamentos cada vez mais largos entre os blocos (Foto 4, B).

O terceiro momento de desenvolvimento das “mesas”, corresponde à individualização dos blocos paralelepípedicos, que se destacam do conjunto, sendo facilmente observável a conservação do sistema ortogonal de diaclasamento dos granitos definido aquando da instalação do batólito (Foto 4, C e D).

#### **4. ALGUNS ASPECTOS CONCLUSIVOS**

As formas observadas no sector Norte da Serra de Mesas apresentam-se no contexto do território nacional, e, em particular, das áreas graníticas, como muito pouco comuns.



## NOTAS BIBLIOGRÁFICAS

- Biro, P. (1949) – Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional. *Rapport de la Commission pour la cartographie des surfaces d'érosion, Congr. Internat. Geographie*, Lisboa, p. 9-116.
- Büdel, J. (1957) – Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1: 201-228.
- Cordeiro, A. M. Rochette (1988) – A Evolução das Vertentes da Serra da Freita no Quaternário Recente. *Cadernos de Geografia*, nº 7, I.E.G., Coimbra, p. 87-133.
- Cordeiro, A. M. Rochette (1991) – *Alguns aspectos da morfologia granítica do Maciço da Gralheira*. Livro-guia da viagem de estudo à Serra da Freita, IV Sem. de Geog. Física, Coimbra, 45p.
- Cordeiro, A. M. Rochette (1995) – O peso do factor estrutural no desenvolvimento do relevo granítico à erosão diferencial. (O exemplo dos alvéolos de Centro-Norte de Portugal). *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, 1992, Porto, p. 699-706.
- Cordeiro, A. M. Rochette (1999a) – Uma nova perspectiva sobre os critérios de definição para as microformas graníticas. O caso das Montanhas Ocidentais do Portugal Central. *Actas dos Encontros de Geomorfologia*, FCTUC, Proj. Praxis XXI – 2/2.1/CTA/156/94, Coimbra, 1999, p. 31-34.
- Cordeiro, A. M. Rochette (1999b) – O modelado granítico de pormenor nas Montanhas Ocidentais do Portugal Central. Tentativa de sistematização. *Actas dos Encontros de Geomorfologia*, FCTUC, Proj. Praxis XXI – 2/2.1/CTA/156/94, Coimbra, p. 35-44.
- Cordeiro, A. M. Rochette (2004) – *Dinâmica de Vertentes em Montanhas Ocidentais do Portugal Central*. Dissertação de Doutoramento, FLUC, Coimbra.
- Cordeiro, A. M. Rochette & Rebelo, F. M. S. (1996) – Carta Geomorfológica do Vale do Côa a Jusante de Cidadelhe. *Cadernos de Geografia*, nº 15, 1996, Coimbra, p. 11-33.
- Cunha, P. (1992) – *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento, F.C.T.U.C., Coimbra, 262p. (policopiado).
- Feio, M. (1952) – *A Evolução do Relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia*. CEG, Lisboa, 186p.
- Ferreira, A. B. (1978a) – *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia*. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº 4, Lisboa, 374p.
- Ferreira, A. B. (1978b) – *Erosão diferencial e modelado das regiões graníticas do Norte de Portugal*. Linha de Acção de Geografia Física, relatório nº 7, C.E.G., Lisboa, 88p.
- Ferreira, A. B. (1991) – Neotectonics in Northern Portugal. A Geomorphological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl. Bd 82*: 73-85.
- Garcia-Loygorry, A. (1986) – Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Inst. Geológico y Minero de España, 1:1 000 000, Madrid.
- Godard, A. (1977) – *Pays et paysages du granite*. PUF, Paris, 232p.
- Pedrosa, A. S. (1991) – Um Caso Particular de Erosão dos Granitos na Serra do Marão. *Cadernos de Geografia*, FLUC-IEG, nº 10, Coimbra, p. 537-549.
- Ramirez, E. R. (1971) – *Mapa Geológico de la Provincia de Cáceres*. Madrid.
- Rebelo, Fernando (1991) – Considerações Gerais Sobre Relevo Granítico em Portugal. *Cadernos de Geografia*, FLUC-IEG, nº. 10, Coimbra, p. 521-535.
- Rebelo, Fernando & Cordeiro, A. M. Rochette (1997) – A Geomorfologia e a Datação das Gravuras de Foz Côa – Metodologia e Desenvolvimento de um Caso de Investigação Científica. *Finisterra*, XXXII, 63: 95-105.
- Ribeiro, O. (1949) – Le Portugal Central (Livret-Guide de l'Éxcursion C). *UGI-Congrès International de Géographie*, Lisbonne, 180p.
- Romani, J. & Twidale, C. R. (1998) – *Formas Y Paisajes Graníticos*. Ed. Universidade da Coruña, Coruña.
- Teixeira, C.; Peres, A. M.; Pilar, L.; Fernandes, A. P. (1960) – Carta Geológica de Portugal. Notícia explicativa da Folha 21-B de Quadrasais, 1:50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 15p.
- Thomas, M. F. (1974) – *Tropical Geomorphology – A study of weathering and landform development in warm climates*. London, 332p.

- Thomas, M. F. (1994) – *Geomorphology in the Tropics – A study of weathering and Denudation in Low Latitudes*. Wiley, Chichester, 460p.
- Twidale, C. R. (1982) – *Granites Landforms*. Elsevier, Amsterdam, 372p.
- Twidale, C. R. (2002) – The two-stage concept of landform and landscape development involving etching: origin, development and implications of an idea. *Earth-Science Reviews*, 57; p. 37-74.
- Vieira, A. A. B. (2001) – A Serra de Montemuro. Contributo da Geomorfologia para a análise da paisagem enquanto recurso turístico. Dissertação de Mestrado, Coimbra, 199p.

# Análise das características gerais e do valor intrínseco da geomorfologia das áreas protegidas de Portugal Continental.

*General characteristics and value of geomorphology in protected areas of Mainland Portugal.*

D. Ínsua Pereira

Centro de Ciências da Terra, Universidade do Minho, insuad@dct.uminho.pt.

**Resumo:** Em Portugal continental, as acções de conservação e de valorização no âmbito das áreas protegidas (AP) são essencialmente dedicadas à biodiversidade. Com a intenção de apreciar o valor que assumem a geomorfologia e as geoformas nas AP, bem como o reconhecimento que é dado a estes aspectos, são analisados alguns dados e conhecimentos disponíveis. A análise às referências a termos relacionados com a biologia, a geologia, a geomorfologia, o ambiente físico, o património e os recursos naturais, a paisagem e os aspectos culturais nos textos divulgados pelo ICN relativos à criação das diversas AP, evidencia o largo predomínio do tema biodiversidade sobre os restantes. Encontram-se, ainda assim, um número significativo de referências à natureza abiótica e à paisagem. A análise do tipo de ambiente geomorfológico dominante indica que as AP estão maioritariamente associadas a ambiente de montanha (52 %), ambiente litoral (17 %) e a ambiente fluvial (29 %). Esta análise preliminar reforça a geomorfologia como factor primordial, apesar de não intencional, na demarcação das AP. A estimativa da importância relativa dos principais conjuntos de geoformas nas AP sugere um predomínio das geoformas residuais e fluviais sobre as litorais, graníticas, glaciárias, tectónicas, e cársicas. Contudo, os resultados indicados não expressam o verdadeiro valor patrimonial dos diferentes tipos de geoformas pois não consideram factores como raridade ou acessibilidade, entre outros. Apesar das numerosas ocorrências de património geomorfológico de relevância significativa no exterior da Rede Nacional de Áreas Protegidas, observa-se uma maior concentração no seu interior, devido à relação próxima entre os mais destacados e interessantes ambientes geomorfológicos e as AP. Tal constatação reforça a convicção de que, mais do que os motivos indicados na legislação, fundamentalmente biológicos, terá sido a especificidade da geomorfologia que determinou, em primeiro lugar, o sobressair dessas áreas, pelo que deve merecer a devida atenção nas estratégias de conservação.

**Palavras-chave:** Áreas protegidas, geodiversidade, geomorfologia, geoformas.

**Abstract:** In mainland Portugal, conservation and promotion activities inside protected areas (PA) are mainly dedicated to biodiversity issues. In order to identify the value of geomorphology and landforms in these PA, as well as its recognition, some considerations are now discussed. A numeric analysis of terms like biology, geology, geomorphology, physical environment, natural heritage and resources, landscape and cultural subjects presented in the official documents that created the PA, reveal the larger importance of biodiversity over other subjects. Nevertheless, these documents include a significant number of mentions to the abiotic nature and to the landscape. The analysis of the PA dominant geomorphological environment indicates that PA are mainly associated with mountain environments (52 %), coastal environments (17 %), and fluvial environments (29 %). This simple assessment shows the intrinsic and essential value of geomorphology in the establishment of Portuguese PA, although not intentional. Another analysis estimates the relative importance of landform assets suggesting a major presence of residual and fluvial landforms over coastal, granite, glacial, tectonic, and karstic landforms. However, these results should not express the real heritage value of different landform assets because they do not consider important factors as rarity or accessibility. Despite the occurrence of significant geomorphological heritage outside PA, a major concentration of geomorphosites is seen inside PA due to the close relation between the most interesting geomorphological environments and the conception of PA. This fact suggests that geomorphological characteristics were in fact the main reason for the PA creation, in spite of the motives expressed in the legislation, mainly of biologically nature. These indications show that more attention should be given to geomorphology within nature protection strategies.

**Keywords:** Protected areas, geodiversity, geomorphology, landforms.

## 1. INTRODUÇÃO

A área abrangida pela Rede Nacional de Áreas Protegidas (RNAP) corresponde a cerca de 8 % do território português. Cabe ao Instituto de Conservação da Natureza (ICN) a gestão da maioria destas áreas, embora, pela sua especificidade, nas Regiões Autónomas dos Açores e da Madeira esta responsabilidade seja assumida pelas estruturas governativas regionais. A actual legislação portuguesa respeitante a áreas protegidas (AP) consagra cinco figuras de classificação: Parque Nacional, Parque Natural, Reserva Natural, Monumento Natural e Paisagem Protegida ([www.icn.pt](http://www.icn.pt)), as quatro primeiras com relevância nacional. As Paisagens Protegidas têm relevância regional ou local e a sua gestão pode estar a cargo do ICN ou dos municípios (Fig. 1). A legislação contempla também áreas protegidas de domínio privado, nomeadamente os designados *sítios de interesse biológico*, bem como as reservas e parques marinhos.

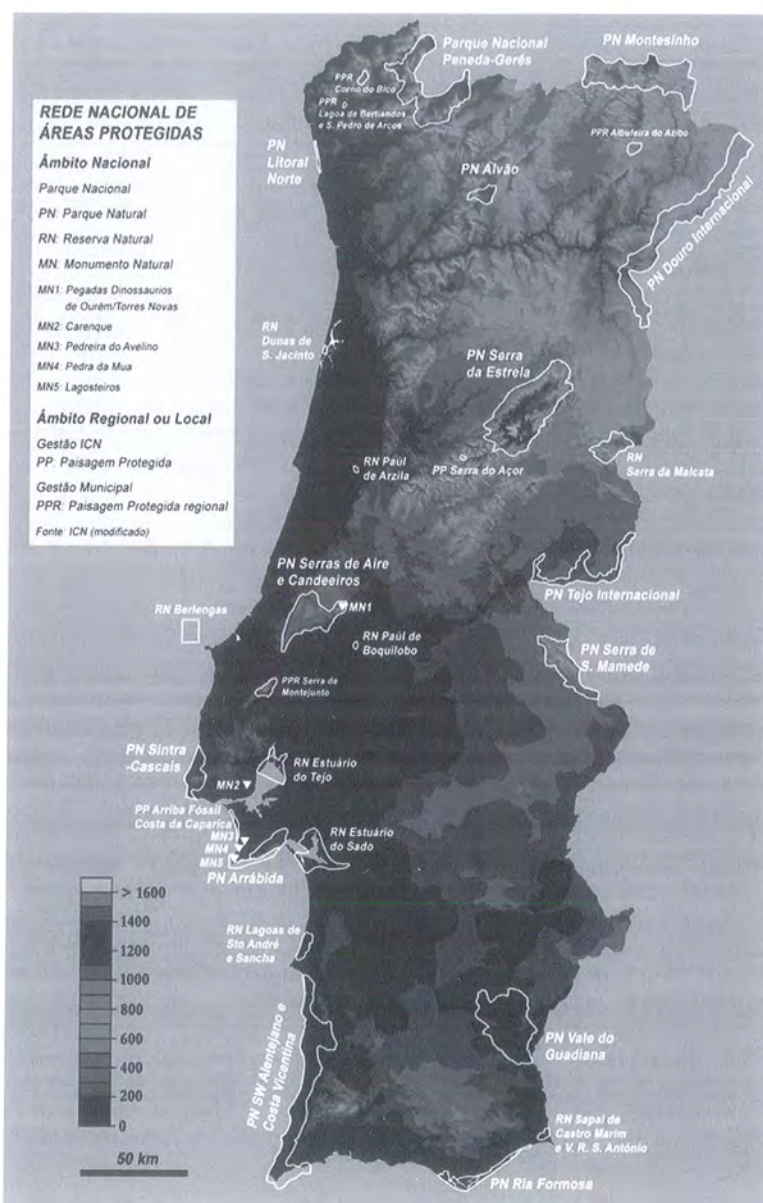


Figura 1 – Hipsometria da Rede Nacional de Áreas Protegidas em Portugal Continental (fontes: ICN e Atlas do Ambiente).

Figure 1 – Hypsometry of the Portuguese Protected Areas network.

A RNAP é actualmente constituída por 1 Parque Nacional, 13 Parques Naturais, 9 Reservas Naturais, 5 Monumentos Naturais e 6 Paisagens Protegidas, duas com gestão a cargo do ICN e quatro com gestão municipal. O Parque Nacional da Peneda-Gerês corresponde a cerca de 10 % da área total integrada na RNAP e os Parques Naturais ocupam cerca de 78 % dessa área. As Paisagens Protegidas têm uma expressão superficial reduzida e os Monumentos Naturais têm uma expressão insignificante (Fig. 2).

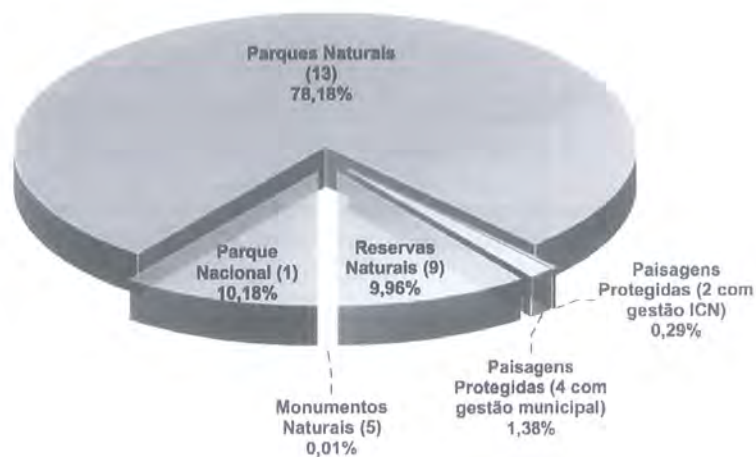


Figura 2 – Número de áreas protegidas (ex: 13) e área relativa (%) correspondente a cada uma das figuras da Rede Nacional de Áreas Protegidas em Portugal Continental.

Figure 2 – Number (e.g. 13) and area (%) of each Protected Area category in Mainland Portugal.

No território continental português, a política e as acções de conservação e de valorização do Património Natural, em especial quando relacionadas com a RNAP, são quase exclusivamente dedicadas à biodiversidade (Brilha, 2002, 2005). A atenção que, por vezes, é dada ao substrato geológico, à geomorfologia ou a outras características físicas da paisagem tem como fim, em geral, suportar medidas relacionadas com habitats ou outras preocupações de natureza biológica. Sem que se discuta a necessidade e justeza dessas medidas em defesa da biodiversidade, considera-se que deveria ser dada maior atenção ao património abiótico e à geodiversidade em particular, opinião que tem vindo a ser partilhada pelos investigadores nacionais e estrangeiros interessados no património geológico e geomorfológico. A comunidade científica geológica e geomorfológica portuguesa tem vindo a desenvolver um crescente trabalho de caracterização das AP, bem como de identificação, valorização e divulgação do património geológico e geomorfológico nessas áreas (Balbino *et al*, 2004; Baptista *et al*, 2003; Brilha *et al*, 2005; Coelho *et al*, 2004; Dias *et al*, 2003; Ferreira & Vieira, 1999; Ferreira *et al*, 2003; Meireles *et al*, 2002, 2003; Pereira, 1995; 2003; Pereira *et al*, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006a, 2006b; 2006c; Santos *et al*, 1998). A adopção, pelos gestores das AP, das propostas e utilização dos meios produzidos e disponibilizados no âmbito dos trabalhos realizados por estes investigadores, representaria um forte avanço na valorização do património geológico e geomorfológico e, obviamente, na valorização das próprias AP.

Nesta fase de crescente interesse pelo património geológico e geomorfológico, parecem ser as autarquias as entidades mais activas na resposta aos apelos de protecção e de divulgação do património geológico e geomorfológico. Esta resposta está expressa nas iniciativas que têm vindo a desenvolver ou a apoiar,

salientando-se, entre outras, a criação do primeiro Geoparque português, numa iniciativa da associação de municípios Naturtejo (Carvalho, 2006; Carvalho & Martins, 2006) a recente candidatura das Portas do Ródão a Monumento Natural, promovida e divulgada pelos municípios de Vila Velha de Ródão e de Nisa, a candidatura do Cabo Mondego a Monumento Natural e o processo, em desenvolvimento, da criação de um novo Geoparque na região de Arouca (Sá *et al*, 2006).

## 2. OBJECTIVOS

O presente trabalho tem como objectivo fundamental salientar o valor do património abiótico em geral, da geomorfologia e das geoformas em particular, nas áreas protegidas de relevância nacional, regional e local que integram a RNAP do continente português. De forma mais específica procura-se expressar ou quantificar:

- o valor da geomorfologia e de outros interesses relacionados ou próximos da geomorfologia, nos motivos indicados para a conservação das AP;
- os ambientes geomorfológicos representados nas AP (montanha, litoral, fluvial, outras zonas húmidas e indiferenciados), no sentido de confirmar a geomorfologia como componente estruturante da paisagem, cuja conservação é fundamental, numa estratégia de defesa dos diversos valores intrínsecos da natureza e do valor ecológico da geomorfologia em particular;
- a importância relativa das principais geoformas nas AP.

A apresentação dos referidos dados e a sua interpretação pretende também contribuir para o reconhecimento do valor intrínseco da geodiversidade e da geomorfologia em particular e incentivar os processos de inventariação, valorização e promoção do Património Geomorfológico Português.

## 3. METODOLOGIA

Uma interessante análise da tipologia, distribuição territorial e das razões legais para a criação das AP foi realizada por Oliveira (2000), trabalho que destaca, entre outros aspectos, o largo predomínio do interesse biológico, sobre os interesses geológico, misto e predominantemente paisagístico no território continental. Numa perspectiva semelhante, analisa-se agora a expressão numérica das referências a termos relacionados com a biologia, geologia, geomorfologia, ambiente físico, património e recursos naturais, paisagem e aspectos culturais ou sociais, nos textos divulgados pelo ICN ([www.icn.pt](http://www.icn.pt)), relativos aos motivos que levaram à criação das diversas AP em Portugal Continental. O método baseia-se na atribuição de um valor numérico compreendido entre 1 e 4 a cada um dos motivos claramente indicados para cada AP, de acordo com a sua importância relativa.

O estudo incidiu também sobre o tipo de ambiente geomorfológico dominante nas AP. A análise é efectuada por atribuição de um valor numérico (1 a 3) de acordo com a predominância de cada ambiente. A maioria das AP, por estar definida claramente em associação com determinado ambiente, mereceu um valor máximo (3) para ambiente de montanha, litoral ou fluvial. Ocasionalmente, atribuiu-se valor a *outras zonas húmidas*, quando estas correspondem a ambiente lacustre ou a albufeiras. Em alguns casos, em que não é largamente predominante um ambiente, o valor é dividido por dois ou mais ambientes, ou ainda na categoria "*não específica*". A leitura dos resultados desta análise traduz a frequência com que podem ser observados os diferentes ambientes na abordagem das AP. Afectando o valor anteriormente obtido

para cada AP pela área que ocupa, encontrou-se a área relativa que ocupam os diferentes ambientes no seio das AP.

Por fim, avaliou-se a importância relativa dos principais conjuntos de geoformas nas AP, com base no conhecimento disponível para cada uma delas. Atribuiu-se um valor numérico (1 a 7) de acordo com a avaliação da presença de cada um dos seguintes tipos de geoformas: cársicas, fluviais, glaciárias e periglaciárias, graníticas, litorais, tectónicas e residuais. Sob a designação de geoformas residuais consideram-se os relevos quartzíticos, as superfícies bem conservadas da Meseta Ibérica e os relevos associados a rochas vulcânicas ou subvulcânicas. Reservam-se para a designação de geoformas graníticas, aquelas que, apesar de residuais, dão forma a um modelado granítico, bem representado em Portugal. Considerou-se em "*outras geoformas*", os casos que não se ajustam às anteriores, nomeadamente as formas associadas às *outras zonas húmidas*.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Os critérios para a criação das AP

As razões ou critérios apontados para a criação dos Parques Nacionais, Parques Naturais, Reservas Naturais, Monumentos Naturais e Paisagens Protegidas em Portugal continental revelam predomínio do tema *biodiversidade* (48,5 %) nos textos dos Decretos-Lei e dos Decretos-Regulamentares, como já referido por Oliveira (2000). O critério *geologia* corresponde a 19 % das referências do total das AP, beneficiando da vocação geológica dos Monumentos Naturais (Fig. 3). Contudo, se exceptuadas as Reservas Naturais, cuja vocação é indicada como unicamente biológica e os Monumentos Naturais, dedicados às ocorrências relacionadas com dinossauros, encontram-se, ainda assim, um número significativo de referências ao conjunto constituído pelos termos *geologia* (7,5 %), *geomorfologia* (7,5 %), *ambiente físico* (2,5 %), *património e recursos naturais* (6,3 %) nas razões enumeradas para a criação do Parque Nacional, Parques Naturais e Paisagens Protegidas que perfazem cerca de 24 % das referências totais. Adicionando as referências à *paisagem* (16,3 %), termo usado com uma forte conotação geomorfológica, o conjunto de critérios preenche cerca de 40 % das referências. Os critérios biológicos correspondem a cerca de 45 % do total de referências e são ainda invocadas razões relacionadas com os aspectos culturais ou sociais (cerca de 15 % das referências) (Fig. 3).

### 4.2. Ambientes geomorfológicos

Os resultados obtidos relativos ao tipo de ambiente geomorfológico dominante indicam que em cerca de 36 % das AP está presente o ambiente de montanha e que este representa cerca de 52 % da área ocupada pelas AP em Portugal continental (Fig. 4), maioritariamente no norte e centro de Portugal (Fig. 1). As montanhas são, em primeiro lugar, unidades geomorfológicas que se destacam do espaço envolvente. Por este motivo possuem características físicas específicas, nomeadamente de clima, constituem barreiras ao desenvolvimento social, tornando-se assim refúgio de espécies biológicas e motivo de especial atracção do público em geral e dos naturalistas em especial.

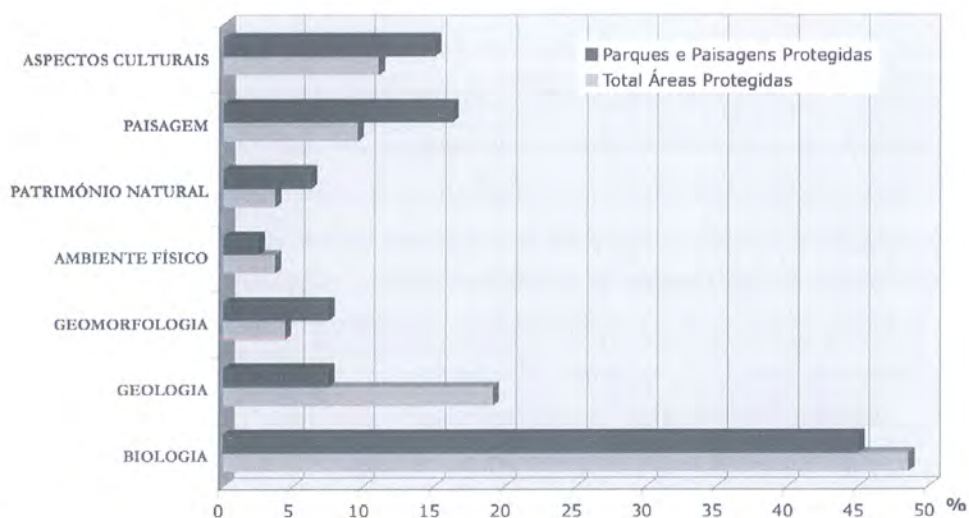


Figura 3 – Frequência relativa dos critérios de criação das áreas protegidas em Portugal Continental.

Figure 3 – Frequency of criteria for the establishment of Protected Areas in Mainland Portugal.

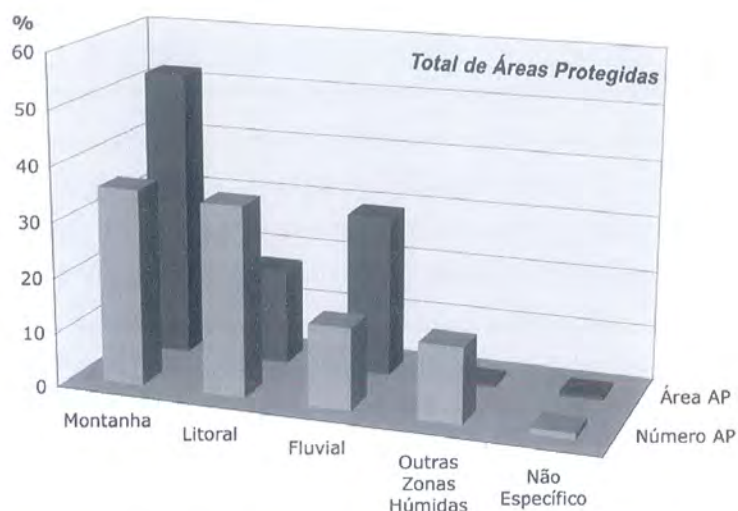


Figura 4 – Ambientes geomorfológicos nas 34 áreas protegidas expressos em função do número e da área relativa ocupada (Área AP).

Figure 4 – Geomorphological environments in the 34 Protected Areas, indicated by number and area.

O ambiente litoral está presente em cerca de 34 % das AP e representa cerca de 17 % da área total protegida (Fig. 4). As costas rochosas, as praias arenosas, os sistemas dunares, lagunares e estuarinos, são domínios geomorfológicos dinâmicos e sensíveis que sofrem uma forte pressão antrópica. Assim, nos casos das AP litorais, parece óbvio que a conservação da natureza deva ser dirigida, fundamentalmente, para salvaguardar estes sistemas, defendendo assim a Geodiversidade. No domínio litoral as espécies biológicas assumem um papel importante como instrumento para a defesa do meio físico (por exemplo, fixando as dunas) ou podem representar também o motivo principal da conservação da natureza. Contudo, na realidade, cerca de metade das AP litorais são Reservas Naturais (Fig. 5) que têm como objectivo a defesa da fauna e da flora. Assim, tomando como exemplo a Reserva Natural das Dunas de S. Jacinto, a designação de Reserva Natural evidencia um desajuste no tipo de AP escolhida, pois nesta AP não é desconhecida a importância intrínseca das dunas e do seu papel na dinâmica da paisagem

regional, nomeadamente na defesa do avanço do mar e da laguna de Aveiro. A “*preservação de um cordão dunar litoral muito sensível e impedir o avanço do mar*”, expressão usada na divulgação desta área, parece assim corresponder a uma estratégia que visa essencialmente “*conservar o património florístico das dunas e salvaguardar terrenos de cultura*” (www.icn.pt). Neste caso, como noutros, o reconhecimento da importância das dunas muito para além do seu valor como suporte da biodiversidade deveria justificar uma outra figura de protecção.

O ambiente fluvial constitui a base geomorfológica para a criação de 15 % das AP e constitui cerca de 29 % da superfície protegida (Fig. 4), correspondente, essencialmente, às áreas do Parques Naturais do Douro Internacional, Tejo Internacional e Vale do Guadiana (Fig. 1). Os vales destes rios têm valor patrimonial intrínseco, geomorfológico, maioritariamente do tipo estético e, em locais específicos, científico e didáctico. Adquirem também um valor patrimonial geomorfológico do tipo ecológico por constituírem habitats muito específicos que urge defender, como é o caso dos habitats associados às espécies rupícolas, (águias, grifos, etc.), (Alves *et al*, 2004). Contudo, é quase sempre nesta última perspectiva (biológica) que os referidos vales encaixados são encarados pelos gestores e técnicos responsáveis das AP. Independentemente de ser designado por valor geomorfológico (do tipo ecológico) ou valor ecológico, importa que seja reconhecida a geomorfologia como aspecto fundamental a conservar e a valorizar nestes ambientes. Somente cerca de 15 % das AP foram criadas com base em ambientes diferentes dos anteriormente indicados, a que correspondem áreas insignificantes. A área ocupada pelas designadas *outras zonas húmidas* que integram a RNAP (Paisagem Protegida de Bertandos e S. Pedro de Arcos, Paisagem Protegida da Albufeira do Azibo, Reserva Natural do Paul de Arzila e Reserva Natural do Paul de Boquilobo) é inferior a 1 %. É também inferior a 1 % a área protegida sem conotação precisa com os ambientes anteriormente referidos.

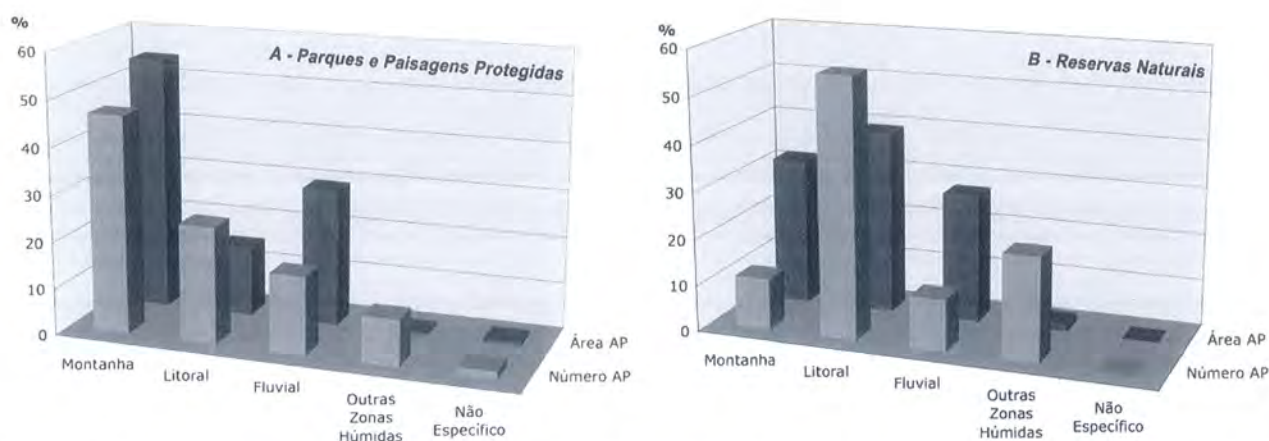


Figura 5 – Ambientes geomorfológicos nos 20 Parques e Paisagens Protegidas (A) e nas 9 Reservas Naturais (B), expressos em função do número de áreas protegidas e por área relativa ocupada (Área AP).

Figure 5 – Geomorphological environments in the 20 Parks and Protected Landscapes (A), and in the 9 Natural Reserves (B), indicated by number and area.

### 4.3. Geoformas

O conhecimento das características das diversas AP, permite avaliar, de forma semi-quantitativa, as geoformas que são esperadas encontrar em cada uma dessas áreas, atribuindo-se um valor percentual a

cada uma delas. Esta avaliação sugere a seguinte distribuição dos principais grupos de geoformas com um potencial valor patrimonial: residuais (22 %), fluviais (21 %), litorais (13 %), graníticas (13 %), glaciárias (12 %), tectónicas (11 %) e cársicas (6 %) (Fig. 6). Apesar de estarem ausentes no território continental, sublinha-se aqui o elevado valor patrimonial de muitas geoformas vulcânicas das regiões autónomas dos Açores e da Madeira, que enriquecem significativamente o património geomorfológico português.

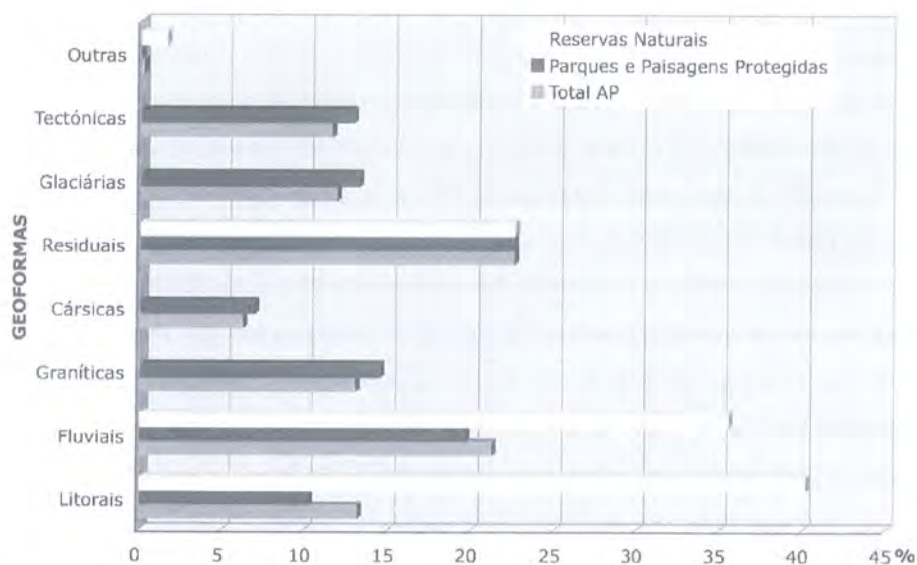


Figura 6 – Estimativa da frequência relativa de cada um dos tipos de geoformas nas áreas protegidas.

Figure 6 – Estimated frequency of each type of landform in Protected Areas.

O valor elevado obtido para as geoformas residuais deve-se ao facto de estas estarem dispersas por várias AP. Sob esta designação consideraram-se, por exemplo, os relevos quartzíticos dos Parques Naturais do Alvão (ex. Ermelo) e da Serra de S. Mamede (ex. Marvão), o relevo associado às rochas ígneas do Parque Natural de Sintra - Cascais (Serra de Sintra), as superfícies bem conservadas da Meseta Ibérica na periferia das geoformas fluviais dos Parques Naturais do Douro Internacional, Tejo Internacional e Vale do Guadiana e a plataforma litoral do Parque Natural do SW Alentejano e Costa Vicentina.

As geoformas litorais encontram-se aqui subestimadas devido à reduzida superfície ocupada pelas AP costeiras. Contudo, estas geoformas são variadas e numerosas, devido quer à extensão da costa portuguesa quer à importância e atenção que lhe é conferida no âmbito da protecção da natureza. Destacam-se as costas rochosas do Parque Natural do SW Alentejano e Costa Vicentina, as praias arenosas e os cordões dunares do Parque Natural do Litoral Norte, do Parque Natural de Sintra - Cascais e da Reserva Natural das Dunas de S. Jacinto, os estuários das Reservas Naturais do Estuário do Tejo e do Estuário do Sado, bem como as lagunas, ilhas-barreira, praias e sapais do Parque Natural da Ria Formosa e da Reserva Natural do Sapal de Castro Marim e Vila Real de Sto. António.

As geoformas associadas à dinâmica fluvial estão presentes na maioria das AP e em muitas delas constituem exemplos de grande interesse patrimonial, como nos casos dos Parques Naturais do Douro Internacional, do Tejo Internacional e do Vale do Guadiana, onde dominam os vales escarpados, por

vezes autênticos canhões fluviais, ou, ocasionalmente, as plataformas de terraço ou as cascatas, como o Pulo do Lobo (Parque Natural do Vale do Guadiana), ou as Fisgas do Ermelo (Parque Natural do Alvão). Apesar de em nenhuma das AP as geoformas tectónicas assumirem o papel de maior destaque, podem ser reconhecidas em algumas das áreas, em particular nas do interior do país, onde têm maior visibilidade e exercem um destacado controlo da paisagem. A título de exemplo, referem-se as escarpas tectónicas que limitam as Serras do Alvão e da Estrela, as depressões que no Parque Natural de Montesinho estão associadas ao acidente tectónico de Bragança - Manteigas, que exerce também o controlo do vale superior do Zêzere no Parque Natural da Serra da Estrela, e o controlo tectónico dos vales do rio Gerês e do rio da Peneda no Parque Nacional da Peneda - Gerês.

As geoformas graníticas estão associadas aos parques de montanha do norte (Peneda - Gerês, Alvão, Montesinho e Douro Internacional) e centro do país (Serra da Estrela) e as geoformas cársicas ocorrem na orla meso-cenozóica ocidental, onde se destacam os Parques Naturais das Serras de Aire e Candeeiros, de Sintra - Cascais e da Arrábida e a Paisagem Protegida da Serra de Montejuento. São naturalmente abundantes as geoformas graníticas e as geoformas cársicas nas AP referidas, mas interessa considerar que sob o ponto de vista da conservação e do uso sustentado, reduz-se significativamente o número de casos a defender. Assim, os valores indicados, referem-se à avaliação de formas com escalas diversas que se estima com valor patrimonial. No caso dos granitos, considera-se do maior interesse preservar não só algumas formas isoladas, mas também áreas caracterizadas pela multiplicidade e beleza das formas. A mesma estratégia deve ser aplicada às geoformas cársicas, embora neste caso pareça existir uma maior sensibilidade. O poldje de Minde, diversos lápias, cavidades, exurgências e outras formas devem ser considerados por reunirem diversos tipos de valores, do científico ao estético.

As geoformas glaciárias constituem o mais valioso património da Serra da Estrela e assumem alguma importância na Peneda-Gerês. A grande dimensão destas duas AP e o ênfase dado ao tema na Serra da Estrela, justificam o valor relativamente elevado obtido para esta categoria de geoformas.

## 5. INTERPRETAÇÃO

Apesar das referências ao valor da geologia e da geomorfologia nas AP serem claramente inferiores às referências à biologia, na prática é ainda mais reduzida a atenção dada à componente abiótica do património das AP. As acções de conservação ou de divulgação realizadas no âmbito das AP sob a responsabilidade de técnicos e gestores dessas áreas são verdadeiramente raras, principalmente se considerados os Parques e Paisagens Protegidas, que representam cerca de 90 % do total de áreas protegidas.

A tradicional classificação das AP em áreas de montanha e áreas litorais permite, numa primeira aproximação, definir as características físicas mais elementares e a vocação de cada uma das áreas, sendo vulgarmente utilizada quer no processo de gestão das AP quer na sua divulgação. A classificação em *zonas húmidas* é também comum e para além das áreas que integram a RNAP, outros sítios classificados integram, por exemplo, a rede de *Sítios Ramsar*, uma rede mundial de zonas húmidas que conta com 17 sítios em Portugal ([www.icn.pt](http://www.icn.pt)). Contudo, e exceptuados estes sítios, dispersos entre o litoral e a montanha e que em alguns casos integram a RNAP, as restantes AP estão não só associadas

aos ambientes geomorfológicos de montanha e litorais, como também aos ambientes fluviais. Usando o critério *ambiente geomorfológico*, é possível enquadrar cerca de 85 % das AP e cerca de 99 % do total de área protegida num dos três ambientes: montanha, litoral e fluvial. Acresce o facto de também algumas das *zonas húmidas*, apesar da sua vocação biológica, representarem situações de grande especificidade geomorfológica, motivo determinante do seu interesse ecológico. Como exemplo, referem-se dois dos últimos sítios classificados: o *planalto superior da Serra da Estrela e troço superior do rio Zêzere* e o *Polje de Mira – Minde e nascentes associadas* ([www.icn.pt](http://www.icn.pt)). Esta análise simples, reforça o valor da geomorfologia como factor primordial, apesar de não intencional, na demarcação das AP no território continental português.

Admite-se que a dificuldade em compreender os processos de génese dos relevos esteja na origem da pouca relevância que a geomorfologia merece por parte de muitos dos responsáveis e técnicos das AP. Acresce ainda que sob o ponto de vista da divulgação e valorização do património natural, as componentes geológica e geomorfológica revelam a vantagem de serem quase sempre observáveis, independentemente da estação do ano ou de outros factores que são susceptíveis de condicionar a observação da componente biológica.

As geoformas constituem a melhor forma de expressão da geodiversidade que caracteriza o território português. A diversidade geomorfológica, expressa pelas geoformas, constitui por si um bem patrimonial, tantas vezes referido, indirectamente, em campanhas publicitárias do turismo português, ou em processos que visam encontrar identidades regionais. Dunas, praias, arribas, estuários, sapais, vales, *inselbergs*, *lápias*, cavidade naturais e outras geoformas naturais constituem os elementos estruturantes das paisagens portuguesas, às quais se juntam as componentes biológica e humana. Não sendo possível manter inalterada a paisagem actual, torna-se urgente inventariar as geoformas com valor patrimonial, de forma a constituir um suporte científico aos actos de gestão e de ordenamento territorial, garantindo a sua conservação, valorização e uso sustentado.

Algumas acções evidenciam mesmo a desvalorização da paisagem com características mais naturais e das geoformas em particular, como bens patrimoniais. Um dos mais recentes exemplos encontra-se na proliferação de geradores eólicos colocados maioritariamente em locais elevados. Da mesma forma que se considera indiscutível a necessidade de manter ou mesmo aumentar os esforços para a defesa da biodiversidade, também se considera meritória a aposta em fontes energéticas alternativas. Contudo, também neste caso, urge defender a geodiversidade e a sua expressão na paisagem através das geoformas. A grande dispersão de geradores eólicos por todo o território traduz-se numa brutal transformação e uniformização das paisagens que mantinham ainda características maioritariamente naturais, sacrificando essencialmente o seu valor estético (Silva *et al*, 2006). Estas estruturas, mesmo situadas no exterior das AP, têm já um forte impacte visual na paisagem daí vislumbrada. A valorização das geoformas no seio das AP deve assim constituir um factor a considerar num eventual processo de licenciamento de geradores eólicos, como já aconteceu no Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros, ou de outras estruturas que afectem directa ou directamente o seu valor. Deve atender-se ainda ao facto dos valores científico, didáctico, ecológico e estético do património geomorfológico se traduzirem também num valor económico, adquirido essencialmente pela prática do turismo da natureza e do turismo científico, em crescente expansão.

## 6. CONCLUSÕES

Apesar das numerosas ocorrências de património geomorfológico de relevância significativa no exterior da RNAP, um olhar geral aponta no sentido de este ser predominante e mais importante no interior desta rede, correspondente a cerca de 8 % do território. Esta concentração resulta do facto de os valores geomorfológicos mais destacados estarem maioritariamente protegidos como AP. Tal constatação reforça a convicção de que, mais do que os motivos indicados na legislação, fundamentalmente biológicos, terá sido a especificidade da geomorfologia que determinou, em primeiro lugar, o sobressair dessas áreas. Assim, a análise dos ambientes em que se definem as AP reforça o valor da geomorfologia como factor primordial, apesar de não intencional, na sua demarcação no território continental português. O substrato geológico e as formas de relevo constituem, nas mais diversas paisagens, o valor intrínseco da mesma, do qual dependem todos os outros (Pereira *et al*, 2006a).

Os resultados da análise das referências aos diversos termos relacionados com a natureza, evidenciam o largo predomínio do tema *biodiversidade* sobre os restantes, como foi anteriormente referido por Oliveira (2000). Um análise um pouco mais detalhada permite concluir que, exceptuadas as Reservas Naturais, cuja vocação é claramente biológica e os Monumentos Naturais, dedicados principalmente à conservação de pegadas de dinossauros, encontram-se, ainda assim, um número significativo de referências (24 %) ao conjunto constituído pelos termos *geologia*, *geomorfologia*, *património e recursos naturais*, com largo crescimento (40 %) se considerado o critério *paisagem*. Contudo, na prática, é reduzida a atenção dada às componentes geológica e geomorfológica do património das áreas protegidas.

A comparação entre as referências observadas na legislação e as medidas desenvolvidas ou em desenvolvimento relacionadas com a geodiversidade e com o património geológico e geomorfológico, evidencia:

- a necessidade de reforçar e demonstrar o interesse do património geomorfológico, não só como suporte da biodiversidade mas também como representativo da geodiversidade, não reprodutível e não renovável à escala humana;
- a necessidade de demonstrar e evidenciar a importância que o substrato abiótico e a geomorfologia assumem na paisagem, por constituírem, entre outros valores, os mais responsáveis pelo valor estético e pela atractividade dos espaços naturais;
- alertar as entidades e gestores para a importância da geodiversidade;
- reforçar as acções de promoção do património geomorfológico, usando uma linguagem acessível de forma a contornar o obstáculo, frequentemente referido, de uma linguagem incompreendida por não especialistas.

A análise efectuada ao potencial valor dos diferentes tipos de geoformas que caracterizam as AP, sugere uma grande variedade de geoformas com valor patrimonial, enquadráveis em sete das categorias temáticas ou *frameworks* definidas para o território português (Pereira *et al*, 2006b) a que se juntam as geoformas vulcânicas das regiões autónomas dos Açores e da Madeira e as Paisagens Culturais (Pereira *et al*, 2006d). Admite-se que algum predomínio evidenciado pelas geoformas residuais e fluviais, devido à sua larga dispersão pelas diversas AP, poderá não ser confirmado por um processo de inventariação do património geomorfológico português. Um maior número de geoformas litorais, cársicas, graníticas,

tectónicas e glaciárias poderá emergir em face do seu potencial científico e didáctico, ecológico, estético ou económico.

## BIBLIOGRAFIA

- Alves, M. I.; Monteiro, A.; Ferreira, N.; Dias, G.; Brilha, J.; Pereira, D. I. (2004) – Landscape as a support for biodiversity: the Arribas do Douro case study. *In* Parkes, M. A. (Ed.) – *Natural and Cultural Landscapes - The Geological Foundation*. Royal Irish Academy, Dublin, p. 65-68.
- Balbino, R.; Pimentel, N.; Brilha, J. (2004) – Geological heritage and high-school students: sedimentary aspects from SW Portugal. *In* Pena dos Reis, R.; Callapez, P.; Dinis, P. (Eds.) – *23<sup>rd</sup> IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, September 15-17, 2004, Abstracts book*, p. 53.
- Baptista, J.; Coke, C.; Gomes, M. E. P.; Lopez Plaza, M.; Peinado, M.; Pereira, D.; Rodriguez Alonso, M. D.; Sá, A. A.; Sousa, L. M. (2003) – Itinerários de interesse geológico-paisagístico nos Parques Naturais do Douro Internacional e de "los Arribes del Duero". *Ciências da Terra*, Volume especial V: 18-111.
- Brilha, J. (2002) – Geoconservation and protected areas. *Environmental Conservation*, nº29 (3): 273-276.
- Brilha, J. (2005) – *Património Geológico e Geoconservação*. Palimage Editores, Viseu, 190p.
- Brilha, J.; Balbino, R.; Coelho, R.; Cunha, P. P.; Pimentel, N.; Pereira, R.; Quintas, S. (2005) – Geoconservation and education for sustainability: an example based in three portuguese protected areas. *Abstracts of the IV International Symposium ProGEO*, Braga, Portugal, p. 128.
- Carvalho, C. N. (2006) – Some geosite conservation case studies in the Geopark Naturtejo da Meseta Meridional (Portugal): the good, the not so good and the hell: *Geopark 2006 Conference Abstracts*, Belfast, p. 118.
- Carvalho, C. N. & Martins, P. (2006) – *Geopark Naturtejo da Meseta Meridional: 600 Milhões de anos em imagens*. Ed. Naturtejo, E. I. M., Câmara Municipal de Idanha-a-Nova. 151p.
- Coelho, R.; Cunha, P. P.; Brilha, J. (2004) – The sedimentary geology of the "Serras de Aire e Candeeiros" natural park (Portugal): importance of the geological heritage. *In* Pena dos Reis, R.; Callapez, P.; Dinis, P. (Eds.) – *23<sup>rd</sup> IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, Abstracts book*, p. 86.
- Dias, G.; Brilha, J.; Alves, M. I. C.; Pereira, D. I.; Ferreira, N.; Meireles, C.; Pereira, P.; Simões, P. (2003) – Contribuição para a valorização e divulgação do património geológico com recurso a painéis interpretativos: exemplos em áreas protegidas do NE de Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Vol. Especial V, Lisboa, p. 132-135.
- Ferreira, N. & Vieira, G. (1999) – *Guia Geológico e Geomorfológico do Parque Natural da Serra da Estrela*. Ed. Instituto da Conservação da Natureza e Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 112p.
- Ferreira, N.; Brilha, J. B.; Dias, G.; Castro, P.; Alves, M. I. C.; Pereira, D. (2003) – Património geológico do Parque Natural do Douro Internacional (NE de Portugal): caracterização de locais de interesse geológico. *Ciências da Terra (UNL)*, Vol. Especial V: 140-142.
- Meireles, C.; Pereira, D. I.; Alves, M. I. C.; Pereira, P. (2002) – Interesse patrimonial dos aspectos geológicos e geomorfológicos da região de Avelada – Baçal (Parque Natural de Montesinho, NE Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, 89: 225-238.
- Meireles, C.; Pereira, D. I.; Alves, M. I. C.; Pereira, P. (2003) – Inventariação e caracterização do património geológico na área do Parque Natural de Montesinho (PNM, NE de Portugal). Contributo para o seu plano de ordenamento. *Ciências da Terra (UNL)*, Vol. Especial V: 147-149.
- Oliveira, S. (2000) – *O potencial didáctico e pedagógico de objectos geológicos com valor patrimonial: o Bajociano de Ançã e do Cabo Mondego*. Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra, 125p.
- Pereira, A. Ramos (1995) – Património geomorfológico no Litoral Sudoeste de Portugal. *Finisterra*, XXX, 59-60: 7-25.

- Pereira, A. Ramos; Rio, A.; Santos, C.; Sérgio, P.; Conceição, P. (2006a) – As formas de relevo como componente da geodiversidade e da estruturação da paisagem. O exemplo em Marvão e Portalegre. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol III – Geomorfologia e Sociedade, Coimbra, p. 179-184.
- Pereira, D. I.; Meireles, C.; Alves, M. I. C.; Pereira, P.; Brilha, J.; Dias, G. (2004) – The geological heritage on the Montesinho Natural Park (NE Portugal) - an interpretation strategy for an area with high geological complexity. In Parkes, M. A. (Ed.) – *Natural and Cultural Landscapes - The Geological Foundation*. Royal Irish Academy, Dublin, p. 253-256.
- Pereira, D. I.; Pereira, P.; Alves, M. I. C.; Brilha, J. (2006b) – Inventariação temática do património geomorfológico português. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol III – Geomorfologia e Sociedade, Coimbra, p. 155-159.
- Pereira, H. J. (2003) – *Contribuição para a valorização, geoconservação e gestão da jazida fossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve, Portugal)*. Tese de Mestrado em Gestão e Conservação da Natureza, Univ. do Algarve, 143p.
- Pereira, H.; Moura, D.; Perna, F. (2003) – Valorização da jazida fossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve, Portugal) - uma nova abordagem. *Ciências da Terra*, Vol. Especial V: 150-152.
- Pereira, P.; Pereira, D. I.; Alves, M. I. C.; Meireles, C. (2002) – Património geomorfológico do sector oriental do Parque Natural de Montesinho (NE Portugal). In Serrano, E.; Garcia de Celis, A.; Guerra, J. C.; Morales, C. G. & Ortega, M. T (Eds.) – *Estudios recientes en Geomorfología (2000-2002). Património, montaña y dinámica territorial*. Sociedade Española de Geomorfología, Valladolid, p. 423-430.
- Pereira, P.; Pereira, D. I.; Alves, M. I. C. (2005, em publicação) – Património geomorfológico: da actualidade internacional do tema ao caso português. *Livro de Actas do V Congresso da Geografia Portuguesa*, Universidade do Minho, Guimarães.
- Pereira, P.; Pereira, D. I.; Alves, M. I. C. (2006c) – Instrumentos para a divulgação do património geomorfológico de áreas protegidas. o caso do Parque Natural de Montesinho. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol III – Geomorfologia e Sociedade, Coimbra, p. 167-171.
- Pereira, P.; Pereira, D. I.; Alves, M. I. C. (2006d) – Paisagens culturais portuguesas como património geomorfológico. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol III – Geomorfologia e Sociedade, Coimbra, p. 211-214.
- Sá, A.; Brilha, J.; Cachão, M.; Couto, H.; Gutierrez-Marco, J.; Medina, J.; Rábano, I.; Rocha, D.; Valério, M. (2006) – Geopark Arouca: a new Project to promote geoconservation in Portugal. *Geopark 2006 Conference Abstracts*, Belfast, p. 132.
- Santos, A.; Boszki, T.; Cachão, M.; Silva, C. M.; Moura, D.; Fonseca, L. (1998) – Jazida fossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve): um exemplo de património paleontológico a salvaguardar. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, Tomo 84, Fasc. 2, G26-G29.
- Silva, P.; Rodrigues, J.; Catana, M.; Pereira, P. (2006) – Impactes de parques eólicos no património geomorfológico: o caso da Serra da Cabreira. *Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz, III, p. 985-988.



# Avaliação do Património Geomorfológico: proposta de metodologia.

*Geomorphological heritage assessment: a methodology proposal.*

P. Pereira<sup>1</sup>, D. Ínsua Pereira<sup>1</sup>, M. I. C. Alves<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro de Ciências da Terra, Universidade do Minho, paolo@dct.uminho.pt, insuad@dct.uminho.pt, icaetano@dct.uminho.pt.

**Resumo:** A metodologia de avaliação de património geomorfológico que é agora proposta, foi desenvolvida e aplicada no Parque Natural de Montesinho, no âmbito de um projecto dedicado ao património geológico dos parques naturais do NE de Portugal. Pretende-se que esta metodologia de avaliação possa ser adoptada em outras áreas, independentemente das suas características e dimensão. Esta metodologia baseia-se em três tipos de "objectos" com valor geomorfológico: locais isolados, áreas e miradouros. A avaliação é realizada em duas etapas principais, a inventariação e a quantificação, suportadas pela caracterização geomorfológica da área em análise. Na etapa da inventariação, após a identificação dos locais potenciais é feita a sua avaliação qualitativa e a selecção dos locais de interesse geomorfológico, os quais são caracterizados. A quantificação consiste na pontuação dos critérios relativos ao valor geomorfológico e ao valor de gestão. Estes resultados permitem a comparação e a seriação final.

**Palavras-chave:** Património geomorfológico, avaliação, metodologia.

**Abstract:** During the last years, the geomorphological heritage of Montesinho Natural Park was assessed, in the scope of a research project on the geological heritage of the Natural Parks of NE Portugal. The assessment methodology proposed considers three types of geomorphosites and two main stages. Geomorphosites can be single places, areas and panoramic viewpoints. The two main stages are the inventory and the quantification. The inventory includes the identification and the qualitative assessment of potential geomorphosites and therefore the selection and characterization of geomorphosites. The quantification stage includes the numerical assessment and the final ranking. Geomorphological (scientific, ecological, cultural and aesthetic) and management (protection and use) values are numerically assessed using selected criteria.

**Keywords:** Geomorphological heritage, assessment, methodology.

## 1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho resulta de um processo de caracterização geomorfológica do Parque Natural de Montesinho (PNM) e da avaliação, valorização e divulgação do seu património geomorfológico. Insere-se num projecto mais vasto dedicado à geologia e ao património geológico dos Parques Naturais de Montesinho e do Douro Internacional.

Para além das múltiplas acções realizadas, da caracterização à divulgação do património geológico, este projecto permitiu desenvolver investigação no domínio das metodologias de avaliação. Este trabalho apresenta uma proposta de metodologia de avaliação do património geomorfológico desenvolvida no contexto deste projecto de investigação.

## 2. A AVALIAÇÃO DO PATRIMÓNIO GEOMORFOLÓGICO

O património geomorfológico é constituído pelas geoformas (e também pelos respectivos processos morfogenéticos passados ou actuais) às quais foi conferido valor científico, cultural, estético e/ou económico (Panizza & Piacente, 1993, 2003). Recentemente, foi reconhecido o valor ecológico com igual

importância (Reynard, 2005; Coratza & Reynard, 2005), embora tivesse sido já anteriormente referido, enquadrado no valor científico dos locais (Grandgirard & Szepesi, 1997).

A avaliação do património geomorfológico envolve não apenas o reconhecimento das geoformas a considerar como locais de interesse geomorfológico, mas também a sua comparação, em termos de importância. Trata-se de um procedimento fundamental para a constituição de inventários com suporte científico e para a definição de estratégias de gestão do património natural.

A avaliação do património geomorfológico deve dar resposta a três questões (Grandgirard, 1999b): O que avaliar? Porque avaliar? Como avaliar?

Os objectos da avaliação (o que avaliar) são as geoformas. A dimensão dos "objectos" geomorfológicos e o modo como são considerados na avaliação têm sido referidos como um factor importante, nomeadamente por Grandgirard (1996, 1997, 1999b), que divide as geoformas em função da sua complexidade: geoformas isoladas e grupo de geoformas, representativas de um processo importante que gera um único tipo de geoformas; complexos de geoformas, representativos de um processo importante e vários tipos de geoformas; sistemas geomorfológicos, representativos de vários processos importantes e de vários tipos de geoformas. Contudo, a ausência de critérios espaciais relativos à dimensão das geoformas a considerar, leva-nos a propor uma categorização das mesmas, em função da sua dimensão e condições de visualização. Trata-se de um modelo essencialmente indicativo, sem quantificação da dimensão, que estabelece três tipos de locais de interesse geomorfológico a considerar na avaliação: local isolado, área e local panorâmico (Fig. 1). Os *locais isolados* são constituídos por uma geoforma ou por um pequeno grupo de geoformas cuja observação é feita na sua proximidade. As *áreas* são constituídas por um ou mais grupos de geoformas cuja observação exige movimentação dentro da própria área. Os locais panorâmicos são aqueles locais que melhor permitem a observação de determinadas geoformas de grande dimensão.

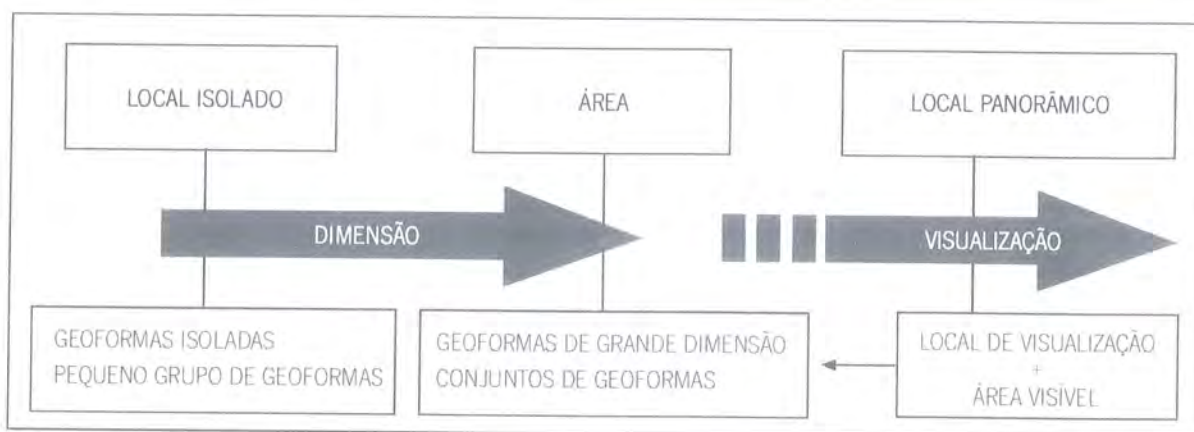


Figura 1 – Tipos de locais de interesse geomorfológico, em função da dimensão e visualização.

*Figure 1 – Types of geomorphosites, according to its size and kind of visualization.*

Os objectivos finais da avaliação (porque avaliar) prendem-se quase sempre com a protecção ou com a divulgação dos locais de interesse geomorfológico. Tradicionalmente, a avaliação do património geomorfológico suporta a protecção de geoformas vulneráveis, a selecção de soluções no âmbito de Estudos de Impacte Ambiental (EIA) ou a sua valorização, enquanto recurso natural aplicado, por exemplo, ao turismo. A um nível mais amplo, visa-se o enquadramento das geoformas na política geral de

conservação da natureza, à semelhança do que acontece com a inventariação e protecção de outros elementos naturais. Com efeito, na impossibilidade de se proteger todos os fenómenos e objectos geológicos, uma selecção tem que ser feita, e essa selecção deve ter como base uma avaliação prévia (Gonggrijp, 2000).

A adopção de uma metodologia apropriada aos objectos e aos objectivos equacionados anteriormente constitui a resposta à questão de como avaliar. Para a inventariação de locais poderá bastar uma abordagem qualitativa, enquanto que para a sua seriação será necessária uma abordagem quantitativa, recorrendo a uma avaliação numérica (ver Ponto 4). Contudo, de acordo com Cendrero (2000), a avaliação não se pode basear apenas no recurso a parâmetros estatísticos ou fórmulas matemáticas, uma vez que os valores em causa são intangíveis. A avaliação dos objectos naturais na perspectiva patrimonial constitui ainda um procedimento pouco conhecido, comparativamente à avaliação de elementos culturais, que pelo facto de terem sido construídos pelo homem são vistos com valor mais palpável e mensurável. No entanto, tal facto não deve constituir um obstáculo ao estabelecimento de uma metodologia que responda aos objectivos e ao âmbito da avaliação dos objectos naturais. Se esses propósitos incluírem a comparação entre locais de interesse geomorfológico, é imperativa a adopção de um método que seja o mais objectivo possível (Serrano & Gonzalez-Trueba, 2005).

### **3. TRABALHOS ANTERIORES**

Com o objectivo de reduzir a subjectividade associada ao método de avaliação, surgiram, a partir de meados da década de 1990, as primeiras propostas para a quantificação do valor de locais de interesse geomorfológico (Grandgirard, 1995, 1996, 1997, 1999a, 1999b; Panizza *et al*, 1995; Barba *et al*, 1997; Bertachinni *et al*, 1999; Panizza, 2001; Restrepo, 2004; Coratza & Giusti, 2005; Serrano & González-Trueba, 2005; Pralong, 2005), por vezes no âmbito de EIA (Rivas *et al*, 1997; Bonachea *et al*, 2005; Bruschi & Cendrero, 2005). Os métodos para a avaliação do património geológico, como os propostos por Cendrero (1996, 2000) ou Brilha (2005), são também relevantes na análise do valor geomorfológico, atendendo à semelhança dos conceitos e à frequente partilha de valores de diferente tipo em muitos locais, nomeadamente geomorfológico, tectónico, litológico, mineralógico ou paleontológico.

### **4. PROPOSTA DE NOVA METODOLOGIA**

Em geral, os locais de interesse geomorfológico têm vindo a ser seleccionados com base em critérios vagos e subjectivos. No mesmo sentido, a maioria dos métodos de avaliação referidos anteriormente são essencialmente quantitativos, mas não apresentam uma justificação prévia para a selecção dos locais avaliados. A apresentação de uma nova metodologia de avaliação do património geomorfológico pretende clarificar os critérios considerados desde o primeiro passo, nomeadamente desde a primeira selecção dos locais até à sua avaliação numérica. Esta metodologia, aplicada na sequência do conhecimento geomorfológico de uma área específica de qualquer dimensão, considera a existência de duas etapas principais e seis sub-etapas, definidas de acordo com os objectivos pretendidos na avaliação do património geomorfológico (Quadro 1).

Quadro 1

Etapas e subetapas propostas para a inventariação e quantificação do património geomorfológico.

Table 1

*Stages and sub-stages proposed for the inventory and assessment of the geomorphological heritage.*

<b>Etapa</b> <b>Stage</b>	<b>Subetapas</b> <b>Substages</b>
Inventariação <i>Inventory</i>	i) identificação dos potenciais locais de interesse geomorfológico <i>identification of potential geomorphosites</i>
	ii) avaliação qualitativa <i>qualitative assessment</i>
	iii) selecção dos locais de interesse geomorfológico <i>selection of geomorphosite</i>
	iv) caracterização dos locais de interesse geomorfológico <i>characterization of geomorphosites</i>
Quantificação <i>Quantification</i>	v) avaliação numérica <i>numerical assessment</i>
	vi) seriação <i>ranking</i>

#### 4.1. Inventariação

A identificação dos potenciais locais de interesse geomorfológico (*subetapa i*) é baseada na caracterização geomorfológica da área, tendo como critérios:

- importância científica reconhecida na caracterização geomorfológica e/ou em trabalhos científicos anteriores;
- estética, valorizando-se a peculiaridade e as características de dimensão do local em comparação com outros locais na mesma área, a nível regional e/ou a nível nacional;
- associação entre elementos geomorfológicos e culturais, como por exemplo castros, castelos, práticas agrícolas e assentamentos de povoações;
- associação entre elementos ecológicos e geomorfológicos, como por exemplo nidificação de aves de rapina em escarpas, habitat de morcegos em grutas e ocorrência de vegetação de altitude.

Os locais identificados são listados, cartografados e georreferenciados, atribuindo-se-lhes um código de identificação, e são posteriormente sujeitos a uma avaliação prévia do tipo qualitativa (*subetapa ii*). Essa avaliação é feita com base numa ficha de avaliação (Quadro 2), a ser preenchida para cada local identificado. Este procedimento, para além de considerar o valor do objecto geomorfológico a avaliar, estima também a necessidade de protecção e a potencialidade do seu uso enquanto local de interesse geomorfológico. O formulário proposto (Quadro 2) é, nalguns aspectos, baseado na ficha para a inventariação do património geomorfológico português (Pereira *et al*, 2006), na qual se valoriza o conhecimento geomorfológico da área adquirido anteriormente pelo proponente.

Nesta fase destacam-se as indicações quanto à dimensão (isolado, área ou panorâmico) e categoria(s) temática(s) (cársico, eólico, fluvial, geo-cultural, glaciário, granítico, litoral, periglaciário, residual, tectónico, vertente, vulcânico, ou outra não listada) e localização. Nesta fase de avaliação prévia, o avaliador deve considerar e justificar uma das opções propostas (nulo, muito baixo, baixo, médio, elevado, muito elevado) para cada tipo de valor (científico, ecológico, cultural e estético). O valor económico é considerado como extrínseco e enquadra-se na perspectiva de uso do local.

Quadro 2  
Formulário para a avaliação prévia de potenciais locais de interesse geomorfológico.

Table 2  
Form for the previous assessment of potential geomorphosites.

<b>ÁREA DE ESTUDO / STUDY AREA</b>					
<b>AUTOR / AUTHOR</b>			<b>DATA / DATE</b>		
<b>LOCAL / SITE</b>	<b>nome / name</b>		<b>Ref:</b>		
<b>Tipo de local / Type of site</b>					
Dimensão:	isolado	área	panorâmico		
Categoria temática:					
cársico	geo-cultural	litoral	tectónico		
eólico	glaciário	periglaciário	vertente		
fluvial	granítico	residual	vulcânico		
outra:					
<b>Localização / Location</b>					
Freguesia		Concelho			
Altitude		ou altitudes máxima e mínima			
Coordenadas IGeoE		ou Lat/Long			
N.º e nome da(s) carta(s) topográfica(s) 1:25000					
<b>Síntese descritiva / Abstract</b>					
espaço para texto, foto ou esboço					
<b>AVALIAÇÃO / ASSESSMENT</b>					
<b>A. Valor intrínseco / Intrinsic value</b>					
<b>Científico / Scientific</b>					
	baixo	médio	elevado	muito elevado	
<b>Ecológico / Ecological</b>					
nulo	muito baixo	baixo	elevado	muito elevado	
<b>Cultural / Cultural</b>					
nulo	muito baixo	baixo	elevado	muito elevado	
<b>Estético / Aesthetic</b>					
nulo	muito baixo	baixo	elevado	muito elevado	
<b>B. Potencialidade de uso / Potential use</b>					
<b>Acessibilidade / Accessibility</b>					
	muito difícil	difícil	moderada	fácil	muito fácil
<b>Visibilidade / Visibility</b>					
	muito fraca	fraca	moderada	boa	muito boa
<b>Outros valores (naturais e/ou culturais) e uso actual / Use of other natural or cultural values</b>					
	sem valores e sem uso	com valores e sem uso	com valores e com uso		
<b>C. Necessidade de protecção / Necessity of protection</b>					
<b>Deterioração / Deterioration</b>		fraca	moderada	avançada	
<b>Protecção / Protection</b>		adequada	moderada	insuficiente	

A fase seguinte, de selecção dos locais de interesse geomorfológico (*subetapa iii*), corresponde à inventariação efectiva, sendo desta operação que resulta a lista dos locais de interesse geomorfológico. Com base na informação recolhida anteriormente (Quadro 2) são seleccionados os locais de interesse geomorfológico (L), pelo somatório dos atributos A, B e C (Quadro 3).

Quadro 3  
Atributos a considerar para a selecção dos locais de interesse geomorfológico.

Table 3  
Attributes for the selection of geomorphosites.

<b>Atributos</b> <i>Attributes</i>	
A	Locais com valor científico muito elevado. <i>Sites with very high scientific value.</i>
B	Locais panorâmicos com valor elevado: situados dentro da área em análise; com visibilidade boa ou muito boa; com alcance visual sobre outros locais isolados ou áreas com valor elevado. <i>Panoramic viewpoints with high value: located inside the study area; with good or very good visibility; with visibility over other high value single places or areas.</i>
C	Locais isolados ou áreas com valor elevado: não visíveis de locais panorâmicos com valor muito elevado; com outros tipos de valor e/ou outros usos; com necessidade de protecção. <i>Single places or areas with high value: not visible from panoramic viewpoints with very high value; with other types of value and/or other uses; with necessity of protection.</i>

O valor científico considerado como muito elevado (A) é o critério decisivo para esta selecção, independentemente do tipo de local (isolado, área ou panorâmico). Locais que sejam considerados com valor elevado (em qualquer um ou mais do que um dos seus tipos: científico, ecológico, cultural, estético) terão que possuir também atributos B (locais panorâmicos) ou C (locais isolados e áreas) para serem seleccionados (Quadro 3).

A identificação e inventariação de locais de interesse geomorfológico não deve apenas ser fruto de selecções individuais e sem justificação objectiva, mas deve também incluir os diversos tipos de valor e os aspectos relacionados com o uso e estado de conservação dos locais. Assim, esta fase serve acima de tudo para apurar os melhores locais segundo as indicações qualitativas obtidas anteriormente (Quadro 2). Os locais seleccionados como *Locais de Interesse Geomorfológico* devem ser caracterizados pormenorizadamente (*subetapa iv*), realçando não apenas os elementos geomorfológicos que lhes conferem valor patrimonial, como também outras características consideradas relevantes para a sua gestão, como local de interesse geomorfológico. Nesse sentido, é proposta a ficha de caracterização de locais de interesse geomorfológico (Quadro 4), a ser preenchida para todos os locais seleccionados.

O formulário proposto (Quadro 4), parcialmente baseada na filosofia de ficha descritiva proposta por Serrano & González-Trueba (2005), agrupa informação geomorfológica, de interesse patrimonial e de potencialidade de uso, e também a ilustração, quer cartográfica quer fotográfica. Este conjunto de informação constitui uma base de dados fundamental, quer para o prosseguimento da avaliação quer para apoio às acções futuras de gestão e de divulgação.

## 4.2. Quantificação

Na maioria dos casos, o património geomorfológico não é quantificado, sendo inventariado com base no conhecimento geomorfológico de especialistas e com recurso a metodologias de carácter essencialmente qualitativo. Contudo, a avaliação será mais detalhada e precisa se considerar a quantificação dos locais, principalmente se tiver por objectivo a tomada de decisões relativas à conservação e/ou divulgação dos locais de interesse geomorfológico. A fase da quantificação tem vindo a ser encarada como um

complemento à inventariação, servindo para pormenorizar o conhecimento dos locais e fundamentalmente para estabelecer valores de comparação entre eles. Na etapa de quantificação consideram-se as subetapas de avaliação numérica (*subetapa v*) e de seriação (*subetapa vi*).

Quadro 4  
Formulário de caracterização dos locais de interesse geomorfológico.

Table 4  
Form for characterization of geomorphosites.

**CARACTERIZAÇÃO DOS GEOMORFOSSÍTIOS**  
*GEOMORPHOSITE CHARACTERIZATION*

<b>CARACTERIZAÇÃO, INTERPRETAÇÃO E JUSTIFICAÇÃO DO VALOR PATRIMONIAL</b> <i>GEOMORPHOLOGICAL DESCRIPTION, INTERPRETATION AND HERITAGE JUSTIFICATION</i>	
<b>Descrição</b> <i>Description</i>	Caracterização geral do local, com enquadramento regional e destacando os elementos geomorfológicos relevantes.
<b>Interpretação</b> <i>Interpretation</i>	Súmula dos principais eventos geológicos, climáticos e/ou antrópicos relacionados com a génese e evolução dos elementos geomorfológicos em destaque.
<b>Valor patrimonial</b> <i>Heritage value</i>	Justificar a inclusão nas categorias temáticas e o seu valor atribuído.
<b>Cartografia</b> <i>Cartography</i>	Extracto de cartografia geomorfológica existente, com sinalização do local de interesse geomorfológico (do tipo área - delimitar a área considerada; do tipo panorâmico - sinalizar o ponto de observação e delimitar a área observada). Na ausência de cartografia geomorfológica, usar extracto da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000.
<b>Ilustração</b> <i>Illustration</i>	Espaço para ser preenchido com fotografias do local, as quais devem ilustrar os elementos geomorfológicos que lhe conferem valor patrimonial. Devem ser acompanhadas de legenda explicativa.
<b>USO E GESTÃO</b> <i>USE AND MANAGEMENT</i>	
<b>Acessibilidade</b> <i>Accessibility</i>	Caracterização dos acessos ao local, com referência às vias principais, às condições de circulação automóvel, às distâncias a percorrer a pé e à existência/ausência de locais de estacionamento.
<b>Visibilidade</b> <i>Visibility</i>	Indicação das condições de visibilidade dos objectos geomorfológicos em destaque, de obstáculos no terreno ou presença de vegetação que a prejudique.
<b>Outro tipo de valor</b> <i>Other kind of value</i>	Referência a elementos de índole natural (flora, fauna, geológicos) e cultural de relevância no local ou daí observáveis.
<b>Usos actuais</b> <i>Present uses</i>	Indicação das actividades humanas presentes no local e principalmente da sua utilização enquanto local de interesse natural e/ou cultural.
<b>Conservação</b> <i>Conservation</i>	Caracterização dos objectos geomorfológicos em destaque sob o ponto de vista da sua deterioração natural ou antrópica.
<b>Vulnerabilidade</b> <i>Vulnerability</i>	Considerar a possibilidade de intervenções humanas afectarem o estado natural do objecto geomorfológico em destaque e principalmente a vulnerabilidade decorrente do seu uso enquanto local de interesse geomorfológico.
<b>Estatuto legal</b> <i>Legal status</i>	Referir o quadro de protecção legal do local (da área observada e do local de observação, nos locais panorâmicos).
<b>Logística</b> <i>Supporting infrastructures</i>	Indicar a existência de povoações e infraestruturas para alojamento. Referir igualmente a existência de outros tipos de serviços, como restauração ou pontos de informação turística.
<b>Necessidade e possíveis acções</b> <i>Necessary and possible actions</i>	Propostas de intervenção para a requalificação do local, com iniciativas para o seu uso enquanto local de interesse geomorfológico.

A avaliação numérica (*subetapa v*) deve ocorrer após a caracterização dos locais de interesse geomorfológico inventariados, com base na informação contida no Quadro 4. Os critérios encontram-se divididos por indicadores secundários, os quais se enquadram em indicadores principais (Quadro 5). Os

indicadores principais são o *valor geomorfológico (VGm)* e o *valor de gestão (VGt)*; os indicadores secundários são o *valor científico (VCI)*, o *valor adicional (VAd)*, o *valor de uso (VUs)* e o *valor de preservação (VPr)*. A soma de *VCI* e *VAd* constitui o *valor geomorfológico (VGm)* enquanto a soma de *VUs* e *VPr* constitui o *valor de gestão (VGt)*. Considera-se importante a separação entre os critérios de uso e de preservação dos locais, tendo em conta que pode ser esse o fundamento da avaliação, auxiliando assim à leitura final dos resultados.

Quadro 5  
Formulário de quantificação do valor dos locais de interesse geomorfológico.

Table 5  
Form for the numeric assessment of geomorphosites.

<b>Valor Científico (VCI = Ar+De+R+Di+G+K+An)</b>		
<i>Scientific value</i>		
<b>Ar</b> Abundância/Raridade relativa, dentro da área de estudo <i>Rareness in the study area</i>	0	Não é das 5 mais importantes e/ou maiores ocorrências na área
	0,25	Não é das 3 mais importantes e/ou maiores ocorrências na área
	0,50	É das 3 mais importantes e/ou maiores ocorrências na área
	0,75	É a mais importante e/ou maior ocorrência na área
	1,00	Única ocorrência na área
<b>De</b> Grau de deterioração <i>Deterioration</i>	0	Muito deteriorado, resultado da exploração de recursos, vandalismo ou mau uso
	0,25	Muito deteriorado, resultado de processos naturais
	0,50	Com deterioração, mas preservando elementos geomorfológicos essenciais
	0,75	Deteriorado ligeiramente, preservando elementos geomorfológicos essenciais
	1,00	Sem deterioração
<b>R</b> Representatividade, como recurso didáctico e dos processos geomorfológicos <i>Representativeness of geomorphological processes and pedagogical interest</i>	0	Representatividade reduzida dos processos e sem interesse didáctico
	0,33	Com alguma representatividade mas com pouco interesse didáctico
	0,67	Bom exemplo de evolução geomorfológica mas de difícil explicação a leigos
	1,00	Bom exemplo de evolução geomorfológica e/ou bom recurso didáctico
<b>Di</b> Diversidade de geoformas e sua importância <i>Number of interesting geomorphological features (diversity)</i>	0	Apenas um elemento/tema com interesse geomorfológico
	0,33	Dois elementos/temas com interesse geomorfológico
	0,67	Três elementos/temas com interesse geomorfológico
	1,00	Mais do que três elementos/temas com interesse geomorfológico
<b>G</b> Elementos geológicos, no controlo geomorfológico ou com valor patrimonial <i>Other geological features with heritage value</i>	0	Sem outros elementos geológicos em destaque
	0,17	Elementos geológicos, sem associação aos elementos geomorfológicos
	0,33	Elementos geológicos, com associação aos elementos geomorfológicos
	0,50	Ocorrência de outro(s) local(is) de interesse geológico
<b>K</b> Existência de conhecimento científico associado <i>Scientific knowledge on geomorphological issues</i>	0	Sem produção ou divulgação científica, quanto ao interesse geomorfológico
	0,25	Objecto de produção científica pouco frequente (comunicações, artigos nacionais, ...)
	0,50	Objecto de produção científica relevante (teses, artigos internacionais, ...)
<b>An</b> Abundância/Raridade a nível nacional <i>Rareness at national level</i>	0	Mais do que cinco ocorrências/situações semelhantes a nível nacional
	0,17	Entre duas a cinco ocorrências/situações semelhantes a nível nacional
	0,33	Até duas ocorrências/situações semelhantes a nível nacional
	0,50	Única ocorrência/situação a nível nacional

**Valor Adicional (VAd = Valor cultural + Valor estético + Valor ecológico)**

**Additional value**

<b>Cultural</b> <i>Cultural</i>	0	Sem elementos culturais ou com estes a deteriorar o local	
	0,25	Ocorrência de aspectos culturais mas sem conexão com geoformas	
	0,50	Ocorrência de aspectos culturais importantes mas sem conexão com geoformas	
	0,75	Aspectos culturais imateriais associados à morfologia	
	1,00	Aspectos culturais físicos associados às geoformas	
	1,25	Aspectos culturais físicos de elevado valor associados às geoformas	
1,50	Elemento geomorfológico em destaque com origem antrópica		
<b>Estético</b> <i>Aesthetic</i>	0-0,5	Reduzido	Considerar a singularidade visual dos elementos geomorfológicos, qualidade panorâmica, diversidade de elementos, litologias e tonalidades, presença de vegetação e água, ausência de deterioração antrópica, altura e proximidade em relação aos objectos observados.
	0,5-1	Moderado	
	1-1,5	Elevado	
<b>Ecológico</b> <i>Ecological</i>	0	Sem conexão com elementos biológicos	
	0,38	Ocorrência de fauna e/ou flora com interesse	
	0,75	Um dos melhores locais para observar fauna e/ou flora com interesse	
	1,12	Características geomorfológicas condicionam ecossistema(s)	
	1,50	Características geomorfológicas determinam ecossistema(s)	

**Valor de Uso (VUs= Ac + V + Ug + U + P + E)**

**Use value**

<b>Ac</b> Condições de acessibilidade <i>Accessibility</i>	0	Acessibilidade muito difícil, apenas com recurso a equipamento especial	
	0,21	A pé, a mais de 500 metros de caminho transitável por veículo todo-terreno	
	0,43	A pé, a mais de 500 metros de caminho transitável por veículo automóvel	
	0,64	A pé, a menos de 500 metros de caminho transitável por veículo automóvel	
	0,86	Em veículo todo-terreno, até menos de 100 metros do local	
	1,07	Em veículo automóvel, até menos de 50 metros do local	
	1,29	Por estrada regional, em autocarro de 50 lug., até menos de 50 metros do local	
	1,50	Por estrada nacional, em autocarro de 50 lug., até menos de 50 metros do local	
<b>V</b> Condições de visibilidade <i>Visibility</i>	0	Sem condições de observação ou em condições muito difíceis	
	0,30	Apenas visível com auxílio de equipamento especial (luz artificial, cordas, ...)	
	0,60	Razoável, mas limitada por vegetação arbórea ou arbustiva	
	0,90	Boa, mas obrigando a deslocação para ser melhorada	
	1,20	Boa para todos os elementos geomorfológicos em destaque	
1,50	Excelente para todos os elementos geomorfológicos em destaque		
<b>Ug</b> Uso actual do interesse geomorfológico <i>Present use of the geomorphological interest</i>	0	Sem divulgação e sem uso	
	0,33	Sem divulgação mas com uso	
	0,67	Divulgado/usado como local de interesse paisagístico	
	1,00	Divulgado/usado como local de interesse geológico ou geomorfológico	
<b>U</b> Outros interesses, naturais e culturais, e usos actuais <i>Present use of other natural and cultural interests</i>	0	Sem outro(s) tipos de valor, sem divulgação e/ou uso	
	0,33	Com outro(s) tipos de valor, sem divulgação e/ou uso	
	0,67	Com outro(s) tipos de valor, com divulgação	
	1,00	Com outro(s) tipos de valor, com divulgação e uso	
<b>P</b> Protecção oficial e limitações ao uso <i>Legal protection and use limitations</i>	0	Com protecção total, impedindo o uso	
	0,33	Com protecção, limitando o uso	
	0,67	Sem protecção e sem limitações ao uso	
	1,00	Com protecção mas com poucas ou nenhuma limitações ao uso	
<b>E</b> Equipamentos e serviços de apoio ao uso <i>Equipments and support services</i>	0	Oferta hoteleira variada e serviços de apoio a mais de 25 km	
	0,25	Oferta hoteleira variada e serviços de apoio entre 10 e 25 km	
	0,50	Oferta hoteleira variada e serviços de apoio entre 5 e 10 km	
	0,75	Oferta hoteleira variada ou serviços de apoio a menos de 5 km	
	1,00	Oferta hoteleira variada e serviços de apoio a menos de 5 km	

**Valor de Preservação (VPr = Dt + Vu)**  
*Protection value*

<b>Dt</b> Deterioração (impactes até à actualidade) <i>Deterioration</i>	0	Muito deteriorado, resultado da exploração de recursos, vandalismo ou mau uso
	0,25	Muito deteriorado, resultado de processos naturais
	0,50	Com deterioração, mas preservando elementos geomorfológicos essenciais
	0,75	Deteriorado ligeiramente, preservando elementos geomorfológicos essenciais
	1,00	Sem deterioração
<b>Vu</b> Vulnerabilidade à deterioração antrópica (impactes pelo uso como local de interesse geomorfológico) <i>Vulnerability to visitors use</i>	0	Muito vulnerável, o uso pode deteriorar completamente o local
	0,50	Elementos geomorfológicos e outros podem ser deteriorados
	1,00	Outros elementos podem ser afectados, mas não os geomorfológicos
	1,50	Deterioração pode ocorrer apenas nas estruturas de acesso
	2,00	Não vulnerável ao uso como local de interesse geomorfológico

**VALOR FINAL DO LOCAL DE INTERESSE GEOMORFOLÓGICO**  
*GEOMORPHOSITE NUMERICAL SCORE*

$$VGm \text{ (Valor Geomorfológico)} = VCi + VAd$$
*Geomorphologic value*

$$VGt \text{ (Valor de Gestão)} = VUs + VPr$$
*Management value*

$$\text{Valor do Local de Interesse Geomorfológico} = VGm + VGt$$
*Geomorphosite value*

A seriação (*subetapa vi*) permite a comparação final dos resultados obtidos para os diferentes locais de interesse geomorfológico inventariados e constitui o último objectivo da avaliação do património geomorfológico. Neste método, que considera diferentes indicadores e critérios, propõe-se a apresentação de resultados da quantificação numa tabela (Quadro 6). Como indicador de conjunto introduz-se o *Valor Total (VT)*. O *Valor Total (VT)* de um local de interesse geomorfológico equivale à soma do seu *valor geomorfológico (VGm)* e do seu *valor de gestão (VGt)*, correspondendo à soma das pontuações efectuadas em todos os critérios.

Quadro 6  
Avaliação numérica de locais hipotéticos, com os sete indicadores definidos na metodologia.

Table 6  
Numerical assessment of hypothetical places using the seven indicators considered in the proposal methodology.

	<b>Vci</b>	<b>VAd</b>	<b>VGm</b>	<b>VUs</b>	<b>VPr</b>	<b>VGt</b>	<b>VT</b>
<b>A</b>	4,83	1,88	6,71	3,55	2,25	5,80	12,51
<b>B</b>	3,58	2,62	6,20	5,12	2,75	7,87	14,07
<b>C</b>	3,75	3,62	7,37	3,27	1,75	5,02	12,39
<b>D</b>	2,94	1,37	4,31	3,11	2,50	5,61	9,92
<b>E</b>	4,58	2,58	7,16	4,07	2,75	6,82	13,98

A avaliação numérica, expressa no Quadro VI, permite a comparação entre os locais avaliados, em cada um dos indicadores. Contudo, na tabela de seriação (Quadro 7), elaborada por classificação ordenada dos locais para cada um dos indicadores, são mais perceptíveis as diferenças. No exemplo dado, constata-se que o local B, apesar de ter sido pontuado com baixo *VGm*, é na verdade o local com *VT* mais elevado,

em face da pontuação obtida nos indicadores de gestão. Por outro lado, o local C, apesar de possuir o *VGm* mais alto, classifica-se em 4.º lugar no indicador *VT*, devido aos baixos valores obtidos nos critérios de uso e preservação (Quadro 7).

Quadro 7  
Serição de locais hipotéticos, para os sete indicadores e para o *Ranking Final* (Rk).

Table 7  
*Ranking of the hypothetic places according the seven indicators and Final Ranking (Rk).*

	VCi	VAd	VGm	VUs	VPr	VGt	VT	Rk
1.º	A (4,83)	C (3,62)	C (7,37)	B (5,12)	E (2,75)	B (7,87)	B (14,07)	E (14)
2.º	E (4,58)	B (2,62)	E (7,16)	E (4,07)	B (2,75)	E (6,82)	E (13,98)	B (15)
3.º	C (3,75)	E (2,58)	A (6,71)	A (3,55)	D (2,50)	A (5,80)	A (12,51)	A (21)
4.º	B (3,58)	A (1,88)	B (6,20)	C (3,27)	A (2,25)	D (5,61)	C (12,39)	C (23)
5.º	D (2,94)	D (1,37)	D (4,31)	D (3,11)	C (1,75)	C (5,02)	D (9,92)	D (32)

Com os objectivos de minimizar a importância das pontuações absolutas (expressas no indicador *VT*) na comparação entre os locais e de valorizar o equilíbrio nas pontuações obtidas nos sete indicadores considerados, é igualmente introduzido na tabela de seriação o *ranking final* (*Rk*). O parâmetro *Rk* é obtido pela soma das posições de cada local em cada indicador, na tabela de seriação. A valorização é tanto maior quanto menor for o valor dessa soma (Quadro 7).

Assim, o parâmetro *Rk* determina o local com maior valor geomorfológico na área em avaliação e deve ser utilizado como suporte às decisões relativas à selecção dos locais de interesse geomorfológico para efeitos de divulgação. Contudo, a correcta gestão dos locais deve atender a todos os indicadores, em função dos objectivos da selecção de locais (conservação, divulgação, integração em percursos, instalação de painéis, etc.).

## 5. CONCLUSÕES

A importância da avaliação dos locais de interesse geomorfológico foi anteriormente defendida, quer como trabalho independente quer no âmbito de estudos de impacto ambiental. Em alguns casos foi salientada a subjectividade introduzida pelo avaliador e o seu reflexo na fase de avaliação qualitativa. Assim, nas metodologias anteriores é obtida uma avaliação numérica de locais previamente seleccionados, mas segundo critérios não referidos ou não objectivamente identificados como tal. Deste modo, a distinção entre a selecção e a quantificação não se encontra bem definida.

Esta nova metodologia proposta para a avaliação dos locais de interesse geomorfológico distingue claramente a inventariação e a quantificação como etapas da avaliação. A avaliação integral exige que estas etapas sejam realizadas em sequência, embora seja possível realizá-las separadamente de acordo com os objectivos pretendidos. Todo o processo de avaliação é baseado em atributos e critérios objectivos, pontuados numericamente, que fundamentam a escolha dos locais de interesse geomorfológico e a sua seriação.

Esta metodologia foi desenvolvida e aplicada com sucesso no Parque Natural de Montesinho e pode ser aplicada noutras áreas, independentemente da dimensão e características.

## BIBLIOGRAFIA

- Barba, F.; Remondo, J.; Rivas, V. (1997) – Propuesta de un procedimiento para armonizar la valoración de elementos del patrimonio geológico. *Zubia*, 15: 11-20.
- Bertacchini, M.; Giusti, C.; Marchetti, M.; Panizza M.; Pellegrini, M. (1999) – *I Beni Geologici della Provincia di Modena*. Modena, Artioli Editore.
- Bonachea, J.; Bruschi, V.; Remondo, J.; González-Díez, A.; Salas, L.; Bertens, J.; Cendrero, A.; Otero, C.; Giusti, C.; Fabbri, A.; González-Lastra, J.; Aramburu, J. (2005) – An approach for quantifying geomorphological impacts for EIA of transportation infrastructures: a case study in northern Spain. *Geomorphology*, 66: 95-117.
- Brilha, J. (2005) – Património Geológico e Geoconservação. A Conservação da Natureza na sua vertente Geológica. Viseu, Palimage Editores.
- Bruschi, V. & Cendrero, A. (2005) – Geosite evaluation: can we measure intangible values? *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 18(1): 293-306.
- Cendrero, A. (1996) – Propuesta sobre criterios para la clasificación y catalogación del patrimonio geológico. In *El patrimonio geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización*. Ministerio de Obras Publicas, Transportes y Medio Ambiente, Madrid, p. 29-38.
- Cendrero, A. (2000) – Patrimonio Geológico: diagnóstico, clasificación y valoración. In *Jornadas sobre Patrimonio Geológico y Desarrollo Sostenible*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, p. 23-37.
- Coratza, P. & Giusti, C. (2005) – Methodological proposal for the assessment of the scientific quality of geomorphosites. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 18(1): 307-313.
- Coratza, P. & Reynard, E. (2005) – Assessing, mapping and protecting geomorphosites: a Working Group of the International Association of Geomorphologists (IAG). In *IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage Abstracts*, Earth Sciences Centre, Braga, p. 9.
- Gonggrijp, G.P. (2000) – Planning and management for geoconservation. In Baretino, D.; Wimbledon, W.; Gallego, E. (Eds.) – *Geological Heritage: Its Conservation and Management*. ITGE, Madrid: 29-45.
- Grandgirard, V. (1995) – Méthode pour la réalisation d'un inventaire de géotopes géomorphologiques. *Ukpik, Cahiers de l'Institut de Géographie*, 10: 21-137.
- Grandgirard, V. (1996) – Gestion du patrimoine naturel, l'inventaire des géotopes géomorphologiques du canton de Fribourg. *Ukpik, Rapports de Recherches de l'Institut de Géographie*, 8: 181-195.
- Grandgirard, V. (1997) – *Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage*. Thèse de doctorat, Université de Fribourg, 210p.
- Grandgirard, V. (1999a) – An inventory of geomorphological geotopes in the canton of Fribourg (Switzerland). In *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. LIV, *Secondo Convegno Internazionale sulla Conservazione del Patrimonio Geologico i Geotipi, Esperienze Internazionali e Italiane*. APAT, Roma, p. 273-278.
- Grandgirard, V. (1999b) – L'évaluation des géotopes. *Geologica Insubrica*, 4(1): 59-66.
- Grandgirard, V. & Szepesi, A. (1997) – Geomorphology and Management of Natural Heritage (the Protection of the Geotopes, a New Task in Geomorphology). *Noosfera*, 3: 59-65.
- Panizza, M. (2001) – Geomorphosites: Concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46: 4-6.
- Panizza, M. & Piacente, S. (1993) – Geomorphological Assets Evaluation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. 87: 13-18.
- Panizza, M. & Piacente, S. (2003) – *Geomorfologia Culturale*. Bologna, Pitagora Editrice.
- Panizza, M.; Marchetti, M.; Patrono, A. (1995) – A proposal for a simplified method for assessing impacts on landforms. *ITC Journal*, 4: 324.
- Pereira, D. I.; Pereira, P.; Alves, M. I. C.; Brilha, J. (2006) – Inventariação temática do património geomorfológico português. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, 3: 155-160.
- Pralong, J. P. (2005) – A method for assessing tourist potential and use of geomorphological sites. *Géomorphologie: relief, processus, environment*, 3: 189-196.

- Restrepo, C. (2004) – Patrimonio geomorfológico de la región central antioqueña (Colombia). In Mata-Perelló, J. (Ed.) – *Actas del Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero (Defensa del Patrimonio y Desarrollo Regional)*. Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero, Madrid, p. 211-219.
- Reynard, E. (2005) – Geomorphosites et paysages. *Géomorphologie: relief, processus, environment*, 3: 181-188.
- Rivas, V.; Rix, K.; Francés, E.; Cendrero, A.; Brunsten, D. (1997) – Geomorphological indicators for environmental impact assessment: consumable and non-consumable geomorphological resources. *Geomorphology*, 18: 169-182.
- Serrano, E. & Gonzalez-Trueba, J. (2005) – Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Parks (Spain). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3: 197-208.



# Aplicação do balanço morfogénese/pedogénese à Estrutura Ecológica da Bacia da Ribeira da Jarda (concelho de Sintra): importância no Ordenamento do Território.

*Morphogenesis/pedogenesis rate application to the Ecological Structure of the hydrographic Jarda basin (municipality of Sintra): importance for Landscape Planning.*

M. M. Abreu<sup>1</sup>, M. M. R. Magalhães<sup>2</sup>, S. B. Pena<sup>2</sup>, N. S. Cunha<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciências do Ambiente, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, manuelaabreu@isa.utl.pt;

<sup>2</sup> Centro de Estudos de Arquitectura Paisagista, Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, mmmr@ist.utl.pt, selmapena@portugalmail.pt, natcunha@isa.utl.pt.

**Resumo:** A Paisagem como sistema dinâmico é constituída por um conjunto de estruturas cujo funcionamento garante a articulação entre as suas componentes ecológicas e culturais. Essa articulação, que se deseja sustentável no quadro do equilíbrio Homem-Natureza, constitui um dos principais objectivos do Ordenamento do Território. A delimitação destas estruturas implica a interpretação da paisagem através da compreensão dos processos físicos e bióticos na perspectiva da sua evolução. Uma das abordagens é o estudo das dinâmicas geomorfológicas da paisagem através do Balanço Morfogénese/Pedogénese que considera, por um lado, os processos pedogenéticos e, por outro, os processos morfogenéticos que actuam simultaneamente e com intensidades diferentes na paisagem. O interesse deste estudo para o Ordenamento do Território traduz-se na recomendação de medidas que regulamentem as intervenções e usos da paisagem, de acordo com a sua aptidão ecológica e evolução temporal. Além disso, a gestão da estrutura ecológica, previamente delimitada, é facilitada pela avaliação das dinâmicas que aí actuam. Estes conceitos foram aplicados à Bacia da Ribeira da Jarda, onde 35 % da área definida na Estrutura Ecológica está em situação de instabilidade, por aí dominarem os processos morfogenéticos que conduzem à degradação da paisagem, 33 % em estabilidade, onde os processos pedogenéticos actuam a uma taxa superior aos morfogenéticos, e os restantes 32 % em situação intermédia. As intervenções na paisagem serão de reconversão e recuperação de usos do solo no primeiro caso; na classe intermédia, medidas de intensificação da pedogénese; e nas áreas em estabilidade, medidas de conservação.

**Palavras-Chave:** Balanço morfogénese/pedogénese; estrutura ecológica; evolução sustentável da paisagem; Ordenamento do Território.

**Abstract:** One of the main goals in landscape planning is the equilibrium between Man and Nature. The landscape as a dynamic system is composed of a group of structures whose activity guarantees the articulation among their ecological and cultural components. A sustainable articulation is decisive for the diversity and natural regeneration, water and soil conservation, optimization of bioclimatic comfort conditions, and protection of the natural and semi-natural vegetation, contributing to the equilibrium Man-Nature. The delimitation of these structures implicates the interpretation of the landscape through the understanding of biophysical processes in the perspective of its evolution. One approach is the study of the landscape geomorphologic dynamics through Morphogenesis/Pedogenesis rate. The interest of this study on Landscape Planning is the recommendation of measures that can regulate the landscape interventions and uses in agreement with its ecological aptitude and time evolution. Besides, the management of the ecological structure, previously delimited, is facilitated by geomorphologic evaluation. These concepts were applied to the river Jarda basin where 35 % of the total Ecological Structure area was in geomorphic instability, 33 % in geomorphic stability and the remainder 32 % in an intermediate stage. The interventions in Landscape must be the following: conversion and recovery of soil uses in the first case, measures of Pedogenesis intensification in the intermediate class and conservation measures for the areas in stability.

**Keywords:** Morphogenesis/pedogenesis rate; ecological structure; sustainable landscape evolution; Landscape Planning.

## 1. INTRODUÇÃO

Neste trabalho, a Paisagem é entendida como um sistema integrado e aberto na qual se estabelecem fluxos de energia e matéria com o exterior, sendo as componentes que o integram interdependentes. Nesta perspectiva, a Paisagem, enquanto sistema, é dinâmica, uma vez que o seu funcionamento resulta da resposta a uma série de forças que actuam sobre ela e actuam entre si. Este conceito sistémico de Paisagem que emergiu com a ecologia como ciência (Tricart, 1978; Odum, 1988), desde o primeiro quartel do século XX, foi recentemente consagrado na Convenção Europeia da Paisagem (Conselho da Europa, 2000).

É na litosfera que se fazem sentir as acções de geodinâmica interna e externa, sendo na interface atmosfera-litosfera-hidrosfera que se desenvolvem condições que permitem o suporte de vida originando a biosfera, na qual se estabelecem sistemas em equilíbrio dinâmico e ocorrem adaptações às modificações desse mesmo equilíbrio (Tricart, 1972). O equilíbrio de um sistema representa a adaptação das suas variáveis internas às condições externas (Cristofolletti, 1980). Consequentemente, na Paisagem, a interacção das variáveis que a caracterizam (internas e externas) dá origem ao sistema no seu todo, no qual o Homem é ele próprio uma componente que interage com os demais factores. Em cada instante, a evolução da Paisagem tende para uma situação de equilíbrio dinâmico, ou seja, a estabilidade ecológica do sistema. Assim, no tempo  $t$ , a Paisagem pode encontrar-se em fases evolutivas distintas que irão desde uma fase de desequilíbrio, até àquela em que a estabilidade ecológica tenha sido atingida e, por isso, de equilíbrio dinâmico.

A avaliação da relação entre a estabilidade e a instabilidade da Paisagem, parte da abordagem holística e sistémica atrás referida, usando o balanço entre os processos morfogenéticos e pedogenéticos que actuam em conjunto, mas com intensidades diferentes.

Na Paisagem actual os processos morfogenéticos determinam a sua modificação por erosão através do consumo e perda de energia. Em contraste, a pedogénese corresponde a um conjunto de processos que promovem a conservação de energia, levando à génese do solo que permite sustentar a vida (Tricart, 1994). Ou seja, é do Balanço Morfogénese/Pedogénese que se pode determinar o grau de estabilidade da Paisagem.

A Estrutura Ecológica é uma das estruturas espaciais da Paisagem, constituída pelas componentes terrestres dos ecossistemas, indispensáveis ao funcionamento sustentável (Magalhães, 2006) e que se encontra definida na Lei (Decreto-Lei n.º 380/99) como um conjunto de "áreas, valores e sistemas fundamentais para a protecção e valorização ambiental dos espaços rurais e urbanos". A Estrutura Ecológica constitui um instrumento de Planeamento que contribui para a sustentabilidade e a ocupação racional do território (Magalhães, 1993) apoiando-se no conceito de *continuum naturale* consagrado na Lei de Bases do Ambiente de 1987 como um "sistema contínuo de ocorrências naturais que constituem o suporte da vida silvestre e da manutenção do potencial genético e que contribui para o equilíbrio e estabilidade do território" (Lei n.º 11/87 de 7 de Abril). A integração das componentes físicas do sistema no conceito de *continuum naturale* deu origem à designação de Estrutura Ecológica. Esta foi utilizada pela primeira vez no Plano Verde de Lisboa (Telles, 1997) e consignada na legislação portuguesa no Decreto-Lei 380/99 de 22 de Setembro que regulamenta os instrumentos jurídicos de planeamento, sendo por isso

uma figura a definir nos Planos Municipais de Ordenamento do Território (PMOT). Posteriormente, a Portaria n.º 138/2005 obriga os PMOT's a incluir uma Carta de Estrutura Ecológica.

Assim, este trabalho tem por objectivo definir medidas de intervenção na Paisagem, de modo a garantir a sua gestão e evolução sustentável, a partir da avaliação do seu estado de estabilidade/instabilidade e da aptidão ecológica à instalação das actividades humanas, decorrente da delimitação da Estrutura Ecológica. O estudo agora apresentado aplica os conceitos referidos à Bacia da Ribeira da Jarda incluída no concelho de Sintra.

## 2. METODOLOGIA

A delimitação do tipo de dinâmica geomorfológica da Paisagem e da Estrutura Ecológica permitirão definir intervenções e usos, de acordo com a aptidão ecológica e a estabilidade/instabilidade da Paisagem. Com base nesta abordagem, a metodologia proposta para este estudo apresenta-se na figura 1.

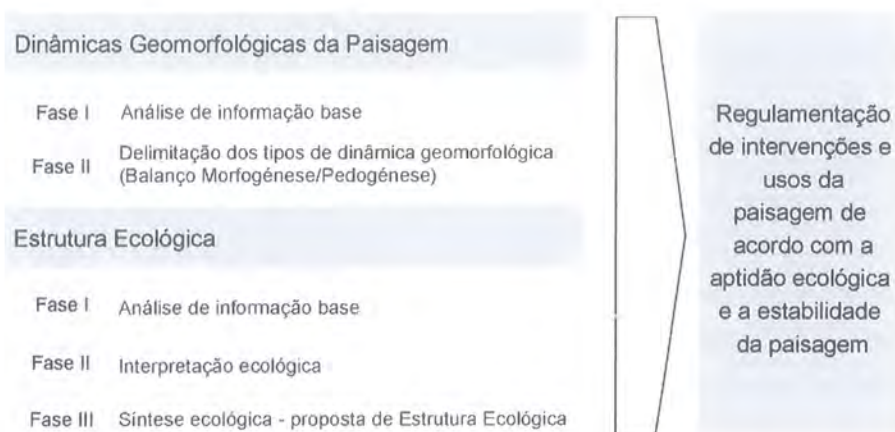


Figura 1 – Esquema sintético da metodologia utilizada para a definição de intervenções e usos da Paisagem em suporte de SIG.

Figure 1 – Scheme of the proposal methodology for definition of Landscape interventions and uses in GIS support.

A metodologia utilizada para avaliar os tipos de dinâmica geomorfológica da Paisagem compreende o estudo da situação actual da Paisagem, de modo a definir os vários tipos de dinâmicas geomorfológicas que aí se fazem sentir, possibilitando prever a sua tendência evolutiva. Deste modo, faz-se o balanço entre os processos morfogenéticos e os processos pedogenéticos. Esta metodologia comporta duas etapas: (1) análise de informação existente, adquirida e/ou gerada, referente às características biofísicas da área de estudo e nas quais se incluem a geologia, solos, declives, morfologia do terreno; (2) observação e interpretação realizada no terreno que é, no contexto de Paisagem exposto, particularmente importante. Nesta segunda etapa são avaliados os seguintes factores: erosão antrópica ou acelerada, erosão geológica ou natural, afloramentos rochosos, tipo e espessura de meteorização da rocha (quando observável), tipo e espessura relativa do solo, uso do solo, práticas culturais, tipo e densidade do coberto vegetal, permitindo obter dados actualizados, a usar no Balanço Morfogénese/Pedogénese.

Posteriormente, a informação é tratada através de um *software* de desenho (Autocad) através do qual são delimitadas unidades homogêneas que se diferenciam pelo seu grau de estabilidade e os dados são

introduzidos num Sistema de Informação Geográfica (SIG), com a utilização do *software* ArcGis versão 9.0 da ESRI, gerando a carta das dinâmicas geomorfológicas da Paisagem.

Para a delimitação da Estrutura Ecológica, a metodologia utilizada (Magalhães *et al*, 2005) compreende uma fase de análise de informação de base (altimetria, declives, geologia, solos e vegetação natural e semi-natural) e uma fase de interpretação ecológica da Paisagem, gerando-se cartas de morfologia do terreno, riscos de erosão potencial do solo, valor ecológico do solo, permeabilidade do solo e sub-solo e grau de valorização da vegetação. Numa terceira fase é elaborada uma síntese ecológica na qual se inclui a Estrutura Ecológica. Esta Estrutura é constituída por uma série de sub-estruturas que asseguram o funcionamento dos principais ecossistemas, ou seja, por áreas que apresentam maior valor ecológico (Magalhães *et al*, 2005).

O cruzamento, através do software acima descrito, dos tipos de dinâmica geomorfológica da Paisagem com as figuras que constituem a estrutura ecológica permite identificar o grau de estabilidade/instabilidade da estrutura ecológica e, conseqüentemente, definir acções de intervenção na Paisagem com os objectivos de conservação, recuperação e reconversão. Estes últimos, destinam-se a minimizar os processos morfogenéticos.

### 3. CASO DE ESTUDO

Este estudo foi aplicado à parte norte da bacia hidrográfica da Ribeira da Jarda localizada no concelho de Sintra (Área Metropolitana de Lisboa – AML) (Fig. 2). Tem cerca de 32 mil hectares. Neste concelho é possível identificar dois tipos de Paisagem: urbana, a sul, associada à expansão e desenvolvimento do caminho-de-ferro e do Itinerário Complementar 19 que atravessam e ligam o concelho a Lisboa; e uma Paisagem rural, a norte, constituída por núcleos rurais ligados à agricultura e cuja função continua a ser a de produzir alimentos, essencialmente hortícolas, que abastecem a AML. Contudo, é de referir, também a norte, a actividade industrial associada à extracção e transformação de pedras ornamentais.



Figura 2 – Localização da área de estudo no concelho de Sintra e na AML (a preto: edifícios existentes).

Figure 2 – Location of the study area in the Sintra's municipality and Lisbon Metropolitan Area (black colour: existing buildings).

### 3.1. Tipos de Dinâmica Geomorfológica da Paisagem da Bacia da Ribeira da Jarda

A área abrangida pela bacia hidrográfica da Ribeira da Jarda compreende: a sul, as formações do Complexo Vulcânico de Lisboa (Cretácico superior – Eocénico inferior) constituídas fundamentalmente por basaltos, piroclastos e brechas; no centro e norte, um complexo de formações cretácicas, constituídas por calcários, margas e arenitos (Berriasiano ao Cenomaniano). Estas formações cretácicas, particularmente na zona centro, apresentam intercalações de filões, soleiras e diques de natureza variada (doleritos, traquitos, traquiandesitos, etc.), incluídas no Complexo Vulcânico de Lisboa. Afloram também aluviões (Holocénico) constituídas por areias, cascalheiras associadas a material mais fino (limo e argila), em percentagem variada, ao longo da Ribeira da Jarda e que têm expressão muito significativa na área (Ramalho *et al*, 1993; IGM, 1998).

Na área de estudo ocorrem Solos Litólicos não Húmicos principalmente desenvolvidos sobre arenitos e rochas eruptivas, Solos Mediterrâneos Vermelhos ou Amarelos de Materiais Calcários desenvolvidos sobre rochas carbonatadas, Solos Calcários Pardos de calcários e margas, Aluviossolos com importantes teores em argila, localizados junto à Ribeira da Jarda e ainda Barros Castanho-Avermelhados não Calcários, desenvolvidos sobre rochas do Complexo Vulcânico de Lisboa (IHERA, 2000; Cortez & Campo, 2006).

Através da análise da carta de Declives (Fig. 3a) constata-se que as classes entre 0 e 5 % e superiores a 16 % abrangem respectivamente cerca de um terço da área de estudo. Nas zonas da cabeceira da Ribeira da Jarda e das vertentes do vale da mesma ribeira ou dos seus afluentes a sul da bacia, predominam declives superiores a 16 %.

Na carta de Morfologia do Terreno (Fig. 3b) identificam-se os sistemas húmido e seco. O sistema húmido é constituído pelas linhas de água e respectivas zonas contíguas (leito e margem) e bacias de recepção, correspondem às áreas planas ou côncavas, onde a água e o ar frio se acumulam. O sistema seco corresponde às áreas inclinadas ou convexas que conduzem ao escoamento das águas e do ar frio e incluem genericamente os cabeços (estreitos e largos) e as vertentes (Magalhães, 2001; Magalhães *et al*, 2002a).

A análise conjunta de toda a informação de base atrás referida (geologia, solos, declives (Fig. 3a) e morfologia do terreno (Fig. 3b), complementada com os levantamentos de campo, permite avaliar o grau de estabilidade/instabilidade ecológica da Paisagem, através do balanço entre os processos morfogenéticos e pedogenéticos que, conjuntamente, mas com intensidades diferentes, estão a ocorrer na actualidade. Este Balanço Morfogénese/Pedogénese permite delimitar unidades homogéneas (Fig. 4) que correspondem a diferentes tipos de dinâmica geomorfológica, classificadas em morfogénese ou pedogénese, consoante dominam, respectivamente, os processos morfogenéticos ou pedogenéticos. São consideradas ainda unidades em *intergrade* para a morfogénese e em *intergrade* para a pedogénese, ou seja, unidades cujo estado é intermédio entre os extremos definidos.



Figura 3 – Cartas de análise da área de estudo: (a) Carta de Declives; (b) Carta da Morfologia do Terreno.

Figure 3 – Analysis Map of the study area: (a) Slope Map; (b) Land Morphology Map.

As unidades em morfogénese são obviamente as mais instáveis e correspondem às áreas onde os processos erosivos, mais ou menos intensos, geram degradação dos ecossistemas. As unidades em pedogénese são as mais estáveis, onde há conservação de energia através da produção de biomassa e por isso estão garantidas condições de equilíbrio ecológico. Dada a diversidade do território as áreas em *intergrade* foram ainda subdivididas em *intergrade* I e II, consoante se aproximam ou se afastam mais da classificação respectiva. Por exemplo, as áreas em *intergrade* para pedogénese II apresentam evidências de actuação, se bem que pouco acentuada, de processos morfogenéticos desencadeadores de degradação da paisagem, enquanto que as áreas em *intergrade* para morfogénese II evidenciam no terreno sinais de actuação dos processos pedogenéticos.

As unidades em Morfogénese da área de estudo correspondem a 8,4 % da área total e são caracterizadas por apresentarem tipologias diversas, em que a decapitação do perfil do solo (Fig. 5a) é uma das mais relevantes e conduz ao aparecimento do substrato rochoso e conseqüente perda de capacidade produtiva e de biodiversidade. São ainda de referir a impermeabilização dos solos em zonas consideráveis da área contígua à Ribeira da Jarda, em virtude da intensa construção, ou junto ao IC19, em plena área de solos de elevado valor ecológico desenvolvidos no Complexo Vulcânico de Lisboa cujo abandono agrícola e

falta de reconversão de uso conduzem a erosão. As áreas em *Intergrade* para Morfogênese I (14,8 % da área total) aparecem associadas a solos muito delgados, à presença de afloramentos rochosos (Fig. 5b), declives superiores a 16 % e à escassa produção de biomassa, ou associadas à exploração pecuária que leva à compactação do solo por pisoteio, desencadeando processos erosivos, com perda do solo e da água.

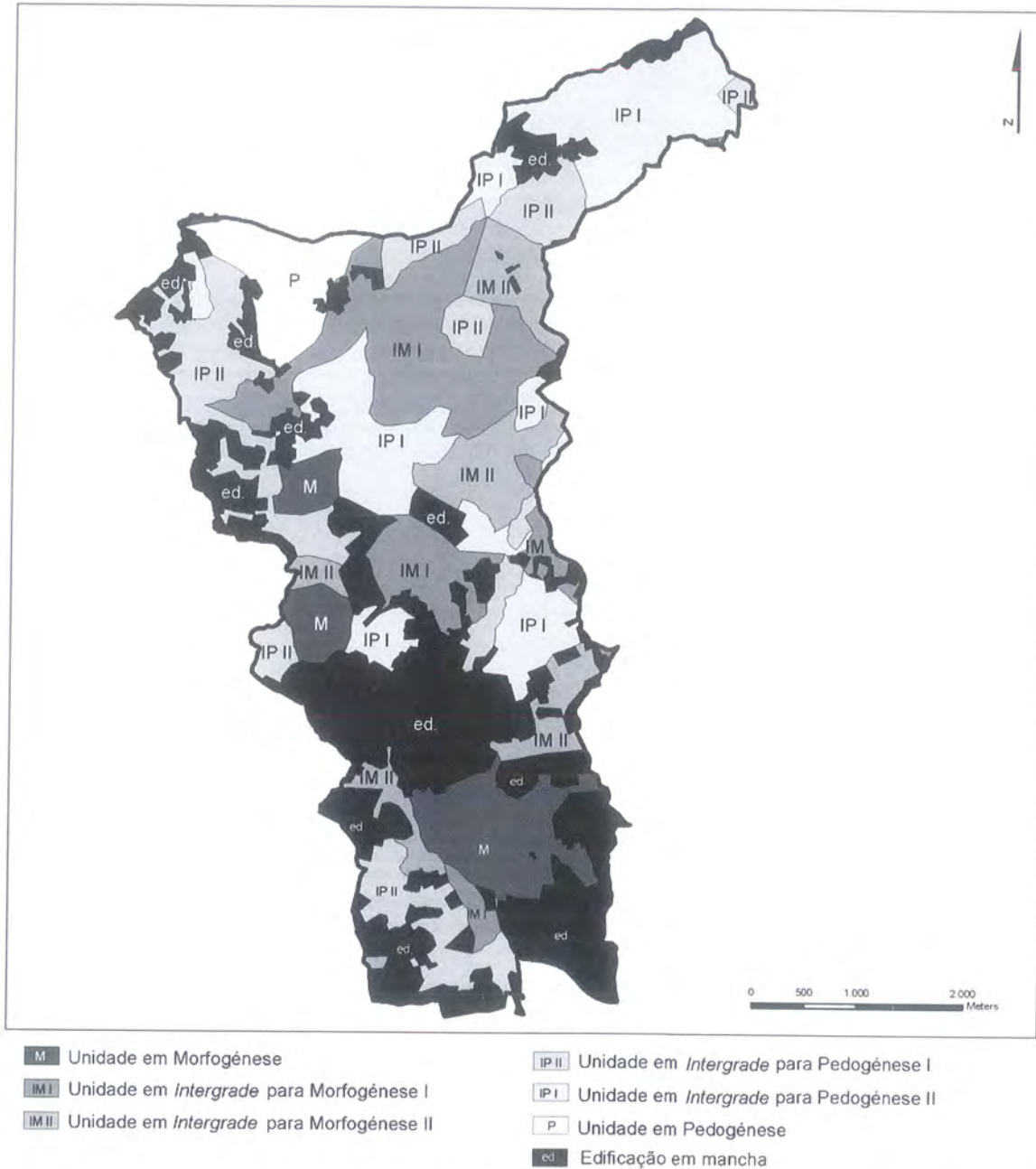


Figura 4 – Tipos de dinâmica geomorfológicas da paisagem, avaliados através do balanço morfogênese/pedogênese, da bacia hidrográfica da Ribeira da Jarda.

Figure 4 – Landscape Geomorphologic Dynamics types of hydrographic Jarda basin, based on the rate between the morphogenetic and pedogenetic processes.



Figura 5 – Áreas em forte instabilidade no Perímetro Militar do Quartel da Carregueira: (a) Vertente em Morfogénese, após incêndio de 2004, com decapitação do perfil do solo e erosão polimórfica. (b) Vertente da Ribeira da Jarda em *Intergrade* para Morfogénese I.

Figure 5 – Strong instability areas in the Military Perimeter of Carregueira: (a) Slope in Morphogenesis, after fire in 2004, with decapitation of soil profile and polymorphic erosion. (b) Slope of hydrographic Jarda basin in *Intergrade* to Morphogenesis I.

As unidades em *Intergrade* para Morfogénese II (8,8 % da área total) correspondem a áreas agrícolas que sofrem pressão urbana forte e onde se observam situações de impermeabilização ou degradação do solo (Fig. 6a). As áreas em *Intergrade* para Pedogénese II (14,9 % da área total) referem-se a zonas onde se observa erosão do solo, embora não muito intensa, e a cabeços bem vegetalizados, mas onde a pressão urbana representa, a muito curto prazo, uma ameaça ao equilíbrio ecológico. Também se incluem nesta classificação as zonas aluvionares com ocupação agrícola, junto à Ribeira da Jarda, cujo leito foi artificialmente reduzido a um gargalo (Fig. 6b).



Figura 6 – Áreas em instabilidade e estabilidade moderada: (a) Área agrícola a Norte de Massamá sujeita a forte pressão urbanística e classificada em *Intergrade* para Morfogénese II. (b) Leito da Ribeira da Jarda reduzido artificialmente e aluviões usadas para agricultura a Este de Mercês. Área em *Intergrade* para Pedogénese II.

Figure 6 – Moderate instability and stability Areas: (a) Agricultural area, in the north of Massamá, with strong urban pressure and classified as *Intergrade* to Morphogenesis II. (b) Bed of Jarda stream artificially reduced and alluviums used for agriculture, in the east of Mercês. *Intergrade* to Pedogenesis II area.

As unidades em *Intergrade* para Pedogénese I (18,0 % da área total) são áreas relativamente mais estabilizadas e compreendem zonas de declives acentuados, mas correctamente vegetalizadas com densidades e estratos de vegetação que protegem os solos da erosão (Fig. 7a) e margens da ribeira, que embora estejam protegidas com vegetação, nem sempre esta é a mais adequada. Nas áreas em Pedogénese (4,3 % da área total) observa-se uma correcta compartimentação da Paisagem, onde os campos agrícolas estão devidamente protegidos por vegetação arbórea e arbustiva que contribui para optimizar as condições microclimáticas e, em simultâneo, aumenta a diversidade biológica (Cabral & Telles, 1999) (Fig. 7b), onde há conservação do solo e da água e produção de biomassa.



Figura 7 – Áreas em estabilidade: (a) Vertente declivosa correctamente vegetalizada. Perímetro Militar do Quartel da Carregueira. *Intergrade* para Pedogénese I. (b) Compartimentação correcta da Paisagem em Casal do Condinho. Área em Pedogénese.

Figure 7 – Stability areas: (a) Steep slope with correct vegetation covering in the Military Perimeter of Carregueira. *Intergrade* to Pedogenesis I. (b) Correct landscape compartment with hedges and agriculture in Casal do Condinho. Area in Pedogenesis.

### 3.2. Estrutura Ecológica da Bacia da Ribeira da Jarda

A Estrutura Ecológica da Bacia da Ribeira da Jarda, delimitada no âmbito do Plano Verde de Sintra (Magalhães *et al*, 2005), (Fig. 8) integra as seguintes figuras: sistema húmido; solos de muito elevado e elevado valor ecológico; as áreas de máxima infiltração; áreas de recarga do aquífero de Vale de Lobos (CCDRLVT, 2001); vegetação natural e semi-natural com interesse para conservação; e as áreas declivosas com riscos de erosão do solo. Para a delimitação desta figura é necessário saber a partir de que limite de declive se considera a ocorrência de erosão do solo. Os estudos realizados por Cortez (1990) revelam que o máximo de erosão tolerável é de 150 megagramas por hectare e por ano e que este valor corresponde a 1,5 mm de espessura de solo por ano. Apesar do limiar depender da interação de diversos factores (como declive, vegetação, tipo de solo e substrato geológico) o modelo USLE (Universal Soil Loss Equation), elaborado por Wischemeir e Smith (1978), foi aplicado ao concelho de Sintra constatando-se que o limiar de 1,5 mm de perda de solo ocorre para valores de declive superiores a 16 %. Pelo que, se considerou este valor como o declive a partir do qual há risco de erosão do solo (Cortez & Campo, 2005). A inclusão destas áreas na Estrutura Ecológica garante, de uma forma expedita, a protecção das áreas de risco de erosão de solo.

A conservação e articulação com outras estruturas, como é o caso da estrutura cultural, e ocorrências na Paisagem (geomonumentos, património construído, áreas complementares, etc.) (Magalhães *et al*, 2002b), é determinante para a diversidade e regeneração dos sistemas naturais, conservação da água e do solo, a optimização das condições de conforto bioclimático, protecção da vegetação natural e semi-natural, contribuindo assim para o equilíbrio Homem-Natureza.

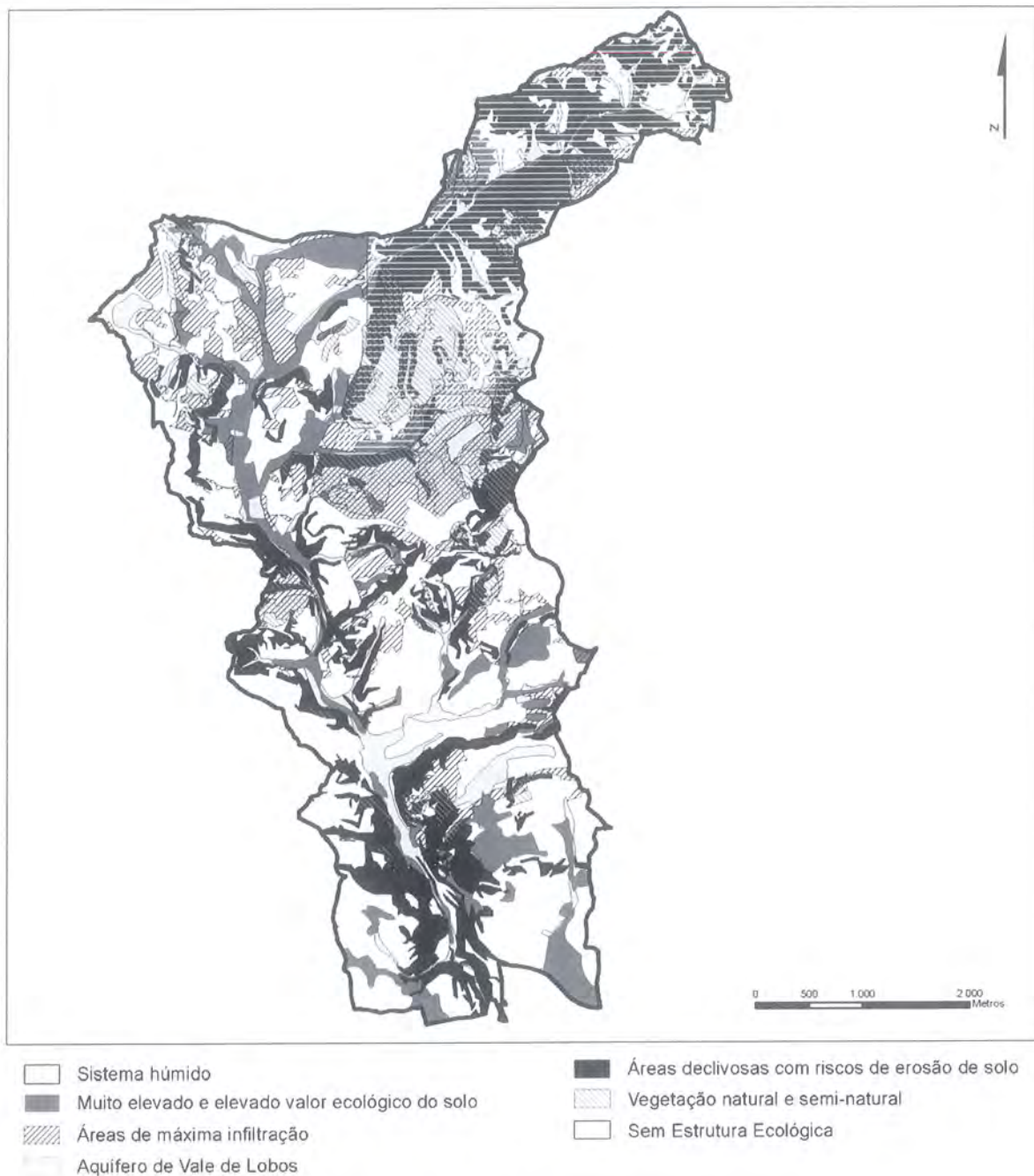


Figura 8 – Estrutura Ecológica da Bacia da Ribeira da Jarde.

*Figure 8 – Ecological Structure of hydrographic Jarde basin.*

### 3.3. Classes de Intervenção da Bacia da Ribeira da Jarda

A regulamentação de intervenções e usos da Paisagem, de acordo com a sua aptidão ecológica resulta da definição prévia de acções prioritárias de intervenção, a partir das unidades (tipos de dinâmicas geomorfológicas da Paisagem) resultantes do Balanço Morfogénese/Pedogénese. Essas acções prioritárias de intervenção resumem-se a acções de conservação, reconversão e recuperação da Paisagem.

As classes de intervenção na Paisagem, definidas de acordo com as dinâmicas que se fazem sentir, preconizam para as diferentes áreas uma intervenção urgente, média ou mínima, de acordo com a maior ou menor instabilidade observada. Assim sendo, definem-se três classes: a Classe 1 compreende as áreas em Morfogénese ou *Intergrade* para Morfogénese I; a Classe 2 abrange as áreas em *Intergrade* para Morfogénese II e *Intergrade* para Pedogénese II; e a Classe 3 compreende as áreas de maior estabilidade, ou seja, as áreas cartografadas em *Intergrade* para Pedogénese I e em Pedogénese. A Classe 1 determina uma urgência máxima de intervenção face à instabilidade identificada, e a Classe 2 uma urgência média de intervenção. Ambas as classes correspondem a acções de recuperação e/ou reconversão de usos. A Classe 3 compreende áreas estáveis, onde a intervenção deverá ser mínima e as acções a desenvolver deverão ser de conservação da Paisagem existente.

Estas classes de intervenção são depois aplicadas a cada uma das figuras da Estrutura Ecológica, atrás referidas. Assim, fazendo o cruzamento das classes de prioridade de intervenção com as várias figuras da Estrutura Ecológica, definem-se medidas de intervenção, bem como o seu grau de urgência.

A aplicação daquelas classes de intervenção ao Sistema Húmido indica o uso correcto deste sistema de modo a permitir a conservação do solo e da água, de acordo com as prioridades definidas. Esta intervenção passa pela conservação das margens e leitos de cheia das ribeiras utilizando vegetação adequada (espécies da galeria ripícola) e a manutenção da permeabilidade deste sistema.

Para os solos de elevado valor ecológico as medidas de intervenção passam também pela conservação do solo e da água, através da promoção de actividade agrícola, pois que estes solos apresentam características físicas, químicas e mineralógicas que lhes conferem fertilidade compatível com uma maior produção de biomassa. Essas actividades agrícolas deverão ser desenvolvidas através da aplicação de técnicas culturais correctas, tais como culturas segundo as curvas de nível, rotação de culturas e instalação de sebes de compartimentação.

Nas áreas de máxima infiltração e nas áreas sobrejacentes ao aquífero de Vale de Lobos (CCDRLVT, 2001) são fundamentais as práticas correctas para a conservação do solo e da água, de modo a promover a maior infiltração desta e conseqüentemente a alimentação do aquífero com água de boa qualidade. O uso correcto do solo passa pelo revestimento deste com vegetação autóctone em que os estratos arboreo, arbustivo e herbáceo estejam presentes. Em áreas mais vocacionadas para a agricultura, as práticas culturais devem facilitar a infiltração das águas, evitando-se o pastoreio ou o uso de maquinaria pesada que levam à compactação e conseqüente impermeabilização do solo e além disso, podem desencadear processos de erosão.

Nas áreas declivosas preconiza-se também a cobertura vegetal com os três estratos de vegetação. Em áreas agrícolas, as práticas culturais devem ser as apropriadas de modo a minimizarem o risco de erosão.

Para isso, as culturas devem ser realizadas segundo as curvas de nível e, quando necessário, deve haver armação em socalcos ou terraços.

Nas áreas com vegetação natural e semi-natural a conservação do solo e da água é fulcral para manter e promover o desenvolvimento destas espécies vegetais.

#### 4. CONCLUSÕES

Cerca de 35 % da área definida na Estrutura Ecológica da Bacia da Ribeira da Jarda está em situação de instabilidade (Classe 1) (Fig. 9), pelo que a reconversão e a recuperação de usos do solo é urgente e as medidas a tomar devem contribuir para aumentar os processos de pedogénese.

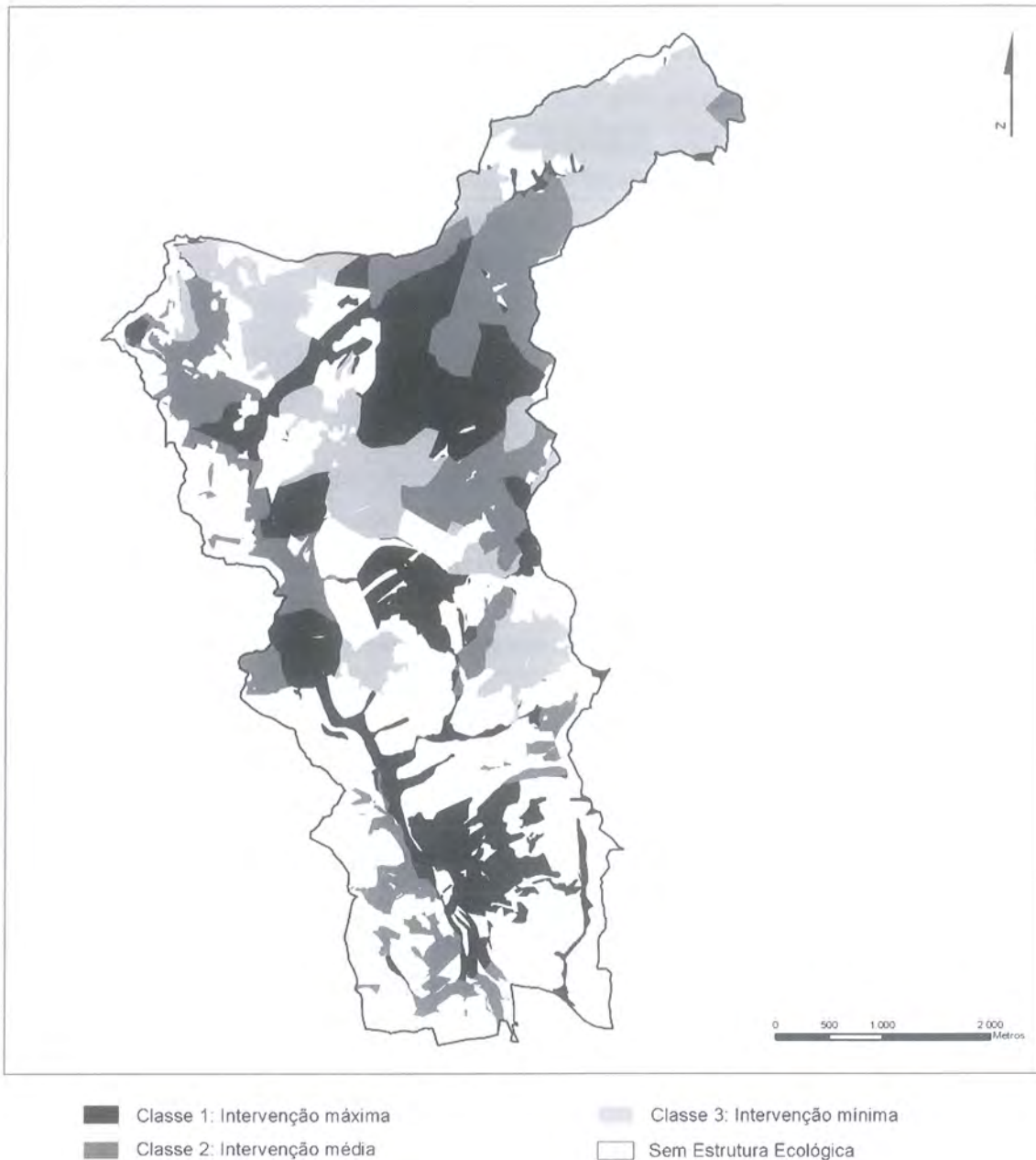


Figura 9 – Carta Síntese das Classes de Intervenção da Bacia da Ribeira da Jarda.

*Figure 9 – A Synthesis of Intervention Classes for hydrographic Jarda basin.*

Na classe intermédia (Classe 2) incluem-se 32 % da área cartografada como Estrutura Ecológica, sendo necessário aplicar aí medidas que intensifiquem a pedogénese. A Classe 3 que se refere a situações de estabilidade compreende cerca de 33 % da área da Estrutura Ecológica e as medidas a aplicar deverão ser as de conservação, de modo a que os processos de pedogénese continuem a dominar sobre os processos de morfogénese.

Na área de estudo merecem destaque as margens e leito da Ribeira da Jarda e ainda as zonas contíguas que devem ser alvo de recuperação urgente, assim como as vertentes mais declivosas que estão actualmente a sofrer intensos processos morfogenéticos.

Em síntese, os tipos de dinâmica geomorfológica da Paisagem, avaliados através do Balanço Morfogénese/Pedogénese, são uma importante ferramenta de diagnóstico e gestão da Paisagem que, em conjunto com a Estrutura Ecológica, permitem determinar as prioridades de intervenção nessa mesma Paisagem. A aplicação ao Ordenamento do Território traduz-se na implementação dessas medidas que regulamentam as intervenções e usos da Paisagem, de acordo com a sua aptidão ecológica e evolução temporal.

## BIBLIOGRAFIA

- Cabral, F. C. & Telles, G. R. (1999) – *A Árvore em Portugal*. Assírio & Alvim, Lisboa, 203p.
- CCDR-LVT (2001) – *Plano Regional de Ordenamento do território da Área Metropolitana de Lisboa*, 563p.
- Conselho da Europa (2000) – *The European Landscape Convention*.  
[http://www.coe.int/t/e/Cultural\\_Co-operation/Environment/Landscape/](http://www.coe.int/t/e/Cultural_Co-operation/Environment/Landscape/). [Acedido em 25 de Maio 2006].
- Cortez, N. (1990) – Carta de riscos de erosão potencial da bacia hidrográfica da Ribeira de Colares. Comparação com a carta de riscos de erosão actual. Sociedade Portuguesa da Ciência do Solo, Lisboa, *Pedon* 9: 162-175.
- Cortez, N. & Campo, S. L. (2005) – Solo. In Magalhães, M. M. R. (Coord.) – *Plano Verde do Concelho de Sintra*. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia, Centro de Estudos de Arquitectura Paisagista, Câmara Municipal de Sintra: p. 79-108.  
<http://www.cm-sintra.pt/Artigo.aspx?ID=4188>.
- Cristofaletti, A. (1980) – *Geomorfologia*. Edgard Blucher, 2ª Edição, 188p.
- Decreto-Lei n.º 380/99 de 22 de Setembro de 1999 DR 222/99 SÉRIE I-A.
- IGM (1998) – *Carta Geológica de Sintra*, Versão digital. Folha 34-A.
- IHERA (2000) – *Carta de Solos*, Versão digital. Folhas n.º 416, 430
- Lei n.º 11/87 de 7 de Abril de 1987 DR 81/87 – SÉRIE I.
- Magalhães, M. M. R. (1993) – Ecological structure for Lisbon. *Ekistics*, 360/361: 159-166.
- Magalhães, M. M. R. (2001) – *A Arquitectura Paisagista morfologia e complexidade*. Editorial Estampa, 525p.
- Magalhães, M. M. R.; Silva, A. P. G.; Cunha, N. S.; Campo, S. L. (2002a) – Delimitação da Estrutura Ecológica Municipal de Loures. Métodos de Análise Espacial para Interpretação da Paisagem. *Actas do VII Encontro de Utilizadores de Informação Geográfica, 13 a 15 Novembro 2002*, Tagus Park, Oeiras, 17p.  
[http://www.igeo.pt/igeo/portugues/servicos/CDI/biblioteca/Publicacoes/IGP\\_files/esig\\_2002/papers/p038.pdf](http://www.igeo.pt/igeo/portugues/servicos/CDI/biblioteca/Publicacoes/IGP_files/esig_2002/papers/p038.pdf).
- Magalhães, M. M. R.; Abreu, M. M.; Cortez, N.; Lousã, M.; Espírito-Santo, D.; Costa, J. C.; Silva, P. G.; Campo, S.; Cunha, N. S. (2002b) – *Plano Verde do Concelho de Loures*. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia, Centro de Estudos de Arquitectura Paisagista, Câmara Municipal de Loures, 300p.  
<http://www.cm-sintra.pt/Artigo.aspx?ID=4188>.

- Magalhães, M. M. R.; Cunha, N. S.; Campo, S. L.; Abreu, M. M.; Pena, S. B.; Lousã, M.; Costa, J. C.; Mesquita, S.; Arsênio, P.; Cortez, N. (2005) – *Plano Verde do Concelho de Sintra*. Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior de Agronomia, Centro de Estudos de Arquitectura Paisagista. Câmara Municipal de Sintra, 332p.  
<http://www.cm-sintra.pt/Artigo.aspx?ID=4188>.
- Magalhães, M. M. R. (2006, em publicação) – Definição no Dicionário Histórico do MOPTC.
- Odum, E. P. (1988) – *Fundamentos de Ecologia*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 927p.
- Portaria n.º 138/2005 de 2 de Fevereiro de 2005 DR 23 /2005 SERIE I-A.
- Ramalho, M.; Pais, J.; Rey, J.; Berthou, P. Y.; Alves, C. A. M.; Palácios, T.; Kullberg, M. C. (1993) – *Notícia explicativa da Folha 34-A Sintra*. Serviços Geológicos Portugal. Lisboa, 77p.
- Telles, G. R. (Coord.) (1997) – *Plano Verde de Lisboa*. Colibri, 197p.
- Tricart, J. (1972) – *La Terre planète vivante*. Presses Universitaires de France, 184p.
- Tricart, J. (1978) – *Géomorphologie applicable*. Masson, Paris, 204p.
- Tricart, J. (1994) – *Écogéographie des Espaces Ruraux*. Nathan, Paris, 187p.
- Wischmeier, W. C. & Smith, D. D. (1978) – Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. *Agriculture Handbook n.º 537*, US Dept. Agric., Washington D.C.

# METODOLOGIAS DE ANÁLISE E REPRESENTAÇÃO



# A importância do processo de classificação de dados na cartografia: um exemplo na cartografia de susceptibilidade a movimentos de vertente.

*The classification data process in cartography: an example on landslide susceptibility maps.*

R. A. C. Garcia<sup>1, 2</sup>, J. L. Zêzere<sup>1</sup>, S. Cruz de Oliveira<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup> Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, racgarcia@yahoo.com, jlzezere@fl.ul.pt, cruzdeoliveira@gmail.com;

<sup>2</sup> Bolseiro da Fundação para a Ciência e a Tecnologia, Ministério da Ciência, Tecnologia e Ensino Superior.

**Resumo:** A expressão gráfica dos resultados de uma investigação é sem dúvida um dos passos mais importantes num estudo, pois é através de mapas que muitos dos resultados são divulgados e utilizados, nomeadamente no Ordenamento do Território. Apesar de muitas vezes ignorado, sobretudo com a automatização de processos que os Sistemas de Informação Geográfica permitem, o método de classificação de dados e número de classes utilizado para a elaboração de um mapa pode trazer à visualização dos resultados diferenças consideráveis. Com o intuito de verificar as desigualdades entre métodos de divisão em classes e de desenvolver um índice que permita avaliar qual o mais adequado a um objectivo específico, realizou-se um estudo comparativo da susceptibilidade a deslizamentos rotacionais na área da Bacia da Abadia (Torres Vedras, Portugal). Através dos resultados obtidos comprova-se que o processo de divisão em classes tem uma importância muito significativa na expressão cartográfica das avaliações de susceptibilidade, podendo-se elaborar mapas completamente diferentes e formalmente correctos, bastando para tal modificar o método de classificação de dados. O processo baseado nas taxas de sucesso é o método que apresenta resultados melhor adaptados à realidade, não obstante ser uma metodologia que se reveste de alguma subjectividade. Qualquer resultado obtido deve ser validado e criticamente avaliado, pelo que o conhecimento da área de estudo se torna imprescindível. Deste modo, fica provado que esta etapa de trabalho deve ser tida em conta e não realizada de forma displicente, uma vez que da sua correcta execução dependerá a boa interpretação dos resultados, podendo uma má opção na escolha da metodologia de divisão em classes fazer com que todo o trabalho realizado tenha sido em vão.

**Palavras-chave:** Classificação de dados, deslizamentos, mapas de susceptibilidade, taxas de sucesso.

**Abstract:** The graphical expression of the results obtained in research is one of the most important steps because many of them are represented by maps, mainly when will be used on territorial management. Nevertheless, be frequently mislaid mistreated, mostly because of the automatic procedures which Geographical Information Systems allows the classification data process and the number of classes used can take to the maps considerable differences. With the aim of identify the differences between types of classification data methods and develop an index that permit to evaluate which of them is the better one to serve our goals, a susceptibility to rotational landslides, in the Abadia Basin (Torres Vedras, Portugal), comparative study was done. By the results obtained it was proved that the classification of data in classes have an important influence on the susceptibility assessment research outcome, because with the same data base it's possible create several complete different maps only using and changing standard and acceptable data classification processes. The classification based on the success rates it was the one that had the better results of the capacity index and the map is the most adjusted to reality. However, each result should be validated and a critical analysis has to be done based on a indispensable field work and knowledge. With this work it was proved the importance of the classification data stage which shouldn't be done negligently because from the correct execution of that step depends the good interpretation of the results. A bad choice of the methodology used could obliterate all the previous research work.

**Keywords:** Data classification, landslides, susceptibility maps, success rates.

## 1. INTRODUÇÃO

A representação gráfica dos resultados de uma investigação é uma etapa de elevada importância na elaboração de trabalhos com base cartográfica. A eficiência da divulgação dos resultados e a sua

utilização, nomeadamente no Ordenamento do Território ou com fins pedagógicos, depende muito das opções tomadas durante esta fase. Esta questão é abordada neste trabalho no contexto da produção de mapas de susceptibilidade a movimentos de vertente.

Como se pode observar na figura 1, onde se representam, de modo simplificado, as fases de elaboração de um mapa de susceptibilidade, são diversas as etapas que condicionam os resultados finais.

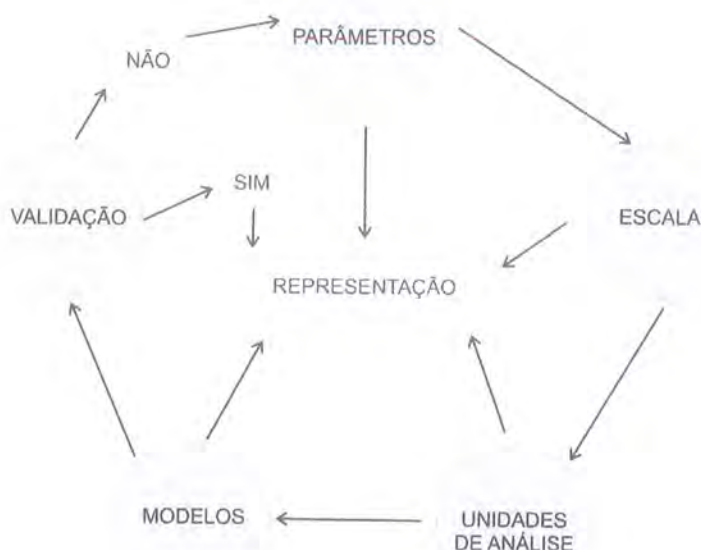


Figura 1 – Etapas de elaboração de um mapa de susceptibilidade.

*Figure 1 – Steps for execution of susceptibility maps.*

A escolha dos parâmetros a utilizar é em geral a primeira fase de um estudo, a que se segue o grau de pormenor a que será executado, com a escolha das escalas a usar. A definição das unidades de análise é a terceira etapa, sendo a sua definição baseada em critérios geomorfológicos (p.e.: cruzamento entre declives e litologia, sub-bacias hidrográficas, etc.) ou automáticos (p.e.: pixel). A definição das unidades de trabalho pode ser condicionada pela tipologia de técnicas que se vão utilizar, podendo estas ser de avaliação absoluta (geotécnicas, determinísticas), baseada nos parâmetros e relações físicas do terreno, ou de avaliação relativa (geomorfológicas), assentes na distribuição de movimentos e seu relacionamento com os factores condicionantes. A escolha destes métodos depende não só do objectivo final, mas das técnicas, meios e fundos que o investigador domina e tem ao seu dispor (Carrara, 1993). Os modelos relativos podem apoiar-se em métodos de avaliação directa (cartografia directa), fortemente condicionada pela experiência do investigador e por tal considerados de elevada subjectividade, ou em métodos de avaliação indirecta (indexação, análise estatística bivariada ou multivariada), relacionando de forma mais ou menos automática instabilidades e factores condicionantes, com a assunção de que os factores que geraram a instabilidade passada irão produzir os mesmos efeitos no futuro. Estes métodos têm a grande vantagem de poderem ser avaliados e validados logo após a sua elaboração, através de partições temporais, espaciais ou aleatórias das bases de dados, e não apenas aguardando pela ocorrência de novos eventos, como acontece com os métodos de cartografia directa. Consoante os resultados da

validação prossegue-se para o processo de representação ou ir-se-ão reformular uma ou várias das etapas anteriores, até que os resultados estejam de acordo com os objectivos a atingir.

A representação dos resultados é a última fase do trabalho, estando esta interligada e dependente de todas as anteriores. Contudo, também o trabalho realizado nas várias etapas será expresso de acordo com a qualidade da representação efectuada. As disparidades que se podem observar devido a este processo têm, muitas vezes, uma magnitude superior ao das registadas aquando da alteração de algum aspecto nas etapas precedentes à representação, daí a elevada importância desta tarefa.

No entanto, apesar dos inúmeros trabalhos em avaliação de susceptibilidade a movimentos de vertente que procuram comparar diferentes modelos de análise, escalas de trabalho, número de variáveis, entre outros parâmetros que podem auxiliar na melhora de resultados de um modelo, só muito raramente se encontra uma referência ao método como foi executada a classificação de dados que originou determinado mapa. Com o aparecimento dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e de *softwares* estatísticos, as divisões em classes são realizadas de uma forma rápida, quando não automática e displicente, não havendo qualquer interpretação crítica dos seus resultados.

Assim, através deste artigo pretende-se: (i) demonstrar como a etapa de classificação de dados pode influir no mapa de susceptibilidade; e (ii) indicar uma forma de avaliar a representação mais adequada em função dos objectivos da investigação a realizar, através da comparação de vários mapas de susceptibilidade a movimentos de vertente na bacia da Abadia (Torres Vedras).

## 2. ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO E METODOLOGIA

A depressão da Abadia é uma pequena bacia hidrográfica (7 km<sup>2</sup>), situada cerca de 4 km a Este de Torres Vedras (Fig. 2).

Segundo Garcia (2002), a área em estudo corresponde estruturalmente a um anticlinal esventrado, de direcção NE-SW, estando o eixo ligeiramente deslocado para NW em relação ao centro da depressão. Talhada maioritariamente em margas e argilas (Complexo da Abadia), a depressão é dominada por cornijas calcárias (Complexo Corálico do Amaral), sendo ambas as formações de idade Kimeridgiana (Jurássico Superior).

A área em estudo, caracteriza-se, em termos morfológicos, por vertentes de perfil longitudinal côncavo, por vezes interrompido por rechãs, associadas a intercalações de arenitos no Complexo da Abadia. Estas vertentes apresentam uma dissimetria, sendo a vertente exposta a SE de maior comprimento e declive médio inferior. Contudo, devido ao contacto falhado entre o complexo da Abadia e os calcários do Amaral, o sector montante desta vertente apresenta dos declives mais acentuados de toda a área em estudo (superiores a 25°). No conjunto, são os declives moderados (5°-15°) que predominam, sendo observados em cerca de 50 % da depressão.

A bacia (ordem 4 de acordo com a hierarquia de Strahler) drenada pelo rio Sangue, único curso de água permanente, apresenta uma densidade de drenagem de cerca 4 km/km<sup>2</sup>.

O levantamento geomorfológico da área, baseado em interpretação de fotografias aéreas (1:15 000 e 1:26 000), ortofotomapas (1:10 000) e observações de campo apoiadas em cartografia de grande escala (1:2 000), realizadas entre Março de 2000 e Maio de 2001, permitiu identificar 105 movimentos de

vertente (94 000 m<sup>2</sup> de área instabilizada), dos quais 44 são deslizamentos rotacionais (Fig. 3), que representam 73,5 % da superfície instabilizada na bacia.

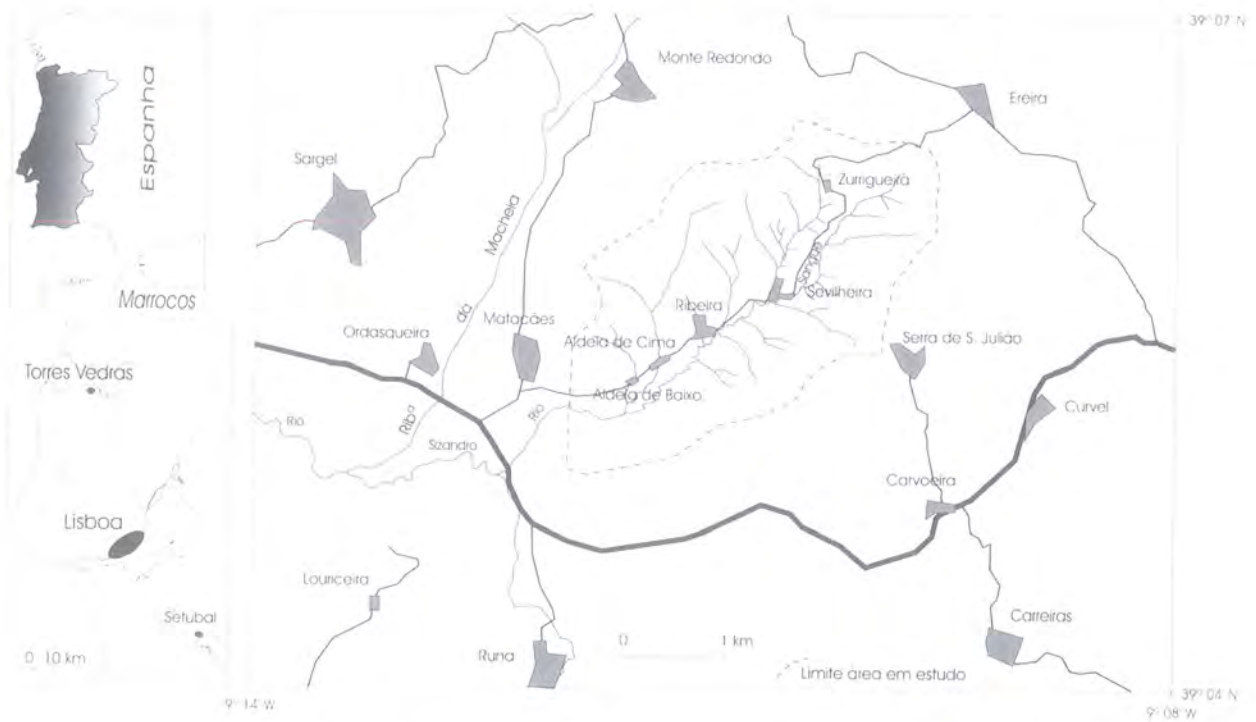


Figura 2 – Localização da área de estudo (Torres Vedras, Portugal).

Figure 2 – Location of the study area (Torres Vedras, Portugal).

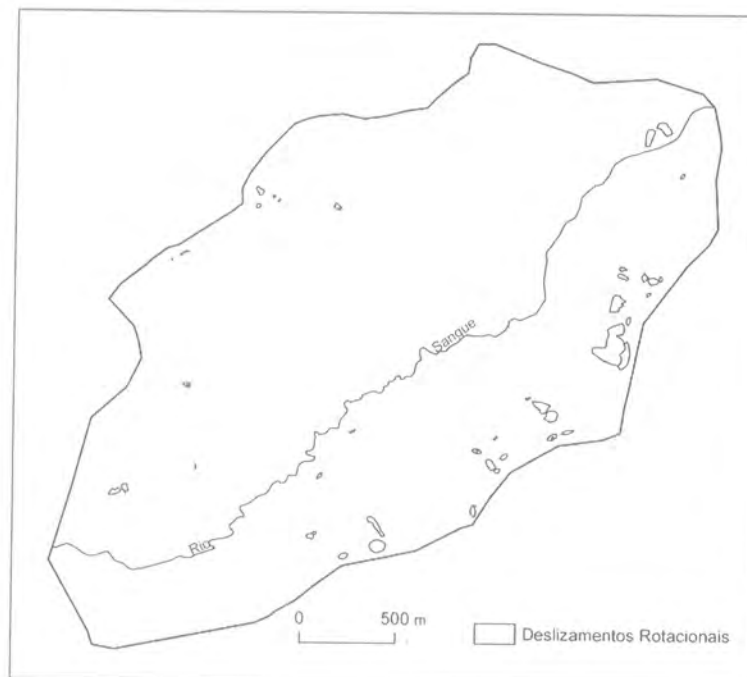


Figura 3 – Distribuição dos deslizamentos rotacionais na Bacia da Abadia.

Figure 3 – Rotational landslides distribution in Abadia Basin.

O Quadro 1 apresenta as variáveis consideradas no processo de avaliação de susceptibilidade aos movimentos de vertente rotacionais, tendo sido registados, através da sobreposição dos mapas de cada variável, para cada uma das 265 910 unidades de terreno (UT = pixel 5 x 5 m), quais as classes presentes.

Quadro 1

Factores condicionantes considerados na avaliação da susceptibilidade a deslizamentos rotacionais na Bacia da Abadia.

Table 1  
Predispositional factors used for rotational landslides susceptibility assessment on the Abadia Basin.

Variáveis <i>Variables</i>	Classes <i>Classes</i>
<b>Litologia</b> <i>Litology</i>	UL1 – Margas e argilas
	UL2 – Arenitos e conglomerados
	UL3 – Calcários
	UL4 – Calcários com intercalações greso-margosas
	UL5 – Basaltos
	UL6 – Aluviões
<b>Declive</b> <i>Slope angle</i>	D1 – 0° - 2°
	D2 – 2° - 5°
	D3 – 5° - 10°
	D4 – 10° - 15°
	D5 – 15° - 20°
	D6 – 20° - 25°
	D7 – 25° - 30°
	D8 - > 30°
<b>Perfil transversal da vertente</b> <i>Transversal profile of slope</i>	P1 – Rectilíneo
	P2 – Côncavo
	P3 – Convexo
	P4 – Áreas planas
<b>Morfoestrutura</b> <i>Structure</i>	M1 – Vertente cataclinal
	M2 – Outras vertentes
<b>Exposição</b> <i>Slope aspect</i>	E1 – N
	E2 – NE
	E3 – E
	E4 – SE
	E5 – S
	E6 – SW
	E7 – W
	E8 – NW
	E9 – Sem exposição
<b>Coberto vegetal e uso do solo</b> <i>Land use and land cover</i>	CVUS1 – Inculto (herbáceo)
	CVUS2 – Inculto (arbóreo) e matagal
	CVUS3 – Cultivado (cereais)
	CVUS4 – Cultivado (vinha)
	CVUS5 – Socalcos (sem plantação ou plantação recente)
	CVUS6 – Vegetação porte arbóreo
	CVUS7 – Povoações e infra-estruturas antrópicas
<b>Cursos de água</b> <i>Streams</i>	R1 – Presença
	R2 – Ausência
<b>Estradas / caminhos</b> <i>Roads (municipality / unclassified)</i>	EC1 – Presença
	EC2 – Ausência

A avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos rotacionais, foi realizada utilizando o processo da análise discriminante. Este método estatístico multivariado pretende identificar inter-relações entre indivíduos de uma população e através destas explicar o comportamento de um determinado grupo, isto é, através das relações existentes entre os factores condicionantes “prever” se determinada unidade de terreno é susceptível de apresentar instabilidades de cariz rotacional ou não, minimizando os erros de classificação. Assim, registam-se para cada movimento os vários parâmetros que caracterizam os terrenos, as chamadas variáveis aleatórias multidimensionais (Santacana, 2001, p.85), sendo estes que o modelo terá em conta para justificar os diferentes comportamentos e assim calcular a função discriminante. A função discriminante é obtida através da seguinte fórmula:

$$D = d_1V_1 + d_2V_2 + \dots + d_nV_n \quad (\text{Eq. 1})$$

sendo: D – valor discriminante da função;  $d_i$  – coeficientes de classificação estimados;  $V_i$  – variáveis independentes.

Da aplicação da técnica à Bacia da Abadia resulta a atribuição de um *score* indicativo da susceptibilidade para cada uma das 265 910 unidades que constituem a área em estudo. Os resultados obtidos através da aplicação da análise discriminante, efectuada através do processo *Forward Stepwise*, aos movimentos rotacionais da depressão da Abadia são resumidamente apresentados no Quadro 2.

Quadro 2

Matriz de classificação das unidades de terreno quanto à susceptibilidade a deslizamentos rotacionais na Bacia da Abadia, resultante da análise discriminante.

Table 2

*Terrain units classification matrix resulting from rotational slides susceptibility assessment in the Abadia Basin, using discriminant analysis.*

Grupo actual <i>Real group</i>	Grupo predito (%) <i>Predicted group (%)</i>	
	Estável <i>Stable</i>	Instável <i>Unstable</i>
Estável <i>Stable</i>	87,9	13,1
Instável <i>Unstable</i>	40,3	59,7

Casos correctamente classificados/*Correctly classified cases*: 87,7 %.

A percentagem de casos correctamente classificados é muito satisfatória (87,7 %). As unidades de terreno actualmente estáveis mas classificadas como instáveis (13,1 %) podem indicar locais onde futuramente ocorrerão deslizamentos, uma vez que estas apresentam características idênticas às actualmente instáveis (59,7 %). Se, de uma forma geral, as unidades estáveis são bem discriminadas (87,9 %) o mesmo não acontece com as unidades instáveis onde cerca de 40% são mal classificadas. No entanto, estes resultados seriam de esperar uma vez que o método apresenta algumas limitações, sobretudo quando não se teve o cuidado de só utilizar variáveis que não se interrelacionem e apresentem distribuições normais (Norusis, 1985 *in* van Asch & Mulder, 1991; Santacana, 2001; Garcia, 2002), não sendo a discussão destes resultados objecto deste trabalho.

Não obstante os resultados menos conseguidos na classificação automática de unidades de terreno, ao validarmos a fiabilidade das inter-relações entre variáveis utilizadas no modelo e sua eficácia preditiva,

através da curva de sucesso (Fig. 4), verifica-se que os resultados são bastante aceitáveis. Esta curva permite, ainda, estimar as probabilidades de ocorrência de futuros movimentos, por classe de susceptibilidade, facto indispensável para se utilizarem estes mapas no cálculo do risco (Fabri *et al*, 2002).

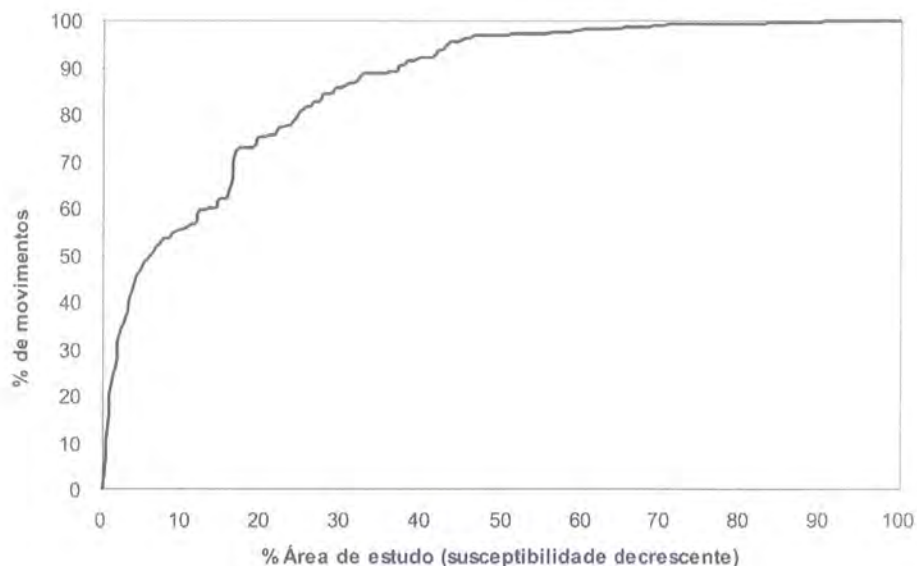


Figura 4 – Curva de sucesso do método da análise discriminante aplicado aos deslizamentos rotacionais na Bacia da Abadia.

Figure 4 – Success rate from discriminant analysis applied to rotational landslides of Abadia Basin.

Na construção destas curvas é necessário calcular dois rácios com as seguintes formulações:

$$R\acute{a}c\acute{i}o1 = \frac{U_s}{U_t} * 100 \quad (\text{Eq. 2}) \qquad R\acute{a}c\acute{i}o2 = \frac{U_{ms}}{U_m} * 100 \quad (\text{Eq. 3})$$

sendo que o rácio 1 relaciona o número de unidades de terreno seleccionadas ( $U_s$ ) com o número total de unidades da área em estudo ( $U_t$ ), i.e., a percentagem da área estudada, geralmente representada nas abcissas por ordem decrescente de susceptibilidade. O rácio 2 calcula a percentagem de movimentos validados, relacionando o número de unidades seleccionadas com movimentos ( $U_{ms}$ ) e o número total de unidades instabilizadas na área estudada ( $U_m$ ).

Assim, através da análise do gráfico pode-se constatar que com os 5 % das unidades de maior susceptibilidade se conseguem justificar quase 50 % dos movimentos. Por outro lado, se seleccionarmos a metade de unidades de terreno mais susceptíveis, consegue-se abranger mais de 97 % dos movimentos ocorridos, o que é na realidade um resultado bastante satisfatório.

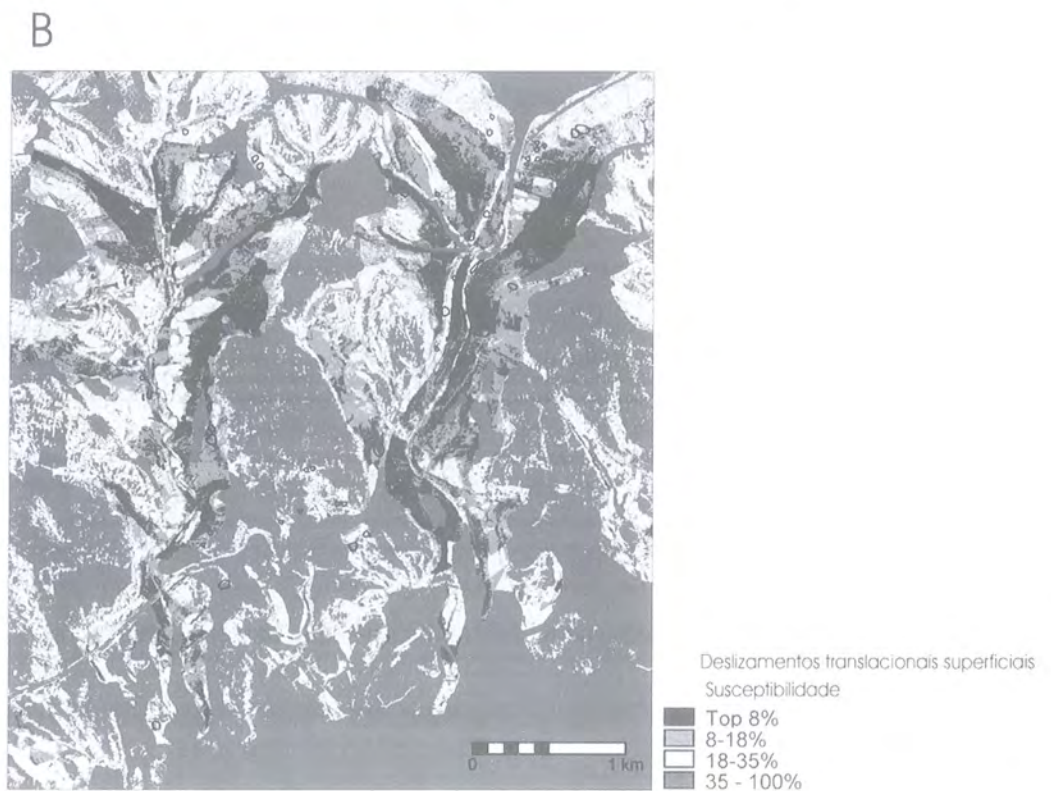
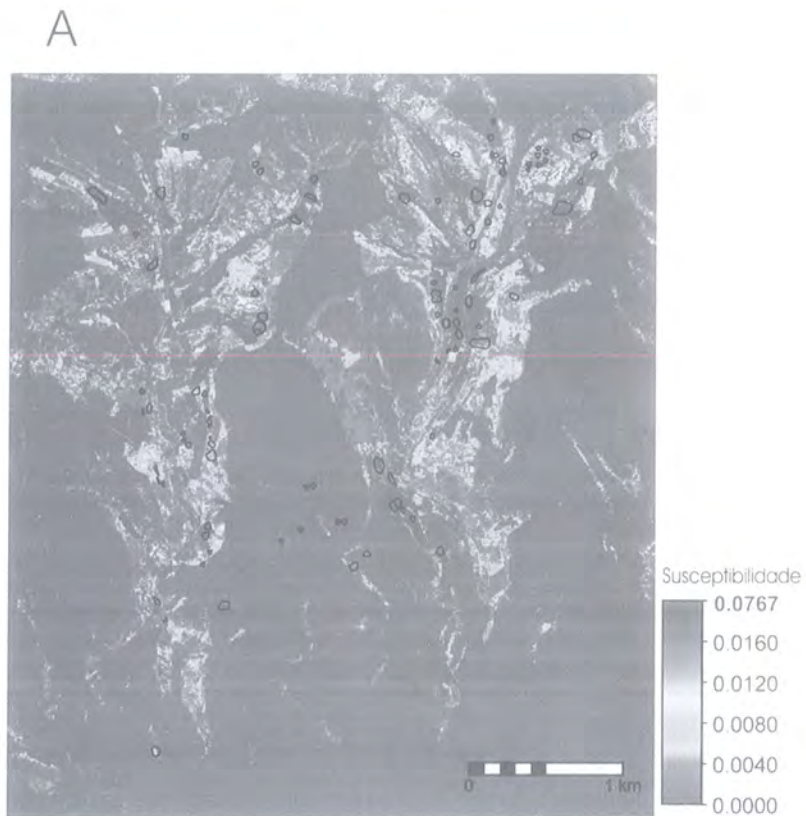


Figura 5 – Exemplos de mapas de susceptibilidade a deslizamentos. (A) Não classificado, (B) classificado (Adaptado de Zêzere et al, 2004).

Figure 5 – Shallow translational slides susceptibility maps examples. (A) Non classified map. (B) Classified map (Zêzere et al, 2004 adaptation).

### 3. MAPAS DE SUSCEPTIBILIDADE E O PROCESSO DE CLASSIFICAÇÃO DE DADOS

O processo de classificação de dados, vulgo divisão em classes, é sem dúvida uma etapa extremamente importante na elaboração de mapas de susceptibilidade, quer seja dos dados de base do modelo quer dos seus resultados. Como se pode observar na figura 5, a não classificação dos dados pode levar a uma interpretação difícil ou tornar inadaptado um trabalho de investigação rigoroso e coerente quando se pensa na sua aplicação prática. Na realidade o mapa classificado (B) apresenta uma simplificação e menor pormenor do que o mapa não classificado (A). Contudo, na maioria das situações práticas da sua aplicação, a perda de informação que se verifica devido à generalização e agrupamento de dados realizada no processo de divisão em classes, não é significativa tendo em conta o objectivo final do mapa. No exemplo estudado a seguir, utilizam-se sempre os mesmos dados de base, i.e. variáveis e modelo estatístico não sofrem qualquer modificação; o que muda é apenas o método de divisão em classes utilizado, procurando-se que o mapa de susceptibilidade final tenha 4 classes.

No Quadro 3 podem observar-se os limites das classes para a elaboração dos mapas de susceptibilidade a deslizamentos rotacionais, de acordo com 6 métodos de classificação de dados, formal e estatisticamente correctos, que se descrevem em seguida:

- A) Igual número de UT – método que divide a área em 4 partes iguais (quartis), apresentando cada classe o mesmo número de unidades de terreno;
- B) Igual amplitude – tendo em conta os valores máximo e mínimo dos *scores*, resultantes da análise discriminante, criam-se 4 classes com igual amplitude;
- C) Distribuição de todas as UT – limitação das classes baseada no diagrama de dispersão de todos os valores dos *scores* discriminantes;
- D) Distribuição das UT instáveis – método assente na dispersão dos *scores* das unidades que apresentam instabilidade;
- E) UT instáveis nos níveis elevados – adaptação do método do diagrama de dispersão, forçando que todas as unidades de terreno com instabilidade se encontrem nas duas classes de susceptibilidade mais elevada (forte e muito forte);
- F) Curva de sucesso – os limites de classe são demarcados com base na análise das rupturas de declive da curva de sucesso (Fig. 4) e dos valores que a originaram.

Os dois primeiros métodos são processos estritamente estatísticos, onde quem realiza o estudo não terá qualquer influência, para além da definição do número de classes, pelo que se podem considerar de subjectividade reduzida. No entanto, o mesmo não ocorre nos restantes métodos onde, quer seja baseado nas distribuições dos *scores* discriminantes das UT ou nos valores da taxa de sucesso, a influência de quem realiza esta operação nos resultados finais é elevada, pelo que a sua subjectividade é superior aos métodos puramente estatísticos.

Numa análise geral dos resultados facilmente se depreende que cada modelo tem valores limite de classes muito diferenciados, não obstante a manutenção do número das mesmas.

Analisando a figura 6, que representa os resultados da aplicação dos vários métodos de classificação de dados aos mapas de susceptibilidade a deslizamentos rotacionais na Bacia da Abadia, verifica-se que as diferenças são muito significativas. Na realidade, ao compararmos, por exemplo, o mapa em que todas as

unidades de terreno instáveis se encontram nas classes de susceptibilidade forte ou muito forte, observa-se visualmente nos mostra uma realidade completamente diferente da dos outros mapas.

Com base na figura 6 duas questões se colocam: “Qual é o mapa mais correcto?” e “Qual o melhor mapa?”.

Quadro 3

Limites de classes de susceptibilidade obtidos segundo diferentes métodos de classificação dos scores da análise discriminante aplicada aos deslizamentos rotacionais da Bacia da Abadia.

Table 3

*Susceptibility classes limits obtain by different discriminant analysis scores classification to rotational landslides in the Abadia Basin.*

	A	B	C
<b>Classes de susceptibilidade</b> <i>Susceptibility Classes</i>	<b>Igual número de UT</b> <i>Equal number of TU</i>	<b>Igual amplitude</b> <i>Equal range</i>	<b>Distribuição de todas as UT</b> <i>TU distribution</i>
<b>Reduzida ou nula</b> <i>Low or null</i>	≥ 0,6399	≥ 0,3845	≥ 1,0005
<b>Moderada</b> <i>Moderate</i>	0,3055 a 0,6398	-1,2464 a 0,3844	0,0005 a 1,0004
<b>Forte</b> <i>High</i>	-0,3574 a 0,3054	-2,8764 a -1,2465	-0,9994 a 0,0004
<b>Muito forte</b> <i>Very high</i>	≤ -0,3575	≤ -2,8765	≤ -0,9995
	D	E	F
<b>Classes de susceptibilidade</b> <i>Susceptibility classes</i>	<b>Distribuição das UT Instáveis</b> <i>Unstable TU distribution</i>	<b>UT instáveis nos níveis elevados</b> <i>Unstable TU in high susceptibility classes</i>	<b>Curva de sucesso</b> <i>Success rate curve</i>
<b>Reduzida ou nula</b> <i>Low or null</i>	≥ 0,0005	≥ 2,0005	≥ 0,1825
<b>Moderada</b> <i>Moderate</i>	-0,9994 a 0,0004	0,9995 a 2,0004	-0,5514 a 0,1824
<b>Forte</b> <i>High</i>	-2,9994 a -0,9995	-0,9994 a 0,9994	-2,4224 a -0,5515
<b>Muito forte</b> <i>Very high</i>	≤ -2,9995	≤ -0,9995	≤ -2,4225

UT – Unidades de Terreno / TU – Terrain Units.

A resposta à primeira questão, e tendo em conta exclusivamente as técnicas utilizadas para a elaboração dos mapas, seria “Todos”. Na verdade, não existe um mapa mais “correcto” que os outros, desde que as técnicas sejam bem aplicadas; pode é, neste caso, haver métodos que serão mais adaptados à realidade que estudamos. Pode ser desaconselhável, ou menos lógico, utilizar métodos puramente estatísticos neste tipo de mapas, uma vez que o critério de divisão em classes não tem qualquer relação com os tipos de variáveis que se analisam, mas o procedimento não está errado. As metodologias que têm em conta a existência de movimentos são, à partida, aquelas que representam uma melhor imagem da realidade, uma vez que se baseiam em factos reais e não apenas em análises de frequência ou de amplitude. Incluem-se nestes métodos: a classificação de dados baseada na distribuição dos scores das unidades de terreno instabilizadas; a divisão, mais conservadora, que engloba nas duas classes mais susceptíveis todas as unidades com movimentos; e a interpretação das taxas de sucesso.

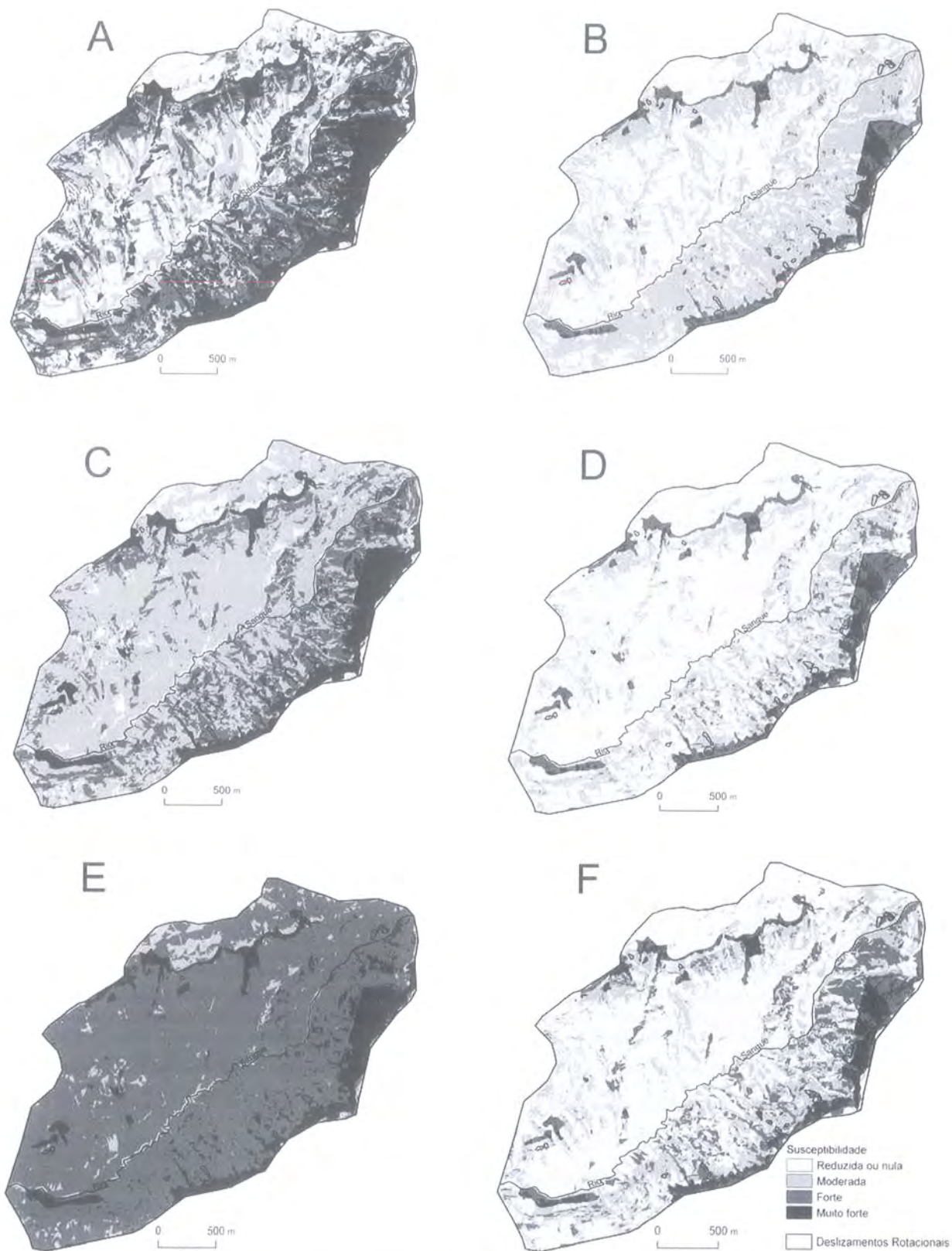


Figura 6 – Mapas de susceptibilidade a deslizamentos rotacionais na Bacia da Abadia utilizando diferentes métodos de classificação de dados. **A** – Igual número de UT; **B** – Igual amplitude; **C** – Distribuição de todas as UT; **D** – Distribuição das UT instáveis; **E** – UT instáveis nos níveis elevados; **F** – Curva de Sucesso.

Figure 6 – Rotational slides susceptibility maps in the Abadia Basin using different methods of data classification. **A** – Equal number of TU; **B** – Equal range; **C** – TU distribution; **D** – Unstable TU distribution; **E** – Unstable TU in High susceptibility classes; **F** - Success rate curve.

No que diz respeito à segunda questão, a resposta é mais complicada e dependerá sempre do objectivo que se pretende atingir. Contudo, o mapa que tem todos os movimentos nas áreas de susceptibilidade mais elevada não é obrigatoriamente o melhor, pelo contrário, principalmente se essa condição acarretar a existência de um elevado número de “falsos positivos” (áreas sem movimentos classificadas como instáveis), como acontece no mapa E (Fig. 6). O mapa ideal é aquele que consegue ter o maior número de movimentos nas classes mais susceptíveis, mas tendo estas a menor área possível, aumentando deste modo a respectiva capacidade preditiva. Uma análise de “custo-benefício” do alargamento da área de uma classe torna-se imprescindível aquando da aplicação destes mapas ao planeamento e ordenamento do território.

Tendo em conta esta premissa e a distribuição dos movimentos, em termos visuais, facilmente se conclui o exagero da área ocupada pelas classes moderada, forte e muito forte do mapa C, com a quase inexistência de áreas com susceptibilidade reduzida ou nula. Este resultado deve-se à distribuição bimodal dos *scores* das unidades instabilizadas e à adopção de um critério onde a probabilidade de errar é quase nula, revelando-se demasiado conservador (Garcia, 2002, p.116).

Contudo, só com um conhecimento de campo muito pormenorizado, e mesmo assim por vezes insuficiente, se poderiam avaliar de forma clara os restantes mapas, uma vez que todos apresentam problemas e virtudes.

A tabulação de dados e a utilização de índices que avaliem a capacidade preditiva das classes obtidas auxilia na escolha do mapa mais adequado aos objectivos, com menor subjectividade. No Quadro 4 apresentam-se os resultados de um índice que permite comparar a capacidade “preditiva” de cada classe (Eq. 4):

$$I = \log \left( \frac{Pd/Pdt}{Ac/At} \right) \quad (\text{Eq. 4})$$

sendo: Pd – número de pixels deslizados na classe; Pdt – total de pixels deslizados na área em estudo; Ac – área da classe (em número de pixels); At – área total em estudo (em pixels).

O índice de capacidade preditiva das classes (Eq. 4), resulta da ponderação entre a importância que a classe tem na explicação dos movimentos (Pd/Pdt) e a importância da classe na área total (Ac/At), sendo que tanto melhor é o índice quanto mais elevado o seu valor. A utilização do logaritmo natural permite uma normalização dos dados e, por outro lado, possibilita uma comparação dos resultados de cada classe com a densidade média de movimentos da área, i.e., classes com sinal positivo indicam maior justificação do que a média e classes com sinal negativo valores inferiores à média.

Assim, da análise do quadro 4 podemos mais uma vez concluir que não é a classe muito forte que tem mais pixels deslizados (2 261, no método “A”) aquele que apresenta uma melhor capacidade preditiva (0,51) uma vez que a área dessa classe é muito elevada. Pelo contrário, é o método que apresenta menor superfície instabilizada na classe mais susceptível (Método “F” - 908 pixels) que tem o melhor índice de predição (1,22) uma vez que a área dessa classe é a mais diminuta. Ao avaliarmos as duas classes de susceptibilidade mais elevada verificamos que os maiores valores são obtidos através da curva de sucesso (Método “F”: MF=1,22; F=0,43), seguido pela distribuição das unidades de terreno instáveis (Método “D”: MF=1,14; F=0,37) e classificação por igual amplitude (Método “B”: MF=1,10; F=0,34). Se os

dois primeiros métodos, embora de maior subjectividade, não surpreendem, tendo em conta que se baseiam na distribuição das áreas deslocadas, o processo de classificação de igual amplitude é puramente estatístico, pelo que o bom resultado do método pode dever-se a casualidade estatística necessitando, por isso, de validação com outros estudos comparativos.

Quadro 4

Índice de capacidade preditiva das classes de susceptibilidade a deslizamentos rotacionais da Bacia da Abadia.

Table 4  
Predictive index of susceptibility classes to rotational landslides in the Abadia Basin.

Classes de susceptibilidade <i>Susceptibility classes</i>	A Igual número de UT <i>Equal number of TU</i>			B Igual amplitude <i>Equal range</i>			C Distribuição de todas as UT <i>TU distribution</i>		
	Pd	Ac*	I	Pd	Ac	I	Pd	Ac	I
Reduzida ou nula <i>Low or null</i>	22	66 544	-1,50	74	121 245	-1,23	0	16 893	
Moderada <i>Moderate</i>	58	66 752	-1,08	1 157	117 496	-0,02	304	153 820	-0,72
Forte <i>High</i>	422	65 752	-0,21	421	18 694	0,34	809	61 918	0,10
Muito forte <i>Very high</i>	2 261	66 862	0,51	1 111	8 475	1,10	1 650	33 279	0,68
Área abaixo da curva (AAC) <i>Area under the curve</i>		<b>0,820</b>			<b>0,827</b>			<b>0,821</b>	

\*A área de cada classe não é exactamente igual devido ao valor do limite de classe ser registado em várias unidades de terreno que não devem ser separadas tendo as mesmas características.

Classes de susceptibilidade <i>Susceptibility Classes</i>	D Distribuição das UT Instáveis <i>Unstable TU distribution</i>			E UT instáveis nos níveis elevados <i>Unstable TU in High susceptibility classes</i>			F Curva de sucesso <i>Success rate curve</i>		
	Pd	Ac	I	Pd	Ac	I	Pd	Ac	I
Reduzida ou nula <i>Low or null</i>	304	170 713	-0,77	0	7		86	142 263	-1,24
Moderada <i>Moderate</i>	809	61 918	0,10	0	16 895		665	78 443	-0,09
Forte <i>High</i>	630	26 091	0,37	1 113	215 729	-0,30	1 104	39 887	0,43
Muito forte <i>Very high</i>	1 020	7 188	1,14	1 650	33 279	0,68	908	5 317	1,22
Área abaixo da curva (AAC) <i>Area under the curve</i>		<b>0,832</b>			<b>0,749</b>			<b>0,860</b>	

UT – Unidades de Terreno / TU – Terrain Units; Pd – N.º pixeis deslocados; Ac – N.º pixeis da classe; I – Índice.

No entanto, estes índices apenas permitem a comparação entre classes. A avaliação da qualidade preditiva global de cada um dos métodos utilizados foi efectuada recorrendo à construção das respectivas curvas preditivas (Fig. 7) e ao cálculo das “Áreas Abaixo da Curva (AAC)” correspondentes (Gorservski et al, 2000; Bi & Bennett, 2003), através da seguinte fórmula (Eq. 5):

$$AAC = \sum_{i=1}^n \left[ (L_{S_i} - L_i) * \frac{a_i + b_i}{2} \right] \quad (\text{Eq. 5})$$

sendo:  $(Ls_i - L_i)$  – amplitude da classe;  $a_i$  – valor da ordenada correspondente a  $L_i$ ;  $b_i$  – valor da ordenada correspondente a  $Ls_i$ .

Os resultados da aplicação da equação (Eq. 5) estão expressos no Quadro 4. As AAC podem, teoricamente, variar entre 0 (mínima capacidade preditiva), e 1 (máxima capacidade preditiva). O valor de 0,5 representa o mínimo exigível a um modelo; isto é, por exemplo, com 70% da área estudada prever 70% dos movimentos. Porém, deve ter-se em conta que o valor total obtido através da Eq. 5, não dispensa a respectiva interpretação dos valores de cada classe.

Da análise da Figura 7 e dos dados do Quadro 4, verifica-se que o método cuja divisão em classes se baseia na curva de sucesso é o que apresenta o melhor resultado (AAC = 0,860). Por sua vez, o método em que todos os movimentos são classificados nas classes de maior susceptibilidade (E) é o que apresenta o pior resultado (AAC = 0,749). Assim, comprova-se que o mapa que apresenta melhor relação entre a dimensão de áreas susceptíveis e o número de movimentos explicados é o baseado na curva de sucesso. Contudo, convém ter presente que a qualidade preditiva de qualquer modelo de susceptibilidade depende, acima de tudo, da qualidade dos dados usados na sua construção, nomeadamente a fiabilidade do inventário dos movimentos de vertente e o significado das variáveis independentes utilizadas enquanto factores condicionantes da instabilidade geomorfológica.

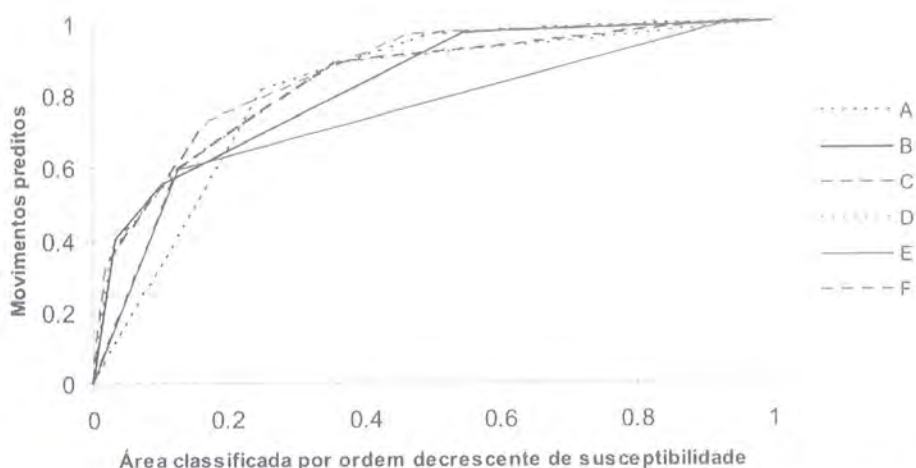


Figura 7 – Capacidade preditiva dos métodos de classificação de dados aplicados aos deslizamentos rotacionais na Bacia da Abadia. **A** – Igual número de UT; **B** – Igual amplitude; **C** – Distribuição de todas as UT; **D** – Distribuição das UT instáveis; **E** – UT instáveis nos níveis elevados; **F** – Curva de Sucesso.

Figure 7 – Prediction variation of classification data methods applied to rotational landslides of Abadia Basin. **A** – Equal number of TU; **B** – Equal range; **C** – TU distribution; **D** – Unstable TU distribution; **E** – Unstable TU in High susceptibility classes; **F** – Success rate curve.

#### 4. CONCLUSÃO

Os resultados obtidos neste trabalho comprovam que o processo de classificação de dados em classes é uma etapa muito importante e indispensável para a expressão cartográfica da avaliação de susceptibilidade, influenciando fortemente o produto final. De facto, aplicando o mesmo modelo preditivo poder-se-ão elaborar mapas completamente diferentes. Para tal, basta modificar o método de divisão em classes utilizado, sendo que qualquer deles é formalmente correcto. O melhor mapa de susceptibilidade não é o que apresenta maiores áreas nos níveis de susceptibilidade elevada, mas aquele que apresenta

uma melhor relação entre o maior número de movimentos preditos e a menor percentagem de área classificada como mais susceptível, contribuindo este facto para o aumento da respectiva capacidade preditiva. Para se identificar qual o melhor método é necessário avaliar esta relação para cada um dos mapas elaborados, com base em processos distintos de classificação de dados. A utilização de índices auxilia este processo mas não substitui uma análise crítica dos resultados, tendo em conta os objectivos a atingir e o indispensável conhecimento de campo da área em estudo. No trabalho apresentado, os valores de susceptibilidade são obtidos através da análise discriminante aplicada aos deslizamentos rotacionais da Bacia da Abadia. O processo de divisão em classes que origina mapas com melhores resultados é o método baseado na taxa de sucesso. O facto de ser um modo de classificação de dados mais subjectivo, quando comparado com os exclusivamente estatísticos, não lhe retira rigor ou correcção.

Deste modo, fica provado que esta etapa de trabalho deve ser tida em conta e não realizada de forma displicente, uma vez que da sua correcta execução dependerá a boa interpretação dos resultados, podendo uma má opção na escolha da metodologia de divisão em classes fazer com que todo o trabalho realizado tenha sido em vão. O uso adequado dos mapas e a sua utilidade são fortemente condicionados pelo procedimento de classificação de dados adoptado.

## BIBLIOGRAFIA

- Bi, J. & Bennett, K. P. (2003) – Regression Error Characteristic Curves. *Proceedings of the Twentieth International Conference on Machine Learning (ICML-2003)*, Washington DC, 8p.
- Carrara, A. L. (1993) – Uncertainty in evaluating landslide hazard and risk. In Nemeč, J.; Nigg, J. M.; Siccardi, F. (Eds.) – *Predictions and Perception of Natural Hazards*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 101-109.
- Fabbri, A. G.; Chung, C. F.; Napolitano, P.; Remondo, J.; Zêzere, J. L. (2002) – Prediction rate functions on landslide susceptibility applied in the Iberian Peninsula. *Risk Analyses 2002, Conference on computer simulation in risk analyses and hazard mitigation*.
- Garcia, R. A. C. (2002) – *Avaliação do Risco de Movimentos de Vertente na Depressão da Abadia (Torres Vedras)*. Tese de mestrado em Geografia Física e Ambiente, Universidade de Lisboa, 140p. + anexo cartográfico.
- Gorsevski, P. V.; Gessler, P.; Foltz, R. B. (2000) – Spatial Prediction of Landslide Hazard Using Logistic Regression and GIS. *4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4): Problems, Prospects and Research Needs*. Banff, Alberta, Canada
- Santacana, N. (2001) – *Análisis de la Susceptibilidad del Terreno a la Formación de Deslizamientos Superficiales y Grandes Deslizamientos Mediante el Uso de Sistemas de Información Geográfica. Aplicación a la Cuenca Alta del Río Llobregat*. Tese de doutoramento em Enginyeria del Terreny i Cartogràfica, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 399p.
- van Asch, T. W. J. & Mulder, H. F. H. M. (1991) – Statistical, geotechnical and hydrological approaches in landslide hazard assessment of mass movements. In UNESCO-ITC *Project on Mountain Hazard Mapping in Andean Environment using Geographical Information Systems*, Expert Workshop, Bogotá, 31p.
- Zêzere, J. L.; Reis, E.; Garcia, R.; Oliveira, S.; Rodrigues, M. L.; Vieira, G.; Ferreira, A. B. (2004) – Integration of spatial and temporal data for the definition of different landslide hazard scenarios in the area north of Lisbon (Portugal). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 4, European Geosciences Union, p. 133-146.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao professor Lúcio Cunha a revisão do artigo, cujos comentários e sugestões conduziram à melhoria do artigo.



# Aplicação SIG ao Ordenamento do Território na frente urbana de Espinho: uma previsão baseada na análise histórica da dinâmica costeira.

*GIS application to Landscape Management of the Espinho urban area: a prediction based on historical analysis of coastal dynamics.*

A. Pires<sup>1</sup>, A. Vinagre<sup>2</sup>, A. Gomes<sup>3</sup>, H. I. Chaminé<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro, anapires.co@gmail.com;

<sup>2</sup> Departamento de Ordenamento e Ambiente da Câmara Municipal de Espinho, amilcar.vinagre@cm-espinho.pt;

<sup>3</sup> Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade de Porto, atgomes@sapo.pt;

<sup>4</sup> Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto (ISEP) & Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro, hic@isep.ipp.pt.

**Resumo:** O presente estudo foi baseado em trabalho de campo efectuado junto da população de Espinho (NW de Portugal), bem como em pesquisa histórica e na análise de fotografias aéreas do litoral considerado. Com os dados obtidos foi possível estudar a dinâmica litoral na faixa costeira de Espinho desde o final do Século XIX e apresentar uma reflexão sobre o ordenamento do território na faixa costeira urbana. Elaborou-se uma reconstituição histórica da localização das construções, palheiros, arruamentos e as delimitações de invasões do mar. Os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) serviram de ferramenta para cartografar os eventos actuais e históricos relacionados com a erosão costeira e a ocupação do território, criando uma base interactiva para consulta dessas ocorrências e identificação das infraestruturas existentes ou destruídas. Conhecendo o aglomerado urbano litoral e através das ocorrências cartografadas, foi ensaiada uma análise espacial em termos de susceptibilidade às invasões do mar, obtendo-se assim, um mapa de densidades de ocorrências que avalia a susceptibilidade desta faixa litoral aos constantes avanços do mar. Finalmente, a partir deste conhecimento do passado, simulou-se um cenário para a localização da linha de costa actual sem a construção das últimas grandes obras de protecção costeira. Este estudo pretende ser um contributo para o conhecimento da dinâmica geomorfológica da área e através da ferramenta SIG, criar uma base para a monitorização da faixa costeira de Espinho, permitindo a formulação de algumas medidas face à ocorrência de alguns cenários desastrosos, em termos de invasões do mar.

**Palavras-chave:** SIG, ordenamento do território, dinâmica costeira, análise espacial, previsão.

**Abstract:** This study was based on a historical research and a detailed analysis of aerial photos of the littoral of Espinho (NW Portugal), as well as on field inquiries to the local population. The data gathered allowed an analysis of the Espinho dynamic coastal system since the XIX Century, and the inference of its evolution as a useful tool for the management of the coastal urban landscape. A historical reconstitution of the location of coastal protection structures was first carried out, which comprised a cartographic representation of buildings, streets and sea line invasions. Actual and historical events related to coastal erosion and urban landscape management were geo-referenced and represented by using GIS (geographical information systems) tools. The use of an interactive interface provided a simple and easy way to perform queries on the existence and occurrence of coastal protection structures since 1889. Susceptibility maps of sea invasions were then produced through spatial analysis. Finally, the knowledge on these past events was used to predict the location of the actual coastal line if no groins had been constructed. The present study takes advantage of GIS tools to contribute to the understanding of the geomorphological dynamics of Espinho. Furthermore, it provides a sound basis for monitoring and management of the coastal zone, namely in what respects the planning of security measures concerning the eventual occurrence of disastrous scenes of sea invasions.

**Keywords:** GIS, landscape management, coastal dynamics, spatial analysis, prediction.

## 1. INTRODUÇÃO

Segundo Ortigão (1876) a faixa costeira de Espinho está referenciada, desde o dealbar do último quartel do Século XIX, como ocupada pelo antigo bairro, constituído por uma pequena povoação piscatória. A

comunidade de pescadores, cujas habitações se encontravam (e ainda se encontram) próximo do areal, era a primeira a sentir os prejuízos das constantes invasões do mar. A evolução histórica do povoamento de Espinho é relativamente recente. Anteriormente a 1860 era apenas uma modesta povoação piscatória, constituída exclusivamente por pequenas habitações de madeira, em gíria da beira-mar Espinhense, designadas por *Palheiros* (Perdigão, 1931; Dias *et al*, 1994).

Perdigão (1931) referiu que o local onde hoje se situa o sector poente da Cidade de Espinho, delimitado *grossa modo* pela linha-férrea do Norte, era invadido pelo mar (ca. 1911). Esta evidência era sustentada no facto de se encontrarem frequentemente conchas semelhantes às actuais e algumas rochas com a superfície polida aquando da abertura de poços nesse sector. O mesmo autor refere também que a companhia "Combóios de Portugal" (CP), motivada pela necessidade do alargamento da estação de V. N. de Gaia, movimentou, para essa obra, importantes volumes de aterro de material arenoso do local próximo à Fábrica de Conservas de Brandão Gomes, em frente ao local onde hoje se encontra a antiga estação de Espinho – Vouga.

O presente estudo foi baseado em trabalho de campo mediante inquéritos à população local e em reconhecimentos geomorfológicos da frente costeira de Espinho. Apoiou-se também, na pesquisa histórica e numa análise interpretativa de fotografias aéreas do litoral. Com estes dados foi possível reconstruir a dinâmica litoral na faixa costeira de Espinho, aproximadamente nos últimos 100 anos, e assim, apresentar uma proposta para o ordenamento do território na sua faixa costeira urbana. Sob o ponto de vista cartográfico, elaborou-se numa base georreferenciada uma reconstituição histórica da localização das construções até 1889 e de 1900 a 1901, bem como dos *palheiros*, dos arruamentos e dos limites das invasões do mar.

## 2. ENQUADRAMENTO

O estudo teve como objecto a frente costeira do concelho de Espinho por ser uma área particularmente sujeita aos efeitos de erosão, consubstanciando-se numa área susceptível às "invasões do mar" (Soares de Carvalho, 1995). O concelho de Espinho pertence à Área Metropolitana do Porto (AMP) e está situado na orla Atlântica, aproximadamente a 50 km a Norte de Aveiro e a 20 km a Sul do Porto (Fig. 1). Com uma área de 21 108 km<sup>2</sup> é constituída por 5 freguesias com uma população de 33 701 habitantes (INE, 2001). A frente urbana da freguesia de Espinho abrange sensivelmente 10 225 habitantes (INE, 2001), correspondente a uma área com cerca de 1,8 km<sup>2</sup>.

Desde a construção das primeiras obras de protecção costeira em 1909 (destruídas por um violento temporal em 1911; Lima, 1979, 1982) que as sucessivas gerações têm observado o recuo e avanço da costa de Espinho (Veloso Gomes *et al*, 2006a). A título de exemplo entre 1885 e 1910 a linha de costa recuou cerca de 225 m, o que corresponde a taxas de erosão de 9 metros/ano, período em que o aglomerado urbano quase foi destruído pelo mar (Veloso Gomes *et al*, 2006a).

O sector de Espinho constitui um dos casos mais antigos de erosão costeira do nosso país e um dos mais bem documentados na área metropolitana do Porto (e.g., Soares de Carvalho, 1995; EUrosion 2004; Dias, 2005; Pires *et al*, 2006b; Veloso Gomes *et al*, 2006b), assumindo-se como um caso paradigmático, em que todo o historial apresentado revela que os problemas graves que aí existiram (e existem) advêm da implantação de um núcleo urbano importante numa faixa que se veio a revelar de risco muito elevado

(Dias *et al*, 1994; Dias, 2005). As sucessivas invasões marinhas, aparentemente, não têm como principal causa a construção do Porto de Leixões (Ferreira Diniz, 1909; Granja *et al*, 1999), pois as primeiras ocorrências são anteriores a esta obra. No entanto, os movimentos tectónicos recentes documentados, por exemplo, em Granja *et al* (1999) e Araújo (2002), poderão também ter alguma influência na variação relativa do nível do mar. Todas estas causas trazem consequências para a população de Espinho, que está consciente destes problemas de erosão, mas não se encontra convencida de que o aglomerado urbano se encontra numa área de elevado risco a invasões do mar e inundações, mesmo contando com as obras de protecção costeira (*e.g.*, Mota Oliveira & Martins, 1991; Veloso Gomes *et al*, 2006b; Pires *et al*, 2006a). No projecto EUrosion (2004) são apresentadas algumas propostas sobre a temática da erosão costeira que serviram de base para as soluções e diagnósticos apresentadas no relatório intitulado *Bases para a Gestão Integrada da Zona Costeira* (Veloso Gomes *et al*, 2006b). O quadro síntese aponta, entre outros factores de diagnóstico, as zonas edificadas, as susceptibilidades à erosão costeira e invasões do mar, os riscos e intervenções nas frentes edificadas em risco de exposição às acções directas e indirectas do mar ou dependentes de estruturas de defesa costeira.

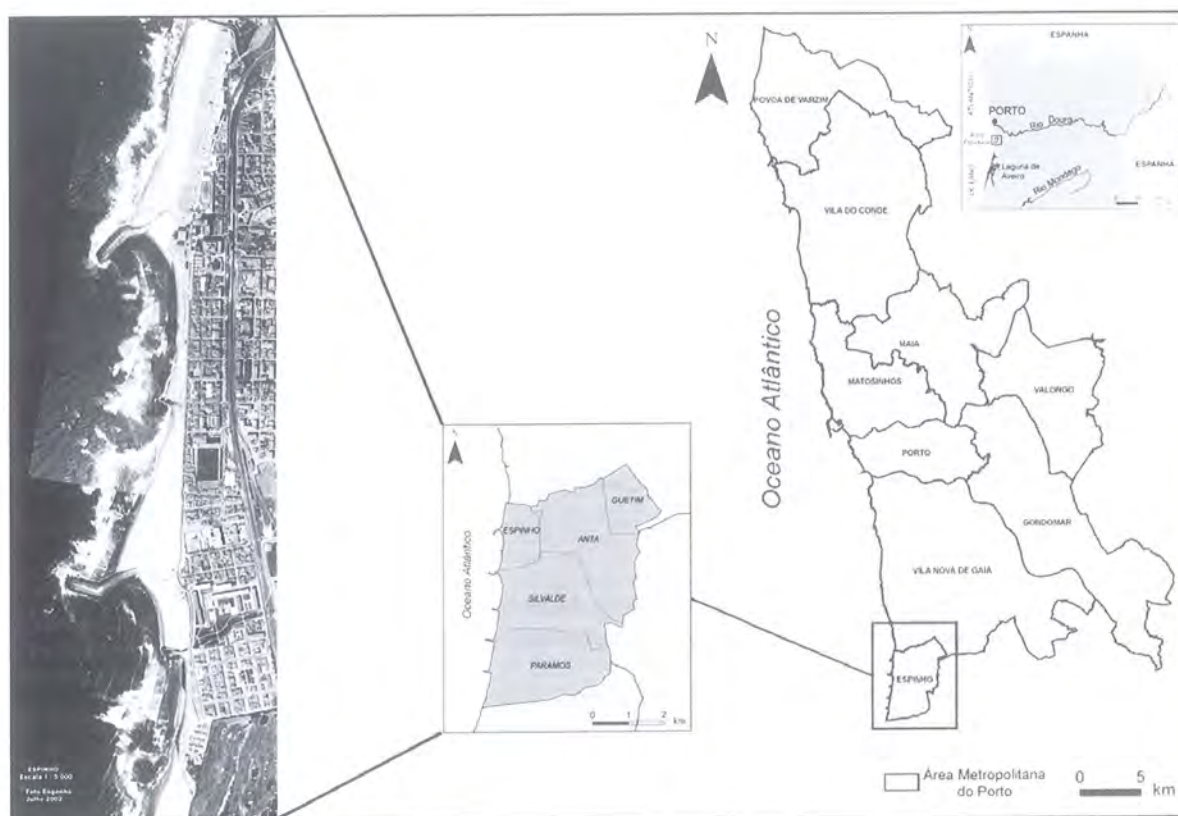


Figura 1 – Área Metropolitana do Porto com a localização de Espinho (PDM, 2004) e da área em estudo (Ortofotomapa da CME, 2002).

Figure 1 – Porto Metropolitan Area with Espinho location (PDM, 2004) and the study area (Espinho City Council orthophotomap, 2002).

No seguimento destes estudos, o presente trabalho tem como questão central o conhecimento do passado para se anteverem cenários futuros. Ao “revisitar” esse passado, espera-se trazer algo de útil para a gestão do litoral desta área e aplicar a ferramenta SIG (Sistemas de Informação Geográfica) usando dados actuais. O estudo passou por diferentes fases de modo a atingir os seguintes objectivos

gerais: i) recolha de informação sobre as invasões marinhas e acontecimentos históricos relacionados; ii) elaboração de uma base de dados com as ocorrências na área em estudo; iii) integração em SIG; iv) realização de análise espacial para definição de áreas de susceptibilidade; v) aplicação da extensão DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*) para antever tendências evolutivas.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

O presente estudo alicerçou-se numa recolha bibliográfica baseada em pesquisa histórica, consolidada através de trabalho de campo, especialmente mediante entrevistas a pessoas mais idosas e conhecedoras do passado da frente urbana de Espinho, bem como a confirmação, com historiadores e arqueólogos locais, de alguns aspectos mais relevantes. Do material recolhido, destaca-se a figura 2, que representa um dos mapas esquemáticos mais antigos que serviu de base para o estudo desse aglomerado urbano existente no passado assim como o mapa baseado nas antigas plantas topográficas de praia da freguesia de Espinho, dado à estampa por Bandeira de Melo (1870, *in* Teixeira Lopes, 1995) e Bandeira Neiva (1900, *in* Teixeira Lopes, 1995).

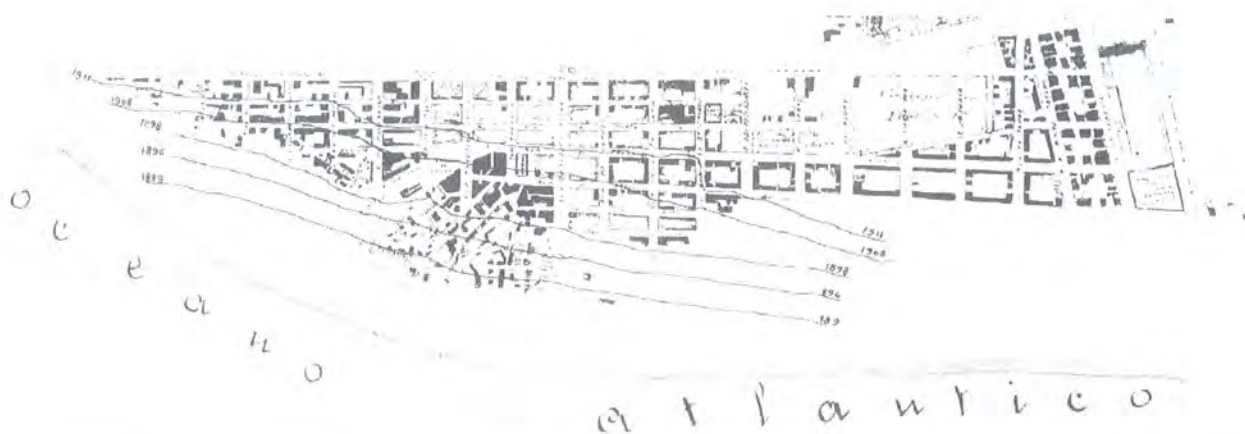


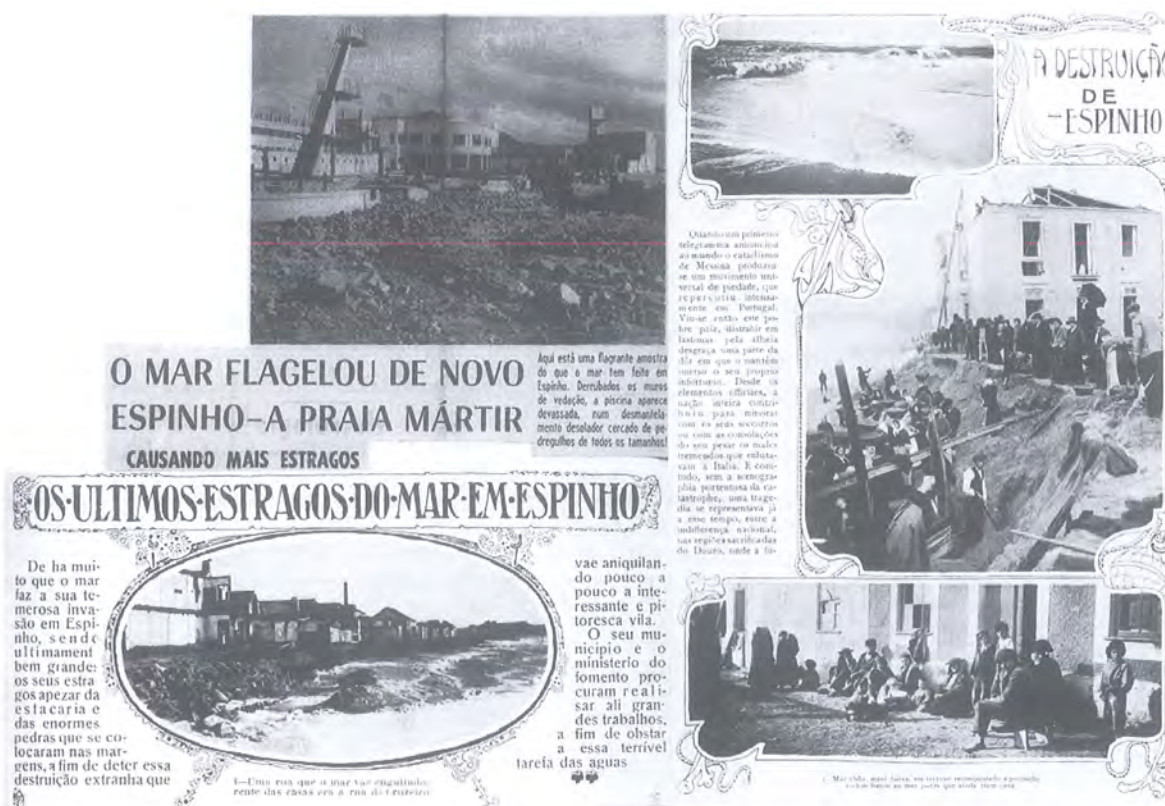
Figura 2 – Extracto da planta esquemática de 1933 realizada por J. C. Lopes (Câmara Municipal de Espinho, inédito).

*Figure 2 – A detail of the 1933 plant sketch made by J. C. Lopes (Espinho City Council, unpublished).*

Com todos os dados históricos reunidos foi criada uma base georreferenciada, onde se representou o aglomerado numa perspectiva de evolução temporal. Na figura 3 encontra-se um exemplo da recolha bibliográfica de artigos de jornais, de factos históricos e de registos com alguma relevância, usados para a reconstituição histórica do sector em termos de invasões marinhas e que demonstra o sentimento de impotência da população face a esse processo.

Para a delimitação da susceptibilidade da área em função das ocorrências foi usado um método de análise espacial que permitiu avaliar a susceptibilidade do aglomerado populacional do Séc. XIX às invasões do mar. Na caracterização de distribuição de ocorrências o processo de análise pontual foi discriminado em termos do designado *Efeito de Primeira Ordem*. Este processo de análise considera os eventos considerados globais ou de grande escala e corresponderem a variações no seu valor médio. Na análise das ocorrências, calcula-se o valor da intensidade do processo dividindo o número de eventos por unidade de área. O método usado para estimar as densidades de ocorrências foi o “*Kernel Estimation*”

(Bailey & Gatrell, 1995). Trata-se de um método expedito que não é mais do que um estimador de densidades usando um ponto central num raio pré-definido.



Figuras 3 – Imagens da colectânea de notícias sobre Espinho (1958-1960); Arquivos da Câmara Municipal de Espinho.

Figures 3 – Images from the Espinho news collection (1958-1960); Espinho City Council Archives.

A extensão DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*) é um aplicativo que melhora as normais funcionalidades do *software* da ESRI ArcGIS 9.0, e que permite ao utilizador calcular a variação da linha de costa a partir de uma série de linhas devidamente posicionadas. Esta extensão está indicada, por exemplo, para analisar as variações de linhas de costa ao longo do tempo e revela-se muito útil na determinação da variação da posição de objectos que são representadas por *polylines*, como por exemplo, a determinação do limite superior de um glaciar, ou para estimar os limites de um canal de um rio (Thieler *et al*, 2005). A extensão limita-se a gerar *transeptos* ortogonais às linhas que intersecta, calculando a respectiva variação e associando uma análise estatística que se encontra registada numa tabela de atributos. A aplicação da extensão DSAS permitiu simular uma previsão da posição de linha de costa actual sem a construção do campo de esporões.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. Mapa de ocupação territorial: uma visão da história costeira

O mapa de ocupação territorial apresentado na figura 4 representa um histórico das ocorrências relacionadas com as invasões do mar e que de algum modo trouxeram consequências no ordenamento do território ou nas obras de protecção costeira edificadas. Neste projecto SIG, devidamente

georreferenciado, foram abordadas as diferenças entre a cartografia actual (presente) e a documentação cartográfica histórica. Este projecto apresenta ainda uma base interactiva onde se podem visualizar as imagens, as datas, as observações e a identificação das ocorrências em termos de destruição do edificado, danos materiais diversos e humanos e de obras marítimas. No aglomerado urbano representado foram destacadas, para além dessas mesmas ocorrências, as linhas de invasões do mar mais significativas, os arruamentos e as construções do Séc. XIX diferenciadas pela data de construção, com a identificação de alguns edifícios de maior relevância, nomeadamente, o Posto de Socorros a Náufragos, o Bairro dos Pescadores, o Bairro da Rainha e a Capela da N<sup>a</sup>. Sra. da Ajuda.



Figura 4 – Mapa de ocupação territorial integrado numa base SIG interactiva.

Figure 4 – Map of territorial occupation in GIS interactive base.

#### 4.2. Susceptibilidade do aglomerado populacional do Séc. XIX às invasões do mar

Os mapas de susceptibilidade foram obtidos através do Método de *Kernel* tendo em conta os parâmetros descritos no Quadro 1. Os factores de ponderação considerados, foram baseados na diferenciação de 3 classes, desenvolvendo-se assim, os mapas de susceptibilidade para raios de influência de 50 m, 100 m, 150 m, 200 m e 500 m e que variam desde susceptibilidade baixa até elevada. Foram calculadas as

densidades para cada parâmetro e para os diferentes raios e, posteriormente, foi calculada a soma destes parâmetros. Na figura 5 encontram-se os resultados desse cálculo para 50 m, 200 m e 500 m de raio. Embora os resultados estejam condicionados pelos dados disponíveis e por alguma imprecisão na georreferenciação dos elementos cartográficos mais antigos, conseguiu-se definir uma área de maior susceptibilidade que coincide com a implantação de uma das obras de protecção costeira (Obra 1 edificada em 1980, Praia da Baía).

Quadro 1  
Síntese dos parâmetros considerados para os mapas de susceptibilidade.

Table 1  
Synthesis of the parameters considered to the susceptibility maps.

Parâmetros	Descrição	Factor de Ponderação (adaptado de Zuquette & Gandolfi, 2004)	Observações
Construções do aglomerado urbano	Construções de 1900 a 1901; construções até 1899; palheiros; construções sem categoria ou data	1 a 3	Quanto mais perto da linha de costa se localizavam as construções, maior seria o factor
Total de ocorrências	Destruição de infraestruturas e destruição de obras de protecção	1 e 3	Factor de ponderação mais baixo para a destruição das obras de protecção costeira, e mais elevado para a destruição de infraestruturas que normalmente envolviam vidas humanas
Linhas de invasões	Linhas que dizem respeito às invasões do mar com maior relevância na história de Espinho	3	—
Quarteirões	Pontos que representam o centróide dos arruamentos anteriores a 1889 e dos aprovados em 1900	2	—

#### 4.3. Posição da linha de costa actual: perspectiva da faixa costeira sem as obras de protecção costeira

Actualmente, o troço costeiro da freguesia de Espinho encontra-se protegido artificialmente por dois grandes esporões, um a norte com uma extensão de 350 m, outro a sul com 400 m e, finalmente, uma obra aderente com 400 m de comprimento (Fig. 6). A situação é considerada estável graças a estas estruturas de protecção. Aproveitando então os dados cartográficos criados em ambiente SIG, realizou-se uma previsão da linha de costa sem a construção das obras de protecção costeira implantadas em 1981-83, através do uso da extensão DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*). Foram usadas duas linhas de costa a de 1901 e a de 1980, ou seja, a primeira, por ser a mais antiga e deste modo abranger um maior número de anos, a segunda por ser a linha de costa imediatamente anterior à construção dos esporões em 1981. O Quadro 2 apresenta um resumo dos parâmetros aplicados para a aplicação desta extensão. Definiu-se a linha de base (*baseline*) paralela à linha de costa, e dividiu-se a linha de base em segmentos de igual comprimento – transeptos. Na figura 6, pode-se visualizar o traçado das linhas de costa com o cálculo dos transeptos. A partir dos transeptos traçados, conseguiu-se facilmente obter o EPR (*End Point Rate*) cujo valor indica uma taxa média (metros por ano) de avanço/recuo na área em estudo. Através

desta estimativa foi calculada a taxa de variação da posição da linha de costa (Dolan *et al*, 1991), *i.e.*, a tendência evolutiva (M) é:

$$M \text{ (m/ano)} = \frac{y_n - y_1}{t_n - t_1}$$

em que,  $y$  é a distância entre as duas linhas de costa contíguas e  $t$  é o período temporal entre as duas linhas de costa ( $n$  = linha mais antiga e  $1$  = linha de costa mais recente).

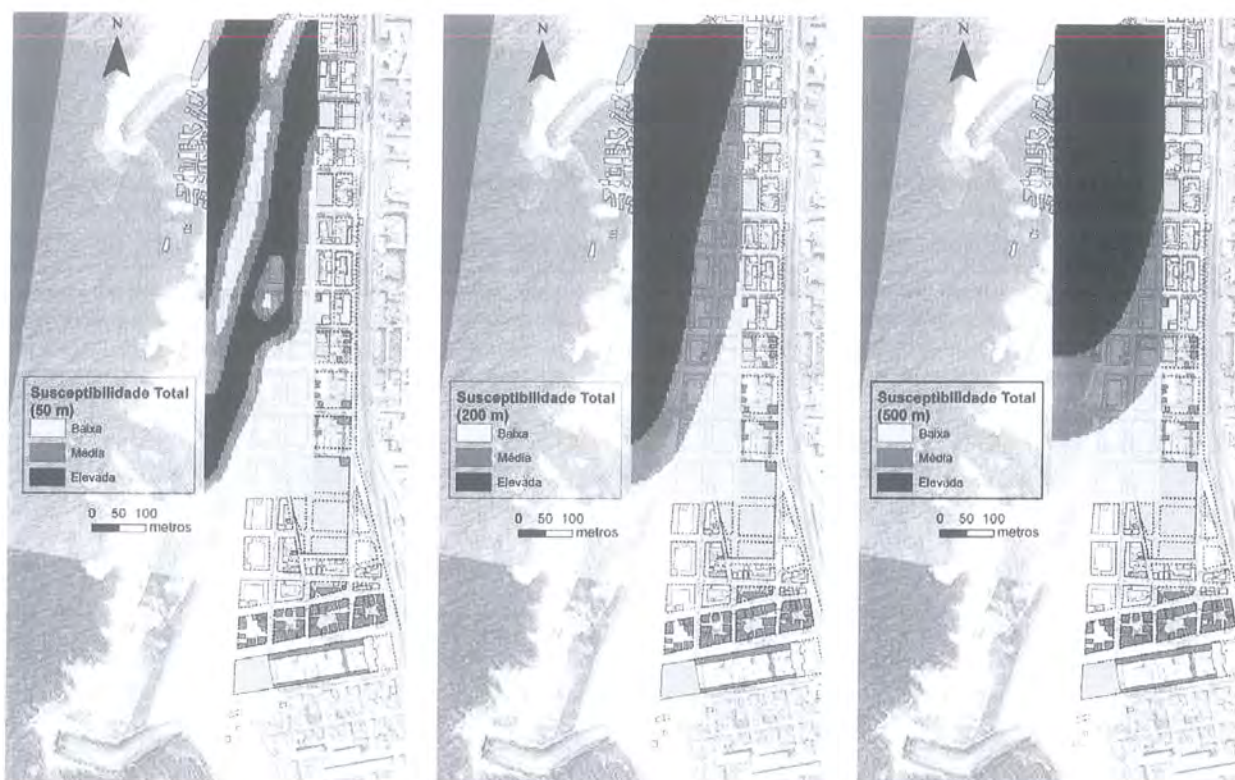


Figura 5 – Mapas de susceptibilidade para área de estudo.

Figure 5 – Susceptibility maps of the studied area.

Mediante este método expedito foi calculada a média destes valores de EPR para cada transepto, chegando ao valor médio de 3,7 m/ano. No entanto, os valores obtidos revelam uma forte assimetria nas taxas de recuo da linha de costa ao longo do sector estudado. Na área onde se localiza o esporão Norte (Praia da Baía) atingem-se valores mínimos na ordem dos 0,12 metros/ano enquanto que a sul, junto do bairro dos pescadores (próximo ao esporão da Marinha), se alcançam os valores máximos de 4,0 metros/ano. A figura 6 representa a projecção para cada transepto, do valor de EPR calculado a partir da linha de costa de 1980 até 2002, e admitindo que as obras de protecção costeira não teriam sido implantadas.

Em Dias *et al* (1994) são discutidas de uma forma concisa e exhaustiva as diferentes taxas de recuo da linha de costa obtidas por vários autores que se dedicaram ao estudo da faixa costeira de Espinho. Os valores médios (3,8 metros/ano, no período entre 1870 e 1954; *cf.* Dias *et al*, 1994) apontados para a frente urbana de Espinho estão em consonância com o presente estudo.

Quadro 2  
Síntese dos parâmetros considerados para a aplicação da extensão DSAS.

Table 2  
Synthesis of parameters considered to the extension DSAS application.

Método	DSAS
Data (linhas costa)	- 1901 - 1980
Distância entre segmentos (transeptos)	25 m
Comprimento (transeptos)	400 m
Linha de base a partir da costa (baseline)	Usada
2ª linha de base a partir do mar (baseline combo)	—
Observações	Definiu-se a linha de contacto entre areia húmida/seca (marca deixada pela última maré cheia), incluindo as obras marítimas para a linha de costa de 1980

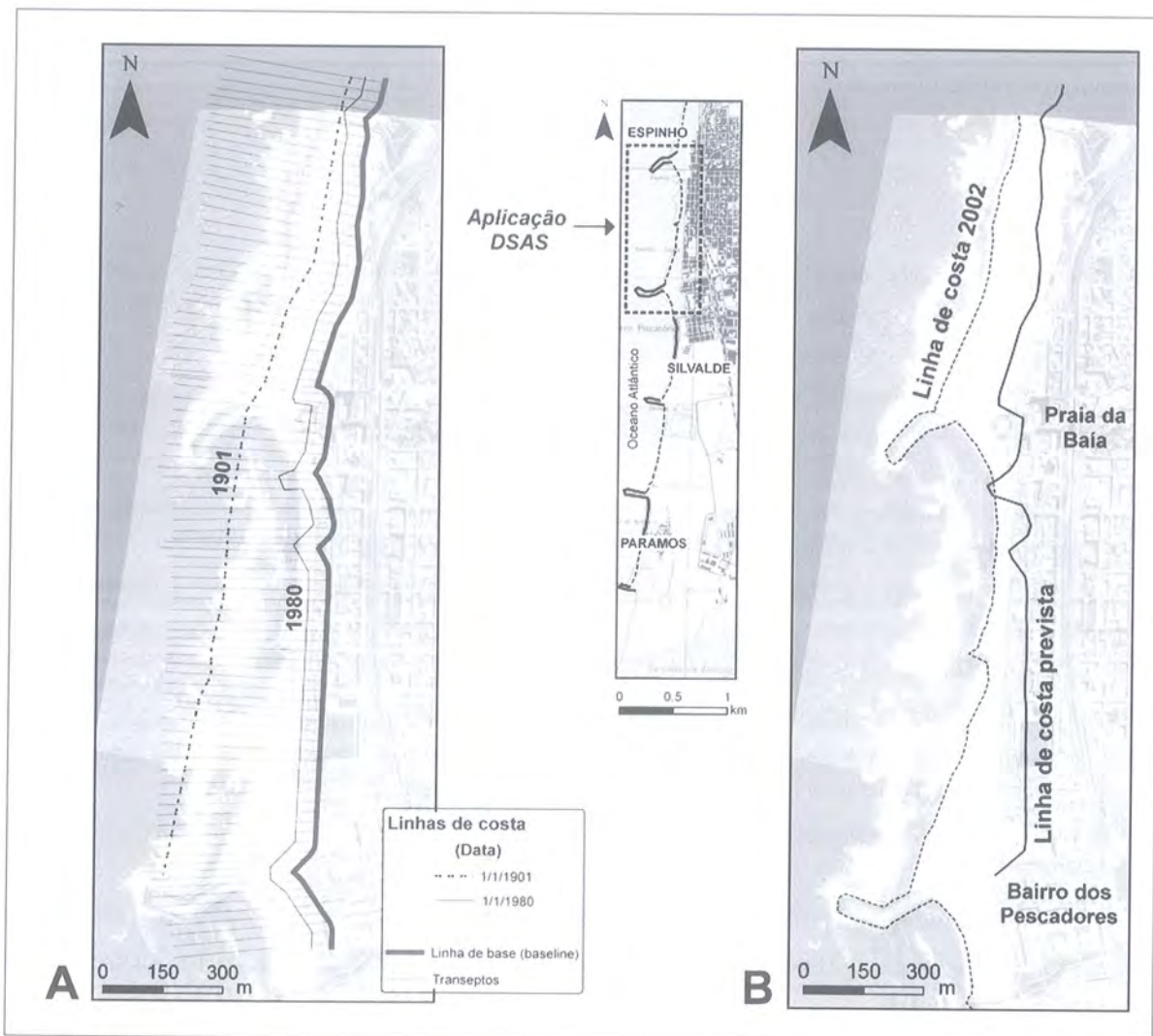


Figura 6 – Aplicação do método DSAS: A – Metodologia para a definição dos transeptos e cálculo do EPR; B – Linha prevista após o incremento da taxa de variação por transecto (para o período 1980-2002).

Figure 6 – DSAS method application: A – Methodology for transects definition and EPR calculation; B – Predict line after the increment of variation rate for each transect (period between 1980-2002).

## 5. CONCLUSÕES

Os resultados deste estudo, nomeadamente a aplicação da extensão DSAS, vem ao encontro de ideias preconizadas por outros autores (Dias *et al*, 1994 e referências citadas) onde se refere que as obras de protecção costeira implantadas na área costeira de Espinho, se revelaram eficazes na protecção efectiva da frente oceânica dos núcleos urbanos. No entanto, foram aparentemente ineficazes na atenuação da erosão costeira ao longo da faixa costeira a Sul de Espinho (freguesias de Silvalde e Paramos) como apontam alguns estudos (*e.g.*, Dias *et al*, 1994).

A presente abordagem metodológica é um contributo para a compreensão da dinâmica costeira da faixa litoral de Espinho que poderá ser útil na ponderação de decisões na gestão da faixa costeira. Através deste estudo conseguiu-se obter uma base de dados sobre danos no litoral de Espinho, integrada num projecto SIG interactivo. Neste projecto foram representadas as ocorrências mais significativas com consequências para as infraestruturas e/ou obras marítimas, dando uma visão dos estragos destes “avanços” do mar. Elaborou-se uma proposta de áreas de maior e menor susceptibilidade do aglomerado urbano de Espinho a esses “avanços”. Através da extensão DSAS conseguiu-se prever uma linha de costa sem obras costeiras. Finalmente, a ferramenta SIG revela-se um “laboratório” ideal para estudar/experimentar prospectivamente estes cenários.

## BIBLIOGRAFIA

- Araújo, M. A. (2002) – *Relative sea level, diastrophism and coastal erosion: the case of Espinho (Portuguese NW coast)*. Littoral 2002. In Veloso Gomes, F.; Taveira Pinto, F.; Luciana das Neves (Eds.) – Associação Eurocoast-Portugal, Porto, 2: 125-132.
- Bailey, C. & Gatrell, A. (1995) – *Interactive spatial data analysis*. Adison Wesley Longman, 410p.
- Dias, J. A. (2005) – Evolução da zona costeira portuguesa: forçamentos antrópicos e naturais. *Revista Encontros Científicos - Turismo, Gestão, Fiscalidade*, Faro, 1: 7-27.
- Dias, J. A.; Ferreira, O.; Pereira, A. Ramos (1994) – *Estudo sintético de diagnóstico da geomorfologia e da dinâmica sedimentar dos troços costeiros entre Espinho e Nazaré*. Edição electrónica de 2005: [w3.uaig.pt/~jdias/JAD/ebooks](http://w3.uaig.pt/~jdias/JAD/ebooks).
- Dolan, R.; Fenster, M.; Holme, S. (1991) – Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *J. Coastal Research*, 7, 3: 723-744.
- EUrosion (2004) – Projecto EUrosion, ENV.B.3/SER/2001/00 30. <http://www.eurorosion.org>
- Ferreira Diniz (1909) – Praia de Espinho. *A Construção Moderna*, Ano IX, 29: 226-228.
- Granja, H. M.; Ribeiro, I. C.; Soares de Carvalho, G.; Matias, M. S. (1999) – Some neotectonic indicators in quaternary formations of the Northwest coastal zone of Portugal. *Phys. Chem. Earth (A)*, 24 (4): 323-336.
- INE – Instituto Nacional de Estatística (2001). <http://www.ine.pt/>
- Lima, A. (1979) – Espinho: Breves apontamentos para a sua história. *Espinho Boletim Cultural*, 1: 11-44.
- Lima, A. (1982) – As invasões do mar em Espinho. *Espinho Boletim Cultural*, 15/16: 333-341.
- Mota Oliveira, I. B. & Martins, L. M. (1991) – Obras de defesa e de reconstrução das praias de Espinho. *Revista Recursos Hídricos*, APRH, 12 (1/2): 71-88.
- Ortigão, R. (1876) – *As Praias de Portugal*. Livraria Clássica Editora, Lisboa. 275p.
- PDM – Plano Director Municipal (2004) – Plano Director Municipal da Câmara Municipal de Espinho. <http://www.cm-espinho.pt>.
- Perdigão, F. (1931) – As obras de defesa da nossa praia. *1º Congresso de Engenharia Civil. Série de artigos do jornal “Defesa de Espinho”*, Fevereiro a Abril de 1976.

- Pires, A.; Santiago Miranda, F.; Gomes, A.; Chaminé, H. J. (2006a) – Cartografia e inspeção de esporões da região de Espinho: uma proposta metodológica na perspectiva da geotecnia. *In Actas do 10º Congresso Nacional de Geotecnia*. Sociedade Portuguesa de Geotecnia, Univ. Nova de Lisboa, 1: 165-174.
- Pires, A.; Gomes, A.; Chaminé, H. J. (2006b) – Morfodinâmica de sistemas costeiros: um exemplo de aplicação metodológica de SIG na costa de Espinho. *Livro de Resumos do 5º Simpósio sobre a Margem Ibérica Atlântica*, Aveiro, p. 167-168.
- Soares de Carvalho, G. (1995) – A história geológica da zona costeira de Espinho nos últimos 30 000 anos. *Actas 1º Encontro de História Local, Câmara Municipal de Espinho*, p. 155-168.
- Teixeira Lopes, J. N. (1995) – O nascimento de um aglomerado urbano. Espinho na segunda metade do século XIX. *Actas 1º Encontro de História Local, Câmara Municipal de Espinho*, p. 101-105.
- Thieler, E.; Himmelstoss, E.; Miller, T. (2005) – *User guide & tutorial for the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0: extension for ArcGIS v.9.0*. Part of USGS Open-File Report 2005-1304.
- Veloso Gomes, F.; Taveira-Pinto, F.; Neves, L.; Barbosa, J. (2006a) – *Pilot site of River Douro: Cape Mondego and case studies of Estela, Aveiro, Caparica, Vale do Lobo and Azores*. EUrosion, A European Initiative for Sustainable Coastal Erosion Management, EUROSION-PORTUGAL, 316p. + vol. anexos: 22p.
- Veloso Gomes, F.; Barroco, A.; Pereira, A. Ramos; Sousa Reis, C.; Calado, H.; Gomes Ferreira, J.; Conceição Freitas, M.; Biscoito, M. (2006b) – *Bases para a estratégia de gestão integrada da zona costeira nacional*. Grupo de Trabalho nomeado por Despacho nº4 /2005 do Ministro do Ambiente, do Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional, Versão para discussão pública, 23 Janeiro 2006, 62p.
- Zuquette, L. V. & Gandolfi, N. (2004) – *Cartografia geotécnica*. Oficina de Textos, Brasil, 189p.

## AGRADECIMENTOS

São devidos agradecimentos à Câmara Municipal de Espinho, na pessoa do Sr. Rolando Sousa, pela autorização na apresentação de alguns dados. Um agradecimento especial ao Sr. Artur Faustino pelos seus conhecimentos do passado Espinhense. Ao Engº A. Mota Freitas (SOMAGUE) pela cedência de importantes informações sobre o campo de esporões de Espinho, bem como as trocas de impressões com o Engº F. Santiago Miranda (APDL) e o Prof. F. Piqueiro (FEUP). Este artigo é um contributo do LABCARGA I&D (Laboratório de Cartografia e Geologia Aplicada, ISEP). Este trabalho resulta dum estágio da co-autora A. Pires na Câmara Municipal de Espinho, enquadrado nas linhas de investigação do LABCARGA I&D (ISEP) e no Curso de Pós-Graduação em SIG (FLUP). São devidos agradecimentos aos comentários críticos do revisor ao manuscrito original.



# Monitorização da morfodinâmica de praias com dGPS e estação total. Comparação de resultados.

*Beach morphodynamics survey using dGPS and total station (EDM). Comparison of results.*

J. Trindade<sup>1</sup>, A. Ramos Pereira<sup>2</sup>, M. Neves<sup>2</sup>, B. Borges<sup>3</sup>, R. Paixão<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa & Universidade Aberta, jorgetrd@univ-ab.pt;

<sup>2</sup> Centro de Estudos Geográficos, Univ. Lisboa, anarp@fl.ul.pt, marneves@fl.ul.pt;

<sup>3</sup> Bolseiro – CarDune, Centro de Estudos Geográficos, Univ. Lisboa, brunoborg@gmail.com;

<sup>4</sup> Geógrafa, rakel.paixao@gmail.com.

**Resumo:** A monitorização dos sistemas de praia é o elemento chave para o conhecimento da sua dinâmica e para a compreensão dos factores que os fazem evoluir. A noção de monitorização implica uma amostragem detalhada e sistemática de elementos que caracterizam um sistema, constituindo uma representação sucessiva da realidade. O sector da praia alvo da monitorização tem que ser representativo das condições de hidrodinâmica e morfodinâmica associadas a esse sistema, necessitando de um período de levantamento suficiente para que se registem todos os estados energéticos a ele associados.

A utilização de várias técnicas de monitorização sobreponíveis e/ou complementares depende em primeiro lugar dos factores que se pretende estudar e em seguida da sua aplicabilidade no terreno. A utilização generalizada de sistemas de posicionamento global (GPS) e de estações totais em estudos da dinâmica de sistemas litorais justifica-se porque permitem registar as modificações morfológicas de forma precisa, e utilizar pressupostos metodológicos comuns através da realização de campanhas relativamente baratas.

O presente trabalho pretende comparar os resultados da campanha realizada na praia da Foz do Lizandro, em 30 de Janeiro de 2006, utilizando simultaneamente um GPS com correcção diferencial em pós-processamento (dGPS) e uma estação total. O teste do equipamento realizou-se no âmbito do projecto Cardune<sup>1</sup>. Assim, utilizou-se a metodologia dos perfis de praia na qual foram incorporados os pré-requisitos da utilização das duas técnicas. Para a realização dos perfis de praia foi necessário determinar o local de ancoragem e o espaçamento dos mesmos tendo em conta o posicionamento na praia e a relação entre a mancha monitorizada e a dimensão do sistema. Os pontos de ancoragem dos perfis foram georreferenciados através do transporte das coordenadas do vértice geodésico mais próximo (S. Julião). A utilização do dGPS obrigou à determinação da altitude ortométrica local através da transformação da altitude elipsoidal.

Os resultados obtidos confirmam os dados fornecidos pelos fabricantes e demonstram a utilidade e as limitações destas técnicas na monitorização de sistemas litorais arenosos.

**Palavras-chave:** Monitorização, praia, dGPS, estação total.

**Abstract:** Beach systems survey is the key element for the knowledge of its dynamics and for understanding the factors that make them evolve. The notion of survey implies a detailed and systematic sampling of the system elements and constitutes a successive representation of the reality. The selected beach sector for monitoring has to be representative of the systems hydrodynamic and morphodynamic conditions. The survey period must be representative of all energetic stages of the beach.

The use of several overlapping and/or complementary survey techniques depends firstly on system forcing factors and then on its field applicability. The generalized use of total station (EDM) or global positioning systems (GPS) on coastal dynamic studies can be justified because they allow a relatively low cost morphologic record and can use common methodological assumptions.

The aim of the present work is to compare the results of the 30-01-2006 beach profile survey, carried out in the Foz do Lizandro beach (Ericeira, Portugal), using simultaneously a dGPS (differential global positioning system, with pos-processing data correction) and a total station. The equipment testing was

<sup>1</sup> Projecto Dunas Carbonatadas como Indicadores Paleoclimáticos no Litoral Português – CarDune – POCI/CTE-GEX/59643/2004, financiando pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e pelo Programa Operacional Ciência e Inovação 2010 (POCI 2010), co-financiado pelo fundo comunitário europeu FEDER.

performed under the Cardune<sup>1</sup> research project. Beach profiles were anchored to pre-existing points which were defined to be representative of the beach systems dimension. Georeferencing of the anchorage points was possible by coordinate transportation from the nearest geodetic mark (S. Julião). By using dGPS in the beach survey, orthometric heights had to be calculated by simple transformation of the ellipsoidal height in relation to geoid. Results confirm data supplied by the dGPS and total station manufacturers as they show us the utility and limitations of these techniques on sandy coastal systems survey.

**Keywords:** Survey, beach, dGPS, total station.

## 1. INTRODUÇÃO

A monitorização dos sistemas litorais e, particularmente, das praias permite a aquisição de dados e informações sobre a sua dinâmica, possibilitando sustentar acções fundamentadas na gestão do litoral. A determinação das técnicas de monitorização a utilizar na aquisição dos dados é condicionada pela escala a que se pretende a análise. Por exemplo, as respostas dos sistemas de praia aos elementos forçadores podem variar temporalmente entre as dezenas de segundos (ciclos de ondulação) e as dezenas de anos (ciclos nos parâmetros atmosféricos que determinam os padrões de ondulação), ou, especialmente, entre as dezenas de centímetros (*ripples*) e as dezenas de quilómetros, quando se consideram os sistemas de praia como elementos constituintes de uma célula litoral.

Existem várias metodologias de levantamento e monitorização de sistemas litorais que incorporam instrumentos de elevada precisão, seja através da medição directa sobre a superfície a monitorizar (GPS – *global positioning system*, estação total ou MEM – *micro erosion meter*) ou por medição remota, utilizando aeronaves ou satélites (fotografias aéreas, ortofotomapas e radares ou lasers altimétricos). A adequação destas técnicas resulta, essencialmente, da metodologia a utilizar e das limitações técnicas dos aparelhos associadas às características específicas do sítio.

O GPS com correcção diferencial em tempo real ou pós-processamento (dGPS) e a estação total encontram-se entre os instrumentos mais utilizados na monitorização de sistemas litorais arenosos. O primeiro corresponde a uma técnica espacial que utiliza uma rede de satélites artificiais para a determinação do posicionamento do receptor através de trilateração. O segundo utiliza a medição directa de ângulos e distâncias a partir de pontos de ancoragem com coordenadas conhecidas para determinar uma posição no espaço. Ambos possuem vantagens e desvantagens na sua utilização (Quadro 1), permitindo ao utilizador adquirir, de forma autónoma, dados altamente precisos de posicionamento no espaço (x, y, z).

O objectivo do presente trabalho é comparar os resultados obtidos, na campanha de 30 de Janeiro de 2006 realizada na praia da Foz do Lizandro, com a utilização de dGPS e estação total, aferindo a sua adequação à monitorização de sistemas de praia.

## 2. METODOLOGIA

Um dos métodos mais utilizados para a avaliação da dinâmica morfossedimentar das praias corresponde à recolha sucessiva e sobreponível de perfis topográficos transversais à linha de costa. Os objectivos da

---

<sup>1</sup> Project Carbonate Dunes as Palaeoclimatic Records in the Littoral of Portugal – CarDune – POCI/CTE-GEX/59643/2004, financed by the Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) and Programa Operacional Ciência e Inovação 2010 (POCI 2010), co-financed by the european comunitary fund FEDER.

aplicação desta metodologia são o registo das modificações planimétricas e altimétricas nos elementos mais dinâmicos destes sistemas e a análise do seu balanço sedimentar (Komar, 1998). A monitorização da dinâmica da praia através dos perfis permite obter vários parâmetros como o seu declive geral, o declive da face da praia, a sua largura, o seu volume relativamente a um *datum* específico e a posição da linha de costa. Estes parâmetros são, posteriormente, utilizados para quantificar a dinâmica do sistema face aos factores que o fazem evoluir e avaliar a ciclicidade das suas modificações. Os parâmetros medidos reflectem apenas a dinâmica do sistema em questão e só serão representativos à escala regional no âmbito de uma monitorização mais abrangente, que tenha em conta a diversidade dos sistemas de praia e a exposição da linha de costa à ondulação.

Quadro 1  
Vantagens e desvantagens na utilização de dGPS e estação total.

Table 1  
*Benefits and disadvantages of dGPS and total station (EDM) survey.*

dGPS (pós-processamento)	Estação Total
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Necessário um indivíduo para realizar a monitorização;</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Necessários pelo menos dois indivíduos para realizar a monitorização;</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Levantamento 24h por dia, independentemente das condições atmosféricas;</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Obrigatoriedade de contacto visual entre o aparelho e o prisma;</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Dispensa trabalho de campo prévio;</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Necessita determinação prévia das coordenadas dos pontos de referência;</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• O erro registado durante a campanha não é constante;</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Medição de elevada precisão;</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Indisponibilidade de dados corridos em tempo real;</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Dados em tempo real;</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Baixo custo das campanhas.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Baixo custo das campanhas.</li> </ul>

No dia 30 de Janeiro de 2006 procedeu-se ao levantamento simultâneo com dGPS e estação total de cinco perfis perpendiculares à linha de costa, na praia da Foz do Lizandro (Ericeira). A área monitorizada abrangeu todas as formas da praia emersa, incluindo a praia alta e faixa entre marés, estendendo-se para o mar até onde foi possível a medição. O alinhamento visual dos 5 perfis foi feito com base em pontos de ancoragem pré-instalados na praia, garantindo assim a sobreposição dos dados entre campanhas. Os perfis possuem um comprimento que varia entre 143,29 m e 206,09 m, devido à dissimetria na morfologia do terraço de maré, e foram recolhidos durante a baixa-mar viva (0,22 m zh – 09h:16min). Seguiu-se o critério morfológico na recolha de 57 pontos ao longo dos 5 perfis, documentando os pontos que delimitavam linhas de declive uniforme.

A praia da Foz do Lizandro corresponde a um sistema de praia estuarina condicionado por um regime de meso-maré semi-diurno (Fig. 1). Possui cerca de 750 m de linha de costa e encontra-se delimitada por sistemas de arriba com comandos aproximados de 50 m. A sua dinâmica é, essencialmente, determinada pelo clima de agitação marítima (através da sua exposição à ondulação dominante de NW e aos temporais de W e SW), pela dinâmica do Rio Lizandro e pela acção antrópica, através de trabalhos de regularização artificial do perfil reflectivo na época balnear (Trindade *et al*, 2006). A foz do Rio Lizandro,

localizada no sector Sul da praia, encontra-se bloqueada na maior parte do ano. Este facto sugere um predomínio da hidrodinâmica marinha sobre a fluvial (Pereira, 1987), encontrando-se a sua posição relacionada com a direcção dominante de propagação da ondulação face à orientação da linha de costa (WNW) (Neves, 2004).

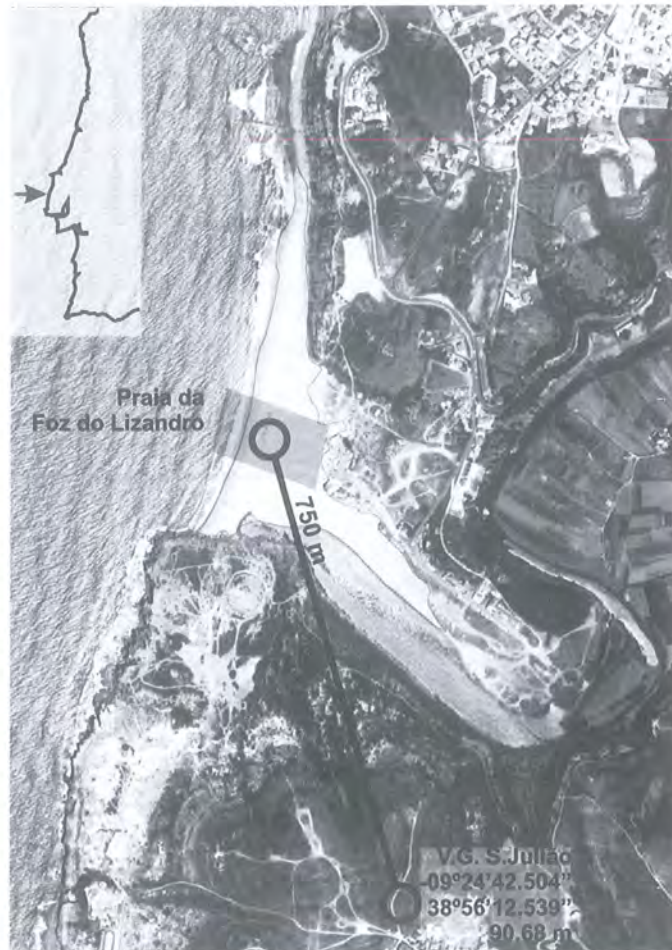


Figura 1 – Praia da Foz do Lizandro e vértice geodésico de S. Julião. A sombreado encontra-se o local de levantamento dos perfis de praia.

*Figure 1 – Foz do Lizandro beach and S. Julião geodetic mark. Shaded area indicates beach profiling site.*

Embora se possa estabelecer uma metodologia comum, a definição dos procedimentos das campanhas de monitorização de praias com recurso ao dGPS ou à estação total é necessariamente diferente. Para o levantamento dos cinco perfis de praia foram utilizados um dGPS Ashtech Reliance de 12 canais paralelos, com leitura de frequência L1 (código C/A), capaz de recolher dados em modo estático e cinemático e cuja precisão anunciada pelo fabricante é de 30 a 50 cm, e uma estação total NIKON DTM-522, cuja precisão divulgada pelo fabricante é de 4 mm + 2 ppm multiplicada pela distância de medição.

A utilização do dGPS requer o estabelecimento de uma estação base nas proximidades do local de levantamento ou a obtenção dos dados para a correcção diferencial através de uma entidade ou organismo. Neste estudo utilizou-se a estação base do Instituto Superior Técnico (IST), cujos dados são disponibilizados via *Internet*, por possuir um intervalo de aquisição de dados muito reduzido (2 segundos)

e por se localizar próximo ( $\approx 33$  km) do local de levantamento. O conhecimento da frequência na obtenção dos dados para correcção é fundamental na definição da recolha de pontos com a estação itinerante. Tendo em conta o funcionamento da estação base do IST, o tempo de permanência em cada posição com a estação itinerante nos cinco perfis de praia foi de 60 segundos, tendo sido utilizado um intervalo de aquisição de 1 segundo. Outro requisito para a interpretação dos dados recolhidos com dGPS é a modelação da ondulação local do geóide em relação ao elipsóide de referência do sistema GPS, o WGS84. À escala global estas diferenças podem atingir 100 m (Featherstone *et al*, 1998), mas em áreas restritas ( $\pm 1$  km<sup>2</sup>), como é o caso da praia da Foz do Lizandro (Fig. 1), a modelação do elipsóide é simples (Marreiros, 2002). Assim, esta corresponde a:

$$H = h - N$$

em que,  $H$  é a altitude ortométrica do vértice geodésico de S. Julião (90,680 m),  $h$  é a altitude local do elipsóide, medida com a estação itinerante no vértice geodésico de S. Julião em modo estático durante 30 minutos (144,158 m), e  $N$  a altitude local do geóide (53,478 m), a subtrair a todos os dados recolhidos ao longo dos cinco perfis.

A utilização da estação total exige o conhecimento prévio das coordenadas de, pelo menos, dois pontos a partir dos quais se procede ao levantamento dos perfis. Assim, torna-se necessário um trabalho prévio de transporte de coordenadas desde o vértice geodésico mais próximo (S. Julião) para que seja definida a posição dos pontos de ancoragem dos perfis no espaço ( $x, y, z$ ) e a sua orientação. A utilização da estação total pressupõe um contacto visual permanente com o prisma, sendo crucial a definição do local de estacionamento a fim de abranger o máximo de área a monitorizar. Como se referiu, a estação total utilizada possui uma precisão anunciada pelo fabricante de 4 mm + 2 ppm multiplicada pela distância de medição, no entanto, esta é aferida em condições óptimas de utilização. É, por isso, necessário desenvolver testes adicionais no local de levantamento para determinar o erro esperado. Para o efeito, foram realizadas 80 medições em 4 pontos de controlo localizados na praia a distâncias entre os 12 m e os 530 m (Quadro 2). Com o objectivo de avaliar os erros induzidos pelo utilizador e separar as medições feitas em piso duro das realizadas sobre areia, a amostra foi dividida em dois grupos. 40 medições foram efectuadas em piso duro com o prisma estável e imóvel, a 12 m e a 525 m de distância, e as restantes com recurso a um utilizador efectuando medições sucessivas sobre areia de praia a 92 m e a 530 m.

Foram ainda comparados os dados do posicionamento com dGPS e com estação total (Fig. 2), resultantes do levantamento dos 5 perfis. Após a conversão das coordenadas WGS84 corrigidas (provenientes do dGPS) em coordenadas rectangulares, referentes ao *datum* de Lisboa, procedeu-se à determinação da distância na horizontal de cada ponto aos restantes 56 pontos através da utilização da ferramenta *Hawth's Tools for ArcGis*. A diferença na medição entre os dois aparelhos foi obtida por subtracção, sobrepondo as duas matrizes de partida (Fig. 2).

### 3. COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS

Os resultados da campanha de testes levados a cabo para a determinação da precisão da estação total, quando aplicada à monitorização de praias, permitiram afirmar que os erros esperados (Quadro 2) na medição de pontos com o prisma estável e em piso duro são no máximo de 3,9 cm na horizontal e de 2,6 cm na vertical. Em leituras sobre areia de praia não serão esperadas diferenças superiores a 4,7 cm e

1,4 cm na horizontal e na vertical, respectivamente. Os valores obtidos são semelhantes aos divulgados em vários estudos de controlo de dados que utilizam esta técnica aplicada ao estudo da dinâmica de praias e dunas (Gomes & Garcia, 2002; Huang *et al*, 2002; Sá-Pires *et al*, 2002). Em geral, os erros aumentam com a distância de medição devido às limitações do aparelho, mas o utilizador também representa uma fonte de erro ao controlar a inclinação do prisma. Este factor de erro reflecte-se nos valores registados com o prisma móvel (Quadro 2), sendo mais importantes as diferenças horizontais, associadas à inclinação do bastão, cujos valores de desvio padrão são superiores. O utilizador também influencia a altura do prisma, controlando o enterramento da sua base nos sedimentos de praia, no entanto esta fonte de erro não se confirma nos resultados obtidos.

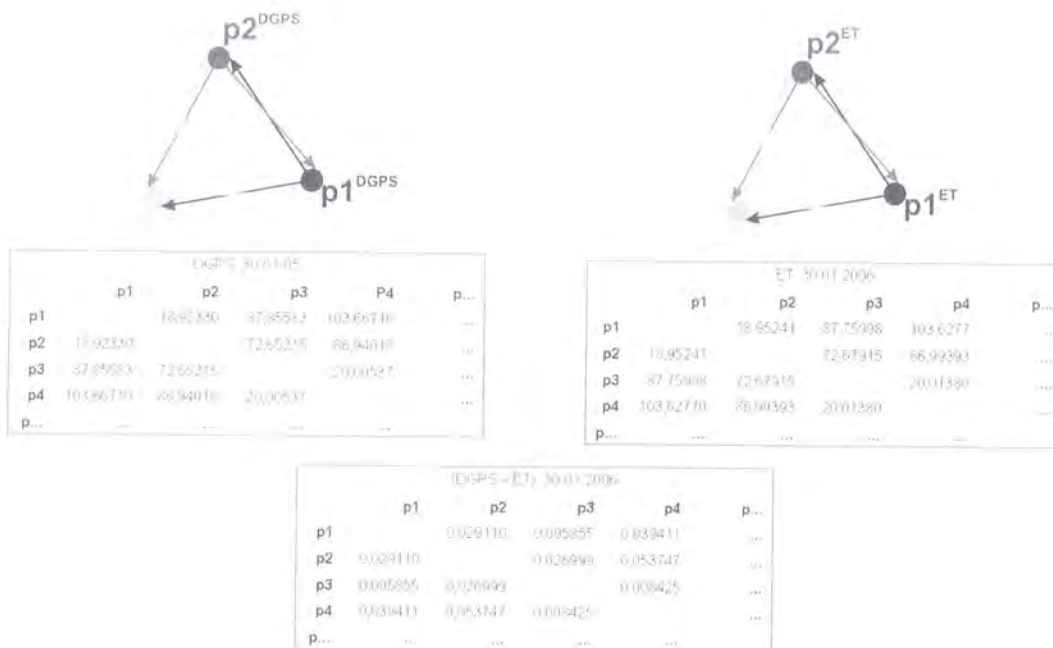


Figura 2 – Comparação do posicionamento horizontal medido com dGPS e com estação total.

Figure 2 – Horizontal positioning data comparison using dGPS and total station devices.

O pós-processamento de dados dGPS é essencial para a obtenção de dados precisos. A diferença entre os valores de posicionamento horizontal com e sem correcção, obtidos na campanha de 30 de Janeiro de 2006, pode atingir cerca de 20 m (Fig. 3 e Quadro 3). Quando comparadas essas diferenças entre campanhas distintas (Quadro 3), verifica-se uma grande variação nos valores máximos (14,8 m), médios (5,1 m) e do desvio padrão (3,7 m), sendo que a maior disponibilidade média de satélites e o valor de PDOP médio (relativo ao posicionamento tridimensional dos satélites visíveis) mais baixo contribuem para diminuir a diferença entre os dados com e sem correcção e obter posicionamentos mais precisos.

Em termos absolutos, ou seja sem correcção diferencial, a determinação da posição horizontal é mais precisa do que a determinação da posição vertical. Segundo USACE (2003), as diferenças podem ser significativas, correspondendo a posição horizontal absoluta a valores de incerteza tipicamente entre os 10 m e os 30 m, sendo superiores no caso da posição vertical absoluta. As medições levadas a cabo na praia da Foz do Lizandro confirmam esta tendência, podendo verificar-se que as diferenças entre valores com e sem correcção diferencial (Quadro 3) são bastante superiores no caso das posições verticais.

Assim, o erro registado não é constante (Fig. 3) e depende da disponibilidade de satélites e do valor PDOP, que varia ao longo da campanha e entre campanhas. Como consequência, a utilização de dados não corrigidos anula todos os procedimentos de alinhamento dos perfis na praia (Fig. 3), não garantindo a sobreposição de medições entre campanhas e, por isso a comparação de resultados.

Quadro 2

Erros esperados em medições com estação total NIKON DTM-522 sobre piso duro e em areia de praia (intervalo de confiança em X, Y e Z = 95 %;  $\sigma$  = desvio-padrão).

Table 2

Expected errors when using NIKON DTM-522 total station on hard floor and on beach sand (confidence interval = 95 %;  $\sigma$  = standard-deviation).

Prisma estável em piso duro (cm)						
	X <sub>95</sub>	X <sub><math>\sigma</math></sub>	Y <sub>95</sub>	Y <sub><math>\sigma</math></sub>	Z <sub>95</sub>	Z <sub><math>\sigma</math></sub>
12 m	0,100	0,073	0,100	0,065	0,100	0,038
530 m	3,900	1,889	0,600	0,274	2,600	1,284

Prisma móvel sobre areia de praia (cm)						
	X <sub>95</sub>	X <sub><math>\sigma</math></sub>	Y <sub>95</sub>	Y <sub><math>\sigma</math></sub>	Z <sub>95</sub>	Z <sub><math>\sigma</math></sub>
92 m	4,000	1,929	3,600	1,757	0,400	0,186
525 m	3,000	1,482	4,700	2,290	1,400	0,697

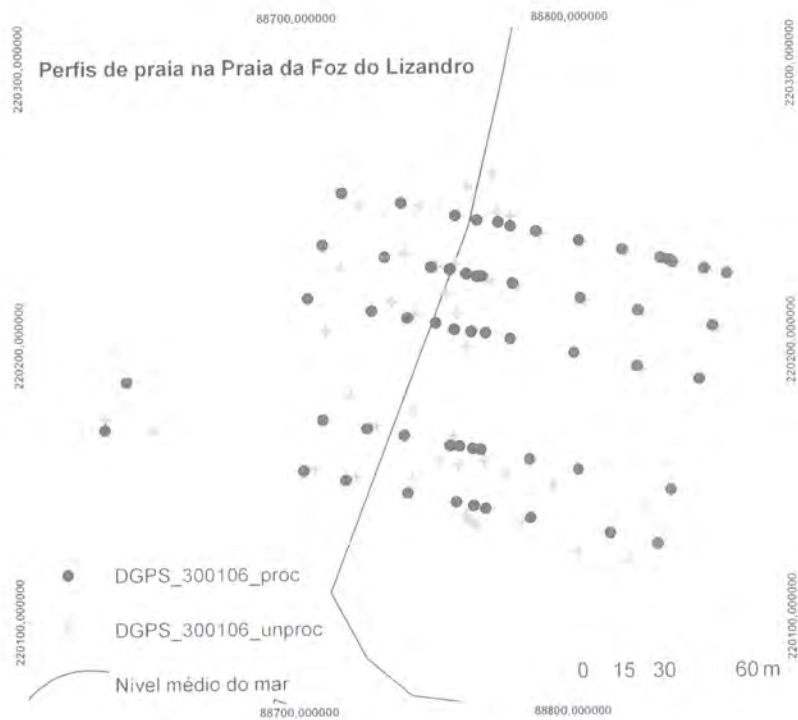


Figura 3 – Correção diferencial dos dados dos perfis de praia, na Praia da Foz do Lizandro. Os pontos indicam os dados corrigidos e as cruzes os valores sem processamento.

Figure 3 – Differential correction of the Foz do Lizandro beach profiles. Dots indicate corrected dGPS data and crosses indicate unprocessed data.

Quadro 3

Diferenças no posicionamento horizontal (h) e vertical (v) entre dados dGPS com e sem correcção diferencial, nas campanhas de 30 de Janeiro e 25 de Maio de 2006.

Table 3

Horizontal (h) and vertical (v) positioning differences between non-processed and post-processed dGPS data (30-01-2006 and 25-05-2006 surveys).

	Méd. (m)	Min. (m)	Max. (m)	$\sigma$ (m)	Satélites disponíveis (med)	PDOP (med)
30-01-2006 <sub>h</sub>	8,1	0,6	19,9	4,7	7,5	1,3
30-01-2006 <sub>v</sub>	11,4	0,8	33,9	9,2	7,5	1,3
25-05-2006 <sub>h</sub>	2,6	0,7	5,1	1,0	8,9	1,2
25-05-2006 <sub>v</sub>	22,1	14,8	30,9	4,5	8,9	1,2

Os dados obtidos na campanha de medições simultâneas de 30 de Janeiro de 2006 permitiram, por fim, uma comparação das posições horizontais e verticais obtidas com dGPS e estação total. Das diferenças registadas (Quadro 4), salienta-se que, em média, as duas técnicas diferem entre si 32,5 cm ( $\pm 22,0$  cm) no posicionamento horizontal e 25,7 cm ( $\pm 20,7$  cm) nas medições altimétricas. Estes valores revelaram-se aceitáveis quando comparados com a dinâmica morfológica deste sistema. Assim o demonstram os dados recolhidos em 3 campanhas de monitorização com dGPS na praia da Foz do Lizandro, entre 20 de Setembro e 19 de Outubro de 2005 (Fig. 4). Os elementos morfológicos mais dinâmicos, como a berma e a face da praia (curva de 4m - Fig. 4), recuaram planimetricamente num mês cerca de 36 m, e as diferenças verticais foram superiores a 2 m.

Quadro 4

Diferenças no posicionamento horizontal e vertical entre dados dGPS e estação total, na campanha de 30 de Janeiro.

Table 4

Horizontal and vertical positioning differences between dGPS and total station data (30-01-2006 survey).

	Méd. (m)	Min. (m)	Max. (m)	$\sigma$ (m)	Satélites disponíveis (med)	PDOP (med)
Horizontal	0,325	0,004	1,362	0,220	7,474	1,298
Vertical	0,257	0,040	0,938	0,207		

## CONCLUSÃO

A monitorização de praias exige uma avaliação cuidada das limitações da metodologia e das técnicas empregues na obtenção de dados sobre a dinâmica do sistema. A adequação das técnicas à monitorização depende em primeiro lugar da escala de análise a que se pretende implementar o estudo, mas também das limitações dos instrumentos de medição. O utilizador é outro factor de erro a ter em conta, no entanto os testes com estação total sobre areia de praia revelaram imprecisões inferiores a 5 cm. Os resultados obtidos com recurso ao dGPS demonstraram dados fiáveis de posicionamento, capazes de detectar modificações morfológicas no sistema superiores a 40 cm, no entanto as técnicas empregues com a estação total revelaram-se de maior fiabilidade. O resultado considera-se aceitável

quando comparado com a elevada dinâmica da praia da Foz do Lizandro e, especialmente, quando considerado num plano alargado de monitorização deste sistema e de obtenção de dados a longo prazo.

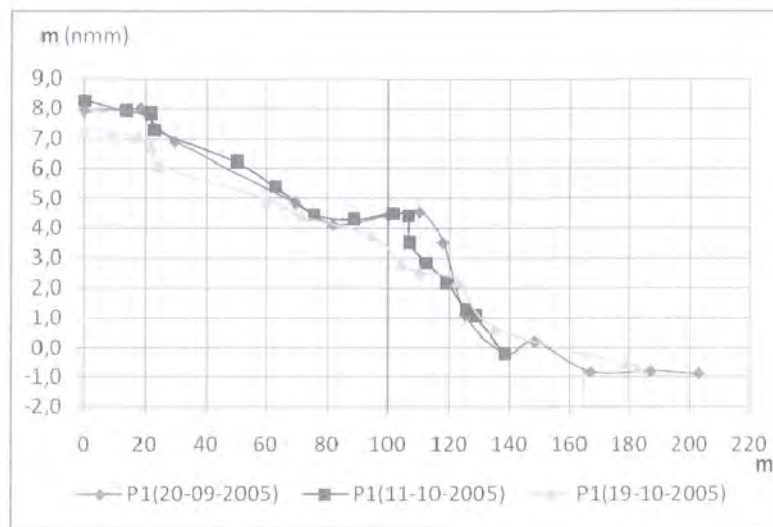


Figura 4 – Perfis de praia nos meses de Setembro e Outubro de 2005, na praia da Foz do Lizandro (nmm – nível médio do mar).

Figure 4 – September and October beach profiles, in Foz do Lizandro beach (nmm – mean sea level).

## BIBLIOGRAFIA

- Featherstone, W. E.; Dentith, M. C.; Kirby, J. F. (1998) – Strategies for the accurate determination of orthometric heights from GPS. *Survey Review*, 34(267): 278-296.
- Gomes, N. & Garcia, J. (2002) – Beach/Dune morphology survey errors in aeolian sand transport monitoring. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. I, p. 121-126.
- Huang, J.; Jackson, D.; Cooper, J. (2002) – Morphological monitoring of a high energy beach system using GPS and Total Station techniques, Runkerry, Co. Antrim, Northern Ireland. *Journal of Coastal Research*, SI 36: 390-398.
- Komar, P. D. (1998) – *Beach Processes and Sedimentation*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall.
- Marreiros, P. (2002) – Aplicação do GPS OTF em levantamentos hidrográficos. *Actas da 3ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica*, Tomo 1: 50-53.
- Neves, M. (2004) – *Evolução Actual dos Litorais Rochosos da Estremadura Norte. Estudo de Geomorfologia*. Tese Doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa, 557p.
- Pereira, A. Ramos (1987) – Aspectos da evolução do relevo de Portugal. Litoral entre a serra de Sintra e a praia de S. Julião (Ericeira). *Finisterra*, XXII (44): 423-434.
- Sá-Pires, C.; Morris, B.; Matias, A.; Vila-Concejo, A. (2002) – Monitoring program to determine cross-shore changes in beach morphology. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. I, p. 127-134.
- Trindade, J.; Pereira, A. Ramos; Metrogos, R. (2006) – Aquisição de dados sobre a dinâmica de praias em diversas escalas temporais. Exemplos do litoral da Estremadura. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. III, p. 85-91.
- USACE (2003) – *NAVSTAR global positioning system surveying*. Engineer Manual 1110-1-1003, United States Army Corps of Engineers, Washington DC.



# O Modelo Digital de Terreno (MDT) como técnica de aplicação prática no desenvolvimento de estudos em Geologia e Geomorfologia. A modelação da “Bacia de Aveiro”

*The Digital Terrain Model (DTM) as practical application technique in the development of Geology and Geomorphology studies. The modulation of “Aveiro Basin”*

A. O. Amado<sup>1</sup>, J. A. C. Correia Marques<sup>2</sup>, L. I. Ribeiro Santos<sup>3</sup>; A. M. Rochette Cordeiro<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Centro Tecnológico da Cerâmica e do Vidro – Coimbra, aamado@ctcv.pt;

<sup>2</sup> Geólogo, joacorreiamarques@sapo.pt;

<sup>3</sup> Geógrafa – aluna de Mestrado, luciarsantos@gmail.com;

<sup>4</sup> Centro de Estudos Geográficos da Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, amrochette@yahoo.com.

**Resumo:** O trajecto da aplicação dos “Modelos Digitais de Terreno” em estudos de Ciências da Terra mostra que, numa fase inicial, a aplicação dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) nesta área assumia, preferencialmente, objectivos de análise simples, tais como o do enquadramento morfológico. As aplicações agora propostas inserem-se numa nova perspectiva para este tipo de análises, não só no âmbito do ordenamento e planeamento do território associado, por exemplo, à revisão dos PDM’s, mas em especial na sua aplicabilidade na avaliação de recursos geológicos importantes para a indústria extractiva e que constituam matérias-primas para a indústria transformadora. Através da compilação e síntese da informação existente sobre a geologia da “Bacia de Aveiro” e, em particular, sobre a formação cretácica terminal, conseguida através de dezenas de sondagens georeferenciadas e de centenas de pontos igualmente georeferenciados de afloramento desta formação, foi possível a modelação da parte superior da bacia na sua quase totalidade, possibilitando a constatação dos locais onde a espessura da unidade é mais ou menos significativa, das variações geográficas dessa mesma espessura e da proximidade desta à superfície topográfica. A importância económica das “Argilas de Aveiro” e das areias que a recobrem como georrecursos arenoargilosos de grande importância para diversas fileiras industriais, torna a modelação uma componente relevante no perspectivar de novos caminhos para a sua exploração, permitindo, em simultâneo, um maior conhecimento da geologia, geomorfologia e mesmo paleogeomorfologia deste sector da Orla Meso-Cenozóica ocidental.

**Palavras-chave:** MDT’s, recursos geológicos, geomorfologia e ordenamento, Centro litoral.

**Abstract:** In an early stage, the Geographic Information Systems (GIS) and the application of “Digital Terrain Models” were applied in Earth Sciences studies with generally simple goals of the application, such as the regional morphological framework description. The applications now proposed are set in a new perspective for this type of analyses, not only within the territorial planning, associated for instance with the PDM revision, but specially in its applicability to estimate geological resources for the extractive industry, which constitute raw materials to the transforming industry. Throughout the collection and synthesis of the available information about geology of “Aveiro’s Basin”, and specially on the terminal cretaceous formation, including dozens of geo-referred drillings, as well as hundreds of geo-referred points of outcrops of this formation it was possible to collect this information, making possible the computation of places where the thickness of this unit is more or less significant, its geographic variations and its proximity to the topographic surface. The economical importance of the “Argilas de Aveiro” and the upper sands, as sandy-clayish geo-resource for the extractive and transforming industry, makes this modulation a component of relevant importance in the perspective of new tracks for its exploitation, allowing, simultaneously a wider knowledge of geology, geomorphology and even paleogeomorphology of this sector of the occidental Meso-Cenozoic Basin.

**Keywords:** DTM’s, geologic resources, geomorphology and planning, coastal Centre.

## 1. INTRODUÇÃO

Os recursos geológicos constituem uma riqueza fundamental para o desenvolvimento económico das regiões e do país, contribuindo em larga escala para o progresso e bem-estar das populações.

Nas últimas duas décadas os recursos metálicos perderam alguma da sua importância e valor de mercado (apesar de recentemente se assistir a alguma retoma que, nalguns metais, é bastante significativa), verificando-se uma variação inversa com os não-metálicos, cujas produções e consumos têm aumentado exponencialmente.

A importância económica das "Argilas de Aveiro" e das areias sobrejacentes como georrecursos arenosos e argilosos para a indústria extractiva e diversas fileiras transformadoras, torna a modelação uma componente de importância relevante no perspectivar dos novos caminhos para a sua exploração, permitindo, em simultâneo, um maior conhecimento da geologia, geomorfologia e mesmo paleogeomorfologia deste sector da Orla Meso-Cenozóica ocidental.

Através da compilação e síntese da informação existente sobre a geologia da "Bacia de Aveiro" e, em particular, sobre a formação cretácica terminal, conseguida através de dezenas de sondagens georeferenciadas e de centenas de pontos, também georeferenciados, de afloramento desta formação, foi possível a modelação da parte superior da bacia na sua quase totalidade, tornando possível a constatação dos locais onde a espessura da unidade é mais ou menos significativa, das variações geográficas dessa mesma espessura e da proximidade desta à superfície topográfica.

O trabalho agora apresentado encontra-se associado à realização de estudos de índole académica já realizados ou em curso sobre o mesmo território, cada um deles dedicado a duas temáticas que muitas vezes entram em conflito – os recursos naturais e o desenvolvimento sustentado – e que pretendem contribuir para um melhor conhecimento integrado dos recursos geológicos existentes na parte superior da "Bacia de Aveiro".

São vários os estudos geológicos existentes sobre a "Bacia de Aveiro", por aí ocorrerem importantes recursos arenosos e, em especial, argilosos. Contudo, em virtude destes trabalhos se encontrarem dispersos, contemplarem geralmente finalidades diferenciadas e, por vezes, não aplicados explicitamente à indústria, os investidores e industriais não têm deles conhecimento.

Um destes estudos pretendeu, assim, compilar, resumir, interpretar e propor um modelo para a parte superior da "Bacia de Aveiro" ("Argilas de Aveiro" e depósitos de cobertura sobrejacentes), com base em trabalhos de levantamento de campo e informação disponível de sondagens realizadas, caracterizar os diversos materiais arenosos ocorrentes de forma a maximizar a informação sobre estes recursos e possibilitar um investimento fundamentado aos maiores interessados, que são os utilizadores directos destas matérias-primas ou, indirectamente, infra-estruturas que beneficiem das suas características (Amado, 2006).

## 2. A “BACIA DE AVEIRO”

### 2.1. Enquadramento geográfico

O estudo efectuado incidiu sobre o sector Norte da Bacia Lusitânica no litoral Centro-Norte de Portugal, constituindo o segmento mais setentrional da Orla Meso-Cenozóica ocidental, onde se localiza a “Bacia de Aveiro”.

A “Bacia de Aveiro” estende-se por uma área com cerca 600 km<sup>2</sup>, incluindo a parte terminal da Bacia Hidrográfica do Rio Vouga, na qual se insere um sistema lagunar do tipo “ilha barreira” – a Laguna de Aveiro, por norma impropriamente designado por “Ria de Aveiro”. Esta extensa área encontra-se limitada, a Norte e a Sul, pelos paralelos 40° 53’ e 40° 15’ Norte, respectivamente, a Este pelo meridiano 8° 30’ Oeste de longitude e, a Ocidente, pela actual linha de costa (Rocha, 1993).

A Bacia ocupa uma área que abrange diversos Municípios, embora deva ser de imediato referido que nesta análise deve ser dada particular atenção aos territórios municipais onde aflora com especial relevância o Cretácico Superior – Aveiro, Ílhavo, Vagos, Oliveira do Bairro e Mira, que se encontram incluídos nos distritos de Aveiro e Coimbra, sendo de referir que a maior expressão deste afloramento se encontra no distrito de Aveiro, situando-se no de Coimbra apenas uma pequena parte da sua extremidade sudoeste (Fig. 1).

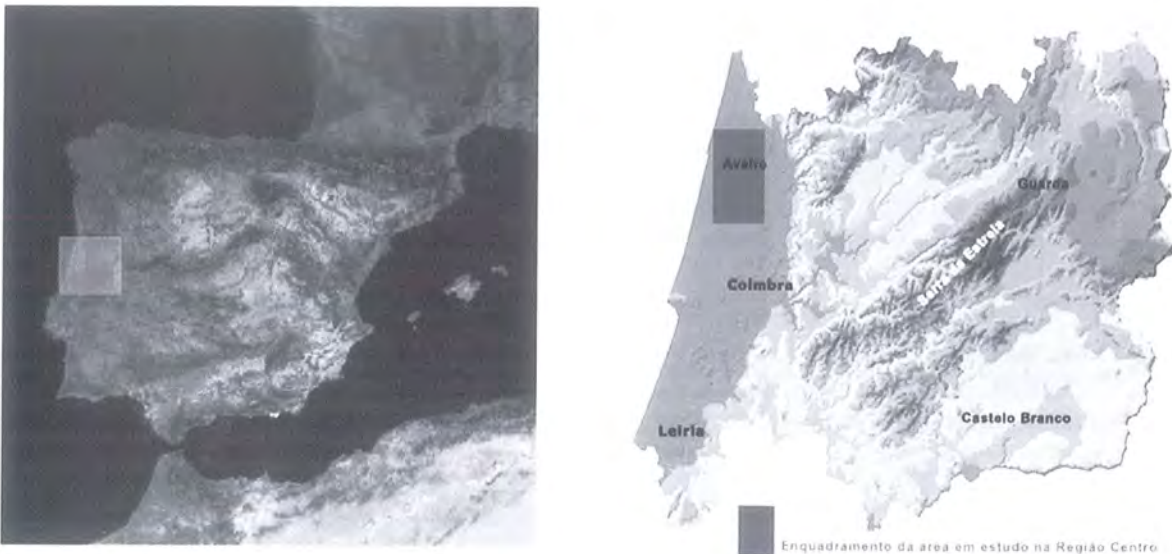


Figura 1 – Enquadramento da área em estudo.

*Figure 1 – Localization of the area.*

### 2.2. Enquadramento geológico

O contexto geológico regional da área encontra-se, obviamente, na dependência dos sedimentos que a preenchem, com grande influência do acarreio de materiais quer do desmantelamento do soco antigo (Maciço Hespérico), quer da retoma de depósitos anteriores (Fig. 2).

O Soco ante-Mesozóico, que constitui o substrato da “Bacia de Aveiro”, desenvolve-se no contacto entre as zonas Centro Ibérica (ZCI) e Ossa Morena (ZOM), as quais se encontram separadas pela faixa

blastomilonítica. A unidade mais antiga da Zona Centro Ibérica é o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) ante-Ordovício, representado, essencialmente, pelos metassedimentos do Grupo das Beiras, que afloram no sector Nordeste da área em análise.

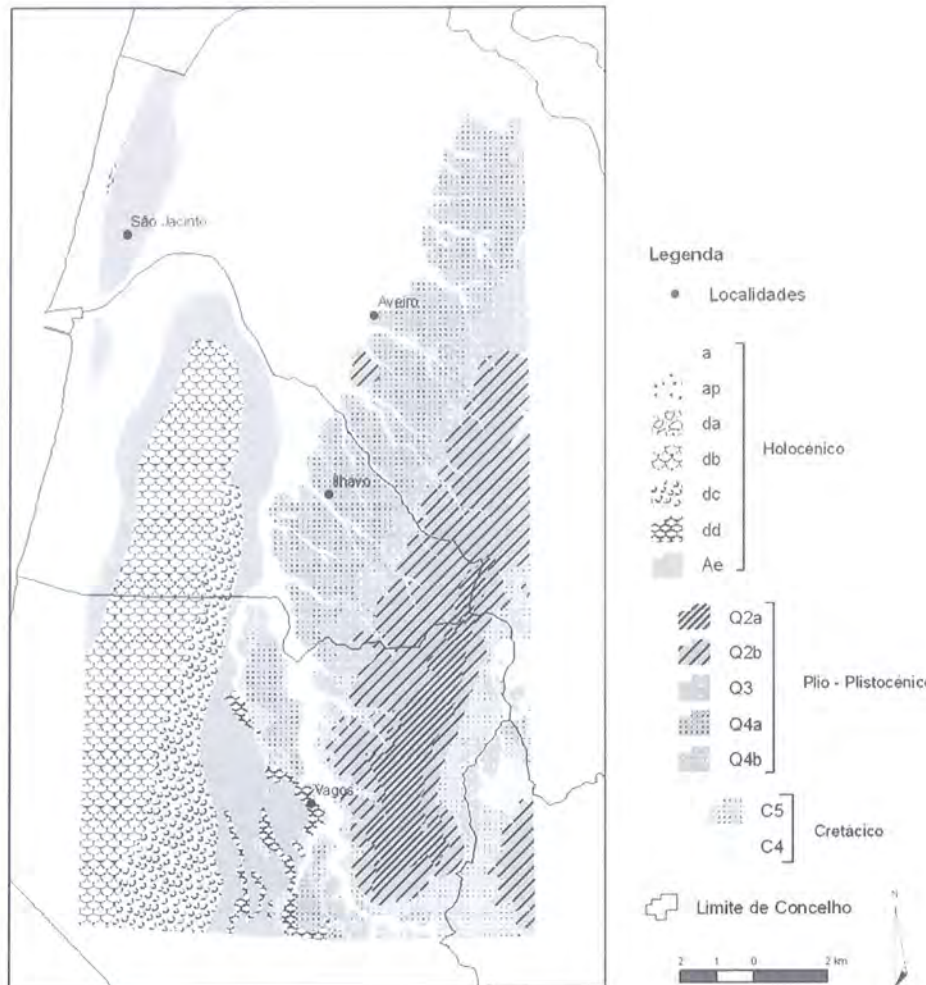


Figura 2 – Enquadramento geológico da área em estudo (extraído e modificada a partir da Carta Geológica de Portugal).

Figure 2 – Geologic map of the Aveiro Basin.

Relativamente aos materiais sedimentares do Jurássico inferior, estes afloram na área apenas entre Montinho e Vilarinho do Bairro, exibindo um conjunto de calcários, calcários margosos, margas e calcários dolomíticos liássicos, aos quais se sobrepõem as formações cretácicas do Aptiano – Albiano ao Senoniano, constituídas por sedimentos essencialmente terrígenos, com episódios carbonatados no Cenomaniano – Turoniano (Coroado, 2000).

Alvo principal de análise deste trabalho, são as unidades que têm vindo a ser intensamente explorada para a indústria cerâmica, sendo as matérias-primas extraídas comercializadas sob a designação de “Argilas de Bustos”, as quais são parte integrante dos materiais do Cretácico superior (Campaniano Superior – Maastrichtiano). Estes encontram-se representados pela unidade litoestratigráfica “Argilas de Aveiro/Vagos”, constituída por argilitos e argilitos siltsos de coloração vermelha e acinzentada, com intercalações de margas e calcários margosos.

Os depósitos sedimentares de cobertura, de idade Plio-Pleistocénica, encontrados na área de análise (Fig. 2), correspondem a níveis de terraços e praias antigas, sendo constituídos por leitos de areias finas ou grosseiras de cor clara e cascalheiras de calhaus rolados, por vezes espessos. Na zona litoral estes depósitos são cobertos por aluviões actuais, areias de praia e areias eólicas recentes (Holocénico), que constituem todo o cordão dunar que bordeja a Laguna de Aveiro e que se estendem para o interior até cerca de 15 km da linha de costa.

As formações recentes encontram-se em grande continuidade e em posição horizontal ou sub-horizontal, indiciando uma actividade neotectónica pouco intensa ou de fraca amplitude. A área é, no entanto, afectada por duas estruturas importantes, a falha Porto – Tomar (faixa blastomilonítica), localizada a Este, e o anticlinal Mogofores – Febres – Tocha, a Sul (Barbosa, 1981 e Teixeira & Zbyszewski, 1976).

### **3. MODELAÇÃO DA BACIA**

O objecto deste artigo prende-se, tal como foi anteriormente referido, com a necessidade de concretização de um modelo 3D, particularmente sobre os materiais do Cretácico Superior e da sua relação com a actual morfologia da área.

A base de toda a concretização do projecto teve por pressuposto inicial o facto de existir uma quantidade significativa de informação escrita disponível sobre a "Bacia de Aveiro" dispersa por trabalhos de índole diversa, publicados por inúmeros autores, quer integrando relatórios de diferentes serviços da CCDR Centro, das autarquias interessadas, ou dos arquivos de algumas empresas de sondagens de pesquisa e captação de águas. Contudo, até ao momento, a sua visualização em profundidade consubstanciava-se, apenas, na apresentação de alguns perfis.

Por tudo isto, e tendo em consideração a necessidade de um conhecimento mais alargado sobre este recurso natural, foi realizada neste trabalho a compilação e síntese de toda essa informação, propondo-se então um modelo para a "Bacia de Aveiro" que incluísse a formação terminal cretácica ("Argilas de Aveiro") e os depósitos arenosos de cobertura que se lhes sobrepõem (dunares, praias antigas ou terraços fluviais). Este objectivo norteou-se pelos interesses económico e industrial intrínsecos a estes recursos geológicos, mas também por este modelo poder vir a desempenhar um papel fundamental na definição de um racional ordenamento do território autárquico, por força do que se perspectiva no contexto da actual concretização dos PDM's de 2ª geração da área em análise, majorando nos Municípios incluídos nesta área o aproveitamento e a gestão dos recursos concelhios de uma forma sustentada.

Esta modelação foi conseguida através do desenvolvimento de uma aplicação SIG (Sistema de Informação Geográfica) e consequente manipulação do conjunto dos dados disponíveis.

Para o desenvolvimento do MDT foram utilizadas como suporte bases cartográficas distintas. No caso do Modelo de Superfície foi utilizada a cartografia digital do Exército Português (IGEOE) à escala 1:25 000, com base nas curvas de nível, a que foram associados os pontos cotados, em virtude da baixa altimetria da zona assim o exigir, permitindo a obtenção de um modelo mais próximo da morfologia actual.

Quanto à informação digital referente ao "tecto" e ao "muro" dos materiais do Cretácico Superior, foi obtida através da construção de uma base de dados a partir de uma exaustiva pesquisa bibliográfica. Esta base de dados reuniu 79 sondagens georeferenciadas com informação das superfícies do tecto e do muro da unidade litoestratigráfica "Argilas de Aveiro". A informação, foi ainda complementada com o levantamento

de 748 pontos georeferenciados recolhidos no contexto do afloramento desta formação, observados na actual cartografia geológica das folhas n.ºs 16-A (Aveiro) e 16-C (Vagos) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000, que foram posteriormente aferidos e corrigidos em gabinete, de modo a minimizar algumas incorrecções verificadas no próprio levantamento.

Após recolha de toda a informação, a base de dados elaborada foi trabalhada e processada na principal aplicação do ArcGis (ArcMap) para apresentação, inquirição, edição, criação e análise de dados, de forma a gerar a informação intermédia necessária à modelação final.

Depois de analisadas, as bases digitais a utilizar na construção do modelo Digital do terreno foram importadas para o ArcGis 9.1 (software de base tecnológica especializada em análises SIG). Com recurso à extensão 3D *Analyst* do mesmo software, foram atribuídos ao modelo, à superfície, ao tecto e ao muro parâmetros de acordo com as tipologias da informação, como por exemplo a definição do factor Z a cada nível de informação, assim como a definição do processo de adição da informação à triangulação dos modelos desenvolvidos.

Após a conclusão dos modelos digitais de acordo com os referidos parâmetros, procedeu-se à sua interpolação em modo *raster*, utilizando o modelo de *Kriging*, de modo a elaborar um avançado conjunto de análises geoestatísticas e melhorar a visualização dos modelos.

As saídas gráficas resultantes desta fase intermédia para as superfícies do tecto e muro da formação "Argilas de Aveiro" representam-se, respectivamente, na figura 3. Tal como foi referido, o tecto foi elaborado com base na informação dos furos de sondagem, bem como dos próprios afloramentos, enquanto o muro foi construído, apenas, com recurso aos dados obtidos nos furos e diagrafias, por serem os únicos elementos fiáveis disponíveis. Esta representação encontra-se expressa por valores relativos à cota do terreno.

A análise das diferentes figuras torna possível a constatação que a unidade litoestratigráfica "Argilas de Aveiro" parece evoluir em profundidade de Este para Oeste, atingindo as menores cotas topográficas nos sectores Oeste e Noroeste da bacia (zonas de Gafanha da Encarnação e Noroeste da Murtosa). Ressalta, de forma evidente, a existência de duas linhas definidas, aproximadamente, pelos alinhamentos Aveiro, Ílhavo, Vagos e Mira e, a nascente, Azurva, Nariz e Bustos, onde, aliás, a formação permanece aflorante, embora a respectiva espessura diminua progressivamente de ocidente para oriente até desaparecer completamente. A sua profundidade aumenta gradualmente para Norte e para a zona costeira, tendência que é interrompida por uma linha de água (zona inicial do rio Boco) que escoia de SSE para Norte, na qual as "Argilas de Aveiro" atingem uma maior profundidade para, de seguida, voltarem à tendência anteriormente referida.

O tecto da formação "Argilas de Aveiro"/muro dos depósitos de cobertura pode encontrar-se tanto à superfície do terreno, como é o caso das zonas de Nariz – Bustos, até uma profundidade máxima de 134 metros, valores que se observam no sector a Ocidente da Gafanha da Encarnação e da Murtosa (Fig. 3, imagem esquerda), enquanto o muro das "Argilas de Aveiro" (Fig. 3, imagem direita) pode encontrar-se desde uns escassos 4 m da superfície até uma profundidade máxima de 278 metros na zona da Gafanha da Encarnação. Pode assim concluir-se que a espessura máxima das "Argilas de Aveiro" é observada na zona Oeste da área em estudo, mais propriamente na envolvente da Gafanha da Encarnação, onde se regista um valor próximo dos 145 metros.

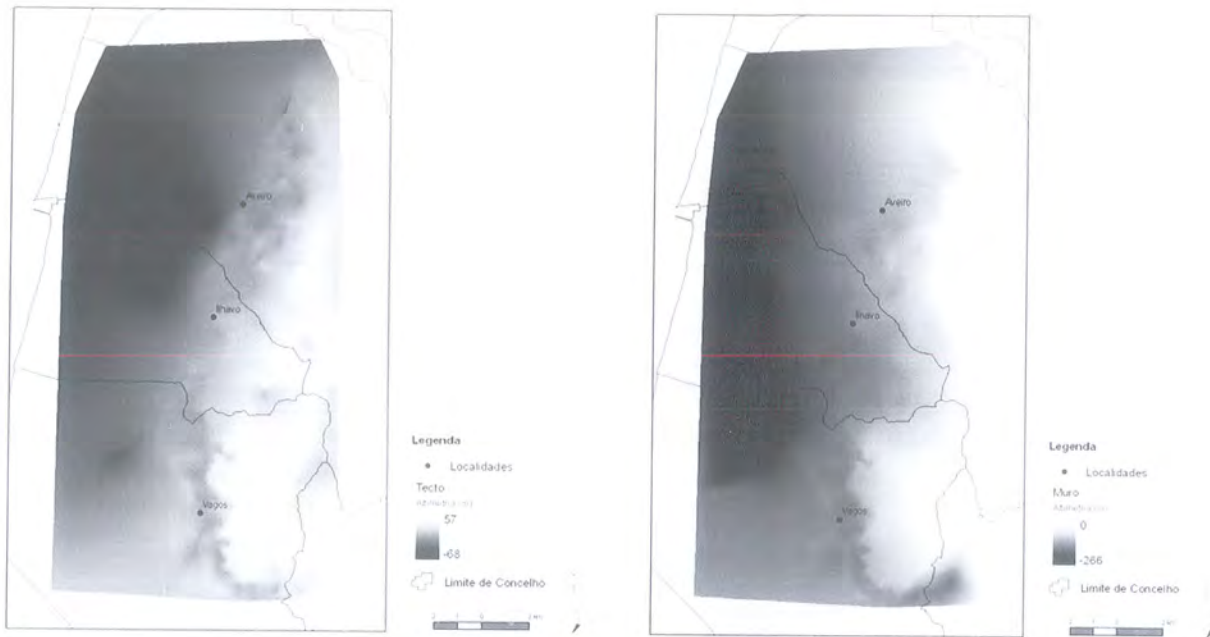


Figura 3 – Superfícies do tecto e do muro da formação "Argilas de Aveiro".

Figure 3 – Higher and Lower level surface of "Argilas de Aveiro" formation.

Os diversos depósitos de cobertura sobrejacentes, materializados em solo, aluvião, areias dunares e depósitos de terraço e praias antigas, enquadram-se entre o tecto da formação C<sup>5</sup> e a superfície topográfica, sendo possível, através da respectiva localização cartográfica, estimar a respectiva tipologia. No âmbito de uma melhor visualização da espacialidade, assim como de compreender a estrutura da formação, foram localizadas as bocas de todos os furos de sondagem, assim como os pontos de afloramento da formação das "Argilas de Aveiro" obtidos a partir da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50 000 (Fig. 4).

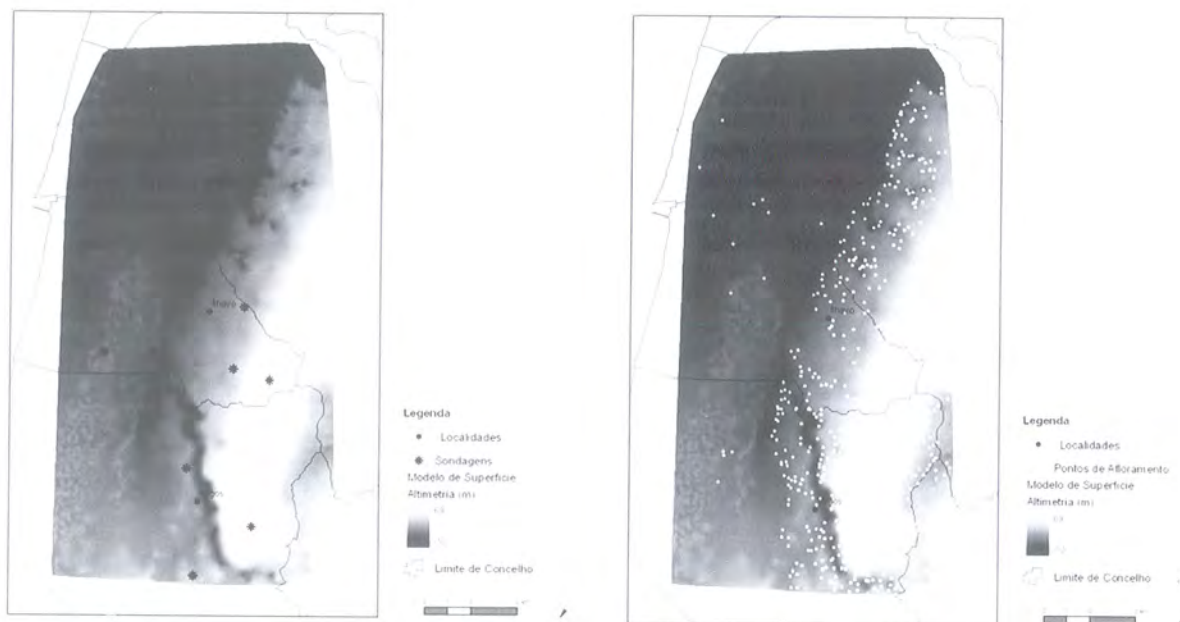


Figura 4 – Superfície do terreno com localização dos furos de sondagem e dos pontos de afloramento.

Figure 4 – Topographical surface with the drillings location and the outcropping points location.

Com os elementos obtidos nesta fase intermédia da aplicação *ArcMap* procedeu-se à criação dos dados espaciais através da modelação em 3D (*ArcScene*) (Fig. 5 a 7).

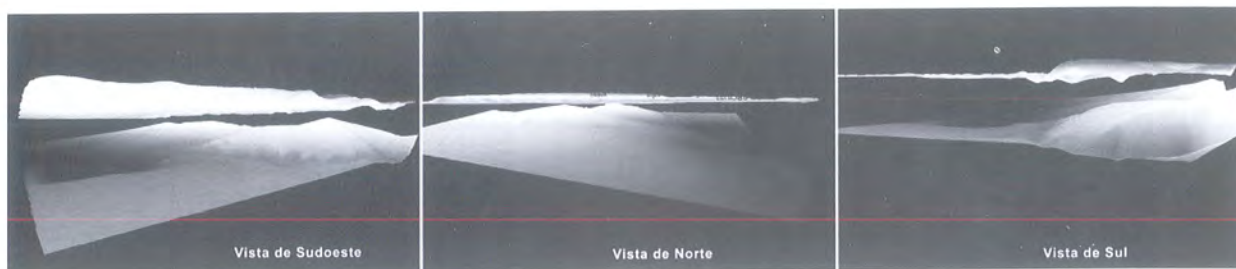


Figura 5 – Superfície topográfica e muro da formação “Argilas de Aveiro”.

*Figure 5 – Topographical Surface and lower level surface of the “Argilas de Aveiro” formation.*

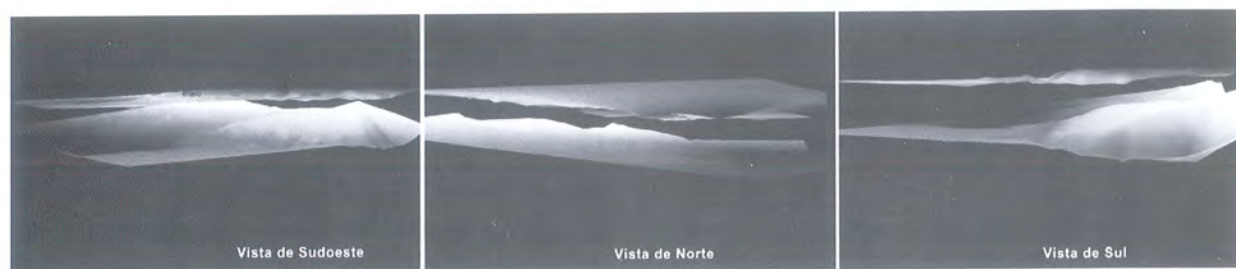


Figura 6 – Tecto e muro da formação “Argilas de Aveiro”.

*Figure 6 – Higher and lower level surfaces of the “Argilas de Aveiro” formation.*

Na figura 7 pode observar-se a sobreposição da geologia de superfície com o modelo desenvolvido, nomeadamente o tecto e o muro das “Argilas de Aveiro”.

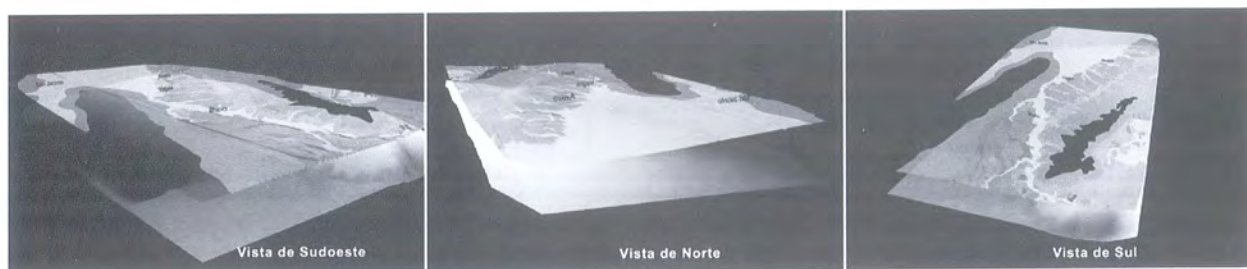


Figura 7 – Sobreposição da vista Oeste (3D) do modelo e da geologia de superfície.

*Figure 7 – Model West view (3D) over geology surface.*

#### 4. CONCLUSÕES

As “Argilas de Aveiro” têm sido estudadas por muitos autores, sendo caracterizadas por uma granularidade fina a muito fina, com uma importante fracção argilosa essencialmente illítico/esmectítica, aumentando o valor percentual de esmectite para a zona Sudeste da formação, facto confirmado pela elevada plasticidade, superfície específica, expansibilidade e capacidade de troca catiónica que apresentam.

Em função das suas características intrínsecas e específicas possuem diversas possibilidades de aplicação, com maior incidência na indústria cerâmica de construção (segmentos do tijolo, telhas e abobadilha), quando devidamente lotadas, mas também na produção de agregados leves de argila

expandida, em processos ou obras de impermeabilização, de confinamentos e selagens, constituindo uma das barreiras naturais mais eficazes e protectoras de eventuais contaminações do meio ambiente (Gomes, 2002). Por este motivo, o aproveitamento de antigas explorações, já abandonadas e que nunca foram recuperadas ou requalificadas, para futura implantação de infra-estruturas de aterros de RSU, RIB's ou RIP's, estações de triagem e valorização de resíduos, é aconselhável por constituírem espaços privilegiados (Galhano, 1999), desde que devidamente construídos, monitorizados e controlados, promovendo-se a recuperação ambiental e paisagística de zonas que, actualmente, se encontram degradadas e envolvem perigos vários para as pessoas, animais e bens.

No que concerne aos recursos arenosos subjacentes e em função da caracterização mineralógica, química e física efectuada, verificou-se que os materiais arenosos das diversas tipologias (areias dunares, depósitos de praias antigas e terraços fluviais) evidenciam uma adequação ao uso diversa, das quais se salientam segmentos industriais mais nobres para as areias dunares, tais como as fileiras do vidro de embalagem corado e da fundição, enquanto os materiais dos depósitos de praias antigas e terraços fluviais se encontram vocacionados, preferencialmente, para as indústrias cerâmica, de construção civil e fabrico de betões (Amado, 2006).

Através da constituição de uma base de dados com informações de sondagens realizadas na "Bacia de Aveiro" elaborou-se um modelo representativo das formações alvo, com recurso ao desenvolvimento de uma aplicação SIG e conseqüente manipulação do conjunto de dados disponíveis no software *ArcGis*. A modelação realizada permite visualizar as superfícies do tecto e do muro das "Argilas de Aveiro" na maior parte da extensão da bacia, localizando-se os depósitos de praias antigas e terraços fluviais entre o tecto daquela formação e a superfície topográfica do terreno.

Neste modelo é notória a evolução das "Argilas de Aveiro" em profundidade de Este para Oeste, atingindo uma espessura máxima de 145 metros na envolvente da Gafanha da Encarnação.

Este trabalho pretendeu, assim, constituir uma ferramenta à qual a indústria poderá aceder para definir os locais da bacia que melhor se enquadrem com os objectivos pretendidos pela actividade extractiva, estimar a espessura de argilas e de materiais arenosos de cobertura e conseqüente cubicagem, a tipologia das matérias-primas argilosas e arenosas nos diferentes locais, contribuindo assim para um melhor planeamento e aproveitamento dos recursos geológicos da zona e a promoção da sua gestão racionalizada.

Perspectiva-se, também, que a informação disponibilizada poderá ser de grande importância para as entidades com responsabilidade no cabal ordenamento do território, na elaboração de Planos Directores Municipais de 2ª geração, na definição de espaços destinados ao aproveitamento destes recursos que, em muitos casos, não estão contemplados nos actuais diplomas, na localização de equipamentos e na construção ou implementação de infra-estruturas de âmbito local ou nacional de incidência ambiental, com aspectos relevantes no desenvolvimento sustentável que é essencial para o país.

## **BIBLIOGRAFIA**

Amado, A. O. (2006) – *Georrecursos arenoargilosos na zona superior da "Bacia de Aveiro"*. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, 128p.

- Barbosa, B. (1981) – *Carta Geológica de Portugal, 1/50 000. Notícia explicativa da folha 16-C, Vagos*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 60p.
- Coroado, J. F. (2000) – *Propriedades cerâmicas das argilas das unidades litoestratigráficas "Argilas de Aveiro" e "Argilas de Tomar"*. Dissertação apresentada para a obtenção do grau de doutor na Universidade de Aveiro, 366p.
- Galhano, A. C. (1999) – *Relações entre as propriedades geotécnicas, mineralógicas e geoquímicas das argilas e lodos da região de Aveiro*. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, 267p.
- Gomes, C. S. F. (2002) – *Argilas: Aplicações na indústria*. Aveiro, 337p.
- Rocha, F. J. F. T. (1993) – *Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na bacia sedimentar de Aveiro*. Dissertação apresentada para a obtenção do grau de Doutor na Universidade de Aveiro, Aveiro, 399p.
- Teixeira, C. & Zbyszewski, G. (1976) – *Carta Geológica de Portugal, 1/50 000. Notícia explicativa da folha 16-A, Aveiro*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 39p.

# O papel dos Sistemas de Informação Geográfica na divulgação do potencial turístico e científico dos Geomonumentos em Portugal Continental

*Geographic Information System's role in the advertising of scientific and turistic potential of Geomonuments in Portugal mainland.*

P. Sevinate Pinto

Departamento de Geografia, Universidade de Lisboa, pedrosevinate@gmail.com.

**Resumo:** A actualidade dos temas relacionados com o estudo e valorização da geodiversidade, nomeadamente nas suas vertentes científica e turística, enquanto mais valia dos territórios, norteou a elaboração do artigo que agora se apresenta. A expressão final deste trabalho foi o desenvolvimento de um sistema de informação geográfica, que reúne informação relevante acerca dos geomonumentos, de Portugal Continental, e que pretende contribuir para a sua valorização. Foram duas as fases metodológicas que estruturaram este artigo: a recolha de informação bibliográfica acerca dos geomonumentos existentes em Portugal Continental; o desenvolvimento de um sistema de informação geográfica de síntese de informação de cada geomonumento, atribuindo especial relevância à dimensão espacial e à sua caracterização a diversos níveis. As principais conclusões apontam para a importância deste tipo de tecnologia, na divulgação, avaliação e valorização dos geomonumentos, sendo de ressaltar, algumas melhorias que o sistema criado deveria e poderia incorporar.

**Palavras-chave:** Geomonumentos; Sistemas de Informação Geográfica; Portugal Continental.

**Abstract:** The relevance and recent acknowledging of themes related with the study and valorization of geodiversity, mainly in what concerns scientific and turistic aspects, has guided this article through its elaboration. The final result of this work was the development of a geographic information system, which contains important information related with geomonuments of Portugal, and that aims to contribute to its valorization. The work that resulted in this article passed through two different and complementary phases: the research of literature on each geomonument considered; the development of the geographic information system, considering the spatial dimension and the characterization of each geomonument, at different levels. The main conclusions conduct to the relevance and importance of this type of technology, in the advertising, evaluation, and valorization of the geomonuments. It must also be pointed that the system developed may be bettered on several issues.

**Keywords:** Geomonuments; Geographic Information Systems; Portugal.

## 1. INTRODUÇÃO

O artigo que agora se apresenta enquadra-se num trabalho desenvolvido em âmbito do seminário de Avaliação e Valorização de Recursos Naturais, do Mestrado em Geografia, área de especialização em Geografia Física, Recursos e Riscos Ambientais, da Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

No âmbito deste seminário foi proposta a realização de um trabalho que obedecesse preferencialmente a alguns pressupostos: a caracterização de um ou mais locais de reconhecida relevância ao nível da Geologia e da Geomorfologia, a análise das suas principais características de um ponto de vista científico,

e uma abordagem de cariz mais prático, com o intuito de dar a conhecer o, ou os, locais de estudo, na perspectiva da sua valorização.

Nesta lógica, tentou-se incorporar no trabalho as premissas até aqui referidas, respeitando integralmente o objectivo primário: a avaliação e valorização de recursos naturais abióticos, tendo em vista a sua divulgação, sem esquecer o rigor científico.

Assim, à priori da realização deste trabalho, foram detectados alguns pontos que orientaram toda a sua elaboração: a clara necessidade de conservação da geodiversidade em Portugal Continental; o potencial turístico de alguns geomonumentos portugueses, a ser aproveitado de uma forma racional, coerente e sustentável; o aproveitamento dos sistemas de informação geográfica, e o reconhecimento do seu papel de excepção no cumprimento dos objectivos acima enunciados.

Ao longo da fase de pesquisa bibliográfica que antecedeu este trabalho, poucas foram as referências encontradas acerca da utilização das novas tecnologias no tratamento das questões do património geológico e geomorfológico. No entanto, às poucas referências encontradas, relacionadas especificamente com a utilização dos Sistemas de Informação Geográfica e com as Tecnologias de Informação e Comunicação, acresce a opinião de Brilha *et al* (1999), quando é defendido que a utilização de meios informáticos na tentativa de divulgação de património geológico, apresenta vantagens como:

- "divulgação alargada a um público geograficamente disperso";
- "actualização dos conteúdos e respectiva disponibilização em tempo real";
- "custos de produção e de divulgação muito reduzidos relativamente aos meios tradicionais";
- "possibilidade de integrar conteúdos multimédia que facilitam a visualização e a compreensão de determinados aspectos e conceitos geológicos"

Pretendeu-se assim neste trabalho, desenvolver um sistema de informação geográfica, que reúna informação relevante acerca dos geomonumentos de Portugal Continental. Neste sentido, foi incorporada informação fidedigna, em grande parte gerada por instituições de reconhecido valor científico, não esquecendo a simplificação de alguns conceitos, com vista a cativar o grande público, bem como a vertente visual e apelativa que um sistema de informação geográfica pode fornecer.

## 2. METODOLOGIA

A elaboração deste trabalho passou por duas fases distintas que importa referir e distinguir:

- **1ª fase** - recolha de informação bibliográfica, com recurso a diversas fontes (a referir posteriormente), acerca dos geomonumentos de Portugal Continental;
- **2ª fase** - desenvolvimento de um sistema de informação geográfica de síntese de informação, acerca de cada geomonumento, dando especial relevância à dimensão espacial e à sua caracterização a diversos níveis.

### **1ª fase – Recolha de informação e caracterização dos geomonumentos em Portugal Continental**

A fase de recolha de informação bibliográfica é fulcral a qualquer trabalho de investigação. No que concerne este trabalho, esta fase foi de extrema importância, tendo sido procuradas diversas fontes, remetendo-se esta questão para a bibliografia apresentada no final.

Esta foi também a fase em que foi sentida a necessidade de reduzir o universo de análise, de forma a possibilitar o que nos tínhamos proposto realizar.

Inicialmente, este trabalho estava pensado de forma a serem estudados todos os geomorfossítios (sítios de interesse geológico e/ou geomorfológico) identificados em Portugal Continental. No entanto, depressa foi abandonada esta ideia, por motivos que se prenderam com o tempo útil de trabalho, bem como com os objectivos do mesmo. Deste modo, o universo de trabalho passou a dizer respeito unicamente à lista de Geomonumentos (outra designação, mais restrita, para designar sítios de interesse geológico e geomorfológico), apresentada e discutida por Galopim de Carvalho (1999).

Ainda assim, por motivos de tempo de trabalho, não foi possível abranger todos os geomonumentos indicados, pelo que foram escolhidos apenas alguns, escolha essa que não obedeceu a nenhum critério específico a não ser o da existência de informação relevante acerca de geomonumentos específicos.

A escolha dos geomonumentos indicados pelo Professor Galopim de Carvalho, prende-se, por um lado, por já existir de alguma forma uma conservação inerente à sua consagração na legislação, e por outro, pelo facto de existir uma necessidade de seleccionar alguns geomorfossítios para um trabalho que se pretende aplicado.

Assim, e de acordo com o trabalho acima mencionado, os Geomonumentos consagrados na legislação nacional são equiparados a: Monumentos Naturais; Sítios Classificados; Paisagem Protegida; Imóvel de Interesse Público; Geomonumentos ao nível do Afloramento; Geomonumentos ao nível do Sítio; Geomonumentos ao nível da Paisagem; Parques Temáticos.

## **2ª fase – Desenvolvimento do Sistema**

No que diz respeito a esta fase do trabalho, e por motivos que se prendem em grande medida com a sua especificidade, torna-se necessária uma descrição mais exaustiva da metodologia adoptada.

O primeiro passo prendeu-se com a escolha do software a utilizar. Foi adoptado o Arcview 3.2 da marca ESRI, como base de trabalho. Não sendo o software mais recente da ESRI, é talvez aquele ainda mais utilizado e que apresenta as funcionalidades requeridas.

Foi também utilizado um programa de desenho assistido, neste caso o Corel Draw, com o intuito de trabalhar o arranjo final de alguns elementos a incluir no sistema de informação geográfica.

Inicialmente, foi também necessário desenhar o esquema de inclusão da informação em ambiente SIG. Neste ponto foi elaborado um organigrama simplificado (Fig. 1) que visa descrever o processo de reunião e desenvolvimento da informação geográfica recolhida.

A informação tida como informação de base, foi inicialmente tratada e georreferenciada de forma a poder ser trabalhada, no sentido de gerar um mapa de síntese.

No que respeita às acessibilidades, foi utilizada a 94ª Edição – 2004/2005 do Mapa de Estradas do Automóvel Clube Português.

Foi necessário digitalizar este mapa e vectorizar os principais eixos viários (auto-estradas; itinerários principais, itinerários complementares e estradas nacionais) em ambiente SIG, criando, para isso, uma base de dados com as principais características de cada eixo viário, como seja, a sua designação, a sua tipologia e a sua extensão.

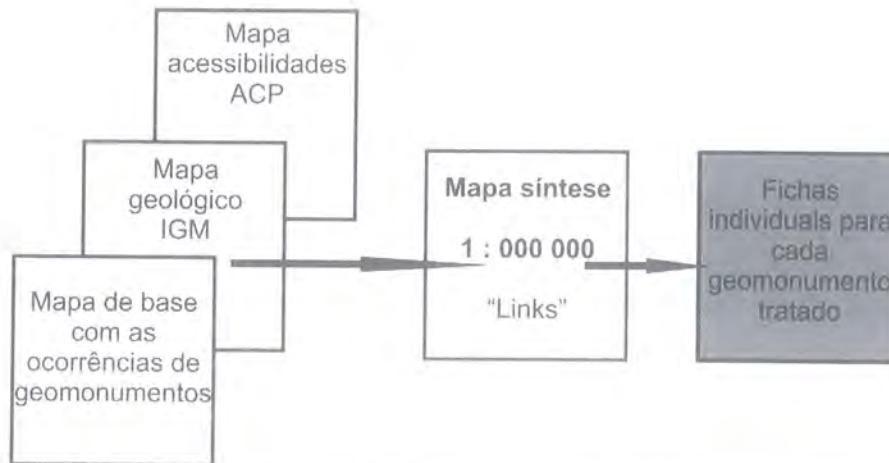


Figura 1 – Informação incluída e desenvolvida no Sistema de Informação Geográfica.

*Figure 1 – Information included and developed in the Geographic Information System.*

No que concerne a geologia, utilizou-se o Mapa Geológico à escala 1:1 000 000, do Instituto Geológico e Mineiro. Contudo, revelou-se necessário proceder a uma reclassificação, em ambiente SIG, das classes geológicas, tendo sido criadas para isso três classes: rochas magmáticas, rochas metamórficas e rochas sedimentares, o que, para o objectivo final do trabalho (a utilidade para o grande público), é tido como suficiente, não introduzindo demasiadas dificuldades na interpretação da informação.

Acerca do mapa de base das ocorrências de geomonumentos, este foi construído em ambiente SIG, georreferenciando cada uma das ocorrências, com recurso a pontos conhecidos no território.

Os temas criados para o efeito foram relacionados com uma base de dados contendo a designação e a tipologia de cada um dos geomonumentos georreferenciados.

Assim, o mapa de síntese, na escala 1:1 000 000, é composto de toda a informação de base acima identificada (Fig. 2).

O passo seguinte prendeu-se com a criação de "hotlinks" ("*ligações directas*") de cada ocorrência de geomonumentos no mapa síntese, com uma ficha tipo, criada para cada um dos geomonumentos (Fig. 3). Desta forma, é possibilitado ao utilizador, não só fazer algumas inquirições base ao sistema, na fase da pesquisa do mapa de síntese, como também aceder directamente ao geomonumento pretendido, para o qual foi criada uma ficha com informação variada.

Para estabelecer a ligação entre o mapa de síntese e a ficha do geomonumento desejado, basta activar o tema específico (monumentos naturais, paisagens protegidas, etc...), activar o ícon do "hotlink" (assinalado com um círculo na figura 3), e clicar no geomonumento pretendido, no mapa de síntese.

As fichas criadas para cada um dos geomonumentos (Fig. 4) são um ponto-chave do trabalho realizado e merecem, por esse motivo, uma descrição metodológica detalhada.

As fichas foram criadas utilizando o software Corel Draw, o que permitiu uniformizá-las, bem como torná-las apelativas para o grande público, não deixando de conter informação considerada relevante para o objectivo proposto.

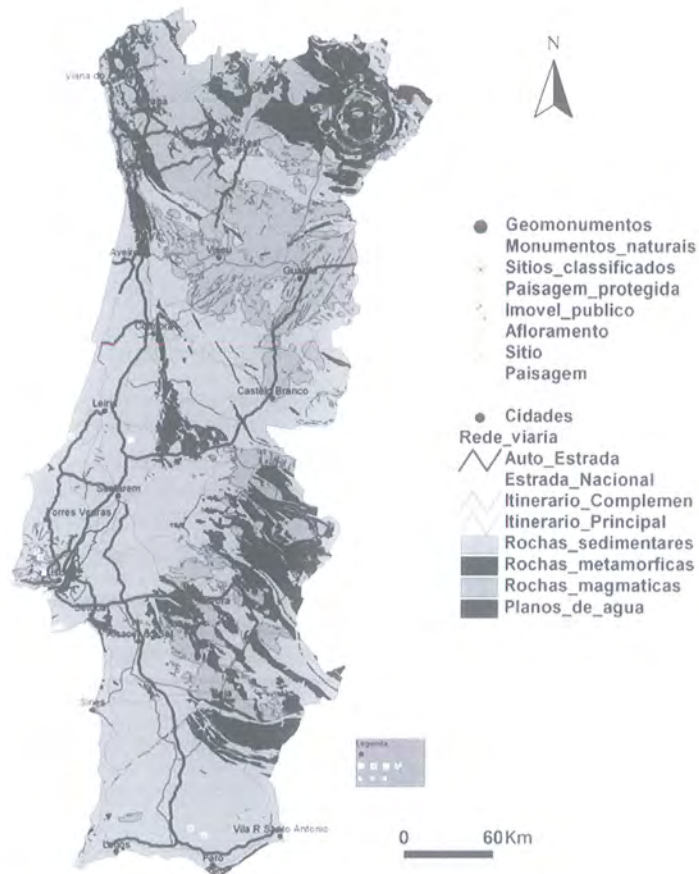


Figura 2 – Mapa de síntese, permitindo inquirições em ambiente SIG.

Figure 2 – Framing map, allowing some inquiries.

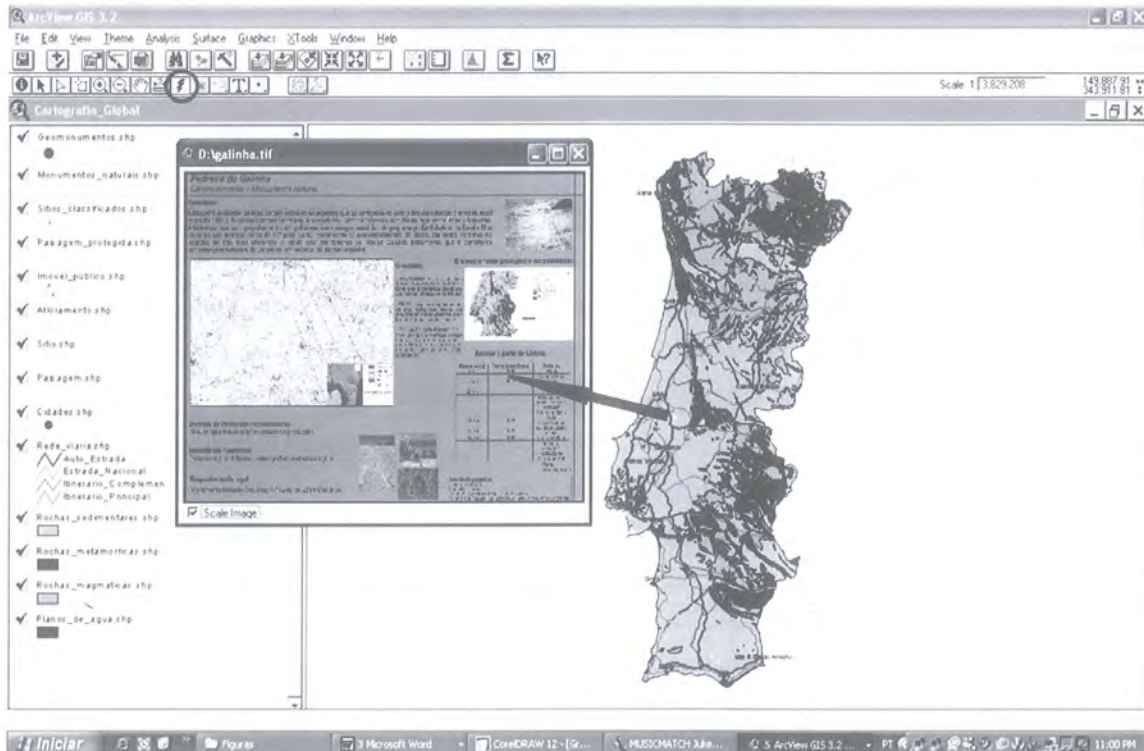



Figura 3 – “Display” do SIG criado. Ligação do mapa de síntese às fichas criadas para cada geomonumento.

Figure 3 – Display of the Geographic Information System developed. Connection to the file created to each geomonument.

## Rocha da Pena

### Geomonumento - Sítio Classificado


**Descrição:**  
 A Rocha da Pena trata-se de um relevo importante, com uma imponente falésia a Sul. Com uma altitude máxima de 479 m, é visível em muitos locais do Algarve. É constituída por um topo aplanado com aproximadamente 2 Km de comprimento, mostrando vários fenómenos resultantes de dissolução, tais como, algaras, dolinas e outras cavidades, frequentemente preenchidas por Terra Rossa. Nos calcários dolomíticos encontram-se alguns corais fósseis. A fauna e flora actuais são ricas e variadas, existindo, ao nível da flora, alguns exemplares endémicos. É possível encontrar no local um amuralhamento de pedra, que se pensa pertencer à Idade do Ferro.



**Glossário:**

- dissolução - processo de degradação química das rochas, do qual resultam: soluções e rochas residuais (muitas vezes argilas)
- algaras - poços verticais que fazem a comunicação entre a superfície e o interior das galerias ou grutas
- dolinas - cavidades superficiais de forma cônica (aspecto característico do modelado das áreas calcárias)
- terra rossa - material de natureza argilosa, de cor avermelhada, resultante da alteração do calcário;
- endémicos - designação que se dá à presença, numa certa área, de uma espécie que é nativa dessa mesma área e que só aí pode ser encontrada

**Enquadramento geológico e acessibilidade:**



**Acesso a partir de Lisboa:**

Distância (Km)	Tempo (aproximado)	Percurso
0 m	0h00	Lisboa
7 Km	0h11	Ponte 25 de Abril
9 Km	0h14	Tomar a IP7 em direcção a Sul / Setúbal/ Almada
28 Km		Portagem
60 Km	0h44	Continuar na A2 direcção Algarve /Alcácer
244 Km	2h25	Tomar a A22 em direcção a Espanha / Faro
261 Km	2h34	Sair da Autoestrada N396 em Direcção a Loulé
		Seguir para Norte em direcção a Salm

Fonte: [www.misppy.com](http://www.misppy.com)

Localização geográfica:  
 Distrito - Faro  
 Concelho - Loulé  
 Local - Pena  
 Folha 464 da Carta Militar 1:25 000 do Instituto Geográfico do Exército

**Medidas de Protecção recomendadas**  
 Interditar sobretudo: construções, abertura de estradas e a exploração de pedreiras.

**Importância / Interesse**  
 Tectónico-estrutural; geomorfológico; paisagístico.

**Enquadramento legal**  
 Sítio Classificado (Dec. Lei nº392/91 de 10 de Outubro)

Figura 4 – Exemplo das fichas criadas para cada geomonumento (exemplo do geomonumento Rocha da Pena).

Figure 4 – Example of the file created to each geomonument (example of the “Rocha da Pena” site).

Analisando a informação contida nas fichas é possível encontrar:

- a localização geográfica, com referência ao Distrito, Concelho e local, onde ocorre o geomonumento, bem como a indicação do número da folha da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército, onde podemos encontrar essa ocorrência;
- uma breve descrição do geomonumento, com base em fontes diversas (bibliografia);
- algumas fotografias do local;
- um glossário dos termos menos comuns, e mais específicos, de forma a que o texto possa ser entendido pelo grande público;
- o enquadramento da área em que se insere o geomonumento, na Carta Militar de Portugal, na escala 1:25 000, do Instituto Geográfico do Exército, bem como um Modelo Digital de Terreno simplificado, gerado em ambiente SIG, com a localização do geomonumento;
- uma descrição das medidas de protecção recomendadas pelo ex-Instituto Geológico e Mineiro, bem como o enquadramento legal do geomonumento (<http://www.e-geo.ineti.pt>);
- uma descrição da relevância do local;
- o enquadramento geológico e respectiva acessibilidade, utilizando para isso um excerto do mapa síntese (referido anteriormente) com a localização do geomonumento tratado;

- um quadro com o acesso a partir da cidade mais próxima (Lisboa ou Porto), com descrição da distância em quilómetros e tempo aproximado para efectuar o percurso, utilizando para isso a fonte indicada na própria ficha.

### 3. CONCLUSÕES – PRINCIPAIS RESULTADOS E MELHORIAS A INTRODUIR NO SISTEMA

Não obstante o facto deste trabalho constituir um ensaio, foram já atingidos resultados interessantes e que vêm comprovar a relevância dos Sistemas de Informação Geográfica no tratamento destas temáticas. Ao nível das melhorias a introduzir no sistema, elas passam, primeiro que tudo, por incluir os geomonumentos que ficaram por tratar.

A qualidade da imagem das fichas pode também ser melhorada, uma vez que, quando estas são acedidas no sistema, apresentam por vezes deficiências, causadas fundamentalmente por incompatibilidades entre os programas de desenho utilizados e o software SIG escolhido. No entanto, se o utilizador optar por imprimir a ficha, esta ganha automaticamente uma qualidade bastante razoável.

Por outro lado, é sempre possível aumentar a quantidade de informação tratada, muito embora se corra o risco de aumentar demasiado a dificuldade de leitura e desvirtuar um dos objectivos primários (a utilização pelo grande público).

Interessante seria também disponibilizar os resultados numa página de Internet, muito embora se considere que esta fase está ainda longe, não por falta de rigor do já apresentado, mas sim por necessitar de ser colmatado, nomeadamente com a informação referida nos parágrafos anteriores.

### BIBLIOGRAFIA

- Brilha, J. B.; Dias, G.; Mendes, A.; Henriques, R.; Azevedo, I.; Pereira, R. (1999) – *A Internet e a divulgação do património geológico*. Comunicação apresentada no *I Seminário sobre o património geológico português*, Livro de Resumos, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Brilha, J. (2005) – *Património Geológico e Geoconservação: A Conservação da Natureza na sua Vertente Geológica*, Edições Palimage, Braga.
- Carvalho, A. M. Galopim de (1999) – *Geomonumentos – uma reflexão sobre a sua caracterização e enquadramento num projecto nacional de defesa e valorização do Património Natural*, Liga dos Amigos de Conimbriga.
- Gray, M. (2004) – *Geodiversity, valuing and conserving abiotic nature*, John Wiley & Sons, 434p.

<http://www.geopor.pt;>

<http://www.e-geo.ineti.pt;>

<http://www.progeo.pt;>

[http://www.uc.pt/ieg/apgeom/.](http://www.uc.pt/ieg/apgeom/)



## NOTAS INFORMATIVAS



# Atlas de desastres naturais do Estado de Santa Catarina – período de 1980 a 2004.

*Atlas of natural disasters in the State of Santa Catarina – period from 1980 to 2004.*

M. L. de Paula Herrmann (Org.)

Bolsista do CNPq & Professora do Departamento de Geociências da UFSC-BR, herrmann@cfh.ufsc.br.

**Resumo:** No estado de Santa Catarina os desastres naturais são causados pelas adversidades atmosféricas caracterizadas pelos elevados totais pluviométricos, que causam inundações, escorregamentos e quedas de blocos; pelos prolongados meses de estiagens e pelas tempestades severas, que geram vendavais, granizos, tornados e marés de tempestades. Além disso, em Março de 2004 ocorreu o Furacão Catarina. Esses episódios deixam um grande número de desabrigados e mortos, inúmeras residências e a infra-estrutura pública dos municípios destruídas, além de prejudicar a agricultura e a pecuária.

O principal objetivo do Atlas foi o de organizar de forma sistemática o levantamento anual desses desastres naturais a partir de 1980 até 2004, visando identificar a frequência das ocorrências nos municípios do Estado; facilitar a compreensão das adversidades atmosféricas no território catarinense e quantificar os impactos sócio-econômicos.

O levantamento foi efetuado de acordo com os Relatórios de Avaliação de Danos da Diretoria Estadual da Defesa Civil, e as inúmeras ocorrências registradas foram analisadas pelos pesquisadores do Grupo de Estudos de Desastres Naturais (GEDN) da UFSC. Procurou-se tecer considerações acerca dos conceitos e da distribuição espaço-temporal dos desastres e elaborar mapas contendo as classes de frequência desses episódios nos diversos municípios.

Espera-se que este documento possa oferecer subsídios, tanto para a análise da dinâmica climática do Estado de Santa Catarina, quanto para as ações de prevenção e mitigação de desastres naturais.

**Palavras-chave:** Atlas, desastres naturais, levantamento, Estado de Santa Catarina.

**Abstract:** In the state of Santa Catarina the natural disasters are caused by the atmospheric adversities characterized by the elevated total precipitation, that cause flooding, sliding and the fall of blocks; by the drawn out months of droughts and by, the severe storms, that generate wind storms, hail, tornados and storm tides. Besides this in March 2004 occurred the Catarina Hurricane. These episodes leave a great number of homeless and dead people, innumerous residences and the public infrastructure of the cities destroyed, in addition to harming the agriculture and the raising of cattle.

The main objective of the Atlas was to organize in a systematic way the annual survey of these natural disasters from 1980 to 2004, looking to identify the frequency of those occurrences in the State's cities; facilitating the comprehension of atmospheric adversities in Santa Catarina's territory and quantify the social-economic impacts.

The assessment was done in agreement with the Damage Evaluation Report from the State's Direction of Civil Security, and the numerous occurrences registries were analyzed by the researchers of the Group of Natural Disasters Study (GEDN) of UFSC. We looked to chart considerations about the concepts and the time and space distribution of the disasters and elaborate maps containing the frequency classes of those episodes on the various cities. It is expected that this document may offer help, both for the dynamic climatic analysis of the State of Santa Catarina, as for actions in prevention and mitigation of the natural disasters.

**Keywords:** Atlas, natural disasters, assessment, State of Santa Catarina.

## 1. INTRODUÇÃO

Os desastres naturais que ocorrem em Santa Catarina estão relacionados às adversidades atmosféricas: os elevados totais pluviométricos provocam inundações, escorregamentos e quedas de blocos; vários meses com tempo seco resultam nas estiagens; as tempestades severas geram vendavais, granizos,

tornados e marés de tempestades. Em Março de 2004, ocorreu o atípico fenômeno, o Furacão Catarina. Todos estes episódios deixam um grande número de desabrigados, mortos, prejudicam a agricultura e a pecuária e a infra-estrutura dos municípios.

O levantamento dos Desastres Naturais foi elaborado mediante consultas aos relatórios de Avaliação de Danos (AVADANs) da Diretoria Estadual da Defesa Civil (DEDC-SC). Todos os registros foram individualizados segundo os respectivos decretos por parte do Poder Público, tanto os de calamidade pública quanto os de situação de emergência.

As informações foram convertidas em tabelas, onde constam ao lado de cada um dos 293 municípios do Estado os dias, meses e anos em que se verificou algum tipo de desastre natural, bem como os números de desabrigados e mortos. A partir da elaboração desse banco de dados tornou-se possível quantificar e elaborar quadros, figuras e mapas das inúmeras ocorrências registradas, totalizando mais de uma centena de ilustrações.

No mapa de Santa Catarina foram lançados todos os desastres registrados anualmente em cada município, tendo sido criados símbolos para cada tipo de desastres naturais e inseridos cores identificando as estações de ocorrências, resultando em 25 mapas de desastres naturais.

Foram analisados dados pluviométricos de 73 estações dos diversos municípios do Estado. A partir da aplicação de métodos de interpolação de dados, puderam-se identificar sazonalmente os desvios positivos e negativos de precipitação em relação as normais para cada ano do período em estudo. As anomalias de precipitação foram analisadas para as seis mesorregiões catarinenses: Norte, Oeste e Sul Catarinense, Serrana, Vale do Itajaí e Grande Florianópolis.

Desdobrando, ainda, os dados levantados foram elaborados quadros e gráficos destacando-se os meses que apresentaram o maior número de municípios atingidos pelos desastres, bem como os que apresentaram maior número de desabrigados e mortos. Para isso foram considerados anualmente os números de habitantes desses municípios para se obter o percentual da população atingida. A partir do ano 2000 foram analisados os prejuízos econômicos.

Foram elaborados 25 mapas contendo as classes de frequência (Muito Alta, Alta, Média e Baixa/Nula) dos episódios nos diversos municípios. O limiar das classes de frequência absoluta de cada tipo de desastre foi determinado a partir da média aritmética de cada conjunto de dados.

No ambiente SPRING 4.0 todos os desastres naturais foram inseridos em um sistema de gerenciamento de banco de dados relacional, onde cada município foi ligado aos seus respectivos desastres os quais foram armazenados em tabelas. Uma vez estabelecidas as classes, foram realizadas consultas ao banco de dados para geração dos mapas.

Cada tipo de desastres naturais foi analisado sistematicamente pelos pesquisadores do Grupo de Estudos de Desastres Naturais (GEDN) do Departamento de Geociências da UFSC, procurando-se tecer considerações acerca das definições adotadas e da distribuição espaço-temporal. Foi também analisado o clima de Santa Catarina enfatizando os episódios climáticos extremos, bem como a frequência e espacialização dos episódios climáticos impactantes no período e as consequências desses desastres naturais em Santa Catarina, e por fim foi elaborada uma síntese dos desastres naturais por mesoregiões. Diante do exposto, o objetivo do Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina foi o de identificar e facilitar a compreensão das adversidades atmosféricas no território catarinense e suas

respectivas conseqüências ao longo do período de 25 anos (1980-2004). Espera-se também que este documento possa oferecer subsídios, tanto para a análise da dinâmica climática do Estado de Santa Catarina, quanto para as ações de prevenção e mitigação de desastres naturais por parte dos órgãos públicos, principalmente da Defesa Civil, das organizações não governamentais (ONG) e das comunidades envolvidas.

A seguir serão apresentados breves resumos dos capítulos que compõem o Atlas.



Figura 1 – Mapa do Estado de Santa Catarina contendo os limites das seis mesorregiões.

Figure 1 – Map State of Santa Catarina contend the limits of the six mesorregiões.

## 2. DINÂMICA ATMOSFÉRICA NO ESTADO DE SANTA CATARINA

Conforme Monteiro & Mendonça (inédito), em Santa Catarina o relevo, a altitude, a continentalidade e a maritimidade são os fatores que apresentam maior interação com os sistemas atmosféricos tornando-os estáveis ou instáveis. Nas regiões de maiores altitudes a temperatura pode superar 30 graus no Verão, e ficar negativa no Inverno, favorecendo a formação de geada e neve sob influência de massa de ar frio. O efeito da continentalidade e maritimidade, aliado ao relevo, é melhor expresso na umidade. Em Santa Catarina, os ventos de SE a NO, provenientes dos anticiclones sobre o Atlântico Sul, transportam muita umidade do oceano para o litoral. A umidade condensa formando nuvens do tipo stratus e stratocumulus, resultando em chuva fraca que se torna mais persistente no período noturno, quando a umidade aumenta.

Por sua posição latitudinal Santa Catarina está submetida aos sistemas atmosféricos que atuam sobre o Brasil. Os sistemas atmosféricos instáveis estão inseridos nas massas de ar quentes e úmidas, e o tempo, de modo geral, é chuvoso com temperaturas estáveis, e ocorrem associados: às frentes frias, aos vórtices ciclônicos, aos cavados em baixos, médios e altos níveis atmosféricos, aos complexos convectivos de mesoescala, à convecção tropical, à Zona de Convergência do Atlântico Sul e aos jatos em médios e altos níveis. Os sistemas atmosféricos estáveis são representados pelos anticiclones que se caracterizam pela subsidência do ar. Como o ar descendente é comprimido e aquecido, a formação de nuvens e precipitação torna-se difícil e, portanto, os anticiclones são associados a tempo "bom". Alguns sistemas meteorológicos atuam o ano inteiro, contribuindo para diferenciação sazonal das condições de tempo.

No Verão (Dez., Jan. e Fev.) o Hemisfério Sul torna-se mais aquecido, devido às horas de brilho solar. As massas de ar tornam-se mais aquecidas e dominam o Sul do Brasil. A Massa Tropical Atlântica (mTa), é muito estável em seu centro devido à forte subsidência; já na sua periferia, especialmente no leste da Região Sul, a subsidência se eleva acima de 1 500 metros (Nimer, 1979), o que favorece a formação de nuvens cumulus com pancadas isoladas de chuva, comuns nas encostas das serras costeiras (Monteiro & Furtado, 1995). A frente fria é o sistema atmosférico que mais interfere nas condições de tempo durante o ano inteiro, e é muito importante na organização da convecção no interior do continente favorecendo a ocorrência de chuva (Uvo, 1998). O vórtice ciclônico (VC), intensa baixa pressão, causa ciclogênese originando ciclones que favorecem as fortes chuvas em curto espaço de tempo, ventos com rajadas fortes e granizo. Este tipo de tempo resulta em inundações bruscas e escorregamentos.

No Outono (Mar., Abr. e Mai.) podem ocorrer as primeiras incursões de massas de ar frio, temperaturas baixas, com formação de geadas (Titarelli, 1972). É também comum a formação de bloqueios atmosféricos que impedem o avanço das frentes frias para menores latitudes. O rompimento ocorre quando uma massa de ar frio avança pelo Sul do Brasil, associada a um ciclone extratropical que fica sobre o litoral do Sul do Brasil e Uruguai. O forte gradiente de pressão entre o anticiclone polar e o ciclone extratropical ocasiona ventos intensos sobre o oceano, cuja agitação marítima, favorece as marés de tempestade (ressacas) (CLIMERH, 1999a).

No Inverno (Jun., Jul. e Ago.) com o continente mais frio, as massas de ar provenientes das grandes latitudes tornam-se mais frequentes e passam a dominar as condições de tempo. A frente fria é um dos sistemas atmosféricos mais importantes na distribuição da precipitação. A interação das frentes na superfície com o Jato Subtropical (JTS) em altos níveis também pode ocasionar a intensificação das precipitações (Inazawa, 1997) Muitas vezes é a responsável pela atividade convectiva nas regiões Sul e Sudeste do Brasil (CLIMANÁLISE, 1986).

Na Primavera (Set., Out. e Nov.) o tempo é muito instável. As frentes frias com pressão atmosférica inferior a 1 000 hPa, leva a ocorrência de ventos muito fortes na Região Sul. São comuns os CCM's, complexo Convectivo de Mesoescala, nuvens convectivas, que se formam durante a madrugada sobre o Paraguai e norte da Argentina, deslocando-se para leste e atingindo a Região Sul do Brasil. A perda total de atividade desse sistema ocorre por volta do meio-dia subsequente (Silva Dias & Marengo, 2002). O tempo associado aos CCM's é instável com nuvens cumulonimbus e nimbostratus. As chuvas são em forma de pancadas e ventos com rajadas fortes. Vendavais e precipitação de granizo predominam nesta estação (Herrmann, 2001), bem como os tornados (Oliveira, 2000). No final da Primavera, o tempo fica

mais estável sob atuação de massa de ar tropical com pouca umidade (mTc). Como os dias apresentam muitas horas de brilho solar e poucas chuvas, resultam em estiagens, conforme Herrmann (2001).

A dinâmica sazonal que ocorre em Santa Catarina, pode ser modificada pela atuação do fenômeno aperiódico *El Niño* - Oscilação Sul que tanto em sua fase positiva (*El Niño*), quanto negativa (*La Niña*), influencia no ritmo climático podendo causar chuvas e estiagens, respectivamente. Em anos de *El Niño*, o Jato Subtropical bloqueia os sistemas frontais que permanecem estacionários sobre Santa Catarina causando aumento da precipitação. Em anos de *La Niña*, ao contrário, verifica-se uma tendência à diminuição da precipitação. A fase positiva tem sido mais freqüente, porém ambas ocorrem com diferentes intensidade e conseqüências.

### **3. SISTEMAS ATMOSFÉRICOS CAUSADORES DOS PRINCÍPIAS DESASTRES NATURAIS NO ESTADO DE SANTA CATARINA**

A partir dos dados das 73 estações pluviométricas instaladas no Estado, (70 pertencentes à Agência Nacional da Água e 3 à Empresa Agropecuária), Marcelino *et al* (inédito) calcularam os desvios de precipitação sazonal em relação à média climatológica (1971 a 2000) para cada ano de 1980 a 2004, o preenchimento das falhas foi realizado com o método da média ponderada. Para interpolação dos dados foi utilizado o método *Krigeagem* e para estabelecer comparações entre os 25 mapas apresentados foi utilizado o valor de desvio máximo e mínimo.

As inundações graduais geralmente ocorrem associadas a sistemas atmosféricos que não apresentam intensas instabilidades convectivas, mas que são caracterizados por permanecerem estacionados durante vários dias sobre uma mesma região do Estado produzindo chuvas contínuas. Esse é o desastre natural mais comum, com ocorrências nos anos: 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1986, 1987, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997 e 1999.

O episódio mais severo ocorreu em 1983, ano de atuação do *El Niño*, afetando todo Estado nos meses de Maio (Outono) e Julho (Inverno). Em Maio refere-se a uma frente fria que passou pela Região Sul e depois retrocedeu como frente quente. Esse sistema, juntamente com um vórtice ciclônico, gerou chuvas abundantes com desvios de precipitação acima de 700 mm. Em Julho as chuvas foram provenientes de sistema frontal semi-estacionário. A estação de São José registrou 513,6 mm, superando em 455 % à média do mês de 112,8 mm (Herrmann, 1998).

Granizos, vendavais, inundações bruscas e tornados geralmente originam-se de sistemas atmosféricos semelhantes, pois necessitam de instabilidades atmosféricas intensas para ocorrerem. Os anos que se destacaram com relação às ocorrências de granizos foram: 1981, 1987, 1988, 1991, 1997 e 2003; vendavais: 1987 1998 e 2003; inundações bruscas: 1985, 1989, 1991, 1994, 1995, 1997, 1998, 2000, 2001, 2002 e 2003.

As marés de tempestades afetam o litoral catarinense, sendo que os sistemas atmosféricos que desencadeiam esse tipo de fenômeno também podem propiciar vendavais e inundações costeiras, a exemplo do que ocorreu no ano de 2001, devido à atuação de um ciclone extratropical, com valor de 996 hPa (CLIMANÁLISE, 2001).

As estiagens são marcadas por um período de escassez ou ausência de chuvas, que provocam grandes prejuízos quando essa condição perdura por vários meses, geralmente estão associadas ao fenômeno

*La Niña*. Os anos que se destacaram com as ocorrências de estiagens foram: 1988, 1990, 1995, 1997, 1999, 2000, 2002 e 2004.

Furacão Catarina, que atingiu severamente a mesorregião Sul Catarinense nos dias 27 e 28 de Março de 2004, com ventos em torno de 180 km/h, iniciou-se como um vórtice ciclônico no Oceano Atlântico que se desprende de um sistema frontal (Diniz & Kousky, 2004). Após alguns dias sobre a superfície do mar, adquiriu energia suficiente para se intensificar adquirindo características semelhantes às de um furacão (ciclone tropical).

#### **4. AS PRINCIPAIS CONSEQÜÊNCIAS NEGATIVAS PROVOCADAS PELAS ADVERSIDADES ATMOSFÉRICAS NO ESTADO DE SANTA CATARINA**

Segundo pesquisas elaboradas por M. L. de Paula Herrmann junto aos arquivos, da Defesa Civil de Santa Catarina constou-se que durante o período 1980 a 2004, as inundações foram as responsáveis pelo maior número de desabrigados e mortos, destacando-se os anos de 1983 e 1984, que correspondem aos maiores números de municípios atingidos pelas inundações. As inundações de Julho de 1983 (episódio de *El Niño*) contabilizaram 90 municípios, 197 790 desabrigados e 49 mortos destacando-se o Município de Blumenau, localizado às margens do rio Itajaí-Açu, com 50 000 desabrigados e 8 mortos (29,3 % da população). As inundações de Agosto de 1984 afetaram 199 municípios, registraram 155 200 desabrigados e 2 mortos e novamente Blumenau foi o mais afetado com 70 000 desabrigados (39,9 % da pop.), conforme a figura 2.

As inundações se intensificam como desastre natural quando há interferência nas condições naturais através do desmatamento, da agricultura e pecuária nas encostas dos morros e margens ribeirinhas. As instalações urbanas também acentuam a gravidade das inundações, com loteamentos e sistemas viários instalados nas planícies aluviais, acúmulo de lixos e entulhos nos canais fluviais e com as obras de canalizações e retificações de canais, comportas e barragens que interferem no ciclo hidrológico. O transbordo se acentua quando essas obras são mal estruturadas, dimensionadas e quando rompem as barragens.

Os escorregamentos estão associados aos episódios de inundações, tornando-se difícil computar isoladamente os prejuízos decorrentes, bem como os números de desabrigados e mortos. Em magnitude destaca-se o episódio de Dezembro de 1995, com 47 registros. Ao longo das Serras existem inúmeras cicatrizes de escorregamentos que não foram totalmente computadas e muitos poderiam ser evitados se fossem respeitadas as encostas, impedindo a ocupação daquelas com declividade igual ou superior a 30 % e em terrenos onde as condições geológicas não aconselham a edificação (Art. 3, parágrafo único, Lei Estadual nº 6.063).

Não se tem registro de todos os episódios de estiagens, da quantidade de municípios atingidos e dos danos econômicos. Elas ocorrem, predominantemente, na mesorregião Oeste Catarinense, e estão associadas aos episódios climáticos globais *La Niña* e/ou aos bloqueios atmosféricos. As estiagens que ocorreram em 1985, 1988, 1995 e 1999 referentes aos episódios *La Niña*, afetaram a cada ano mais de 60 municípios causando enorme prejuízo no setor agropecuário. O bloqueio atmosférico correspondente ao ano de 1990 causou estiagem em 64 municípios. Os demais episódios, provavelmente relacionados também aos bloqueios atmosféricos correspondem aos anos de 1990 e 2002, que afetaram

respectivamente 64 e 90 municípios do Oeste Catarinense. Em 2002 o total de danos foi de R\$ 219.642.746,89. O início do ano de 2004, considerado excepcional, pois além da estiagem mais severa que afetou mais de 100 municípios no Oeste Catarinense verificou-se no dia 28 de Março no extremo sul o Furacão Catarina que afetou 20 municípios e causou um prejuízo estimado de R\$ 94 000.000,00.

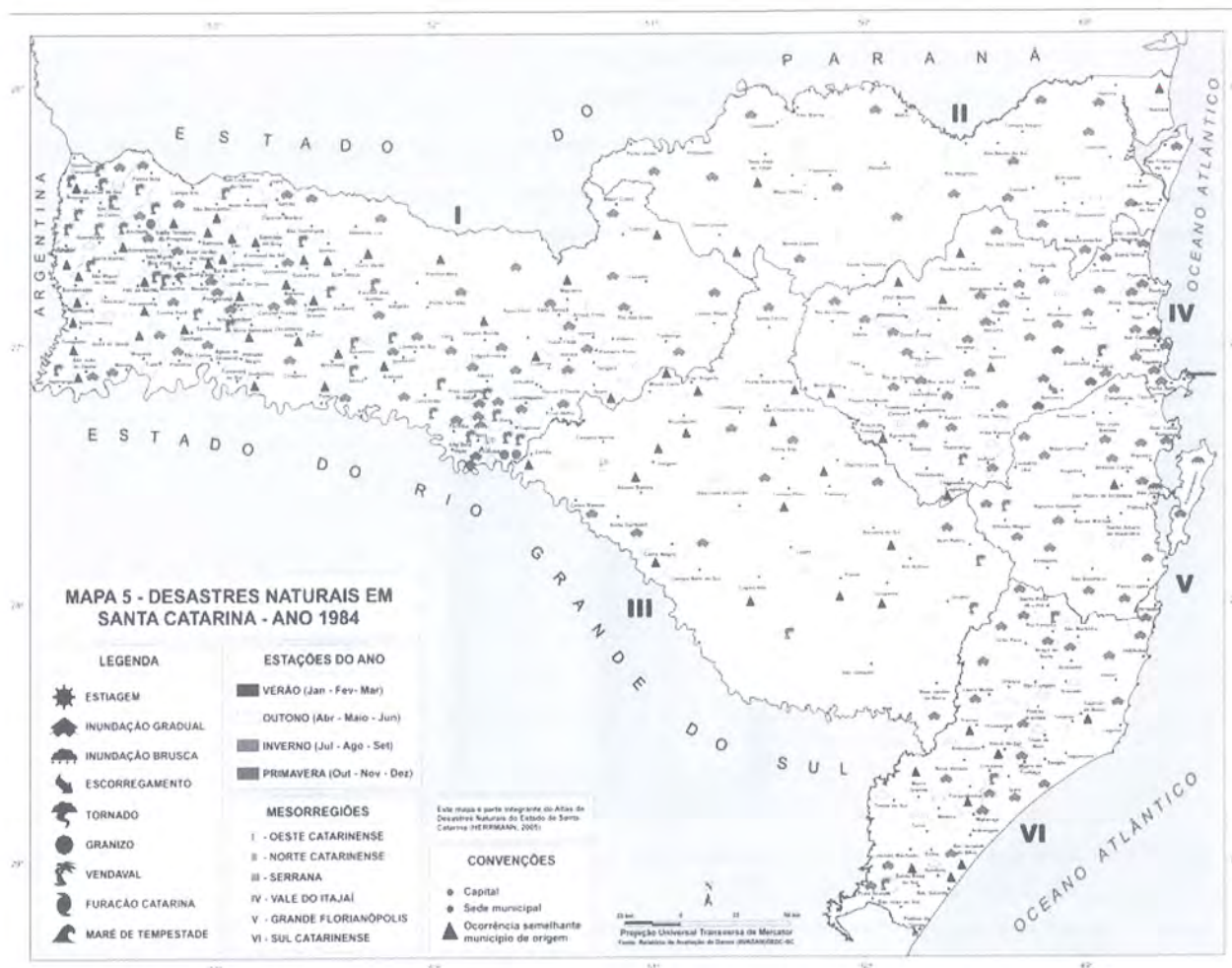


Figura 2 – Mapa do Estado de Santa Catarina destacando os municípios atingidos pelas inundações de Agosto de 1984.

Figure 2 – Map of the State of Santa Catarina detaching municipalities hit by floodings of August of 1984.

Os frequentes vendavais causam elevados danos. Os anos de 1987 e 2003 foram os que obtiveram os maiores registros de municípios atingidos, com totais de 66 e 71 respectivamente, destacando-se o de Imbituba com 25 000 pessoas, (87,08 % da população) afetadas.

As precipitações de granizo que afetaram significativamente o Estado correspondem aos anos de 1987, 1988, 2002 e 2003, com mais de 30 registros a cada ano. Geralmente esses episódios vêm acompanhados de vendavais, o que dificulta computar isoladamente as consequências. O episódio de Outubro de 1988 afetou 46 municípios deixando 20 946 desabrigados.

Os registros de tornados em Santa Catarina começaram a ser efetuados com maior frequência a partir de 1995. Nos anos anteriores eles eram geralmente confundidos com vendavais. Estudos realizados por

Oliveira (2000) possibilitaram identificar esses episódios, resultando ao longo de 24 anos, um total de 43 episódios. Dentre os registros destaca-se o ano de 2001 com 9 ocorrências.

As marés de tempestade, apesar de pouco estudadas, também causam muitos prejuízos aos municípios litorâneos de Santa Catarina. Entre 1997 a 2003 foram identificados 26 registros, que estiveram associados a 11 eventos atmosféricos. O mais significativo foi o ciclone extratropical de Maio de 2001, que deixou 6 municípios em estado de emergência e 1 em estado de calamidade pública, 52 pessoas desabrigadas, 219 desalojadas com prejuízo de R\$ 11.355.632,00.

Considerando os prejuízos econômicos que foram estimados para todos os desastres naturais verificados anualmente para o Estado a partir de 2000 até 2003, conforme demonstra a figura 3, podemos destacar que as inundações bruscas e as estiagens foram os eventos que ocasionaram os maiores prejuízos econômicos. Estimativa de prejuízos econômicos referentes às ocorrências de desastres naturais é um fator importante a considerar nas análises econômicas para o Estado, pois permite auxiliar no planejamento das finanças e políticas públicas.

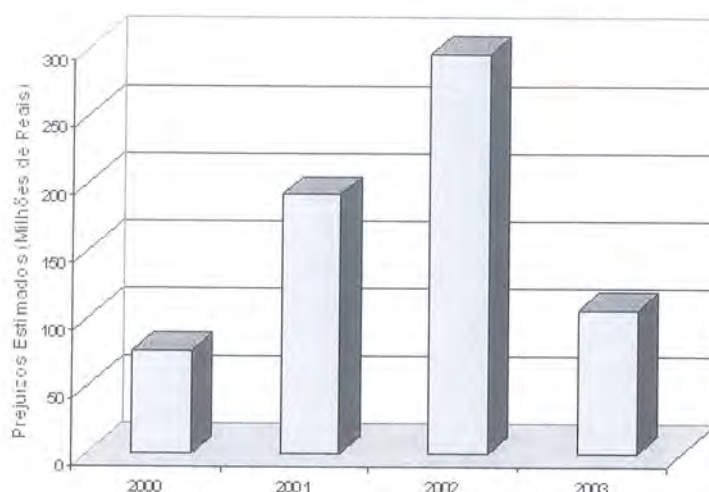


Figura 3 – Total dos prejuízos econômicos estimados para os desastres naturais ocorridos no Estado de Santa Catarina no período de 2000 a 2003.

Figure 3 – Total of economical losses estimated in terms of natural disaster occurred in the State of Santa Catarina period from 2000 to 2003.

## 5. ASPECTOS CONCEITUAIS E ESPAÇO – TEMPORAL DOS DIVERSOS TIPOS DE DESASTRES NATURAIS QUE OCORREM NO ESTADO DE SANTA CATARINA

### 5.1. Inundação Gradual

Analisada por M. L. de Paula Herrmann, M. Kobiyama e E. V. Marcelino, cujo texto completo constitui um artigo da presente revista.

A precipitação intensa é a principal causa das inundações fluviais. As chuvas sazonais sobre amplas áreas geográficas resultam nas inundações graduais. As chuvas convectivas intensas numa pequena bacia hidrográfica resultam nas inundações bruscas (*flash flood*) (Penning-Rowell, 1999). A Defesa Civil conceitua inundação gradual quando "... as águas elevam-se de forma paulatina e previsível; mantêm-se em situação de cheia durante algum tempo, e, a seguir escoam-se gradualmente" (Castro, 2003). As inundações graduais estão mais associadas a períodos prolongados de chuvas contínuas do que as

chuvas intensas e concentradas. Dentre as áreas mais susceptíveis, destacam-se as regiões costeiras, bem como as áreas em processo de urbanização com impermeabilização do solo (Tucci *et al*, 2003).

No período de 1980 a 2003, ocorreram 1 229 episódios de inundações graduais, 37,7 % do total de desastres naturais no Estado e estiveram associadas ao *El Niño* e as passagens de sistemas frontais, causando milhares de desabrigados e sérios impactos sócio-econômicos.

Dentre os 293 municípios catarinenses, 75 % possuem problemas de inundações devidos, em parte ao aumento populacional, que implica no aumento da pressão sobre os recursos naturais. Blumenau é o mais afetado, insere-se na classe de frequência muito alta com até 20 registros, e a forma de minimizar o impacto é o sistema de alerta adotado para a bacia do rio Itajaí, cujas previsões hidrológicas se faz com várias horas de antecedência (Frank *et al*, 2000).

## 5.2. Inundação Brusca

Conforme abordado por Marcelino & Goerl (2004) a inundação brusca (*flash flood*), conhecida como enxurrada, está associada a chuvas convectivas intensas e concentradas, que ocasionam o aumento súbito e violento do nível das águas. E o resultado da interação de diversos processos atmosféricos e terrestres como: precipitações extremas, umidade no solo, forma das encostas, relevos íngremes, superfícies impermeáveis e repentina descarga d'água (rompimento de barragens, açudes, etc.). Em alguns casos todos estes pressupostos podem estar presentes, o que eleva ao máximo o poder de destruição do fenômeno (Georgakakos, 1986).

A Defesa Civil conceitua inundações bruscas como sendo súbitas e violentas elevações do nível dos rios, provocando o transbordamento das águas, as quais escoam de forma rápida e violenta (Castro, 2003). Segundo Montz & Grunfest (2002), as inundações bruscas diferem-se das inundações graduais em função das seguintes características: ocorrem de forma inesperada; movem-se rapidamente, quando associadas a um curso d'água; são geralmente violentas, com elevado potencial destrutivo; e apresentam uma área de impacto relativamente pequena.

No período de 1980 a 2003, ocorreram 555 episódios de inundações bruscas. A média anual é de 23 registros/ano, e a partir de 1990 esse índice foi ultrapassado, destacando-se 2001 e 2003, com 118 e 78 registros, respectivamente. O aumento pode estar associado aos processos de urbanização que favorecem as inundações bruscas, mesmo com baixo índice de precipitação.

As estações mais propícias são o Verão e a Primavera. No Verão o número de registros é maior, pois o calor associado aos altos índices de umidade, favorece a formação das convecções tropicais que resultam nas chuvas de Verão. Na Primavera, a atuação dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) favorece a ocorrência de chuva forte, com trovoadas e granizo isolado.

A maioria dos municípios afetados pelas inundações situa-se na vertente Atlântica, onde o relevo é montanhoso com elevadas taxas de umidade, dentre eles destaca-se novamente Blumenau na classificação de frequência muito alto com mais de 20 episódios no período.

## 5.3. Escorregamento

De acordo com a análise elaborada por Herrmann *et al* (2004) os escorregamentos (*slides*) representam a classe mais importante dentre todas as formas de movimento de massa. Fenômeno relacionado com o

processo natural de evolução das vertentes, comumente denominados de deslizamentos, desmoronamentos, quedas de barreira e desbarrancamentos, os quais se referem, ao rápido movimento descendente de material inconsolidado ou intemperizado sobre um embasamento saturado de água, podendo inclusive, incluir as corridas de terra e de lama (*earth flow e mud flow*) e fluxo de detritos (*debris flow*).

Os escorregamentos, segundo Guidicini & Nieble (1993), caracterizam-se como movimentos rápidos de curta duração, com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre material deslizado e o que não sofreu movimento. A forma de ruptura permite subdividir os escorregamentos em translacionais (planares), rotacionais (cunha) e circulares.

A Defesa Civil adota o seguinte conceito “fenômenos provocados pelo escorregamento de materiais sólidos, como solos, rochas, vegetação e/ou material de construção ao longo de terrenos inclinados, denominados encostas, pendentes ou escarpas” (Castro, 2003, p.108).

Durante 1980 a 2003 totalizaram-se 140 ocorrências de escorregamentos em 87 municípios, mas esse número não representa a realidade, referem-se apenas aos que causaram danos materiais ou humanos. Ocorrem em maior número junto as Serras localizadas na borda oriental do Estado, destacando-se os municípios localizados nas Serras do Leste Catarinense, como Blumenau, Florianópolis e São José, os quais correspondem aos mais populosos.

Os anos com maiores registros coincidem com os mais chuvosos. As chuvas intensas estiveram relacionadas ora ao fenômeno global *El Niño* (1982, 1983, 1994), ora ao desempenho da Frente Polar Atlântica, especialmente, aos sistemas frontais estacionários. As maiores ocorrências foram verificadas durante a estação chuvosa de verão e na primavera estiveram associados às incursões das frentes polares que propiciam pancadas rápidas de chuva.

#### **5.4 Estiagem**

Segundo Gonçalves & Moller (2004) a estiagem é considerada como um dos desastres naturais de maior ocorrência e impacto, pois ela ocorre durante longos períodos de tempo, afetando grandes extensões territoriais.

Para a Defesa Civil estiagem refere-se a um período prolongado de baixa pluviosidade ou sua ausência, em que a perda de umidade do solo é superior à sua reposição (Castro, 2003).

Segundo a Associação Americana de Meteorologia (AMS, 2004), estiagem (*drought*) refere-se a um período anormal de tempo seco, suficientemente longo para causar desequilíbrio hidrológico.

*National Drought Mitigation Center* (NDMC, 2004) considera estiagem como um fenômeno que ocorre em todas as zonas climáticas do globo, cujas características variam significativamente de uma região para a outra. É uma anomalia temporária originada pela deficiência na precipitação durante um longo período de tempo, geralmente por uma estação do ano ou mais que afetam as atividades econômicas, grupos sociais e os ecossistemas. Não pode ser vista como um fenômeno estritamente físico ou como um evento natural, seus impactos na sociedade resultam da relação entre os eventos naturais (déficit pluviométrico) e as atividades sócio-econômicas desenvolvidas.

No período de 1980 a 2003, registrou-se um total de 492 ocorrências de estiagem, os anos com maiores registros, 1988, 1990, 1995, 1999, 2002 estiveram relacionados aos eventos de *La Niña*. As ocorrências

de estiagens não são bem distribuídas durante o ano, concentrando-se, principalmente em três meses: Janeiro, Julho e Dezembro.

As maiores ocorrências estão na mesorregião do Oeste Catarinense e dentre os municípios com frequência muito alta destaca-se o de Coronel Freitas, com 16 registros no período.

### **5.5. Granizo**

Analisado por Marcelino & Mendonça (2004), granizo é definido pela *American Meteorological Society* (Glickman, 2000) como precipitação em forma de esfera ou pedaços irregulares de gelo, que possui, convencionalmente, um diâmetro mínimo de 5 mm.

O granizo origina-se na parte superior das nuvens convectivas (cumulonimbus), que possuem elevado desenvolvimento vertical e temperaturas muito baixas no seu topo, possibilitando transformar as gotículas de água em partículas de gelo. As gotas congeladas quando crescem, em função da união com outras menores movimentam-se com as correntes subsidentes e quando se chocam com gotas d'água mais frias crescem rapidamente até alcançarem dimensões de queda (Kulicov & Rudnev, 1980). A precipitação de granizo ocorre quando as pedras de gelo tornam-se demasiadamente pesadas para serem suportadas pelas correntes ascendentes.

No período de 1980 a 2003 ocorreram 342 episódios de granizos, e a média anual foi de 14 episódios. Alguns anos, como 1985 e 1986, não houve registro, enquanto que em 1987 e 1988 tiveram 35 ocorrências. A variação anual pode estar relacionada com o *El Niño*. A Primavera é a estação mais propícia para a ocorrência de granizo, quando atuam com maior frequência os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e os sistemas frontais.

A mesorregião Oeste Catarinense possui o maior número de ocorrências, destacando o município de Anchieta com frequência muito alta, 11 registros. Municípios como Fraiburgo e São Joaquim possuem sistema antigranizo para evitar prejuízos na produção macieira.

### **5.6. Vendaval**

Elaborado por Marcelino & Marcelino (inédito) iniciam com o conceito adotado pela Defesa Civil: deslocamentos violentos de ar, na forma de rajadas, de uma área de alta pressão para outra de baixa pressão, associados às tempestades severas, os quais podem gerar danos e prejuízos, como destelhamentos e destruição de edificações, quedas de árvores e postes de energia elétrica, destruição de plantações e, ocasionalmente, feridos e mortes (Castro, 2003).

De acordo com a escala Beaufort, os ventos com potencial destrutivo correspondem aos classificados como força 10, cujas velocidades variam de 89 a 102 km/h (Sparks, 2003).

Tempestade severa, conforme Nascimento (2005), está associada a sistemas convectivos, caracterizados por nuvens com grande desenvolvimento vertical (aproximadamente 15 km), cumulonimbus, que estendem-se lateralmente no topo, configurando uma bigorna .

Quando essas tempestades ocorrem de forma isolada, apresentam diâmetros inferiores a 25 km e duração de uma a duas horas, podem gerar precipitações intensas, granizo, vendavais e tornados (Ayoade, 2002). Além disso, esses fenômenos também podem ocorrer associados a outros sistemas

atmosféricos, como sistemas frontais, sistemas convectivos de mesoescala, ciclones extratropicais e tropicais (furacões) (Vianello & Alves, 1991; Ayoade, 2002).

No período de 1980 a 2003, ocorreram 502 episódios de vendavais causando destelhamentos de edificações, destruições de plantações e mortes de animais. Os episódios mais significativos foram nos anos de 1984, 1987, 1998 e 2003. A Primavera é a estação mais propícia aos vendavais, principalmente pela atuação dos CCMs no Oeste Catarinense que, por serem áreas de intensa instabilidade, favorecem a ocorrência destes eventos. Destaca-se também o mês de Julho (Inverno), que pode ser explicado pelas passagens dos sistemas frontais, também gerando áreas de instabilidade sobre todo o território catarinense (Monteiro, 2001).

As maiores frequências (classe Muito Alta) estão todos localizados no Oeste Catarinense, destacando-se o município de Chapecó com 14 registros.

### **5.7 Tornado**

Segundo análise efetuada por Marcelino *et al* (2004) o tornado é considerado uma das mais violentas perturbações atmosféricas. A *American Meteorological Society* (AMS) define como uma intensa coluna de ar giratória em contato com a superfície terrestre, pendente de uma nuvem cumuliforme e, freqüentemente visível como uma nuvem funil (Glickman, 2000). É importante ressaltar que é o ar em movimento e não a nuvem funil que forma o tornado e este deve ter força suficiente para causar danos à superfície terrestre (Doswell, 1997).

No período de 1980 a 2003, ocorreram 43 episódios de tornados, a média nesse período é de dois. Pode ter havido mais e que foram registrados, por desconhecimento, como vendaval. As estações do Verão e Primavera foram as de maior número de ocorrências. No Verão destaca-se a atuação dos sistemas convectivos isolados e na Primavera, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs), que podem ocorrer associados aos sistemas frontais transientes, ocasionando chuvas fortes, granizo, vendavais e tornados, (Silva Dias, 1996; Marcelino, 2003).

Brooks *et al* (2003) estimaram que a Região Sul do Brasil é a segunda mais favorável para ocorrerem tempestades tornádicas. Essa região fica atrás somente dos Estados Unidos.

Oliveira (2000a; 2000b) classificou os tornados de acordo com a escala Fujita-Pearson. Dentre os episódios de tornados de maior magnitude destacam-se o de Maravilha (Outubro de 1984 causando 5 vítimas fatais, aproximadamente 200 feridos e 500 desabrigados) e São Joaquim, (deixou 5 vítimas fatais, 80 feridos e 380 desabrigados.) que foram classificados como F3. De acordo com Marcelino (2003), esses dois episódios estavam associados à divergência em altos níveis, movimentos verticais ascendentes e intensos escoamentos de noroeste em baixos níveis.

### **5.8. Maré de Tempestade**

Conforme Ruforff *et al* (inédito) a maré de tempestade, ("ressaca"), é um tipo de inundação costeira causada pela sobre-elevação do nível do mar durante eventos de tempestade. Ela resulta do empilhamento da água oceânica induzido pelo cisalhamento do vento e pela presença de gradientes de pressão atmosférica (Carter, 1988). É mais intensa quanto maior for a pista (superfície aquosa sobre a qual há atuação do vento), a duração, direção e a intensidade do vento. No Hemisfério Sul, o

empilhamento ocorre à esquerda do sentido em que este está soprando em função do transporte de Ekman.

Na Região Sul do Brasil, as marés de tempestade ocorrem durante a passagem de frentes polares atlânticas e dos ciclones extratropicais. Sobre-elevações excepcionais ocorrem durante tempestades associadas a marés de sizígia, podendo causar inundações nas zonas costeiras.

No período de 1997 a 2003 foram identificados 26 registros de marés de tempestade. A frequência média é de 3,7 marés de tempestades por ano. A mais severa ocorreu em Maio de 2001 quando foram atingidos onze municípios e muitos apresentam grandes concentrações urbanas na orla marítima; o mais afetado foi o de Barra Velha no litoral norte.

Os cenários projetados pelo Painel Intergovernamental em Mudanças Climáticas apontam para um aumento do nível do mar neste século (McCarthy *et al*, 2001), portanto o gerenciamento costeiro deve exercer um papel fundamental no ordenamento da ocupação desse espaço, principalmente nas comunidades mais vulneráveis à ocorrência de marés de tempestade.

### **5.9. Furacão Catarina**

Conforme descreve Marcelino *et al* (2004) nos dias 27 e 28 de Março de 2004 a região sul de Santa Catarina foi afetada por um fenômeno atmosférico atípico, denominado como Furacão Catarina. Diante de sua complexidade muitos pesquisadores classificaram-no como ciclone tropical (furacão), outros como ciclone extratropical ou mesmo um fenômeno híbrido.

No workshop sobre "O Catarina" realizado em Junho de 2005, no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com a participação de pesquisadores brasileiros e internacionais, concluíram que se tratava de um furacão, apesar de não ter apresentado características típicas durante o seu processo de formação.

O furacão atingiu costas catarinense e gaúcha causando danos, relacionados às edificações, infraestrutura urbana, agricultura, flora e fauna, além de afetar milhares de pessoas, a maioria de baixa renda. Com base nos dados e informações levantadas, o Furacão Catarina foi classificado como classe 2, de acordo com a escala Saffir-Simpson, (Simpson, 1974) devido a grande quantidade de edificações danificadas e destruídas, que confirmam que a velocidade dos ventos (rajadas) podem ter atingido 180 km/h.

## **6. DESASTRES NATURAIS EM SANTA CATARINA: FREQUÊNCIA E ESPACIALIZAÇÃO DOS EPISÓDIOS CLIMÁTICOS IMPACTANTES**

Conforme aponta M. L. de Paula Herrmann (inédito), o Estado de Santa Catarina apresentou ao longo de um quarto de século as mais diversas manifestações de adversidades atmosféricas que causaram desastres em centenas de municípios catarinenses. Foram totalizados 1 299 registros de ocorrências de inundações graduais, 555 de inundações bruscas, 140 de escorregamentos, 492 de estiagens, 342 de granizos, 502 de vendavais e 43 episódios de tornados. A partir de 1998, também foram computados 26 registros de marés de tempestade, conforme a figura 4.

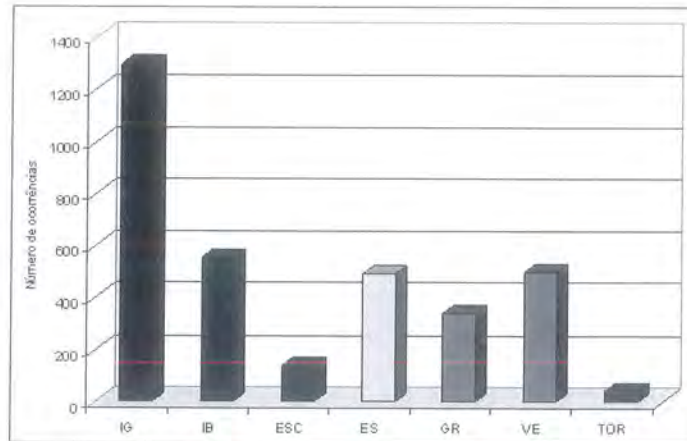


Figura 4 – Demonstrativo dos totais das principais ocorrências de desastres naturais no Estado de Santa Catarina (1980 a 2003). Legenda: (IG) gradual floods; (IB) flash floods; (ESC) landslide; (ES) droughts; (GR) hail; (VE) storm; (TOR) tornado.

Figure 4 – Totals of the main occurrences of natural disasters in the State of Santa Catarina (1980-2003). Legend: (IG) gradual floods; (IB) flash floods; (ESC) landslide; (ES) droughts; (GR) hail; (VE) storm; (TOR) tornado.

### 6.1. Síntese dos desastres naturais por mesorregiões catarinenses

A mesorregião Oeste Catarinense por possuir o maior número de municípios do Estado (118), foi a que apresentou o maior número de desastres naturais, 1 519 registros ao longo de 24 anos, sendo que 596 (39,2 %) referem-se às inundações, sendo que 440 (29,0 %) estão relacionados às inundações graduais e 156 (10,3 %) às inundações bruscas. Essa mesorregião foi a mais afetada pelas estiagens, com 396 registros (26,1 %).

Mesorregião Norte Catarinense composta por 26 municípios, obteve um total de 301 registros de desastres naturais. Sendo 215 (71,4 %) referentes às inundações, em especial as inundações graduais com 159 registros (52,8 %).

Mesorregião Serrana composta por 30 municípios, foi a que apresentou o menor número de desastres naturais em comparação com as demais. Foram registrados 244 desastres, predominando as inundações com 136 registros (55,7 %), desses, 43,4 % de inundações graduais. As estiagens e os vendavais obtiveram os mesmos números de registros, ou seja, 39 (16,0 %).

Mesorregião Vale do Itajaí composta por 54 municípios, registrou 674 desastres naturais predominando as inundações com 449 registros que correspondem a 66,6 %, sendo 284 (42,1 %) de inundações graduais e 165 (24,5 %) de inundações bruscas.

Mesorregião Grande Florianópolis composta por 21 municípios, foram computados 288 desastres naturais, e as inundações com 204 registros (70,8 %), representaram o maior número, sendo 132 (45,8 %) de inundações graduais. Os escorregamentos com 26 episódios e os vendavais com 27, somados, correspondem a 18,4 % dos desastres.

Mesorregião Sul Catarinense composta por 44 municípios foram registrados 346 episódios de desastres naturais, sendo que a maioria esteve relacionada às inundações, 257 registros (74,3 %), destes 179 referem-se às inundações graduais (51,7 %).

O percentual dos desastres naturais por mesorregiões encontra-se assinalado na figura 5.

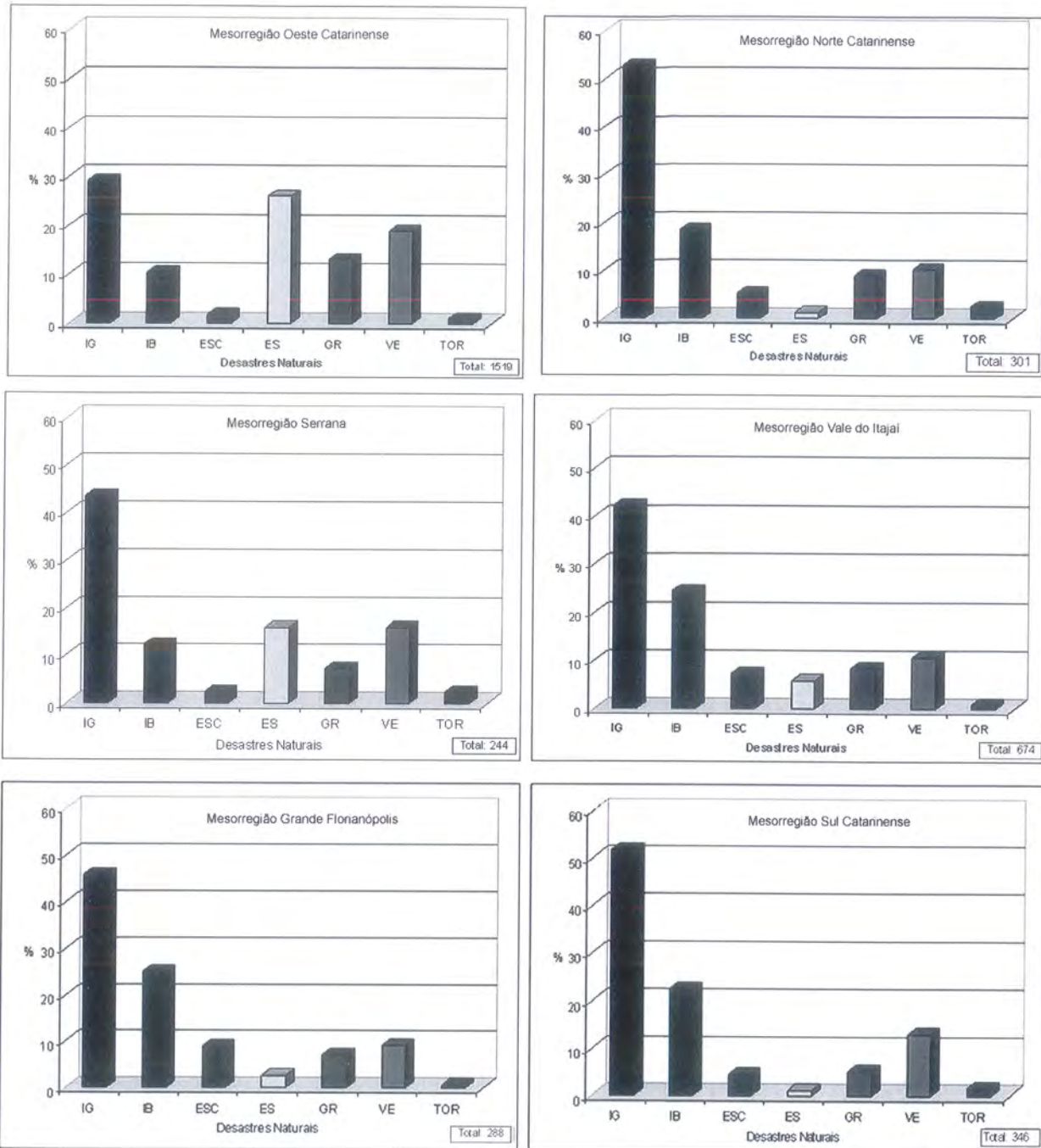


Figura 5 – Percentual de desastres naturais ocorridos nas mesorregiões do Estado de Santa Catarina período de 1980 a 2003. Legenda: (IG) inundação gradual; (IB) inundação brusca; (ESC) escorregamento; (ES) estiagem; (GR) granizo; (VE) vendaval; (TOR) tornado.

Figure 5 – Percentage of natural disasters occurred in the mesorregiões of the State of Santa Catarina period from 1980 to 2003. Legend: (IG) gradual floods; (IB) flash floods; (ESC) landslide; (ES) droughts; (GR) hail; (VE) storm; (TOR) tornado.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Sabe-se que são inúmeras as ocorrências de desastres naturais, principalmente de inundações, registradas desde épocas remotas, o que se tem notado é que ultimamente as adversidades climáticas vêm se agravando e acentuando as suas consequências. Pois, somente no período de Janeiro 2000 a 2003, somado aos prejuízos das estiagens e do Furacão Catarina no início de 2004, esses desastres

naturais causaram em Santa Catarina um prejuízo total de R\$ 1.482.994.549,72 (US\$ 599.165.508,35 – cotação do dia 10/06/2005 = R\$ 2,4751).

As justificativas para as inundações catastróficas, escorregamentos calamitosos e secas severas, passam pelas mudanças climáticas globais e vão até a pressão antrópica sobre os recursos naturais; destacando-se a urbanização intensa em áreas de planície aluvial e/ou encostas declivosas, bem como o desmatamento generalizado, principalmente em áreas de cabeceiras de drenagem.

Perante as consequências advindas dos desastres naturais, onde se destaca o grande número de desabrigados diante dos episódios das inundações, conclama-se a necessidade de efetuar medidas preventivas nas áreas frequentemente atingidas, bem como de elaborar mapas de susceptibilidade à perigos naturais que contemplem as áreas urbanizadas nas quais ocorrem desordenados assentamentos urbanos.

Acredita-se que, através do presente Atlas, possam-se oferecer subsídios para a análise dos excepcionalismos climáticos do Estado de Santa Catarina, bem como para ações de planejamento e prevenção, levando-se em conta os episódios climáticos que causaram danos materiais, econômicos, sociais e ambientais nos municípios afetados.

## BIBLIOGRAFIA

- AMS (2004) – American Meteorological Society. *Glossary of meteorology*. Disponível em: <http://amsglossary.allenpress.com/glossary/> [Acesso em 6 Maio de 2004].
- Ayoade, J. O. (2002) – *Introdução à Climatologia para os trópicos*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil.
- Brooks, H. E.; Lee, J. W.; Craven, J. P. (2003) – The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global Reanalysis data. *Atmos. Research*, v. 67-68: 73-94.
- Carter, R. W. G. (1988) – *Coastal environments - An introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. London UK, Academic Press, 617p.
- Castro, A. L. C. (2003) – *Manual de Desastres: desastres naturais*. Brasília, Ministério da Integração Nacional, 174p.
- CLIMANÁLISE (1986) – *Especial de 10 anos*. Disponível em: <http://tucupi.cpetec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/jatclim.html> [Acesso em 23 Maio 2005].
- CLIMERH, (1999) – *Fenômeno La Niña*. Disponível em: <http://200.18.5.1/nina/index.html> [Acesso em 08 Junho 2005].
- CLIMANÁLISE (2001) – *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, 16 (05).
- Diniz, F. A. & Kousky, V. E. (2004) – Ciclone no Atlântico Sul: análise sinótica e observação. In *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 13, Fortaleza, Anais, 1 CD-ROM.
- Frank, B.; Pinheiro, A.; Bohn, N. (2000) – Relações entre a gestão de recursos hídricos e uso do solo: o caso da bacia do rio Itajaí - SC. In Muñoz, H. R. (Ed.) – *Interfaces da gestão de recursos hídricos: desafios da Lei de Águas em 1997*. Brasília, Secretaria de Recursos Hídricos, p. 199-218.
- Georgakakos, K. P. (1986) – On the design of natural, real-time warning systems with capability for site-specific, flash-flood forecast. *Bulletin American Meteorological Society*, 67 (10): 1233-1239.
- Glickman, T. S. (2000) – *Glossary of meteorology*. 2<sup>nd</sup> Edition, Boston: American Meteorological Society, 855p.
- Gonçalves, E. F. & Mollerí, G. S. F. (2004) – Distribuição dos desastres naturais no Estado de Santa Catarina: estiagem (1980-2003). *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, 1, v.1, 2004, Anais, Florianópolis, GEDN/UFSC, p. 773-786.
- Guidicini, G. & Nieble, C. M. (1993) – *Estabilidade de taludes naturais e de escavação*. São Paulo, Edgard Blücher, 196p.
- Herrmann, M. L. de Paula (1998) – *Problemas geoambientais na faixa central do litoral catarinense*. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 307p.

- Herrmann, M. L. de Paula (2001) – *Levantamento dos desastres naturais causados pelas adversidades climáticas no Estado de Santa Catarina, período 1980 a 2000*. Florianópolis-SC, IOESC: 89p.
- Herrmann, M. L. de Paula; Pellerín, J.; Saito, S. (2004) – Análise das Ocorrências de Escorregamentos no Estado de São Catarina com base nos formulários de Avaliação de Danos da Defesa Civil – 1908 a 2003. In *Simpósio de Desastres Naturais de Santa Catarina*, I, v.1, 2004, Florianópolis – SC, Anais, Florianópolis, GEDN/UFSC, p. 159-173, (CD-Rom).
- Herrmann, M. L. de Paula (Org.) (inédito) – *Atlas de desastres naturais do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis, SC.
- Inazawa, E. E. (1997) – *Modelagem numérica da interação entre correntes de Jato Subtropical e sistemas frontais em baixos níveis nas regiões Sul e Sudeste do Brasil*. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Kulicov, V. A. & Rudnev, G. V. (1980) – *Agrometeorologia tropical*. Havana, Científico-Técnica.
- Marcelino, I. O. (2003) – *Análise de episódios de tornados em Santa Catarina: caracterização sinótica e mineração de dados*. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 214p.
- Marcelino, E. & Goerl, R. (2004) – Distribuição espaço-temporal de Inundações bruscas em Santa Catarina período 1980 a 2003. In *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, I, v.1, 2004, Anais, Florianópolis, GEDN/UFSC, p. 773-796, (CD-Rom).
- Marcelino, E. et al (2004) – Cyclone Catarina: intensity map and preliminary damage assessmet. In *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, I, v.1; 2004, Anais, Florianópolis, GEDN/UFSC, p. 734-748, (CD-Rom).
- Marcelino, I. O. & Marcelino, E. (inédito) – *Vendaval*. In Herrmann, M. L de Paula (Org.) (inédito) – *Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis – SC.
- Marcelino, I. O. & Mendonça, M. (2004) – Ocorrência de granizo no estado de Santa Catarina. In *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, I, v.1, 2004. Anais, Florianópolis, GEDN/UFSC, p. 795-805, (CD-Rom).
- Marcelino, I. P. O. et al (2004) – Análise geográfica do tornado ocorrido no município de Joinville – SC. 31/01/1999. In: *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*, I, v.1, 2004, Anais, Florianópolis, GEDN/UFSC, p. 749-761.
- Marcelino, I. V. O. et al (inédito) – Adversidades atmosféricas no estado de Santa Catarina no período de 1980 a 2003. In Herrmann, M. L P. (Org.) (inédito) – *Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis – SC.
- McCarthy, J. J.; Canzian, O. F.; Leary, N. A.; Dokken, D. J.; White K. S. (2001) – *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 1050p.
- Monteiro, M. A. (2001) – Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. *Geosul*, v. 16 (31): 69-78.
- Monteiro, M. A. & Furtado, S. M. A. (1995) – O clima do trecho Florianópolis – Porto Alegre: uma abordagem dinâmica. *Geosul*, v. 10, (19/20): 117-133.
- Monteiro, M. A. & Mendonça, M. (inédito) – A dinâmica Atmosférica no estado de Santa Catarina. In Herrmann, M. L. de Paula (Org.) (inédito) – *Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis, SC.
- Montz, B. E. & Grunfest, E. (2002) – Flash flood mitigation: recommendations for research and applications. *Environmental Hazards*, v. 4(1): 15-22.
- Nascimento, E. L. (2005) – Previsão de Tempestade severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, nº.1: 121-140.
- Nimer, E. (1979) – *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro, IBGE, 422 p
- NDMC (2004) – *National Mitigation Center. Drought: overview*. Disponível em: <http://www.drought.unl.edu/>. [Acesso em: 12 Junho 04].
- Oliveira, I. P. V. (2000a) – *Distribuição espaço-temporal e análise de tornados em Santa Catarina no período de 1975 a 2000*, Monografia (Bacharelado em Geografia), Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 80p.
- Oliveira, I. P. V. (2000b) – Distribuição espaço-temporal e análise de tornados em Santa Catarina no período de 1976 a 2000. In *Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica*, 4, Auditório do CREA, Rio de Janeiro, CLIMAGEO/UFRJ/CREA, 11p., (CD-Rom).
- Penning-Roswell, E. – Floods. In Pacione, M. (1999) – *Applied geography: principles and practice*. London, UK, Routledge, 626p.

- Ruforff, F.; Bonetti, J.; Moreno, D. (inédito) – Maré de Tempestade. In Herrmann, M. L. de Paula (Org.) (inédito) – *Atlas de desastres naturais do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis, SC.
- Silvia Dias, M. A. F. (1996) – *Complexos convectivos de mesoescala*. In CLIMANÁLISE (1986) – Especial de 10 anos. Cachoeira Paulista: INPE/CPTEC, p. 173-182.
- Silva, D. & Marengo, J. (2002) – Águas atmosféricas. In Rebouças, A. C.; Braga Junior, B.; Tundizi, J. G. (Eds.) – *Águas doces no Brasil - capital ecológico usos múltiplos, exploração racional e conservação*. São Paulo, Escrituras Editora, p. 65-116.
- Simpson, R. H. (1974) – The hurricane potential scale. *Weatherwise*, v. 27: 179-186.
- Sparks, P. R. (2003) – Wind speeds in tropical cyclones and associated insurance losses. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, v. 91: 1731-1751.
- Titarelli, A. H. V. (1972) – A onda de frio de Abril de 1971 e sua repercussão no espaço geográfico brasileiro. In *Climatologia*. São Paulo, EDUSP, n.4: 5p.
- Tucci, C. E. M.; Silveira, A.; Goldenfum, J.; Germano, A. (2003) – Brasil. In Tucci, C. E. M.; Bertoni, J. C. (2003) – *Inundações urbanas na América do Sul*, Porto Alegre, ABRH, p. 275-324.
- Uvo, C. B. (1998) – *Influence of Sea Surface Temperature on rainfall and runoff in Northeastern South America: analysis and modeling*. Thesis (PhD in Engineering), Lund Institute of Technology, Lund University, Sweden, 1998, 78p. (Report nº 1021): 199p.
- Vianello, R. L. & Alves, A. R. (1991) – *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa, UFV, 449p.

# Levantamento e análise das inundações graduais no Estado de Santa Catarina – Brasil.

*Collection and analysis of the gradual inundations in the State of Santa Catarina – Brazil.*

M. L. de Paula Herrmann<sup>1</sup>, M. Kobiyama<sup>2</sup>, E. V. Marcelino<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Bolsista do CNPq & Professora do Departamento de Geociências da UFSC-BR, herrmann@cfh.ufsc.br;

<sup>2</sup> Professor do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental da UFSC-BR, kobiyama@ens.ufsc.br;

<sup>3</sup> Doutorando do IG da UNICAMP-BR, marcelino@ltdid.inpe.gov.br.

**Resumo:** O presente trabalho, Levantamento e análise das inundações graduais no Estado de Santa Catarina, integra o "Atlas de Desastres Naturais do Estado de Santa Catarina", organizado por Herrmann, (inédito). Foi elaborado com o objetivo de analisar as ocorrências de inundações graduais ao longo do período de 1980 a 2004, por tratar-se de um dos tipos de desastres naturais que mais ocorre no território catarinense, e ser também um dos responsáveis pelos maiores números de danos sócios econômicos.

A precipitação intensa de comportamento sazonal constitui a principal causa das inundações fluviais que atingem principalmente as regiões costeiras nas áreas com amplas planícies aluviais. Para efetuar esse levantamento foram consultados os Relatórios de Avaliação de Danos (AVADANs) da Diretoria Estadual da Defesa Civil (DEDC-SC), os quais são emitidos pelas prefeituras descrevendo a extensão dos danos causados em seus respectivos municípios por ocasião dos desvios climáticos. A partir desse levantamento foi elaborado um banco de dados, cuja tubulação possibilitou analisar a frequência desses episódios, segundo as seguintes classes (Muito Alta, Alta, Média e Baixa/Nula), as quais foram lançadas no mapa de Santa Catarina, bem como, analisar a frequência mensal e anual dessas ocorrências.

Espera-se que a análise das inundações graduais favoreça as medidas de prevenção e mitigação por parte dos órgãos públicos, especialmente a Defesa Civil.

**Palavras-chave:** Inundações, precipitação intensa, mapeamento.

**Abstract:** This paper, collection and analysis of the gradual inundations in the state of Santa Catarina is part of the "Natural Disasters Atlas of the State of Santa Catarina", organized by Herrmann, (unedited). It was elaborated with the objective of analyzing the occurrences of gradual floods within the period 1980-2004, since floods are one of the most common natural disasters in the territory of Santa Catarina, and also one of the causes of large social-economical losses.

The seasonal intense precipitation constitutes the major cause of fluvial inundation affecting especially the coastal regions with wide alluvial plain. In order to produce this collection the Damage Assessment reports (AVADANs) of the Civil Defense Office of the State (DEDC-SC) were consulted, which are published by the mayors of the different cities at the time of the climate variability phenomena. From this research, a database was developed, which helped to analyze the frequency of these episodes, according to the following order (Very High, High, Medium and Low/None), which were indicated in the map of Santa Catarina, as it also allowed to analyze the monthly and annual frequency of these occurrences.

It is expected that the analysis of the gradual inundations may help with the prevention and mitigation of these episodes by the public entities, especially the Civil Defense.

**Keywords:** Inundations (floods), intense precipitation, mapping.

## 1. INTRODUÇÃO

Entre os diversos desastres naturais relacionados com impactos pluviais intensos que ocorrem no estado de Santa Catarina – Brasil, as inundações, especialmente as graduais, constituem o mais frequente, causando inúmeros danos socio-econômicos. As grandes cidades localizadas junto às planícies aluviais

da zona costeira são as mais atingidas.

As inundações graduais geralmente ocorrem associadas a sistemas atmosféricos que, não apresentam, necessariamente, intensas instabilidades convectivas. Entretanto, estes sistemas são caracterizados por permanecerem estacionários durante vários dias sobre uma mesma região do Estado produzindo chuvas contínuas.

As inundações se intensificam como desastre natural quando há interferência nas condições naturais através do desmatamento, da agricultura e da pecuária nas encostas dos morros e nas margens ribeirinhas. Estas práticas impedem a infiltração das águas no subsolo fazendo com que escoem diretamente para os rios, ocasionando perdas de solo e aumento da vazão dos rios.

As instalações urbanas também acentuam a gravidade das inundações, como loteamentos residenciais e sistemas viários instalados nas planícies aluviais sujeitas a inundações, bem como as obras de engenharia (canalizações e retificações de canais, comportas e barragens) que interferem no ciclo hidrológico. A situação ainda se agrava quando essas obras são mal estruturadas e dimensionadas, e quando ocorre o rompimento de barragens e a acumulação de lixo e entulhos nos canais fluviais, acentuando o transbordamento.

## 2. CONCEITUALIZAÇÃO

Comumente os termos enchente e inundação fluvial são utilizados como sinônimos, mas eles diferem entre si quanto à fenomenologia. A enchente ou cheia refere-se ao aumento da vazão do rio por um determinado período de tempo. Entretanto, quando a vazão supera a capacidade de descarga do canal fluvial, indo extravasar para as áreas marginais (várzea e planície aluvial), dá-se a inundação fluvial (*river flood*).

A precipitação intensa é a principal causa das inundações fluviais, comportando-se como chuvas sazonais sobre amplas áreas geográficas, o que resulta nas inundações graduais; ou sob a forma de chuvas convectivas intensas sobre uma pequena bacia hidrográfica, o que resulta nas inundações bruscas (*flash flood*) (Penning-Rowsell, 1999; Smith, 2000). As inundações graduais estão mais associadas a períodos prolongados de chuvas contínuas do que as chuvas intensas e concentradas (Castro, 2003).

Para a Defesa Civil, a inundação gradual ocorre quando "...as águas elevam-se de forma paulatina e previsível; mantêm-se em situação de cheia durante algum tempo, e, a seguir escoam-se gradualmente." (Castro, 2003).

Muitos pesquisadores acreditam que a inundação brusca é mais problemática devido à sua rápida velocidade e violência (Georgakakos, 1986; Montz & Gruntfest, 2002). No caso da inundação gradual, a elevação e o fluxo d'água são lentos e, normalmente, também o rebaixamento, o que permite a adoção de algumas medidas preventivas e emergenciais.

Dentre as áreas mais susceptíveis, destacam-se as regiões costeiras em virtude do relevo plano (planície de inundação) e ao aumento populacional (Woodroffe, 1995).

Tucci *et al* (2003) comentam que a inundação gradual também está fortemente associada ao processo de urbanização em função da impermeabilização do solo. Esta impermeabilização aumenta o escoamento fazendo com que grande quantidade de água chegue ao sistema de drenagem gerando inundações mais frequentes do que as que existiam quando a superfície apresentava condições naturais.

### 3. ANÁLISE ESPAÇO-TEMPORAL

No período de 1980 a 2003, ocorreram 1 229 episódios de inundações graduais em Santa Catarina, que deixaram dezenas de milhares de desabrigados e causaram sérios impactos sócio-econômicos nos municípios afetados. As inundações graduais correspondem a 37,7 % do total de desastres naturais (3 447) que assolaram o Estado no período de 1980 a 2003.

De acordo com a figura 1 pode-se perceber que as inundações graduais em Santa Catarina oscilam entre anos com frequência acima e abaixo da média anual. Estes picos estão diretamente relacionados com os anos de *El Niño*, considerados fortes e moderados, ou seja, associados aos eventos ocorridos em 1983, 1987, 1990, 1992 e 1997. A exceção foi para os anos de 1984, 1996 e 2001, que correspondem a fase negativa do *El Niño*, chamada de *La Niña*. Nestes anos as inundações ocorreram principalmente na Primavera e estiveram associadas às passagens consecutivas de sistemas frontais (Herrmann *et al*, 2001; Infoclima, 2001).

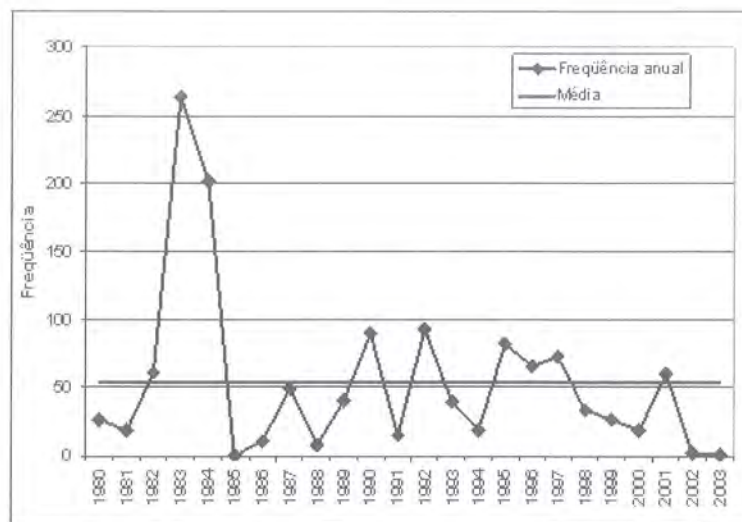


Figura 1 – Frequência anual de inundações graduais ocorridas no período de 1980 a 2003.

Figure 1 – Annual frequency of the gradual floods occurred in the period from 1980 to 2003.

Conforme a figura 2, as inundações graduais em Santa Catarina não apresentaram uma frequência mensal associada a uma padronização sazonal. Esta variabilidade está relacionada principalmente com a passagem de sistemas frontais e frentes estacionárias, à escala regional, e à circulação atmosférica em escala global, identificada pela atuação do *El Niño*.

Nos meses de Março, Abril e Novembro houve as menores ocorrências de inundações graduais. Este mesmo padrão também foi observado por Alves (2004), quando analisou os dados de precipitação no município de Alfredo Wagner, região de cabeceiras do rio Itajaí-Açu.

Embora o regime pluviométrico no município de Alfredo Wagner não represente perfeitamente o do Estado, observa-se uma relação direta entre a frequência de inundações graduais e a intensidade média diária de precipitação. Segundo o mesmo autor, no Inverno a intensidade média diária é maior do que no Verão para este mesmo município.

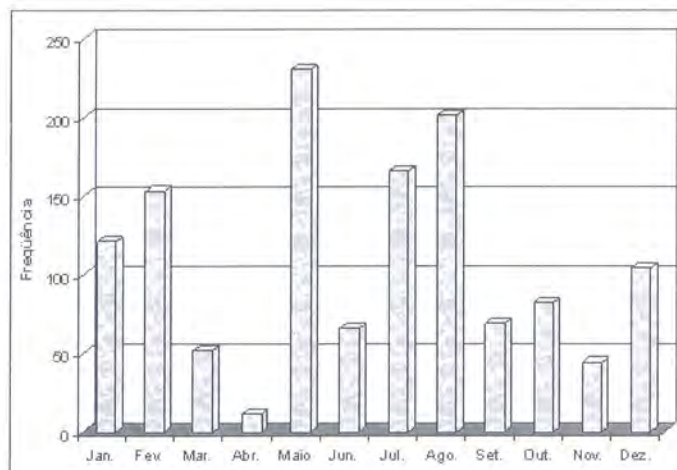


Figura 2 – Frequência mensal de inundações graduais (1980-2003).

Figure 2 – Monthly frequency of gradual floods (1980-2003).

Observando-se atentamente a figura 2, pode-se constatar que nos meses Maio, Julho e Agosto ocorreram os maiores índices de inundações. Estes índices podem ser explicados pela atuação do *El Niño*, cuja incidência na região sul do país é mais intensa durante o Inverno.

No Mapa do estado de Santa Catarina, (Fig. 3) observa-se a distribuição espacial dos municípios mais afetados pelas inundações graduais, com destaque para Blumenau, Canoinhas, Lages, Três Barras, Florianópolis, Palhoça, Rio do Sul, Joaçaba, Caçador e Porto União. Os municípios pertencentes às classes Muito Alta e Alta, ou seja, os mais atingidos, estão localizados principalmente nas planícies costeiras e/ou nas bacias hidrográficas dos grandes rios catarinenses. Entre estes destacam-se os rios Chapecó, Uruguai e do Peixe na mesoregião Oeste Catarinense; os rios Iguazu, Negro, Itapocu e Cubatão na mesoregião Norte Catarinense; os rios Canoas e Pelotas na mesoregião Serrana; o rio Itajaí-Açu na mesoregião Vale do Itajaí; os rios Tijucas e Cubatão do Sul na mesoregião Grande Florianópolis; e os rios Tubarão e Araranguá na mesoregião Sul Catarinense (SEDUMA - SC, 1997).

Nos meses de Maio e Julho de 1983 e Agosto de 1984, Santa Catarina enfrentou as inundações mais catastróficas do século XX, que afetaram principalmente a mesoregião Vale do Itajaí. Durante as inundações do mês de Julho de 1983 no Estado, foram registrados 197 770 desabrigados e 49 mortos, sendo que as cidades mais castigadas estavam localizadas na bacia do rio Itajaí-Açu, destacando-se Blumenau (Fig. 4) com 50 000 desabrigados e 8 mortos, que representou 29,3 % da população total do município afetada (Herrmann *et al*, 2001). O total pluviométrico que ocorreu no ano de 1983 foi considerado excepcional. Na estação meteorológica de São José, que possui registros pluviométricos desde 1925, foi registrado 2 598,5 mm, quando a média anual é de 1 493,18 mm. Este foi o maior valor verificado nos últimos 71 anos, apresentando um desvio positivo de 74,0 % em relação à normal climatológica (Herrmann *et al*, 2001).

Segundo levantamento referente à drenagem urbana nos municípios catarinenses realizado por Rosa *et al* (1998), mais de 75 % destes municípios possuem sérios problemas de inundações. Estes problemas estão vinculados principalmente ao aumento populacional que implica diretamente no aumento da pressão sobre os recursos naturais. Esta pressão pode ser observada na bacia do rio Itajaí-Açu onde a agricultura e a urbanização desordenada vem diminuindo a capacidade de escoamento dos rios e,

consequentemente, contribuindo para a ocorrência de freqüentes eventos de inundações (Frank, 1996; Frank *et al*, 2000; Fraga, 2001).

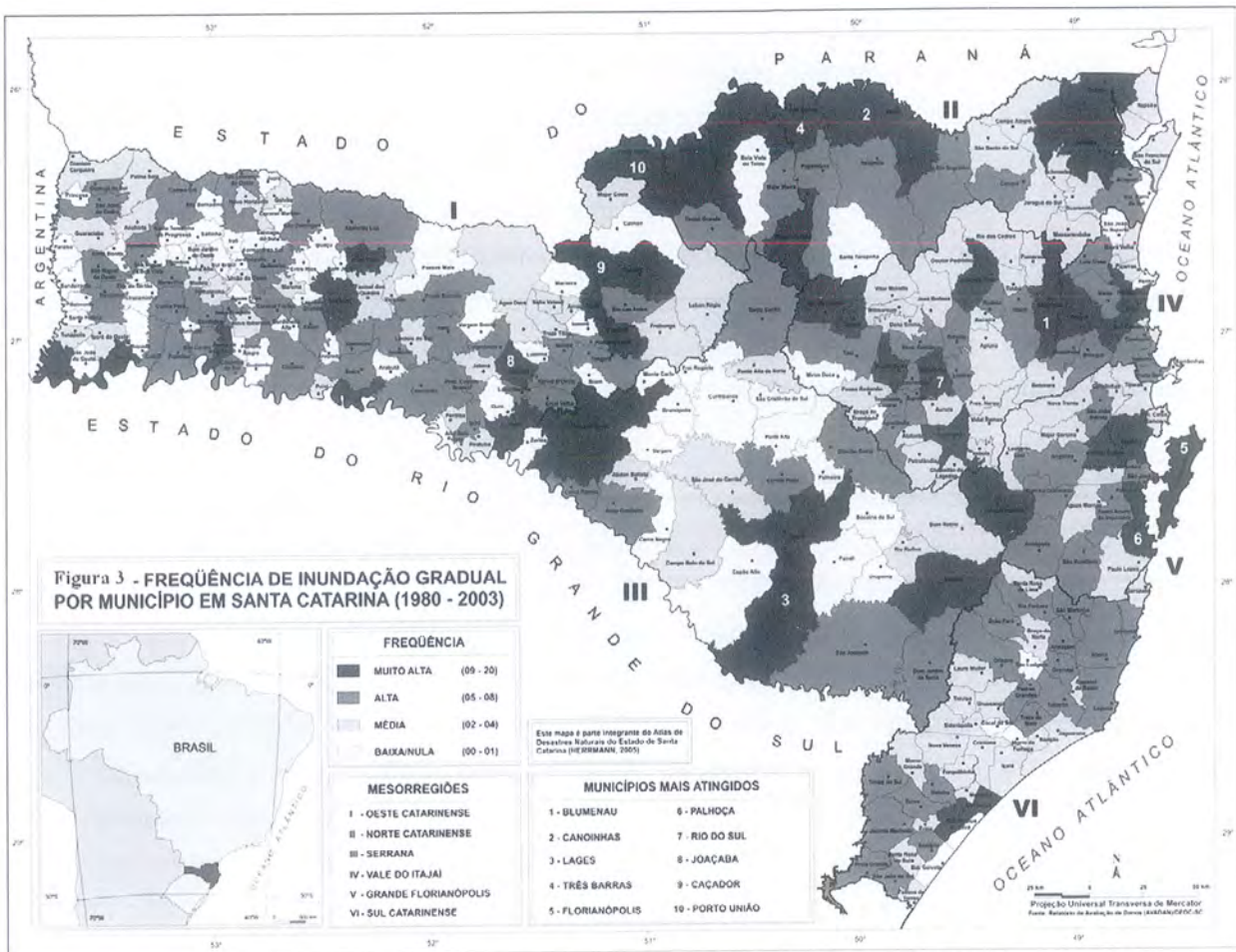


Figura 3 – Frequência de inundação gradual por municípios no estado de Santa Catarina (1980-2003).

Figure 3 – Annual frequency of the gradual flood per municipalities in the state of Santa Catarina (1980-2003).



Figura 4 – Inunda o ocorrida em Julho de 1983 no município de Blumenau (Fonte: Revista Veja, 17/08/83).

Figure 4 – Floods in July 1983 in the municipality of Blumenau (Font: Veja (Brazilian magazine), 17/08/83).

Rosa *et al* (1998) comentam, também, que uma das melhores formas de minimizar o impacto das inundações é o monitoramento hidrometeorológico que dará subsídios para a implantação de sistemas de alerta.

Conforme Tucci *et al* (2003), o sistema de alerta é uma medida não-estrutural que tem como objetivo prever, com relativa precisão, eventos potencialmente danosos com o intuito de informar as populações e a Defesa Civil, com antecedência, para que desocupem as áreas sujeitas a inundações, estabelecidas através de um zonamento, e estabeleçam ações de preparação e resposta frente ao desastre. Ressalta-se que atualmente já existe um sistema de alerta para a bacia do rio Itajaí, cuja Central de Operações (CEOPS) está localizada na Universidade Regional de Blumenau (FURB). A bacia é monitorada por doze estações telemétricas, que coletam dados sobre o nível do rio e a precipitação ocorrida. Com base nessas informações, são realizadas as previsões hidrológicas com até 12 horas de antecedência (Frank *et al*, 2000).

#### **4. PREJUÍZOS ECONÔMICOS**

A partir do ano 2000 foram computados os prejuízos causados pelos desastres naturais. No mês de Fevereiro deste ano, as inundações afetaram 33 municípios destacando-se o de Timbó, com 150 desabrigados (0,6 % da população) que apresentou o maior prejuízo R\$ 3.954.000,00.

No ano de 2001 ocorreram inundações nos meses de Fevereiro, Setembro e Outubro que afetaram mais de 50 municípios, respectivamente, destacando-se, o de Presidente Getúlio, cuja inundações gradual de Outubro deixou 2 100 desabrigados (18 % da população) e causou prejuízo de R\$ 4.648.600,00.

As inundações graduais resultantes do episódio *El Niño* de 2002 a 2003, considerado de intensidade fraca a moderada, não causaram danos severos no Estado. Destaca-se a inundações de Novembro de 2002 que afetou o município de Taió, deixando 257 desabrigados (1,6 % da população), causando R\$ 1.730.302,00 de prejuízos.

Ressalta-se que, associados às inundações, podem ocorrer outros tipos de desastres, como escorregamentos, vendavais e precipitações de granizo. Desta forma nos prejuízos associados a um registro de um desastre de inundações, pode haver danos causados por outros desastres. A Tabela 1 apresenta o somatório anual de danos provocados pelas inundações em Santa Catarina. Nota-se que há uma coluna para os prejuízos causados apenas por inundações e prejuízos causados por inundações associadas a outros eventos.

As figuras 5 e 6 ilustram as estimativas de prejuízos com os distintos tipos de inundações, revelando que os prejuízos com as inundações dos dois últimos anos foram os menores do período.

#### **5. CONSIDERAÇÕES FINAIS**

A inundações gradual é o tipo de desastre natural que mais ocorre em todo o estado de Santa Catarina, causando sérios impactos sócio económicos. A frequência de eventos mais severos está diretamente associada aos anos de *El Niño*, que atua com mais intensidade no Inverno na Região Sul do Brasil, provocando episódios pluviais intensos.

Tabela 1  
Somatório dos prejuízos provocados pelas inundações (2000-2003).

Table 1  
Damages caused by floods (2000-2003).

2000	Inundações	Associado a outros eventos
Inundações graduais	R\$ 9.348.341,00	R\$ 642.429,41
Inundações bruscas	R\$ 27.917.981,70	R\$ 1.513.223,00
2001	Inundações	Associado a outros eventos
Inundações graduais	R\$ 36.021.062,00	R\$ 17.018.280,00
Inundações bruscas	R\$ 86.633.688,75	R\$ 24.407.321,00
2002	Inundações	Associado a outros eventos
Inundações graduais	R\$ 70.000,00	-
Inundações bruscas	R\$ 29.325.852,00	R\$ 20.428.032,00
2003	Inundações	Associado a outros eventos
Inundações graduais	R\$ 106.666,00	-
Inundações bruscas	R\$ 35.505.362,20	R\$ 33.751.537,62

Fonte: DEDC-SC.

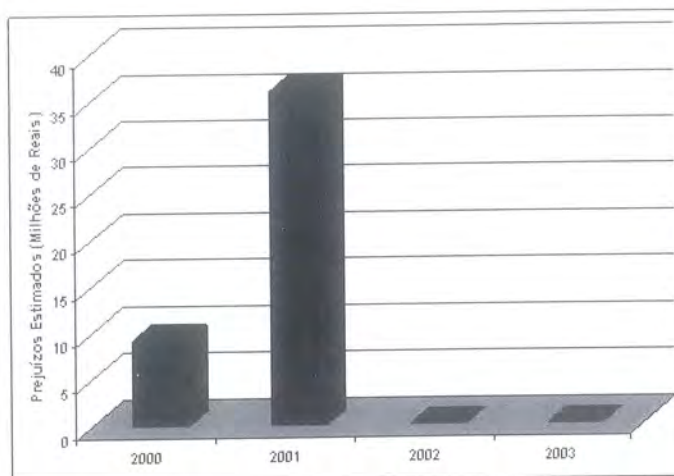


Figura 5 – Prejuízos econômicos estimados para as ocorrências de inundações graduais durante o período de 2000 a 2003.

Figure 5 – Economical losses for gradual floods occurred in the period from 2000 to 2003.

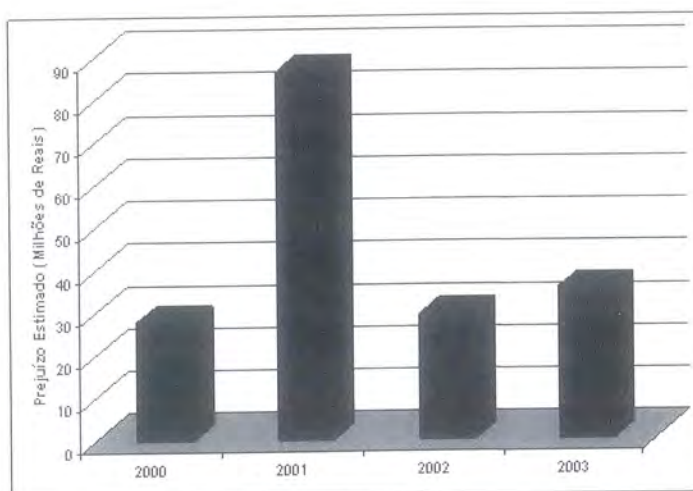


Figure 6 – Prejuízos econômicos estimados para as ocorrências de inundações bruscas durante o período de 2000 a 2003.

Figure 6 – Economical losses for the flash floods occurred in the period from 2000 to 2003.

Os municípios mais atingidos pelas inundações estão situados nas planícies costeiras e/ou nas bacias hidrográficas dos grandes rios catarinenses. Entre as principais bacias de drenagem destaca-se a do rio Itajaí-Açu onde frequentemente ocorrem inundações, sendo que as mais severas ocorreram em Julho de 1983 e Agosto de 1984. Ambas deixaram milhares de desabrigados, dezenas de mortos e causaram significativos prejuízos aos municípios afetados da mesorregião Vale do Itajaí.

Muitos desses municípios que tiveram percentual significativo de desabrigados durante os episódios de inundações, possuem as suas malhas urbanas inadvertidamente instaladas junto às margens dos rios que periodicamente sofrem transbordamentos. A cidade de Blumenau, localizada nas margens do rio Itajaí constitui o maior exemplo. Na inundação que ocorreu em Julho de 1983, a cota do rio Itajaí-Açu atingiu a marca de 15,34 metros (Frank, 1994).

Outro fator importante a considerar é que a urbanização intensa e o uso do solo indiscriminado reduzem a capacidade de infiltração da água da chuva, contribuindo para o aumento dos episódios de inundações. Medidas de reduções das inundações em nosso Estado, como sistema de alerta empregado em Blumenau, devem ser tomadas com urgência a fim de se evitar os contínuos danos materiais e humanos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, A. (2004) – *Análise de dados hidrológicos na região do município de Alfredo Wagner/SC*. Trabalho de Conclusão de Curso (Curso de Engenharia Sanitária e Ambiental), Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 92p.
- Castro, A. L. C. (2003) – *Manual de Desastres: desastres naturais*. Brasília, Ministério da Integração Nacional.
- Fraga, N. C. (2001) – As enchentes no vale do Itajaí-Açu/SC: das obras de contenção à indústria da enchente – a problemática ambiental e a relação homem/natureza na busca de soluções. *Revista Ra'e Ga*, n. 5: 125-148.
- Frank, B. (1994) – O Plade das obras e o Plade necessário. *In Dynamics*.2, (8): 11-25.
- Frank, B. (1996) – *Uma abordagem para o gerenciamento ambiental da bacia hidrográfica do rio Itajaí com ênfase no problema das enchentes*. Tese (Doutorado em Engenharia de Produção), Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 326p.
- Frank, B.; Pinheiro, A.; Bohn, N. (2000) – Relações entre a gestão de recursos hídricos e uso do solo: o caso da bacia do rio Itajaí – SC. (1997). *In* Muñoz, H. R. – *Interfaces da gestão de recursos hídricos: desafios da Lei de Águas*. Brasília, Secretaria de Recursos Hídricos, p. 199-218.
- Georgakakos, K. P. (1986) – On the design of natural, real-time warning systems with capability for site-specific, flash-flood forecast. *Bulletin American Meteorological Society*, 67( 10): 1233-1239.
- Herrmann, M. L. de Paula (2001) – *Levantamento dos desastres naturais causados pelas adversidades climáticas no Estado de Santa Catarina período de 1980 a 2000*. Florianópolis, IOESC, 89p.
- Herrmann, M. L. de Paula (Org.) (inédito) – *Atlas de desastres naturais do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis, SC.
- Herrmann, M. L. de Paula; Marimon, M. P. C.; Lopes, P. S.; Machado, S. M.; Zobot, C.; Cerew, T. H.; Cristo, S. S. V. (2001) – Desastres naturais no Estado de Santa Catarina – BR, associados ao fenômeno climático global *El Niño* durante o período 1980-2000. *In Encuentro de Geografos de America Latina*, 8, Anais.8 Egal, Santiago de Chile, Universidad de Chile & Facultad de Arquitectura y Urbanismo.
- Infoclima (2001) – Cachoeira Paulista, CPTEC/INPE, 8 (10).
- Montz, B. E. & Gruntfest, E. (2002) – Flash flood mitigation: recommendations for research and applications. *Environmental Hazards*, 4( 1): 15-22.
- Penning-Rowsell, E. (1999) – Floods. *In* Pacione, M. – *Applied geography: principles and practice*. London, UK, Routledge, 626p.

- Rosa, F. Z.; Pompêo, C. A.; Olivetti, S. M. P. (1998 ) – *Diagnóstico da drenagem urbana em Santa Catarina*. Florianópolis, SDM/DISA/GEDAE, 24p.
- SEDUMA - SC. (1997) – Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente de Santa Catarina. *Bacias hidrográficas de Santa Catarina: diagnóstico geral*. Florianópolis, SDM, 163p.
- Smith, K. (2000) – *Environmental hazards: assesing risk and reducing disaster*. Florence, USA, Routledge, 388p.
- Tucci, C. E. M.; Silveira, A.; Goldenfum, J.; Germano, A. B. (2003) – Brasil. In Tucci, C. E. M.; Bertoni, J. C. – *Inundações urbanas na America do Sul*, Porto Alegre, ABRH, p. 275-324.
- Woodroffe, C. D. (1995) – Response of tide-dominated mangrove shorelines in northern Australia to anticipated sea-level rise. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20 (1): 65-85.



## Índice de Autores

Abreu, M. M. ....	249	Magalhães, M. M. R. ....	249
Abreu, U. ....	75	Marcelino, E. V. ....	341
Alves, M. I. C. ....	235	Marques, F. M. S. F. ....	147
Amado, A. O. ....	303	Marques, R. ....	47, 63
Amaral, P. ....	63	Medici, T. ....	179
Andrade, C. ....	191	Monge Soares, A. ....	165
Angelucci, D. E. ....	165, 179	Mozzi, P. ....	191
Azevêdo, T. M. M. ....	191		
		Neves, M. ....	165, 293
Bateira, C. ....	93, 121	Nunes, E. ....	191
Bonachea, J. ....	19		
Borges, B. ....	165, 293	Paixão, R. ....	293
Brum Ferreira, A. ....	9	Pena, S. B. ....	249
		Pereira, P. ....	235
Carmo Nunes, M. ....	107	Pereira, S. ....	93, 121
Cendrero, A. ....	19	Pires, A. ....	281
Chaminé, H. I. ....	281		
Clamote, V. ....	211	Queiroz, G. ....	47
Correia Marques, J. A. C. ....	303		
Costa, F. L. ....	107, 201	Ramos, C. ....	191
Coutinho, R. ....	47	Ramos Pereira, A. ....	165, 179, 191, 293
Cruz de Oliveira, S. ....	265	Rebelo, F. ....	211
Cunha, N. S. ....	249	Remondo, J. ....	19
		Ribeiro Santos, L. I. ....	303
Faleh, A. ....	133	Rivas, V. ....	19
Favaretto, S. ....	191	Rochette Cordeiro, A. M. ....	211, 303
Freitas, C. M. ....	191	Rodrigues, D. ....	75
		Rodrigues, R. ....	63
Garcia, R. A. C. ....	265		
Gaspar, J. L. ....	63	Sadiki, A. ....	133
Gomes, A. ....	281	Sevinate Pinto, P. ....	313
Gray, M. ....	39	Seixas, A. ....	93, 121
		Soto, J. ....	19
Hermenegildo, C. ....	93, 121		
Herrmann, M. L. de Paula ....	323, 341	Tavares, A. ....	75
		Trindade, J. ....	165, 293
Ínsua Pereira, D. ....	221, 235	Trota, A. ....	63
Kobiyama, M. ....	341	Vinagre, A. ....	281
		Zêzere, J. L. ....	47, 63, 133, 265





**FCT** Fundação para a Ciência e a Tecnologia  
MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E ENSINO SUPERIOR



Associação Portuguesa de Geomorfólogos - Volume V

ISBN 972636175-3



9 789726 361756

