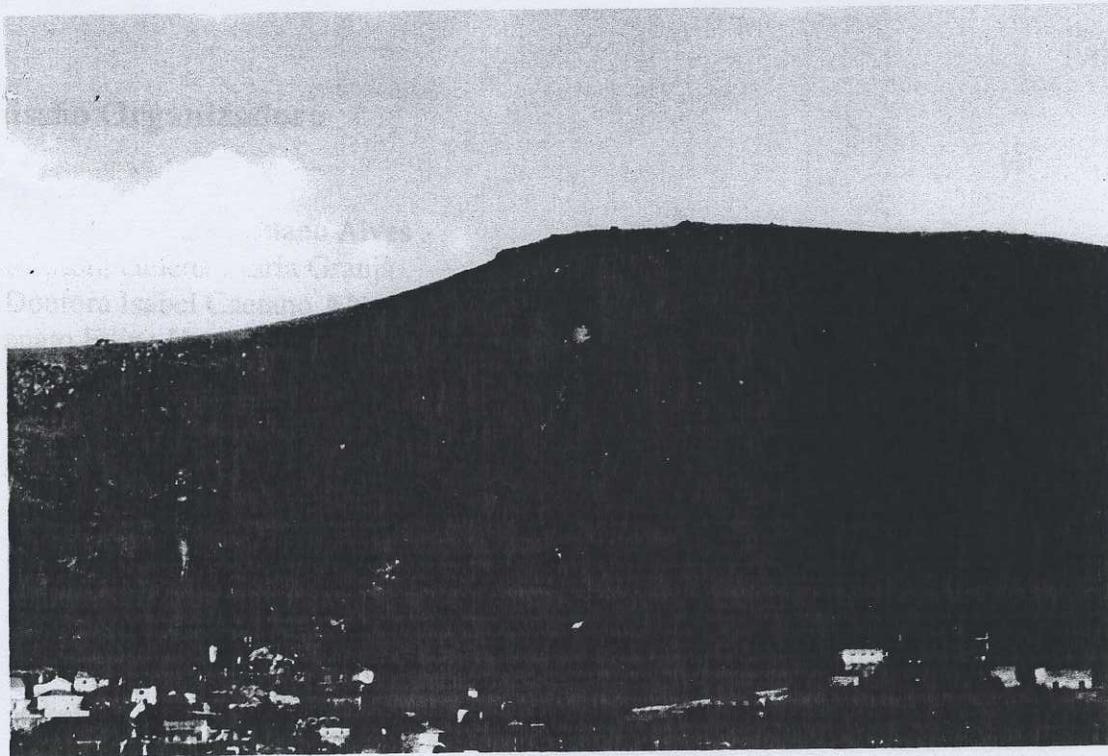


# *II Seminário sobre Geologia Ambiental*

DESPRENDIMENTOS DE TERRA E ESTABILIDADE DE VERTENTES

**Braga 1 e 2 de Junho de 2001**



Departamento de Ciências da Terra  
Universidade do Minho

# DINÂMICA DE VERTENTES E PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA NA ÁREA METROPOLITANA DE LISBOA

José Luís Zêzere

Centro de Estudos Geográficos - Universidade de Lisboa

## 1. INTRODUÇÃO

A Área Metropolitana de Lisboa a Norte do Rio Tejo (Região a Norte de Lisboa) apresenta condições naturais (estrutura geológica, litologia do substrato e das formações superficiais, topografia, geomorfologia, clima, hidrologia) bastante favoráveis ao desenvolvimento de manifestações de instabilidade nas vertentes.

Em acréscimo, este território tem sido sujeito, nas últimas quatro décadas, a uma intensa pressão urbanística, que é responsável pelo agravamento das consequências da instabilidade geomorfológica. Em primeiro lugar, as modificações no uso do solo, associadas à recessão das actividades agro-pastoris e à ocupação das antigas áreas rurais por populações que conservam a mentalidade urbana, foram responsáveis pelo aumento da vulnerabilidade passiva, visto que conduziram à utilização de áreas relativamente marginais, naturalmente expostas a perigos naturais e, por essa razão, pouca aptas à construção. Noutras situações, intervenções antrópicas desajustadas interferem directamente na actividade das manifestações de instabilidade natural que, por essa razão, tendem a agravar-se. Este é o caso da elaboração de aterros mal consolidados, em posições topográficas desfavoráveis, por vezes em conexão com obras públicas de grande envergadura; da abertura de taludes em vertentes potencialmente instáveis, para construção de estradas e de casas, não acompanhada por medidas preventivas de estabilização; e da modificação do traçado de cursos de água, sem consideração dos impactes nas condições de estabilidade dos canais criados artificialmente (Zêzere, 1997, 2001).

## 2. TIPOLOGIA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

O estudo dos movimentos de vertente na Área Metropolitana de Lisboa foi desenvolvido em 5 áreas-amostra (Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz), que abrangem uma superfície total de 61,6 km<sup>2</sup>, repartida nos concelhos de Loures, Vila Franca de Xira, Arruda dos Vinhos e Sintra.

A cartografia geomorfológica de pormenor, efectuada sistematicamente no terreno na escala de 1:2000, constituiu a metodologia fundamental do trabalho desenvolvido. Paralelamente, procedeu-se à inventariação sistemática das manifestações de instabilidade, com o recurso a uma ficha-inventário (Zêzere, 1997), o que permitiu a criação de um banco de dados que integra 597 movimentos de vertente.

Os movimentos de vertente identificados foram classificados de acordo com três critérios utilizados em simultâneo: tipo de mecanismo, fisionomia dos planos de ruptura e contexto geomorfológico. O primeiro critério justifica a individualização dos desabamentos, deslizamentos e movimentos complexos e compósitos. A fisionomia dos planos de ruptura é determinante para a subdivisão dos deslizamentos nas variedades translacional e rotacional. Por último, o contexto geomorfológico está na origem da individualização dos deslizamentos translacionais superficiais, bem como dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (Quadro 1).

Quadro 1. Parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente identificados em 5 áreas-amostra na Área Metropolitana de Lisboa.

Tipo de movimento	Número de casos	(%)	Declive (°)		Profundidade (m)		Área (m <sup>2</sup> )		Volume estimado (m <sup>3</sup> )	
			média	Std.	média	Std.	média	Std.	média	Std.
desabamentos	8	1,3%	31	10	-----	-----	734	1 091	6 388	11 260
deslizamentos translacionais superficiais	208	34,8%	23	8	1.0	0.5	558	698	289	378
deslizamentos translacionais	53	8,9%	17	7	3.1	1.7	4 089	5 565	5 279	8 983
deslizamentos rotacionais	30	5,0%	19	7	5.8	4.9	10 625	24 544	42 815	132 174
deslizamentos/ /desabamentos por erosão lateral	229	38,4%	17	10	2.7	1.9	394	600	612	1 561
movimentos complexos e compósitos	54	9,1%	20	8	4.0	3.4	16 702	40 582	49 654	183 684
movimentos de tipo indeterminado	15	2,5%	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	597	100,0	20	9	2.4	2.3	2 928	14 340	7 986	64 492

#### a) desabamentos

Os desabamentos da Região a Norte de Lisboa correspondem, geralmente, a movimentos antigos em estado de dormência, apenas identificáveis pela conservação parcial dos seus sectores de acumulação. Os principais desabamentos ocorrem em estreita relação com os afloramentos dos calcários com rudistas do Cenomaniano superior e dos “calcários corálícos de Amaral” do Kimeridgiano superior, caracterizados pela existência de cornijas bem desenvolvidas, que servem de fonte de alimentação dos blocos.

#### b) deslizamentos translacionais superficiais

Os deslizamentos translacionais superficiais são movimentos peliculares (profundidade média entre 0,8 e 1,2 m, nas 5 áreas-amostra estudadas), que afectam quase exclusivamente os

depósitos que revestem a maior parte das vertentes, ao longo de superfícies de ruptura planares, frequentemente localizadas no contacto com um substrato rochoso impermeável: margas, argilas ou tufos vulcânicos. Deste modo, estes deslizamentos são muito frequentes nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa, Albiano - Cenomaniano médio, Kimeridgiano superior - Titoniano inferior e Kimeridgiano inferior e médio, particularmente na metade inferior das vertentes, onde a espessura dos depósitos é maior. Estes movimentos, embora muito numerosos, são de dimensão reduzida e envolvem um volume de materiais pouco significativo (inferior, em média, a 300 m<sup>2</sup>). As vertentes afectadas têm declives moderados e fortes, em média superiores a 20°.

Os deslizamentos translacionais superficiais são frequentemente condicionados por intervenções antrópicas desajustadas, constituindo, por exemplo, a manifestação de instabilidade mais frequente ao longo dos taludes das estradas, bem como nos terrenos abandonados após um período de cultivo mais ou menos prolongado.

#### c) deslizamentos translacionais

Os deslizamentos translacionais são movimentos de vertente mais profundos que os anteriores e afectam, sempre, o substrato rochoso. Verificam-se quando existe, em simultâneo, uma alternância de bancadas com permeabilidade e resistência ao corte distintas, e uma concordância entre o declive e o sentido de inclinação dos afloramentos rochosos. A anisotropia é, assim, uma condição favorável ao seu desencadeamento, pelo que as formações mais afectadas por este tipo de deslizamento correspondem às margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Titoniano inferior, margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio e escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa. Nas áreas-amostra estudadas em pormenor, as superfícies afectadas por este tipo de processo variam, em média, entre 1500 m<sup>2</sup> e 7000 m<sup>2</sup> e os volumes entre 1800 m<sup>3</sup> e 8800 m<sup>3</sup>.

Os deslizamentos translacionais são, de entre todos os movimentos definidos, aqueles que apresentam, em média, um declive mais baixo (11° a 21°, nas áreas-amostra). O declive moderado favorece uma lenta e gradual infiltração da água em profundidade nos invernos mais chuvosos, conduzindo, assim, à diminuição da resistência ao corte dos terrenos, por aumento da pressão intersticial. Quando ao declive moderado da vertente se associa uma ruptura de declive a jusante, conducente a um aumento da tensão tangencial e consequente perturbação nas condições de equilíbrio, estão reunidas as condições topográficas óptimas para o desencadear deste tipo de processo.

#### d) deslizamentos rotacionais

Os deslizamentos rotacionais são relativamente pouco frequentes na Região a Norte de Lisboa, devido à reduzida representatividade de formações argilosas, isotrópicas e homogéneas. Apesar disso, foi possível identificar, para além de deslizamentos rotacionais típicos, movimentos rotacionais confinados e rotacionais múltiplos retrogressivos, principalmente nas "margas e argilas da Abadia" do Kimeridgiano inferior e médio, na área-amostra de Calhandriz.

Estes deslizamentos apresentam, em regra, uma dimensão superior à dos movimentos translacionais, particularmente evidente no que respeita ao volume de materiais envolvidos, duas a dez vezes superior, em média, nos deslizamentos rotacionais. Por outro lado, verifica-se

uma tendência para a sua concentração em vertentes com declive um pouco mais acentuado do que acontece com os deslizamentos translacionais (14° a 24°, em média, nas áreas-amostra).

e) deslizamentos/desabamentos por erosão lateral

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral foram definidos com base no contexto geomorfológico e não no tipo de mecanismo, pelo que incluem movimentos de desabamento, balançamento e deslizamento das margens dos leitos menores, sob influência da gravidade, normalmente assistida pelo elevado teor em água presente nos materiais afectados. Todos os movimentos incluídos sob esta designação têm em comum um factor desencadeante que corresponde à erosão lateral dos rios e ribeiras, particularmente activa em situações de cheia rápida. Estas manifestações de instabilidade ocorrem, preferencialmente, nos troços mais sinuosos das ribeiras e em áreas onde o entalhe se verifica em formações relativamente brandas: depósitos de vertente, depósitos de enchimento de valeiros, depósitos de terraço de cheia, argilas, margas, calcários margosos e tufos vulcânicos. Os movimentos mais simples restringem-se às margens dos leitos menores e apresentam dimensões relativamente modestas. Noutros casos, o movimento inicialmente activado pela erosão lateral é responsável pela evolução retrogressiva da instabilidade na vertente, num estilo e complexidade fortemente condicionados pelo contexto morfoestrutural local.

f) movimentos de vertente complexos e compósitos

Os movimentos de vertente complexos e compósitos apresentam, em simultâneo, características de, pelo menos, duas das categorias atrás referidas, podendo também evidenciar a intervenção de mecanismos de escoada. Os movimentos complexos exibem mais do que um tipo de movimento numa sequência temporal nítida, enquanto que os movimentos compósitos apresentam, pelo menos, dois mecanismos em simultâneo, em diferentes sectores da massa deslocada (WP/WLI, 1993a, 1993b; Dikau *et al.*, 1996; Cruden e Varnes, 1996).

A distinção, no terreno, entre um movimento complexo e um movimento compósito nem sempre é fácil, devido à dificuldade em detectar sequências temporais no desenvolvimento dos movimentos, particularmente quando a data de levantamento de campo não coincide com o seu período de actividade, facto que justifica a sua inclusão numa categoria comum.

Esta classe integra alguns dos mais importantes movimentos de vertente da região, que resultam da associação de movimentos translacionais com movimentos rotacionais, ao longo das principais línguas de deslizamento.

### 3. FACTORES DA INSTABILIDADE GEOMORFOLÓGICA

A ocorrência de movimentos de vertente nas áreas estudadas é facilitada por uma série de condições favoráveis, que se podem agrupar em dois grandes conjuntos: factores condicionantes ou preparatórios e factores desencadeantes. Os primeiros estão sempre presentes e determinam que certas áreas sejam potencialmente susceptíveis às manifestações de instabilidade; os segundos ocorrem esporádica ou episodicamente e são responsáveis pelo impulso inicial que origina o movimento.

### 3.1. Factores condicionantes

#### a) litologia e estrutura geológica

A Região a Norte de Lisboa integra 4 unidades litológicas particularmente susceptíveis às manifestações de instabilidade (Quadro 2). Os basaltos e tufo vulcânicos do Cretácico superior incluem mais de 40% dos movimentos de vertente, com particular realce para os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, que representam 54% dos eventos desencadeados nesta unidade litológica. As margas e calcários margosos do Albiano-Cenomaniano médio integram cerca de 27% do número total de movimentos, com destaque para os deslizamentos translacionais, superficiais e profundos. As margas e calcários do Kimeridgiano superior-Titoniano inferior incluem cerca de 10% das manifestações de instabilidade, onde se encontram os maiores movimentos da Região a Norte de Lisboa, de tipo complexo e compósito, responsáveis pelo elevado valor da percentagem da área total afectada, bastante acima dos observados nas restantes unidades litológicas. As margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio integram apenas 7,5% do número total de movimentos, mas incluem cerca de um terço do conjunto dos deslizamentos rotacionais. Estes movimentos representam 20% dos eventos verificados na unidade litológica, sendo apenas ultrapassados, em número, pelos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

Quadro 2. Características dos movimentos de vertente identificados nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade.

Unidades litológicas	Área total (km <sup>2</sup> )	Número total de movimentos	Número de movimentos por km <sup>2</sup>	Declive médio (°)	Volume médio (m <sup>3</sup> )	Área média (m <sup>2</sup> )	% da área total afectada
A	28,1	241	8,6	18	1 142	1 053	0,9
B	8,9	163	18,3	22	3 673	1 706	3,1
C	6,2	61	9,8	25	40 262	13 126	12,5
D	3,3	45	13,6	16	22 735	4 926	6,7
E	15,1	87	5,8	19	5 376	2 433	1,4
Total	61,7	597	9,7	20	7 986	2 928	2,8

A: basaltos e tufo vulcânicos (Cretácico superior)  
B: margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio)  
C: margas e calcários (Kimeridgiano superior - Titoniano inferior)  
D: margas e argilas (Kimeridgiano inferior e médio)  
E: outras unidades litológicas

O condicionalismo estrutural na instabilidade verifica-se, sobretudo, nos deslizamentos translacionais e nos movimentos complexos e compósitos com componente principal translacional, cujas superfícies de ruptura acompanham, frequentemente, planos de estratificação. A coincidência entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas por estes movimentos é, em muitos casos, quase perfeita. Por outro lado, o declive das vertentes é superior ao valor do pendor das camadas em mais de 80% dos

eventos, definindo um contexto geométrico altamente favorável à instabilidade (Van Asch, 1980).

*b) declive e morfologia das vertentes*

Os declives das vertentes instabilizadas evidenciam contrastes significativos ao nível dos tipos de movimentos e das principais unidades litológicas (ver Quadros 1 e 2). As densidades de movimentos e as percentagens da área total afectada nas classes de declive abaixo de 10° ficam aquém dos respectivos valores médios no conjunto das áreas amostra (respectivamente, 9,7 movimentos por km<sup>2</sup> e 2,8%). Embora a densidade dos movimentos seja máxima nas vertentes com declive acima de 20° (Quadro 3), a percentagem de área deslizada mais elevada corresponde à classe de 10 a 15°, em reflexo do peso dos deslizamentos translacionais, rotacionais e movimentos complexos. A tendência para a concentração dos movimentos de maior dimensão em vertentes com declive pouco acentuado é confirmada pelos valores médios do volume e área dos movimentos observados na classe de 5 a 10° (Quadro 3).

O estudo dos perfis vertical e horizontal das vertentes instabilizadas demonstrou uma associação entre os movimentos de vertente e as concavidades topográficas, nomeadamente no que respeita ao perfil horizontal das vertentes (56% do número total de casos). Este facto pode ser interpretado como um reflexo da importância do regime hidrológico na instabilidade das vertentes, visto que as concavidades topográficas são, naturalmente, as áreas onde a saturação do solo é atingida mais facilmente, devido à convergência do escoamento superficial e subsuperficial (Polloni *et al.*, 1991; Terlien, 1996).

Quadro 3. Características dos movimentos de vertente identificados, agrupados por classes de declive.

Classes de declive	Área total (km <sup>2</sup> )	Número total de movimentos	Número de movimentos por km <sup>2</sup>	Volume médio (m <sup>3</sup> )	Área média (m <sup>2</sup> )	% da área total afectada
0° - 2°	6,7	1	0,1	27	150	0,0
2° - 5°	9,4	22	2,3	201	251	0,1
5° - 10°	19,6	66	3,4	32 591	6 365	2,1
10° - 15°	8,6	110	12,8	11 413	6 396	8,1
15° - 20°	9,0	107	11,9	3 674	1 659	2,0
20° - 25°	3,6	105	29,3	4 898	2 001	5,9
25° - 30°	2,0	102	51,8	2 276	1 316	6,7
> 30°	2,9	84	29,2	2 372	1 117	3,2
Total	61,7	597	9,7	7 986	2 928	2,8

c) *coberto vegetal e uso do solo*

Os terrenos com vegetação de porte arbustivo e matagal apresentam a densidade de movimentos mais elevada, embora a dimensão individual dos movimentos seja modesta (Quadro 4). A percentagem de superfície instabilizada é maior nas áreas arborizadas, particularmente nas áreas-amostra de Lousa e Calhandriz, sendo explicada por deslizamentos rotacionais desencadeados por erosão lateral e por movimentos complexos e compósitos com plano de ruptura profundo, abaixo do limite atingido pelo sistema radicular das árvores. A densidade de movimentos e a percentagem de superfície instabilizada são reduzidas nos terrenos cultivados, porque a actividade agrícola se restringe, quase exclusivamente, às áreas planas.

d) *reactivações de movimentos antigos*

A existência de movimentos de vertente antigos favorece a ocorrência de novas manifestações de instabilidade, através da diminuição da resistência ao corte dos terrenos ao seu valor residual, ao longo dos planos de ruptura, e do desenvolvimento de fissuras na superfície topográfica, que facilitam a infiltração da água e a saturação dos solos. No conjunto das áreas-amostra estudadas foram identificados 153 movimentos reactivados que representam 26% do número total de ocorrências. As reactivações são particularmente significativas no conjunto dos movimentos complexos e compósitos e nos deslizamentos translacionais (35% e 34% do número total de eventos em cada classe, respectivamente).

Quadro 4. Características dos movimentos de vertente identificados, agrupados por classes de coberto vegetal/uso do solo.

Coberto vegetal/ uso do solo	Área total (km <sup>2</sup> )	Número total de movimentos	Número de movimentos por km <sup>2</sup>	Declive médio (°)	Volume médio (m <sup>3</sup> )	Área Média (m <sup>2</sup> )	% da área total afectada
A	19,9	216	10,8	20	2 531	997	1,1
B	10,2	173	16,9	24	3 247	1 786	3,0
C	7,0	81	11,5	21	20 185	6 817	7,8
D	19,8	95	4,8	14	15 182	2 903	1,4
E	4,7	----	----	----	----	----	----
F	----	32	----	17	18 272	12 323	----
Total	61,7	597	9,7	20	7 986	2 928	2,8

- A: terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo  
B: terrenos com vegetação de porte arbustivo e matagal  
C: terrenos com vegetação de porte arbóreo (natural ou cultivada)  
D: terrenos cultivados (horta, vinha, cereal)  
E: áreas construídas  
F: duas ou mais classes de coberto vegetal/uso do solo.

### *e) actividade antrópica*

A acção do Homem enquanto factor condicionante da instabilidade geomorfológica na Área Metropolitana de Lisboa manifesta-se através da abertura de taludes em vertentes potencialmente instáveis, na construção de aterros mal consolidados e na modificação do traçado de cursos de água. No total, foram identificados 117 movimentos directa ou indirectamente condicionados pela acção humana, correspondentes a 20% do número total de manifestações de instabilidade. Estes valores aumentam para 37.5% e 30% quando se consideram apenas os deslizamentos translacionais superficiais e os deslizamentos translacionais, respectivamente.

A caracterização dos factores condicionantes da instabilidade geomorfológica nas cinco áreas-amostra da Área Metropolitana de Lisboa coloca em evidência a dificuldade em efectuar extrapolações da informação a superfícies mais vastas, a partir do estudo pormenorizado de áreas com pequena dimensão. De facto, as particularidades identificadas nas relações entre os movimentos de vertente e os factores que os condicionam levam a concluir da inevitabilidade do levantamento de terreno detalhado, para o conhecimento aprofundado da instabilidade das vertentes numa qualquer área particular, mesmo com características geológicas e geomorfológicas similares às estudadas.

### 3.2. Factores desencadeantes: o papel da precipitação

A precipitação tem um papel determinante no desencadeamento dos movimentos de vertente na Área Metropolitana de Lisboa, como se comprova pela quase absoluta restrição da instabilidade aos anos caracterizados por chuvas intensas e concentradas ou abundantes e prolongadas. Por outro lado, os diferentes tipos de movimentos de vertente parecem responder de modo contrastado às diferentes particularidades do regime pluviométrico.

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e os movimentos complexos associados ao trabalho de sapa são activados, maioritariamente, em situações de cheia rápida (por exemplo, em Novembro de 1967 e Novembro de 1983), determinadas por chuvas muito intensas e concentradas.

Os deslizamentos translacionais superficiais podem ser igualmente activados pelas situações que originam inundações, mas verificam-se, também, em períodos marcados por precipitações menos intensas, ainda que mais prolongadas no tempo. O seu desencadeamento é determinado, fundamentalmente, pela redução da coesão aparente nos depósitos de vertente (pouco espessos e frequentemente assentes num substrato impermeável), decorrente da infiltração da água.

A activação dos deslizamentos translacionais, deslizamentos rotacionais e movimentos complexos e compósitos mais profundos, está geralmente limitada a períodos em que a subida dos níveis freáticos é suficientemente importante, de modo a fazer reduzir a resistência ao corte dos terrenos ao seu valor crítico, por aumento da pressão intersticial da água.

A análise de sete eventos pluviosos, entre 1967 e 1990, responsáveis pelo desencadeamento de movimentos de vertente na área estudada (Quadro 5), permite a distinção de três tipos de situações, no que respeita à duração - quantidade da precipitação (Zêzere, 1997; Zêzere *et al.*, 1999a, 1999b; Zêzere, 2000):

a) *Episódios de precipitações moderadamente intensas*, responsáveis por pequenos movimentos nas margens dos cursos de água e por deslizamentos translacionais superficiais, particularmente em taludes artificiais.

As precipitações acumuladas de maior relevância foram definidas a partir das situações de Novembro de 1989 e correspondem à duração de 15 dias (limiar crítico entre 164 mm e 217 mm). O período de retorno destes episódios varia entre 2 e 4,5 anos.

Os movimentos de vertente em questão podem ser activados por chuvas concentradas em períodos mais curtos (3 a 10 dias), desde que a intensidade da precipitação seja maior, como aconteceu, por exemplo, em Fevereiro de 1987.

b) *Episódios de precipitação muito intensa e concentrada*, na origem de cheias rápidas, da maior parte dos movimentos de vertente desencadeados pela erosão lateral e de inúmeros deslizamentos translacionais superficiais nas vertentes com declive mais acentuado, nos taludes antrópicos e em materiais de aterro.

Estas situações são determinadas por precipitações diárias superiores a 130 mm, cujo período de retorno ultrapassa 55 anos. Registe-se que as chuvas intensas podem concentrar-se em apenas algumas horas, como aconteceu em Novembro de 1967 e Novembro de 1983, facto que acentua as consequências catastróficas que caracterizam estes episódios.

c) *Períodos chuvosos prolongados*, responsáveis pelo desenvolvimento de pressões intersticiais positivas nos terrenos e pela activação dos movimentos de vertente com planos de ruptura mais profundos.

O caso de Fevereiro de 1979 constitui uma situação excepcional, com uma precipitação antecedente crítica de 694 mm em 75 dias consecutivos, cujo período de retorno foi estimado em 25 anos.

O mês de Dezembro de 1989 foi marcado, igualmente, pelo desencadeamento de deslizamentos translacionais e rotacionais com superfícies de ruptura relativamente profundas, ainda que não se tenham registado reactivações nos movimentos de 1979. Este facto reforça a importância do limiar de duração - quantidade de precipitação que determinou aquela situação, e que não foi atingido em 1989.

Os deslizamentos activados em 21 de Dezembro de 1989 relacionam-se com uma chuva antecedente crítica de 495 mm em 40 dias, para a qual foi determinado um período de retorno de 21 anos.

Os eventos de 6 de Dezembro de 1989 terão sido determinados por 333 mm de chuvas acumuladas em 30 dias, cujo período de recorrência é consideravelmente mais baixo que o anterior (6,5 anos). No entanto, a exemplo do verificado em Fevereiro de 1979, este episódio foi marcado por intensidades muito significativas nos dias imediatamente anteriores à data de interesse (quase 100 mm em 72 horas), facto que acentuou as manifestações de instabilidade observadas.

Quadro 5. Precipitações acumuladas de 1 a 120 dias e respectivos períodos de retorno, relativos a sete episódios de instabilidade de vertentes na Área Metropolitana de Lisboa (dados da precipitação de Julião do Tojal; R – precipitação (mm); P.R. - período de retorno (anos); o sombreado assinala as combinações críticas de quantidade/duração da precipitação responsáveis pelo desencadeamento dos movimentos de vertente).

		1 dia	5 dias	10 dias	15 dias	30 dias	40 dias	60 dias	75 dias	90 dias	120 dias
25 Nov. 1967	R (mm) P.R.	37,0 2,5	141,5 5	155,7 3	176,9 2,5	248,5 2,5	307,4 3,5	307,4 2	309,9 1,7	309,9 1,5	317,9 1,3
10 Fev. 1979	R (mm) P.R.	26,0 1,2	137,9 5	160,5 3,5	203,5 3,5	335,2 7	351,1 5	532,8 12	694,2 25	694,2 16	759,7 12
18 Nov. 1983	R (mm) P.R.	163,7 160	230,3 55	265,2 25	349,9 35	403,7 15	407,3 8	407,3 4	407,3 3	407,3 2,5	408,5 1,7
22 Nov. 1989	R (mm) P.R.	33,5 1,3	97,6 1,9	115,2 1,6	164,7 2	177,3 1,5	230,9 1,7	287,2 1,8	298,0 1,6	298,7 1,4	298,7 1,2
25 Nov. 1989	R (mm) P.R.	38,0 1,5	91,3 1,7	164,7 3,5	216,5 4,2	217,6 2	277,7 3	340,0 2,5	350,8 2,2	351,5 1,8	351,5 1,4
5 Dez. 1989	R (mm) P.R.	30,1 1,3	98,5 2	115,8 1,6	207,1 4	233,4 6,5	333,4 4	439,0 5	455,8 4	466,6 3	467,3 2
21 Dez. 1989	R (mm) P.R.	26,7 1,2	78,5 1,4	127,8 2	186,1 3	390,1 13	497,7 21	542,5 13	627,0 15	643,8 12	655,3 6

#### 4. AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA

Em áreas que apresentam uma instabilidade geomorfológica elevada, como é o caso de grande parte do território da Área Metropolitana de Lisboa, é fundamental conhecer os fenómenos que originam situações de perigo e avaliar as suas consequências potenciais, de modo a minimizar os prejuízos, por recolocação das populações e actividades económicas, implementação de medidas de estabilização e uma correcta gestão do território, no que respeita ao planeamento das futuras intervenções.

O risco geomorfológico existe sempre que as populações, bens ou actividades possam ser prejudicados, destruídos ou interrompidos pela ocorrência de um fenómeno de instabilidade geomorfológica (Varnes, 1984; Hansen, 1984; Einstein, 1988; Hartlén e Viberg; 1988; Panizza, 1990; Asté, 1991; Leroi, 1996,1997). Neste contexto, a classificação do risco implica, para além da estimativa do nível provável dos estragos para cada elemento vulnerável existente no território, a avaliação da perigosidade geomorfológica (possibilidade de ocorrência dos movimentos de vertente no tempo e no espaço).

A predição da perigosidade geomorfológica compreende, assim, um aspecto temporal, que só pode ser resolvido pelo conhecimento do mecanismo do movimento de vertente e do período de recorrência dos respectivos factores desencadeantes; e um aspecto espacial, que apenas pode ser solucionado através da cartografia. Deste modo, a avaliação da perigosidade à escala regional realiza-se em três etapas (Gueremy, 1984; Asté, 1991; Soeters e Van Westen, 1996):

- inventário e análise das manifestações de instabilidade que já se verificaram no território;
- identificação dos factores condicionantes e desencadeantes responsáveis pelo aparecimento ou aceleração dos movimentos;

c) interpretação dos factores implementando modelos de correlação espacial, directos ou indirectos.

O modelo conceptual subjacente à avaliação da perigosidade geomorfológica é sustentado por três princípios fundamentais (Varnes, 1984): 1) "o passado e o presente são as chaves para o conhecimento do futuro"; 2) as principais condições que originam os movimentos de vertente podem ser identificadas; 3) os graus de perigosidade podem ser estimados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASTÉ, J.-P. (1991) - Landslide Hazard Analysis - Landslide Risk Mapping. In ALMEIDA-TEIXEIRA, M.E.; FANTECHI, R.; OLIVEIRA, R.; GOMES COELHO, A. (Eds.), *Prevention and Control of Landslides and Other Mass Movements*, Commis. European Communities, Brussels, p.165-170.
- 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, Special Report 247, National Academy Press, Washington D.C., p.36-75.
- DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.) (1996) - *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester.
- EINSTEIN, H.H. (1988) - Special lecture: Landslide risk assessment procedure. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1075-1090.
- GUEREMY, P. (1984) - Rapport de présentation - Section II - Cartographie des risques de mouvements de terrain et cartographies intégrées des risques naturels. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.123-129.
- HANSEN, A. (1984) - Landslide hazard analysis. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.523-602.
- HARTLÉN, J.; VIBERG, L. (1988) - General report: Evaluation of landslide hazard. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1037-1057.
- LEROI, E. (1996) - Landslide hazard - Risk maps at different scales: Objectives, tools and developments. In SENNESET (Ed.), *Landslides, Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.35-51.
- LEROI, E. (1997) - Landslide risk mapping: Problems, limitations and developments. In CRUDEN & FELL (Eds.), *Landslide Risk Assessment*, Balkema, Rotterdam, p.239-250.
- PANIZZA, M. (1990) - *Geomorfologia applicata. Metodi di applicazione alla Pianificazione territoriale e alla Valutazione d'Impatto Ambientale*. La Nuova Italia Scientifica, Roma.
- POLLONI, G.; CERIANI, M.; LAUZI, S.; PADOVAN, N.; CROSTA, G. (1991) - Rainfall and soil slipping events in Valtellina. In BELL (Ed.), *Landslides, Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New Zealand, Balkema, Rotterdam, p.183-188.
- 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, Special Report 247, National Academy Press, Washington D.C., p.129-177.
- TERLIEN, M.T. (1996) - *Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides*. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), pub. n°32, Enschede.

- VAN ASCH, T. (1980) - *Water erosion on slopes and landsliding in a Mediterranean landscape*. Utrechtse Geografische Studies, 20, Utrecht.
- VARNES, D.J. (1984) - *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.
- WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY, UNESCO (1993a) - A suggested method for describing the activity of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 47, Paris, p.53-57.
- WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY, UNESCO (1993b)- *Multilingual landslide glossary*. International Geotechnical Societies, Canadian Geotechnical Society, Richmond.
- ZÊZERE, J.L. (1997) - *Movimentos de vertente e perigosidade geomorfológica na Região a Norte de Lisboa*, Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- ZÊZERE, J.L. (2000) - Rainfall triggering of landslides in the Area North of Lisbon. In BROMHEAD, E.; DIXON, N.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslides in Research, Theory and Practice*, vol. 3, Thomas Telford, London, p.1629-1634.
- ZÊZERE, J.L. (2001) - Avaliação de riscos geomorfológicos no ordenamento do território. *Cadernos PDM Plano Director Municipal Loures*, nº 5, p.5-7.
- ZÊZERE, J.L.; FERREIRA, A.B.; RODRIGUES, M.L. (1999a) - The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, 30, 1-2, Elsevier, Amsterdam, p.133-146.
- ZÊZERE, J.L.; FERREIRA, A.B.; RODRIGUES, M.L. (1999b) - Landslides in the North of Lisbon Region (Portugal): Conditioning and Triggering factors. *Physics and Chemistry of the Earth (Part A)*, 24, 10, Pergamon, p. 925-934.