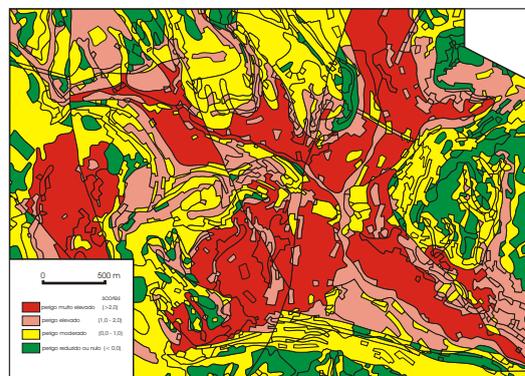
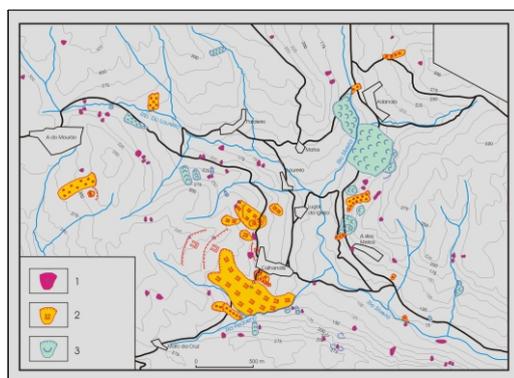


DISTRIBUIÇÃO E RITMO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA



JOSÉ LUÍS ZÊZERE

CENTRO DE ESTUDOS GEOGRÁFICOS
ÁREA DE GEOGRAFIA FÍSICA E AMBIENTE

Relatório nº 38

Lisboa - 2001

**DISTRIBUIÇÃO E RITMO DOS MOVIMENTOS DE
VERTENTE NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA**

JOSÉ LUÍS ZÊZERE

CENTRO DE ESTUDOS GEOGRÁFICOS

ÁREA DE GEOGRAFIA FÍSICA E AMBIENTE

Relatório nº 38

Lisboa - 2001

FICHA TÉCNICA

TÍTULO:	Distribuição e ritmo dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa
AUTOR:	José Luís Zêzere
UNIDADE DE INVESTIGAÇÃO:	Centro de Estudos Geográficos
ÁREA DE INVESTIGAÇÃO:	Geografia Física e Ambiente
EDIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO:	Centro de Estudos Geográficos

ISBN: 972-636-131-1

ÍNDICE

INTRODUÇÃO	5
1. O QUADRO GEOMORFOLÓGICO	7
1.1. Características gerais da estrutura geológica e do relevo	7
1.1.1. A estrutura geológica	7
1.1.2. O relevo	11
1.2. Depósitos quaternários e seu significado morfoclimático	13
1.2.1. Os depósitos da Bacia de Loures	13
1.2.2. Importância dos climas frios na morfogénese quaternária	15
1.3. Os cursos de água	18
1.3.1. A rede hidrográfica	18
1.3.2. As cheias rápidas	22
2. TIPOLOGIA E ASPECTOS GERAIS DA DISTRIBUIÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE	25
2.1. Tipologia dos movimentos de vertente	25
2.2. Características geomofológicas das áreas-amostra e aspectos gerais da distribuição dos movimentos de vertente	29
2.2.1. Área-amostra de Fanhões	29
2.2.2. Área-amostra do Trancão	34
2.2.3. Área-amostra de Lousa	37
2.2.4. Área-amostra de Pinheiro de Loures	42
2.2.5. Área-amostra de Calhandriz	45
3. MORFOMETRIA E FACTORES CONDICIONANTES DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE	49
3.1. Introdução	49
3.2. Distribuição e actividade dos movimentos de vertente	50
3.3. Morfometria dos movimentos de vertente	56
3.3.1. A correlação entre variáveis	56
3.3.2. Os contrastes entre tipos de movimentos	59
3.3.3. Os contrastes entre áreas-amostra	62
3.4. Os factores condicionantes da instabilidade	65
3.4.1. A litologia	65
3.4.2. A estrutura geológica	71
3.4.3. O declive e a forma das vertentes	73
3.4.4. O coberto vegetal e o uso do solo	82
3.4.5. As reactivações e a actividade antrópica	84

4.	O DESENCADEAMENTO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE: PAPEL DA PRECIPITAÇÃO	87
4.1.	Introdução	87
4.2.	Determinação de limiares críticos de precipitação antecedente	88
4.2.1.	Metodologia adoptada	88
4.2.2.	A situação de 25 de Novembro de 1967	91
4.2.3.	A situação de 9-11 de Fevereiro de 1979	94
4.2.4.	A situação de 18-19 de Novembro de 1983	98
4.2.5.	As situações de Novembro-Dezembro de 1989	100
4.3.	Identificação de outras situações marcadas por instabilidade nas vertentes	105
4.3.1.	Os casos de Dezembro de 1958 e Março de 1959	107
4.3.2.	Os casos entre 1960 e 1966	109
4.3.3.	O caso de Novembro de 1968	113
4.3.4.	Os casos de Janeiro de 1970 e Fevereiro de 1972	115
4.3.5.	Os casos de Março de 1978 e Dezembro de 1981	117
4.3.6.	Os casos de Fevereiro de 1987 e Outubro de 1990	120
4.4.	Situações de duração – quantidade de precipitação responsáveis pela instabilidade das vertentes na Região a Norte de Lisboa	122
5.	A AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA	127
5.1.	A terminologia e os conceitos	127
5.2.	Avaliação da perigosidade geomorfológica com o método de cartografia directa	131
5.3.	Avaliação da perigosidade geomorfológica na área-amostra de Calhandriz com o método do valor informativo	140
	RESUMO	151
	BIBLIOGRAFIA	157
	ÍNDICE DOS QUADROS	163
	ÍNDICE DAS FIGURAS	165

INTRODUÇÃO

A 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. As modificações no uso do solo ligadas à recessão das actividades agro-pastoris e à ocupação das antigas áreas rurais por populações que conservam a mentalidade urbana, determinaram o aumento da vulnerabilidade passiva do território, tendo conduzido à utilização de áreas naturalmente expostas a perigos naturais e, por isso, pouco aptas à construção. Noutras situações, intervenções antrópicas desajustadas interferem directamente nas manifestações de instabilidade natural que, deste modo, tendem a agravar-se.

O interesse científico pelos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa manifestou-se, sobretudo, a partir da década de 80. Coelho (1979) apresentou uma tipologia de movimentos de vertente, baseada na classificação de Varnes (1978), a partir do estudo de casos verificados no Concelho de Vila Franca de Xira. Este autor colocou em destaque a importância das reactivações de movimentos antigos, utilizando como exemplo o deslizamento de Calhandriz, activado em Fevereiro de 1979. Ferreira (1984) discutiu os condicionalismos morfoestruturais e climáticos dos movimentos, preocupando-se, em particular, com a análise da situação de Fevereiro de 1979, responsável pelo desencadeamento dos maiores movimentos ocorridos recentemente na região. Roxo (1985) realizou um trabalho, fundamentalmente teórico, onde as

manifestações de instabilidade são ilustradas com observações de campo. Ferreira *et al.* (1987) apresentaram um mapa geomorfológico de pormenor e uma avaliação da perigosidade geomorfológica da área de Fanhões, baseados num levantamento de campo efectuado na escala de 1:2000.

A cartografia geomorfológica de pormenor constituiu a metodologia privilegiada no estudo da dinâmica recente e actual do relevo em áreas mais alargadas, nas costeiras a norte de Lisboa (Zêzere, 1988) e na bacia-vertente do Rio Grande da Pipa (Machado, 1991).

O conteúdo deste relatório pretende divulgar os principais aspectos relativos à distribuição espacial e ao ritmo da actividade dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa, englobados num trabalho anterior, mais vasto, dedicado ao estudo dos movimentos de vertente e da perigosidade geomorfológica nesta área da Estremadura portuguesa¹.

A análise da distribuição espacial dos movimentos de vertente e o estudo da sua correlação com a distribuição dos factores condicionantes da instabilidade representam uma etapa fundamental para a avaliação espacial da perigosidade geomorfológica, possibilitando a resposta a uma primeira questão: onde vão ocorrer os futuros movimentos de vertente?

O reconhecimento da precipitação como principal factor desencadeante da instabilidade e a determinação de limiares críticos de duração – quantidade da precipitação responsáveis pela activação dos movimentos de vertente, permitem a resolução da dimensão temporal da predição da perigosidade geomorfológica, através da resposta a uma segunda questão: quando vão ocorrer os futuros movimentos de vertente?

¹ J.L. Zêzere (1997) – Movimentos de vertente e perigosidade geomorfológica na Região a Norte de Lisboa. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, Universidade de Lisboa, 575 p.

1. O QUADRO GEOMORFOLÓGICO

1.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ESTRUTURA GEOLÓGICA E DO RELEVO

1.1.1. A estrutura geológica

A Região a Norte de Lisboa está integrada na Orla Mesocenozóica Ocidental, situando-se próximo do contacto entre esta unidade morfoestrutural e a Bacia do Tejo (Fig. 1). Esta área enquadra-se no flanco sul de um anticlinal com grande raio de curvatura, centrado em Arruda dos Vinhos, onde actualmente existe uma inversão de relevo (Ferreira *et al.*, 1987)¹. Deste modo, a estrutura geral é caracterizada por uma disposição monoclinal, com pendores para S e SE, entre 5° e 25°, em direcção ao estuário do Tejo. Localmente, observam-se algumas deformações anticlinais e sinclinais que complicam o dispositivo estrutural. De entre as primeiras, destaca-se o anticlinal de Caneças - Montemor, relacionado com um afloramento intrusivo de traquitos que abrange uma área aproximada de 6 km², responsável por uma forte deformação em terrenos de idade cretácica. A norte de Ponte de Lousa localizam-se dois pequenos sinclinais alcandorados, igualmente nos afloramentos cretácicos (Alto de Penedo Mouro e Alto do Crato); e entre Albugas e Loures observa-se um amplo sinclinal dissimétrico com eixo orientado W-E, que deforma, fundamentalmente, os terrenos do Complexo Vulcânico de Lisboa e do Paleogénico (Zêzere, 1988).

¹ Esta deformação tectónica é considerada como um dos “ecos” da fase bética da orogenia alpina, na fachada ocidental da Península Ibérica (Ribeiro *et al.*, 1979).

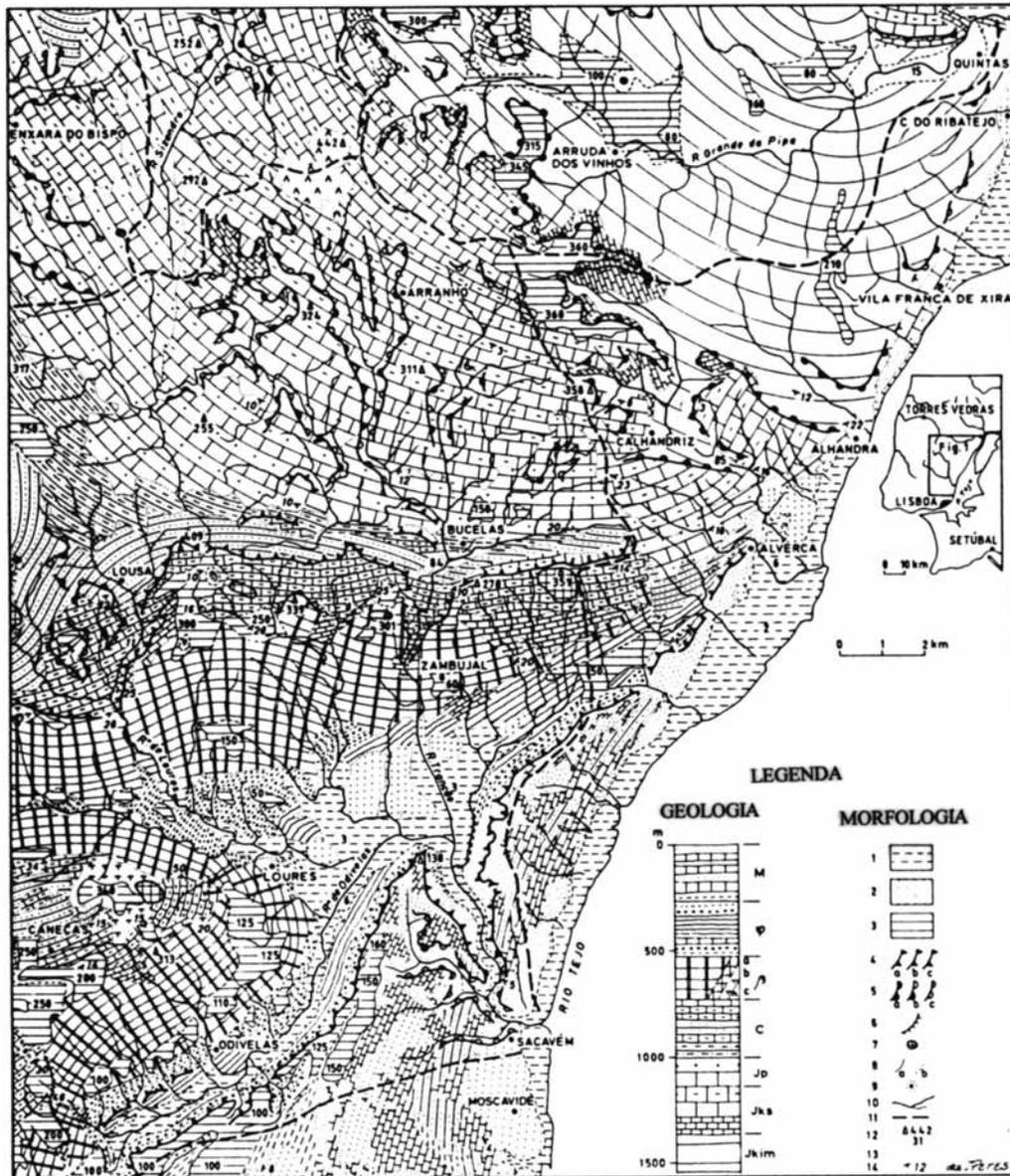


Fig.1. Mapa morfoestrutural da Região a Norte de Lisboa (extraído de Ferreira, 1984, p.487).

Geologia: M - Miocénico (alternância de areias, calcários, arenitos e argilas); Ø - Paleogénico (conglomerados, margas e argilas; margas vermelhas; calcários; conglomerados e margas); β - Cretácico superior/Paleogénico (Complexo Vulcânico de Lisboa: alternância de escoadas basálticas e de rochas piroclásticas; a,b,c, rochas intravulcânicas, basálticas, traquíticas e doleríticas); C - Cretácico inferior e médio (calcários, calcários e margas; arenitos; calcários e margas; arenitos e argilas); Jp - Titoniano (calcários, margas e arenitos); Jks - Kimeridgiano superior (margas e calcários; “calcários corálicos de Amaral”); Jkim - Kimeridgiano inferior e médio (“margas da Abadia”).

Morfologia: 1 - planície aluvial; 2 - terraço; 3 - nível de erosão; 4 - rebordo de relevo monoclinial (a, altura superior a 100 m; b, altura entre 50 e 100 m; c, altura inferior a 50 m); 5 - vertente com cornija (a,b,c, mesmos limites de altura); 6 - rebordo estrutural; 7 - chaminé vulcânica; 8 - alto e base de vertente; 9 - relevo circunscrito; 10 - curso de água; 11 - linha de fecho; 12 - vértice geodésico e ponto cotado, em metros; 13 - limite geológico; 14 - direção e pendor das camadas.

O substrato rochoso da região é afectado por uma rede de falhas relativamente densa, com orientações dominantes NW-SE, N-S e NNE-SSW. De um modo geral, estas falhas não têm uma expressão directa na morfologia (Zêzere, 1988); no entanto, o papel passivo da tectónica manifesta-se ao longo dos contactos anormais - resultantes de rejeições verticais e horizontais - entre afloramentos de natureza e comportamento mecânico diferentes, através de variações locais na inclinação das camadas, e pela existência de faixas de esmagamento que tendem a ser aproveitadas para a instalação de cursos de água (Ferreira *et al.*, 1987).

A Região a Norte de Lisboa é constituída, do ponto de vista litológico, por rochas de natureza sedimentar e eruptiva, datadas do Jurássico ao Miocénico superior.

As formações geológicas de idade mais antiga afloram a norte e constituem um complexo argiloso e margoso com intercalações detríticas e de calcários recifais, denominado “Complexo da Abadia”, datado do Kimeridgiano inferior e médio. A este complexo, que atinge 800 m de espessura, sobrepõem-se os “calcários corálicos de Amaral” do Kimeridgiano superior. Estes calcários, bastante resistentes à erosão, “constituem cornijas que dominam a grande depressão de Arruda, talhada nas margas da Abadia” (Ferreira, 1984, p.486). A passagem do Kimeridgiano superior ao Titoniano inferior é marcada pelo carácter mais detrítico da sedimentação (margas e calcários margosos com intercalações de argilas, calcarenitos e calcários), que se acentua no Titoniano, com a deposição de arenitos com intercalações de margas e calcários. “As margas, calcários e arenitos do Kimeridgiano superior e do Titoniano formam reversos de relevos monoclinaes, entalhados por vales mais ou menos profundos que apresentam, por vezes, vertentes com cornija” (Ferreira *et al.*, 1987, p.229).

A sul dos afloramentos jurássicos afloram os terrenos cretácicos que, na base (Hauteriviano, Barremiano e Aptiano), são predominantemente detríticos. No Albiano - Cenomaniano médio, cuja espessura pode atingir 300 m, predominam margas e calcários margosos. Sobrepõem-se os calcários com rudistas do Cenomaniano superior que, apesar da espessura reduzida (10 a 30 m), imprimem um cunho particular à paisagem, visto que originam cornijas salientes devido à sua grande dureza e compacção (Zêzere, 1996a). De acordo com Berthou (1973), as séries sedimentares do Cenomaniano “correspondem à evolução geral dos fácies num meio marinho, numa área de plataforma intra-continental, em condições normais de sedimentação, a partir de

depósitos de base de início de transgressão, até às fases francamente marinhas do topo” (op.cit., p.115). Por esta razão, os fácies mais margosos dos afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio tendem a ocorrer na base da unidade litológica.

O Cretácico superior sedimentar não existe na Região a Norte de Lisboa. Data deste período o início da actividade vulcânica, que poderá estar relacionada com a abertura do Golfo da Gasconha e a correlativa rotação sinistrógira da Península Ibérica, responsáveis pela instalação do Maciço Subvulcânico de Sintra e pela actividade do dispositivo em junção tripla dos *riftes* intracratónicos, que engloba a zona de anomalias magnéticas de Lisboa e as fossas do Tejo e do Sado (Ribeiro *et al.*, 1979, p.91).

O Complexo Vulcânico de Lisboa chega a atingir 400 m de espessura e é constituído por uma alternância de escoadas basálticas, por vezes muito alteradas, e materiais piroclásticos, que incluem brechas, aglomerados, tufos, cineritos e cinzas (Alves *et al.*, 1980). Jesus e Zbyszewski (1952) distinguem, em Monsanto, seis escoadas lávicas intercaladas por outros tantos níveis de piroclastos.

As antigas chaminés vulcânicas salientam-se em relevos cónicos ou tronco-cónicos, nalguns casos com disjunção prismática espectacular, como acontece nos Cabeços de Montachique e da Torre.

Sobre a formação vulcânica assenta o “Complexo de Benfica” atribuído, sem suporte paleontológico, ao Paleogénico indiferenciado. Trata-se de um complexo detrítico continental que pode atingir 400 m de espessura, constituído por argilas e margas, na sua parte central, e arenitos, calcários lacustres, brechas calcárias e conglomerados, na base e no topo da série.

As formações miocénicas depositaram-se sobre as rochas do “Complexo de Benfica” e chegam a atingir 300 m de espessura na região de Lisboa. O Miocénico é caracterizado por uma alternância de areias, arenitos, argilas e calcários, representando seis ciclos sedimentares (cada ciclo correspondendo a uma transgressão marinha seguida de uma regressão) que tiveram início, provavelmente, no Chatiano superior e se prolongaram até ao Tortoniano (Antunes *in* Ribeiro *et al.*, 1979).

1.1.2. O relevo

A alternância de rochas com dureza, permeabilidade e plasticidade muito distintas, aliada à disposição monoclinial com pendores fracos a moderados, permitiu o desenvolvimento de relevos de costeira na Região a Norte de Lisboa (Ferreira, 1984; Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1988, 1991). Destacam-se, pelo cunho particular que impõem na paisagem, a costeira de Lousa - Bucelas, desenvolvida nos afloramentos cretácicos, com orientação W-E e aproximadamente 12 km de extensão (Fig. 2); e a costeira de Odivelas - Vialonga, nos terrenos de idade paleogénica e miocénica, orientada de SW para NE, ao longo de cerca de 18 km (Fig. 3). Na parte central da depressão ortoclinal desta última costeira desenvolve-se a Bacia de Loures, ampla área de fundo plano e muito baixa altitude (inferior a 20 m).

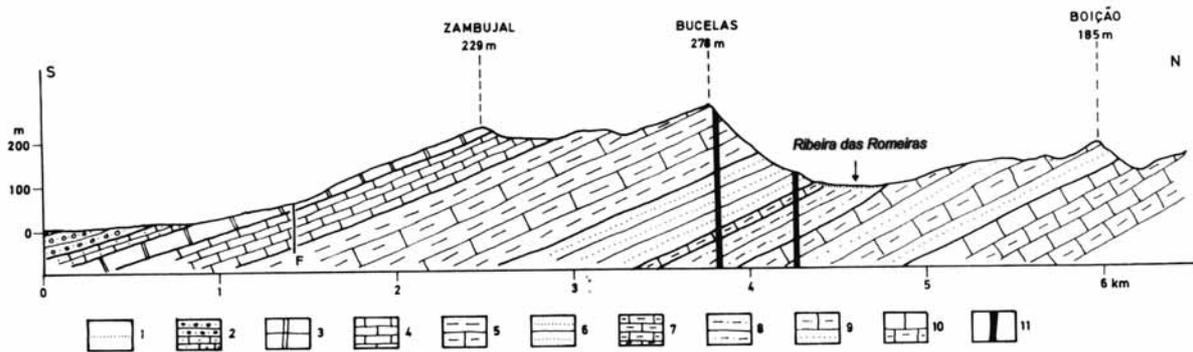


Fig. 2. Costeira de Lousa - Bucelas.

1 - planície aluvial; 2 - arenitos e calcários lacustres (Paleogénico); 3 - Complexo Vulcânico de Lisboa (Neocretácico); 4 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 5 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); 6 - arenitos (Barremiano superior - Aptiano); 7 - calcários e margas (Hauteriviano superior - Barremiano inferior); 8 - arenitos e argilas (Hauteriviano inferior); 9 - arenitos, margas e calcários (Titoniano); 10 - margas e calcários (Kimeridgiano superior - Titoniano inferior); 11 - dique.

A ocidente do vale do Rio de Loures e da Bacia de Loures, o relevo é condicionado pelo sinclinal de Albogas - Pinheiro de Loures e pelo anticlinal de Caneças - Montemor. A Ribeira de Pinheiro de Loures, com uma direcção de escoamento WNW - ESE, encontra-se instalada no eixo do sinclinal, num vale bastante amplo, cuja dissimetria é determinada pelo maior pendor das camadas do flanco sul da

deformação (Zêzere, 1988). O anticlinal de Caneças - Montemor encontra-se bastante dissecado pelo entalhe da Ribeira de Caneças e seus principais tributários, bem como pelo encaixe de alguns afluentes da margem direita da Ribeira de Pinheiro de Loures, dos quais se destaca a Ribeira de Camarões. A erosão é principalmente vigorosa nos afloramentos mais brandos do Barremiano superior - Aptiano e Albiano - Cenomaniano médio.

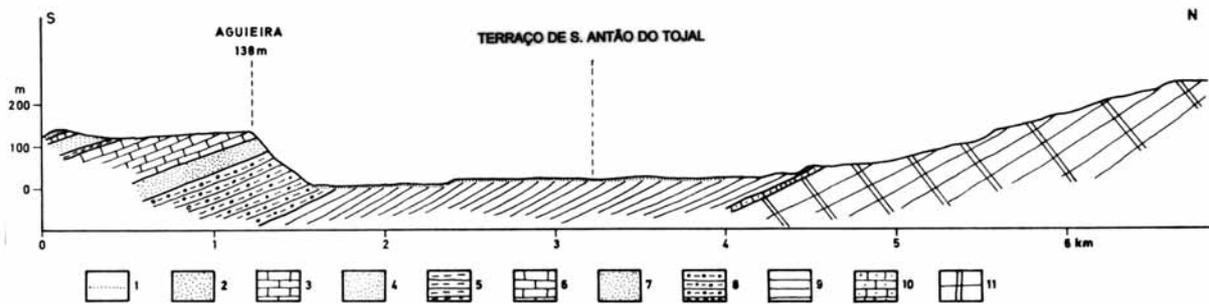


Fig. 3. Costeira de Odivelas - Vialonga.

1 - depósitos quaternários; 2 - areias com *Placuna miocenica* (Burdigaliano); 3 - “calcários de Casal Vistoso” (Burdigaliano); 4 - “areias da Quinta do Bacalhau” (Burdigaliano); 5 - “argilas do Forno do Tijolo” (Burdigaliano); 6 - “calcários de Entre-Campos” (Burdigaliano); 7 - “areolas da Estefânia” (Aquitânico); 8 - arenitos e conglomerados (Paleogénico); 9 - margas e argilas (Paleogénico); 10 - calcários lacustres (Paleogénico); 11 - Complexo Vulcânico de Lisboa (Neocretácico).

A área de Lousa e Ponte de Lousa, a norte da confluência da Ribeira de Lousa com o Rio de Loures, apresenta uma morfologia contrastada, em relação com uma grande complexidade estrutural e com o encaixe da rede hidrográfica, facilitada pela presença de afloramentos brandos e relativamente impermeáveis do Cretácico inferior.

A Região a Norte de Lisboa integra um conjunto de superfícies aplanadas, que foram inicialmente referidas por Knapic (1955). Este autor, utilizando critérios altitudinais baseados num fundo topográfico na escala de 1:50 000, individualizou quatro níveis correspondentes aos 330 m, 250 m, 160-170 m e 120-130 m. A combinação do critério altimétrico com a identificação de embutimentos, por observação de fotografia aérea, permite a definição de sete níveis de erosão parciais (Zêzere, 1988): 300-350 m, 270-290 m, 230-260 m, 190-210 m, 140-170 m, 100-130 m

e 40-80 m. Os níveis acima dos 190 m conservam-se na área de Caneças - Montemor, no reverso da costeira de Lousa - Bucelas e na área situada a norte deste relevo monoclinal. Os níveis mais baixos observam-se, igualmente, no reverso da costeira de Odivelas - Vialonga.

O nível de erosão parcial dos 100-130 m constitui um dos elementos morfológicos mais expressivos da Região a Norte de Lisboa, estando representado por uma série de rechãs, embutidas em superfícies mais altas, em redor da Bacia de Loures. Nestas rechãs observa-se uma cascalheira siliciosa esparsa, inicialmente descrita por Breuil e Zbyszewski (1942) em Casal do Monte, que constitui um provável depósito correlativo do aplanamento (Zêzere, 1988).

O escalonamento dos vários níveis de erosão poderá dever-se a uma tendência quase contínua para o levantamento da Região a Norte de Lisboa, relativamente à Bacia do Tejo, pelo menos desde o Terciário final (Ferreira *et al.*, 1987). Esta deformação tectónica positiva é confirmada pela ausência de sedimentações importantes posteriores ao Tortoniano e pelo vigoroso encaixe da rede hidrográfica que, no caso do Rio Trancão, levou ao rompimento da continuidade dos relevos de costeira.

1.2. DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS E SEU SIGNIFICADO MORFOCLIMÁTICO

1.2.1. Os depósitos da Bacia de Loures

A Bacia de Loures é a principal área deprimida da Região a Norte de Lisboa, pelo que constituiu o local privilegiado da sedimentação quaternária (Fig. 4). Localizam-se nesta bacia os terraços de Quinta do Infantado, Santo Antão do Tojal, S. Julião do Tojal e Quintanilho, que se individualizam perfeitamente na paisagem, visto dominarem o fundo aluvial holocénico através de um desnível de 6 a 12 m.

Os terraços de Quinta do Infantado, Santo Antão e S. Julião do Tojal apresentam características sedimentológicas e de posição estratigráfica semelhantes, pelo que devem ser contemporâneos (Zêzere, 1988). Os depósitos fluviais têm uma textura fina, com ausência de sedimentações carbonatadas, apresentando uma sobreposição, da base para o topo, de leitos argilo-arenosos (não observáveis em Quinta do Infantado), acumulações de pequenos cascalhos quartzosos e leitos areno-argilosos. Se a

sobreposição de leitos com textura contrastada é indicadora de modificações, no tempo, nas dinâmicas de transporte e de sedimentação, estas verificaram-se também no espaço, sendo comprovadas por abundantes variações laterais de fácies (Zêzere, 1988, 1991, 1993). O terraço de Santo Antão do Tojal forneceu restos de *Elephas antiquus* e de *Equus caballus*, bem como uma importante indústria mustierense, factos que conduziram Breuil e Zbyszewski (1943) a atribuí-lo ao interglaciário Riss-Würm.

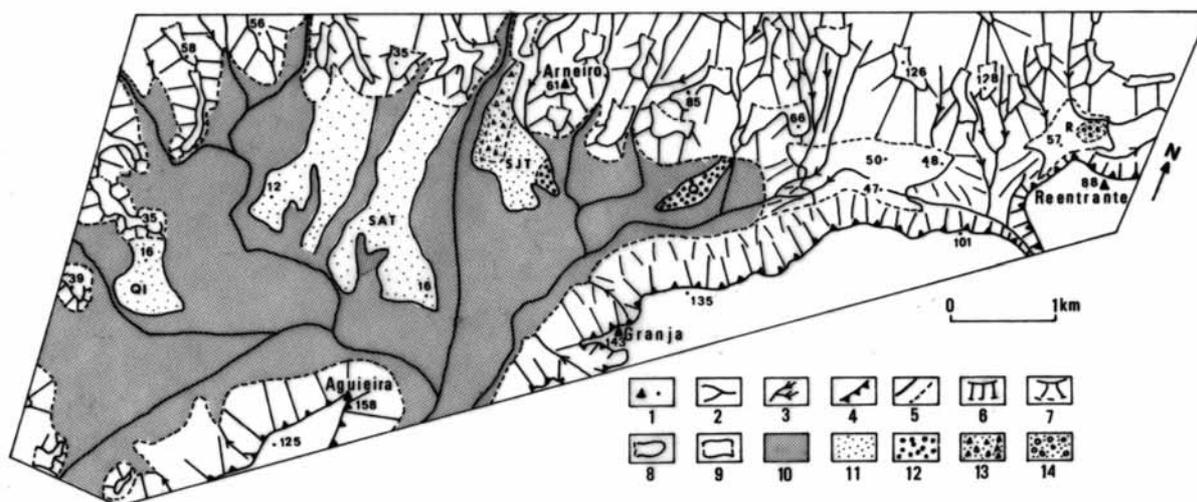


Fig. 4. Depósitos quaternários da Bacia de Loures.

1 - vértice geodésico e ponto cotado (altitude em metros); 2 - curso de água; 3 - barranco; 4 - frente da costeira de Odivelas - Vialonga; 5 - alto e base de vertente; 6 - vertente rectilínea; 7 - vertente côncava, em forma de *glacis*; 8 - rechã; 9 - portela; 10 - planície aluvial; 11 - depósitos de terraço de textura fina de Quinta do Infantado (QI), S. Antão do Tojal (SAT) e S. Julião do Tojal (SJT); 12 - terraço de Quintanilho (Q) e depósitos do bordo oriental de S. Julião do Tojal; 13 - Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal; 14 - terraço de Reentrante.

O terraço de Quintanilho é mais recente que os anteriores. O seu carácter mais grosseiro - com abundantes calhaus de calcário com rudistas e de basalto, envolvidos numa matriz rica em cascalhos de quartzo e de calcário - denuncia uma erosão acentuada nas vertentes que limitam a Bacia de Loures a NE (Zêzere, 1988, 1993). Os vestígios destes derrames grosseiros não se restringem ao terraço de Quintanilho, encontrando-se também no bordo oriental do terraço de S. Julião do Tojal (Fig. 4), claramente embutido nos depósitos de textura mais fina.

Se é um facto que a configuração da Bacia de Loures, aberta apenas a sul através do estreito vale do Rio Trancão, se revelou decisiva para a importante sedimentação aí verificada no Quaternário recente, outros indícios apontam para uma eventual abertura desta área deprimida a NE, em períodos mais recuados do Quaternário. Com efeito, a Bacia de Loures é dominada a NE por dois retalhos aplanados à altitude de 40-50 m (portelas de Vialonga e de Reentrante), que se desenvolvem ao longo de um corredor que liga directamente a depressão ao estuário do Tejo. Na portela de Reentrante observa-se um depósito antigo, com leitos bem definidos e englobando clastos de calcário e basalto (estes últimos com um grau de alteração muito acentuado, nunca encontrado em qualquer outro depósito da Região a Norte de Lisboa), que pode ser interpretado como um depósito correlativo dos escoamentos que canalizavam para NE, em direcção a Quinta da Verdelha ou a Alverca do Ribatejo, a drenagem que convergia na Bacia de Loures (Zêzere, 1988, 1991).

A confirmar-se a antiga drenagem para NE, é de admitir que a abertura do Rio Trancão na costeira de Odivelas - Vialonga tenha ocorrido depois da elaboração do último nível de erosão parcial acima da Bacia de Loures, provavelmente devido ao recuo progressivo da cabeceira de um afluente directo do Rio Tejo, eventualmente instalado numa falha ou fractura (não confirmada no terreno).

1.2.2. Importância dos climas frios na morfogénese quaternária

O abaixamento da temperatura nos períodos glaciários não possibilitou a existência de ambientes periglaciários na Região a Norte de Lisboa, pouco compatíveis com a latitude e altitude da área em estudo. Apesar de tudo, o arrefecimento terá sido suficientemente acentuado de modo a permitir a retenção da água no estado sólido nas vertentes e o desenvolvimento de um modelado crionival, que teve como principais expressões o desenvolvimento da solifluxão nas vertentes basálticas e margosas e a formação de *groizes* nas vertentes calcárias (Daveau, 1973; Ferreira, 1984, 1985; Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1988). Estas manifestações crionivais são responsáveis pela regularização das vertentes, desenvolvimento de formas em *glacis* e formação de valeiros de fundo em U, também referidos por valeiros de solifluxão (Ferreira, 1985).

A Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal, localizada no limite norte da Bacia de Loures (ver Fig. 4), constitui o vestígio mais antigo de escoada de detritos com componente solifluxiva da Região a Norte de Lisboa. Trata-se de um depósito mal calibrado e pouco estruturado, com clastos de natureza basáltica alterados superficialmente, envolvidos numa matriz argilosa abundante, que lhe confere uma compacção relativamente acentuada. Esta formação, com pelos menos 10 m de espessura, é anterior aos depósitos de terraço de textura fina, provavelmente correlativos do interglaciário Riss-Würm (Zêzere, 1988).

A Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal marca uma fase de desenvolvimento de escoadas solifluxivas nas vertentes basálticas, eventualmente contemporânea do penúltimo período glaciário, que terão provocado um acarreo abundante de sedimentos em direcção ao fundo dos vales. Aí, a abundância de água condicionou a remobilização do material solifluído e a edificação de depósitos de terraço com textura muito grosseira, que apenas se conservam actualmente no fundo amplo do vale da Ribeira de Pinheiro de Loures (Zêzere, 1988, 1991).

Nas vertentes basálticas e margosas dos vales do Rio Trancão, Ribeira de Fanhões e Rio de Loures existem também escoadas de solifluxão herdadas que, por comparação com a Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal, evidenciam uma compacção muito menos acentuada e uma menor alteração dos sedimentos envolvidos. Este facto, aliado ao aspecto fresco dos depósitos, bem como à sua conservação em posições topográficas pouco favoráveis, levam a pensar que “embora possivelmente determinadas por condições semelhantes às que estiveram na origem do depósito de S. Julião do Tojal, as escoadas presentes no reverso da costeira de Lousa - Bucelas fazem parte de uma outra geração de movimentos solifluxivos, que não será mais antiga que o último período glaciário” (Zêzere, 1991, p.34).

A formação de depósitos de tipo *groize* em vertentes de declive acentuado, a partir da degradação dos calcários com rudistas que afloram nos vales do Rio Trancão, Rio de Loures e Ribeira de Lousa, poderá ser contemporânea da segunda geração de escoadas de solifluxão. As cascalheiras de gelifracção apresentam uma consolidação geralmente reduzida e incluem calhaus de dimensões variadas, angulosos e achatados, envolvidos numa matriz fina abundante (Ferreira, 1985; Zêzere, 1988). O achatamento dos calhaus é tanto mais significativo quanto se sabe que o calcário com rudistas,

devido à sua estrutura compacta ou apinhoadada, não tem tendência a debitar clastos achatados.

Os depósitos de vertente mais comuns na Região a Norte de Lisboa correspondem a formações com estrutura mal definida, que têm sido designadas por “depósitos de solifluxão pelicular” (Ferreira, 1984, 1985; Ferreira *et al.*, 1987; Zêzere, 1988, 1991, 1993). Estes coluviões, cuja espessura pode variar de alguns centímetros a 3-4 m, são constituídos por calhaus com forma quase sempre atípica, envolvidos caoticamente por uma matriz argilosa muito abundante. A sua génese terá resultado da acção conjugada de movimentos de massa com a escorrência difusa, numa fase posterior à das escoadas de solifluxão e cascalheiras de gelifracção. O facto de se encontrar, muitas vezes, fragmentos de telha antiga no seio destas formações que regularizam as vertentes, leva a pensar que a dinâmica responsável pela sua génese se prolongou no período histórico, provavelmente potenciada pela desflorestação antrópica iniciada na Idade Média (Roxo, 1985; Ferreira *et al.*, 1987).

Os depósitos de vertente peliculares que atingiram os talwegues dos cursos de água foram, em muitos casos, remobilizados e reorganizados em depósitos de enchimento de valeiros. Estas formações, com espessura variável entre 0,5 e 3 m, têm uma constituição idêntica à dos depósitos que lhe estão na origem e aos quais passam lateralmente, mas evidenciam um maior desgaste dos clastos grosseiros, maior calibragem, esboço de imbricação e disposição em leitos mal definidos, conferidos pelo retoque longitudinal (Zêzere, 1988, 1993).

Os fundos dos vales dos principais cursos de água da Região a Norte de Lisboa encontram-se parcialmente colmatados por terraços de cheia mal estruturados e pouco calibrados. O estabelecimento de uma datação segura destes terraços é dificultado pelas frequentes remobilização de que são alvo. Alguns retalhos no vale do Rio Trancão podem ser relativamente antigos, na medida em que se lhes sobrepõem depósitos de vertente peliculares; no entanto, a maior parte dos terraços de cheia pode ser considerada como actual, atendendo à sua posição estratigráfica, aspecto fresco e constituição, com presença de fragmentos de muros e de telhas (Zêzere, 1988, 1991).

A exiguidade dos depósitos quaternários conservados, agravada pela ausência de elementos de datação absoluta, não permite a realização de uma síntese rigorosa da evolução quaternária da Região a Norte de Lisboa. O Quadro 1, retomado de Zêzere

Quadro 1. Etapas da evolução quaternária na Região a Norte de Lisboa.

Principais etapas de evolução		Local de observação	Implicações morfológicas e climáticas	Idade provável
Remeximentos na parte superior dos depósitos de vertente	Terraços de cheia	Vales do Rio Trancão, Ribeira de Fanhões, Rio de Loures, Ribeira de Pinheiro de Loures e Rio Silveira	Período transgressivo Clima menos frio e húmido Colmatagem aluvial do fundo da Bacia de Loures e dos vales principais Regularização das vertentes	Holocénico
	Depósitos de vertente	Bacia de Loures Vales principais		
Películas	Enchimentos de valeiros	Afluentes dos principais cursos de água		
Escodas de solifluxão nas vertentes basálticas e margosas	Cascalheiras de gelifracção nas vertentes calcárias	Vales do Rio Trancão, Ribeira de Fanhões e Rio de Loures	Clima frio e húmido Regularização das vertentes Valeiros de fundo em U	Última glaciação
Encaixe da rede hidrográfica	Depósitos de terraço de material grosseiro de Quintanilho e do bordo oriental de S. Julião do Tojal	Quintanilho, S. Julião do Tojal	Período regressivo Degradção parcial dos depósitos da Bacia de Loures Reactivação da erosão marginalmente à Bacia de Loures (clima mais frio e mais húmido)	
Depósitos de terraço de textura fina da Bacia de Loures	Antigos depósitos de terraço de textura grosseira	Quinta do Infantado, Santo Antão do Tojal e S. Julião do Tojal	Período transgressivo	Último interglaciário
Escodas de solifluxão nas vertentes basálticas	Rompimento da continuidade da costeira de Odivelas-Vialonga e captura da drenagem da Bacia de Loures	Vale da Ribeira de Pinheiro de Loures S. Julião do Tojal	Fases de clima frio e húmido	Penúltima glaciação
Nível de aplanamento dos 40-50m; Terraço de Reentrante		Portela de Reentrante	Bacia de Loures fechada a NE	Plistocénico médio (?)
			Bacia de Loures aberta a NE	Plistocénico médio (?)

A bacia hidrográfica do Rio Trancão é de ordem 7 e abrange uma superfície de quase 200 km², com uma densidade de drenagem de 3,6 km/ km² (Quadro 2). De entre os principais afluentes do Rio Trancão destacam-se aqueles que, canalizando águas de muitos tributários, escoam em direcção à Bacia de Loures, aí confluindo no rio principal (ver Fig. 5). Encontram-se nesta situação o Rio de Loures (ordem 6) e as Ribeiras de Odivelas, Fanhões e Alpriate (ordem 5), com densidades de drenagem entre 2,9 e 4,2 km/km² (Quadro 2).

O Rio Silveira apresenta uma bacia hidrográfica de ordem 5, com cerca de 26 km². A densidade de drenagem (3,7 km/km²) é semelhante à verificada nas sub-bacias do Rio Trancão, em reflexo da ausência de contrastes estruturais e litológicos muito significativos.

Quadro 2. Principais bacias e sub-bacias hidrográficas da Região a Norte de Lisboa.

	Sub-bacia hidrográfica	Ordem (Strahler)	Área (km ²)	Densidade de drenagem (km/km ²)
BACIA DO RIO TRANCÃO	Ribeira de Odivelas	5	44,7	3,1
	Rio de Loures ⁽¹⁾	6	78,0	3,2
	Ribeira de Fanhões	5	24,8	2,9
	Ribeira de Alpriate	5	17,4	4,2
	Rio Trancão ⁽²⁾	6	104,1	4,3
	Rio Trancão ⁽³⁾	7	288,6	3,6
OUTROS AFLUENTES DO RIO TEJO	Rio Silveira	5	26,2	3,7
	Conjunto dos cursos de água	----	103,3	3,3

⁽¹⁾ A montante da confluência com a Ribeira de Odivelas.

⁽²⁾ A montante da confluência com o Rio de Loures.

⁽³⁾ Em Sacavém.

As características da rede de drenagem da Região a Norte de Lisboa denunciam adaptações à litologia, ao sentido de inclinação das camadas e a linhas de fractura, e à morfologia (Zêzere, 1988).

As adaptações dos cursos de água à litologia são evidentes nas depressões ortoclinais de ambas as costeiras. Na costeira de Odivelas - Vialonga, as Ribeiras de Odivelas e de Alpriate (com direcção de escoamento, respectivamente, SW-NE e NE-SW) têm o seu traçado condicionado pela disposição dos afloramentos argilosos e margosos do Paleogénico. A depressão ortoclinal da costeira de Lousa - Bucelas, bem

definida apenas a Oriente da última povoação, é drenada pela Ribeira das Romeiras (ver Fig. 2), que escoa de ENE para WSW sobre os afloramentos relativamente brandos do Hauteriviano inferior (arenitos e argilas com raros níveis calcários).

O condicionalismo litológico manifesta-se, igualmente, na maior densidade e hierarquização da rede hidrográfica no sector norte da bacia-vertente do Rio Trancão, nomeadamente nos terrenos detríticos do Cretácico inferior e do Jurássico superior (Zêzere, 1988). Esta área apresenta um contraste bastante acentuado com os afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa, onde a hierarquia e a densidade da drenagem são consideravelmente mais baixas.

As adaptações ao sentido de inclinação das camadas são evidentes nos cursos de água cataclinais que entalham os reversos das costeiras e originam os vales mais encaixados da região. Por outro lado, o traçado de algumas ribeiras parece estar condicionado pela presença de falhas ou fracturas, cuja orientação dominante concorda com os grandes acidentes da região (NW-SE a N-S). No entanto, a representatividade dos alinhamentos com direcção NE-SW é igualmente relevante, podendo corresponder a uma geração de pequenos movimentos tectónicos, mal representada no mapa geológico, em relação com a progressiva subsidência da Bacia do Tejo e com os esforços tectónicos ocorridos na Orla que, a norte de Alhandra, conduziram ao cavalgamento desta unidade sobre a primeira (Zêzere, 1988).

As adaptações da rede de drenagem à morfologia revelam-se, por exemplo, no contraste evidente entre os cursos de água que entalham os reversos e os anversos das costeiras, no que respeita à hierarquização, densidade e comprimento dos talwegues. Para além disso, a Bacia de Loures, enquanto principal área deprimida da região, constitui o local de convergência das principais ribeiras integradas na bacia-vertente do Trancão. Refira-se que estes cursos de água têm um traçado regularizado na Bacia de Loures, devido a obras de canalização efectuadas na década de 40 pelos Serviços de Hidráulica Agrícola.

1.3.2. As cheias rápidas

O regime dos cursos de água da Região a Norte de Lisboa apresenta uma forte irregularidade interanual e intra-anual, em reflexo do condicionalismo pluviométrico.

Este facto, associado à dimensão relativamente reduzida das bacias hidrográficas e ao declive acentuado dos perfis longitudinais dos cursos de água, determinam um regime hidrológico torrencial, caracterizado por respostas muito rápidas a situações de precipitação intensa e concentrada, que contrastam com os caudais muito reduzidos ou mesmo nulos que se verificam durante a maior parte do ano.

Quando as chuvas são muito intensas, o escoamento excede a capacidade de vazão dos canais e verificam-se cheias rápidas com inundação das planícies aluviais, utilizadas para a agricultura e frequentemente habitadas. A extensão das inundações é particularmente importante na Bacia de Loures, devido à grande concentração da drenagem que aí se verifica, aliada à reduzida amplitude da secção terminal do Rio Trancão, única saída para toda a água que se acumula naquela área deprimida. Esta situação é agravada quando se regista uma coincidência das pontas de cheia com períodos de preia-mar, como aconteceu em 1967 e 1983, visto que as ondas de maré se prolongam ao estuário do Tejo, dificultando a evacuação do escoamento do Rio Trancão.

As cheias rápidas, caracterizadas pela curta duração e por caudais de ponta muito elevados, constituem o aspecto mais brutal da evolução actual do relevo da Região a Norte de Lisboa (Zêzere, 1988). Nestes episódios, o transporte de sedimentos em suspensão é muito elevado, em consequência da erosão nas cabeceiras dos cursos de água (Quintela, 1984) e da erosão lateral nas margens das ribeiras. Daí resulta uma enorme potência do escoamento, com capacidade de arraste de blocos com grande dimensão.

A cheia rápida mais catastrófica verificada na Região a Norte de Lisboa ocorreu em 25-26 de Novembro de 1967 e foi responsável por mais de 400 mortes. Em 18-19 de Novembro de 1983 registou-se uma situação semelhante, que provocou 6 mortes, 7000 desalojados e mais de 600 habitações totalmente destruídas.

As situações de Novembro de 1967 e Novembro de 1983 não constituem casos isolados, nomeadamente na Bacia de Loures, havendo referências a cheias verificadas nos séculos XIV, XVII, XVIII e XIX (Moreira, 1984). Em 1909 ocorreu uma inundação que terá abrangido uma área semelhante à de Novembro de 1983 (Moreira, 1984). Fonseca (1984) faz referência a dez situações de cheia, com magnitude variável, entre

1943 e 1983, que implicaram reparações nos diques, desassoreamento e reabertura de valas na Bacia de Loures.

Embora as cheias rápidas constituam um fenómeno natural, determinado sobretudo por razões hidrológicas e meteorológicas, as inundações consequentes e os prejuízos delas decorrentes são atribuíveis, em grande parte, a intervenções antrópicas desajustadas. De entre estas destacam-se a destruição plurisecular do coberto vegetal natural, com aumento da capacidade erosiva da escorrência superficial; a recessão da actividade agrícola nos últimos 40 anos, com modificações na estrutura fundiária e abandono das práticas tradicionais de conservação do solo (Coutinho, 1984); a expansão urbana, impermeabilização dos terrenos e drenagem em canais artificiais, responsáveis pela diminuição drástica da infiltração, aceleração do escoamento e redução do tempo de concentração das bacias hidrográficas (Sequeira e Castro, 1987); a criação de estrangulamentos artificiais (equipamentos, unidades industriais e áreas habitacionais nos leitos de cheia e nas margens dos leitos menores; diques transversais aos vales; canalização coberta de troços de ribeiras), que constituem obstáculos ao escoamento, produzindo sobreelevações dos níveis de água a montante (Quintela, 1984); a insuficiência e inadequação dos esgotos pluviais, que se mostram impotentes para drenar a água da chuva, contribuindo antes para aumentar a extensão das áreas inundadas, como aconteceu em 1967 e 1983.

2. TIPOLOGIA E ASPECTOS GERAIS DA DISTRIBUIÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

O estudo dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa foi desenvolvido em 5 áreas-amostra (Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz), que abrangem uma superfície total de 61,6 km² (Fig. 6).

A cartografia geomorfológica de pormenor, efectuada sistematicamente no terreno na escala de 1:2000, constituiu a metodologia fundamental deste trabalho. 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 vertente¹.

2.1. TIPOLOGIA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

Os movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa 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 lateral².

¹ A inventariação e estudo de pormenor dos movimentos de vertente contemplou apenas os casos em que foi possível individualizar com clareza o sector de partida dos materiais deslocados, facto que justifica o reduzido número de desabamentos considerados (oito no conjunto das áreas-amostra). Deste modo, resulta evidente que a profundidade da análise deste processo neste trabalho não é equivalente à dos restantes movimentos de vertente, nomeadamente os deslizamentos.

² Não são considerados neste trabalho os movimentos lentos de tipo *creep*, dificilmente caracterizáveis a partir das técnicas de estudo utilizadas.

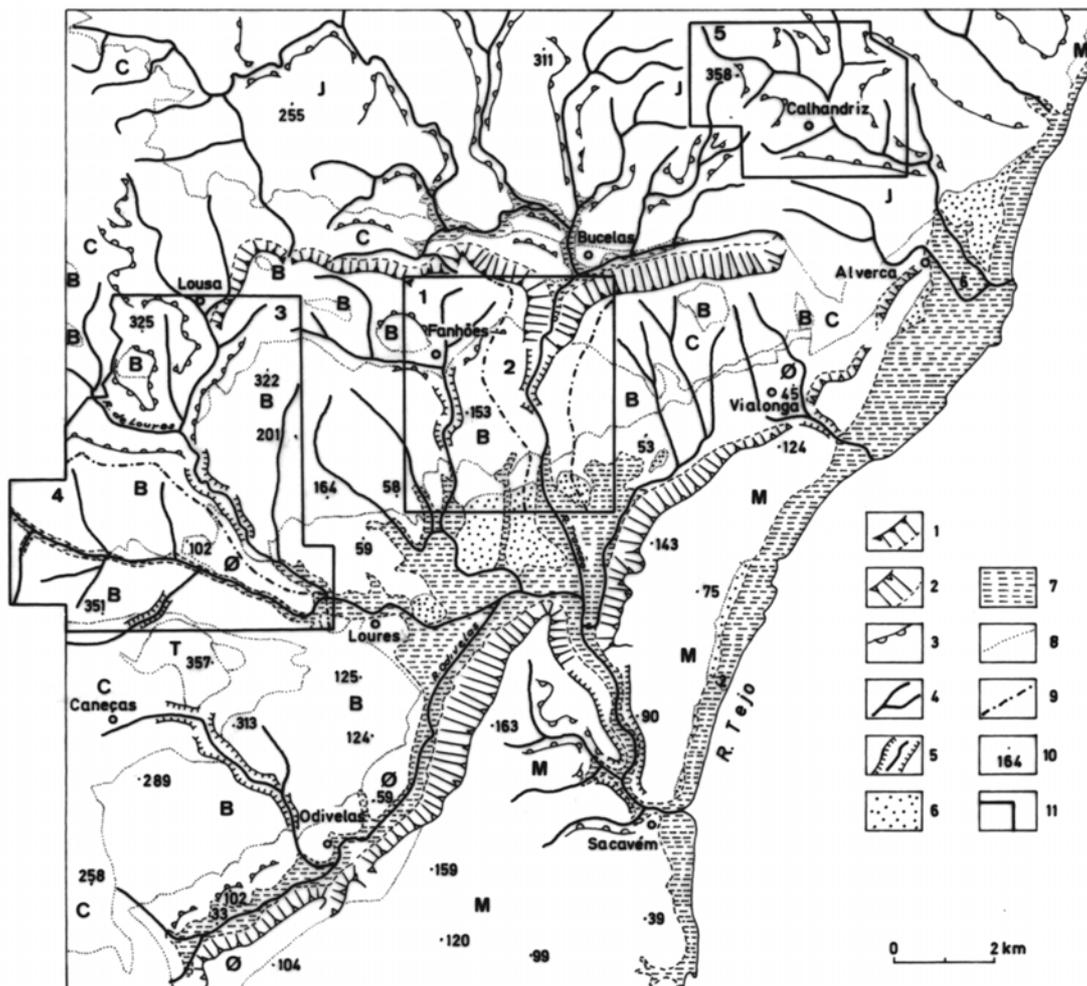


Fig. 6. Localização das áreas-amostra estudadas em pormenor. Base adaptada de Ferreira *et al.* (1987, p.228). 1 - anverso da costeira de Louisa-Bucelas; 2 - anverso da costeira de Odivelas-Vialonga; 3 - outras vertentes com cornija; 4 - curso de água; 5 - garganta de vale fluvial; 6 - terraços quaternários; 7 - planície aluvial; 8 - limite geológico; 9 - linha de fecho; 10 - ponto cotado, em metros; 11 - limite das áreas-amostra. J - Jurássico; C - Cretácico sedimentar; B - Complexo Vulcânico de Lisboa e intrusões basálticas; T - Traquitos de Montemor; Ø - Paleogénico; M - Miocénico; 1 - área-amostra de Fanhões; 2 - área-amostra do Trancão; 3 - área-amostra de Louisa; 4 - área-amostra de Pinheiro de Loures; 5 - área-amostra de Calhandriz.

a) desabamentos

Os desabamentos da Região a Norte de Lisboa consistem, geralmente, em 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 corálicos 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 m²). 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 m² e 7000 m² e os volumes entre 1800 m³ e 8800 m³.

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.

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.

2.2. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DAS ÁREAS-AMOSTRA E ASPECTOS GERAIS DA DISTRIBUIÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

2.2.1. Área-amostra de Fanhões

A área-amostra de Fanhões abrange 10,21 km². Está integrada na bacia hidrográfica de 5ª ordem da Ribeira de Fanhões e é parte integrante do reverso da costeira de Lousa-Bucelas, extensa vertente subestrutural definida por uma concordância geral entre a superfície topográfica e o pendor das camadas para Sul e SE, com valores próximos dos 12°.

A litologia do substrato é caracterizada por quatro formações distintas, para além dos depósitos quaternários e dos filões e pequenas intrusões basálticas (Fig. 7; Quadro 3).

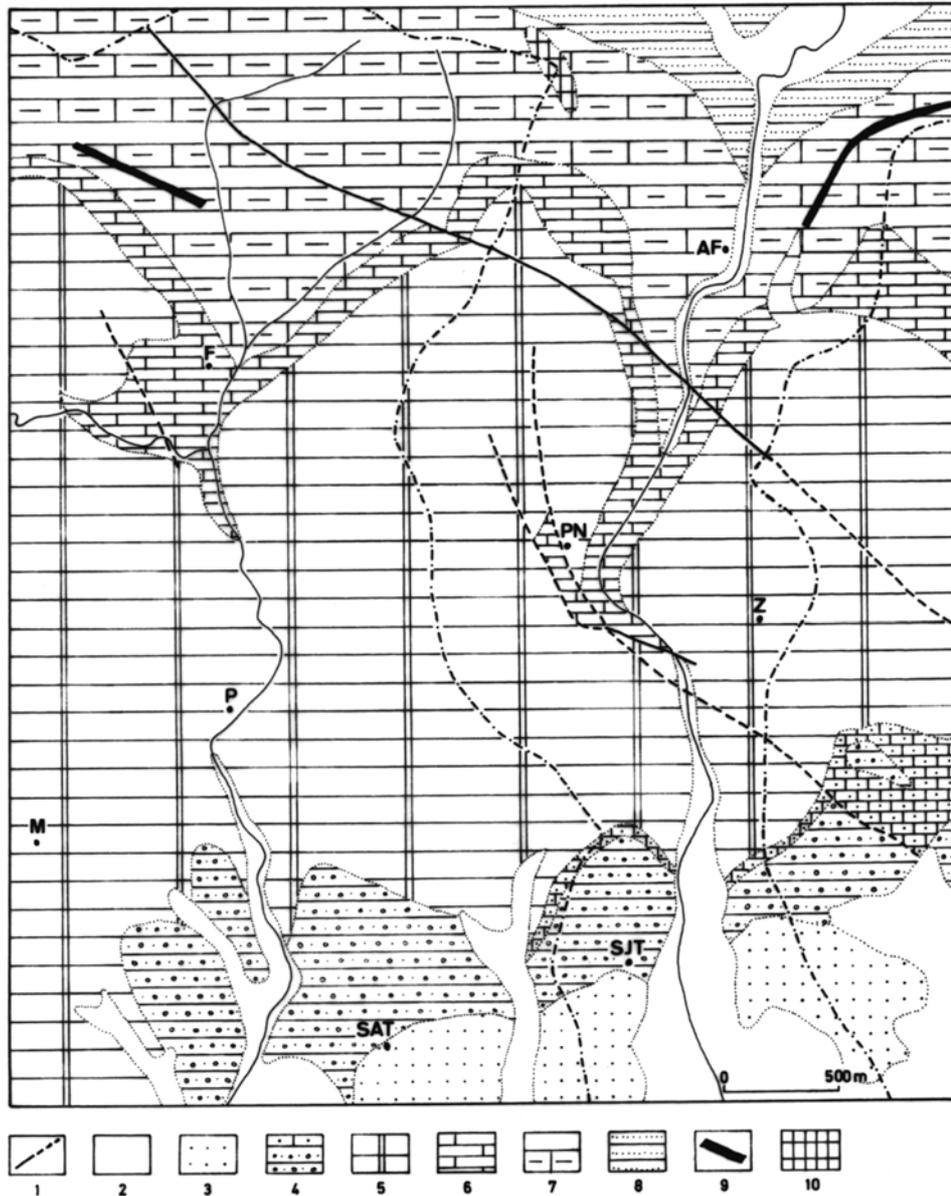


Fig. 7. Unidades litológicas das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão.

1 - falha, certa e provável; 2 - aluviões; 3 - depósitos de terraço da Bacia de Loures; 4 - unidade litológica 9 (calcários e brechas calcárias de Alfarelos e conglomerados e arenitos siliciosos; Paleogénico); 5 - unidade litológica 8 (escoadas basálticas e tufo vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa; Neocretácico); 6 - unidade litológica 7 (calcários com rudistas; Cenomaniano superior); 7 - unidade litológica 6 (margas e calcários margosos; Albiano - Cenomaniano médio); 8 - unidade litológica 5 (arenitos siliciosos; Barremiano superior - Aptiano); 9 - filões; 10 - chaminé basáltica.

Quadro 3. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Fanhões.

UNIDADE LITOLÓGICA	ÁREA (km ²)	(%)
UL6	2,15	21,0
UL7	0,68	6,6
UL8	5,54	53,3
UL9	1,09	10,7
terraços quaternários	0,31	3,0
aluviões	0,51	5,0
filões e intrusões basálticas	0,03	0,3
TOTAL	10,21	100,0

UL6: margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio);
 UL7: calcários compactos com rudistas (Cenomaniano superior);
 UL8: escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa - Neocretácico);
 UL9: calcários e brechas calcárias de Alfoanelos; conglomerados e arenitos siliciosos (Paleogénico)

A unidade litológica 6 inclui o principal movimento de vertente da área-amostra, o movimento complexo das Quebradas, na vertente esquerda do vale da Ribeira de Fanhões (Fig. 8). Esta vertente apresenta um declive moderado e uma exposição a SSE, de modo concordante com o sentido de inclinação das camadas, facto que condicionou a componente principal translacional evidenciada pelo deslizamento.

Outro sector onde a dinâmica recente e actual das vertentes é particularmente activa corresponde ao vale da Ribeira das Oliveiras, principal afluente da margem esquerda da Ribeira de Fanhões (Fig. 8). Verifica-se neste vale uma dissimetria estrutural (Fig. 9), responsável pelo predomínio de deslizamentos translacionais relativamente profundos na vertente NW, e por desabamentos e deslizamentos translacionais superficiais na vertente oposta. Este vale é cortado pela falha do Mosqueiro, com direcção NW-SE, cujo plano, inclinado 66° para Sul, funcionou como superfície de deslizamento de movimentos translacionais e complexos na vertente direita do vale, ao mesmo tempo que parece ter condicionado um dos grandes deslizamentos rotacionais antigos na vertente oposta, numa demonstração da importância do papel passivo da tectónica na instabilização das vertentes.

A vertente ocidental do vale da Ribeira de Fanhões, a montante da povoação de Fanhões, apresenta uma grande densidade de deslizamentos nos afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio que se encontram, naquela área, cobertos por coluviões com espessura superior a 0,5 m. Estes deslizamentos são normalmente superficiais e de

dimensão reduzida, estando directamente relacionados com a exploração de pedreiras, hoje desactivadas, responsáveis pelo aumento das tensões tangenciais nas margas e nos depósitos de vertente, ao longo de uma faixa bem definida, com orientação NW-SE.

O vale da Ribeira de Fanhões apresenta uma dissimetria acentuada entre Fanhões e Pintéus, condicionada por variações sensíveis nos afloramentos do Complexo Vulcânico (Fig. 10). A vertente ocidental está talhada em escoadas basálticas compactas e pouco alteradas e apresenta um perfil rectilíneo com declive relativamente acentuado (superior a 15°). A vertente oriental tem um perfil rectilíneo-côncavo, condicionado pela presença de tufos vulcânicos na sua metade inferior, onde se encontram quase sempre cobertos por depósitos de vertente com espessura entre 0,5 e 1 m. Os deslizamentos de tipo translacional superficial, quase inexistentes na vertente ocidental, encontram-se em grande número na vertente oposta, particularmente nos sectores com declive mais forte (superior a 20°). Junto a Fanhões, a vertente oriental apresenta uma reentrância muito marcada, aparentemente não relacionada com a erosão fluvial. No interior desta ampla área deprimida existem várias gerações de deslizamentos translacionais superficiais e não é de excluir a hipótese da grande reentrância corresponder à área de depleção de um ou de vários movimentos de vertente antigos de grandes dimensões. Registe-se ainda que, junto a Pintéus, a vertente oriental do vale sofre uma inflexão e apresenta uma exposição a SSW, favorável ao desencadeamento de deslizamentos translacionais no substrato vulcânico, com planos de ruptura localizados no contacto entre as escoadas basálticas muito alteradas e os tufos vulcânicos existentes em profundidade.

A dinâmica fluvial é directamente responsável por várias manifestações de instabilidade na área-amostra de Fanhões. Merecem um particular destaque os fundos dos vales da Ribeira de Casinhos e da Ribeira de Fanhões a montante de Pintéus, onde se encontram várias gerações de deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, bem como movimentos complexos desencadeados pelo trabalho de sapa, principalmente no substrato do Complexo Vulcânico, onde o encaixe dos leitos menores é mais acentuado.

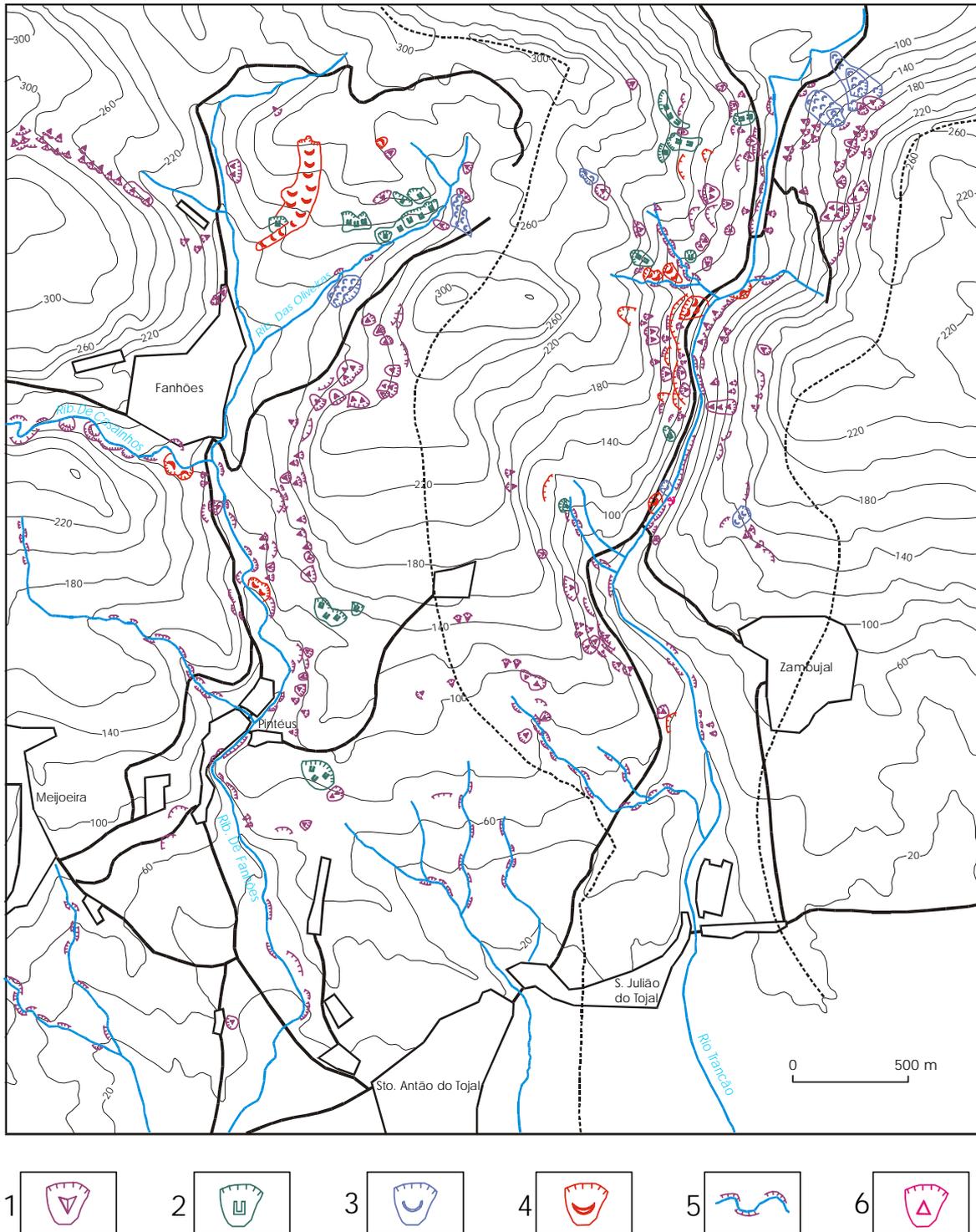


Fig. 8. Distribuição dos movimentos de vertente inventariados nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão.

1 - deslizamentos translacionais superficiais; 2 - deslizamentos translacionais; 3 - deslizamentos rotacionais; 4 - movimentos de vertente complexos e compostos; 5 - deslizamentos/ /desabamentos por erosão lateral; 6 - desabamentos.

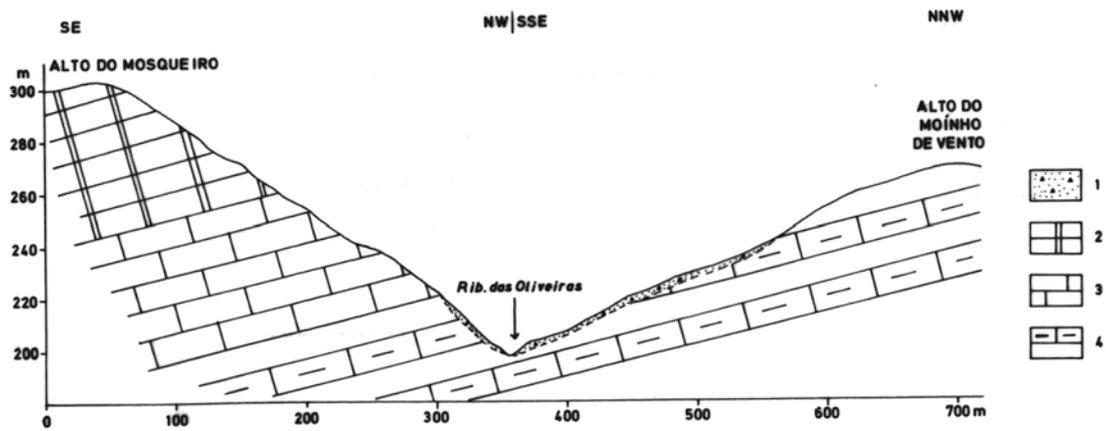


Fig. 9. Dissimetria estrutural do vale da Ribeira das Oliveiras.

1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 4 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio).

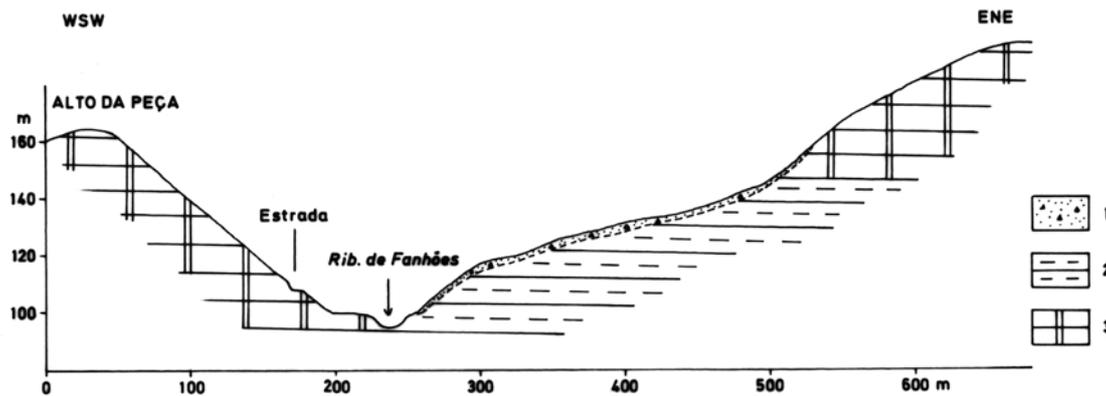


Fig. 10. Dissimetria do vale da Ribeira de Fanhões, entre Pintéus e Fanhões, por variações laterais no substrato do Complexo Vulcânico de Lisboa.

1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas; 3 - tufos vulcânicos.

2.2.2. Área-amostra do Trancão

A área-amostra do Trancão abrange 7,14 km² e corresponde, no essencial, ao profundo entalhe do vale do Rio Trancão no reverso da costeira de Lousa - Bucelas, que interrompe a continuidade daquela importante unidade morfoestrutural.

Do ponto de vista litológico, distinguem-se cinco unidades, para além dos filões e intrusões basálticas, terraços de S. Julião do Tojal e de Santo Antão do Tojal (no limite Sul da área-amostra) e aluviões que preenchem o fundo do vale do Trancão junto a Bucelas e na Bacia de Loures (ver Fig. 7 e 11; Quadro 4).

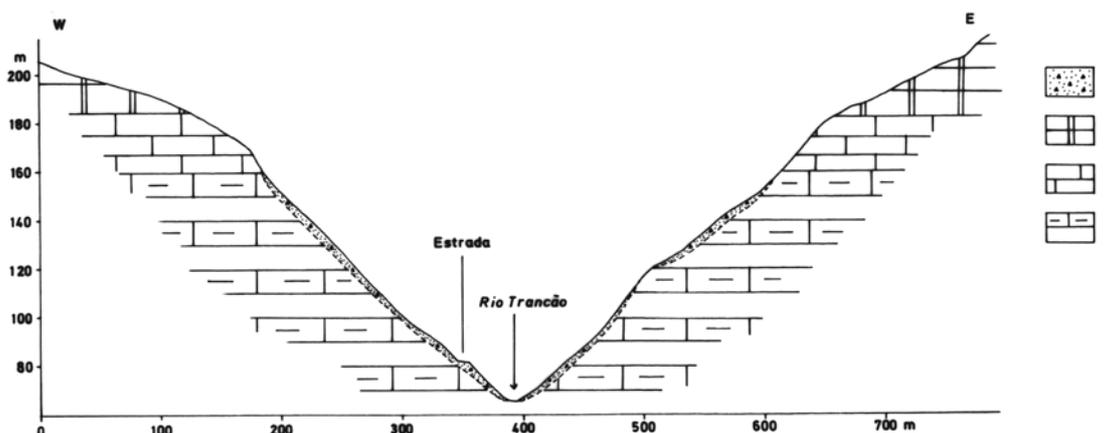


Fig. 11. Sector central do entalhe do Rio Trancão no reverso da costeira de Lousa - Bucelas.

1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas e tufo vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 4 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio).

Quadro 4. Superfície das unidades litológicas da área-amostra do Trancão.

UNIDADE LITOLÓGICA	ÁREA (km ²)	(%)
UL5	0,47	6,7
UL6	1,31	18,3
UL7	0,61	8,6
UL8	2,98	41,7
UL9	0,36	5,1
terraços quaternários	0,3	4,2
aluviões	1,01	14,2
filões e intrusões basálticas	0,1	1,3
TOTAL	7,14	100,0

- UL5: arenitos siliciosos pouco consolidados (Barremiano superior - Aptiano);
- UL6: margas com intercalações de calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio);
- UL7: calcários compactos com rudistas (Cenomaniano superior);
- UL8: escoadas basálticas e tufo vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa - Neocretácico);
- UL9: calcários e brechas calcárias de Alfoanelos; conglomerados e arenitos siliciosos (Paleogénico).

As formações geológicas do Albiano - Cenomaniano médio e do Cenomaniano superior (unidades litológicas 6 e 7) apresentam, junto ao topo do vale do Rio Trancão,

pendores divergentes (para SW na vertente ocidental e para SE na vertente oriental), provavelmente em relação com um levantamento lento e prolongado no tempo, condicionado pela erosão fluvial e consequente diminuição da carga na parte central do vale, num processo semelhante ao empolamento (*rebound*), definido por Hutchinson (1988). Abaixo das cornijas que delimitam o topo do vale cataclinal, as margas e calcários margosos da unidade litológica 6 apresentam pendores, entre 10° e 15°, para SSE (azimutes entre N172° e N160° na vertente ocidental, e entre N160° e N148° na vertente oriental).

A unidade litológica 6, na abertura cataclinal do vale do Trancão, corresponde ao sector mais dinâmico da área-amostra (ver Fig. 8). Para além da grande densidade de deslizamentos translacionais superficiais, com planos de ruptura localizados no contacto entre as margas e os depósitos de vertente, é de realçar a concentração dos deslizamentos translacionais mais profundos na vertente oriental do vale, em relação com o pendor geral das camadas para SSE. Esta vertente inclui ainda um conjunto de movimentos complexos, desencadeados pela erosão fluvial e com componente principal translacional, responsáveis, em alguns casos, pela destruição da estrada que liga Bucelas ao Tojal. A vertente oriental do vale inclui alguns deslizamentos rotacionais antigos de grande dimensão, alvos de reactivações parciais em Fevereiro de 1979³

O processo de desabamento na Região a Norte de Lisboa apresenta a sua maior expressão no sector central do vale do Rio Trancão, em estreita relação com o afloramento dos calcários com rudistas (unidade litológica 7). Com efeito, as cornijas talhadas nestes calcários constituem a fonte de alimentação de várias gerações de desabamentos, comprovadas pelo diferente grau de fossilização apresentado pelos muitos blocos que se encontram dispersos nas vertentes até ao canal fluvial. Na vertente da margem direita, os blocos desabados apresentam uma distribuição relativamente uniforme, evidenciando, no entanto, uma maior concentração imediatamente abaixo da cornija principal. Na vertente oriental, a concentração dos blocos é maior junto ao fundo do vale, onde os de maior dimensão se mantêm devido à incompetência do curso de água para os transportar (Zêzere, 1988).

Os movimentos de vertente no Complexo Vulcânico de Lisboa (unidade litológica 8) desenvolvem-se, sobretudo, nas áreas de declive mais forte,

³ Refira-se que estes deslizamentos rotacionais afectam, em simultâneo, as unidades litológicas 6 e 5.

particularmente no sector da vertente ocidental a jusante da Ponte do Zambujal (ver Fig. 8). Existem aqui várias gerações de deslizamentos translacionais superficiais, cujo plano de ruptura coincide, normalmente, com o contacto entre os depósitos de vertente e os tufos vulcânicos do substrato. Registe-se a enorme concentração de deslizamentos ao longo do talude da estrada entre o Tojal e Bucelas, denunciando a importância da instabilização antrópica decorrente da abertura deste corte artificial numa posição de meia vertente.

No substrato vulcânico encontra-se ainda um pequeno afluente da margem direita do Rio Trancão, o barranco das Galegas, marcado por um contexto geomorfológico e por uma dinâmica actual particulares, que se repetem na generalidade dos pequenos cursos de água cataclinais do reverso da costeira de Lousa - Bucelas (Fig. 12). O canal actual encontra-se instalado num valeiro de fundo em U bastante amplo, talhado em tufos vulcânicos e dominado por cornijas basálticas. O barranco tem um encaixe que chega a atingir 4 metros e é marcado por uma dinâmica muito intensa nos períodos de cheia rápida, responsável por múltiplos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, nos troços mais sinuosos do seu traçado.

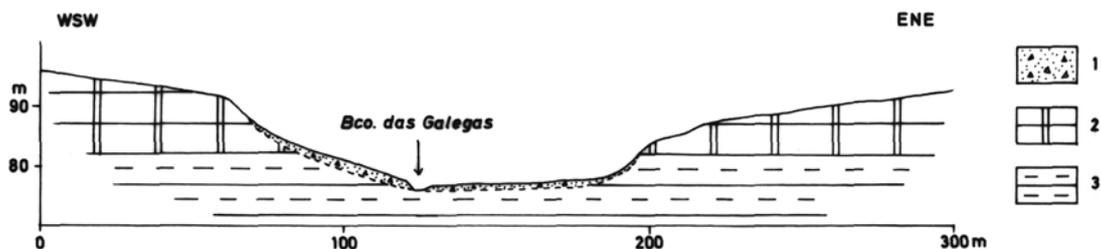


Fig. 12. Barranco das Galegas no reverso da costeira de Lousa - Bucelas.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas; 3 - tufos vulcânicos.

2.2.3. Área-amostra de Lousa

A área-amostra de Lousa abrange uma superfície de 17,29 km² e está integrada, quase completamente, na bacia hidrográfica de 6ª ordem do Rio de Loures.

Esta área localiza-se a Oeste da terminação ocidental da costeira de Lousa - Bucelas. A Este do Rio de Lousa e a Sul do Rio de Loures a montante de Ponte de

Lousa, o relevo é ainda fortemente condicionado pela estrutura monoclinial, com pendores entre 8° e 30° para SSE e SE, mas não existe a definição de uma depressão ortoclinal, típica dos relevos de costeira, devido às características litológicas do substrato e à grande complexidade estrutural do sector NW da área-amostra. Este sector é marcado por duas deformações em sinclinal: o sinclinal de Alto do Penedo Mouro, com eixo orientado WSW-ENE e pendores convergentes entre 5° e 40°; e o pequeno sinclinal de Alto do Crato, situado imediatamente a Norte de Ponte de Lousa, com eixo orientado N-S e pendores convergentes entre 6° e 15°. A Sul do sinclinal de Alto do Penedo Mouro, próximo do topo da vertente esquerda do vale do Rio de Loures, há uma deformação anticlinal muito falhada, com orientação W-E, que se prolonga para NE, em direcção ao vale da Ribeira do Tufo, numa posição intermédia entre os sinclinais atrás referidos. No conjunto, este sector evidencia uma tectónica antiga muito complexa, incluindo várias falhas de direcção predominante NW-SE, sem reflexo na topografia actual, acompanhadas por uma rede de filões relativamente densa, de natureza predominantemente traquítica.

Do ponto de vista litológico distinguem-se cinco unidades, para além dos afloramentos intrusivos e da cobertura aluvial, particularmente importante no sector jusante do vale do Rio de Loures, próximo da confluência com a Ribeira de Pinheiro de Loures (Quadro 5; Fig. 13).

Quadro 5. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Lousa.

UNIDADE LITOLÓGICA	ÁREA (km ²)	(%)
UL5	0,40	2,3
UL6	4,83	28,0
UL7	1,39	8,0
UL8	7,99	46,2
UL9	1,20	6,9
aluviões	1,22	7,1
riolitos da Serra da Carva	0,11	0,6
filões e outras intrusões	0,15	0,9
TOTAL	17,29	100,0

UL5: arenitos com intercalações calcárias (Barremiano superior - Aptiano);

UL6: calcários margosos, calcários e margas (Albiano - Cenomaniano médio);

UL7: calcários compactos com rudistas (Cenomaniano superior);

UL8: escoadas basálticas e tufo vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa - Neocretácico);

UL9: arenitos e conglomerados siliciosos (Paleogénico).

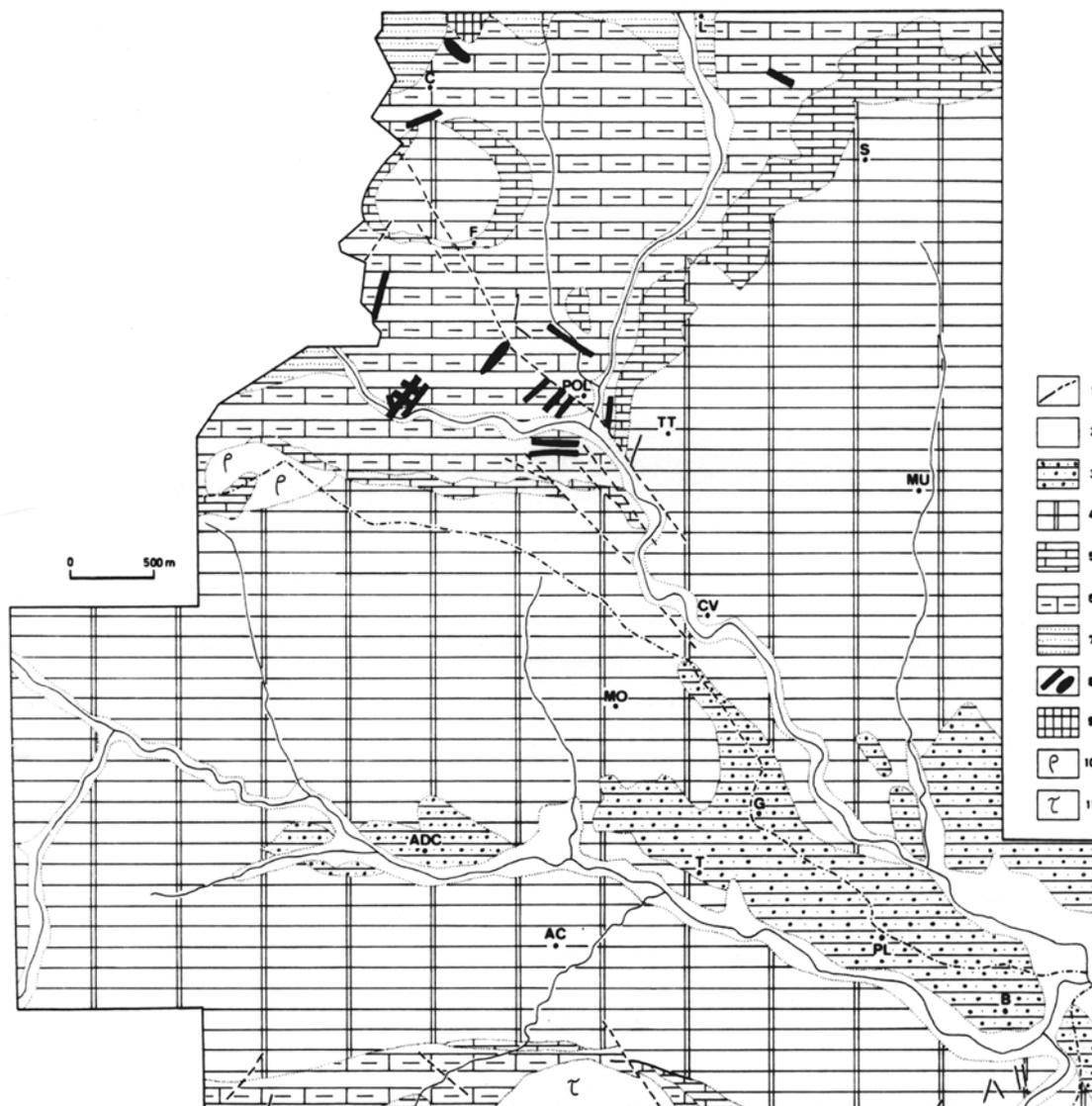


Fig. 13. Unidades litológicas das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures.

1 - falha, certa e provável; 2 - aluviões; 3 - unidade litológica 9 (conglomerados e arenitos siliciosos; Paleogénico); 4 - unidade litológica 8 (escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa; Neocretácico); 5 - unidade litológica 7 (calcários com rudistas; Cenomaniano superior); 6 - unidade litológica 6 (calcários margosos, calcários e margas; Albiano - Cenomaniano médio); 7 - unidade litológica 5 (arenitos com intercalações calcárias; Barremiano superior - Aptiano); 8 - filões e outras pequenas intrusões; 9 - chaminé basáltica; 10 - riolitos da Serra da Carva; 11 - traquitos de Montemor.

O vale do Rio de Lousa, talhado, no essencial, na unidade litológica 6, apresenta características distintas ao longo do seu traçado, condicionadas pela litologia e estrutura do substrato. Próximo de Ponte de Lousa, o vale, relativamente simétrico, apresenta vertentes rectilíneas de declive acentuado (Fig. 14), condicionadas por uma pequena

deformação anticlinal e pela natureza calcária e calcária margosa dos afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio. O sector montante do vale evidencia uma dissimetria estrutural (Fig. 15), acentuada pelo afloramento de margas próximo do canal fluvial. Estas bancadas margosas prolongam-se no vale da Regueira das Abrunheiras, condicionando o perfil rectilíneo-côncavo das suas vertentes.

Os afloramentos margosos da unidade litológica 6 constituem os sectores mais dinâmicos da área-amostra de Lousa (Fig. 16).

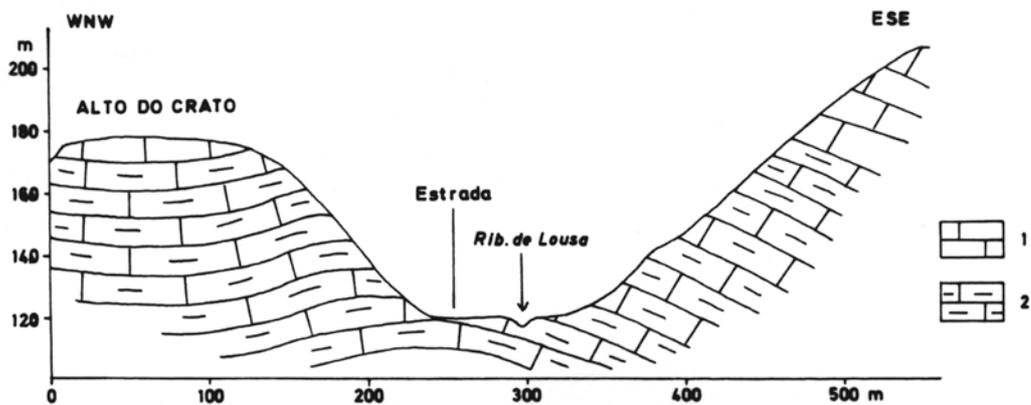


Fig. 14. Vale do Rio de Lousa imediatamente a montante de Ponte de Lousa.

Notar a relativa simetria das vertentes, quanto ao declive, condicionada por um contexto estrutural semelhante.

1 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 2 - calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio).

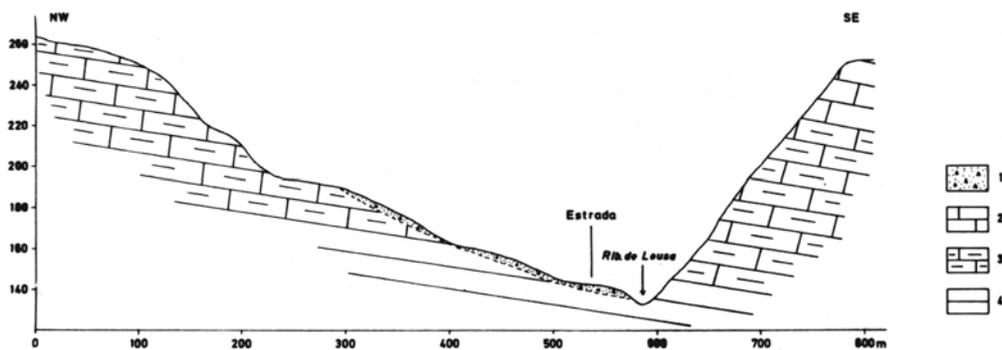


Fig. 15. Vale do Rio de Lousa próximo de Torre Pequena.

A dissimetria determinada pelo pendor das camadas é acentuada pelo afloramento de margas argilosas próximo do fundo do vale, cuja expressão espacial se restringe, quase exclusivamente, à vertente da margem direita.

1 - depósitos de vertente; 2 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 3 - calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); 4 - margas (Albiano - Cenomaniano médio).

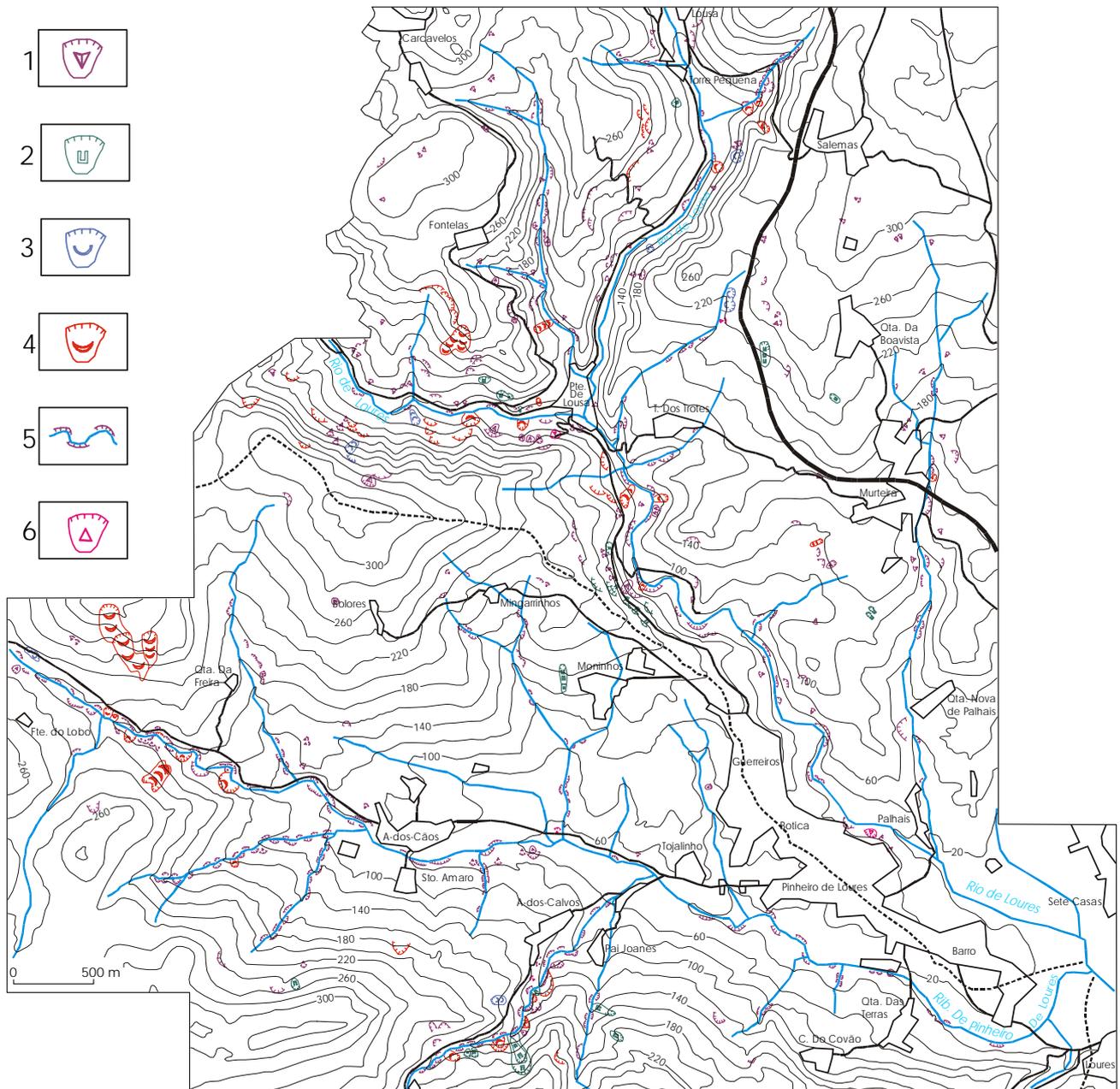


Fig. 16. Distribuição dos movimentos de vertente inventariados nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures.

1 - deslizamentos translacionais superficiais; 2 - deslizamentos translacionais; 3 - deslizamentos rotacionais; 4 - movimentos de vertente complexos e compósitos; 5 - deslizamentos/ /desabamentos por erosão lateral; 6 - desabamentos.

Na vertente direita do vale do Rio de Loures a montante de Ponte de Lousa, identificam-se deslizamentos translacionais superficiais em áreas com declive forte e ao longo dos taludes de caminhos, igualmente palco do desenvolvimento de pequenos deslizamentos rotacionais. Junto ao fundo do vale observam-se movimentos complexos de maiores dimensões e mais profundos, activados a partir do trabalho de sapa na margem do leito menor do Rio de Loures e com evolução rotacional retrogressiva. A vertente esquerda do vale, em larga medida concordante com a disposição das camadas, inclui deslizamentos translacionais e complexos, por vezes com plano de ruptura bastante profundo, como é o caso do deslizamento do Outeiro.

Junto ao fundo do vale da Regueira das Abrunheiras, principal afluente da margem esquerda do Rio de Lousa, existem várias gerações de deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e de deslizamentos rotacionais desencadeados pelo trabalho de sapa, em estreita relação com a grande capacidade de encaixe evidenciada pelo curso de água.

Na unidade litológica 8, a área mais activa corresponde à vertente direita do vale do Rio de Loures, entre Ponte de Lousa e Guerreiros (Fig. 16). Registe-se a grande concentração de deslizamentos translacionais e translacionais superficiais ao longo do talude da estrada que liga as duas povoações, cujo traçado actual remonta à década de 1930.

2.2.4. Área-amostra de Pinheiro de Loures

A área-amostra de Pinheiro de Loures abrange 15,74 km² e está completamente integrada na bacia hidrográfica da Ribeira de Pinheiro de Loures, uma bacia de ordem 4, apesar da grande dimensão da área drenada (30,2 km²).

A Ribeira de Pinheiro de Loures apresenta uma direcção de escoamento WNW-ESE e encontra-se instalada no eixo de um amplo sinclinal dissimétrico, que se prolonga de Albogas até às proximidades de Loures. O flanco Norte do sinclinal é muito extenso e apresenta pendores máximos, para Sul, entre 25° e 35°, no limite Norte da área-amostra. O flanco Sul evidencia uma deformação mais acentuada, condicionada pela intrusão traquítica de Montemor. Os pendores no substrato cretácico encaixante são

máximos junto à intrusão (52°) e diminuem progressivamente para Norte (32°-34°, nos afloramentos do Cenomaniano superior).

O vale da Ribeira de Pinheiro de Loures, cujo fundo relativamente plano se encontra coberto por depósitos quaternários, reflecte bastante bem a dissimetria do sinclinal. A vertente exposta a Sul é mais extensa e menos declivosa, e conserva patamares erosivos, que não se encontram tão frequentemente na vertente direita do vale. Em contrapartida, o encaixe dos afluentes da margem direita da Ribeira de Pinheiro de Loures é mais vigoroso, principalmente na sub-bacia hidrográfica da Ribeira de Camarões, instalada muito próximo da intrusão de Montemor.

A área-amostra de Pinheiro de Loures integra cinco unidades litológicas, para além das intrusões (riolitos da Serra da Carva e traquitos de Montemor) e da cobertura aluvial que preenche o fundo dos vales principais (ver Fig. 13; Quadro 6).

Quadro 6. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Pinheiro de Loures.

UNIDADE LITOLÓGICA	ÁREA (km ²)	(%)
UL5	0,02	0,1
UL6	0,64	4,1
UL7	0,14	0,9
UL8	11,72	74,4
UL9	1,53	9,7
aluviões	1,38	8,8
riolitos da Serra da Carva	0,07	0,5
traquitos de Montemor	0,24	1,5
TOTAL	15,74	100,0

- UL5: arenitos com intercalações calcárias (Barremiano superior - Aptiano);
- UL6: margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio);
- UL7: calcários compactos com rudistas (Cenomaniano superior);
- UL8: escoadas basálticas e tufo vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa - Neocretácico);
- UL9: arenitos e conglomerados siliciosos pouco consolidados (Paleogénico).

A área de Pinheiro de Loures apresenta dois sectores particularmente activos do ponto de vista da dinâmica de vertentes: o vale da Ribeira de Camarões e a área adjacente ao fundo do vale da Ribeira de Pinheiro de Loures, nomeadamente a montante da confluência com a Ribeira da Freita (ver Fig. 16).

No sector montante do vale da Ribeira de Camarões, as margas e calcários margosos da unidade litológica 6 encontram-se fortemente inclinados para Norte (Fig. 17), facto que condicionou o desenvolvimento de várias gerações de deslizamentos translacionais e de movimentos complexos, desencadeados pela erosão fluvial e com

retrogressão translacional, na vertente direita do vale. Os deslizamentos presentes nesta vertente afectam, igualmente, o substrato do Complexo Vulcânico, sendo condicionados pela sobreposição de escoadas basálticas aos tufos vulcânicos inclinados para Norte.

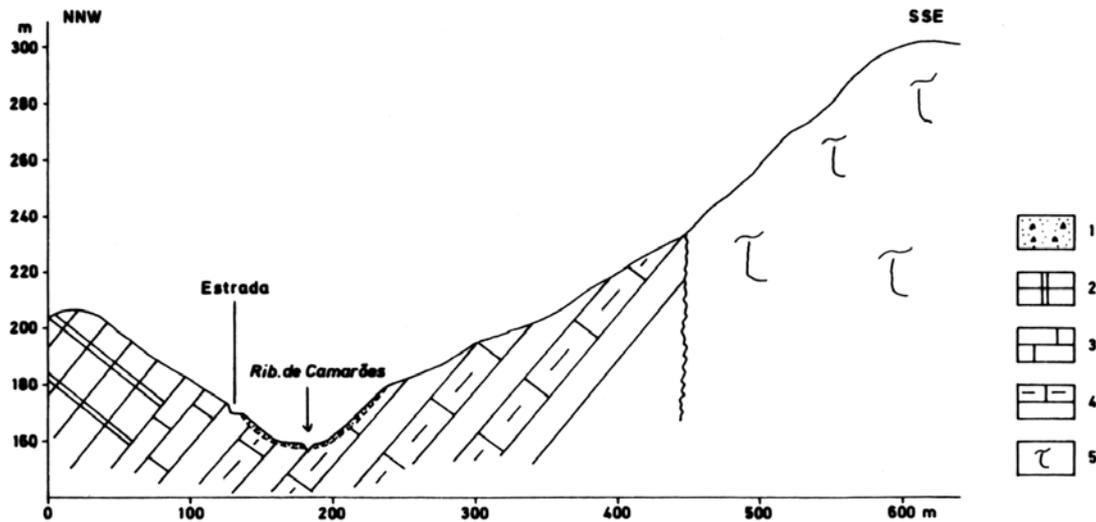


Fig. 17. Sector intermédio do vale da Ribeira de Camarões.

1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 4 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); 5 - traquitos de Montemor.

A cheia rápida de Novembro de 1983 parece ter tido consequências bastante mais acentuadas no vale da Ribeira de Pinheiro de Loures do que nas outras áreas da Região a Norte de Lisboa, sendo responsável por várias modificações naturais na posição do leito menor do curso de água, a que estão associados movimentos de vertente ligados à erosão lateral. Esta dinâmica é particularmente sensível na secção mais encaixada do vale, a montante da confluência com a Ribeira da Freita, onde se observam várias gerações de deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e movimentos de vertente complexos, activados pelo trabalho de sapa e com evolução retrogressiva (ver Fig. 16). A vertente esquerda deste sector do vale inclui, ainda, o maior deslizamento da área-amostra, o movimento de Albogas, condicionado pela existência de tufos vulcânicos a uma profundidade de 5 m, inclinados de modo concordante com o declive.

2.2.5. Área-amostra de Calhandriz

A área-amostra de Calhandriz abrange 11,29 km² e está integrada, quase na totalidade, na bacia hidrográfica de 5ª ordem do Rio Silveira, afluente da margem direita do Rio Tejo.

A estrutura geológica local é monoclinal, com pendores moderados ou reduzidos (3° a 12°) para SW, S e SE. Do ponto de vista litológico identificam-se quatro unidades distintas, para além dos filões e intrusões de basalto e dolerito (Fig. 18; Quadro 7).

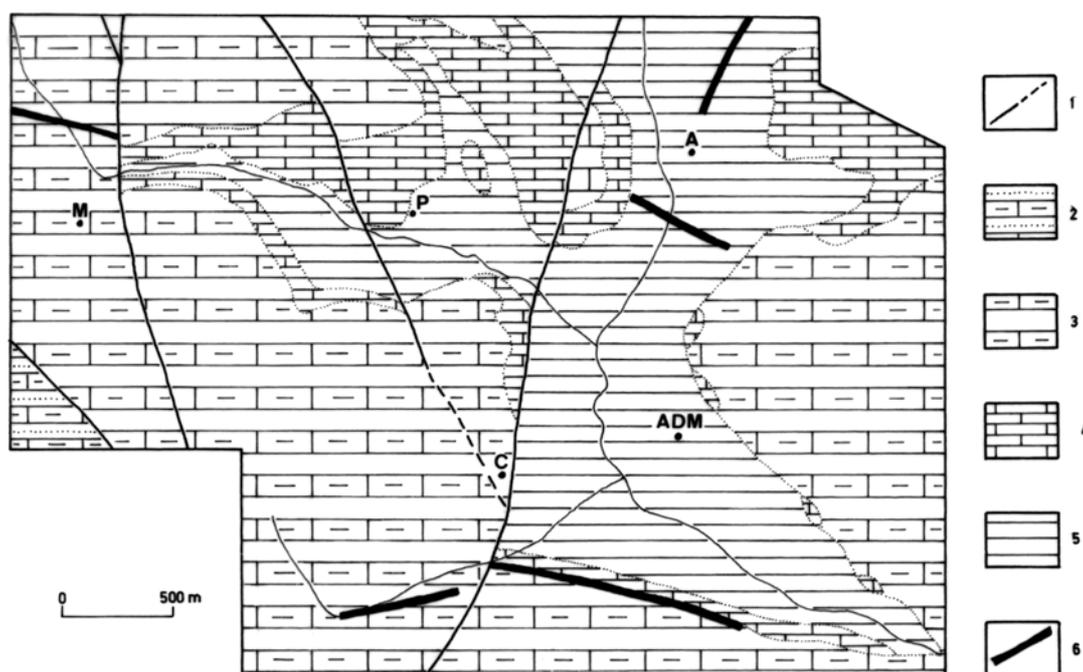


Fig. 18. Unidades litológicas da área-amostra de Calhandriz.

1 - falha, certa e provável; 2 - unidade litológica 4 (arenitos, margas e calcários; Titoniano); 3 - unidade litológica 3 (margas, calcários margosos e calcários; Kimeridgiano superior - Titoniano inferior); 4 - unidade litológica 2 (calcários corálicos de Amaral; Kimeridgiano superior); 5 - unidade litológica 1 (margas e argilas da Abadia; Kimeridgiano inferior e médio); 6 - filões.

Quadro 7. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Calhandriz.

UNIDADE LITOLÓGICA	ÁREA (km ²)	(%)
UL1	3,33	29,5
UL2	1,52	13,5
UL3	6,19	54,8
UL4	0,13	1,1
filões e intrusões	0,12	1,0
TOTAL	11,29	100,0

UL1: margas e argilas da Abadia (Kimeridgiano inferior e médio);

UL2: calcários corálicos de Amaral (Kimeridgiano superior);

UL3: margas, calcários margosos e calcários (Kimeridgiano sup. - Titoniano inf.);

UL4: arenitos, margas e calcários (Titoniano).

As margas e argilas da unidade litológica 1 condicionam o desenvolvimento de alguns deslizamentos rotacionais de grandes dimensões, particularmente bem representados nas áreas de Adanaia e A-dos-Melros (Fig. 19). Este tipo de movimento apresenta nestes afloramentos uma expressão sem equivalente nas restantes unidades litológicas da Região a Norte de Lisboa.

A unidade litológica 3 inclui todas as variedades de movimentos de vertente identificadas na área-amostra. Merece um particular realce a vertente ocidental do vale do Rio Silveira, na área de Calhandriz, onde a exposição a SE concordante com a estrutura, aliada à existência de bancadas argilosas em profundidade, favoreceu o desenvolvimento de grandes deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal translacional, de entre os quais se destaca o de Calhandriz, o maior movimento de vertente ocorrido recentemente na Região a Norte de Lisboa (Fig. 19).

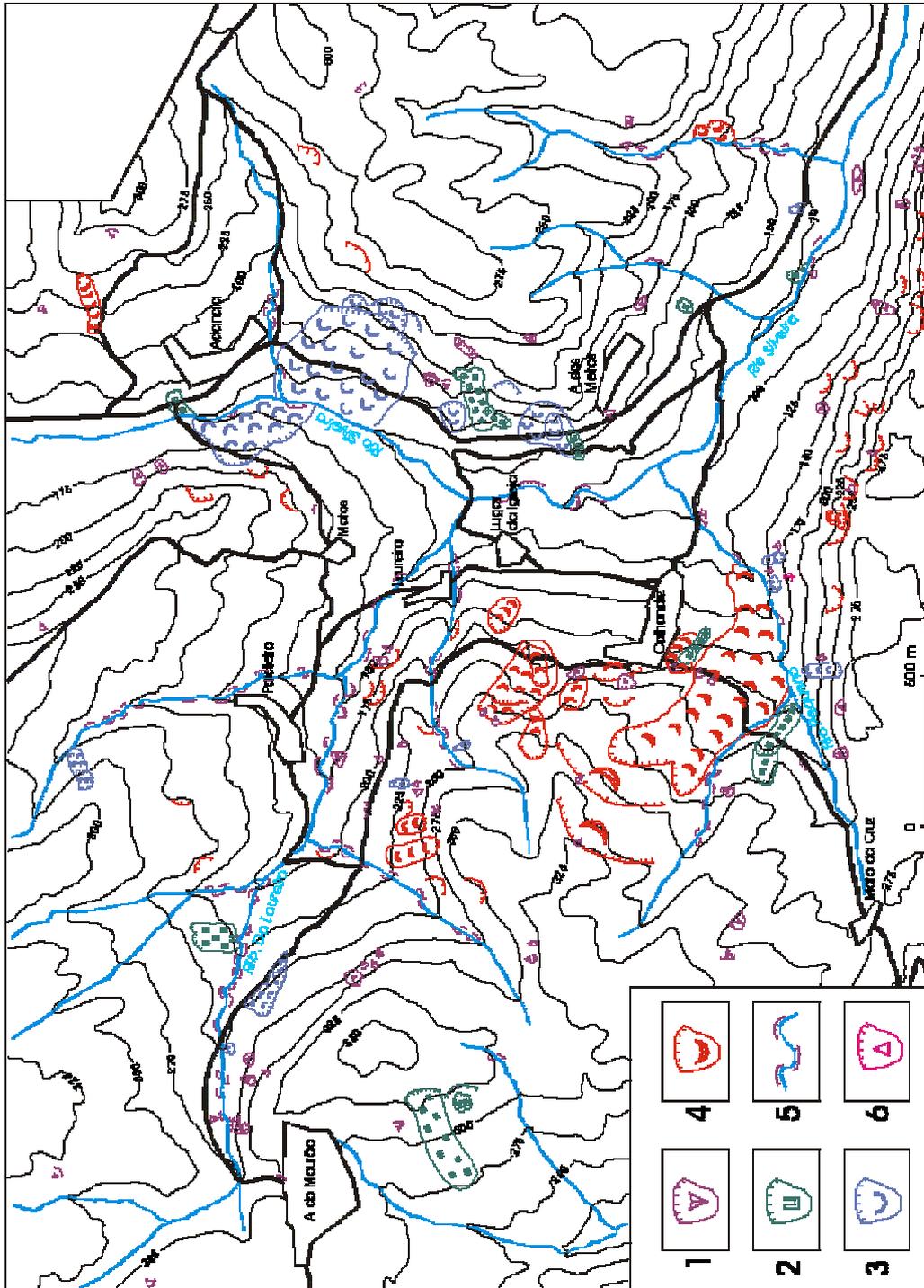


Fig. 19. Distribuição dos movimentos de vertente inventariados na área-amostra de Calhandriz.
 1 - deslizamentos translacionais superficiais; 2 - deslizamentos translacionais; 3 - deslizamentos de vertente complexos e compostos; 5 - deslizamentos/desabamentos por erosão lateral; 6 - desabamentos.

3. MORFOMETRIA E FACTORES CONDICIONANTES DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

3.1. INTRODUÇÃO

A Figura 20 sistematiza os vários atributos dos movimentos de vertente e relações com factores de instabilidade estudados, bem como as técnicas estatísticas utilizadas.

A tipologia dos movimentos foi seleccionada como variável central, relacionando-se, directamente, com todas as outras. A caracterização dos diferentes tipos de movimentos assenta no estado de actividade e nos seguintes parâmetros morfométricos: VALT - Altitude máxima da vertente instabilizada, em metros; VCOM - Comando da vertente instabilizada, em metros; VDIS - Distância entre o topo e a base da vertente instabilizada, em metros; DECO - Declive original da vertente instabilizada, em graus; CDIS - Distância entre o topo da vertente e a cicatriz principal do movimento, em metros; SDIS - Distância entre a extremidade jusante do movimento e a base da vertente, em metros; CALT - Altura da cicatriz principal, em metros; CEXT - Extensão da cicatriz principal, em metros; DDNV - Desnível entre a cicatriz principal e a extremidade jusante do movimento de vertente, em metros; DCOM - Comprimento total do movimento de vertente, em metros; DLAR - Largura máxima do movimento de vertente, em metros; DPRO - Profundidade máxima do plano de ruptura, em metros; DARE - Área total do movimento de vertente em metros quadrados; DVOL - Volume estimado do movimento de vertente, em metros cúbicos; I1 - Razão CDIS/VDIS; I2 - Razão DPRO/DCOM x 100; I3 - Razão DDNV/DCOM; I4 - Razão DLAR/DCOM; I5 - Razão $\sqrt{\text{DARE}} / \text{DCOM}$.

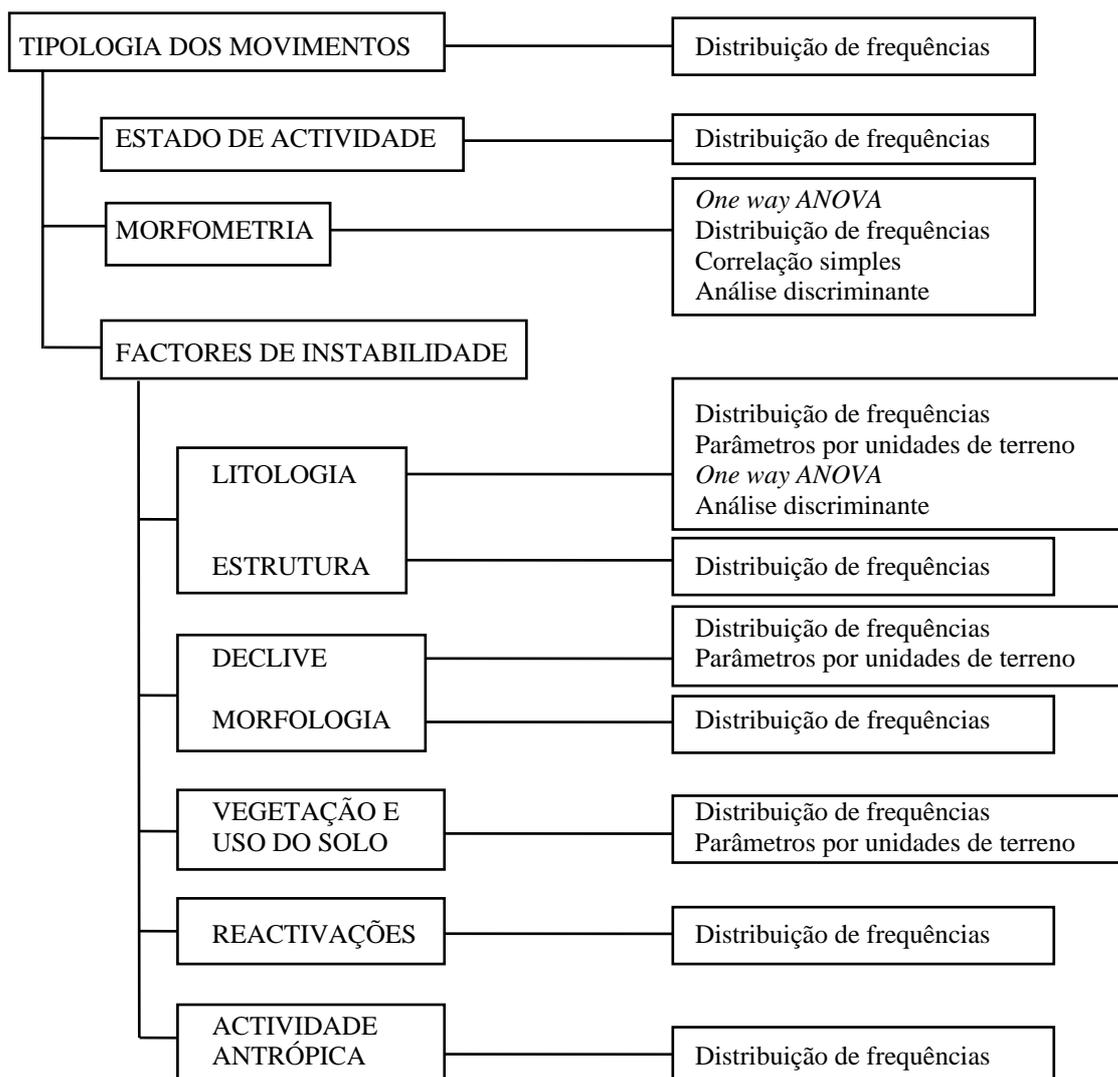


Fig. 20. Estrutura das variáveis e tratamento estatístico aplicado aos movimentos de vertente inventariados nas cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

3.2. DISTRIBUIÇÃO E ACTIVIDADE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

Os 597 movimentos de vertente inventariados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, determinam uma densidade média de 9,7 eventos por km² e uma área instabilizada correspondente a 2,8% da superfície total (Quadro 8).

A densidade mais baixa verifica-se na área-amostra de Pinheiro de Loures (7,7 movimentos por km²), enquanto as áreas-amostra do Trancão e de Calhandriz são as que apresentam as densidades mais elevadas (14,6 e 11,7 casos por km², respectivamente).

Quadro 8. Características gerais dos movimentos de vertente nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

Área-amostra	Número de movimentos (n)	Densidade (n/km ²)	Volume médio (m ³)	Volume total (m ³)	Área média (m ²)	Área total (m ²)	% da área total afectada
Fanhões	88	8,6	3 317	285 279	1 854	159 454	1,6
Trancão	104	14,6	1 718	178 653	1 344	139 753	2,0
Lousa	152	8,8	3 095	470 364	1 051	159 734	0,9
P.de Loures	121	7,7	1 473	176 777	1 364	163 686	1,0
Calhandriz	132	11,7	27 819	3 616 443	8 546	1 110 918	9,8
TOTAL	597	9,7	7 986	4 727 516	2 928	1 733 545	2,8

As duas últimas áreas-amostra são, igualmente, as que registam uma maior percentagem de superfície total afectada, parâmetro que reflecte, não apenas o número de movimentos, mas também a sua dimensão individual. Neste caso, a área-amostra de Calhandriz destaca-se, claramente, das restantes, com 9,8% de superfície total instabilizada, devido à grande dimensão dos movimentos de vertente aí existentes, como resulta evidente dos valores médios da área e volume dos terrenos afectados (Quadro 8).

A área-amostra do Trancão, apesar da elevada densidade, regista apenas 2% de superfície total instabilizada, facto indicativo da dimensão relativamente reduzida da maior parte dos movimentos de vertente presentes. Com efeito, os eventos desta área apresentam uma superfície média de 1344 m², superior apenas ao valor da área-amostra de Lousa, e um volume médio próximo dos 1700 m³, bastante aquém dos verificados nas áreas-amostra de Calhandriz, Fanhões e Lousa.

A área-amostra de Fanhões regista 1,6% de superfície total instabilizada, apesar da densidade dos movimentos ser relativamente baixa (8,6 casos por km²). A dimensão média dos eventos desta área (volume, 3317 m³; superfície, 1854 m²) fica apenas aquém da verificada em Calhandriz.

A percentagem da superfície total afectada é muito idêntica nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures (0,9% e 1,0%, respectivamente). A superfície média dos movimentos é mais elevada em Pinheiro de Loures, mas o volume médio é cerca de duas vezes maior em Lousa, indicando uma maior profundidade dos planos de ruptura na última área-amostra, particularmente no que se refere aos movimentos de maior dimensão.

A repartição dos diferentes tipos de movimentos nas áreas-amostra estudadas coloca em evidência os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral como a classe mais frequente, com 38% do número total de ocorrências (Quadro 9). Estes movimentos são dominantes nas áreas-amostra de Pinheiro de Loures e de Lousa (67% e 42% do número total de casos, respectivamente), onde os movimentos de vertente se localizam, com maior frequência, junto aos canais fluviais.

Os deslizamentos translacionais superficiais representam cerca de 35% do número total das manifestações de instabilidade e constituem o processo mais frequente nas áreas-amostra do Trancão, Fanhões e Calhandriz (56%, 47% e 36% do número total de casos, respectivamente).

Os deslizamentos translacionais que afectam o substrato rochoso representam cerca de 9% do número total de movimentos de vertente e evidenciam uma distribuição muito uniforme nas cinco áreas-amostra (Quadro 9).

Os deslizamentos rotacionais são menos frequentes que os anteriores (5% do total) e apenas adquirem uma maior expressão na área-amostra de Calhandriz (11% do número total de ocorrências), em relação, como já foi referido no ponto 2, com os afloramentos das “margas e argilas da Abadia” do Kimeridgiano inferior e médio.

Os movimentos complexos e compósitos representam, em conjunto, 9% do número total das manifestações de instabilidade e encontram-se melhor representados nas áreas-amostra de Calhandriz e de Pinheiro de Loures (Quadro 9).

Os movimentos complexos associados à erosão lateral representam mais de metade (52%) do número total de movimentos complexos e compósitos. Trata-se de manifestações de instabilidade iniciadas por deslizamento, desabamento ou balançamento nas margens dos cursos de água, com evolução retrogressiva por deslizamento translacional superficial, translacional ou rotacional. Estes movimentos são dominantes nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures, confirmando a localização preferencial dos movimentos de vertente junto aos canais fluviais, nestas duas áreas-amostra.

Os movimentos complexos e compósitos de tipo deslizamento translacional/deslizamento rotacional, com ou sem evolução para escoada, correspondem a cerca de 33% da classe dos eventos complexos e compósitos e integram

Quadro 9. Tipologia e número de ocorrências dos movimentos de vertente identificados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

TIPO DE MOVIMENTO	Código	ÁREA-AMOSTRA					TOTAL
		Fanhões	Trancão	Lousa	Pinheiro de Loures	Calhandriz	
Desabamento	1	1	1	3	1	2	8
Deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	31	24	64	81	29	229
Deslizamento rotacional	3	2	7	5	2	14	30
Deslizamento translacional	4	8	9	13	11	12	53
Deslizamento translacional superficial	5	41	58	48	13	48	208
Movimentos complexos associados à erosão lateral	6e	0	0	0	2	0	2
Movimentos complexos associados à erosão lateral	6b	3	2	1	8	1	15
Movimentos complexos e compostos de tipo deslizamento translacional - deslizamento rotacional, com ou sem evolução para escoada	6c	0	1	10	0	0	11
Movimentos complexos e compostos de tipo deslizamento translacional - deslizamento rotacional, com ou sem evolução para escoada	6a	1	2	1	3	11	18
Outros movimentos complexos com evolução para escoada	6g	0	0	0	0	2	2
Outros movimentos complexos com evolução para escoada	6f	1	0	1	0	0	2
Deslizamento rotacional - escoada	6d	0	0	0	0	4	4
Movimentos de vertente de tipo indeterminado	7	0	0	6	0	9	15
TOTAL (número de casos)		88	104	152	121	132	597

alguns dos maiores movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa como, por exemplo, os de Calhandriz, Quebradas e Albogas. Encontram-se particularmente bem representados na área-amostra de Calhandriz.

Os restantes movimentos complexos são em número reduzido e incluem eventos inicialmente activados por desabamento, deslizamento translacional superficial ou deslizamento rotacional, com transformação em escoada na sua parte terminal. Registe-se que os movimentos de tipo deslizamentos rotacional/escoada se restringem à área-amostra de Calhandriz, colocando novamente em evidência o desenvolvimento preferencial das rupturas rotacionais nas “margas e argilas da Abadia”.

O Quadro 10 apresenta uma classificação dos movimentos de vertente das áreas-amostra estudadas quanto ao estado de actividade. O estado de actividade reporta-se ao conhecimento acerca das datas de ocorrência das manifestações de instabilidade, necessário para a distinção fundamental entre movimentos activos e inactivos (WP/WLI, 1993a). Esta separação não é simples e baseia-se geralmente em decisões arbitrárias (Erskine, 1973; Varnes, 1978; Van Asch, 1980; Záruba e Mencl, 1982; Cooke e Dornkamp, 1990; WP/WLI, 1993a, 1993b; Flageollet, 1994).

A classificação adoptada para a caracterização do estado de actividade dos movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa tem em consideração os aspectos que determinam o ritmo temporal de desenvolvimento das manifestações de instabilidade, nomeadamente no que respeita ao regime da precipitação (Zêzere, 1997, 2000). Deste modo, são considerados activos todos os movimentos que denunciaram actividade nas últimas 3 décadas (posteriormente a 1967) e relativamente aos quais são expectáveis reactivações no futuro próximo. Os movimentos dormentes não sofreram reactivações nos últimos 30 anos, ainda que a informação recolhida no terreno conduza à conclusão da manutenção de um potencial de instabilidade. Consideram-se estabilizados os movimentos de vertente em que os factores de instabilidade foram anulados por intervenção antrópica, através da implementação de medidas correctivas efectivas.

Como se observa no Quadro 10, a grande maioria (71%) dos movimentos de vertente identificados nas cinco áreas-amostra estudadas sofreu a última activação

posteriormente a 1967, facto que conduz à sua classificação como activos. O maior número de movimentos activos foi identificado na área-amostra de Fanhões (84% do número de casos) e o menor na área-amostra de Calhandriz (67% do número de ocorrências).

Quadro 10. Classificação dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa quanto ao estado de actividade (frequências relativas definidas em função do número de casos em cada área-amostra).

Área-amostra	Estado de actividade			Total
	Activo	Dormente	Estabilizado	
Fanhões	84,1	14,8	1,1	100,0
Trancão	73,1	25,0	1,9	100,0
Lousa	69,1	30,3	0,6	100,0
P. de Loures	68,6	30,6	0,8	100,0
Calhandriz	66,7	31,8	1,5	100,0
TOTAL	71,3	27,5	1,2	100,0

Estes valores são indicadores da idade muito recente dos movimentos inventariados, facto que revela, naturalmente, um potencial de instabilidade muito relevante em qualquer das áreas-amostra. No entanto, a elevada frequência relativa dos movimentos activos deve ser interpretada tendo em consideração, quer os tipos de movimentos de vertente característicos da Região a Norte de Lisboa, quer o contexto natural e antrópico em que estão inseridos. Com efeito, os movimentos de vertente na região estudada são maioritariamente superficiais, pelo que os seus vestígios são rapidamente obliterados na paisagem. Este facto é acentuado pelas intensas e crescentes intervenções antrópicas a que toda a área está sujeita. Deste modo, é natural que a maior parte dos movimentos inventariados sejam muito recentes, pois são os que se conservam no terreno, sendo de admitir que um acompanhamento da dinâmica de vertentes da Região a Norte de Lisboa mais recuado no tempo conduzisse a um maior equilíbrio final entre as classes dos movimentos activos e dormentes.

Os movimentos dormentes detectados correspondem a 27,5% do número total das manifestações de instabilidade e representam mais de 30% dos casos identificados nas áreas-amostra de Calhandriz, Pinheiro de Loures e Lousa (Quadro 10). A maioria dos movimentos dormentes consiste em deslizamentos/desabamentos por erosão lateral,

activados durante o episódio de cheia rápida de Novembro de 1967 e não reactivados posteriormente.

O número de movimentos estabilizados nas cinco áreas-amostra estudadas é muito reduzido, correspondendo somente a 1% do total das manifestações de instabilidade (Quadro 10). Os valores destas classe são sistematicamente baixos em qualquer das áreas-amostra, colocando em evidência a quase inexistência de medidas correctivas, implementadas para controlar a instabilidade das vertentes. Este facto é tanto mais significativo, quando se sabe que boa parte dos deslizamentos é directamente condicionada por intervenções antrópicas desajustadas. As medidas correctivas, sempre de carácter pontual, restringem-se, geralmente, a movimentos de vertente responsáveis pela destruição de vias de comunicação, como acontece frequentemente na estrada que liga o Tojal a Bucelas, na área-amostra do Trancão.

3.3. MORFOMETRIA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

3.3.1. A correlação entre variáveis

O Quadro 11 representa os coeficientes de correlação, com nível de significância superior a 95%, de 16 atributos morfométricos do conjunto dos movimentos de vertente das cinco áreas-amostra estudadas.

Os parâmetros que reflectem a dimensão dos movimentos de vertente (DDNV, desnível; DCOM, comprimento; DLAR, largura; DPRO, profundidade do plano de ruptura; DARE, área; e DVOL, volume) registam, como seria de esperar, relações mútuas positivas e significativas. A variável área relaciona-se fortemente com o comprimento e desnível dos movimentos, enquanto que os parâmetros largura e profundidade do plano de ruptura apresentam correlações mais elevadas com o volume dos movimentos.

As correlações positivas do comando e comprimento das vertentes (VCOM e VDIS) com o conjunto de parâmetros atrás referidos (DDNV, DCOM, DLAR, DPRO, DARE e DVOL) revelam uma tendência para a concentração dos maiores movimentos nas vertentes mais importantes das áreas-amostra. Esta propensão foi verificada nas

Quadro 11. Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente das 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

Triângulo superior: coeficientes de correlação com nível de significância superior a 95%; triângulo inferior: número de casos. Dados de base normalizados por transformação logarítmica.

	VCOM	VDIS	DECO	CDIS	CALT	DDNV	DCOM	DLAR	DPRO	DARE	DVOL	I1	I2	I3	I4	I5
VCOM		0,81	0,18	0,46	0,09	0,29	0,28	0,19		0,27	0,23			0,12		-0,13
VDIS	362		-0,15	0,52	0,31	0,20	0,26	0,18	0,28	0,24	0,23			-0,14	-0,16	-0,17
DECO	597	362		-0,14			0,16		-0,09					0,66	0,15	0,16
CDIS	360	360	360						0,19		0,11	0,83	0,13			
CALT	564	337				0,49		0,35	0,76	0,20	0,42	-0,24	0,24		-0,25	-0,24
DDNV	325	325			304		0,88	0,57	0,60	0,84	0,80	-0,20	-0,41		-0,58	-0,58
DCOM	557	329	557			325		0,45	0,29	0,91	0,76	-0,19	-0,53	-0,45	-0,71	-0,74
DLAR	592	359			561	325	557		0,44	0,74	0,75	-0,15	-0,13	-0,21		
DPRO		306	521	304	501	302	520	521		0,42	0,70		0,24	-0,20	-0,33	-0,32
DARE	552	328			522	323	551	552	516		0,89	-0,13	-0,39	-0,36	-0,42	-0,43
DVOL	525	304			506	301	525	525	519	521			-0,15	-0,29	-0,36	-0,40
I1					336	323	327	357		326			0,14		0,20	0,15
I2					285	295	298	299	298	297	298	297		0,33	0,53	0,56
I3	323	323	323				323	323	300	321	300		295		0,40	0,42
I4		328	328		306	323	327		303	325	303	326	299	323		0,94
I5	330	327	330		307	323	330		307	330	306	325	297	321	325	

áreas de Calhandriz e de Lousa, enquanto que em Fanhões e no Trancão é apenas significativa para o atributo comando das vertentes. Na área-amostra de Pinheiro de Loures estas correlações não se verificam.

As variáveis que reflectem a dimensão dos movimentos de vertente, com a excepção de DPRO, apresentam correlações negativas fracas com o índice morfométrico I1, revelando uma tendência, pouco definida, para a diminuição do tamanho dos movimentos com a proximidade à base das vertentes. A relação foi detectada, para algumas das variáveis em questão, nas áreas-amostra do Trancão, Pinheiro de Loures e Lousa, mas não é significativa nas áreas de Fanhões e de Calhandriz, facto que justifica o fraco valor das correlações expressas no Quadro 11.

O declive original das vertentes instabilizadas (DECO) apresenta correlações muito fracas ou inexistentes com os atributos indicadores da dimensão dos movimentos, em reflexo da grande complexidade que caracteriza as relações entre as manifestações de instabilidade e aquela variável. Com efeito, o declive correlaciona-se de modo positivo com os parâmetros DDNV, DCOM e DARE na área-amostra do Trancão, e com DDNV e DVOL na área-amostra de Lousa, revelando uma tendência para o aumento da dimensão dos movimentos em função da inclinação das vertentes. No entanto, as correlações entre DECO e DCOM, DLAR, DPRO, DARE e DVOL são sistematicamente negativas na área-amostra de Calhandriz, indicando uma tendência rigorosamente oposta, enquanto que nas áreas de Fanhões e de Pinheiro de Loures as correlações entre os parâmetros em questão não são significativas.

As correlações dos atributos indicadores da dimensão dos movimentos de vertente com o índice morfométrico I3 são mais elevadas que as anteriores e podem ser utilizadas para avaliar a relação entre aquelas variáveis e o declive, visto que o índice em questão reflecte a inclinação da topografia das áreas instabilizadas. As correlações entre I3 e DCOM, DARE e DVOL são negativas, indicando uma tendência para a concentração dos movimentos de menor dimensão em vertentes com declive mais acentuado. Esta relação foi verificada nas áreas-amostra de Calhandriz, Fanhões e Pinheiro de Loures, mas não existe nas áreas do Trancão e de Lousa, confirmando que a relação entre os movimentos de vertente e o declive nestas duas áreas-amostra se reveste de particularidades distintas das observadas nas restantes áreas estudadas em pormenor.

Os parâmetros comprimento, área e volume dos movimentos registam correlações negativas com os índices morfométricos I4 e I5, indicadoras de que os movimentos de vertente de maior dimensão tendem a apresentar uma forma alongada. Esta relação é nítida nas áreas-amostra de Fanhões, Calhandriz, Pinheiro de Loures e Lousa, e menos bem definida na área do Trancão.

As correlações positivas dos índices morfométricos I4 e I5 com o índice I3 indicam que os movimentos com forma mais alongada apresentam, tendencialmente, declives mais suaves, facto que reforça, indirectamente, as conclusões extraídas no estudo da relação entre a dimensão dos movimentos e o declive.

3.3.2. Os contrastes entre tipos de movimentos

A análise da variância¹ dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente das cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, agrupados em função do tipo de movimento, forneceu resultados estatisticamente significativos para a generalidade das variáveis (Quadro 12).

Os parâmetros que reflectem a grandeza das manifestações de instabilidade colocam em evidência os deslizamentos rotacionais (área média, 10 625 m²; volume médio, 46 294 m³) e os movimentos complexos e compósitos (área média, 9 747 m²; volume médio, 42 998 m³), como os movimentos de vertente de maior dimensão da Região a Norte de Lisboa, em claro contraste com os deslizamentos translacionais superficiais (área média, 557 m²; volume médio, 267 m³) e com os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (área média, 397 m²; volume médio, 595 m³). Os deslizamentos translacionais encontram-se numa situação intermédia entre os dois conjuntos anteriores, com área e volume médios de, respectivamente, 4 154 m² e 4 060 m³.

¹ A análise da variância permite a avaliação da variabilidade dos valores dos parâmetros numéricos, dentro de diferentes categorias ou grupos de variáveis categoriais como, por exemplo, os tipos de movimentos de vertente ou as unidades litológicas instabilizadas. Esta técnica, muito utilizada por autores italianos (Carrara *et al.*, 1977a, 1977b, 1982; Agnesi *et al.*, 1983; Sorriso-Valvo *et al.*, 1994) constitui uma ferramenta fundamental para a comparação entre médias de diferentes grupos de indivíduos, indicando em que casos as variações observadas são estatisticamente significativas ou meramente aleatórias.

Quadro 12. Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way ANOVA*) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente das 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, agrupados em função do tipo de movimento.

VARIÁVEL		TIPO DE MOVIMENTO						F
		1	2	3	4	5	6	
VALT (m)	média	213,4	204,6	269,9	234,8	223,8	266,5	10,08
	std	98,0	86,5	46,6	59,5	67,8	51,7	(p<0,01)
	N	8	229	30	53	208	54	
VCOM (m)	média	75,4	84,7	127,1	107,2	100,2	136,2	11,50
	std	45,0	58,3	52,6	43,5	53,5	59,1	(p<0,01)
	N	8	229	30	53	208	54	
VDIS (m)	média			410,6	461,4	367,1	551,6	8,77
	std	-----	-----	182,1	233,7	247,3	323,4	(p<0,01)
	N			30	53	208	54	
DECO (°)	média	30,6	16,9	19,3	17,1	22,6	20,4	16,04
	std	10,2	9,8	7,2	7,0	7,6	8,2	(p<0,01)
	N	8	229	30	53	208	54	
CDIS (m)	média			220,3	241,8	199,5	267,4	2,63
	std	-----	-----	129,1	222,9	205,1	248,2	(0,01<p<0,05)
	N			30	53	208	54	
SDIS (m)	média			86,0	137,5	147,3	120,7	6,12
	std	-----	-----	118,7	137,0	183,4	201,7	(p<0,01)
	N			29	52	202	49	
CALT (m)	média	3,2	3,2	2,4	2,4	1,1	4,2	52,16
	std	3,3	2,7	2,1	1,7	0,8	4,5	(p<0,01)
	N	7	222	26	51	191	52	
CEXT (m)	média	26,4	42,0	79,1	48,8	31,5	86,5	28,03
	std	22,9	23,5	77,4	27,4	17,8	85,8	(p<0,01)
	N	7	229	28	52	200	53	
DDNV (m)	média			28,4	19,3	8,5	31,1	64,63
	std	-----	-----	17,9	15,4	7,3	25,7	(p<0,01)
	N			29	52	195	48	
DCOM (m)	média	19,6	10,8	99,1	80,8	21,8	117,2	114,58
	std	18,3	8,5	82,9	68,4	15,5	154,6	(p<0,01)
	N	5	224	30	52	198	48	
DLAR (m)	média	29,2	42,3	99,3	56,9	32,6	90,8	35,51
	std	23,8	23,5	95,1	41,6	23,1	85,8	(p<0,01)
	N	6	229	30	53	206	54	
DPRO (m)	média	4,0	2,7	5,8	3,1	1,0	4,0	94,45
	std	4,3	1,9	4,9	1,7	0,5	3,4	(p<0,01)
	N	4	212	24	49	191	41	
DARE (m ²)	média	733,5	397,1	10624,7	4153,5	556,7	9747,1	90,01
	std	1090,5	609,8	24543,6	5598,9	712,0	27010,9	(p<0,01)
	N	4	221	30	52	197	48	
DVOL (m ³)	média	6388,3	594,9	46293,6	4060,2	266,7	42998,3	89,03
	std	11260,3	1587,7	146094,3	6081,1	317,4	202801,3	(p<0,01)
	N	4	219	24	49	189	41	
I1	média			0,52	0,48	0,53	0,55	0,81
	std	-----	-----	0,2	0,3	0,3	0,3	(n.s.)
	N			30	53	208	54	
I2	média			7,49	5,94	7,20	7,35	0,46
	std	-----	-----	6,3	4,2	8,8	6,4	(n.s.)
	N			24	45	189	40	
I3	média			0,32	0,28	0,42	0,38	10,23
	std	-----	-----	0,1	0,1	0,2	0,2	(p<0,01)
	N			29	52	193	48	
I4	média			1,13	1,01	2,26	1,12	17,10
	std	-----	-----	0,9	0,8	3,2	0,8	(p<0,01)
	N			30	52	197	48	
I5	média			0,88	0,81	1,21	0,87	13,16
	std	-----	-----	0,3	0,3	0,9	0,3	(p<0,01)
	N			30	52	197	47	

Código dos tipos de movimento: ver Quadro 9.

std: desvio padrão; N: número de casos; F: resultados do teste F da análise da variância e respectivos níveis de significância, determinados a partir da transformação logarítmica dos dados de base (n.s., não significativo; 0,01<p<0,05, nível de significância entre 95% e 99%; p<0,01, nível de significância superior a 99%).

Os índices morfométricos I4 e I5, indicadores da forma dos movimentos de vertente, definem um contraste evidente entre os deslizamentos translacionais superficiais, com forma mais próxima do círculo, e os restantes deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos, que tendem a apresentar uma fisionomia mais alongada. Esta observação confirma, no essencial, as conclusões extraídas da análise da correlação entre os atributos que reflectem a forma e a dimensão das manifestações de instabilidade.

As diferenças entre os valores médios do comando e comprimento das vertentes instabilizadas pelos vários tipos de movimentos são estatisticamente significativas e confirmam a tendência, já referida na análise da correlação, para a concentração dos movimentos de maior dimensão nas vertentes mais importantes das áreas-amostra. Registe-se que esta relação é bastante mais sensível para o comando das vertentes (válida em todas as áreas-amostra, com a excepção de Pinheiro de Loures), do que para o seu comprimento (diferenças com significado estatístico apenas na área-amostra de Calhandriz).

As vertentes afectadas pelos vários tipos de movimentos apresentam contrastes significativos quanto ao declive médio, correspondendo o valor mais elevado, naturalmente, aos desabamentos (31°). Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral registam o declive médio mais baixo (16,9°), facto que se justifica pela sua localização sistemática junto à base das vertentes.

O Quadro 13 sintetiza os resultados de uma análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos de todos os deslizamentos simples das cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa². As funções discriminantes, explicadas pelo conjunto de variáveis que inclui a profundidade do plano de ruptura, desnível, área e volume dos movimentos, altura da cicatriz principal, índice morfométrico I5, distância entre a extremidade jusante do movimento e a base da vertente e declive original da vertente instabilizada, permitem a classificação correcta de 88% dos eventos, sendo particularmente eficazes na predição dos deslizamentos translacionais superficiais (96% de casos correctamente classificados). A primeira função, responsável por cerca de 95%

² A análise discriminante é a técnica multivariada mais empregue no estudo dos movimentos de vertente (Carrara *et al.*, 1977a, 1977b, 1982; Agnesi *et al.*, 1983; Haigh, 1984; Jibson e Keefer, 1989; Sorriso-Valvo *et al.*, 1994). O objectivo da sua utilização consiste em determinar se há variáveis capazes de estabelecer diferenciações entre grupos de movimentos de vertente, definidos, por exemplo, em função do tipo de movimento ou dos tipos litológicos envolvidos.

da discriminação total, é fundamentalmente explicada pela profundidade dos planos de ruptura e discrimina os deslizamentos translacionais superficiais dos restantes. A segunda função relaciona-se mais fortemente com a área, volume e desnível dos movimentos e separa melhor os deslizamentos translacionais dos rotacionais.

Quadro 13. Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

Função discrimin.	Eigen Values	%	Atrib. morfom. discriminantes	coef. estandard. func. discriminatórias		Grupo actual	Grupo predito (%)		
				função 1	função 2		d. rotacion.	d. transl.	d. trans.superf.
1	1,69	94,6	DPRO	0,99	0,36	d. rotacion.	52,9	47,1	0,0
2	0,10	5,4	DARE	0,30	1,84	d. transl.	14,3	69,0	16,7
			DECO	-0,24	-0,24	d. trans. superf.	0,0	3,6	96,4
			CALT	-0,32	0,41				
			DDNV	0,32	-1,04				
			DVOL	-0,12	-1,57				
			SDIS	-0,09	0,34				
			I5	0,07	-0,45				

casos correctamente classificados: 87,9%

3.3.3. Os contrastes entre áreas-amostra

O Quadro 14 sintetiza as características morfométricas da totalidade dos movimentos de vertente e evidencia contrastes significativos entre as cinco áreas-amostra, para a generalidade das variáveis consideradas.

Os movimentos de maior dimensão verificam-se nas áreas de Calhandriz e de Fanhões, reflectindo a posição de destaque que estas duas áreas-amostra apresentam no conjunto dos deslizamentos translacionais, deslizamentos rotacionais e movimentos complexos e compósitos.

Os deslizamentos e movimentos complexos e compósitos das áreas-amostra de Calhandriz e do Trancão têm uma forma predominantemente alongada, contrastando com os da área de Fanhões, cuja fisionomia se aproxima mais do círculo. Esta diferença é menos sensível para os deslizamentos translacionais superficiais que apresentam, quase sempre, uma largura superior ao comprimento, em todas as áreas-amostra.

As vertentes instabilizadas nas áreas de Calhandriz e do Trancão apresentam extensões e comandos mais acentuados que as restantes, sendo o contraste maior com as áreas de Lousa e Fanhões.

Quadro 14. Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos da totalidade dos movimentos de vertente, agrupados em função das áreas-amostra.

VARIÁVEL		ÁREA-AMOSTRA					F
		Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	
VALT (m)	média	184,6	195,8	210,4	226,2	287,0	32,23 (p<0,01)
	std	85,6	68,0	67,7	67,7	44,6	
	N	88	104	152	121	132	
VCOM (m)	média	65,9	115,7	83,3	94,0	135,0	24,34 (p<0,01)
	std	39,5	56,8	46,0	57,3	56,7	
	N	88	104	152	121	132	
VDIS (m)	média	344,9	424,4	320,5	409,5	531,0	7,64 (p<0,01)
	std	221,5	215,4	192,8	314,1	305,7	
	N	56	79	86	40	101	
DECO (°)	média	17,4	20,9	20,3	17,6	22,0	8,83 (p<0,01)
	std	8,1	7,4	8,7	10,9	8,9	
	N	88	104	152	121	132	
CDIS (m)	média	163,2	274,2	179,5	283,7	197,7	3,99 (p<0,01)
	std	186,2	222,4	188,0	324,8	191,4	
	N	56	79	86	40	101	
SDIS (m)	média	137,3	112,4	92,3	65,4	230,1	5,16 (p<0,01)
	std	160,3	110,9	107,7	97,7	254,8	
	N	56	75	79	39	85	
CALT (m)	média	2,2	1,8	2,4	3,2	2,9	9,18 (p<0,01)
	std	3,4	1,3	2,5	3,1	2,4	
	N	69	103	148	119	125	
CEXT (m)	média	44,1	40,0	40,6	41,3	60,1	3,01 (0,01<p<0,05)
	std	26,4	24,2	25,1	25,6	70,4	
	N	80	103	151	120	129	
DDNV (m)	média	12,2	14,4	12,0	18,1	19,9	3,45 (p<0,01)
	std	14,1	13,8	12,3	20,7	20,3	
	N	51	72	79	38	85	
DCOM (m)	média	32,2	32,9	24,7	27,7	60,0	9,81 (p<0,01)
	std	62,2	43,1	30,0	58,6	103,8	
	N	83	99	145	114	116	
DLAR (m)	média	53,5	40,9	41,2	42,6	63,4	3,83 (p<0,01)
	std	45,9	24,3	26,3	25,9	76,7	
	N	85	104	151	121	131	
DPRO (m)	média	2,3	1,8	2,4	2,6	2,6	6,30 (p<0,01)
	std	3,6	1,3	2,4	2,0	2,2	
	N	77	97	142	104	101	
DARE (m ²)	média	1854,1	1343,8	1050,9	1364,1	8545,5	12,03 (p<0,01)
	std	5272,1	3242,3	1843,3	4563,5	29174,8	
	N	86	104	152	120	130	
DVOL (m ³)	média	3317,2	1717,8	3094,5	1473,1	27818,8	10,70 (p<0,01)
	std	11828,9	5783,2	14494,7	4986,0	134747,2	
	N	86	104	152	120	130	
I1	média	0,47	0,60	0,53	0,60	0,40	6,77 (p<0,01)
	std	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	
	N	56	79	86	40	101	
I2	média	7,19	5,99	7,15	7,60	7,82	0,36 (n.s.)
	std	9,1	3,8	7,1	7,2	10,2	
	N	46	68	76	33	76	
I3	média	0,38	0,38	0,39	0,37	0,38	0,23 (n.s.)
	std	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	
	N	50	72	79	37	85	
I4	média	2,54	1,74	1,80	1,52	1,51	4,17 (p<0,01)
	std	4,3	1,8	2,6	2,3	1,7	
	N	51	74	79	37	87	
I5	média	1,22	1,04	1,08	1,21	0,95	9,55 (p<0,01)
	std	0,8	0,5	0,6	1,5	0,4	
	N	52	74	81	37	86	

Nota: As áreas e volumes em falta no banco de dados original foram calculados por correlação.

F: resultados do teste F da análise da variância e respectivos níveis de significância, determinados a partir da transformação logarítmica dos dados de base (n.s., não significativo; 0,01<p<0,05, nível de significância entre 95% e 99%; p<0,01, nível de significância superior a 99%).

Os movimentos de vertente da área de Calhandriz apresentam, igualmente, o declive médio mais elevado (22°), contrastando, fundamentalmente, com os eventos das áreas de Fanhões e de Pinheiro de Loures (declive médio de 17° e 18°, respectivamente).

O Quadro 15 sintetiza os resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos do conjunto dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos verificados nas cinco áreas-amostra. O número de casos correctamente classificados é relativamente baixo (58%), facto que indica um reduzido contraste entre os movimentos de vertente agrupados por área-amostra. Para além disso, o peso dos parâmetros ligados à morfologia das vertentes (altitude, comando e comprimento) é muito acentuado no modelo discriminante, como se verifica pelos elevados coeficientes estandardizados daquelas variáveis com as duas primeiras funções, que explicam mais de 82% da discriminação total.

Quadro 15. Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

Função discrim.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	coef. estandard. funç. discriminatórias				Grupo actual	Grupo predito (%)				
				função 1	função 2	função 3	função 4		Fanh.	Tran.	Lous.	P. Lour.	Calh.
1	0,53	53,8	VALT	-1,11	0,08	-0,02	-0,18						
2	0,28	28,6	VCOM	0,45	-1,73	0,05	0,00	Fanh.	43,2	10,8	21,6	2,7	21,6
3	0,13	13,5	SDIS	-0,41	-0,05	-0,22	-1,15	Tran.	4,7	82,8	7,8	0,0	4,7
4	0,04	4,1	VDIS	0,10	1,30	-0,64	1,35	Lous.	11,7	25,0	46,7	5,0	11,7
			DLAR	1,10	0,38	-1,28	-0,55	P.Lour.	17,4	21,7	30,4	13,0	17,4
			DVOL	-1,22	-0,23	0,76	0,78	Calh.	4,8	1,6	14,3	12,7	66,7
			I5	-0,63	0,09	0,33	0,04						
			CDIS	0,38	-0,16	0,13	-1,03						

casos correctamente classificados: 57,5%

A restrição da análise aos atributos que exprimem a dimensão e a forma dos movimentos de vertente, permite a predição correcta de apenas 36% dos eventos, confirmando a fraca diferenciação morfométrica que os movimentos de vertente evidenciam, quando agrupados por áreas-amostra.

3.4. OS FACTORES CONDICIONANTES DA INSTABILIDADE

3.4.1. A litologia

A distribuição de frequências dos movimentos de vertente pelas unidades litológicas consideradas nas cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, coloca em evidência quatro tipos litológicos particularmente susceptíveis às manifestações de instabilidade (Quadro 16).

As escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa (unidade litológica 8), presentes nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures, incluem mais de 40% dos movimentos de vertente, com particular destaque para os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral. Como se vê na Fig. 21, esta classe de movimentos representa 54% dos eventos desencadeados na unidade litológica.

Quadro 16. Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa por unidades litológicas (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	UL1	UL2	UL3	UL4	UL5	UL6	UL7	UL8	UL9	2 ou mais UL	Total
1	0,0	0,0	25,0	0,0	0,0	37,5	0,0	12,5	25,0	0,0	100,0
2	9,2	0,0	3,1	0,0	0,0	18,3	0,9	56,8	8,3	3,5	100,0
3	30,0	0,0	6,7	0,0	3,3	20,0	0,0	13,3	0,0	26,7	100,0
4	9,4	0,0	9,4	0,0	0,0	34,0	0,0	39,6	0,0	7,5	100,0
5	4,3	0,5	13,0	0,0	1,4	34,1	0,0	31,7	1,4	13,5	100,0
6	1,9	0,0	22,2	0,0	0,0	31,5	0,0	35,2	0,0	9,3	100,0
7	0,0	0,0	40,0	0,0	0,0	40,0	0,0	0,0	0,0	20,0	100,0
Conjunto dos movimentos	7,5	0,2	10,2	0,0	0,7	27,3	0,3	40,4	4,0	9,4	100,0

Código dos tipos de movimento: ver Quadro 9.

UNIDADES LITOLÓGICAS: UL1, margas e argilas da Abadia (Kimeridgiano inferior e médio); UL2, calcários corálicos de Amaral (Kimeridgiano superior); UL3, margas, calcários margosos e calcários (Kimeridgiano superior - Titoniano inferior); UL4, arenitos, margas e calcários (Titoniano); UL5, arenitos com intercalações calcárias (Barremiano superior - Aptiano); UL6, margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); UL7, calcários com rudistas (Cenomaniano superior); UL8, escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa, Neocretácico); UL9, calcários e brechas calcárias de Alfovelos, arenitos e conglomerados siliciosos (Paleogénico).

As margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (unidade litológica 6) afloram, igualmente, nas áreas-amostra atrás referidas, e integram cerca de 27% do número total de movimentos de vertente, com realce para os deslizamentos translacionais superficiais e deslizamentos translacionais. Com efeito, estes movimentos

representam, respectivamente, 44% e 11% dos eventos identificados na unidade litológica (Fig. 21).

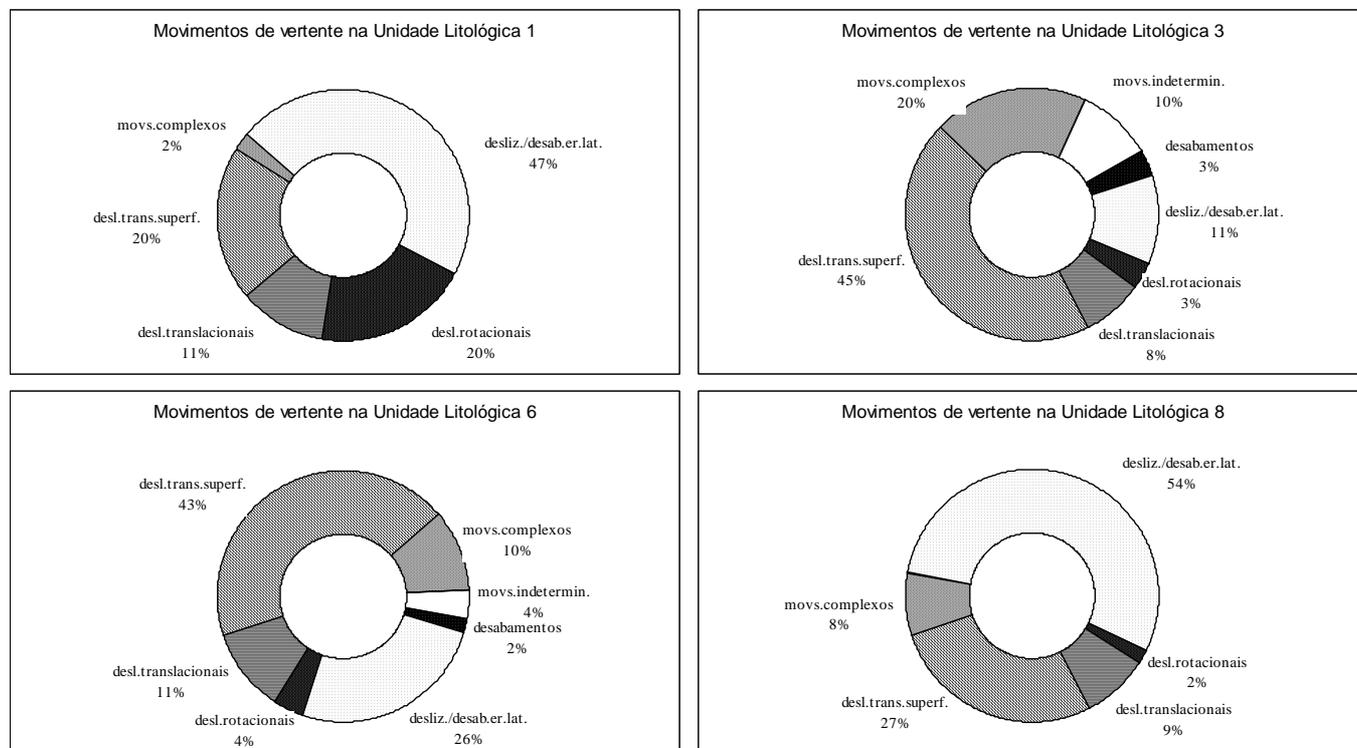


Fig. 21. Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

As margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Titoniano inferior (unidade litológica 3) afloram apenas na área-amostra de Calhandriz mas, mesmo assim, incluem mais de 10% do número total de manifestações de instabilidade. Os deslizamentos translacionais superficiais e os movimentos complexos e compósitos são preponderantes nesta unidade litológica representando, respectivamente, 44% e 20% das ocorrências (Fig. 21).

As “margas e argilas da Abadia” do Kimeridgiano inferior e médio (unidade litológica 1) restringem-se, igualmente, à área-amostra de Calhandriz. Embora a unidade litológica inclua apenas 7,5% dos movimentos de vertente, integra 30% do número total de deslizamentos rotacionais. Estes movimentos representam 20% dos

eventos verificados nestes afloramentos, sendo apenas ultrapassados pelos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (Fig. 21).

A densidade dos movimentos de vertente é máxima na unidade litológica 6, particularmente nas áreas-amostra de Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures (Quadro 17). Os valores observados nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa são, geralmente, bastante mais baixos que os anteriores, com a excepção do verificado na área de Fanhões. Na área-amostra de Calhandriz, a densidade de movimentos nas “margas e argilas da Abadia” aproxima-se das registadas nos afloramentos da Albiano - Cenomaniano médio, enquanto que a unidade litológica 3 apresenta valores semelhantes aos do Complexo Vulcânico de Lisboa (Quadro 17).

As densidades verificadas em qualquer das unidades litológicas são determinadas, no essencial, pelos movimentos mais frequentes na Região a Norte de Lisboa, que apresentam, como já foi referido, dimensões reduzidas. Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral são mais numerosos nas unidades litológicas 1 e 8, e os deslizamentos translacionais superficiais dominam nos afloramentos do Kimeridgiano superior - Titoniano inferior e do Albiano - Cenomaniano médio.

Quadro 17. Densidade dos movimentos de vertente nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa (n/km²).

UNIDADES LITOLÓGICAS	ÁREAS - AMOSTRA					Total
	Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	
UL1	não existente	não existente	não existente	não existente	13,5	13,5
UL3	não existente	não existente	não existente	não existente	9,9	9,9
UL6	7,9	43,6	16,8	12,5	não existente	18,3
UL8	11,2	8,4	8,0	7,8	não existente	8,6
TOTAL	8,6	14,6	8,7	7,7	11,7	9,7

Código das unidades litológicas: ver Quadro 16.

O Quadro 18 representa a percentagem de área afectada nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade. Este parâmetro, que reflecte fundamentalmente a dimensão dos movimentos de vertente, revela uma realidade distinta da definida a partir das densidades das manifestações de instabilidade.

A percentagem de área afectada é máxima nas unidades litológicas 3 e 1, confirmando a grande instabilidade que caracteriza a área-amostra de Calhandriz, no contexto da Região a Norte de Lisboa. Registe-se que 81% da superfície instabilizada na

unidade litológica 3 são justificados por apenas oito movimentos complexos de tipo deslizamento translacional/rotacional, enquanto que na unidade litológica 1, nove deslizamentos rotacionais são responsáveis por 85% da área total instabilizada.

Quadro 18. Percentagem de área afectada nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa.

UNIDADES LITOLÓGICAS	ÁREAS - AMOSTRA					Total
	Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	
UL1	não existente	não existente	não existente	não existente	6,7	6,7
UL3	não existente	não existente	não existente	não existente	12,5	12,5
UL6	3,8	5,1	2,0	4,9	não existente	3,1
UL8	11,2	8,4	8,0	7,8	não existente	0,9
TOTAL	1,6	2,0	0,9	1,0	9,8	2,8

Código das unidades litológicas: ver Quadro 16.

Nas áreas-amostra em terrenos cretácicos, a percentagem de superfície instabilizada é, sistematicamente, mais elevada na unidade litológica 6 (entre 2% e 5,1%) do que na unidade litológica 8 (entre 0,4% e 1,1%). Este facto indica que, para além de serem geralmente mais numerosos, os movimentos de vertente desencadeados nas margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio apresentam uma maior dimensão que os verificados nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa.

A generalidade dos parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente, agrupados por unidades litológicas, apresenta variações estatisticamente significativas (Quadro 19).

Os movimentos incluídos na unidade litológica 3 são os que apresentam maior dimensão, com área e volume médios superiores a 13 000 m² e 40 000 m³, respectivamente. Estes valores reflectem o peso de um pequeno número de movimentos de grande dimensão, onde se inclui, por exemplo, o movimento complexo de Calhandriz.

Os movimentos desencadeados na unidade litológica 1 apresentam, em média, áreas superiores a 4 900 m² e volumes acima de 22 700 m³. Note-se que estes movimentos registam o valor médio mais elevado para a profundidade dos planos de ruptura, devido à presença de um número considerável de deslizamentos rotacionais.

Quadro 19. Parâmetros estatísticos e análise de variância (*one way ANOVA*) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, agrupados por unidades litológicas.

VARIÁVEL		UNIDADE LITOLÓGICA				F
		UL1	UL3	UL6	UL8	
VALT	média	294,2	283,7	240,9	185,2	61,62
	std	39,9	47,8	46,4	76,2	(p<0,01)
	N	45	61	163	241	
VCOM	média	133,8	134,5	108,0	72,6	39,29
	std	38,5	70,4	46,5	48,1	(p<0,01)
	N	45	61	163	241	
VDIS	média	449,9	583,2	337,2	398,6	5,51
	std	155,7	364,5	163,2	275,2	(p<0,01)
	N	24	52	119	110	
DECO	média	16,3	25,2	22,0	17,9	19,00
	std	6,5	9,3	7,6	9,1	(p<0,01)
	N	45	61	163	241	
CDIS	média	286,5	141,8	193,7	253,7	6,99
	std	174,5	172,6	151,0	279,4	(p<0,01)
	N	24	52	119	110	
SDIS	média	92,9	328,5	91,3	123,5	5,48
	std	107,2	300,8	101,9	150,5	(p<0,01)
	N	16	38	111	107	
CALT	média	2,3	3,1	2,1	2,8	3,74
	std	1,8	2,6	2,2	3,1	(0,01<p<0,05)
	N	40	59	159	223	
CEXT	média	53,2	68,5	40,7	40,6	3,15
	std	64,4	84,9	22,8	25,9	(0,01<p<0,05)
	N	44	59	160	236	
DDNV	média	14,4	20,3	15,2	11,4	2,68
	std	15,0	24,1	16,2	11,9	(0,01<p<0,05)
	N	24	41	108	103	
DCOM	média	42,4	69,1	35,3	24,1	9,03
	std	70,7	136,4	57,0	41,2	(p<0,01)
	N	45	49	151	231	
DLAR	média	59,6	69,5	44,2	42,3	3,08
	std	80,3	85,7	29,8	30,5	(0,01<p<0,05)
	N	45	60	160	240	
DPRO	média	3,0	2,4	2,1	2,4	3,60
	std	1,9	2,3	2,1	2,1	(0,01<p<0,05)
	N	41	43	147	215	
DARE	média	4926,2	13125,6	1705,7	1052,5	13,95
	std	20162,0	38781,5	4320,2	3149,9	(p<0,01)
	N	45	59	161	241	
DVOL	média	22735,1	40262,0	3672,7	1142,5	12,07
	std	108125,4	174342,1	14984,4	3695,0	(p<0,01)
	N	45	59	161	241	
I1	média	0,63	0,27	0,56	0,53	17,16
	std	0,3	0,2	0,3	0,3	(p<0,01)
	N	24	52	119	110	
I2	média	7,94	9,13	6,65	7,09	1,04
	std	6,3	13,3	4,9	8,4	(n.s.)
	N	22	37	100	95	
I3	média	0,29	0,40	0,40	0,40	4,02
	std	0,2	0,2	0,2	0,2	(p<0,01)
	N	24	41	107	102	
I4	média	1,79	1,55	1,85	1,95	0,81
	std	2,2	1,6	2,4	3,3	(n.s.)
	N	24	42	108	103	
I5	média	0,95	1,02	1,16	1,10	7,96
	std	0,4	0,5	1,0	0,7	(p<0,01)
	N	24	41	109	104	

Nota: As áreas e volumes em falta no banco de dados original foram calculados por correlação.

Código das unidades litológicas: ver Quadro 16

F: resultados do teste F da análise da variância e respectivos níveis de significância, determinados a partir da transformação logarítmica dos dados de base (n.s., não significativo; 0,01<p<0,05, nível de significância entre 95% e 99%; p<0,01, nível de significância superior a 99%).

Os movimentos de vertente localizados nas unidades litológicas 6 e 8 são, em regra, bastante mais pequenos que os anteriores (Quadro 19). As áreas e os volumes médios confirmam a maior dimensão dos movimentos activados nas margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (1706 m²; 3673 m³), comparativamente às manifestações de instabilidade identificadas nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa (1053 m²; 1143 m³). Refira-se que a análise da variância limitada às áreas e volumes dos movimentos destas duas unidades litológicas forneceu resultados estatisticamente significativos, a um nível superior a 99%.

O índice morfométrico I5 indica que os movimentos presentes nas unidades litológicas 1 e 3 apresentam uma forma mais alongada do que os restantes. Este facto confirma a tendência, já referida na análise morfométrica, para a diminuição da circularidade em função da dimensão dos movimentos de vertente.

Os movimentos de vertente da unidade litológica 3 registam o declive médio mais acentuado (25°), contrastando com o verificado nas “margas e argilas da Abadia” (declive médio de 16°). Nos afloramentos cretácicos, o declive das vertentes instabilizadas nas escoadas basálticas e tufos vulcânicos é, em média, mais baixo que nas margas e calcários margosos (18° e 22°, respectivamente), com a excepção do verificado na área-amostra de Fanhões (Quadro 20).

Quadro 20. Declive médio dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8, nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures.

ÁREA-AMOSTRA	UL6	UL8
Fanhões	15,5°	18,6°
Trancão	22,6°	14,3°
Lousa	22,2°	18,3°
Pinheiro de Loures	28,7°	18,1°
TOTAL	22,0°	17,9°

UL6: margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio; UL8: escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa.

O Quadro 21 sintetiza os resultados de uma análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compostos observados nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

Quadro 21. Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8, nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

Função discrimin.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	coef. estandard. func. Discriminatórias			Grupo actual	Grupo predito (%)			
				função 1	Função 2	função 3		UL1	UL3	UL6	UL8
1	0,70	57,0	VALT	-0,68	0,25	0,29					
2	0,35	28,3	I1	-0,04	-0,70	-0,09	UL1	42,9	0,0	57,1	0,0
3	0,18	14,7	DECO	-0,36	0,11	-0,70	UL3	6,3	59,4	34,4	0,0
			DPRO	-0,21	-0,10	0,29	UL6	1,2	5,8	87,2	5,8
			CALT	-0,14	0,16	-0,12	UL8	1,5	9,2	30,8	58,5
			VDIS	-0,05	0,15	0,26					
			VCOM	-0,34	-0,09	0,02					
			SDIS	-0,07	0,43	0,23					
			DARE	-0,10	-0,10	0,09					

casos correctamente classificados: 70,0%

As duas funções discriminantes principais justificam mais de 85% da discriminação total. A primeira função relaciona-se principalmente com a altitude, comando e declive das vertentes instabilizadas e separa os movimentos da unidade litológica 8 dos restantes. A segunda função permite a individualização dos deslizamentos da unidade litológica 3, com base em parâmetros indicadores da posição dos movimentos nas vertentes instabilizadas (I1 e SDIS).

O modelo discriminante permite a classificação correcta de 70% dos eventos e revela-se particularmente eficaz na predição dos movimentos desencadeados nas margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (87% de casos correctamente classificados).

3.4.2. A estrutura geológica

O condicionalismo estrutural sobre os movimentos de vertente é fundamentalmente significativo nos deslizamentos translacionais e nos movimentos complexos ou compósitos com componente principal translacional, cujos planos de ruptura coincidem, em regra, com superfícies de estratificação.

O estudo da estrutura geológica enquanto factor condicionante dos movimentos translacionais foi efectuado, de um modo sistemático, nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, através da comparação entre os azimutes do sentido de inclinação das camadas e da exposição das vertentes instabilizadas.

A Fig. 22 representa os desvios verificados entre as duas variáveis em questão e coloca em evidência o intervalo entre 40° e 60° , que integra cerca de 36% das ocorrências. O número de eventos que registam uma quase concordância entre a exposição da vertente e o sentido de inclinação das camadas é, igualmente, significativo (16% do número total de casos). Estes movimentos verificam-se, maioritariamente, nas áreas-amostra de Pinheiro de Loures e de Fanhões. A Fig. 25 coloca ainda em evidência um número considerável de casos com desvios superiores a 80° (cerca de 7% do total). Estes movimentos concentram-se, fundamentalmente, na área de Lousa, onde alguns deslizamentos translacionais são mais condicionados por planos de falhas antigas, do que por superfícies de estratificação.

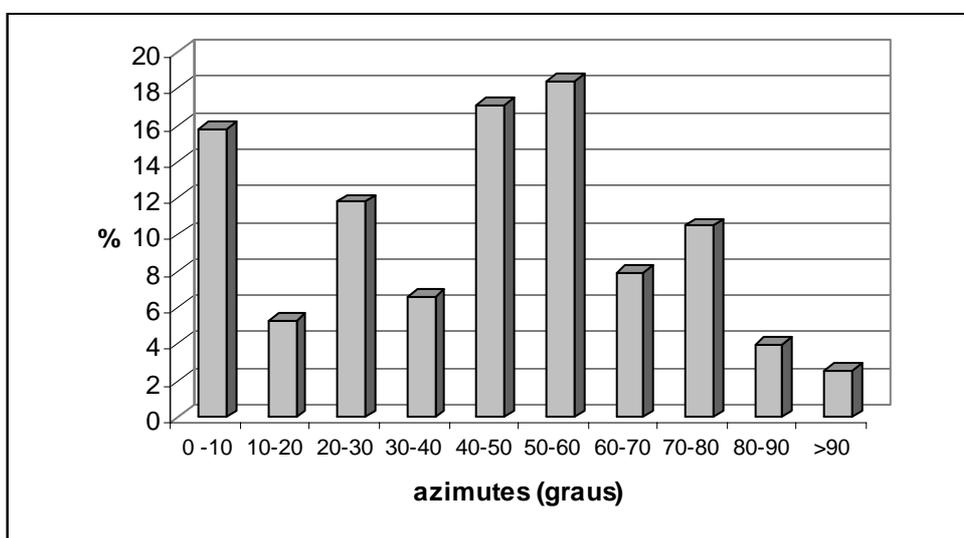


Fig. 22. Distribuição de frequências dos desvios entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais e movimentos complexos ou compósitos com componente principal translacional.

O estudo da relação entre o pendora das camadas e o declive das vertentes instabilizadas pelos movimentos translacionais que afectam o substrato rochoso está limitado às unidades litológicas de natureza sedimentar, devido à quase sistemática falta de dados para a primeira variável nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa. Considerando a grande concentração dos movimentos translacionais neste tipo litológico nas áreas de Lousa e de Pinheiro de Loures, optou-se por limitar esta análise aos movimentos das áreas-amostra de Fanhões, Trancão e Calhandriz.

Conforme se verifica na Fig. 23, o declive das vertentes instabilizadas é superior ao pendor das camadas em cerca de 85% dos casos, realizando uma condição geométrica altamente favorável ao desencadeamento dos movimentos translacionais (Van Asch, 1980).

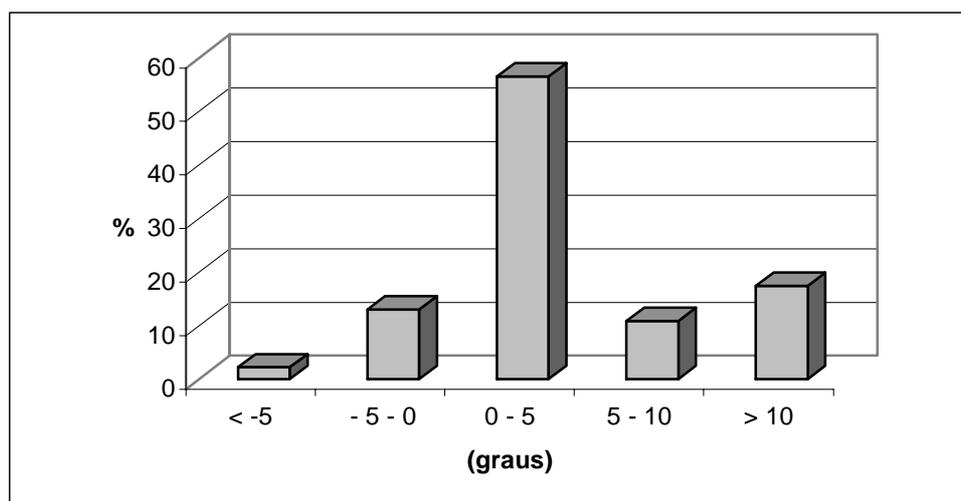


Fig. 23. Distribuição de frequências dos desvios entre o declive das vertentes e o pendor das camadas nos deslizamentos translacionais e movimentos complexos e compósitos com componente principal translacional das áreas-amostra de Fanhões, Trancão e Calhandriz.

3.4.3. O declive e a forma das vertentes

O condicionalismo do declive das vertentes sobre as manifestações de instabilidade da Região a Norte de Lisboa reveste-se de alguma complexidade, comprovada por contrastes sensíveis, quer entre os tipos de movimentos, quer entre as áreas-amostra, ou ainda entre as principais unidades litológicas.

A Fig. 24 representa as distribuições de frequências dos declives originais das vertentes instabilizadas pelos principais tipos de movimentos, no conjunto das cinco áreas-amostra estudadas.

Os deslizamentos translacionais superficiais destacam-se com um declive médio de 23° e com uma distribuição maioritariamente acima de 20° (63% dos casos). Os declives médios por área-amostra são sempre superiores a 21° (Quadro 22), sendo de

realçar os valores verificados nas áreas de Calhandriz e do Trancão (26° e 23°, respectivamente). O limiar de declive inferior varia entre 5° e 11°, enquanto que o superior está compreendido entre 33° e 42° (Quadro 22).

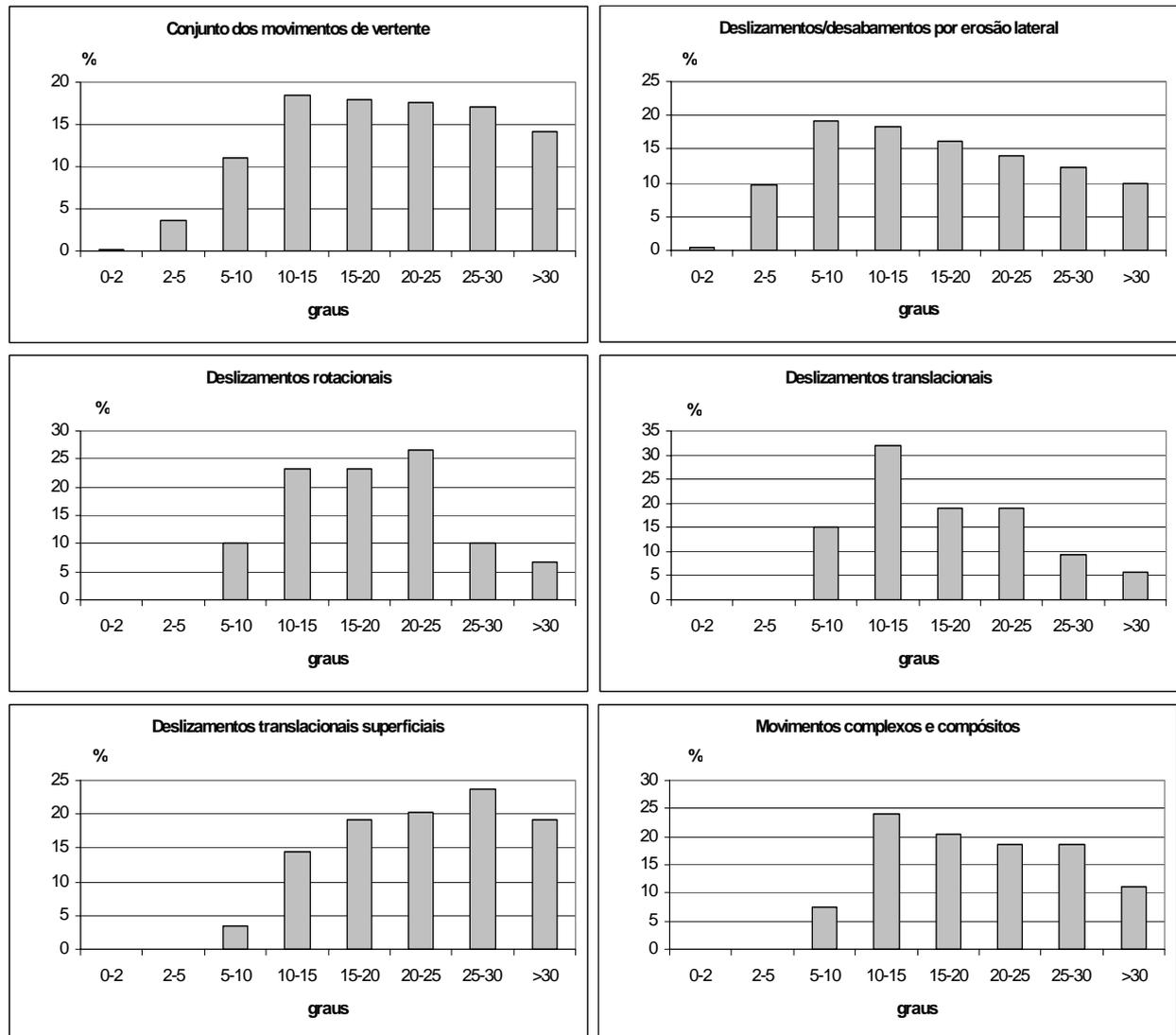


Fig. 24. Distribuição de frequências dos principais tipos de movimentos de vertente, em função do declive original das vertentes.

Os movimentos complexos e compostos apresentam um declive médio mais baixo (20°) e concentram-se, fundamentalmente, em vertentes com declive entre 10° e 30°. Refira-se que 61% dos movimentos complexos translacionais/rotacionais (os

maiores da Região a Norte de Lisboa) ocorrem no intervalo de 10° a 15°, representando a quase totalidade dos eventos complexos e compósitos verificados nesta classe de declive. Os movimentos da área de Fanhões registam um declive médio e um limiar inferior muito abaixo dos verificados nas restantes áreas-amostra (Quadro 22). Este facto justifica-se pelo domínio quase absoluto dos movimentos complexos com componente principal translacional naquela área-amostra. O limiar de declive inferior varia entre 7° na área de Fanhões e 19° na área do Trancão.

Quadro 22. Parâmetros estatísticos básicos dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente identificados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

TIPO DE MOVIMENTO		ÁREAS-AMOSTRA					
		Fanhões	Trancão	Lousa	Pinheiro de Loures	Calhandriz	Conjunto das áreas-amostra
2	Média	14,7°	15,9°	18,8°	15,4°	20,3°	16,9°
	desv.-pad.	8,4°	9,0°	9,4°	10,8°	8,3°	9,8°
	mínimo	3,2°	4,3°	2,5°	1,5°	7,5°	1,5°
	máximo	36,5°	37,3°	42,2°	45,0°	39,5°	45,0°
3	média	17,3°	23,1°	23,8°	14,0°	16,7°	19,3°
	desv.-pad.	0,2°	1,8°	10,7°	3,5°	6,2°	7,2°
	mínimo	17,0°	19,5°	5,6°	10,5°	8,2°	5,6°
	máximo	17,5°	24,6°	35,3°	17,5°	29,4°	35,3°
4	média	15,2°	18,6°	19,1°	21,3°	11,2°	17,1°
	desv.-pad.	4,5°	4,5°	7,5°	8,1°	2,4°	7,0°
	mínimo	8,4°	13,1°	6,1°	8,6°	8,5°	6,1°
	máximo	23,6°	25,4°	30,5°	34,4°	17,0°	34,4°
5	média	20,8°	22,6°	21,3°	22,0°	25,7°	22,6°
	desv.-pad.	7,7°	6,2°	7,7°	10,0°	7,4°	7,6°
	mínimo	8,3°	9,4°	5,4°	6,5°	11,4°	5,4°
	máximo	41,6°	33,4°	34,2°	35,3°	39,6°	41,6°
6	média	11,8°	24,8°	20,3°	22,4°	20,3°	20,4°
	desv.-pad.	3,4°	6,4°	7,2°	8,0°	8,5°	8,2°
	mínimo	7,1°	19,1°	9,4°	12,1°	9,1°	7,1°
	máximo	15,2°	36,5°	36,1°	36,5°	39,5°	39,5°
Conjunto dos movimentos	média	17,4°	20,9°	20,3°	17,6°	22,0°	19,8°
	desv.-pad.	8,1°	7,4°	8,7°	10,9°	8,9°	9,1°
	mínimo	3,2°	4,3°	2,5°	1,5°	7,5°	1,5°
	máximo	41,6°	37,3°	42,2°	45,0°	41,3°	45,0°

Código dos tipos de movimentos, ver Quadro 9.

Os deslizamentos rotacionais têm um declive médio de 19° e apresentam uma concentração mais significativa em vertentes com declive entre 10° e 25° (73% dos casos). O número de deslizamentos rotacionais identificados nas áreas-amostra em terrenos cretácicos é muito reduzido, pelo que o significado estatístico dos registos

efectuados é pouco relevante, particularmente nas áreas de Fanhões e Pinheiro de Loures, ambas com apenas duas ocorrências. Os declives médios mais elevados verificam-se nas áreas de Lousa e Trancão (acima de 23°), contrastando, fundamentalmente, com o valor observado na área de Calhandriz (Quadro 22). O limiar de declive inferior varia entre 6° e 19,5°, enquanto que o limiar superior é, quase sempre, mais baixo que o verificado para os movimentos complexos e compósitos (entre 17,5° e 35°).

Os deslizamentos translacionais apresentam um declive médio de 17° e uma concentração preponderante no intervalo entre 5° e 25° (85% dos casos). Com a excepção da área-amostra de Pinheiro de Loures, o declive médio das vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais é sempre inferior ao verificado para os movimentos referidos anteriormente (Quadro 22). Os valores médios mais baixos ocorrem nas áreas de Calhandriz e Fanhões, onde se encontram os deslizamentos translacionais de maior dimensão. O limiar de declive inferior varia entre 6° e 13°, e o superior entre 17° e 34° (Quadro 22). Este último parâmetro é mais baixo nas áreas de Calhandriz e Fanhões, condicionando os intervalos de variação mais reduzidos do conjunto das áreas-amostra.

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral registam um declive médio equivalente ao dos deslizamentos translacionais (17°) e uma maior concentração nas classes entre 5° e 20° (54% dos casos). Os limiares de declive apresentam uma dispersão sem equivalente nos outros tipos de movimentos de vertente, sendo de destacar o caso da área-amostra de Pinheiro de Loures, com limiar inferior de 1,5°, e superior de 45°.

Considerando a totalidade dos movimentos de vertente, verifica-se que o declive médio mais elevado corresponde à área de Calhandriz (22°). Este valor é justificado, no essencial, pelo declive geralmente acentuado dos movimentos mais numerosos e de menor dimensão (deslizamentos translacionais superficiais e deslizamentos/desabamentos por erosão lateral).

As vertentes instabilizadas nas áreas-amostra do Trancão e de Lousa registam um declive médio compreendido entre 20° e 21°. Embora o peso dos deslizamentos translacionais superficiais seja bastante relevante, os declives relativamente acentuados dos deslizamentos rotacionais e dos movimentos complexos e compósitos contribuem

de modo decisivo para o resultado final, colocando em evidência a tendência, já referida, para o aumento da dimensão dos movimentos em função da inclinação das vertentes, nestas duas áreas-amostra.

As áreas de Fanhões e Pinheiro de Loures apresentam declives médios mais baixos que as restantes (entre 17° e 18°), condicionados pelos valores geralmente reduzidos dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral. No caso da área-amostra de Fanhões, acrescentam-se os declives muito suaves das vertentes afectadas pelos movimentos complexos e compósitos.

O Quadro 23 ilustra alguns parâmetros estatísticos dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente, desencadeados nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade.

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral verificados nos terrenos do Kimeridgiano inferior - Titoniano superior (UL3) individualizam-se dos restantes pelos valores bastante elevados do declive médio e do limiar inferior (28° e 16°, respectivamente).

No que respeita aos deslizamentos rotacionais, verifica-se um contraste acentuado entre os movimentos presentes nas “margas e argilas da Abadia” e no Complexo Vulcânico de Lisboa (declive médio de 14,5°), e os eventos activados nos afloramentos do Kimeridgiano inferior - Titoniano superior e do Albiano - Cenomaniano médio (declive médio entre 25° e 26°). As diferenças entre estes conjuntos verificam-se, igualmente, nos limiares de declive inferior e superior (Quadro 23).

Os deslizamentos translacionais presentes nas unidades litológicas 1 e 3, exclusivas da área-amostra de Calhandriz, salientam-se das restantes pelos valores muito reduzidos do declive médio (entre 10° e 12°). Os intervalos de variação respectivos denunciam uma distribuição muito concentrada devido, principalmente, aos baixos valores do limiar de declive superior (12,5° na unidade litológica 1 e 17° na unidade litológica 3). Nos terrenos de idade cretácica, os deslizamentos translacionais registam limiares e declive médio mais elevados nas margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (Quadro 23).

Os declives médios dos deslizamentos translacionais superficiais, a exemplo do verificado para os deslizamentos rotacionais, colocam em destaque os terrenos do Kimeridgiano superior - Titoniano inferior e do Albiano - Cenomaniano médio,

contrastando com os afloramentos das “margas e argilas da Abadia” e do Complexo Vulcânico de Lisboa (Quadro 23).

Quadro 23. Parâmetros estatísticos básicos dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente desencadeados nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade, nas cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

TIPO DE MOVIMENTO	UNIDADES LITOLÓGICAS				
	UL1	UL3	UL6	UL8	
2	média	17,5°	28,2°	20,0°	16,8°
	desv.-pad.	7,0°	7,8°	9,2°	9,8°
	mínimo	7,5°	16,4°	7,5°	2,5°
	máximo	32,0°	39,5°	45,0°	45,0°
3	média	14,6°	25,4°	26,3°	14,5°
	desv.-pad.	6,1°	5,6°	6,6°	8,2°
	mínimo	8,2°	21,4°	18,4°	5,6°
	máximo	27,3°	29,4°	35,3°	24,4°
4	média	10,3°	11,9°	20,8°	16,7°
	desv.-pad.	1,6°	3,2°	6,6°	7,1°
	mínimo	8,5°	9,3°	11,4°	6,1°
	máximo	12,5°	17,0°	34,4°	30,5°
5	média	19,3°	26,9°	23,4°	19,6°
	desv.-pad.	5,4°	7,9°	6,3°	7,9°
	mínimo	11,4°	12,1°	8,3°	5,4°
	máximo	27,3°	39,6°	35,3°	41,6°
6	média	11,5°	19,9°	19,5°	21,4°
	desv.-pad.	---	10,1°	7,2°	8,9°
	mínimo	11,5°	9,1°	7,1°	9,4°
	máximo	11,5°	39,5°	36,5°	36,5°
Conjunto dos movimentos	média	16,3°	25,2°	22,0°	17,9°
	desv.-pad.	6,5°	9,3°	7,6°	9,1°
	mínimo	7,5°	9,1°	7,1°	2,5°
	máximo	32,0°	41,3°	45,0°	45,0°

Código dos tipos de movimentos, ver Quadro 9.

Código das unidades litológicas, ver Quadro 16.

Os declives médios e os limiares inferiores e superiores dos movimentos de vertente complexos e compósitos são relativamente semelhantes na generalidade das unidades litológicas (Quadro 23). A exceção verifica-se na unidade litológica 1 que, no entanto, integra apenas um movimento complexo, a que não se atribui qualquer significado estatístico.

Os Quadros 24 e 25 representam, respectivamente, as densidades dos movimentos de vertente e as percentagens de superfície instabilizada por classes de declive, nas cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

A densidade dos movimentos é inferior ao valor médio, em qualquer das áreas-amostra, nos terrenos com declive inferior a 10°. A área de Pinheiro de Loures é a única que inclui movimentos com declive inferior a 2°, enquanto que na área de Calhandriz não se observam manifestações de instabilidade abaixo de 5°.

As densidades mais elevadas verificam-se, sistematicamente, nas vertentes com declive superior a 20°, sendo de destacar o máximo absoluto de 89 movimentos por km² na classe de 25° a 30°, na área de Pinheiro de Loures. Como no caso das densidades observadas nas unidades litológicas, estes valores são fundamentalmente determinados pelos deslizamentos translacionais superficiais e deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

Quadro 24. Densidade dos movimentos de vertente por classes de declive nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa (n/km²).

CLASSES DE DECLIVE	ÁREA - AMOSTRA					
	Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	TOTAL
0 - 2°	0	0	0	0,8	0	0,1
2° - 5°	2,2	1,8	1,6	4,2	0	2,3
5° - 10°	3,0	6,2	2,9	3,9	2,5	3,4
10° - 15°	13,8	20,3	12,5	8,8	15,5	12,8
15° - 20°	18,5	18,9	12,8	7,4	7,7	11,9
20° - 25°	32,8	44,7	24,6	18,7	29,9	29,3
25° - 30°	45,9	29,0	55,9	89,1	67,4	51,8
> 30°	30,2	22,2	19,1	42,5	46,7	29,2
TOTAL	8,6	14,6	8,7	7,7	11,7	9,7

Quadro 25. Percentagem de área afectada por classes de declive nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

CLASSES DE DECLIVE	ÁREA - AMOSTRA					
	Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	TOTAL
0 - 2°	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2° - 5°	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1
5° - 10°	1,4	0,1	0,5	0,2	8,4	2,1
10° - 15°	2,8	2,2	0,6	3,2	13,7	8,1
15° - 20°	3,5	2,3	1,3	1,2	2,5	2,0
20° - 25°	1,9	10,9	4,5	4,0	7,7	5,9
25° - 30°	5,9	3,4	5,0	3,4	15,9	6,7
> 30°	2,5	1,1	1,6	1,3	10,0	3,2
TOTAL	1,6	2,0	0,9	1,0	9,8	2,8

As áreas-amostra de Calhandriz e Fanhões apresentam percentagens de superfície instabilizada bastante elevadas nas vertentes com declive superior a 25°. Os valores registados em Calhandriz são condicionados, fundamentalmente, por movimentos antigos de tipo indeterminado e por movimentos complexos dormentes de tipo rotacional/escoada, enquanto que em Fanhões são devidos, exclusivamente, a deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e deslizamentos translacionais superficiais.

As áreas-amostra do Trancão, Pinheiro de Loures e Lousa registam as percentagens de superfície instabilizada mais elevadas nas vertentes com declive compreendido entre 20° e 30°.

A classe de 20°-25° merece um realce particular na área do Trancão, com quase 11% de superfície instabilizada, largamente condicionados pelos deslizamentos rotacionais (os maiores da área-amostra).

Aquela classe de declive regista, igualmente, o valor mais elevado na área de Pinheiro de Loures (4%), em relação com a presença dos maiores deslizamentos translacionais. As percentagens de superfície afectada nas vertentes com declive superior a 25° são muito baixas nesta área-amostra, quando comparadas com as respectivas densidades, denunciando a dimensão muito reduzida dos eventos observados.

A classe de 25°-30° destaca-se na área de Lousa com 5% de superfície instabilizada, fundamentalmente determinados por deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e por movimentos antigos de tipo indeterminado.

As áreas-amostra de Calhandriz, Pinheiro de Loures e Fanhões evidenciam, ainda, superfícies instabilizadas bastante extensas nas vertentes com declives moderados (Quadro 25).

Em Calhandriz, destacam-se os valores relativos aos declives entre 5° e 15°, justificados pelos maiores movimentos de vertente da área-amostra (deslizamentos rotacionais e movimentos complexos translacionais/rotacionais).

Os movimentos complexos translacionais/rotacionais são, igualmente, fundamentais para explicar os 3,2% de superfície afectada nas vertentes com declive entre 10° e 15° na área de Pinheiro de Loures, valor relativamente elevado, quando comparado com a baixa densidade verificada.

Na área-amostra de Fanhões, salientam-se os registos relativos às vertentes com declive entre 10° e 20°, determinados, fundamentalmente, pelos deslizamentos rotacionais e translacionais.

A maioria das vertentes instabilizadas nas cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa apresenta perfil vertical rectilíneo (Quadro 26). Este facto é determinado, fundamentalmente, pelos registos relativos aos deslizamentos translacionais superficiais; com efeito, nas áreas-amostra do Trancão, Lousa e Calhandriz, os movimentos de maior dimensão, como os deslizamentos rotacionais, translacionais e movimentos complexos e compósitos são, quase sempre, maioritários em vertentes com perfil vertical côncavo.

Quadro 26. Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa em função do perfil das vertentes (frequências relativas definidas a partir do número de casos em cada área-amostra).

Área-amostra	Perfil vertical				Perfil horizontal			
	côncavo	rectilíneo	convexo	Total	côncavo	rectilíneo	convexo	Total
Fanhões	33,9	58,9	7,2	100,0	37,5	41,1	21,4	100,0
Trancão	43,0	50,6	6,3	100,0	53,2	29,1	17,7	100,0
Lousa	34,1	58,8	7,1	100,0	55,3	25,9	18,8	100,0
P. de Loures	12,8	82,1	5,1	100,0	69,2	23,1	7,7	100,0
Calhandriz	41,6	49,5	8,9	100,0	65,3	21,8	12,9	100,0
Total	35,8	60,0	7,2	100,0	56,4	27,5	16,1	100,0

Nota: Foram excluídos da análise os desabamentos e deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

A associação dos movimentos de vertente às concavidades topográficas é ainda mais evidente no que respeita ao perfil horizontal das vertentes (Quadro 26). A única excepção verifica-se na área-amostra de Fanhões onde, apesar de tudo, as frequências de ocorrência nas áreas côncavas são muito elevadas para os deslizamentos translacionais e para os movimentos complexos e compósitos.

A avaliação dos perfis das vertentes teve como objectivo a obtenção de uma informação indirecta acerca da importância do regime hidrológico do solo na dinâmica geomorfológica (Lessing *et al.*, 1983; Van Genuchten, 1989; Polloni *et al.*, 1991; Terlien, 1996). As concavidades topográficas são, naturalmente, as áreas onde a saturação do solo se atinge mais facilmente, devido à convergência da escorrência superficial e do escoamento sub-superficial.

A localização maioritária dos deslizamentos em vertentes côncavas, particularmente relevante no que respeita aos movimentos de maior dimensão, coloca, indirectamente, em evidência a redução da resistência ao corte, por aumento da pressão intersticial da água, enquanto factor fundamental da instabilidade geomorfológica da Região a Norte de Lisboa.

3.4.4. O coberto vegetal e o uso do solo

A maior parte dos movimentos de vertente inventariados nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa afecta terrenos actualmente incultos, com vegetação de porte herbáceo ou vegetação de porte arbustivo e matagal (Quadro 27). A frequência de ocorrência mais elevada nestas duas classes verifica-se na área do Trancão e a mais baixa na área de Pinheiro de Loures (90% e 48% dos casos, respectivamente).

Quadro 27. Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa por classes de coberto vegetal/uso do solo (frequências relativas definidas a partir do número de casos em cada área-amostra).

Área-amostra	VG1	VG2	VG3	VG4	VG1 + VG4	Total
Fanhões	39,8	29,5	2,3	19,3	9,1	100,0
Trancão	42,3	48,1	4,8	4,8	0,0	100,0
Lousa	43,4	27,0	18,4	9,2	2,0	100,0
P. de Loures	35,5	12,4	9,1	36,4	6,6	100,0
Calhandriz	21,2	31,8	26,5	10,6	9,8	100,0
Total	36,2	29,1	13,6	15,7	5,4	100,0

Código das classes de coberto vegetal/uso do solo: VG1, terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo; VG2, terrenos com vegetação de porte arbustivo e matagal; VG3, terrenos com vegetação de porte arbóreo (natural ou cultivada); VG4, terrenos cultivados (horta, vinha, cereal).

Os terrenos cultivados incluem cerca de 16% do número total de manifestações de instabilidade e são particularmente susceptíveis na área-amostra de Pinheiro de Loures (Quadro 27), nomeadamente no que respeita aos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

Os terrenos com vegetação arbórea, natural ou cultivada, integram apenas 14% do número total de movimentos e registam os valores mais significativos nas áreas de Lousa e Calhandriz (Quadro 27).

Conforme se observa no Quadro 28, nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão e Pinheiro de Loures, as densidades de movimentos mais elevadas verificam-se nos terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo ou arbustivo. As maiores

percentagens de superfície instabilizada registam-se, em qualquer destas áreas, nos incultos com vegetação de porte arbustivo e matagal (Quadro 29), sendo determinadas, essencialmente, pelos deslizamentos rotacionais e translacionais superficiais em Fanhões e no Trancão, e pelos deslizamentos translacionais mais profundos em Pinheiro de Loures.

Quadro 28. Densidade dos movimentos de vertente por classes de coberto vegetal/uso do solo nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa (n/km²).

Coberto vegetal/ /uso do solo	ÁREA - AMOSTRA					
	Fanhões	Trancão	Lousa	P.de Loures	Calhandriz	Total
VG1	7,1	14,1	11,9	11,3	11,3	10,8
VG2	22,8	37,1	15,6	8,9	12,3	16,9
VG3	2,6	4,4	16,7	4,4	39,1	11,5
VG4	6,7	4,9	2,4	6,8	3,6	4,8
TOTAL	8,6	14,6	8,7	7,7	11,7	9,7

Código das classes de coberto vegetal/uso do solo: ver Quadro 27.

Quadro 29. Percentagem de área afectada por classes de coberto vegetal/uso do solo nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

Coberto vegetal/ /uso do solo	ÁREA - AMOSTRA					
	Fanhões	Trancão	Lousa	P.de Loures	Calhandriz	Total
VG1	0,6	1,3	1,6	0,9	0,8	1,1
VG2	2,1	7,0	1,0	2,2	3,9	3,0
VG3	1,0	0,2	2,2	0,2	55,2	7,8
VG4	1,0	0,3	0,1	0,2	5,6	1,4
TOTAL	1,6	2,0	0,9	1,0	9,8	2,8

Código das classes de coberto vegetal/uso do solo: ver Quadro 27.

Nas áreas-amostra de Lousa e Calhandriz, os terrenos com vegetação de porte arbóreo registam as densidades mais elevadas, bem como as maiores percentagens de superfície instabilizada (Quadros 28 e 29).

Os eventos observados na área de Lousa correspondem, maioritariamente, a deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e movimentos complexos rotacionais desencadeados pelo trabalho de sapa dos cursos de água, pelo que é lícito concluir que o reforço da coesão dos terrenos por parte das raízes das árvores, é pouco efectivo para a estabilidade de vertentes sujeitas à erosão lateral.

A maior parte dos deslizamentos rotacionais e dos movimentos complexos translacionais/rotacionais da área de Calhandriz verifica-se em terrenos arborizados, determinando uma percentagem de superfície instabilizada sem equivalente nas outras

áreas-amostra (55%). Este valor, embora peque por excesso³, demonstra que a existência de um coberto vegetal arbóreo não contraria o desenvolvimento dos movimentos de vertente de maior dimensão da Região a Norte de Lisboa, cujos planos de ruptura se situam, geralmente, abaixo do limite atingido pelos sistemas radiculares das árvores.

Os terrenos cultivados registam densidades e percentagens de superfície instabilizada reduzidas, na generalidade das áreas-amostra (Quadros 28 e 29). Este facto pode ser interpretado como uma influência indirecta do factor declive, visto que a actividade agrícola se restringe, quase sempre, às vertentes com inclinação inferior a 10°.

3.4.5. As reactivações e a actividade antrópica

A existência de movimentos de vertente anteriores 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 cinco áreas-amostra estudadas em pormenor, foram identificados 153 movimentos de vertente reactivados, que representam 26% do número total de ocorrências (Quadro 30). Os registos mais elevados verificam-se nas áreas-amostra de Fanhões e Lousa (31% do número total de casos), e o mais baixo na área-amostra de Pinheiro de Loures (17% das 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 de cada tipo de movimento, respectivamente).

³ No processo de inventariação dos movimentos de vertente optou-se por considerar a classe VG3 sempre que existiam árvores nas áreas deslizadas. Deste modo, alguns dos maiores movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz foram incluídos neste grupo, embora afectem, em simultâneo, outros tipos de terrenos.

Quadro 30. Movimentos de vertente reactivados, identificados nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

ÁREA-AMOSTRA	NÚMERO DE CASOS	PESO NO CONJUNTO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE
Fanhões	27	31 %
Trancão	27	26 %
Lousa	47	31 %
Pinheiro de Loures	21	17 %
Calhandriz	31	24 %
TOTAL	153	26 %

A acção do Homem enquanto factor condicionante da instabilidade geomorfológica manifesta-se, na Região a Norte de Lisboa, através da abertura de taludes em vertentes potencialmente instáveis, para construção de estradas e de casas, não precedida de avaliações de estabilidade e de medidas preventivas de estabilização; na construção de aterros mal consolidados em posições topográficas desajustadas; e na modificação do traçado natural de cursos de água, sem consideração dos impactes nas condições de estabilidade dos canais artificialmente criados.

As cinco áreas-amostra estudadas incluem 117 movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção do Homem, correspondentes a 20% do número total das manifestações de instabilidade (Quadro 31). O peso das interferências antrópicas é particularmente sensível nos movimentos das áreas-amostra de Lousa e Fanhões (29% e 24% dos casos, respectivamente) e bastante reduzido nos eventos da área de Pinheiro de Loures (apenas 9% dos casos).

Os movimentos mais frequentemente condicionados por intervenções desajustadas correspondem aos deslizamentos translacionais superficiais e deslizamentos translacionais (37,5% e 30% do número total de eventos de cada tipo de movimento, respectivamente).

Quadro 31. Movimentos de vertente condicionados pela acção antrópica nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

ÁREA-AMOSTRA	NÚMERO DE CASOS	PESO NO CONJUNTO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE
Fanhões	21	24 %
Trancão	19	18 %
Lousa	44	29 %
Pinheiro de Loures	11	9 %
Calhandriz	22	17 %
TOTAL	117	20 %

4. O DESENCADEAMENTO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE: PAPEL DA PRECIPITAÇÃO

4.1. INTRODUÇÃO

A precipitação é referida na literatura científica como um dos principais factores desencadeantes dos movimentos de vertente e tem um papel determinante na Região a Norte de Lisboa, como se comprova pela quase absoluta restrição da instabilidade aos anos caracterizados por chuvas intensas e concentradas ou abundantes e prolongadas.

As primeiras referências ao papel da chuva no desencadeamento de movimentos de vertente na área em estudo encontram-se em Amaral (1968), que atribui o deslizamento do Mosqueiro (no vale do Rio Trancão, a jusante de Bucelas) às chuvadas intensas verificadas em Novembro de 1967.

Ferreira (1984) foi o primeiro autor a estudar, de modo aprofundado, as relações entre a precipitação e as manifestações de instabilidade da Região a Norte de Lisboa, estabelecendo uma distinção fundamental entre duas situações:

- a) chuvas intensas e concentradas, frequentes no Outono e em particular no mês de Novembro. As dificuldades de drenagem nas pequenas ribeiras são responsáveis por uma actividade geomorfológica muito intensa junto aos canais fluviais e por inundações nas áreas deprimidas;
- b) chuvas muito abundantes e persistentes registadas no Inverno e precedidas por um Outono chuvoso. Nestas condições, verifica-se a inundação do baixo vale do Tejo e o desencadeamento de deslizamentos profundos e generalizados na Região a Norte de Lisboa.

Ferreira (1984) preocupou-se, em particular, com a situação de Fevereiro de 1979, responsável pela activação de alguns dos maiores deslizamentos da região. Com

base nos registos da estação de Lisboa/Portela, o autor faz referência a 700 mm de precipitação acumulada desde o início de Setembro (valor superior ao nono decil) e a um superavit acumulado de 300 mm, considerando uma reserva útil do solo de 200 mm. Ferreira (1984) chama ainda a atenção para a significativa intensidade da precipitação registada imediatamente antes do desencadeamento dos movimentos de vertente, entre os dias 9 e 11 de Fevereiro de 1979.

Ferreira *et al.* (1987), Zêzere (1988, 1991) e Ferreira e Corominas (1995) confirmam o contraste entre os dois tipos de situação de fornecimento da água ao solo com capacidade para activar a instabilização das vertentes, a partir da comparação dos casos de Novembro de 1967, Fevereiro de 1979 e Novembro de 1983¹.

O clima da Região a Norte de Lisboa é caracterizado por uma grande irregularidade pluviométrica: “sucedem-se anos secos e muito húmidos, chuvadas muito intensas seguidas de longos períodos deficitários, o que torna as médias anuais e mensais bastante enganadoras” (Ferreira, 1984, p.486). A precipitação anual média aproxima-se de 730 mm e a chuva tende a concentrar-se de Outubro a Março (78% do total).

A análise do regime da precipitação da Região a Norte de Lisboa baseia-se numa série de 37 anos consecutivos de precipitação diária (1956/57 – 1992/93), do posto udométrico de S. Julião do Tojal, situado na Bacia de Loures a uma altitude de 12 metros.

4.2. DETERMINAÇÃO DE LIMIARES CRÍTICOS DE PRECIPITAÇÃO ANTECEDENTE

4.2.1. Metodologia adoptada

O estudo da relação entre a precipitação e as manifestações de instabilidade na Região a Norte de Lisboa inclui a reconstituição das chuvas acumuladas absolutas referentes a 1, 2, 3, 5, 10, 15, 30, 40, 60, 75, 90, 120 e 150 dias consecutivos, a determinação dos respectivos valores máximos anuais e a assunção do significado

¹ Refira-se que Corominas e Moya (1996) identificaram os mesmos dois padrões de precipitação no desencadeamento de movimentos de vertente nos Pirenéus Catalães.

probabilístico destes dados. Esta análise restringiu-se ao período do ano compreendido entre os meses de Setembro e Março, tendo em consideração a duração habitual da estação chuvosa em S. Julião do Tojal. Os períodos de retorno padrão dos eventos de chuva acumulada para as diferentes durações foram quantificados a partir da função de Gumbel e encontram-se representados no Quadro 32.

Quadro 32. Precipitação acumulada absoluta (mm), entre 1 e 150 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno (dados de S. Julião do Tojal).

Número de dias consecutivos	PERÍODOS DE RETORNO					
	5 anos	10 anos	25 anos	50 anos	100 anos	1000 anos
1	77,2	95,4	118,4	135,4	152,3	208,2
2	98,2	118,2	143,5	162,2	180,9	242,4
3	113,8	135,8	163,6	184,3	204,8	272,6
5	141,0	168,1	202,3	227,7	252,9	336,2
10	184,9	220,9	266,2	299,9	333,3	443,9
15	224,2	269,8	327,4	370,1	412,5	552,9
30	310,1	371,3	448,8	506,2	563,2	751,8
40	354,2	423,0	509,8	574,2	638,2	849,8
60	437,3	521,4	627,4	706,1	784,3	1042,8
75	482,7	576,4	694,7	782,5	869,6	1157,9
90	529,6	629,1	754,9	848,2	940,8	1247,3
120	626,1	741,9	888,0	996,5	1104,2	1460,4
150	720,3	853,8	1022,5	1147,6	1271,9	1682,8

Canuti *et al.* (1985) acentuam o papel determinante das chuvas verificadas imediatamente antes da ocorrência dos movimentos de vertente e propõem a introdução de uma função exponencial para expressar a diminuição da importância da precipitação com a distância temporal relativamente à data de interesse:

$$Q_i = \sum_{i=1}^n P_i \lambda^{n-1}$$

sendo:

Q_i = precipitação antecedente ponderada;

P_i = precipitação do dia i ;

λ = constante que regula o padrão do fenómeno no tempo;

n = número de dias que precede o evento.

Esta fórmula é muito semelhante à proposta por Crozier (1986, citado por Van Westen, 1993), que é adoptada neste trabalho, para a definição da precipitação acumulada ponderada:

$$Pax = KP1 + K^2P2 + \dots K^n Pn$$

sendo:

Pax = precipitação antecedente ponderada para o dia x ;

$P1$ = precipitação diária do dia anterior ao dia x ;

Pn = precipitação diária do dia n anterior ao dia x ;

K = constante empírica, geralmente considerada entre 0,8 e 0,9, que depende da capacidade de drenagem dos terrenos e das características hidrológicas da área em análise (Capecchi e Focardi, 1988).

O valor assumido para a constante K é de 0,9, facto que torna negligenciáveis os efeitos das chuvas verificadas para além de um período de 30 dias, em relação à data de interesse (Capecchi e Focardi, 1988). Deste modo, foram calculadas as chuvas acumuladas ponderadas para as durações de 5, 10, 15 e 30 dias, no período compreendido entre Setembro e Março. O cálculo dos respectivos valores máximos anuais, possibilitou a determinação de períodos de retorno (Quadro 33).

Quadro 33. Precipitação acumulada ponderada (mm) em 5, 10, 15 e 30 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno (dados de S. Julião do Tojal).

Número de dias consecutivos	PERÍODOS DE RETORNO					
	5 anos	10 anos	25 anos	50 anos	100 anos	1000 anos
5	119,3	142,0	170,6	191,8	212,9	282,6
10	133,2	158,4	190,3	214,0	237,5	315,2
15	141,9	169,6	204,6	230,6	256,4	341,7
30	149,4	178,4	215,0	242,2	269,1	358,4

A tentativa de determinação dos limiares críticos de quantidade/duração das precipitações, absolutas e ponderadas, baseia-se no estudo de eventos pluviosos particulares que, comprovadamente, desencadearam manifestações de instabilidade na Região a Norte de Lisboa. Foram seleccionadas as situações de 25 de Novembro de 1967, 9-11 de Fevereiro de 1979, 18-19 de Novembro de 1983, 22 e 25 de Novembro e

5 e 21 de Dezembro de 1989, caracterizadas pela activação da maior parte dos movimentos de vertente identificados no conjunto das áreas-amostra estudadas em pormenor (Quadro 34)².

Para cada situação particular estudada foram determinados os períodos de recorrência para as diferentes durações consideradas. De acordo com D'Ecclesis *et al.* (1991), considera-se que as combinações de quantidade de chuva acumulada (absoluta ou ponderada) / duração do período chuvoso que apresentam períodos de retorno mais elevados, são as mais significativas, do ponto de vista estatístico, para justificar a ocorrência dos movimentos de vertente, permitindo a determinação do chamado “período eficaz da precipitação” (D'Ecclesis *et al.*, 1991, p.154).

Quadro 34. Tipologia e frequência de ocorrência (número de casos) dos movimentos de vertente identificados no conjunto das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, desencadeados em 1967, 1979, 1983 e 1989.

TIPOS DE MOVIMENTOS DE VERTENTE	NOV. 1967	FEV. 1979	NOV. 1983	NOV./DEZ 1989
Desabamentos	----	1	----	3
Deslizamentos/desabamentos por erosão lateral	74	----	114	18
Deslizamentos translacionais superficiais	2	33	52	86
Deslizamentos translacionais	----	19	2	11
Deslizamentos rotacionais	1	7	2	11
Movimentos complexos e compósitos	2	11	8	15
TOTAL	79	71	178	144

4.2.2. A situação de 25 de Novembro de 1967

O ano climatológico de 1967-68 foi, globalmente, pouco chuvoso, com um total de 777 mm, pouco acima da precipitação média anual.

Os meses de Setembro e Outubro de 1967 foram marcados por uma secura acentuada, tendo registado apenas 61,4 mm em quatro dias de chuva (Fig. 25). No início de Novembro verificou-se uma sequência chuvosa de 5 dias, com 71,6 mm de

² Os meses de Dezembro de 1995 e Janeiro de 1996 foram marcados, igualmente, pelo desencadeamento de um grande número de manifestações de instabilidade na Região a Norte de Lisboa, mas não foram considerados neste trabalho devido à inexistência de dados divulgados para o posto udométrico de S. Julião do Tojal.

precipitação acumulada, a que se seguiram duas outras mais curtas e de menor intensidade (21,2 mm em 2 dias e 14,2 mm em 3 dias). No dia 25 de Novembro foram registados 4,5 mm e no dia 26, 137 mm, o segundo valor mais elevado em 37 anos de observações em S. Julião do Tojal.

Embora muito significativo, o quantitativo diário não espelha de forma categórica a extrema intensidade das precipitações: das 19 horas à meia-noite de 25 de Novembro, registaram-se 129 mm em Monte Estoril e 111 mm em S. Julião do Tojal, o que equivale a uma intensidade média horária superior a 20 mm, ao longo das 5 horas consideradas.

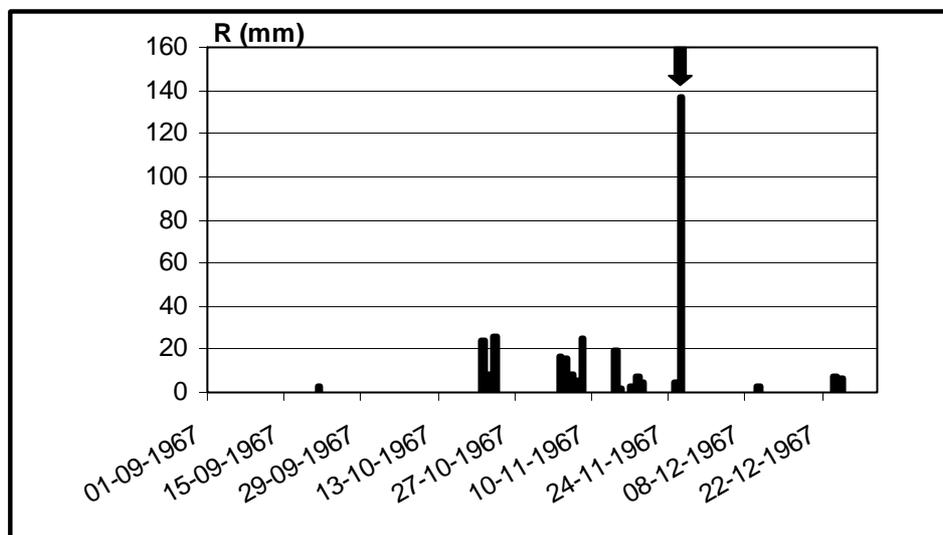


Fig. 25. Precipitações diárias em S. Julião do Tojal, entre Setembro e Dezembro de 1967. A seta marca a data de ocorrência dos movimentos de vertente.

Embora o solo não se encontrasse saturado por chuvas antecedentes (Zêzere, 1988), a intensidade da precipitação ultrapassou largamente a capacidade de infiltração dos terrenos. De acordo com Amaral (1968, p.81), “as chuvas caídas provocaram a formação de caudais demasiado elevados e densos que nem a rede de linhas de água naturais, nem de esgotos das áreas urbanizadas, por não estarem preparadas, foram capazes de escoar (...), a subida das águas foi extremamente rápida e durou menos de 12 horas (...), em muitos pontos, sobretudo quando encanadas pelas construções, as águas subiram a 2 m de altura”.

As consequências da cheia rápida de 25-26 de Novembro de 1967 foram absolutamente catastróficas, com mais de 400 mortes na região de Lisboa. A erosão dos leitos menores foi brutal, sendo responsável por múltiplos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral nas margens das ribeiras e barrancos. Conforme se verifica no Quadro 34, cerca de 94% dos movimentos de vertente identificados nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa e desencadeados em 1967, integram-se nesta classe.

As fortes intensidades da precipitação terão sido, igualmente, favoráveis à activação de deslizamentos translacionais superficiais, por redução da coesão aparente nos depósitos de vertente. No entanto, os seus vestígios já praticamente não se observam na paisagem, devido a uma rápida obliteração, por razões naturais e antrópicas.

A Fig. 26 comprova a fraca importância das chuvas antecedentes e o papel determinante da precipitação verificada num único dia. O Quadro 35 reforça esta observação, colocando em evidência o período de retorno de 55 anos para os 137 mm de precipitação registados no dia 26 de Novembro. Assinale-se que as chuvadas instantâneas verificadas em uma e duas horas na região de Lisboa (96 mm e 114 mm, respectivamente) têm períodos de recorrência ainda mais elevados, próximos dos 500 anos (Costa, 1986).

Quadro 35. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 25 de Novembro de 1967 (R - precipitação acumulada, absoluta e ponderada, em mm; P.R. - período de retorno, em anos).

Durações	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.
1 dia	137,0	55		
2 dias	141,5	23		
3 dias	141,5	13		
5 dias	141,5	5	141,1	10
10 dias	155,7	3	147,3	7,5
15 dias	176,9	2,5	153,3	6,5
30 dias	248,5	2,5	162,2	7
40 dias	307,4	3,5		
60 dias	307,4	2		
75 dias	309,9	1,7		
90 dias	309,9	1,5		
120 dias	317,9	1,3		
150 dias	317,9	1,2		

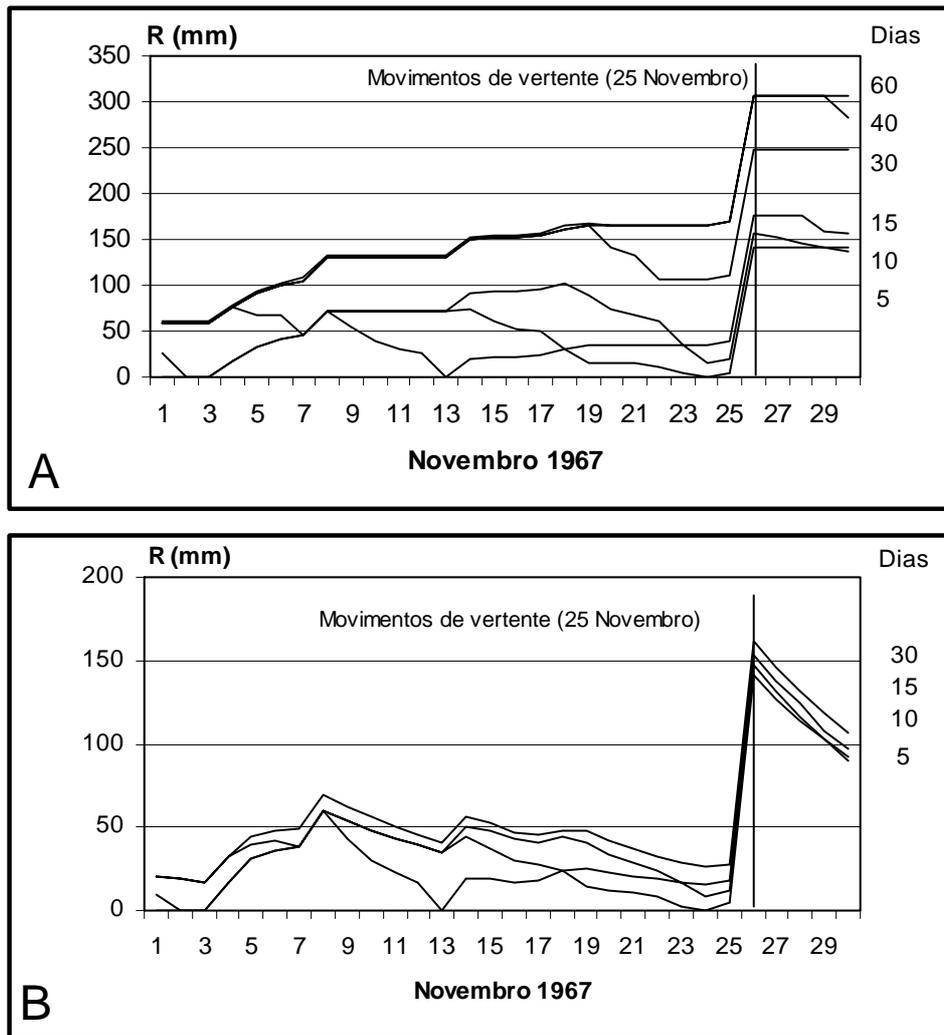


Fig. 26. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1967. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.2.3. A situação de 9-11 de Fevereiro de 1979

O ano climatológico de 1978-79 foi o mais chuvoso da série em análise, com um total de 1181,6 mm em S. Julião do Tojal.

Os meses de Setembro, Outubro e Novembro foram pouco pluviosos (Fig. 27), pelo que a precipitação acumulada no final de Novembro era apenas de 184,3 mm. Dezembro registou a precipitação mensal mais elevada (325 mm) e incluiu duas sequências chuvosas de duração prolongada (12 e 8 dias). No entanto, as precipitações diárias não foram demasiado intensas, tendo o valor dos 30 mm sido ultrapassado

somente em duas ocasiões (Fig. 27). Os primeiros dez dias de Janeiro de 1979 foram secos e, depois disso, iniciou-se uma longa sequência chuvosa, marcada por alguns dias com precipitação entre 20 e 30 mm, que culminou com chuvadas muito intensas em 9 e 10 de Fevereiro (102 mm em 48 horas).

O mês de Fevereiro de 1979 foi marcado pela maior inundação de que há memória no baixo vale do Tejo, cujo período de retorno foi avaliado em mais de 200 anos (Sobrinho, 1980). Na Região a Norte de Lisboa verificou-se uma intensa degradação do solo por processos de erosão hídrica (Zêzere, 1988) e o desencadeamento de um grande número de movimentos de vertente. O Quadro 34 coloca em evidência, para além dos deslizamentos translacionais superficiais, o número considerável de deslizamentos translacionais, deslizamentos rotacionais e movimentos complexos, identificados nas áreas-amostra estudadas em pormenor e activados em Fevereiro de 1979. Datam desta altura os maiores movimentos de vertente desencadeados recentemente na Região a Norte de Lisboa, como por exemplo, os movimentos de Calhandriz, Adanaia, Quebradas (Fanhões) e Albogas.

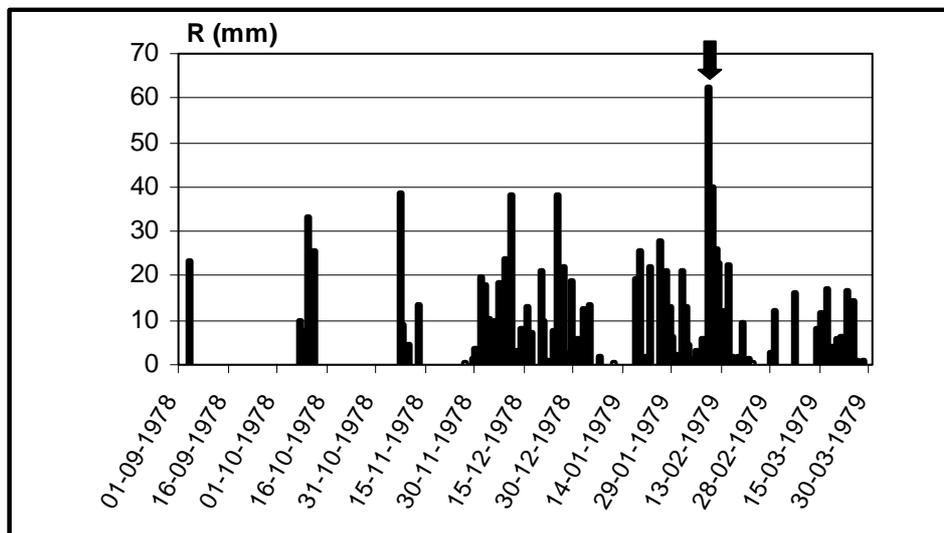


Fig. 27. Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1978 e Março de 1979. A seta marca a data de ocorrência dos movimentos de vertente.

O grande número de manifestações de instabilidade verificadas entre 9 e 11 de Fevereiro de 1979, em diferentes tipos litológicos, sugere que foi atingido um limiar

crítico de intensidade - duração da precipitação relativamente preciso, que não é igualado em todos os anos chuvosos (Ferreira *et al.*, 1996).

A Figura 28 reproduz as precipitações antecedentes, absolutas e ponderadas, do período mais chuvoso do ano climatológico de 1978-79 e ilustra bastante bem a importância das chuvas acumuladas na situação verificada no mês de Fevereiro.

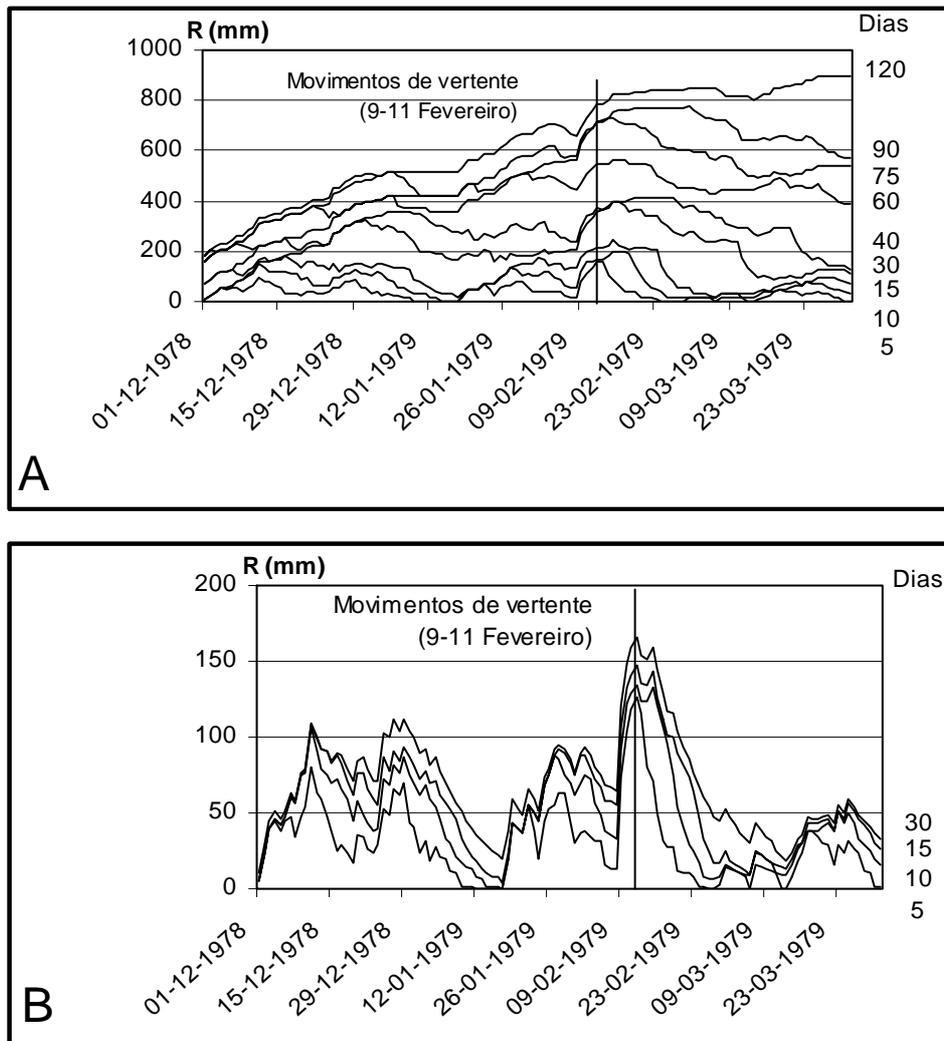


Fig. 28. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1978 e Março de 1979. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

No que respeita às precipitações antecedentes absolutas, merece destaque o limiar crítico de 694 mm em 75 dias consecutivos, valor que se aproxima bastante da

precipitação média anual da região, cujo período de retorno foi estimado em 25 anos (Quadro 36).

Quadro 36. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 10 de Fevereiro de 1979 (R - precipitação acumulada, absoluta e ponderada, em mm; P.R. - período de retorno, em anos).

Durações	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.
1 dia	26,0	1,2		
2 dias	66,0	1,9		
3 dias	128,2	8		
5 dias	137,9	5	119,0	5
10 dias	160,5	3,5	128,7	4,5
15 dias	203,5	3,5	141,4	5
30 dias	335,2	7	159,6	6,5
40 dias	351,1	5		
60 dias	532,8	12		
75 dias	693,7	25		
90 dias	694,2	16		
120 dias	759,7	12		
150 dias	849,5	10		

As precipitações antecedentes ponderadas sobrevalorizam as chuvas verificadas imediatamente antes do evento e acentuam as chuvadas de ponta (Fig. 28B). No entanto, os períodos de retorno correspondentes (no máximo, 6,5 anos, para a duração de 30 dias) são demasiado reduzidos para definir o carácter excepcional da situação de Fevereiro de 1979. Este facto prende-se com a técnica utilizada para ponderar as precipitações que, como já foi referido, torna desprezíveis as chuvas verificadas a mais de 30 dias da data de interesse.

Conclui-se, deste modo, que os movimentos de vertente profundos verificados entre 9 e 11 de Fevereiro de 1979 foram determinados por um período eficaz de precipitação com uma duração aproximada de 10 semanas, que escapa, em grande parte, ao estudo efectuado com base nas precipitações ponderadas. A quantidade de água acumulada provocou a subida das toalhas freáticas, o aumento das pressões intersticiais ao longo dos planos de ruptura potenciais e o desencadeamento das manifestações de instabilidade.

Por sua vez, os deslizamentos translacionais superficiais, activados igualmente em grande número, estarão mais relacionados com a diminuição da coesão aparente nos depósitos de vertente, determinada pelas fortes intensidades da precipitação verificadas entre os dias 9 e 11 de Fevereiro.

4.2.4. A situação de 18-19 de Novembro de 1983

O ano climatológico de 1983-84 registou uma precipitação total de 826,8 mm. O mês de Setembro foi completamente seco e em Outubro verificaram-se apenas 36,5 mm, em 4 dias de chuva (Fig. 29). O mês de Novembro caracterizou-se por duas sequências chuvosas: a primeira durou 4 dias, com um total de 32,5 mm; a segunda, com uma duração de 18 dias, é a mais longa registada em S. Julião do Tojal nos 37 anos em análise, sendo responsável por 414,7 mm de precipitação, de onde se destacam os 163,7 mm registados no dia 19 (Fig. 29). Este valor constitui um máximo absoluto no posto udométrico, com um período de retorno de 160 anos.

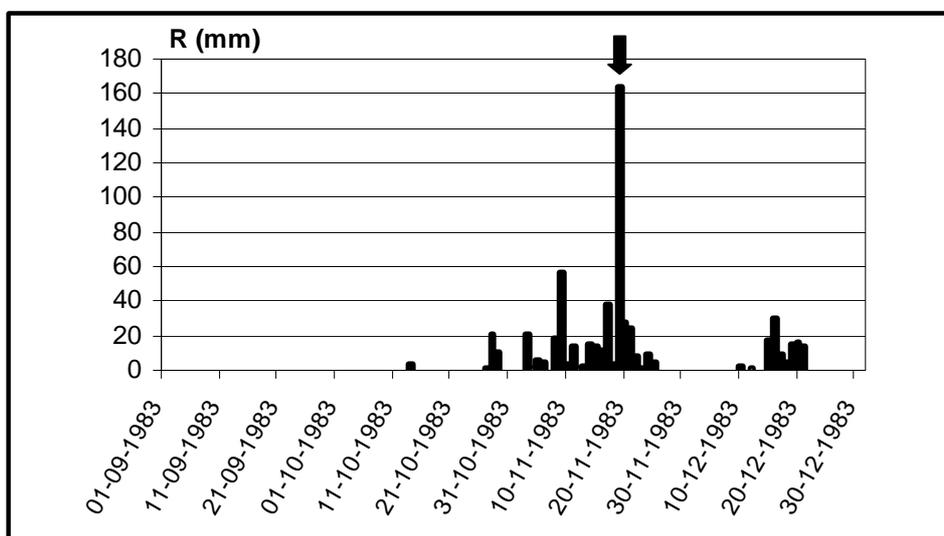


Fig. 29. Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro e Dezembro de 1983. A seta marca a data de ocorrência dos movimentos de vertente.

O período de chuva intensa prolongou-se por cerca de 12 horas, com intensidades particularmente elevadas entre as 1 e 6 horas do dia 19 de Novembro. Em S. Julião do Tojal foram registados 28,8 mm em 1 hora, 48 mm em 2 horas, 67,2 mm em 3 horas, 120,1 mm em 6 horas e 160,7 mm em 12 horas (Godinho, 1984). Em toda a região de Lisboa, as precipitações observadas entre 2 e 12 horas têm períodos de retorno que variam entre 70 e mais de 100 anos (Godinho, 1984).

A exemplo do verificado em Novembro de 1967, o solo não se encontrava completamente abastecido em água antes do dia 18 de Novembro de 1983 (Zêzere, 1988); no entanto, este facto não impediu a ocorrência de uma cheia rápida, visto que a intensidade da precipitação excedeu largamente a capacidade de infiltração dos solos.

A cheia rápida de Novembro de 1983 provocou 6 mortes e cerca de 12 milhões de contos de prejuízos na região de Lisboa (preços de 1983). As consequências menos dramáticas que as verificadas em 1967 ficaram a dever-se, quer à diferente duração das chuvadas de maior intensidade, quer à sua desigual distribuição temporal no contexto dos eventos pluviosos, mais desfavoráveis em Novembro de 1967 (Godinho, 1984; Costa, 1986). A excepção a este facto parece ter-se verificado no vale da Ribeira de Pinheiro de Loures (principal afluente do Rio de Loures), onde chuvadas muito intensas, reportadas pela população local, estiveram na origem de uma dinâmica no fundo dos canais fluviais sem equivalente nas restantes bacias hidrográficas da Região a Norte de Lisboa. A este respeito, merece referência o estudo hidrológico e hidráulico da cheia rápida de 1983, efectuado por Rocha e Silva (1988), que atribuem períodos de retorno de 4 e 90 anos para as situações verificadas, respectivamente, na Ribeira de Odivelas e no Rio de Loures.

Conforme se observa no Quadro 34, as precipitações de Novembro de 1983 estiveram na origem de um grande número de deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e de deslizamentos translacionais superficiais. Como em Novembro de 1967, a activação dos primeiros movimentos foi directamente condicionada pela intensa dinâmica verificada nos canais fluviais, em relação com a cheia rápida. Os deslizamentos translacionais superficiais foram desencadeados nas vertentes com declive mais acentuado e nos taludes antrópicos, onde a rápida infiltração da água fez diminuir a pressão negativa nos vazios do solo, decorrente da capilaridade.

A Fig. 30 ilustra uma evolução das precipitações acumuladas semelhante à verificada em Novembro de 1967. Efectivamente, embora as chuvas antecedentes sejam mais elevadas em 1983, a sua importância é diminuta, quando comparada com a precipitação registada no dia 19 de Novembro.

O Quadro 37 coloca, igualmente, em destaque a chuva verificada em 24 horas, com um período de retorno sem equivalente em qualquer das restantes durações consideradas.

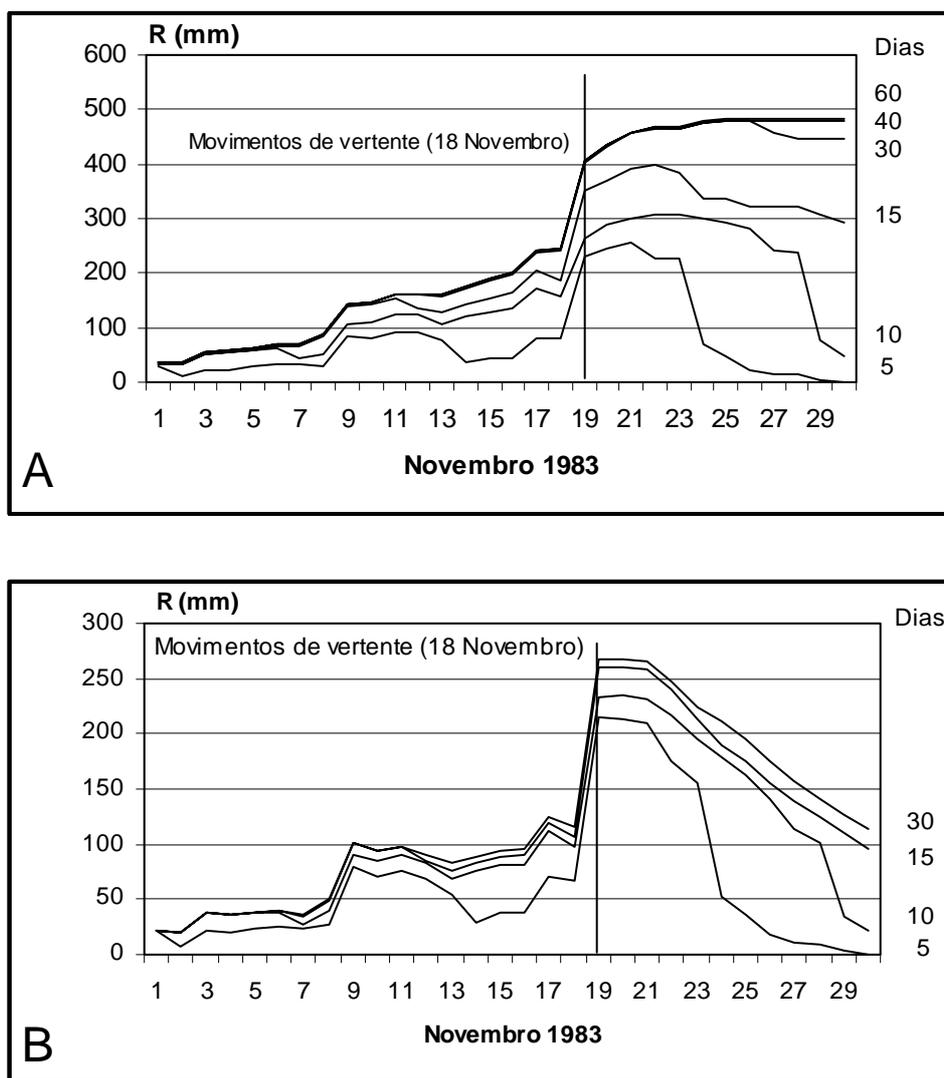


Fig. 30. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1983. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.2.5. As situações de Novembro-Dezembro de 1989

O ano climatológico de 1989-90 foi um dos mais chuvosos observados em S. Julião do Tojal, com um total de 1000,6 mm.

O mês de Setembro foi relativamente seco, com apenas 11,5 mm relativos a 5 dias de chuva (Fig. 31). Em Outubro registaram-se 122,4 mm de precipitação, num total de 10 dias chuvosos. Novembro foi um mês bastante pluvioso (234,9 mm), sendo

Quadro 37. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 18 de Novembro de 1983 (R - precipitação acumulada, absoluta e ponderada, em mm; P.R. - período de retorno, em anos).

Durações	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.
1 dia	163,7	160		
2 dias	167,4	60		
3 dias	205,4	105		
5 dias	230,3	55	214,9	110
10 dias	265,2	25	232,4	85
15 dias	349,9	35	260,2	110
30 dias	403,7	15	267,5	80
40 dias	407,3	8		
60 dias	407,3	4		
75 dias	407,3	3		
90 dias	407,3	2,5		
120 dias	408,5	1,7		
150 dias	408,7	1,4		

de destacar uma sequência chuvosa entre os dias 17 e 27 (Fig. 31), marcada por alguns episódios de intensidade apreciável (os 30 mm diários foram atingidos em três ocasiões). O mês de Dezembro foi o mais chuvoso do ano climatológico, com um total de 347,1 mm. Os dias 4, 5 e 6 foram marcados por chuvas muito intensas (98,5 mm em 72 horas). Até ao dia 22 de Dezembro verificaram-se mais 13 dias chuvosos, com uma precipitação acumulada de 188 mm. As intensidades neste período foram menos acentuadas que as registadas no início do mês, embora se tenham observado 4 dias com mais de 20 mm de precipitação (Fig. 31).

As manifestações de instabilidade desencadeadas em Novembro e Dezembro de 1989 são bastante numerosas e integram uma grande variedade de movimentos de vertente (ver Quadro 34), que se relacionam com duas situações relativamente distintas no que respeita ao regime da precipitação.

As ocorrências do final do mês de Novembro (dias 22 e 25) correspondem a pequenos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, movimentos complexos activados pelo trabalho de sapa dos cursos de água e deslizamentos translacionais superficiais, frequentemente em taludes artificiais e em materiais de aterro. Conforme se verifica no Quadro 38 e na Fig. 32, as precipitações antecedentes mais relevantes correspondem a durações relativamente curtas. Assinale-se que os quantitativos para

15 dias consecutivos registam, sistematicamente, os períodos de retorno mais elevados, pelo que esta duração corresponderá ao período de chuva eficaz ideal, com precipitação antecedente absoluta entre 164 mm e 217 mm (período de retorno de 2 a 4,5 anos) e precipitação antecedente ponderada entre 104 mm e 126 mm (período de retorno de 2,3 a 3,5 anos).

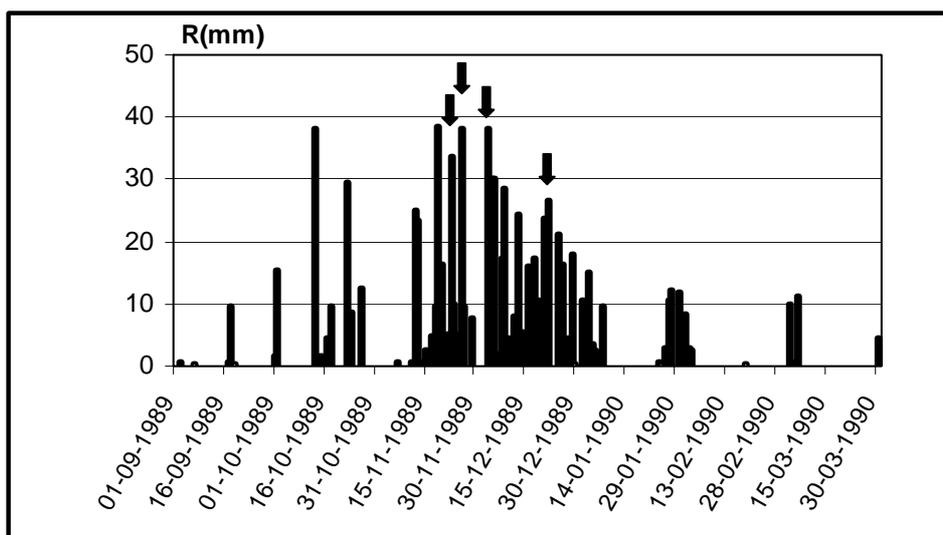


Fig. 31. Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1989 e Março de 1990. As setas marcam as datas de ocorrência dos movimentos de vertente.

Quadro 38. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos às situações de 22 e 25 de Novembro de 1989 (R - precipitação acumulada, absoluta e ponderada, em mm; P.R. - período de retorno, em anos).

Durações	22 Novembro 1989				25 Novembro 1989			
	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas		Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.
1 dia	33,5	1,3			38,0	1,5		
2 dias	38,5	1,1			43,0	1,2		
3 dias	42,9	1,1			52,8	1,2		
5 dias	97,6	1,9	78,6	1,8	91,3	1,7	78,1	1,8
10 dias	115,2	1,6	88,2	1,8	164,7	3,5	113,7	3
15 dias	164,3	2	104,4	2,3	216,5	4,5	126,4	3,5
30 dias	177,3	1,5	105,2	2	217,6	2	126,6	3
40 dias	230,9	1,7			277,7	3		
60 dias	287,2	1,8			340,0	2,5		
75 dias	298,0	1,6			350,8	2,2		
90 dias	298,7	1,4			351,5	1,8		
120 dias	298,7	1,2			351,5	1,4		
150 dias	298,7	1,1			351,5	1,2		

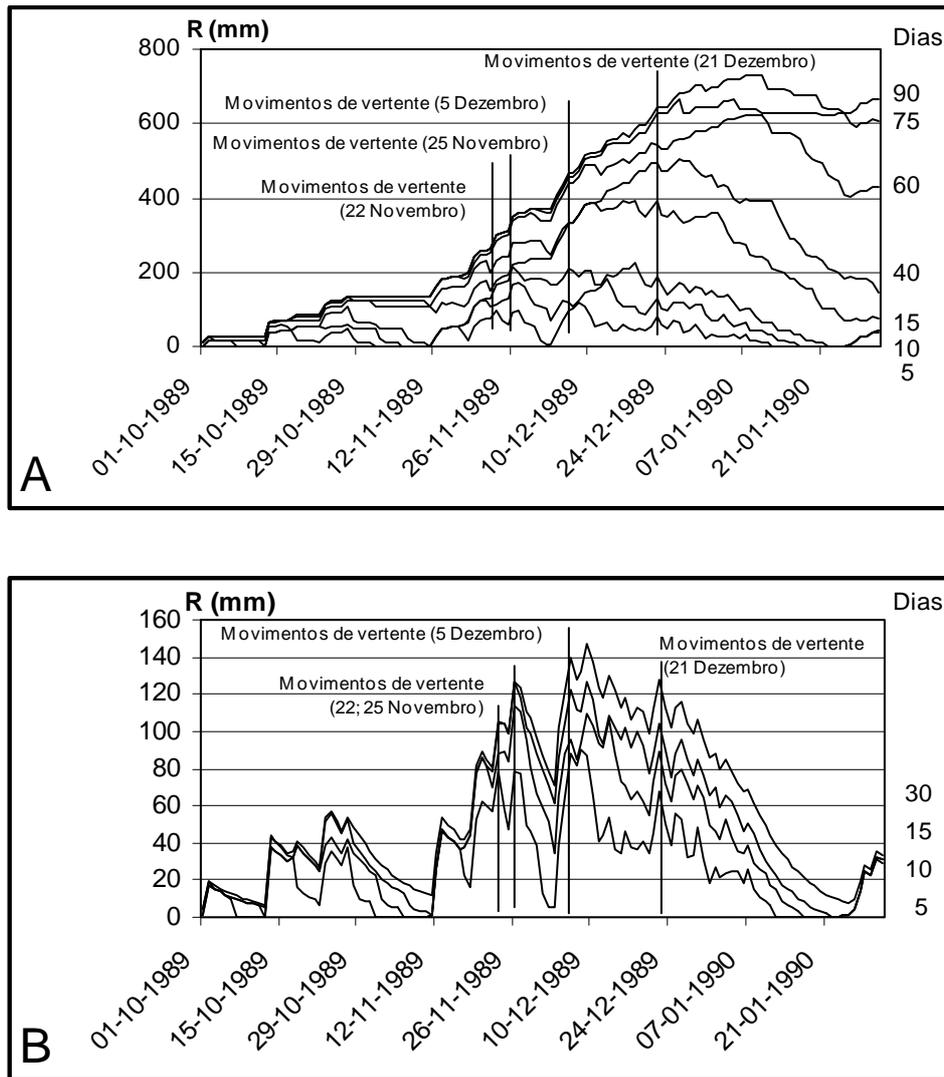


Fig. 32. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1989 e Janeiro de 1990. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

Os movimentos de vertente verificados no mês de Dezembro têm características diferentes, integrando deslizamentos translacionais, deslizamentos rotacionais e movimentos complexos, com planos de ruptura mais profundos. Como se observa no Quadro 39, as precipitações antecedentes absolutas definem um limiar crítico de 495 mm, em 40 dias, para a situação de 21 de Dezembro (período de retorno de 21 anos), e outro de 333 mm, em 30 dias, para a situação de 5 de Dezembro (período de retorno de 6,5 anos). Por sua vez, as precipitações antecedentes ponderadas indicam a duração de 30 dias como a mais favorável para ambos os casos, com períodos de

recorrência consideravelmente mais baixos (3 e 4 anos, respectivamente). Registe-se que os quantitativos ponderados são sistematicamente mais elevados para a situação de 5 de Dezembro, em reflexo da maior intensidade das chuvas verificadas imediatamente antes da data de interesse.

Quadro 39. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos às situações de 5 e 21 de Dezembro de 1989 (R - precipitação acumulada, absoluta e ponderada, em mm; P.R. - período de retorno, em anos).

Durações	5 Dezembro 1989				21 Dezembro 1989			
	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas		Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.	R (mm)	P.R.
1 dia	30,1	1,3			26,7	1,2		
2 dias	60,3	1,7			50,4	1,3		
3 dias	98,5	3			50,4	1,2		
5 dias	98,5	2	88,2	2	78,5	1,4	67,2	1,4
10 dias	115,8	1,6	95,6	2	127,8	2	89,2	1,8
15 dias	207,1	4	122,9	3,2	186,1	3	104,5	2,3
30 dias	333,4	6,5	139,8	4	390,1	13	127,4	3
40 dias	333,4	4			495,3	21		
60 dias	439,0	5			542,5	13		
75 dias	455,8	4			627,0	15		
90 dias	466,6	3			643,8	12		
120 dias	467,3	2			655,3	6		
150 dias	467,3	1,7			655,3	4		

As observações de terreno efectuadas em Dezembro de 1989 na Região a Norte de Lisboa colocam em destaque o número e a dimensão individual das manifestações de instabilidade desencadeadas no dia 21. Deste modo, é lícito concluir que, a exemplo do verificado para o caso de Fevereiro de 1979, as chuvas ponderadas são insuficientes para caracterizar de modo definitivo os eventos condicionados por chuvas mais prolongadas, apesar de acentuarem os picos da precipitação nas datas da ocorrência dos movimentos de vertente (Fig. 32). Este último facto constitui, como já foi referido, um reflexo das chuvas verificadas imediatamente antes do desencadeamento dos movimentos, cuja importância se acrescenta à das precipitações antecedentes.

Apesar do grande número de manifestações de instabilidade observado na Região a Norte de Lisboa, o ano climatológico de 1989-90 caracterizou-se, igualmente, pela inexistência de reactivações em qualquer dos grandes movimentos de vertente desencadeados em Fevereiro de 1979. Este facto reforça, em primeiro lugar, a

importância do limiar crítico de 694 mm de precipitação antecedente absoluta em 75 dias, que nunca foi atingido em 1989 (diferença mínima de 70 mm, no dia 21 de Dezembro, o que implica uma diferença de 10 anos no período de retorno). Por outro lado, as grandes intensidades verificadas imediatamente antes dos eventos de 1979 não se repetiram na situação de 21 de Dezembro de 1989 (102 mm e 50,4 mm em 48 horas, respectivamente).

4.3. IDENTIFICAÇÃO DE OUTRAS SITUAÇÕES MARCADAS POR INSTABILIDADE NAS VERTENTES

Com a excepção dos casos bem documentados de Novembro de 1967, Fevereiro de 1979, Novembro de 1983 e Novembro-Dezembro de 1989, as referências à ocorrência de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa são relativamente dispersas e em número bastante reduzido. Este facto não revela, necessariamente, a ausência de manifestações de instabilidade noutros anos climatológicos, devendo antes ser entendido como um reflexo, por um lado, do reduzido impacto sobre as actividades humanas que caracteriza a maior parte dos movimentos de vertente e conduz à sua não divulgação; e, por outro, da inexistência de estudos sistemáticos dedicados à dinâmica das vertentes nesta região, anteriores à década de 80.

Considerando que a generalidade dos movimentos de vertente da área estudada é directamente condicionada pelo regime pluviométrico e assumindo a validade dos limiares críticos de duração - quantidade de precipitação definidos no ponto anterior, é possível identificar outros períodos provavelmente marcados por instabilidade nas vertentes, através de uma análise inversa à série de 37 anos de registos diários de precipitação em S. Julião do Tojal. Refira-se que são consideradas apenas as situações em que se verificou uma coincidência, ou grande proximidade de datas, a partir do estudo das chuvas antecedentes absolutas e ponderadas (Quadros 40 e 41).

Quadro 40. Precipitações antecedentes absolutas para durações entre 1 e 150 dias e respectivos períodos de retorno, para 14 situações provavelmente responsáveis pelo desencadeamento de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa (R - precipitação absoluta, em mm; P.R. - período de retorno, em anos).

	1 dia	2 dias	3 dias	5 dias	10 dias	15 dias	30 dias	40 dias	60 dias	75 dias	90 dias	120 dias	150 dias
25 Dez. 1958	R (mm) 14,1 P.R. 1	14,1 1	21,7 1	37,4 1	134,4 2	196,7 3,5	299,7 4	300,1 3	306,8 2	306,8 1,7	321,8 1,6	344,8 1,4	346,9 1,2
9 Mar. 1959	R (mm) 45,5 P.R. 2	79,0 3	79,0 2	115,0 3	172,0 4	172,0 2,5	181,1 1,7	233,4 1,8	311,9 2	328,7 1,8	511,3 4,5	614,7 4,5	621,4 3,5
29 Nov. 1961	R (mm) 2,4 P.R. 1	9,7 1	22,8 1	77,6 1,4	230,5 13	251,4 8	253,9 3	264,3 2,2	284,9 1,8	308,4 1,7	309,4 1,5	309,4 1,2	309,4 1,1
11 Jan. 1963	R (mm) 6,2 P.R. 1	8,7 1	26,7 1	40,3 1	137,1 2,5	186,4 3	196,4 1,8	198,9 1,4	223,6 1,3	285,9 1,5	367,3 1,9	472,8 2,5	472,8 1,8
12 Nov. 1963	R (mm) 56,0 P.R. 2,5	56,0 1,5	73,9 1,5	116,7 3	148,9 3	231,4 6	231,4 2,5	231,4 1,8	240,6 1,4	245,7 1,3	245,7 1,2	245,7 1,1	248,2 1,1
23 Fev. 1966	R (mm) 3,9 P.R. 1	22,4 1	36,3 1,1	130,8 4	177,6 4,5	238,4 6,5	278,9 3,5	347,1 4,5	440,0 5	457,0 4	498,6 4	615,7 4,5	876,4 12
10 Nov. 1968	R (mm) 6,6 P.R. 1	6,6 1	17,8 1	63,7 1,2	114,5 1,6	255,2 8	255,2 3	255,2 2	279,7 1,8	297,3 1,6	298,1 1,4	298,1 1,2	307,0 1,1
18 Nov. 1968	R (mm) 22,7 P.R. 1	22,7 1	22,7 1	108,1 2,5	123,9 1,8	191,0 3	372,5 10	372,5 6	372,5 3	397,0 3	415,4 2,5	415,4 1,8	415,4 1,5
18 Jan. 1970	R (mm) 54,8 P.R. 2,5	62,8 2	65,6 1,4	95,5 1,8	146,8 3	231,4 6	327,5 6	329,3 4	358,2 2,5	397,3 3	397,3 2,5	516,9 3	548,5 2,5
5 Fev. 1972	R (mm) 36,2 P.R. 1,5	57,5 1,5	102,0 3,5	172,8 13	178,6 4,5	178,6 2,5	280,6 3,5	376,0 6	382,0 3,5	393,6 3	393,6 2,5	405,6 1,7	405,6 1,4
4 Mar. 1978	R (mm) 14,5 P.R. 1	23,6 1	55,6 1,3	69,6 1,3	168,5 3,5	203,5 4	244,4 2,5	251,6 2	272,6 1,7	374,6 2,5	485,1 4	594,6 4	778,5 7
31 Dez. 1981	R (mm) 11,5 P.R. 1	89,5 3,5	104,3 3,5	185,2 16	219,2 10	275,4 12	289,8 4	289,8 2,5	291,5 1,9	310,0 1,7	338,1 1,7	371,5 1,4	371,5 1,3
25 Fev. 1987	R (mm) 51,8 P.R. 2,5	60,3 1,5	78,3 2	98,3 1,9	99,8 1,4	141,8 1,8	217,9 2	232,6 1,8	307,5 2	337,5 1,9	369,9 2	448,7 2	491,0 1,9
26 Out. 1990	R (mm) 5,0 P.R. 1	5,0 1	6,7 1	58,3 1,1	116,5 1,6	193,5 3,5	213,5 2	213,5 1,7	213,5 1,2	222,5 1,2	222,5 1,1	225,5 1,1	239,3 1

Quadro 41. Precipitações antecedentes ponderadas para durações entre 5 e 30 dias e respectivos períodos de retorno, para 14 situações provavelmente responsáveis pelo desencadeamento de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa (R - precipitações ponderadas, em mm; P.R. - período de retorno, em anos).

		5 dias	10 dias	15 dias	30 dias
19 Dez. 1958	R (mm) P.R.	87,0 2	111,6 2,5	117,9 3	130,5 3,5
9 Mar. 1959	R (mm) P.R.	100,9 3	127,7 4	127,7 3,5	128,2 3
26 Nov. 1961	R (mm) P.R.	67,9 1,4	147,9 8	149,6 6	150,1 5
9 Jan. 1963	R (mm) P.R.	61,7 1,3	100,1 2	106,8 2	107,2 2
12 Nov. 1963	R (mm) P.R.	101,4 3	116,5 3	137,1 4,5	137,1 4
22 Fev. 1966	R (mm) P.R.	108,7 3,5	134,9 5	149,0 6	152,3 5,5
1 Nov. 1968	R (mm) P.R.	107,7 3,5	134,2 5	134,2 4	134,2 3,5
15 Nov. 1968	R (mm) P.R.	88,9 2,2	116,3 3	129,4 3,5	153,2 5,5
18 Jan. 1970	R (mm) P.R.	84,1 1,9	109,5 2,5	134,4 4	149,8 5
5 Fev. 1972	R (mm) P.R.	140,8 10	144,2 7	144,2 5	155,2 6
2 Mar. 1978	R (mm) P.R.	74,5 1,6	109,3 2,5	120,6 3	125,4 3
30 Dez. 1981	R (mm) P.R.	153,5 14	174,9 16	187,3 17	189,3 13
25 Fev. 1987	R (mm) P.R.	87,2 2	87,8 1,7	97,7 2	103,4 2
22 Out. 1990	R (mm) P.R.	66,0 1,4	113,7 3	113,7 2,5	116,2 2,5

4.3.1. Os casos de Dezembro de 1958 e Março de 1959

A década de 50 é referida, com alguma insistência pela população residente na Região a Norte de Lisboa, como o período de activação de alguns movimentos de vertente de grande dimensão como, por exemplo, o deslizamento rotacional da Quinta Açoreana, próximo de Adanaia, ou o deslizamento translacional de Quebradas/A-do-Mourão, situado a sul desta última localidade (ver Fig. 19).

Estes movimentos poderão datar do ano climatológico de 1958-59, marcado por duas situações bastante favoráveis, no que respeita às precipitações acumuladas (Quadro 40 e 41; Fig. 33).

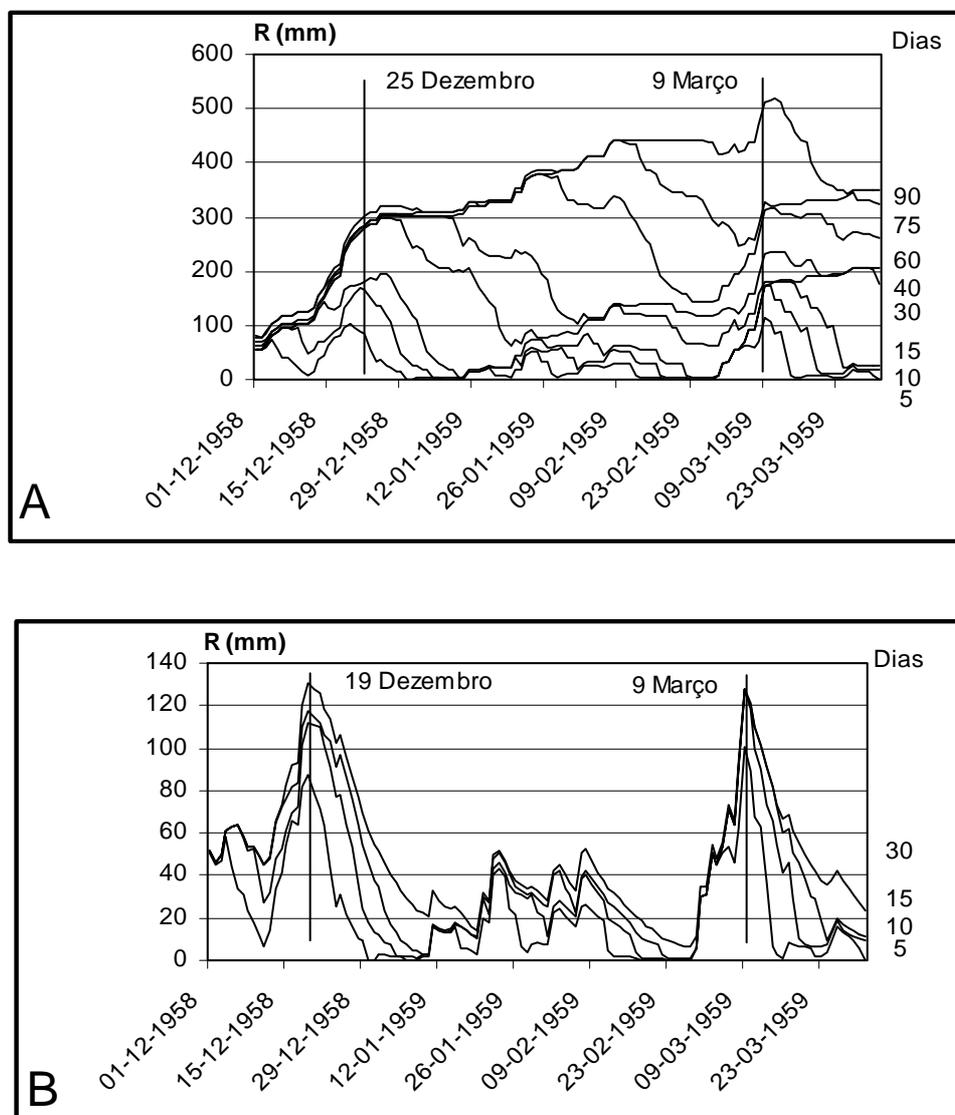


Fig. 33. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1958 e Março de 1959. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

As chuvas antecedentes absolutas relativas ao dia 25 de Dezembro de 1958 ultrapassam os valores de 22 de Novembro de 1989, para a duração de 15 dias, e aproximam-se dos verificados em 5 de Dezembro do mesmo ano de referência, para a

duração de 30 dias. No entanto, os dias imediatamente anteriores à data de interesse registaram intensidades reduzidas (apenas 22 mm em 72 horas), facto que justifica a antecipação dos máximos para o dia 19 de Dezembro, quando se ponderam as precipitações (Fig. 33). As chuvas acumuladas ponderadas são semelhantes às de Novembro de 1989 para a duração de 15 dias, enquanto que para um período de 30 dias ultrapassam o valor de 21 de Dezembro de 1989³.

As precipitações acumuladas, absolutas e ponderadas, definem um máximo comum em 9 de Março de 1959, cujos quantitativos para a duração de 15 dias são, igualmente, semelhantes aos verificados em Novembro de 1989. A intensidade das chuvas ocorridas nesta altura foi bastante acentuada, com quase 80 mm em 48 horas e com precipitações acumuladas em 10 dias superiores às registadas em qualquer das situações de 1989-90, para a mesma duração.

4.3.2. Os casos entre 1960 e 1966

As referências a manifestações de instabilidade na Região a Norte de Lisboa não incluem os anos compreendidos entre 1960 e 1967. No entanto, verificaram-se quatro episódios em que a quantidade e a duração das precipitações terão sido favoráveis ao seu desencadeamento.

As precipitações antecedentes absolutas nos 15 dias anteriores a 29 de Novembro de 1961 foram superiores às verificadas em Novembro de 1989, o mesmo acontecendo com as chuvas antecedentes ponderadas do dia 26 do mesmo mês (Quadros 40 e 41; Fig. 34). Registe-se que, em qualquer dos casos, o período de retorno é máximo para as chuvas registadas em 10 dias, o que atesta uma concentração apreciável deste episódio pluvioso.

³ Relembre-se, no entanto, que a chuva antecedente ponderada para a duração de 30 dias não caracteriza, de modo definitivo, a situação de 21 de Dezembro de 1989.

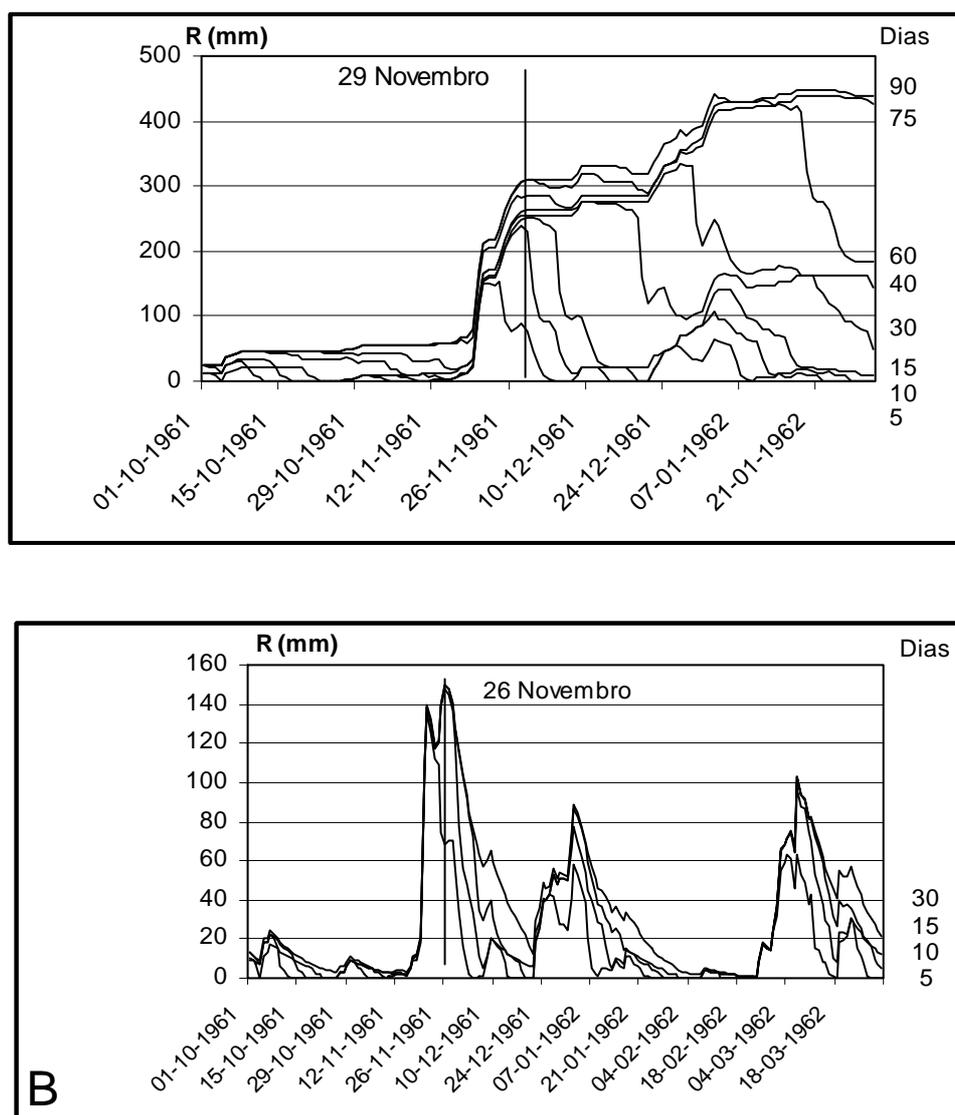


Fig. 34. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1961 e Janeiro de 1962. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

O mesmo período de referência de 15 dias de chuvas acumuladas permite definir as situações de 9-10 de Janeiro de 1963 e de 12 de Novembro do mesmo ano (Quadros 40 e 41; Figs. 35 e 36). As precipitações antecedentes, absolutas e ponderadas, são superiores às de 22 Novembro de 1989, no primeiro caso, e ultrapassam as do dia 25 de Novembro do mesmo ano, no segundo.

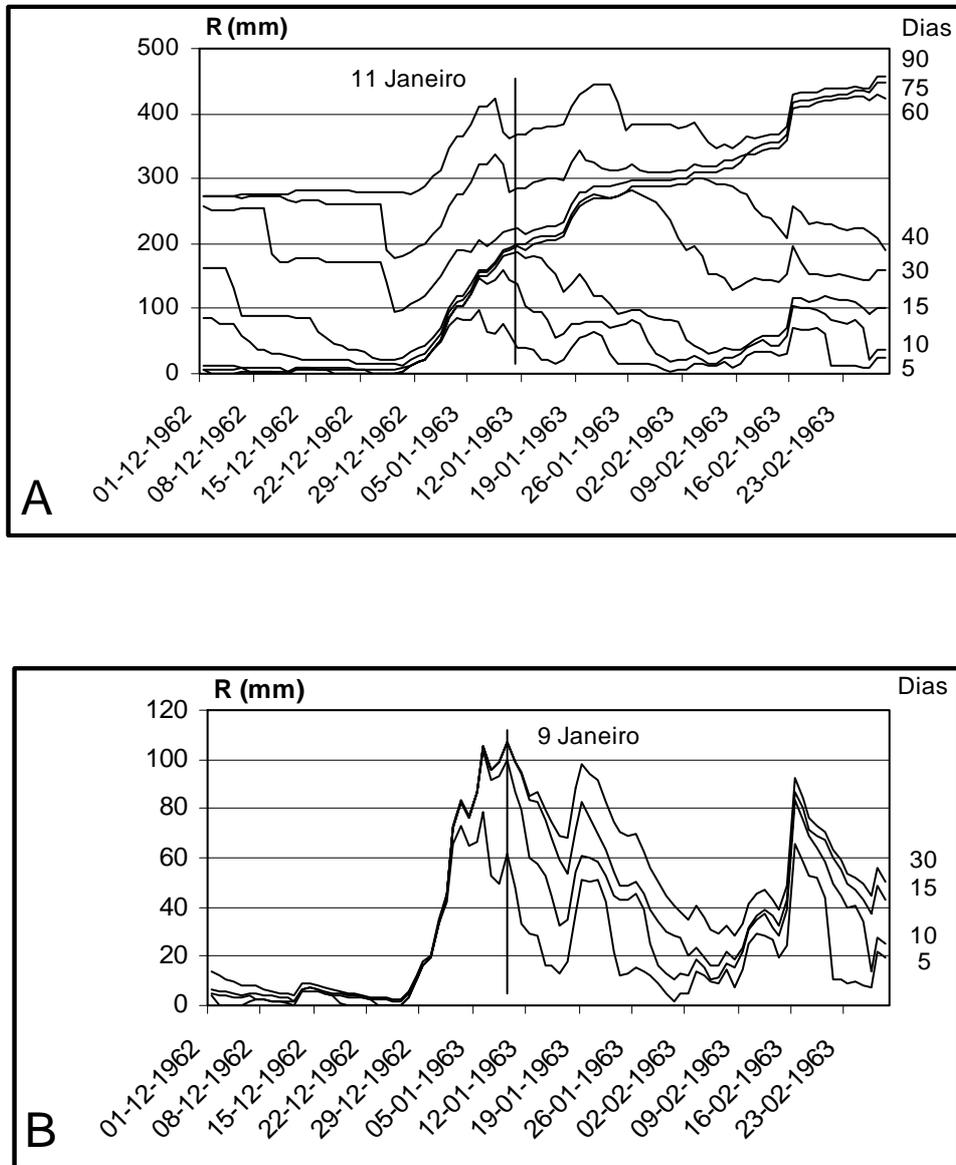


Fig. 35. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1962 e Fevereiro de 1963. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

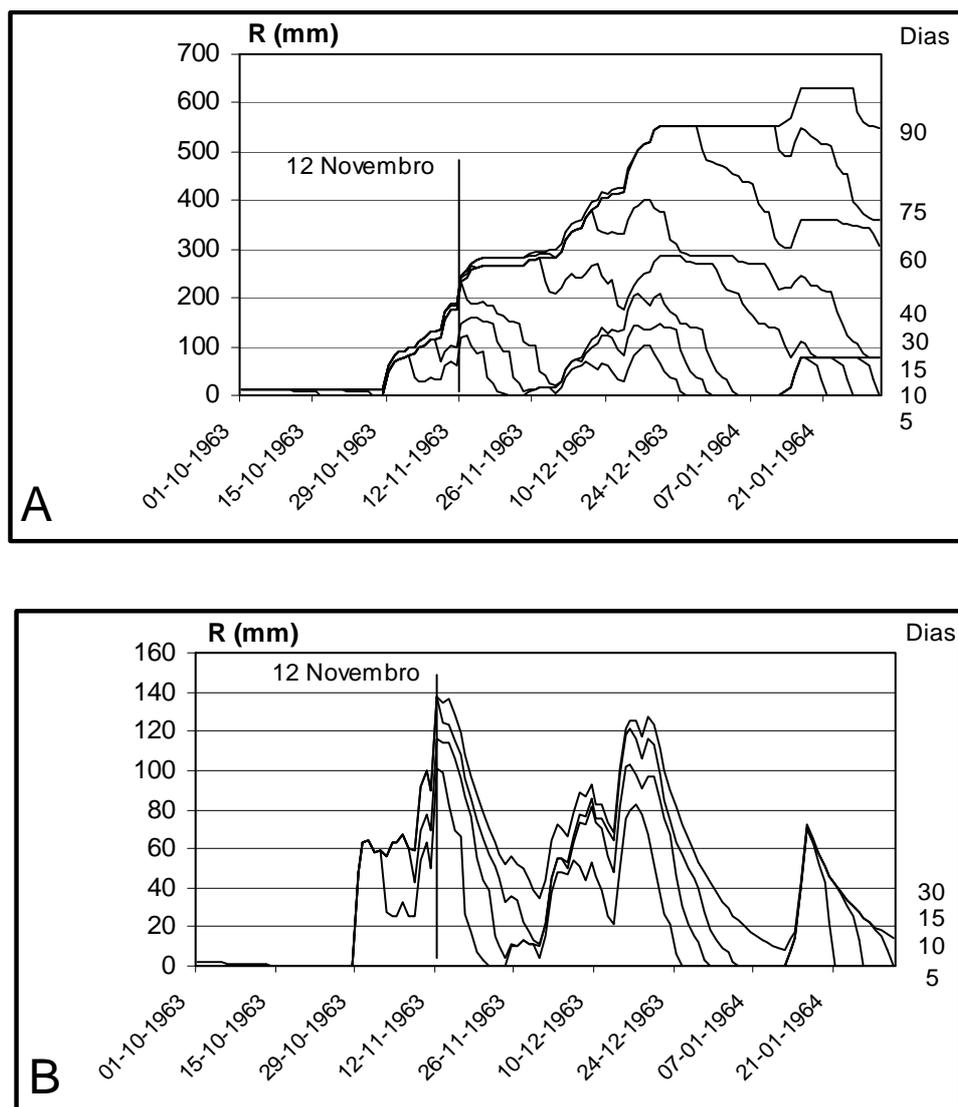


Fig. 36. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1963 e Janeiro de 1964. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

Os dias 22 e 23 de Fevereiro de 1966 registaram, igualmente, precipitações antecedentes bastante significativas (Quadros 40 e 41; Fig. 37). Para a duração de 15 dias, os quantitativos verificados são superiores aos limiares críticos de Novembro de 1989, enquanto que as chuvas ponderadas acumuladas em 30 dias ultrapassam as verificadas em Dezembro daquele ano.

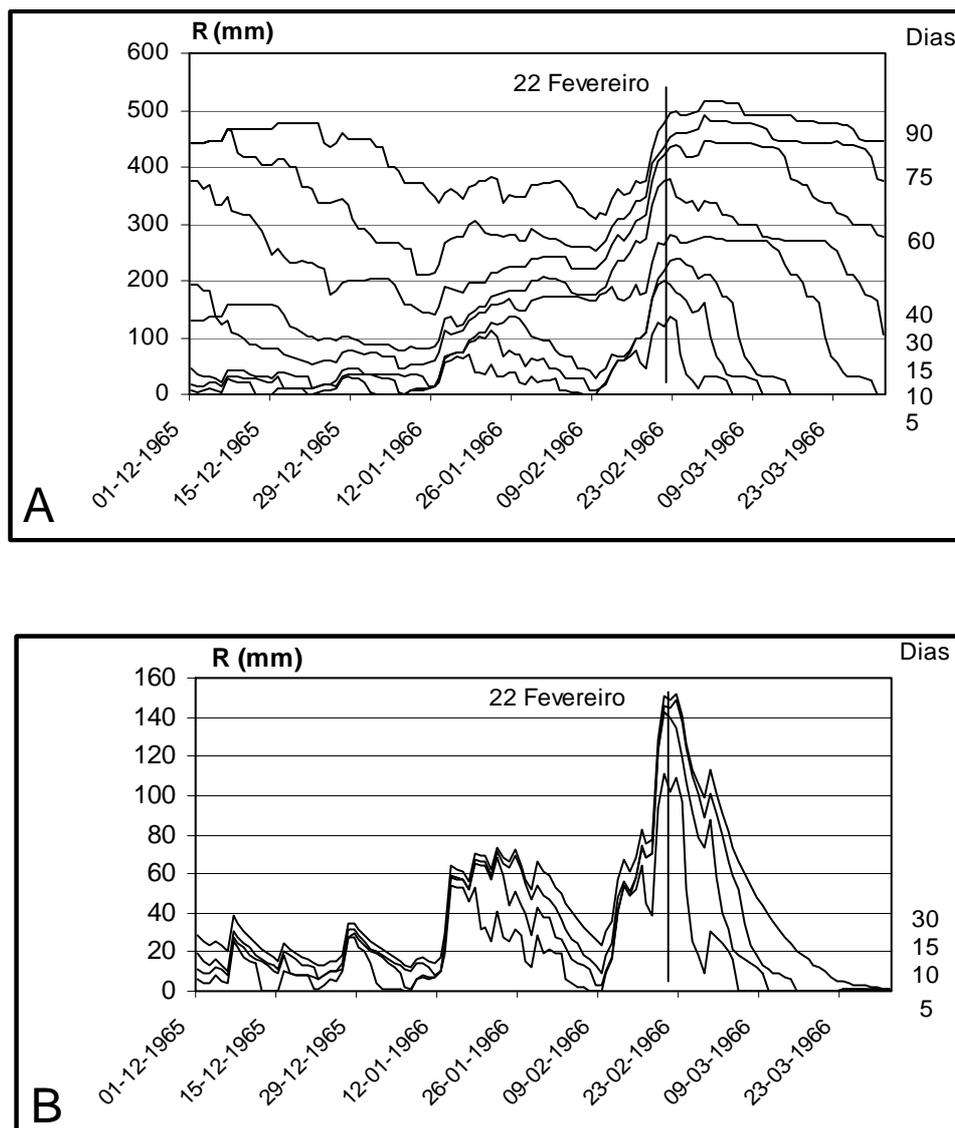


Fig. 37. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1965 e Março de 1966. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.3.3. O caso de Novembro de 1968

O ano climatológico de 1968-69 foi o segundo mais chuvoso da série de 37 anos de registos em S. Julião do Tojal, com uma precipitação total de 1111,7 mm. Este ano é indicado, pela população local, para definir o período de activação do deslizamento translacional de Casal dos Galegos, na área-amostra de Calhandriz.

O final de Outubro e início de Novembro de 1968 foram bastante pluviosos, tendo sido observados 372,5 mm em apenas 23 dias. As precipitações acumuladas relativas ao mês de Novembro definem uma situação semelhante à do ano climatológico de 1989-90, ainda que os máximos se tenham verificado num período mais curto (Quadros 40 e 41; Fig. 38).

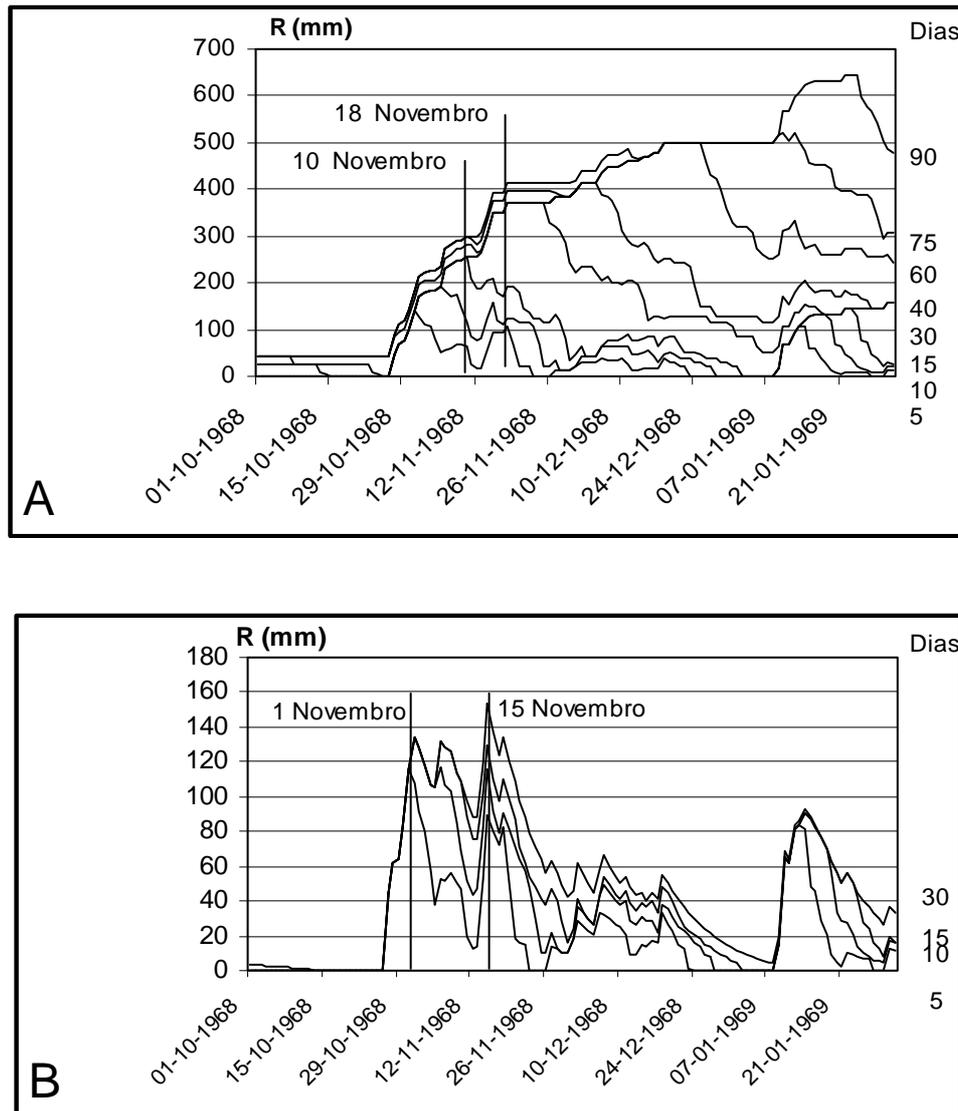


Fig. 38. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1968 e Janeiro de 1969. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

As precipitações antecedentes relativas à duração de 15 dias apresentam máximos nos dias 1 e 10 de Novembro (chuvas ponderadas e absolutas, respectivamente), que se situam acima dos valores do mês de Novembro de 1989. Quando se considera a duração de 30 dias, os picos de precipitação mais relevantes ocorrem mais tardiamente (15 e 18 de Novembro, respectivamente, para as chuvas ponderadas e absolutas) e são claramente superiores aos registados em 5 de Dezembro de 1989.

4.3.4. Os casos de Janeiro de 1970 e Fevereiro de 1972

Embora não existam referências a movimentos de vertente desencadeados na área estudada em 1969-70 e 1971-72, os dados da precipitação de S. Julião do Tojal denunciam a existência de dois episódios que terão sido favoráveis ao seu desenvolvimento.

O dia 18 de Janeiro de 1970 registou precipitações acumuladas em 15 dias, superiores às de Novembro de 1989 (Quadros 40 e 41; Fig. 39). Alargando o intervalo de interesse aos 30 dias precedentes, verifica-se que as chuvas ponderadas ultrapassam os valores máximos de Dezembro de 1989, enquanto que os quantitativos absolutos se aproximam do limiar definido pela situação de 5 de Dezembro daquele ano. A intensidade da precipitação foi muito significativa imediatamente antes do dia 18 de Janeiro, tendo sido observados cerca de 55 mm nas 24 horas precedentes.

As chuvas acumuladas, absolutas e ponderadas, nos 15 dias anteriores a 5 de Fevereiro de 1972 são, também, muito idênticas às verificadas em Novembro de 1989 (Quadros 40 e 41; Fig. 40). Este episódio caracterizou-se por uma grande concentração das precipitações em 5 dias, cujos quantitativos e respectivos períodos de recorrência apenas ficam aquém dos correspondentes às situações de Novembro de 1967 e Novembro de 1983.

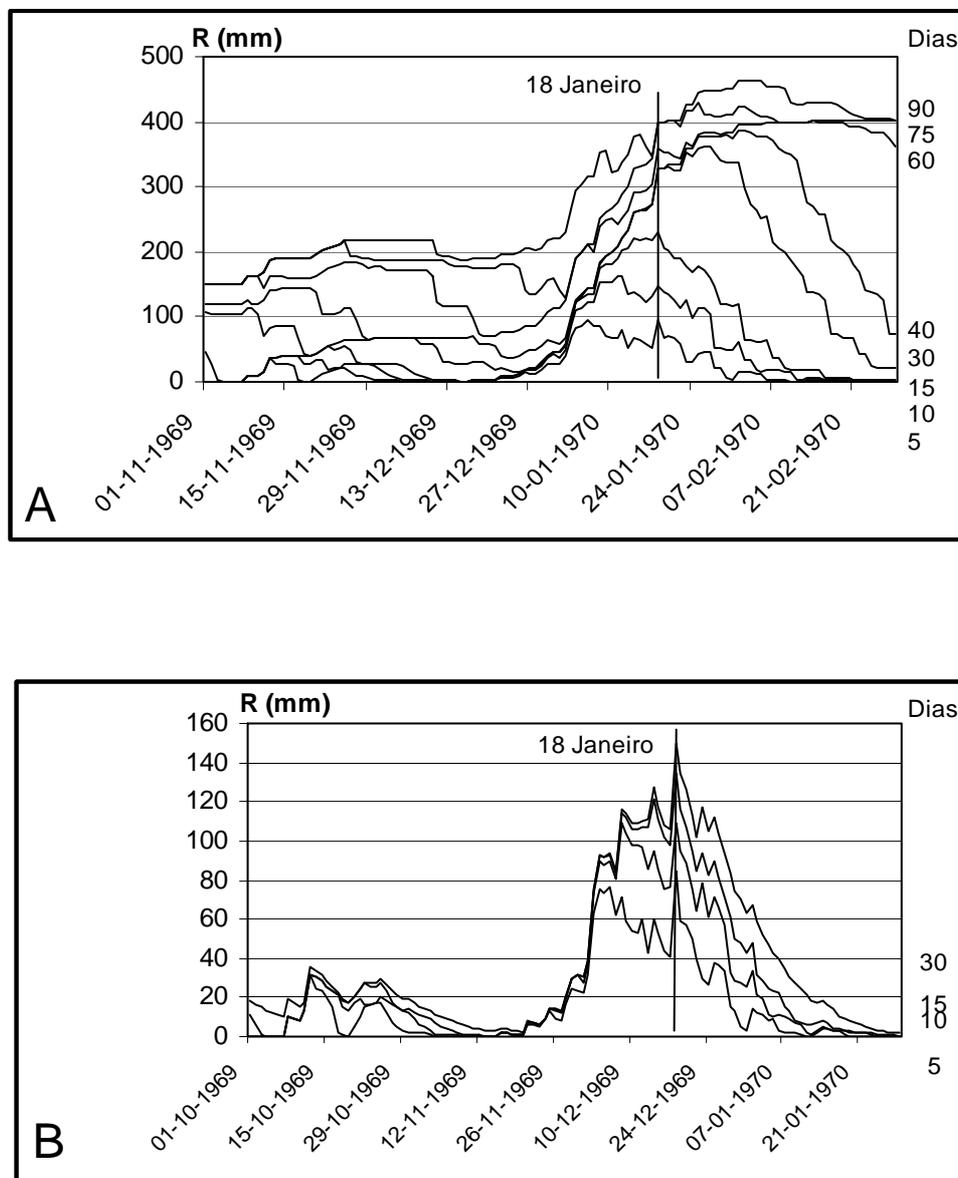


Fig. 39. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1969 e Fevereiro de 1970. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

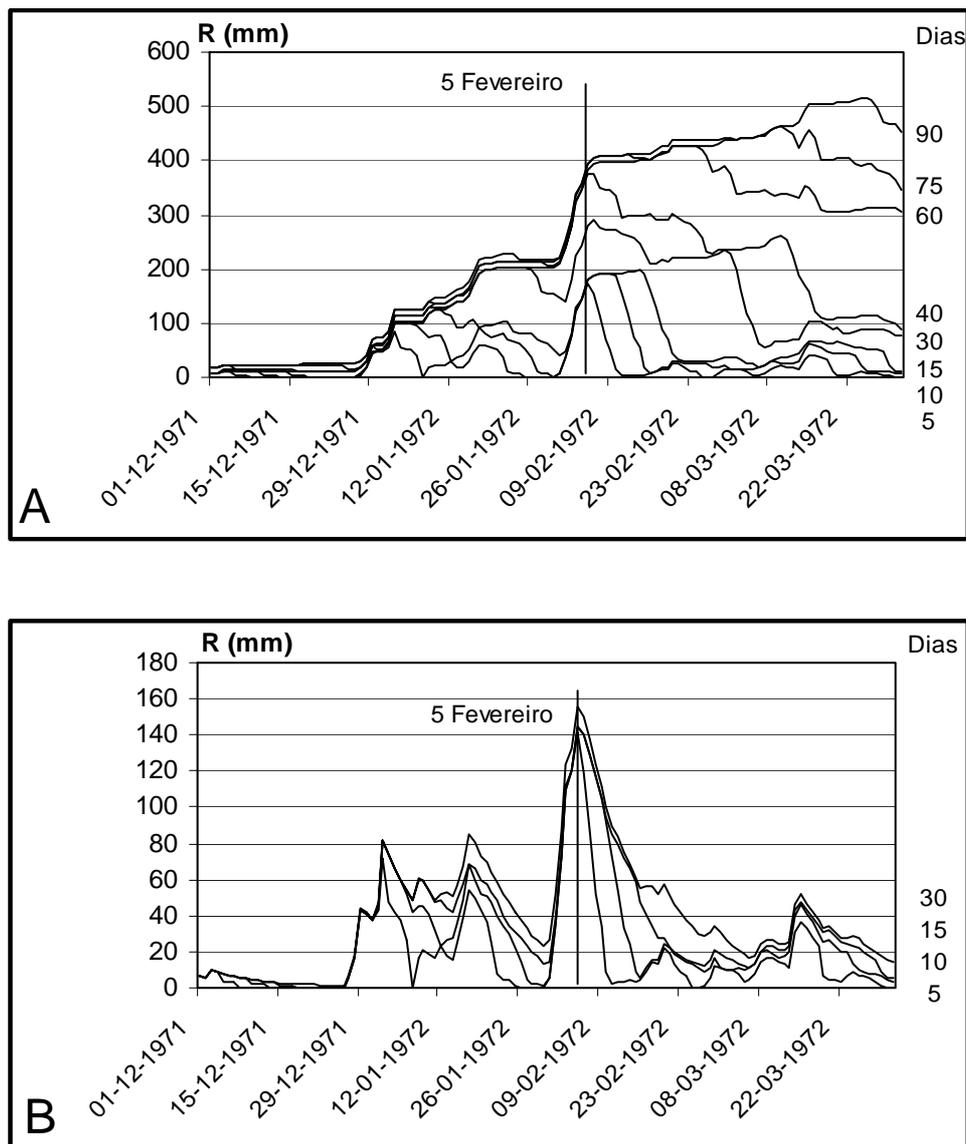


Fig. 40. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1971 e Março de 1972. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.3.5. Os casos de Março de 1978 e Dezembro de 1981

Ferreira *et al.* (1987, p.239-241) referem os meses de Março de 1978 e Dezembro de 1981, para situar as datas do primeiro desencadeamento e da segunda reactivação do movimento complexo rotacional activado pela erosão lateral de Azenha do Furadouro, situado na área-amostra do Trancão.

O mês de Março de 1978 é igualmente indicado, pela população local, como o período que em que ocorreu um deslizamento translacional na margem esquerda do Rio Silveira, próximo de Adanaia (área-amostra de Calhandriz), que atingiu o canal fluvial e destruiu a estrada que liga Alverca a Arruda dos Vinhos.

Conforme se verifica nos Quadros 40 e 41 e na Fig. 41, o período entre 2 e 4 de Março de 1978 registou chuvas antecedentes para a duração de 15 dias, que se situam entre os limiares definidos pelas situações de 22 e 25 de Novembro de 1989.

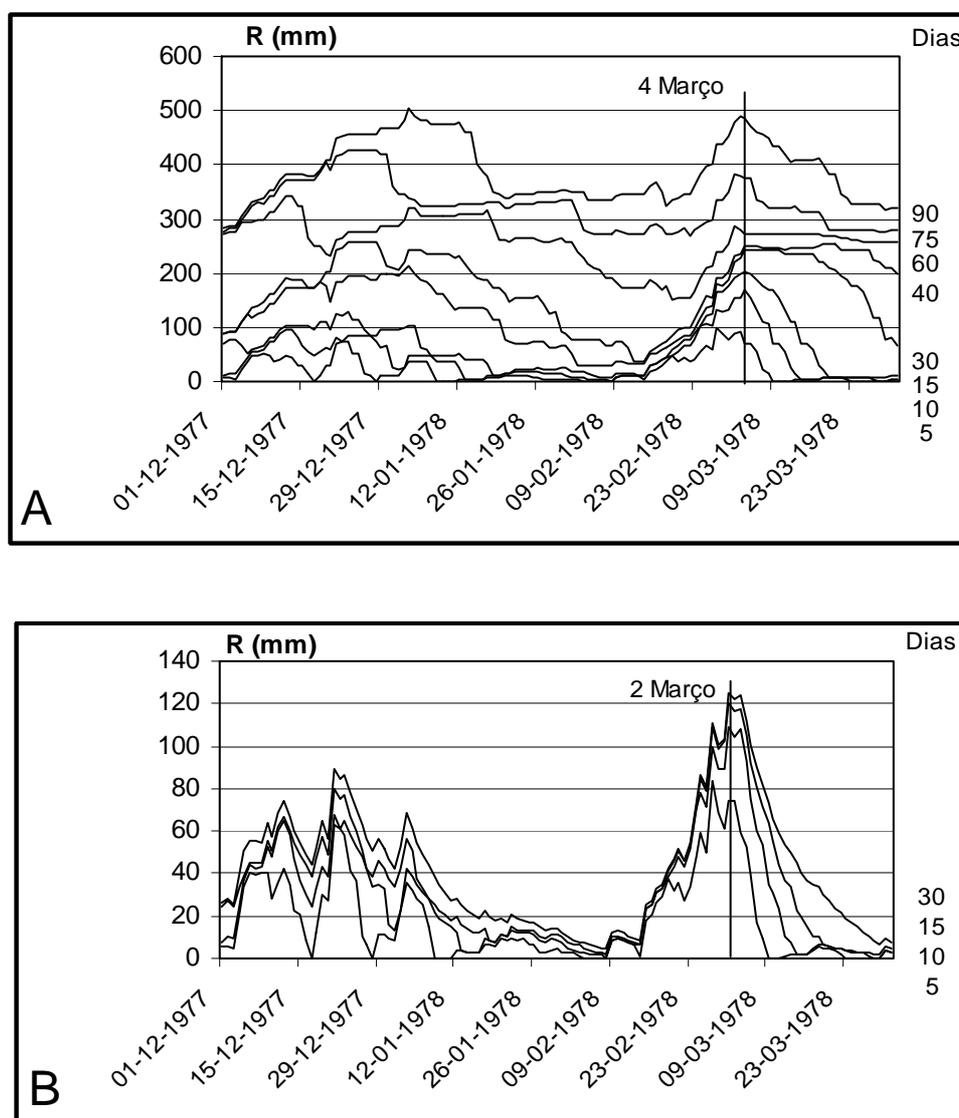


Fig. 41. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1977 e Março de 1978. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

Os valores para a mesma duração, relativos a 30-31 de Dezembro de 1981 ultrapassam, largamente, os registos de Novembro daquele ano de referência e apresentam períodos de retorno superiores a 10 anos (Quadros 40 e 41; Fig. 42). Registe-se, ainda, que a precipitação antecedente ponderada num período de 30 dias é superior aos valores de Dezembro de 1989 e de Fevereiro de 1979, para a mesma duração, facto que confirma a importância deste episódio pluvioso na Região a Norte de Lisboa.

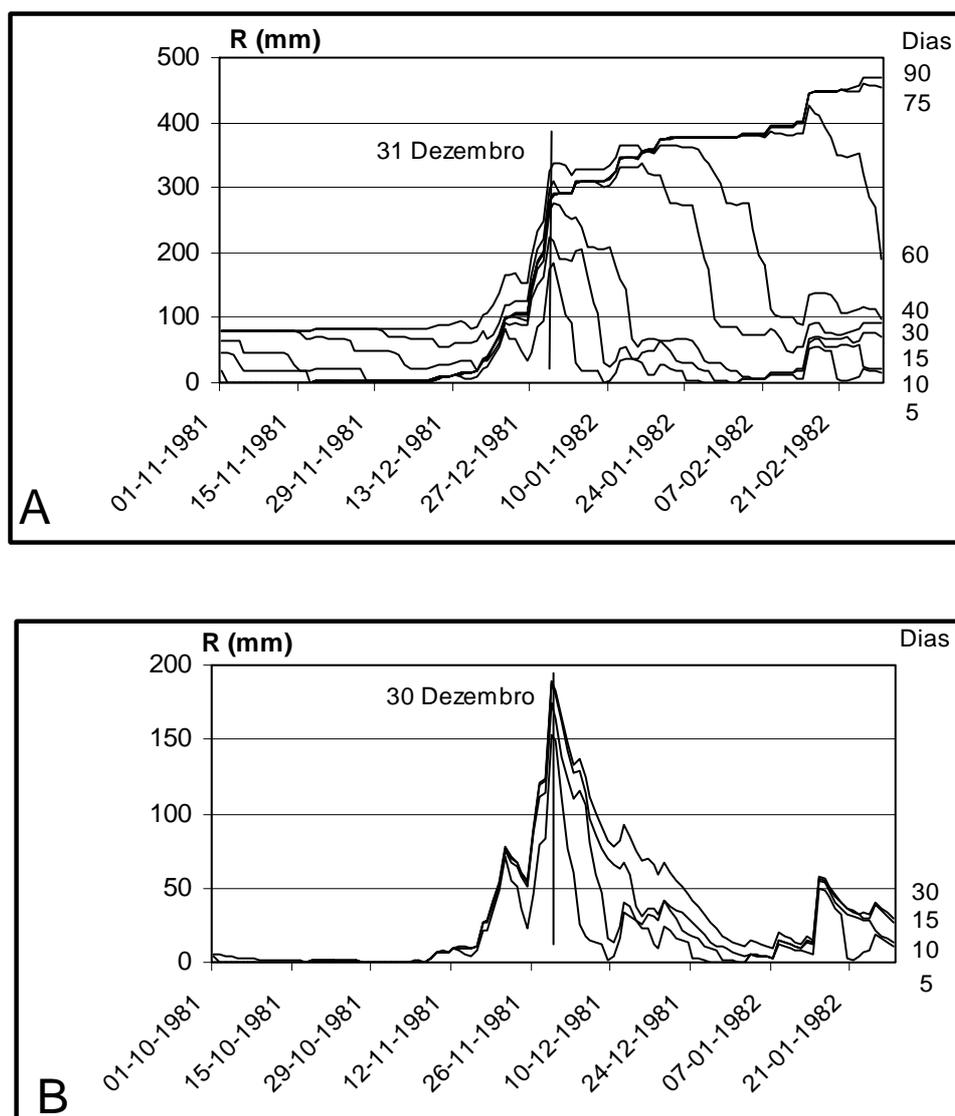


Fig. 42. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1981 e Fevereiro de 1982. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.3.6. Os casos de Fevereiro de 1987 e Outubro de 1990

O dia 25 de Fevereiro de 1987 foi marcado pela reactivação de três pequenos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, nos vales da Ribeira de Pinheiro de Loures e do Rio Trancão, e pelo desencadeamento de três deslizamentos translacionais superficiais no talude de uma estrada recentemente aberta na vertente ocidental do último vale.

Conforme se verifica nos Quadros 40 e 41 e na Fig. 43, as precipitações antecedentes relativas a durações de 15 ou mais dias ficam aquém dos limiares

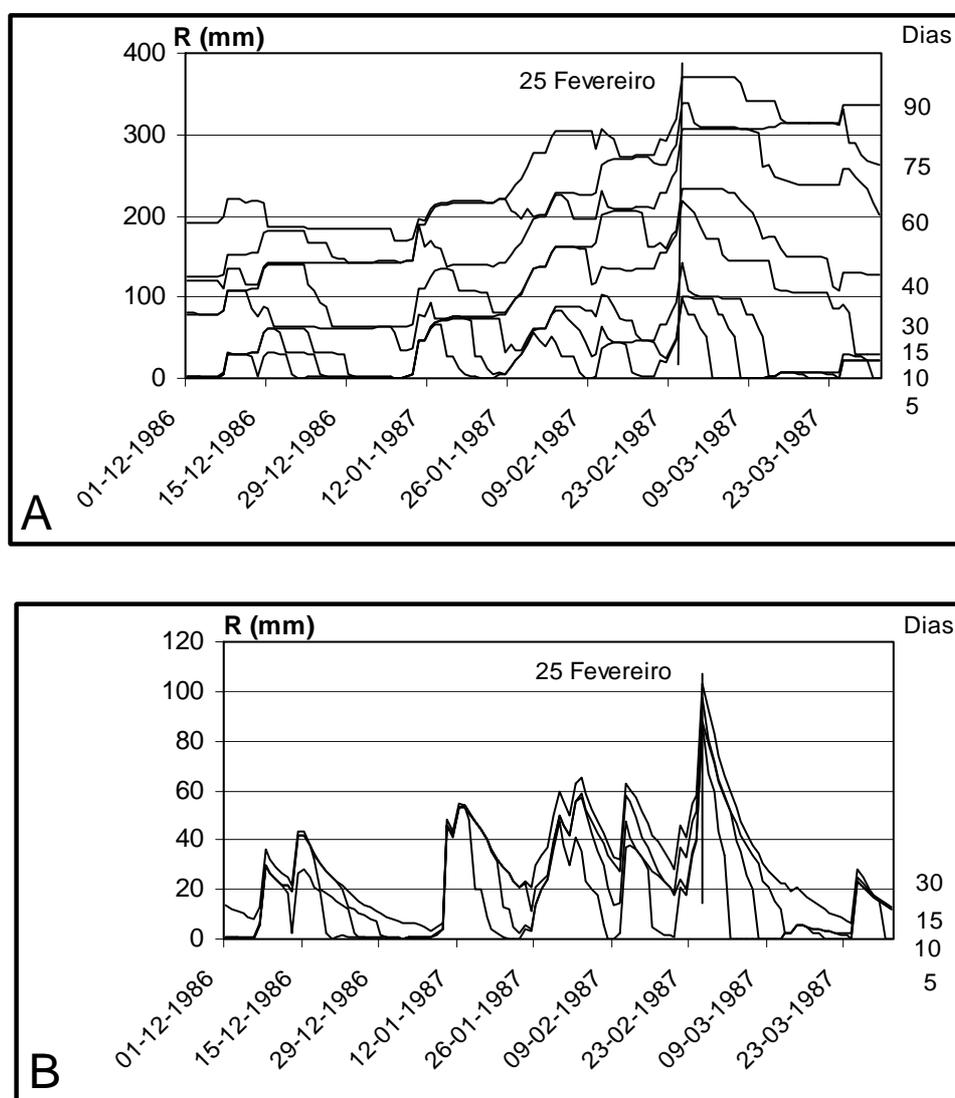


Fig. 43. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1986 e Março de 1987. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

definidos por qualquer das situações estudadas em pormenor. As chuvas mais relevantes correspondem a durações entre 1 e 5 dias, facto que coloca em evidência a importância da intensidade da precipitação verificada imediatamente antes do desencadeamento dos movimentos.

O mês de Outubro de 1990 constitui um exemplo de uma situação oposta à anterior. Efectivamente, embora as chuvas acumuladas num período de 15 dias ultrapassem o limiar de 22 de Novembro de 1989 (Quadros 40 e 41; Fig. 44), não se verificaram manifestações de instabilidade na Região a Norte de Lisboa, devido, provavelmente, à reduzida intensidade da chuva verificada nos dias imediatamente anteriores às datas de interesse.

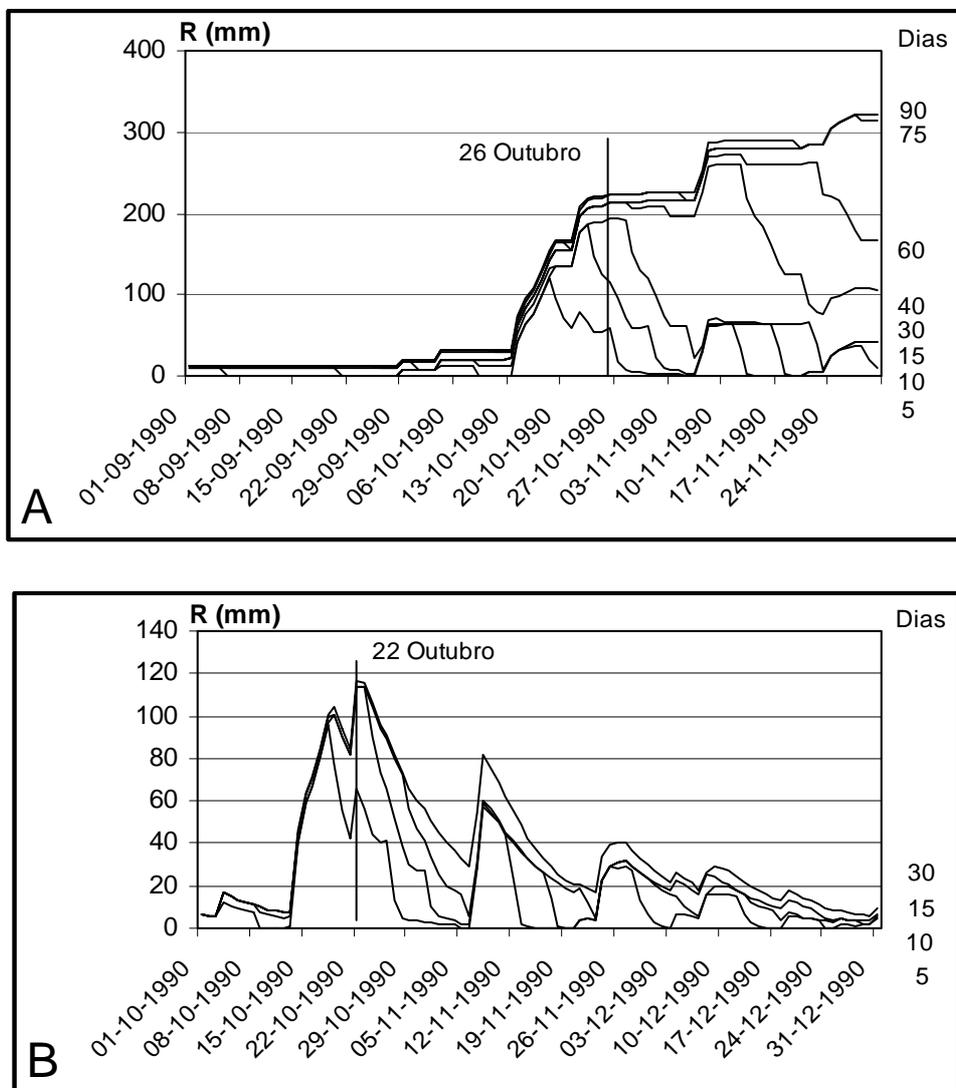


Fig. 44. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro e Dezembro de 1990. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.4. SITUAÇÕES DE DURAÇÃO – QUANTIDADE DE PRECIPITAÇÃO RESPONSÁVEIS PELA INSTABILIDADE DAS VERTENTES NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA

O Quadro 42 apresenta a síntese possível da distribuição temporal das manifestações de instabilidade nas vertentes da Região a Norte de Lisboa, e mostra que os diferentes tipos de movimentos de vertente são condicionados de modo distinto pelo regime pluviométrico.

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e os movimentos complexos associados ao trabalho de sapa dos cursos de água foram activados, maioritariamente, durante as cheias rápidas de Novembro de 1967 e 1983. Estas situações, determinadas por chuvas muito intensas e concentradas, caracterizaram-se por uma dinâmica muito vigorosa nos fundos dos vales, onde o encaixe vertical foi acompanhado pelo trabalho de sapa nos troços mais sinuosos do traçado das ribeiras.

Os deslizamentos translacionais superficiais foram também desencadeados pelos episódios que estiveram na origem das inundações de 1967 e 1983, mas verificaram-se, igualmente, em períodos marcados por precipitações menos intensas, ainda que mais prolongadas no tempo. A infiltração da água nos depósitos de vertente, pouco espessos e assentes num substrato impermeável (argilas, margas ou tufos vulcânicos), conduz à sua saturação e à inevitável eliminação dos interfaces ar-água, responsáveis pela coesão aparente ligada à pressão negativa decorrente da acção da capilaridade (Erskine, 1973; Gostelow, 1991b; Wieczorek, 1996). Deste modo, os depósitos de vertente tornam-se potencialmente instáveis e são alvo de deslizamento translacional superficial, principalmente nas áreas com declive mais acentuado, onde a influência das tensões tangenciais é mais efectiva. A importância deste último aspecto é determinante para entender a elevada densidade que estes movimentos apresentam junto dos taludes das estradas.

Os deslizamentos translacionais, deslizamentos rotacionais e movimentos complexos e compósitos translacionais/rotacionais com ou sem evolução para escoada, apresentam, geralmente, planos de ruptura profundos. Por essa razão, a sua activação 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

Quadro 42. Distribuição temporal dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa no período entre 1956-57 e 1992-93.

Data	Quantidade/duração precipitação crítica	Tipos de movimentos de vertente	Observações
19-25 Dez. 1958	300 mm / 30 dias	Deslizamentos translacionais e rotacionais	Instabilidade não documentada mas muito provável
9 Mar. 1959	46 mm / 1 dia 172 mm / 10 dias	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais	Instabilidade não documentada mas muito provável
26-29 Nov. 1961	251 mm / 15 dias	Deslizamentos translacionais superficiais	Instabilidade não documentada
9-11 Jan. 1963	186 mm / 15 dias	Deslizamentos translacionais superficiais	Instabilidade não documentada
12 Nov. 1963	56 mm / 1 dia 231 mm / 15 dias	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais	Instabilidade não documentada
22-23 Fev. 1966	238 mm / 15 dias 279 mm / 30 dias	Deslizamentos translacionais superficiais	Instabilidade não documentada
25 Nov. 1967	137 mm / 1 dia	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais	Instabilidade documentada
1-18 Nov. 1968	373 mm / 30 dias	Deslizamentos translacionais	Instabilidade documentada, sem precisão de data
18 Jan. 1970	55 mm / 1 dia 231 mm / 15 dias 328 mm / 30 dias	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais; deslizamentos profundos (?)	Instabilidade não documentada
5 Fev. 1972	173 mm / 5 dias	Movs. associados a erosão lateral	Instabilidade não documentada
2-4 Mar. 1978	204 mm / 15 dias	Movs. associados a erosão lateral	Instabilidade documentada
9-11 Fev. 1979	694 mm / 75 dias	Movimentos translacionais, rotacionais e complexos, profundos	Instabilidade documentada
30-31 Dez. 1981	185 mm / 5 dias 275 mm / 15 dias	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais (?)	Instabilidade documentada
18-19 Nov. 1983	164 mm / 1 dia	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais	Instabilidade documentada
25 Fev. 1987	52 mm / 1 dia	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais	Instabilidade documentada
22-25 Nov. 1989	164 mm / 15 dias 217 mm / 15 dias	Movs. associados a erosão lateral; desliz. translacionais superficiais	Instabilidade documentada
5-21 Dez. 1989	333 mm / 30 dias 495 mm / 40 dias	Movimentos translacionais, rotacionais e complexos, profundos	Instabilidade documentada
22-26 Out. 1990	194 mm / 15 dias	_____	Instabilidade não documentada

ao seu valor crítico, por aumento da pressão intersticial da água (Terzaghi, 1953; Gostelow, 1991b; Van Asch e Buma, 1996). Estas condições hidrológicas realizam-se, apenas, quando o fornecimento de água ao solo é abundante e duradouro, como aconteceu nos anos climatológicos de 1978-79 e 1989-90. A generalidade dos deslizamentos translacionais e rotacionais activos identificados nas áreas-amostra estudadas datam de um destes episódios de chuvas prolongadas.

A análise dos eventos pluviosos responsáveis pelo desencadeamento de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa permite a distinção de três tipos de situações, no que respeita à duração - quantidade da precipitação (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 cortes 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, para as chuvas absolutas; e entre 104 mm e 126 mm, para as precipitações ponderadas). O período de retorno destes episódios varia entre 2 e 4,5 anos.

Refira-se que 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 Março de 1959, Fevereiro de 1972 e Fevereiro de 1987.

b) **Episódios de precipitação muito intensa e concentrada**, na origem de cheias rápidas e da maior parte dos movimentos de vertente desencadeados pela erosão lateral dos cursos de água. Nas vertentes com declive mais acentuado, nos taludes antrópicos e nos materiais de aterro, a rápida infiltração da água condiciona a activação de inúmeros deslizamentos translacionais superficiais, por redução da coesão aparente dos terrenos.

Estas situações são determinadas por precipitações diárias superiores a 130 mm, cujo período de retorno ultrapassa 55 anos. Assinale-se que as chuvas intensas podem

ocorrer em apenas algumas horas, como aconteceu em Novembro de 1967 e Novembro de 1983, facto que determina o agravamento das 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, facto que reforça a importância do limiar de duração - quantidade de precipitação que determinou aquela situação.

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 foram 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.

A determinação de limiares críticos relativamente precisos de duração - intensidade das precipitações absolutas e ponderadas, responsáveis pelo desencadeamento dos diferentes tipos de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa, constitui uma etapa fundamental para a previsão de futuros episódios de instabilidade nas vertentes. A consecução deste objectivo implica a disponibilidade dos valores da precipitação diária em tempo real, de modo a possibilitar o cálculo permanente das precipitações acumuladas, absolutas e ponderadas. Infelizmente, esta

necessidade é contrariada pelo enorme atraso na divulgação dos registos da chuva, por parte das entidades responsáveis.

5. A AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA

5.1. A TERMINOLOGIA E OS CONCEITOS

A susceptibilidade de um território à ocorrência de fenómenos potencialmente perigosos tem sido descrita na literatura científica anglo-saxónica com recurso a termos variados (*susceptibility, danger, hazard, risk*). Este facto originou algumas confusões inevitáveis, que não foram completamente resolvidas pelas propostas para o estabelecimento de uma terminologia internacional comum, desenvolvidas no âmbito do Programa de Ciências da Terra da UNESCO (Varnes, 1984).

Varnes (1984) define *natural hazard* como a “probabilidade de ocorrência de fenómenos potencialmente destruidores, num determinado período de tempo e numa dada área” (op.cit., p.10). A vulnerabilidade do território (*vulnerability*) corresponde ao grau de perda de um dado elemento ou conjunto de elementos em risco (populações, propriedades, actividades económicas, etc.), em resultado da ocorrência de uma manifestação de instabilidade de determinada magnitude (op.cit., p.10). O conceito de risco (*risk*) está intimamente associado aos anteriores (Fig. 45), sendo o produto do *hazard* pela vulnerabilidade (Carrara *et al.*, 1987; Einstein, 1988; Panizza, 1990); por outras palavras, o risco exprime a possibilidade da ocorrência de consequências gravosas, económicas ou mesmo para a segurança das pessoas, em resultado do desencadeamento de um fenómeno natural ou induzido pela actividade antrópica (Varnes, 1984; Hansen, 1984; Hartlén e Viberg; 1988).

A aplicação das definições de Varnes, não tem sido fácil (Flageollet, 1989; Zêzere e Rodrigues, 1991; Ferreira, 1993), sendo evidente a dificuldade em encontrar equivalentes noutras línguas para o termo anglo-americano *hazard*, claramente implantado na linguagem científica internacional.

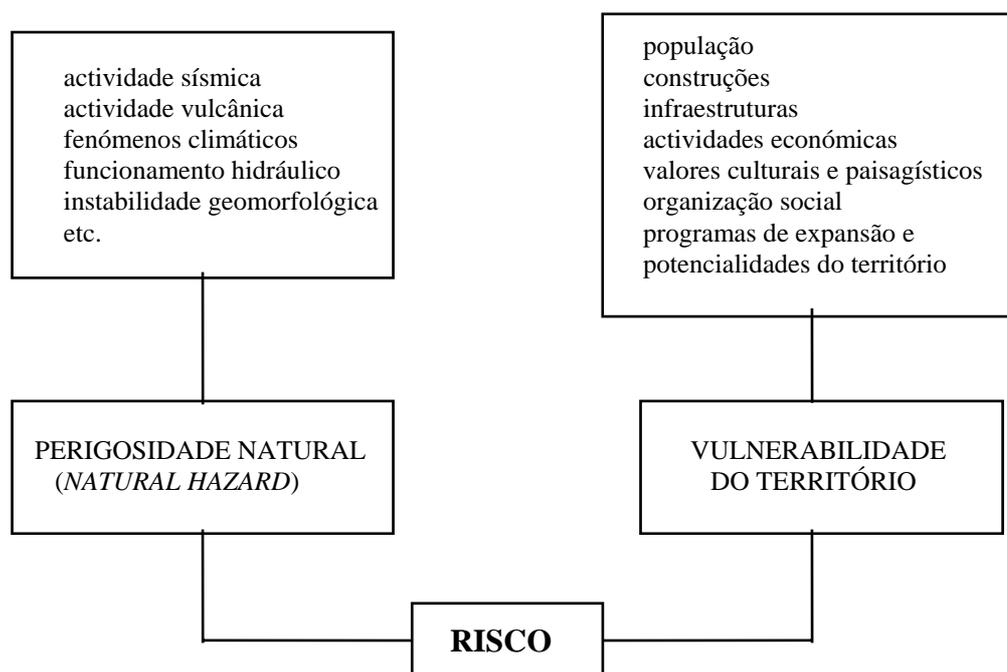


Fig. 45. Esquema conceptual do risco (adaptado de Panizza, 1990 e Zêzere e Rodrigues, 1991).

Natural hazard foi, inicialmente, traduzido em França por *risque naturel* e em Portugal por *risco natural*, facto que determinou a sua frequente utilização com um duplo sentido, “englobando quer a possibilidade ou probabilidade de ocorrência de uma determinada manifestação de instabilidade, quer os efeitos (vítimas, estragos ou danos) que ela pode produzir” (Zêzere e Rodrigues, 1991, p.446).

Com a implementação dos P.E.R. (*Plans d’Exposition aux Risques*) em França, em 1983, a designação de *risque naturel* foi substituída por *aléas*, de modo a evitar os problemas de terminologia (Ribes, 1987; Perrot, 1988). A solução encontrada em Itália e na Espanha passou pela introdução dos termos *pericolosità* (Carrara *et al.*, 1987) e *peligrosidad* (Corominas, 1987), associados à definição de *hazard* originalmente proposta por Varnes (1984).

Neste trabalho adopta-se a designação de *perigosidade* como equivalente de *hazard* ou de *aléas*. A introdução deste termo na terminologia geomorfológica portuguesa tem a grande vantagem de ultrapassar o sentido pouco claro da designação empregue até agora (*risco natural*).

A perigosidade geomorfológica, em particular no que respeita aos movimentos de vertente, é uma das componentes da perigosidade natural e tem sido alvo de bastantes sistematizações na literatura internacional (ver, por exemplo, Hansen, 1984; Varnes, 1984; Hartelén e Viberg, 1988; Einstein, 1988; Soeters e Van Westen, 1996).

De acordo com Hartelén e Viberg (1988), um mapa ideal da perigosidade associada aos movimentos de vertente deve fornecer informação acerca da probabilidade espacial, probabilidade temporal, tipo, magnitude, velocidade, deslocação horizontal e limite de retrogressão dos movimentos de vertente preditos numa determinada área. Brook (1992) acrescenta a estas preocupações as possibilidades de evitar ou reduzir o perigo, bem como a necessidade de apuramento de responsabilidades em situação de risco declarado.

Segundo Avias (1984, p.300), “prever um movimento de vertente é prever a possibilidade do seu desencadeamento no espaço e no tempo”. Deste modo, a predição da perigosidade compreende um aspecto temporal, que só pode ser resolvido pelo conhecimento do mecanismo do movimento e do período de recorrência dos respectivos factores desencadeantes¹; e um aspecto espacial, que apenas pode ser solucionado através da cartografia.

Um mapa de perigosidade geomorfológica deve indicar onde se verificaram os movimentos no passado, a localização das áreas mais susceptíveis e a probabilidade de ocorrência dos eventos (Schuster e Kockelman, 1996). Neste contexto, são consideradas

¹ Refira-se que a maior parte dos mapas de perigosidade divulgados não contempla a componente temporal do perigo (Hansen, 1984; Flageollet, 1989; Soeters e Van Westen, 1996). Este facto levou Einstein (1988) a propor uma distinção entre a avaliação do perigo (*danger*) e do *hazard*, considerando que os mapas de perigo exprimem a instabilidade real e potencial na sua dimensão espacial, enquanto que o mapa de *hazard* deve integrar os períodos de retorno ou a probabilidade de ocorrência dos fenómenos.

usualmente três fases fundamentais na avaliação da perigosidade (Gueremy, 1984; Aste, 1991; Soeters e Van Westen, 1996):

- a) inventário e análise das manifestações de instabilidade que já se verificaram na área em questão;
- b) identificação dos factores condicionantes e desencadeantes responsáveis pelo aparecimento ou aceleração dos movimentos;
- c) interpretação dos factores à luz do conhecimento adquirido, implementando modelos que têm em conta os mecanismos detectados e as regras resultantes da experiência acumulada.

O modelo conceptual básico subjacente à avaliação da perigosidade geomorfológica baseia-se, assim, na correlação, directa ou indirecta, de um conjunto mais ou menos amplo de factores (litologia, estrutura, morfologia, declive, rede de drenagem, coberto vegetal, intervenções antrópicas, etc.) com as manifestações de instabilidade (Carrara, 1984). Este modelo conceptual é sustentado por três princípios fundamentais (Varnes, 1984): 1) o passado e o presente são as chaves para o futuro; 2) as principais condições que originam os movimentos de vertente podem ser identificadas; 3) os graus de perigosidade podem ser estimados.

O primeiro princípio recorre à noção de uniformitarismo ou actualismo, admitindo que a instabilidade futura deverá verificar-se sob condições idênticas às que determinaram a instabilidade passada e presente. O segundo princípio refere-se ao facto de as principais condições que determinam os movimentos poderem ser identificadas, a partir do estudo de casos pontuais, e depois extrapoladas para áreas mais vastas. O terceiro princípio indica que é possível estimar a significância relativa de cada factor de instabilidade e, deste modo, classificar o perigo, em função da sua distinta incidência no terreno.

O risco geomorfológico existe sempre que as populações, bens ou actividades possam ser prejudicados, destruídos ou interrompidos pelo desenvolvimento de um fenómeno de instabilidade geomorfológica (Aste, 1991). Deste modo, a avaliação dos graus de risco implica a estimativa do nível provável dos estragos, para cada elemento em risco existente no território em questão.

Os estudos de avaliação do risco relacionado com os movimentos de vertente, divulgados internacionalmente, são em número bastante reduzido (ver, por exemplo, Carrara *et al.*, 1978, citado por Varnes, 1984; e Carrara *et al.*, 1991, 1992), facto justificado pelo elevado grau de incerteza que caracteriza a determinação da vulnerabilidade. Neste contexto, Spagna (1991) defende a restrição da cartografia à perigosidade geomorfológica, não incluindo o risco, devido ao carácter não cartografável de alguns elementos da vulnerabilidade, bem como à necessidade quase permanente de actualização desse tipo de representação cartográfica, em virtude das constantes intervenções antrópicas no território.

5.2. AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA COM O MÉTODO DE CARTOGRAFIA DIRECTA

O método de cartografia directa, também referido por método geomorfológico (Carrara *et al.*, 1992; Soeters e Van Westen, 1996) caracteriza-se por uma avaliação qualitativa e subjectiva do perigo (ver, por exemplo, Dumas *et al.*, 1984a; Rupke *et al.*, 1988).

A metodologia utilizada na avaliação directa do perigo associado aos movimentos de vertente nas áreas-amostra estudadas em pormenor baseia-se na distribuição das manifestações de instabilidade e na sua relação com os factores condicionantes da instabilidade. A classificação do perigo e o modo de representação gráfica da informação inspiram-se, fundamentalmente, em Dumas *et al.* (1984b) e em Kienholz (1977-78, citado por Varnes, 1984).

Os mapas da perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Fanhões e Trancão (Fig. 46), de Lousa e Pinheiro de Loures (Fig. 47) e de Calhandriz (Fig. 48), incluem cinco classes de perigo, para além da delimitação dos fundos de vale inundáveis em situação de cheia rápida, sujeitos a uma perigosidade distinta da definida pelos movimentos de vertente.

O grau de perigo (fraco, moderado e forte) foi determinado tendo em consideração o potencial de destruição dos fenómenos de instabilidade; ou seja, toma em atenção a magnitude provável dos movimentos, particularmente no que respeita às áreas abrangidas e à profundidade dos planos de ruptura. A diferenciação da

probabilidade reporta-se, exclusivamente, à sua dimensão espacial e toma em linha de conta o diferente grau de susceptibilidade do terreno às distintas manifestações de instabilidade individualizadas. Os tipos dominantes de perigo são classificados com recurso à utilização de letras: R - movimento rotacional; T - movimento translacional; S - deslizamento translacional superficial; E - deslizamento/desabamento por erosão lateral; D - desabamento; I - fundo de vale inundável.

As classes de perigosidade consideradas distinguem as situações de instabilidade real (Classes I, III e V) e de instabilidade potencial (Classes II e IV). Os critérios utilizados na sua definição são os seguintes:

Classe I - Perigo forte com elevada probabilidade

- áreas com sinais evidentes de deslizamentos rotacionais, deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal rotacional ou translacional, assumindo, como Carrara *et al.* (1987), que as vertentes já instabilizadas têm, por definição, uma perigosidade máxima;
- principais deslizamentos/desabamentos por erosão lateral com potencial retrogressivo e vertentes com grande densidade de deslizamentos translacionais superficiais, alguns como dimensão considerável. Devido às características dos movimentos considerados, estes tipos de situação apenas foram definidos nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures;
- vertentes sujeitas a desabamentos de grande magnitude, na área-amostra do Trancão.

As manifestações de instabilidade incluídas nesta classe podem provocar a destruição, total ou parcial, de habitações ou vias de comunicação. Por esta razão, as intervenções antrópicas devem ser evitadas, excepto quando acompanhadas por medidas de estabilização eficazes, sustentadas por estudos geotécnicos locais.

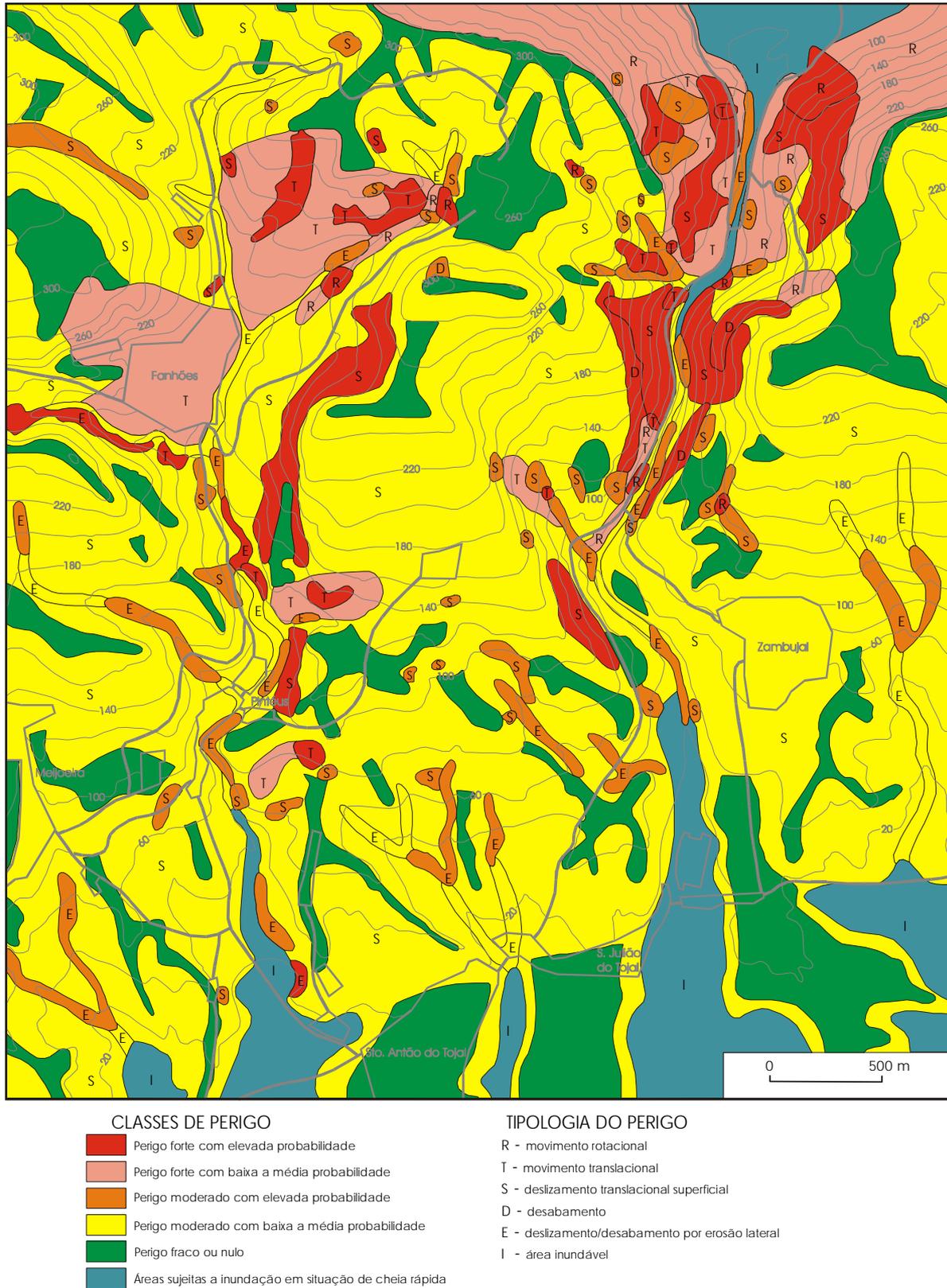


Fig. 46. Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (método de cartografia directa).

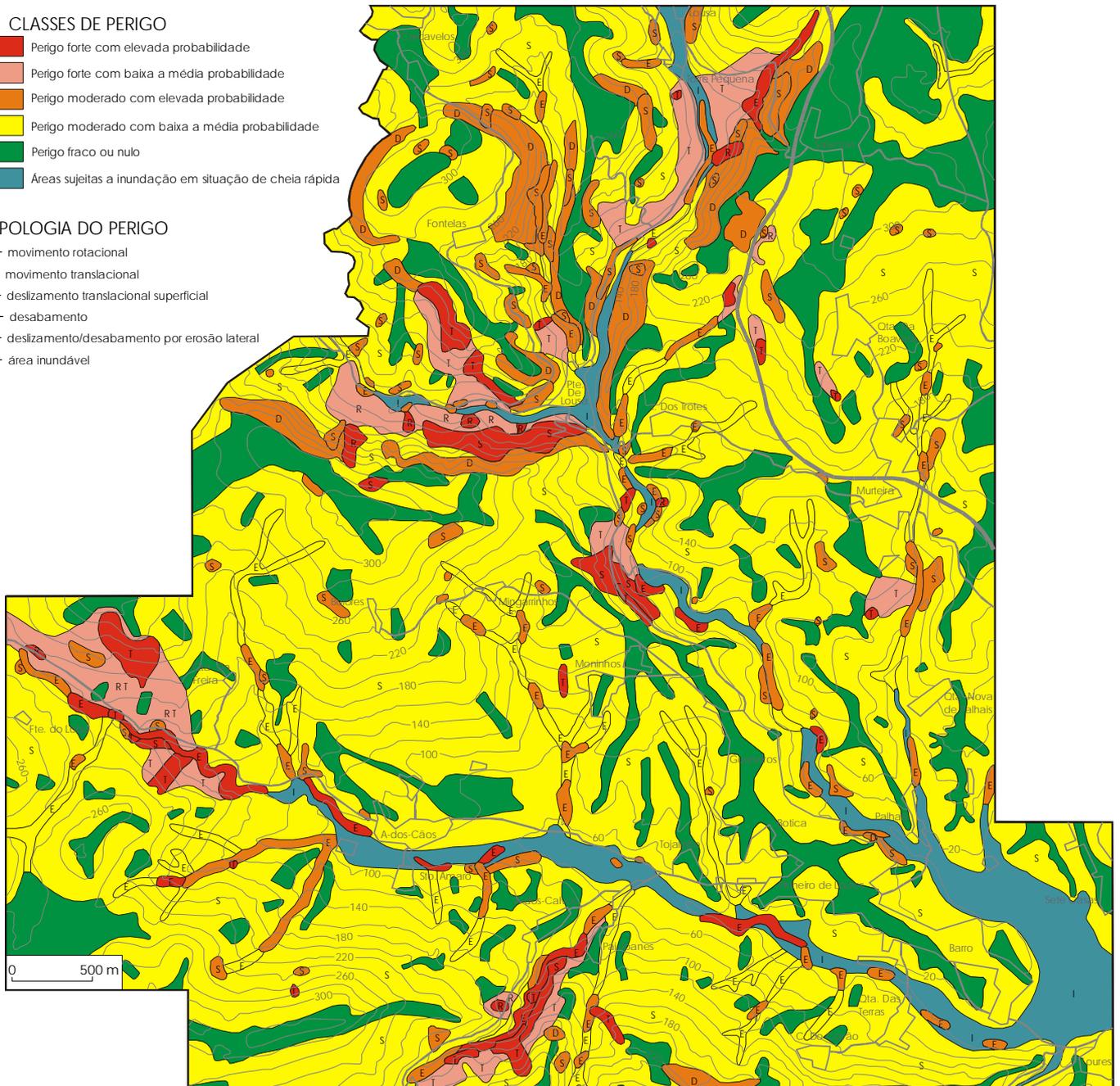


Fig. 47. Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures (método de cartografia directa).

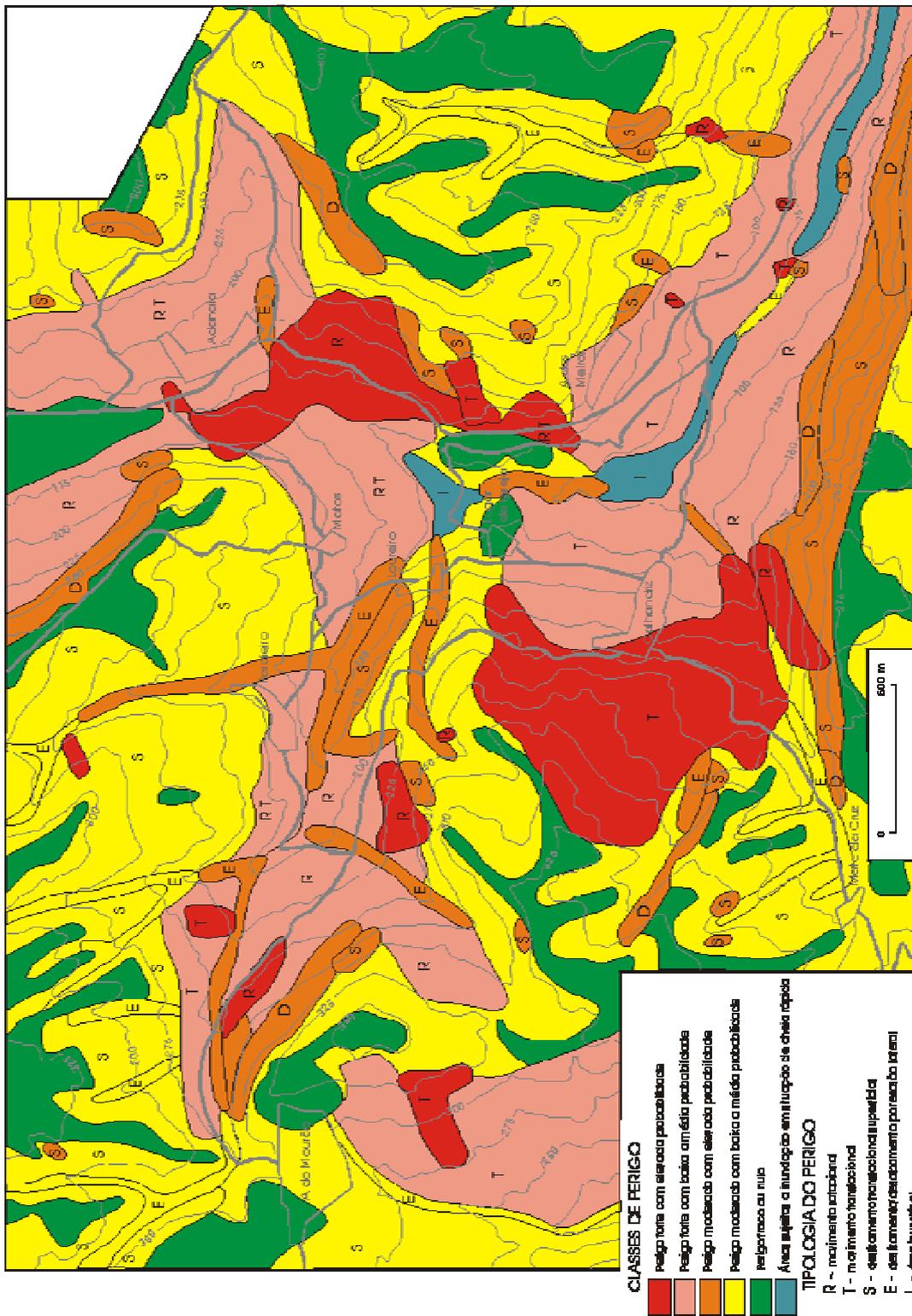


Fig. 48. Perigosidade associada aos movimentos de vertente na área-amostra de Calhandriz (método de cartografia directa).

Classe II - Perigo forte com baixa a média probabilidade

- vertentes potencialmente susceptíveis a movimentos profundos (rotacionais, translacionais e complexos), identificadas pela combinação desfavorável dos principais factores de instabilidade.

As áreas integradas nesta classe ainda não foram afectadas por movimentos de vertente, mas estão potencialmente sujeitas aos mesmos perigos da Classe I. Deste modo, a sua segurança é duvidosa, pelo que qualquer intervenção antrópica deve ser precedida por estudos geomorfológicos e geotécnicos de pormenor.

Classe III - Perigo moderado com elevada probabilidade

- áreas com sinais evidentes de deslizamentos translacionais superficiais, deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e desabamentos, não incluídas na Classe I.

O impacte das manifestações de instabilidade consideradas é mais sensível na actividade agrícola do que em eventuais construções.

Classe IV - Perigo moderado com baixa a média probabilidade

- vertentes ainda não afectadas por manifestações de instabilidade, mas que se encontram potencialmente sujeitas aos mesmo perigos da Classe III.

Como no caso da Classe II, o perigo foi avaliado a partir da incidência dos factores de instabilidade. Pelas mesmas razões indicadas na classe anterior, a intervenção antrópica é possível, mantendo o risco num nível reduzido.

Classe V - Perigo fraco ou nulo

- áreas planas em posição de interflúvio.

As limitações às intervenções humanas são praticamente inexistentes.

5.3. AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA NA ÁREA-AMOSTRA DE CALHANDRIZ COM O MÉTODO DO VALOR INFORMATIVO

O método do valor informativo (*information value method*) é uma técnica utilizada por autores chineses (Yan, 1988; Yin e Yan, 1988) na avaliação do perigo de ocorrência de movimentos de vertente, a partir da adaptação de modelos implementados na predição de depósitos auríferos na ex-União Soviética (Yan, 1988).

O método pressupõe a definição prévia de unidades de terreno e a tomada em consideração de um conjunto de factores de instabilidade. Para cada uma das variáveis é determinado o respectivo valor informativo, a partir da relação (Yin e Yan, 1988):

$$I_i = \log \frac{S_i / N_i}{S / N}$$

sendo:

I_i = valor informativo da variável i ;

S_i = número de unidades de terreno com movimentos de tipo y e com a presença da variável x_i ;

N_i = número de unidades de terreno com a presença da variável x_i ;

S = número total de unidades de terreno com movimentos de tipo y ;

N = número total de unidades de terreno.

Quando o valor de I_i é negativo, considera-se que a variável em questão não é determinante no desenvolvimento dos movimentos de vertente. Os resultados positivos indicam uma relação entre a presença da variável e as manifestações de instabilidade, tanto mais acentuada quanto maior for o *score* (Yan, 1988).

O valor informativo total de uma unidade de terreno j é determinado por (Yin e Yan, 1988):

$$I_j = \sum_{i=1}^m X_{ji} I_i$$

sendo:

m = número de variáveis;

X_{ji} = 0 se a variável não está presente na unidade de terreno e 1 na situação contrária.

A susceptibilidade das unidades de terreno à ocorrência de um determinado tipo de movimento de vertente varia, assim, na relação directa do respectivo valor de informação total, I_j .

A aplicação do método do valor informativo na área-amostra de Calhandriz foi precedida pela definição de unidades de terreno, a partir do cruzamento das unidades litológicas com quatro classes de declive ($0 - 5^\circ$, $5 - 15^\circ$, $15 - 25^\circ$, $> 25^\circ$) e com a distribuição dos depósitos de vertente com espessura superior a 0,5 m. Deste modo, foram individualizadas 1111 unidades de terreno homogéneas, com forma e dimensão variada, numeradas de 1 a 1111.

Cada unidade de terreno foi inventariada através da utilização de uma ficha-tipo (Fig. 49), com o objectivo de caracterizar a presença ou ausência de movimentos de vertente, bem como a respectiva tipologia. Para além disso, foram registadas as características de vários factores de instabilidade cartografáveis, considerados relevantes para a dinâmica geomorfológica da área-amostra: unidades litológicas, declive, depósitos de vertente, relação entre a topografia e a estrutura, existência de canais fluviais e existência de estradas.

O passo seguinte consistiu na elaboração de três matrizes binárias, a partir dos dados relativos às 1111 unidades de terreno, considerando, respectivamente, os movimentos rotacionais, movimentos translacionais e deslizamentos translacionais superficiais. Registe-se que as várias unidades litológicas e as diferentes classes de declive foram assumidas como variáveis independentes, pelo que o respectivo número total se eleva a 12.

A fórmula para definição do valor informativo de cada variável independente foi aplicada, individualmente, aos dados relativos aos movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais (Quadro 43).

O valor informativo final, para cada tipo de movimento considerado, foi determinado através do somatório dos valores informativos parciais, relativos às variáveis independentes presentes em cada uma das unidades de terreno.

**FICHA-INVENTÁRIO: CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES DE TERRENO DA
ÁREA-AMOSTRA DE CALHANDRIZ
(MÉTODO DO VALOR INFORMATIVO)**

Unidade de terreno nº

UNIDADE LITOLÓGICA

UL1 (margas e argilas da Abadia; Kimeridgiano inferior e médio)

UL2 (calcários corálicos de Amaral; Kimeridgiano superior)

UL3 (margas e calcários margosos; Kimeridgiano - Titoniano inferior)

UL4 (arenitos, margas e calcários (“Camadas do Freixial”); Titoniano)

DECLIVE

0 - 5°

5 - 15°

15 - 25°

> 25°

**DEPÓSITOS DE VERTENTE
COM ESPESSURA ≥ 0,5 m**

sim

não

CONCORDÂNCIA ENTRE A TOPOGRAFIA E A ESTRUTURA

sim

não

PRESENÇA DE CANAL FLUVIAL

sim

não

PRESENÇA DE ESTRADAS

sim

não

TIPO DE MOVIMENTO

ausência de movimentos

deslizamento rotacional ou complexo rotacional

deslizamento translacional ou complexo translacional

deslizamento translacional superficial

Fig. 49. Exemplo da ficha de inventariação das unidades de terreno na área-amostra de Calhandriz, para aplicação do método do valor informativo.

Quadro 43. Valor informativo das variáveis consideradas na avaliação da perigosidade associada aos movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais, na área-amostra de Calhandriz.

VARIÁVEIS		Movimentos rotacionais	Movimentos translacionais	Deslizamentos translacionais superficiais
Unidades litológicas	UL1	0,9705	0,1834	-0,0551
	UL2	-0,3549	-0,5336	0,2237
	UL3	-0,8990	0,0614	-0,0328
	UL4	0,0000	0,0000	0,0000
Classes de declive	0 - 5°	-0,5287	-0,3506	-1,4540
	5 - 15°	-0,1333	-0,1784	-0,5598
	15 - 25°	0,1544	0,0794	0,0066
	> 25°	0,0475	0,0977	0,8448
Depósitos de vertente concordância topografia-estrutura canais fluviais estradas		0,5339	0,4673	0,2126
		-0,5260	1,0071	-0,1878
		0,6220	0,5769	0,3290
		0,7712	0,9774	0,5388

UL1: margas e argilas da Abadia (Kimeridgiano inferior e médio);

UL2: calcários corálicos de Amaral (Kimeridgiano superior);

UL3: margas, calcários margosos e calcários (Kimeridgiano sup. - Titoniano inf.);

UL4: arenitos, margas e calcários (Titoniano).

Os *scores* finais do valor informativo foram divididos em 4 classes de perigosidade, a partir da análise dos valores das unidades de terreno com movimentos de vertente (Yin e Yan, 1988).

Os resultados da aplicação do método (Figuras 50, 51 e 52) representam uma classificação da probabilidade espacial de ocorrência das manifestações de instabilidade consideradas.

A Fig. 53 ilustra as distribuições de frequências dos *scores* do método do valor informativo para os movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais. A validade do método é confirmada pela classificação maioritária das unidades de terreno instabilizadas nas classes consideradas como de perigo elevado ou muito elevado (83%, 91% e 90% dos casos, respectivamente, para os movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais). De entre as unidades de terreno sem manifestações de instabilidade, destacam-se aquelas cujos elevados *scores* denunciam uma acentuada predisposição para a ocorrência de movimentos (37%, 34% e 74% dos casos, respectivamente, para os movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais).

As diferentes variáveis consideradas neste estudo têm um valor informativo bastante contrastado, em função da tipologia dos movimentos de vertente (ver Quadro 43), facto que confirma a ocorrência preferencial das manifestações de instabilidade sob condições naturais distintas. A presença da unidade litológica 1 (margas e argilas da Abadia, do Kimeridgiano inferior e médio) é determinante para o desenvolvimento dos movimentos rotacionais, enquanto que a concordância entre a topografia e a estrutura e a existência de um declive superior a 25° são fundamentais, respectivamente, no desencadeamento dos movimentos translacionais e deslizamentos translacionais superficiais. Destaque-se que estas informações corroboram algumas das principais conclusões conseguidas a partir da análise estatística dos movimentos de vertente, efectuada no ponto 3.

Os dados representados no Quadro 43 colocam ainda em evidência uma forte relação entre a distribuição de qualquer das manifestações de instabilidade consideradas e a presença de estradas e de canais fluviais. O primeiro caso confirma a actividade antrópica enquanto um dos principais factores de instabilidade, nomeadamente através da abertura de taludes artificiais em vertentes de estabilidade precária. A segunda relação reflecte a importância da instabilização da base das vertentes pela erosão lateral, mas também o papel determinante do desenvolvimento de pressões intersticiais positivas nos terrenos, mais frequente junto aos canais fluviais, onde as toalhas freáticas estão próximo da superfície topográfica.

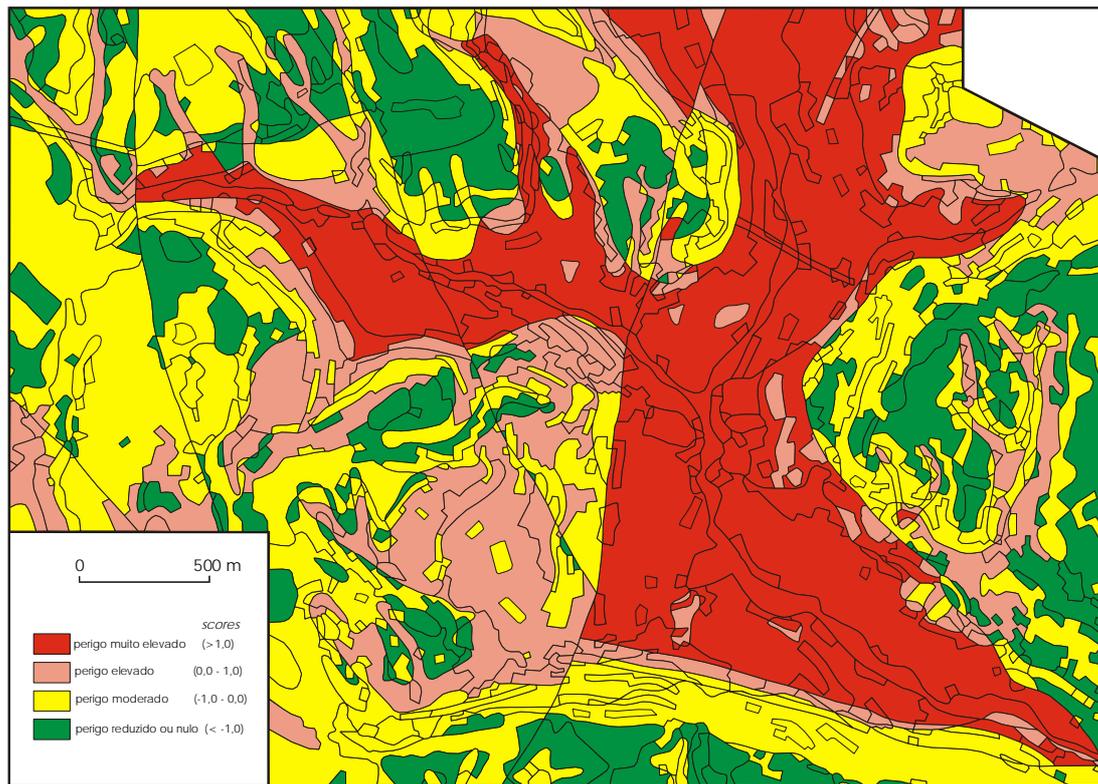


Fig. 50. Perigo de ocorrência de movimentos rotacionais na área-amostra de Calhandriz.

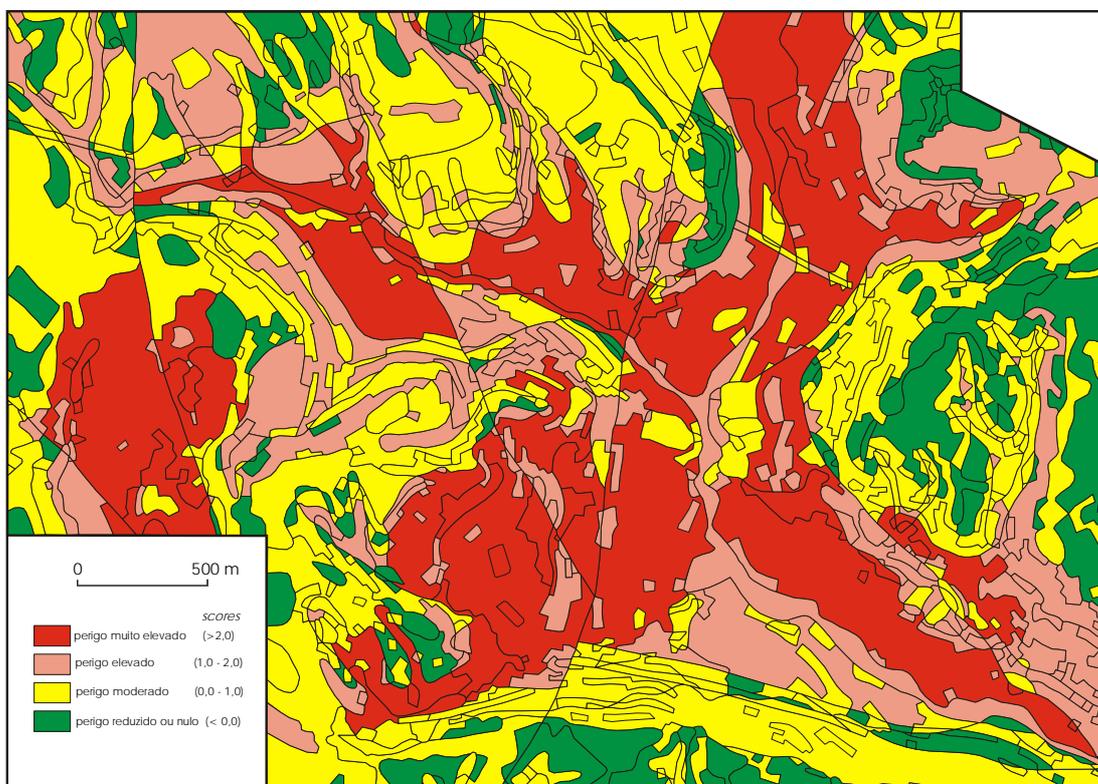


Fig. 51. Perigo de ocorrência de movimentos translacionais na área-amostra de Calhandriz.

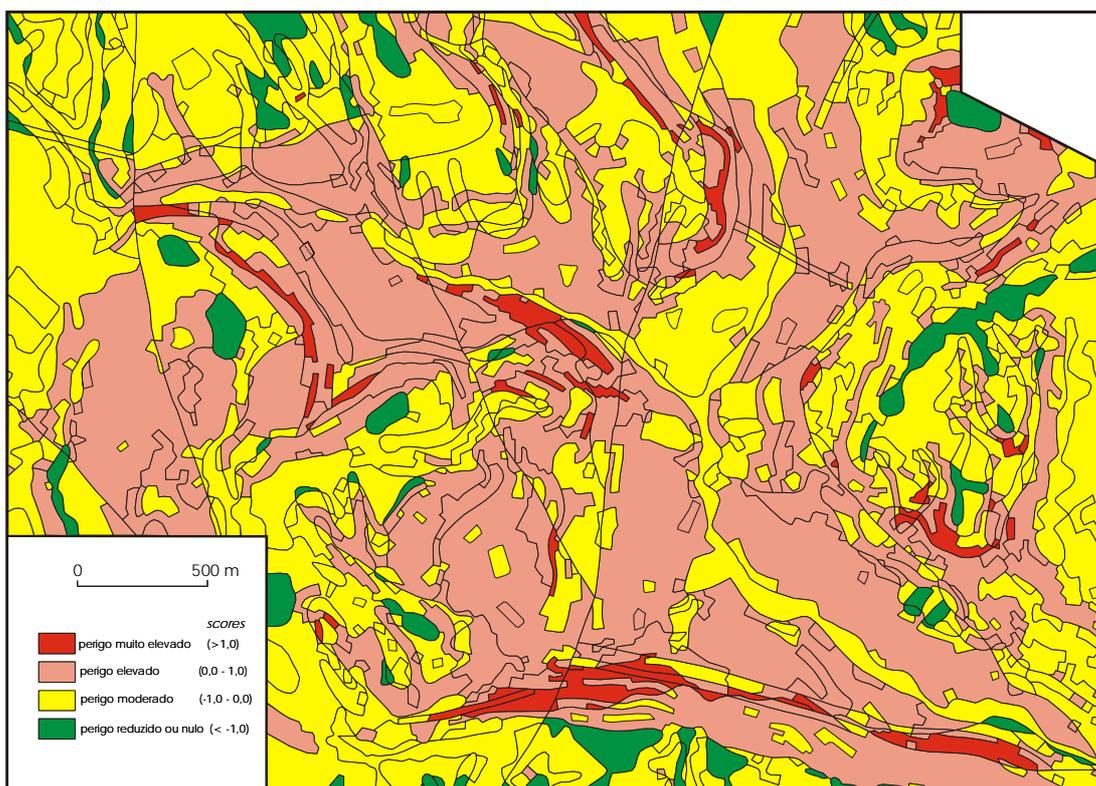


Fig. 52. Perigo de ocorrência de movimentos translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz.

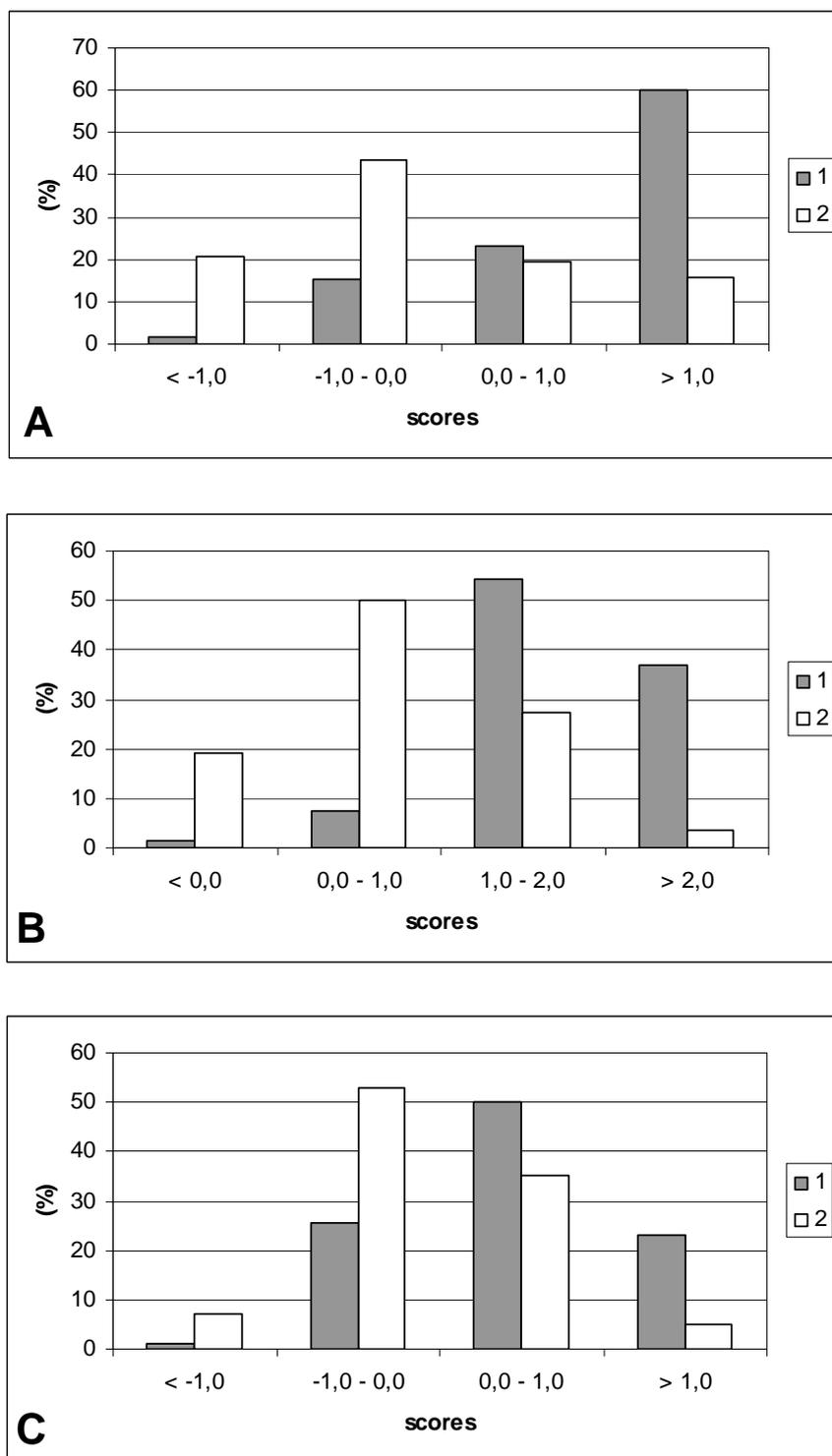


Fig. 53. Distribuição de frequências dos *scores* do valor informativo nas unidades de terreno da área-amostra de Calhandriz.

A - movimentos rotacionais; B - movimentos translacionais; C - deslizamentos translacionais superficiais; 1 - unidades de terreno instabilizadas; 2 - unidades de terreno não instabilizadas.

RESUMO

Distribuição e ritmo dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa

O objectivo deste trabalho consistiu no estudo da tipologia dos movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa e na identificação dos factores que os condicionam e desencadeiam. Para além disso, procurou-se avaliar a perigosidade associada aos movimentos, numa contribuição para o ordenamento e gestão de um território onde as condições naturais favoráveis à instabilidade das vertentes têm sido agravadas por intervenções antrópicas desajustadas.

Os movimentos de vertente 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 de desabamentos, deslizamentos e movimentos complexos e compósitos, enquanto o segundo é determinante para a subdivisão dos deslizamentos nas variedades translacional e rotacional. O contexto geomorfológico está na origem da individualização de deslizamentos translacionais superficiais e de deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

Os deslizamentos translacionais superficiais são movimentos peliculares 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 tufo vulcânicos. Estes deslizamentos são, muitas vezes, condicionados por intervenções antrópicas desajustadas, constituindo a manifestação de instabilidade mais frequente ao longo dos taludes das estradas.

Os deslizamentos translacionais são movimentos de vertente mais profundos que os anteriores e afectam, sempre, o substrato rochoso. A anisotropia, com alternância de bancadas com permeabilidade e resistência ao corte contrastadas, juntamente com a concordância geral entre o declive e o sentido de inclinação das camadas, constituem condicionalismos morfoestruturais indispensáveis ao seu desencadeamento. As condições topográficas ideais para o desenvolvimento deste tipo de movimento realizam-se em vertentes com declives moderados (favoráveis à lenta e gradual infiltração da água em profundidade e à diminuição da resistência ao corte por aumento da pressão intersticial) e com rupturas de declive a jusante, responsáveis por perturbações nas condições de equilíbrio, por aumento da tensão tangencial.

Os deslizamentos rotacionais são relativamente pouco frequentes na Região a Norte de Lisboa, devido à reduzida expressão 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.

Os movimentos complexos e compósitos integram alguns dos maiores movimentos de vertente ocorridos recentemente na área estudada, de tipo deslizamento translacional/deslizamento rotacional, com ou sem evolução para escoada. O desenvolvimento

de fenómenos de escoada na parte terminal de movimentos de vertente foi identificado, igualmente, em manifestações de instabilidade iniciadas por desabamento, deslizamento rotacional e deslizamento translacional superficial.

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral têm em comum um factor desencadeante que corresponde à erosão lateral dos cursos de água e integram movimentos de desabamento, balançamento e deslizamento das margens dos leitos menores, sob influência da gravidade, geralmente assistida pelo elevado teor em água presente nos materiais afectados. 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.

A determinação em estudar os movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa de modo sistemático, de forma a que a informação recolhida tivesse significado estatístico, implicou a concentração da investigação em cinco áreas-amostra de dimensão relativamente reduzida (61,6 km², no total). As áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures apresentam, no essencial, o mesmo tipo de substrato rochoso, incluindo duas unidades litológicas muito susceptíveis aos deslizamentos: margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (unidade litológica 6) e tufos vulcânicos e escoadas basálticas do Complexo Vulcânico de Lisboa (unidade litológica 8). A área-amostra de Calhandriz desenvolve-se sobre afloramentos de idade jurássica, de entre os quais se destacam, pela frequência e magnitude dos movimentos de vertente, as “margas e argilas da Abadia” do Kimeridgiano inferior e médio (unidade litológica 1) e as margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Titoniano inferior (unidade litológica 3).

A inventariação sistemática dos movimentos de vertente nas áreas-amostra permitiu a criação de um banco de dados com 597 movimentos, que se revelou decisivo para a caracterização quantitativa das manifestações de instabilidade e para o estudo dos factores que as condicionam.

Os movimentos de vertente de pequena dimensão (deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e deslizamentos translacionais superficiais) representam mais de 70% do número total de manifestações de instabilidade. Os primeiros dominam nas áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures, enquanto os segundos são mais frequentes nas áreas de Calhandriz, Fanhões e Trancão. Estes movimentos são determinantes para explicar a densidade dos movimentos, máxima no Trancão (14,6 eventos por km²) e mínima em Pinheiro de Loures (7,7 eventos por km²).

Os deslizamentos rotacionais, deslizamentos translacionais e movimentos complexos e compósitos são maiores que os anteriores e ocorrem em número muito mais reduzido. O seu peso é determinante na área de Calhandriz, que apresenta uma percentagem de superfície instabilizada de 9,8%, muito acima das verificadas nas restantes áreas-amostra (entre 0,9% e 2%).

Nos terrenos cretácicos (áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures) verifica-se uma grande concentração de deslizamentos/desabamentos por erosão lateral na unidade litológica 8, enquanto que os deslizamentos translacionais, deslizamentos translacionais superficiais e movimentos complexos e compósitos se desenvolvem mais frequentemente na unidade litológica 6. A densidade dos movimentos nas margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio é, quase sempre, superior à registada nos

afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa, assim como a percentagem de superfície instabilizada, em reflexo da maior dimensão evidenciada pelos movimentos presentes na unidade litológica 6.

As unidades litológicas 1 e 3 afloram apenas na área-amostra de Calhandriz. Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e os deslizamentos rotacionais dominam nas “margas e argilas da Abadia”, enquanto que os deslizamentos translacionais superficiais e os movimentos complexos e compósitos são mais frequentes nos terrenos do Kimeridgiano superior - Titoniano inferior. Embora as densidades dos movimentos nestas unidades litológicas não se destaquem das restantes, as percentagens de superfície instabilizada são muito mais elevadas, em reflexo da grande dimensão de alguns deslizamentos rotacionais na unidade litológica 1 e dos movimentos complexos translacionais/rotacionais na unidade litológica 3.

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.

A relação entre as manifestações de instabilidade e o declive das vertentes não é simples nem uniforme.

Os deslizamentos translacionais superficiais têm declive médio por área-amostra sempre acima de 21°, contrastando, fundamentalmente, com os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e com os deslizamentos translacionais profundos, cujo declive médio é de 17°.

Os movimentos desencadeados na unidade litológica 3 são os que registam o declive médio mais elevado (25°), em reflexo, principalmente, dos parciais relativos aos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e deslizamentos translacionais superficiais. Os declives das vertentes instabilizadas na unidade litológica 1 são geralmente reduzidos (16°, em média), independentemente do tipo de movimento, indiciando uma resistência ao corte relativamente reduzida destes terrenos, quando comparados com as restantes unidades litológicas. Nos afloramentos de idade cretácica, as vertentes instabilizadas nas margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio apresentam um declive médio mais acentuado que o verificado nas escoadas basálticas e tufo vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa (22° e 18°, respectivamente), reflectindo a forte associação existente entre a unidade litológica 6 e os declives fortes, principalmente nas áreas-amostra do Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures.

As densidades de movimentos e as percentagens de superfície instabilizada nas vertentes com declive inferior a 10° ficam aquém dos respectivos valores médios, em todas as áreas-amostra. Embora os registos mais elevados, para ambas as variáveis, se verifiquem, quase sempre, nas vertentes com declive superior a 20°, a extensão das áreas deslizadas nas classes de 5° a 20° é bastante significativa nas áreas-amostra de Calhandriz, Pinheiro de Loures e Fanhões, em função da estreita associação, aí registada, entre os movimentos de maior dimensão e os declives moderados. Este facto não se verifica nas áreas do Trancão e de Lousa, onde os maiores movimentos se concentram em vertentes com declive entre 15° e 25°, definindo uma tendência para o aumento da grandeza das manifestações de instabilidade em função do declive, confirmada pela análise da correlação.

Os movimentos identificados nas áreas-amostra desenvolvem-se, preferencialmente, em vertentes com perfil vertical rectilíneo (60% dos casos) e perfil horizontal côncavo (56% dos casos). A associação das manifestações de instabilidade às concavidades topográficas, particularmente sensível nos eventos de maior dimensão, pode ser interpretada como um reflexo

da importância do regime hidrológico na dinâmica geomorfológica das vertentes, já que é naquelas áreas que mais facilmente, e com maior frequência, se atinge a saturação dos terrenos.

Os terrenos actualmente incultos, com vegetação de porte herbáceo ou arbustivo e matagal, dominam na Região a Norte de Lisboa e apresentam as densidades de movimentos e percentagens de superfície instabilizada mais elevadas, nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão e Pinheiro de Loures. Os terrenos com vegetação de porte arbóreo encontram-se bastante instabilizados nas áreas de Lousa e Calhandriz, demonstrando que a existência de árvores não contraria o desencadeamento dos movimentos associados à erosão lateral, assim como dos movimentos de vertente com planos de ruptura mais profundos. A densidade de movimentos e a percentagem de superfície instabilizada são reduzidas nos terrenos cultivados, porque a actividade agrícola se restringe, quase sempre, às áreas planas.

Cerca de 26% do número total de manifestações de instabilidade identificadas nas áreas-amostra correspondem a reactivações de movimentos antigos. Estas são fundamentalmente importantes nos deslizamentos translacionais e nos movimentos complexos e compósitos, e adquirem a sua maior expressão nas áreas-amostra de Lousa e Fanhões.

A actividade geomorfológica da Região a Norte de Lisboa é potenciada por intervenções antrópicas desajustadas, em relação com uma urbanização crescente e, muitas vezes, desorganizada. Os movimentos de vertente condicionados por acções antrópicas representam 20% do conjunto dos eventos inventariados, com particular destaque para os deslizamentos translacionais e translacionais superficiais. O peso das interferências antrópicas é principalmente sensível, como no caso anterior, nas áreas-amostra de Lousa e Fanhões.

A caracterização dos factores de instabilidade nas cinco áreas-amostra da Região a Norte 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 condicionantes da instabilidade 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.

A precipitação tem um papel determinante no desencadeamento dos movimentos de vertente da Região a Norte 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 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 dos eventos pluviosos responsáveis pelo desencadeamento de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa permite a distinção de três tipos de situações, no que respeita à duração - quantidade da precipitação:

- 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, para as chuvas absolutas; e entre 104 mm e 126 mm, para as precipitações ponderadas por uma função exponencial que expressa a diminuição da importância da precipitação com a distância temporal relativamente à data de interesse). 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 foram 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.

A determinação de limiares críticos relativamente precisos de duração - intensidade da precipitação responsável pelo desencadeamento dos diferentes tipos de movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa abre excelentes perspectivas para a possibilidade de previsão de futuros episódios de instabilidade nas vertentes, desde que se disponha dos valores da precipitação diária em tempo real.

As linhas da investigação a desenvolver passam pela análise da série centenária da estação de Lisboa, cujo significado estatístico será, compreensivelmente, superior aos registos de S. Julião do Tojal.

As modificações da presença humana verificadas na Região a Norte de Lisboa nas últimas décadas, associadas à recessão das actividades agro-pastoris e à ocupação das áreas rurais por populações que conservam a mentalidade urbana (num fenómeno que Pigeon (1993) designa por “rurbanização”), são responsáveis pelo aumento da vulnerabilidade passiva, mas também pela modificação antrópica dos perigos naturais, que tendem, frequentemente, a agravar-se. Neste contexto, a avaliação da perigosidade geomorfológica deve constituir um imperativo para qualquer projecto racional de gestão ou planeamento do território.

As metodologias de avaliação do perigo associado aos movimentos de vertente aplicadas às áreas-amostra, são bastante contrastadas quanto à objectividade da análise.

Os mapas de perigosidade das áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz, efectuados por cartografia directa, têm a vantagem de distinguir a instabilidade real da potencial, com base numa opinião subjectiva resultante do contacto directo com o terreno. A flexibilidade relativa da metodologia utilizada permitiu, ainda, uma hierarquia do perigo, a partir da avaliação da magnitude potencial dos movimentos de vertente considerados.

A determinação objectiva da perigosidade, com recurso à utilização de métodos estatísticos, implica, por um lado, a definição prévia de unidades de terreno; e, por outro, a análise individualizada dos tipos de movimentos de vertente.

Os resultados da avaliação do perigo de ocorrência de movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz, com base no método do valor informativo, são bastante elucidativos acerca dos distintos condicionalismos dos movimentos considerados, sendo de destacar o enorme peso das margas e argilas da Abadia (unidade litológica 1), concordância entre a topografia e a estrutura geológica, e declive superior a 25°, na justificação, respectivamente, dos movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais. Este facto, juntamente com a forte relação existente entre todos os tipos de movimentos e a presença de taludes antrópicos e canais fluviais, confirma algumas das principais conclusões obtidas a partir da análise estatística dos movimentos.

BIBLIOGRAFIA

- AGNESI, V.; CARRARA, A.; MACALUSO, T.; MONTELEONE, S.; PIPITONE, G.; SORRISO-VALVO, M. (1983) - Elementi tipologici e morfologici dei fenomeni di instabilità dei versanti indotti dal sisma del 1980 (Alta Valle del Sele). *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 18, II, Bari, p.309-341.
- ALVES, C.M.; RODRIGUES, B.; SERRALHEIRO, A.; FARIA, A. (1980) - O Complexo Basáltico de Lisboa. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 66, Lisboa, p.111-134.
- AMARAL, I. (1968) - As inundações de 25-26 de Novembro de 1967 na Região de Lisboa. *Finisterra*, III, 5, Lisboa, p.79-84.
- ASTE, 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.
- AVIAS, J. (1984) - Sur la méthodologie de prévision et de prévention des risques liés aux mouvements de terrain d'origine principalement hydrique. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.299-307.
- BERTHOU, P.Y. (1973) - *Le Cenomanian de l'Estrémadure Portugaise*. Mem. Serv. Geol. de Portugal, n° 23 (n.s.), Lisboa.
- BREUIL, H.; ZBYSZEWSKI, G. (1942) - Contribution à l'étude des industries paleolitiques du Portugal et leur rapports avec la géologie du Quaternaire. I - Les principaux gisements des deux rives de l'ancien estuaire du Tage. *Com. Serv. Geol. Portugal*, T. XXIII, Lisboa.
- BREUIL, H.; ZBYSZEWSKI, G. (1943) - Le Quaternaire de Santo Antão do Tojal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, T. XXIV, Lisboa, p.43-70.
- BROOK, D. (1992) - Policy in response to geohazards: lessons from the developed world? In Mc CALL, G.J.; LAMING, D.J.; SCOTT, S.C. (Eds.), *Geohazards. Natural and Man-made*. Chapman and Hall, London, p.197-208.
- CANUTI, P.; FOCARDI, P.; GARZONIO, C.A. (1985) - Correlaton between rainfall and landslides. *Bulletin International Association Engineering Geology*, 32, Paris, p.49-54.
- CAPECCHI, F.; FOCARDI, P. (1988) - Rainfall and landslides: Research into a critical precipitation coefficient in an area of Italy. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1131-1136.
- CARRARA, A. (1984) - Landslide hazard mapping: aims and methods. *Mouvements de Terrain, Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, n°83, p.141-151.
- CARRARA, A.; CATALANO, E.; SORRISO VALVO, M.; REALI, C.; MERENDA, L.; RIZZO, V. (1977a) - Landslide morphometry and typology in two zones, Calabria, Italy. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.8-13.

- CARRARA, A.; PUGLIESE CARRATELI; MERENDA, L. (1977b) - Computer-based data bank and statistical analysis of slope instability phenomena. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 21, 2, Berlin-Stuttgart, p.187-222.
- CARRARA, A.; SORRISO-VALVO, M.; REALI, C. (1982) - Analysis of landslide form and incidence by statistical techniques, Southern Italy. *Catena*, 9, Braunschweig, p.35-62.
- CARRARA, A.; CARTON, A.; DRAMIS, F.; PANIZZA, M.; PRESTININZI, A. (1987) - Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti. *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, Roma, p.199-221.
- 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. and Landforms*, 16, 5, p.427-445.
- CARRARA, A.; CARDINALI, M.; GUZZETTI, F. (1992) - Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC Journal*, 1992-2, Enschede, p.172-183.
- COELHO, A.G. (1979) - Análise cartográfica de estabilidade de taludes para o planeamento urbano. *Geotecnia*, 26, Lisboa, p.75-89.
- COOKE, R.U.; DOORNKAMP, J.C. (1990) - *Geomorphology in Environmental Management. A New Introduction*. 2nd ed., Clarendon Press, Oxford.
- COROMINAS, J. (1987) - Criterios para la confeccion de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera. *Curso sobre Riesgos Geológicos*, I.G.M.E., Madrid.
- COROMINAS, J.; MOYA, J. (1996) - Historical landslides in the Eastern Pyrenees and their relation to rainy events. In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.125-132.
- COSTA, P.C. (1986) - As Cheias Rápidas de 1967 e 1983 na Região de Lisboa. *Estudos em Homenagem a Mariano Feio*, Lisboa, p.601-616.
- COUTINHO, M.A. (1984) - Intervenção na bacia e na rede hidrográfica. *Seminário sobre as cheias de Novembro de 1983*, publicação 3/84, I.S.T., p.3.1.-3.33.
- 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.
- D'ECCLESIIS, G.; GRASSI, D.; MERENDA, L.; POLEMIO, M.; SDAO, F. (1991) - Evoluzione geomorfologica di un'area suburbana di Castronuovo S. Andrea (PZ) ed incidenza delle piogge su alcuni movimenti di massa. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, XXVI, Bari, p.141-163.
- DAVEAU, S. (1973) - Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal. *Finisterra*, VIII, 5, Lisboa, p.5-47.
- DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.) (1996) - *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester.
- DUMAS, B.; GUEREMY, P.; LHENAFF, R.; RAFFY, J. (1984a) - Glissements de terrain et évolution des versants. L'exemple de la bordure Nord-Est du Déroit de Messine (Italie). *Méditerranée*, 3, p.27-41.
- DUMAS, B.; GUEREMY, P.; LHENAFF, R.; RAFFY, J. (1984b) - Mouvements de terrain et risques associés. Présentation d'un essai cartographique. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.163-171.
- 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.
- ERSKINE, C.F. (1973) - Landslides in the vicinity of the Fort Randall Reservoir South Dakota. *Geological Survey Professional Paper*, 675, Washington.

-
- FERREIRA, A.B. (1984) - Mouvements de terrain dans la Région au Nord de Lisbonne. Conditions morphostructurales et climatiques. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.485-494.
- FERREIRA, A.B. (1985) - Influência de climas frios na morfogénese quaternária da Região a Norte de Lisboa. *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, vol.I, Lisboa, p.85-103.
- FERREIRA, A.B. (1993) - Geomorfologia e Ambiente. Contributo metodológico. *Estudos de Geografia Física e Ambiente*, C.E.G., Linha de Acção de Geografia Física, rel. 32, Lisboa, p.3-10.
- FERREIRA, A.B.; COROMINAS, J (1995) - Landslides in the Iberian Peninsula: case studies. In HORLICK-JONES, T.; AMENDOLA, A; CASALE, R. (Eds.), *Natural Risk and Civil Protection*, Commission of the European Communities, E & FN Spon, London, p.290-305.
- FERREIRA, A.B.; ZÊZERE, J.L.; RODRIGUES, M.L. (1987) - Instabilité des versants dans la région au Nord de Lisbonne. Essai de cartographie géomorphologique. *Finisterra*, XXII, 43, Lisboa: 227-246.
- FERREIRA, A.B.; ZÊZERE, J.L.; RODRIGUES, M.L. (1996) - The Calhandriz landslide (Metropolitan area of Lisbon). In CHACON, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.31-38.
- FLAGEOLLET, J.-C. (1989) - *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, Paris.
- FLAGEOLLET, J.-C. (1994) - The time dimension in the mapping of earth movements. In CASALE, R.; FANTECHI, R.; FLAGEOLLET, J.C. (Eds.), *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community*. Final Report, vol.I. European Commission, Science Research Development, Programme Epoch, Contract 90 0025, p.8-20.
- FONSECA, M. (1984) - *Ocorrências de cheias nos campos de Loures e na lezíria grande de Vila Franca de Xira*. D.G.H.E.A., M.A.P.A, Lisboa.
- GODINHO, S. (1984) - *Aspectos meteorológicos das inundações de Novembro de 1983*, I.N.M.G., Lisboa.
- GOSTELOW, P. (1991) - Rainfall and Landslides. 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.139-161.
- 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.
- HAIGH, M.J. (1984) - Landslide prediction and highway maintenance in the Lesser Himalaya, India. In GERRARD, J. (ed.), *Applied Geomorphology, Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 51, Berlin-Stuttgart, p.17-37.
- 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.
- HUTCHINSON, J.N. (1988) - General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.3-35.
- JESUS, A.; ZBYSZEWSKI, G. (1952) - Contribution à l'étude du complexe basaltique de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, T. XXXIII, Lisboa, p.185-220.
- JIBSON, R.W.; KEEFER, D.K. (1989) - Statistical analysis of factors affecting landslide distribution in the New Madrid seismic zone, Tennessee and Kentucky. *Engineering Geology*, 27, Amsterdam, p.509-542.

- KNAPIC, D. (1955) - *As costeiras de Lisboa. Elementos para o estudo morfológico da região de Lisboa*. Dissertação de licenciatura em Geografia, Universidade de Lisboa.
- LESSING, P.; MESSINA, C.P.; FONNER, R.F. (1983) - Landslide Risk Assessment. *Environmental Geology*, 5, 2, p.93-99.
- MACHADO, M.J. (1991) - *Contribuição para o estudo da bacia-vertente do Rio Grande da Pipa*. Univ. de Lisboa.
- MOREIRA, M.C. (1984) - *Retrospectiva histórica das cheias na área de Lisboa e arredores*. Anexo ao 2º Relatório trimestral do Grupo de Trabalho das Cheias, Dir. Geral Ordenamento, Lisboa.
- PANIZZA, M. (1990) - *Geomorfologia applicata. Metodi di applicazione alla Pianificazione territoriale e alla Valutazione d'Impatto Ambientale*. La Nuova Italia Scientifica, Roma.
- PERROT, A. (1988) - Cartographie des risques de glissements en Lorraine. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1217-1222.
- PIGEON, P. (1993) - Intérêt de l'approche géographique dans l'étude des risques liés aux glissements de terrain: le cas de la vallée des Dranses (Haute-Savoie, France). *Cahiers de Géographie du Québec*, 37, 100, p.67-77.
- 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.
- QUINTELA, A.C. (1984) - Problemática da intervenção humana nos leitos de cheia dos pequenos cursos de água. *Seminário sobre as cheias de Novembro de 1983*, publicação 3/84, I.S.T., p.1.1.-1.16.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MONTEIRO, J.H.; ALMEIDA, F.M.; CARVALHO, G. (1979) - *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- RIBES, G.C. (1987) - La cartographie des mouvements de terrain. Des ZERMOS aux PER. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées - Risques Natures*, 150-151, Paris, p.9-19.
- ROCHA, J.S.; SILVA, A.M. (1988) - *Estudo hidrológico e hidráulico da Ribeira de Odivelas e do Rio de Loures*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Hidráulica, rel nº 214/88, Lisboa.
- ROXO, M. J. (1985) - *Processos actuais de evolução de vertentes (costeira de Lousa-Bucelas)*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Regional, Universidade de Lisboa, Lisboa.
- RUPKE, J.; CAMMERAAT, E.; SEIJMONSBERGEN, A.C.; VAN WESTEN, C.J. (1988) - Engineering geomorphology of the Widentobel catchment, Appenzell and Sankt Gallen, Switzerland. A geomorphological inventory system applied to geotechnical appraisal of slope instability. *Engineering Geology*, 26, Amsterdam, p.33-68.
- SCHUSTER, R.L.; KOCKELMAN, W.J. (1996) - Principles of Landslide Hazard Reduction. 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.91-105.
- SCHUSTER, R.L.; KRIZEK, R.J. (Eds.) (1978) - *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board Special Report, 176, Washington D.C.
- SEQUEIRA, M.N.; CASTRO, L.F. (1987) - Riscos e catástrofes no domínio dos recursos hídricos. Avaliação dos prejuízos causados pelas cheias e análise custo-benefício de execução de obras destinadas a evitá-los: a lição do município de Cascais. *II Simpósio Luso-Brasileiro sobre Hidráulica e Recursos Hídricos*, A.P.R.H., Lisboa.
- SOBRINHO, A.S. (1980) - Os temporais de Fevereiro de 1979 no Ribatejo e na região de Lisboa. *Finisterra*, XV, 29, Lisboa, p.85-93.

-
- 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.
- SORRISO-VALVO, M.; AGNESI, V.; GULLA, G.; MERENDA, L.; ANTRONICO, L.; DI MAGGIO, C.; FILICE, E.; PETRUCCI, O.; TANSI, C. (1994) - Temporal and spatial occurrence of landsliding and correlation with precipitation time series in Montalto Uffugo (Calabria) and Imera (Sicilia) areas. In CASALE, R.; FANTECHI, R.; FLAGEOLLET, J.C. (Eds.), *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community*. Final Report, vol.II. European Commission, Science Research Development, Programme Epoch, Contract 90 0025, p.825-869.
- SPAGNA, V. (1991) - Terrain Stability and Engineering Geological Maps for Detailed Planning of the Veneto Region. In PANIZZA, M.; SOLDATI, M.; COLTELLACCI, M. (Eds.), *European Experimental Course on Applied Geomorphology, vol.2 - Proceedings*, Modena, p.105-113.
- 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.
- TERZAGHI, K. (1952) - *Mecanismo dos escorregamentos de terra*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, separata n°467, São Paulo.
- VAN ASCH, T. (1980) - *Water erosion on slopes and landsliding in a Mediterranean landscape*. Utrechtse Geografische Studies, 20, Utrecht.
- VAN ASCH, T.; BUMA, J. (1996) - The study of hydrological systems to understand changes in the temporal occurrence of landslides related to climatic changes. In DIKAU, R.; SCHROTT, L.; DEHN, M.; HENNRICH, K.; IBSEN, M.L.; RASEMANN, S. (Eds.), *The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC)*. Final Report, Part I - Summary report. European Community, CEC Environmental Programme, p.69-74.
- VAN GENUCHTEN, P. (1989) - Movement mechanisms and slide velocity variations of landslides in varved clays in the french alpes. *Nederlandse Geografische Studies*, 98.
- VAN WESTEN, C.J. (1993) - *Application of Geographical Information Systems to Landslide Hazard Zonation*. I.T.C., Enschede.
- VARNES, D.J. (1978) - Slope Movement Types and Processes. In SCHUSTER, R.L.; KRIZEK, R.J. (Eds.), *Landslides, Analysis and Control*, Transportation Research Board Special Report, 176, Washington D.C., p.11-33.
- VARNES, D.J. (1984) - *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris.
- WIECZOREK, G.F. (1996) - Landslide triggering mechanisms. 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.76-90.
- 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.
- YAN, T.Z. (1988) - Recent advances of quantitative prognoses of landslide in China. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1263-1268.
- YIN, K.L.; YAN, T.Z. (1988) - Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1269-1272.
- ZÁRUBA, Q.; MENCL, V. (1982) - *Landslides and their Control*. Elsevier, Amsterdam.

- ZÊZERE, J.L. (1988) - *As costeiras a Norte de Lisboa. Dinâmica de vertentes e cartografia geomorfológica*. Dissert. Mest. Geog. Física e Regional, Universidade de Lisboa.
- ZÊZERE, J.L. (1991) - As costeiras a Norte de Lisboa: evolução quaternária e dinâmica actual das vertentes. *Finisterra*, XXVI, 51, Lisboa: 27-56.
- ZÊZERE, J.L. (1993) - Depósitos quaternários das costeiras a Norte de Lisboa e seu significado morfoclimático. *El Cuaternario en España y Portugal, Actas da 2ª Reunião do Quaternário Ibérico*, vol. 2, Madrid, p.817-825.
- ZÊZERE, J.L. (1996) - Landslides in the North of Lisbon Region. In FERREIRA, A.B; VIEIRA, G. (Eds.), *Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology. Mediterranean and Urban Areas*. Universidade de Lisboa, p.79-89.
- ZÊZERE, J.L. (1997) - *Movimentos de vertente e perigosidade geomorfológica na Região a Norte de Lisboa*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, 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.; 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.
- ZÊZERE, J.L.; RODRIGUES, M.L. (1991) - Estudo e prevenção de riscos naturais - o contributo da Geografia Física. *Actas do 1º Congresso da Geografia Portuguesa*, Lisboa, p.443-455.

ÍNDICE DOS QUADROS

1. Etapas da evolução quaternária na Região a Norte de Lisboa	19
2. Principais bacias e sub-bacias hidrográficas da Região a Norte de Lisboa	20
3. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Fanhões	31
4. Superfície das unidades litológicas da área-amostra do Trancão	35
5. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Lousa	38
6. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Pinheiro de Loures	43
7. Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Calhandriz	46
8. Características gerais dos movimentos de vertente nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	51
9. Tipologia e número de ocorrências dos movimentos de vertente identificados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	53
10. Classificação dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa quanto ao estado de actividade	55
11. Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente das 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	57
12. Parâmetros estatísticos e análise da variância (<i>one way ANOVA</i>) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente das 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, agrupados em função do tipo de movimento	60
13. Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	62
14. Parâmetros estatísticos e análise da variância (<i>one way ANOVA</i>) dos atributos morfométricos da totalidade dos movimentos de vertente, agrupados em função das áreas-amostra	63
15. Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz	64
16. Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa por unidades litológicas	65
17. Densidade dos movimentos de vertente nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa	67
18. Percentagem de área afectada nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa	68
19. Parâmetros estatísticos e análise de variância (<i>one way ANOVA</i>) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, agrupados por unidades litológicas	69
20. Declive médio dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8, nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures	70
21. Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8, nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	71

22. Parâmetros estatísticos básicos dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente identificados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	75
23. Parâmetros estatísticos básicos dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente desencadeados nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade, nas cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	78
24. Densidade dos movimentos de vertente por classes de declive nas reas-amostra da Região a Norte de Lisboa	79
25. Percentagem de área afectada por classes de declive nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	79
26. Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa em função do perfil das vertentes	81
27. Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa por classes de coberto vegetal/uso do solo	82
28. Densidade dos movimentos de vertente por classes de coberto vegetal/uso do solo nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	83
29. Percentagem de área afectada por classes de coberto vegetal/uso do solo nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	83
30. Movimentos de vertente reactivados, identificados nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	85
31. Movimentos de vertente condicionados pela acção antrópica nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	86
32. Precipitação acumulada absoluta (mm), entre 1 e 150 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno (dados de S. Julião do Tojal)	89
33. Precipitação acumulada ponderada (mm) em 5, 10, 15 e 30 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno (dados de S. Julião do Tojal)	90
34. Tipologia e frequência de ocorrência (número de casos) dos movimentos de vertente identificados no conjunto das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, desencadeados em 1967, 1979, 1983 e 1989	91
35. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 25 de Novembro de 1967	93
36. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 10 de Fevereiro de 1979	97
37. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 18 de Novembro de 1983	101
38. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos às situações de 22 e 25 de Novembro de 1989	102
39. Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos às situações de 5 e 21 de Dezembro de 1989	104
40. Precipitações antecedentes absolutas para durações entre 1 e 150 dias e respectivos períodos de retorno, para 14 situações provavelmente responsáveis pelo desencadeamento de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa	106
41. Precipitações antecedentes ponderadas para durações entre 5 e 30 dias e respectivos períodos de retorno, para 14 situações provavelmente responsáveis pelo desencadeamento de movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa	107
42. Distribuição temporal dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa no período entre 1956-57 e 1992-93	123
43. Valor informativo das variáveis consideradas na avaliação da perigosidade associada aos movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais, na área-amostra de Calhandriz	143

ÍNDICE DAS FIGURAS

1. Mapa morfoestrutural da Região a Norte de Lisboa	8
2. Costeira de Lousa - Bucelas	11
3. Costeira de Odivelas - Vialonga	12
4. Depósitos quaternários da Bacia de Loures	14
5. Bacia hidrográfica do Rio Trancão	18
6. Localização das áreas-amostra estudadas em pormenor	26
7. Unidades litológicas das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão	30
8. Distribuição dos movimentos de vertente inventariados nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão	33
9. Dissimetria estrutural do vale da Ribeira das Oliveiras	34
10. Dissimetria do vale da Ribeira de Fanhões, entre Pintéus e Fanhões, por variações laterais no substrato do Complexo Vulcânico de Lisboa	34
11. Sector central do entalhe do Rio Trancão no reverso da costeira de Lousa - Bucelas	35
12. Barranco das Galegas no reverso da costeira de Lousa - Bucelas	37
13. Unidades litológicas das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures	39
14. Vale do Rio de Lousa imediatamente a montante de Ponte de Lousa	40
15. Vale do Rio de Lousa próximo de Torre Pequena	40
16. Distribuição dos movimentos de vertente inventariados nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures	41
17. Sector intermédio do vale da Ribeira de Camarões	44
18. Unidades litológicas da área-amostra de Calhandriz	45
19. Distribuição dos movimentos de vertente inventariados na área-amostra de Calhandriz	47
20. Estrutura das variáveis e tratamento estatístico aplicado aos movimentos de vertente inventariados nas cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa	50
21. Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8	66
22. Distribuição de frequências dos desvios entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais e movimentos complexos ou compósitos com componente principal translacional	72
23. Distribuição de frequências dos desvios entre o declive das vertentes e o pendor das camadas nos deslizamentos translacionais e movimentos complexos e compósitos com componente principal translacional das áreas-amostra de Fanhões, Trancão e Calhandriz	73
24. Distribuição de frequências dos principais tipos de movimentos de vertente, em função do declive original das vertentes	74
25. . Precipitações diárias em S. Julião do Tojal, entre Setembro e Dezembro de 1967	92

26. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1967	94
27. Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1978 e Março de 1979	95
28. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1978 e Março de 1979	96
29. . Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro e Dezembro de 1983	98
30. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1983	100
31. Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1989 e Março de 1990	102
32. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1989 e Janeiro de 1990	103
33. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1958 e Março de 1959	108
34. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1961 e Janeiro de 1962	110
35. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1962 e Fevereiro de 1963	111
36. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1963 e Janeiro de 1964	112
37. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1965 e Março de 1966	113
38. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1968 e Janeiro de 1969	114
39. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1969 e Fevereiro de 1970	116
40. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1971 e Março de 1972	117
41. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1977 e Março de 1978	118
42. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1981 e Fevereiro de 1982	119
43. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1986 e Março de 1987	120
44. Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro e Dezembro de 1990	121
45. Esquema conceptual do risco	128
46. Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (método de cartografia directa)	133
47. Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures (método de cartografia directa)	135
48. Perigosidade associada aos movimentos de vertente na área-amostra de Calhandriz (método de cartografia directa)	137
49. Exemplo da ficha de inventariação das unidades de terreno na área-amostra de Calhandriz, para aplicação do método do valor informativo	142
50. Perigo de ocorrência de movimentos rotacionais na área-amostra de Calhandriz	145
51. Perigo de ocorrência de movimentos translacionais na área-amostra de Calhandriz	145
52. Perigo de ocorrência de movimentos translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz	147

-
53. Distribuição de frequências dos *scores* do valor informativo nas unidades de terreno da área-amostra de Calhandriz

149