JOSÉ LUÍS GONÇALVES MOREIRA DA SILVA ZÊZERE

MOVIMENTOS DE VERTENTE E PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA

UNIVERSIDADE DE LISBOA

LISBOA, 1997

JOSÉ LUÍS GONÇALVES MOREIRA DA SILVA ZÊZERE

MOVIMENTOS DE VERTENTE E PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA

Dissertação de doutoramento apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE LETRAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
LISBOA, 1997

ÍNDICE

NOTA PRÉVIA 9

INTRODUÇÃO 13

CAPÍTULO 1 - O QUADRO GEOMORFOLÓGICO 21

1 - Características gerais da estrutura geológica e do relevo 21
1.1 - A estrutura geológica 21
1.2 - O relevo 24

2 - Depósitos quaternários e seu significado morfoclimático 27
2.1 - Os depósitos da Bacia de Loures 27
2.2 - Importância dos cllimas frios na morfogénese quaternária 29

3 - Os cursos de água 32
3.1 - A rede hidrográfica 32
3.2 - As cheias rápidas 36

CAPÍTULO 2 - CLASSIFICAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE 39

1 - A terminologia e os conceitos 39

2 - A classificação dos movimentos de vertente 44
2.1 - A variedade de classificações 44
2.2 - Os critérios de classificação 46
2.3 - Os tipos de movimentos 49
2.3.1 - desabamento 49
2.3.2 - balançamento 50
2.3.3 - deslizamento 51
2.3.4 - expansão lateral 55
2.3.5 - escoada 55

3 - A actividade dos movimentos de vertente 57
3.1 - Estilo de actividade 57
3.2 - Distribuição da actividade 59
3.3 - Estado de actividade 61

4 - A morfologia e as dimensões dos movimentos de vertente 64

CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA E TÉCNICAS DE ESTUDO 69

1 - A cartografia geomorfológica de pormenor, efectuada no terreno em áreas-amostra 69

2 - A avaliação da estabilidade das vertentes e a determinação dos parâmetros físicos dos terrenos por análise inversa 77

3 - A inventariação dos movimentos de vertente e a criação de bancos de dados 85

4 - A análise estatística dos movimentos de vertente 97

5 - O estudo da precipitação enquanto factor desencadeante dos movimentos de vertente 100

CAPÍTULO 4 - TIPOLOGIA E DINÂMICA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA: EXEMPLIFICAÇÃO MONOGRÁFICA 107

1 - Introdução 107

2 - Deslizamentos simples e múltiplos 110
2.1 - O deslizamento translacional superficial de Barros da Serra 112
2.2 - O deslizamento translacional de Quinta Félix 114
2.3 - O deslizamento rotacional de Casal da Pertuncha 117
2.4 - O deslizamento rotacional confinado de Casal das Perdizes 120
2.5 - O deslizamento rotacional múltiplo retrogressivo de Casal Novo do Brejo 123

3 - Movimentos de vertente complexos e compósitos 130
3.1. - Movimentos complexos de tipo deslizamento translacional/rotacional com evolução para escoada 131
3.1.1 - O movimento de vertente de Albogas 131
3.1.2 - O movimento de vertente de Volta das Eiras 134
3.2 - Outros movimentos de vertente complexos com evolução para escoada 137
3.2.1 - O desabamento - escoada de Quinta Nova de Calhandriz 137
3.2.2 - O deslizamento translacional superficial - escoada de Camarões 139
3.2.3 - O deslizamento rotacional - escoada de Casal das Amoreiras 139
3.3 - Movimentos compósitos de tipo *multi-storied*: O caso do deslizamento de A-dos-Melos 141

4 - Os mais importantes deslizamentos da Região a Norte de Lisboa 146
4.1 - O deslizamento rotacional de Adanaia 146
4.2 - O movimento complexo de Calhandriz 151
4.3 - O movimento complexo das Quebradas (Fanhões) 158
4.4 - O movimento complexo do Outeiro 162

CAPÍTULO 5 - PAPEL DA EROSÃO LATERAL DOS CURSOS DE ÁGUA E DAS ACÇÕES ANTRÓPICAS NA ACTIVIDADE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA 167

1 - Os movimentos desencadeados pela erosão lateral dos cursos de água 167
1.1 - O deslizamento/desabamento de A-dos-Cãos - Sto Amaro 168
1.2 - O movimento de Casal da Charca 169
1.3 - O movimento de Casal do Falcão 171
1.4 - O movimento de Casal Ventoso de Baixo 173

2 - Os movimentos condicionados pela actividade antrópica 176
2.1 - Movimentos de vertente em aterros mal consolidados 176
2.1.1 - O movimento complexo de Quinta da Boavista 176
2.1.2 - O deslizamento rotacional de Barranco dos Trotes 180
2.2 - Movimentos induzidos por cortes artificiais em vertentes instáveis 182
2.2.1 - O deslizamento translacional de Barranco dos Trotes 182
2.2.2 - O deslizamento translacional de Moninhos 184
2.3 - Movimento induzidos pela modificação antrópica do traçado de cursos de água: o deslizamento da Ribeira de Casainhos 185

CAPÍTULO 6 - A AVALIAÇÃO DA ESTABILIDADE DAS VERTENTES E A DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS FÍSICOS DOS TERRENOS POR ANÁLISE INVERSA 191

1 - Introdução 191

2 - Análise inversa das condições de estabilidade do deslizamento de Casal Novo do Brejo 192

3 - Análise inversa da estabilidade de deslizamentos simples desencadeados nas “margas e argilas da Abadia” 200
3.1 - Metodologia adoptada 200
3.2 - Análise inversa dos deslizamentos rotacionais de Casal das Perdizes, Loureiro e Quinta das Fragosas 205
3.3 - Análise inversa dos deslizamentos translacionais de

Casal do Carvalhal, A-dos-Melos e Casal do Casalinho 209
3.4 - Conclusão 214
CAPÍTULO 7 - ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE DAS ÁREAS-AMOSTRA 217

1 - Introdução 217

2 - Área-amostra de Fanhões 222
2.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente 222
2.2 - Tipologia e actividade 229
2.3 - Morfometria 231
2.4 - Os factores condicionantes da instabilidade 237
2.4.1 - A litologia e a estrutura 237
2.4.2 - O declive e a forma das vertentes 244
2.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo 247
2.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica 249

3 - Área-amostra do Trancão 251
3.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente 251
3.2 - Tipologia e actividade 256
3.3 - Morfometria 258
3.4 - Os factores condicionantes da instabilidade 263
3.4.1 - A litologia e a estrutura 263
3.4.2 - O declive e a forma das vertentes 270
3.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo 273
3.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica 274

4 - Área-amostra de Lousa 277
4.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente 277
4.2 - Tipologia e actividade 286
4.3 - Morfometria 288
4.4 - Os factores condicionantes da instabilidade 294
4.4.1 - A litologia e a estrutura 294
4.4.2 - O declive e a forma das vertentes 300
4.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo 305
4.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica 307

5 - Área-amostra de Pinheiro de Loures 309
5.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente 309
5.2 - Tipologia e actividade 313
5.3 - Morfometria 315

5.4 - Os factores condicionantes da instabilidade 320
5.4.1 - A litologia e a estrutura 320
5.4.2 - O declive e a forma das vertentes 326
5.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo 330
5.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica 332

6 - Área-amostra de Calhandriz 334
6.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente 334
6.2 - Tipologia e actividade 339
6.3 - Morfometria 342
6.4 - Os factores condicionantes da instabilidade 348
6.4.1 - A litologia e a estrutura 348
6.4.2 - O declive e a forma das vertentes 354
6.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo 357
6.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica 360

CAPÍTULO 8 - ESTUDO COMPARATIVO DA TIPOLOGIA, MORFOMETRIA E FACTORES CONDICIONANTES DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE NAS ÁREAS-AMOSTRA 363

1 - Tipologia e actividade dos movimentos de vertente 363

2 - Morfometria dos movimentos de vertente 369
2.1 - A correlação entre variáveis 369
2.2 - Os contrastes entre tipos de movimentos 372
2.3 - Os contrastes entre áreas-amostra 378
2.3.1 - Deslizamentos/desabamentos por erosão lateral 378
2.3.2 - Deslizamentos translacionais superficiais 379
2.3.3 - Deslizamentos translacionais 382
2.3.4 - Deslizamentos rotacionais 384
2.3.5 - Movimentos complexos e compósitos 386
2.3.6 - Conjunto dos movimentos de vertente 388

3 - Os factores condicionantes da instabilidade 392
3.1 - A litologia 392
3.2 - A estrutura 400
3.3 - O declive e a forma das vertentes 403
3.4 - O coberto vegetal e o uso do solo 417
3.5 - As reactivações e a actividade antrópica 419

4 - Conclusão 421

CAPÍTULO 9 - A PRECIPITAÇÃO COMO FACTOR DESENCADEANTE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE 429

1 - Introdução 429

2 - Aspectos gerais do regime da precipitação em S. Julião do Tojal 431

3 - Tentativa de determinação de limiares críticos de precipitação antecedente 436
3.1 - Metodologia adoptada 436
3.2 - A situação de 25 de Novembro de 1967 442
3.3 - A situação de 9-11 de Fevereiro de 1979 446
3.4 - A situação de 18-19 de Novembro de 1983 450
3.5 - As situações de Novembro-Dezembro de 1989 454

4 - Tentativa de identificação de outras situações marcadas por instabilidade nas vertentes 458
4.1 - As situações de Dezembro de 1958 e Março de 1959 459
4.2 - As situações entre 1960 e 1966 462
4.3 - A situação de Novembro de 1968 466
4.4 - As situações de Janeiro de 1970 e Fevereiro de 1972 468
4.5 - As situações de Março de 1978 e Dezembro de 1981 470
4.6 - As situações de Fevereiro de 1987 e Outubro de 1990 473

5 - Conclusão 473

CAPÍTULO 10 - A AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA 479

1 - A terminologia e os conceitos 479

2 - As metodologias e as experiências de avaliação da perigosidade associada aos movimentos de vertente 484

3 - A avaliação da perigosidade geomorfológica na Região a Norte de Lisboa 493
3.1 - Método de cartografia directa 493
3.1.1 - As experiências anteriores 493
3.1.2 - Avaliação da perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 494
3.2 - Métodos de cartografia indirecta 504
3.2.1 - Avaliação do perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão,

Lousa e Pinheiro de Loures 504
3.2.2 - Avaliação do perigo de ocorrência de movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz, a partir do método do valor informativo 513

4 - Conclusão 524

RESUMO E PRINCIPAIS CONCLUSÕES 527

BIBLIOGRAFIA 541

ÍNDICE DOS QUADROS 561

ÍNDICE DAS FIGURAS 569

NOTA PRÉVIA

O meu interesse pelos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa nasceu num já longínquo Seminário de Geomorfologia, em 1983-84, orientado pelo Professor António de Brum Ferreira. A escolha da dinâmica das vertentes desta região como assunto central da minha dissertação de mestrado, realizada entre 1984 e 1988, surgiu, assim, com naturalidade.

A percepção da importância do tema, no contexto de uma área sujeita a uma pressão urbanística crescente, levou-me a aprofundar, neste trabalho, o estudo dos movimentos de vertente e da perigosidade que lhes está associada, na Região a Norte de Lisboa, recorrendo a novos métodos e técnicas de análise.

Antes de iniciar a exposição da dissertação, quero expressar a minha gratidão e reconhecimento a todos aqueles que, directa ou indirectamente, contribuíram para a sua consecução.

Aos meus orientadores, Professores António de Brum Ferreira e Suzanne Daveau Ribeiro, quero expressar o meu profundo reconhecimento pelo apoio na orientação da pesquisa e pelas inúmeras sugestões e críticas, que em muito valorizaram este trabalho. O Professor Brum Ferreira é, em larga medida, responsável pelo meu interesse pelos movimentos de vertente e soube transmitir-me o entusiasmo, rigor e disciplina de trabalho, sem os quais, dificilmente, esta dissertação teria chegado ao fim. A Professora Suzanne Daveau encorajou-me constantemente e teve um contributo decisivo na organização do trabalho, bem como na resolução de problemas metodológicos, conceptuais e de terminologia.

O Professor Theo Van Asch recebeu-me, na Universidade de Utrecht, para um estágio ERASMUS em 1994, que se revelou decisivo para a definição do conteúdo da minha dissertação. Agradeço-lhe, reconhecidamente, o entusiasmo, disponibilidade permanente, ensinamentos e sugestões, principalmente no que respeita ao tratamento estatístico dos movimentos de vertente e à sua modelização, a partir das técnicas da Mecânica de Solos.

Às Câmaras Municipais de Loures, Arruda dos Vinhos, Sintra e Vila Franca de Xira devo o fornecimento de mapas cadastrais e aerofotogramétricos, na escala de 1:2000, que constituíram um suporte indispensável para a realização da cartografia geomorfológica de pormenor.

À Dra. Mafalda Reis, da Câmara de Loures, agradeço o interesse e a disponibilidade para a resolução de uma série de problemas.

Ao Instituto da Água e antiga Direcção Geral dos Recursos Naturais devo o bom acolhimento e a cedência dos registos diários da precipitação dos postos udométricos de S. Julião do Tojal, Lousa e Arranhó.

Aos habitantes dos Concelhos de Loures e de Vila Franca de Xira agradeço a simpatia, disponibilidade para o diálogo e fornecimento de úteis esclarecimentos.

Aos meus alunos da disciplina de opção de “Dinâmica de vertentes e riscos geomorfológicos”, do ano lectivo de 1995-96, expresso o meu reconhecimento pela individualização de alguns movimentos de vertente desencadeados no Inverno de 1996, como é o caso do deslizamento de Volta das Eiras, na bacia-vertente do Rio Boição.

Ao Sr. Peres agradeço a finalização da maior parte das figuras incluídas neste trabalho, e ao António Eanes a disponibilidade para a resolução de problemas informáticos.

À minha colega Maria Luísa Rodrigues expresso o meu reconhecimento pela discussão frutuosa de questões teóricas e práticas, no gabinete e no terreno, que contribuíram para enriquecer este trabalho.

A todos os meus colegas, amigos e familiares agradeço o estímulo, ajuda e apoio permanente, sem os quais, dificilmente, este trabalho chegaria ao fim.

Por último, quero destacar a ajuda e suporte decisivos que recebi da minha mulher e da minha filha, a quem dedico este trabalho. A minha mulher Teresa acompanhou-me no trabalho de campo, ajudou-me na produção cartográfica e na correcção do texto, e impediu-me, sempre, de baixar os braços nas horas de maior desânimo. À minha filha Inês agradeço a compreensão pelas ausências a que fui obrigado nos últimos anos, e que espero poder compensar no futuro.

INTRODUÇÃO

Os movimentos de vertente têm sido estudados, a nível internacional, no âmbito da Geomorfologia, Geologia, Engenharia Geológica e Geotecnia. As abordagens geomorfológica e geológica tradicionais preocupam-se, fundamentalmente, com as causas, evolução e distribuição espacial e temporal dos movimentos. Em contrapartida, as investigações da Engenharia Geológica e da Geotecnia são mais orientadas para o estudo detalhado de casos particulares, suportado pelas técnicas quantitativas da Mecânica de Solos e de Rochas, quase sempre em relação com intervenções antrópicas de grande envergadura.

O desenvolvimento dos estudos sobre movimentos de vertente, verificado desde a década de 50, é devido, em larga medida, à cooperação interdisciplinar entre geomorfólogos, geólogos e engenheiros, e ao enriquecimento conceptual e metodológico resultante das experiências partilhadas (BRUNSDEN e PRIOR, 1984). Por outro lado, a tomada de consciência da importância do tema, nas suas relações com o ordenamento e gestão do território, conduziu à inclusão da instabilidade das vertentes, quase sempre em posição de destaque, nos Congressos internacionais de Geografia, Geologia, Geomorfologia e Engenharia Geológica, e à realização de reuniões dedicadas, exclusivamente, aos movimentos de vertente. Neste contexto, destacam-se o Simpósio de Praga sobre movimentos de massa (1979), o Colóquio de Caen sobre movimentos de terreno (1984) e, principalmente, os Simpósios internacionais sobre movimentos de vertente, que completaram em 1996 a sua sétima edição, e que têm constituído um *forum* privilegiado para a divulgação da investigação de ponta.

O crescente interesse pelos movimentos de vertente tem sido acompanhado pela edição de manuais, que constituem referências indispensáveis para quem se interessa pelo tema.

Em 1969, ZÁRUBA e MENCL publicam *Landslides and their Control*, revisto e reeditado em 1982, que ilustra a excelência da investigação desenvolvida na ex--Checoslováquia, ao mesmo tempo que incorpora muita informação relativa a estudos levados a cabo noutros países do leste da Europa e da antiga União Soviética.

BRUNSDEN e PRIOR editam, em 1984, o manual *Slope Instability*, onde os movimentos de vertente são abordados, fundamentalmente, nas perspectivas geomorfológica e geológica. O contraponto a este trabalho encontra-se em *Slope Stability*, editado por ANDERSON e RICHARDS em 1987, onde o peso dos métodos e técnicas da Mecânica de Solos é, claramente, dominante.

Nos Estados Unidos da América merecem destaque as sínteses produzidas no âmbito do *Transportation Research Board*, que forneceram as classificações de movimentos de vertente mais utilizadas internacionalmente. Em 1958, ECKEL edita *Landslides and Engineering Practice*, que sistematiza o trabalho efectuado por um Comité de investigação de movimentos de vertente criado em 1951. Vinte anos depois, SCHUSTER e KRIZEK editam *Landslides, Analysis and Control*, que constitui uma actualização da obra anterior. Finalmente, em 1996, TURNER e SCHUSTER editam *Landslides, Investigation and Mitigation* que representa, provavelmente, a síntese mais completa alguma vez publicada, sobre movimentos de vertente.

O interesse pelos movimentos de vertente é relativamente recente em Portugal, sendo praticamente nulas as referências ao tema, anteriores à década de 60.

RODRIGUES e ZÊZERE (1993) efectuaram uma síntese sobre os trabalhos de dinâmica recente e actual das vertentes realizados em Portugal, de onde ressalta o trabalho pioneiro de REBELO (1967), dedicado à evolução das vertentes do vale do baixo Dueça, onde a morfogénese actual é relacionada com o perfil e o declive das vertentes, a litologia e a tectónica, e as condições climáticas que lhe estão subjacentes. Este autor continuou a interessar-se pelo tema, discutindo problemas de terminologia,

aprofundando o estudo da relação entre os movimentos e situações particulares do regime pluviométrico, e destacando a acção humana como causa de deslizamentos e de desabamentos (REBELO, 1977, 1991).

COELHO (1979) apresenta uma tipologia de movimentos de vertente, baseada na classificação de VARNES (1958, 1978), a partir do estudo de casos verificados no Concelho de Vila Franca de Xira. Este autor coloca em destaque a importância das reactivações de movimentos antigos na Região a Norte de Lisboa, utilizando como exemplo o deslizamento de Calhandriz, activado em Fevereiro de 1979.

A maior parte das referências a movimentos de vertente na literatura científica reporta-se a estudos monográficos de manifestações de instabilidade particulares, relativamente circunscritas no espaço (RODRIGUES e ZÊZERE, 1993). Sem pretender esgotar o tema, referem-se o estudo de um deslizamento rotacional em Logrossol-Mealhada, suportado por medições morfométricas (ALMEIDA, 1981), e dois trabalhos dedicados à escoada de detritos de Arosa (Cavez), discutindo os factores condicionantes hidrológicos, morfológicos e estruturais (SOARES e BATEIRA, 1992), e realçando o papel do Homem na erosão das vertentes (PEDROSA e MARQUES, 1992). PEDROSA (1993) estuda deslizamentos, solifluxões e desabamentos na Serra do Marão, e CORDEIRO e CIRNE (1990) apresentam um trabalho com características distintas, baseado na monitorização do *creep* por extensometria, em vertentes das montanhas do Centro de Portugal.

O ano climatológico de 1989-90 foi bastante chuvoso e caracterizou-se pelo desencadeamento de inúmeras manifestações de instabilidade no centro e sul do País. RODRIGUES *et al.* (1991) apresentam exemplos de movimentos ocorridos nas bacias hidrográficas dos rios Trancão, Alcabrichel e Maior, enquanto PEREIRA (*in* FERREIRA *et al.*, 1993) refere deslizamentos em depósitos de vertente na área de Aljezur e relaciona-os com as precipitações observadas em Sagres e Faro. O tema da dinâmica das vertentes da bacia-vertente do Rio Maior foi retomado por RAMOS (*in* FERREIRA *et al.*, 1993), que realça a importância das acções antrópicas no desenvolvimento de deslizamentos superficiais e translacionais.

O interesse pelos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa manifestou-se, sobretudo, a partir de meados da década de 80. FERREIRA (1984) discute 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) realiza um trabalho, fundamentalmente teórico, dedicado à costeira de Lousa-Bucelas, onde as manifestações de instabilidade são ilustradas com observações de campo. FERREIRA *et al.* (1987) apresentam 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). Refira-se que esta metodologia foi, igualmente, adoptada no estudo das depressões de Minde e de Alvados (RODRIGUES, 1988) e da depressão de Ota-Carregado e colinas ocidentais (BATEIRA, 1990).

O conhecimento dos movimentos de vertente no conjunto do País é, ainda, insuficiente para permitir a realização de sínteses rigorosas sobre o assunto. A primeira tentativa é da autoria de RODRIGUES e COELHO (1989), que apresentam os aspectos gerais dos movimentos de vertente verificados em Portugal, em relação com as grandes unidades morfoestruturais. FERREIRA e ZÊZERE (1997) optam pelo mesmo tipo de enquadramento para os deslizamentos e outros tipos de movimentos de vertente, numa síntese preliminar sobre a perigosidade natural em Portugal continental, Madeira e Açores.

O presente trabalho surge na sequência de uma dissertação de mestrado apresentada em 1988 e incorpora, naturalmente, alguma da informação nela contida.

O primeiro Capítulo é dedicado ao quadro geomorfológico da Região a Norte de Lisboa, com particular realce para as características gerais da estrutura geológica e do

relevo, e para o significado morfoclimático dos depósitos quaternários. São ainda abordadas a rede hidrográfica e as cheias rápidas, que constituem o aspecto mais brutal da evolução actual do relevo.

O ponto de situação possível relativo à classificação e às características genéricas dos movimentos de vertente, é apresentado no Capítulo 2. Para além da discussão dos problemas de terminologia e de conceitos, são referidos os critérios de classificação mais frequentemente utilizados e os tipos de movimentos considerados na classificação europeia de movimentos de vertente (DIKAU *et al.*, 1996a). A caracterização da actividade dos movimentos (estilo, distribuição e estado) incorpora, no essencial, as propostas da *Working Party on World Landslide Inventory* (WP/WLI, 1993a; 1993b). Os termos e as definições utilizadas para descrever a morfologia e as dimensões dos movimentos foram recomendados pela IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES (1990) e são apresentados como uma proposta de tradução e adaptação do glossário internacional para a língua portuguesa.

No Capítulo 3 são discutidos os métodos e as técnicas utilizados no estudo dos movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa, com destaque para a cartografia geomorfológica de pormenor, efectuada em áreas-amostra; a avaliação da estabilidade das vertentes e a determinação dos parâmetros físicos dos terrenos por análise inversa; a inventariação sistemática dos movimentos de vertente e a criação de um banco de dados para o tratamento estatístico da informação; e o estudo da precipitação enquanto factor desencadeante das manifestações de instabilidade. A apresentação dos métodos e técnicas adoptados é acompanhada pela avaliação dos problemas levantados pela sua implementação, bem como pela discussão de experiências referidas na literatura científica.

Os Capítulos 4, 5 e 6 baseiam-se no estudo monográfico de movimentos de vertente particulares.

No Capítulo 4 são apresentados exemplos de deslizamentos simples e múltiplos e de movimentos complexos e compósitos, classificados a partir do tipo de mecanismo, fisionomia dos planos de ruptura e contexto geomorfológico. Para além disso, são colocados em destaque os deslizamentos mais importantes da região, que sobressaem,

quer pela dimensão das áreas afectadas e volumes de terrenos envolvidos, quer pela amplitude dos estragos provocados.

O Capítulo 5 é dedicado a dois factores fundamentais no agravamento da instabilidade: a erosão lateral dos cursos de água e a actividade antrópica. A erosão lateral é responsável pelo desencadeamento de cerca de 40% dos movimentos identificados; as acções antrópicas estão na origem de 20% das manifestações de instabilidade e manifestam-se na elaboração de aterros mal consolidados, na abertura de taludes em vertentes potencialmente instáveis e na modificação artificial do traçado de cursos de água.

O Capítulo 6 tem como suporte a aplicação de métodos de equilíbrio limite, por análise inversa, a um conjunto de deslizamentos. Na ausência de medições directas dos parâmetros da resistência ao corte dos terrenos deslizados, a metodologia utilizada revela-se decisiva para a caracterização física das “margas e argilas da Abadia”, uma das poucas unidades litológica onde a informação disponível é suficiente para a aplicação dos modelos da Mecânica de Solos.

Os Capítulos 7 e 8 baseiam-se na exploração de um banco de dados que inclui 597 movimentos de vertente, integrados em cinco áreas-amostra estudadas em pormenor (Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz).

A caracterização tipológica e morfométrica dos movimentos e a sua relação com os factores condicionantes da instabilidade, são apresentadas, para cada uma das áreas--amostra, no Capítulo 7.

O Capítulo 8 é dedicado ao estudo comparativo da tipologia e morfometria dos movimentos presentes nas áreas-amostra, e à sistematização dos factores condicionantes, com destaque para a litologia e a estrutura, declive e forma das vertentes, coberto vegetal e uso do solo, reactivações e actividade antrópica.

O estudo da precipitação enquanto principal factor desencadeante dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa, constitui o objecto do Capítulo 9. Para além da caracterização do regime da precipitação no posto udométrico de referência (S. Julião do Tojal), são determinados limiares de quantidade - duração de precipitação, a partir do estudo de eventos pluviosos responsáveis pelo

desencadeamento de manifestações de instabilidade. Estes limiares são, depois, aplicados à série de precipitações diárias, numa tentativa de identificação de outros períodos provavelmente marcados pelo desencadeamento de movimentos de vertente.

O último Capítulo do trabalho é dedicado à avaliação da perigosidade geomorfológica, explorando uma das vias de aplicação do trabalho produzido. Para além da discussão da terminologia, conceitos, metodologias e experiências realizadas internacionalmente, são apresentados e discutidos exemplos desenvolvidos nas áreas--amostra da Região a Norte de Lisboa. O método de cartografia directa, baseado na exploração dos mapas geomorfológicos e na experiência de campo, é aplicado a todas as áreas-amostra. O perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais, nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures, é avaliado com base num índice de susceptibilidade, definido a partir do declive e da litologia. Por último, o perigo de ocorrência de deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais, na área-amostra de Calhandriz, é determinado com recurso a um modelo de informação (método do valor informativo).

CAPÍTULO 1

O QUADRO GEOMORFOLÓGICO

1 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ESTRUTURA GEOLÓGICA E DO RELEVO

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. 1.1). 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 km^2, 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 Albogas e Loures observa-se um amplo sinclinal dissimétrico

[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).

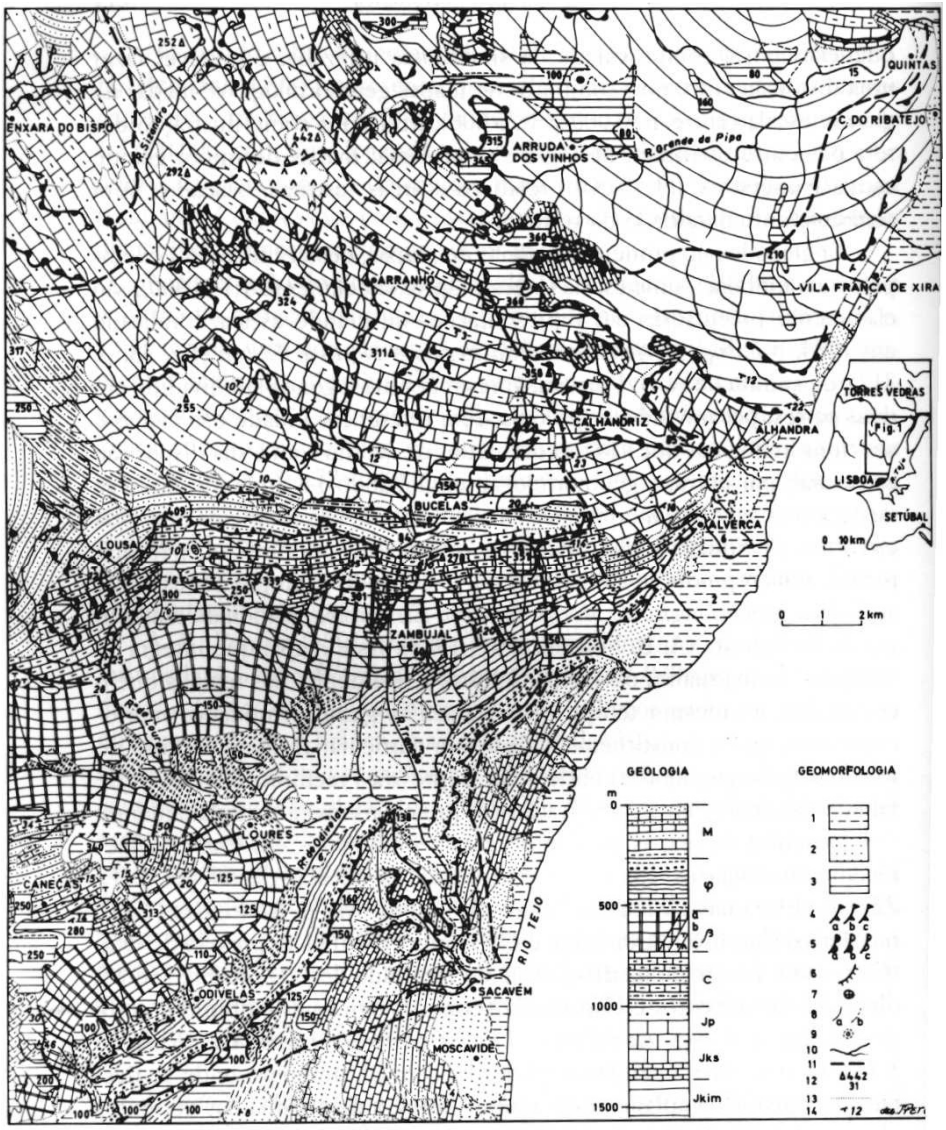

Fig.1.1 - Mapa morfoestrutural da Região a Norte de Lisboa (extraído de FERREIRA, 1984, p.487).

Geologia: M - Miocénico (alternância de areias, calcários, arenitos e argilas); Ø - Paleogénico (conglomerados, margas e argilas; margas vermelhas; calcários; conglomerados e margas); ß - 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 - Portlandiano (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 monoclinal (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 festo; 12 - vértice geodésico e ponto cotado, em metros; 13 - limite geológico; 14 - direcção e pendor das camadas.

com eixo orientado W-E, que deforma, fundamentalmente, os terrenos do Complexo Vulcânico de Lisboa e do Paleogénico (ZÊZERE, 1988).

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 Portlandiano inferior é marcada pelo carácter mais detrítico da sedimentação (margas e calcários margosos com intercalações de argilas, calcarenitos e calcários), que se acentua no Portlandiano, com a deposição de arenitos com intercalações de margas e calcários. "As margas, calcários e arenitos do Kimeridgiano superior e do Portlandiano formam reversos de relevos monoclinais, 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 níveis 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).

1.2 - O relevo

A alternância de rochas com dureza, permeabilidade e plasticidade muito distintas, aliada à disposição monoclinal 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. 1.2); 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. 1.3). 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).

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.

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.

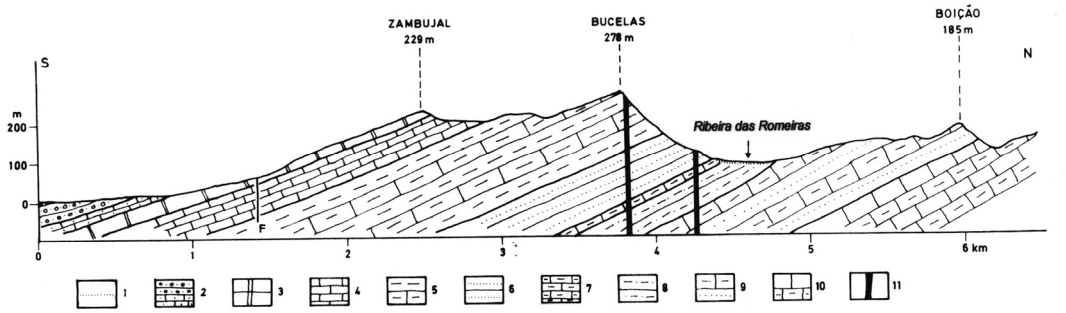

Fig. 1.2 - Costeira de Lousa - Bucelas.
1 - planície aluvial; 2 - arenitos e calcários lacustres (Paleogénico); 3 - Complexo Vulcânico de Lisboa (Neocretácico); 4 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 5 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); 6 - arenitos (Barremiano superior - Aptiano);
7 - calcários e margas (Hauteriviano superior - Barremiano inferior); 8 - arenitos e argilas (Hauteriviano inferior); 9 - arenitos, margas e calcários (Portlandiano); 10 - margas e calcários (Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior); 11 - dique.

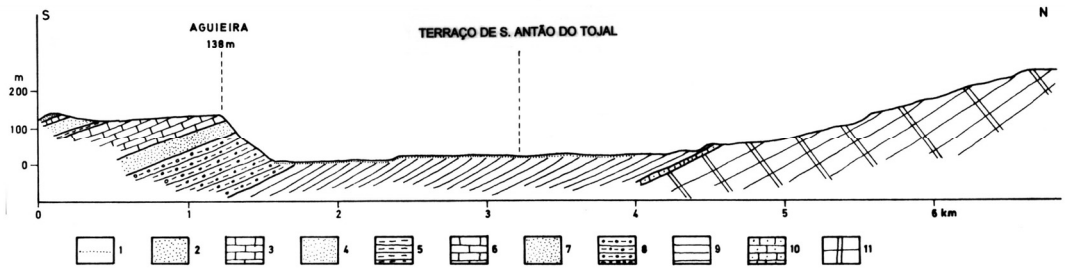

Fig. 1.3 - Costeira de Odivelas - Vialonga.
1 - depósitos quaternários; 2 - areias com *Placuna miocenica* (Burdigaliano); 3 - "calcários de Casal Vistoso" (Burdigaliano); 4 - "areias da Quinta do Bacalhau" (Burdigaliano); 5 - "argilas do Forno do Tijolo" (Burdigaliano); 6 - "calcários de Entre-Campos" (Burdigaliano); 7 - "areolas da Estefânia" (Aquitaniano); 8 - arenitos e conglomerados (Paleogénico); 9 - margas e argilas (Paleogénico); 10 - calcários lacustres (Paleogénico); 11 - Complexo Vulcânico de Lisboa (Neocretácico).

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.

2 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS E SEU SIGNIFICADO MORFOCLIMÁTICO

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. 1.4). 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.

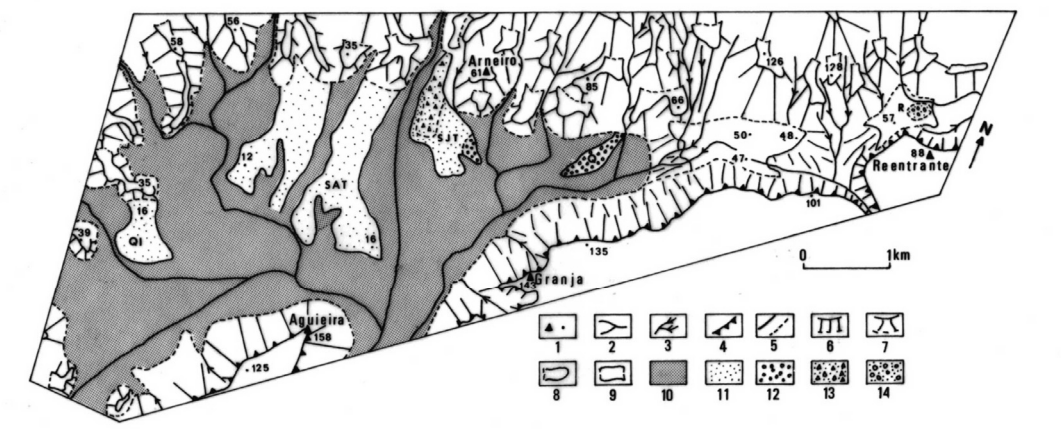

Fig. 1.4 - Depósitos quaternários da Bacia de Loures.
1 - vértice geodésico e ponto cotado (altitude em metros); 2 - curso de água; 3 - barranco; 4 - frente da costeira de Odivelas - Vialonga; 5 - alto e base de vertente; 6 - vertente rectilínea; 7 - vertente côncava, em forma de *glacis*; 8 - rechã; 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 depósito do bordo oriental de S. Julião do Tojal; 13 - Formação Detrítica Grosseira de S. Julião do Tojal; 14 - terraço de Reentrante.

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.

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. 1.4), 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).

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. 1.4), 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 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 acarreio 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 (ver mapas geomorfológicos apresentados fora do texto) 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 apinhoada, 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 talvegues 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 permitem a realização de uma síntese rigorosa da evolução quaternária da Região a Norte de Lisboa. O Quadro 1.1, retomado de ZÊZERE (1988), sistematiza as observações efectuadas, considerando, como BREUIL e ZBYSZEWSKY (1943) que os depósitos de terraço de textura fina da Bacia de Loures correspondem ao último período interglaciário.

3 - OS CURSOS DE ÁGUA

3.1 - A rede hidrográfica

A Região a Norte de Lisboa está integrada, quase totalmente, na bacia hidrográfica do Rio Trancão, que desagua no estuário do Tejo junto a Sacavém (Fig. 1.5). A NE desta bacia-vertente existe um conjunto de ribeiras afluentes directas do Rio Tejo, das quais se destaca o Rio Silveira, que drena a área de Calhandriz.

Quadro 1.1 - 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		Holocénico
Depósitos de vertente peliculares	Enchimento holocénico	Bacia de Loures Vales principais	Período transgressivo Clima menos frio e húmido Colmatagem aluvial do fundo da Bacia de Loures e dos vales principais	
	Enchimentos de valeiros	Afluentes dos principais cursos de água	Regularização das vertentes	
Escoadas 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			Período regressivo Degradação parcial dos depósitos da Bacia de Loures	
Depósitos de terraço de material grosseiro de Quintanilho e do bordo oriental de S. Julião do Tojal		Quintanilho, S. Julião do Tojal	Reactivação da erosão marginalmente à Bacia de Loures (clima mais frio e mais húmido)	
Depósitos de terraço de textura fina da Bacia de Loures		Quinta do Infantado, Santo Antão do Tojal e S. Julião do Tojal	Período transgressivo	Último interglaciário
Antigos depósitos de terraço de textura grosseira		Vale da Ribeira de Pinheiro de Loures	Fases de clima frio e húmido	Penúltima glaciação
Escoadas de solifluxão nas vertentes basálticas		S. Julião do Tojal		
Rompimento da continuidade da costeira de Odivelas-Vialonga e captura da drenagem da Bacia de Loures			Bacia de Loures fechada a NE	Plistocénico médio (?)
Nível de aplanamento dos 40-50m; Terraço de Reentrante		Portela de Reentrante	Bacia de Loures aberta a NE	Plistocénico médio (?)

Fig. 1.5 - Bacia hidrográfica do Rio Trancão (extraído de AMARAL, 1968, p.82).

A bacia hidrográfica do Rio Trancão é de ordem 7 e abrange uma superfície de quase 200 km^2, com uma densidade de drenagem de 3,6 km/ km^2 (Quadro 1.2). 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. 1.5). 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/km^2 (Quadro 1.2).

O Rio Silveira apresenta uma bacia hidrográfica de ordem 5, com cerca de 26 km^2. A densidade de drenagem (3,7 km/km^2) é semelhante à verificada nas sub-bacias do Rio Trancão, em reflexo da ausência de contrastes estruturais e litológicos muito significativos.

Quadro 1.2 - 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. 1.2), 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 talvegues. 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.

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). Neste 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 cerca 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.

CAPÍTULO 2

CLASSIFICAÇÃO E CARACTERÍSTICAS DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

1 - A TERMINOLOGIA E OS CONCEITOS

No âmbito da Geomorfologia Dinâmica, e em particular nos estudos dedicados aos movimentos de vertente, a terminologia de base difundida internacionalmente é predominantemente anglo-saxónica. Esta questão está naturalmente relacionada com a importância crescente, quer quantitativa quer qualitativa, das contribuições escritas em inglês, mas também com o facto de grande parte das classificações de movimentos de vertente mais divulgadas serem de autores americanos ou ingleses (por exemplo, VARNES, 1958, 1978 e HUTCHINSON, 1968, 1988).

A necessidade crescente de uma terminologia rigorosa e o sentimento de que muitos dos termos disponíveis nos vários idiomas são frequentemente utilizados com significados múltiplos, conduziram a esforços de tradução de algumas classificações mais conhecidas, de que se destacam as traduções e adaptações da classificação de movimentos de vertente de VARNES (1978) às realidades italiana (CARRARA *et al.*, 1987b) e espanhola (AYALA, 1991). Neste contexto, merece igualmente realce o trabalho desenvolvido no âmbito do projecto comunitário TESLEC (*The Temporal Stability and Activity of Landslides in Europe with Respect to Climatic Change*, 1994--96) e publicado por DIKAU *et al.* (1996a), onde são apresentadas propostas de terminologia dos tipos de movimentos de vertente em sete idiomas (inglês, francês,

italiano, espanhol, português, holandês e alemão), as línguas originais dos membros das diferentes equipas envolvidas no projecto.

Os principais esforços de homogeneização da terminologia internacional utilizada no estudo dos movimentos de vertente têm sido desenvolvidos por um grupo de trabalho da UNESCO denominado *Working Party on World Landslide Inventory* (WP/WLI). Este grupo foi criado no âmbito da Década Internacional para a Redução das Catástrofes Naturais e envolve três instituições internacionais: Comissão de *Landslides and other Mass Movements* da Associação Internacional de Engenharia Geológica, Sociedade Internacional de Mecânica de Rochas e Comité Técnico de *Landslides* da Sociedade Internacional de Mecânica de Solos e Engenharia de Fundações. O trabalho meritório de sistematização deste grupo de trabalho, entretanto divulgado (IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES, 1990; CRUDEN, 1991; WP/WLI, 1990, 1991, 1993a, 1993b), tem vindo a ser largamente utilizado, por exemplo por DIKAU *et al.* (1996a), que não hesitam em afirmar que todos os investigadores europeus devem adoptar os termos internacionais propostos pela *Working Party* para descrever a morfologia, dimensões, actividade, distribuição e tipologia dos movimentos de vertente (DIKAU *et al.*, 1996a, p.5).

Na literatura anglo-saxónica, os principais problemas de terminologia prendem-se com o emprego do termo *landslide*, que se impôs no plano internacional, tendo sido adoptado pela Associação Internacional de Engenharia Geológica, pela UNESCO e pela UNDRO (FLAGEOLLET, 1989).

De acordo com HANSEN (1984), o termo *landslide*, quando decomposto na língua original ou quando traduzido à letra, sugere que deveria apenas ser utilizado para os movimentos que ocorrem ao longo de uma superfície de deslizamento. Esta ideia corresponde ao ponto de vista da maioria dos autores britânicos, exemplificado pela definição proposta por HUTCHINSON, em 1968: “movimento relativamente rápido que implica uma ruptura (...). Ocorre ao longo de uma ou várias superfícies individualizadas, que delimitam a massa que está em movimento” (HUTCHINSON, 1968, p.690). A associação do termo ao conceito de deslizamento de terreno verifica-se

também em países do leste da Europa, como a ex-Checoslováquia (NEMCOK *et al.*, 1972; ZÁRUBA e MENCL, 1982) e a Bulgária (ILIEV, 1977; MINKOV *et al.*, 1988).

Segundo CRUDEN, "um obstáculo a uma definição simples de *landslide* é a assunção errónea de que um *landslide* é, simplesmente, um *slide of land*. (...) Trata-se de um dos muito termos de origem norte-americana, formados por duas palavras que, juntas, significam algo completamente distinto" (CRUDEN, 1991, p.27-28). Com efeito, o significado tradicionalmente atribuído a este termo por parte dos autores americanos e canadianos é consideravelmente mais abrangente do que o proposto por HUTCHINSON. Segundo TERZAGHI, o *landslide* corresponde a uma "deslocação rápida, numa vertente, de uma massa de rocha, solo residual ou sedimentos, na qual o centro de gravidade do material afectado progride para jusante e para o exterior" (TERZAGHI, 1952, p.4). Ainda de acordo com este autor, o movimento restringe-se a uma massa relativamente circunscrita de materiais, normalmente bem definida quanto ao seu volume, pelo que os movimentos de *creep* ficam excluídos da abrangência do termo.

Em 1958, VARNES completou a definição de TERZAGHI ao acrescentar que no *landslide* "a massa de material afectado pode ser alvo de três tipos fundamentais de movimento, desabamento (*fall*), deslizamento (*slide*) e escoada (*flow*), ou das suas combinações" (VARNES, 1958, p.20). No entanto, ao contrário de TERZAGHI, VARNES considerou os movimentos de *creep* na sua classificação, ainda que integrados no conjunto das escoadas (VARNES, 1958; 1978).

COATES (1977, citado por HANSEN, 1984), coordenador de um volume sobre *landslides*, sistematizou uma série de aspectos, relativamente aos quais existia unanimidade de opiniões no conjunto dos vinte e oito autores que contribuíram para aquele trabalho, dos quais se destacam:

a) os *landslides* representam uma categoria de fenómenos que se incluem na classe dos movimentos de massa;
b) o material afectado pode incluir formações superficiais e/ou rochas;
c) os movimentos implicam uma velocidade apreciável (exclusão do *creep*);

d) os movimentos de subsidência (assentamentos verticais), bem como os ligados à acção do gelo e da neve são excluídos.

A definição de *landslide* adoptada pela WP/WLI é muito simples e concisa, tendo sido proposta por CRUDEN: "movimento de descida, numa vertente, de uma massa de rocha, terra ou detritos" (CRUDEN, 1991, p.27). Da abrangência do termo são excluídos os movimentos verticais de abatimento e assentamento (subsidência), as avalanchas de neve e os efeitos da expansão-retracção dos solos argilosos.

Na actualização da sua classificação de *landslides*, efectuada em 1978, VARNES admite a existência de discordâncias quanto ao significado do termo, substituindo-o por "movimentos de vertente" (*slope movements*) e acrescentando os balançamentos (*topple*) e as expansões laterais (*lateral spreads*) aos grandes grupos por si definidos vinte anos antes. Para VARNES (1978), o movimento de vertente é praticamente equivalente dos termos movimento de massa e *mass wasting*, utilizados maioritariamente por geomorfólogos, salvaguardando a exclusão dos casos de subsidência e dos movimentos ligados à acção do gelo e da neve. Estas exclusões encontram-se igualmente na classificação de "movimentos de vertente subaéreos" de HUTCHINSON (1988), onde, no entanto, o *landslide* é apresentado como um subtipo, ao nível, por exemplo, dos desabamentos.

A literatura italiana inclui o termo *frana*, cujo significado tradicional se aproxima bastante dos conceitos de *landslide* de TERZAGHI e de COATES. De acordo com CARRARA *et al.* (1987b, p.27), "a classificação de VARNES (...) inclui fenómenos que saem fora do âmbito do significado de *frana*, em sentido restrito, como as deformações de vertente extremamente lentas, superficiais ou profundas; estas diferenciam-se dos *frane*, não pelo tipo de movimento mas apenas pela velocidade". Estes autores, na tentativa de adaptação da classificação de VARNES, apresentam uma definição de *frana* que é praticamente equivalente à de movimento de vertente: "Movimento controlado pela gravidade, superficial ou profundo, rápido ou lento, de materiais que constituem uma vertente ou abrangendo um relevo inteiro (CARRARA *et al.*, 1987b, p.27).

Na bibliografia francesa é largamente utilizado o termo “movimento de terreno” (*mouvement de terrain*). De acordo com FLAGEOLLET, os movimentos de terreno implicam uma ruptura e o movimento simultâneo da massa afectada e englobam “ todas as formas de deslocação que se podem verificar (abatimentos, desabamentos, deslizamentos, escoadas, etc.) e todos os materiais que podem ser colocados em movimento” (FLAGEOLLET, 1989, p.13). Nesta concepção, os movimentos de terreno têm uma abrangência maior do que os *landslides* dos autores anglo-saxónicos, incluindo não apenas os movimentos de vertente, mas também as deslocações com dominante vertical (abatimentos e assentamentos) e os movimentos associados à expansão-retracção dos solos argilosos. Fora do âmbito destes movimentos são considerados o *creep*, bem como todos os movimentos associados à neve e ao gelo (FLAGEOLLET, 1989).

O termo “movimento de massa” (*mass movement*) é por vezes utilizado, indiscriminadamente, como sinónimo de *landslide* ou movimento de vertente (ver, por exemplo, MULDER, 1991; BROMHEAD, 1992; e VAN WESTEN, 1993). Com efeito, vários autores britânicos (como BRUNSDEN, 1984, citado por DIKAU *et al.*, 1996a, ou JONES, 1992) têm sugerido a substituição do termo *landslide* por movimento de massa, de modo a evitar os problemas de terminologia. A não aceitação internacional desta proposta relaciona-se, entre outras razões, com o significado mais lato normalmente associado ao termo movimento de massa. Segundo HUTCHINSON (1968, p. 688), “os movimentos de massa compreendem todos os movimentos induzidos pela gravidade, com a exclusão daqueles em que o material é mobilizado por um agente de transporte, como o gelo, neve, água ou ar, designados por transporte em massa”. Sob esta designação, o autor inclui os movimentos de vertente, a subsidência (abatimentos, assentamentos), as várias modalidades de *creep* e os processos ligados à acção do gelo e da neve, como por exemplo a solifluxão periglaciária.

O Quadro 2.1 procura sistematizar os graus de abrangência mais frequentemente assumidos para os diferentes termos em discussão.

Quadro 2.1 - Abrangência dos termos movimentos de vertente, movimentos de terreno e movimentos de massa.

TERMO:	ABRANGÊNCIA:
MOVIMENTOS DE VERTENTE (*LANDSLIDES*)	desabamento balançamento deslizamento expansão lateral escoada movimentos complexos
MOVIMENTOS DE TERRENO	**movimentos de vertente** subsidência (abatimentos; assentamentos) expansão-retracção em solos argilosos
MOVIMENTOS DE MASSA	**movimentos de terreno** movimentos associados ao gelo e à neve

2 - A CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

2.1. - A variedade das classificações

As classificações dos movimentos de vertente reflectem as necessidades dos utilizadores e têm uma importância fundamental na Geomorfologia Aplicada, visto que o reconhecimento do mecanismo actuante constitui o primeiro passo de qualquer processo de controlo ou intervenção correctora das manifestações de instabilidade (HANSEN, 1984).

O grande número de classificações existente na literatura geomorfológica e geotécnica é, em larga medida, justificado por TERZAGHI, ao afirmar que “um fenómeno que envolve tal quantidade de combinações entre materiais e agentes perturbadores abre horizontes ilimitados ao entusiasta da classificação” (TERZAGHI, 1952, p.6). Sendo certo que a diversidade das classificações resulta, fundamentalmente, da selecção de diferentes factores para a descriminação dos fenómenos, existem outras razões que a justificam. Em primeiro lugar, nem todos os autores classificam o mesmo sujeito (movimentos de vertente, movimentos de terreno, movimentos de massa) e já

ficou demonstrado que estes termos não são equivalentes. Por outro lado, a cada nível das classificações encontram-se problemas de terminologia, responsáveis por contradições aparentes e efectivas: o mesmo movimento é integrado em agrupamentos muito diferentes, consoante a classificação, ao mesmo tempo que movimentos muito distintos surgem incluídos em classes com designação comum. Sem pretender efectuar uma análise exaustiva deste problema, apresentam-se em seguida dois exemplos que o demonstram.

Um processo como o *creep* superficial é integrado numa classe de movimentos de *creep* em algumas classificações (NEMCOK *et al.*, 1972; HUTCHINSON, 1968, 1988). O mesmo processo é incluído no conjunto dos deslizamentos por COATES (citado por HANSEN, 1984) e no conjunto das escoadas por VARNES (1978). Outras classificações excluem este mecanismo com base na velocidade do processo (CARRARA *et al.*, 1987b), no carácter difuso da sua representação espacial, ou na ausência de uma ruptura definida (FLAGEOLLET, 1989). Por último, há alguns autores (por exemplo, VAN ASCH, 1984a e HUTCHINSON, 1988) que argumentam que o *creep* pode ocorrer em estreita associação com outros movimentos de vertente (*creep* pré-ruptura e *creep* pós-ruptura).

Movimentos de massa estudados por ZÁRUBA e MENCL (1982), nos arredores de Praga e na área de Turnov, designados por estes autores como deslizamentos de blocos (*block slides*), são referenciados como exemplos de *creep* na classificação de NEMCOK *et al.* (1972, p.74). O processo, tal como o descrevem ZÁRUBA e MENCL, tem semelhanças evidentes com os exemplos de expansão lateral apresentados por VARNES (1978), bem como com dois tipos de movimentos de vertente categorizados por HUTCHINSON (1988) como complexos: *cambering and valley bulging* e *block--type slope movements*. Em contrapartida, o termo *block slide* é utilizado por muitos autores (por exemplo, VARNES, 1978; e IBSEN *et al.*, 1996a) para caracterizar os deslizamentos não rotacionais em bloco, normalmente num contexto rochoso, que têm características perfeitamente distintas dos anteriores.

2.2. - Os critérios de classificação

Os critérios de classificação dos movimentos de vertente são variados e encontram-se muito bem sistematizados no trabalho de HANSEN (1984).

As classificações mais simples (frequentemente as mais antigas) fazem recurso a apenas um critério de classificação. As classificações mais complexas e mais adoptadas utilizam, normalmente, um factor discriminante principal para estabelecer os grandes tipos de movimentos, e factores secundários para introduzir subdivisões dentro das categorias iniciais (ver Quadro 2.2).

Os movimentos de vertente são designados muitas vezes com base em exemplos clássicos de cada tipo particular e com o recurso a termos locais (HANSEN, 1984). A utilização deste critério, ainda que possa ser pontualmente conveniente, é desaconselhada por VARNES (1978), devido à falta de carácter informativo, nomeadamente para os leitores que desconhecem o local em questão.

A relação entre os deslizamentos e a estrutura geológica está na base de uma classificação muito utilizada na ex-União Soviética e em muitos países da Europa Oriental (ZÁRUBA e MENCL, 1982; HANSEN, 1984; KOVACIK e MODLITBA, 1988). Nesta classificação é feita a distinção entre deslizamentos assequentes (em solos coesivos homogéneos, ao longo de planos de ruptura circulares), consequentes (ao longo de planos de estratificação, diaclases ou planos de xistosidade, conformes ao declive da vertente) e insequentes (contrários às descontinuidades estruturais).

ZÁRUBA e MENCL (1982) utilizam a litologia do substrato regional para distinguir três categorias fundamentais de movimentos de vertente na ex-
-Checoslováquia: movimentos em depósitos superficiais, em rochas pelíticas e em rochas rígidas. Embora este critério seja utilizado, actualmente, em países como o Japão (NAKAMURA *et al.,* 1996), a sua aplicação sistemática é desaconselhada, já que é possível encontrar movimentos com características similares numa grande variedade de tipos litológicos (BLONG, 1973a).

Quadro 2.2 - Características fundamentais de algumas classificações mais divulgadas de movimentos de vertente.

Classificação	Objecto da classificação	Critérios principais de descriminação	Critérios secundários de descriminação	Classes principais
Hutchinson (1968)	movimentos de massa	- tipo de mecanismo - morfologia do movimento	- velocidade do movimento - tipo de material	- *creep* - processos ligados à acção da congelação-degelo - deslizamentos - desabamentos - subsidência
Carson e Kirkby (1972)	movimentos de massa	- tipo de mecanismo	- velocidade do movimento - conteúdo em água no terreno	- escoada - deslizamento - expansão-retracção de solos
Nemcok, Pasek e Rybar (1972)	movimentos de massa	- tipo de mecanismo	- amplitude do movimento - velocidade do movimento	- *creep* - deslizamento - escoada - desabamento
Flageollet (1989)	movimentos de terreno	- tipo de mecanismo	- amplitude do movimento - gravidade do movimento	- subsidência - expansão-retracção de solos - deformações lentas de vertente - desabamentos - deslizamentos - escoadas
Hutchinson (1988)	movimentos de vertente	- morfologia do movimento	- tipo de mecanismo - tipo de material - amplitude do movimento	- empolamento - *creep* - *sagging* em vertentes montanhosas - deslizamentos - movimentos com forma de escoada - balançamentos - desabamentos
Varnes (1978) WP/WLI (1993) Dikau *et al*. (1996)	movimentos de vertente (*landslides*)	- tipo de mecanismo	- tipo de material	- desabamento - balançamento - deslizamento - expansão lateral - escoada
Cruden e Varnes (1996)	movimentos de vertente (*landslides*)	- tipo de mecanismo	- tipo de material - actividade - velocidade - conteúdo em água no terreno	- desabamento - balançamento - deslizamento - expansão lateral - escoada

O tipo de mecanismo é o factor discriminante usado com maior frequência nas classificações de movimentos de vertente, particularmente nas mais difundidas (ver Quadro 2.2). Apesar de tudo, há autores, como BLONG (1973a), que realçam as dificuldades sentidas, na prática, em enquadrar movimentos particulares nas grandes classes assim definidas.

O tipo e a dimensão do material deslocado são habitualmente utilizados como factores secundários de classificação. VARNES (1978) propõe a separação entre rocha e solo (definido com os critérios da Engenharia Geotécnica), e subdivide este último em detritos (*debris*) e terra (*earth*), com base na granulometria dos materiais. Na classificação de DIKAU *et al*. (1996a) é utilizado um critério semelhante, ainda que o termo "solo" seja empregue com um significado mais restrito, não incluindo os detritos.

VARNES (1978) estabeleceu uma escala quantitativa para descrever a velocidade dos movimentos, depois modificada (CRUDEN e VARNES, 1996), que pode ser usada como factor secundário de classificação. O reduzido número de movimentos monitorizados existente, passíveis de fornecer a informação indispensável para a aplicação rigorosa deste critério, tem levado muitos autores (NEMCOK *et al.*, 1972; VAN ASCH ,1980; HUTCHINSON, 1988; FLAGEOLLET, 1989) a substituí-lo pela amplitude das deslocações.

Recentemente, numa actualização da classificação de VARNES de 1978, CRUDEN e VARNES (1996) acrescentaram a actividade dos movimentos aos factores secundários de descriminação, incorporando as sistematizações entretanto efectuadas pela *Working Party on World Landslide Inventory* (WP/WLI, 1993a; 1993b).

A pesquisa de critérios quantificáveis para a classificação dos movimentos de vertente levou alguns autores australianos e neo-zelandeses à tentativa de aplicação de índices morfométricos com aquele objectivo (BLONG, 1973a, 1973b; CROZIER, 1973). No entanto, ainda que muito úteis para a descrição e tratamento estatístico dos movimentos, estes índices têm-se revelado ineficazes para estabelecer uma classificação credível (BLONG, 1973a; HANSEN, 1984).

A abordagem geotécnica apresenta a vantagem de procurar explicações físicas para os movimentos de vertente, normalmente sob uma forma quantificada. Contudo, as

sistematizações neste domínio não têm conduzido a verdadeiras classificações, já que o seu resultado, no lugar de produzir uma tipologia de movimentos de vertente, respeita, no essencial, à clarificação dos mecanismos responsáveis pelos fenómenos, na perspectiva das Mecânicas de Solos e de Rochas (ver, por exemplo, TERZAGHI, 1952). Neste tipo de abordagem é ainda feita uma distinção fundamental entre os movimentos em vertentes não sujeitas anteriormente a manifestações de instabilidade e as reactivações ao longo de planos de ruptura pré-existentes (ver HUTCHINSON, 1988 e GIRAUD *et al.*, 1990).

2.3. - Os tipos de movimentos

Os grandes tipos de movimentos de vertente são apresentados de acordo com a classificação europeia utilizada por DIKAU *et al.* (1996a) e desenvolvida no âmbito do projecto europeu EPOCH, *The Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community* (1991-93). Esta classificação baseia-se nas propostas de VARNES (1978) e da WP/WLI (1993b), utilizando como estas o tipo de mecanismo como factor principal de discriminação e o material afectado como factor secundário. A terminologia empregue na classificação dos deslizamentos segue, de muito perto, as propostas dos autores ingleses (por exemplo, HUTCHINSON, 1988).

2.3.1. - Desabamento

O desabamento (*fall)* é definido como "uma deslocação de solo ou rocha a partir de um abrupto, ao longo de uma superfície onde os movimentos tangenciais são nulos ou reduzidos. O material desloca-se predominantemente pelo ar, por queda, saltação ou rolamento" (WP/WLI, 1993b, p.6-2). Trata-se de um movimento de massa brusco, caracterizado por uma elevada velocidade, em relação com a queda livre que ocorre pelo menos em parte da deslocação (NEMCOK *et al.*, 1972; VARNES, 1978; ZÁRUBA e MENCL, 1982).

FLAGEOLLET e WEBER (1996) apresentam uma boa síntese bibliográfica acerca dos critérios mais frequentemente utilizados para a classificação dos

desabamentos, onde se destacam o tipo de material afectado (desabamento rochoso, desabamento de detritos, desabamento de solo) e a forma da ruptura (planar, em cunha, em escadaria e vertical). RAPP (1960) propõe uma distinção, também adoptada por HUTCHINSON (1988), entre desabamento primários e desabamentos secundários, conforme o material envolvido seja debitado directamente da rocha-mãe ou corresponda a detritos previamente libertados do substrato rochoso. WHALLEY (1974, citado por GELLATLY *et al.*, 1984) apresenta uma classificação de desabamentos que inclui cinco classes, definidas, exclusivamente, em função do volume de material afectado. FLAGEOLLET (1989) faz a distinção entre queda de blocos (queda de calhaus ou blocos, isolados ou em grupo) e desabamentos (queda de massas rochosas de grandes dimensões) e subdivide os últimos em função do contexto morfodinâmico em que estão inseridos: desabamento de massa rochosa após balançamento; desabamento de cornijas em saliência; desabamento no seguimento de uma extracção na base do abrupto ou vertente.

2.3.2. - Balançamento

O balançamento (*topple*) consiste numa "rotação de uma massa de solo ou rocha, a partir de um ponto ou eixo situado abaixo do centro de gravidade da massa afectada" (WP/WLI, 1993b, p.6-2). O movimento verifica-se por influência da gravidade e pela acção de forças laterais, exercidas, quer por unidades adjacentes, quer por fluídos presentes em diaclases e fracturas (VARNES, 1978; AYALA, 1991).

Este tipo de mecanismo, comum em massas rochosas com descontinuidades inclinadas de modo contrário ao declive (ROMANA, 1991), desenvolve-se lentamente e pode ou não evoluir para desabamento ou deslizamento, em função da geometria da massa afectada e da extensão e orientação dos planos de estratificação e/ou diaclases.

HUTCHINSON (1988) faz uma distinção dos balançamentos em função da presença ou ausência de descontinuidades e considera os subtipos simples e múltiplos. GOODMAN e BRAY (1976, citados por CRUDEN e VARNES, 1996) classificam o movimento em função do tipo de processo e do material envolvido, distinguindo

balançamentos por flexura, balançamentos em bloco e balançamentos em bloco por flexura.

4.3.3. - Deslizamento

O deslizamento (*slide*) define-se como um "movimento de solo ou rocha que ocorre dominantemente ao longo de planos de ruptura ou de zonas relativamente estreitas, alvo de intensa deformação tangencial" (WL/WLI, 1993b, p.6-2). A massa deslocada durante o movimento permanece em contacto com o material subjacente não afectado, apresentando graus de deformação bastante variáveis, consoante o tipo de deslizamento.

Estes movimentos, activados quando a resistência ao corte dos terrenos é ultrapassada pela tensão tangencial a que os materiais estão sujeitos na vertente, apresentam frequentemente estrias (*slickensides*) ao longo do plano de ruptura e nos flancos, indicadoras da direcção da deslocação (AYALA, 1991).

O tipo de ruptura tangencial, juntamente com as características do material afectado, constituem os critérios fundamentais para a subdivisão dos deslizamentos (Quadro 2.3).

a) deslizamentos rotacionais

Os deslizamentos rotacionais (*slumps*) ocorrem ao longo de superfícies de ruptura curvas, em meios geralmente homogéneos e isotrópicos (SIRIEYS, 1984). A sua forma topográfica é característica: como o plano de deslizamento é côncavo, o movimento envolve uma rotação, materializada por um abatimento na parte montante do deslizamento e por um levantamento do seu sector frontal, formando aclives mais ou menos pronunciados (ZÁRUBA e MENCL, 1982; HUTCHINSON, 1988). Estes aclives são favoráveis à retenção da água sob a forma de pequenos charcos, facto que determina, frequentemente, o prolongamento no tempo das manifestações de instabilidade. Quando existe água em abundância, a área de acumulação do deslizamento rotacional, normalmente muito fissurada, pode ser alvo de processos de escoada (ERSKINE, 1973; VARNES, 1978).

Alguns autores, como VAN ASCH (1980) e HUTCHINSON (1988), adoptam uma subdivisão dos deslizamentos rotacionais em função da posição relativa do plano de ruptura na vertente, distinguindo rupturas de vertente (*slope failures*), rupturas de sopé (*toe failures*) e rupturas de base (*base failures*). A classificação mais frequentemente utilizada foi proposta por HUTCHINSON (1968) e inclui os subtipos simples, múltiplos e sucessivos.

Quadro 2.3 - Classificação dos deslizamentos proposta por DIKAU *et al.* (1996a).

TIPOS DE DESLIZAMENTOS		TIPOS DE MATERIAIS		
		ROCHA	DETRITOS	SOLO
ROTACIONAIS		simples múltiplo sucessivo	simples múltiplo sucessivo	simples múltiplo sucessivo
TRANSLACIONAIS	NÃO ROTACIONAIS	deslizamento de rocha em bloco (*block slide*)	deslizamento de detritos em bloco (*block slide*)	deslizamento de solo em bloco (*slab slide*)
	PLANARES	deslizamento de rocha (*rock slide*)	deslizamento de detritos (*debris slide*)	deslizamento lamacento (*mudslide*)

b) deslizamentos translacionais - não rotacionais

Os deslizamentos não rotacionais ou não circulares encontram-se na transição entre os rotacionais e os translacionais mais típicos (planares). Vários autores (ZÁRUBA e MENCL, 1982; HUTCHINSON, 1988; FLAGEOLLET, 1989) utilizam a designação de "compósito" para os descrever, influenciados pela forma do plano de ruptura, que tende a apresentar duas secções: forma circular ou planar com forte inclinação, a montante; estilo marcadamente translacional e inclinação muito mais reduzida, a jusante. O termo compósito é, actualmente, empregue com outro significado (WP/WLI, 1993a), pelo que DIKAU *et al*. (1996a) adoptam a designação de "não rotacionais" para referenciar estes deslizamentos.

De acordo com HUTCHINSON (1988), a geometria dos planos de ruptura dos deslizamentos não circulares condiciona o desenvolvimento de tensões internas na massa deslocada, acompanhado por movimentações diferenciais. A forte distorção interna tem reflexo numa topografia típica, com contraescarpados e fossos (BROMHEAD, 1992; IBSEN *et al.*, 1996a).

DIKAU *et al.* (1996a) subdividem estes movimentos de vertente, a partir das características do material afectado, em *block slides* (termo utilizado, em simultâneo, para os deslizamentos de rocha em bloco e deslizamentos de detritos em bloco) e *slab slides* (deslizamentos de solo em bloco).

c) deslizamentos translacionais - planares

Os deslizamentos translacionais planares verificam-se ao longo de superfícies de ruptura planares ou ligeiramente onduladas, pelo que a massa deslocada é frequentemente evacuada para além da superfície de deslizamento (VARNES, 1978). Estes movimentos são típicos de meios anisotrópicos e apresentam, frequentemente, um controlo estrutural evidente: o plano de ruptura desenvolve-se ao longo de superfícies de fraqueza, marcadas por uma resistência ao corte reduzida, como falhas, planos de estratificação, diaclases ou contacto entre uma cobertura detrítica e o substrato rochoso (NEMCOK, 1977; VARNES, 1978; BELL e PETTINGA, 1988).

Em função do tipo de material afectado, é possível distinguir as seguintes categorias de deslizamentos planares: deslizamentos de rocha (*rockslides*), deslizamentos de detritos (*debris slides*) e deslizamentos lamacentos (*mudslides*).

Os deslizamentos de rocha são típicos de contextos montanhosos, em vertentes com descontinuidades estruturais concordantes com o declive. A análise geométrica e mecânica destes movimentos revelou que uma inclinação dos planos de estratificação inferior ao valor do declive da vertente corresponde à situação mais favorável para o seu desenvolvimento (VAN ASCH, 1980). Com base na fisionomia dos planos de ruptura, HUTCHINSON (1988) considera os seguintes subtipos de deslizamentos rochosos: deslizamentos com ruptura planar (*planar slides*), deslizamentos com ruptura em escadaria (*stepped slides*) e deslizamentos com ruptura em cunha (*wedge failures*).

Os deslizamentos de detritos são, segundo CARSON e KIRKBY (1975), a forma de instabilidade mais comum nas vertentes naturais. Trata-se de deslizamentos pouco profundos, com planos de ruptura sensivelmente paralelos à superfície topográfica, frequentemente coincidentes com o contacto entre os depósitos de vertente e o substrato rochoso (ZÁRUBA e MENCL, 1982; COROMINAS, 1996a). A velocidade de deslocação e a extensão percorrida variam na razão directa do declive e na razão inversa da quantidade de argila presente no material afectado (HUTCHINSON, 1988). Estes movimentos são também referidos com as designações de deslizamentos superficiais (CARSON e KIRKBY, 1975), deslizamentos laminares (ZÁRUBA e MENCL, 1982; HUTCHINSON, 1988; FLAGEOLLET, 1989) e deslizamentos translacionais superficiais (VAN ASCH, 1980; THOMPSON *et al*., 1986).

Os deslizamentos lamacentos são definidos por BRUNSDEN (1984, p.363) como uma forma de movimento "no qual massas de argilas brandas, silte ou areia muito fina, avançam lentamente por deslizamento, ao longo de planos de ruptura descontínuos, originando formas lobadas ou alongadas". KEEFER e JOHNSON (1983) referem, como aspectos morfológicos característicos, a forma em língua com frente arredondada, o perfil longitudinal sinusoidal (côncavo a montante e convexo a jusante) e a presença de orlas laterais a flanquear a área afectada. BRUNSDEN e IBSEN (1996) identificam três grandes unidades morfológicas, designadas por área de ruptura, sector de transporte com forma de canal e área de acumulação.

Os deslizamentos lamacentos são dos movimentos de vertente que levantam maiores problemas de terminologia na língua inglesa, demonstrados pela grande variedade de termos empregues para a sua descrição: *mudslide*, *mudflow*, *earthflow*, *earthslide*, *quick clay flow* e *flow slide* (BRUNSDEN, 1984).

2.3.4. - Expansão lateral

A expansão lateral (*lateral spreading*) corresponde à "extensão de massas coesivas de solo ou rocha, combinada com uma subsidência geral (...) no material subjacente mais brando. (...) Pode resultar da liquefacção ou escoada do material brando subjacente" (WP/WLI, 1993b, p.6-2). Este processo, marcado sempre pela ausência de

rupturas basais bem definidas, apresenta características contrastadas conforme o tipo de material envolvido.

A expansão lateral em rocha é, geralmente, um movimento muito lento, resultante de deformações visco-plásticas profundas ligadas à tensão gravítica (PASUTO e SOLDATI, 1996). VARNES (1978) distingue dois tipos de expansão lateral neste tipo de terreno, em função da presença ou ausência de liquefacção ou escoamento plástico no material subjacente.

A expansão lateral em solos é um mecanismo extremamente rápido, responsável por situações de risco declarado. O movimento é definido como o "colapso de uma camada de solo a uma certa profundidade, seguido do assentamento das camadas sobrejacentes mais resistentes ou da ruptura progressiva de toda a massa afectada" (BUMA e VAN ASCH, 1996b, p.137-138).

2.3.5. - Escoada

A escoada (*flow*) é um "movimento espacialmente contínuo onde as superfícies de tensão tangencial são efémeras e frequentemente não preservadas. A distribuição das velocidades na massa deslocada assemelha-se à de um fluído viscoso" (WP/WLI, 1993b, p.6-2). As tensões distribuem-se por toda a massa afectada, conduzindo, geralmente, a uma grande deformação interna dos materiais e à existência de velocidades diferenciadas, quase sempre maiores junto à superfície (CARSON e KIRKBY, 1975; BROMHEAD, 1992).

As escoadas em rocha são deformações gravíticas profundas, de tipo *creep*, que afectam massas rochosas muito diaclasadas ou estratificadas, em vertentes montanhosas (BISCI *et al.*, 1996). Trata-se de movimentos extremamente lentos e, aparentemente, mais ou menos permanentes no tempo (VARNES, 1978). Os vários tipos de *sagging* da classificação de HUTCHINSON (1988) são apresentados por BISCI *et al.* (1996, p.152) como variedades de escoada em rocha.

As escoadas de detritos consistem numa "mistura de material fino (areia, silte e argila) e material grosseiro (calhaus e blocos), com uma quantidade de água variável, formando uma massa (...) que se desloca em direcção à base da vertente, normalmente

por impulsos sucessivos induzidos pela força da gravidade e pelo colapso repentino dos materiais de suporte" (COROMINAS *et al.*, 1996, p.161). O efeito de fluidificação pela água tem, em regra, um papel fundamental no desenvolvimento do processo (VARNES, 1978; JOHNSON e RODINE, 1984). As escoadas mais típicas têm uma densidade elevada (a carga sólida ultrapassa, frequentemente, 50 % da massa do material) e seguem canais pré-existentes, na desembocadura dos quais o material se deposita sob a forma de cone ou leque (JOHNSON e RODINE, 1984; SAURET, 1987; COROMINAS *et al.*, 1996).

As escoadas de detritos são consideradas, actualmente, como um fluido não newtoniano (PIERSON e COSTA, 1987). O modo de escoamento tem sido objecto de várias tentativas de modelização reológica, sendo o modelo de Bingham[1] o mais frequentemente invocado.

A maior parte das subdivisões proposta para este tipo de processo baseia-se em critérios largamente condicionados pelo contexto geomorfológico e pela localização geográfica, como os mecanismos de iniciação do movimento, velocidade do processo, dimensão dos materiais e origem e forma dos depósitos. Por exemplo, SAURET (1987) faz uma distinção entre escoadas de detritos desencadeadas pela saturação de um horizonte superficial e escoadas de detritos que têm origem em deslizamentos de terrenos; SCHROTT *et al.* (1996) defendem que o termo "escoada de solo" deve ser usado para as escoadas com uma ausência significativa de detritos grosseiros. A necessidade de uma terminologia com critérios de classificação baseados no comportamento reológico dos materiais, com limites bem definidos, é defendida por PIERSON e COSTA (1987), que propõem uma classificação quantitativa e física, baseada na dinâmica das escoadas e nas características das massas alvo do processo. Estes autores cruzam a velocidade do escoamento com a concentração de sedimentos e caracterizam as escoadas de detritos em função do tipo de fluído intersticial e da categoria e comportamento plástico do escoamento.

[1] Os fluidos Bingham, ou fluidos plásticos, apresentam taxas de deformação que são proporcionais às tensões tangenciais sofridas. Ao contrário dos fluidos newtonianos, o movimento de escoada verifica-se apenas quando é ultrapassado um limiar crítico de tensão tangencial (PIERSON e COSTA, 1987).

3 - A ACTIVIDADE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

3.1. - Estilo de actividade

O estilo de actividade "descreve de que modo os diferentes movimentos dentro do *landslide* contribuem para o movimento de conjunto" (WP/WLI, 1993a, p.53). A *Working Party on World Landslide Inventory* (WP/WLI, 1993a; 1993b), retomando o trabalho de VARNES (1978), propôs uma série de definições que, no essencial, são adoptadas no presente trabalho:

a) movimento simples

Movimento único, muitas vezes sob a forma de um bloco pouco deformado. Esta definição ajusta-se bastante à proposta por BLONG (1973a), que considera como simples os movimentos com uma única ruptura e um único tipo de movimento. Segundo DIKAU *et al.* (1996a), este estilo de actividade é pouco frequente na natureza, já que quase todos os movimentos de vertente associam mais do que um tipo de mecanismo, através de uma actuação simultânea em diferentes sectores da área afectada, ou por uma evolução natural de um processo para outro com o decorrer do tempo.

b) movimentos múltiplos

Movimentos de vertente que evidenciam um desenvolvimento repetido do mesmo tipo de deslocação[2]. Quando aplicado aos deslizamentos rotacionais, o termo refere-se à produção de dois ou mais blocos deslizados, cada qual com uma superfície de ruptura curva, tangencial a um plano de deslizamento mais profundo comum (HUTCHINSON, 1988; BUMA e VAN ASCH, 1996a). LEIGHTON (1966, citado por VARNES, 1978) atribui a designação de "justapostos" aos movimentos múltiplos com plano de ruptura basal comum, reservando o termo "sobrepostos" para os casos em que cada bloco se sobrepõe ao que se lhe situa imediatamente a jusante.

[2] BLONG (1973a) utiliza a designação de compósito para referir este tipo de movimento.

c) movimentos sucessivos

Movimentos de vertente idênticos, em tipo, aos anteriores, mas onde não há partilha do material deslocado ou da superfície de ruptura[3]. De acordo com SKEMPTON e HUTCHINSON (1969, citados por WP/WLI, 1993a, p.56), "os deslizamentos rotacionais sucessivos consistem num conjunto de deslizamentos rotacionais individuais pouco profundos".

d) movimentos complexos e compósitos

De acordo com VARNES, o termo "complexo" deve ser aplicado aos "movimentos de vertente que evidenciam a combinação de um ou mais dos principais modos de movimento, seja em diferentes partes da massa afectada, ou em diferentes estádios do desenvolvimento do movimento" (VARNES, 1978, p.20-21). A proposta da WP/WLI (1993a, 1993b), que é adoptada por exemplo por DIKAU *et al.* (1996a) e por CRUDEN e VARNES (1996), sugere a restrição de utilização deste termo aos casos em que é possível individualizar mais do que um tipo de movimento, numa sequência temporal nítida. Aos movimentos de vertente que exibem, pelo menos, dois mecanismos em simultâneo, em diferentes sectores da massa deslocada, é reservado o termo de "compósito"[4]. TER-STEPANIAN (1977) atribui as designações de *beads-like* a movimentos compósitos que coalescem a jusante e *multi-storied* aos movimentos que se caracterizam pela existência de dois ou mais planos de ruptura, a profundidades diferentes.

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.

[3] Esta concepção difere bastante da de Varnes, que considera sucessivo "qualquer movimento múltiplo que se desenvolva de um modo sucessivo no tempo" (VARNES, 1978, p.24).

[4] Relembre-se que o termo compósito é utilizado por ZÁRUBA e MENCL (1982), HUTCHINSON (1988) e FLAGEOLLET (1989), com um significado muito diferente.

3.2. - Distribuição da actividade

A distribuição da actividade dos movimentos de vertente pretende avaliar a variação da actividade numa perspectiva espacial (WP/WLI, 1993a). A terminologia e concepções adoptadas neste trabalho (Fig. 2.1) seguem, como no caso anterior, as propostas da *Working Party on World Landslide Inventory* (WP/WLI, 1993a; 1993b):

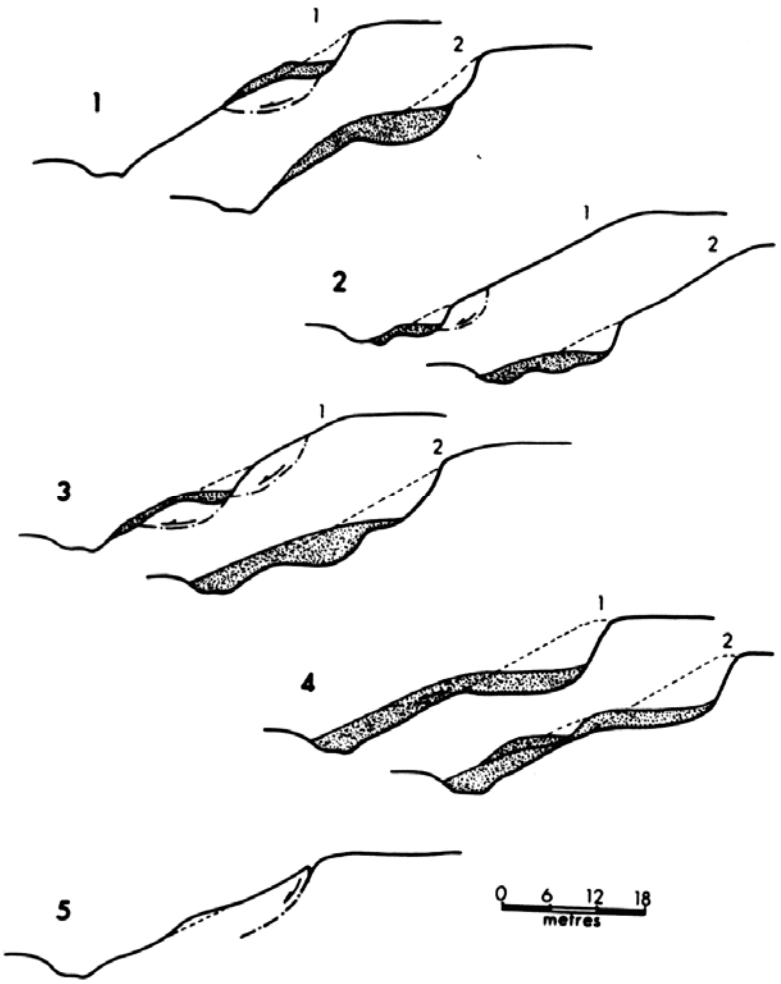

Fig. 2.1 - Distribuição da actividade nos movimentos de vertente (extraído de WP/WLI, 1993a, p.55). 1 - movimento em avanço; 2 - movimento retrogressivo; 3 - movimento com progressão múltipla; 4 - movimento em diminuição; 5 - movimento confinado.

a) retrogressão (*retrogressing*)

O plano de ruptura expande-se para montante, na direcção oposta à do movimento do material deslocado[5].

b) avanço (*advancing*)

O plano de ruptura expande-se na direcção do movimento do material deslocado.

c) alargamento (*widening*)

O plano de ruptura expande-se na direcção de um ou de ambos os flancos do movimento de vertente.

d) progressão múltipla (*enlarging*)

O plano de ruptura expande-se em duas ou mais direcções[6].

e) diminuição (*diminishing*)

O material mobilizado em cada reactivação tem progressivamente menor volume.

f) movimento (*moving)*

As deslocações verificam-se sem qualquer modificação visível no plano de ruptura e no volume do material deslizado.

g) confinamento (*confined*)

O movimento apresenta um desenvolvimento incipiente, existindo uma cicatriz mas não um plano de ruptura visível na base da massa afectada. A deslocação a montante é compensada pela compressão dos materiais envolvidos e não se prolonga muito para jusante (HUTCHINSON, 1988).

---

[5] De acordo com VARNES (1978), a retrogressão pode verificar-se por deslizamento rotacional múltiplo, desabamento ou liquefacção.

[6] VARNES (1978) utiliza o termo "progressivo" para caracterizar estes movimentos. A WP/WLI (1993a) realça a possibilidade de confusão do termo com a designação de ruptura progressiva, utilizada na mecânica de solos para descrever o processo de desenvolvimento do plano de ruptura de alguns deslizamentos, sugerindo o emprego do termo *enlarging*, traduzido aqui como progressão múltipla.

3.3. - Estado de actividade

O estado de actividade descreve o conhecimento acerca das datas de ocorrência dos movimentos de vertente, necessário para a distinção fundamental entre movimentos activos e inactivos (WP/WLI, 1993a).

Esta distinção não é simples e baseia-se geralmente em decisões arbitrárias. Por exemplo, ERSKINE (1973) utiliza uma classificação pela negativa, ao considerar como movimentos activos todos os que não apresentam sinais de estabilização. Este autor justifica a sua opção com o carácter periódico ou episódico da maioria dos movimentos de vertente que estudou, que apresentam uma actividade praticamente nula nos períodos intermédios. Para COOKE e DOORNKAMP (1990, p.112) o termo activo deverá ser reservado para os "movimentos verificados no passado recente e relativamente aos quais são esperadas reactivações no futuro próximo". ZÁRUBA e MENCL (1982) relacionam a actividade com a idade, ao considerarem que os movimentos activos são fáceis de reconhecer no terreno, visto apresentarem uma grande frescura de formas, ainda não degradadas pela erosão hídrica. VAN ASCH (1980), na sua dissertação de doutoramento, considerou como activos todos os movimentos que registaram actividade durante o período de trabalho de campo, que se prolongou aproximadamente por três anos.

As classificações do estado de actividade dos movimentos de vertente mais utilizadas (VARNES, 1978; WP/WLI, 1993a, 1993b; FLAGEOLLET, 1994), sobrevalorizam o momento em que é efectuada a observação no terreno, numa perspectiva temporal de curto prazo, considerada como mais efectiva para a definição da perigosidade associada aos mecanismos de instabilidade (FLAGEOLLET, 1994).

A proposta da WP/WLI (1993a; 1993b), retomando no essencial as ideias de VARNES (1978), considera como movimentos activos os que apresentam actividade actualmente e reserva a designação de suspensos para aqueles que registaram deslocações no último ciclo estacional (ano climatológico). Os movimentos inactivos são definidos, de uma forma simples, como "não tendo sofrido movimentos no último ciclo estacional" (WP/WLI, 1993a, p.54). Nesta categoria são considerados vários

subtipos, onde se incluem movimentos dormentes (podem ser reactivados em qualquer altura, já que as causas que os determinaram continuam em presença), movimentos abandonados (já não são afectados pelas causas que os originaram), movimentos estabilizados (foram alvo de medidas correctivas artificiais que desactivaram os factores de instabilidade) e movimentos relíquia (verificados sob condições ambientais diferentes das actuais). A proposta da *Working Party* termina com a definição de movimento reactivado, considerado como um "movimento de vertente activado após um período de inactivação" (WP/WLI, 1993a, p.54).

A classificação do estado de actividade proposta por FLAGEOLLET (1994), baseia-se fortemente nos períodos de retorno estimados para os movimentos. São considerados activos todos os movimentos com período de retorno inferior a um ano, subdivididos em contínuos e intermitentes conforme o carácter permanente ou não permanente das deslocações. Quanto aos movimentos inactivos, é feita uma distinção entre os dormentes (período de retorno entre 1 e 1000 anos) e os estabilizados (período de retorno superior a 1000 anos)[7]. Os movimentos dormentes são considerados frequentes, moderadamente frequentes e pouco frequentes, em função da sua recorrência temporal (1 a 10 anos, 10 a 100 anos e 100 a 1000 anos, respectivamente).

A definição e classificação do estado de actividade dos movimentos de vertente em função do seu período de retorno poderá ser consistente e válida para movimentos alvo de uma monitorização cuidada, em áreas caracterizadas por uma relativa regularidade no que respeita ao fornecimento de água ao solo, seja directamente através da precipitação, ou por acção da fusão de neve e/ou gelo. Este não é, seguramente, o caso da Região a Norte de Lisboa, marcada por uma forte irregularidade interanual no regime da precipitação e onde os movimentos de vertente têm sido detectados apenas visualmente.

[7] Note-se que esta concepção de movimento estabilizado é consideravelmente distinta da de VARNES (1978), adoptada pela WP/WLI (1993a; 1993b). A falta de concordância relativamente ao significado a atribuir ao termo é confirmada pela definição apresentada por ZÁRUBA E MENCL (1982, p.53), "movimentos estabilizados desenvolveram-se sob condições morfológicas e climáticas que não se verificam actualmente", equivalente à de movimento relíquia.

A generalidade dos movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa apresenta um sinal climático indiscutível, comprovado pelo grande número de movimentos activados nos anos mais chuvosos e pela quase absoluta inactividade nos restantes. Nestas circunstâncias, a recorrência das manifestações de instabilidade, mais do que relacionada com as características mecânicas e dinâmicas dos movimentos, está directamente dependente do período de retorno das precipitações que os fazem activar.

O maior inconveniente das classificações da *Working Party* e de FLAGEOLLET reside na excessiva importância atribuída ao momento em que é efectuada a observação do movimento. A aplicação da proposta da *Working Party* à Região a Norte de Lisboa, em 1988, conduziria à classificação de quase todos os movimentos observáveis na altura como inactivos-dormentes, com uma total ausência de movimentos activos ou suspensos[8]. Numa classificação efectuada em 1989-90, ano climatológico particularmente chuvoso, considerar-se-iam como suspensos todos os deslizamentos desencadeados nesse ano; no entanto, se o seu levantamento de campo fosse apenas efectuado em 1991-92 (ano seco), os mesmos movimentos teriam que ser classificados como inactivos-dormentes.

Neste trabalho, os termos relativos ao estado de actividade dos movimentos de vertente não são utilizados numa perspectiva tão rígida como o proposto pela WP/WLI (1993a) ou por FLAGEOLLET (1994), ainda que, necessariamente, se adoptem limites arbitrários para estabelecer as divisões.

São considerados activos todos os movimentos que denunciaram actividade nos últimos 30 anos (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.

[8] O resultado da aplicação desta classificação pode levantar igualmente problemas na perspectiva do Ordenamento e Gestão do Território, devido à tendência, errada mas frequente, em associar o conceito de inactivo a perigosidade reduzida.

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.

4 - A MORFOLOGIA E AS DIMENSÕES DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

A descrição e classificação da morfologia interna dos movimentos de vertente constituem um método fundamental para a interpretação da sua tipologia e dinâmica. As abordagens ao tema encontradas na literatura geomorfológica e geotécnica são bastante variadas, ressaltando, mais uma vez, o carácter não uniforme da terminologia habitualmente utilizada.

PULINOWA *et al.* (1977) propõem a distinção de quatro zonas morfodinâmicas nos deslizamentos, com base na distinta incidência dos sistemas de deformação que se podem desenvolver: esforço tangencial, tensão e compressão.

ZÁRUBA e MENCL (1982) afirmam ser possível individualizar três sectores distintos na maioria dos movimentos de vertente: área de ruptura, representada por uma cicatriz ou depressão, que marca o local de partida dos materiais; área de transporte, correspondente ao sector onde ocorre o movimento principal; área de acumulação, onde o material deslocado se acumula.

CROZIER (1973) defende a distinção, nos deslizamentos, de um sector côncavo (a montante) e de um sector convexo (a jusante). O primeiro coincide com a área de máxima perda de material e é limitado por cicatrizes; o segundo corresponde à área em que o material deslizado se sobrepõe à superfície topográfica original.

Ao abordar os termos propostos por CROZIER, CRUDEN (1980) afirma não resultar claro se aqueles sectores têm correspondência com volumes, massas ou áreas, ao mesmo tempo que conclui da sua ineficácia para descrever de modo apropriado os grandes elementos morfológicos de alguns movimentos de vertente. Este autor refere o caso dos deslizamentos translacionais não circulares que, de acordo com SKEMPTON e HUTCHINSON (1969, citados por CRUDEN, 1980), têm frequentemente um perfil longitudinal que inclui duas partes côncavas no seu sector montante. CRUDEN (1980)

propõe o abandono das metáforas anatómicas e define, por um lado, “acumulação da massa deslocada” como a parte do material afectado que se sobrepõe à superfície topográfica original; e, por outro, “depleção” como a parte do material deslocado que se encontra numa posição rebaixada, em relação à topografia original.

VARNES (1978) é responsável pela principal sistematização da nomenclatura dos elementos morfológicos dos movimentos de vertente. A terminologia proposta tem sido utilizada por vários autores (por exemplo, KEEFER e JOHNSON, 1983; FLAGEOLLET, 1989; PANIZZA, 1990) e foi adoptada pela Comissão de *Landslides and other Mass Movements* da Associação Internacional de Engenharia Geológica.

Os termos e as definições usados neste trabalho correspondem, no essencial, aos recomendados por aquela Comissão (IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES, 1990), sendo apresentados em seguida, como uma proposta de tradução e adaptação do glossário internacional para a língua portuguesa (ver Fig.2.2).

a) Morfologia dos movimentos de vertente:

1 - cabeceira. Área adjacente à parte superior da cicatriz principal, praticamente não afectada pelo movimento. A eventual presença de fissuras testemunha o efeito de tracção neste sector.

2 - cicatriz principal. Superfície inclinada ou vertical, frequentemente côncava, que limita o movimento de vertente na sua parte superior.

3 - topo. Ponto mais elevado ao longo do contacto entre o material deslocado e a cicatriz principal.

4 - cabeça. Faixa de contacto entre o material deslocado e a cicatriz principal.

5 - cicatriz secundária. Semelhante à cicatriz principal mas visível no material deslocado. É originada por movimentos diferenciais dentro da massa deslocada.

6 - corpo principal. Parte do material deslocado localizada por cima do plano de ruptura, entre a cicatriz principal e o limite jusante do plano de ruptura.

7 - pé. Parte da massa afectada que se desloca para além do limite jusante do plano de ruptura e se sobrepõe à superfície topográfica original.

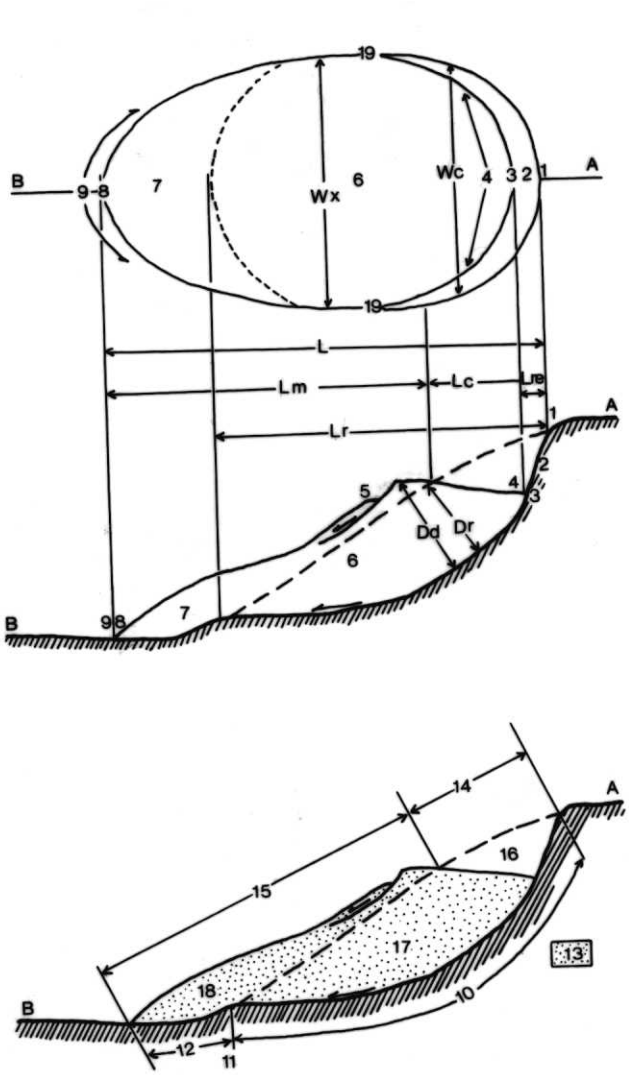

Fig. 2.2 - Elementos morfológicos e dimensões dos movimentos de vertente (adaptado de IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES, 1990, p.14).

8 - extremidade jusante. Ponto que define a extremidade jusante do material deslocado.

9 - frente. Faixa que define o limite jusante da massa afectada, em geral com uma forma convexa.

10 - plano de ruptura; superfície de deslizamento. Superfície ao longo da qual ocorre o movimento tangencial.

11 - limite jusante do plano de ruptura. Intercepção, a jusante, entre o plano de ruptura e a superfície topográfica original.

12 - superfície de separação. Superfície que separa os terrenos não afectados e o material deslocado que constitui o pé do deslizamento, a jusante do plano de ruptura.

13 - material deslocado. Material deslocado da sua posição original por influência de um movimento de vertente.

14 - área de depleção. Área do movimento de vertente em que o material deslocado se encontra abaixo da superfície topográfica original.

15 - área de acumulação. Área do movimento de vertente em que o material deslocado se encontra acima da superfície topográfica original.

16 - depleção. Volume de material perdido, definido pelos limites da cicatriz principal, superfície da massa abatida e superfície topográfica original.

17 - massa abatida. Massa do material deslocado que se sobrepõe ao plano de ruptura e fica abaixo do nível da superfície topográfica original.

18 - acumulação. Volume do material deslizado que se situa acima do nível da superfície topográfica original.

19 - flanco. Limite lateral do movimento de vertente. Quando se usam os termos direito e esquerdo, estes referem-se ao movimento observado de montante.

20 - línguas e orlas de deslizamento. Formas particulares de disposição do material deslocado que, embora mais frequentes nas áreas de acumulação, também se podem observar nas áreas de depleção dos deslizamentos.

b) Dimensões dos movimentos de vertente[9]

L - comprimento total; equivalente horizontal da distância entre o topo da cicatriz principal e a extremidade jusante do movimento.

Lc - equivalente horizontal do comprimento da área de depleção.

Lm - equivalente horizontal do comprimento da área de acumulação.

[9] Por questão de facilidade de procedimento no terreno, as distâncias que a seguir se descrevem foram sempre determinadas em equivalentes horizontais, neste trabalho.

Lr - comprimento do plano de ruptura; equivalente horizontal da distância entre o topo da cicatriz principal e o limite jusante do plano de ruptura.

Lre - comprimento da superfície de ruptura exposta; equivalente horizontal da distância entre o topo e a base da cicatriz principal;

Wc - largura máxima da área de depleção, medida perpendicularmente a Lc.

Wx - largura máxima da área de acumulação, medida perpendicularmente a Lm.

W - largura máxima do movimento de vertente.

Dr - profundidade máxima do plano de ruptura, medida perpendicularmente à superfície topográfica original.

Dd - Espessura máxima da massa deslizada, medido perpendicularmente a Lc ou Lm.

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA E TÉCNICAS DE ESTUDO

1 - A CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DE PORMENOR, EFECTUADA NO TERRENO EM ÁREAS-AMOSTRA

A cartografia geomorfológica é um método fundamental da Geomorfologia, na medida em que permite o inventário das formas de relevo e dos processos morfodinâmicos de uma área (EMBLETON e VERSTAPPEN, 1988; HRÁDEK, 1988; RODOLFI, 1988).

No caso concreto dos movimentos de vertente, a cartografia tem-se revelado como "uma das mais eficazes ferramentas operativas em estudos sistemáticos (...) fornecendo uma síntese dos resultados das observações e registos" (COTECCHIA, 1978, p.6). Este autor apresenta uma excelente sistematização dos trabalhos de cartografia geomorfológica e geotécnica orientada para o estudo dos movimentos de vertente, realizados até 1978, referindo as experiências desenvolvidas em Itália, França, Bulgária, ex-União Soviética, Estados Unidos, Canadá e Japão (COTECCHIA, 1978). Pela riqueza metodológica e pelo volume da documentação produzida, é destacado o esforço efectuado na ex-Checoslováquia nos anos sessenta, que conduziu ao levantamento dos movimentos de vertente no conjunto do país, na escala média de 1:25 000.

Os movimentos de vertente são frequentemente estudados no âmbito de disciplinas distintas, como a Geomorfologia, a Engenharia Geológica e a Geotecnia. Neste sentido, o registo das formas de relevo e dos processos de evolução, inerentes à

cartografia geomorfológica, não deve ser considerado como uma alternativa às investigações de sítio, baseadas nos métodos das Mecânicas de Solos e de Rochas. Pelo contrário, a análise geomorfológica pode fornecer indicações preciosas quanto à orientação a dar às técnicas mais dispendiosas, reduzindo assim os custos inerentes à sua implementação e demonstrando o carácter complementar destas diferentes metodologias (BRUNSDEN *et al.*, 1975).

A cartografia geomorfológica de pormenor, efectuada sistematicamente no terreno, constituiu a metodologia fundamental no estudo dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa. Ao contrário do que acontece na generalidade dos trabalhos centrados neste tema, o recurso à foto-interpretação foi relativamente reduzido. As razões que justificam esta opção são, por um lado, o tipo de fotografia aérea disponível, a uma escala máxima de 1:15 000 e correspondente a dois únicos momentos, muito próximos no tempo (Julho de 1982 e Dezembro de 1983); e, por outro, a reduzida dimensão da generalidade dos movimentos de vertente presentes na área estudada, associada a uma rápida destruição da sua morfologia interna por acção antrópica.

A opção pela cartografia geomorfológica sistemática foi influenciada pela disponibilidade de uma documentação topográfica de base com qualidade, na escala de 1:2000. Estes mapas, fornecidos pelas Câmaras Municipais de Loures, Arruda dos Vinhos, Vila Franca de Xira e Sintra, correspondem, no essencial, à cartografia cadastral, efectuada na década de cinquenta; apresentam uma equidistância de 5 metros e um grande rigor na delimitação das propriedades, facto que constitui um precioso auxiliar de localização no terreno. Para algumas áreas do Concelho de Loures existe disponível uma base aerofotogramétrica, produzida no final da década de setenta e com equidistância de 2 metros, muito rigorosa e expressiva, ainda que com o inconveniente do modo de representação dos abruptos, susceptível de provocar erros de interpretação.

A cartografia geomorfológica efectuada é de tipo analítico (EMBLETON e VERSTAPPEN, 1988) e os mapas resultantes, apresentados fora do texto a uma escala de 1:10 000, devem ser considerados como verdadeiros mapas geomorfológicos, de acordo com as concepções de KLIMASZEWSKI (1988) ou de PANIZZA (1990).

A legenda adoptada e as técnicas de representação utilizadas inspiram-se, em primeiro lugar, na "escola francesa", implementada principalmente por TRICART na

década de setenta (TRICART, 1972; Vários, 1972). O sistema de cartografia francês confere um claro destaque à génese das formas de relevo (ZÊZERE e RODRIGUES, 1993), ao mesmo tempo que esquematiza com um estilo muito particular a morfologia do terreno e a sua relação com a estrutura geológica.

Os mapas geomorfológicos apresentados evidenciam, também, uma clara influência da "escola italiana" que, "partindo inicialmente de uma adaptação da legenda francesa (PANIZZA, 1972), evoluiu para normas menos rígidas, privilegiando claramente a dinâmica das formas" (FERREIRA *et al.*, 1995, p.189). Esta influência manifesta-se no grande ênfase conferido à dinâmica de vertentes, representada com cores fortes (vermelho-laranja), de modo a destacar-se nos mapas, e na própria organização da legenda, com a morfodinâmica actual e recente estruturada em quadro e com a classificação das manifestações de instabilidade quanto ao grau de actividade.

As técnicas de levantamento de campo e a simbologia utilizada na representação da morfologia interna dos movimentos de vertente baseiam-se na metodologia da *École Polytechnique Fédérale* de Lausanne (NOVERRAZ, 1984) e incorporam ainda alguns elementos de escolas da ex-Checoslováquia (MALGOT e BALIAK, 1993a). A representação da topografia dos movimentos de vertente revelou-se fundamental para entender a tipologia e a dinâmica das manifestações de instabilidade, como resulta evidente nos exemplos apresentados nos Capítulos 4 e 5, dedicados a esta temática. O tipo de representação adoptado no terreno tem, no entanto, o inconveniente de não permitir um tratamento uniforme para todos os movimentos de vertente, que apresentam estados de conservação da topografia original muito díspares. Por esta razão, optou-se pela utilização de uma simbologia genérica, indicadora da tipologia dos movimentos, nos mapas geomorfológicos apresentados fora do texto. Esta representação, com uma maior componente interpretativa, tem também a vantagem de facilitar as avaliações directas da perigosidade geomorfológica, baseadas na análise dos mapas geomorfológicos.

Os mapas apresentados evidenciam, ainda, um conjunto de acrescentos pessoais, materializados num estilo próprio de representação dos fenómenos e na introdução de novos símbolos adaptados ao contexto regional, que resultam da aplicação da

cartografia geomorfológica na escala de 1:2000, desde 1984, na Região a Norte de Lisboa.

As referências a levantamentos geomorfológicos sistemáticos na escala de 1:2000 na literatura científica são reduzidas e têm em comum o facto de se reportarem ao estudo de áreas com pequena dimensão. Salientam-se, como exemplo, o trabalho de RUPKE *et al.* (1988), com aplicação do sistema de cartografia austríaco a uma pequena bacia vertente na Suiça, e a adaptação do sistema alemão GMK a um estudo de erosão do solo numa área-piloto com 4,5 km^2 na Toscânia (HERWEG, 1988). Este último autor realça o muito tempo envolvido no levantamento geomorfológico de campo, efectuado na escala de 1:2000, da ordem de uma hora por hectare (HERWEG, 1988, p.177).

A determinação em estudar os movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa de modo sistemático, de maneira a que a informação recolhida tivesse significado estatístico, implicou uma concentração do esforço de investigação em áreas-amostra de dimensão relativamente reduzida, opção defendida, por exemplo, por COTECCHIA (1978). As áreas-amostra seleccionadas (Fig. 3.1; Quadro 3.1) abrangem um total de 61,6 km^2 e correspondem a 46 mapas de dimensão 80,5x50 cm, na escala de 1:2000, o que equivale a mais de 180 minutas de tamanho A3 (42x29,5 cm) com cartografia geomorfológica sistemática efectuada no terreno.

As áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures apresentam, no essencial, o mesmo tipo de substrato rochoso, incluindo dois tipos litológicos muito susceptíveis aos deslizamentos: calcários margosos e margas do Albiano - Cenomaniano médio, e tufos vulcânicos e escoadas basálticas do Complexo Vulcânico de Lisboa. A sua selecção teve, naturalmente, em consideração este aspecto, pelo que um dos objectivos deste trabalho consiste na caracterização dos movimentos de vertente nos afloramentos do Cretácico sedimentar e eruptivo, em contextos morfoestruturais relativamente distintos.

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, e o complexo litológico de margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgianosuperior - Portlandiano inferior. Esta área é comparada com as anteriores

com o objectivo de encontrar tendências com significado estatístico nos movimentos de vertente ocorridos nos diferentes tipos litológicos.

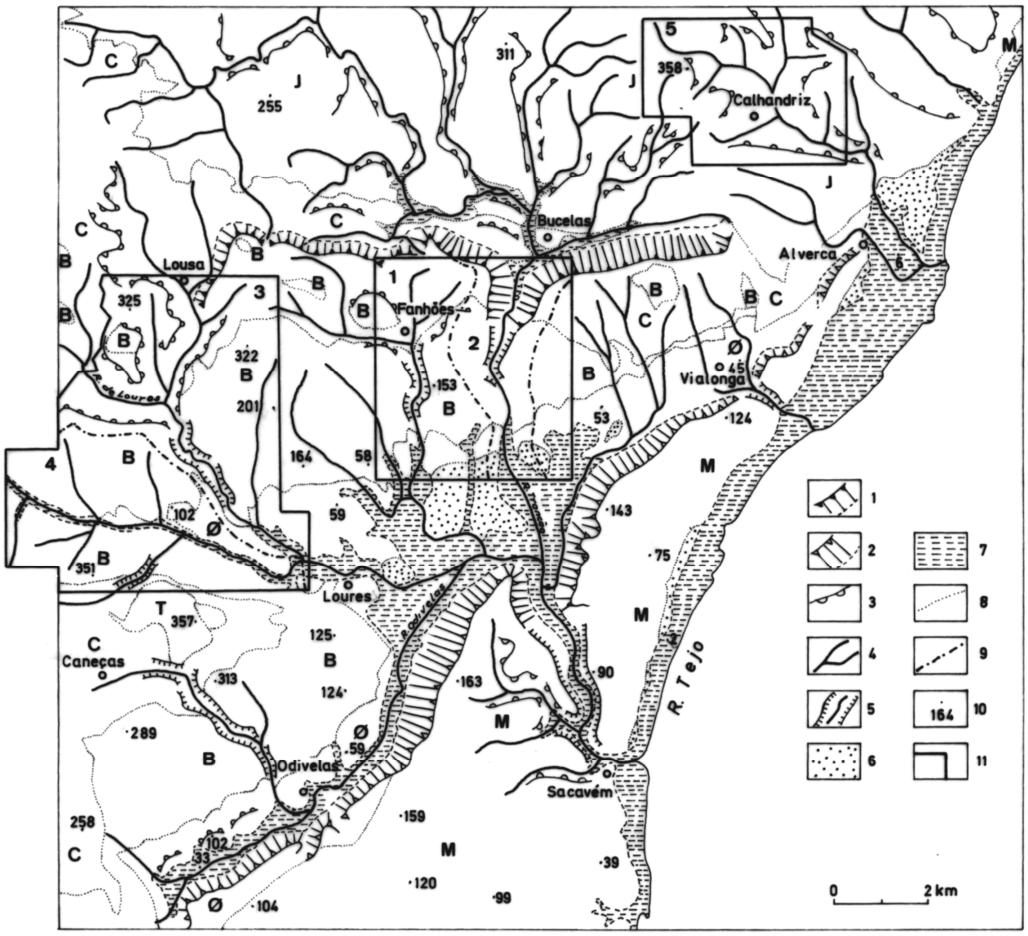

Fig. 3.1 - Localização das áreas-amostra estudadas em pormenor. Base adaptada de FERREIRA *et al.* (1987, p.228). 1 - anverso da costeira de Lousa-Bucelas; 2 - anverso da costeira de Odivelas-Vialonga; 3 - outras vertentes com cornija; 4 - curso de água; 5 - garganta de vale fluvial; 6 - terraços quaternários; 7 - planície aluvial; 8 - limite geológico; 9 - linha de festo; 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; ∅ - Paleogénico; M - Miocénico; 1 - área-amostra de Fanhões; 2 - área-amostra do Trancão; 3 - área-amostra de Lousa; 4 - área-amostra de Pinheiro de Loures; 5 - área-amostra de Calhandriz.

Quadro 3.1 - Denominação, superfície e datas de levantamento das áreas-amostra estudadas (ver localização na Figura 3.1).

ÁREA-AMOSTRA	SUPERFÍCIE (km^2)	DATAS DE LEVANTAMENTO DE CAMPO
FANHÕES	10,2	Outubro 1985 - Junho 1986
TRANCÃO	7,1	Setembro 1985 - Abril 1987
LOUSA	17,3	Janeiro 1992 - Novembro 1993
PINHEIRO DE LOURES	15,7	Abril 1987 -Setembro 1987 Setembro 1994 - Abril 1995
CALHANDRIZ	11,3	Setembro 1990 - Janeiro 1992
TOTAL	61,6	Setembro 1985 - Abril 1995

Os levantamentos sistemáticos de campo decorreram nos períodos indicados no Quadro 3.1. No entanto, foram efectuadas regularmente outras saídas de campo de reconhecimento, particularmente na sequência de episódios chuvosos, que se revelaram fundamentais, por exemplo, para a caracterização das manifestações de instabilidade verificadas em 1989-90 nos vales do Rio Trancão e da Ribeira de Fanhões. Os trabalhos de campo alargaram-se também a deslizamentos localizados fora das áreas-amostra, considerados relevantes na discussão da tipologia e dinâmica dos movimentos de vertente da Região. Refira-se, por fim, que se optou por não incluir nos mapas geomorfológicos apresentados fora do texto qualquer dos muitos movimentos verificados no início do ano de 1996, visto não ter havido disponibilidade de tempo para o seu levantamento sistemático nas áreas-amostra estudadas.

A realização da cartografia geomorfológica no terreno deparou-se com um conjunto de dificuldades, de entre as quais se destaca a falta de conservação dos canais fluviais, alvos de entulhamentos artificiais e caracterizados por um rápido crescimento de vegetação espontânea, que dificulta o escoamento e impede a observação de cortes. No caso dos movimentos de vertente, o principal problema surgido nos levantamentos prende-se com a rápida obliteração da topografia das áreas deslizadas, por intervenção

antrópica (ver Fig. 3.2). Neste contexto, teve particular importância o inquérito às populações locais, fundamental para precisar os limites das áreas afectadas, danos produzidos, datas de ocorrência e, em alguns casos, a própria tipologia e dinâmica dos movimentos.

A intensa actividade morfodinâmica, associada à rápida transformação da paisagem decorrente de crescentes intervenções antrópicas, determinam que os mapas geomorfológicos rapidamente percam actualidade na Região a Norte de Lisboa[1]. A título de exemplo, refira-se o caso da Circular Regional Exterior de Lisboa (CREL), construída entre 1993 e 1996, bem como todos os problemas de instabilidade de vertentes associados, não incluídos no mapa geomorfológico do vale do Rio Trancão (levantamentos de campo realizados entre 1985 e 1987).

Apesar dos problemas apresentados, a cartografia geomorfológica de pormenor revelou-se um instrumento fundamental para o estudo dos movimentos de vertente, particularmente quando acompanhada pela sua inventariação sistemática, com vista à criação de um banco de dados. Por outro lado, o contacto com o terreno permite construir uma base de grande validade com vista a uma avaliação qualitativa da perigosidade geomorfológica (EMBLETON e VERSTAPPEN, 1988; KERTÉSZ e SCHWEITZER, 1991), ao mesmo tempo que constitui o melhor meio de validação das zonagens quantitativas, baseadas no tratamento estatístico dos factores de instabilidade.

[1] Este problema não é, naturalmente, exclusivo da área estudada, sendo também realçado por autores como COTECCHIA (1978) e RODOLFI (1988).

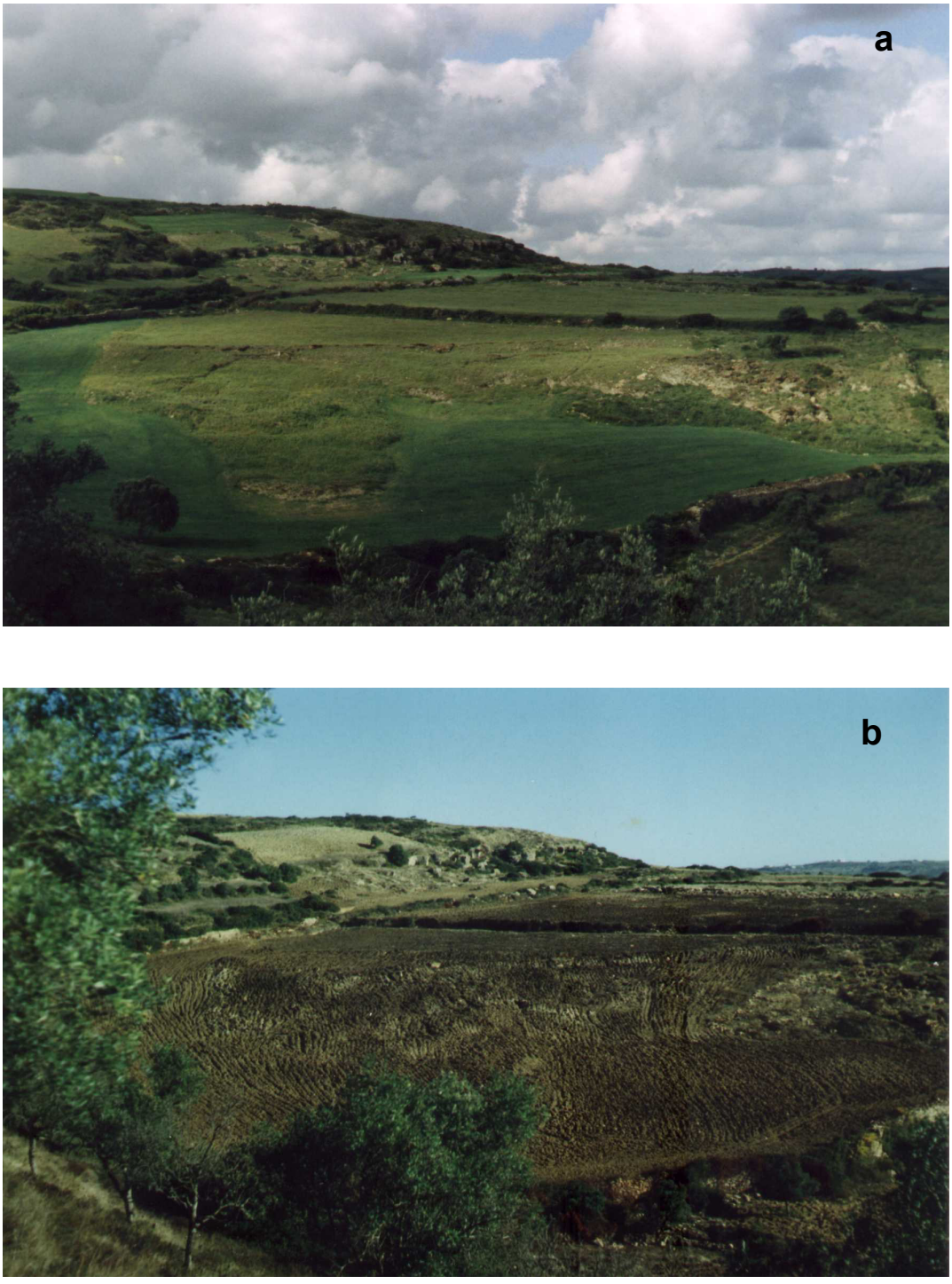

Fig 3.2 - Panorâmica da parte frontal do movimento complexo de Volta das Eiras (vale do Rio Boição), desencadeado em Janeiro-Fevereiro de 1996.
a) fotografia obtida em Junho de 1996; b) fotografia obtida em Outubro de 1996, após aradura dos terrenos.

2 - A AVALIAÇÃO DA ESTABILIDADE DAS VERTENTES E A DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS FÍSICOS DOS TERRENOS POR ANÁLISE INVERSA

O estudo dos deslizamentos com base nas técnicas da Mecânica de Solos apresenta a grande vantagem de quantificar o grau de estabilidade das vertentes afectadas.

Neste capítulo apresentam-se alguns conceitos de base da Mecânica de Solos aplicada à análise dos deslizamentos, bem como os aspectos gerais dos modelos de equilíbrio limite para avaliação da estabilidade das vertentes, utilizados no estudo de casos concretos no Capítulo 6. São igualmente discutidos os princípios da análise inversa (*back analysis*) das condições de estabilidade, técnica utilizada para determinar os parâmetros físicos dos terrenos deslizados, na ausência de testes laboratoriais.

Na perspectiva da Mecânica de Solos, uma vertente constitui um sistema onde as tensões tangenciais (componentes da força gravítica) e a resistência ao movimento estão continuamente em oposição (CARSON e KIRKBY, 1975). Numa situação de equilíbrio, as forças que tendem a promover o movimento são exactamente compensadas pela resistência. Quando as forças em presença ultrapassam o limiar máximo de resistência, o resultado inevitável é a aceleração do sistema, materializada, geralmente, em deformações plásticas nos terrenos (NASH, 1987).

A oposição ao movimento é determinada pela resistência ao corte dos terrenos (*shear strength*), definida pela conhecida equação empírica de COULOMB (1773):

$$S = c + \sigma \tan \varphi \qquad (3.1)$$

sendo:

S = resistência ao corte;

c = coesão do terreno;

σ = tensão normal total;

φ = ângulo de atrito interno;

$\tan \varphi$ = coeficiente de fricção.

A tensão normal total, ao longo de um plano de ruptura potencial, é suportada pelos elementos sólidos do solo e pelos fluídos que ocupam os vazios. No entanto, apenas os primeiros estão habilitados a desenvolver resistência ao esforço tangencial, facto que conduziu TERZAGHI (1925, citado por AYALA, 1991) à definição do conceito de tensão normal efectiva:

$$\sigma' = \sigma - u \qquad (3.2)$$

sendo:

σ' = tensão normal efectiva;

σ = tensão normal total;

u = pressão intersticial da água, ou pressão neutra.

No desenvolvimento da resistência friccional, com drenagem livre, é a tensão normal efectiva que condiciona o comportamento do solo, pelo que a equação (3.1) deve ser reescrita (KENNEY, 1984; CRAIG, 1992):

$$S = c' + \sigma' \tan \varphi' \qquad (3.3)$$

sendo:

S = resistência ao corte efectiva;

$\sigma' = (\sigma - u)$ = tensão normal efectiva;

c' = coesão efectiva;

φ' = ângulo de atrito interno efectivo.

A avaliação geotécnica do grau de estabilidade de uma vertente recorre, convencionalmente, à determinação de um factor de segurança, F (*safety factor*), que estabelece uma relação entre as forças opostas que nela actuam (NASH, 1987; CRAIG, 1992):

$$F = \frac{resistencia\ ao\ corte\ dispon\acute{i}vel}{resistencia\ ao\ corte\ mobilizada\ (pela\ tens\tilde{a}o\ \tan gencial)} \qquad (3.4)$$

As vertentes estáveis apresentam factores de segurança superiores a 1,0; sempre que F≤ 1,0, a instabilidade está iminente ou declarada (COOKE e DOORNKAMP, 1990), conduzindo a uma ruptura, geralmente ao longo de um plano bem definido (superfície de deslizamento).

Nas vertentes não afectadas anteriormente por manifestações de instabilidade, a tensão tangencial mobiliza a resistência ao corte máxima ou resistência de ponta (*peak shear strength*), no momento da ruptura (BROMHEAD, 1996). Com a deslocação tangencial, as partículas argilosas dos solos tendem a orientar-se paralelamente à direcção do movimento que, assim, fica facilitado. Este facto levou SKEMPTON (1964, citado por KENNEY, 1984) à definição de resistência ao corte residual (*residual shear strength*):

$$Sr = \sigma' \tan \varphi' r \qquad (3.5)$$

sendo:

Sr = resistência ao corte residual;

σ' = tensão normal efectiva:

$\varphi' r$ = ângulo de atrito interno efectivo residual.

A resistência ao corte residual tem um carácter exclusivamente friccional e deve ser considerada nas vertentes deslizadas no passado, particularmente quando as deslocações horizontais foram consideráveis. Deste modo, as reactivações ao longo de um plano de ruptura pré-definido, podem ser induzidas por forças tangenciais menos intensas do que as que determinaram o movimento original.

A investigação da estabilidade das vertentes recorre, frequentemente, a "modelos preditivos bi-dimensionais, desenvolvidos a partir de assunções determinísticas nas equações de equilíbrio limite e com tensões efectivas" (OBONI, 1988, p. 494).

Os métodos de equilíbrio limite, onde se incluem o modelo da vertente infinita (*infinite slope model*) e os métodos de *slices*, baseiam-se nas leis da estática e na teoria

da plasticidade, para determinar o grau de estabilidade de uma massa de terreno (AYALA, 1991; MARANHA DAS NEVES, 1991). As várias técnicas existentes caracterizam-se por procedimentos similares do ponto de vista conceptual (NASH, 1987; MARANHA DAS NEVES, 1991; BROMHEAD, 1996):

a) a vertente, os materiais e as condições hidrológicas são modelizados teoricamente;
b) o movimento é assumido ao longo de uma superfície de ruptura cuja forma é, igualmente, modelizada;
c) a resistência ao corte é assumida como completamente mobilizada, no momento da ruptura, ao longo de toda a superfície de deslizamento, enquanto as áreas marginais permanecem em equilíbrio estático;
d) não são consideradas as deformações do terreno;
e) a resistência ao corte necessária para manter a situação de equilíbrio é comparada com a resistência ao corte disponível, através da determinação do factor de segurança, F;
f) o mecanismo correspondente ao mais baixo factor de segurança é determinado por iteração de cálculos.

O modelo da vertente infinita é aplicável a deslizamentos translacionais pouco profundos. O plano de ruptura é assumido como sendo paralelo à superfície topográfica, a uma profundidade constante e reduzida, quando comparada com o comprimento da vertente (CRAIG, 1992). Deste modo, a vertente pode ser considerada como tendo um comprimento infinito, sendo ignorados os efeitos terminais e laterais nas áreas potencialmente afectadas (GRAHAM, 1984). Admitindo como constantes as propriedades físicas dos materiais e a pressão intersticial da água no solo, é possível determinar com um rigor razoável a estabilidade da vertente a partir da avaliação do equilíbrio de uma coluna de solo com dimensão lateral equivalente à unidade (Fig. 3.3).

Considerando que as forças *interslice* (Ee, Ed, Xe, Xd) se equivalem e, por isso, podem ser ignoradas (CRAIG, 1992), o factor de segurança é definido por (GRAHAM, 1984):

$$F = \frac{c' + \left(\gamma\, Z\, \cos^2\, \beta - u\right) tan\, \varphi'}{\gamma\, Z \sin\, \beta\, \cos\, \beta} \qquad (3.6)$$

sendo:

c' = coesão efectiva;

φ' = ângulo de atrito interno efectivo;

γ = peso específico do solo;

u = pressão intersticial da água;

Z = profundidade do plano de ruptura;

β = declive da vertente.

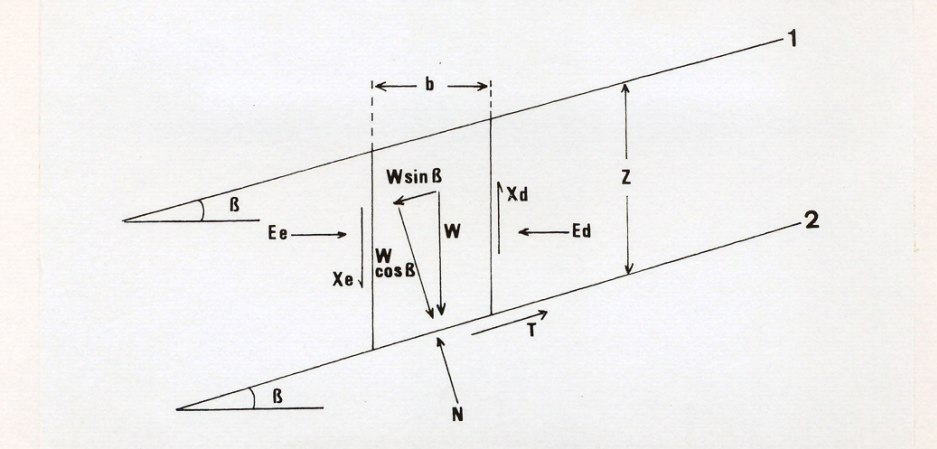

Fig. 3.3 - Forças em presença num modelo de vertente infinita (adaptado de GRAHAM, 1984, p.176).
1 - superfície topográfica; 2 - plano de deslizamento; Z - profundidade do plano de ruptura; β - declive; b - largura da coluna de solo; W - peso da coluna de solo; Xe, Xd, Ee, Ed - forças *interslice*; N - resistência normal; T - resistência tangencial.

A análise de superfícies de deslizamento circulares foi desenvolvida na Suécia, a partir de um método semi-gráfico que consiste na divisão da massa potencialmente afectada numa série de faixas verticais (*slices*), sendo o equilíbrio avaliado separadamente em cada uma delas (GRAHAM, 1984). Este procedimento, entretanto

alargado a qualquer forma de plano de ruptura, continua a praticar-se e constitui a base de todas as análise modernas baseadas no equilíbrio limite.

A Figura 3.4 ilustra as forças que actuam sobre uma superfície de ruptura, num *slice* de massa de solo com largura "b", cuja estabilidade se pretende determinar. De acordo com NASH (1987) e DUNCAN (1996), sendo n o número de *slices* que dividem a massa do solo, as incógnitas do problema são 5n-2, facto que o torna irresolúvel, devido à existência de apenas 3n equações (equilíbrio vertical, equilíbrio horizontal e equilíbrio dos momentos). A solução para ultrapassar esta dificuldade consiste na assunção de valores para alguns dos parâmetros, quase sempre a localização das tensões normais na base dos *slices* e a posição e inclinação das forças *interslice* (GRAHAM, 1984; NASH, 1987).

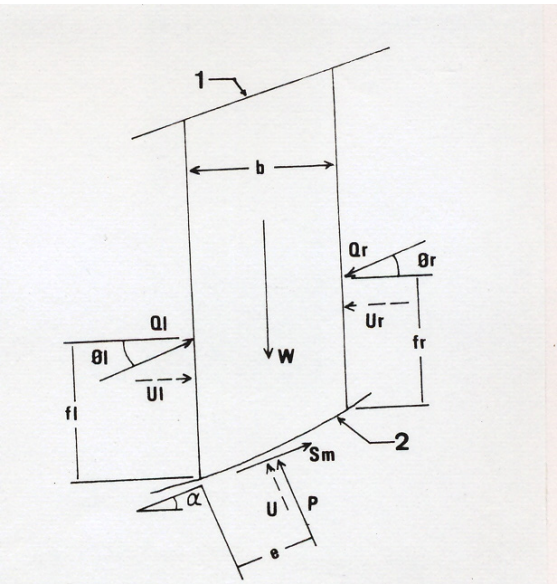

Fig. 3.4 - Caracterização das forças que actuam num *slice* de solo isolado (adaptado de GRAHAM, 1984, p.183).
1 - superfície topográfica; 2 - plano de deslizamento; W - peso do *slice*; Ql e Qr - forças laterais *interslice*; θl e θr - ângulo das forças laterais *interslice*; fl e fr - posição das forças laterais *interslice*; Ul e Ur - pressão intersticial lateral; P - tensão normal total; e - posição das resultantes P na base dos *slices*; U - pressão intersticial; Sm - tensão tangencial.

No Capítulo 6 são utilizados os métodos de *slices* de Bishop simplificado, Janbu simplificado, Janbu rigoroso e Spencer, que diferem entre si no tipo de assunção relativa às forças *interslice* (GRAHAM, 1984; NASH, 1987; AL HAYARI, 1989).

O método simplificado de Bishop respeita o equilíbrio dos momentos e é aplicável a rupturas circulares. As forças *interslice* são ignoradas.

O método simplificado de Janbu não satisfaz o equilíbrio dos momentos. Embora não consideradas nos cálculos, as forças *interslice* são contempladas por um factor de correcção que pondera o resultado final do factor de segurança.

O método rigoroso de Janbu respeita o equilíbrio das forças e dos momentos. As forças *interslice* são consideradas, com a assunção da posição das linhas de tensão lateral ao *slice*.

O método de Spencer respeita, igualmente, o equilíbrio das forças e dos momentos. A inclinação das forças laterais *interslice* é assumida como constante.

Os métodos simplificado e rigoroso de Janbu e de Spencer, são aplicáveis a planos de ruptura circulares ou não circulares (AL HAYARI, 1989). Os modelos mais complexos, nomeadamente os dois últimos, determinam um factor de segurança a partir da resolução do equilíbrio das forças (Ff) e outro com base no equilíbrio dos momentos (Fm). Estes dois parâmetros, inicialmente diferentes, são feitos convergir, por iteração dos cálculos com diferentes assunções para as forças *interslice,* num valor final considerado como o factor de segurança definitivo da vertente (GRAHAM, 1984; SAUER e FREDLUND, 1988).

Os deslizamentos estudados no Capítulo 6 foram modelizados com o *software* "SLIDE" desenvolvido na Universidade de Utrecht (Holanda). Este programa permite o estudo de vertentes regulares ou irregulares, com propriedades dos solos variáveis, expressas em tensões efectivas e admitindo margens de erro. A modelização das condições freáticas e do plano de ruptura contempla medições efectuadas no terreno, mas também opções geométricas (por exemplo, a aproximação da superfície de deslizamento ao círculo ou à elipse). A dimensão dos *slices* para análise é opcional, bem como a selecção dos métodos de resolução. O programa admite ainda a introdução de

forças exteriores à vertente, como acelerações sísmicas, a acção de sobrecargas ou o reforço da coesão pelas raízes das árvores. O resultado final das modelizações é expresso no valor médio do Factor de Segurança, F, e na probabilidade deste valor se situar abaixo de 1,0, com base no pressuposto da distribuição normal dos valores calculados para F.

A existência de lacunas nos dados geotécnicos e, mesmo, a sua ausência absoluta, são referidas, frequentemente, nos trabalhos sobre estabilidade de vertentes (OBONI, 1988). De acordo com DUNCAN (1996), nos casos em que o movimento de vertente já ocorreu é, muitas vezes, mais eficaz determinar os parâmetros da resistência ao corte (coesão e ângulo de atrito interno) por análise inversa (*back analysis*) do que por testes laboratoriais. Para CARTIER (1981), a avaliação das variáveis físicas dos terrenos por análise inversa é determinante na implementação de medidas correctivas, em deslizamentos originais ou reactivados.

A análise inversa a partir dos métodos de equilíbrio limite implica o conhecimento da geometria da vertente e da superfície de ruptura, bem como a assunção do peso específico dos terrenos e das condições freáticas no momento do movimento. Para além disso, assume-se que o factor de segurança era equivalente à unidade aquando da ruptura (VAN ASCH, 1984b; SAUER e FREDLUND, 1988; GRECO, 1991; DUNCAN, 1996).

Segundo SAUER e FREDLUND (1988), não é possível fazer uma análise inversa a um movimento de vertente e obter uma única combinação de coesão efectiva e ângulo de atrito interno efectivo. De facto, a existência destas duas incógnitas para a definição da resistência ao corte só pode ser ultrapassada através da determinação das possíveis combinações entre os parâmetros em questão.

Os solos têm, geralmente, uma componente coesiva e outra friccional, em simultâneo. Num solo com resistência exclusivamente friccional, as rupturas tendem a desenvolver-se junto à superfície topográfica (movimentos superficiais). Se o solo é puramente coesivo, o plano de deslizamento tende a ser infinitamente profundo. Deste modo, a profundidade do plano de ruptura do movimento de vertente dá uma

informação qualitativa acerca das componentes coesiva e friccional das terrenos afectados e deve ser tomada em consideração na análise inversa da estabilidade (SAUER e FREDLUND, 1988; GRECO, 1991).

3 - A INVENTARIAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE E A CRIAÇÃO DE UM BANCO DE DADOS

De acordo com BRUNSDEN (1973, citado por CARRARA *et al*., 1977b), quando as manifestações de instabilidade são abundantes e abrangem áreas extensas, é mais proveitoso recolher informação básica e analisá-la através da estatística descritiva, do que restringir a investigação a um número limitado de movimentos de vertente, através dos métodos da Mecânica de Solos.

JIBSON e KEEFER (1989) salientam mesmo que, na maior parte dos casos, a avaliação rigorosa das propriedades geotécnicas dos terrenos, em locais suficientes para quantificar a sua variação regional, é impraticável, devido à grande variabilidade espacial que geralmente os caracteriza, mesmo dentro de uma única unidade litológica. Estes autores sugerem o registo de factores mais facilmente quantificáveis, como o declive, a litologia ou o uso do solo, que podem funcionar como índices dos parâmetros geotécnicos.

Para CARRARA *et al.* (1982), o estudo dos movimentos de vertente à escala regional deve basear-se numa inventariação sistemática conducente à criação de um banco de dados, que permita a quantificação das relações entre as manifestações de instabilidade e as características geológicas e geomorfológicas do terreno.

A investigação e o registo sistemático dos fenómenos de instabilidade de vertentes começaram a ser desenvolvidos na década de 1970 e conduziram, nalguns casos, à criação de bancos de dados à escala nacional.

O Reino Unido dispõe de um inventário informatizado com 8800 ocorrências relativas a todo o país (BRUNSDEN e IBSEN, 1994). Na França, foi desenvolvido, pelo B.R.G.M., o ficheiro nacional de movimentos de vertente (projecto INVI, *Inventaire National des Versants Instables*) que, em 1977, incluía cerca de 3000 registos, relativos

a 3/4 do território francês (DELAUNAY *et al*., 1977). Paralelamente, foram criadas bases de dados pelos centros regionais dos *Laboratoires des Ponts et Chaussées*, integrados numa base central (ficheiro MTV), em 1987 (GERVREAU e DURVILLE, 1993).

Na Hungria existe um recenseamento dos movimentos de vertente para todo o país, iniciado na década de 70 e ainda não concluído, que integra quase 1000 movimentos (SZABÓ, 1996). KOUKIS e ZIOURKAS (1991) referem a existência de 800 registos no ficheiro dos movimentos de vertente da Grécia. Na Alemanha existem duas bases de dados regionais, para as áreas de Rheinessen e Alpes Bávaros, com um total de 2600 movimentos catalogados (DIKAU *et al*., 1994)

A Itália é, provavelmente, o país europeu onde mais se tem investido na inventariação sistemática de movimentos de vertente. De acordo com DIKAU *et al*. (1994), dezanove instituições italianas têm em desenvolvimento bases de dados, duas delas com mais de 10 000 registos. O inventário dos movimentos de vertente foi iniciado na bacia de Crati, por investigadores do *Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica* (IRPI), do *Consiglio Nazionale de Ricerche* (CNR). O objectivo inicial da criação de um banco de dados de parâmetros morfométricos e tipológicos dos movimentos de vertente da Calábria (CARRARA *et al*., 1977a, 1977b), foi mais tarde alargado à Sicília e à Lucânia (CARRARA *et al*., 1982). Em 1982 estavam inventariados 1800 movimentos, correspondentes a um período de 5 anos de trabalho.

O grupo nacional para a prevenção de riscos hidrogeológicos do CNR implementou, em 1989, o Projecto AVI (*Aree Vulnerate Italiane*), que dispõe de uma base de dados, para todo o território italiano, com mais de 7000 movimentos de vertente, inventariados a partir de investigação bibliográfica e de arquivo (GUZZETTI *et al.*, 1994).

COELHO (1985) refere, para Portugal, o desenvolvimento de uma ficha-tipo para um inquérito à escala nacional sobre fenómenos de instabilidade de vertentes, no âmbito do "Grupo de catástrofes naturais e provocadas" do Serviço Nacional de Protecção Civil. De acordo com este autor, foram recenseados 48 eventos, verificados entre 1963 e 1983, relativos a apenas 30% dos concelhos do Continente, que deram

origem a 20 mortes e prejuízos estimados em cerca de 160 mil contos (COELHO, 1985).

A *Working Party on World Landslide Inventory* apresentou uma proposta com normas para a inventariação de movimentos de vertente de todo o mundo (WP/WLI, 1990, 1991). Atendendo à escala do trabalho, considera-se que os movimentos devem satisfazer uma das seguintes condições, para integrar a base de dados: a) volume superior a um milhão de metros cúbicos; b) ter provocado mortes; c) ter originado prejuízos avultados, directos ou indirectos.

Para além das experiências realizadas a nível nacional, as inventariações de movimentos de vertente referidas na bibliografia internacional reportam-se ao estudo de áreas-amostra, com dimensões geralmente reduzidas, e são acompanhadas, quase sempre, pela cartografia geomorfológica de pormenor.

Esta metodologia tem sido utilizada no estudo da dinâmica de vertentes em regiões montanhosas (BLONG, 1973a, 1973b; MALATRAIT *et al*., 1977; MOSER, 1978; MULDER, 1991; MAHARAJ, 1993) e em margens de planícies aluviais (JIBSON e KEEFER, 1989). A inventariação sistemática tem sido, igualmente, adoptada no estudo de movimentos de vertente ao longo de taludes de vias de comunicação (HAIGH, 1984; COLLOTTA *et al.*, 1988; HUDEC e HWARTON, 1993) e na análise comparativa de áreas-amostra (SORRISO-VALVO *et al.*, 1994), com a distinção, em alguns casos, de movimentos anteriores e posteriores a eventos sísmicos (AGNESI *et al.*, 1983). Pela dimensão do trabalho produzido, são ainda de realçar as investigações desenvolvidas pelo Departamento de Engenharia Civil da Universidade de Granada, com a inventariação de mais de 2000 movimentos de vertente, em áreas-amostra situadas na Andaluzia, com uma superfície total superior a 900 km^2 (HAMDOUNI *et al.*, 1996; FERNÁNDEZ *et al.*, 1996; IRIGARAY *et al.*, 1996a, 1996b).

As fichas-inventário de movimentos de vertente utilizadas internacionalmente diferem bastante entre si, embora incluam, quase sempre, a localização geográfica, tipo de movimento (baseado, geralmente, na classificação de VARNES de 1978),

parâmetros morfométricos, e os contextos morfológico e geológico, com uma distinção usual entre a geologia das formações superficiais e a do substrato rochoso. As bases de registo mais completas contemplam, ainda, a hidrologia e hidrogeologia, vegetação e uso do solo, propriedades geomecânicas e geotécnicas dos terrenos instabilizados, idade e grau de actividade dos movimentos, danos e medidas correctivas propostas, causas e avaliação da situação de risco.

A ficha-inventário utilizada na Região a Norte de Lisboa inspira-se, fundamentalmente, na italiana (CARRARA *et al.*, 1977b; SORRISO-VALVO *et al.*, 1994) e contempla 24 variáveis qualitativas e 35 atributos quantitativos (Fig. 3.5). Foram catalogados 597 movimentos de vertente no conjunto das cinco áreas-amostra estudadas em pormenor, embora nem sempre tenha sido possível determinar todos os parâmetros considerados. Noutros casos, optou-se por não considerar algumas variáveis para determinados tipos de movimentos, nomeadamente os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral. Refira-se que a inventariação dos movimentos foi acompanhada, sistematicamente, pela sua representação cartográfica na escala de 1:2000, e que apenas foram considerados os eventos em que foi possível individualizar, com clareza, um sector de partida dos materiais deslocados.

O campo A da ficha integra o número de código, data de levantamento e elementos de localização reportados ao mapa geomorfológico de pormenor respectivo e à cartografia na escala de 1:25 000.

O campo B contempla o tipo de movimento, com a classificação adaptada para a Região a Norte de Lisboa, e uma informação genérica sobre o tipo de material afectado.

Os itens integrados na "Geologia do substrato" (C) e na "Geologia das formações superficiais" (D) foram recolhidos, quase sempre, no local exacto do movimento de vertente. Em alguns casos não foi possível efectuar medições do pendor e sentido de inclinação das camadas nas áreas instabilizadas, tendo sido utilizados registos obtidos em áreas próximas.

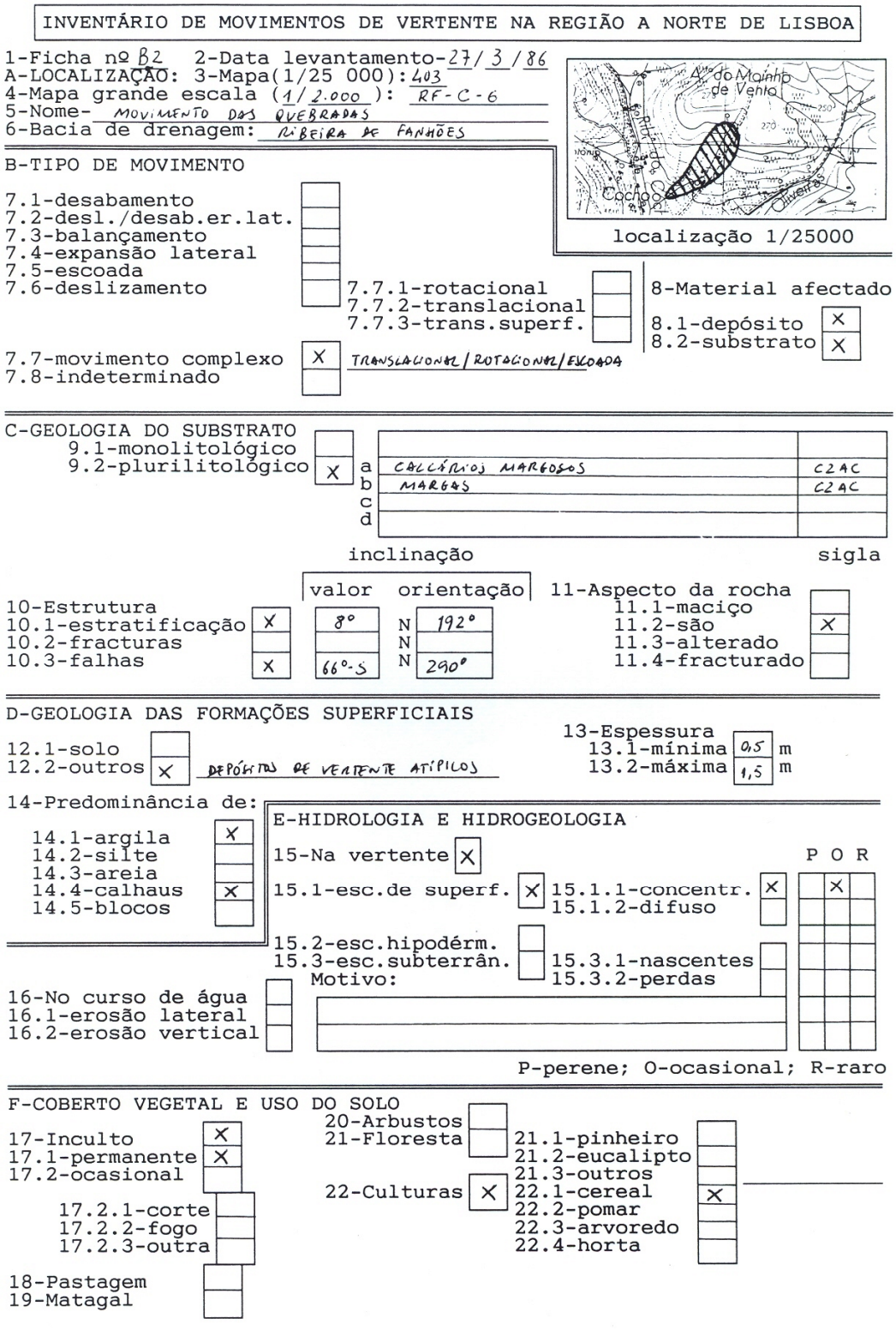

Fig. 3.5 - Ficha-inventário dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa.

G-MORFOLOGIA DA VERTENTE

23-Altitude máxima 277 m 24-Comando 107 m

25-Exposição N 212º 26-Distância topo/base vertente 672 m

27-Perfil vertical		28-Perfil horizontal	
27.1-côncavo	X	28.1-côncavo	X
27.2-convexo		28.2-convexo	
27.3-rectilíneo		28.3-rectilíneo	

H-CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO

29-Movimento 29.1-certo X
29.2-provável

32-Idade 32.1-actual X
32.2-recente
32.3-antigo

30-Velocidade 30.1-mtorápido (M/min)
30.2-rápido (M/dia) X
30.3-lento (M/ano)
30.4-mtolento (mm/ano)

33-Estado de actividade
33.1-activo X
33.2-dormente
33.3-estabilizado

31.1-primeiro movimento X , , ?
31.2-último movimento X 11 , 2 , 79

34-Grau de desenvolvimento
34.1-incipiente
34.2-avançado
34.3-declarado X

35-Morfologia

35.1-Cicatriz X
35.1.1-simples X
35.1.2-múltipla
35.1.3-altura 4 m
35.1.4-extensão 66 m
35.2-Cisalhamento X
35.2.1-simples
35.2.2-múltiplo X

36-Morfometria

			C	S
36.1 -compr.área depleção (Lc)	240	m		X
36.2 -compr.área acumulação (Lm)	310	m		X
36.3 -comprimento total (L)	550	m	X	
36.4 -compr.sup.rupt.exposta (Lr)	4	m	X	
36.5 -largura área depleção (Wc)	96	m		X
36.6 -largura área acumulação (Wx)	89	m		X
36.7 -largura máx.área afectada (W)	96	m	X	
36.8 -extensão da deslocação	20	m		X
36.9 -prof.máxima plano ruptura	7-8	m		X
36.10-área do sector afectado	44.400	m2	X	
36.11-volume material afectado	67.800	m3		X

C-certo
S-suposto

37.1-desnível cicatriz/limite jusante deslizamento	98 m	
37.2-distância topo vertente/cicatriz principal	10	m
37.3-distância extremidade jusante/base da vertente	112	m

38-índices morfométricos

38.1-razão dist.topo vert./cicatriz - dist.topo/base vert.	0,015
38.2-razão D/L (profundidade/comprimento x100)	1,455
38.3-razão desnível/comprimento	0,178
38.4-razão largura/comprimento	0,182
38.5-razão raiz2 área/comprimento	0,383
38.6-índice de dilação (Wx/Wc)	0,927
38.7-índice de escoada ((Wx/Wc-1)*Lm/Lc*100%)	—
38.8-índice de deslocação (Lr/Lc)	0,017
38.9-índice de tenuidade (Lm/Lc)	1,292

39.1-declive original	8,3º	39.1.1-limite esquerdo	—
39.2-declive final	7,9º	39.1.2-limite direito	—

40-Aspecto do material afectado

40.1-sólido
40.2-pouco sólido X
40.3-solto
40.4-plástico
40.5-liquefeito

41-Água no solo

41.1-drenagem no sector
41.2-águas estagnadas
41.3-infiltrações
41.4-nascentes

Fig. 3.5 (continuação)

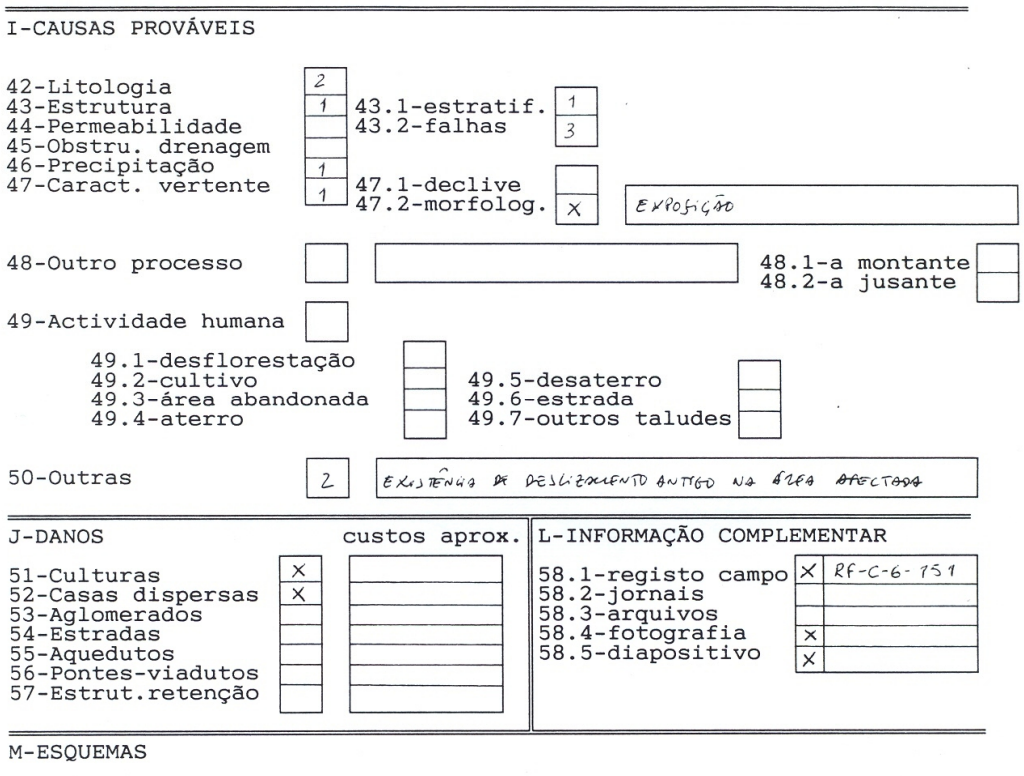

Fig. 3.5 (continuação)

A informação contemplada no campo E (hidrologia e hidrogeologia) foi recolhida, sistematicamente, no terreno. No entanto, os resultados obtidos carecem de fiabilidade, devido à grande dependência das variáveis em questão relativamente à época do ano em que a observação de campo foi efectuada[2]. O facto dos levantamentos de terreno terem sido realizados em períodos muito distintos de cada ano climatológico inviabiliza, igualmente, uma avaliação sustentada do "aspecto do material afectado" e da "água no solo" nas áreas instabilizadas (campos H40 e H41).

O campo F, coberto vegetal e uso do solo, inclui um vasto leque de opções que viriam a ser agrupadas, por uma questão de operacionalidade, em quatro grandes conjuntos: terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo; terrenos com vegetação de porte arbustivo e matagal; terrenos com vegetação de porte arbóreo (natural ou cultivada); e terrenos cultivados. Refira-se que os terrenos com vegetação de porte arbóreo foram considerados sempre que existiam algumas árvores nas áreas instabilizadas.

Os itens integrados no campo G, morfologia da vertente, foram avaliados a partir da análise dos mapas de base na escala de 1:2000, depois da representação cartográfica dos movimentos.

As variáveis 26 a 28 não foram determinadas para os deslizamentos/ /desabamentos por erosão lateral, por não serem consideradas relevantes para estes movimentos, devido ao contexto geomorfológico particular que os caracteriza. A avaliação do perfil vertical (ou longitudinal) e horizontal (ou transversal) das vertentes instabilizadas tem como objectivo a obtenção de uma informação indirecta acerca da importância da pressão intersticial da água nos vazios dos solos, que se admite mais elevada nas concavidades topográficas (LESSING *et al.*, 1983; VAN GENUCHTEN, 1989a; POLLONI *et al*., 1991; TERLIEN, 1996a).

O campo H é o mais extenso da ficha-inventário e diz respeito às características do movimento.

[2]Este problema é referido também por CARRARA *et al.* (1977b).

A velocidade foi determinada somente para um número reduzido de casos, devido à frequente não coincidência da observação de campo com o período de actividade dos movimentos.

Na determinação das datas de ocorrência foi fundamental o inquérito às populações locais. Os eventos registados após 1978 foram considerados como actuais, enquanto os verificados antes de 1967 foram classificados como antigos. Os movimentos recentes correspondem ao período compreendido entre 1967 e 1978. Os critérios utilizados na definição da idade incluem a avaliação da frescura relativa das cicatrizes e da conservação dos corpos dos movimentos de vertente, bem como os indícios da sua presença ou ausência nos mapas de base na escala de 1:2000, cujas datas são conhecidas.

O estado de actividade foi classificado de acordo com os critérios referidos no Capítulo 2. Os movimentos activos apresentam sinais de actividade nos últimos 30 anos (posteriormente a 1967); os movimentos dormentes, embora não reactivados há, pelo menos, 30 anos, mantêm um potencial de instabilidade relevante; os movimentos estabilizados foram alvo da implementação da medidas correctivas efectivas, que anularam os factores de instabilidade.

O grau de desenvolvimento contempla três classes qualitativas, que fornecem uma informação relativa ao estádio de evolução do movimento de vertente.

No campo 35 são contempladas as características morfológicas das cicatrizes e fendas de cisalhamento, bem como as dimensões da cicatriz principal.

O campo 36 reporta os parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente, determinados, sistematicamente, em equivalentes horizontais. Refira-se que nem sempre foi possível definir, com clareza, as áreas de depleção e de acumulação, particularmente quando a topografia dos deslizamentos se encontrava mais obliterada. A profundidade máxima do plano de ruptura é a variável de mais difícil estimativa, devido à inexistência de sondagens nas áreas instabilizadas. O parâmetro foi determinado, quando possível, através de tentativas de reconstituição da superfície de deslizamento em perfil, e da tomada em consideração da altura da cicatriz e da espessura máxima do material deslizado.

A área dos movimentos de vertente foi avaliada após a representação cartográfica dos eventos nos mapas de base na escala de 1:2000, com recurso a planímetro electrónico.

Os volumes de material afectado foram estimados a partir da adaptação de várias fórmulas disponíveis na bibliografia internacional (Fig. 3.6).

Para os desabamentos, considerou-se o produto da área pela profundidade da ruptura.

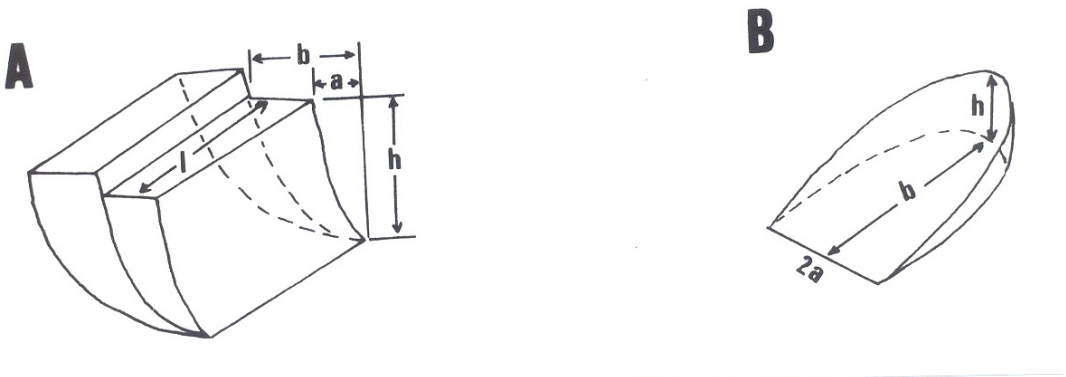

Fig. 3.6 - Modelos geométricos para determinação do volume dos movimentos de vertente (adaptado de SURDEANU, 1986).
A - deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (V = 0,785 h l (b-a));
B - deslizamentos translacionais, translacionais superficiais e movimentos complexos com componente principal translacional (V = 0,785 a b h).

O volume dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral foi determinado com recurso a uma fórmula proposta por SURDEANU (1986):

$$V = 0{,}785\ l\ h\ (b - a) \qquad (3.7)$$

sendo:

V = volume, em metros cúbicos;

l = largura da área afectada;

h = altura da área afectada;

a = distância do canal fluvial à cicatriz do movimento;

b = distância do canal fluvial à margem do leito menor original;

$(b - a)$ = comprimento da área afectada.

O volume dos deslizamentos translacionais, deslizamentos translacionais superficiais e movimentos complexos com componente principal translacional, foi obtido a partir da adaptação de uma outra fórmula de SURDEANU (1986):

$$V = 0{,}785\ a\ b\ h \qquad (3.8)$$

sendo:

V = volume, em metros cúbicos;

a = metade da largura máxima da área afectada;

b = comprimento do plano de ruptura;

h = altura da cicatriz.

Sempre que possível, assumiu-se para "h" a profundidade máxima do plano de ruptura, e para "b" o comprimento da área de depleção. Na ausência do último parâmetro considerou-se, para os movimentos translacionais, um valor equivalente a metade do comprimento total. No caso dos deslizamentos translacionais superficiais foi assumido o comprimento total do movimento, admitindo que, nestes casos, o material afectado se desloca para além dos limites do plano de ruptura.

A fórmula proposta pela WP/WLI (1990), foi adaptada para a determinação do volume dos deslizamentos rotacionais e dos movimentos complexos com componente principal rotacional (ver Fig. 2.2):

$$V = 1/6\ \pi L\ W\ Dd \qquad (3.9)$$

sendo:

V = volume, em metros cúbicos;

L = comprimento total da área afectada;

W = largura máxima da área afectada;

Dd = espessura máxima da massa deslizada, por vezes substituída pela profundidade máxima do plano de ruptura.

Atendendo ao grau de incerteza inerente à maior parte dos parâmetros que servem de base ao cálculo dos volumes dos movimentos de vertente, estes devem ser utilizados apenas a nível indicativo, principalmente na comparação entre tipos de movimentos.

Os parâmetros considerados nos campos 37.1 a 37.3 foram medidos nos mapas de base, após a representação cartográfica dos movimentos. Estas variáveis foram determinadas, exclusivamente, para os deslizamentos e movimentos complexos.

O campo 38 contempla os índices morfométricos, calculados no gabinete, após a inventariação do movimento no terreno.

A razão "distância topo da vertente - cicatriz / distância topo - base da vertente" enquadra o movimento na vertente, variando entre zero (posição junto ao topo) e um (localização junto à base). A razão "profundidade / comprimento" é o índice morfométrico mais divulgado internacionalmente, tendo sido introduzido por SKEMPTON (1953, citado por CROZIER, 1973), sob a designação de índice de classificação. A razão "desnível / comprimento" dá uma indicação precisa do declive na área instabilizada. As razões "largura / comprimento" e "raiz quadrada da área / comprimento" são frequentemente utilizadas por autores italianos enquanto indicadores da forma ou da circularidade dos movimentos (CARRARA *et al.*, 1977b, 1982; AGNESI *et al.*, 1983; SORRISO-VALVO *et al.*, 1994).

Os índices de dilação (*dilation index*), de escoada (*flowage index*), de deslocação (*displacement index*) e de tenuidade (*tenuity index*), foram propostos por CROZIER (1973) para classificar, respectivamente, a forma, fluidez, magnitude da

deslocação horizontal e o adelgaçamento da massa deslocada relativamente à situação original. Devido às dificuldades, já referidas, na distinção entre as áreas de depleção e de acumulação de muitos movimentos de vertente, os resultados obtidos são em número demasiado reduzido para terem significado estatístico.

A avaliação do declive original e final das vertentes instabilizadas foi efectuada de modo diferente, em função da comparação das datas do movimento e do levantamento do mapa de base na escala de 1:2000. Para os movimentos desencadeados numa data anterior à do mapa, o declive original da vertente foi calculado a partir da média de duas medições efectuadas marginalmente aos flancos do movimento, em áreas não instabilizadas, adoptando uma sugestão de CARRARA *et al.* (1977b). O declive final foi medido no mapa, em plena área afectada. No caso dos movimentos activados posteriormente à data do mapa, o declive original foi medido directamente no suporte cartográfico de base, após a representação do evento. O declive final foi determinado, sempre que possível, no terreno, com utilização de um clinómetro.

O campo I contempla as causas prováveis do movimento, avaliadas no momento da inventariação. As várias opções não se excluem e podem ser hierarquizadas por ordem de importância. Os estragos provocados são considerados no campo J, e o campo L relaciona o evento inventariado com outras fontes de informação.

No final, a inventariação de quase 600 movimentos de vertente nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa revelou-se de grande utilidade no estudo da dinâmica recente e actual do relevo, possibilitando a aplicação de várias técnicas estatísticas, nos Capítulos 7 e 8, para a caracterização quantitativa dos movimentos e da sua relação com os factores condicionantes da instabilidade. Trata-se, no entanto, de uma metodologia que raramente é compatível com trabalhos individuais, devido ao grande consumo de tempo que acarreta (SORRISO-VALVO *et al.*, 1994).

4 - A ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

As técnicas estatísticas aplicáveis ao estudos de movimentos de vertente à escala regional, foram sistematizadas por SORRISO-VALVO e IBSEN (1994), que estabelecem uma distinção fundamental entre a análise das variáveis qualitativas e dos parâmetros quantitativos.

A técnica mais frequentemente utilizada consiste na distribuição de frequências aplicada, quer a variáveis não paramétricas (por exemplo, as distribuições de acordo com a tipologia dos movimentos, estado de actividade ou unidades litológicas instabilizadas), quer a atributos paramétricos, como o declive ou a exposição das vertentes (BLONG, 1973a, 1973b; MALATRAIT *et al.*, 1977; HAIGH, 1984; KOUKIS e ZIOURKAS, 1991; GERVREAU e DURVILLE, 1993; SZABÓ, 1996).

As relações entre variáveis não paramétricas são avaliadas, muitas vezes, com recurso a tabelas de contingência, associadas a testes do Qui-quadrado (CARRARA *et al.*, 1977b; HUDEC e WHARTON, 1993; SORRISO-VALVO *et al.*, 1994; FERNÁNDEZ *et al.*, 1996) ou de Kolmogorov-Smirnov (IRIGARAY *et al.*, 1996a), para determinação do grau de significância estatística das relações observadas.

No estudo das variáveis quantitativas é frequente o cálculo de parâmetros estatísticos básicos, como médias e desvios-padrão, a análise da variância (*one way* ANOVA) e a correlação e regressão linear simples.

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 afectadas (SORRISO-VALVO *et al.*, 1994). 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.

A correlação e a regressão linear simples são usadas para caracterizar as relações entre os vários parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente (BLONG, 1973a, 1973b; CARRARA *et al.*, 1977a, 1977b; 1982; HAIGH, 1984; JIBSON e KEEFER, 1989; HUDEC e WHARTON, 1993; SORRISO-VALVO *et al.*, 1994).

Quando o número de parâmetros quantitativos é elevado, é usual o recurso a técnicas estatísticas multivariadas. CARRARA *et al.* (1977b) e HAIGH (1984) utilizam a regressão múltipla para extrapolar os valores dos volumes em falta nos bancos de dados, a partir de outros parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente. AGNESI *et al.* (1983) aplicam a análise em componentes principais a uma matriz de correlação de 18 atributos morfométricos, reduzindo o essencial da variância a somente três factores.

A análise discriminante é a técnica multivariada mais adoptada no estudo dos movimentos de vertente (CARRARA *et al.*, 1977a, 1982; AGNESI *et al.*, 1983; HAIGH, 1984; JIBSON e KEEFER, 1989; SORRISO-VALVO *et al.*, 1994). O seu objectivo 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 (SORRISO-VALVO *et al.*, 1994). Esta ferramenta analítica estabelece uma combinação linear entre vários atributos morfométricos, classificando os grupos de observações a partir das variáveis que demonstram as separações de modo mais eficaz (HAIGH, 1984).

As variáveis paramétricas dos movimentos de vertente apresentam, em regra, distribuições assimétricas positivas, elevados desvios padrão e altos valores de Kurtose (CARRARA *et al.*, 1977a). Por esta razão, a análise da variância, correlação e técnicas multivariadas, são geralmente precedidas pela normalização dos dados de base, por transformação logarítmica (BLONG, 1973a, 1973b; CARRARA *et al.*, 1977a, 1977b, 1982); AGNESI *et al.*, 1983; HAIGH, 1984; SORRISO-VALVO *et al.*, 1994). A normalização logarítmica tem a vantagem de diminuir o peso dos valores extremos, permitindo a comparação da variação relativa dos dados (MARCHAND, 1972).

O estudo dos parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente é, muitas vezes, efectuado em função de unidades de terreno (*terrain units*) definidas

previamente, a partir das unidades litológicas, classes de declive ou tipos de coberto vegetal e uso do solo (VAN ASCH, 1980; GERVREAU e DURVILLE, 1993; MAHARAJ, 1993; HAMDOUNI *et al.*, 1996; SZABÓ, 1996). Este procedimento, ainda que bastante moroso na ausência de um Sistema de Informação Geográfica, tem a grande vantagem de possibilitar a calibragem dos dados dos movimentos de vertente pelas áreas das unidades de terreno onde se verificam, permitindo o cálculo de variáveis de fácil comparação como a densidade dos eventos (número de casos por km^2) e a percentagem de área instabilizada (somatório da área afectada dentro da unidade de terreno / área total da unidade de terreno).

Os procedimentos adoptados neste trabalho tiveram em consideração um objectivo fundamental, que consistia na análise comparativa das cinco áreas-amostra estudadas em pormenor. Deste modo, as variáveis seleccionadas do banco de dados, bem como os tratamentos estatísticos efectuados, foram sempre os mesmos, de modo a tornar possíveis as comparações.

A caracterização dos movimentos de vertente, efectuada nos Capítulos 7 e 8, baseia-se na tipologia, estado de actividade e morfometria. Os movimentos são ainda relacionados com os factores condicionantes da instabilidade, nomeadamente, a litologia e a estrutura do substrato, o declive e a forma das vertentes, o coberto vegetal e o uso do solo, a actividade antrópica e a presença de movimentos antigos nas áreas instabilizadas.

A análise estatística efectuada inclui a distribuição de frequências e a avaliação de parâmetros em função de unidades de terreno pré-definidas. Para além disso, são utilizadas a correlação simples, análise de variância e análise discriminante, aplicados aos dados normalizados por transformação logarítmica.

5 - O ESTUDO DA PRECIPITAÇÃO ENQUANTO FACTOR DESENCADEANTE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

Um factor desencadeante é, por definição, "um estímulo externo (...) que provoca uma resposta quase imediata sob a forma de um movimento de vertente, através de um rápido aumento das tensões tangenciais ou da redução da resistência dos terrenos" (WIECKZOREK, 1996, p.76). Deste modo, o curto espaço de tempo entre a causa e o efeito deve ser entendido como o elemento crítico para a identificação de um factor desencadeante de uma manifestação de instabilidade.

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.

A influência da água na estabilidade das vertentes foi sistematizada, inicialmente, por TERZAGHI (1953). Este autor recusa a importância tradicionalmente atribuída ao efeito lubrificante da água (ver, por exemplo, AVENARD, 1962) e destaca o aumento do peso específico de solo, a diminuição da coesão aparente e o aumento das pressões intersticiais decorrente da elevação dos níveis piezométricos, como as principais modalidades de instabilização provocadas pela água no solo (TERZAGHI, 1953).

Para GOSTELOW (1991b), existem apenas dois processos ligados à água que podem afectar significativamente a estabilidade dos solos pouco espessos:

a) Diminuição da resistência ao corte dos terrenos por redução da coesão aparente. Durante as chuvadas intensas, a água infiltra-se no solo e forma uma frente de percolação com progressão vertical, responsável pela eliminação das pressões negativas nos vazios, decorrentes da capilaridade (FREDLUND, 1987, citado por GOSTELOW, 1991b). Deste modo, os planos de ruptura dos movimentos de vertente desencadeados por este processo localizam-se, quase sempre, no contacto entre a faixa de solo saturado e o subsolo não saturado (TERLIEN, 1996a).

b) Diminuição da resistência ao corte dos terrenos por aumento das pressões intersticiais ao nível dos planos de ruptura potenciais. Estas pressões intersticiais positivas são determinadas pela subida dos níveis piezométricos, que se verifica, geralmente, com um determinado atraso relativamente às precipitações que a origina. A importância das toalhas freáticas, regionais ou locais, na instabilidade das vertentes tem sido demonstrada, por exemplo, para deslizamentos nos Alpes franceses, onde um aumento da pressão intersticial inferior a 0,1 kPa é suficiente para provocar acelerações significativas em blocos de terreno com 2000 toneladas de peso (VAN GENUCHTEN e DE RIJKE, 1989).

Estas duas modalidades de instabilização provocadas pela água no solo são geralmente associadas ao desenvolvimento de movimentos de vertente com características distintas.

A diminuição da coesão aparente decorrente de episódios de chuvas intensas e concentradas é responsável pelo desencadeamento de movimentos de vertente superficiais originais, ou não reactivados (GOSTELOW, 1991b; SORRISO-VALVO *et al.*, 1994; FERRER e AYALA, 1996; VAN ASCH e BUMA, 1996). SHIMIJU (1988, citado por TERLIEN, 1996a) e WIECKZOREK (1996) colocam em evidência a boa correlação existente entre os períodos de máxima intensidade dos eventos pluviosos e a activação das rupturas nas vertentes, demonstrando a resposta quase imediata destas manifestações de instabilidade, relativamente às precipitações que as determinam.

O aumento das pressões intersticiais da água no solo, decorrente da subida das toalhas freáticas, é condicionado por chuvas abundantes e mais prolongadas no tempo e está na origem de movimentos de vertente mais profundos, por vezes ao longo de planos de ruptura pré-definidos (GOSTELOW, 1991b; VAN ASCH e BUMA, 1996).

As tentativas de generalização do condicionalismo da precipitação sobre os movimentos de vertente baseiam-se, quase sempre, em estudos empíricos que colocam em evidência a importância das chuvas antecedentes, embora o seu papel nem sempre resulte muito claro na relação entre a intensidade e a duração da precipitação (GOSTELOW, 1991b).

ZÁRUBA e MENCL (1982) e GOSTELOW (1991b) fazem referência a estudos sobre instabilidade de vertentes, desenvolvidos desde a década de 50, em que os movimentos são relacionados com precipitações acumuladas, sazonais ou anuais. Este tipo de procedimento mantém toda a actualidade, embora se assista, frequentemente, à utilização de precipitações efectivas, determinadas através da diferença entre a precipitação e a evapotranspiração potencial (MATICHARD e POUGET, 1988; VAN GENUCHTEN e VAN ASCH, 1988; FERRER e AYALA, 1996).

CROZIER (1986, citado por GARLAND e OLIVIER, 1993) introduziu os conceitos de limiar de probabilidade mínima (valor de precipitação acumulada abaixo do qual não se verificam manifestações de instabilidade) e limiar de probabilidade máxima (valor de precipitação acumulada acima do qual é segura a ocorrência de movimentos de vertente).

GUIDICINI e IWASA (1977) concluíram que as manifestações de instabilidade verificadas em nove regiões do Brasil respondem a dois índices ligados à precipitação: o "coeficiente de ciclo" (razão entre a chuva antecedente e a precipitação média anual) e o "coeficiente de evento" (razão entre a chuva verificada imediatamente antes do movimento e a precipitação média anual). Estes índices foram igualmente aplicados, com bons resultados, aos movimentos de vertente da área de Durban, na África do Sul (GARLAND e OLIVIER, 1993).

A determinação de combinações críticas de precipitações diárias com chuvas antecedentes foi tentada por KEEFER *et al.* (1987), com recurso às teorias da estabilidade das vertentes da Mecânica de Solos. A monitorização regional dos dados da precipitação por telemetria possibilitou a implementação, bem sucedida, de um sistema de alarme para o perigo de ocorrência de movimentos de vertente na região da Baía de S. Francisco (Califórnia).

GOSTELOW (1991b) apresenta uma excelente síntese bibliográfica dos trabalhos sobre movimentos de vertente desencadeados pela precipitação e conclui da inexistência de limiares críticos de intensidade/duração dos episódios pluviosos que possam ser aplicados genericamente. De acordo com VAN ASCH e BUMA (1996), a

justificação deste facto residirá na existência de diferentes limiares críticos de precipitação para os vários tipos de movimentos de vertente, pelo que uma mesma situação climática pode determinar padrões de actividade distintos, fazendo baixar as correlações entre a precipitação e as manifestações de instabilidade. Por esta razão, os autores propõem o estudo daquelas variáveis baseada nos tipos de movimentos de vertente (VAN ASCH e BUMA, 1996).

Segundo GOSTELOW (1991b), o limiar crítico de 100 mm de precipitação diária é o mais frequentemente invocado para o desencadeamento dos movimentos de vertente superficiais. No entanto, deve ter-se em consideração que as consequências de uma chuvada de determinada intensidade serão tanto mais gravosas quanto maior for a quantidade de água previamente existente no terreno. Neste sentido, FUKUOKA (1980, citado por GOSTELOW, 1991b) cruzou a intensidade da precipitação com a chuva antecedente acumulada (PT), para obter limiares críticos válidos para o Japão. As conclusões deste trabalho demonstram que com PT= 100 mm é necessária uma chuvada com intensidade de 50 mm/hora para desencadear movimentos de vertente, enquanto que com PT= 300 mm, a intensidade necessária baixa para 35 mm/hora. A importância das chuvas acumuladas é igualmente considerada por KEEFER *et al.* (1987), que determinaram, para a região da Baía de S. Francisco, um limiar crítico de precipitação de 250 mm, com 300-400 mm de chuva antecedente acumulada desde o início da estação chuvosa.

CAINE (1980, citado por JULIAN e ANTHONY, 1994), estabeleceu uma relação empírica entre a intensidade e a duração das precipitações, com base em 73 registos de eventos pluviosos associados ao desencadeamento de movimentos de vertente superficiais em diversos pontos do globo, que tem fornecido bons resultados para durações entre 10 minutos e 10 dias (JULIAN e ANTHONY, 1994):

$$I = 14{,}84\ D^{-0{,}39} \qquad (3.10)$$

sendo:

I = intensidade da precipitação, em mm/hora;

D = duração da precipitação, em horas.

A ausência de validade universal desta relação é comprovada pela fórmula determinada por WIECKZOREK e SARMIENTO (1988), com base em registos efectuados na Califórnia ($I = 1,7 + 9/D$), ou pela relação empírica definida por COROMINAS e MOYA (1996), a partir de onze movimentos de vertente numa área da Catalunha ($A = 112,6\ D^{0,346}$, sendo A = precipitação acumulada, em mm; e D = duração do evento chuvoso, em dias).

De acordo com FERRER e AYALA (1996, p.324), " as relações gerais entre os movimentos de vertente profundos (>10 m) e medianamente profundos (2-10 m) e a precipitação são impossíveis de definir, devido às interferências litológicas, estruturais e geomorfológicas, pelo que os limiares referidos na literatura têm uma validade unicamente local".

SORRISO-VALVO *et al.* (1994) referem um limiar crítico de 424 mm em 50 dias para o desencadeamento de movimentos de vertente na Calábria. EYLES *et al.* (1978, citados por GARLAND e OLIVIER, 1993) consideram os valores de 750 mm e 800 mm, acumulados em quatro meses, como os limiares de probabilidade mínima e máxima para as manifestações de instabilidade da área de Wellington (Nova Zelândia). VAN GENUCHTEN e VAN ASCH (1988) avaliam em cerca de 6 meses o período de recarga das toalhas freáticas nas *varved clays* nos Alpes, devido à baixa permeabilidade do terreno. ZÁRUBA e MENCL (1982) estabelecem um limiar crítico de precipitação acumulada de 700 mm em dez meses, para os movimentos de vertente na ex-
-Checoslováquia. Estes últimos autores consideram fundamentais as médias de três anos consecutivos nas regiões com toalhas freáticas mais profundas, admitindo que as suas flutuações são influenciadas pelas chuvas verificadas nos dois anos precedentes.

Pese embora a importância indiscutível das precipitações acumuladas no desencadeamento dos movimentos de vertente mais profundos, estas não parecem ser, por si só, suficientes para os justificar (GUIDICINI e IWASA, 1977; PASUTO e SILVANO, 1996, citados por FLAGEOLLET *et al.*, 1996). Com efeito, a ocorrência de

uma chuvada intensa imediatamente antes dos movimentos de vertente é reportada como fundamental para a activação da instabilidade, pela generalidade dos autores.

O estudo das relações entre a precipitação e os movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa, efectuado no Capítulo 9, baseia-se na exploração de uma série de 37 anos de registos diários, relativos ao posto udométrico de S. Julião do Tojal, situado na Bacia de Loures.

A metodologia adoptada incluiu a reconstrução das chuvas acumuladas para diferentes durações e a determinação dos períodos de retorno dos eventos responsáveis pelos movimentos de vertente cuja data de ocorrência é conhecida.

As manifestações de instabilidade foram igualmente relacionadas com precipitações acumuladas ponderadas, tendo em consideração que os efeitos de um evento pluvioso particular deixam de fazer-se sentir após um certo período de tempo, por drenagem da água no terreno (CANUTI *et al.*, 1985).

Por último, os limiares de intensidade/duração das precipitações obtidos a partir do estudo de situações particulares, foram aplicados à série de precipitações diárias, numa análise inversa para tentar identificar períodos caracterizados pela ocorrência de manifestações de instabilidade, no passado.

CAPÍTULO 4

TIPOLOGIA E DINÂMICA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA: EXEMPLIFICAÇÃO MONOGRÁFICA

1 - INTRODUÇÃO

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 lateral[1].

A tipologia e a dinâmica dos movimentos de vertente são discutidas com recurso à apresentação monográfica de movimentos particulares, seleccionados maioritariamente nas áreas-amostra estudadas em pormenor, cuja localização se encontra na Figura 4.1. Desta figura ressalta o grande número de exemplos provenientes da área-amostra de Calhandriz, facto que resulta da grande variedade dos movimentos de vertente existentes, mas também dos levantamentos de campo terem sido aí efectuados imediatamente após o período de intensa actividade morfodinâmica de Novembro e Dezembro de 1989.

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

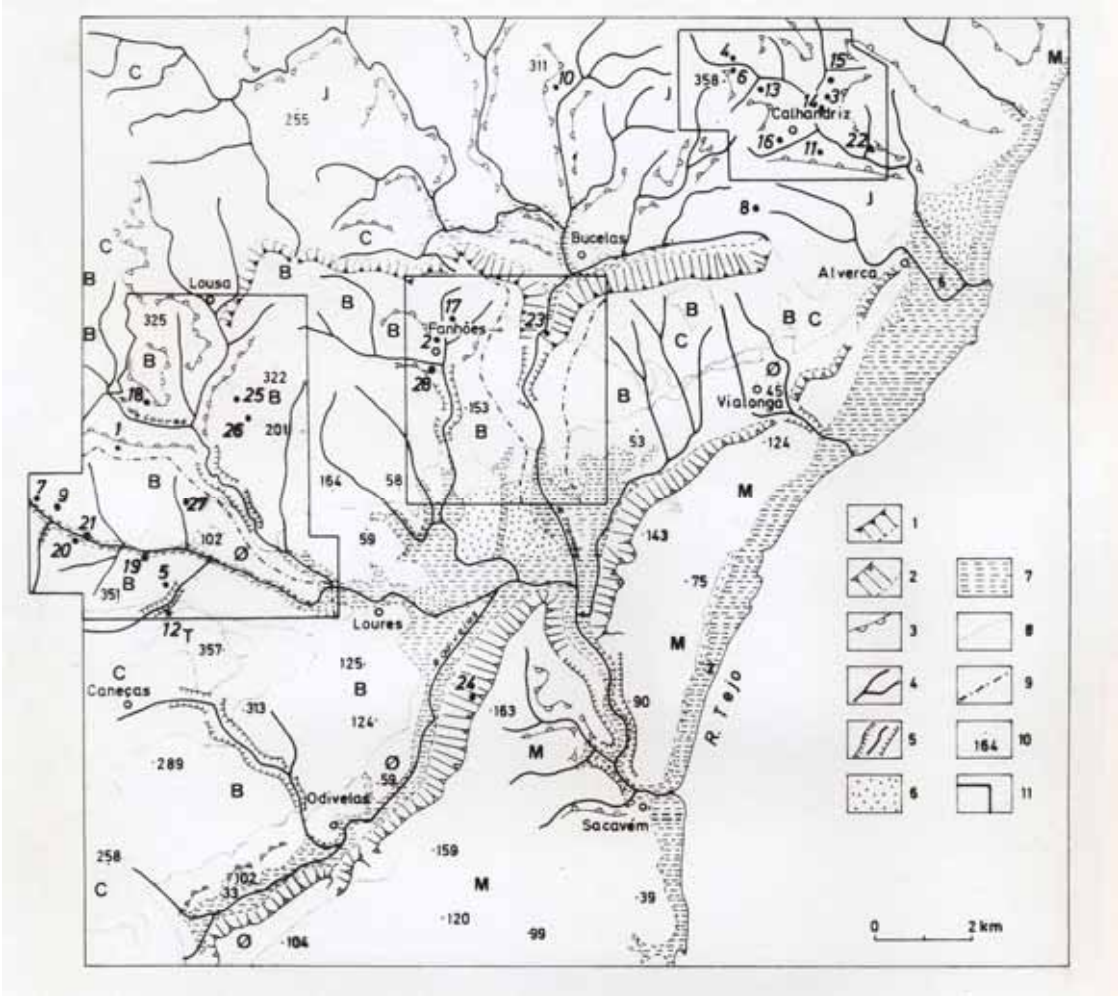

Fig. 4.1 - localização dos movimentos de vertente referenciados nos Capítulos 4 e 5. Base adaptada de FERREIRA *et al.* (1987, p.228).

1 - anverso da costeira de Lousa-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 festo; 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; ∅ - Paleogénico; M - Miocénico; *1* - deslizamento translacional superficial de Barros da Serra; *2* - deslizamento translacional superficial de Fanhões; *3* - deslizamento translacional de Quinta Félix; *4* - deslizamento translacional de Casal das Galegas; *5* - deslizamento rotacional de Casal da Pertuncha; *6* - deslizamento rotacional confinado de Casal das Perdizes; *7* - deslizamento rotacional confinado da estrada A-dos-Cãos - Albogas; *8* - deslizamento rotacional múltiplo de Casal Novo do Brejo; *9* - movimento complexo de Albogas; *10* - movimento complexo de Volta das Eiras; *11* - movimento complexo de Quinta de Calhandriz; *12* - movimento complexo de Camarões; *13* - movimento complexo de Casal da Amoreira; *14* - movimento compósito de A-dos--Melros; *15* - deslizamento rotacional de Adanaia; *16* - movimento complexo de Calhandriz; *17* - movimento complexo das Quebradas; *18* - movimento complexo do Outeiro; *19* - deslizamento/desabamento por erosão lateral de A-dos-Cãos/Sto. Amaro; *20* - movimento complexo de Casal da Charca; *21* - movimento complexo de Casal do Falcão; *22* - movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo; *23* - movimento complexo de Azenha do Furadouro; *24* - movimento complexo de Quinta da Boavista; *25* - deslizamento rotacional de Barranco dos Trotes; *26* - deslizamento translacional de Barranco dos Trotes; *27* - deslizamento translacional de Moninhos; *28* - deslizamento da Ribeira de Casainhos.

Neste capítulo, são apresentados exemplos de deslizamentos simples e múltiplos e de movimentos de vertente complexos e compósitos. Para além disso, é reservado um sub-capítulo aos mais importantes deslizamentos da Região a Norte de Lisboa, que se destacam, quer pela dimensão das áreas afectadas e volumes de terrenos envolvidos, quer pela amplitude dos estragos provocados.

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

Como foi referido no Capítulo 3, a inventariação e estudo de pormenor dos movimentos de vertente contemplou apenas os casos em que foi possível individualizar o sector de partida dos materiais afectados, facto que determina o reduzido número de desabamentos considerados (oito no conjunto das áreas-amostra). Deste modo, resulta evidente que a profundidade da análise deste processo não é equivalente à dos deslizamentos, razão pela qual se optou pela sua exclusão da exemplificação monográfica. Refira-se, no entanto, que os casos inventariados forma incluídos na base de dados dos movimentos de vertente das áreas-amostra estudadas e, deste modo, considerados nos tratamentos estatísticos apresentados nos capítulos 7 e 8.

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. Como todos os movimentos incluídos sob esta designação têm em comum um factor desencadeante que corresponde à erosão lateral dos rios, são apresentados individualmente no capítulo seguinte, juntamente com as modalidades de intervenção antrópica responsáveis pelo agravamento da instabilidade das vertentes. Os exemplos utilizados no capítulo 5 encontram-se, igualmente, localizados na Figura 4.1.

2 - DESLIZAMENTOS SIMPLES E MÚLTIPLOS

Os deslizamentos simples e múltiplos da Região a Norte de Lisboa integram as variedades translacional superficial, translacional e rotacional.

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 - Portlandiano inferior e Kimeridgiano inferior e médio, particularmente na metade inferior das vertentes, onde a espessura dos depósitos é maior. Estes movimentos, embora muito numerosos, são de dimensão reduzida e envolvem um volume de materiais pouco significativo (inferior, em média, a 300 m^2). 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.

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 - Portlandiano inferior, margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio e escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa. Nas áreas-amostra estudadas em

pormenor, as superfícies afectadas por este tipo de processo variam, em média, entre 1500 m^2 e 7000 m^2 e os volumes entre 1800 m^3 e 8800 m^3.

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.

Os deslizamentos rotacionais são relativamente pouco frequentes na Região a Norte de Lisboa, devido à reduzida representatividade de formações argilosas, isotrópicas e homogéneas. Apenas adquirem uma maior frequência de ocorrência, na área-amostra de Calhandriz, onde se desenvolvem preferencialmente nas margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio (“margas da Abadia”).

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).

2.1 - O deslizamento translacional superficial de Barros da Serra

O deslizamento de Barros da Serra (Fig. 4.2; Quadro 4.1) verificou-se no final do ano de 1989, próximo do topo da vertente direita do vale do Rio de Loures (ver Fig. 4.1).

Fig. 4.2 - Panorâmica do deslizamento de Barros da Serra.

Quadro 4.1 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Barros da Serra.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa)
	inclinação das camadas:	34° N 180°
	exposição:	N 22°
	comando:	210 m
	comprimento:	552 m
	declive:	19°
CARACTERÍSTICAS DO DESLIZAMENTO	comprimento máximo:	60 m
	largura máxima:	66 m
	profundidade estimada:	0,5 - 1 m
	área total:	2 860 m^2
	volume estimado:	190 m^3

O movimento afectou depósitos de vertente com espessura inferior a 0,5 m e também a parte superficial do substrato rochoso, correspondente a tufos vulcânicos muito alterados. O plano de ruptura situa-se ao longo do contacto com os tufos vulcânicos menos alterados e, por isso, bastante mais impermeáveis. O carácter pelicular do deslizamento reflecte-se no reduzido volume de material envolvido, principalmente quando comparado com a área afectada.

O deslizamento apresenta uma topografia relativamente bem conservada, destacando-se uma primeira faixa de acumulação com forma de orla alongada transversalmente à direcção do movimento, cerca de 10 m a jusante da cicatriz principal, que dá uma excelente indicação acerca das deslocações horizontais verificadas. Estas terão sido da ordem dos 10 m, valor relativamente elevado, atendendo à dimensão do deslizamento e ao declive não muito acentuado da vertente.

Refira-se que os deslizamentos translacionais superficiais podem apresentar formas bastante mais alongadas do que as evidenciadas pelo movimento de Barros da Serra, como acontece no deslizamento de Fanhões (Fig. 4.3), activado em 19 de Novembro de 1983, próximo do limite norte da povoação com o mesmo nome (ver Fig. 4.1). Neste caso, um plano de ruptura a uma profundidade estimada em 2-3 m determinou um volume de material afectado de cerca de 880 m^3, consideravelmente superior à situação mais comum para este tipo de deslizamento.

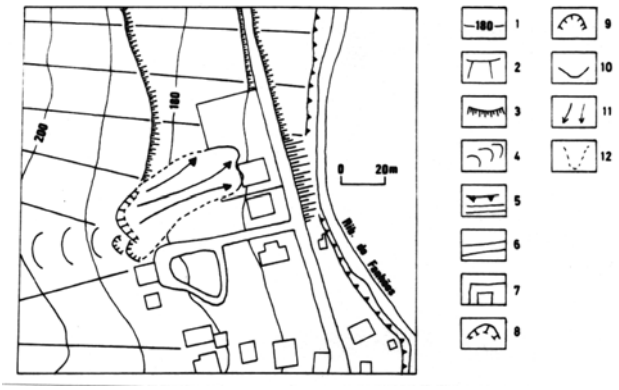

Fig. 4.3 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Fanhões. 1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - talude antrópico; 4 - valeiro não funcional de fundo em U; 5 - curso de água e margem do leito menor; 6 - estrada; 7 - casa isolada e muro divisório de propriedade; 8 - cicatriz principal; 9 - cicatriz secundária; 10 - orla de acumulação; 11 - direcção das deslocações horizontais; 12 - limite do material deslocado.

2.2 - O deslizamento translacional de Quinta Félix

O deslizamento de Quinta Félix ocorreu no final do ano de 1989, na vertente oriental do vale do Rio Silveira, a sul da povoação de Adanaia (ver Fig. 4.1).

O movimento de vertente (Fig. 4.4; Quadro 4.2) tem a sua cicatriz principal muito bem marcada a montante, com um desnível que atinge 2 m no flanco direito do deslizamento. O sector montante é caracterizado, ainda, pela presença de várias cicatrizes secundárias, paralelas e perpendiculares à primeira, marcando os limites laterais do deslizamento e permitindo definir, no conjunto, a área de depleção do movimento.

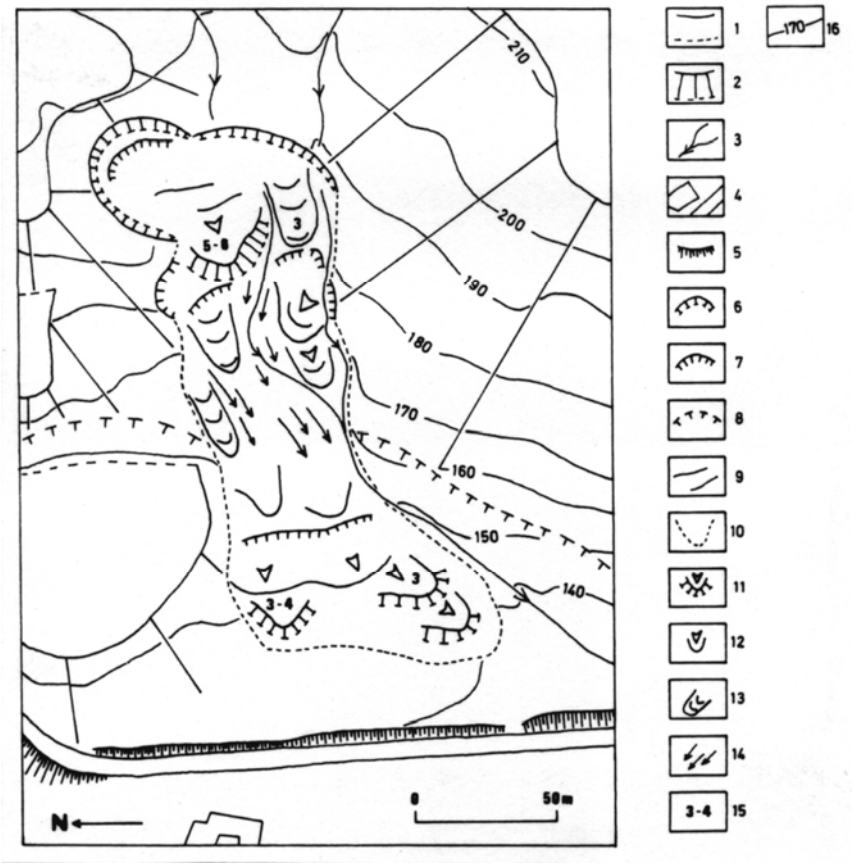

Fig. 4.4 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Quinta Félix. 1 - alto e base de vertente; 2 - vertente rectilínea; 3 - barranco; 4 - casa isolada e estrada; 5 - talude antrópico; 6 - cicatriz principal; 7 - cicatriz secundária; 8 - cicatriz antiga provável; 9 - fendas de cisalhamento; 10 - limite do material deslocado; 11 - orla de acumulação principal; 12 - orla de acumulação secundária; 13 - língua de deslizamento; 14 - sector preferencial de transporte; 15 - espessura estimada do material deslizado; 16 - altitude, em metros.

Quadro 4.2 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Quinta Félix.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	calcários, calcários margosos e margas (Kimeridg. sup. - Portl. inf.); margas e argilas (Kimeridg. inf. e médio)
	inclinação das camadas:	9° N 194°
	exposição:	N 252°
	comando:	175 m
	comprimento:	700 m
	declive:	13° - 14°
CARACTERÍSTICAS DO DESLIZAMENTO	comprimento máximo:	224 m
	largura máxima:	72 m
	profundidade estimada:	8 m
	área total:	12 160 m^2
	volume estimado:	19 000 m^3

No sector de depleção conservam-se, ainda, uma orla de deslizamento com 5 a 6 m de espessura de material deslizado e uma pequena língua alongada no sentido do movimento, com uma espessura máxima de 3 m. Estas diferentes formas de acumulação estão provavelmente relacionadas com variações sensíveis no conteúdo em água dos terrenos envolvidos (mais elevado no segundo caso), responsáveis por um diferente comportamento plástico do material afectado. Entre as duas formas de acumulação referidas observa-se um pequeno barranco, com nascente a montante da cabeceira do deslizamento, que terá sido barrado aquando da ocorrência do movimento de vertente.

O sector intermédio do deslizamento caracteriza-se pela existência de acumulações de material deslocado junto a ambos os flancos, enquanto que na área central, aproveitada para o encaixe do barranco, o transporte foi mais activo.

O sector jusante do deslizamento corresponde à área de acumulação do movimento. Esta materializou-se sob a forma de orlas sucessivas, com espessura de material deslizado, acima da superfície topográfica original, entre 3 e 4 m.

O deslizamento de Quinta Félix ocorreu numa concavidade transversal pronunciada na vertente, marcada pela presença de dois barrancos, que confluem no corpo principal do deslizamento. Este facto facilitou um grande embebimento em água nos terrenos no período anterior à activação do movimento, que terá sido desencadeado por uma diminuição crítica da resistência ao corte ao nível do plano de ruptura. A superfície de deslizamento, estimada a uma profundidade máxima de 8 m, parece coincidir com o contacto litológico entre os calcários, calcários margosos e margas do

Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior e as “margas e argilas da Abadia” do Kimeridgiano inferior e médio, sendo evidente a concordância entre o declive da superfície de ruptura e o pendor geral das camadas (Fig. 4.5).

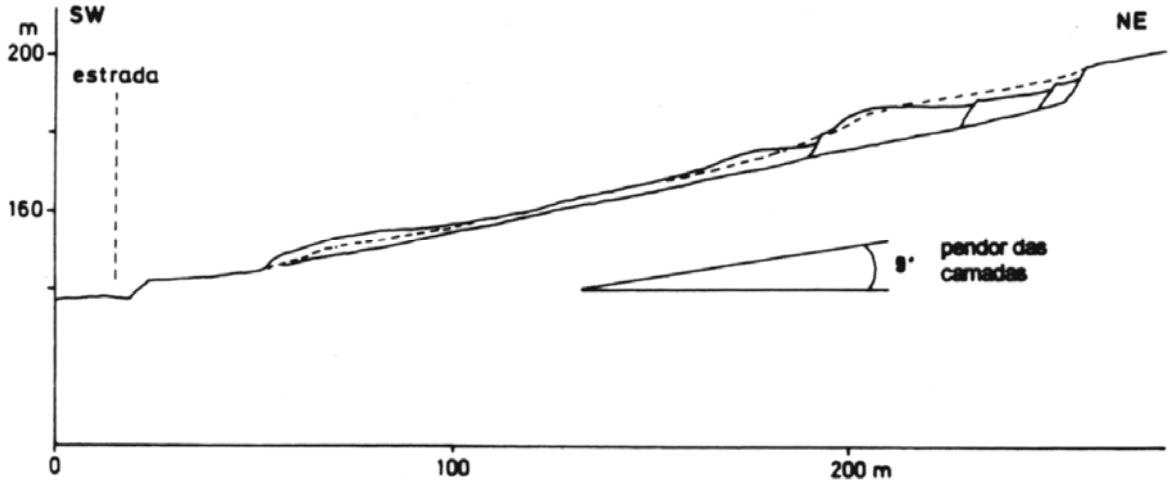

Fig. 4.5 - Reconstituição da superfície topográfica original e do deslizamento de Quinta Félix.
Notar a coincidência quase perfeita entre a inclinação da superfície de ruptura planar e o valor de inclinação das camadas.

O limite superior das “margas da Abadia” determina, com frequência, o desenvolvimento de superfícies de ruptura planares, sempre que existe uma concordância entre a estrutura e a topografia locais. Como exemplo, refira-se o deslizamento de Casal dos Galegos, situado próximo de A-do-Mourão, na vertente esquerda do vale da Ribeira do Loureiro (ver Fig. 4.1). De acordo com informação oral obtida junto das populações locais, o movimento ter-se-à verificado um anos após a grande cheia de 25 - 26 de Novembro de 1967, provavelmente em Novembro de 1968.

A instabilização da vertente afectou, no essencial, a formação dos “calcários corálicos de Amaral”, assentes sobre as “margas da Abadia” (Fig. 4.6) e foi condicionada pelo forte encaixe da Ribeira do Loureiro, da ordem dos 3 a 4 m, aquando da cheia rápida de 1967 (informação oral). O acentuar do declive a jusante determinou um aumento das tensões tangenciais num terreno muito susceptível, como são as

"margas da Abadia", tendo a ruptura ocorrido um anos depois, em estreita relação com as chuvadas então verificadas.

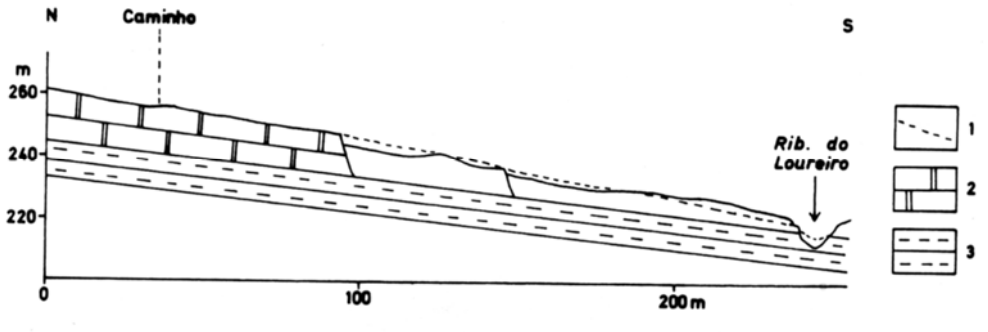

Fig. 4.6 - Corte interpretativo do deslizamento de Casal dos Galegos.
1 - superfície topográfica anterior a 1967; 2 - "calcários corálicos de Amaral" (Kimeridgiano superior); 3 - "margas da Abadia" (Kimeridgiano inferior e médio).

2.3 - O deslizamento rotacional de Casal da Pertuncha

O deslizamento de Casal da Pertuncha ocorreu em 1979, na vertente da margem esquerda da Ribeira de Camarões, afluente da Ribeira de Pinheiro de Loures (ver Fig. 4.1).

A vertente deslizada está exposta a Este (Fig. 4.7; Quadro 4.3) e apresenta uma concavidade horizontal bem marcada. O material afectado corresponde a tufos vulcânicos muito alterados, do Complexo Vulcânico de Lisboa, fortemente inclinados para Norte. O substrato rochoso encontra-se coberto, de forma não homogénea, por um depósito de vertente atípico, com uma espessura máxima de 0,5 m.

A topografia original do deslizamento encontra-se bastante modificada, em virtude do forte encaixe de dois pequenos barrancos, com um entalhe máximo de 3 m (Fig. 4.8). Os barrancos instalaram-se no material deslocado, próximo do flanco esquerdo do deslizamento, e desenvolveram-se, por erosão regressiva, para montante da própria cicatriz do deslizamento, que se encontra, assim, num processo de degradação acentuada. A topografia contemporânea do movimento encontra-se razoavelmente bem

conservada no flanco direito, onde se destaca uma importante massa de material deslizado, cerca de 2-3 m acima da superfície topográfica original, sem haver sinais de orlas ou corredores de deslizamento, o que leva a concluir que o material afectado terá sofrido uma deslocação em bloco, provavelmente ao longo de uma única superfície de ruptura.

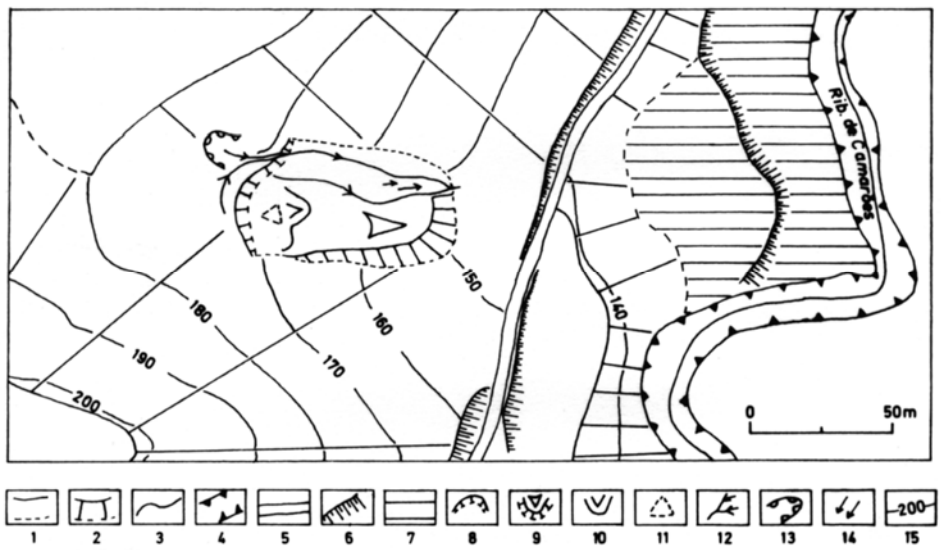

Fig. 4.7 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Casal da Pertuncha.
1 - alto e base de vertente; 2 - vertente rectilínea; 3 - Ribeira de Camarões; 4 - margem do leito menor; 5 - Estrada Municipal 629; 6 - talude antrópico; 7 - patamar antrópico; 8 - cicatriz principal; 9 - orla de acumulação principal; 10 - orla de acumulação secundária; 11 - aclive; 12 - bar-ranco; 13 - cabeceira de barranco; 14 - *rill wash*; 15 - altitude, em metros.

Quadro 4.3 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Casal da Pertuncha.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa)
	inclinação das camadas:	48° N 4°
	exposição:	N 88°
	comando:	64 m
	comprimento:	278 m
	declive:	18°
CARACTERÍSTICAS DO DESLIZAMENTO	comprimento máximo:	76 m
	largura máxima:	46 m
	profundidade estimada:	3-4 m
	área total:	2 800 m^2
	volume estimado:	6 400 m^3

Fig. 4.8 - Panorâmica do sector jusante do deslizamento de Casal da Pertuncha.
Notar o forte encaixe dos dois barrancos no corpo do deslizamento.

O plano de deslizamento curvo do deslizamento de Casal da Pertuncha, com uma profundidade máxima estimada entre 3 e 4 m, desenvolveu-se perpendicularmente ao sentido de inclinação das formações rochosas, num meio que se pode considerar como relativamente homogéneo, atendendo ao adiantado estado de alteração dos tufos vulcânicos. A existência de uma concavidade horizontal favorável à concentração da água, terá tido um papel determinante no desencadeamento do movimento, atribuído à diminuição da resistência ao corte dos tufos vulcânicos, por aumento da pressão intersticial da água nos vazios do terreno, decorrente das abundantes chuvadas verificadas no ano climatológico de 1978-79.

2.4 - O deslizamento rotacional confinado de Casal das Perdizes

O deslizamento de Casal das Perdizes ocorreu em 21-22 de Dezembro de 1989, na vertente sul do vale da Ribeira do Loureiro (ver Fig. 4.1). A vertente afectada apresenta um declive moderado e desenvolve-se de modo perpendicular à estrutura geológica (Quadro 4.4; Fig. 4.9). O material afectado corresponde às margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio ("margas da Abadia"), a que se sobrepõem depósitos de vertente, ricos em argila e clastos de calcário, com uma espessura entre 0,5 e 1 m (Fig. 4.10).

Quadro 4.4 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Casal das Perdizes.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	margas e argilas (Kimeridgiano inferior e médio)
	inclinação das camadas:	4° N 180°
	exposição:	N 39°
	comando:	128 m
	comprimento:	404 m
	declive:	13°
CARACTERÍSTICAS DO DESLIZAMENTO	comprimento máximo:	90 m
	largura máxima:	230 m
	profundidade estimada:	8-9 m
	área total:	11 120 m^2
	volume estimado:	92 100 m^3

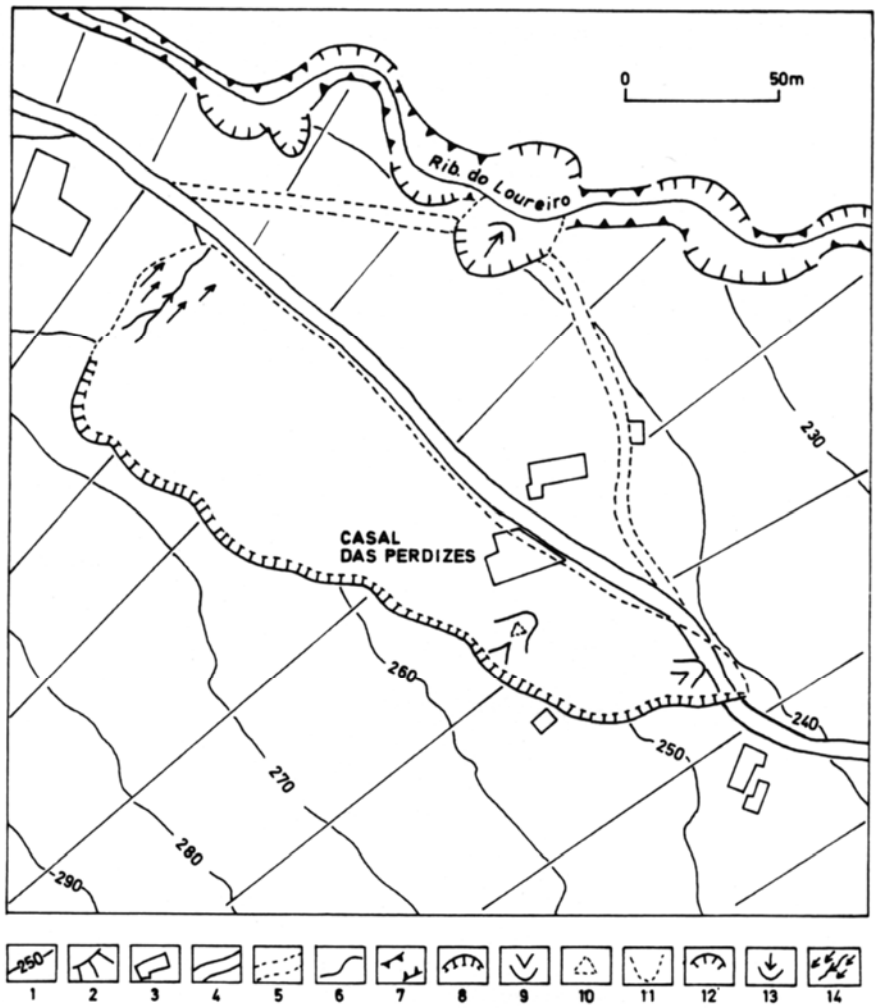

Fig. 4.9 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Casal das Perdizes.
1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - casas isoladas; 4 - estrada actual; 5 - estrada antiga; 6 - curso de água; 7 - margem do leito menor; 8 - cicatriz principal; 9 - orla de acumulação; 10 - aclive; 11 - limite da área deslizada; 12 - cicatriz de deslizamento/desabamento por erosão lateral; 13 - massa deslizada; 14 - *rill wash*.

O movimento de vertente individualiza-se pela presença de uma cicatriz muito extensa (230 m), com uma altura que raramente excede 0,5 m (Fig. 4.11). Junto à cicatriz, a montante do Casal das Perdizes, formou-se uma orla de acumulação com aclive pronunciado, que constitui um indicador seguro da rotação sofrida pelos terrenos. O plano de ruptura curvo, com desenvolvimento incipiente, foi estimado a uma profundidade máxima de 8 a 9 m.

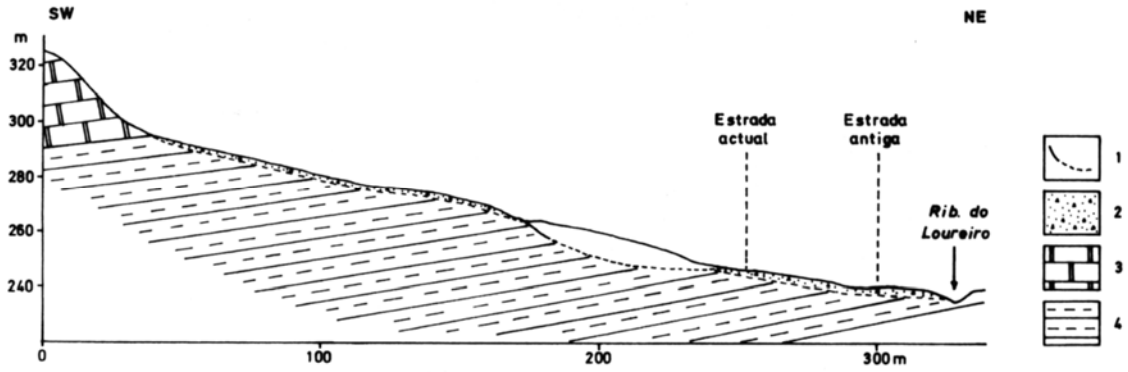

Fig. 4.10 - Corte interpretativo do deslizamento confinado de Casal das Perdizes.
1 - plano de ruptura do deslizamento, bem e mal definido; 2 - depósito de vertente pelicular; 3 - "calcários de Amaral" (Kimeridgiano superior); 4 - "Margas da Abadia" (Kimeridgiano inferior e médio).

Fig. 4.11 - Aspecto da cicatriz do deslizamento confinado de Casal das Perdizes.
Notar a orla de acumulação com aclive bem pronunciado.

O carácter confinado do deslizamento de Casal das Perdizes é confirmado pela reduzida amplitude das deslocações horizontais verificadas (0,5 m, no máximo) e pela ausência de uma definição clara do limite jusante do plano de ruptura. As deslocações verificadas junto à cicatriz principal terão sido essencialmente compensadas através da deformação interna das margas e argilas do substrato, responsáveis por prejuízos avultados, de onde se destaca a danificação das habitações do Casal das Perdizes, abandonadas durante algum tempo devido ao perigo de ruína.

Conforme se observa na Fig. 4.9, o limite jusante do material deslocado coincide, sensivelmente, com o traçado da actual estrada que liga Calhandriz a A-do-Mourão. Neste sector, o troço da estrada foi reconstruído na década de setenta e está deslocado para SW relativamente ao traçado inicial, devido à destruição parcial da estrada por um importante deslizamento/desabamento por erosão lateral, em Novembro de 1967.

Movimentos de vertente com características idênticas às do deslizamento de Casal das Perdizes verificaram-se, igualmente em 1989, ao longo da estrada que liga A--dos-Cãos a Albogas, na vertente norte do vale da Ribeira de Pinheiro de Loures (ver Fig. 4.1). Nesta área, os tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa são suficientemente argilosos e plásticos para compensar por deformação interna os movimentos incipientes verificados nas cicatrizes de deslizamento (Figs. 4.12 e 4.13).

2.5 - O deslizamento rotacional múltiplo retrogressivo de Casal Novo do Brejo

O deslizamento de Casal Novo do Brejo ocorreu na estação chuvosa de 1989-90 numa vertente de declive moderado (10°), exposta a SSW, imediatamente a montante da estrada que liga Bucelas a Calhandriz (ver Fig. 4.1). Esta vertente encontra-se completamente regularizada por depósitos atípicos, com espessura entre 0,5 e 0,7 m, que fossilizam um substrato de margas argilosas do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior. Sob as margas, a uma profundidade verificada entre 4 e 9 metros, existe uma bancada de argila muito compacta, que apresenta um pendor máximo de 12°, concordante com a exposição da vertente.

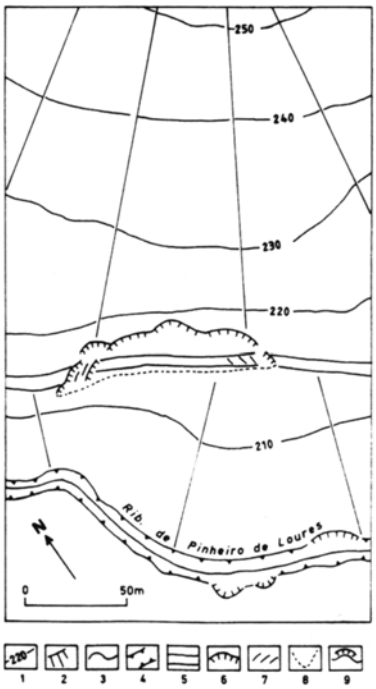

Fig. 4.12 - Mapa geomorfológico do deslizamento rotacional confinado da estrada Albogas - A-dos-Cãos. 1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - curso de água; 4 - margem do leito menor; 5 - estrada; 6 - cicatriz de deslizamento; 7 - fendas de cisalhamento; 8 - limite do material deslocado; 9 - deslizamento/desabamento por erosão lateral.

Fig. 4.13 - Aspecto da cicatriz do deslizamento rotacional confinado da estrada Albogas - A-dos-Cãos. Notar os degraus produzidos pelas cicatrizes no pavimento da estrada.

Embora o contexto morfoestrutural da vertente seja potencialmente favorável à ocorrência de deslizamentos (alternância de rochas com comportamento mecânico distinto; concordância entre o sentido e valor de inclinação das camadas e o declive e exposição da vertente; existência de declives moderados favoráveis a uma lenta e gradual infiltração das águas da chuva e de escorrência em profundidade), estes nunca se verificaram antes de 1989, facto comprovado através de inquéritos à população local e do levantamento geomorfológico da área.

Em 1986 foi aberto um talude próximo da base da vertente, a montante da estrada, para construção de uma habitação licenciada pelas autoridades municipais. A abertura do talude, não acompanhada por trabalhos complementares de estabilização, provocou um aumento das tensões tangenciais no sector inferior da vertente, rompendo as condições de estabilidade verificadas até então. O movimento de vertente desencadeou-se 3 anos depois da abertura do talude, 4 meses após o início da construção da casa, num período em que o aumento da pressão intersticial, em relação com as fortes precipitações verificadas na altura, fez reduzir a resistência ao corte dos terrenos.

O acompanhamento da evolução do deslizamento de Casal Novo do Brejo, entre Novembro de 1989 e Janeiro de 1990, permite distinguir quatro fases no seu desenvolvimento (Figs 4.14 e 4.15):

1ª fase. O deslizamento iniciou-se na noite do dia 24 de Novembro, com a abertura de uma cicatriz principal com 2-3 m de altura e 20 m de largura, cerca de 45 m a montante da casa em construção (Fig.4.14A). Este movimento, com características rotacionais, afectou exclusivamente as margas argilosas e os depósitos de vertente que se lhes sobrepõem. À superfície desenvolveu-se um corredor preferencial com orlas de deslizamento com 1-2 m de altura, responsável pela destruição parcial das paredes do rés-do-chão da habitação.

2ª fase. No dia 27 de Novembro o deslizamento reactivou-se. Para além da progressão para jusante do material já antes afectado, registou-se o prolongamento para montante da área deslizada, num estilo claro de ruptura retrogressiva justaposta (Fig. 4.14B; Figs 4.16 e 4.17). Este movimento afectou uma segunda habitação, construída há 40 anos,

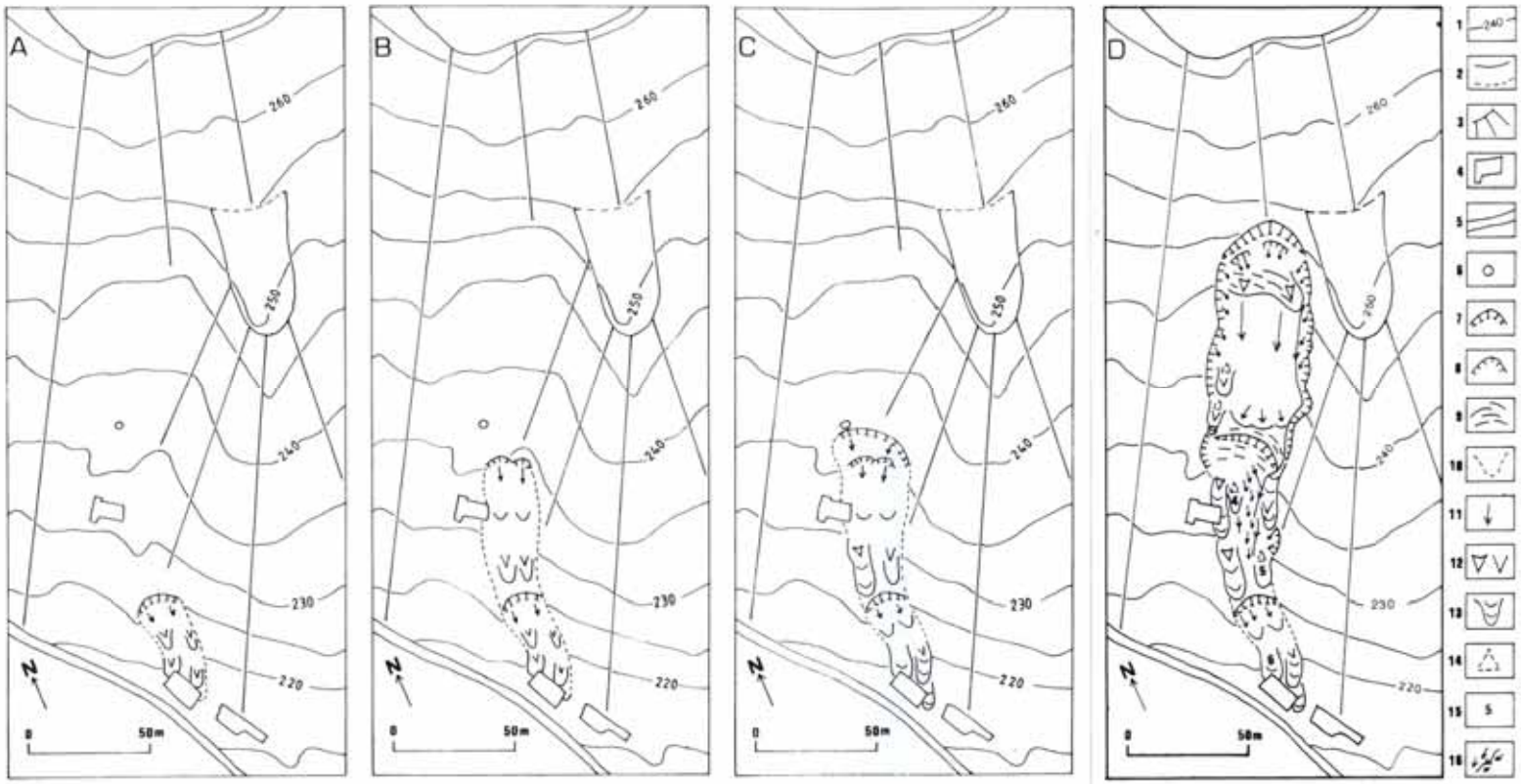

Fig. 4.14 - Fases de evolução do deslizamento de Casal Novo do Brejo.
A) 1º movimento (24-25 Novembro 1989); B) 2º movimento (27 Novembro 1989); C) 3º movimento (3 Dezembro 1989); D) 4º movimento (21-22 Dezembro 1989).
1 - altitude, em metros; 2 - alto e base de vertente; 3 - vertente rectilínea; 4 - casa isolada; 5 - estrada; 6 - poço; 7 - cicatriz principal; 8 - cicatriz secundária; 9 - fendas de cisalhamento e fendas de tracção; 10 - limite do material deslocado; 11 - direcção das deslocações horizontais; 12 - massa deslizada; 13 - orlas e línguas de acumulação; 14 - aclive; 15 - espessura estimada da massa deslizada; 16 - barranco e *rill-wash*.

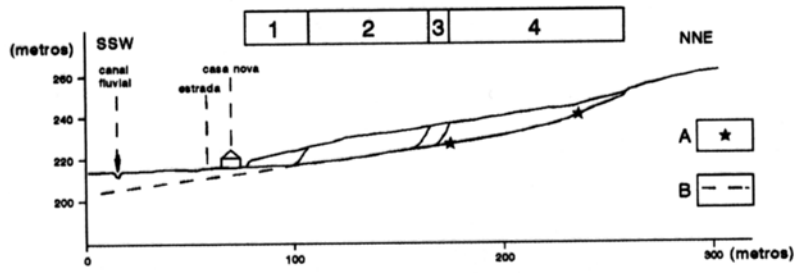

Fig. 4.15 - Perfil interpretativo do deslizamento de Casal Novo do Brejo.
1 - 1º movimento (24-25 Novembro 1989); 2 - 2º movimento (27 Novembro 1989); 3 - 3º movimento (3 Dezembro 1989); 4 - 4º movimento (21-22 Dezembro 1989); A - posição do plano de ruptura; B - contacto litológico entre as margas argilosas e a camada compacta de argila.

que sofreu um abatimento e basculamento para montante. Admite-se, neste sector, um menor pendor para o limite em profundidade entre as margas argilosas e a bancada de argila, pelo que o plano de ruptura basal coincide quase totalmente com aquela descontinuidade estrutural.

3ª fase. As fortes chuvadas verificadas durante a tarde e noite do dia 3 de Dezembro determinaram uma nova evolução do movimento de vertente (Fig. 4.14C) Na área já afectada a principal reactivação ocorreu junto ao limite jusante do deslizamento com a abertura de novas fendas de cisalhamento e de tracção e progressão das orlas de acumulação. A estrutura da casa em construção cedeu, num movimento de basculamento para montante. A ruptura retrogressiva não foi muito pronunciada (máximo de 10 m à superfície) e admite-se que a ruptura basal continua a corresponder ao contacto litológico entre as margas argilosas e a bancada argilosa.

4ª fase. As precipitações ocorridas na terceira semana de Dezembro determinaram uma evolução muito acentuada no deslizamento que, na noite de 21 para 22 de Dezembro, progrediu cerca de 84 m para montante (Fig. 4.14D; Fig. 4.18). Este bloco deslizado é limitado por uma cicatriz principal com 4 m de altura e por cicatrizes laterais bem definidas. Esta ruptura terá ocorrido, com muito forte probabilidade, na descontinuidade estrutural anteriormente descrita, identificada neste sector às profundidades de 9 m e 4 m (Fig. 4.19). A retrogressão voltou a ser acompanhada por reactivações nas áreas já deslizadas, tendo sido detectadas deslocações horizontais de 7-8 m no sector central do deslizamento, relativamente à situação verificada no final da 3ª fase de evolução do movimento de vertente.

Fig. 4.16 - Sector central da área afectada na 2º movimento do deslizamento de Casal Novo do Brejo. Ao fundo observa-se a casa em construção, junto da qual se iniciou o movimento de vertente.

Fig. 4.17 - Aspecto da cicatriz principal do 2º movimento do deslizamento de Casal Novo do Brejo.

Fig. 4.18 - Aspecto da cicatriz principal do 4º movimento do deslizamento de Casal Novo do Brejo. Notar o aclive pronunciado indicativo da ruptura rotacional verificada.

Fig. 4.19 - Plano do deslizamento de Casal Novo do Brejo, ao longo do contacto litológico entre as margas argilosas e uma bancada de argila compacta (Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior).

No final do seu período de actividade o deslizamento de Casal Novo do Brejo abrangia uma área de 5 760 m^2 e o volume do material afectado foi estimado em cerca de 34 000 m^3 (Quadro 4.5).

Quadro 4.5 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Casal Novo do Brejo.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	margas e argilas (Kimeridg. sup. - Portl. inf)
	inclinação das camadas:	16° N 200°
	exposição:	N 213°
	comando:	60 m
	comprimento:	300 m
	declive:	10°
CARACTERÍSTICAS DO DESLIZAMENTO	comprimento máximo:	240 m
	largura máxima:	44 m
	profundidade estimada:	9 m
	área total:	5 760 m^2
	volume estimado:	33 900 m^3

O deslizamento de Casal Novo do Brejo constitui um exemplo de intervenção antrópica desajustada numa vertente em equilíbrio precário, ao mesmo tempo que coloca em evidência a importância das reacções em cadeia nos movimentos de vertente. Neste caso, o movimento simples de cada bloco deslizado é suficiente para provocar uma redução crítica no suporte lateral do sector da vertente situado imediatamente a montante da cicatriz, condicionando a ruptura de um novo bloco (VAN ASCH *et al.*, 1984).

3 - 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 ainda não assinalados, como a escoada.

Conforme ficou explícito no capítulo anterior, a distinção entre os movimentos complexos e compósitos nem sempre é possível, devido à dificuldade em determinar

uma sucessão temporal ou uma simultaneidade de intervenção, no que respeita aos diferentes processos envolvidos.

3.1 - Movimentos complexos de tipo deslizamento translacional/rotacional com evolução para escoada

3.1.1 - O movimento de vertente de Albogas

O movimento de vertente de Albogas situa-se na vertente esquerda do vale da Ribeira de Pinheiro de Loures (ver Fig. 4.1) e ocorreu em 9-10 de Fevereiro de 1979. O material envolvido corresponde a tufos vulcânicos e basaltos alterados e diaclasados (Complexo Vulcânico de Lisboa), inclinados para sul, de modo concordante com a exposição da vertente (Quadro 4.6). O substrato rochoso encontra-se, em grande parte, coberto por depósitos de vertente atípicos, com espessura entre 0,5 e 1 m, que foram igualmente mobilizados pelo movimento.

Quadro 4.6 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Albogas.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa)
	inclinação das camadas:	? N 180°
	exposição:	N 200°
	comando:	120 m
	comprimento:	800 m
	declive:	14°
CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO	comprimento máximo:	290 m
	largura máxima:	140 m
	profundidade estimada:	5 m
	área total:	27 560 m^2
	volume estimado:	41 300 m^3

O movimento de vertente de 1979 corresponde a uma reactivação parcial de dois deslizamentos antigos de maiores dimensões, dos quais apenas se conservam as formas amplas em anfiteatro correspondentes às cicatrizes principais (Fig. 4.20). Estes deslizamentos antigos desenvolveram-se ao longo de duas concavidades horizontais na

vertente (favoráveis à concentração da água) e coalescem a jusante, na área onde a dinâmica da reactivação verificada em 1979 foi maior (Fig. 4.20).

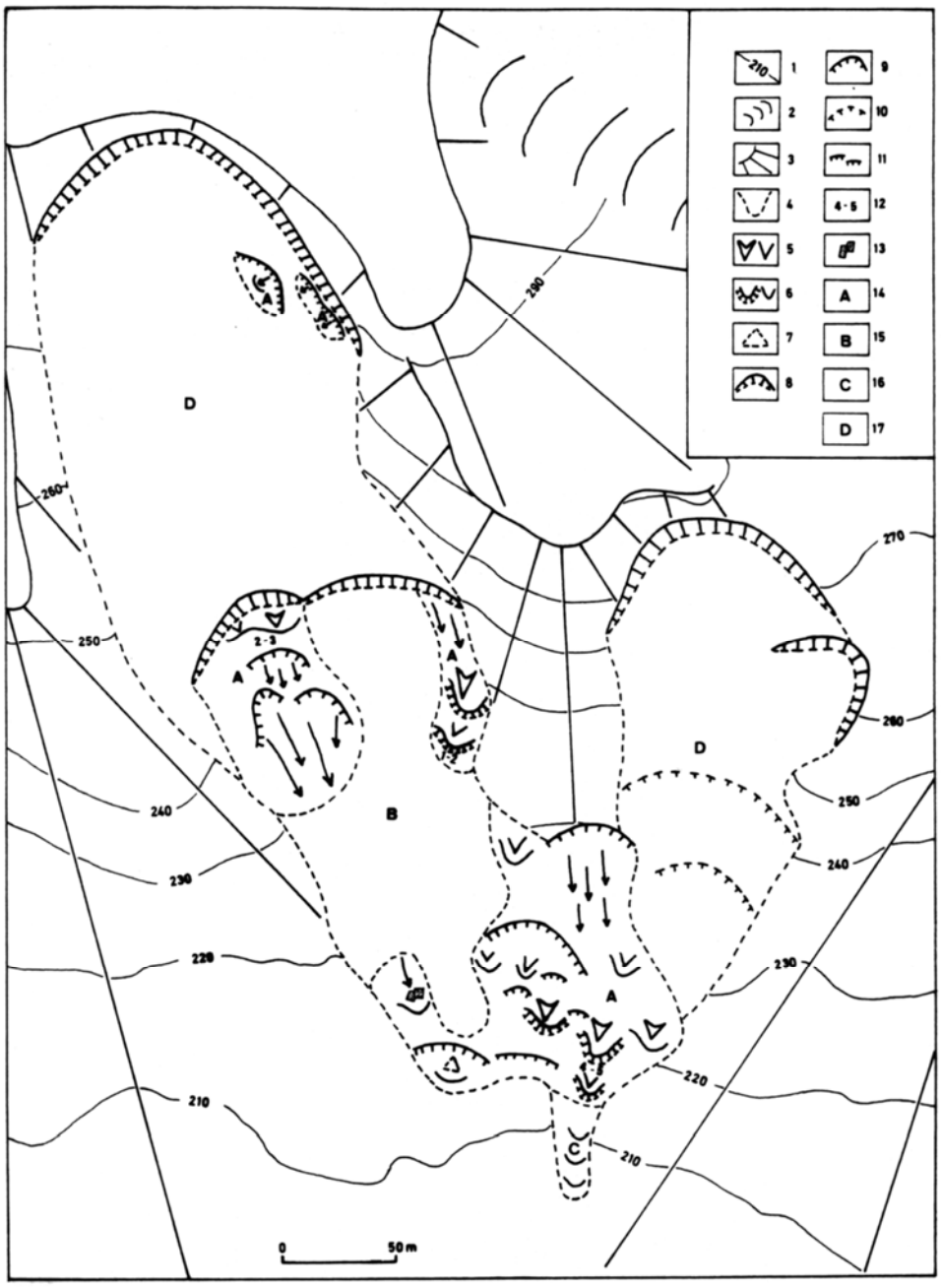

Fig. 4.20 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Albogas.
1 - altitude, em metros; 2 - valeiro de fundo em U; 3 - vertente rectilínea; 4 - limite do material deslocado; 5 - massa rochosa deslizada; 6 - orlas de acumulação; 7 - aclive; 8 - cicatriz principal; 9 - cicatriz secundária; 10 - cicatriz provável; 11 - fissuras de tracção; 12 - espessura estimada da massa deslizada; 13 - casa cisalhada; 14 - área de deslizamento activo rápido; 15 - área de deslizamento activo lento; 16 - área de escoada; 17 - área não reactivada em Fevereiro de 1979.

O movimento reactivado tem uma componente translacional fundamental e é limitado, a montante, por duas cicatrizes principais coalescentes, com uma extensão total de 120 m, e 4 m de altura máxima. A área afectada é superior a 27 500 m^2 e a profundidade estimada para o plano de ruptura corresponde a 5 m, o que determina um volume de material afectado de cerca de 41 000 m^3 (Quadro 4.6).

O movimento de vertente inclui três sectores marcados por uma dinâmica de deslizamento activo rápido, correspondentes a ambos os flancos do movimento, junto às cicatrizes principais, e ao sector jusante da área deslocada, situado na junção dos dois deslizamentos antigos (A da Fig. 4.20).

Junto ao flanco direito da cicatriz principal encontra-se uma área de depleção, caracterizada por uma sucessão de cicatrizes secundárias e corredores erosivos. No flanco esquerdo da cicatriz desenvolveu-se um corredor de deslizamento activo rápido com formação, relativamente próximo da origem, de duas orlas de acumulação, com uma espessura de material deslizado estimada em 1-2 m, responsáveis pela destruição de muros divisórios de parcelas agrícolas. Entre estas duas áreas de deslizamento activo rápido encontra-se um sector marcado por uma deslocação mais lenta, em bloco, sem cicatrizes ou orlas de acumulação.

O limite jusante da área afectada foi o sector mais dinâmico do movimento de vertente. Conservam-se, aqui, várias cicatrizes secundárias e corredores erosivos, bem como orlas de acumulação, com espessura máxima de material deslizado avaliada em 4--5 m, associadas a deslocações horizontais de 10-15 m (ZÊZERE, 1988). Uma casa abandonada foi cisalhada a meio, ficando com as paredes intactas mas desniveladas cerca de 2 metros, em resultado de um movimento secundário na massa deslizada, de tipo rotacional, responsável pela formação de um aclive (Fig. 4.20). Este sector de deslizamento activo rápido evoluiu para uma língua terminal em escoada (C da Fig. 4.20), que entulhou um antigo tanque e destruiu um poço situado exactamente no limite sul da área afectada.

3.1.2 - O movimento de vertente de Volta das Eiras

O movimento de Volta das Eiras verificou-se no período chuvoso de Janeiro--Fevereiro de 1996, em data não definida. Trata-se de um movimento complexo, que ocorreu junto à cabeceira de um afluente da margem direita da Ribeira do Boição, próximo do topo de Mois Mourais (ver Fig. 4.1), numa vertente com declive suave (7°) exposta a SE (Quadro 4.7). Do ponto de vista litológico, predominam margas argilosas, com algumas intercalações de argila e de calcários areníticos, datadas do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior, suavemente inclinadas para SE (7° N 214°).

Quadro 4.7 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Volta das Eiras.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	margas, argilas e calcários areníticos (Kimeridgiano sup. - Portlandiano inf.)
	inclinação das camadas:	8° N 214°
	exposição:	N 208°
	comando:	60 m
	comprimento:	346 m
	declive:	7°
CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO	comprimento máximo:	270 m
	largura máxima:	165 m
	profundidade estimada:	5-6 m
	área total:	34 180 m^2
	volume estimado:	100 800 m^3

O movimento de vertente iniciou-se no sector montante da área afectada, através da abertura de uma cicatriz extensa (172 m de distância horizontal) mas com uma altura reduzida, nunca superior a 1 m (Fig. 4.21)[2]. Refira-se que nunca foi possível observar o substrato rochoso na cicatriz, mas apenas depósitos de vertente resultantes da degradação das margas do substrato por antigos movimentos de vertente superficiais e por escoamento difuso.

[2] A instabilidade potencial desta área é comprovada pela existência de inúmeras fendas de tracção na cabeceira do deslizamento.

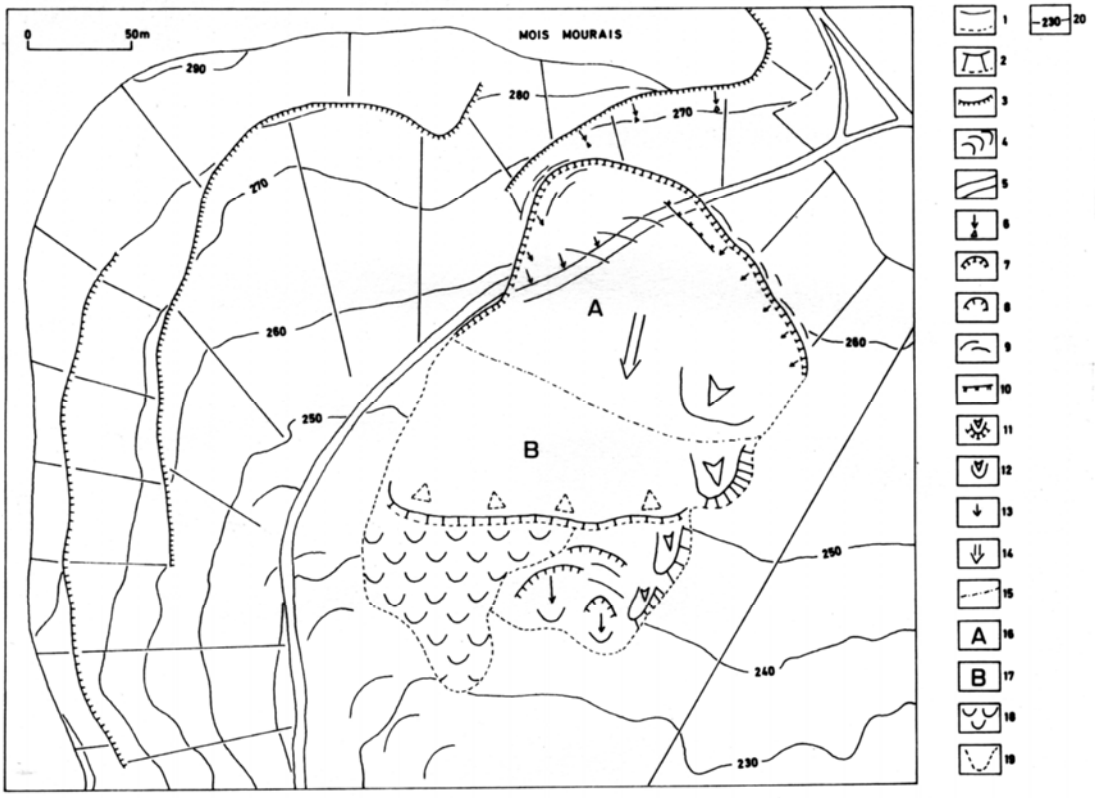

Fig. 4.21 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Volta das Eiras.
1 - alto e base de vertente; 2 - vertente rectilínea; 3 - cornija calcária; 4 - valeiro de fundo em U; 5 - caminho; 6 - desabamento; 7 - cicatriz principal; 8 - cicatriz secundária; 9 - fendas de tracção; 10 - contra-escarpado; 11 - orla de acumulação principal; 12 - orla de acumulação secundária;
13 - direcção das deslocações horizontais; 14 - sentido geral do movimento translacional; 15 - li-mite entre a área de depleção e a área de acumulação; 16 - área de depleção; 17 - área de acumulação; 18 - escoada; 19 - limite da área afectada; 20 - altitude, em metros.

Os movimentos associados à abertura da cicatriz principal foram, claramente, de tipo translacional, com uma deslocação global dos terrenos para SSW. Esta deslocação é comprovada pelo cisalhamento e deslocação horizontal máxima de 7 m de um antigo caminho, junto ao flanco direito do deslizamento, bem como pela individualização de um pequeno contra-escarpado, com cerca de 0,5 m de altura, e definição de uma área abatida, com uma largura entre 3 e 7 m, junto à parte central da cicatriz principal. O movimento translacional caracterizou-se por uma deslocação em bloco, com velocidade de deslocação suficientemente uniforme, de modo a permitir que dois muros divisórios

de propriedade, com disposição transversal ao deslizamento, tenham permanecido intactos.

A área de acumulação do deslizamento é marcada, fundamentalmente, pelo desenvolvimento de um grande arco rotacional, com uma continuidade notável ao longo de 146 m e uma altura variável entre 1 e 2 m (Fig. 4.21). O aclive médio desta orla varia entre 8° e 10°. A presença deste elemento topográfico no deslizamento é um indicador seguro da evolução do movimento translacional inicial para um movimento rotacional, em relação com a curvatura apresentada pelo sector jusante do plano de ruptura (Fig. 4.22).

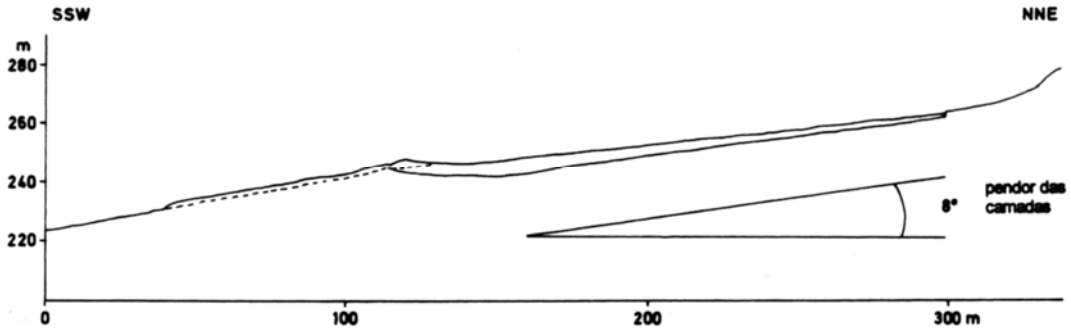

Fig. 4.22 - Perfil interpretativo do movimento complexo de Volta das Eiras.
A tracejado, superfície topográfica original.

Abaixo da grande orla rotacional, o movimento de vertente pode ser dividido em duas secções:

A leste, observa-se uma série de cicatrizes secundárias e fendas de cisalhamento, bem como um conjunto de orlas que flanqueiam o deslizamento, com 2-3 m de espessura acima da topografia original. Os movimentos associados à formação destes sectores de acumulação preferencial tiveram uma direcção dominante NE-SW, ilustrada pelas estrias (*slikensides*) visíveis no material afectado (Fig. 4.23); no entanto, a componente N-S terá sido igualmente significativa na deslocação, sendo comprovada pela tendência cavalgante das orlas sobre o material não afectado, junto ao flanco esquerdo do deslizamento.

A oeste, ocorreu a abertura de novas cicatrizes na orla rotacional e a mobilização superficial dos materiais num movimento de escoada, que fez prolongar em mais de 80 m para jusante a área afectada (ver Fig. 2.2). A topografia deste sector contrasta com a da área deslizada, pela sucessão de orlas e línguas de acumulação, com uma espessura acima da superfície topográfica original sempre inferior a 2 m.

Fig. 4.23 - Estrias (*slikensides*) indicadoras da direcção da deslocação, no flanco esquerdo do movimento complexo de Volta das Eiras.

3.2 - Outros movimentos de vertente complexos com evolução para escoada

3.2.1 - O desabamento - escoada de Quinta Nova de Calhandriz

O movimento de vertente complexo de Quinta Nova de Calhandriz verificou-se no final do ano de 1989, na vertente esquerda do vale do Rio Silveira, a jusante de Calhandriz (ver Fig. 4.1).

O movimento iniciou-se através da reactivação localizada, por desabamento, duma cicatriz antiga de grande dimensão (Fig. 4.24). O material afectado corresponde a calcários margosos com intercalações de margas, do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior, cuja disposição estrutural é contrária à exposição da vertente (Quadro 4.8).

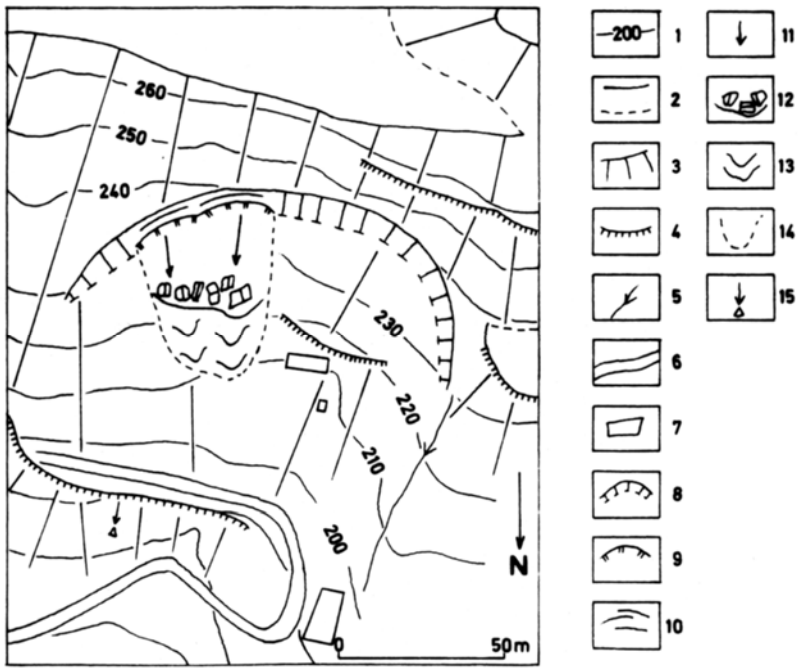

Fig. 4.24 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Quinta Nova de Calhandriz.
1 - altitude, em metros; 2 - alto e base de vertente; 3 - vertente rectilínea; 4 - cornija calcária; 5 - *rill wash*; 6 - caminho; 7 - casa isolada; 8 - cicatriz principal de antigo deslizamento; 9 - cicatriz de desabamento actual; 10 - fendas de tracção; 11 - direcção da deslocação; 12 - orla de acumulação de blocos; 13 - escoada; 14 - limite do material deslocado; 15 - queda de bloco isolado.

Quadro 4.8 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Quinta Nova de Calhandriz.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	calcários margosos e margas (Kimeridgiano sup. - Portlandiano inf.)
	inclinação das camadas:	9° N 156°
	exposição:	N 26°
	comando:	175 m
	comprimento:	640 m
	declive:	27°
CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO	comprimento máximo:	48 m
	largura máxima:	38 m
	área total:	1 500 m^2
	volume estimado:	550 m^3

Os materiais desabados, estimados em cerca de 550 m^3, sofreram uma deslocação horizontal considerável, facilitada pelo declive acentuado, e acumularam-se sob a forma de uma orla bem marcada. A grande abundância de água na área afectada condicionou o desenvolvimento de uma escoada, a jusante da orla de detritos grosseiros, que mobilizou exclusivamente os materiais finos resultantes do desmantelamento das margas envolvidas no primeiro movimento.

3.2.2 - O deslizamento translacional superficial - escoada de Camarões

O movimento de vertente complexo de Camarões ocorreu em Janeiro de 1996, na vertente direita do vale da Ribeira de Camarões, a montante de A-dos-Calvos (ver Fig. 4.1), num sector já anteriormente sujeita a manifestações de instabilidade. O substrato rochoso local corresponde a margas e calcários margosos, do Albiano - Cenomaniano médio, fortemente inclinados para norte (pendor entre 48° e 52°). A vertente está coberta por depósitos predominantemente argilosos, cuja espessura é sempre superior a 0,5 m no terço inferior da vertente, onde ocorreu o movimento. Conforme se observa na Fig. 4.25, o declive do sector afectado é bastante pronunciado (36°), contrastando, a jusante, com uma área de declive mais suave (15°), em relação com o afloramento de bancadas mais argilosas do substrato cretácico.

O movimento de vertente inicial corresponde a um deslizamento translacional superficial, com plano de ruptura planar pouco profundo (cerca de 0,5 m), situado no contacto entre os depósitos de vertente e o substrato rochoso. Junto à ruptura de declive atrás referida, assistiu-se à canalização do material deslizado por escoada, e a deposição ocorreu no sector menos declivoso, sob a forma de um pequeno leque.

3.2.3 - O deslizamento rotacional - escoada de Casal das Amoreiras

O movimento complexo de Casal das Amoreiras (Fig. 4.26; Quadro 4.9) é em movimento antigo (anterior a 1950), localizado na vertente direita do vale da Ribeira do Loureiro (ver Fig. 4.1), cuja topografia original se encontra quase completamente obliterada.

Fig. 4.25 - Panorâmica do deslizamento translacional superficial - escoada de Camarões.

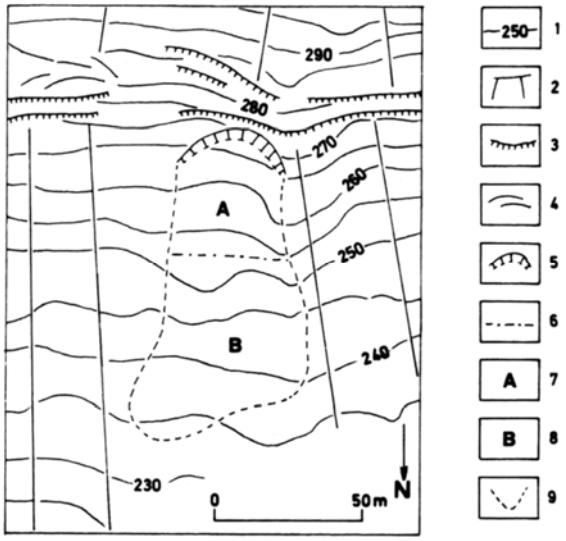

Fig. 4.26 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Casal das Amoreiras.
1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - cornija calcária; 4 - fendas de cisalhamento; 5 - cicatriz principal; 6 - limite aproximado entre a área de depleção e a área de acumulação; 7 - área de depleção; 8 - área de acumulação; 9 - limite do material deslocado.

Quadro 4.9 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Casal das Amoreiras.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	calcários corálicos (Kimeridg. sup); margas e argilas (Kimeridg. inf. e méd.)
	inclinação das camadas:	8° N 190°
	exposição:	N 5°
	comando:	130 m
	comprimento:	470 m
	declive:	22°
CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO	comprimento máximo:	100 m
	largura máxima:	55 m
	área total:	4 100 m^2

O movimento ter-se-à iniciado através do desenvolvimento de uma superfície de deslizamento curva nas margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio. O movimento rotacional afectou também os calcários corálicos do Kimeridgiano superior, que se sobrepõem às margas, sendo responsável pelo importante recuo que a cornija calcária apresenta no sector.

O deslizamento rotacional inicial terá evoluído, a jusante, para uma escoada, confirmada por aspectos morfológicos e sedimentológicos. Como se observa na Fig. 4.26, o mapa cadastral de base ilustra bem a passagem da área de depleção para a área de acumulação, através da fisionomia das curvas de nível. A grande dimensão da área de acumulação constitui um indicador de que o material afectado se terá deslocado para além dos limites definidos pelo plano de ruptura. Esta indicação é reforçada pela observação, na área de acumulação, de um depósito muito heterométrico, incluindo grandes blocos de calcário corálico e uma matriz argilosa abundante, com uma espessura máxima visível de 2 m, assente sobre margas não afectadas pelo deslizamento.

3.3 - Movimentos compósitos de tipo *multi-storied*: O caso do deslizamento de A-dos--Melros

O movimento compósito de A-dos-Melros (Fig. 4.27) localiza-se na vertente oriental do vale do Rio Silveira, a norte da povoação como o mesmo nome (ver Fig. 4.1).

Fig. 4.27 - Panorâmica do movimento compósito de A-dos-Melros.

O primeiro movimento verificado nesta área data de Fevereiro de 1979 (Fig. 4.28) e destruiu a estrada que liga Alverca a Adanaia. Trata-se de um deslizamento com uma cicatriz extensa (108 m) que afectou calcários e calcários margosos do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior e calcarenitos e margas argilosas do Kimeridgiano inferior e médio (Quadro 4.10). O movimento, de tipo rotacional, verificou-se ao longo de um plano de ruptura curvo, com uma profundidade máxima estimada em 10 m, a partir do comando da cicatriz principal (Fig. 4.29-1). Refira-se que a extensão da superfície de deslizamento deste movimento parece não ser uniforme, prolongando-se bastante mais para jusante no limite sul da área afectada (Fig. 4.28; Fig. 4.29-3).

O movimento de vertente foi alvo de duas reactivações localizadas, em Dezembro de 1989, com estilo diferente, facto que conduz à sua classificação como compósito (Quadro 4.10).

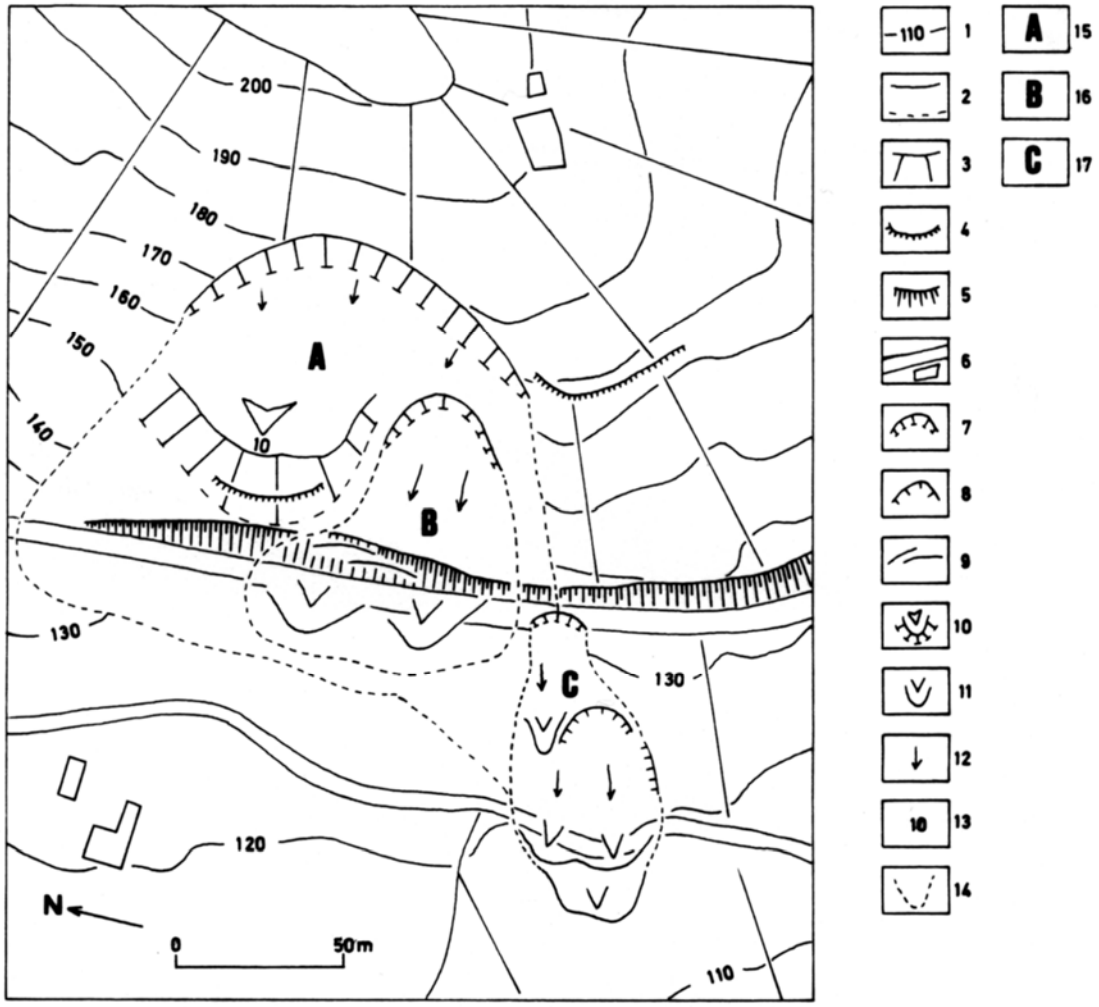

Fig. 4.28 - Mapa geomorfológico do movimento compósito de A-dos-Melros.
1 - altitude, em metros; 2 - alto e base de vertente; 3 - vertente rectilínea; 4 - cornija calcária; 5 - talude antrópico; 6 - estrada, caminho e casas isoladas; 7 - cicatriz principal; 8 - cicatriz secundária; 9 - fendas de cisalhamento; 10 - orla de acumulação principal; 11 - orla de acumulação secundária; 12 - direcção das deslocações horizontais; 13 - espessura estimada do material deslizado; 14 - limite do material deslocado; 15 - deslizamento rotacional de 1979; 16 - reactivação rotacional de Dezembro de 1989; 17 - reactivação translacional de Dezembro de 1989.

Quadro 4.10 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos de A-dos-Melros.

		deslizamento rotacional de 1979	reactivação rotacional de 1989	reactivação translacional de 1989
características da vertente	substrato rochoso	margas e calcarenitos (Kimeridg. inf. e médio); calcários e calcários margosos (Kimeridg. sup. - Portland. inf.)	margas e calcarenitos (Kimeridg. inf. e médio);	margas e argilas (Kimeridg. inf. e médio);
	inclin. das camadas	9° N 194°	9° N 194°	9° N 194°
	exposição	N 266°	N 266°	N 254°
	comando	160 m	160 m	160 m
	comprimento	582 m	544 m	568 m
	declive	19°	13°	10°
características dos deslizamentos	compr. máximo	130 m	88 m	95 m
	larg. máxima	168 m	82 m	44 m
	profund. estimada	10 m	4-5 m	3-4 m
	área total	15 800 m^2	4 500 m^2	3 950 m^2
	volume estimado	37 000 m^3	4 700 m^3	3 000 m^3

Próximo da base da primeira cicatriz desenvolveu-se uma segunda ruptura de tipo rotacional, responsável por uma nova destruição da estrada (B da Fig. 4.28). As observações de terreno parecem indicar que este movimento não se verificou ao longo da superfície de ruptura mais profunda, activada em 1979, mas numa ruptura original, completamente desenvolvida no material previamente deslizado, num estilo de movimento *multi-storied* (Fig. 4.29-2 e 3). Refira-se que na secção norte da área afectada, o limite jusante do plano de ruptura dos dois movimentos parece ser idêntico, coincidindo com a ruptura de declive onde está instalada a estrada (Fig. 4.29-2).

A jusante da estrada que liga Adanaia a Alverca ocorreu uma outra reactivação que afectou, igualmente, aquela via de comunicação (C da Fig. 4.28). Este movimento apresenta as características de um deslizamento translacional e parece corresponder a uma reactivação verificada na parte terminal do plano de ruptura do movimento de 1979 (Fig. 4.29-3) que, como já foi referido, é bastante mais extenso junto ao limite sul da área afectada.

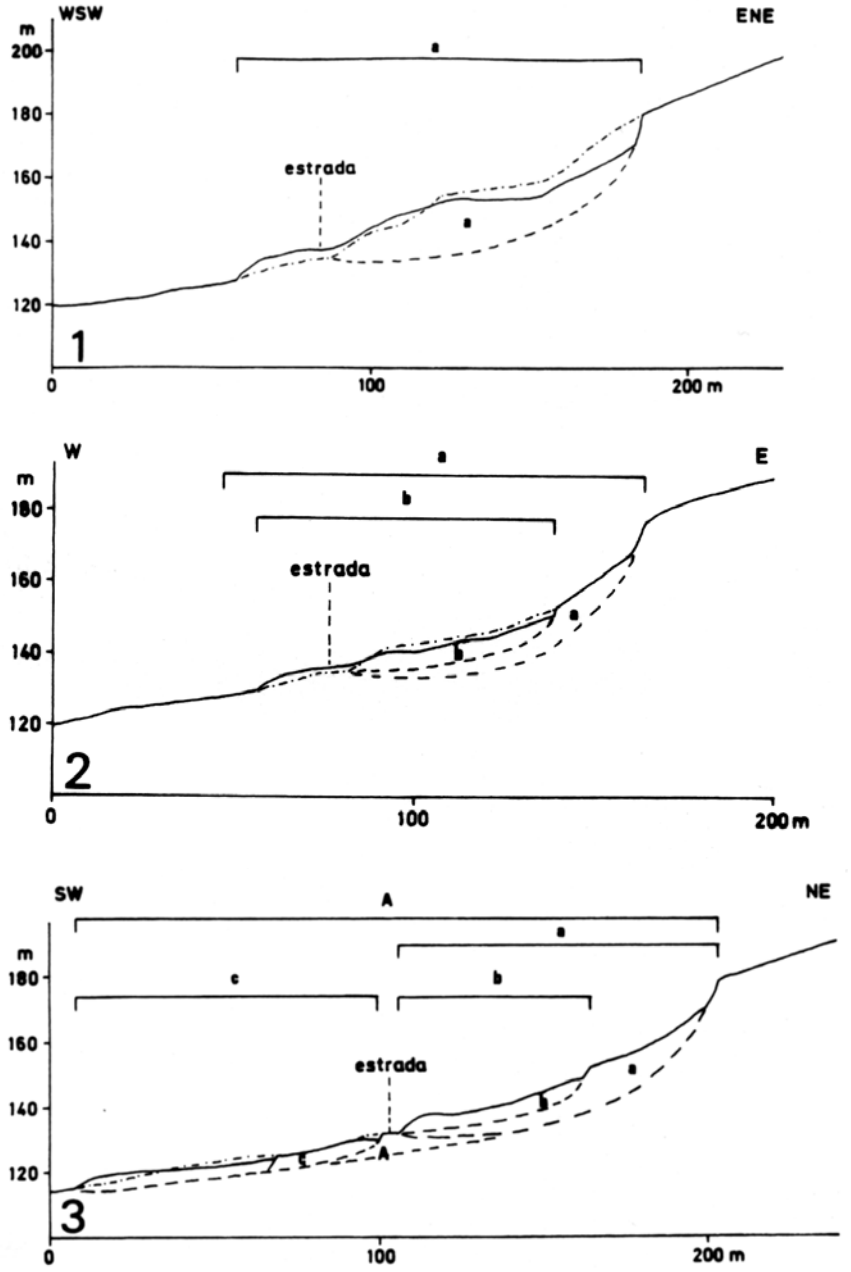

Fig. 4.29 - Perfis interpretativos dos deslizamentos de A-dos-Melros.
A tracejado, posição provável dos planos de ruptura; a traço-ponto, superfície topográfica anterior ao deslizamento de 1979 (esquema 1) e aos deslizamentos de 1989 (esquemas 2 e 3);
a - deslizamento rotacional de Fevereiro de 1979; b - reactivação rotacional de Dezembro de 1989; c - reactivação translacional de Dezembro de 1989; A - situação particular do sector sul da área afectada, considerando a maior extensão do plano de ruptura do movimento de 1979.
Nota: os perfis esquemáticos correspondem a secções distintas da vertente, seleccionadas para melhor ilustrar os movimentos observados. Este facto justifica as variações existentes nas dimensões dos deslizamentos nos três esquemas apresentados.

4 - OS MAIS IMPORTANTES DESLIZAMENTOS DA REGIÃO A NORTE DE LISBOA

4.1 - O deslizamento rotacional de Adanaia

O deslizamento de Adanaia ocorreu a 10 de Fevereiro de 1979, na vertente oriental do vale do Rio Silveira, a sul da povoação de Adanaia (ver Fig. 4.1).

A topografia original do movimento de vertente encontra-se muito modificada por acção antrópica (Fig. 4.30), facto que se reflecte na reconstituição possível do deslizamento, efectuada cerca de quinze anos após a ocorrência (Fig. 4.31).

A cicatriz principal do deslizamento desenvolve-se nas "margas da Abadia", com uma extensão de 330 m e uma altura conservada que raramente excede 0,5 m. As principais orlas de acumulação conservam-se imediatamente a jusante da cicatriz principal e junto ao flanco direito do deslizamento, com aclives bem pronunciados e uma espessura de material deslizado entre 4 e 6 m. A montante da cicatriz principal observam-se duas cicatrizes secundárias coalescentes, que correspondem a uma evolução retrogressiva do movimento principal, verificada ainda em Fevereiro de 1979, motivada pelo aumento da tensão tangencial na área da cicatriz principal, e responsável pelo prolongamento do movimento de vertente aos terrenos do Kimeridgiano superior - - Portlandiano inferior. Esta retrogressão caracterizou-se por um movimento em bloco de estilo marcadamente rotacional, confirmado pela formação de uma única grande orla de acumulação, com aclive (Fig. 4.32).

O deslizamento de Adanaia abrange uma área muito extensa (Quadro 4.11) e terá envolvido cerca de 720 000 m^3 de terrenos, admitindo uma profundidade máxima de 8 m para o plano de ruptura curvo. Em contraste com a dimensão da área afectada e com o volume de material envolvido, as deslocações horizontais associadas ao deslizamento foram modestas, facto que se repete com frequência neste tipo de movimento de vertente na Região a Norte de Lisboa. A análise da topografia conservada indicia uma deslocação máxima para jusante de 2-3 m, valor confirmado por informação oral conseguida no

Fig. 4.30 - Panorâmica do deslizamento de Adanaia.

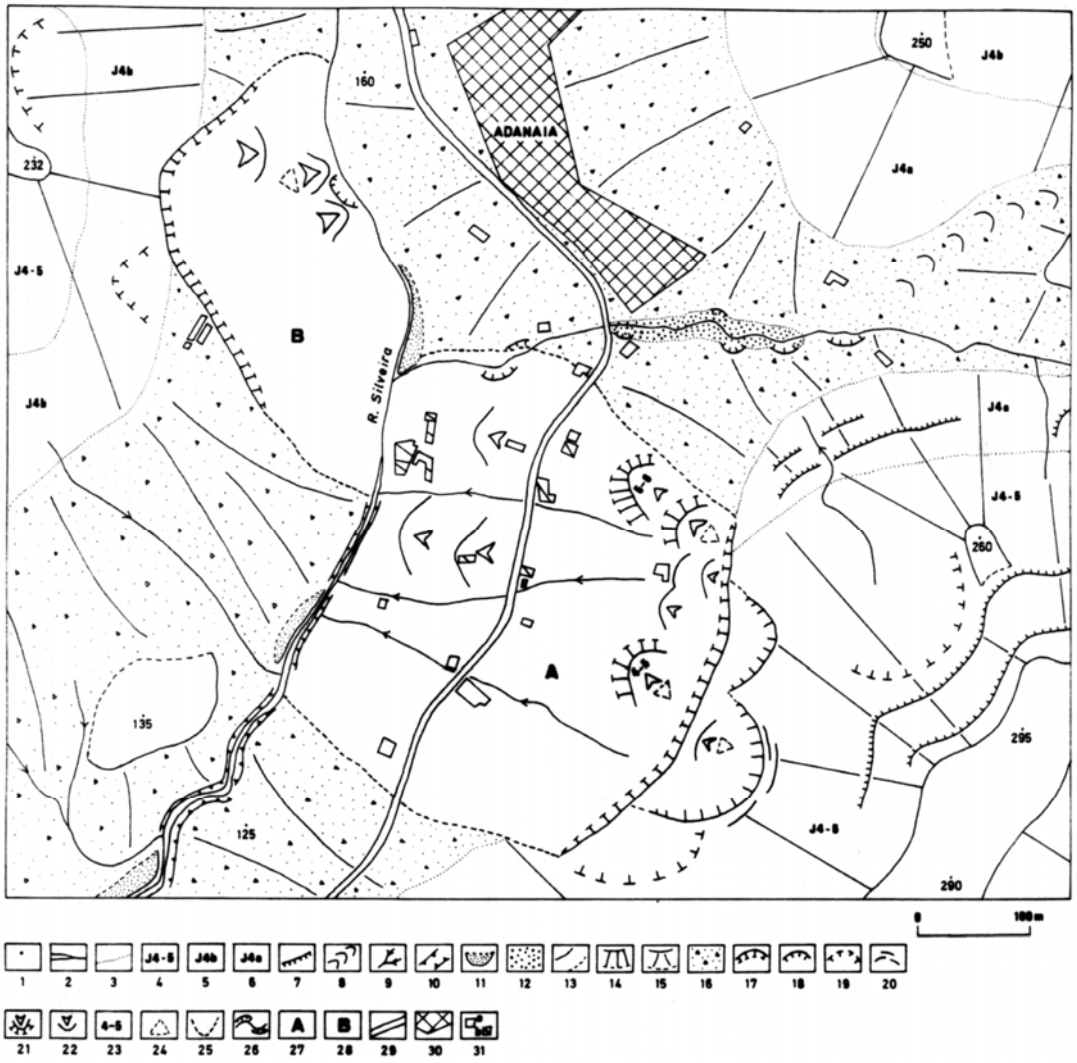

Fig. 4.31 - Mapa geomorfológico da área de Adanaia.

1 - altitude, em metros; 2 - curso de água; 3 - limite de formação geológica ou de depósito de cobertura; 4 - margas e calcários (Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior); 5 - calcários corálicos (Kimeridgiano superior); 6 - argilas, margas e calcários margosos (Kimeridgiano inferior e médio); 7 - cornija calcária; 8 - valeiro de fundo em U; 9 - barranco; 10 - margem do leito menor, bem definida; 11 - terraço de cheia; 12 - depósito de enchimento de valeiro; 13 - alto e base de vertente; 14 - vertente rectilínea; 15 - vertente côncava; 16 - depósito de vertente com espessura > 0,5m; 17 - cicatriz principal; 18 - cicatriz secundária; 19 - cicatriz provável; 20 - fendas de cisalhamento; 21 - orla de acumulação principal; 22 - orla de acumulação secundária; 23 - espessura estimada da massa deslizada; 24 - aclive; 25 - limite de movimento de vertente; 26 - deslizamento/desabamento por erosão lateral; 27 - Deslizamento de Adanaia; 28 - Deslizamento da Quinta Açoreana; 29 - estrada Alverca - Arruda dos Vinhos; 30 - povoação (Adanaia); 31 - casas isoladas: a) não afectadas por movimentos de vertente ou recuperadas após deslizamento; b)casas destruídas por movimento de vertente.

Fig. 4.32 - Movimento rotacional retrogressivo no deslizamento de Adanaia.

local. Em contrapartida, a deformação plástica dos materiais deslizados terá sido considerável, reflectindo-se numa intensa movimentação topográfica local, com levantamentos e abatimentos de terreno.

Os danos associados ao deslizamento de Adanaia foram avultados: dez casas completamente destruídas; nove casas parcialmente afectadas e entretanto recuperadas; destruição da estrada que liga Arruda dos Vinhos a Alverca; destruição de uma conduta de sal-gema, que liga Torres Vedras a Alhandra; destruição de muros e outras estruturas de retenção; abatimento de vários poços.

Quadro 4.11 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos de Adanaia e da Quinta Açoreana.

		Deslizamento de Adanaia	Deslizamento da Quinta Açoreana
CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	calcários margosos (Kimeridg. sup. - Portl. Inf).; margas e argilas (Kimeridg. inf. e médio)	margas e argilas (Kimeridg. inf. e médio)
	inclinação das camadas:	9° N 194°	10° N 193°
	exposição:	N 305°	N 100°
	comando:	155 m	90 m
	comprimento:	557 m	300 m
	declive:	10°	12°
CARACTERÍSTICAS DO DESLIZAMENTO	comprimento máximo:	418 m	194 m
	largura máxima:	412 m	386 m
	profundidade estimada:	8 m	----
	área total:	133 700 m^2	34 500 m^2
	volume estimado:	720 000 m^3	----

O deslizamento de Adanaia verificou-se numa vertente já anteriormente sujeita a manifestações de instabilidade, havendo referência oral de um grande deslizamento ocorrido há cerca de 100 anos. A susceptibilidade ao deslizamento rotacional das "margas da Abadia" neste sector do vale do Rio Silveira é confirmada pelo deslizamento da Quinta Açoreana, situado na vertente ocidental do vale, no enfiamento do deslizamento de Adanaia (ver Fig. 4.31 e Quadro 4.11.). Este movimento verificou-se na década de cinquenta (informação oral) e prolongou-se, como o anterior, até ao canal fluvial. A morfologia original do deslizamento está quase completamente

obliterada, embora se conserve ainda uma topografia acidentada, com orlas, nomeadamente junto ao flanco esquerdo do movimento de vertente.

4.2 - O movimento complexo de Calhandriz

O movimento de Calhandriz ocorreu em 9-10 de Fevereiro de 1979 e localiza-se próximo da povoação com o mesmo nome (ver Fig. 4.1). Sendo de entre os deslizamentos recentes verificados na Região a Norte de Lisboa aquele que mobilizou um maior volume de materiais e que causou maiores danos, nomeadamente em casas de habitação, já foi alvo de estudos anteriores (COELHO, 1979; FERREIRA, 1984), destacando-se o trabalho de FERREIRA *et al.* (1996), em que se procurou reconstituir a morfologia interna do movimento, acompanhada pela discussão da sua tipologia e dinâmica. Para a consecução deste objectivo foi determinante a disponibilidade de dois levantamentos topográficos, na escala de 1:2000, um anterior (1950-51) e outro posterior (1980) ao movimento de vertente (FERREIRA *et al.*, 1996), uma vez que a topografia original do corpo da massa deslizada se encontra, hoje, quase totalmente obliterada.

A discussão da tipologia e dinâmica do movimento complexo de Calhandriz apresentada no presente trabalho corresponde, no essencial, às ideias de FERREIRA *et al.* (1996).

O movimento de Calhandriz iniciou-se às 7.30 horas do dia 9 de Fevereiro e prolongou-se por cerca de 36 horas. O material afectado corresponde a margas e calcários margosos do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior e depósitos espessos resultantes de antigos deslizamentos. A estrutura local é monoclinal, com inclinações para SSE compreendidas entre 8° e 12° (Quadro 4.12).

O movimento abrangeu uma área superior a 180 000 m^2 e terá envolvido perto de 1 000 000 m^3 de materiais assumindo uma profundidade máxima de 12 m para o plano de ruptura. A reconstituição da sua morfologia, bem como a análise das figuras 4.33 e 4.34, permitem individualizar dois grandes sectores no movimento de vertente,

cujo limite se situa numa ruptura de declive localizada sensivelmente junto à estrada que liga a povoação de Calhandriz a Mato da Cruz.

Quadro 4.12 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Calhandriz e dos dois movimentos marginais representados na Fig. 4.33 (extraído de FERREIRA *et al.*,1996, p.37).

		movimento de Calhandriz	deslizamento localizado a sul do movimento de Calhandriz	deslizamento localizado a norte do movimento de Calhandriz
características da vertente	inclin. das camadas	12° N 176°	8° N 182°	12° N 176°
	exposição	136°	102°	108°
	comando	210 m	80 m	220 m
	comprimento	1036 m	390 m	1054 m
	declive	9°	10°	12°
características do movimento	comprimento máx.	1010 m	218 m	140 m
	largura máxima	316 m	86 m	42 m
	profundidade estim.	12 m	7,5 m	3,5 m
	área total	181 360 m^2	13 020 m^2	4 440 m^2
	volume estimado	1 297 850 m^3	27 595 m^3	8 078 m^3

O sector a montante da estrada apresenta uma dinâmica de deslizamento menos activa e integra duas áreas que correspondem, no topo, à subdivisão da cicatriz principal. A área a Norte possui uma cicatriz principal mais pronunciada com um comando actual de 1 a 3 m. Trata-se de um sector onde ocorreu essencialmente perda de material (ver Fig. 4.34), associada a deslocações horizontais que atingiram cerca de 30 m, destruindo sete casas. A área a Sul, que se une perfeitamente à anterior, é delimitada por uma cicatriz principal de menores dimensões e com comando actual inferior a 1 m. Aqui não ocorreram modificações muito acentuadas na topografia e as deslocações horizontais atingiram apenas 15 m. Foram afectadas 4 casas, duas delas posteriormente recuperadas e actualmente habitadas.

O sector a jusante da estrada foi, de longe, o mais dinâmico e complexo deste deslizamento. Identificam-se aqui duas grandes áreas de depleção, cuja topografia se encontra rebaixada 6 m, em relação à topografia original (Fig. 4.34). As cicatrizes correspondentes à área de depleção localizada mais perto da estrada não são actualmente

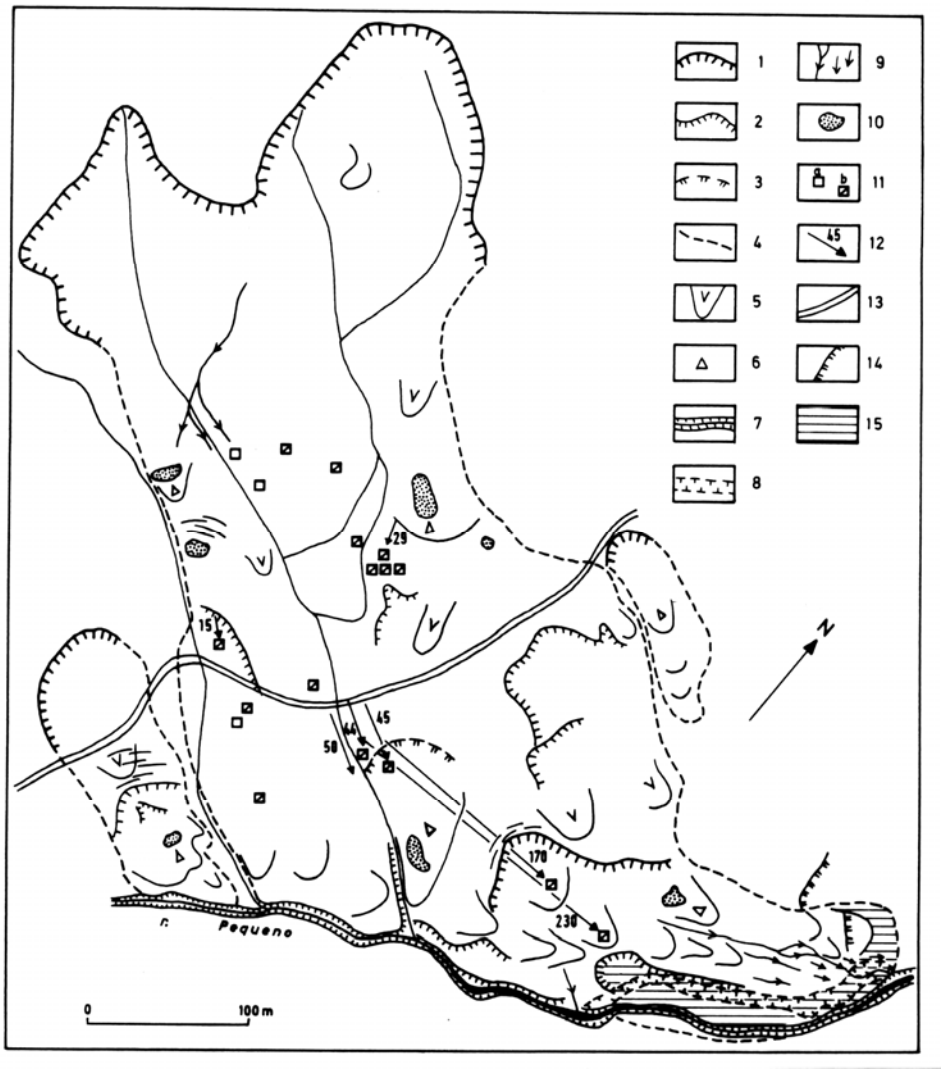

Fig. 4.33 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Calhandriz (extraído de FERREIRA *et al.*, 1996, p.36).
1 - cicatriz principal; 2 - cicatriz secundária; 3 - cicatriz secundária provável; 4 - limite do movimento de vertente; 5 - orla de acumulação; 6 - aclive; 7 - canal fluvial actual; 8 - canal fluvial original; 9 - *rill wash* e *gullies*; 10 - água estagnada; 11 - casas afectadas, a) recuperadas, b) destruídas; 12 - deslocações horizontais (em metros); 13 - estrada; 14 - muro; 15 - escoada.

visíveis. No entanto, há referência, por parte dos habitantes locais, à abertura nesta área de cicatrizes com 5 a 6 m de comando durante o período de actividade do deslizamento. O segundo sector de depleção, mais a jusante, é delimitado pela maior cicatriz secundária ainda conservada, com uma largura quase equivalente à do movimento de

vertente (Fig. 4.33) e um comando máximo actual de 2 m. O grande sector de acumulação localiza-se na extremidade jusante do deslizamento (Fig. 4.34), atingindo um valor máximo de 10 m acima da superfície topográfica original. Nesta área encontram-se ainda bem conservadas orlas de deslizamento, que denunciam corredores preferenciais de acumulação.

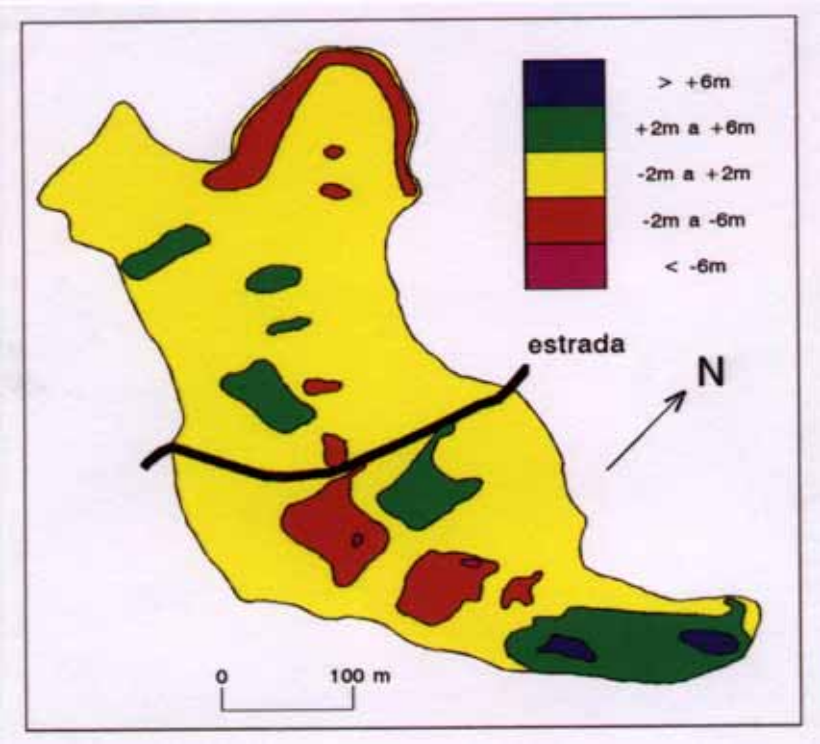

Fig. 4.34 - Modificações topográficas produzidas pelo movimento complexo de Calhandriz (extraído de FERREIRA *et al.*, 1996, p.35).

As deslocações horizontais verificadas no sector a jusante da estrada tiveram uma amplitude fora do comum no contexto dos movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa. As casas situadas junto à estrada, bem como esta, sofreram deslocações entre 45 e 50 m e duas casas situadas um pouco mais a jusante deslocaram-se, respectivamente, 170 e 230 m (é possível, no entanto, que a deslocação destas casas, que apresentavam fundações deficientes, tenha sido superior ao somatório dos movimentos do solo). No total, foram afectadas neste sector sete casas e apenas foi possível recuperar uma delas posteriormente.

O Rio Pequeno, que margina a área deslizada pelo seu bordo jusante, foi directamente afectado pelo movimento de vertente que, numa extensão de 230 m, barrou o seu escoamento. O traçado actual sofreu uma deslocação máxima para Sul na ordem dos 28 a 30 m, encaixando-se no corpo do material deslizado.

Do que ficou exposto ressalta que este movimento é um deslizamento complexo com uma componente principal translacional, favorecida pela existência de rochas e solos relativamente permeáveis (calcários margosos e depósitos de vertente) sobre uma bancada argilosa que terá funcionado como plano de deslizamento. Acresce a este facto uma concordância quase perfeita entre o valor e sentido de inclinação das camadas e o declive e exposição da vertente.

No corpo da massa deslizada verificaram-se movimentos rotacionais localizados, comprovados pela inclinação de algumas das casas afectadas e pela existência de numerosos aclives, em relação com a litologia favorável e com a profundidade do plano de ruptura.

Na parte terminal, onde se encontra o canal fluvial entulhado pela massa deslizada, o abundante fornecimento de água aos terrenos remexidos permitiu o desenvolvimento de mecanismos de escoada (Fig. 4.33).

Em função das características descritas, admite-se que o movimento de vertente foi inicialmente activado na sua parte mais a jusante, certamente em relação com pressões intersticiais mais elevadas, função de um maior embebimento em água dos materiais junto ao rio Pequeno. O movimento terá progredido de forma retrogressiva, acompanhada por reactivações sucessivas a jusante, com abertura de novas cicatrizes no seio de material previamente deslizado, que ajudam a compreender a grande amplitude das deslocações horizontais aqui verificadas, igualmente favorecidas pela existência de declives mais fortes.

O deslizamento de Calhandriz ocorreu numa vertente que apresenta vestígios morfológicos e sedimentológicos nítidos da existência de antigos movimentos de vertente de maior envergadura, pelo que o movimento de 1979 pode ser considerado como uma reactivação que terá mobilizado, eventualmente, uma resistência ao corte reduzida ao seu valor residual, ao nível do plano de ruptura.

Imediatamente a montante da cicatriz principal do deslizamento de Fevereiro de 1979, observa-se uma ampla cicatriz antiga, com 460 metros de largura e um comando conservado de 7 a 8 metros (ver mapa geomorfológico fora do texto). Abaixo desta cicatriz foi possível observar em corte pelo menos 2 metros de material deslizado (Fig. 4.35). O próprio topo da vertente apresenta uma forma de cicatriz de deslizamento, com 400 metros de largura e 12 a 15 metros de comando conservado (ver mapa geomorfológico fora do texto). Abaixo desta cicatriz conserva-se ainda uma orla de deslizamento com aclive, onde o substrato margoso e os depósitos de vertente apresentam inclinação para montante, denunciando um claro movimento rotacional (Fig. 4.36).

Fig. 4.35 - Corte em material deslizado, a montante da cicatriz principal do movimento complexo de Calhandriz.

Fig. 4.36 - Depósitos de vertente inclinados em contra-pendente, a montante da cicatriz principal do movimento complexo de Calhandriz.
Nota: os depósitos de vertente apresentam inclinação entre 34° e 36° para NW, em direcção à vertente com que estão geneticamente relacionados.

4.2 - O movimento complexo das Quebradas (Fanhões)

O movimento das Quebradas localiza-se a NE da povoação de Fanhões (ver Fig. 4.1) e já foi descrito noutros trabalhos (FERREIRA *et al.*, 1987; ZÊZERE, 1988, 1996b). O movimento verificou-se nos dias 10 e 11 de Fevereiro de 1979, com um período de actividade de cerca de 24 horas. O material afectado corresponde a margas argilosas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio, a que se sobrepõem depósitos de vertente com espessura superior a 0,5 m, resultantes de antigos movimentos de massa.

O deslizamento tem uma orientação NNE-SSW e abrange uma área superior a 44 000 m^2 (Quadro 4.13; Fig. 4.37, Fig. 4.38). A profundidade máxima estimada para o plano de ruptura corresponde a 7-8 m, o que determina um volume para o material deslocado de cerca de 68 000 m^3.

Quadro 4.13 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo das Quebradas (Fanhões).

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	margas argilosas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio)
	inclinação das camadas:	8° N 192°
	exposição:	N 212°
	comando:	107 m
	comprimento:	672 m
	declive:	8°
CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO	comprimento máximo:	550 m
	largura máxima:	100 m
	profundidade estimada:	7-8 m
	área total:	44 400 m^2
	volume estimado:	67 800 m^3

A cicatriz principal do deslizamento, a montante, coincide com uma parede abrupta e rectilínea (Fig. 4.39), talhada em calcários margosos, interpretada como uma provável escarpa de falha (ZÊZERE, 1988). O plano da falha terá funcionado como uma superfície de descontinuidade com resistência ao corte reduzida e facilitou a infiltração da água, condições consideradas fundamentais para o desencadeamento do movimento.

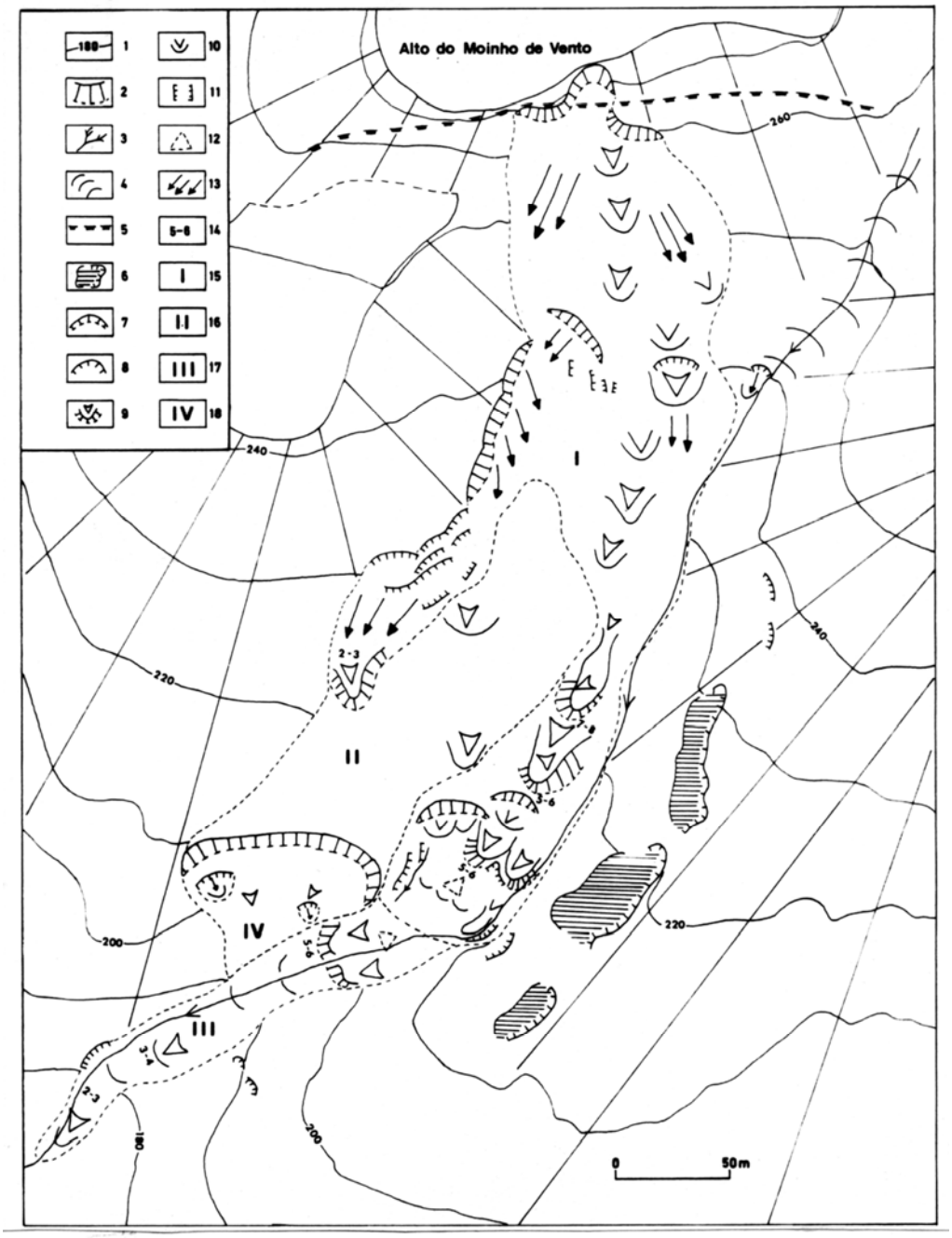

Fig. 4.37 - Mapa geomorfológico de movimento complexo das Quebradas (Fanhões).
1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - barranco; 4 - valeiro de fundo em U; 5 - escarpa de falha provável; 6 - pedreira abandonada; 7 - cicatriz principal; 8 - cicatriz secundária; 9 - orla de acumulação principal; 10 - orla de acumulação secundária; 11 - fissuras de tracção; 12 - aclive; 13 - área de erosão activa; 14 - espessura estimada do material deslocado; 15 - área de deslizamento activo rápido; 16 - área de deslizamento activo lento; 17 - área de escoada; 18 - área não reactivada em 1979.

Fig. 4.38 - Panorâmica do movimento complexo das Quebradas (Fanhões).

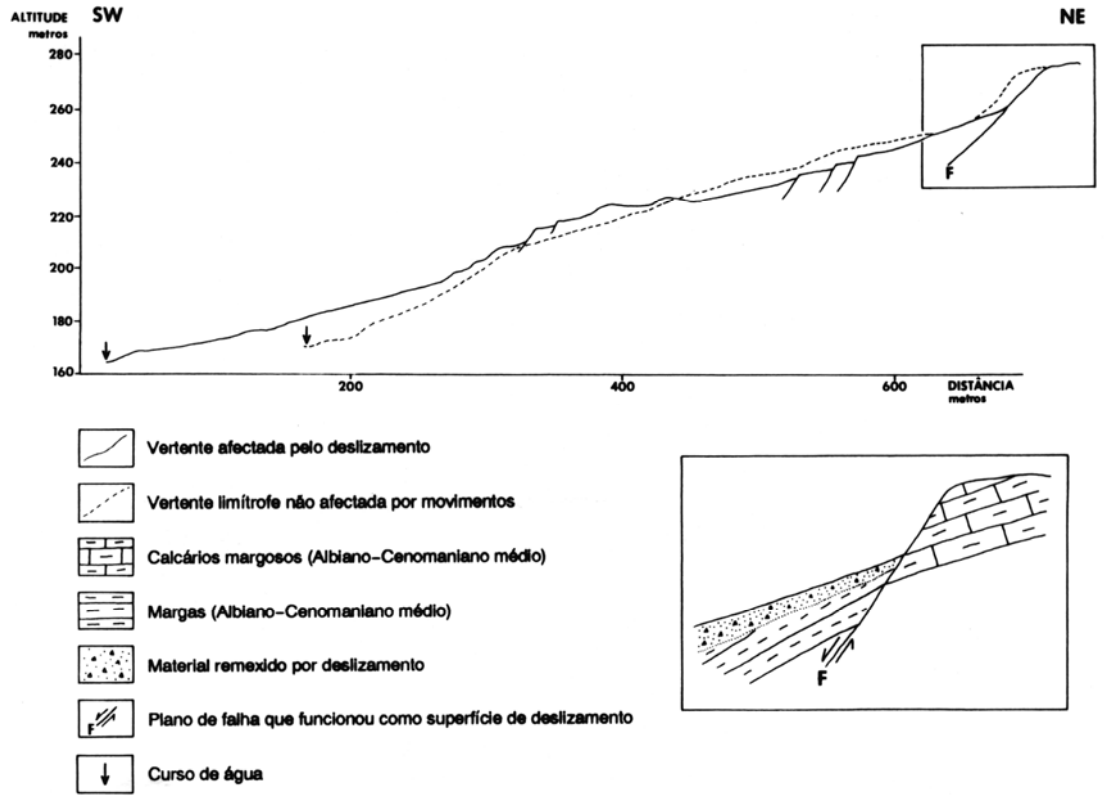

Fig. 4.39 - Perfil interpretativo do movimento complexo das Quebradas (Fanhões).

O corpo principal do movimento de vertente inclui duas áreas de deslizamento activo rápido, localizadas junto aos flancos do deslizamento, que apresentam uma topografia típica com formas de acumulação alongadas, em língua. Na língua de deslizamento menos importante, localizada a oeste, a espessura do material deslizado nas orlas de acumulação é de 2 a 3 m; na língua de deslizamento principal, situada a este, a espessura do material deslocado é maior, atingindo um máximo de 7 a 8 m em orlas que, por vezes, apresentam aclive.

A parte central do corpo principal do movimento de vertente, situada entre as duas línguas de deslizamento activo rápido, foi marcada por uma deslocação em bloco, mais lenta (área de deslizamento activo lento), pelo que a morfologia é muito menos diversificada do que nos casos anteriores.

O limite jusante do plano de ruptura do movimento de 1979 parece coincidir, sensivelmente, com a cabeceira de um antigo deslizamento, não reactivado neste ano (IV da Fig.4.37). A partir daqui, a principal língua de deslizamento evoluiu, progressivamente, para um movimento de escoada, responsável por um prolongamento de 190 m da área afectada em direcção à base da vertente (III da Fig. 4.37). Neste sector, caracterizado pela deposição do material deslocado sobre a topografia original, a espessura do material envolvido, acima da superfície de separação, varia entre 5-6 m, perto do limite jusante do plano de ruptura, e cerca de 1 m junto à frente do movimento de vertente.

O movimento das Quebradas é de tipo complexo, com associação dos mecanismos de deslizamento e de escoada. A componente de deslizamento translacional foi fundamental, favorecida pela concordância existente entre o declive e o sentido e valor de inclinação das camadas. Os movimentos rotacionais verificaram-se igualmente e são confirmados pela presença de aclives, nomeadamente na principal língua de deslizamento. A existência de velocidades de deslocação contrastadas no corpo principal do movimento de vertente poderá, eventualmente, ser justificada por um embebimento em água diferenciado dos terrenos envolvidos. Refira-se, a este respeito, que o material mobilizado na língua de deslizamento mais activa, junto ao flanco esquerdo da área afectada, colmatou o canal de um barranco pré-existente, assistindo-se, actualmente, ao encaixe do curso de água no material deslizado.

4.4 - O movimento complexo do Outeiro

O movimento de Outeiro é um deslizamento antigo, situado no troço superior da vertente esquerda do vale do Rio de Loures, a montante de Ponte de Lousa (ver Fig. 4.1).

O movimento de vertente afectou margas, calcários margosos e calcários do Albiano - Cenomaniano médio (Quadro 4.14) e terá sido condicionado, de modo passivo, pela presença de uma falha de direcção geral SSE-NNW (ver mapa geomorfológico fora do texto) que, na área em questão, parece inflectir para norte,

determinando a localização da cicatriz principal do deslizamento (Fig. 4.40). Esta cicatriz apresenta uma forma em anfiteatro bem definida e tem cerca de 20 m de altura, facto que indicia a existência de um plano de ruptura bastante profundo.

Quadro 4.14 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo do Outeiro.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	calcários, calcários margosos e margas (Albiano - Cenomaniano médio)
	inclinação das camadas:	12° N 116°
	exposição:	N 217°
	comando:	145 m
	comprimento:	512 m
	declive:	21°
CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO	comprimento máximo:	210 m
	largura máxima:	102 m
	profundidade estimada:	20 m
	área total:	15 500 m^2
	volume estimado:	84 000 m^3

Abaixo da cicatriz principal conserva-se uma grande orla de acumulação em contra-pendente (Fig. 4.41) e com uma espessura de material deslizado de 8-9 m. Esta orla relaciona-se com a primeira secção do plano de ruptura, com uma curvatura bem definida (Fig. 4.42), ao longo do qual o movimento teve as características de um deslizamento rotacional.

A jusante da orla principal, o movimento de vertente apresenta um conjunto de formas de acumulação, menos bem conservadas, em relação com uma segunda secção do plano de ruptura, que terá tido características planares[3]. A ruptura planar parece corresponder a um contacto estrutural entre calcários margosos e margas que, embora apresentem um pendor principal para SSE, se encontram igualmente inclinados para SSW, concordando, assim, parcialmente, com o declive da vertente.

[3] Neste sentido, o movimento do Outeiro podia ser considerado como um movimento translacional não circular de tipo deslizamento de rocha em bloco (*block slide*), de acordo com o critério de DIKAU *et al.* (1996a). A sua classificação como complexo resulta da importante rotação verificada no início do movimento.

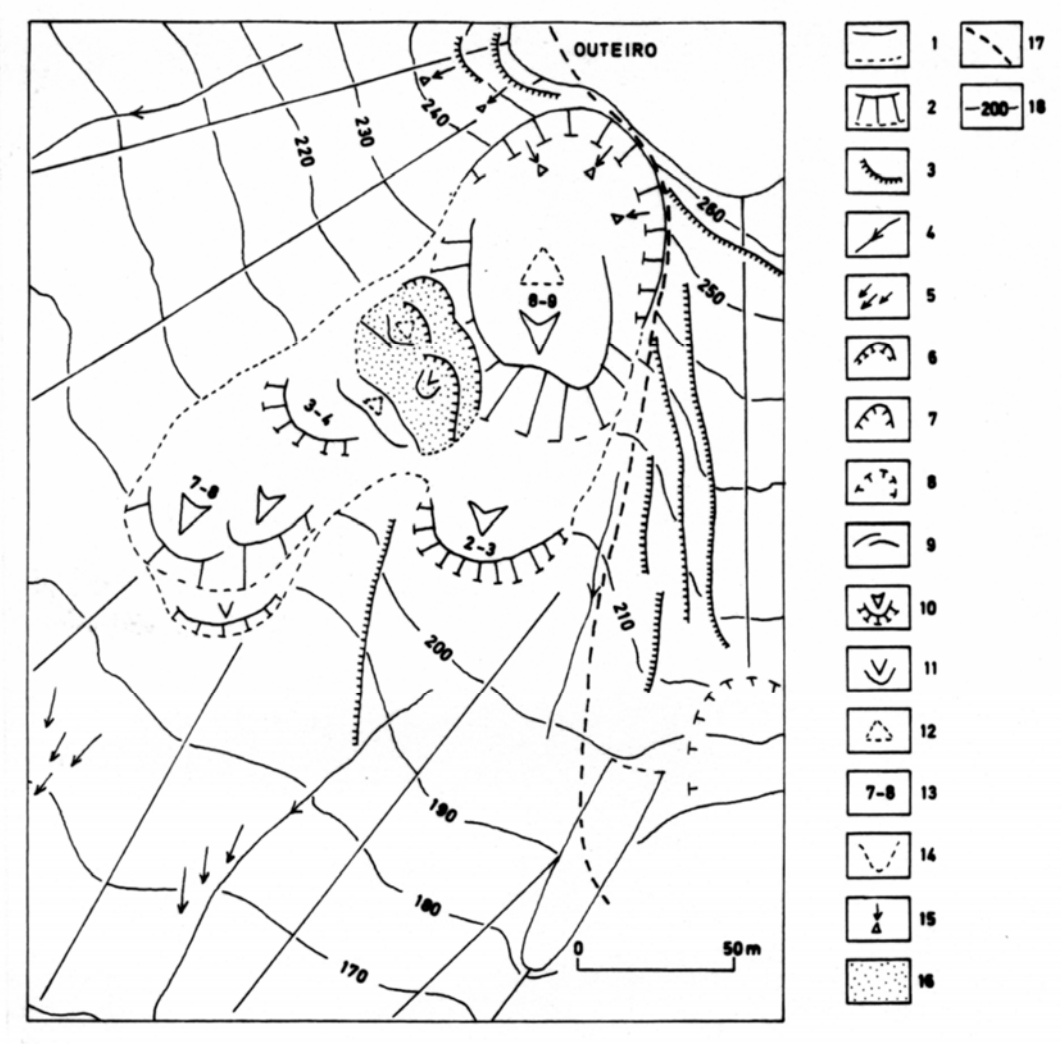

Fig. 4.40 - Mapa geomorfológico de movimento complexo do Outeiro.
1 - alto e base de vertente; 2 - vertente rectilínea; 3 - cornija calcária; 4 - barranco; 5 - *rill wash*; 6 - cicatriz principal; 7 - cicatriz secundária; 8 - cicatriz provável; 9 - fendas de cisalhamento; 10 - orla de acumulação principal; 11 - orla de acumulação secundária; 12 - aclive; 13 - espessura estimada da massa deslizada; 14 - limite do material deslocado; 15 - queda de blocos; 16 - reactivação de 1989; 17 - falha provável; 18 - altitude, em metros.

Refira-se que a cicatriz principal evolui actualmente por desabamento e que ocorreu uma reactivação localizada no corpo principal do deslizamento, no final do ano de 1989. Esta reactivação verificou-se no flanco direito da orla de acumulação principal (ver Fig. 6.40) e manifestou-se através da abertura de cicatrizes de cisalhamento, fendas de tracção e pequenas orlas de acumulação, por vezes com aclive.

Fig. 4.41 - Panorâmica do sector montante do movimento complexo do Outeiro.

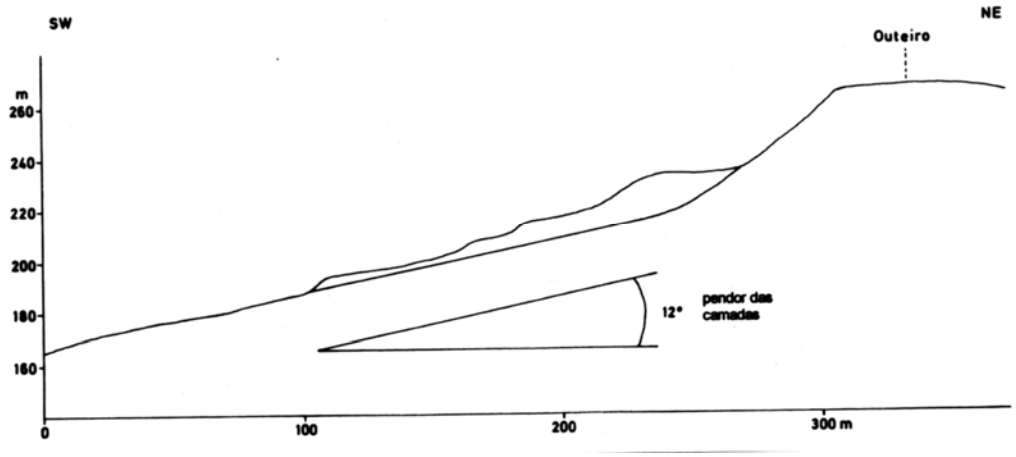

Fig. 4.42 - Perfil interpretativo do movimento complexo do Outeiro.

CAPÍTULO 5

PAPEL DA EROSÃO LATERAL DOS CURSOS DE ÁGUA E DAS ACÇÕES ANTRÓPICAS NA ACTIVIDADE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA

1 - OS MOVIMENTOS DESENCADEADOS PELA EROSÃO LATERAL DOS CURSOS DE ÁGUA

A erosão lateral dos principais cursos de água e barrancos afluentes, particularmente activa nos episódios de cheia rápida, é responsável por cerca de 40% dos movimentos de vertente identificados nas áreas-amostra estudadas em pormenor na Região a Norte de Lisboa.

Conforme já foi referido, são incluídos sob a designação de deslizamento/desabamento por erosão lateral movimentos de vertente distintos quanto ao tipo de mecanismo (desabamentos, balançamentos, deslizamentos), mas sempre relacionados com uma instabilização da base das vertentes pelo trabalho de sapa dos cursos de água.

Os movimentos associados à erosão lateral ocorrem preferencialmente nos troços mais sinuosos do traçado dos cursos de água e em áreas onde o entalhe se verifica em formações relativamente brandas: depósitos de vertente, depósitos de enchimento de valeiro, terraços de cheia, argilas, margas, calcários margosos e tufos vulcânicos.

Os movimentos mais simples restringem-se às margens dos leitos menores dos cursos de água e apresentam dimensões relativamente modestas (superfície entre 240 m^2 e 490 m^2, em média, nas áreas-amostra). Noutros casos, o movimento inicial activado

pela erosão lateral é responsável pela evolução retrogressiva da instabilidade na vertente, num estilo e complexidade largamente condicionados pelo contexto morfoestrutural local.

A individualização dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral foi determinada por duas razões principais: por um lado, o único vestígio da presença dos movimentos no terreno corresponde, geralmente, à área de partida dos materiais, sob a forma de uma cicatriz; como os movimentos se processam em direcção aos canais fluviais, o material deslocado é rapidamente mobilizado e evacuado para jusante, facto que torna muitas vezes impossível a definição rigorosa do tipo de mecanismo envolvido no processo. Por outro lado, como todos estes movimentos têm em comum um factor desencadeante relacionado com a dinâmica de fundo de canal, considerou-se vantajosa a sua individualização, de modo a não distorcer o significado estatístico dos dados relativos aos restantes movimentos de vertente, não relacionados com o trabalho de sapa. Este facto resultaria inevitável com a repartição dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, de acordo com o mecanismo dominante, nas restantes classes definidas, devido à elevada frequência de ocorrência que os caracteriza.

1.1 - O deslizamento/desabamento de A-dos-Cãos - S^{to} Amaro

O movimento de vertente verificou-se na madrugada do dia 25 de Novembro de 1989, na margem direita do leito menor da Ribeira de Pinheiro de Loures, junto a A-dos--Cãos, em plena planície aluvial (ver Fig. 4.1). O movimento afectou exclusivamente depósitos de terraço com textura muito grosseira, que ocupam todo o fundo do vale naquela área, com uma espessura de 2,5 m acima do canal fluvial.

A erosão lateral determinou um movimento misto de desabamento e deslizamento, restrito à margem do leito menor que sofreu um recuo de 3-4 m (Fig. 5.1). Este recuo verificou-se numa extensão de quase 90 m e foi responsável pela destruição de uma estrada de terra batida, que deixou um conjunto de habitações isolado. Refira-se que os 600 m^3 de terreno, estimados para o volume de material envolvido pelo movimento, não permaneceram no local, tendo sido rapidamente mobilizados pelo escoamento da ribeira.

Fig. 5.1 - Deslizamento/desabamento por erosão lateral na margem direita da Ribeira de Pinheiro de Loures, em A-dos-Cãos - S^{to} Amaro.

1.2 - O movimento de Casal da Charca

O movimento de Casal da Charca teve um período de actividade no mês de Dezembro de 1989 e localiza-se na margem direita da Ribeira de Pinheiro de Loures (ver Fig. 4.1), numa área já anteriormente sujeita a movimentos de vertente, em Novembro de 1967 e Novembro de 1983.

No dia 6 de Dezembro, em resposta às chuvadas verificadas, ocorreu um movimento de deslizamento/desabamento por erosão lateral, que afectou tufos vulcânicos e depósitos de vertente, num local marcado por uma sinuosidade pronunciada no traçado do curso de água (Figs. 5.2 e 5.3). Este primeiro movimento foi responsável pela instabilização da vertente a montante, confirmada por um segundo movimento, de tipo deslizamento translacional superficial, no dia 21 de Dezembro, em resposta a um novo episódio de precipitação intensa (Fig. 5.4). O deslizamento translacional superficial afectou, exclusivamente, os depósitos de vertente (muito

embebidos em água) que fossilizam o substrato vulcânico e caracterizou-se pela abertura de um grande número de cicatrizes secundárias e fendas de tracção.

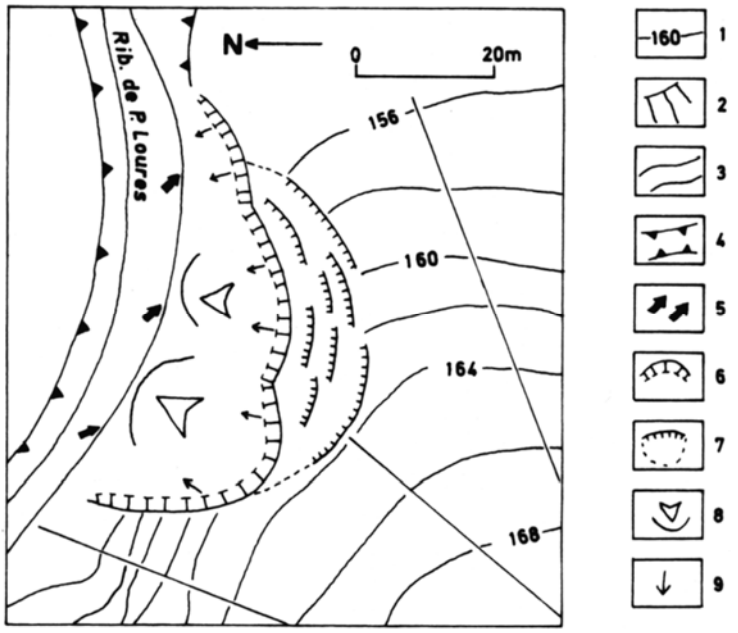

Fig. 5.2 - Mapa geomorfológico de movimento complexo de Casal da Charca.
1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - curso de água; 4 - margem do leito menor; 5 - acção de erosão lateral; 6 - cicatriz de deslizamento/desabamento por erosão lateral; 7 - cicatrizes secundárias de deslizamento translacional superficial e limite do material deslocado; 8 - orla de acumulação; 9 - direcção das deslocações horizontais.

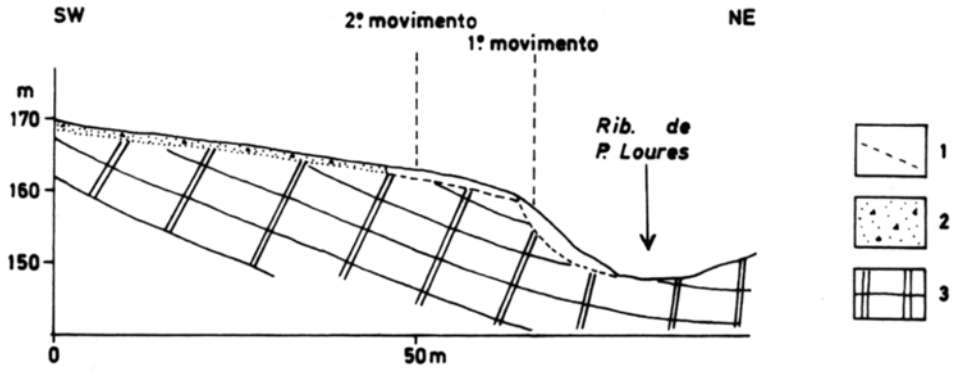

Fig. 5.3 - Corte interpretativo do movimento complexo de Casal da Charca.
1 - planos de ruptura; 2 - depósito de vertente pelicular; 3 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa).

Fig. 5.4 - Panorâmica parcial do movimento complexo de Casal da Charca.

1.3 - O movimento de Casal do Falcão

O movimento complexo de Casal do Falcão localiza-se na margem esquerda da Ribeira de Pinheiro de Loures (ver Fig, 4.1) e teve um período de actividade entre os dias 18 e 25 de Novembro de 1989.

O movimento de vertente ocorreu num sector onde a ribeira apresenta uma sinuosidade acentuada e afectou terrenos do Complexo Vulcânico de Lisboa, constituídos por escoadas basálticas alteradas e tufos vulcânicos, a que se sobrepõem depósitos de vertente atípicos com 1 m de espessura.

O primeiro movimento verificou-se no dia 18 de Novembro de 1989 e correspondeu a um deslizamento/desabamento por erosão lateral que afectou o talude do leito menor (Figs. 5.5 e 5.6). Este movimento foi determinado pelo aumento do caudal da ribeira, em relação com a ocorrência de um episódio chuvoso: 38,5 mm no dia 18, antecedidos por 66 mm em sete dias (dados de S. Julião do Tojal).

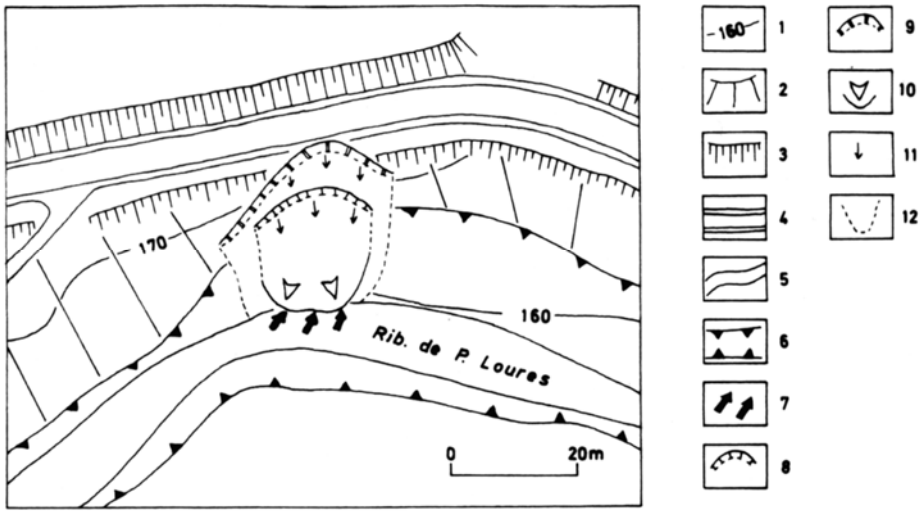

Fig. 5.5 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Casal do Falcão.
1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - talude antrópico; 4 - estrada; 5 - curso de água; 6 - margem do leito menor; 7 - acção de erosão lateral; 8 - cicatriz de deslizamento/desabamento por erosão lateral (1º movimento); 9 - cicatriz de deslizamento translacional (2º movimento);
10 - orla de acumulação; 11 - direcção das deslocações horizontais; 12 - limite do material deslocado.

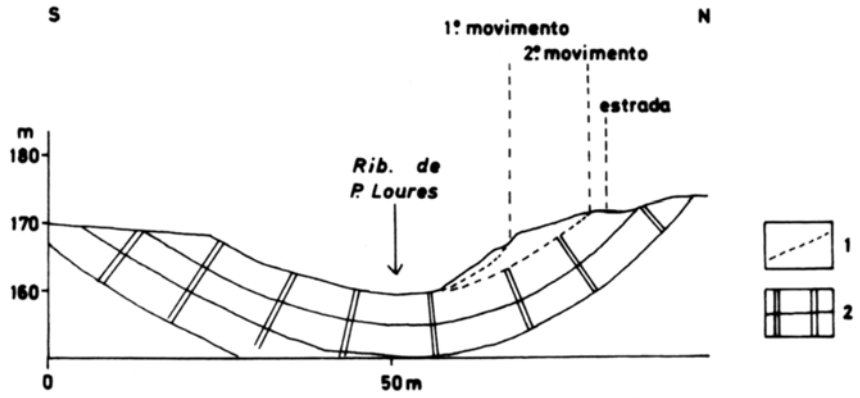

Fig. 5.6 - Corte interpretativo do movimento complexo de Casal do Falcão.
1 - planos de ruptura; 2 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa).

Com as chuvadas do dia 25 de Novembro (38 mm, em S. Julião do Tojal, concentrados em apenas algumas horas) verificou-se um novo aumento brusco do caudal da ribeira, responsável por novas manifestações de erosão lateral que afectaram, em larga medida, material previamente deslocado. A reactivação da primeira cicatriz foi

acompanhada por um deslizamento translacional no substrato rochoso, responsável pelo prolongamento do movimento até à estrada que liga Albogas a A-dos-Cãos, num estilo de progressão múltipla com retrogressão e alargamento para ambos os flancos do movimento inicial (ver Fig. 5.5). O movimento de translação foi facilitado pela grande quantidade de água embebida nos terrenos e por um contexto morfoestrutral favorável (escoadas basálticas sobrepostas a tufos vulcânicos, inclinados para sul, de modo concordante com o declive).

1.4 - O movimento de Casal Ventoso de Baixo

O movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo situa-se na margem esquerda de um barranco afluente do Rio Silveira (ver Fig. 4.1) e é contemporâneo dos movimentos de Adanaia e Calhandriz, situados na mesma área-amostra. O material afectado corresponde a margas e calcários margosos do Kimeridgiano superior - Portlan-diano inferior, que apresentam uma inclinação para SE (Quadro 5.1).

O movimento iniciou-se através de um deslizamento/desabamento por erosão lateral , particularmente activo no limite sul do conjunto da área afectada (Fig. 5.7). Este movimento, condicionando o aumento das tensões tangenciais junto ao canal fluvial, foi responsável pela instabilização da vertente localizada imediatamente a montante, alvo de deslizamento rotacional com retrogressão (Fig. 5.8).

Quadro 5.1 - Parâmetros morfométricos de movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo.

CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso:	calcários margosos e margas (Kimeridg. sup. - Portl. inf)
	inclinação das camadas:	3° N 135°
	exposição:	N 227°
	comando:	120 m
	comprimento:	286 m
	declive:	24°
CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO	comprimento máximo:	86 m
	largura máxima:	124 m
	profundidade estimada:	10 m
	área total:	5 200 m^2
	volume estimado:	25 100 m^3

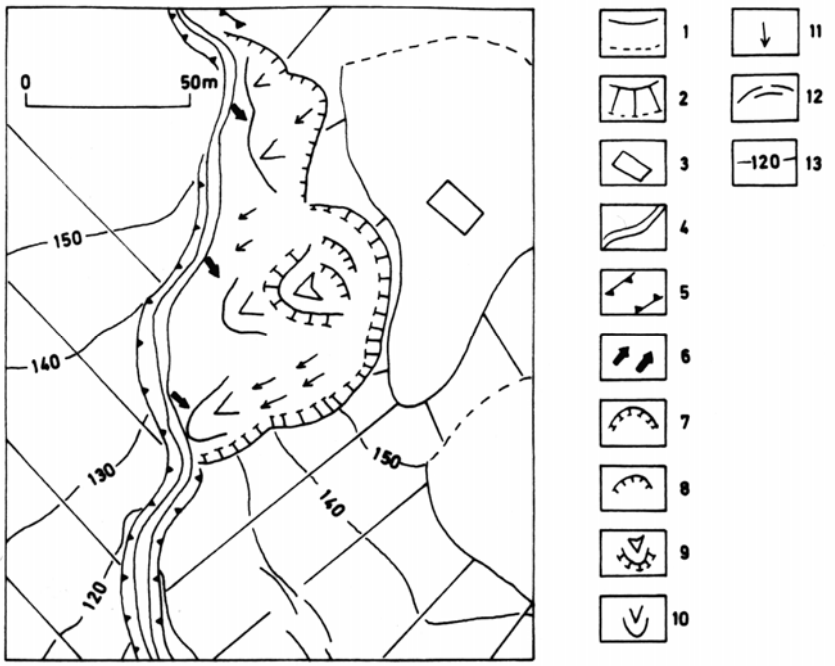

Fig. 5.7 - Mapa geomorfológico de movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo.
1 - alto e base de vertente; 2 - vertente rectilínea; 3 - casa isolada; 4 - curso de água; 5 - margem do leito menor; 6 - acção de erosão lateral; 7 - cicatriz principal; 8 - cicatriz secundária; 9 - orla de acumulação principal; 10 - orla de acumulação secundária; 11 - direcção das deslocações horizontais; 12 - fendas de cisalhamento; 13 - altitude, em metros.

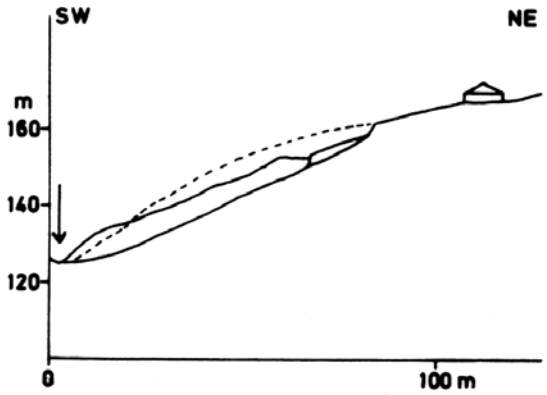

Fig. 5.8 - Perfil interpretativo do movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo.

O movimento rotacional caracterizou-se, numa primeira fase, pela abertura de uma cicatriz principal, com cerca de 4 m de altura, que se prolonga até ao leito menor do barranco, limitando a área afectada a sul. A velocidade de deslocação parece ter sido

máxima junto ao flanco sul do deslizamento, onde existe uma considerável falta de material, deslocado em direcção ao barranco e evacuado por este para jusante.

A norte da cicatriz principal formou-se uma outra, com uma altura máxima de 2 m, provavelmente em relação com a falta de suporte lateral e com o aumento local do declive, produzidos pelo movimento associado à cicatriz mais importante.

Outro exemplo de deslizamento rotacional múltiplo activado pela erosão lateral encontra-se junto à margem esquerda do Rio Trancão, em Azenha do Furadouro (ver Fig. 4.1). Este movimento de vertente (Fig. 5.9), já descrito noutros trabalhos (FERREIRA *et al.*, 1987; ZÊZERE, 1988, 1991), registou cinco fases de actividade (Março de 1978, Fevereiro de 1979, Dezembro de 1981, Novembro de 1983 e Dezembro de 1989), sempre em relação com a ocorrência de períodos chuvosos, responsáveis pela retrogressão e alargamento da área afectada.

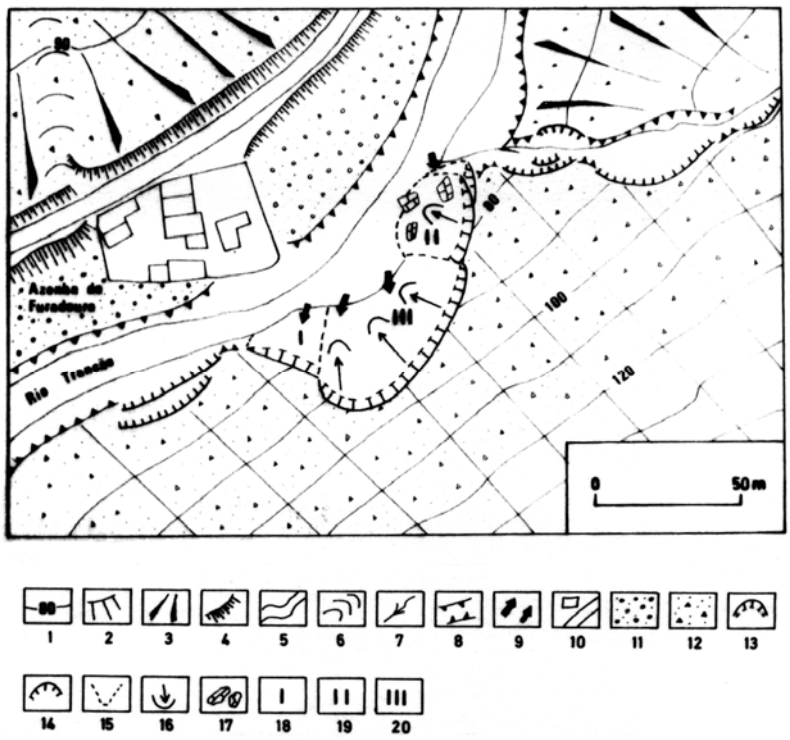

Fig. 5.9 - Mapa geomorfológico de movimento complexo de Azenha do Furadouro.
1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - *glacis*; 4 - talude antrópico; 5 - curso de água; 6 - vale-iro de fundo em U; 7 - barranco; 8 - margem do leito menor; 9 - acção de erosão lateral; 10 - estrada e habitações; 11 - terraço de cheia; 12 - depósito de vertente pelicular; 13 - cicatriz principal; 14 - cicatriz secundária; 15 - limite do material deslocado; 16 - massa deslizada; 17 - blocos de calcário deslizados; 18 - movimento activado entre 1978 e 1981; 19 - reactivação de 1983; 20 - reactivação de 1989.

2 - OS MOVIMENTOS CONDICIONADOS PELA ACTIVIDADE ANTRÓPICA

A actividade geomorfológica da Região a Norte de Lisboa, condicionada por uma série de factores geológicos e climáticos favoráveis, é potenciada por intervenções antrópicas desajustadas, em relação com uma urbanização crescente e desorganizada, decorrente da proximidade à capital.

A intervenção do Homem manifesta-se na elaboração de aterros mal consolidados, em posições topográficas desajustadas, por vezes em conecção com obras públicas de grande envergadura; na 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; e na modificação do traçado de cursos de água, sem consideração dos impactes nas condições de estabilidade dos canais artificialmente criados.

2.1 - Movimentos de vertente em aterros mal consolidados

2.1.1 - O movimento complexo de Quinta da Boavista

O deslizamento de Quinta da Boavista localiza-se na frente da costeira de Odivelas-Vialonga, a SE da abertura cataclinal do vale do Rio Trancão (ver Fig. 4.1). A estrutura monoclinal é caracterizada, nesta área, por inclinações relativamente fracas (3° a 5°) para SE. Do ponto de vista litológico sobrepõem-se margas e argilas do Paleogénico, arenitos mal consolidados do Aquitaniano e os "Calcários de Entre--Campos" do Burdigaliano, que afloram sob a forma de cornija no topo da vertente.

O deslizamento de Quinta da Boavista (Figs. 5.10 e 5.11; Quadro 5.2) esteve activo durante um período de cerca de um mês, entre 25 de Novembro e 22 de Dezembro de 1989. Apresenta um comprimento de 168 m por 222 m de largura máxima, abrangendo uma área de cerca de 30 000 m^2. Admitindo uma profundidade de 6-7 m para o plano de ruptura, verifica-se que o volume de material afectado é um pouco superior a 47 500 m^3.

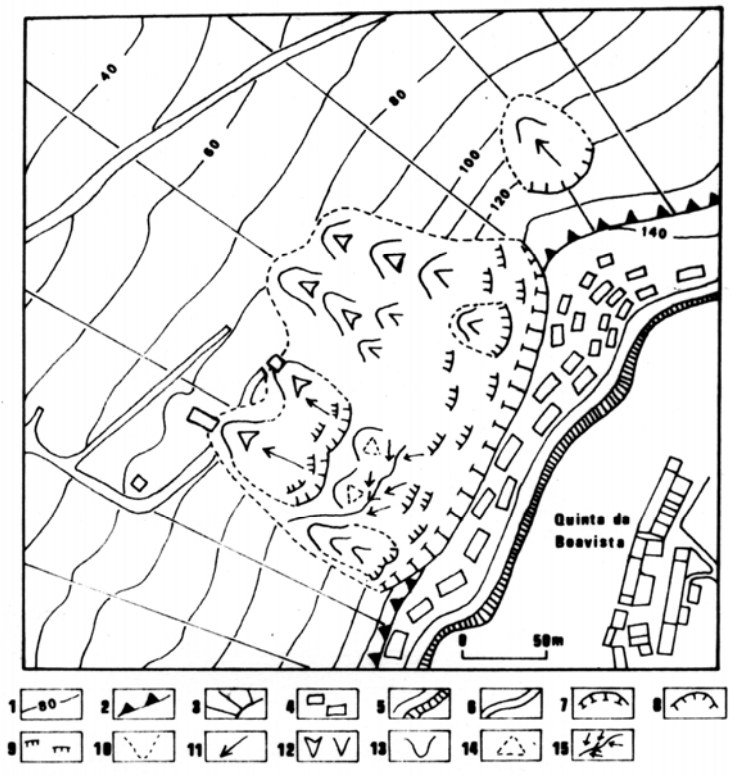

Fig. 5.10 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Quinta da Boavista.
1 - altitude, em metros; 2 - anverso da costeira de Odivelas - Vialonga; 3 - vertente rectilínea; 4 - casas; 5 - estrada militar; 6 - outras estradas e caminhos; 7 - cicatriz principal; 8 - cicatriz secundária; 9 - fendas de tracção; 10 - limite do material deslocado; 11 - direcção das deslocações horizontais; 12 - massa deslizada (principal, secundária); 13 - orla de acumulação; 14 - aclive; 15 - barranco e *rill wash*.

Fig. 5.11 - Panorâmica do movimento complexo de Quinta da Boavista.

Quadro 5.2 - Características principais do movimento de vertente de Quinta da Boavista.

DATA DE OCORRÊNCIA:	25/11/1989 a 22/12/1989
TIPO DE MOVIMENTO:	complexo: deslizamento translational - escoada
MATERIAL AFECTADO:	aterro antrópico
COMPRIMENTO MÁXIMO:	168 m
LARGURA MÁXIMA:	222 m
PROFUNDIDADE ESTIMADA:	6-7 m
ÁREA TOTAL:	29 600 m^2
VOLUME ESTIMADO:	47 600 m^3

A montante, o movimento de vertente é delimitado por uma cicatriz principal com um comando máximo de cerca de 15 m. Esta cicatriz marca um recuo pronunciado da frente da costeira, responsável pela destruição de terrenos cultivados, muros de protecção de habitações e uma casa clandestina. Para além disso, duas outras casas de construção recente, igualmente clandestinas, encontram-se agora exactamente no limite da frente da costeira, logo numa situação de risco iminente numa futura reactivação do deslizamento.

Abaixo da cicatriz principal são inúmeras as fendas e fissuras de tracção profundas, que individualizam uma área abatida, correspondente ao principal sector de depleção do deslizamento. A excepção a este facto verifica-se junto ao flanco esquerdo do movimento de vertente, onde se individualiza um pequeno corpo deslizado com forma alongada.

A jusante da área abatida identificam-se duas orlas de deslizamento com aclive, que canalizam a drenagem superficial pós-deslizamento em direcção ao limite esquerdo do movimento de vertente.

A parte terminal do deslizamento é sobretudo marcada pelo desencadear de fenómenos de escoada (Fig. 5.12), responsáveis por estragos consideráveis numa estrada de terra batida e numa casa de construção recente e licenciada pela Câmara Municipal, que teve que ser abandonada.

A principal particularidade do deslizamento de Quinta da Boavista consiste no facto do material afectado não ser o substrato rochoso mas um enorme entulho antrópico depositado no topo da vertente na década de 80, proveniente de um desaterro efectuado em Lisboa (bairro da Musgueira) para a construção de um terminal rodoviário.

Fig. 5.12 - Aspecto da terminação em escoada do movimento complexo de Quinta da Boavista.
Notar a diferença evidente entre o material do aterro afectado pelo movimento e o substrato argiloso do Paleogénico.

O aterro, efectuado num sector com declive superior a 30° e não devidamente consolidado, instabilizou-se aquando das chuvadas verificadas em 1989, tendo deslizado ao longo de um plano de ruptura planar correspondente à superfície topográfica original. Este primeiro movimento, do tipo translacional, evoluiu para uma escoada na sua parte terminal. No entanto, esta escoada não apresentou uma grande fluidez, facto que impediu o movimento de progredir até à base da vertente.

Refira-se, por último, que após a abertura da cicatriz principal a montante, e no decurso do período de actividade do deslizamento, se verificaram recuos localizados da mesma através de desabamentos de terras.

2.1.2 - O deslizamento rotacional de Barranco dos Trotes

O deslizamento rotacional de Barranco dos Trotes ocorreu em Dezembro de 1989, na margem esquerda do um pequeno curso de água, no reverso da costeira de Lousa - Bucelas (ver Fig. 4.1).

O movimento de vertente abrange uma área de 7 400 m^2 (Fig. 5.13) e terá envolvido cerca de 3 000 m^3 de materiais, admitindo uma profundidade máxima de 4 a 5 m para o plano de ruptura (Quadro 5.3). O deslizamento apresenta uma série de cicatrizes desde o leito do curso de água até à sua cabeceira, evidenciando a ocorrência de movimentos múltiplos, que se terão iniciado junto à base da vertente. A presença de aclives no corpo principal do movimento constitui um indicador seguro do carácter rotacional do deslizamento.

Como no exemplo anterior, o material afectado por este movimento de vertente corresponde, exclusivamente, a um aterro mal consolidado de grandes dimensões, elaborado no final da década de oitenta, em relação com a construção da auto-estrada que liga Loures a Torres Vedras. Refira-se que a auto-estrada, localizada imediatamente a montante da área afectada (Fig. 5.13), parece livre de risco, uma vez que corta directamente o substrato de natureza vulcânica.

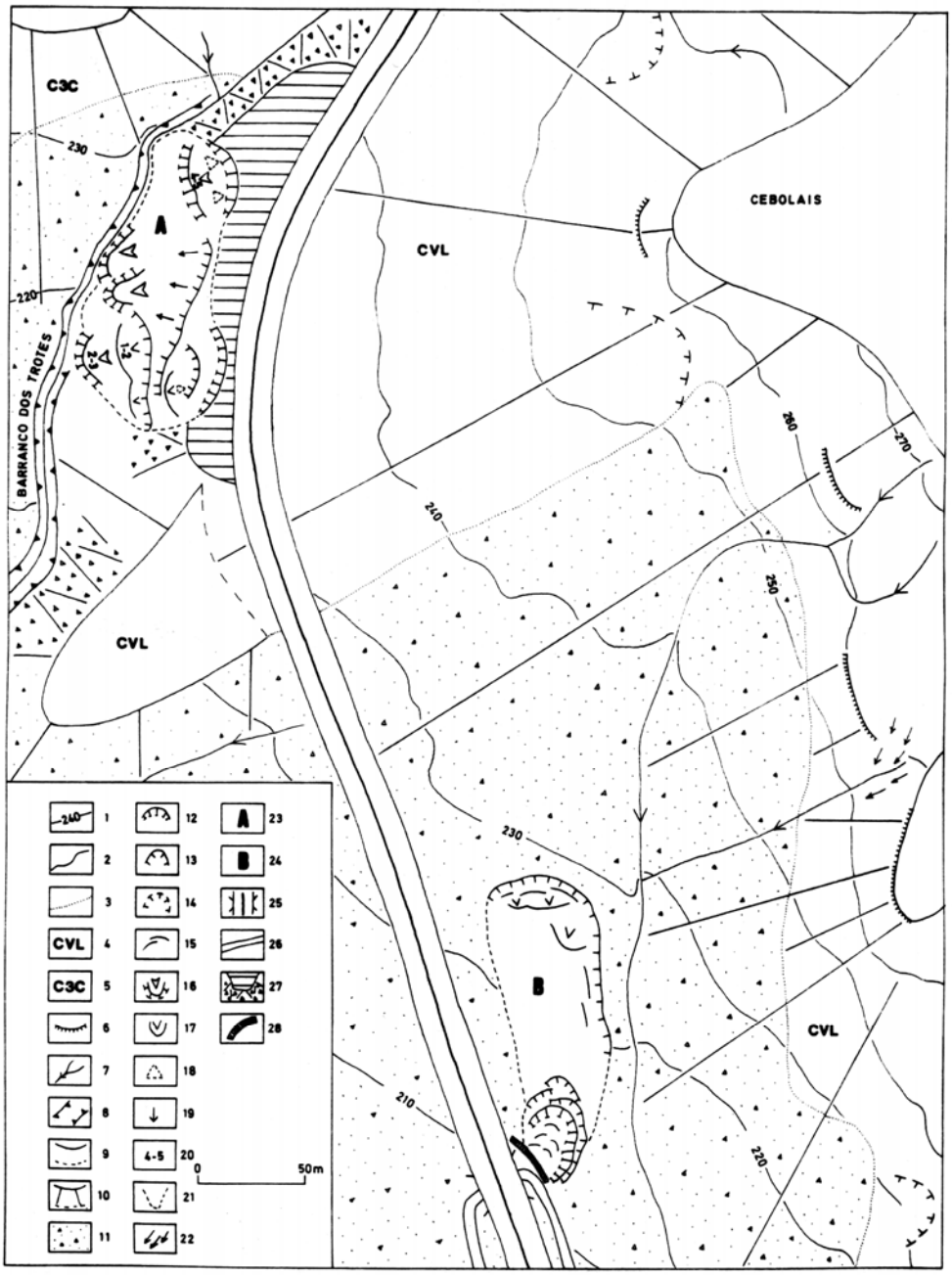

Fig. 5.13 - Movimentos de vertente em relação com a abertura da auto-estrada A5 (Loures - Torres Vedras), na área do Barranco dos Trotes.

1 - altitude, em metros; 2 - curso de água; 3 - limite de formação superficial; 4 - escoadas basáltica e tufos vulcânicos - Complexo Vulcânico de Lisboa (Neocretácico); 5 - calcários com rudistas (Cenoma-niano superior); 6 - cornija basáltica; 7- barranco; 8 - margem do leito menor; 9 -alto e base de vertente; 10 - vertente rectilínea; 11 - depósito de vertente com espessura > 0,5 m; 12 - cicatriz principal; 13 - ci-catriz secundária; 14 - cicatriz provável; 15 - fendas de cisalhamento; 16 - orla de acumulação principal; 17 - orla de acumulação secundária; 18 - aclive; 19 - direcção das deslocações horizontais; 20 - espes-sura estimada da massa deslizada; 21 - limite do material deslocado; 22 - *rill wash*; 23 - deslizamento rotacional em aterro; 24 - deslizamento translacional retrogressivo; 25 - auto-estrada e viaduto;
26 - estrada secundária; 27 - aterro; 28 - muro de retenção de terrenos deslizados.

Quadro 5.3 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos situados junto à auto-estrada A5 (Loures - Torres Vedras), na área de Barranco dos Trotes.

		DESLIZAMENTO ROTACIONAL (A)	DESLIZAMENTO TRANSLACIONAL (B)
CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	material afectado	enchimento antrópico	escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa)
	exposição	N 266°	N 204°
	comando	55 m	85 m
	comprimento	270 m	686 m
	declive	6°	7°
CARACTERÍSTICAS DOS DESLIZAMENTOS	comprimento máximo	74 m	134 m
	largura máxima	144 m	52 m
	profundidade estimada	4-5 m	2 m
	área total	7 400 m^2	5 900 m^2
	volume estimado	3 000 m^3	2 700 m^3

2.2 - Movimentos induzidos por cortes artificiais em vertentes instáveis

2.2.1 - O deslizamento translacional de Barranco dos Trotes

Este movimento de vertente localiza-se igualmente na área de Barranco dos Trotes (ver Fig. 4.1) e data também de Dezembro de 1989.

O deslizamento verificou-se nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa, sendo contemporâneo dos trabalhos de construção da auto-estrada A5 (Loures - Torres Vedras) e das obras marginais com ela relacionada. Neste sentido, a principal causa do movimento reside numa acção antrópica mal dimensionada, a na abertura de um talude artificial para construção de um caminho secundário. A ruptura de declive criada não foi compensada por qualquer medida de estabilização preventiva da vertente que, na área em questão, não tem um declive muito acentuado (7°). A existência de um contexto morfoestrutural favorável (escoadas basálticas alteradas e muito diaclasadas assentes sobre tufos vulcânicos ricos em argila; concordância entre a exposição da vertente e o pendor das formações geológicas; declive moderado da vertente favorável à infiltração da água), associada ao aumento local do declive no talude, conduziram ao desencadeamento de um deslizamento translacional, aquando do episódio chuvoso de Dezembro de 1989.

Os primeiros movimentos verificaram-se imediatamente junto ao talude artificial, em relação com uma cicatriz principal que apresenta cerca de 2 m de altura máxima (ver Fig. 5.13). Após este movimento, a instabilidade progrediu para montante, com um alargamento sensível da área deslizada para ambos os flancos do movimento. Deste modo, ocorreu a abertura de uma nova cicatriz, cerca de 100 m a montante do sector inicialmente afectado, acompanhada por fendas de cisalhamento múltiplas. No início de 1990, o deslizamento abrangia uma área de 5 900 m^2 e um volume de materiais de 2 700 m^3, admitindo 2 m para a profundidade do plano de ruptura (ver Quadro 5.3).

O deslizamento translacional de Barranco dos Trotes foi alvo de uma tentativa de estabilização, devido à situação de risco verificada para o caminho de acesso a campos de cultivo e, principalmente, para um viaduto da auto-estrada, em perigo de obstrução. A intervenção restringiu-se ao limite jusante da área afectada e consistiu na construção de um muro de suporte em socalco, com a utilização de goetêxteis para reter a carga sólida, deixando escoar a água (Fig. 5.14). Esta intervenção isolada está longe de conduzir a uma estabilização efectiva da vertente, tendo em consideração a tendência naturalmente retrogressiva que marcará a evolução futura do deslizamento, largamente independente das condições verificadas junto ao limite jusante do plano de ruptura inicial.

Fig. 5.14 - Medidas de estabilização no deslizamento translacional de Barranco dos Trotes.

2.2.2 - O deslizamento translacional de Moninhos

O deslizamento de Moninhos localiza-se perto da povoação com o mesmo nome, na vertente esquerda do vale da Ribeira de Pinheiro de Loures (ver Fig. 4.1). Na área em questão, observa-se um deslizamento translacional antigo, cujo sector de acumulação foi alvo de uma reactivação em Fevereiro de 1979 (Fig. 5.15; Quadro 5.4). Refira-se que o contexto morfoestrutural da vertente é francamente favorável a este tipo de movimento, particularmente pela concordância quase perfeita entre o declive e a inclinação do substrato de natureza vulcânica.

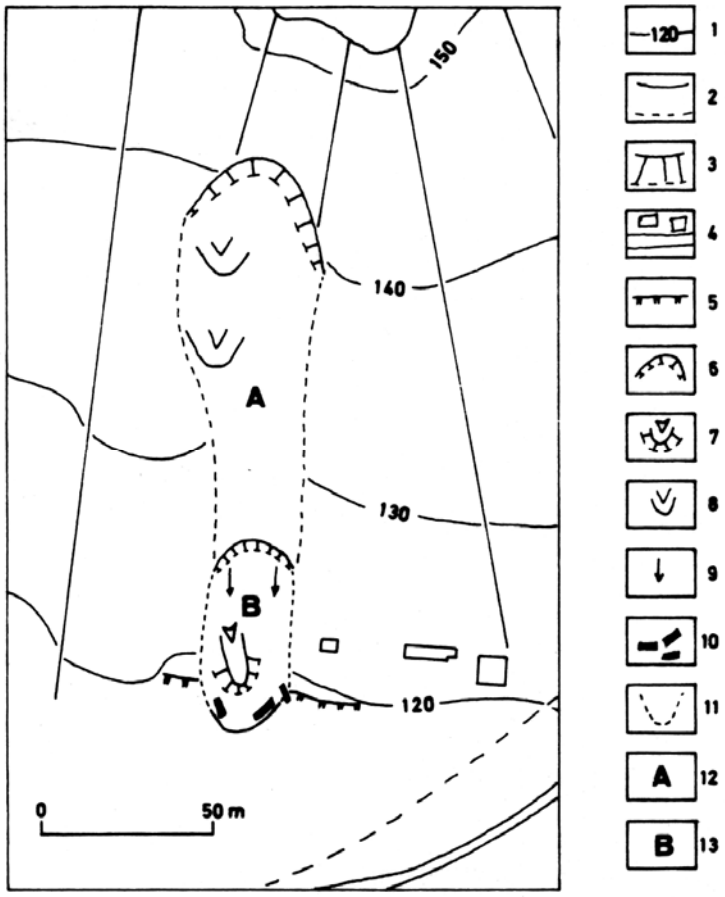

Fig. 5.15 - Mapa geomorfológico do deslizamento translacional de Moninhos.
1 - altitude, em metros; 2 - alto e base de vertente; 3 - vertente rectilínea; 4 - estrada e casas isoladas; 5 - muro de suporte não drenado; 6 - cicatriz principal; 7 - orla de acumulação principal; 8 - orla de acumulação secundária; 9 - direcção das deslocações horizontais; 10 - muro de suporte destruído; 11 - limite do material deslocado; 12 - deslizamento translacional antigo; 13 - reactivação translacional de Fevereiro de 1979.

A causa fundamental da reactivação do movimento de vertente reside na abertura de um talude artificial acompanhado pela construção de um muro de suporte sem drenos, junto à frente do deslizamento antigo. Este muro de retenção impediu a progressão do escoamento subsuperficial, facto tanto mais gravoso quanto se sabe que o material retido já tinha sido sujeito a um deslizamento anterior, pelo que apresentava uma porosidade elevada e, logo, uma elevada capacidade de infiltração. Neste contexto, em Fevereiro de 1979, a inibição do escoamento hipodérmico junto ao muro conduziu a uma acumulação de água em excesso e à redução da resistência ao corte dos terrenos por aumento da pressão intersticial. Este facto, associado à existência de um plano de ruptura pré-

-definido, foi o responsável pelo desencadeamento da reactivação que destruiu, parcialmente, o muro de suporte (Fig. 5.16).

Quadro 5.4 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos de Moninhos.

		deslizamento antigo	reactivação de 1979
CARACTERÍSTICAS DA VERTENTE	substrato rochoso	escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa)	
	inclinação das camadas	? N 180°	
	exposição	N 184°	
	comando	70 m	
	comprimento	464 m	
	declive	9°	
CARACTERÍSTICAS DOS DESLIZAMENTOS	comprimento máximo	120 m	56 m
	largura máxima	44 m	24 m
	profundidade estimada	2 m	2 m
	área total	3 680 m^2	1 200 m^2
	volume estimado	2 000 m^3	500 m^3

2.3 - Movimentos induzidos pela modificação antrópica do traçado de cursos de água: o deslizamento da Ribeira de Casainhos

O movimento de vertente situa-se na margem direita da Ribeira de Casainhos, próximo da confluência com a Ribeira de Fanhões (ver Fig. 4.1).

Fig. 5.16 - Perspectiva do sector frontal do deslizamento de Moninhos.

Aquando do seu traçado original (Fig. 4.17) a erosão lateral era bastante intensa na margem esquerda da Ribeira de Casainhos e os movimentos de vertente assim induzidos destruíam, com frequência, parte do campo de futebol da povoação de Fanhões. A solução encontrada para resolver o problema consistiu na abertura de um novo canal a sul do leito original que, por sua vez, foi entulhado. Estas obras, efectuadas no Verão de 1984, solucionaram o problema do campo de futebol mas, em contrapartida, provocaram impactes muito negativos na vertente direita do vale. Esta vertente está talhada no Complexo Vulcânico de Lisboa, aqui representado por escoadas basálticas que apresentam um denso padrão de diaclases inclinadas, entre 60° a 70°, para NE (N40°E). Deste modo, a abertura de um talude quase vertical na base da vertente para a definição do novo canal de escoamento, associada à erosão lateral que se começou a verificar a partir de 1984, determinaram que os Invernos de 1985 e 1986, ainda que não muito chuvosos, tenham sido marcados por uma série de deslizamentos

translacionais das escoadas basálticas ao longo das diaclases, em retrogressão em direcção ao topo da vertente (Fig. 5.18).

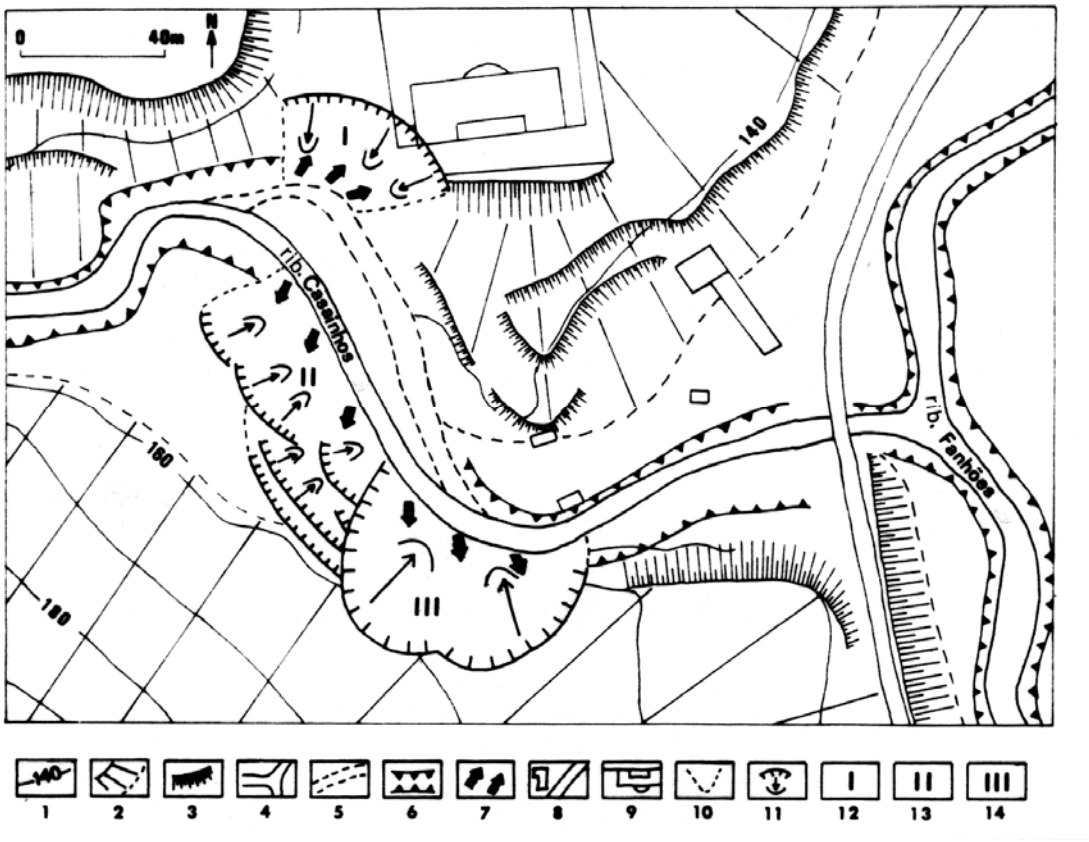

Fig. 5.17 - Mapa geomorfológico de deslizamento da Ribeira de Casainhos.
1 - altitude, em metros; 2 - vertente rectilínea; 3 - talude antrópico; 4 - canal fluvial actual; 5 - antigo canal fluvial; 6 - margem do leito menor; 7 - acção de erosão lateral; 8 - estrada e casas isoladas; 9 - campo de futebol; 10 - limite do material deslocado; 11 - massa rochosa deslizada; 12 - deslizamento activo até 1984; 13 - movimentos de vertente de 1985-86; 14 - reactivação de Dezembro de 1989.

Em 1987, a área afectada pelo deslizamento era de 3 700 m^2 e o volume do material deslizado foi estimado em cerca de 3 400 m^3 (Quadro 5.5).

A

B

Fig. 5.18 - Evolução do deslizamento translacional, induzido por erosão lateral, da Ribeira de Casainhos. A - situação em 1987; B - situação em Dezembro de 1989.

A instabilidade latente da vertente em causa manifestou-se no dia 6 de Dezembro de 1989, na sequência das chuvadas que atingiram a região, através de uma reactivação brusca do movimento de vertente, junto ao seu flanco direito (Fig. 5.17; Fig. 5.18). O deslizamento de 1989 é igualmente translacional, auxiliado pela erosão lateral, mas mais profundo que os anteriores, facto que determinou um maior volume de material vulcânico deslizado (Quadro 5.5). Este material foi rapidamente mobilizado e evacuado pela ribeira, que construiu um pequeno terraço, que se estendia, em 1989, até cerca de 2 km a jusante do local deslizado.

Quadro 5.5 - Principais características do deslizamento da Ribeira de Casainhos.

data de ocorrência	tipo de movimento	material afectado	comprimento (m)	largura (m)	profundidade (m)	área (m2)	volume (m3)
primeiros movimentos 1985-1986	translacional com erosão lateral	basaltos	34	129	2	3 700	3 443
reactivação 6/12/1989	translacional com erosão lateral	basaltos	36	70	8-10	1 720	8 902

CAPÍTULO 6

A AVALIAÇÃO DA ESTABILIDADE DAS VERTENTES E A DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS FÍSICOS DOS TERRENOS POR ANÁLISE INVERSA

1 - INTRODUÇÃO

A ausência de medições directas dos parâmetros de resistência ao corte (coesão e ângulo de atrito interno efectivos) dos terrenos deslizados na Região a Norte de Lisboa, determina que as avaliações de estabilidade, a partir das técnicas da Mecânica de Solos, se baseiem, quase exclusivamente, nos princípios da análise inversa (*back analysis*).

A análise inversa das condições de estabilidade foi aplicada ao deslizamento rotacional múltiplo retrogressivo de Casal Novo do Brejo, acompanhado no terreno entre Novembro de 1989 e Janeiro de 1990. Trata-se de um dos movimentos de vertente relativamente ao qual se dispõe de mais informação, utilizada como suporte na sua modelização. Um interesse particular do estudo deste deslizamento reside no seu condicionamento por uma intervenção antrópica desajustada na base de uma vertente, facto que ocorre com frequência na Região a Norte de Lisboa.

As "margas e argilas da Abadia" do Kimeridgiano inferior e médio, presentes na área-amostra de Calhandriz, embora evidenciem variações sensíveis no tipo de materiais que integram, constituem a unidade litológica menos heterogénea e anisotrópica da Região a Norte de Lisboa. Este facto, aliado ao acompanhamento no

terreno dos movimentos de vertente desencadeados no Inverno de 1989-90, possibilitou a selecção de seis deslizamentos simples que afectam aquele tipo de substrato, com vista à determinação dos parâmetros de resistência ao corte por análise inversa das condições de estabilidade.

A acentuada anisotropia dos materiais, bem como as dificuldades na reconstituição dos planos de ruptura dos deslizamentos e na definição da posição dos níveis freáticos nas datas de activação dos movimentos, impossibilitaram a aplicação desta análise às restantes unidades litológicas da Região a Norte de Lisboa.

2 - ANÁLISE INVERSA DAS CONDIÇÕES DE ESTABILIDADE DO DESLIZAMENTO DE CASAL NOVO DO BREJO

O deslizamento de Casal Novo do Brejo, cuja monografia foi apresentada no Capítulo 4 (ponto 2.5), constitui um exemplo de movimento de vertente activado a partir da abertura de um talude na base de uma vertente potencialmente instável e apresenta uma evolução retrogressiva, num esquema que se repete com alguma frequência na Região a Norte de Lisboa. A retrogressão do deslizamento verificou-se em quatro fases, entre 24 de Novembro e 22 de Dezembro de 1989, que têm correspondência com três grandes blocos de material deslizado, considerados na análise da estabilidade (Figs. 6.1 e 6.2).

O movimento de vertente de Casal Novo do Brejo foi modelizado ao longo do perfil A-B representado na Figura 6.1. Para o cálculo do grau de estabilidade foram utilizados os métodos de equilíbrio limite de Janbu simplificado, Janbu rigoroso e Spencer.

Face à inexistência de parâmetros geotécnicos medidos directamente para os terrenos afectados pelo deslizamento, aplicou-se uma análise inversa (*back analysis*) às condições de estabilidade da vertente, com base na assunção de um conjunto de pressupostos:

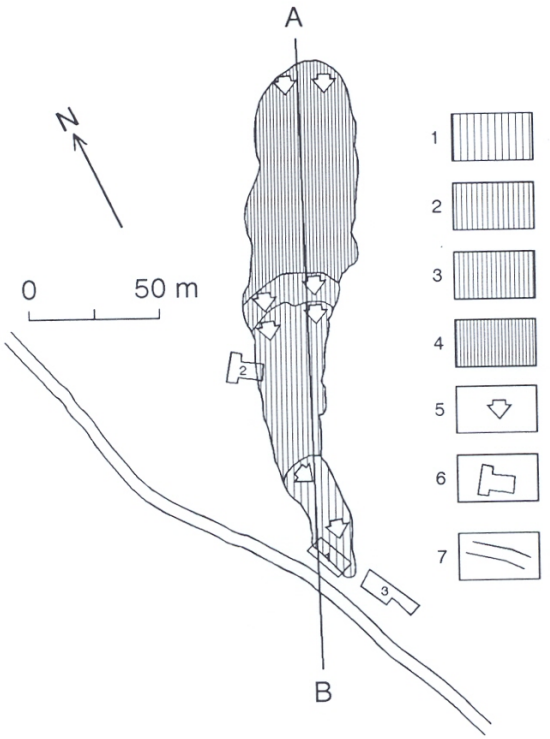

Fig. 6.1 - Blocos principais do deslizamento de Casal Novo do Brejo.
1 - 1º movimento (24-25 de Novembro de 1989), bloco 1; 2 - 2º movimento (27 de Novembro de 1989), bloco 2; 3 - 3º movimento (3 de Dezembro de 1989), bloco 2); 4 - 4º movimento (21-22 de Dezembro de 1989), bloco 3); 5 - direcção dos movimentos; 6 - casas; 7 - estrada Bucelas - Calhandriz; A-B, perfil modelizado da Figura 6.2.

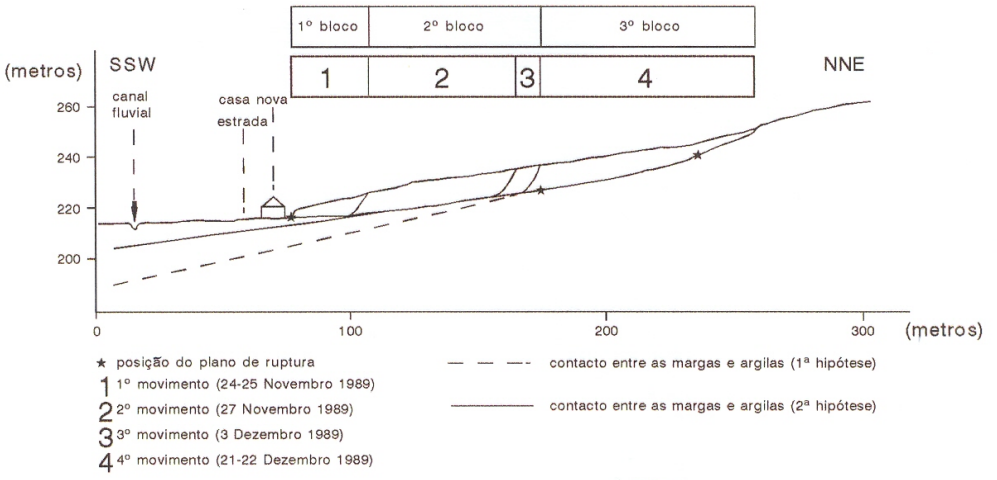

Fig. 6.2 - Perfil longitudinal modelizado do deslizamento de Casal Novo do Brejo.

a) A vertente era estável antes da abertura do talude junto à estrada.

Este facto foi comprovado por inquérito à população local e pela ausência de indícios morfológicos ou sedimentológicos de antigos deslizamentos na vertente.

b) Após a abertura do talude artificial a vertente ficou potencialmente instabilizada.

O deslizamento desencadeou-se imediatamente a montante do talude, no primeiro Inverno marcado por chuvadas abundantes, após a sua abertura.

c) O movimento de vertente não ocorreu de uma só vez mas por ruptura retrogressiva, em quatro datas distintas, que possibilitam a individualização de três grandes blocos no deslizamento.

A vantagem de modelizar um movimento de vertente em blocos, analisados separadamente e em combinação, é salientada por VAN ASCH *et al.* (1984), SAUER e FREDLUND (1988) e CARIS e VAN ASCH (1991).

d) Enquanto se verificava a progressão retrogressiva, as áreas previamente deslizadas continuaram a sofrer deslocações em direcção à base da vertente.

Este facto foi verificado no terreno, tendo sido identificadas, por exemplo, deslocações horizontais superiores a 7 m no sector central do deslizamento, aquando da individualização do 3º bloco deslizado (21-22 de Dezembro de 1989).

e) Nos momentos em que se verificaram os movimentos, o nível da toalha freática atingia a superfície topográfica, sendo o escoamento sub-superficial paralelo a esta.

A avaliação correcta da pressão intersticial da água no momento da ruptura é, geralmente, impossível (GRECO, 1991). Por essa razão, na análise inversa, esta variável é feita corresponder, quase sempre, a um determinado nível de água no solo. No caso de Casal Novo do Brejo, a fossa asséptica da casa afectada na segunda fase da evolução do deslizamento evidenciava, em 27 de Novembro de 1989, uma posição da toalha freática praticamente ao nível da superfície topográfica (Fig. 6.3). Esta observação foi confirmada pelos níveis de água verificados num poço situado a montante da referida casa (destruído em 21-22 de Dezembro de 1989) e pela presença de água à superfície nos sectores mais deprimidos dentro do corpo principal do deslizamento (Fig. 6.4).

Fig. 6.3 - Fossa asséptica destruída pelo deslizamento de Casal Novo do Brejo em 27 de Novembro de 1989. Notar a toalha freática praticamente ao nível da superfície topográfica.

Fig. 6.4 - Água estagnada nos sectores deprimidos do corpo principal do deslizamento de Casal Novo do Brejo (Fotografia obtida em 4 de Janeiro de 1990).

Como foi referido no Capítulo 4, o deslizamento de Casal Novo do Brejo afectou um substrato datado do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior, caracterizado pela sobreposição de margas argilosas a uma bancada de argila bastante compacta (ver Fig. 4.19). O contacto entre as duas formações, em larga medida coincidente com o plano de ruptura, foi individualizado em dois sectores do 3º bloco do movimento de vertente, a uma profundidade de 4 e 9 metros, definindo um pendor de 12° para SSW (ver Fig. 6.2).

No desenvolvimento do modelo de deslizamento foram consideradas duas hipóteses para a localização do contacto entre as margas argilosas e a bancada de argila, a jusante do 3º bloco do movimento de vertente (ver Fig. 6.2). A primeira hipótese admite a manutenção do pendor de 12° no sentido concordante com a exposição da vertente. A segunda hipótese considera uma maior proximidade do contacto litológico em relação à superfície topográfica. Neste caso, admite-se que o plano de ruptura do 2º bloco deslizado coincide, quase totalmente, com aquela descontinuidade estrutural.

O peso específico dos terrenos constitui uma variável indispensável para a modelização dos movimentos de vertente. No caso do deslizamento de Casal Novo do Brejo, foram assumidos os valores de 20 kN/m^3 e 17 kN/m^3 para o peso específico saturado e a seco, para o conjunto dos materiais afectados, tomando em consideração as suas características margosas e argilosas, e as referências bibliográficas a terrenos com características semelhantes (LEE *et al.*, 1983; POLLONI *et al.*, 1991; JIBSON e KEEFER, 1994). Refira-se que este parâmetro não regista, em regra, grandes variações em função do tipo de solo, ao mesmo tempo que não afecta substancialmente os resultados da análise inversa da estabilidade. Com efeito, o peso específico de solo condiciona a resistência ao corte disponível, mas também as forças que provocam a instabilidade, pelo que uma variação de 2 kN/m^3 induz um erro de apenas 0,5° no cálculo do ângulo de atrito interno (SAUER e FREDLUND, 1988).

A análise inversa das condições de estabilidade foi aplicada a cada um dos três blocos individualmente, aos blocos agrupados dois a dois (1+2; 2+3) e ao conjunto do deslizamento (blocos 1+2+3), tomando em consideração o talude aberto a jusante. No

caso do bloco 1 e do conjunto do deslizamento, foi também modelizada a vertente original, anterior à abertura do talude antrópico.

De acordo com THOMPSON e HAYLEY (1975) e HAUG *et al.* (1977), citados por VAN ASCH *et al.* (1984), o simples movimento de um bloco pode ser suficiente para instabilizar completamente uma vertente, condicionando a ruptura retrogressiva de outros blocos (VAN ASCH *et al.*, 1984, p.176). O agravamento das condições de estabilidade resulta, em primeiro lugar, da modificação do perfil original da vertente, sendo de destacar o escarpamento com declive geralmente acentuado correspondente à cicatriz do deslizamento inicial. Por outro lado, a ocorrência do primeiro movimento faz reduzir os parâmetros da resistência ao corte aos seus valores residuais, ao longo do plano de ruptura, facto que facilita a continuação das deslocações na área inicialmente afectada, enquanto se processa a retrogressão. Da conjugação destes dois aspectos resulta uma diminuição da sustentação lateral que o primeiro bloco exercia sobre a vertente situada a montante.

Na análise da estabilidade dos blocos individuais assumiu-se que um bloco inferior não sustém o que se situa imediatamente a montante. Deste modo, na avaliação das forças normais que actuam sobre o plano de ruptura de um bloco, apenas é considerada a parte do bloco inferior que se sobrepõe àquele plano de ruptura (VAN ASCH *et al*., 1984, p.179).

Quando o plano de ruptura afecta mais do que um tipo de material, como acontece em Casal Novo do Brejo, a resolução da análise inversa implica várias repetições de cálculos usando diferentes combinações para as propriedades geotécnicas dos materiais (SAUER e FREDLUND, 1988).

As combinações de valores de coesão e ângulo de atrito interno efectivos para as margas argilosas e argilas afectadas pelo deslizamento, testadas na análise inversa encontram-se no Quadro 6.1. Os valores de c'= 2 ± 1 kPa, φ'= 21° ± 3° para as margas argilosas, e de c' = 3 ± 1 kPa, φ' = 17,5° ± 3° para a bancada argilosa, são os que melhor se ajustam ao conjunto de assunções atrás definidas.

O Quadro 6.2 sistematiza os resultados da análise inversa da estabilidade do deslizamento de Casal Novo do Brejo, com base na melhor combinação de parâmetros geotécnicos definida no Quadro 6.1 e assumindo o terreno completamente saturado.

Quadro 6.1 - Combinações de valores de coesão e ângulo de atrito interno testadas na análise inversa da estabilidade, para os materiais afectados pelo deslizamento de Casal Novo do Brejo (a *bold* está assinalada a melhor combinação encontrada).

MARGAS ARGILOSAS	**BANCADA ARGILOSA**
c'= 0 kPa; φ'= 23 ± 3°	c' = 0 kPa; φ '= 20° ± 3°
c'= 1 ± 0,5 kPa; φ'= 22° ± 3°	c' = 0 kPa; φ '= 19° ± 3°
c'= 2 ± 1 kPa; φ'= 21° ± 3°	c' = 1 ± 0.5 kPa; φ' = 19° ± 3°
c'= 3 ± 1 kPa; φ '= 20° ± 3°	c' = 2 ± 1 kPa; φ '= 18° ± 3°
c'= 4 ± 1 kpa; φ '= 18° ± 3°	**c' = 3 ± 1 kPa; φ' = 17,5° ± 3°**
	c' = 3 ± 1 kPa; φ '= 17° ± 3°

Quadro 6.2 - Grau de estabilidade do deslizamento de Casal Novo do Brejo determinado por análise inversa (terreno completamente saturado).

	contacto margas/ argilas	**Nº de slices**	**Método**	**Factor de segurança F**	**Probabilidade de F<1 (%)**
BLOCO 1 (vertente com o talude artificial)	----------	35	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,01 1,02 1,10	48,1 43,8 24,0
BLOCO 1 (vertente sem o talude artificial)	----------	54	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,24 1,27 1,39	10,4 8,5 4,0
BLOCO 2	hipótese 1	81	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,22 1,20 1,25	10,8 12,6 8,1
BLOCO 2	hipótese 2	81	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,11 1,09 1,14	24,6 28,2 19,1
BLOCO 1+2	hipótese 1	104	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,30 1,27 1,34	6,7 7,8 5,2
BLOCO 1+2	hipótese 2	104	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,20 1,18 1,24	13,1 15,4 10,1
BLOCO 3	----------	97	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	0,86 0,93 0,82	86,0 72,3 90,7
BLOCO 2+3	hipótese 2	170	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,11 1,09 1,09	25,6 29,7 29,7
BLOCO 1+2+3 (vertente com o talude artificial)	hipótese 1	192	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,25 1,23 1,23	9,0 10,5 10,2
BLOCO 1+2+3 (vertente com o talude artificial)	hipótese 2	192	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,16 1,14 1,14	18,2 21,1 20,8
BLOCO 1+2+3 (vertente sem o talude artificial)	hipótese 2	211	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,19 1,17 1,17	14,8 16,8 16,5

Independentemente das hipóteses para o contacto entre as margas argilosas e a bancada de argila, o 1º bloco deslizado afecta, exclusivamente, a primeira formação geológica. A importância da acção antrópica desajustada na instabilização da vertente resulta evidente quando se comparam os factores de segurança anteriores e posteriores à abertura do talude (F= 1,24 a 1,39 e F= 1,01 a 1,10, respectivamente).

O 2º bloco é o menos instável do conjunto do deslizamento. Considerando a 1ª hipótese para o contacto entre as duas formações geológicas, o plano de ruptura afectaria, quase exclusivamente, as margas argilosas (ver Fig. 6.2). Deste modo, o factor de segurança estaria compreendido entre 1,20 e 1,25 e a probabilidade de ocorrência do movimento seria sempre inferior a 13%. Nestas circunstâncias, admite-se como mais provável a coincidência entre o plano de ruptura do 2º bloco e aquele contacto litológico, considerada na 2ª hipótese (ver Fig. 6.2). Os factores de segurança obtidos, entre 1,09 e 1,14, estão associados a uma probabilidade de ocorrência de manifestação de instabilidade compreendida entre 19% e 28%.

Após o movimento do 2º bloco, em 27 de Novembro e 3 de Dezembro de 1989, a progressão retrogressiva do deslizamento era praticamente inevitável visto que, continuando a admitir a completa saturação do terreno, o factor de segurança do 3º bloco se reduziu abaixo de 0,93, indicando uma probabilidade de ocorrência de movimento superior a 72%. A condição hidrológica propícia ter-se-à verificado em 21 - - 22 de Dezembro de 1989 e condicionou o movimento mais extenso e activo do deslizamento de Casal Novo do Brejo.

A importância dos movimentos iniciais na dinâmica retrogressiva do conjunto do deslizamento é confirmada pelo facto dos factores de segurança determinados para cada bloco isoladamente serem inferiores aos factores de segurança dos blocos agrupados (1+2, 2+3 e 1+2+3). A única excepção corresponde ao conjunto dos 2º e 3º blocos, que apresenta factores de segurança idênticos aos do bloco 2.

A assunção de que os movimentos de Casal Novo do Brejo se verificaram, sempre, com a toalha freática local ao nível da superfície topográfica determina que as combinações obtidas para os parâmetros geotécnicos apenas podem pecar por excesso. A importância da pressão da água nos vazios do terreno nas condições de estabilidade

da vertente é evidente quando se comparam os factores de segurança do Quadro 6.2 com os calculados admitindo uma total ausência de água no solo (Quadro 6.3).

Quadro 6.3 - Grau de estabilidade do deslizamento de Casal Novo do Brejo determinado por análise inversa (ausência de água no solo).

	contacto margas/ argilas	Nº de slices	Método	Factor de segurança F	Probabilidade de F<1 (%)
BLOCO 1 (vertente com o talude artificial)	----------	35	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,89 1,91 2,03	1,2 1,1 0,8
BLOCO 1 (vertente sem o talude artificial)	----------	54	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,29 2,34 2,54	0,8 0,7 0,5
BLOCO 2	hipótese 1	81	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,34 2,30 2,39	0,7 0,7 0,6
BLOCO 2	hipótese 2	81	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,12 2,08 2,16	1,1 1,2 1,0
BLOCO 1+2	hipótese 1	104	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,47 2,43 2,54	0,6 0,7 0,6
BLOCO 1+2	hipótese 2	104	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,28 2,23 2,33	0,9 1,0 0,8
BLOCO 3	----------	97	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	1,63 1,66 1,56	2,4 2,1 3,2
BLOCO 2+3	hipótese 2	170	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,09 2,05 2,05	1,2 1,3 1,3
BLOCO 1+2+3 (vertente com o talude artificial)	hipótese 1	192	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,36 2,32 2,33	0,7 0,8 0,7
BLOCO 1+2+3 (vertente com o talude artificial)	hipótese 2	192	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,17 2,14 2,14	1,0 1,1 1,1
BLOCO 1+2+3 (vertente sem o talude artificial)	hipótese 2	211	Janbu simplificado Janbu rigoroso Spencer	2,23 2,19 2,20	1,0 1,0 1,0

3 - ANÁLISE INVERSA DA ESTABILIDADE DE DESLIZAMENTOS SIMPLES DESENCADEADOS NAS "MARGAS E ARGILAS DA ABADIA"

3.1 - Metodologia adoptada

As "margas e argilas da Abadia" do Kimeridgiano inferior e médio destacam-se, na área - amostra de Calhandriz, pela frequência e magnitude dos movimentos de

vertente que integram. Embora se trate de uma unidade litológica heterogénea, a exemplo do que acontece com a generalidade das formações geológicas da Região a Norte de Lisboa, regista um predomínio de margas e argilas, particularmente bem representadas próximo do fundo dos vales do Rio Silveira e da Ribeira do Loureiro.

De entre os vários movimentos de vertente desencadeados em Dezembro de 1989 na área - amostra de Calhandriz, que afectam exclusivamente formações margosas e argilosas do Kimeridgiano inferior e médio, foram seleccionados seis deslizamentos simples para uma análise inversa das condições de estabilidade, tendo por finalidade a determinação dos parâmetros da resistência ao corte dos terrenos em questão (Quadro 6.4; Fig. 6.5).

Quadro 6.4 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos estudados por análise inversa (*back analysis*) das condições de estabilidade (movimentos desencadeados nas "margas e argilas da Abadia").

DESLIZAMENTOS		Casal das Perdizes	Loureiro	Quinta das Fragosas	Casal do Carvalhal	A-dos-Melros	Casal do Casalinho
Tipo de movimento		rotacional	rotacional	rotacional	translacional	translacional	translacional
características da vertente	incl.camadas	4°N 180°	29°N 178°	3°N 135°	9°N 194°	9°N 194°	9°N 156°
	exposição	N 39°	N 22°	N 180°	N 207°	N 254°	N 178°
	comando	128 m	115 m	160 m	175 m	160 m	165 m
	comprimento	404 m	386 m	660 m	580 m	568 m	637 m
	declive	13°	14°	13°	13°	10°	9°
características do movimento	compr. máx.	90 m	75 m	46 m	54 m	95 m	55 m
	larg. máx.	230 m	30 m	40 m	32 m	44 m	30 m
	prof. estimada	8-9 m	8 m	2-3 m	4 m	3-4 m	2 m
	área total	11 120 m^2	1 280 m^2	1 200 m^2	1 400 m^2	3 950 m^2	1 280 m^2
	volume estim.	92 100 m^3	5 600 m^3	2 800 m^3	1 500 m^3	3 000 m^3	1 400 m^3

Os deslizamentos de Casal das Perdizes, do Loureiro e da Quinta das Fragosas são de tipo rotacional, enquanto os movimentos do Casal do Carvalhal, de A-dos-Melros e do Casal do Casalinho são da variedade translacional. Em todos os casos foi possível reconstruir a topografia pré-deslizamento, bem como estimar a profundidade máxima e a fisionomia do plano de ruptura dos deslizamentos.

Os valores assumidos para o peso específico dos terrenos afectados são iguais aos admitidos no exemplo de Casal Novo do Brejo (peso específico saturado, 20 kN/m^3; peso específico a seco, 17 kN/m^3). De igual modo, considerou-se que, no momento das

rupturas, o nível da toalha freática coincidia com a superfície topográfica. A assunção da completa saturação dos solos no Inverno de 1989 toma em consideração as precipitações então verificadas, bem como a fraca permeabilidade do substrato rochoso, aliada ao seu afloramento no terço inferior das vertentes, com declives moderados a suaves.

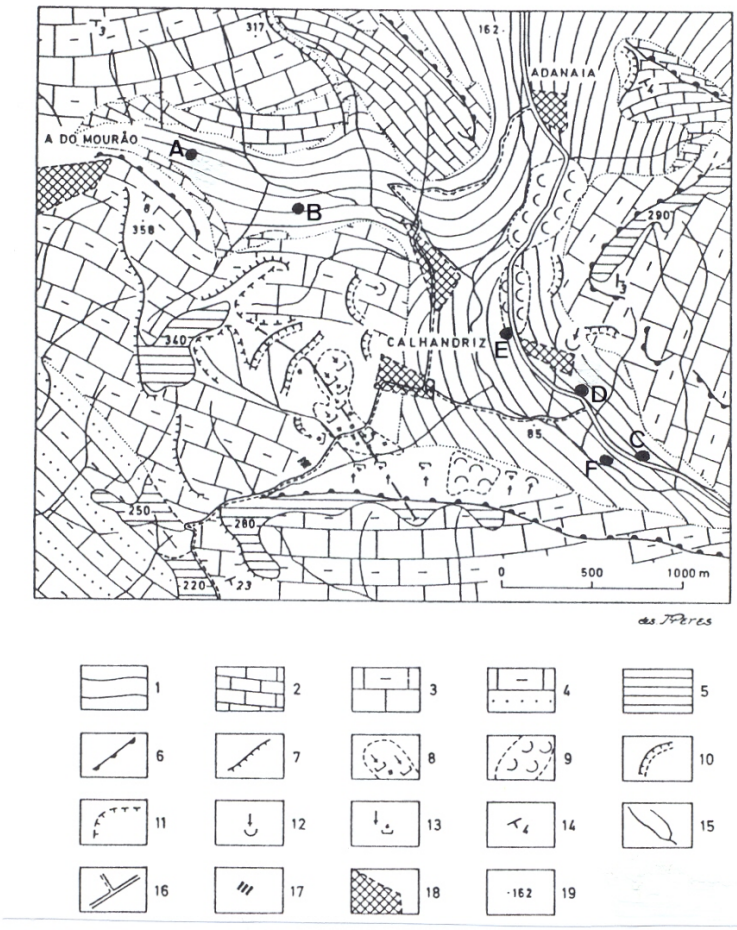

Fig. 6.5 - Localização dos deslizamentos simples desencadeados nas "margas e argilas da Abadia", estudados por análise inversa das condições de estabilidade (base extraída de FERREIRA, 1984, p. 491).

1 - Complexo da Abadia (margas e argilas); 2- calcários corálicos de Amaral; 3 - margas e calcários (Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior); 4 - calcários, margas e arenitos (Portlandiano); 5 - nível erosivo; 6 - cornija; 7 - outros rebordos estruturais; 8 - deslizamento de Calhandriz; 9 - outras áreas deslizadas activas em Fevereiro de 1979; 10 - cicatriz principal de antigo deslizamento; 11 - cabeceira de valeiro possivelmente afectado por antigos movimentos de vertente; 12 - deslizamento localizado; 13 - desabamento localizado; 14 - pendor das camadas; 15 - curso de água; 16 - estrada; 17 - fábrica; 18 - povoação; 19 - ponto cotado, em metros; A - deslizamento rotacional de Casal das Perdizes; B - deslizamento rotacional do Loureiro; C - deslizamento rotacional de Quinta das Fragosas; D - deslizamento translacional de Casal do Carvalhal; E - deslizamento translacional de A-dos-Melros; F - deslizamento translacional de Casal do Casalinho.

A metodologia utilizada na análise inversa da estabilidade dos deslizamentos rotacionais (Casal das Perdizes, Loureiro e Quinta das Fragosas) foi proposta por GRECO (1991) e aplica-se considerando os deslizamentos individualmente. De acordo com este autor, a combinação dos valores da coesão e do ângulo de atrito interno do material afectado deve estar em conformidade com os seguintes requisitos (GRECO, 1991, p.436; BROERSEN *et al.*, 1994, p.35-36):

1) a combinação produz um factor de segurança (F) igual a 1, em relação com um plano de ruptura potencial teórico;
2) o plano de ruptura referido em 1) é, ao mesmo tempo, o plano de ruptura crítico da vertente; ou seja, F=1 e F= $F_{mínimo}$[1];
3) o plano de ruptura teórico crítico, referido em 1) e 2), deve ajustar-se geometricamente à superfície de deslizamento real observada (ou estimada) no terreno. Quando a coincidência não existe, considera-se o plano de ruptura teórico mais próximo do real e assumem-se os parâmetros físicos correspondentes.

Os diferentes deslizamentos foram modelizados com o *software* "SLIDE" e, para cada combinação de valores de coesão e ângulo de atrito interno, foram calculados cerca de 20 planos de ruptura circulares teóricos, a diferentes profundidades. A avaliação do factor de segurança correspondente a cada uma destas superfícies de deslizamento potencial recorre ao método de rotina simplificado de Bishop e tem como objectivo a selecção do plano de ruptura crítico que satisfaça os requisitos 1) e 2) (Quadro 6.5).

A repetição desta rotina para as diferentes combinações possíveis dos parâmetros geotécnicos do terreno permitiu a identificação de vários planos de ruptura teóricos críticos, a profundidades distintas (ver Fig. 6.6). A selecção dos valores da coesão e do ângulo de atrito interno para cada deslizamento baseou-se na comparação dos planos de ruptura teóricos com os registos efectuados no campo.

[1] Este pressuposto parte do princípio de que um movimento de vertente deve ocorrer ao longo do plano de ruptura potencial mais perigoso e que o factor de segurança é igual à unidade no momento da deslocação (HE, 1988).

Quadro 6.5 - Factores de segurança para 19 planos de ruptura circulares potenciais no deslizamento do Loureiro, assumindo os valores de c'= 4 kPa e φ'= 21° para o material afectado e o terreno saturado.
Para esta combinação de parâmetros, o plano de ruptura com 8 metros de profundidade máxima respeita os critérios de F=1 e F= $F_{mínimo}$.

	Características geométricas da ruptura			
Profundidade máxima do plano de ruptura (m)	coordenada x do centro de rotação	coordenada y do centro de rotação	raio	Factor de Segurança (F)
20	168,57	255,40	47,53	1,266
19	167,95	257,79	49,01	1,266
18	167,95	260,40	50,70	1,190
17	166,53	263,26	52,66	1,156
16	165,71	266,41	54,92	1,125
15	164,79	269,92	57,54	1,097
14	163,77	273,87	60,62	1,072
13	162,61	278,34	64,24	1,051
12	161,27	283,48	68,55	1,032
11	159,71	289,47	73,74	1,017
10	157,87	296,56	80,07	1,006
9	155,64	305,12	87,91	1,000
8	152,90	315,69	97,83	0,999
7	149,40	329,15	110,74	1,005
6	144,77	346,93	128,11	1,021
5	138,35	371,63	152,63	1,051
4	128,78	408,44	189,66	1,104
3	112,91	469,47	251,72	1,202
2	81,31	591,03	376,33	1,412

No caso dos deslizamentos translacionais (Casal do Carvalhal, A-dos-Melros e Casal do Casalinho), a metodologia proposta por GRECO (1991) foi aplicada a rupturas circulares teóricas, ajustadas às superfícies de deslizamento reais. Os resultados obtidos foram validados através do modelo da vertente infinita (*infinite slope model*) e dos métodos de Janbu e de Spencer, aplicáveis a qualquer tipo de plano de ruptura.

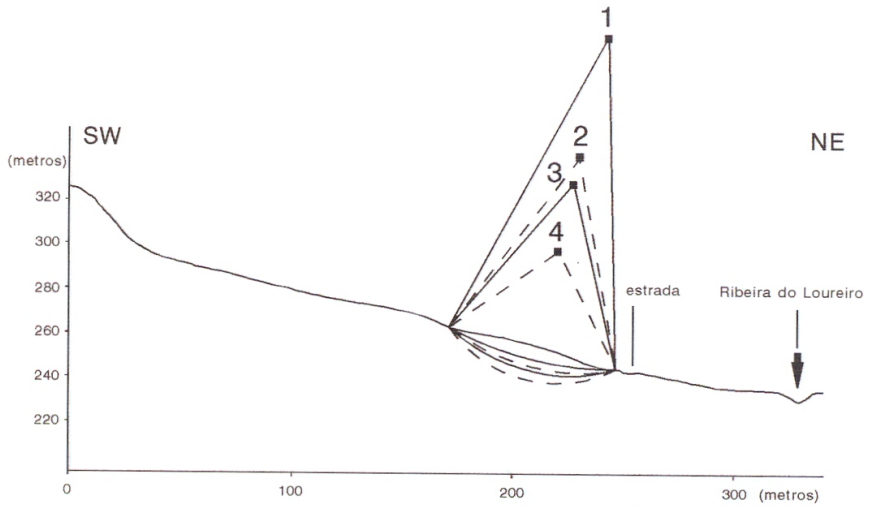

Fig. 6.6 - Perfil modelizado e exemplos de planos de ruptura críticos do deslizamento de Casal das Perdizes.
1 - rotação com profundidade máxima de 5 m (parâmetros críticos: c'= 1 kPa; φ'= 23°); 2 - rotação com profundidade máxima de 8 m (parâmetros críticos: c'= 4 kPa; φ'= 20°); 3- rotação com profundidade máxima de 9 m (parâmetros críticos: c'= 5 kPa; φ'= 19°); 4 - rotação com profundidade máxima de 14 m (parâmetros críticos: c'= 15 kPa; φ'= 12,5°);

3.2 - Análise inversa dos deslizamentos rotacionais de Casal das Perdizes, Loureiro e Quinta das Fragosas

O deslizamento rotacional confinado de Casal das Perdizes localiza-se na vertente sul do vale da Ribeira do Loureiro (ver Fig. 6.5), entre A-do-Mourão e Pardieiro, e foi alvo de apresentação monográfica no Capítulo 4 (ponto 2.4; Figs. 4.9 e 4.10).

A Fig. 6.6 ilustra o perfil modelizado e alguns exemplos de planos de ruptura críticos, determinados a partir de uma análise de 79 *slices*. As combinações dos parâmetros físicos do solo que respeitam os dois primeiros pressupostos da metodologia de GRECO (1991) encontram-se sistematizados no Quadro 6.6.

Considerando que a profundidade máxima estimada para o plano de ruptura se situa nos 8-9 metros, e comparando os planos circulares com o patente na Figura 4.10,

admite-se que a combinação c'= 4 kPa, φ'= 20°, para as margas e argilas afectadas, é a que melhor se ajusta ao deslizamento de Casal das Perdizes.

Quadro 6.6 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de Casal das Perdizes (factores de segurança determinados com o método simplificado de Bishop; a *bold* está assinalada a combinação seleccionada).

Parâmetros de resistência ao corte	$F_{mínimo}$	profundidade do plano de ruptura
c'= 0 kPa; φ'= 24,5°	1,014	2 m
c'= 1 kPa; φ'= 23°	1,014	5 m
c'= 2 kPa; φ'= 22°	1,020	6 m
c'= 3 kPa; φ'= 21°	1,019	7 m
c'= 4 kPa; φ'= 20°	**1,014**	**8 m**
c'= 5 kPa; φ'= 19°	1,006	9 m
c'= 7 kPa; φ'= 17,5°	1,006	10 m
c'= 10 kPa; φ'= 15,5°	1,007	11 m
c'= 11 kPa; φ'= 15°	1,012	12 m
c'= 14 kPa; φ'= 13°	1,001	13 m
c'= 15 kPa; φ'= 12,5°	1,004	14 m

O deslizamento do Loureiro situa-se, igualmente, na vertente sul do vale da Ribeira do Loureiro (ver Fig. 6.5).

A análise de 80 *slices* no perfil modelizado do movimento de vertente (Fig. 6.7) permitiu a individualização de onze combinações de valores de coesão e ângulo de atrito interno, que fornecem, em simultâneo, F= 1 e F= $F_{mínimo}$ (Quadro 6.7). A combinação dos parâmetros c'= 4 kPa, φ'= 21° é a que melhor se ajusta ao plano de ruptura real do deslizamento, estimado, no campo, a uma profundidade máxima de 8 metros.

O deslizamento da Quinta das Fragosas desencadeou-se na vertente norte do vale do Rio Silveira, junto ao talude da estrada que liga Alverca a Arruda dos Vinhos (ver Fig. 6.5).

O perfil modelizado do movimento de vertente (Fig. 6.8) foi alvo de uma análise em 51 *slices*, que forneceu treze combinações críticas possíveis para os parâmetros

geotécnicos do terreno afectado (Quadro 6.8). Considerando que a profundidade máxima estimada para o deslizamento está compreendida entre 2 e 3 metros, a combinação dos parâmetros c'= 0 kPa , φ'= 20,5° é a que melhor justifica o movimento de vertente.

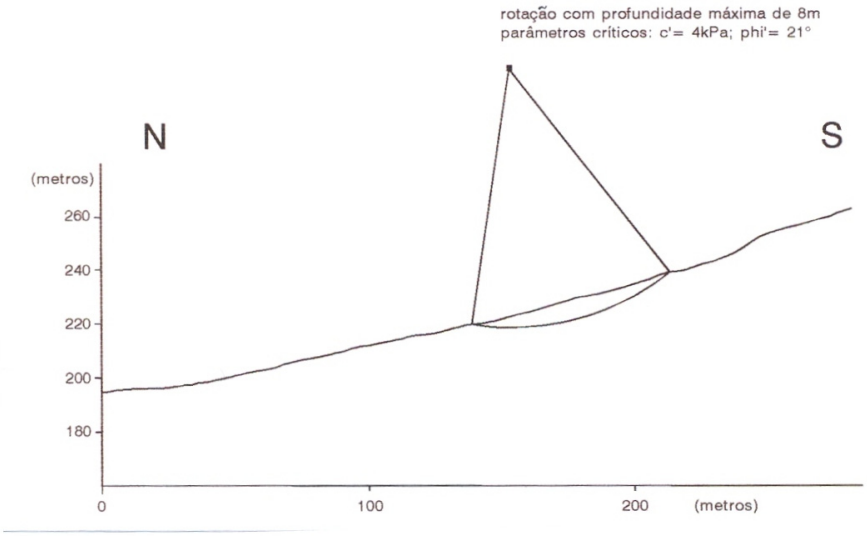

Fig. 6.7 - Perfil modelizado e plano de ruptura crítico do deslizamento do Loureiro.

Quadro 6.7 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento do Loureiro (factores de segurança determinados com o método simplificado de Bishop; a *bold* está assinalada a combinação seleccionada).

Parâmetros de resistência ao corte	$F_{mínimo}$	profundidade do plano de ruptura
c'= 0 kPa; φ'= 26,5°	1,009	2 m
c'= 1 kPa; φ'= 24,5°	1,009	5 m
c'= 2 kPa; φ'= 23°	1,000	7 m
c'= 4 kPa; φ'= 21°	**0,999**	**8 m**
c'= 5 kPa; φ'= 20,5°	1,015	9 m
c'= 6 kPa; φ'= 19,5°	1,007	10 m
c'= 8 kPa; φ'= 18°	1,006	11 m
c'= 11 kPa; φ'= 16°	1,007	12 m
c'= 13 kPa; φ'= 15°	1,018	13 m
c'= 14 kPa; φ'= 14°	0,999	14 m
c'= 16 kPa; φ'= 13°	1,006	15 m

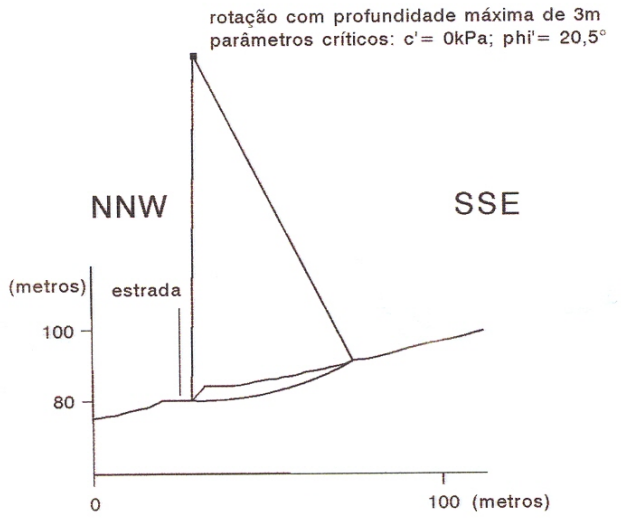

Fig. 6.8 - Perfil modelizado e plano de ruptura crítico do deslizamento da Quinta das Fragosas.

Quadro 6.8 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento da Quinta das Fragosas (factores de segurança determinados com o método simplificado de Bishop; a *bold* está assinalada a combinação seleccionada).

Parâmetros de resistência ao corte	$F_{mínimo}$	profundidade do plano de ruptura
c'= 0 kPa; φ'= 20,5°	**1,001**	**3 m**
c'= 3 kPa; φ'= 16°	1,019	4 m
c'= 4 kPa; φ'= 14,5°	1,007	5 m
c'= 5 kPa; φ'= 13,5°	1,016	6 m
c'= 8 kPa; φ'= 10,5°	1,016	7 m
c'= 10 kPa; φ'= 8,5°	1,001	8 m
c'= 12 kPa; φ'= 7°	1,006	9 m
c'= 14 kPa; φ'= 5,5°	1,004	10 m
c'= 17 kPa; φ'= 3,5°	1,008	11 m
c'= 18 kPa; φ'= 3°	1,017	12 m
c'= 20 kPa; φ'= 1,5°	0,999	13 m
c'= 22 kPa; φ'= 0,5°	1,013	14 m

3.3 - Análise inversa dos deslizamentos translacionais de Casal do Carvalhal, A-dos--Melros e Casal do Casalinho

O deslizamento de Casal do Carvalhal localiza-se na vertente norte do vale do Rio Silveira, a montante da estrada Alverca - Arruda dos Vinhos (ver Fig. 6.5).

O Quadro 6.9 indica as combinações de coesão e ângulo de atrito interno críticas do movimento de vertente, definidas a partir da análise de 56 *slices*, assumindo planos de ruptura circulares teóricos. Como se verifica na Figura 6.9, o plano de ruptura teórico com 4 metros de profundidade máxima, correspondente à combinação de parâmetros c'= 3 kPa, φ'= 19,5°, ajusta-se bastante bem à superfície de deslizamento reconstruída a partir das observações de campo.

Quadro 6.9 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de Casal do Carvalhal (factores de segurança determinados com o método simplificado de Bishop; a *bold* está assinalada a combinação seleccionada).

Parâmetros de resistência ao corte	$F_{mínimo}$	profundidade do plano de ruptura
c'= 0 kPa; φ'= 24,5°	0,999	2 m
c'= 2 kPa; φ'= 21°	1,014	3 m
c'= 3 kPa; φ'= 19,5°	**1,012**	**4 m**
c'= 4 kPa; φ'= 18°	1,001	5 m
c'= 5 kPa; φ'= 17°	1,008	6 m
c'= 7 kPa; φ'= 15°	1,009	7 m

O teste com o modelo da vertente infinita, assumindo aquela combinação de parâmetros geotécnicos e uma profundidade média de 3 metros para o plano de ruptura, forneceu F= 1,051, valor suficientemente baixo para justificar o movimento de vertente. De igual modo, a aplicação dos métodos de Janbu simplificado, Janbu rigoroso e Spencer, tomando em consideração o plano de ruptura real e introduzindo uma pequena margem de erro nas variáveis físicas do terreno (c'= 3 kPa ± 1 kPa ; φ'= 19,5° ± 2°) forneceu factores de segurança entre 1,04 e 1,07, com probabilidade de F<1 entre 27,5% e 36,4% (Quadro 6.10).

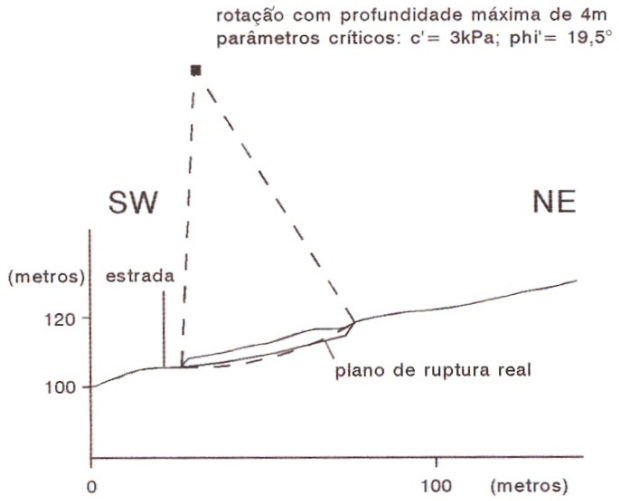

Fig. 6.9 - Perfil modelizado e planos de ruptura real e crítico do deslizamento de Casal do Carvalhal.

Quadro 6.10 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de Casal do Carvalhal (parâmetros geotécnicos: c'= 3 kPa ± 1 kPa; φ'= 19,5° ± 2°).

Método	Factor de segurança F	Probabilidade de F<1 (%)
Janbu simplificado	1,069	27,5
Janbu rigoroso	1,044	35,1
Spencer	1,040	36,4

O deslizamento de A-dos-Melros localiza-se na vertente oriental do vale do Rio Silveira, a norte da povoação com o mesmo nome (ver Fig. 6.5), e corresponde à reactivação translacional de um deslizamento compósito de tipo *multi-storied* descrito no Capítulo 4 (ponto 3.3).

A modelização do movimento de vertente, baseada em 97 *slices* e em planos de ruptura circulares potenciais, permitiu a individualização de três combinações críticas de coesão e ângulo de atrito interno para o terreno afectado (Quadro 6.11). Conforme se verifica na Figura 6.10, o plano de ruptura crítico com profundidade máxima de 4 metros, definido pela combinação dos parâmetros c'= 0 kPa, φ'= 20°, ajusta-se

razoavelmente bem à superfície de deslizamento reconstruída a partir do levantamento geomorfológico de pormenor.

Quadro 6.11 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de A-dos-Melros (factores de segurança determinados com o método simplificado de Bishop; a *bold* está assinalada a combinação seleccionada).

Parâmetros de resistência ao corte	$F_{mínimo}$	profundidade do plano de ruptura
c'= 0 kPa; φ'= 20°	**1,021**	**4 m**
c'= 1 kPa; φ'= 18,5°	1,025	7 m
c'= 2 kPa; φ'= 17°	0,999	9 m

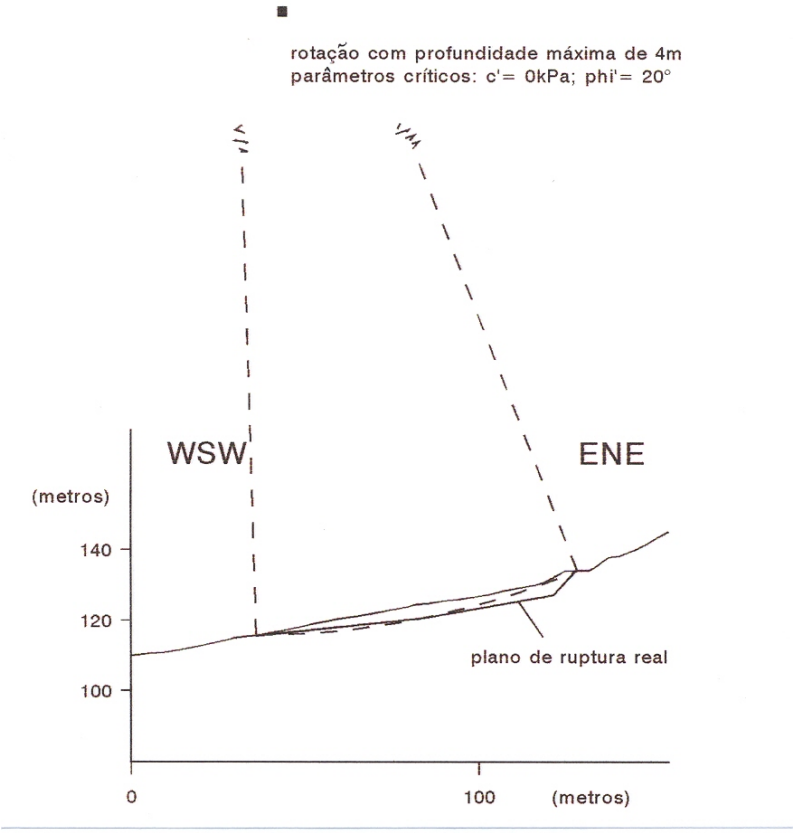

Fig. 6.10 - Perfil modelizado e planos de ruptura real e crítico do deslizamento de A-dos--Melros.

O teste com o modelo da vertente infinita, considerando uma profundidade média de 3 metros para o plano de ruptura, confirma aquela combinação como óptima para o deslizamento de A-dos-Melros (F= 1,002). Do mesmo modo, os resultados dos métodos simplificado e rigoroso de Janbu e de Spencer, aplicados à superfície de deslizamento real e admitindo uma margem de erro de 2° para o ângulo de atrito interno, justificam, perfeitamente, o movimento de vertente (Quadro 6.12).

Quadro 6.12 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de A-dos-Melros (parâmetros geotécnicos: c'= 0 kPa; φ'= 20° ± 2°).

Método	Factor de segurança F	Probabilidade de F<1 (%)
Janbu simplificado	1,005	48,3
Janbu rigoroso	0,991	53,3
Spencer	0,995	52,0

O deslizamento de Casal do Casalinho situa-se na margem esquerda do Rio Silveira (ver Fig. 6.5) e foi desencadeado a partir da erosão lateral do curso de água.

A análise de 58 *slices*, assumindo planos de ruptura circulares potenciais, possibilitou a identificação de quatro combinações críticas possíveis para os parâmetros geotécnicos do terreno (Quadro 6.13). A Figura 6.11 demonstra que o plano de ruptura crítico com profundidade máxima de 2 metros, definido pela combinação de parâmetros c'= 0 kPa, φ'= 18° é a que melhor se ajusta à superfície de deslizamento real (estimada no terreno).

Os resultados com o teste do modelo da vertente infinita, com aquela combinação de parâmetros geotécnicos e uma profundidade de 2 metros para o plano de ruptura, são demasiado baixos (F= 0,780). O factor de segurança próximo da unidade apenas se consegue com os parâmetros c'= 0 kPa, φ'= 22,5° (F= 0,994).

De igual modo, a aplicação dos métodos simplificado e rigoroso de Janbu e de Spencer à superfície de deslizamento real, com os parâmetros c'= 0 kPa, φ'= 18° ± 2°, forneceu factores de segurança demasiado baixos (Quadro 6.14). Admitindo como correctos os parâmetros geotécnicos do terreno, o deslizamento devia ter ocorrido antes

da completa saturação do solo. Tendo em consideração que se assumiu, de início, que todos os movimentos se verificaram com o nível da toalha freática coincidente com a superfície topográfica, é necessário considerar um ângulo de atrito interno equivalente a 19,5° ± 2°, de modo a obter factores de segurança próximos da unidade no momento da ruptura (Quadro 6.15).

Quadro 6.13 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de Casal do Casalinho (factores de segurança determinados com o método simplificado de Bishop; a *bold* está assinalada a combinação seleccionada).

Parâmetros de resistência ao corte	$F_{mínimo}$	profundidade do plano de ruptura
c'= 0 kPa; φ'= 18°	**1,010**	**2 m**
c'= 2 kPa; φ'= 14°	1,000	4 m
c'= 3 kPa; φ'= 13°	1,022	5 m
c'= 4 kPa; φ'= 11,5°	1,001	6 m

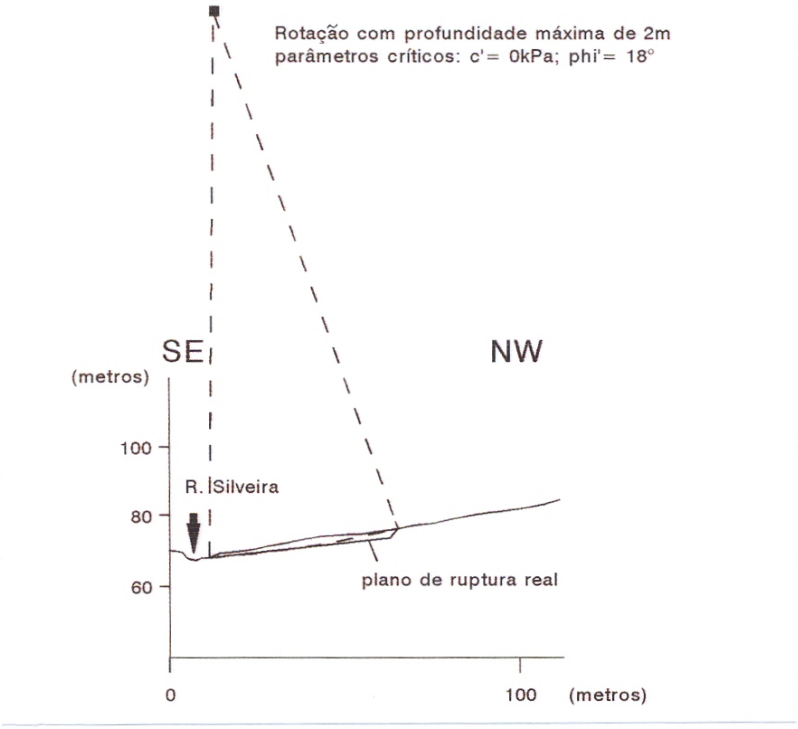

Fig. 6.11 - Perfil modelizado e planos de ruptura real e crítico do deslizamento de Casal do Casalinho.

Quadro 6.14 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de Casal do Casalinho (parâmetros geotécnicos: c'= 0 kPa; φ'= 18° ± 2°).

Método	Factor de segurança F	Probabilidade de F<1 (%)
Janbu simplificado	0,943	70,7
Janbu rigoroso	0,925	76,3
Spencer	0,923	77,0

Quadro 6.15 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de Casal do Casalinho (parâmetros geotécnicos: c'= 0 kPa; φ'= 19,5° ± 2°).

Método	Factor de segurança F	Probabilidade de F<1 (%)
Janbu simplificado	1,027	40,0
Janbu rigoroso	1,008	47,0
Spencer	1,006	48,0

3.4 - Conclusão

Os parâmetros de resistência ao corte determinados por análise inversa das condições de estabilidade dos deslizamentos de Casal das Perdizes (rotacional), do Loureiro (rotacional) e de Casal do Carvalhal (translacional) são bastante semelhantes (Quadro 6.16) e devem corresponder aos valores de resistência máxima das "margas e argilas da Abadia": c'= 4 kPa ± 1 kPa; φ'= 20° ± 1°. Admite-se, deste modo, que estes deslizamentos se verificaram em vertentes não afectadas anteriormente por manifestações de instabilidade.

Os deslizamentos de Quinta das Fragosas (rotacional), de A-dos-Melros (translacional) e de Casal do Casalinho (translacional) registam, igualmente, parâmetros de resistência ao corte muito idênticos (Quadro 6.16). Nestes casos, o terreno não apresenta coesão (c'= 0) e o ângulo de atrito interno corresponde, sensivelmente, a 20° ± 0,5°. Estes valores devem ser interpretados como os parâmetros de resistência ao

corte residual das "margas e argilas da Abadia", visto que, em qualquer dos três movimentos de vertente, se admite estar em presença de deslizamentos reactivados.

Com efeito, o deslizamento rotacional da Quinta das Fragosas situa-se imediatamente a montante da estrada que liga Arruda dos Vinhos a Alverca, num sector seguramente sujeito a manifestações de instabilidade do mesmo tipo no passado, pelo menos após a abertura do talude para construção da via de comunicação. Por seu turno, o deslizamento translacional de A-dos-Melros corresponde, como se viu no Capítulo 4, a uma reactivação parcial de um deslizamento de maior dimensão activado em 1979. Por último, o deslizamento translacional de Casal do Casalinho foi desencadeado, em Dezembro de 1989, pela erosão lateral do Rio Silveira. Embora os indícios encontrados no terreno não permitam uma conclusão definitiva, é de admitir que, também neste caso, se esteja em presença de um sector anteriormente deslizado, considerando que a erosão lateral na margem esquerda do curso de água foi bastante intensa aquando das cheias rápidas de Novembro de 1967 e Novembro de 1983.

Quadro 6.16 - Parâmetros de resistência ao corte determinados por análise inversa das condições de estabilidade de deslizamentos simples desencadeados nas "margas e argilas da Abadia".

DESLIZAMENTO	PARÂMETROS CRÍTICOS DE RESISTÊNCIA AO CORTE	RESISTÊNCIA MOBILIZADA
Casal das Perdizes	c'= 4 kPa; φ'= 20°	RESISTÊNCIA AO CORTE MÁXIMA (*PEAK SHEAR STRENGTH*)
Loureiro	c'= 4 kPa; φ'= 21°	
Casal do Carvalhal	c'= 3 kPa; φ'= 19,5°	
Quinta das Fragosas	c'= 0 kPa; φ'= 20,5°	RESISTÊNCIA AO CORTE RESIDUAL (*RESIDUAL SHEAR STRENGTH)*
A-dos-Melros	c'= 0 kPa; φ'= 20°	
Casal do Casalinho	c'= 0 kPa; φ'= 19,5°	

CAPÍTULO 7

ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE DAS ÁREAS-AMOSTRA

1 - INTRODUÇÃO

A análise estatística dos movimentos de vertente das áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz, baseia-se na exploração da base de dados construída a partir da inventariação sistemática das manifestações de instabilidade identificadas no terreno (ver Capítulo 3).

A organização deste Capítulo, em função das áreas-amostra, foi definida de modo a permitir a caracterização quantitativa dos movimentos de vertente. No entanto, como foi referido aquando da discussão das metodologias e técnicas de estudo, as variáveis seleccionadas e os tratamentos estatísticos efectuados foram, sistematicamente, os mesmos, de modo a facilitar as comparações, que constituem o objecto do Capítulo seguinte.

O estudo das áreas-amostra inicia-se com um enquadramento geomorfológico e com a discussão dos aspectos gerais da distribuição dos movimentos de vertente, com base na análise dos mapas geomorfológicos apresentados fora do texto.

A Figura 7.1 sistematiza os vários atributos dos movimentos de vertente e relações com factores de instabilidade estudados, bem como as técnicas estatísticas utilizadas.

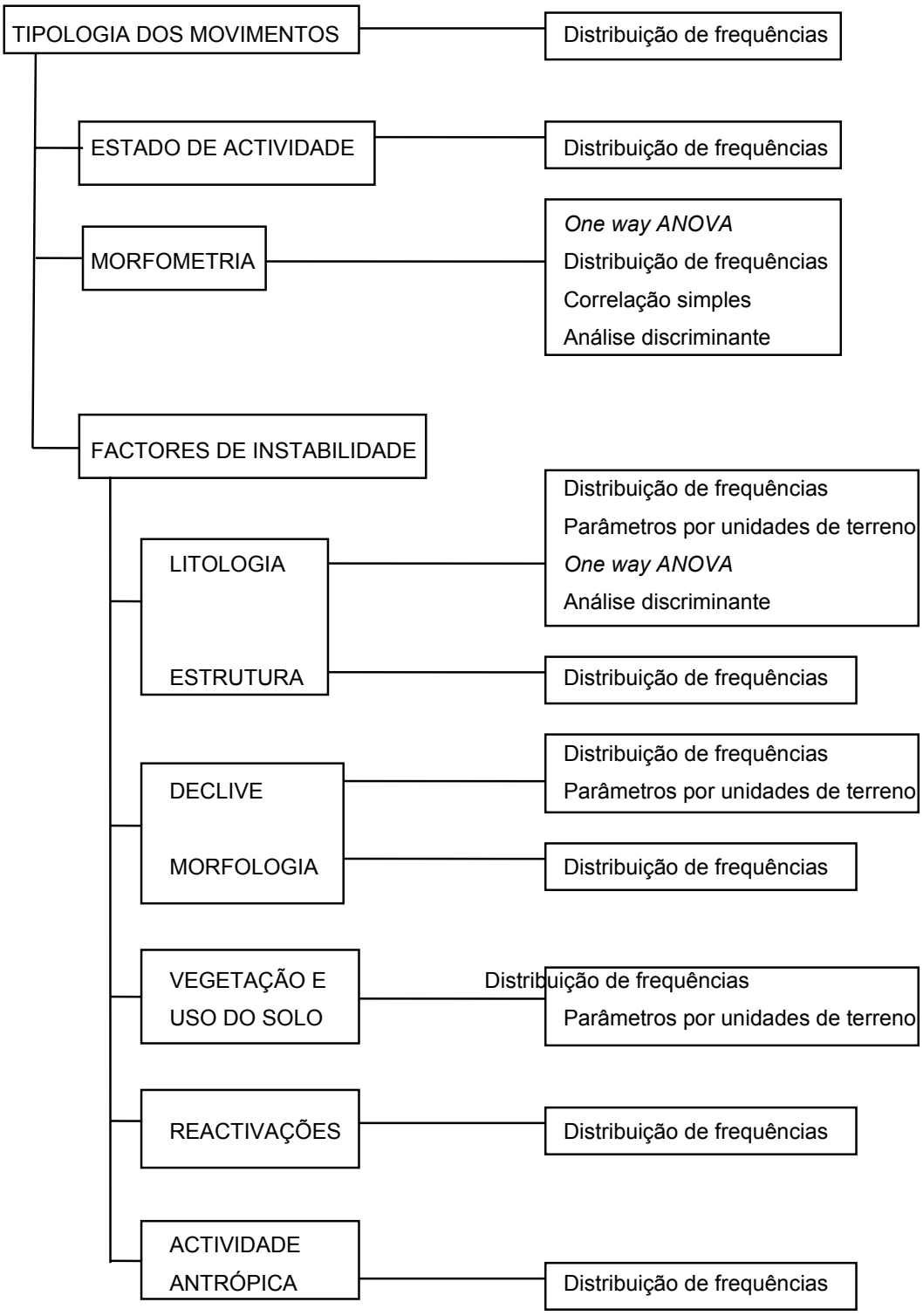

Fig. 7.1 - Estrutura das variáveis e tratamento estatístico aplicado aos movimentos de vertente das cinco áreas-amostra.

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 num conjunto de parâmetros morfométricos, que a seguir se discriminam:

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 movimentos 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 $\sqrt{\text{DARE}}$ / DCOM

O estado de actividade é estudado a partir de distribuições de frequências. A análise morfométrica recorre igualmente a esta técnica, mas também à correlação simples, análise da variância e análise discriminante, aplicados aos dados normalizados

por transformação logarítmica. A correlação tem por objectivo a identificação de tendências nas relações mútuas entre as variáveis em estudo. Com a análise da variância pretende-se determinar o grau de significância estatística das diferenças observadas nos parâmetros morfométricos dos vários tipos de movimentos de vertente. As variáveis que melhor demonstram estas diferenciações são alvo de uma análise discriminante, com vista à definição de funções matemáticas com poder discriminatório relativamente aos deslizamentos simples.

Os diferentes tipos de movimentos de vertente são, em seguida, relacionados com um conjunto de factores de instabilidade (ver Fig. 7.1).

O estudo das relações entre a litologia e os movimentos de vertente implicou, em primeiro lugar, a definição de unidades litológicas. Estas correspondem aos grandes conjuntos contemplados pela cartografia geológica na escala de 1:50 000 e foram numeradas, de um a nove, em função da idade das rochas. Refira-se que as áreas-amostra estudadas não incluem alguns tipos litológicos existentes na Região a Norte de Lisboa (em particular, as formações do Cretácico inferior) que, por essa razão, são ignoradas neste trabalho.

Na distribuição dos movimentos de vertente pelas unidades litológicas são considerados todos os eventos, mesmo os deslizamentos translacionais superficiais. Estes deslizamentos, embora afectem, muitas vezes, apenas depósitos superficiais, têm sempre uma relação estreita com a litologia. Com efeito, o plano de ruptura dos movimentos acompanha, geralmente, o contacto com o substrato, e a própria distribuição dos depósitos de vertente, passíveis de instabilização, tem um condicionalismo litológico bem marcado.

A avaliação das superfícies abrangidas pelos diferentes tipos litológicos presentes em cada área-amostra permitiu um aprofundamento do estudo da incidência das manifestações de instabilidade, com a definição da densidade dos movimentos (número de eventos por km^2) e das percentagens de área instabilizada (somatório da área afectada na unidade litológica / área total da unidade litológica). Este procedimento foi aplicado, igualmente, ao estudo das relações dos movimentos de vertente com o declive e com o coberto vegetal e uso do solo. Refira-se que, nestes casos, houve

necessidade de recorrer à correlação entre variáveis para estimar os volumes e as áreas em falta no banco de dados original.

As áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures integram duas unidades litológicas muito susceptíveis às manifestações de instabilidade: margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio, e escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa. De igual modo, a área-amostra de Calhandriz inclui as margas e argilas da Abadia, do Kimeridgiano inferior e médio, e os calcários margosos, margas e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior, onde se encontram alguns dos maiores movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa. As diferenças entre os parâmetros morfométricos dos movimentos verificados nestas unidades litológicas são avaliadas através da análise da variância e de análise discriminante, sobre dados com transformação logarítmica.

A relação entre os movimentos de vertente e a estrutura geológica das áreas--amostra é estudada a partir da comparação do sentido de inclinação das camadas com a exposição das vertentes afectadas, assim como da relação entre o declive e o pendor.

O declive das vertentes instabilizadas é estudado com recurso a distribuições de frequências e à caracterização dos movimentos agrupados em unidades de terreno definidas pelas seguintes classes de declive: 0-2°, 2°-5°; 5°-10°, 10°-15°, 15°-20°, 20°-25°, 25°-30°, >30°.

O condicionalismo morfológico é avaliado a partir da relação entre as manifestações de instabilidade e o perfil vertical (ou longitudinal) e horizontal (ou transversal) das vertentes afectadas.

O estudo das relações entre os movimentos de vertente e o coberto vegetal e o uso do solo recorre à distribuição de frequências e à análise baseada nas seguintes unidades de terreno, definidas a partir de ortofotomapas de 1990, na escala de 1:10 000:

VG1 - terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo;

VG2 - terrenos com vegetação arbustiva e matagal;

VG3 - terrenos com vegetação de porte arbóreo, natural ou cultivada;

VG4 - terrenos cultivados;

VG5 -povoações e outras implantações antrópicas.

Por último, a importância das reactivações e das intervenções antrópicas desajustadas, é caracterizada, para os diferentes tipos de movimentos de vertente, a partir de distribuições de frequências.

2 - ÁREA-AMOSTRA DE FANHÕES

2.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente

A área-amostra de Fanhões (Fig. 7.2) abrange 10,21 km^2. Está integrada na bacia hidrográfica de 5ª ordem da Ribeira de Fanhões, um dos principais afluentes da margem direita do Rio Trancão, e inclui, parcialmente, quatro sub-bacias principais, cuja densidade de drenagem varia entre 2,3 e 3,9 km/km^2 (Quadro 7.1).

Esta área 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. 7.3; Quadro 7.2).

As margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio afloram a Norte e abrangem 21% da superfície total. Sucedem-se os calcários compactos com rudistas do Cenomaniano superior (6,6% da área-amostra), que ocupam o fundo dos vales das Ribeiras de Fanhões e de Casainhos, junto à povoação de Fanhões, e se prolongam por dois afloramentos estreitos, na vertente direita do sector montante do vale da Ribeira de Fanhões e na vertente esquerda do vale da Ribeira das Oliveiras. Sobre os calcários com rudistas encontra-se o Complexo Vulcânico de Lisboa, que ocupa mais de metade da superfície da área-amostra. O substrato vulcânico apresenta uma grande diversidade litológica (escoadas basálticas compactas, basaltos muito alterados e tufos vulcânicos) e abundantes variações laterais na natureza dos afloramentos, não contempladas pela cartografia geológica disponível. A sul dos

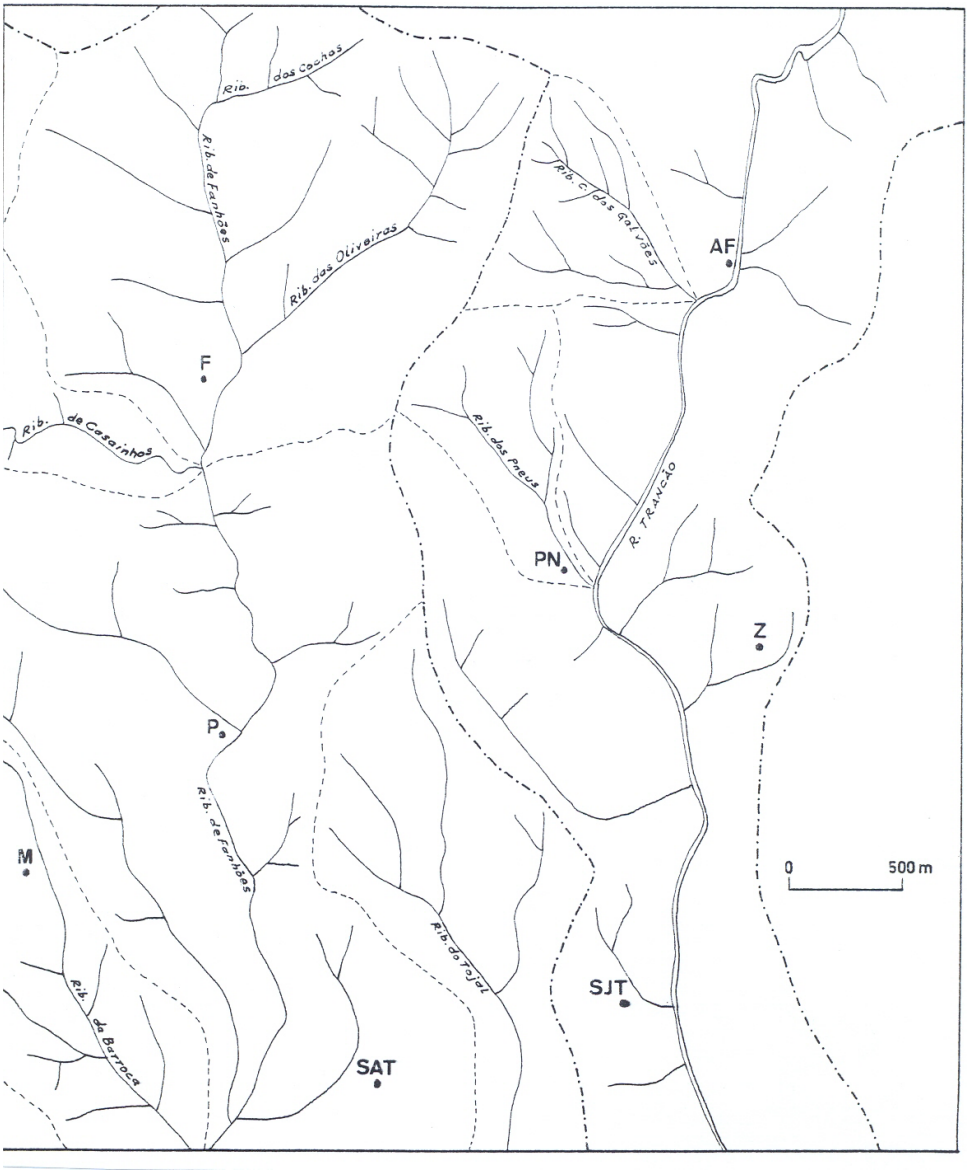

Fig. 7.2 - Rede hidrográfica das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão.
F, Fanhões; P, Pintéus; M, Murteira; SAT, Santo Antão do Tojal; SJT, S. Julião do Tojal; Z, Zambujal; PN, Pneus; AF, Azenha do Furadouro.

Quadro 7.1 - Principais sub-bacias hidrográficas parcialmente integradas na área-amostra de Fanhões.

Sub-bacia hidrográfica	Ordem (Strahler)	Densidade de drenagem (km/km^2)
Sector montante da Ribeira de Fanhões	4	3,5
Ribeira de Casainhos	4	2,3
Ribeira da Barroca	4	3,9
Ribeira do Tojal	3	3,0

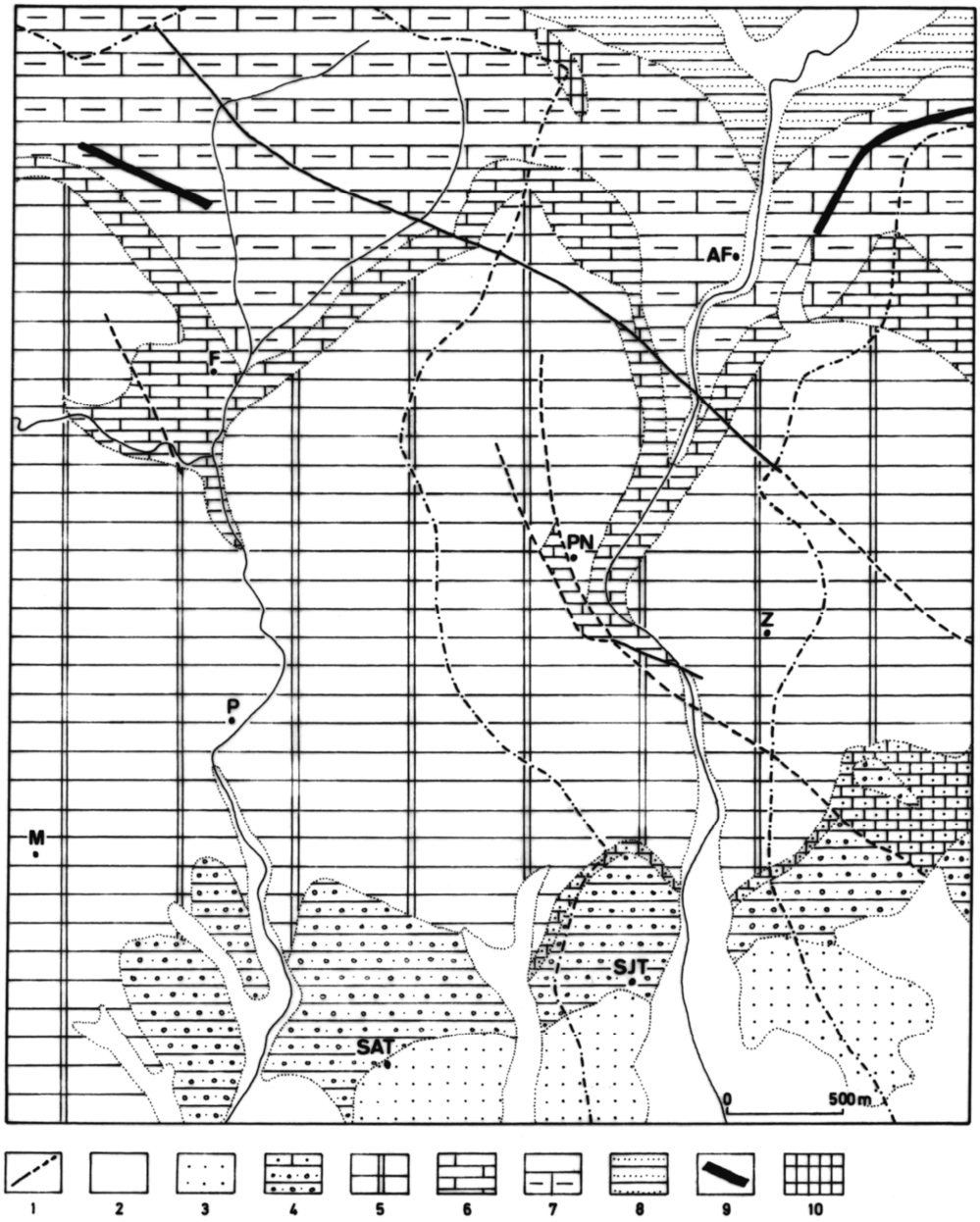

Fig. 7.3 - Unidades litológicas das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão.
1 - falha, certa e provável; 2 - aluviões; 3 - depósitos de terraço da Bacia de Loures; 4 - calcários e brechas calcárias de Alfornelos e conglomerados e arenitos siliciosos (Paleogénico); 5 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa (Neocretácico); 6 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 7 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); 8 - arenitos siliciosos (Barremiano superior - Aptiano); 9 - filões; 10 - chaminé basáltica.

Quadro 7.2 - 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 Alfornelos; conglomerados e arenitos siliciosos (Paleogénico).

afloramentos eruptivos encontram-se as rochas do Paleogénico (10,7% da área-amostra), que integram os calcários lacustres e brechas calcárias de Alfornelos, e conglomerados e arenitos siliciosos pouco consolidados. O limite Sul da área-amostra abrange uma parte da Bacia de Loures, representada pelos terraços de Santo Antão do Tojal (3% da área-

-amostra) e por uma cobertura aluvial recente (5% da área-amostra).

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 (ver mapa geomorfológico fora do texto). Esta vertente apresenta um declive moderado (Fig. 7.4) 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 (ver mapa geomorfológico, fora do texto). Verifica-se neste vale uma dissimetria estrutural (Fig. 7.5), 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.

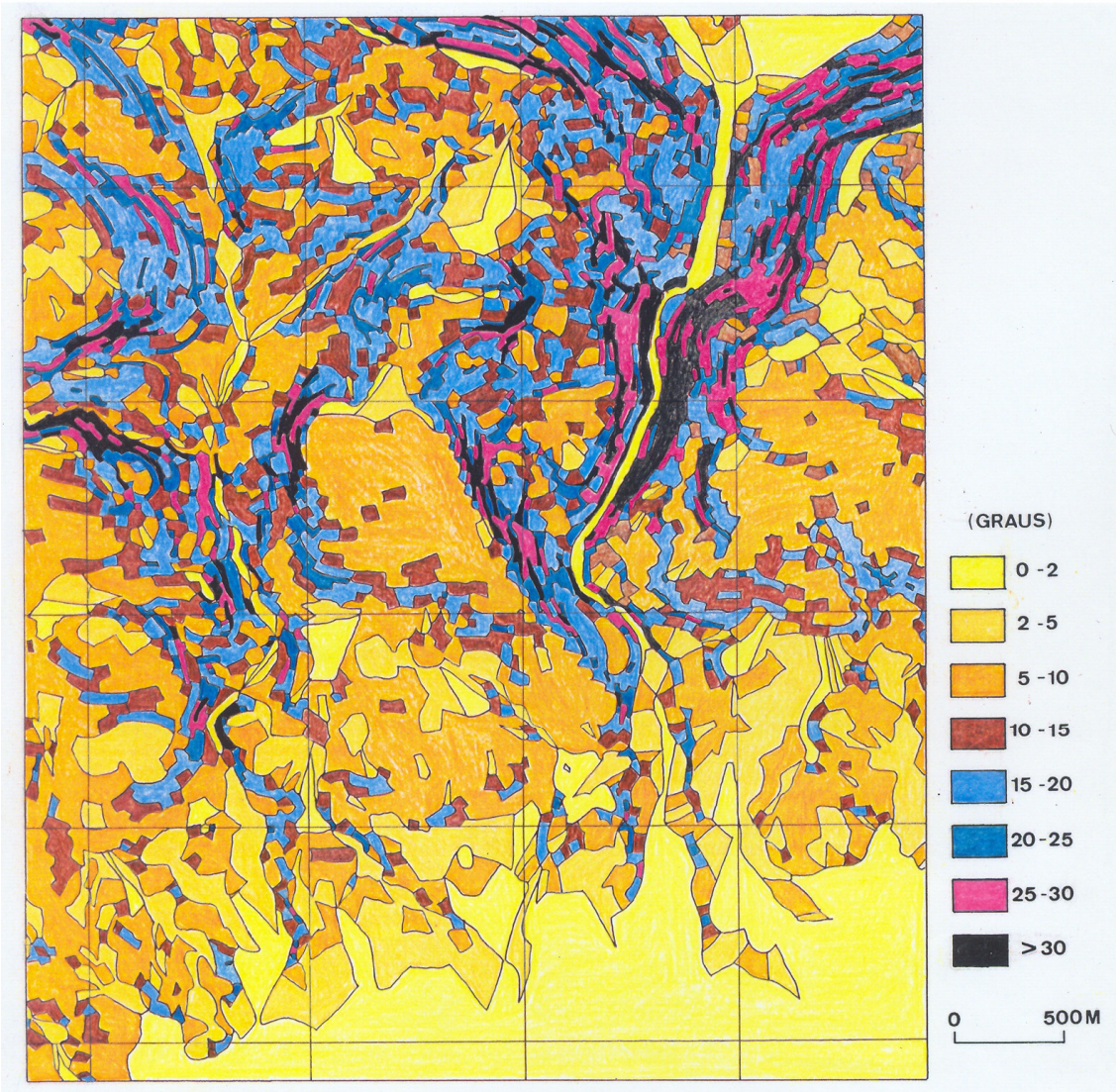

Fig. 7.4 - Mapa de declives das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão.

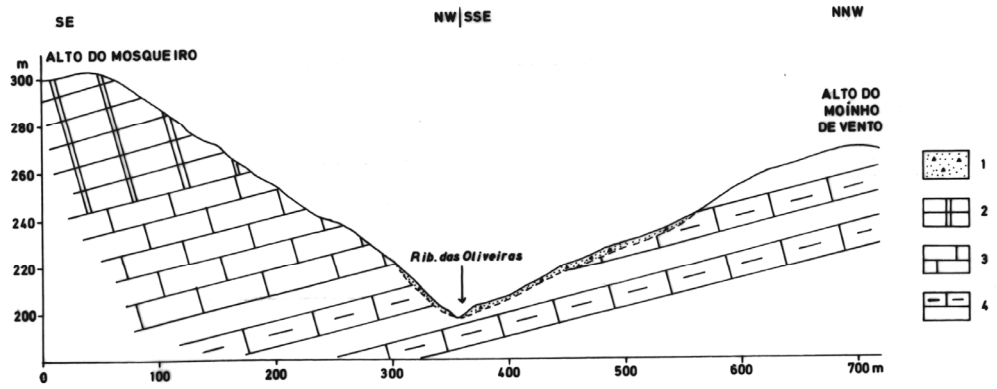

Fig. 7.5 - Dissimetria estrutural do vale da Ribeira das Oliveiras.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 4 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio).

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. 7.6). 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 (ver mapa geomorfológico, fora do texto). 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.

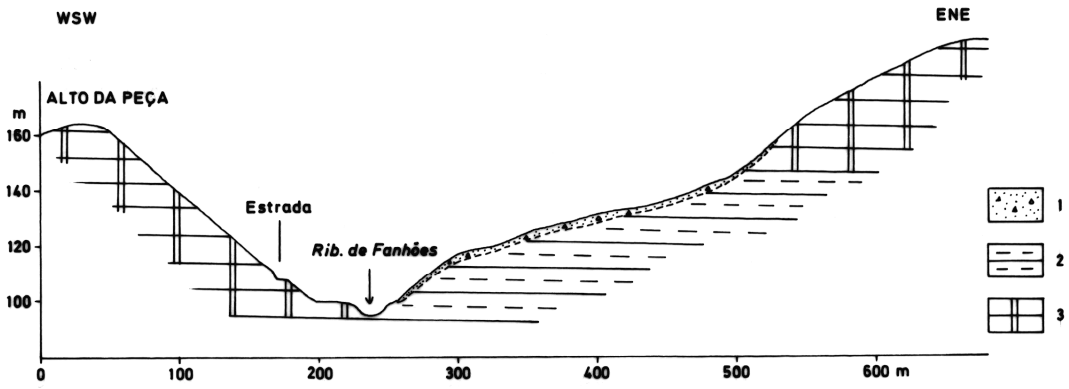

Fig. 7.6 - Dissimetria do vale da Ribeira de Fanhões, entre Pintéus e Fanhões, por variações laterais no substrato do Complexo Vulcânico de Lisboa.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas; 3 - tufos vulcânicos.

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 Casainhos 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.

2.2 - Tipologia e actividade

O levantamento geomorfológico de pormenor da área-amostra de Fanhões permitiu a identificação de 88 movimentos de vertente, que abrangem uma superfície total próxima dos 160 000 m^2 (Quadro 7.3). Deste modo, a densidade dos movimentos é de 8,6 por km^2 e a área instabilizada corresponde a 1,6% da superfície total.

Quadro 7.3 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões.

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
88	8,6	3 317	285 279	1 854	159 454	1,6

Conforme se vê no Quadro 7.4, os deslizamentos translacionais superficiais representam quase metade do número total de movimentos da área-amostra (46,6%), sendo secundados pelos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (35,2%). Os deslizamentos translacionais profundos correspondem a apenas 9% do total; no entanto, este valor eleva-se a 13,6%, quando se lhe associam os movimentos complexos que afectam o substrato rochoso e que apresentam uma componente translacional fundamental.

A grande maioria dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões (84%) apresenta sinais de actividade posterior a 1967, critério utilizado para a sua classificação como activos (Quadro 7.5). As principais excepções a esta verificação dizem respeito aos dois deslizamentos rotacionais identificados e a cerca de 20% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, desencadeados em Novembro de 1967 e não reactivados posteriormente. A classificação do estado de actividade coloca ainda em evidência a reduzida expressão das medidas correctivas conducentes à estabilização dos movimentos de vertente da área, limitadas a um movimento desencadeado pela erosão lateral na margem esquerda da Ribeira da Casainhos.

Quadro 7.4 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área--amostra de Fanhões.

Tipo de movimento:	Código	Número de casos	(%)
desabamento	1	1	1,1
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	31	35,2
deslizamento rotacional	3	2	2,3
deslizamento translacional	4	8	9,1
deslizamento translacional superficial	5	41	46,6
movimento complexo translacional/rotacional	6a	1	1,1
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	3	3,4
movimento complexo translacional superficial/escoada	6f	1	1,1
TOTAL		88	100,0

Quadro 7.5 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões quanto ao estado de actividade (frequências relativas definidas em função do número de casos de cada tipo de movimento).

		estado de actividade			
Tipo de movimento	Código	activo	dormente	estabilizado	TOTAL
desabamento	1	100,0	0,0	0,0	100,0
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	77,4	19,4	3,2	100,0
deslizamento rotacional	3	0,0	100,0	0,0	100,0
deslizamento translacional	4	100,0	0,0	0,0	100,0
deslizamento translacional superficial	5	87,8	12,2	0,0	100,0
movimento complexo translacional/rotacional	6a	100,0	0,0	0,0	100,0
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	100,0	0,0	0,0	100,0
movimento complexo translacional superficial/escoada	6f	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos de vertente		84,1	14,8	1,1	100,0

2.3 - Morfometria

O Quadro 7.6 apresenta as médias, desvios padrão e número de observações de um conjunto de atributos morfométricos dos diferentes tipos de movimentos de vertente presentes na área de Fanhões. O quadro integra, ainda, os resultados do teste F e respectivos níveis de significância estatística, da análise da variância efectuada a partir da transformação logarítmica dos dados de base.

Os movimentos de vertente de maior dimensão (movimentos complexos, deslizamentos rotacionais e deslizamentos translacionais) verificam-se em vertentes com comando e altitude mais elevados do que os restantes. Registe-se que a elevada significância estatística do teste F à altitude máxima das vertentes constitui um reflexo indirecto da importância do factor litológico nesta área (ver Quadro 7.11). Com efeito, os movimentos de maior dimensão desenvolvem-se, como se verá, nas rochas do Albiano - Cenomaniano médio, que afloram no sector norte da área-amostra, naturalmente com altitudes mais elevadas.

As diferenças entre os declives médios dos vários tipos de movimentos de vertente são significativas do ponto de vista estatístico. O valor máximo corresponde aos deslizamentos translacionais superficiais (21°) e o mínimo ao conjunto dos movimentos complexos (12°).

As variáveis que definem a dimensão dos movimentos de vertente (altura e extensão da cicatriz principal; desnível, comprimento máximo, largura máxima, profundidade do plano de ruptura, área e volume dos movimentos) apresentam diferenças significativas no conjunto dos movimentos considerados, correspondendo os valores mais elevados, sistematicamente, aos movimentos complexos, deslizamentos rotacionais e deslizamentos translacionais.

Os movimentos complexos são aqueles que apresentam uma área média mais elevada (cerca de 10 500 m^2), claramente influenciada pelo valor extremo do movimento das Quebradas. De facto, 80% destes movimentos abrangem superfícies compreendidas entre 500 e 5 000 m^2 (Fig. 7.7). Os deslizamentos rotacionais abrangem áreas superiores a 7 000 m^2, enquanto os deslizamentos translacionais apresentam

Quadro 7.6 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões.

VARIÁVEL:		TIPO DE MOVIMENTO						
		1	2	3	4	5	6	F
VALT (m)	média	312,0	137,9	277,5	240,6	194,5	240,2	**5,17**
	std	0,0	89,2	27,5	53,8	72,2	37,9	(p<0,01)
	N	1	31	2	8	41	5	
VCOM (m)	média	52,0	49,2	75,5	86,0	72,5	82,2	**2,75**
	std	0,0	37,4	49,5	36,6	37,4	29,2	(0,01<p<0,05)
	N	1	31	2	8	41	5	
VDIS (m)	média	-------	------	301,0	494,5	314,2	374,8	1,53
	std			195,0	274,7	201,8	156,4	(n.s.)
	N			2	8	41	5	
DECO (°)	média	-------	14,7	17,3	15,2	20,8	11,8	**4,73**
	std		8,4	0,2	4,5	7,7	3,4	(p<0,01)
	N		31	2	8	41	5	
CDIS (m)	média	-------	------	180,0	297,3	133,3	187,8	1,57
	std			0,0	288,5	151,2	104,6	(n.s.)
	N			1	8	41	5	
SDIS (m)	média	-------	------	32,0	126,8	156,9	36,0	1,41
	std			16,0	118,3	171,1	46,2	(n.s.)
	N			2	8	35	2	
CALT (m)	média	1,5	2,3		3,3	0,8	10,0	**17,50**
	std	0,0	1,9	------	2,6	0,5	9,2	(p<0,01)
	N	1	26		8	30	4	
CEXT (m)	média	10,0	41,8		69,9	36,7	81,4	**9,28**
	std	0,0	28,0	------	21,1	16,4	23,9	(p<0,01)
	N	1	31		7	36	5	
DDNV (m)	média	------	------	26,0	15,5	7,5	42,0	**13,70**
	std			2,0	4,1	4,5	32,4	(p<0,01)
	N			2	8	37	4	
DCOM (m)	média	------	13,0	94,0	66,5	23,5	165,0	**14,26**
	std		14,1	6,0	21,4	14,4	222,3	(p<0,01)
	N		31	2	8	38	4	
DLAR (m)	média	------	42,5	140,0	114,6	40,8	88,2	**13,74**
	std		28,0	20,0	64,7	37,5	23,4	(p<0,01)
	N		31	2	8	39	5	
DPRO (m)	média	------	2,3	18,5	3,4	0,8	5,0	**20,68**
	std		2,0	6,5	2,6	0,4	3,9	(p<0,01)
	N		30	2	8	33	4	
DARE (m^2)	média	------	485,8	8620,0	5710,0	726,9	10524,0	**17,09**
	std		615,7	1340,0	4646,9	1015,4	16968,8	(p<0,01)
	N		28	2	8	38	5	
DVOL (m^3)	média	------	744,3	59423,5	5673,0	282,8	20183,5	**22,09**
	std		1276,3	15189,5	5877,4	313,2	27667,8	(p<0,01)
	N		30	2	8	32	4	
I1	média	------	------	0,36	0,50	0,45	0,62	0,30
	std			0,0	0,3	0,3	0,3	(n.s.)
	N			1	8	41	5	
I2	média	------	------	19,98	6,01	6,45	9,09	2,08
	std			6,3	5,0	9,0	10,9	(n.s.)
	N			2	8	32	4	
I3	média	------	------	0,29	0,25	0,39	0,53	1,56
	std			0,0	0,1	0,2	0,2	(n.s.)
	N			2	8	36	4	
I4	média	------	------	1,54	1,87	2,81	1,93	0,24
	std			0,3	1,0	4,9	1,3	(n.s.)
	N			2	8	37	4	
I5	média	------	------	0,99	1,11	1,27	1,13	0,16
	std			0,1	0,3	0,9	0,5	(n.s.)
	N			2	8	38	4	

Código dos tipo de movimento: ver Quadro 7.4; código 6, conjunto dos movimentos complexos e compósitos.

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%).

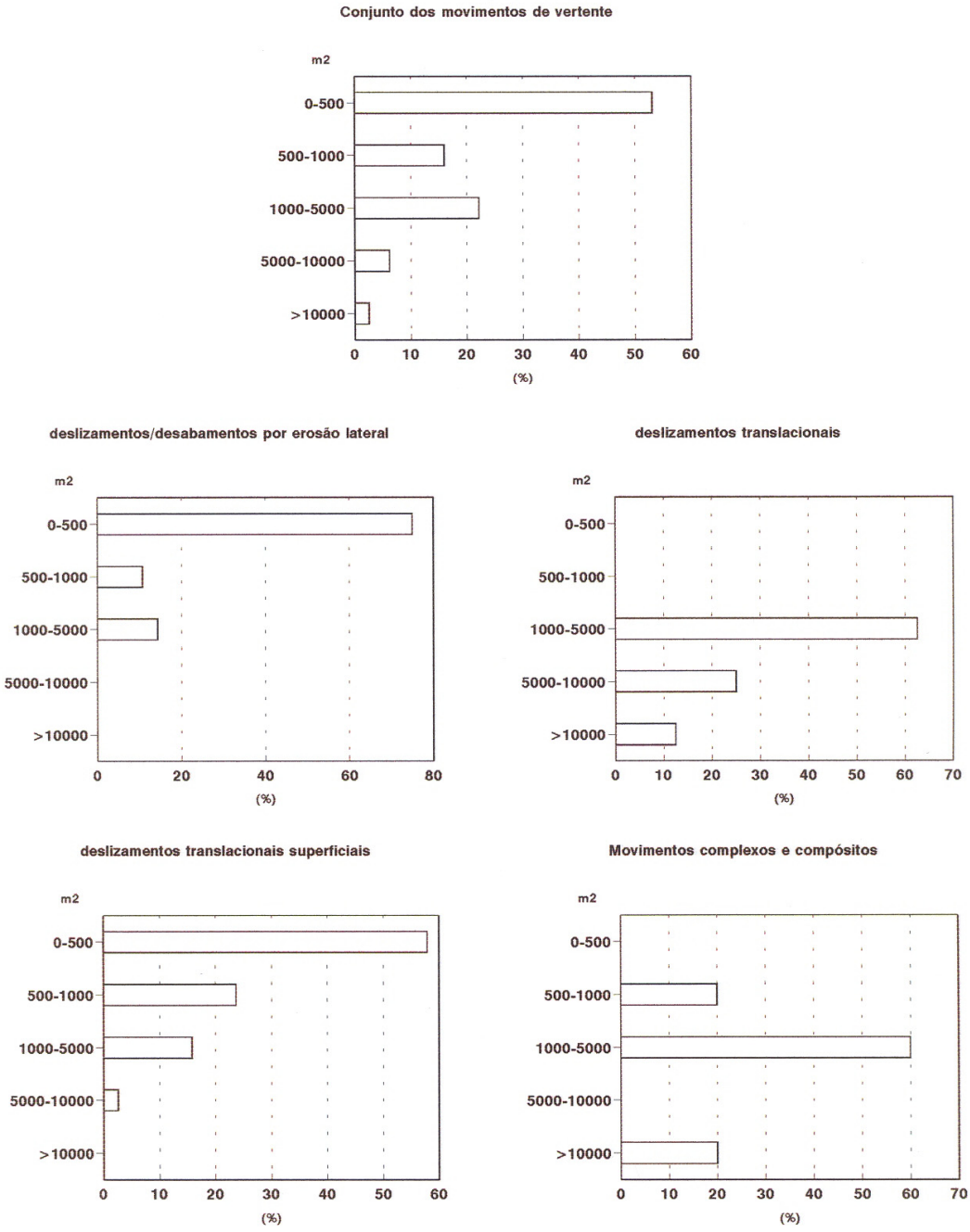

Fig. 7.7 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da áreas-amostra de Fanhões.
Não foram incluídas as classes dos desabamentos e dos deslizamentos rotacionais devido ao número reduzido de observações.

dimensões mais reduzidas (cerca de 5 700 m^2, em média), concentrando-se, fundamentalmente, na classe dos 1 000 a 5 000 m^2 (63% do total). Os deslizamentos translacionais superficiais e os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral abrangem áreas substancialmente mais reduzidas (superfícies médias de 727 m^2 e 486 m^2, respectivamente), com maior frequência de ocorrências na classe de 0 a 500 m^2 (Fig. 7.7).

O Quadro 7.7 ilustra os coeficientes de correlação, com nível de significância superior a 95%, para 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões. Como seria de esperar, os vários parâmetros que retratam a dimensão dos movimentos (altura da cicatriz principal; desnível, comprimento máximo, largura máxima, área e volume dos deslizamentos) apresentam relações mútuas positivas e estatisticamente significativas. Registe-se que a variável área está mais fortemente relacionada com o comprimento máximo, enquanto o parâmetro volume parece ser mais sensível à variação da largura e da profundidade dos movimentos.

A área e o volume dos movimentos têm relações negativas com os índices I3 (indicador do declive das áreas instabilizadas) e com os índices I4 e I5 (indicadores da forma do movimento). Este facto revela que os maiores movimentos têm uma forma alongada, ao mesmo tempo que se concentram em vertentes com declive mais baixos, se bem que condicionados por limiares inferiores bem definidos. Esta observação é reforçada pelas correlações positivas existentes entre o índice 3 e os índices 4 e 5, indicadoras do aumento da relação largura/profundidade e da circularidade dos movimentos com o declive.

As correlações positivas entre o índice 1 e os índices 4 e 5 indiciam uma maior largura e circularidade dos movimentos localizados mais próximo da base das vertentes.

Tendo em vista a identificação de variáveis com carácter discriminatório, entre os vários atributos morfométricos estudados, foi aplicada uma análise discriminante, limitada aos deslizamentos simples (deslizamentos rotacionais, deslizamentos translacionais e deslizamentos translacionais superficiais), cujos resultados se condensam no Quadro 7.8 e na Fig. 7.8.

Quadro 7.7 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões. 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	----------	0,84	0,33	0,50			0,33			0,27						
VDIS	56	--------		0,47	0,33											
DECO	88		--------				0,27							0,55		
CDIS	55	55		--------								0,80	0,36			
CALT		42			--------	0,63	0,27	0,40	0,78	0,40	0,64					
DDNV					40	--------	0,85	0,65	0,66	0,86	0,83				-0,52	-0,45
DCOM	83		83		66	51	--------	0,51	0,36	0,91	0,77		-0,45	-0,56	-0,74	-0,75
DLAR					67	51	83	--------	0,45	0,79	0,81					
DPRO					65	46	77	77	--------	0,45	0,80		0,37		-0,29	
DARE	81				63	51	80	81	74	--------	0,89			-0,39	-0,44	-0,42
DVOL					65	45	76	76	76	73	--------			-0,34	-0,38	-0,41
I1				55								--------	0,33		0,36	0,30
I2				45			46		46			45	--------	0,48	0,58	0,59
I3			50				50			50	45		45	--------	0,57	0,63
I4						50	51		46	51	46	50	46	50	--------	0,97
I5						51	53			53	47	51	46	50	51	--------

Quadro 7.8 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Fanhões (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias			Grupo predito (%)		
Função discrimin.	Eigen Values	%	Atrib. morfom. discriminantes	função 1	função 2	Grupo actual	d. rotacion.	d. transl.	d. trans.superf.
1	3.92	96.8	DPRO	-0.82	0.59	d. rotacion.	100.0	0.0	0.0
2	0.13	3.2	DLAR	-0.47	-0.89	d. transl.	12.5	87.5	0.0
						d. trans. superf.	0.0	3.0	97.0
						casos correctamente classificados: 95.3%			

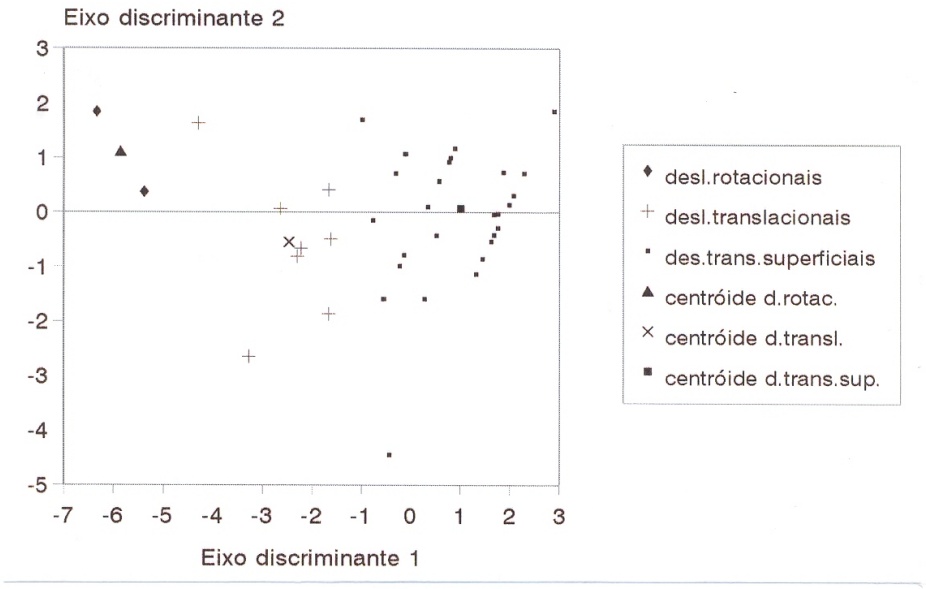

Fig. 7.8 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.8.

A primeira função é responsável por cerca de 97% da discriminação total e é fundamentalmente determinada pela profundidade máxima dos movimentos de vertente. A segunda função justifica apenas 3% da discriminação e relaciona-se com a largura máxima dos deslizamentos. A relação entre a classificação actual e a classificação predita a partir das funções discriminantes, fornece resultados muito satisfatórios, com cerca de 95% de casos correctamente classificados. Deste modo, pode concluir-se que a

profundidade do plano de ruptura e a largura máxima do movimento constituem excelentes preditores dos tipos de deslizamento simples na área-amostra de Fanhões.

2.4 - Os factores condicionantes da instabilidade

2.4.1 - A litologia e a estrutura

A distribuição dos movimentos de vertente pelas unidades litológicas da área-amostra de Fanhões coloca em evidência as margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (UL6) e as escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa (UL8), enquanto afloramentos muito susceptíveis às manifestações de instabilidade (Quadro 7.9).

Quadro 7.9 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por unidades litológicas (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	UL6	UL7	UL8	UL9	2 ou mais UL	TOTAL
1	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
2	6,5	3,2	77,4	9,7	3,2	100,0
3	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	100,0
4	62,5	0,0	37,5	0,0	0,0	100,0
5	17,1%	0,0	75,6	2,4	4,9	100,0
6a	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
6b	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
6f	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	19,3	1,1	69,3	4,6	5,7	100,0

Código das unidades litológicas: ver Quadro 7.2.
Código dos tipos de movimentos: ver Quadro 7.4.

Cerca de 70% dos movimentos verificam-se na unidade litológica 8. Este facto é fundamentalmente determinado pela grande concentração dos movimentos mais frequentes da área-amostra nos afloramentos do Complexo Vulcânico. Com efeito, como se observa na Fig. 7.9, os deslizamentos translacionais superficiais e os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral representam 90% do número total de movimentos na unidade litológica.

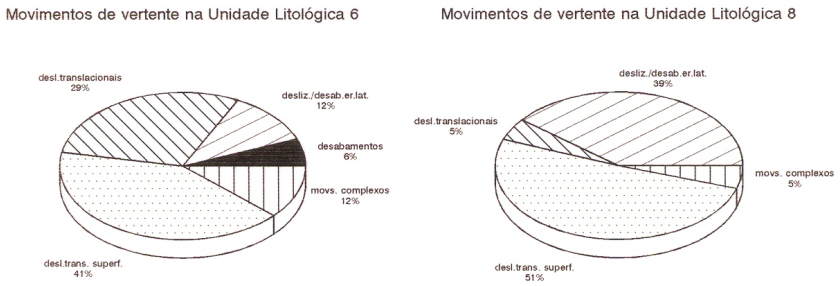

Fig. 7.9 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Fanhões.

Os movimentos de vertente ocorridos na unidade litológica 6 representam apenas 19% das manifestações de instabilidade. No entanto, as margas e calcários margosos integram 62,5% dos deslizamentos translacionais e a maior parte dos movimentos complexos. Em conjunto, estes dois grupos de movimentos correspondem a 41% do número total de movimentos na unidade litológica (Fig. 7.9).

A densidade dos movimentos de vertente é máxima no Complexo Vulcânico (11,2 casos por km^2), menor nas margas e calcários margosos (7,9 movimentos por km^2) e praticamente irrelevante nas restantes unidades litológicas (Quadro 7.10). A percentagem de área instabilizada nas unidades litológicas, considerada usualmente como o melhor indicador do seu grau de instabilidade (CARRARA *et al.*, 1977b), apresenta resultados diferentes, com 3,8% para a unidade 6 e apenas 1% para a unidade 8. Conclui-se ,deste modo, que, embora menos numerosos, os movimentos de vertente que afectam as margas e calcários margosos têm maior dimensão do que os verificados no Complexo Vulcânico. Este facto é comprovado, quer pelos valores médios da área e do volume dos movimentos presentes nas duas unidades litológicas (5 432 m^2, 7 244 m^3, na UL6; 888 m^2, 853 m^3, na UL8), quer pela área total e volume total de materiais afectados (81 340 m^2, 108 659 m^3, na UL6; 54 174 m^2, 52 066 m^3, na UL8).

Os movimentos de vertente presentes nas duas unidades litológicas apresentam ainda diferenças consideráveis quanto ao declive (Quadro 7.10). Este é mais reduzido, no total, nas margas e calcários margosos, devido aos baixos valores correspondentes aos deslizamentos translacionais superficiais e movimentos complexos.

Quadro 7.10 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões, por unidades litológicas.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
	1	1	0,47						
UL6	2	2	0,93	230	460	0,02	225	449	17,2
	4	5	2,33	6400	32000	1,49	7577	37886	16,9
2,2 km^2	5	7	3,26	660	3960	0,18	293	1760	17,0
	6a	1	0,47	44400	44400	2,07	67824	67824	8,4
	6f	1	0,47	520	520	0,02	740	740	7,1
	TOTAL	17	7,91	5423	81340	3,79	7244	108659	15,5
UL7	2	1	1,48	50	50	0,01	37	37	7,3
0,7 km^2	TOTAL	1	1,48	50	50	0,01	37	37	7,3
	2	24	4,41	438	10512	0,19	871	20897	15,4
UL8	4	3	0,55	4560	13680	0,25	2499	7498	12,3
	5	31	5,70	719	22282	0,41	346	10711	22,2
5,4 km^2	6b	3	0,55	2567	7700	0,14	4303	12910	14,4
	TOTAL	61	11,21	888	54174	1,00	853	52016	18,6
UL9	2	3	2,73	850	2550	0,23	1199	3597	6,6
	5	1	0,91	1500	1500	0,14	883	883	15,4
1,1 km^2	TOTAL	4	3,64	1013	4050	0,37	1120	4480	8,8
	2	1		560	560		212	212	24,3
2 ou mais	3	2		8620	17240		59424	118847	17,3
UL	5	2		1020	2040		514	1028	16,2
	TOTAL	5		3968	19840		24017	120087	18,2

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

A análise da variância efectuada aos parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente verificados nas unidades litológicas 6 e 8 confirma, no essencial, as observações atrás referidas (Quadro 7.11). Os parâmetros que definem a dimensão dos movimentos (comprimento máximo, largura máxima, profundidade do plano de ruptura, área e volume) apresentam diferenças significativas, sendo sistematicamente mais elevados nas margas e calcários margosos. Por outro lado, embora o contraste entre os declives médios não apresente significância estatística, esta verifica-se para o índice 3 que, como já foi assinalado, é um indicador da inclinação topográfica das áreas deslizadas.

O Quadro 7.12 e a Fig. 7.10 resumem os resultados de uma análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos

Quadro 7.11 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Fanhões.

VARIÁVEL:		UNIDADE LITOLÓGICA		
		UL6	UL8	F
VALT	média	284,0	159,0	**27,39**
	std	23,3	70,7	(p<0,01)
	N	17	61	
VCOM	média	74,4	65,1	1,23
	std	37,7	37,6	(n.s.)
	N	17	61	
VDIS	média	368,7	355,1	0,17
	std	214,7	221,8	(n.s.)
	N	14	37	
DECO	média	15,5	18,6	0,89
	std	5,4	8,6	(n.s.)
	N	17	61	
CDIS	média	219,9	149,4	1,55
	std	206,8	176,3	(n.s.)
	N	14	37	
SDIS	média	64,5	178,7	**17,51**
	std	46,2	179,1	(p<0,01)
	N	13	30	
CALT	média	2,5	2,3	1,13
	std	2,3	3,9	(n.s.)
	N	14	48	
CEXT	média	46,5	41,3	0,38
	std	23,7	23,9	(n.s.)
	N	15	57	
DDNV	média	18,3	9,5	2,23
	std	24,7	6,5	(n.s.)
	N	12	34	
DCOM	média	76,6	20,4	**8,53**
	std	134,8	16,4	(p<0,01)
	N	14	59	
DLAR	média	71,7	45,7	**5,23**
	std	61,2	37,2	(0,01<p<0,05)
	N	15	60	
DPRO	média	2,8	1,7	**4,07**
	std	2,7	2,0	(0,01<p<0,05)
	N	13	54	
DARE	média	5422,7	888,1	**9,56**
	std	11240,4	1364,9	(p<0,01)
	N	15	61	
DVOL	média	7243,9	852,7	**6,56**
	std	16988,1	1542,5	(0,05<p<0,01)
	N	15	61	
I1	média	0,56	0,44	1,21
	std	0,3	0,3	(n.s.)
	N	14	37	
I2	média	6,88	6,88	0,24
	std	5,3	9,9	(n.s.)
	N	11	30	
I3	média	0,28	0,43	**4,58**
	std	0,1	0,2	(0,01<p<0,05)
	N	12	33	
I4	média	1,96	2,87	1,74
	std	1,6	5,1	(n.s.)
	N	12	34	
I5	média	1,11	1,30	1,07
	std	0,5	0,9	(n.s.)
	N	12	35	

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

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

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%).

Quadro 7.12 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Fanhões (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

Função discrimin.	Eigen Value	%	Atribut. morfom.. discriminantes	coef. estandard. funç. discriminatórias função 1	Grupo actual	Grupo predito (%) UL6	UL8
1	2,07	100	VALT	0,58			
			SDIS	-0,62	UL6	100,0	0,0
			DPRO	0,76	UL8	4,5	95,5
			I3	-0,67			
			DCOM	-0,55			
					casos correctamente classificados: 97,0%		

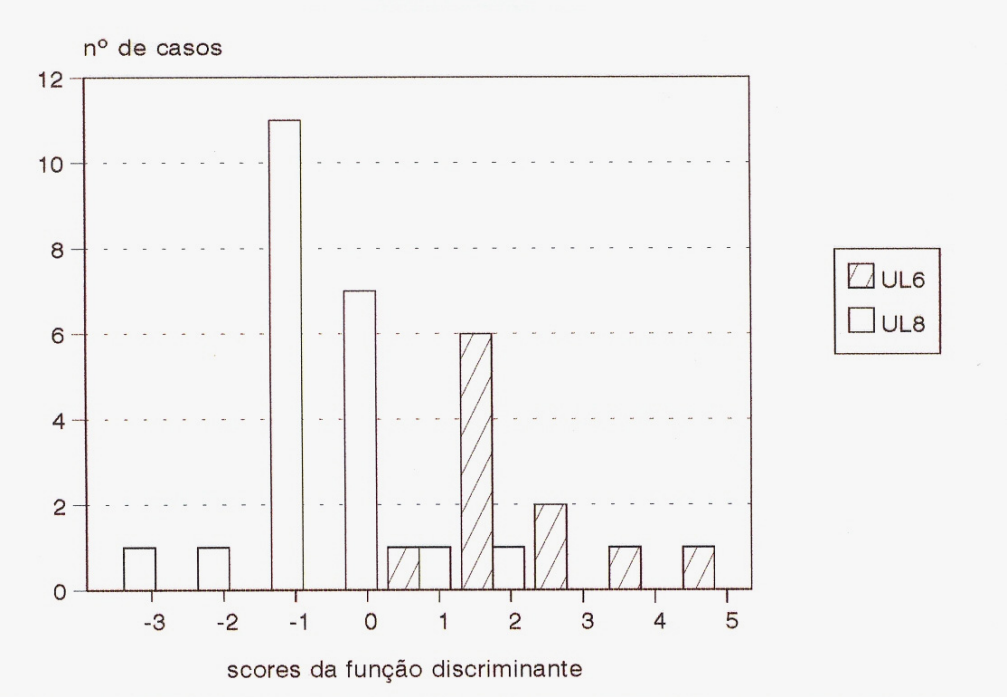

Fig. 7.10 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Fanhões, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.12.

desencadeados nas unidades litológicas 6 e 8. O conjunto de variáveis que inclui a altitude máxima da vertente, distância entre a extremidade jusante do movimento e a base da vertente, profundidade do plano de ruptura, índice morfométrico I3 e comprimento do movimento, permite definir uma função matemática com um elevado

poder discriminatório entre os movimentos verificados nas margas e calcários margosos e nas escoadas basálticas e tufos vulcânicos, confirmada pelos 97% de casos correctamente classificados (Quadro 7.12; Fig. 7.10).

A distribuição das frequências do sentido de inclinação das camadas e da exposição das vertentes instabilizadas para o conjunto dos movimentos de vertente não evidencia nenhuma relação particular (Fig. 7.11a). Os pendores concentram-se nos azimutes entre N135° e N225° e as exposições apresentam uma distribuição que denuncia a maior instabilização da vertente esquerda do vale da Ribeira de Fanhões (azimutes entre N180° e N315°), por comparação com a vertente ocidental (azimutes entre N45° e N90°).

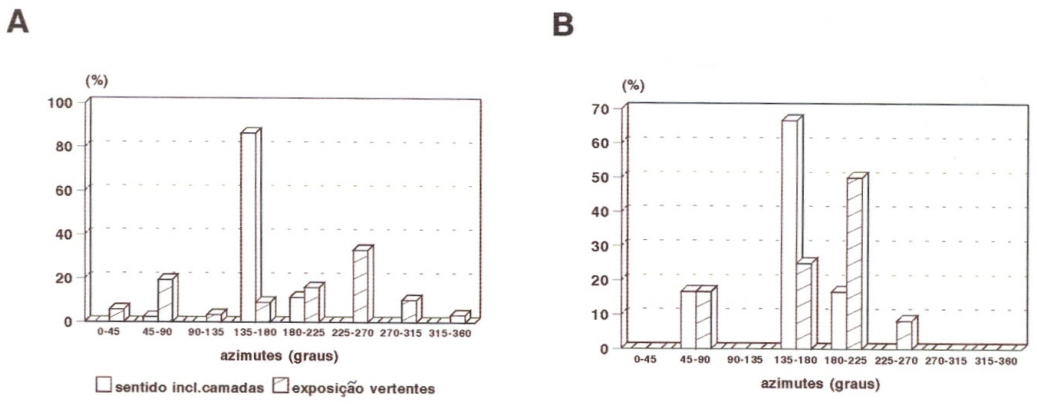

Fig. 7.11 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Fanhões.
A - conjunto dos movimentos de vertente;
B - deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal translacional.
Nota: os azimutes entre 45° e 90° da variável "sentido de inclinação das camadas" correspondem ao pendor de planos de diaclases no substrato vulcânico.

Quando se restringe a análise aos deslizamentos translacionais e aos movimentos complexos com componente principal translacional, verifica-se uma natural concordância entre as duas variáveis (Fig. 7.11b). Registe-se que as vertentes afectadas apresentam, sistematicamente, azimutes mais elevados para a exposição do

que para o pendor das camadas, com desvios mais frequentes entre 20° e 24°, e máximos de 60°.

A comparação entre o valor da inclinação das camadas (entre 5° e 15°) e o declive das vertentes afectadas por estes movimentos (Fig. 7.12) demonstra que o declive é, quase sempre, superior, realizando uma condição geométrica altamente favorável à instabilidade (VAN ASCH, 1980).

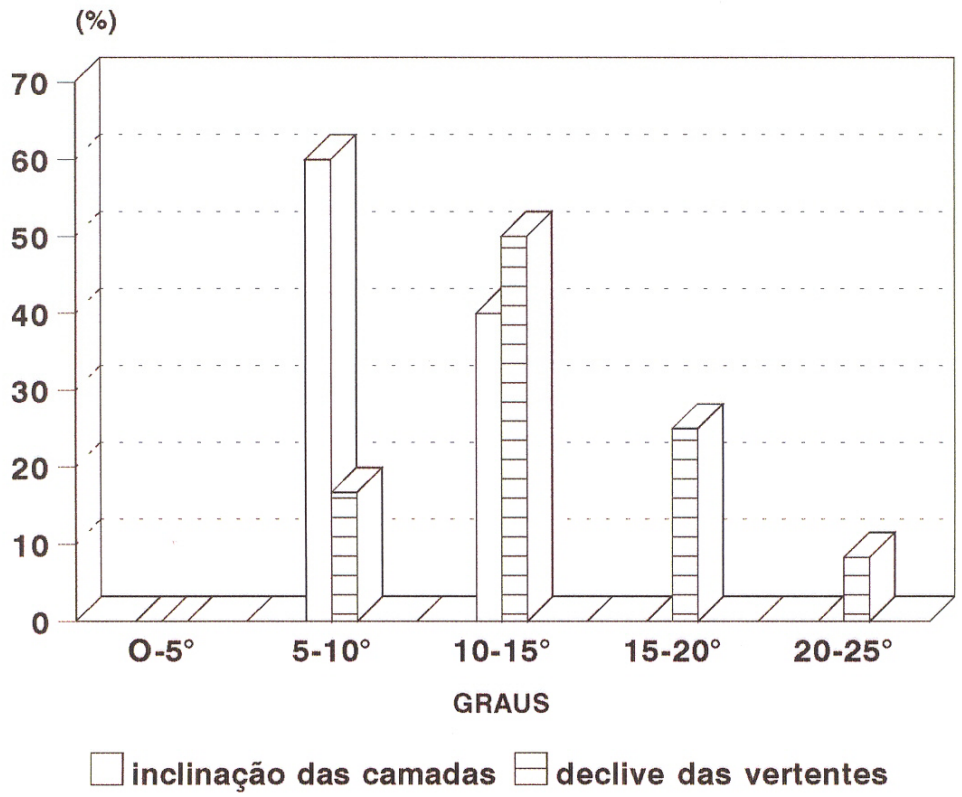

Fig. 7.12 - Relação entre o valor da inclinação das camadas e o declive das vertentes afectadas por movimentos de vertente com dominante translacional na área-amostra de Fanhões.

2.4.2 - O declive e a forma das vertentes

A Fig. 7.13 retrata a distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área de Fanhões, em função do declive original das vertentes. Os deslizamentos translacionais superficiais apresentam, como já foi referido, o declive médio mais alto e uma concentração máxima (51%) em vertentes com declive entre 15° e 25°. A frequência relativa aumenta para 88%, quando se alarga o intervalo de declive dos 10° aos 30°. Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral têm um declive médio mais baixo (ver Quadro 7.6) e uma maior concentração nas classes entre 5° e 15° (42% do total). A grande maioria dos deslizamentos translacionais (75%) verifica-se em vertentes com declive entre 10° e 20°; o limiar dos 20° é ultrapassado num único caso. Este limiar superior condiciona o desenvolvimento dos movimentos complexos, que apresentam o declive médio mais baixo do conjunto das manifestações de instabilidade da área-amostra (ver Quadro 7.6).

O Quadro 7.13 sistematiza as principais características dos movimentos de vertente, agrupados por classes de declive. A densidade de movimentos é muito reduzida nas vertentes com declive inferior a 10° e apresenta valores máximos acima dos 20°, facto justificado, fundamentalmente, pelo elevado número de ocorrências de deslizamentos translacionais superificiais. A percentagem de área instabilizada é bastante elevada nos declives acima de 25°, bem como nos declives moderados (10° a 20°). O primeiro caso é explicado pela reduzida superfície correspondente às classes de declive mais forte e pelo facto dos movimentos aí existentes (deslizamentos translacionais superficiais e deslizamentos/desabamentos por erosão lateral) apresentarem dimensões relativamente elevadas, em comparação com os respectivos valores médios (Quadro 7.13). A elevada percentagem de área afectada nos declives entre 10° e 20° é determinada, no essencial, pelos deslizamentos translacionais e rotacionais, cuja presença se reflecte, igualmente, nos elevados valores médios da área e volume dos movimentos verificados neste intervalo de declive.

O Quadro 7.14 ilustra a relação dos movimentos com o perfil vertical e horizontal das vertentes instabilizadas. Os deslizamentos concentram-se maioritariamente em vertentes com perfis vertical e horizontal rectilíneos (59% e 41%

do número total, respectivamente). A frequência de ocorrências nas áreas côncavas é, igualmente, digna de registo, particularmente no que respeita aos deslizamentos translacionais e ao conjunto dos movimentos complexos.

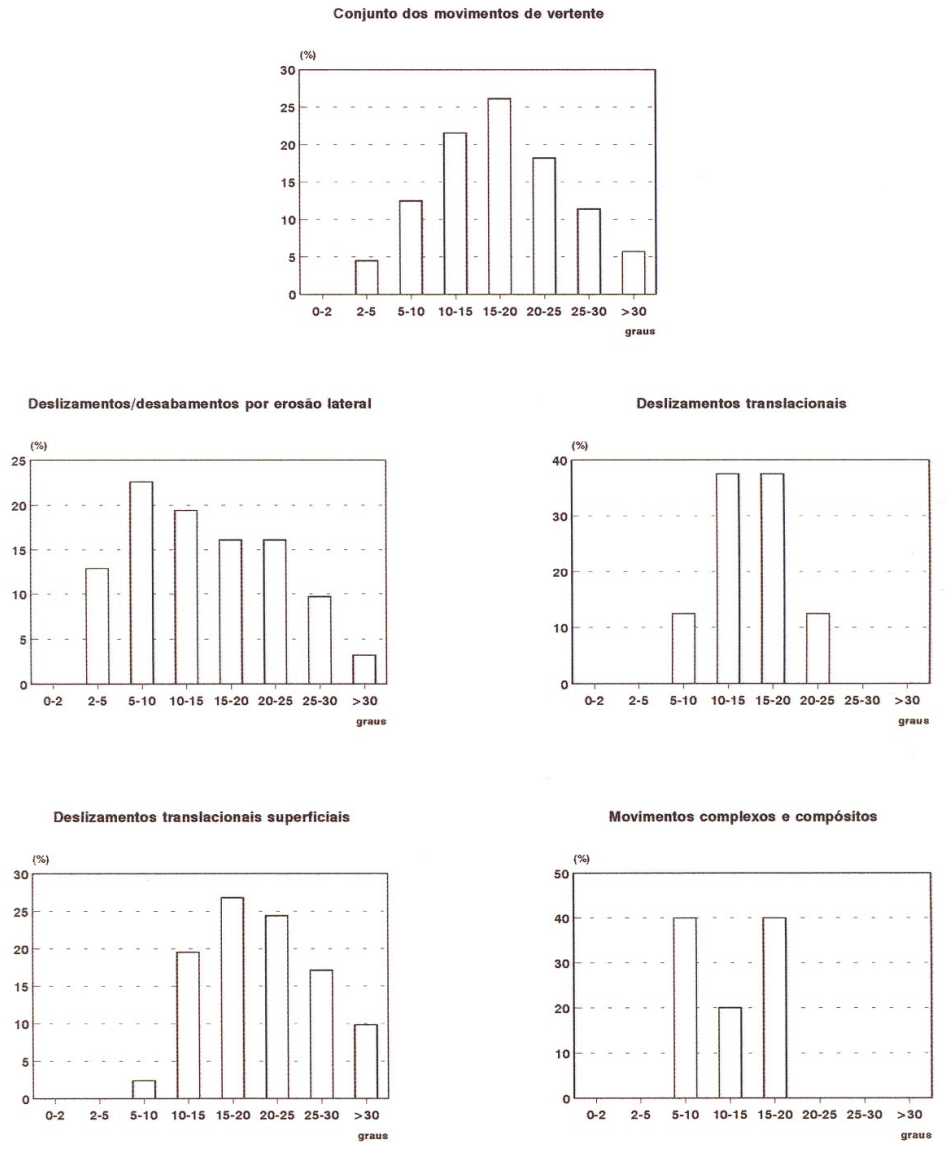

Fig. 7.13 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões, em função do declive original das vertentes.
Não foram incluídas as classes dos desabamentos e dos deslizamentos rotacionais devido ao número reduzido de observações.

Quadro 7.13 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por classes de declive.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)
2° - 5°	2	4	2,21	318	1270	0,07	234	936
1,8 km^2	TOTAL	4	2,21	318	1270	0,07	234	936
	2	7	1,93	117	816	0,02	176	1234
5° - 10°	4	1	0,28	4320	4320	0,12	2944	2944
	5	1	0,28	560	560	0,02	151	151
3,6 km^2	6a	1	0,28	44400	44400	1,23	67824	67824
	6f	1	0,28	520	520	0,01	740	740
	TOTAL	11	3,04	4601	50616	1,40	6627	72893
	1	1	0,73					
10° - 15°	2	6	4,36	898	5390	0,39	1204	7226
	4	3	2,18	8667	26000	1,89	8267	24801
1,4 km^2	5	8	5,82	594	4753	0,35	270	2159
	6b	1	0,73	2280	2280	0,17	565	565
	TOTAL	19	13,81	2135	38423	2,79	1931	34751
	2	5	4,02	255	1276	0,10	511	2557
15° - 20°	3	2	1,61	8620	17240	1,38	59424	118847
	4	3	2,41	4653	13960	1,12	4856	14567
1,2 km^2	5	11	8,84	508	5078	0,41	352	3517
	6b	2	1,161	2710	5420	0,44	6173	12345
	TOTAL	23	18,47	1953	42974	3,45	6902	151833
	2	5	10,26	294	1470	0,30	297	1484
20° - 25°	4	1	2,05	1400	1400	0,29	3072	3072
	5	10	20,52	625	6253	1,28	272	2716
0,5 km^2	TOTAL	16	32,83	570	9123	1,87	455	7272
	2	3	13,76	1080	3240	1,49	2574	7723
25° - 30°	5	7	32,10	1371	9600	4,40	634	4439
0,2 km^2	TOTAL	10	45,86	1284	12840	5,89	1216	12162
	2	1	6,03	670	670	0,40	4032	4032
> 30°	5	4	24,13	885	3538	2,13	350	1400
0,2 km^2	TOTAL	5	30,16	842	4208	2,54	1086	5432

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

Quadro 7.14 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões em função do perfil das vertentes (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

	Perfil vertical				Perfil horizontal			
Tipo de movimento	côncavo	rectilíneo	convexo	total	côncavo	rectilíneo	convexo	total
3	0,0	50,0	50,0	100,0	0,0	0,0	100,0	100,0
4	35,5	50,0	12,5	100,0	50,0	50,0	0,0	100,0
5	29,3	68,3	2,4	100,0	34,2	46,3	19,5	100,0
6a	100,0	0,0	0,0	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0
6b	66,6	0,0	33,3	100,0	33,3	0,0	66,6	100,0
6f	100,0	0,0	0,0	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	33,9	58,9	7,2	100,0	37,5	41,1	21,4	100,0

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

2.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo

Os terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo ou arbustivo abrangem cerca de 60% da superfície total e integram a maior parte dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões (Quadro 7.15). Concentram-se nestes tipos de terreno 68% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, 81% dos deslizamentos translacionais superficiais, os dois deslizamentos rotacionais e a maior parte dos movimentos complexos. As áreas arborizadas (8% da superfície total) quase não registam movimentos de vertente e os terrenos cultivados (25% da superfície total) são fundamentalmente afectados por deslizamentos translacionais e deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

Quadro 7.15 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por classes de coberto vegetal/uso do solo (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	VG1	VG2	VG3	VG4	VG1 + VG4	TOTAL
1	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
2	25,8	41,9	0,0	32,3	0,0	100,0
3	50,0	50,0	0,0	0,0	0,0	100,0
4	12,5	0,0	0,0	12,5	75,0	100,0
5	51,2	29,3	4,9	12,2	2,4	100,0
6a	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	100,0
6b	66,7	0,0	0,0	0,0	33,3	100,0
6f	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	39,8	29,5	2,3	19,3	9,1	100,0

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).

O Quadro 7.16 mostra que a densidade mais elevada de movimentos se verifica nos terrenos incultos com vegetação de porte arbustivo e matagal (23 casos por km^2), que apresentam, igualmente, a maior percentagem de área instabilizada (2,1%). Refira-se que nestes terrenos não foram identificados deslizamentos translacionais ou movimentos complexos.

Quadro 7.16 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por classes de coberto vegetal/uso do solo.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
	1	1	0,20						
VG1	2	8	1,61	262	2096	0,04	612	4892	13,6
	3	1	0,20	7280	7280	0,15	74613	74613	17,0
5,0 km^2	4	1	0,20	4320	4320	0,09	2944	2944	8,4
	5	21	4,24	596	11912	0,24	298	5962	20,0
	6b	2	0,40	2710	5420	0,11	6173	12345	15,2
	6f	1	0,20	520	520	0,01	740	740	7,
	TOTAL	35	7,06	956	31548	0,64	3076	101496	17,2
	2	13	11,41	547	7106	0,62	1031	13401	15,7
VG2	3	1	0,88	9960	9960	0,87	44234	44234	17,5
	5	12	10,54	547	6560	0,58	244	2922	24,1
1,1 km^2									
	TOTAL	26	22,83	909	23626	2,07	2329	60557	19,6
VG3	5	2	2,55	3850	7700	0,98	2005	4009	20,2
0,8 km^2	TOTAL	2	2,55	3850	7700	0,98	2005	4009	20,2
	2	10	3,92	493	4930	0,19	690	6899	14,2
VG4	4	2	0,78	9740	19480	0,76	10917	21834	12,9
	5	5	1,96	394	1970	0.08	121	606	16,5
2,5 km^2									
	TOTAL	17	6,67	1552	26380	1,04	1726	29339	14,7
	4	5		4376	21880		4121	20606	17,5
VG1	5	1		1640	1640		883	883	23,1
+	6a	1		44400	44400		67824	67824	8,4
VG4	6b	1		2280	2280		565	565	13,0
	TOTAL	8		8775	70200		11235	89878	16,5

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

Os incultos com vegetação de porte herbáceo registam uma densidade de movimentos mais baixa (7 por km^2) e uma percentagem de área instabilizada relativamente reduzida (0,6%). Estes valores, aparentemente contraditórios com a máxima frequência relativa dos movimentos de vertente nesta classe, demonstram que este último parâmetro é fundamentalmente determinado pela grande extensão deste tipo de inculto no conjunto da área-amostra (cerca de 49% da superfície total).

A avaliação da densidade de movimentos e da fracção total da área deslizada nos terrenos cultivados não é de fácil resolução, visto que alguns deslizamentos afectam, simultaneamente, áreas cultivadas e incultos (VG1 + VG4). Tomando em consideração os eventos que afectam, em exclusivo, terrenos cultivados, verifica-se que, apesar de tudo, a densidade é relativamente elevada (7 movimentos por km^2) e a percentagem de área instabilizada ligeiramente superior a 1%. Registe-se que os movimentos de vertente apresentam declive mais reduzidos nesta unidade de terreno do que nas restantes, facto

que se relaciona, principalmente, com a restrição da actividade agrícola aos sectores de declive mais suave.

2.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica

Cerca de 31% dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões verificaram-se em áreas anteriormente deslizadas. A importância das reactivações (Fig. 7.14) é particularmente relevante nos deslizamentos translacionais e translacionais superficiais (38% e 32%, respectivamente, em relação ao número total de ocorrências para cada grupo de movimentos), bem como nos movimentos de vertente complexos.

Os movimentos de vertente directa ou indirectamente condicionados pela actividade antrópica correspondem a 24% do número total de ocorrências. O papel da actividade antrópica enquanto factor de instabilidade (Fig. 7.15) é bastante evidente nos deslizamentos translacionais superficiais (os mais frequentes, por exemplo, ao longo dos taludes das estradas), condicionando 37% dos casos deste tipo de movimento.

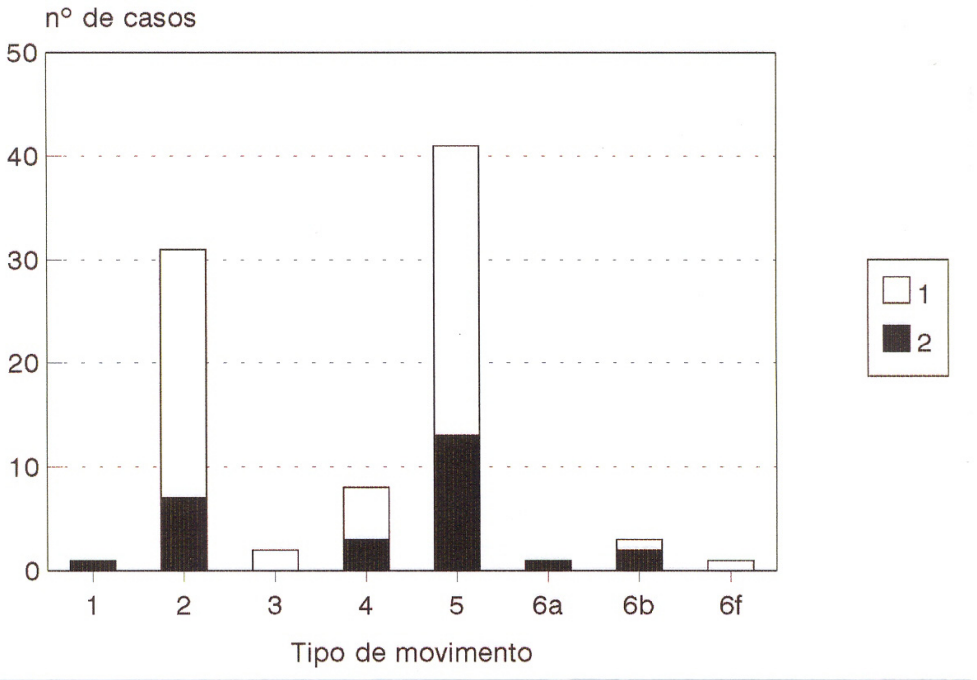

Fig. 7.14 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Fanhões.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos reactivados.

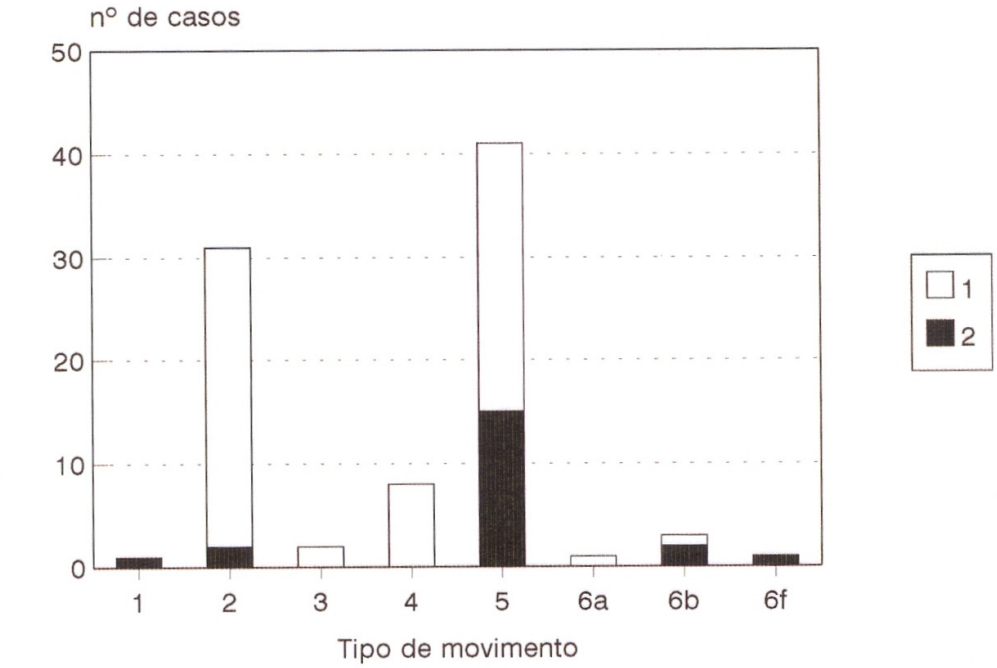

Fig. 7.15 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Fanhões.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos com interferência antrópica.

3 - ÁREA-AMOSTRA DO TRANCÃO

3.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente

A área-amostra do Trancão abrange 7,14 km^2 (ver Fig. 7.2) 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. Integra-se na bacia hidrográfica do Rio Trancão que, a montante da confluência com o Rio de Loures na Bacia de Loures, é de ordem 6 e tem uma densidade de drenagem de 4,3 km/km^2. A área estudada em pormenor inclui alguns pequenos afluentes do Rio Trancão, de entre os quais se destacam dois cursos de água de 3ª ordem, na vertente ocidental do vale (ver Fig. 7.2): a Ribeira dos Pneus, nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa (densidade de drenagem de 4,6 km/km^2); e a Ribeira de Casal dos Galvões, nos afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio e Cenomaniano superior (densidade de drenagem de 6,5 km/km^2).

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. 7.3; Quadro 7.17).

Quadro 7.17 - 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 tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa - Neocretácico);
UL9: calcários e brechas calcárias de Alfornelos; conglomerados e arenitos siliciosos (Paleogénico).

Os arenitos siliciosos pouco consolidados do Barremiano superior - Aptiano afloram no sector Norte do vale e correspondem a cerca de 7% do total da área-amostra.

Os afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio são predominantemente margosos, com intercalações de calcários margosos e calcários, que originam cornijas secundárias em ambas as vertentes do vale. Esta unidade litológica abrange cerca de 18% da superfície da área-amostra e encontra-se quase sempre fossilizada por uma cobertura coluvial com uma espessura geralmente superior a 0,5 m (Fig. 7.16).

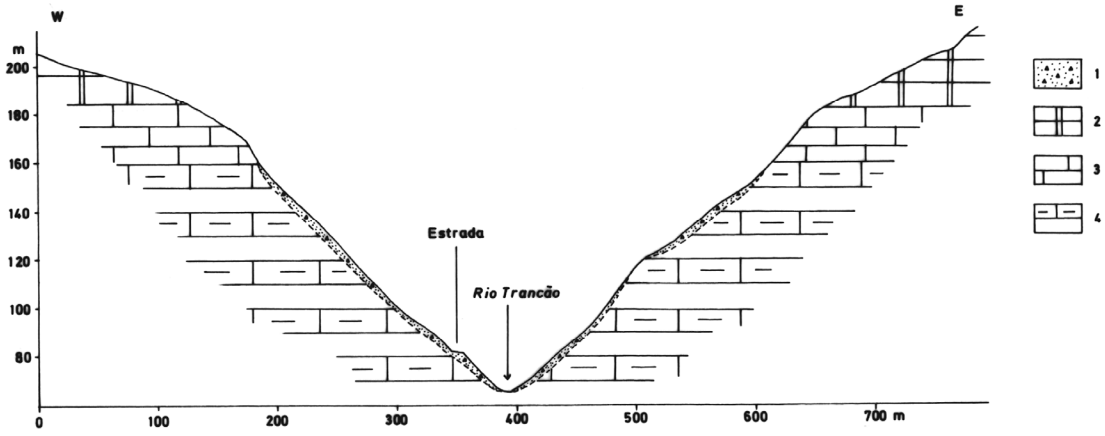

Fig. 7.16 - Sector central do entalhe do Rio Trancão no reverso da costeira de Lousa - - Bucelas.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 4 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio).

Os calcários compactos com rudistas do Cenomaniano superior correspondem apenas a 8,6% do total da área-amostra, mas impõem-se claramente na paisagem, aflorando sob a forma de imponentes cornijas, numa posição de meia vertente, no sector central do vale. Os declives mais fortes no vale do Rio Trancão correspondem, em regra, a esta unidade litológica (ver Fig. 7.4).

As formações geológicas do Albiano - Cenomaniano médio e do Cenomaniano superior 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 inclinação geral das camadas para SSE é responsável por um muito maior desenvolvimento dos afluentes da margem direita do Trancão (por exemplo, Ribeira dos Pneus e Ribeira de Casal dos Galvões), que apresentam um sentido de escoamento coincidente com a estrutura. Pelo contrário, na margem esquerda do vale, apenas se encontram canais de 1ª ou 2ª ordem, correspondentes a barrancos pouco encaixados que não interrompem a continuidade da vertente.

Os afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa abrangem cerca de 42% da área total e incluem escoadas basálticas com grau de alteração bastante diverso, alternando com tufos vulcânicos. As vertentes talhadas no substrato vulcânico apresentam, quase sempre, declives moderados. A principal excepção verifica-se na vertente ocidental do vale, na área dos Pneus (ver Fig. 7.4), onde os declives acentuados (superiores a 20°) se associam a um perfil marcadamente rectilíneo (Fig. 7.17). Este sector da vertente corresponde ao bloco levantado de uma falha de direcção NW-SE, que condiciona o traçado do Rio Trancão numa extensão de cerca de 500 metros.

Os afloramentos do Paleogénico apresentam características idênticas às descritas para a área-amostra de Fanhões: a uma estreita faixa de calcários lacustres e brechas calcárias, seguem-se conglomerados e arenitos siliciosos pouco consolidados (5,1% da superfície total, em conjunto).

A unidade litológica 6, na abertura cataclinal do vale do Trancão corresponde ao sector mais dinâmico da área-amostra (ver mapa geomorfológico, fora do texto). 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 1979 (ver mapa geomorfológico, fora do texto)[1]

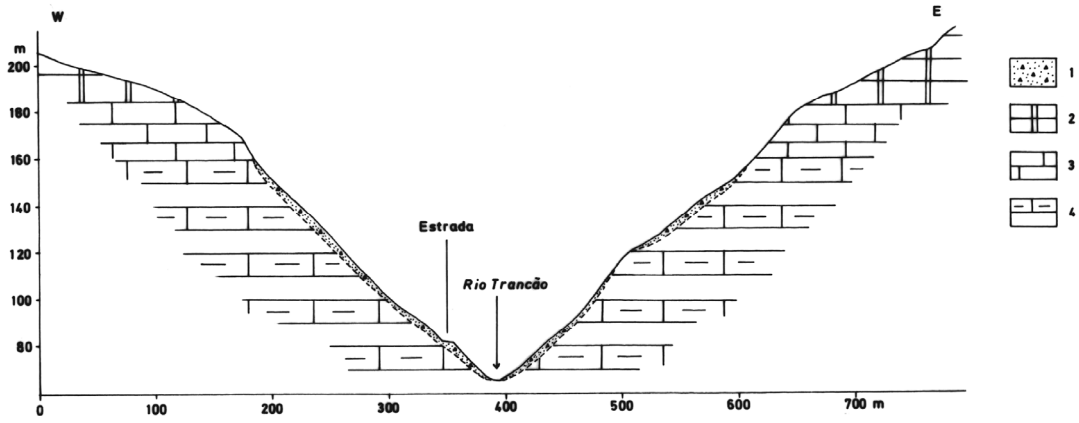

Fig. 7.17 - Vale do Rio Trancão condicionado pela tectónica, a jusante dos Pneus.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior).

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

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

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, particularmente no sector da vertente ocidental a jusante dos Pneus (ver mapa geomorfológico, fora do texto). 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. 7.18). 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 (ver mapa geomorfológico, fora do texto).

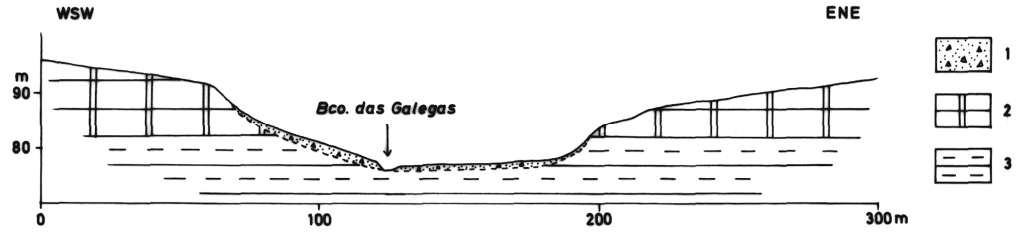

Fig. 7.18 - Barranco das Galegas no reverso da costeira de Lousa - Bucelas.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas; 3 - tufos vulcânicos.

3.2 - Tipologia e actividade

A área-amostra do Trancão inclui 104 movimentos de vertente, que abrangem uma superfície total avaliada em cerca de 140 000 m^2 (Quadro 7.18). A densidade dos movimentos é relativamente elevada (14,6 por km^2) e a área instabilizada representa 2% da superfície total.

Quadro 7.18 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão.

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
104	14,6	1 718	178 653	1 344	139 753	2,0

O Quadro 7.19 ilustra a distribuição de frequências dos diferentes tipos de movimentos identificados. Os deslizamentos translacionais superficiais são muito numerosos, representando mais de metade do número total das manifestações de instabilidade (56%). Sucedem-se os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (23% do número total), tendo os restantes movimentos uma representação muito reduzida. Agregando os movimentos complexos às classes dos deslizamentos translacionais e rotacionais, em função do tipo de mecanismo dominante, verifica-se que os movimentos translacionais correspondem a 12,5% do total das ocorrências, enquanto os rotacionais não vão além dos 8%.

Cerca de 73% do número total dos movimentos de vertente da área-amostra evidenciam sinais de actividade posteriores a 1967, pelo que foram considerados como activos (Quadro 7.20). Incluem-se nesta classe a larga maioria dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (activados ou reactivados, fundamentalmente, em Novembro de 1983), bem como a principal parcela dos deslizamentos translacionais superficiais. Os movimentos dormentes representam 25%

Quadro 7.19 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão.

Tipo de movimento	Código	Número de casos	(%)
desabamento	1	1	1,0
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	24	23,1
deslizamento rotacional	3	7	6,7
deslizamento translacional	4	9	8,7
deslizamento translacional superficial	5	58	55,8
movimento complexo translacional/rotacional	6a	2	1,9
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	2	1,9
movimento complexo rotacional desencadeado por erosão lateral	6c	1	1,0
TOTAL		104	100,0

Quadro 7.20 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão quanto ao estado de actividade (frequências relativas definidas em função do número de casos de cada tipo de movimento).

		estado de actividade			
Tipo de movimento	Código	activo	dormente	estabilizado	TOTAL
desabamento	1	100,0	0,0	0,0	100,0
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	91,7	8,3	0,0	100,0
deslizamento rotacional	3	57,1	42,9	0,0	100,0
deslizamento translacional	4	33,3	66,7	0,0	100,0
deslizamento translacional superficial	5	75,9	24,1	0,0	100,0
movimento complexo translacional/rotacional	6a	0,0	50,0	50,0	100,0
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	50,0	0,0	50,0	100,0
movimento complexo rotacional desencadeado por erosão lateral	6c	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos de vertente		73,1	25,0	1,9	100,0

do número total de manifestações de instabilidade e incluem mais de metade dos deslizamentos translacionais (67%) e cerca de 43% dos deslizamentos rotacionais. Os movimentos estabilizados são em número muito reduzido (2% do total) e correspondem a movimentos complexos, desencadeados pelo trabalho de sapa na margem direita do Rio Trancão, responsáveis pela destruição da estrada que liga Bucelas ao Tojal. As medidas correctivas consistiram na reconstrução da topografia original e na implantação de muros de retenção drenados, junto à margem do leito menor e no talude da estrada.

3.3 - Morfometria

O Quadro 7.21 representa os parâmetros estatísticos básicos e os resultados da análise da variância dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão.

O grau de significância estatística, associada ao teste F, para as diferenças verificadas na altitude e comando das vertentes, deve ser analisado com muita prudência. Com efeito, os valores de F tornam-se insignificantes quando se restringe a análise aos movimentos mais simples (deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais), pelo que se deduz que os significados estatísticos patentes no Quadro 7.21 se devem, exclusivamente, aos valores daquelas varáveis para os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

As diferenças entre os declives médios dos vários tipos de movimentos são estatisticamente significativas. Ignorando os desabamentos, devido ao número reduzido de observações, verifica-se que os movimentos complexos, deslizamentos rotacionais e deslizamentos translacionais superficiais se concentram nas vertentes com declive mais forte (em média, superior a 22°), enquanto os deslizamentos translacionais apresentam um declive médio de 18,6°. Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral registam, naturalmente, o declive médio mais baixo (16°), em função da sua posição junto à base das vertentes.

Quadro 7.21 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão.

VARIÁVEL:		TIPO DE MOVIMENTO						
		1	2	3	4	5	6	F
VALT (m)	média	150,0	157,0	231,4	220,4	200,7	240,4	**4,16**
	std	0,0	87,1	51,1	31,3	56,6	58,7	(0,01<p<0,05)
	N	1	24	7	9	58	5	
VCOM (m)	média	100,0	83,9	145,7	138,2	118,4	156,4	**5,33**
	std	0,0	72,2	57,0	29,8	45,9	45,3	(p<0,01)
	N	1	24	7	9	58	5	
VDIS (m)	média			471,4	443,1	407,7	519,0	0,81
	std	-------	-------	204,6	137,1	223,6	188,6	(n.s.)
	N			7	9	58	5	
DECO (°)	média	33,4	15,9	23,1	18,6	22,6	24,8	**6,23**
	std	0,0	9,0	1,8	4,5	6,2	6,4	(p<0,01)
	N	1	24	7	9	58	5	
CDIS (m)	média			239,6	226,2	270,3	453,6	1,40
	std	-------	-------	65,2	137,1	239,9	160,7	(n.s.)
	N			7	9	58	5	
SDIS (m)	média			117,4	140,0	116,5	7,0	2,13
	std	-------	-------	175,3	137,3	92,2	14,0	(n.s.)
	N			7	9	54	5	
CALT (m)	média	1,5	2,3	2,3	2,1	1,2	4,8	**11,98**
	std	0,0	1,1	0,9	1,1	0,7	2,3	(p<0,01)
	N	1	24	7	9	57	5	
CEXT (m)	média	5,0	37,5	69,4	46,0	33,3	83,6	**8,95**
	std	0,0	19,1	25,2	15,7	19,1	27,2	(p<0,01)
	N	1	24	7	9	57	5	
DDNV (m)	média			37,4	19,7	9,3	24,8	**18,06**
	std	-------	-------	18,7	10,8	9,0	4,3	(p<0,01)
	N			7	9	51	5	
DCOM (m)	média	1,0	7,8	114,4	74,9	24,6	58,4	**33,39**
	std	0,0	6,1	82,4	52,7	19,0	27,2	(p<0,01)
	N	1	24	7	9	53	5	
DLAR (m)	média	5,0	37,5	75,1	46,7	33,9	87,6	**11,08**
	std	0,0	19,1	24,6	15,7	18,6	19,4	(p<0,01)
	N	1	24	7	9	58	5	
DPRO (m)	média	0,8	1,9	4,5	2,8	1,1	3,6	**26,05**
	std	0,0	0,8	1,8	1,1	0,5	1,1	(p<0,01)
	N	1	23	6	9	53	5	
DARE (m^2)	média	4,0	240,8	7862,9	2568,9	668,0	3728,0	**25,98**
	std	0,0	186,3	9216,4	2021,0	798,1	1894,6	(p<0,01)
	N	1	24	7	9	52	5	
DVOL (m^3)	média	3,0	238,0	15751,7	2221,3	362,3	6943,6	**31,58**
	std	0,0	274,2	17645,4	2322,9	424,2	2571,7	(p<0,01)
	N	1	23	6	9	52	5	
I1	média			0,56	0,54	0,59	0,88	1,66
	std	-------	-------	0,1	0,3	0,3	0,0	(n.s.)
	N			7	9	58	5	
I2	média			5,54	6,17	5,73	9,78	0,89
	std	-------	-------	4,9	4,4	3,1	5,7	(n.s.)
	N			6	6	52	4	
I3	média			0,38	0,29	0,38	0,49	1,83
	std	-------	-------	0,1	0,1	0,2	0,2	(n.s.)
	N			7	9	51	5	
I4	média			1,00	0,92	1,96	1,87	**3,65**
	std	-------	-------	0,7	0,6	2,0	1,0	(0,01<p<0,05)
	N			7	9	53	5	
I5	média			0,78	1,00	1,08	1,14	**3,15**
	std	-------	-------	0,2	0,1	0,5	0,3	(0,01<p<0,05)
	N			7	9	52	5	

Código dos tipos de movimento: ver Quadro 7.19; código 6, conjunto dos movimentos complexos e compósitos.

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 resultados da análise de variância dos índices morfométricos indicadores da forma dos movimentos de vertente (I4 e I5) têm significado estatístico, pelo que se pode concluir que os deslizamentos translacionais superficiais e os movimentos complexos tendem a apresentar uma forma mais próxima do círculo, enquanto os deslizamentos translacionais e rotacionais são muito mais alongados.

Os atributos morfométricos que reflectem a dimensão dos movimentos de vertente (altura e extensão da cicatriz principal; desnível, comprimento, largura, profundidade do plano de ruptura, área e volume) registam diferenças significativas, denunciando um contraste evidente entre o conjunto dos movimentos rotacionais, translacionais e complexos e as restantes manifestações de instabilidade.

Os deslizamentos rotacionais apresentam a área média mais elevada (7 863 m^2) e valores sempre acima dos 1000 m^2 (Fig. 7.19). O valor médio é fortemente influenciado pela existência de dois deslizamentos antigos de grande dimensão, com área superior a 10 000 m^2. Os movimentos complexos abrangem, igualmente, áreas sempre superiores a 1000 m^2, mas apresentam um valor médio mais baixo, devido à menor importância dos valores extremos. Os deslizamentos translacionais têm dimensões um pouco mais reduzidas (área média de 2 569 m^2) e concentram-se, fundamentalmente, na classe dos 1000 a 5 000 m^2 (Fig. 7.19). Os deslizamentos translacionais superficiais e os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral são muito mais pequenos do que os anteriores, afectando áreas geralmente inferiores a 500 m^2 (Fig .7.19).

O Quadro 7.22 representa os coeficientes de correlação, com nível de significância superior a 95%, para 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão.

Como na área-amostra de Fanhões, verificam-se correlações positivas e, quase sempre, significativas, entre os vários atributos morfométricos que retratam a dimensão dos movimentos. De igual modo, a variável área relaciona-se de modo mais evidente

com o comprimento dos movimentos[2], enquanto o volume acompanha mais de perto as variações na largura dos deslizamentos.

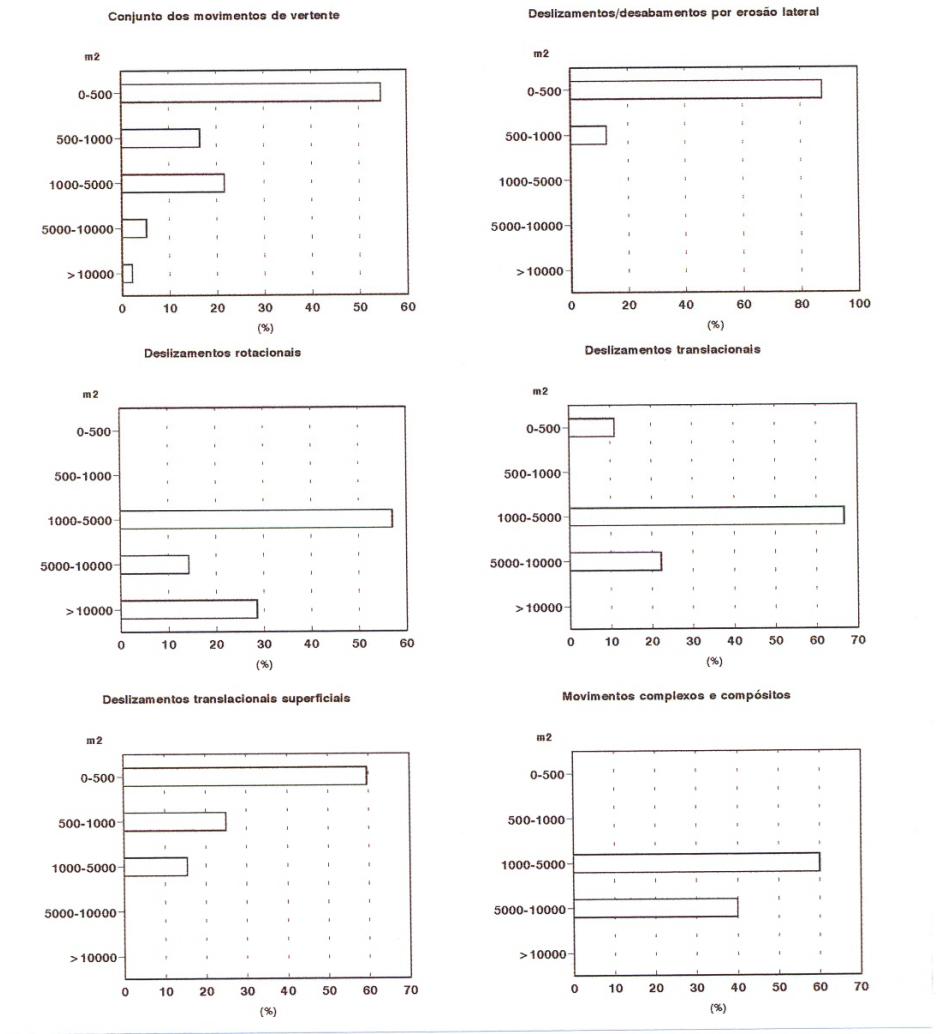

Fig. 7.19 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da áreas-amostra do Trancão.
Não foi incluída a classe dos desabamentos devido ao número reduzido de observações.

[2] Esta forte relação parece ser responsável, por exemplo, pela correlação negativa entre a área e o índice morfométrico I4 (largura/comprimento).

Quadro 7.22 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão. 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	----------	0,79	0,50	0,60		0,25	0,49			0,38	0,26			0,24		
VDIS	79	--------		0,75	0,30							0,25				
DECO	104		--------			0,25	0,32			0,25			0,30	0,78		
CDIS	79	79		--------								0,83				
CALT					--------	0,56		0,36	0,70	0,24	0,43					
DDNV	72		72		72	--------	0,88	0,53	0,68	0,83	0,79		-0,40	0,28	-0,54	-0,47
DCOM	99		99			72	--------	0,47	0,32	0,91	0,78	-0,32	-0,58		-0,69	-0,64
DLAR					103	72	99	--------	0,61	0,77	0,82				0,27	0,30
DPRO					96	70	96	97	--------	0,50	0,75		0,25			
DARE	98		98		97	71	98	98	95	--------	0,91	-0,24	-0,31		-0,31	
DVOL	96				95	70	96	96	96	95	--------					
I1		79		79			74			73		--------	0,38		0,30	0,26
I2			68			66	68		68	67		68	--------	0,35	0,75	0,70
I3	72		72			72							66	--------	0,28	0,29
I4						72	74	74		73		74	68	72	--------	0,96
I5						71	73	73				73	67	71	73	--------

Os parâmetros volume, área e comprimento apresentam relações positivas com o comando das vertentes, denunciando uma tendência para a concentração dos movimentos de maior dimensão nas vertentes mais importantes. Por sua vez, a correlação positiva entre as variáveis área e comprimento e o declive das vertentes é indicadora do aumento da dimensão das áreas deslizadas em função da inclinação da topografia, facto confirmado pelos elevados declives médios apresentados pelos deslizamentos rotacionais e pelos movimentos complexos. A área e o comprimento registam, ainda, relações negativas com o índice morfométrico I1, indicando a diminuição do tamanho dos movimentos com a proximidade à base das vertentes.

O Quadro 7.23 e a Fig. 7.20 condensam os resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra do Trancão. A primeira função justifica quase 98% da discriminação total e é determinada, basicamente, pela profundidade dos planos de ruptura. A segunda função, muito menos eficaz, é explicada quase exclusivamente pelo declive das vertentes. O poder discriminatório das variáveis em questão para os deslizamentos simples da área-amostra é confirmado pelos 92,5% de casos correctamente classificados, a partir dos *scores* das funções discriminantes.

3.4 - Os factores condicionantes da instabilidade

3.4.1 - A litologia e a estrutura

O Quadro 7.24 mostra que 55% dos movimentos de vertente da área-amostra ocorrem nos afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio. Esta unidade litológica inclui a totalidade dos movimentos complexos e mais de metade dos deslizamentos translacionais e translacionais superficiais. Os movimentos no Complexo Vulcânico de Lisboa correspondem a 24% do total e integram 54% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral. A unidade litológica 5 inclui apenas um movimento de vertente (deslizamento rotacional) e os afloramentos do Paleogénico (UL9) não registam manifestações de instabilidade.

Quadro 7.23 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra do Trancão (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias			Grupo predito (%)		
Função discrimin.	Eigen Values	%	Atrib. morfom. discriminantes	função 1	função 2	Grupo actual	d. rotacion.	d. transl.	d. trans.superf.
1	1,92	97,9	DPRO	-0,98	-0,09	d. rotacion.	66,7	33,3	0,0
2	0,41	2,1	I4	0,49	-0,08	d. transl.	22,2	66,7	11,1
			DECO	0,15	-0,97	d. trans. superf.	0,0	0,0	100,0
						casos correctamente classificados: 92,5%			

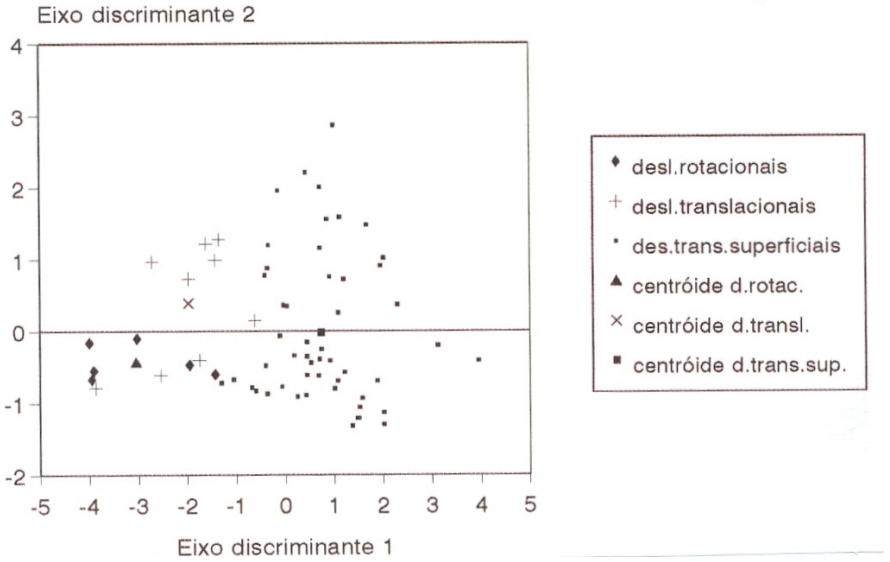

Fig. 7.20 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.23.

Quadro 7.24 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por unidades litológicas (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	UL5	UL6	UL8	2 ou mais UL	TOTAL
1	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
2	0,0	41,7	54,2	4,1	100,0
3	14,3	28,6	14,3	42,9	100,0
4	0,0	55,6	22,2	22,2	100,0
5	0,0	58,6	15,5	25,8	100,0
6a	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
6b	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
6c	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	1,0	54,8	24,0	20,2	100,0

Código das unidades litológicas: ver Quadro 7.17.
Código dos tipos de movimentos: ver Quadro 7.19.

A distribuição de frequências dos tipos de movimentos pelas unidades litológicas 6 e 8 (Fig. 7.21) revela que os deslizamentos translacionais superficiais são preponderantes nas margas e calcários margosos, enquanto os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral são maioritários nas escoadas basálticas e tufos vulcânicos.

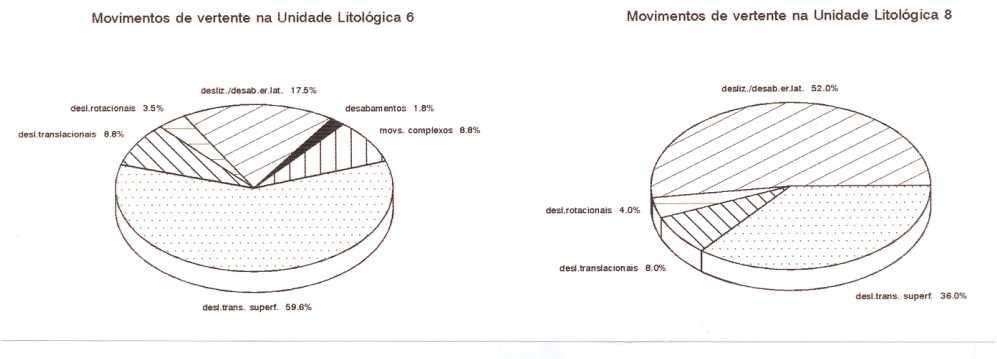

Fig. 7.21 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra do Trancão.

A unidade litológica 6 apresenta uma grande diversidade de movimentos de vertente, estando representados todos os tipos identificados na área-amostra (Quadro 7.25). A densidade dos movimentos é muito elevada (43,6 por km^2), bem como a percentagem de área instabilizada (5,1%), indicadores da grande susceptibilidade das margas e calcários margosos às manifestações de instabilidade. A densidade dos movimentos de vertente é mais baixa na unidade litológica 8 (8,4 por km^2) e a importância dos pequenos deslizamentos neste tipo de substrato tem reflexo na reduzida percentagem de área instabilizada (0,4%). Este valor é, inclusivamente, inferior ao registado na unidade litológica 5 (1,3%), determinado por um único deslizamento rotacional com dimensão superior a 6 000 m^2.

O Quadro 7.25 mostra ainda que os movimentos desencadeados nas margas e calcários margosos apresentam um declive quase sempre superior aos verificados nas restantes unidades litológicas. Esta observação, contraditória com o observado na área-amostra de Fanhões, não pode ser desligada do contexto morfoestrutural particular do vale do Rio Trancão. Efectivamente, a unidade litológica 6 está limitada ao sector norte

da abertura cataclinal do vale (ver Fig. 7.3) e é sempre marcada por declives relativamente acentuados (ver Fig. 7.4).

Quadro 7.25 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão, por unidades litológicas.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
UL5	3	1	2,11	6160	6160	1,30	5058	5058	21,2
0,5 km^2	TOTAL	1	2,11	6160	6160	1,30	5058	5058	21,2
	1	1	0,77	4	4	0,00	3	3	33,4
UL6	2	10	7,65	346	3455	0,26	249	2492	21,6
	3	2	1,53	1320	2640	0,20	7315	14629	22,0
1,3 km^2	4	5	3,83	3696	18480	1,41	3132	15661	18,4
	5	34	26,02	671	22803	1,74	355	12054	22,9
	6a	2	1,53	6000	12000	0,92	9136	18271	19,3
	6b	2	1,53	2220	4440	0,34	5082	10164	29,5
	6c	1	0,77	2200	2200	0,17	6283	6283	26,5
	TOTAL	57	43,62	1158	66022	5,05	1396	79557	22,6
	2	13	4,37	151	1964	0,07	192	2502	12,2
UL8	3	1	0,34	3040	3040	0,10	2178	2178	24,4
	4	2	0,67	660	1320	0,04	554	1107	13,8
3,0 km^2	5	9	3,02	465	4186	0,14	247	2221	16,4
	TOTAL	25	8,40	420	10510	0,35	320	8008	14,3
	2	1		360	360		1374	1374	6,2
2 ou mais	3	3		14400	43200		25117	75352	24,0
UL	4	2		1660	3320		1612	3224	23,8
	5	15		679	10181		405	6080	25,5
	TOTAL	21		2717	57061		4097	86030	24,2

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

A análise da variância dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente ocorridos nas unidades litológicas 6 e 8 (Quadro 7.26) corrobora as principais observações atrás referidas: a maior dimensão dos deslizamentos na unidade litológica 6 é confirmada pela significância estatística do teste F às variáveis desnível, comprimento, área e volume dos movimentos; as diferenças de declive estão patentes no teste F das variáveis declive e índice morfométrico I3. Registe-se que as vertentes deslizadas nos afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio não apresentam apenas um declive mais forte, mas também altitude e comando mais elevados, indicadores da correspondência desta unidade litológica com as vertentes mais importantes da área-amostra.

Quadro 7.26 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra do Trancão.

VARIÁVEL:		UNIDADE LITOLÓGICA		
		UL6	UL8	F
VALT	média	216,1	126,0	**63,11**
	std	47,1	69,7	(p<0,01)
	N	57	25	
VCOM	média	128,3	63,1	**46,55**
	std	47,2	54,8	(p<0,01)
	N	57	25	
VDIS	média	392,9	537,8	0,59
	std	155,6	395,6	(n.s.)
	N	46	12	
DECO	média	22,6	14,3	**38,25**
	std	5,9	7,3	(p<0,01)
	N	57	25	
CDIS	média	240,9	413,8	0,10
	std	155,5	410,8	(n.s.)
	N	46	12	
SDIS	média	117,6	100,5	0,52
	std	115,3	150,1	(n.s.)
	N	39	9	
CALT	média	1,9	1,5	0,92
	std	1,6	0,7	(n.s.)
	N	57	25	
CEXT	média	40,3	33,7	1,20
	std	23,2	20,7	(n.s.)
	N	57	25	
DDNV	média	13,6	7,2	**4,40**
	std	10,8	5,9	(0,01<p<0,05)
	N	43	10	
DCOM	média	32,9	13,4	**16,71**
	std	34,7	12,7	(p<0,01)
	N	55	23	
DLAR	média	41,8	33,7	2,19
	std	23,0	20,7	(n.s.)
	N	57	25	
DPRO	média	1,8	1,4	2,26
	std	1,3	0,7	(n.s.)
	N	53	23	
DARE	média	1158,3	420,4	**11,71**
	std	1558,4	632,6	(p<0,01)
	N	57	25	
DVOL	média	1395,7	320,3	**6,45**
	std	2668,1	452,9	(0,01<p<0,05)
	N	57	25	
I1	média	0,61	0,61	0,42
	std	0,3	0,3	(n.s.)
	N	46	12	
I2	média	6,52	5,39	0,37
	std	4,1	3,4	(n.s.)
	N	39	10	
I3	média	0,39	0,27	**4,80**
	std	0,2	0,1	(0,01<p<0,05)
	N	43	10	
I4	média	1,65	1,41	0,00
	std	1,3	0,5	(n.s.)
	N	44	10	
I5	média	1,02	0,95	0,02
	std	0,4	0,2	(n.s.)
	N	43	10	

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

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

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%).

A análise discriminante aos atributos morfométricos dos deslizamentos rotacionais, translacionais, translacionais superficiais e movimentos complexos, verificados nas unidades litológicas 6 e 8 , forneceu uma função matemática baseada nas variáveis declive, área, altitude da vertente e índice morfométrico I3 (Quadro 7.27; Fig. 7.22). Embora o número de casos correctamente classificados seja relativamente elevado (88%), a função discriminatória revelou-se muito mais eficaz na predição dos movimentos da unidade litológica 6 (98% de casos correctamente classificados, contra apenas 50% na unidade litológica 8).

Quadro 7.27 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra do Trancão (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias		Grupo predito (%)	
Função discrimin.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	Grupo actual	UL6	UL8
1	0,45	100	DECO	1,24			
			DARE	0,49	UL6	97,6	2,4
			VALT	0,41	UL8	50,0	50,0
			I3	-0,55			
					casos correctamente classificados: 88,4%		

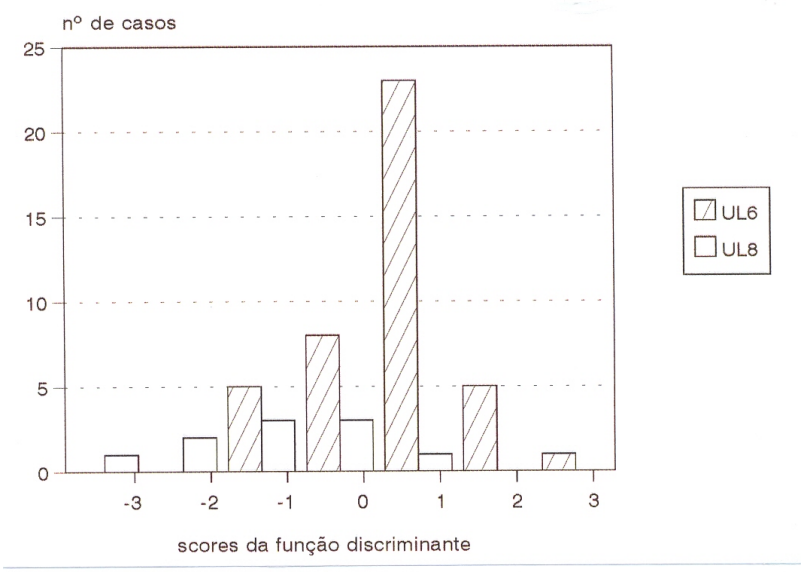

Fig. 7.22 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra do Trancão, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.27.

A distribuição de frequências das exposições do conjunto dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão (Fig.7.23a) coloca em evidência a maior instabilização da vertente ocidental do vale do Rio Trancão (exposições entre N45° e N135°), mais conforme ao sentido geral de inclinação das camadas. Esta relação é muito mais evidente quando se tomam em consideração apenas os deslizamentos translacionais e os movimentos complexos com componente principal translacional (Fig.7.23b). Registe-se que os valores da exposição apresentam, quase sistematicamente, desvios negativos em relação ao sentido de inclinação das camadas, com valores mais frequentes entre 40° e 50° e máximos de 82°.

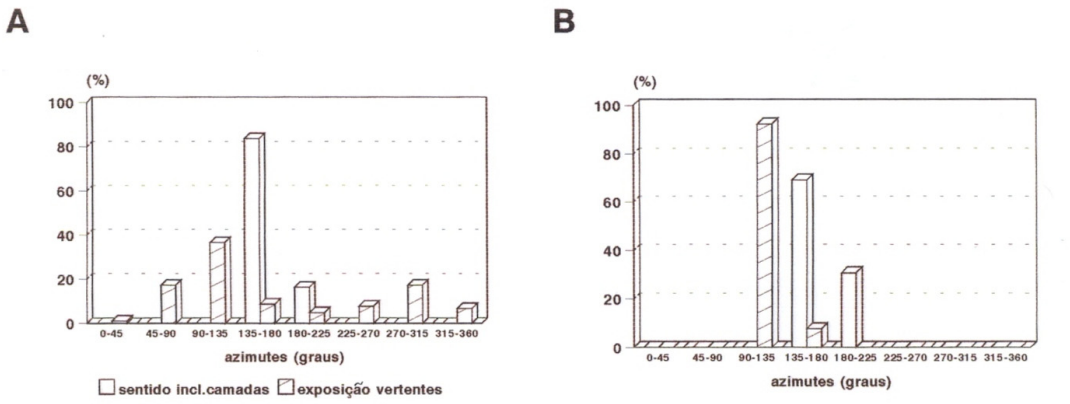

Fig. 7.23 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra do Trancão.
A - conjunto dos movimentos de vertente;
B - deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal translacional.

O declive das vertentes afectadas pelos movimentos translacionais é sempre superior ao pendor das camadas (Fig. 7.24), confirmando uma tendência já identificada na área-amostra de Fanhões.

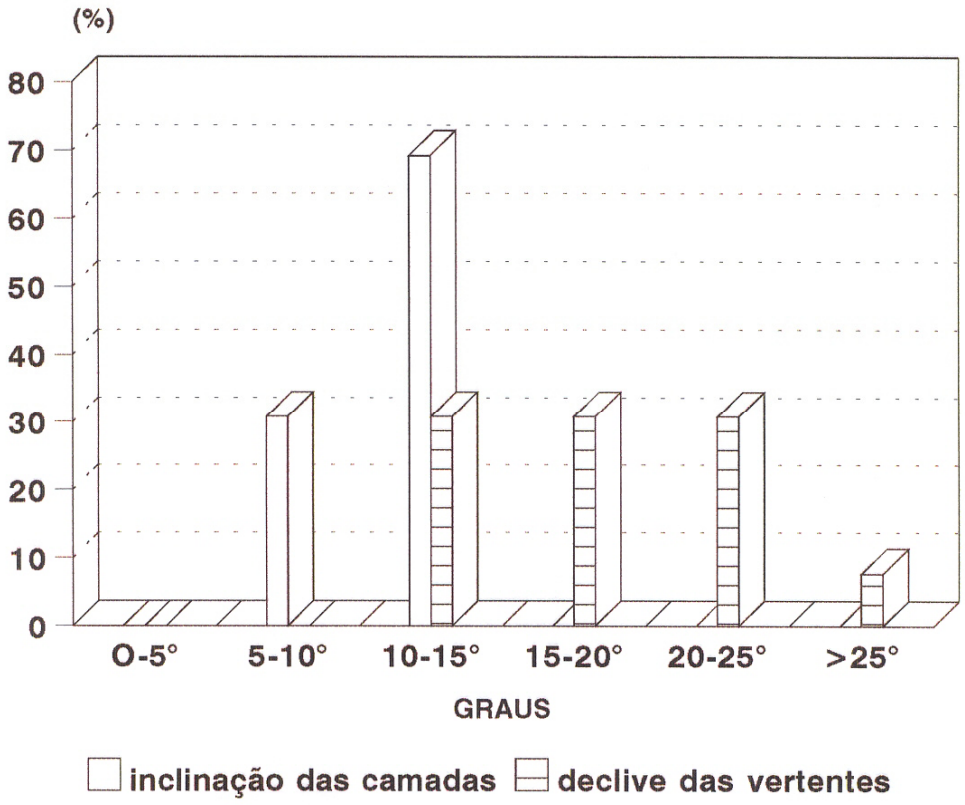

Fig. 7.24 - Relação entre o valor da inclinação das camadas e o declive das vertentes afectadas por movimentos de vertente com dominante translacional na área-amostra do Trancão.

3.4.2 - O declive e a forma das vertentes

A Fig. 7.25 ilustra a distribuição de frequências dos declives dos principais movimentos de vertente da área-amostra do Trancão. 50% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral apresentam um declive abaixo de 15°, em claro contraste com os restantes tipos de movimentos. 86% dos deslizamentos rotacionais verificam-se em vertentes com declive entre 20° e 25°, e 89% dos deslizamentos translacionais concentram-se nas classes entre 10° e 25°. A grande maioria dos deslizamentos translacionais superficiais (86%) apresenta declive superior a 15°, valor que constitui o limiar inferior dos movimentos de vertente complexos.

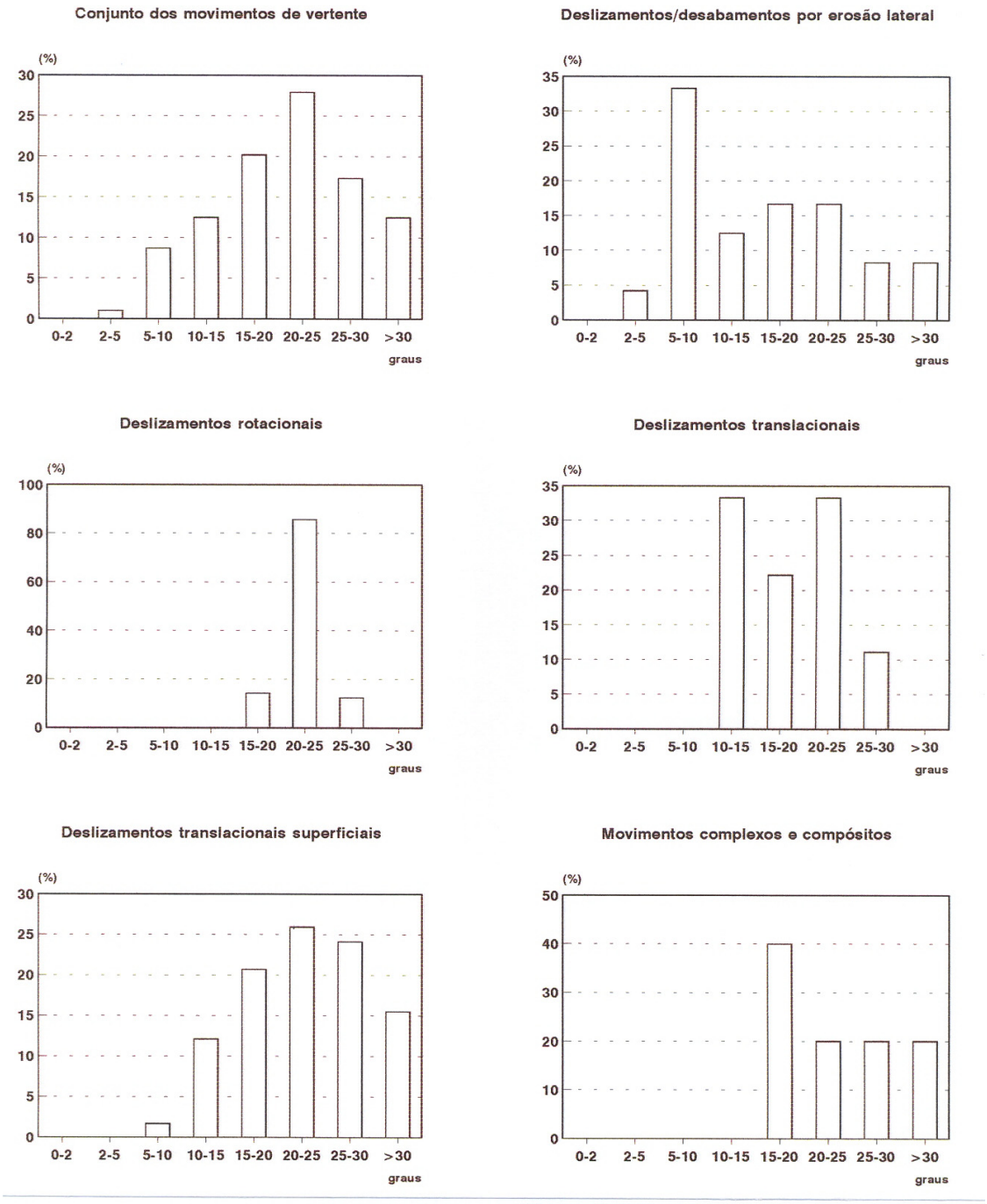

Fig. 7.25 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão, em função do declive original das vertentes.
Não foi incluída a classe dos desabamentos devido ao número reduzido de observações.

O Quadro 7.28 mostra que os terrenos com declive superior a 10° apresentam densidades de movimentos de vertente superiores à média da área-amostra (14,6 por km^2). A classe dos 20-25° destaca-se claramente com 45 movimentos por km^2, sendo secundada pela classe dos 25-30° (29 movimentos por km^2). Estas duas unidades de terreno apresentam, igualmente, as mais elevadas percentagens de área instabilizada, salientando-se os 10,9% correspondentes às vertentes com declive entre 20° e 25°. Note--se que este valor é devido, fundamentalmente, à quase absoluta concentração dos deslizamentos rotacionais (os maiores movimentos da área-amostra) neste intervalo de declive.

Quadro 7.28 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por classes de declive.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)
2° - 5°	2	1	1,79	38	38	0,01	60	60
0,6 km^2	TOTAL	1	1,79	38	38	0,01	60	60
	2	8	5,55	152	1218	0,08	308	2461
5° - 10°	5	1	0,69	480	480	0,03	141	141
1,4 km^2	TOTAL	9	6,24	189	1698	0,12	289	2602
	2	3	4,69	131	392	0,06	146	439
10° - 15°	4	3	4,69	2453	7360	1,15	1123	3368
	5	7	10,94	861	6027	0,94	377	2639
0,6 km^2	TOTAL	13	20,32	1060	13779	2,15	496	6446
	2	4	3,61	250	998	0,09	198	792
15° - 20°	3	1	0,90	1320	1320	0,12	11922	11922
	4	2	1,80	3240	6480	0,58	4063	8125
1,1 km^2	5	12	10,82	419	5032	0,45	220	2640
	6a	2	1,80	6000	12000	1,08	9136	18271
	TOTAL	21	18,94	1230	25830	2,33	1988	41750
	2	4	6,17	425	1700	0,26	213	850
20° - 25°	3	6	9,26	8953	53720	8,29	14216	85295
	4	3	4,63	1560	4680	0,72	1250	3750
0,6 km^2	5	15	23,14	590	8854	1,37	376	5645
	6b	1	1,54	1680	1680	0,26	3062	3062
	TOTAL	29	44,74	2436	70634	10,90	3400	98602
	2	2	3,23	340	680	0,11	342	684
25° - 30°	4	1	1,61	4600	4600	0,74	4749	4749
	5	14	22,58	971	13600	2,19	574	8040
0.6 km^2	6c	1	1,61	2200	2200	0,35	6283	6283
	TOTAL	18	29,03	1171	21080	3,40	1098	19756
	1	1	1,71	4	4	0,00	3	3
> 30°	2	2	3,41	377	753	0,13	541	1082
	5	9	15,36	353	3177	0,54	139	1250
0.6 km^2	6b	1	1,71	2760	2760	0,47	7102	7102
	TOTAL	13	22,18	515	6694	1,14	726	9437

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

A área e o volume médios dos movimentos de vertente aumentam com o declive até à classe dos 20°-25°, diminuindo em seguida. Este facto revela que a relação entre estas variáveis não é linear, justificando o reduzido valor das correlações patentes no Quadro 7.22.

A distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área do Trancão, em função do tipo de perfil das vertentes, mostra que a maior parte dos deslizamentos (51%) se desenvolve em vertentes com perfil vertical rectilíneo (Quadro 7.29). Registe--se, no entanto, a concentração de mais de metade dos deslizamentos rotacionais e translacionais em vertentes côncavas. A coincidências entre as concavidades topográficas e a localização dos deslizamentos é mais evidente no que respeita ao perfil horizontal das vertentes, verificando-se em 53% dos casos, sem grandes diferenciações entre tipos de movimentos (Quadro 7.29).

Quadro 7.29 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão em função do perfil das vertentes (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

	Perfil vertical				Perfil horizontal			
Tipo de movimento	côncavo	rectilíneo	convexo	TOTAL	côncavo	rectilíneo	convexo	TOTAL
3	57,1	42,9	0,0	100,0	57,1	14,3	28,6	100,0
4	55,6	33,3	11,1	100,0	66,7	11,1	22,2	100,0
5	41,4	51,7	6,9	100,0	51,7	32,8	15,5	100,0
6a	50,0	50,0	0,0	100,0	50,0	0,0	50,0	100,0
6b	0,0	100,0	0,0	100,0	50,0	50,0	0,0	100,0
6c	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	43,0	50,6	6,3	100,0	53,2	29,1	17,7	100,0

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

3.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo

Os terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo e arbustivo são dominantes na área-amostra do Trancão (63% da superfície total) e integram a larga maioria dos movimentos de vertente (90% do número total). Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e os deslizamentos translacionais são mais frequentes nos incultos com vegetação de porte herbáceo, e os restantes tipos de movimentos desenvolvem-se principalmente nos terrenos com vegetação de porte

arbustivo e matagal (Quadro 7.30). As áreas arborizadas e os campos cultivados (16% e 14% da superfície total, respectivamente) incluem , em conjunto, apenas 10% do número total de movimentos de vertente.

O Quadro 7.31 indica que os terrenos com vegetação de porte arbustivo e matagal são os mais instabilizados da área-amostra, com uma densidade de 37,1 movimentos por km^2 e 7% da superfície afectada. Os incultos com vegetação herbácea registam uma densidade de 14,1 movimentos por km^2. Este valor, associado à dimensão mais reduzida dos deslizamentos nesta unidade de terreno (comprovada pelos valores médios da área e volume), justifica uma percentagem de área instabilizada bastante mais baixa do que no caso anterior (1,3%). Os terrenos cultivados e arborizados são, comparativamente, mais estáveis, com densidades abaixo de 5 movimentos por km^2 e percentagens de área instabilizada inferior a 0,3%.

2.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica

26% dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão correspondem a reactivações de movimentos mais antigos. O peso dos movimentos em áreas anteriormente deslizadas varia entre 20% e 30% do total, no conjunto dos deslizamentos simples (rotacionais, translacionais e translacionais superficiais) e nos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (Fig. 7.26).

A interferência da actividade antrópica, enquanto factor de instabilidade foi detectada em cerca de 18% do número total de movimentos de vertente. As intervenções desajustadas foram particularmente significativas no desencadeamento dos movimentos complexos, deslizamentos translacionais e deslizamentos translacionais superficiais (Fig. 7.27).

Quadro 7.30 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por classes de coberto vegetal/uso do solo (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	VG1	VG2	VG3	VG4	TOTAL
1	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
2	58,3	37,5	0,0	4,2	100,0
3	28,6	71,4	0,0	0.0	100,0
4	44,4	22,2	22,2	11,1	100,0
5	36,2	53,4	5,2	5,2	100,0
6a	50,0	50,0	0,0	0,0	100,0
6b	50,0	50,0	0,0	0,0	100,0
6c	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	42,3	48,1	4,8	4,8	100,0

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).

Quadro 7.31 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por classes de coberto vegetal/uso do solo.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
	1	1	0,32	4	4	0,00	3	3	33,4
VG1	2	14	4,47	273	3826	0,12	231	3230	16,9
	3	2	0,64	2180	4360	0,14	7050	14100	21,9
3,1 km^2	4	4	1,28	3730	14920	0,48	3230	12919	18,7
	5	21	6,71	437	9179	0,29	228	4782	18,2
	6a	1	0,32	5720	5720	0,18	11127	11127	19,1
	6b	1	0,32	1680	1680	0,05	3062	3062	22,4
	TOTAL	44	14,06	902	39689	1,27	1119	49223	18,5
	2	9	6,68	177	1593	0,12	196	1764	15,3
VG2	3	5	3,71	10136	50680	3,76	16623	83117	23,5
	4	2	1,48	2840	5680	0,42	2689	5377	24,3
1,3 km^2	5	31	23,01	827	25631	1,90	448	13899	25,5
	6a	1	0,74	6280	6280	0,47	7144	7144	19,5
	6b	1	0,74	2760	2760	0,20	7102	7102	36,5
	6c	1	0,74	2200	2200	0,16	6283	6283	26,5
	TOTAL	50	37,12	1896	94824	7,04	2494	124686	23,6
VG3	4	2	1,74	660	1320	0,12	554	1107	13,8
	5	3	2,61	173	520	0,05	79	237	24,4
1,1 km^2	TOTAL	5	4,36	368	1840	0,17	269	1344	20,1
	2	1	0,98	360	360	0,04	1374	1374	6,2
VG4	4	1	0,98	1200	1200	0,12	589	589	16,2
	5	3	2,94	613	1840	0,18	479	1437	20,8
1,0 km^2	TOTAL	5	4,90	680	3400	0,33	680	3400	17,0

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

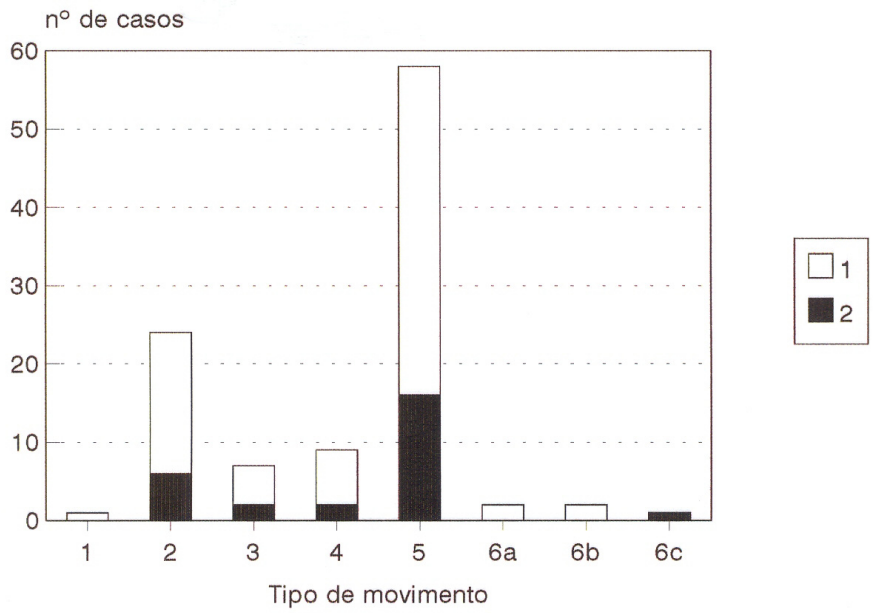

Fig. 7.26 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra do Trancão.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos reactivados.

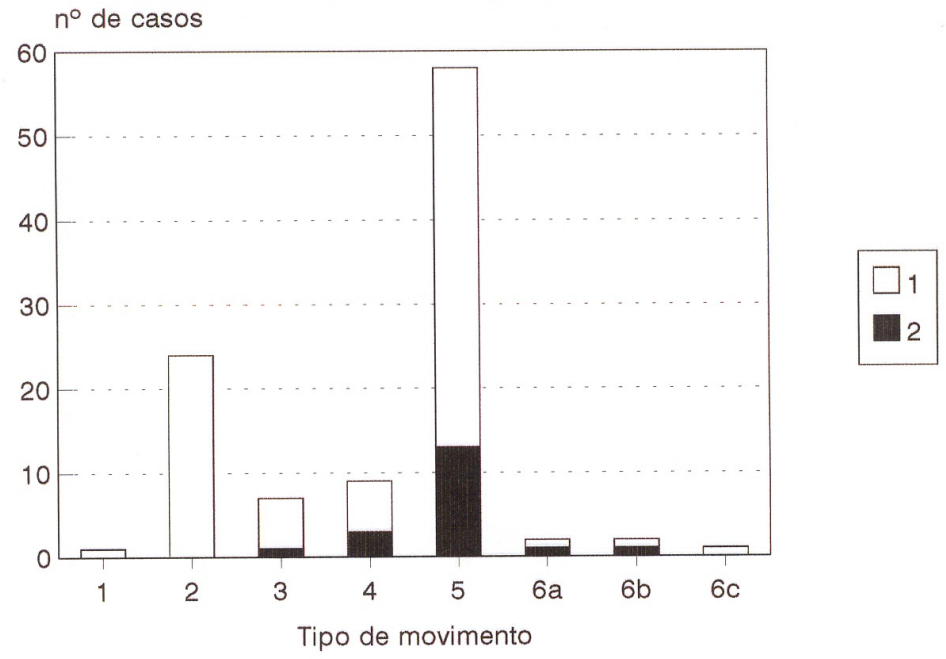

Fig. 7.27 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra do Trancão.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos com interferência antrópica.

4 - ÁREA-AMOSTRA DE LOUSA

4.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente

A área-amostra de Lousa abrange uma superfície de 17,29 km^2 e está integrada, quase completamente, na bacia hidrográfica de 6ª ordem do Rio de Loures (Fig. 7.28). Exceptua-se o limite NE da área estudada, correspondente às cabeceiras da Ribeira de Casainhos. A área-amostra inclui cursos de água de quatro sub-bacias hidrográficas principais (Quadro 7.32), cuja densidade de drenagem varia entre 2,6 km/km^2 e 4,6 km/km^2.

A área de Lousa 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 monoclinal, 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 (1,5% da área-amostra) e da cobertura aluvial (7,1% da área-

amostra), particularmente importante no sector jusante do vale do Rio de Loures, próximo da confluência com a Ribeira de Pinheiro de Loures (Quadro 7.33; Fig. 7.29).

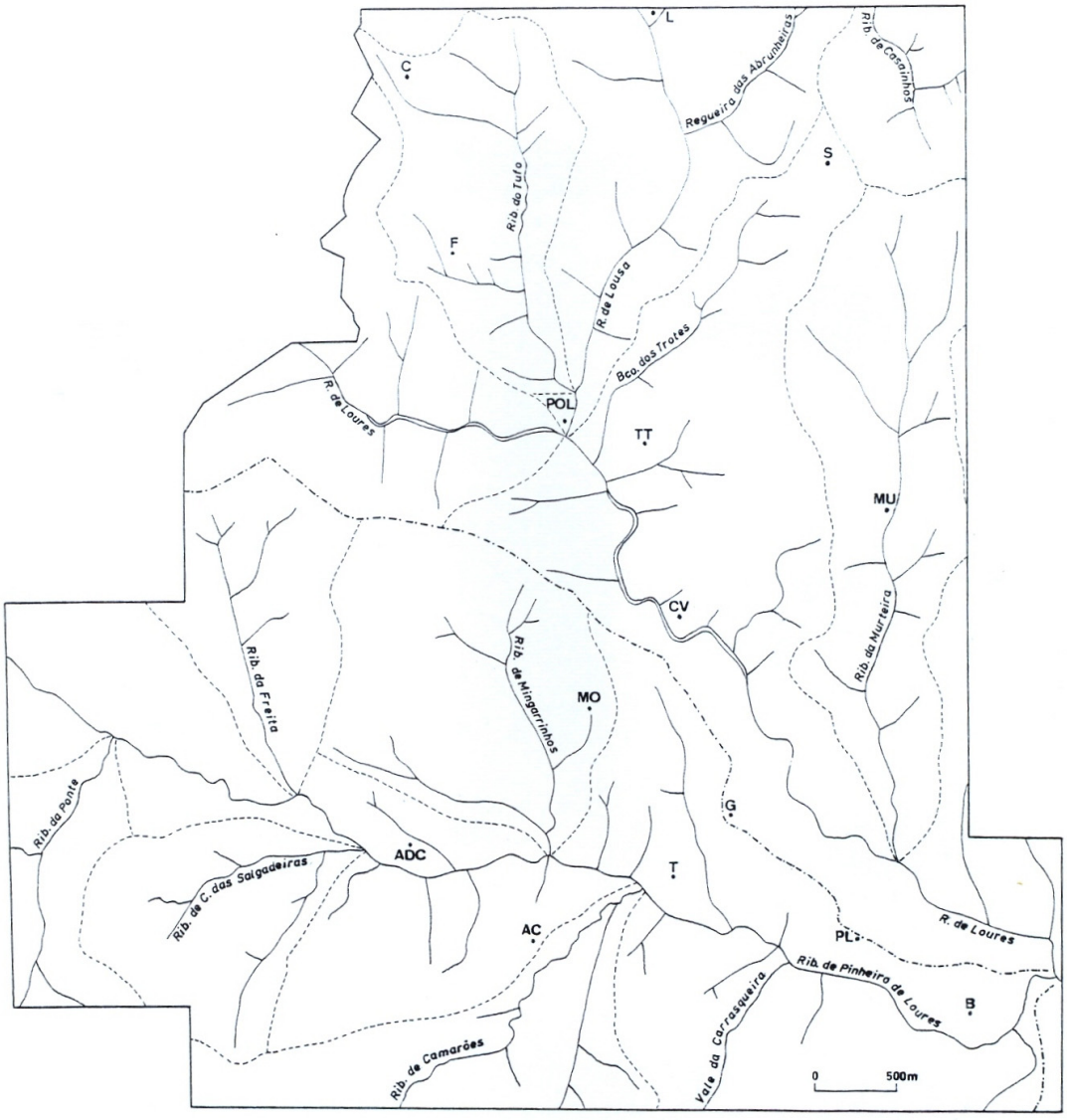

Fig. 7.28 - Rede hidrográfica das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures.
L, Lousa; C, Carcavelos; F, Fontelas; POL, Ponte de Lousa; S, Salemas; TT, Torre dos Trotes; MU, Murteira, CV, Casal da Verdelha; G, Guerreiros; PL, Pinheiro de Loures; B, Barro; T, Tojalinho; AC, A-dos-Calvos; Mo, Moninhos; ADC, A-dos-Cães.

Quadro 7.32 - Principais sub-bacias hidrográficas integradas, total ou parcialmente, na área-amostra de Lousa.

Sub-bacia hidrográfica	Ordem (Strahler)	Densidade de drenagem (km/km^2)
Sector montante do Rio de Loures	5	3,6
Rio de Lousa	5	4,6
Ribeira do Tufo	3	3,3
Ribeira da Murteira	3	2,6

Quadro 7.33 - 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 tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa - Neocretácico);
UL9: arenitos e conglomerados siliciosos (Paleogénico).

Os arenitos com intercalações calcárias do Barremiano superior - Aptiano (2% da superfície total) afloram em áreas relativamente marginais, junto ao fundo dos vales do Rio de Loures e do Rio de Lousa e no sector de Carcavelos.

Os afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio abrangem cerca de 28% da área-amostra e estão circunscritos ao seu sector Norte e NW. A unidade litológica inclui calcários margosos, calcários e margas, por vezes com intercalações de calcarenitos, arenitos, siltitos e argilitos, sendo de destacar a maior importância dos calcários no afloramento, quando comparada com a mesma unidade litológica nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão.

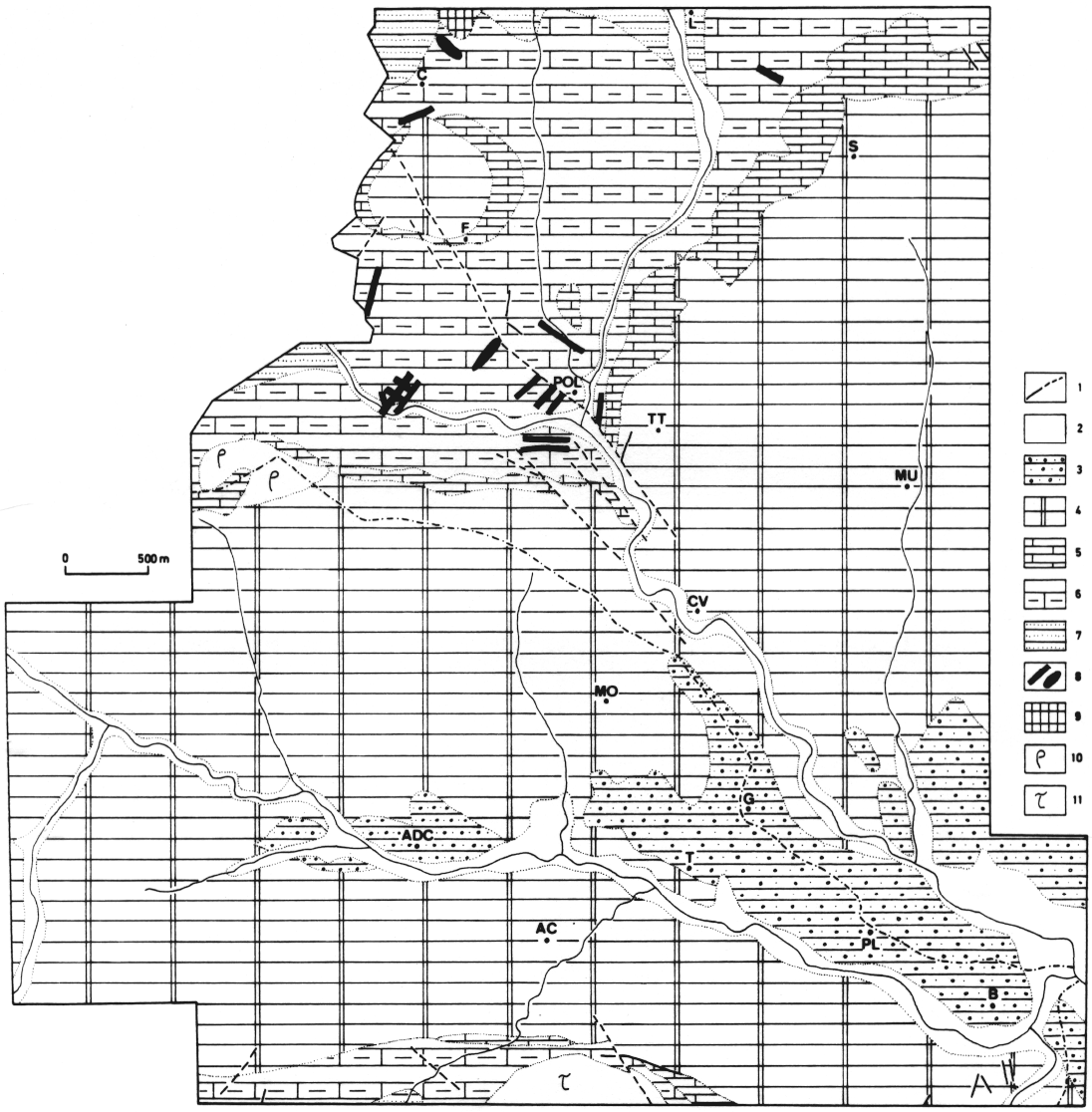

Fig. 7.29 - Unidades litológicas das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures.
1 - falha, certa e provável; 2 - aluviões; 3 - conglomerados e arenitos siliciosos (Paleogénico); 4 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa (Neocretácico); 5 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 6 - calcários margosos, calcários e margas (Albiano - Cenomaniano médio); 7 - 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.

Na margem direita do Rio de Loures a unidade litológica 6 apresenta um fácies diferente nos troços superior e inferior da vertente (Fig. 7.30). A parte superior do afloramento corresponde a calcários margosos com intercalações de calcário, que originam uma série de cornijas secundárias dispostas em escadaria, com uma continuidade lateral assinalável. O declive deste troço da vertente é forte (Fig. 7.31) e os depósitos são praticamente inexistentes. O troço inferior da vertente, com perfil côncavo e declive moderado, corta um substrato predominantemente margoso, que se encontra coberto por depósitos atípicos com espessura superior a 0,5 m.

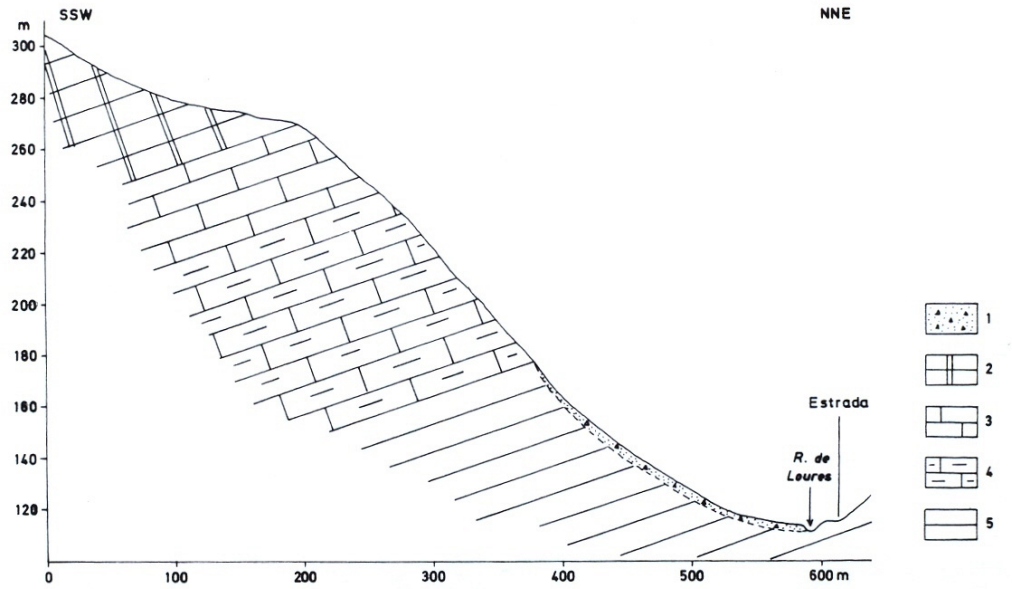

Fig. 7.30 - Vertente direita do vale do Rio de Loures, a montante de Ponte de Lousa.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 4 - calcários margosos (Albiano - - Cenomaniano médio); 5 - margas (Albiano - Cenomaniano médio).

Na vertente esquerda do vale do Rio de Loures, bem como no vale da Ribeira do Tufo e nas áreas dos sinclinais alcandorados de Alto do Penedo Mouro e Alto do Crato, os calcários margosos dominam na unidade litológica, originando múltiplas cornijas

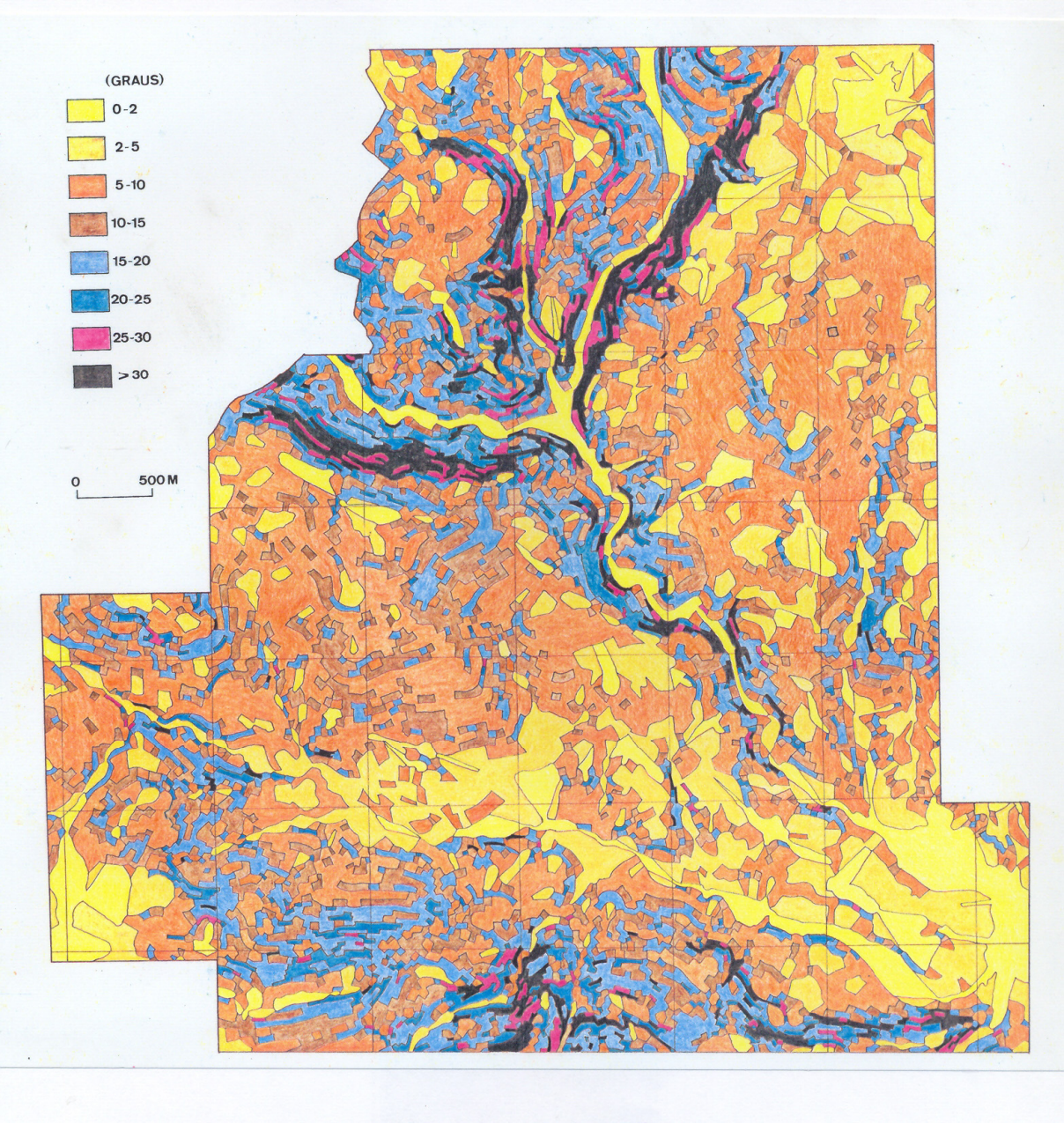

Fig. 7.31 - Mapa de declives das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures.

secundárias (ver mapa geomorfológico, fora do texto). A presença de algumas bancadas argilosas nas cabeceiras do vale da Ribeira do Tufo e na vertente esquerda do Rio de Loures, condiciona um encaixe muito acentuado da escorrência e o desenvolvimento de formas de erosão em *gully*[3].

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. 7.32), 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. 7.33), 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 calcários com rudistas representam 8% do total da área-amostra e originam, sistematicamente, cornijas bem desenvolvidas, por vezes com comando superior a 5 m. A unidade litológica constitui a parte central do sinclinal de Alto do Crato e aflora numa cintura quase contínua em redor do sinclinal alcandorado de Alto do Penedo Mouro. Estes calcários estão ainda presentes numa faixa de direcção NW-SE no topo da vertente esquerda do vale do Rio de Lousa, e noutra, de direcção W-E, próximo do topo da vertente direita do vale do Rio de Loures.

[3] A vertente esquerda do vale do Rio de Loures e as cabeceiras do vale da Ribeira do Tufo correspondem, actualmente, a incultos quase completamente desprovidos de coberto vegetal arbóreo. Estes terrenos foram cultivados com cereais até há cerca de 40-50 anos e, posteriormente, abandonados. A não manutenção dos canais de escoamento originais, associada às práticas culturais de conservação dos solos, teve como consequência a desorganização da drenagem dos pequenos barrancos, com o desenvolvimento de múltiplos ravinamentos, com encaixe muitas vezes superior a 0,5 m e, geralmente, sem continuidade para jusante. Deste modo, a parte superior das vertentes está a sofrer um processo de degradação irreversível, materializado pela mobilização dos sedimentos finos em direcção aos fundos dos vales, onde se acumulam com espessuras até 2 m.

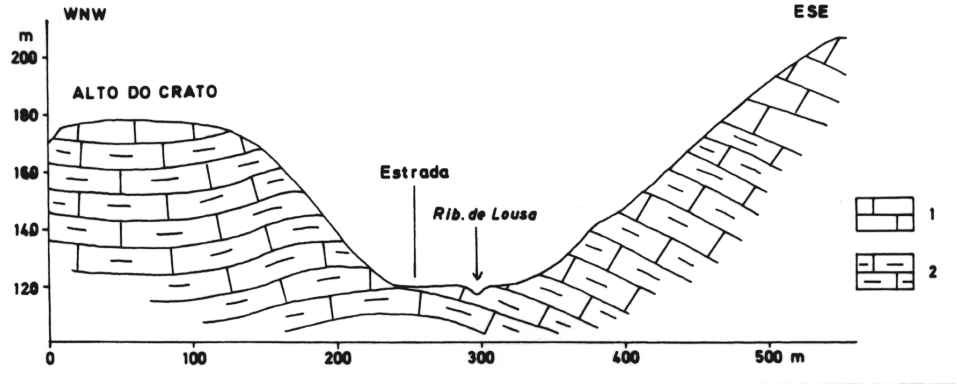

Fig. 7.32 - Vale do Rio de Lousa imediatamente a montante de Ponte de Lousa.
Notar a relativa simetria das vertentes, quanto ao declive, condicionada por um contexto estrutural semelhante.
1 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 2 - calcários margosos (Albiano - - Cenomaniano médio).

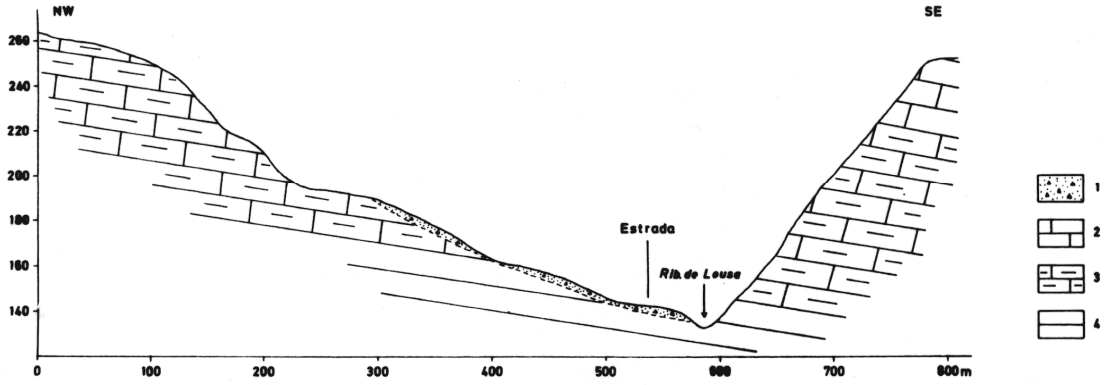

Fig. 7.33 - Vale do Rio de Lousa próximo de Torre Pequena.
A dissimetria determinada pelo pendor das camadas é acentuada pelo afloramento de margas argilosas próximo do fundo do vale, cuja expressão espacial se restringe, quase exclusivamente, à vertente da margem direita.
1 - depósitos de vertente; 2 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 3 - calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); 4 - margas (Albiano - Cenomaniano médio).

O Complexo Vulcânico de Lisboa aflora em quase metade da área-amostra, com uma inclinação geral para SE. Como no caso dos vales da Ribeira de Fanhões e do Rio Trancão, esta unidade litológica caracteriza-se por uma alternância entre tufos vulcânicos e escoadas basálticas que evidenciam um grau de alteração muito variado. O vale do Rio de Loures, a jusante de Ponte de Lousa, entalha quase exclusivamente esta unidade litológica e a sua fisionomia reflecte, de modo muito sensível, as variações

locais do substrato vulcânico. Entre Ponte de Lousa e o Casal da Verdelha, dominam as escoadas basálticas muito alteradas e os tufos vulcânicos, principalmente a ocidente do fundo do vale. As vertentes, rectilíneas ou rectilíneo-côncavas, estão cobertas por depósitos no seu terço inferior e dominam um fundo de vale plano e relativamente amplo. A jusante de Casal da Verdelha a litologia do substrato vulcânico é dominada por escoadas basálticas muito compactas, que condicionam o desenvolvimento de cornijas. As vertentes rectilíneas apresentam um declive mais forte e dominam um fundo de vale estreito e fortemente encaixado em basaltos sãos.

Os arenitos e conglomerados do Paleogénico abrangem cerca de 7% do total da área-amostra e ocupam o sector jusante dos vales do Rio de Loures e da Ribeira da Murteira.

Os afloramentos margosos da unidade litológica 6 constituem os sectores mais dinâmicos da área-amostra de Lousa (ver mapa geomorfológico, fora do texto).

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. 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.

4.2 - Tipologia e actividade

Os 152 movimentos de vertente identificados na área-amostra de Lousa abrangem uma superfície total superior a 159 000 m^2. A densidade dos movimentos corresponde a 8,8 por km^2 e a área instabilizada é equivalente a 0,9% (Quadro 7.34).

Quadro 7.34 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa.

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
152	8,8	3 095	470 364	1 051	159 734	0,9

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral são os movimentos mais frequentes na área-amostra, com 42% do número total de ocorrências (Quadro 7.35). Os deslizamentos translacionais superficiais são, igualmente, muito abundantes (32% do total) e o conjunto dos deslizamentos rotacionais, translacionais e movimentos complexos com componente dominante rotacional ou translacional, corresponde a cerca de 20% dos casos.

Os movimentos activos representam 69% do número total de manifestações de instabilidade da área-amostra de Lousa (Quadro 7.36). Com a excepção de algumas classes de movimentos complexos pouco representativas, o peso dos movimentos activos é sempre superior a 50% do número total de casos para cada tipo de movimento. Os movimentos dormentes correspondem a 30% do total e respeitam, fundamentalmente, a deslizamentos/desabamentos por erosão lateral desencadeados em Novembro de 1967 e nunca mais reactivados. Incluem-se ainda nesta classe seis movimentos de vertente

Quadro 7.35 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa.

Tipo de movimento	Código	Número de casos	(%)
desabamento	1	3	2,0
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	64	42,1
deslizamento rotacional	3	5	3,3
deslizamento translacional	4	13	8,6
deslizamento translacional superficial	5	48	31,6
movimento complexo translacional/rotacional	6a	1	0,7
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	1	0,7
movimento complexo rotacional desencadeado por erosão lateral	6c	10	6,6
Movimento complexo translacional superficial/escoada	6f	1	0,7
Movimentos de tipo indeterminado	7	6	3,9
TOTAL		152	100,0

Quadro 7.36 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa quanto ao estado de actividade (frequências relativas definidas em função do número de casos de cada tipo de movimento).

		estado de actividade			
Tipo de movimento	Código	activo	dormente	estabilizado	TOTAL
desabamento	1	66,7	33,3	0,0	100,0
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	51,6	46,9	1,6	100,0
deslizamento rotacional	3	80,0	20,0	0,0	100,0
deslizamento translacional	4	69,2	30,8	0,0	100,0
deslizamento translacional superficial	5	95,8	4,2	0,0	100,0
movimento complexo translacional/rotacional	6a	100,0	0,0	0,0	100,0
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	0,0	100,0	0,0	100,0
movimento complexo rotacional desencadeado por erosão lateral	6c	100,0	0,0	0,0	100,0
Movimento complexo translacional superficial/escoada	6f	0,0	100,0	0,0	100,0
Movimentos de tipo indeterminado	7	0,0	100,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos de vertente		69,1	30,3	0,6	100,0

antigos, de tipo indeterminado, que apenas preservam actualmente as cicatrizes principais. Como nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão, as medidas correctivas efectivas conducentes à estabilização dos movimentos, são praticamente inexistentes, restringindo-se a um deslizamento/desabamento por erosão lateral no vale da Ribeira da Murteira.

4.3 - Morfometria

O Quadro 7.37 apresenta as médias, desvios padrão e resultados da análise das variâncias dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área de Lousa.

Os deslizamentos rotacionais e os movimentos complexos ocorrem em vertentes com altitude e comando mais elevados do que os restantes movimentos, conforme se depreende do significado estatístico do teste F para estas duas variáveis.

Ao contrário do que acontece nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão, as diferenças verificadas no declive original das vertentes não são estatisticamente significativas, embora se verifique uma tendência para a concentração dos deslizamentos translacionais e dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral em vertentes com declive mais suave.

Não considerando o caso óbvio dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, os movimentos complexos são os que apresentam um valor médio mais baixo para a distância entre a extremidade jusante do movimento e a base da vertente, em reflexo do elevado número de casos desencadeados junto aos canais fluviais por acção do trabalho de sapa.

Os deslizamentos translacionais superficiais evidenciam uma relação largura/comprimento bastante elevada e uma forma relativamente circular, contrastando de modo evidente com os restantes movimentos de vertente.

Quadro 7.37 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa.

VARIÁVEL:		TIPO DE MOVIMENTO						
		1	2	3	4	5	6	F
VALT (m)	média	151,7	193,7	288,0	195,9	220,4	232,5	**3,54**
	std	73,3	76,6	22,5	51,1	53,2	55,7	(p<0,01)
	N	3	64	5	13	48	13	
VCOM (m)	média	40,3	70,4	144,0	91,0	87,1	105,2	**4,75**
	std	32,3	43,3	52,7	28,8	44,6	48,6	(p<0,01)
	N	3	64	5	13	48	13	
VDIS (m)	média			396,8	370,0	292,9	352,2	1,54
	std	------	------	139,0	127,8	172,4	309,1	(n.s.)
	N			5	13	48	13	
DECO (°)	média	32,3	18,8	23,8	19,1	21,3	20,3	1,60
	std	5,4	9,4	10,7	7,5	7,7	7,2	(n.s.)
	N	3	64	5	13	48	13	
CDIS (m)	média	68,0		226,8	146,9	187,5	246,2	0,80
	std	0,0	------	115,9	100,3	172,4	294,4	(n.s.)
	N	1		5	13	48	13	
SDIS (m)	média	144,0		100,4	178,1	85,9	29,5	**2,79**
	std	0,0	------	124,8	108,0	97,5	81,6	(0,01<p<0,05)
	N	1		5	12	48	13	
CALT (m)	média	4,8	3,0	3,1	2,2	0,9	3,0	**15,78**
	std	3,9	2,1	1,3	1,4	0,6	5,0	(p<0,01)
	N	3	64	4	13	45	13	
CEXT (m)	média	40,0	44,1	53,2	40,9	27,8	48,6	**5,83**
	std	24,5	26,7	19,3	25,0	15,3	20,1	(p<0,01)
	N	3	64	5	13	48	13	
DDNV (m)	média			26,0	10,2	7,7	24,3	**10,10**
	std	------	------	9,7	3,8	7,1	19,4	(p<0,01)
	N			5	12	48	13	
DCOM (m)	média	22,3	11,6	69,6	42,6	19,3	76,5	**25,04**
	std	16,8	6,5	24,4	29,8	14,1	56,4	(p<0,01)
	N	3	64	5	12	48	13	
DLAR (m)	média	40,0	44,1	69,8	41,7	28,0	52,2	**6,48**
	std	24,5	26,7	40,3	24,9	15,1	24,2	(p<0,01)
	N	3	64	5	13	48	13	
DPRO (m)	média	5,0	2,9	3,5	2,7	0,8	3,9	**30,64**
	std	3,7	2,0	0,8	1,1	0,4	4,7	(p<0,01)
	N	3	64	4	12	46	13	
DARE (m^2)	média	976,7	470,2	3492,0	1461,7	455,2	3583,1	**15,14**
	std	976,1	627,3	2326,0	1554,9	565,4	4024,8	(p<0,01)
	N	3	64	5	12	48	13	
DVOL (m^3)	média	8516,7	963,7	2333,8	1790,2	147,5	16376,6	**19,23**
	std	10424,7	2661,5	947,4	1786,0	119,2	43951,7	(p<0,01)
	N	3	64	4	12	46	13	
I1	média			0,59	0,39	0,60	0,64	2,53
	std	-------	------	0,2	0,2	0,3	0,3	(n.s.)
	N			5	13	48	13	
I2	média			6,26	8,15	6,98	6,09	0,81
	std	-------	------	1,9	4,3	8,2	4,1	(n.s.)
	N			4	12	46	13	
I3	média			0,42	0,28	0,43	0,34	1,94
	std	-------	------	0,2	0,1	0,2	0,2	(n.s.)
	N			5	12	48	13	
I4	média			1,12	1,11	2,29	0,90	**4,79**
	std	-------	------	0,6	0,6	3,2	0,5	(p<0,01)
	N			5	12	48	13	
I5	média			0,84	0,91	1,20	0,81	**3,69**
	std	-------	------	0,2	0,3	0,6	0,2	(0,01<p<0,05)
	N			5	12	48	13	

Código dos tipo de movimento: ver Quadro 7.35 código 6, conjunto dos movimentos complexos e compósitos.

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 parâmetros que definem as dimensões dos movimentos apresentam diferenças estatisticamente significativas, sendo possível agrupar as manifestações de

instabilidade em três grandes conjuntos: os movimentos complexos e os deslizamentos rotacionais apresentam as maiores dimensões, em contraste nítido com os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e deslizamentos translacionais superficiais. Os deslizamentos translacionais e os desabamentos encontram-se numa situação intermédia. Refira-se que os desabamentos registam um volume médio de terrenos afectados bastante elevado, só ultrapassado pelo dos movimentos complexos, devido à existência de uma caso extremo com ruptura bastante profunda.

A Fig. 7.34 ilustra, bastante bem, as diferenças de dimensão entre os principais tipos de movimentos de vertente. 62% dos movimentos complexos e 60% dos deslizamentos rotacionais abrangem áreas compreendidas entre 1000 e 10 000 m^2. 83% dos deslizamentos translacionais concentram-se no intervalo entre 500 e 5 000 m^2, enquanto a larga maioria dos deslizamentos translacionais superficiais e dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral se situa abaixo dos 500 m^2 (77% e 80% dos casos, respectivamente).

A análise da matriz de correlação dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa (Quadro 7.38) confirma as principais conclusões obtidas através da análise da variância.

Como nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão, os parâmetros que reflectem a dimensão dos movimentos de vertente apresentam relações mútuas positivas e estatisticamente significativas, sendo de novo evidente a associação muito estreita entre a área e o comprimento dos deslizamentos.

As correlações positivas entre o comando das vertentes e as variáveis comprimento, largura, área e volume, reforçam a ideia de que os movimentos de maiores dimensões (principalmente os deslizamentos rotacionais e os movimentos complexos) se verificam nas vertentes com comando mais forte. Por outro lado, as correlações negativas dos parâmetros altura da cicatriz principal, desnível, comprimento, área, volume e profundidade do plano de ruptura, com os índices morfométricos I4 e I5, indicam que os movimentos de maior dimensão apresentam uma forma alongada.

As correlações positivas entre o declive das vertentes e o desnível e volume dos movimentos, ainda que relativamente fracas, revelam uma tendência para o aumento da dimensão dos movimentos em função da inclinação das vertentes. Esta tendência é

confirmada pela relação positiva entre o índice morfométrico I3 e o comprimento dos movimentos.

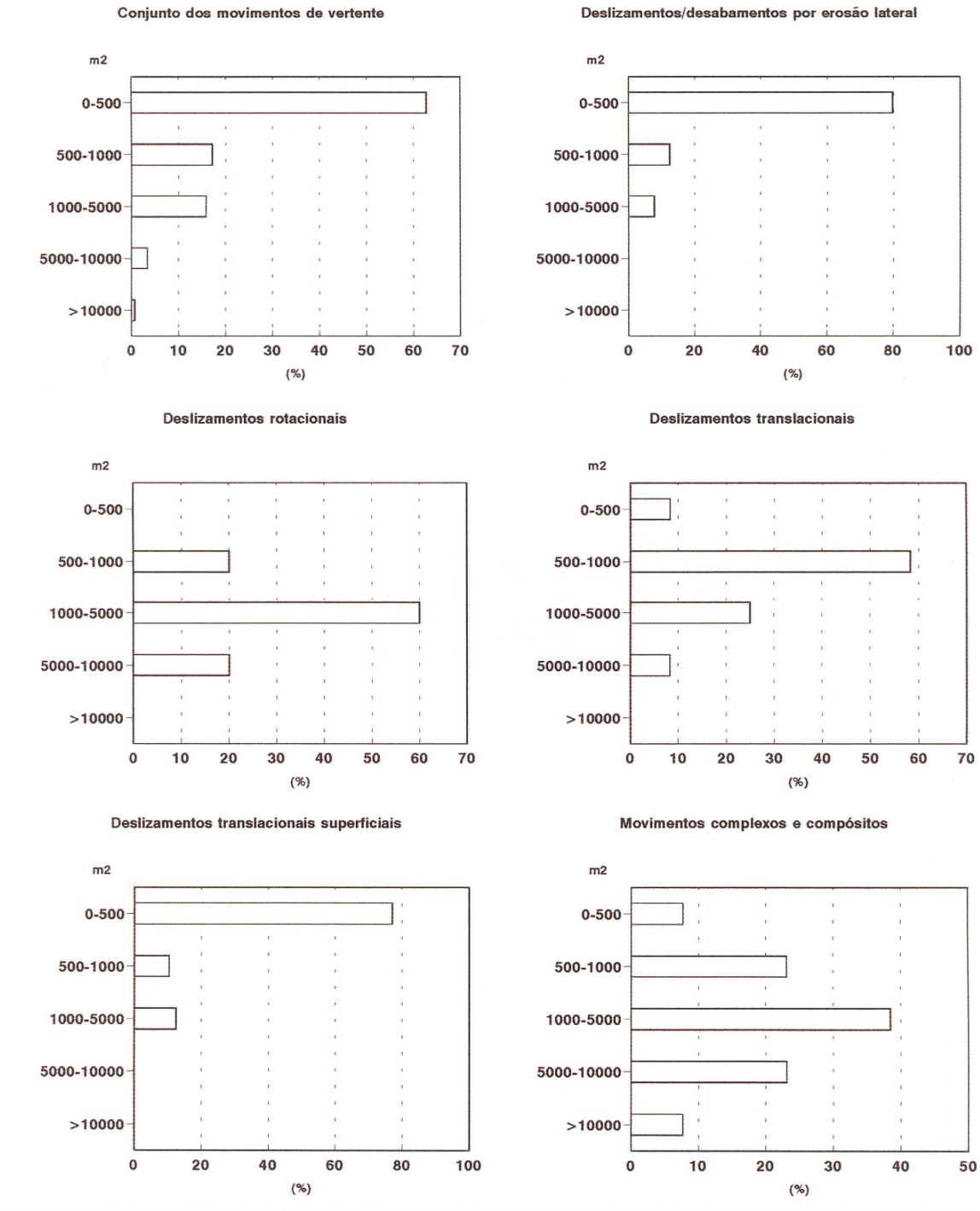

Fig. 7.34 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da áreas-amostra de Lousa.
Não foi incluída a classe dos desabamentos devido ao número reduzido de observações.

Quadro 7.38 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa. 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	----------	0,70		0,45		0,32	0,26	0,19		0,29	0,24					
VDIS	86	--------	-0,25	0,56	0,23				0,25							
DECO		86	--------			0,37					0,19			0,59		
CDIS	85	85		--------								0,87	0,26			
CALT		82			--------	0,35		0,41	0,91	0,27	0,56	-0,33	0,36		-0,31	-0,28
DDNV	79		79		75	--------	0,82	0,60	0,50	0,83	0,76		-0,41	0,25	-0,47	-0,48
DCOM	145					79	--------	0,39	0,50	0,83	0,76		-0,41	0,25	-0,47	-0,48
DLAR	151				147	79	145	--------	0,51	0,74	0,72	-0,26				
DPRO		76			140	76	142	142	--------	0,44	0,72		0,36		-0,36	-0,32
DARE	145				141	79	145	145	142	--------	0,87		-0,39		-0,40	-0,40
DVOL	142		142		140	76	142	142	142	142	--------				-0,39	-0,39
I1				84	80			83				--------	0,27			
I2				74	73	75	75		75	75	75	74	--------		0,44	0,50
I3			78			78	78							--------	0,44	0,46
I4					74	78	78		75	78	75		75	78	--------	0,95
I5					74	78	78		75	78	75		75	78	78	--------

A análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Lousa colocou em evidência as variáveis profundidade do plano de ruptura, desnível e área dos movimentos e distância entre a extremidade jusante e a base da vertente, como as mais eficazes no estabelecimento de diferenciações entre tipos de movimentos (Fig. 7.35; Quadro 7.39). A primeira função é responsável por cerca de 90% da discriminação total e relaciona-se, fundamentalmente, com a profundidade dos planos de ruptura. Conforme se verifica na Fig. 7.37, esta função separa, de maneira muito clara, os deslizamentos translacionais superficiais dos restantes movimentos de vertente. A segunda função discrimina os deslizamentos translacionais dos rotacionais com base, principalmente, nos desníveis das áreas deslizadas. A eficácia das funções discriminantes é confirmada pelo número elevado de casos correctamente classificados (98% do total).

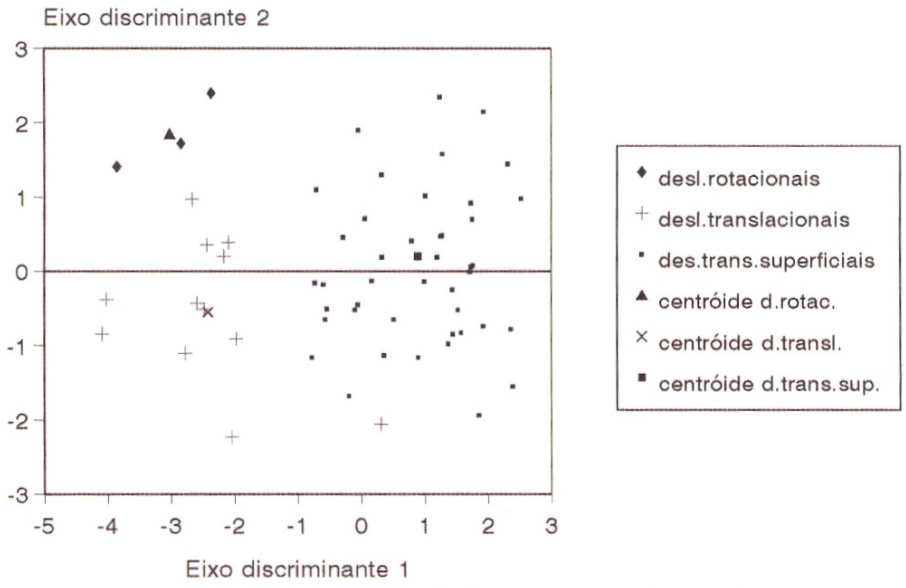

Fig. 7.35 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.39.

Quadro 7.39 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Lousa (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias			Grupo predito (%)		
Função discrimin.	Eigen Values	%	Atrib. morfom. discriminantes	função 1	função 2	Grupo actual	d. rotacion.	d. transl.	d. trans.superf.
1	2,40	90,5	DPRO	-0,89	-0,06	d. rotacion.	100,0	0,0	0,0
2	0,25	9,5	DDNV	-0,48	1,38	d. transl.	0,0	91,7	8,3
			SDIS	-0,23	-0,63	d. trans. superf.	0,0	0,0	100,0
			DARE	-0,33	-0,66				
						casos correctamente classificados: 98,3%			

3.4 -Os factores condicionantes da instabilidade

3.4.1 - A litologia e a estrutura

Os movimentos de vertente da área-amostra de Lousa verificam-se, quase exclusivamente, nos afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio e do Complexo Vulcânico de Lisboa (53% e 42% do número total, respectivamente; Quadro 7.40). Os arenitos com intercalações calcárias do Barremiano superior - Aptiano incluem apenas três movimentos (deslizamentos translacionais superficiais) e os calcários com rudistas do Cenomaniano superior e os arenitos e conglomerados do Paleogénico registam, em conjunto, somente duas ocorrências (deslizamento/desabamento por erosão lateral e desabamento, respectivamente).

A unidade litológica 6 inclui 60% dos deslizamentos translacionais superficiais e 80% dos deslizamentos rotacionais, enquanto 69% dos deslizamentos translacionais e 50% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral se desenvolvem na unidade litológica 8 (Quadro 7.40). A Fig. 7.36 confirma, de certa forma, estas tendências, embora ressalte o enorme peso dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e dos deslizamentos translacionais superficiais no conjunto da área-amostra.

Quadro 7.40 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por unidades litológicas (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	UL5	UL6	UL7	UL8	UL9	2 ou mais UL	TOTAL
1	0,0	33,3	0,0	33,3	33,3	0,0	100,0
2	0,0	45,3	1,6	50,0	0,0	3,1	100,0
3	0,0	80,0	0,0	20,0	0,0	0,0	100,0
4	0,0	30,8	0,0	69,2	0,0	0,0	100,0
5	6,3	60,4	0,0	33,3	0,0	0,0	100,0
6a	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
6b	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
6c	0,0	60,0	0,0	40,0	0,0	0,0	100,0
6f	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
7	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	2,0	53,3	0,7	42,1	0,7	1,3	100,0

Código das unidades litológicas: ver Quadro 7.33.
Código dos tipos de movimentos: ver Quadro 7.35.

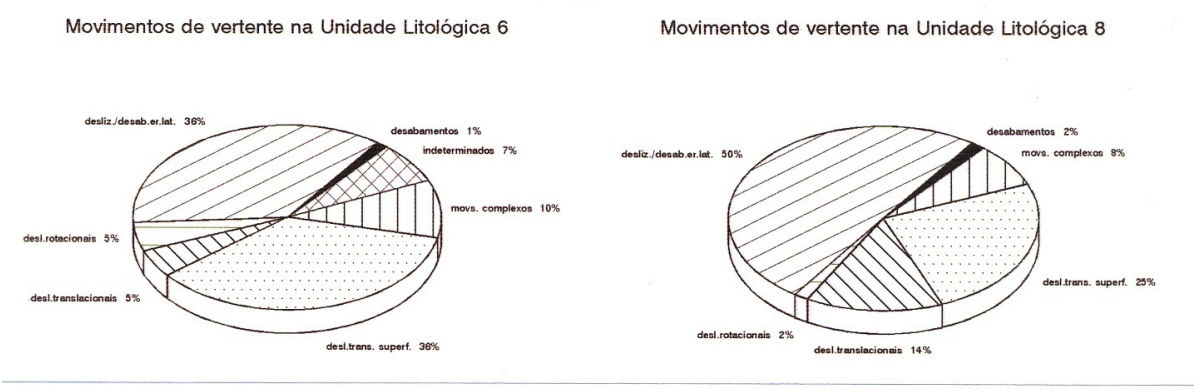

Fig. 7.36 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Lousa.

Conforme se verifica no Quadro 7.41, as unidades litológicas 6 e 8 são as mais susceptíveis às manifestações de instabilidade na área de Lousa. Os calcários margosos, calcários e margas registam uma densidade de 16,8 movimentos por km^2, correspondentes a cerca de 2% de superfície instabilizada. As escoadas basálticas e tufos vulcânicos têm uma densidade de movimentos mais baixa (8 por km^2) e, fundamentalmente, uma percentagem de área instabilizada mais reduzida (0,8%). Esta diferença indicia uma menor dimensão dos movimentos nos afloramentos do Complexo

Vulcânico, que se confirma pela comparação das áreas e volumes médios dos conjuntos de movimentos em ambas as unidades litológicas. Refira-se, no entanto, que o contraste se deve, exclusivamente, à maior concentração de movimentos complexos na unidade litológica 6. Com efeito, a área média dos deslizamentos translacionais é sensivelmente equivalente nas duas unidades litológicas, e os deslizamento rotacionais, deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e deslizamentos translacionais superficiais são, em média, maiores nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa.

Quadro 7.41 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa, por unidades litológicas.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
UL5	5	3	7,58	57	170	0,04	33	99	15,7
0,4 km^2	TOTAL	3	7,58	57	170	0,04	33	99	15,7
	1	1	0,21	580	580	0,01	2320	2320	39,5
UL6	2	29	6,00	320	9270	0,19	404	11710	18,9
	3	4	0,83	2510	10040	0,21	2771	11082	28,4
4,8 km^2	4	4	0,83	1470	5880	0,12	2715	10859	21,8
	5	29	6,00	380	11018	0,23	150	4354	25,1
	6a	1	0,21	15500	15500	0,32	168147	168147	22,2
	6b	1	0,21	6020	6020	0,12	6967	6967	18,4
	6c	6	1,24	2493	14960	0,31	4757	28542	18,5
	7	6	1,24	3761	22568	0,47	21115	126689	22,3
	TOTAL	81	16,76	1183	95836	1,98	4576	370670	22,2
UL7	2	1	0,72	80	80	0,01	52	52	14,0
1,4 km^2	TOTAL	1	0,72	80	80	0,01	52	52	14,0
	1	1	0,13	30	30	0,00	30	30	26,3
UL8	2	32	4,01	634	20300	0,25	1553	49681	19,3
	3	1	0,13	7420	7420	0,09	3041	3041	5,6
8,0 km^2	4	9	1,13	1375	12378	0,15	1248	11233	17,9
	5	16	2,00	666	10660	0,13	180	2887	15,6
	6c	4	0,50	2335	9340	0,12	2232	8926	23,8
	6f	1	0,13	760	760	0,01	314	314	17,0
	TOTAL	64	8,01	951	60888	0,76	1189	76112	18,3
UL9	1	1	0,83	2320	2320	0,19	23200	23200	31,1
1,2 km^2	TOTAL	1	0,83	2320	2320	0,19	23200	23200	31,1
2 ou - mais UL	2	2		220	440		116	231	13,4
	TOTAL	2		220	440		116	231	13,4

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

O Quadro 7.41 revela ainda que os movimentos de vertente da unidade litológica 6 apresentam um declive médio superior aos verificados nos restantes tipos litológicos. Como no caso da área-amostra do Trancão, este facto deve ser interpretado com prudência, visto haver uma relação forte entre os afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio e as vertente com declive mais acentuado (ver Figs. 7.29 e 7.31).

A análise da variância dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente verificados nas unidades litológicas 6 e 8 (Quadro 7.42), confere significância estatística aos declives mais elevados dos deslizamentos nos calcários margosos, calcários e margas (ver testes F às variáveis DECO e I3), ao mesmo tempo que denuncia a sua concentração em vertentes com altitudes e comandos mais acentuados.

Os parâmetros que reflectem a dimensão dos movimentos registam, quase sempre, valores médios mais elevados na unidade litológica 6. No entanto, as diferenças não são estatisticamente relevantes, devido às diferenciações entre tipos de movimentos, atrás referidas. O contraste entre estes resultados e os obtidos nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão é reforçado pelo significado estatístico da análise da variância à profundidade dos planos de ruptura, que apresentam valores mais elevados nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa.

A análise discriminante aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, confirmou as variáveis declive e altitude das vertentes e profundidade dos planos de ruptura como as mais eficazes na separação dos dois conjuntos (Quadro 7.43; Fig. 7.37). O número de casos correctamente classificados (81% do total), inferior aos obtidos nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão, reflecte a reduzida diferenciação morfométrica entre os movimentos de vertente desencadeados naquelas unidades litológicas na área de Lousa.

Quadro 7.42 - Parâmetros estatísticos e análise de variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Lousa.

VARIÁVEL:		UNIDADE LITOLÓGICA		
		UL6	UL8	F
VALT	média	248,0	168,2	**83,37**
	std	38,9	64,4	(p<0,01)
	N	81	64	
VCOM	média	101,9	63,1	**42,85**
	std	39,8	42,4	(p<0,01)
	N	81	64	
VDIS	média	294,6	363,5	1,26
	std	130,9	257,9	(n.s.)
	N	52	31	
DECO	média	22,2	18,3	**10,84**
	std	7,9	9,0	(p<0,01)
	N	81	64	
CDIS	média	154,1	212,7	0,10
	std	111,9	264,2	(n.s.)
	N	51	31	
SDIS	média	85,7	107,9	1,80
	std	98,2	121,3	(n.s.)
	N	37	24	
CALT	média	2,2	2,6	2,49
	std	2,5	2,3	(n.s.)
	N	80	61	
CEXT	média	39,2	42,3	0,15
	std	21,0	28,0	(n.s.)
	N	80	64	
DDNV	média	13,5	10,6	0,50
	std	14,3	8,4	(n.s.)
	N	46	30	
DCOM	média	25,1	25,8	0,58
	std	32,3	27,8	(n.s.)
	N	75	63	
DLAR	média	40,1	43,4	0,07
	std	21,9	30,3	(n.s.)
	N	80	64	
DPRO	média	2,1	2,7	**4,48**
	std	2,4	2,2	(0,01<p<0,05)
	N	74	62	
DARE	média	1183,2	951,4	0,55
	std	2138,1	1445,5	(n.s.)
	N	81	64	
DVOL	média	4576,2	1189,3	0,00
	std	19369,4	2697,7	(n.s.)
	N	81	64	
I1	média	0,53	0,51	0,09
	std	0,3	0,3	(n.s.)
	N	50	31	
I2	média	6,59	7,66	0,00
	std	5,2	9,1	(n.s.)
	N	44	29	
I3	média	0,43	0,32	**8,02**
	std	0,2	0,2	(p<0,01)
	N	45	30	
I4	média	2,16	1,30	2,81
	std	3,3	0,8	(n.s.)
	N	45	29	
I5	média	1,14	0,96	1,83
	std	0,6	0,3	(n.s.)
	N	45	30	

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

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

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%).

Quadro 7.43 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Lousa (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias		Grupo predito (%)	
Função discrimin.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	Grupo actual	UL6	UL8
1	0,81	100	DECO	-0,84			
			VALT	-0,83	UL6	86,7	13,3
			DPRO	0,26	UL8	26,7	73,3
					casos correctamente classificados: 81,3%		

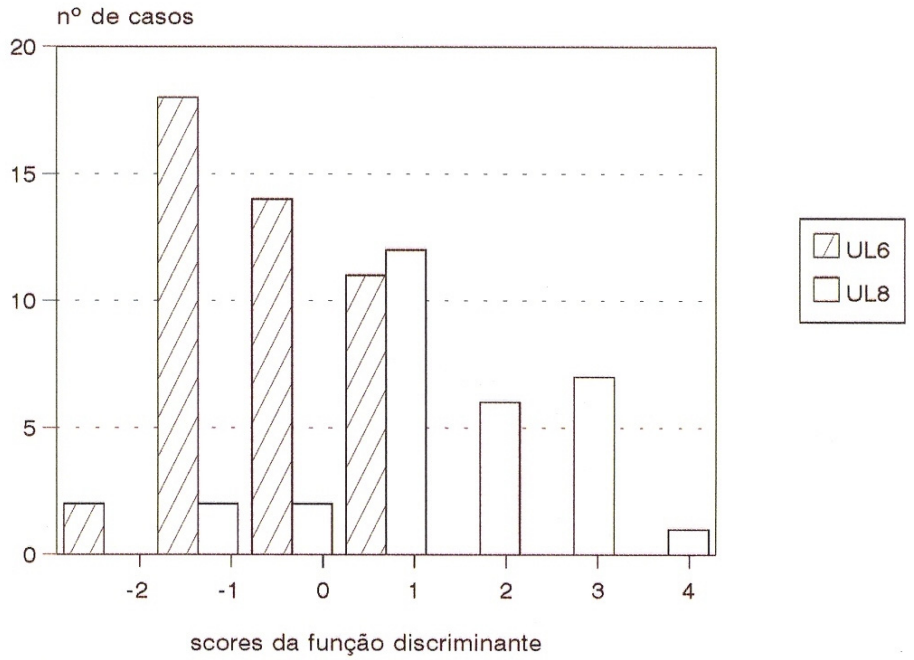

Fig. 7.37 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Lousa, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.43.

A comparação entre as distribuições de frequências dos sentidos de inclinação das camadas e das exposições das vertentes instabilizadas não revela qualquer relação particular (Fig. 7.38a). Os pendores dominantes para S e SE estão de acordo com o dispositivo estrutural regional e a representatividade das restantes classes é um reflexo da grande complexidade tectónica do sector NW da área-amostra. As exposições das vertentes apresentam uma dispersão considerável, evidenciando, no entanto, frequências mais elevadas nos azimutes entre N45°-N135° e N225°-N315°. Estas exposições

correspondem às vertentes dos vales com direcção dominante N-S (Rio de Loures a jusante de Ponte de Lousa, Ribeira do Tufo e Ribeira da Murteira).

A relação entre as exposições das vertentes e o pendor das camadas é evidente no conjunto dos deslizamentos translacionais e dos movimentos complexos com compo-nente principal translacional (Fig. 7.38b), com desvios mais frequentes entre 35° e 50°.

A ausência de registos para o valor de inclinação das camadas nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa impossibilita uma avaliação sustentada da relação entre esta variável e o declive das vertentes, visto que, como já foi referido, aquela unidade litológica inclui quase 70% dos deslizamentos translacionais da área-amostra.

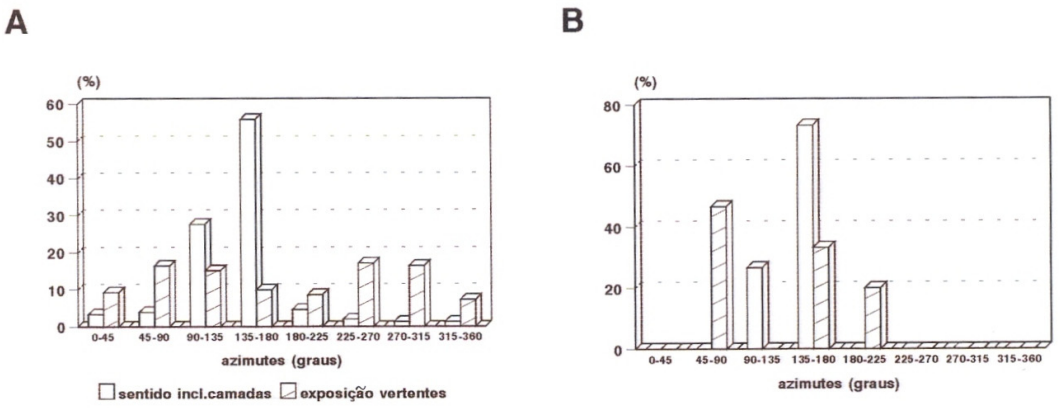

Fig. 7.38 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Lousa.
A - conjunto dos movimentos de vertente; B - deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal translacional.

3.4.2 - O declive e a forma das vertentes

A distribuição de frequências dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente da área-amostra de Lousa (Fig. 7.39) confirma a tendência para a concentração dos movimentos de maior dimensão em vertentes bastante declivosas. Com efeito, 54% dos movimentos complexos verificam-se em vertentes com declive entre 15° e 25°, enquanto 60% dos deslizamentos rotacionais apresentam declive

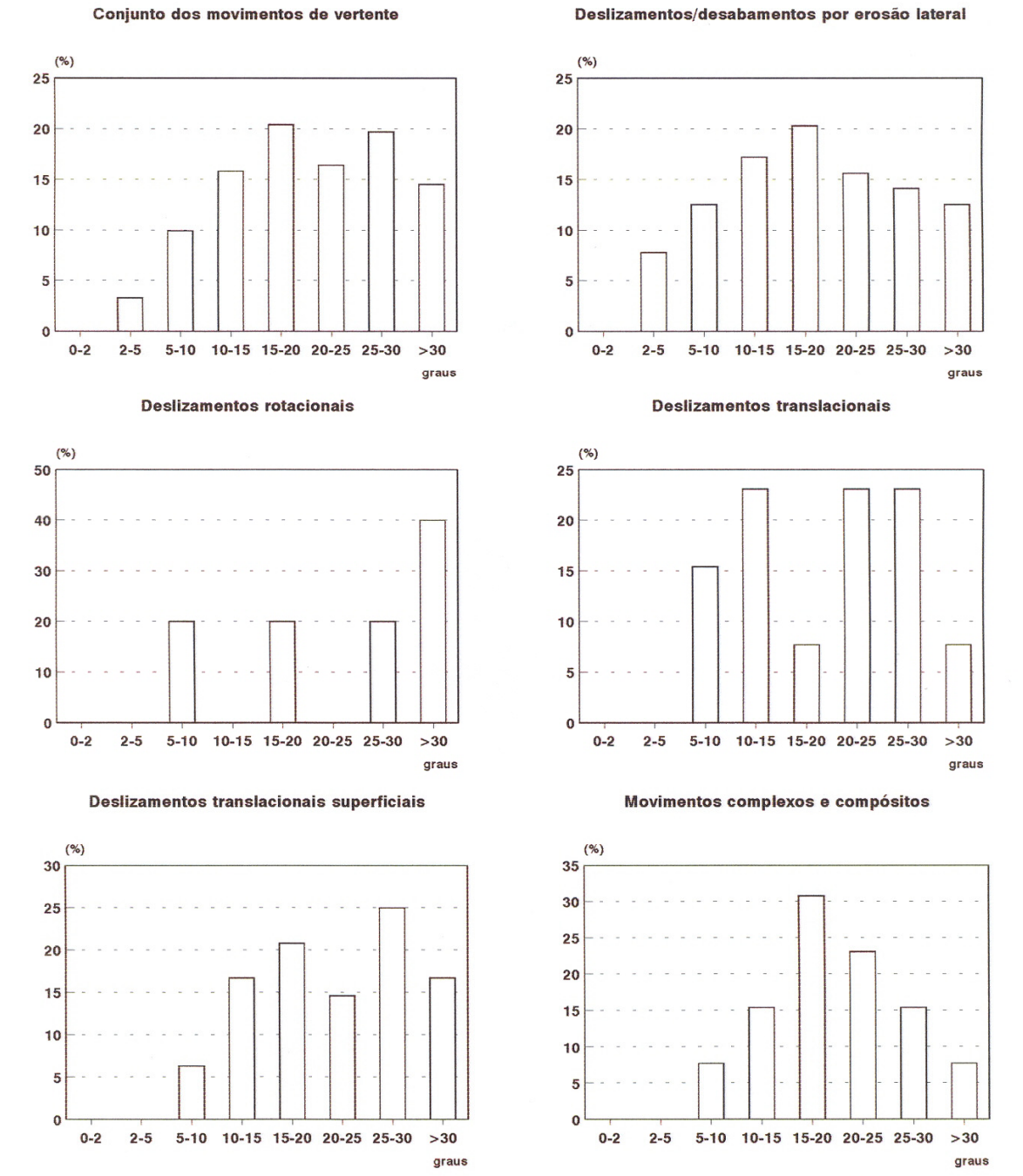

Fig. 7.39 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa, em função do declive original das vertentes.
Não foi incluída a classe dos desabamentos devido ao número reduzido de observações.

superior a 25°. Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral registam, como já foi referido, o declive médio mais baixo, e uma máxima concentração (53%) no intervalo entre 10° e 25°. Os deslizamentos translacionais evidenciam uma distribuição bimodal, com 46% dos casos entre 20° e 30° e 39% entre 5° e 15°. A distribuição de frequências dos deslizamentos translacionais superficiais revela uma tendência semelhante, ainda que com limiares mais elevados: 42% dos movimentos verificam-se acima dos 25° e 38% entre 10° e 20°. Estas distribuições reflectem, no essencial, a variação dos declives das vertentes instabilizadas nas unidades litológicas 6 e 8, correspondendo os valores mais elevados aos movimentos desencadeados nos calcários margosos, calcários e margas, e os mais baixos aos movimentos activados no Complexo Vulcânico de Lisboa.

Conforme se pode verificar no Quadro 7.44, a densidade dos movimentos de vertente é relativamente reduzida nas classes de declive abaixo dos 10°, sendo superior à média da área-amostra (8,8 movimentos por km^2) nas restantes. A classe dos 25°-30° destaca-se com 56 casos por km^2 e 5% de área instabilizada, fundamentalmente justificados pela concentração de deslizamentos translacionais superficiais, deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e movimentos de vertente antigos de tipo indeterminado. A classe dos 20°-25° regista uma densidade mais baixa (24,6 movimentos por km^2), mas apresenta uma percentagem de área instabilizada quase equivalente à anterior (4,5%), devido à presença de um movimento complexo de grande dimensão (o movimento de vertente do Outeiro). Este deslizamento complexo é ainda responsável pelos elevados valores médios da área e volume no conjunto da unidade de terreno. As vertentes com declive superior a 30° apresentam uma densidade de 19 movimentos por km^2 e 1,6% de área instabilizada. Este último valor, bastante abaixo dos anteriores, constitui um reflexo da dimensão relativamente reduzida dos movimentos de vertente nesta unidade de terreno (área média de 816 m^2). Os movimentos verificados nas vertentes com declive entre 15° e 20° apresentam uma área média mais elevada, facto que determina uma percentagem de área instabilizada quase equivalente à anterior (1,3%), apesar da densidade mais reduzida (12,8 movimentos por km^2).

Quadro 7.44 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por classes de declive.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)
2° - 5°	2	5	1,64	320	1600	0,05	140	698
3,1 km^2	TOTAL	5	1,64	320	1600	0,05	140	698
	2	8	1,56	375	3000	0,06	293	2346
5° - 10°	3	1	0,20	7420	7420	0,14	3041	3041
	4	2	0,39	3310	6620	0,13	1537	3074
5,1 km^2	5	3	0,59	197	590	0,01	58	175
	6c	1	0,20	6240	6240	0,12	2199	2199
	TOTAL	15	2,93	1591	23870	0,47	722	10835
	2	11	5,71	265	2920	0,15	248	2732
10° - 15°	4	3	1,56	613	1838	0,10	399	1198
	5	8	4,15	219	1750	0,09	121	970
1,9 km^2	6c	2	1,04	2640	5280	0,27	4307	8613
	TOTAL	24	12,46	491	11788	0,61	563	13513
	2	13	5,36	327	4250	0,18	310	4025
15° - 20°	3	1	0,41	4520	4520	0,19	4788	4788
	4	1	0,41	560	560	0,02	707	707
2,4 km^2	5	10	4,12	560	5600	0,23	151	1510
	6b	1	0,41	6020	6020	0,25	6967	6967
	6c	2	0,82	1010	2020	0,08	2032	4063
	6f	1	0,41	760	760	0,03	314	314
	7	2	0,82	4206	8411	0,35	26435	52870
	TOTAL	31	12,78	1037	32141	1,32	2427	75244
	2	10	9,82	758	7580	0,74	2449	24493
20° - 25°	4	3	2,95	1267	3800	0,37	2661	7984
	5	7	6,87	460	3218	0,32	164	1146
1,0 km^2	6a	1	0,98	15500	15500	1,52	168147	168147
	6c	2	1,96	3960	7920	0,78	8649	17298
	7	2	1,96	3872	7744	0,76	22445	44890
	TOTAL	25	24,55	1830	45762	4,49	10558	263958
	1	1	1,86	30	30	0,01	30	30
25° - 30°	2	9	16,78	720	6480	1,21	1818	16364
	3	1	1,86	1500	1500	0,28	1525	1525
0.5 km^2	4	3	5,59	1593	4780	0,89	2666	7999
	5	12	22,37	463	5550	1,03	155	1854
	6c	2	3,73	930	1860	0,35	1291	2581
	7	2	3,73	3207	6413	1,20	14465	28929
	TOTAL	30	55,93	887	26613	4,96	1976	59282
	1	2	1,74	1450	2900	0,25	12760	25520
> 30°	2	8	6,96	533	4260	0,37	1377	11016
	3	2	1,74	2010	4020	0,35	2385	4769
1.1 km^2	4	1	0,87	660	660	0,06	1130	1130
	5	8	6,96	643	5140	0,45	211	1685
	6c	1	0,87	980	980	0,09	2714	2714
	TOTAL	22	19,14	816	17960	1,56	2129	46834

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

Os tratamentos estatísticos efectuados revelam que a relação entre os movimentos de vertente e o declive apresenta alguma complexidade na área-amostra de Lousa.

Os movimentos de maior dimensão registam uma forte relação com os declives acentuados, mas o aumento da área dos deslizamentos em função desta variável é apenas sensível até aos 25°, diminuindo em seguida. Este facto justifica as correlações fracas entre o declive e o desnível e volume dos movimentos e, mesmo, a ausência de relação entre aquele parâmetro e a área dos movimentos.

O significado estatístico das diferenças de declive registadas pelos vários tipos de movimentos é irrelevante e o principal contraste identificado verifica-se entre os movimentos desencadeados nas unidades litológicas 6 e 8. A tendência para a concentração dos deslizamentos em vertentes com declive mais suave nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa, confirmada pela análise da variância, torna bastante mais complexa a variação da área dos movimentos em função do declive. Com efeito, os movimentos verificados nas vertentes com declive entre 5° e 10° (integrados, quase em absoluto, na unidade litológica 8), apresentam uma área média bastante elevada, contrariando a tendência inicialmente enunciada.

O Quadro 7.45 mostra que os movimentos de vertente da área-amostra de Lousa se desenvolvem, preferencialmente, em vertentes com perfil vertical rectilíneo (59% dos casos) e perfil horizontal côncavo (55% dos casos). As frequências verificadas nas vertentes rectilíneas são sobretudo determinadas pelas contribuições relativas dos deslizamentos translacionais superficiais e de uma parte dos movimentos complexos. A tendência para a localização dos deslizamentos rotacionais e translacionais em vertentes côncavas é sensível nos perfis verticais (60% e 54% dos casos, respectivamente) e acentua-se nos perfis horizontais (80% e 85% dos casos, respectivamente).

Quadro 7.45 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa em função do perfil das vertentes (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

	Perfil vertical				Perfil horizontal			
Tipo de movimento	côncavo	rectilíneo	convexo	TOTAL	côncavo	rectilíneo	convexo	TOTAL
3	60,0	40,0	0,0	100,0	80,0	20,0	0,0	100,0
4	53,8	23,1	23,1	100,0	84,6	7,7	7,7	100,0
5	22,9	75,0	2,1	100,0	39,6	33,3	27,1	100,0
6a	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0
6b	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0
6c	60,0	20,0	20,0	100,0	80,0	10,0	10,0	100,0
6f	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0	0,0	100,0
7	33,3	66,7	0,0	100,0	83,3	0,0	16,7	100,0
Conjunto dos movimentos	34,1	58,8	7,1	100,0	55,3	25,9	18,8	100,0

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

4.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo

Os terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo e arbustivo dominam na área-amostra de Lousa (47% da superfície total) e integram, em conjunto, 70% do número total dos movimentos de vertente (Quadro 7.46).

Quadro 7.46 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por classes de coberto vegetal/uso do solo (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	VG1	VG2	VG3	VG4	VG1 + VG4	TOTAL
1	33,3	33,3	33,3	0,0	0,0	100,0
2	39,1	23,4	21,9	14,1	1,6	100,0
3	40,0	40,0	20,0	0,0	0,0	100,0
4	53,8	30,8	0,0	15,4	0,0	100,0
5	41,7	37,5	12,5	6,3	2,1	100,0
6a	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
6b	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	100,0
6c	50,0	0,0	50,0	0,0	0,0	100,0
6f	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
7	83,3	0,0	16,7	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	43,4	27,0	18,4	9,2	2,0	100,0

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 com vegetação de porte arbóreo têm uma expressão reduzida na área (9,7% da superfície total) e situam-se, quase sempre, junto aos fundos de vale. A estes terrenos correspondem cerca de 18% do número total de movimentos, valor consideravelmente superior aos verificados nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão. As áreas arborizadas incluem 22% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e 50% dos movimentos complexos rotacionais desencadeados pelo trabalho de sapa dos cursos de água.

Os terrenos cultivados abrangem quase 34% da superfície total da área-amostra e incluem, apenas, 9% do número total de manifestações de instabilidade.

O Quadro 7.47 mostra que os terrenos arborizados são os mais susceptíveis na área-amostra de Lousa, com uma densidade de 16,7 movimentos por km^2 e 2,2% de superfície instabilizada. Este último valor, bastante acima da média da área-amostra (0,9%), é fundamentalmente determinado pela dimensão apreciável dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e dos movimentos rotacionais desencadeados pelo trabalho de sapa na base das vertentes. Conclui-se, deste modo, que o reforço da coesão dos terrenos, tradicionalmente atribuído à acção das raízes das árvores, é pouco eficaz na prevenção da instabilidade em vertentes sujeitas à erosão lateral.

Os terrenos com vegetação arbustiva e matagal apresentam uma densidade de movimentos mais elevada (15,6 por km^2) do que a registada nos incultos com vegetação de porte herbáceo (11,9 por km^2). Em contrapartida, a percentagem de área instabilizada é mais elevada na segunda unidade de terreno, devido à maior dimensão dos movimentos presentes, confirmada pelas respectivas áreas e volumes médios (Quadro 7.47).

Os terrenos cultivados são os mais estáveis da área-amostra, com uma densidade de 2,4 movimentos por km^2 e apenas 0,1% de superfície instabilizada. Estes valores reflectem, indirectamente, a influência do declive, visto que a generalidade das áreas cultivadas coincide com os declives mais baixos.

Quadro 7.47 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por classes de coberto vegetal/uso do solo.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
	1	1	0,18	580	580	0,01	2320	2320	39,5
VG1	2	25	4,51	287	7170	0,13	287	7173	19,0
	3	2	0,36	5970	11940	0,22	3915	7829	12,0
5,5 km^2	4	7	1,26	1526	10680	0,19	1490	10431	19,9
	5	20	3,61	565	11308	0,20	175	3507	19,4
	6a	1	0,18	15500	15500	0,28	168147	168147	22,2
	6c	5	0,90	2028	10140	0,18	4199	20997	22,7
	7	5	0,90	3806	19029	0,34	21647	108234	21,6
	TOTAL	66	11,90	1308	86347	1,56	4979	328638	19,8
	1	1	0,38	30	30	0,00	30	30	26,3
VG2	2	15	5,71	523	7840	0,30	1087	16299	22,4
	3	2	0,76	2010	4020	0,15	2385	4769	32,9
2,6 km^2	4	4	1,52	1500	6000	0,23	2644	10576	20,3
	5	18	6,86	382	6880	0,26	134	2415	25,7
	6f	1	0,38	760	760	0,03	314	314	17,0
	TOTAL	41	15,62	623	25530	0,97	839	34403	24,1
VG3	1	1	0,60	2320	2320	0,14	23200	23200	31,1
	2	14	8,36	864	12100	0,72	2593	36304	20,0
1,7 km^2	3	1	0,60	1500	1500	0,09	1525	1525	29,4
	5	6	3,58	475	2850	0,17	177	1064	19,9
	6c	5	2,99	2832	14160	0,85	3294	16471	18,5
	7	1	0,60	3539	3539	0,21	18455	18455	26,2
	TOTAL	28	16,72	1302	36469	2,18	3465	97019	20,8
	2	9	1,56	291	2620	0,05	185	1662	10,7
VG4	4	2	0,35	789	1578	0,03	543	1085	13,6
	5	3	0,52	203	610	0,01	72	216	12,3
5,8 km^2									
	TOTAL	14	2,42	343	4808	0,08	212	2963	11,5
	2	1		360	360		236	236	14,0
VG1	5	1		200	200		138	138	17,2
+	6b	1		6020	6020		6967	6967	18,4
VG4									
	TOTAL	3		2193	6580		2447	7341	16,5

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

3.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica

31% dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa ocorreram em áreas já anteriormente sujeitas a manifestações de instabilidade (Fig. 7.40). A importância das reactivações é principalmente significativa nos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (41% do total), nos deslizamentos translacionais e translacionais superficiais (23% e 21%, respectivamente, em relação ao número total de ocorrências para cada grupo de movimentos) e nos movimentos complexos e de origem indeterminada.

Os movimentos de vertente condicionados pela actividade antrópica representam 29% do número total de casos (Fig. 7.41). O papel do Homem enquanto factor de

instabilidade foi identificado em mais de 60% dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais.

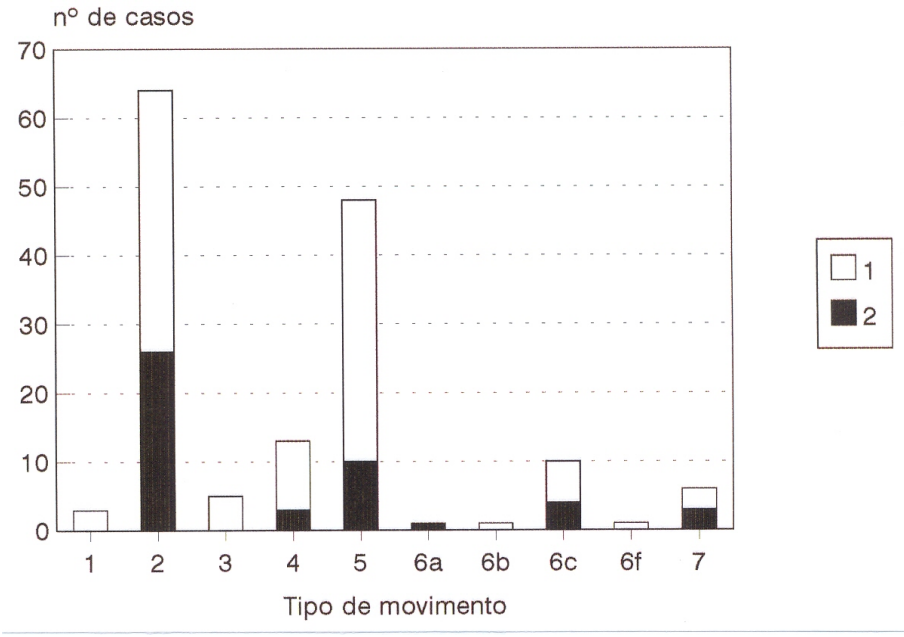

Fig. 7.40 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Lousa.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos reactivados.

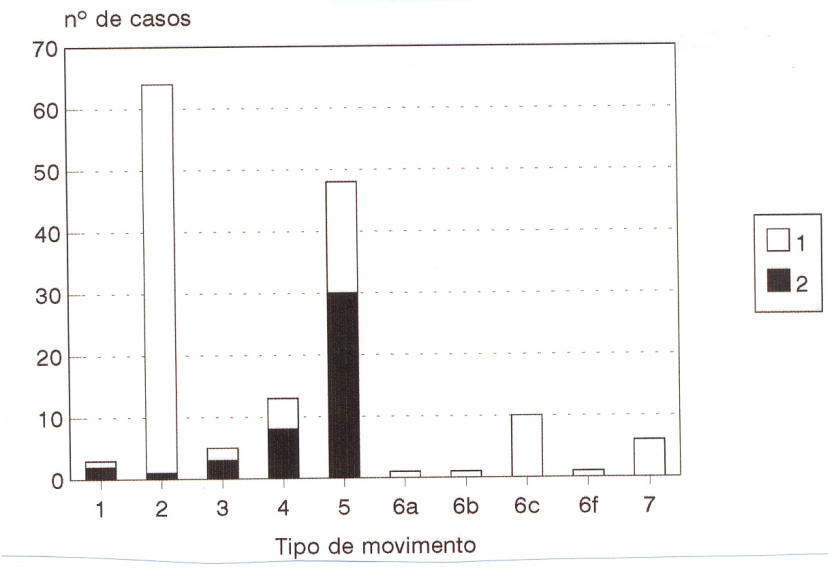

Fig. 7.41 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Lousa.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos com interferência antrópica.

5 - ÁREA-AMOSTRA DE PINHEIRO DE LOURES

5.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente

A área-amostra de Pinheiro de Loures abrange 15,74 km^2 e está completamente integrada na bacia hidrográfica da Ribeira de Pinheiro de Loures (ver Fig.7.28), uma bacia de ordem 4, apesar da grande dimensão da área drenada (30,2 km^2). Inclui cursos de água de seis sub-bacias hidrográficas principais, cujas densidades de drenagem variam entre 1,9 e 3,4 km/km^2 (Quadro 7.48).

Quadro 7.48 - Principais sub-bacias hidrográficas integradas, total ou parcialmente, na área-amostra de Pinheiro de Loures.

Sub-bacia hidrográfica	Ordem (Strahler)	Densidade de drenagem (km/km^2)
Ribeira da Freira	3	2,2
Ribeira de Mingarrinhos	3	1,9
Ribeira do Correio Mor	3	3,4
Ribeira de Camarões	3	3,1
Ribeira de Casal das Salgadeiras	3	2,3
Ribeira da Ponte	3	2,1

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, menos declivosa (ver Fig. 7.31) 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. 7.29; Quadro 7.49)

Quadro 7.49 - 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 tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa - Neocretácico);
UL9: arenitos e conglomerados siliciosos pouco consolidados (Paleogénico).

Os arenitos com intercalações calcárias do Barremiano superior - Aptiano correspondem a apenas 0,1% da área-amostra e ocupam uma posição perfeitamente marginal no sector montante da vale da Ribeira de Camarões.

Os afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio representam cerca de 4% da superfície total e afloram no flanco Sul do sinclinal de Pinheiro de Loures. As características litológicas da unidade aproximam-se bastante das identificadas no vale do Rio Trancão, havendo um claro predomínio das margas sobre os calcários margosos.

Os calcários compactos com rudistas abrangem perto de 1% da área-amostra e afloram em ambos os flancos do sinclinal. A unidade litológica está representada, junto à intrusão de Montemor, na cabeceira do vale da Carrasqueira e num estreito afloramento, fortemente deformado e disposto transversalmente ao vale da Ribeira de Camarões, responsável pelo desenvolvimento de um pequeno relevo residual na

margem direita do curso de água. No flanco Norte do sinclinal de Pinheiro de Loures, os calcários com rudistas estão em contacto directo com os riolitos da Serra da Carva, apresentando, por isso, uma deformação com pendores para SE até 34°.

O Complexo Vulcânico de Lisboa abrange quase 3/4 da superfície total da área-amostra e constitui uma unidade litológica bastante heterogénea, com tufos vulcânicos, brechas vulcânicas e escoadas basálticas com grau de alteração muito variado. O afloramento de basaltos mais compactos verifica-se próximo da confluência entre a Ribeira da Freita e a Ribeira de Pinheiro de Loures, ao longo do vale da Ribeira de Casal das Salgadeiras e na vertente esquerda do vale da Ribeira de Mingarrinhos, áreas onde o desenvolvimento das cornijas basálticas adquire uma maior expressão (ver mapa geomorfológico, fora do texto).

Os arenitos siliciosos pouco consolidados do Paleogénico abrangem cerca de 9% do total da área-amostra e estão particularmente bem representados na vertente esquerda do vale da Ribeira de Pinheiro de Loures, a jusante da confluência com a Ribeira de Mingarrinhos. Esta unidade litológica condicionou o desenvolvimento de uma densa rede de valeiros de fundo em U, actualmente não funcionais, que retalham completamente a topografia da vertente esquerda do vale, entre Tojalinho e Barro.

A área-amostra de Pinheiro de Loures integra 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, particularmente a montante da confluência com a Ribeira da Freita (ver mapa geomorfológico, fora do texto).

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.7.42), 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.

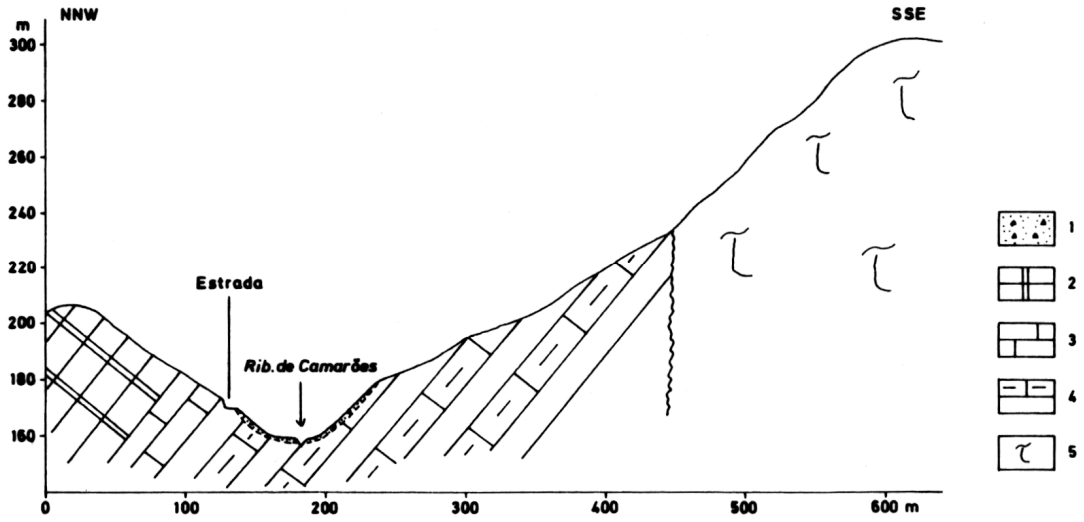

Fig. 7.42 - Sector intermédio do vale da Ribeira de Camarões.
1 - depósitos de vertente; 2 - escoadas basálticas e tufos vulcânicos (Complexo Vulcânico de Lisboa); 3 - calcários com rudistas (Cenomaniano superior); 4 - margas e calcários margosos (Albiano - Cenomaniano médio); 5 - traquitos de Montemor.

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 (ver mapa geomorfológico, fora do texto). 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. 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.

5.2 - Tipologia e actividade

Os 121 movimentos de vertente identificados na área-amostra de Pinheiro de Loures abrangem uma superfície total superior a 163 000m^2. A densidade dos movimentos é equivalente a 7,7 por km^2 e a área instabilizada corresponde a 1% da superfície da área-amostra (Quadro 7.50).

Quadro 7.50 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures.

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
121	7,7	1 473	176 777	1 364	163 686	1,0

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral constituem o tipo de movimento dominante, com 67% do número total de ocorrências (Quadro 7.51). Os deslizamentos translacionais superficiais são em número relativamente reduzido (11% do total), ficando aquém do conjunto dos deslizamentos translacionais e dos movimentos complexos com componente principal translacional (18% do total). Os deslizamentos rotacionais e os desabamentos têm uma expressão muito reduzida na área-amostra (apenas 3 casos, no total).

Cerca de 69% dos movimentos de vertente da área de Pinheiro de Loures foram considerados activos (Quadro 7.52). Incluem-se nesta classe 92% dos deslizamentos translacionais superficiais e 64% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral. Os movimentos dormentes representam perto de 31% do número total de ocorrências. Esta classe integra 45,5% dos deslizamentos translacionais e 36% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral. Como nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão e Lousa, as medidas correctivas de estabilização são praticamente inexistentes, estando limitadas a trabalhos de drenagem e reconstrução da topografia original de um movimento complexo translacional desencadeado pelo trabalho de sapa na margem esquerda da Ribeira de Pinheiro de Loures, junto à confluência com a Ribeira da Ponte.

Quadro 7.51- Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures.

Tipo de movimento	Código	Número de casos	(%)
desabamento	1	1	0,8
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	81	66,9
deslizamento rotacional	3	2	1,7
deslizamento translacional	4	11	9,1
deslizamento translacional superficial	5	13	10,7
movimento complexo translacional/rotacional	6a	3	2,5
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	8	6,6
Movimento complexo translacional superficial desencadeado por erosão lateral	6e	2	1,7
TOTAL		121	100,0

Quadro 7.52 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures quanto ao estado de actividade (frequências relativas definidas em função do número de casos de cada tipo de movimento).

		estado de actividade			
Tipo de movimento	Código	activo	dormente	estabilizado	TOTAL
desabamento	1	100,0	0,0	0,0	100,0
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	64,2	35,8	0,0	100,0
deslizamento rotacional	3	100,0	0,0	0,0	100,0
deslizamento translacional	4	54,5	45,5	0,0	100,0
deslizamento translacional superficial	5	92,3	7,7	0,0	100,0
movimento complexo translacional/rotacional	6a	33,3	66,7	0,0	100,0
movimento complexo translacional desencadeado por erosão lateral	6b	87,5	0,0	12,5	100,0
Movimento complexo translacional superficial desencadeado por erosão lateral	6e	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos de vertente		68,6	30,6	0,8	100,0

5.3 - Morfometria

A análise da variância dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures confere significado estatístico, unicamente, às diferenças verificadas no declive das vertentes e no conjunto dos parâmetros indicadores da dimensão dos movimentos (Quadro 7.53).

Os declives médios das vertentes afectadas pelos deslizamentos rotacionais e pelos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral são relativamente baixos (14° e 15°, respectivamente). Os movimentos complexos e os deslizamentos translacionais e translacionais superficiais verificam-se em vertentes com declive médio superior a 20°, e o único desabamento inventariado destaca-se com um declive de 45°.

Os parâmetros que definem o tamanho dos movimentos colocam em destaque os movimentos complexos, deslizamentos rotacionais e deslizamentos translacionais, enquanto movimentos de maior dimensão do que os restantes. Estas diferenças estão bem patentes na Fig. 7.43, verificando-se que 67% dos movimentos complexos e 64% dos deslizamentos translacionais abrangem áreas compreendidas entre 500 e 5000 m^2, enquanto a maioria dos deslizamentos translacionais superficiais (92%) e dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (87%) fica aquém dos 500 m^2.

A matriz de correlação dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área de Pinheiro de Loures (Quadro 7.54) revela a existência de relações entre variáveis semelhantes às identificadas nas outras áreas-amostra.

Os vários parâmetros indicadores da dimensão dos movimentos apresentam relações mútuas positivas e significativas, sendo evidente a associação estreita entre o comprimento e a área, enquanto a largura e a profundidade registam coeficientes de correlação mais fortes com o volume.

As correlações negativas entre desnível, comprimento, área e volume dos movimentos, e os índices morfométricos I4 e I5, indicam que os movimentos de maior dimensão apresentam, tendencialmente, uma forma alongada.

Quadro 7.53 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures.

VARIÁVEL:		TIPO DE MOVIMENTO						
		1	2	3	4	5	6	F
VALT (m)	média	160,0	223,9	240,0	222,4	204,2	268,9	1,49
	std	0,0	68,5	60,0	53,6	78,5	34,3	(n.s.)
	N	1	81	2	11	13	13	
VCOM (m)	média	100,0	97,2	102,0	82,0	66,7	108,8	1,16
	std	0,0	63,2	38,0	34,7	44,5	33,0	(n.s.)
	N	1	81	2	11	13	13	
VDIS (m)	média			389,0	306,1	306,9	518,9	2,26
	std	--------	-------	111,0	163,1	276,4	268,6	(n.s.)
	N			2	11	13	13	
DECO (°)	média	45,0	15,4	14,0	21,3	22,0	22,4	**3,45**
	std	0,0	10,8	3,5	8,1	10,0	8,0	(p<0,01)
	N	1	81	2	11	13	13	
CDIS (m)	média			223,0	136,8	244,8	366,8	1,66
	std	---------	-------	171,0	161,5	288,7	274,0	(n.s.)
	N			2	11	13	13	
SDIS (m)	média	52,0		115,0	87,1	49,4	52,2	2,37
	std	0,0	-------	35,0	103,6	64,3	116,8	(n.s.)
	N	1		2	11	12	13	
CALT (m)	média	1,0	3,9	0,7	2,4	1,1	2,1	**10,92**
	std	0,0	3,5	0,2	1,5	0,6	1,0	(p<0,01)
	N	1	80	2	11	13	12	
CEXT (m)	média	20,0	42,4	68,0	36,5	23,5	56,1	**6,18**
	std	0,0	21,6	22,0	27,2	17,8	38,3	(p<0,01)
	N	1	81	2	11	13	12	
DDNV (m)	média			13,5	25,8	4,5	24,8	**9,64**
	std	-------	-------	8,5	22,0	2,5	22,6	(p<0,01)
	N			2	11	12	13	
DCOM (m)	média		9,7	51,0	82,2	13,0	97,1	**21,77**
	std	-------	7,4	25,0	68,6	7,1	125,9	(p<0,01)
	N		76	2	11	12	13	
DLAR (m)	média	20,0	42,6	78,0	38,4	23,8	61,5	**6,80**
	std	0,0	21,7	32,0	19,4	17,5	38,8	(p<0,01)
	N	1	81	2	11	13	13	
DPRO (m)	média		2,9	3,5	2,8	0,8	2,7	**11,41**
	std	-------	2,2	0,0	1,2	0,4	1,1	(p<0,01)
	N		69	1	11	12	11	
DARE (m^2)	média		371,8	2320,0	3463,6	178,3	4405,0	**16,51**
	std	-------	746,9	480,0	5357,0	154,3	7820,5	(p<0,01)
	N		76	2	11	12	12	
DVOL (m^3)	média		398,2	6407,0	3027,0	72,8	5759,5	**19,81**
	std	-------	576,1	0,0	4960,4	66,7	11503,9	(p<0,01)
	N		76	1	11	12	11	
I1	média			0,49	0,40	0,63	0,73	0,87
	std	-------	-------	0,3	0,3	0,3	0,3	(n.s.)
	N			2	11	13	13	
I2	média			5,92	4,73	8,98	8,99	0,95
	std	-------	-------	0,0	3,3	9,0	7,1	(n.s.)
	N			1	10	11	11	
I3	média			0,24	0,38	0,36	0,40	0,65
	std	-------	-------	0,0	0,2	0,1	0,2	(n.s.)
	N			2	11	11	13	
I4	média			2,42	0,85	2,38	1,23	1,50
	std	-------	-------	1,8	0,8	3,7	0,7	(n.s.)
	N			2	11	11	13	
I5	média			1,17	0,72	1,90	0,94	2,21
	std	-------	-------	0,5	0,3	2,5	0,3	(n.s.)
	N			2	11	12	12	

Código dos tipo de movimento: ver Quadro 7.51; código 6, conjunto dos movimentos complexos e compósitos

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%).

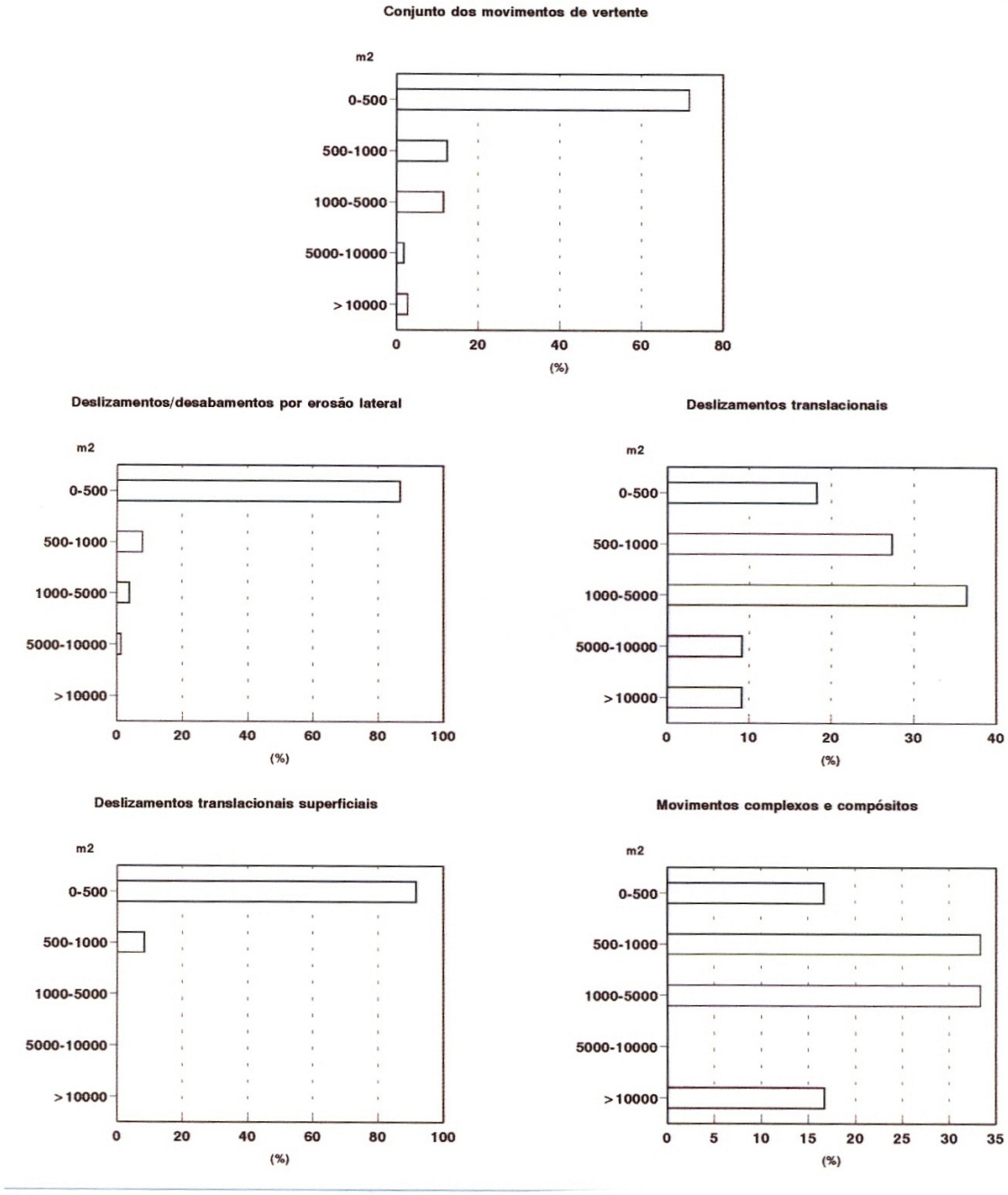

Fig. 7.43 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures.
Não foram incluídas as classes dos desabamentos e dos deslizamentos rotacionais devido ao número reduzido de observações.

Quadro 7.54 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures. 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	----------	0,80		0,65				0,36								
VDIS	40	--------		0,66	0,33									-0,36		
DECO			--------											0,66		
CDIS	40	40		--------								0,85				
CALT		39			--------	0,59		0,27	0,72		0,39					-0,43
DDNV					37	--------	0,96	0,59	0,69	0,90	0,91				-0,67	-0,77
DCOM						38	--------	0,30	0,28	0,90	0,73	-0,35	-0,47	-0,54	-0,75	-0,84
DLAR	121				119	38	114	--------	0,30	0,62	0,64					
DPRO					104	35	104	104	--------	0,35	0,62					-0,36
DARE						37	113	113	104	--------	0,86		-0,37	-0,45	-0,48	-0,58
DVOL					110	35	110	110	104	110	--------				-0,44	-0,55
I1				39			38					--------		0,41	0,36	
I2							33			33			--------	0,49	0,50	0,50
I3		37	37				37			36		37	33	--------	0,50	0,43
I4						37	37			36	34	37	33	37	--------	0,97
I5					36	37	37			37	35		33	36	36	--------

As relações negativas do índice morfométrico I3 com o comprimento e a área dos movimentos revela uma tendência para a diminuição da dimensão dos movimentos com o aumento do declive, semelhante ao que acontece na área de Fanhões.

A Fig. 7.44 e o Quadro 7.55 resumem os resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área de Pinheiro de Loures. A primeira função separa os deslizamentos translacionais superficiais dos restantes (Fig. 7.44), com base, principalmente, nas variáveis área e desnível dos movimentos. A segunda função, directamente relacionada com o parâmetro largura máxima, discrimina os deslizamentos translacionais dos rotacionais. As funções discriminantes são bastante eficazes na predição da classificação dos deslizamentos translacionais e translacionais superficiais, facto que não se verifica no caso dos deslizamentos rotacionais, provavelmente devido ao número reduzido de observações.

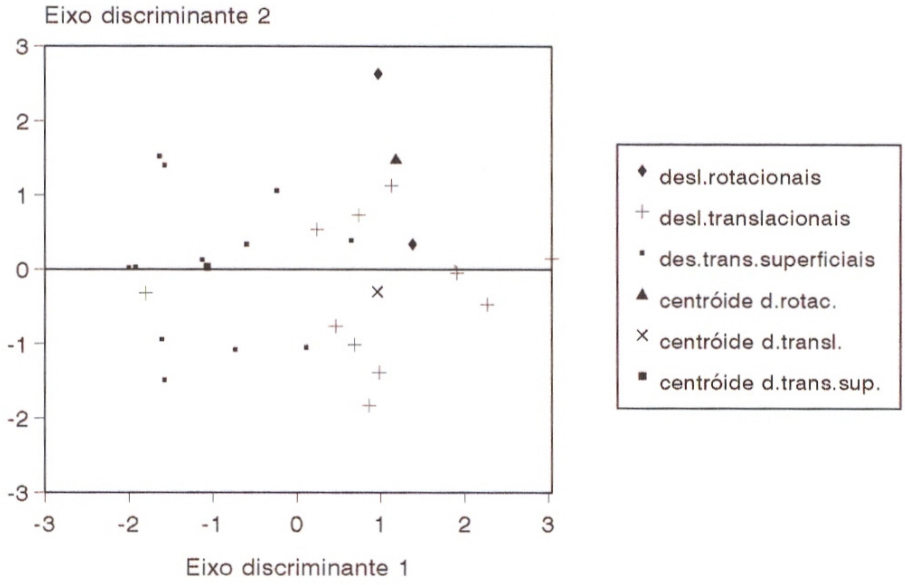

Fig. 7.44 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.55.

Quadro 7.55 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Pinheiro de Loures (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias			Grupo predito (%)		
Função discrimin.	Eigen Values	%	Atrib. morfom. discriminantes	função 1	função 2	Grupo actual	d. rotacion.	d. transl.	d. trans.superf.
1	1,21	83,1	DARE	0,91	0,15	d. rotacion.	50,0	50,0	0,0
2	0,25	16,9	DDNV	0,81	-0,43	d. transl.	0,0	90,9	9,1
			DLAR	0,67	0,59	d. trans. superf.	0,0	8,3	91,7
						casos correctamente classificados: 88,0%			

5.4 - Os factores condicionantes da instabilidade

5.4.1 - A litologia e a estrutura

Cerca de 75% dos movimentos de vertente da área de Pinheiro de Loures desenvolvem-se nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa (Quadro 7.56). Com a excepção dos desabamentos, a unidade litológica 8 integra mais de metade de todos os tipos de movimentos identificados na área-amostra.

Quadro 7.56 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures por unidades litológicas (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	UL6	UL8	UL9	2 ou mais UL	TOTAL
1	0,0	0,0	100,0	0,0	100,0
2	1,2	75,3	19,8	3,7	100,0
3	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
4	36,4	63,6	0,0	0,0	100,0
5	7,7	76,9	15,4	0,0	100,0
6a	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
6b	25,0	75,0	0,0	0,0	100,0
6e	0,0	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	6,6	75,2	15,7	2,5	100,0

Código das unidades litológicas: ver Quadro 7.49.
Código dos tipos de movimentos: ver Quadro 7.51.

A unidade litológica 9 (arenitos e conglomerados siliciosos pouco consolidados do Paleogénico) inclui 16% do número total de casos, com particular destaque para os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

As margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio registam apenas 7% do número total de manifestações de instabilidade, mas integram 36% dos deslizamentos translacionais da área-amostra.

A distribuição de frequências dos movimentos de vertente verificados nas unidades litológicas 6 e 8 (Fig. 7.45) coloca em evidência a grande importância dos deslizamentos translacionais nas margas e calcários margosos (50% do total), e dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral nas escoadas basálticas e tufos vulcânico (67% do número de casos).

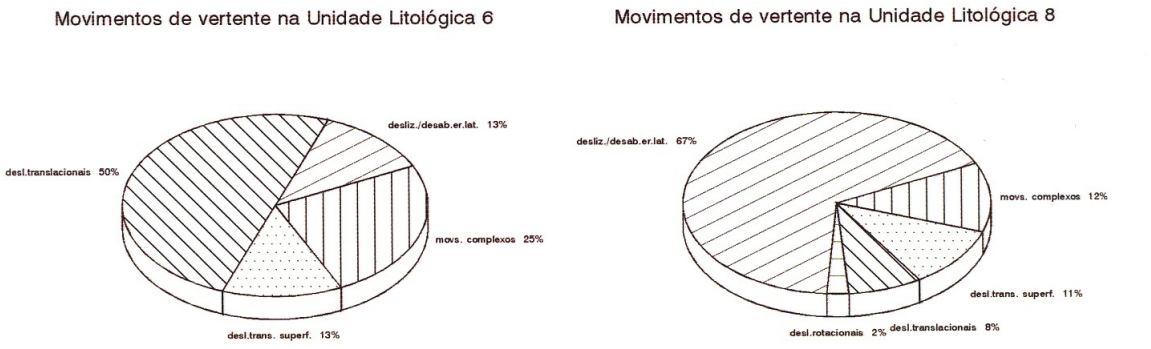

Fig. 7.45 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Pinheiro de Loures.

O Quadro 7.57 mostra que, apesar do número total de ocorrências relativamente reduzido, a unidade litológica 6 é a mais instabilizada da área-amostra de Pinheiro de Loures, com uma superfície deslizada equivalente a 4,9% da área do afloramento e 12,5 movimentos por km^2. Estes valores são justificados pelo peso dos deslizamentos translacionais e dos movimentos complexos translacionais desencadeados pela trabalho de sapa, na unidade litológica.

O Complexo Vulcânico de Lisboa regista uma menor densidade de movimentos (7,8 por km^2) e uma percentagem de área instabilizada bastante mais baixa (1,1%). Este último valor é explicado pela dimensão mais reduzida da generalidade dos movimentos, bem patente na área e no volume médios do conjunto das manifestações de instabilidade da unidade litológica.

Quadro 7.57 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures, por unidades litológicas.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
	2	1	1,56	191	191	0,03	276	276	45,0
UL6	4	4	6,23	6360	25440	3,96	6544	26176	27,5
	5	1	1,56	23	23	0,00	13	13	35,3
4,8 km^2	6b	2	3,12	2880	5760	0,90	2975	5950	19.8
	TOTAL	8	12,46	3927	31414	4,89	4052	32415	28,7
	2	61	5,21	425	25910	0,22	467	28473	17,0
UL8	3	2	0,17	2320	4640	0,04	5309	10617	14,0
	4	7	0,60	1809	12660	0,11	1017	7121	17,8
8,0 km^2	5	10	0,85	282	2823	0,02	246	2463	20,8
	6a	3	0,26	25360	76079	0,65	26908	80724	12,8
	6b	6	0,51	700	4200	0,04	1045	6270	28,8
	6e	2	0,17	880	1760	0,02	1759	3517	20,1
	TOTAL	91	7,77	1407	128072	1,09	1530	139185	18,1
UL9	1	1	0,65						45,0
	2	16	10,44	244	3900	0,25	299	4776	5,9
1,2 km^2	5	2	1,31	85	170	0,01	38	76	21,2
	TOTAL	19	12,40	226	4070	0,27	270	4852	9,6
2 ou - mais	2	3		43	130		108	325	23,4
UL	TOTAL	3		43	130		108	325	23,4

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

Os movimentos de vertente são de muito pequena dimensão na unidade litológica 9, facto que justifica uma percentagem de área instabilizada quase irrelevante (0,3%), apesar da densidade de 12,4 movimentos por km^2. O predomínio de deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, no sector mais amplo do fundo do vale da Ribeira de Pinheiro de Loures, é responsável pelo reduzido valor do declive médio (9,6°) dos movimentos desta unidade litológica.

O Quadro 7.57 coloca ainda em evidência um contraste acentuado entre o declive médio dos movimentos de vertente que afectam a unidade litológica 6 (28,7°) e a unidade litológica 8 (18,1°). A interpretação deste facto não é simples, visto que, como nas áreas-amostra do Trancão e de Lousa, os afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio correspondem, quase sempre, a vertentes com declive acentuado.

A análise da variância dos parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente desencadeados nas unidades litológicas 6 e 8 (Quadro 7.58) confere significado estatístico às diferenças verificadas no declive, bem como no comprimento das vertentes instabilizadas, maior nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa.

A maior dimensão dos movimentos nas margas e calcários margosos é confirmada pelo significado estatístico do teste F às variáveis comprimento, área e volume. Registe-se, no entanto, que os valores de F não são muito elevados, devido à acentuada dispersão das distribuições, confirmada pelos respectivos desvios padrão.

Os resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos correspondentes às unidades litológicas 6 e 8 (Quadro 7.59; Fig. 7.46) reflectem, igualmente, os elevados desvios padrão da generalidade das variáveis, em particular na unidade litológica 6. Com efeito, os parâmetros com maior poder discriminatório (comprimento e declive das vertentes; comprimento e área dos movimentos) fornecem bons resultados na classificação dos deslizamentos no Complexo Vulcânico de Lisboa (96% de casos correctos), mas são muito pouco eficazes na predição dos movimentos nas margas e calcários margosos (apenas 43% de casos correctamente classificados).

A vertente direita da vale da Ribeira de Pinheiro de Loures, correspondente ao flanco sul da deformação em sinclinal que existe na área-amostra, encontra-se mais instabilizada do que a vertente oposta, como se depreende do predomínio do quadrante norte nos pendores e nas exposições do conjunto das áreas afectadas (Fig. 7.47a). O grupo dos deslizamentos translacionais e dos movimentos complexos com componente principal translacional apresenta, naturalmente, uma relação estreita entre a exposição e o sentido de inclinação das camadas (Fig. 7.47b), com desvios mais frequentes abaixo de 50° e máximos de 70°.

A não existência de registos para o valor da inclinação das camadas no substrato vulcânico, inviabiliza a comparação desta variável com o declive das deslizamentos translacionais, visto que a grande maioria destes movimentos se desenvolve naquela unidade litológica.

Quadro 7.58 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Pinheiro de Loures.

VARIÁVEL:		UNIDADE LITOLÓGICA		
		UL6	UL8	F
VALT	média	253,8	231,1	1,12
	std	47,3	63,0	(n.s.)
	N	8	91	
VCOM	média	95,8	86,7	0,16
	std	55,2	52,4	(n.s.)
	N	8	91	
VDIS	média	224,2	432,8	**4,70**
	std	148,3	265,8	(0,01<p<0,05)
	N	7	30	
DECO	média	28,7	18,1	**7,10**
	std	19,0	9,7	(p<0,01)
	N	8	91	
CDIS	média	125,0	294,9	0,74
	std	119,8	282,4	(n.s.)
	N	7	30	
SDIS	média	16,7	78,0	2,63
	std	16,0	108,0	(n.s.)
	N	7	30	
CALT	média	2,4	3,5	1,96
	std	1,9	3,4	(n.s.)
	N	8	89	
CEXT	média	47,8	40,4	0,74
	std	30,1	25,6	(n.s.)
	N	8	90	
DDNV	média	30,9	15,9	1,23
	std	24,9	18,3	(n.s.)
	N	7	29	
DCOM	média	82,6	28,4	**4,90**
	std	75,8	60,6	(0,01<p<0,05)
	N	7	86	
DLAR	média	49,6	41,9	1,45
	std	20,0	26,9	(n.s.)
	N	8	91	
DPRO	média	2,9	2,9	0,13
	std	1,5	2,2	(n.s.)
	N	7	76	
DARE	média	3926,8	1407,4	**4,22**
	std	6088,3	4804,1	(0,01<p<0,05)
	N	8	91	
DVOL	média	4051,9	1529,5	**4,47**
	std	5559,0	5370,8	(0,01<p<0,05)
	N	8	91	
I1	média	0,49	0,63	0,08
	std	0,2	0,4	(n.s.)
	N	7	30	
I2	média	4,93	7,35	0,03
	std	1,7	6,6	(n.s.)
	N	5	26	
I3	média	0,43	0,36	1,33
	std	0,1	0,2	(n.s.)
	N	6	29	
I4	média	0,70	1,72	1,86
	std	0,3	2,5	(n.s.)
	N	6	29	
I5	média	1,96	1,00	0,11
	std	3,1	0,6	(n.s.)
	N	7	28	

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

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

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%).

Quadro 7.59 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Pinheiro de Loures (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias		Grupo predito (%)	
Função discrimin.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	Grupo actual	UL6	UL8
1	0,37	100	VDIS	0,74			
			DARE	-2,03	UL6	42,9	57,1
			DCOM	1,44	UL8	96,4	3,6
			DECO	-0,41			
					casos correctamente classificados: 85,7%		

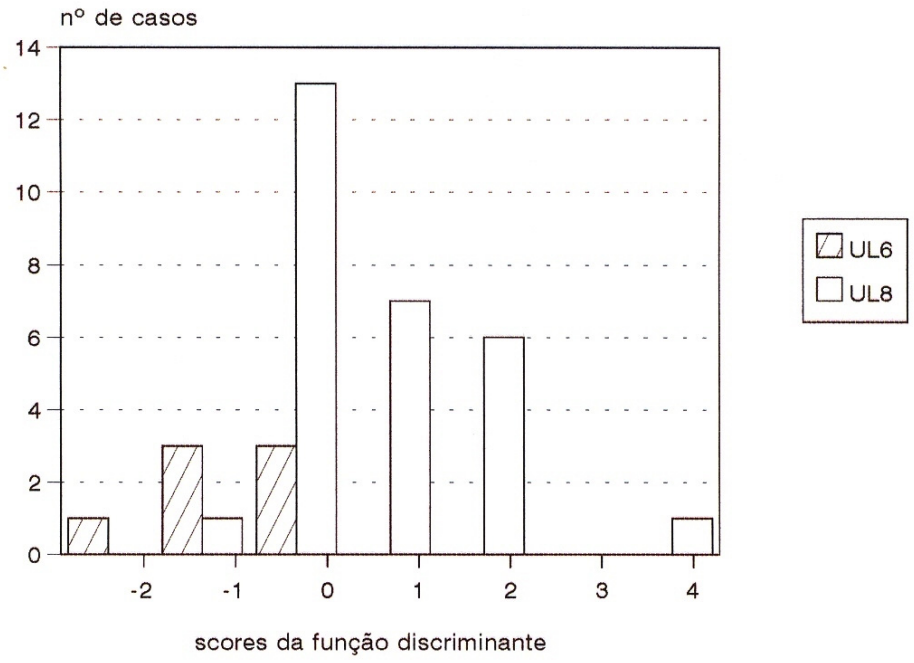

Fig. 7.46 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Pinheiro de Loures, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.59.

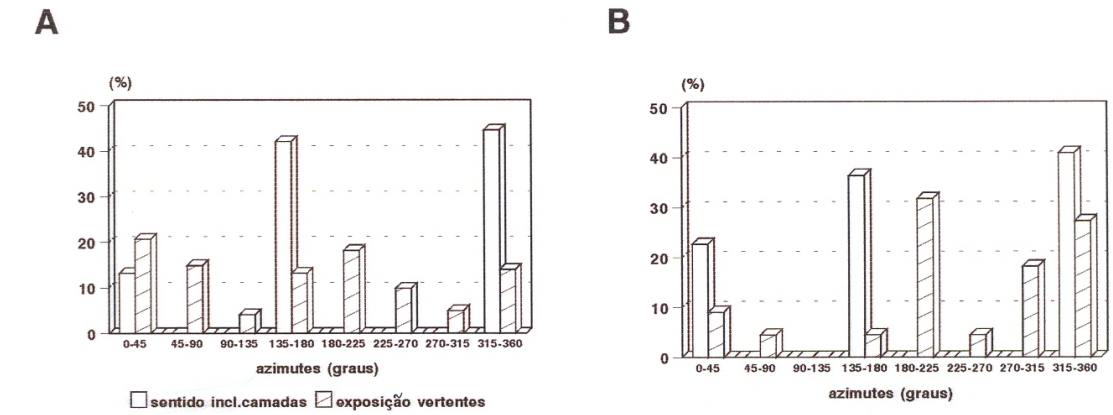

Fig. 7.47 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Pinheiro de Loures.
A - conjunto dos movimentos de vertente; B - deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal translacional.

5.4.2 - O declive e a forma das vertentes

A Fig. 7.48 retrata a distribuição dos movimentos de vertente mais representativos da área-amostra de Pinheiro de Loures, de acordo com o declive original das vertentes afectadas. 58% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral verificam-se em vertentes com declive abaixo de 15°, enquanto os deslizamentos rotacionais, não incluídos na figura devido ao número reduzido de ocorrências, apresentam declives inferiores a 18°. 55% dos deslizamentos translacionais concentram-se nas classes entre 15° e 25° e 54% dos deslizamentos translacionais superficiais registam declives superiores a 25°. Os movimentos complexos evidenciam uma distribuição bimodal, com concentração máxima no intervalo entre 20° e 30° (46% dos casos) e um pico secundário no classe dos 10°-15° (31% dos casos).

O Quadro 7.60 coloca em destaque as vertentes com declive entre 10° e 15° e acima de 20°, como as mais susceptíveis às manifestações de instabilidade na área-amostra de Pinheiro de Loures.

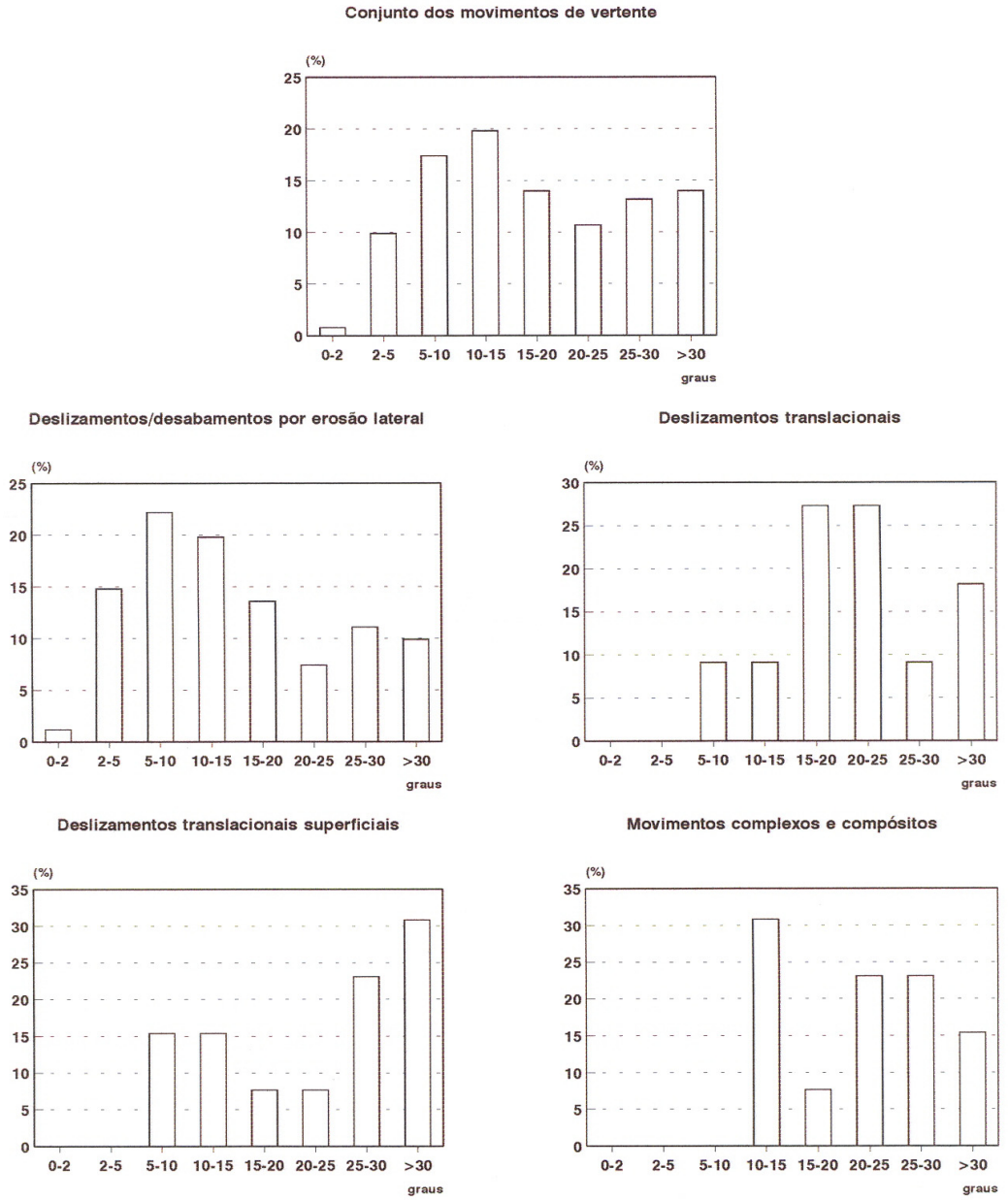

Fig. 7.48 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures, em função do declive original das vertentes.
Não foram incluídas as classes dos desabamentos e dos deslizamentos rotacionais devido ao número reduzido de observações.

Quadro 7.60 - Caracterísitcas dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures por classes de declive.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)
0° - 2°	2	1	0,82	150	150	0,01	27	27
1,2 km^2	TOTAL	1	,082	150	150	0,01	27	27
2° - 5°	2	12	4,24	218	2610	0,09	228	2737
2,8 km^2	TOTAL	12	4,24	218	2610	0,09	228	2737
	2	18	3,35	247	4450	0,08	319	5739
5° - 10°	4	1	0,19	3680	3680	0,07	2072	2072
	5	2	0,37	70	140	0,00	24	48
5,4 km^2	TOTAL	21	3,90	394	8270	0,15	374	7859
	2	16	5,85	350	5599	0,20	483	7729
10° - 15°	3	1	0,37	1840	1840	0,07	4210	4210
	4	1	0,37	1200	1200	0,04	528	528
2,7 km^2	5	2	0,73	308	616	0,02	109	217
	6a	3	1,10	25360	76079	2,78	26908	80724
	6e	1	0,37	1080	1080	0,04	2726	2726
	TOTAL	24	8,78	3601	86414	3,16	4006	96134
	2	11	4,78	848	9326	0,41	556	6119
15° - 20°	3	1	0,43	2800	2800	0,12	6407	6407
	4	3	1,30	3813	11440	0,50	3258	9774
2,3 km^2	5	1	0,43	877	877	0,04	1678	1678
	6b	1	0,43	2680	2680	0,12	2799	2799
	TOTAL	17	7,39	1595	27123	1,18	1575	26777
	2	6	8,61	360	2160	0,31	928	5566
20° - 25°	4	3	4,31	6740	20220	2,90	6120	18360
	5	1	1,44	80	80	0,01	19	19
0,7 km^2	6b	3	4,31	1773	5320	0,76	2165	6494
	TOTAL	13	18,66	2137	27780	3,99	2341	30439
	2	9	50,1	376	3384	1,88	309	2777
25° - 30°	4	1	5,6	400	400	0,22	667	667
	5	3	16,7	227	680	0,38	123	368
0,2 km^2	6b	2	11,1	520	1040	0,58	1037	2073
	6e	1	5,6	680	680	0,38	791	791
	TOTAL	16	89,1	387	6184	3,44	417	6676
	1	1	2,50					
> 30°	2	8	20,01	307	2452	0,61	395	3156
	4	2	5,00	580	1160	0,29	948	1896
0,4 km^2	5	4	10,01	156	623	0,16	56	222
	6b	2	5,00	460	920	0,23	427	854
	TOTAL	17	42,52	322	5155	1,29	383	6128

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

As densidades mais elevadas verificam-se entre os 25° e 30° e acima de 30° (89 e 42,5 movimentos por km^2, respectivamente). Estes movimentos, embora muito numerosos, têm dimensões bastante reduzidas (ver áreas e volumes médios no Quadro

7.60), pelo que não têm uma grande expressão nas percentagens de área instabilizada[4]. O valor mais elevado deste indicador corresponde à classe dos 20°-25° e é justificado, sobretudo, pelo peso dos deslizamentos translacionais, que apresentam, aqui, a sua maior dimensão.

A classe dos 10°-15° regista também uma percentagem de área instabilizada bastante elevada (3,2%), quando comparada com a densidade dos movimentos (8,8 por km^2). Aquele valor é determinado pela concentração absoluta dos movimentos complexos translacionais/rotacionais (os maiores movimentos da área-amostra) nesta classe de declive, facto que se reflecte, igualmente, nos elevados valores da área e volume médios para o conjunto da unidade de terreno.

A distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área de Pinheiro de Loures, de acordo com o tipo de perfil das vertentes (Quadro 7.61), indica que a maioria dos deslizamentos se verifica em vertentes com perfil vertical rectilíneo (82% dos casos) e com perfil horizontal côncavo (69% dos casos), não havendo diferenças muito significativas entre tipos de movimentos.

Quadro 7.61 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures em função do perfil das vertentes (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

	Perfil vertical				Perfil horizontal			
Tipo de movimento	côncavo	rectilíneo	convexo	Total	côncavo	rectilíneo	convexo	Total
3	0,0	100,0	0,0	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0
4	9,1	90,9	0,0	100,0	72,7	27,3	0,0	100,0
5	15,4	84,6	0,0	100,0	53,8	30,8	15,4	100,0
6a	0,0	33,3	66,7	100,0	66,7	33,3	0,0	100,0
6b	25,0	75,0	0,0	100,0	75,0	12,5	12,5	100,0
6e	0,0	100,0	0,0	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	12,8	82,1	5,1	100,0	69,2	23,1	7,7	100,0

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

[4] Os 3,4% de superfície instabilizada na unidade de terreno dos 25°-30° são determinados, fundamentalmente, pela reduzida representatividade desta classe de declive na área-amostra.

5.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo

Os terrenos cultivados dominam na área-amostra de Pinheiro de Loures (41% da superfície total) e integram 36% do número total de movimentos de vertente, com particular destaque para os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (Quadro 7.62).

Quadro 7.62 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures por classes de coberto vegetal/uso do solo (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	VG1	VG2	VG3	VG4	VG1 + VG4	TOTAL
1	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	100,0
2	34,6	11,1	8,6	42,0	3,7	100,0
3	0,0	50,0	0,0	0,0	50,0	100,0
4	54,5	36,4	0,0	9,1	0,0	100,0
5	38,5	0,0	23,1	38,5	0,0	100,0
6a	33,3	0,0	0,0	0,0	66,7	100,0
6b	37,5	12,5	0,0	37,5	12,5	100,0
6e	0,0	0,0	50,0	0,0	50,0	100,0
Conjunto dos movimentos	35,5	12,4	9,1	36,4	6,6	100,0

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 incultos com vegetação de porte herbáceo ou arbustivo abrangem, em conjunto, 35% da superfície da área-amostra e incluem 48% do número total de movimentos. Estas unidades de terreno são palco do desenvolvimento de 91% dos deslizamentos translacionais e de 46% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

As áreas arborizadas representam 16% da superfície total e integram, apenas, 9% do número total de manifestações de instabilidade.

O Quadro 7.63 revela que a maior densidade de movimentos ocorre nos incultos com vegetação de porte herbáceo (11,3 casos por km^2), enquanto que a percentagem de área instabilizada é maior nos terrenos com vegetação de porte arbustivo e matagal (2,2%). Este facto é determinado pala maior dimensão dos movimentos desencadeados

na segunda unidade de terreno, bem patente nas valores médios da área e volume dos deslizamentos.

Os terrenos cultivados apresentam uma densidade de 6,8 movimentos por km^2 e uma percentagem de área instabilizada inferior a 0,3%, valor que reflecte bem a reduzida dimensão dos movimentos nesta unidade de terreno (área média inferior a 350m^2).

Os terrenos com vegetação de porte arbóreo são os mais estáveis da área-amostra, com uma densidade de 4,4 movimentos por km^2 e apenas 0,2% de superfície instabilizada. Note-se que os movimentos desta unidade de terreno apresentam declives bastantes mais acentuados do que as restantes, facto que confirma, indirectamente, o reforço da estabilidade dos terrenos em questão, por acção das raízes das árvores.

Quadro 7.63 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Pimheiro de Loures por unidades de terreno de coberto vegetal/uso do solo.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
	2	28	7,35	281	7860	0,21	454	12724	17,4
VG1	4	6	1,57	1080	6480	0,17	867	5201	23,2
	5	5	1,31	96	479	0,01	27	137	25,0
3,8 km^2	6a	1	0,26	13580	13580	0,36	9135	9135	12,1
	6b	3	0,79	2000	6000	0,16	2081	6244	25,4
	TOTAL	43	11,28	800	34399	0,90	778	33441	19,5
	2	9	5,32	342	3076	0,18	650	5851	16,5
VG2	3	1	0,59	2800	2800	0,17	6407	6407	17,5
	4	4	2,37	7535	30140	1,78	6612	26447	20,0
1,7 km^2	6b	1	0,59	440	440	0,03	495	495	24,3
	TOTAL	15	8.87	2430	36456	2,16	2613	39200	18,1
VG3	2	7	2,78	471	3294	0,13	394	2758	24,6
	5	3	1,19	426	1277	0,05	614	1842	28,6
2,5 km^2	6e	1	0,40	1080	1080	0,04	2726	2726	12,1
	TOTAL	11	4,37	514	5651	0,22	666	7326	24,6
	1	1	0,15						45,0
VG4	2	34	5,23	264	8961	0,14	301	10248	11,1
	4	1	0,15	1480	1480	0,02	1349	1649	15,0
6,5 km^2	5	5	0,77	252	1260	0,02	115	573	15,0
	6b	3	0,46	1000	3000	0,05	1332	3997	28,0
	TOTAL	44	6,76	342	14701	0,23	383	16467	13,6
	2	3		2313	6940		756	2269	20,1
VG1	3	1		1840	1840		4210	4210	10,5
+	6a	2		31250	62499		35795	71589	13,2
VG4	6b	1		520	520		1484	1484	28,4
	6e	1		680	680		791	791	28,0
	TOTAL	8		9060	72479		10043	80343	19,2

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

5.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica

17% dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures ocorreram em áreas anteriormente deslizadas (Fig. 7.49). A importância das reactivações é mais significativa no conjunto dos movimentos complexos, nos deslizamentos translacionais e nos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (36%, 27% e 16%,respectivamente, em relação ao número total de ocorrências para cada grupo de movimentos).

As intervenções antrópicas desajustadas foram detectadas em cerca de 9% do número total dos movimentos de vertente, valor que fica aquém do verificado nas áreas--amostra de Fanhões, Trancão e Lousa. A actividade antrópica foi particularmente relevante no desencadeamento dos deslizamentos translacionais e translacionais superficiais (Fig. 7.50).

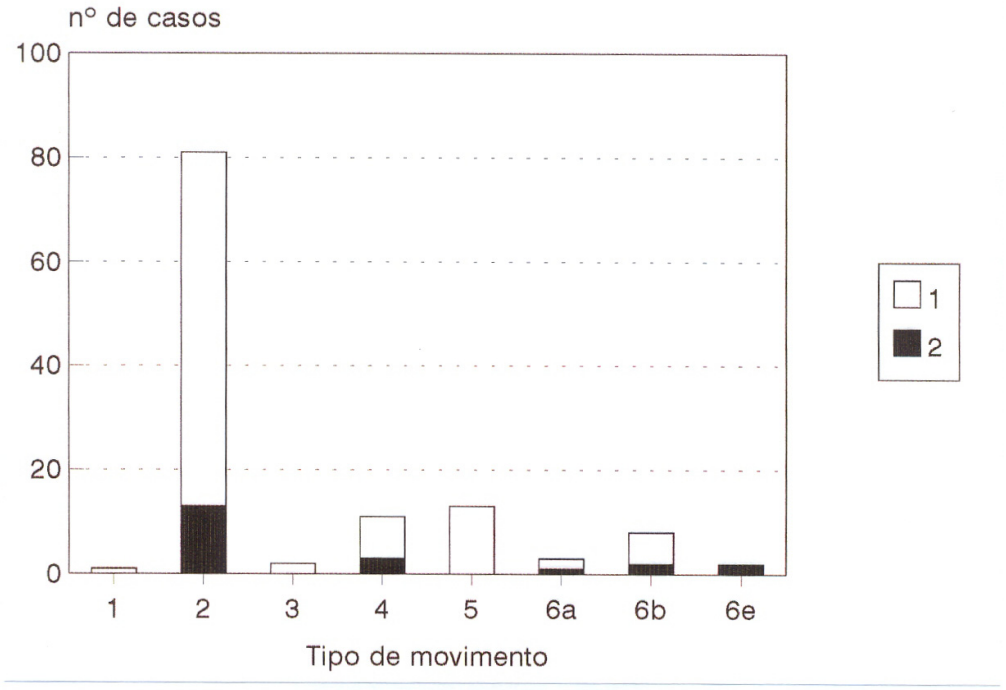

Fig. 7.49 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Pinheiro de Loures.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos reactivados.

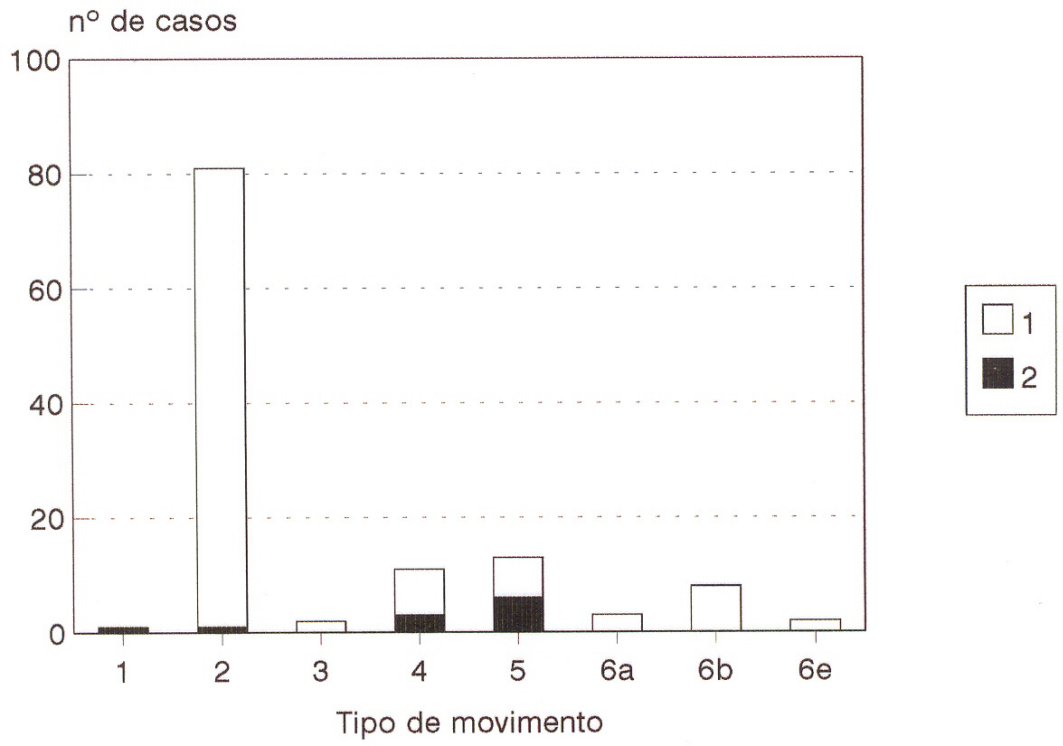

Fig. 7.50 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Pinheiro de Loures.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos com interferência antrópica.

6 - ÁREA-AMOSTRA DE CALHANDRIZ

6.1 - Enquadramento geomorfológico e distribuição dos movimentos de vertente

A área-amostra de Calhandriz abrange 11,29 km^2 e está integrada, quase na totalidade, na bacia hidrográfica de 5ª ordem do Rio Silveira, afluente da margem direita do Rio Tejo (Fig. 7.51). Exceptua-se o sector ocidental da área estudada em pormenor, parte integrante da sub-bacia hidrográfica da Ribeira das Romeiras, afluente do Rio Trancão. A área-amostra integra cursos de água de quatro sub-bacias hidrográficas principais, com densidades de drenagem que variam entre 3,4 e 4,9 km/km^2 (Quadro 7.64).

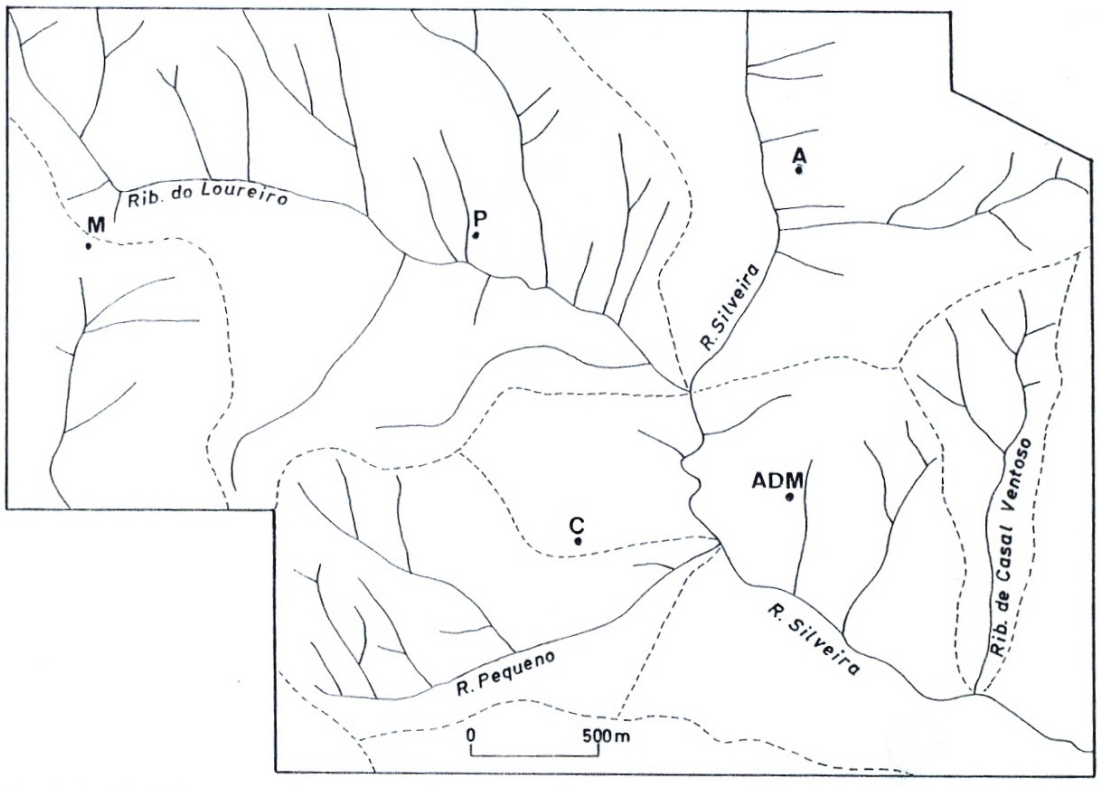

Fig. 7.51 - Rede hidrográfica da área-amostra de Calhandriz.
M, A-do-Mourão; P, Pardieiro; A, Adanaia; C, Calhandriz; ADM, A-dos-Melros.

Quadro 7.64 - Principais sub-bacias hidrográficas integradas, total ou parcialmente, na área-amostra de Calhandriz.

Sub-bacia hidrográfica	Ordem (Strahler)	Densidade de drenagem (km/km^2)
Sector montante do Rio Silveira	4	3,4
Ribeira do Loureiro	4	4,1
Rio Pequeno	3	4,4
Ribeira de Casal Ventoso	3	4,9

A estrutura local é monoclinal, com pendores moderados ou reduzidos para SW, S e SE (ver mapa geomorfológico, fora do texto). Na vertente oriental do vale do Rio Silveira, as camadas apresentam pendores entre 8° e 10° para S e SW (azimutes entre N180° e N194°), sofrendo uma ligeira inflexão para SSE (N135°) ao longo do vale da Ribeira de Casal Ventoso. Na vertente ocidental do vale, o pendor das camadas varia, normalmente, entre 8° e 12°. As camadas inclinam para SSW (N193° - N194°) a montante da confluência com a Ribeira do Loureiro; para S e SE (N182° - N140°) entre a Ribeira do Loureiro e o Rio Pequeno; e para SE (N160° - N154°) a jusante do Rio Pequeno. Ao longo do vale da Ribeira do Loureiro e na área de A-do-Mourão, as camadas inclinam, normalmente, para S e SW (N178° - N200°), com pendores entre 3° e 12°.

A área-amostra de Calhandriz integra quatro unidades litológicas distintas, para além dos filões e intrusões de basalto e dolerito (Quadro 7.65; Fig. 7.52).

Quadro 7.65 - 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. - Portlandiano inf.);
UL4: arenitos, margas e calcários (Portlandiano).

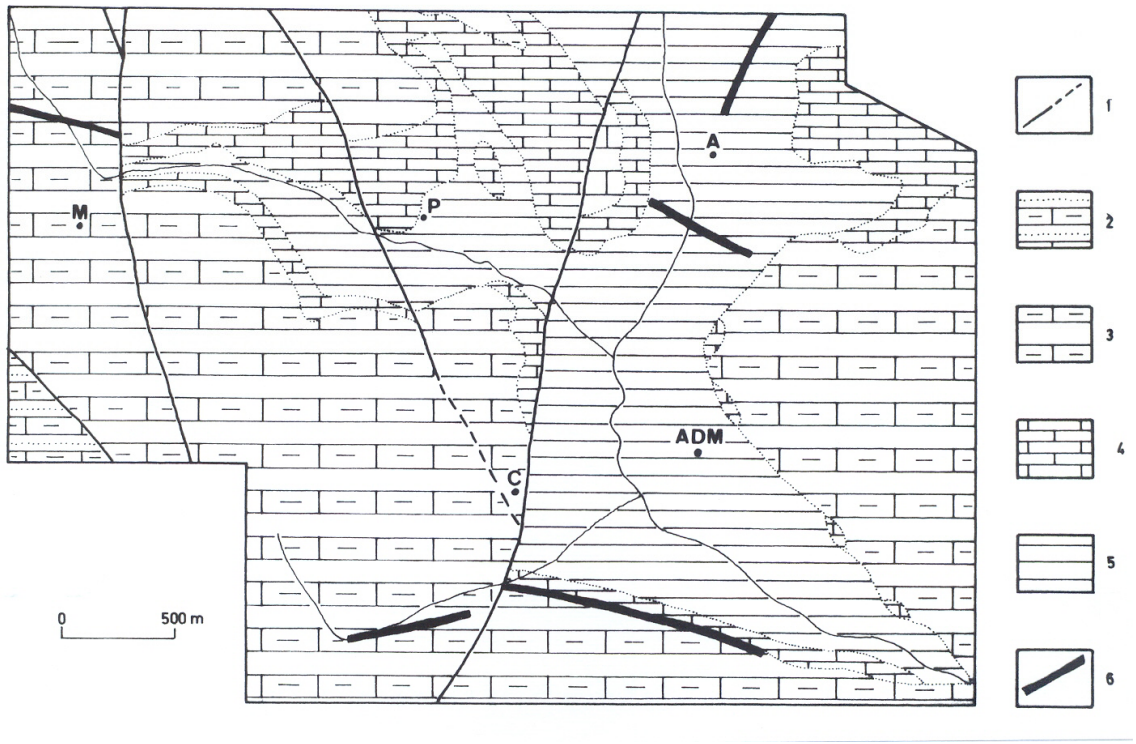

Fig. 7.52 - Unidades litológicas da área-amostra de Calhandriz.
1 - falha, certa e provável; 2 - arenitos, margas e calcários (Portlandiano); 3 - margas, calcários margosos e calcários (Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior); 4 - calcários corálicos de Amaral (Kimeridgiano superior); 5 - margas e argilas da Abadia (Kimeridgiano inferior e médio); 6 - filões.

As "margas da Abadia" do Kimeridgiano inferior e médio abrangem cerca de 30% da superfície total e afloram junto ao fundo dos vales do Rio Silveira e da Ribeira do Loureiro. Trata-se de uma unidade litológica heterogénea, com predomínio de margas e argilas e intercalações de arenitos, calcarenitos e camadas lenticulares de calcários recifais. Os afloramentos margosos e argilosos condicionam o desenvolvimento de perfis côncavos na base das vertentes, com declives entre 5° e 15° (Fig. 7.53), e encontram-se normalmente fossilizados por depósitos de vertente atípicos com espessura superior a 0,5 m. As intercalações de calcarenitos e calcários são responsáveis por pequenos rebordos e rechãs estruturais, bem conservados na vertente direita do Rio Pequeno (Fig. 7.54) e em ambas as vertentes do vale do Rio Silveira, próximo da confluência com a Ribeira do Loureiro (ver mapa geomorfológico, fora do texto).

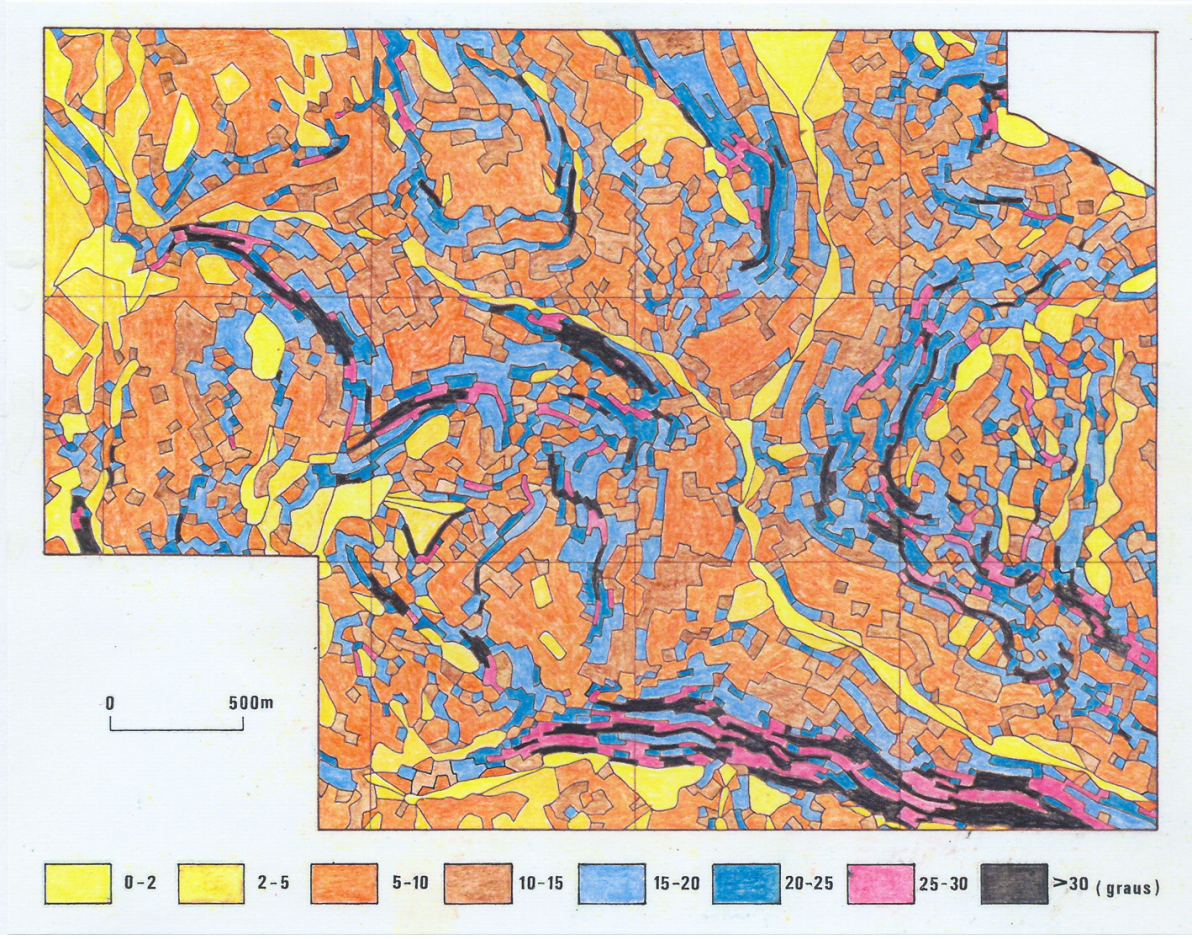

Fig. 7.53 - Mapa de declives da área-amostra de Calhandriz.

Os "calcários corálicos de Amaral" do Kimeridgiano superior ocupam 13,5% da área-amostra, formando uma cintura, nem sempre contínua, em redor das "margas da Abadia". Tratando-se de uma unidade litológica com uma espessura reduzida (20 a 30 m), apresenta, naturalmente, maior extensão de afloramento nas vertentes expostas a Sul, concordantes com a estrutura geral da área. Os calcários corálicos, bastante compactos, são responsáveis pelas cornijas mais importantes da área-amostra.

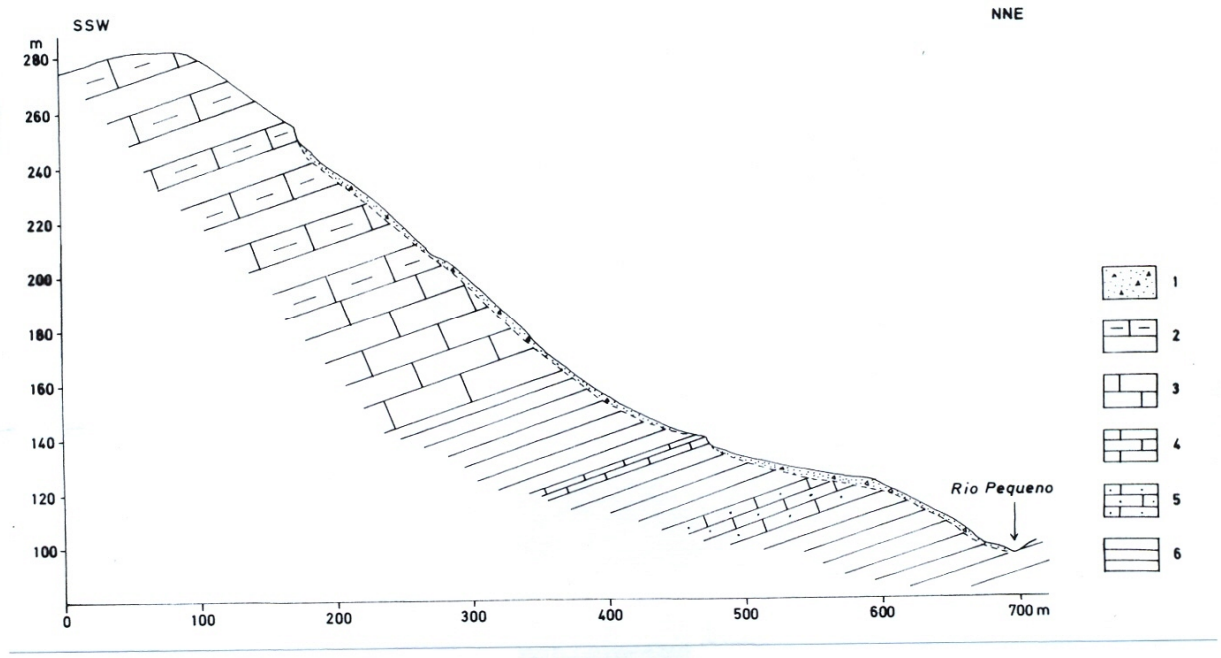

Fig. 7.54 - Vertente direita do Rio Pequeno, junto à confluência com o Rio Silveira.
Notar o perfil côncavo da metade inferior da vertente nas "margas e argilas da Abadia", apenas interrompido por algumas cornijas secundárias e patamares estruturais, condicionados por intercalações de calcários e calcarenitos.
1 - depósitos de vertente; 2 - margas, calcários margosos e calcários (Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior); 3 - calcários corálicos de Amaral (Kimeridgiano superior); 4, 5, 6 - calcários, calcarenitos , margas e argilas (Kimeridgiano inferior e médio).

As rochas do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior abrangem cerca de 55% da superfície total, correspondentes a dois extensos afloramentos, a ocidente e a oriente do Rio Silveira. Esta unidade litológica é extremamente heterogénea, incluindo margas e calcários margosos, com intercalações de argilas, calcarenitos e calcários compactos que, junto a Calhandriz, originam cornijas com 6 m de comando. As vertentes talhadas nos afloramentos do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior, com exposição a Norte, são dominadas por cornijas calcárias e apresentam declives fortes (Figs. 7.53 e 7.54), pouco favoráveis à conservação dos depósitos superficiais. As vertentes expostas a Sul têm um carácter subestrutural, com declives entre 5° e 15°. Nas áreas onde os afloramentos margosos são mais importantes, como acontece ao longo do

principal afluente da margem direita da Ribeira do Loureiro ou na área de Calhandriz - - Roucas, o substrato encontra-se coberto por depósitos de vertente com espessura superior a 0,5 m (ver mapa geomorfológico, fora do texto).

Os arenitos, margas e calcários das "Camadas do Freixial" (Portlandiano) abrangem cerca de 1% da superfície total e afloram, numa posição relativamente marginal, próximo do limite ocidental da área-amostra, integrados na sub-bacia hidrográfica da Ribeira das Romeiras.

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. 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.

6.2 - Tipologia e actividade

O levantamento geomorfológico de pormenor da área-amostra de Calhandriz permitiu a inventariação de 132 movimentos de vertente, que abrangem uma superfície total avaliada em cerca de 1 100 000 m^2 (Quadro 7.66). A densidade dos movimentos é de 11,7 por km^2 e a área instabilizada é bastante mais elevada (9,8% da superfície total) do que as registadas nas outras áreas-amostra.

Como se verifica no Quadro 7.67, os deslizamentos translacionais superficiais são os mais numerosos (36% do total), sendo secundados pelos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (22% do número de casos). Os

deslizamentos rotacionais representam cerca de 11% do número total de manifestações de instabilidade e os deslizamentos translacionais, 9%. No entanto, este último valor eleva-se a 17%, quando se agregam àquela classe os movimentos complexos com componente principal translacional.

Quadro 7.66 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz.

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
132	11,7	27 819	3 616 443	8 546	1 110 918	9,8

Quadro 7.67 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz.

Tipo de movimento	Código	Número de casos	(%)
desabamento	1	2	1,5
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	29	22,0
deslizamento rotacional	3	14	10,6
deslizamento translacional	4	12	9,1
deslizamento translacional superficial	5	48	36,4
movimento complexo translacional/rotacional	6a	11	8,3
movimento complexo rotacional desencadeado por erosão lateral	6c	1	0,8
movimento complexo rotacional/escoada	6d	4	3,0
Movimento complexo desabamento/escoada	6g	2	1,5
Movimentos de tipo indeterminado	7	9	6,8
TOTAL		132	100,0

Cerca de 67% dos movimentos de vertente da área-amostra foram considerados como activos (Quadro 7.68). Esta classe inclui mais de metade dos diferentes tipos de movimentos inventariados, com a excepção dos movimentos complexos de tipo deslizamento rotacional - escoada e dos movimentos de origem indeterminada. Os movimentos dormentes correspondem a 32% do total e incluem 45% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e 36% dos deslizamentos rotacionais. As medidas correctivas de estabilização são, como nas outras áreas-amostra, praticamente nulas, restringindo-se a um deslizamento/desabamento por erosão lateral na margem direita do Rio Pequeno e a um deslizamento translacional na vertente esquerda do vale da Ribeira do Loureiro.

Quadro 7.68 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz quanto ao estado de actividade (frequências relativas definidas em função do número de casos de cada tipo de movimento).

		estado de actividade			
Tipo de movimento	Código	activo	dormente	estabilizado	TOTAL
desabamento	1	50,0	50,0	0,0	100,0
deslizamento/desabamento por erosão lateral	2	51,7	44,8	3,5	100,0
deslizamento rotacional	3	64,3	35,7	0,0	100,0
deslizamento translacional	4	83,3	8,3	8,3	100,0
deslizamento translacional superficial	5	87,5	12,5	0,0	100,0
movimento complexo translacional/rotacional	6a	54,5	45,5	0,0	100,0
movimento complexo rotacional desencadeado por erosão lateral	6c	100,0	0,0	0,0	100,0
movimento complexo rotacional/escoada	6d	0,0	100,0	0,0	100,0
Movimento complexo desabamento/escoada	6g	50,0	50,0	0,0	100,0
Movimento de tipo indeterminado	7	33,3	66,7	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos de vertente		66,7	31,8	1,5	100,0

6.3 - Morfometria

A análise da variância dos parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente da área de Calhandriz forneceu resultados estatisticamente significativos para quase todas as variáveis em análise (Quadro 7.69).

Os movimentos complexos e os deslizamentos translacionais verificam-se em vertentes com comando e comprimento mais elevados do que os restantes movimentos. O declive das vertentes instabilizadas são máximos nos desabamentos (quase 30°, em média) e, igualmente, muito acentuados nos deslizamentos translacionais superficiais (em média, acima de 25°). Os valores médios mais baixos correspondem aos deslizamentos translacionais e aos deslizamentos rotacionais (11° e 17°, respectivamente).

As variáveis "distância topo da vertente - cicatriz principal do movimento" (CDIS) e "distância extremidade jusante do movimento - base da vertente" (SDIS) indicam que os deslizamentos translacionais e rotacionais se localizam, geralmente, próximo da base das vertentes, em contraste com os deslizamentos translacionais superficiais e movimentos complexos. Esta indicação é confirmada pelos valores do índice morfométrico I1.

Os índices morfométricos I4 e I5 denunciam uma forma próxima do círculo para os deslizamentos translacionais superficiais e deslizamentos rotacionais, enquanto os movimentos complexos e os deslizamentos translacionais tendem a apresentar uma forma alongada.

As variáveis indicadoras do tamanho dos movimentos colocam em evidência os movimentos complexos e os deslizamentos rotacionais, que se destacam dos restantes pela grande dimensão que apresentam. Os deslizamentos translacionais superficiais, deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e desabamentos têm, geralmente, dimensões bastante reduzidas, e os deslizamentos translacionais ocupam uma posição intermédia entre os dois conjuntos anteriores.

Quadro 7.69 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz.

VARIÁVEL:		TIPO DE MOVIMENTO						
		1	2	3	4	5	6	F
VALT (m)	média	315,0	286,0	285,9	295,3	285,5	303,9	0,76
	std	35,0	58,9	33,8	40,1	41,2	28,2	(n.s.)
	N	2	29	14	12	48	18	
VCOM (m)	média	115,0	119,8	122,7	138,6	124,1	187,8	**3,90**
	std	35,0	46,6	42,3	42,0	63,0	46,7	(0,01p<0,05)
	N	2	29	14	12	48	18	
VDIS (m)	média			403,8	694,3	453,5	777,4	**7,41**
	std	--------	--------	172,9	209,4	316,0	284,2	(p<0,01)
	N			14	12	48	18	
DECO (°)	média	29,5	20,3	16,7	11,2	25,7	20,3	**10,99**
	std	2,5	8,3	6,2	2,4	7,4	8,5	(p<0,01)
	N	2	29	14	12	48	18	
CDIS (m)	média			213,8	415,3	170,1	181,4	**4,45**
	std	--------	--------	135,4	242,3	169,5	167,8	(p<0,01)
	N			14	12	48	18	
SDIS (m)	média			67,4	147,0	262,1	353,6	**2,80**
	std	--------	--------	77,9	175,0	277,7	233,4	(0,01<p<0,05)
	N			13	12	47	13	
CALT (m)	média	4,0	3,4	2,6	2,2	1,5	4,8	**10,45**
	std	0,0	2,3	2,6	1,6	0,9	2,7	(p<0,01)
	N	1	28	13	10	46	18	
CEXT (m)	média	30,0	40,8	94,7	54,5	31,5	136,3	**10,55**
	std	0,0	16,2	102,4	25,9	17,7	124,5	(p<0,01)
	N	1	29	14	12	46	18	
DDNV (m)	média			27,0	24,8	10,1	43,3	**19,77**
	std	--------	--------	19,3	16,9	7,2	29,8	(p<0,01)
	N			13	12	47	13	
DCOM (m)	média	30,0	11,9	109,6	131,9	22,3	185,9	**43,59**
	std	0,0	7,9	98,4	89,9	13,2	207,6	(p<0,01)
	N	1	29	14	12	47	13	
DLAR (m)	média	30,0	40,8	119,1	59,4	31,3	141,3	**13,70**
	std	0,0	16,2	127,9	25,3	17,6	125,1	(p<0,01)
	N	1	29	14	12	48	18	
DPRO (m)	média		2,6	5,3	3,9	1,2	5,5	**32,88**
	std	--------	0,9	2,8	1,8	0,7	2,9	(p<0,01)
	N		26	11	9	47	8	
DARE (m^2)	média		346,2	16025,7	7628,3	496,2	22858,5	**46,19**
	std	--------	228,5	33786,5	7986,9	394,3	46931,2	(p<0,01)
	N		29	14	12	47	13	
DVOL (m^3)	média		409,8	80177,0	8755,2	316,0	171403,5	**34,88**
	std	--------	361,6	204645,4	9533,3	292,9	425810,8	(p<0,01)
	N		26	11	9	47	8	
I1	média			0,51	0,59	0,42	0,23	**4,36**
	std	--------	--------	0,2	0,3	0,3	0,2	(p<0,01)
	N			14	12	48	18	
I2	média			6,88	4,10	9,19	5,07	1,30
	std	--------	--------	5,5	1,4	12,1	3,3	(n.s.)
	N			11	9	48	8	
I3	média			0,26	0,19	0,48	0,30	**19,87**
	std	--------	--------	0,1	0,0	0,2	0,1	(p<0,01)
	N			13	12	47	13	
I4	média			0,95	0,56	2,13	0,70	**11,40**
	std	--------	--------	0,6	0,3	2,0	0,3	(p<0,01)
	N			14	12	48	13	
I5	média			0,88	0,64	1,13	0,69	**9,65**
	std	--------	--------	0,4	0,1	0,5	0,1	(p<0,01)
	N			14	12	47	13	

Código dos tipo de movimento: ver Quadro 7.67; código 6, conjunto dos movimentos complexos e compósitos

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%).

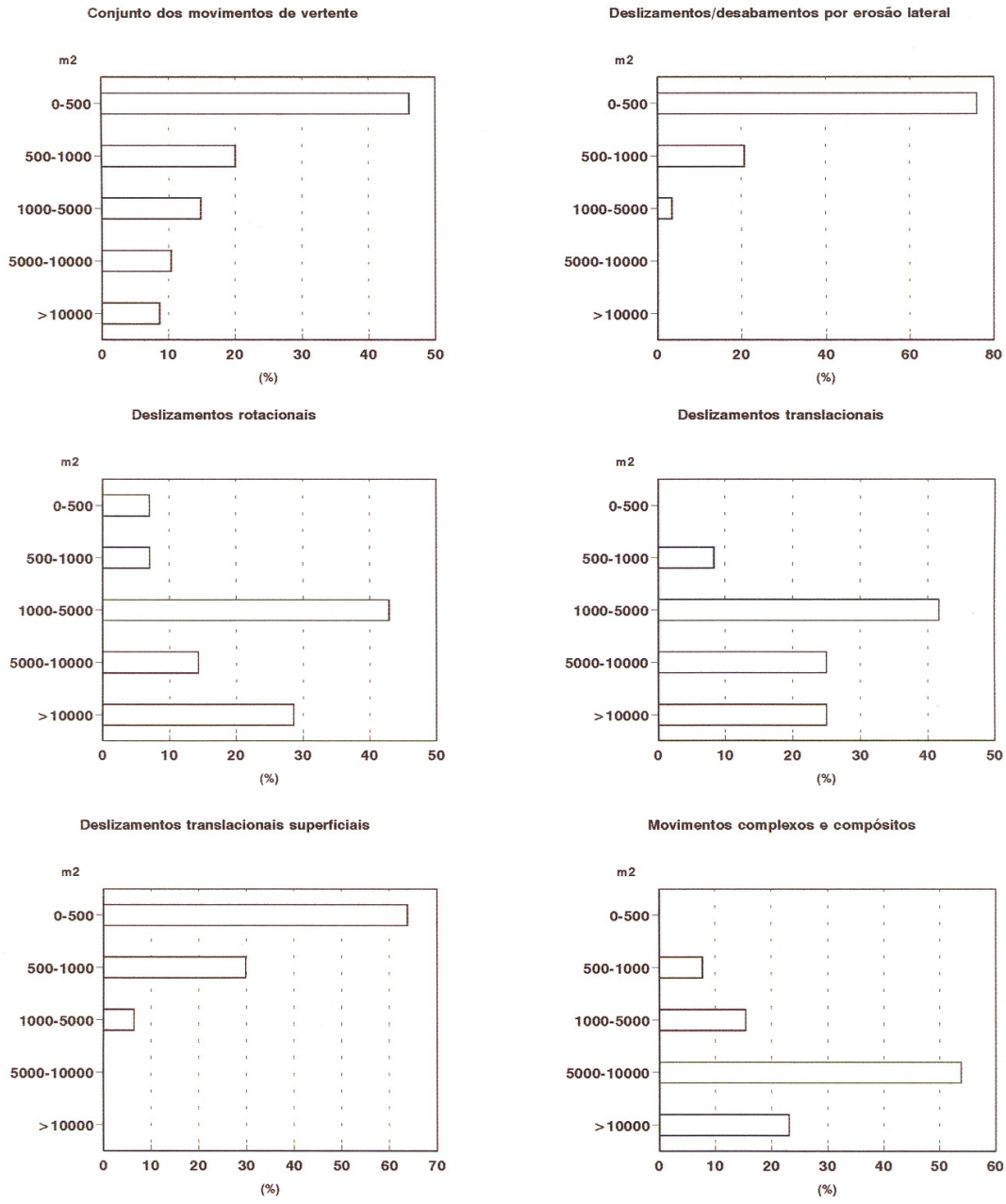

Fig. 7.55 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da áreas-amostra de Calhandriz.
Não foi incluída a classe dos desabamentos devido ao número reduzido de observações.

As diferenças de dimensão entre os principais tipos de movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz são bem visíveis na Fig. 7.55. 77% dos movimentos complexos abrangem áreas superiores a 5000 m^2. As distribuições de frequências dos deslizamentos rotacionais e translacionais não são muito diferentes, com concentrações mais elevadas na classe dos 1000 a 5000 m^2 (43% e 42% dos casos, respectivamente). A área média muito mais elevada dos deslizamentos rotacionais é determinada pela existência de alguns casos extremos de grande dimensão (por exemplo, os deslizamentos de Adanaia e da Quinta Açoreana). Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e os deslizamentos translacionais superficiais abrangem, em regra, áreas inferiores a 500 m^2 (75% e 64% dos casos, respectivamente).

Os coeficiente de correlação dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente (Quadro 7.70) corroboram, no essencial, os resultados da análise da variância.

Os parâmetros indicadores da dimensão dos movimentos evidenciam, como nas outras áreas-amostra, relações mútuas positivas e significativas, sendo novamente de destacar a forte associação entre o comprimento e a área dos movimentos. Por outro lado, estas variáveis apresentam, sistematicamente, correlações negativas com os índices morfométricos I4 e I5, indicadoras da forma alongada dos movimentos de maior dimensão (particularmente dos movimentos complexos).

As correlações positivas das variáveis comando e comprimento das vertentes (VCOM e VDIS) com a largura, profundidade, área e volume, confirmam a tendência para a localização dos movimentos de maior dimensão (principalmente os complexos) nas vertentes mais importantes da área-amostra.

As correlações negativas das variáveis declive e I3 com o comprimento, largura, profundidade, área e volume dos movimentos, indicam que os movimentos mais pequenos se concentram, tendencialmente, em vertentes com declive acentuado. Por outro lado, as relações negativas daquelas variáveis com o índice morfométrico I1, indiciam o aumento do declive das áreas instabilizadas com a proximidade ao topo da vertente.

Quadro 7.70 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz. 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	----------	0,89		0,34	0,36	0,24		0,17	0,41	0,19	0,29					
VDIS	101	--------	-0,21	0,40	0,43	0,24	0,30	0,24	0,49	0,30	0,36				-0,21	
DECO		101	--------	-0,39			-0,25	-0,25	-0,45	-0,30	-0,30	-0,30		0,76		0,22
CDIS	101	101	101	--------			0,23		0,38	0,22	0,35	0,84		-0,41		
CALT	125	96			--------	0,39		0,33	0,57		0,24	-0,36	0,30		-0,26	-0,25
DDNV	85	85			80	--------	0,89	0,56	0,55	0,84	0,76		-0,61		-0,66	-0,64
DCOM		86	116	86		85	--------	0,57	0,44	0,93	0,84		-0,65	-0,60	-0,68	-0,73
DLAR	131	101	131		125	85	116	--------	0,48	0,79	0,78		-0,32	-0,50		
DPRO	101	75	101	75	96	75	101	101	--------	0,55	0,74			-0,50	-0,42	-,042
DARE	115	86	115	86		85	115	115	101	--------	0,93		-0,54	-0,60	-0,47	-0,48
DVOL	101	75	101	75	96	75	101	101	101	101	--------		-0,34	-0,57	-0,41	-0,45
I1			101	101	96							--------		-0,34		
I2					72	75	75	76		75	75		--------	0,27	0,55	0,59
I3			85	85			85	85	75	85	75	85	75	--------	0,37	0,40
I4		87			82	85	86		75	86	75		76	85	--------	0,89
I5			86		81	85	86		75	86	75		75	85	86	--------

A análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Calhandriz revelou as variáveis comprimento do movimento, índices morfométricos I4 e I5, declive e comprimento da vertente, como as mais eficazes para a separação dos diferentes tipos de deslizamento (Quadro 7.71; Fig. 7.56). A primeira função, relacionada fundamentalmente com o declive e índice 4, separa os deslizamentos translacionais superficiais dos restantes. A segunda função discrimina os deslizamentos translacionais dos rotacionais, com base no índice I5 e no comprimento dos movimento.

Embora a eficácia das funções discriminantes seja, globalmente, bastante aceitável (mais de 90% de casos correctamente classificados), os resultados parciais revelam uma maior dificuldade na predição dos deslizamentos rotacionais.

Quadro 7.71 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias			Grupo predito (%)		
Função discrimin.	Eigen Values	%	Atrib. morfom. discriminantes	função 1	função 2	Grupo actual	d. rotacion.	d. transl.	d. trans.superf.
1	3,15	95,5	DCOM	-0,78	-0,81	d. rotacion.	64,3	21,4	14,3
2	0,15	4,5	DECO	0,83	-0,31	d. transl.	8,3	91,7	0,0
			I4	0,88	0,30	d. trans. superf.	2,1	0,0	97,9
			I5	-0,77	-1,15				
			VDIS	-0,09	0,62				
						casos correctamente classificados: 90,4%			

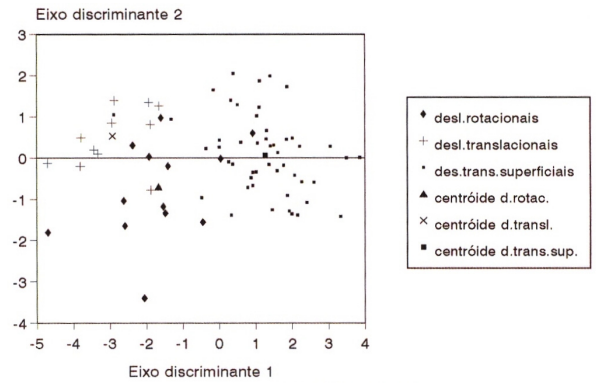

Fig. 7.56 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.71.

6.4 - Os factores condicionantes da instabilidade

6.4.1 - A litologia e a estrutura

O Quadro 7.72 coloca em evidência as margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior, e as margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio, como as formações mais susceptíveis às manifestações de instabilidade na área-amostra de Calhandriz. Os calcários corálicos de Amaral registam apenas uma ocorrência e não há qualquer movimento que afecte, exclusivamente, os arenitos, margas e calcários do Portlandiano.

Quadro 7.72 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por unidades litológicas (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	UL1	UL2	UL3	2 ou mais UL	TOTAL
1	0,0	0,0	100,0	0,0	100,0
2	72,4	0,0	24,1	3,5	100,0
3	64,3	0,0	14,3	21,4	100,0
4	41,7	0,0	41,7	16,6	100,0
5	18,7	2,1	56,3	22,9	100,0
6a	9,1	0,0	72,7	18,2	100,0
6c	0,0	0,0	100,0	0,0	100,0
6d	0,0	0,0	25,0	75,0	100,0
6g	0,0	0,0	100,0	0,0	100,0
7	0,0	0,0	66,7	33,3	100,0
Conjunto dos movimentos	34,1	0,8	46,2	18,9	100,0

Código das unidades litológicas: ver Quadro 7.65.
Código dos tipos de movimentos: ver Quadro 7.67.

A unidade litológica 1 integra 34% do número total de movimentos, incluindo a maior parte dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e dos deslizamentos rotacionais. Estes dois grupos de movimentos representam 67% dos eventos verificados nos afloramentos do Kimeridgiano inferior e médio (Fig. 7.57). A unidade litológica 3 foi palco do desenvolvimento de 46% do número total de manifestações de instabilidade, com particular destaque para os deslizamentos translacionais superficiais e movimentos complexos, que correspondem, em conjunto, a 64% dos casos desencadeados na unidade litológica (Fig. 7.57). Os deslizamentos translacionais ocorrem em igual número nas duas unidades litológicas.

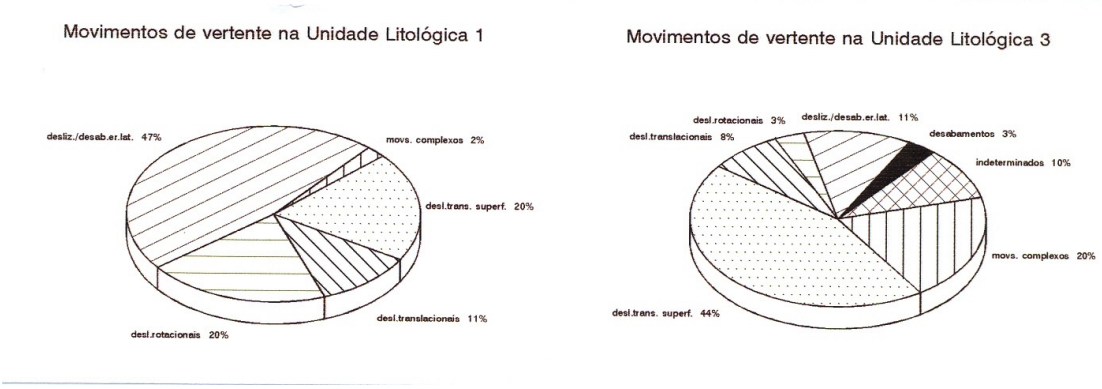

Fig. 7.57 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 1 e 3, na área-amostra de Calhandriz.

A unidade litológica 1 apresenta uma densidade de 13,5 movimentos por km^2 e 6,7% de área total instabilizada (Quadro 7.73). A densidade de movimentos é mais baixa na unidade litológica 3 (9,9 por km^2), mas a percentagem de área instabilizada é superior (12,5%). Os valores da última variável são bastante mais elevados do que os verificados nas unidades litológicas das restantes áreas-amostra, sendo condicionados, de maneira decisiva, pela grande dimensão dos deslizamentos rotacionais nas margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio, e dos movimentos complexos translacionais - rotacionais nas margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior (Quadro 7.73).

Com a excepção dos deslizamentos rotacionais, os movimentos desencadeados na unidade litológica 3 têm dimensões médias superiores aos da unidade litológica 1, facto responsável pela maior percentagem de áreas instabilizada, apesar da densidade de movimentos mais baixa.

O Quadro 7.73 revela, ainda, que o declive das vertentes instabilizadas nos afloramentos do Kimeridgiano inferior e médio é, sistematicamente, mais reduzido que nos terrenos do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior (16,3° e 25,2°, em média, respectivamente). A exemplo do verificado noutras áreas-amostra, este facto deve ser interpretado com prudência, visto que a unidade litológica 1 apresenta, quase sempre, declives suaves (ver Figs. 7.52 e 7.53).

Quadro 7.73 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz, por unidades litológicas.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
UL1	2	21	6,30	303	6360	0,19	379	7960	17,5
	3	9	2,70	20947	188520	5,66	107983	971851	14,6
3,3 km^2	4	5	1,50	2608	13040	0,39	4666	23329	10,3
	5	9	2,70	351	3160	0,09	271	2442	19,3
	6a	1	0,30	10600	10600	0,32	17498	17498	11,5
	TOTAL	45	13,51	4926	221680	6,65	22735	1023080	16,3
UL2	5	1	0,66	200	200	0,01	90	90	32,0
1,5 km^2	TOTAL	1	0,66	200	200	0,01	90	90	32,0
UL3	1	2	0,32						29,5
	2	7	1,13	366	2560	0,04	611	4275	28,2
6,2 km^2	3	2	0,32	3260	6520	0,11	4386	8771	25,4
	4	5	0,81	11284	56420	0,91	20051	100256	11,9
	5	27	4,36	495	13361	0,22	299	8081	26,9
	6a	8	1,29	78396	627166	10,13	258856	2070848	14,1
	6c	1	0,16	5200	5200	0,08	25126	25126	23,4
	6d	1	0,16	14493	14493	0,23	55847	55847	37,1
	6g	2	0,32	1160	2320	0,04	2586	5172	32,9
	7	6	0,97	7728	46369	0,75	16180	97081	34,0
	TOTAL	61	9,85	13126	774409	12,51	40262	2375457	25,2
2 ou -	2	1		1120	1120		809	809	25,3
mais	3	3		9773	29320		21008	63023	17,3
UL	4	2		11040	22080		17713	35426	11,5
	5	11		634	6970		409	4494	27,1
	6a	2		9620	19240		10067	20133	21,0
	6d	3		5758	17273		20381	61143	24,2
	7	3		6209	18626		10929	32788	28,0
	TOTAL	25		4585	114629		8713	217816	23,9

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

A análise da variância dos parâmetros morfométricos dos movimentos de vertente desencadeados nas unidades litológicas 1 e 3 (Quadro 7.74), confere significado estatístico às diferenças verificadas no declive das vertentes instabilizadas (ver teste F para as variáveis DECO e I3). A elevada significância observada nas variáveis CDIS e I1 é um reflexo do contexto morfoestrutural da área de Calhandriz. A proximidade à base das vertentes é, naturalmente, maior nos movimentos activados na unidade litológica 1, que aflora, quase sempre, junto ao fundo dos vales.

Quadro 7.74 - Parâmetros estatísticos e análise de variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 1 e 3 na área-amostra de Calhandriz.

VARIÁVEL		UNIDADE LITOLÓGICA		
		UL1	UL3	F
VALT	média	294,2	283,7	1,71
	std	39,9	47,8	(n.s.)
	N	45	61	
VCOM	média	133,8	134,5	1,51
	std	38,5	70,4	(n.s.)
	N	45	61	
VDIS	média	449,9	583,2	0,88
	std	155,7	364,5	(n.s.)
	N	24	52	
DECO	média	16,3	25,2	**27,50**
	std	6,5	9,3	(p<0,01)
	N	45	61	
CDIS	média	286,5	141,8	**14,90**
	std	174,5	172,6	(p<0,01)
	N	24	52	
SDIS	média	92,9	328,5	1,48
	std	107,2	300,8	(n.s.)
	N	24	41	
CALT	média	2,3	3,1	1,79
	std	1,8	2,6	(n.s.)
	N	40	59	
CEXT	média	53,2	68,5	0,71
	std	64,4	84,9	(n.s.)
	N	44	59	
DDNV	média	14,4	20,3	0,69
	std	15,0	24,1	(n.s.)
	N	24	41	
DCOM	média	42,4	69,1	2,09
	std	70,7	136,4	(n.s.)
	N	45	49	
DLAR	média	59,6	69,5	0,34
	std	80,3	85,7	(n.s.)
	N	45	60	
DPRO	média	3,0	2,4	**5,80**
	std	1,9	2,3	(0,01<p<0,05)
	N	41	43	
DARE	média	4926,2	13125,6	**5,28**
	std	20162,0	38781,5	(0,01<p<0,05)
	N	45	59	
DVOL	média	22735,1	40262,0	1,69
	std	108125,4	174342,1	(n.s.)
	N	45	59	
I1	média	0,63	0,27	**19,04**
	std	0,3	0,2	(p<0,01)
	N	24	52	
I2	média	7,94	9,13	0,14
	std	6,3	13,3	(n.s.)
	N	22	37	
I3	média	0,29	0,40	**6,75**
	std	0,2	0,2	(0,01<p<0,05)
	N	24	41	
I4	média	1,79	1,55	0,54
	std	2,2	1,6	(n.s.)
	N	24	42	
I5	média	0,95	1,02	0,22
	std	0,4	0,5	(n.s.)
	N	24	41	

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

UL1: margas e argilas da Abadia (Kimeridgiano inferior e médio); UL3: margas, calcários margosos e calcários (Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior).

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%).

Embora os movimentos localizados na unidade litológica 3 apresentem, em média, as dimensões mais elevadas, os desvios padrão das distribuições são muito acentuados, pelo que a significância estatística, sempre baixa, é apenas relevante para a variável área. A reforçar esta observação, verifica-se que a profundidade média dos planos de ruptura é maior nas margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio, reflectindo duas situações relativamente distintas: por um lado, a existência de deslizamentos rotacionais relativamente profundos na unidade litológica 1; e, por outro, a presença de um grande número de deslizamentos translacionais superficiais na unidade litológica 3, que influenciam fortemente o valor médio do parâmetro em questão.

O Quadro 7.75 e a Fig. 7.58 sintetizam os resultados da análise discriminante aplicada aos parâmetros morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 1 e 3. As variáveis declive e índice morfométrico I1, seleccionadas pelo modelo discriminante, são bastante mais eficazes na predição dos movimentos registados nos afloramentos do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior (83% de casos correctamente classificados) do que nos das margas e argilas do Kimeridgiano inferior e médio (apenas 63% de casos preditos de modo correcto).

Quadro 7.75 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 1 e 3, na área-amostra de Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias		Grupo predito (%)	
Função discrimin.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	Grupo actual	UL1	UL3
1	0,42	100	DECO I1	0,68 -0,63	UL1 UL3	62,5 17,5	37,5 82,7
					casos correctamente classificados: 76,3%		

A comparação das distribuições de frequências das exposições das vertentes instabilizadas e das inclinações das camadas, para o conjunto dos movimentos da área-amostra, não evidencia qualquer relação particular (Fig. 7.59a). A concordância entre

aquelas duas variáveis surge, naturalmente, quando se limita a análise aos deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal translacional (Fig. 7.59b). Os desvios entre os dois parâmetros variam, frequentemente, entre 40° e 60° e apresentam valores máximos de 80°. O declive das vertentes afectadas por estes movimentos é, em 87% dos casos, igual ou superior ao valor do pendor das camadas (Fig. 7.60), confirmando uma tendência já verificada nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão.

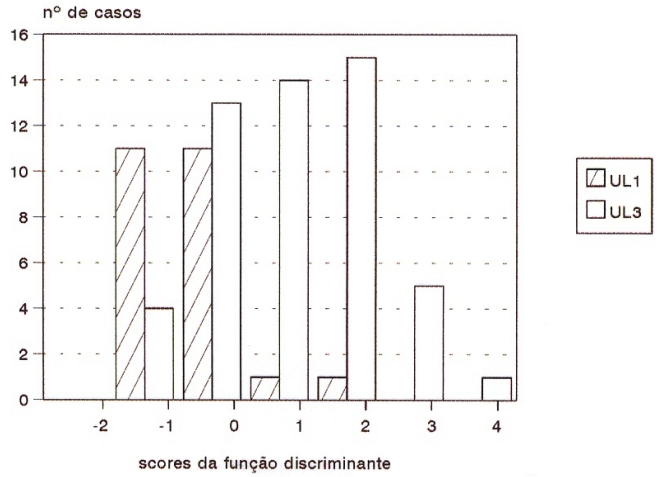

Fig. 7.58 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 1 e 3 na área-amostra de Calhandriz, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.75.

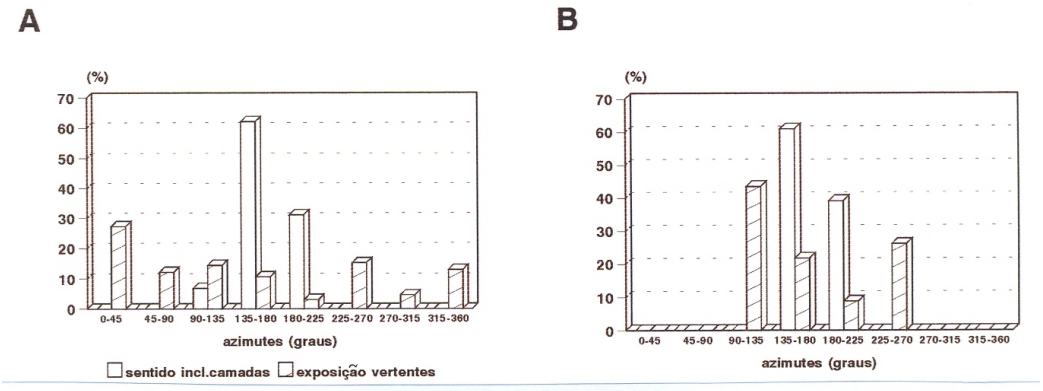

Fig. 7.59 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Calhandriz.
A - conjunto dos movimentos de vertente;B - deslizamentos translacionais e movimentos complexos com componente principal translacional.

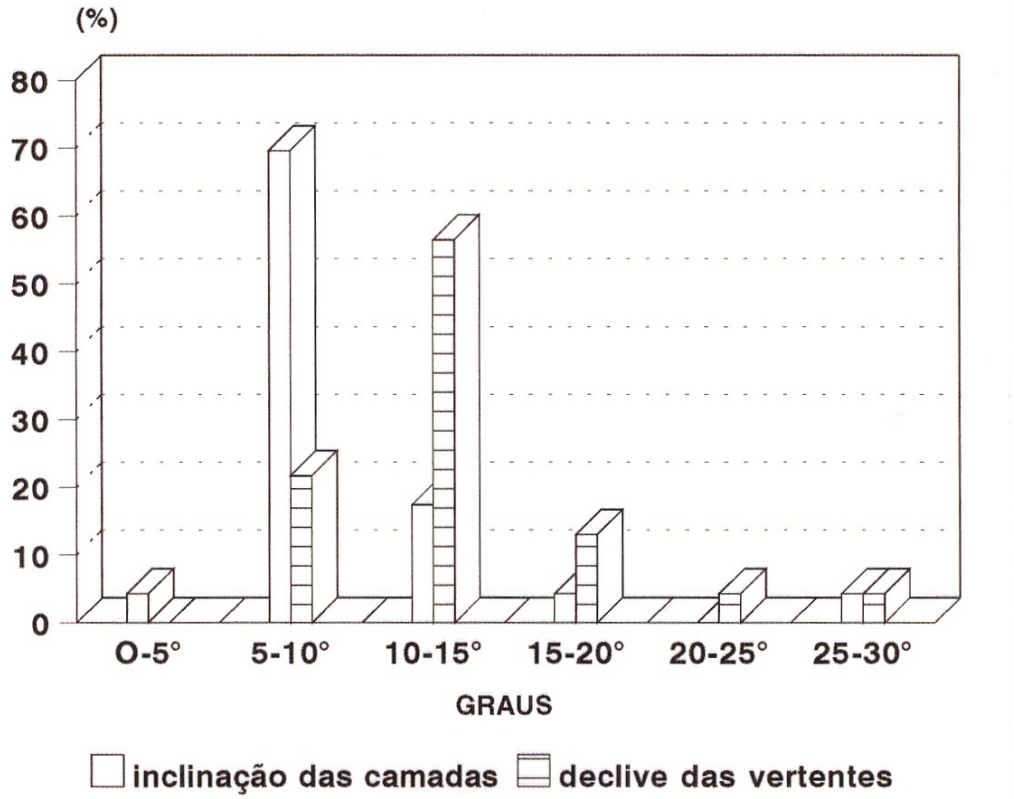

Fig. 7.60 - Relação entre o valor da inclinação das camadas e o declive das vertentes afectadas por movimentos de vertente com dominante translacional na área-amostra de Calhandriz.

6.4.2 - O declive e a forma das vertentes

Os movimentos de maior dimensão concentram-se, como já foi referido, em vertentes com declive suave a moderado (Fig. 7.61). As vertentes com declive entre 10° e 15° integram 43% dos deslizamentos rotacionais, 58% dos deslizamentos translacionais e 33% dos movimentos complexos. A maioria dos deslizamentos translacionais superficiais (58%) apresenta declive superior a 25° e 41% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral localizam-se em áreas com declive entre 20° e 30°.

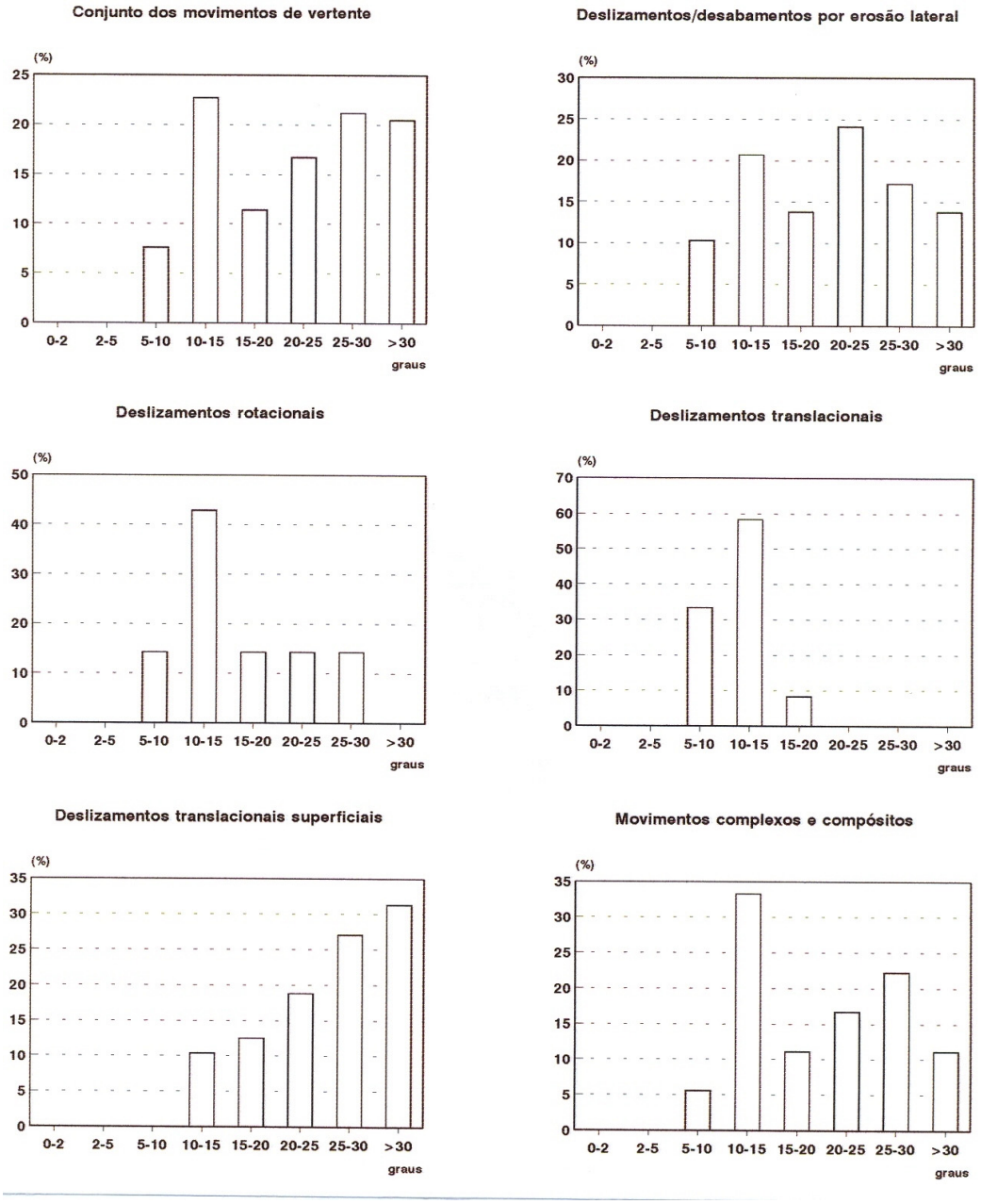

Fig. 7.61 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz, em função do declive original das vertentes.
Não foi incluída a classe dos desabamentos devido ao número reduzido de observações.

Quadro 7.76 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por classes de declive.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)
	2	3	0,75	127	380	0,01	122	366
5° - 10°	3	2	0,50	67300	134600	3,38	361317	722634
	4	4	1,00	4830	19320	0,48	8984	35934
4,0 km^2	6a	1	0,25	181360	181360	4,55	1297850	1297850
	TOTAL	10	2,51	33566	335660	8,42	205678	2056784
	2	6	3,10	293	1760	0,04	351	2108
10° - 15°	3	6	3,10	10027	60160	1,51	42036	252217
	4	7	3,62	9237	64660	1,62	15843	110899
1,9 km^2	5	5	2,58	400	2002	0,05	233	1166
	6a	6	3,10	69704	418223	10,49	121139	726831
	TOTAL	30	15,50	18227	546805	13,71	36441	1093221
	2	4	2,06	230	920	0,05	233	931
15° - 20°	3	2	1,03	10880	21760	1,12	29218	58436
	4	1	0,52	7560	7560	0,39	12178	12178
1,9km^2	5	6	3,09	326	1956	0,10	325	1950
	6a	2	1,03	7820	15640	0,81	10149	20298
	TOTAL	15	7,73	3189	47836	2,47	6253	93793
	2	7	9,50	323	2260	0,31	432	3025
20° - 25°	3	2	2,71	920	1840	0,25	2141	4281
	5	9	12,21	606	5450	0,74	307	2761
0,7 km^2	6a	1	1,36	31943	31943	4,33	54848	54848
	6c	1	1,36	5200	5200	0,71	25126	25126
	6d	1	1,36	4120	4120	0,56	13732	13732
	7	1	1,36	5999	5999	0,81	10205	10205
	TOTAL	22	29,85	2582	56812	7,71	5181	113978
	1	1	2,41					
25° - 30°	2	5	12,03	528	2640	0,64	694	3469
	3	2	4,81	3000	6000	1,44	3039	6077
0,4 km^2	5	13	31,29	483	6280	1,51	369	4792
	6a	1	2,41	9840	9840	2,37	8652	8652
	6d	2	4,81	6577	13153	3,17	23706	47411
	6g	1	2,41	1480	1480	0,36	552	552
	7	3	7,22	8934	26801	6,45	20345	61034
	TOTAL	28	67,39	2452	66194	15,93	4888	131987
	1	1	1,73					
> 30°	2	4	6,91	520	2080	0,36	786	3145
	5	15	25,93	534	8003	1,38	296	4438
0,6 km^2	6d	1	1,73	14493	14493	2,51	55847	55847
	6g	1	1,73	840	840	0,15	4620	4620
	7	5	8,64	6439	32195	5,56	11726	58630
	TOTAL	27	46,67	2216	57611	9,96	4872	126680

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

O Quadro 7.76 mostra que as densidades dos movimentos de vertente são muito elevadas nas classes de declive dos 20°-25°, 25°-30° e acima de 30° (30, 67 e 47 movimentos por km^2 , respectivamente). A classe dos 25°-30° apresenta também a percentagem de área instabilizada mais elevada (15,9%), em relação, principalmente,

com a presença de movimentos antigos de tipo indeterminado (localizados na vertente direita do vale do Rio Silveira, a jusante da confluência com o Rio Pequeno) e de movimentos complexos dormentes de tipo deslizamento rotacional - escoada. Estes dois tipos de movimentos são, igualmente, os principais responsáveis pelos 10% de área instabilizada na classe de declive mais forte (acima de 30°).

Os movimentos de vertente de maior dimensão verificam-se em vertentes com declive entre 5° e 15°, como se depreende das respectivas áreas e volumes médios e das elevadas percentagens de superfície instabilizada, quando comparadas com a densidade dos movimentos. Os 13,7% de área instabilizada nas vertentes com declive entre 10° e 15° são fundamentalmente justificados pelos movimentos complexos translacionais - - rotacionais (Quadro 7.76). A classe dos 5°-10°, embora com apenas 2,5 movimentos por km^2, integra os dois maiores movimentos de vertente recentes da área-amostra (o movimento complexo de Calhandriz e o deslizamento rotacional de Adanaia), que são responsáveis pelo essencial da superfície total deslizada.

A maior parte dos movimentos de vertente da área de Calhandriz verifica-se em vertentes com perfil vertical rectilíneo (50% do número total de casos). Este valor é fundamentalmente determinado pelo conjunto dos deslizamentos translacionais superficiais, pois, como se pode confirmar no Quadro 7.77, 64% dos deslizamentos rotacionais, 83% dos deslizamentos translacionais e 46% dos movimentos complexos translacionais - rotacionais, desenvolvem-se em vertentes com perfil côncavo. A tendência para a localização dos movimentos de vertente em concavidades topográficas é evidente nos perfis horizontais, verificando-se em mais de 65% do número total de manifestações de instabilidade (Quadro 7.77).

6.4.3 - O coberto vegetal e o uso do solo

Os terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo e de porte arbustivo ocupam mais de metade da superfície total (52%) e integram 53% dos movimentos de vertente da área-amostra, com particular destaque para os deslizamentos translacionais superficiais (Quadro 7.78). Os terrenos cultivados abrangem cerca de 35% da área total

e incluem, apenas, 11% do número total de movimentos. As áreas com vegetação de porte arbóreo representam cerca de 8% da superfície da área-amostra e integram quase 27% das manifestações de instabilidade, valor bastante mais elevado que os verificados nas outras áreas-amostra.

Quadro 7.77 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz em função do perfil das vertentes (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

	Perfil vertical				Perfil horizontal			
Tipo de movimento	côncavo	rectilíneo	convexo	TOTAL	côncavo	rectilíneo	convexo	TOTAL
3	64,3	35,7	0,0	100,0	64,3	14,3	21,4	100,0
4	83,3	8,3	8,3	100,0	75,0	16,7	8,3	100,0
5	25,0	70,8	4,2	100,0	52,1	35,4	12,5	100,0
6a	45,5	27,3	27,3	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0
6c	0,0	0,0	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0	100,0
6d	50,0	25,0	25,0	100,0	50,0	0,0	50,0	100,0
6g	0,0	50,0	50,0	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0
7	44,4	55,6	0,0	100,0	88,9	11,1	0,0	100,0
Conjunto dos movimentos	41,6	49,5	8,9	100,0	65,3	21,8	12,9	100,0

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

Quadro 7.78 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por classes de coberto vegetal/uso do solo (frequências relativas definidas a partir do número de casos de cada tipo de movimento).

Tipo de movimento	VG1	VG2	VG3	VG4	VG1 + VG4	TOTAL
1	50,0	0,0	50,0	0,0	0,0	100,0
2	27,6	24,1	34,5	13,8	0,0	100,0
3	7,1	35,7	42,9	14,3	0,0	100,0
4	8,3	0,0	25,0	16,7	50,0	100,0
5	35,4	35,4	20,8	4,2	4,2	100,0
6a	0,0	0,0	27,3	36,4	36,4	100,0
6c	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0
6d	0,0	75,0	25,0	0,0	0,0	100,0
6g	0,0	50,0	50,0	0,0	0,0	100,0
7	0,0	88,9	0,0	0,0	11,1	100,0
Conjunto dos movimentos	21,2	31,8	26,5	10,6	9,8	100,0

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).

Como se pode observar no Quadro 7.79, os terrenos com vegetação arbórea são os mais instabilizados na área de Calhandriz, com uma densidade de 39 movimentos por km^2 e cerca de 55% de superfície instabilizada. Refira-se, no entanto, que estes valores pecam por excesso, devido ao critério utilizado na inventariação dos movimentos. Com efeito, como se optou por considerar a classe VG3 sempre que existiam árvores nas áreas deslizadas, alguns dos grandes movimentos de vertente da área-amostra foram incluídos neste grupo, embora afectem, em simultâneo, outros tipos de terrenos. Conforme se verifica no Quadro 7.79, a elevada percentagem de área instabilizada é determinada pela grande dimensão dos deslizamentos rotacionais e dos movimentos translacionais - rotacionais, que se encontram, quase sempre, naquela situação.

Os terrenos incultos com vegetação de porte herbáceo e de porte arbustivo têm densidades acima de 10 movimentos por km^2, mas as percentagens de área instabilizada são relativamente reduzidas, devido à pequena dimensão da generalidade dos movimentos de vertente integrados nestas unidades de terreno (Quadro 7.79).

Os terrenos cultivados, embora registem uma densidade de movimentos muito baixa (4 por km^2), apresentam 5,6% de superfície instabilizada, determinados, quase em exclusivo, pelos movimentos complexos translacionais-rotacionais, em particular pelo movimento de Calhandriz.

6.4.4 - As reactivações e a actividade antrópica

24% dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz verificaram-se em sectores sujeitos anteriormente a manifestações de instabilidade (Fig. 7.62). A importância das reactivações é muito significativa nos deslizamentos translacionais, deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e movimentos complexos translacionais - rotacionais (58%, 28% e 27%, respectivamente, em relação ao número total de casos para cada grupo de movimentos).

A interferência da actividade antrópica enquanto factor de instabilidade foi individualizada em cerca de 17% do número total de eventos (Fig. 7.63). As

intervenções antrópicas desajustadas estiveram na origem de 29% dos deslizamentos translacionais superficiais e de 27% dos deslizamentos rotacionais.

Quadro 7.79 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por classes de coberto vegetal/uso do solo.

Unidade de terreno	Tipo de movimento	número de casos (n)	densidade (n/km^2)	Área média (m^2)	Área total (m^2)	% área instável	Volume médio (m^3)	Volume total (m^2)	Declive médio (°)
	1	1	0,40						32,0
VG1	2	8	3,23	455	3640	0,15	402	3219	19,4
	3	1	0,40	1040	1040	0,04	645	645	27,3
2,5 km^2	4	1	0,40	6880	6880	0,28	17395	17395	9,1
	5	17	6,86	518	8805	0,36	297	5053	25,7
	TOTAL	28	11,30	754	20365	0,82	975	26312	23,6
	2	7	2,05	314	2200	0,06	789	5523	26,4
VG2	3	5	1,46	5344	26720	0,78	10176	50880	19,2
	5	17	4,98	608	10328	0,30	377	6412	29,1
3,4 km^2	6c	1	0,29	5200	5200	0,15	25126	25126	23,4
	6d	3	0,88	9215	27646	0,81	34419	103258	29,1
	6g	1	0,29	1480	1480	0,04	552	552	26,3
	7	8	2,34	7296	58367	1,17	14686	117491	32,6
	TOTAL	42	12,30	3141	131941	3,86	7363	309242	27,9
VG3	1	1	1,12						27,1
	2	10	11,18	360	3600	0,40	376	3757	19,8
0,9 km^2	3	6	6,71	32400	194400	21,74	164201	985208	14,7
	4	3	3,35	7533	22600	2,53	11950	35850	11,5
	5	10	11,18	348	3478	0,39	277	2765	22,5
	6a	3	3,35	88068	264204	29,54	153067	459201	16,6
	6d	1	1,12	4120	4120	0,46	13732	13732	22,1
	6g	1	1,12	840	840	0,09	4620	4620	39,5
	TOTAL	35	39,14	14507	493242	55,16	44269	1505133	19,5
	2	4	1,02	150	600	0,02	136	545	12,9
VG4	3	2	0,51	1100	2200	0,06	3456	6912	11,1
	4	2	0,51	7130	14260	0,36	14136	28272	9,7
3,9 km^2	5	2	0,51	280	560	0,01	334	667	15,1
	6a	4	1,02	50670	202680	5,17	333051	1332205	12,5
	TOTAL	14	3,57	15736	220300	5,62	97757	1368601	12,4
	4	6		7967	47800		12916	77494	11,9
VG1	5	2		260	520		105	210	22,8
+	6a	4		47531	190122		79268	317073	16,7
VG4	7	1		6628	6628		12378	12378	27,1
	TOTAL	13		18852	245070		31320	407155	16,2

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

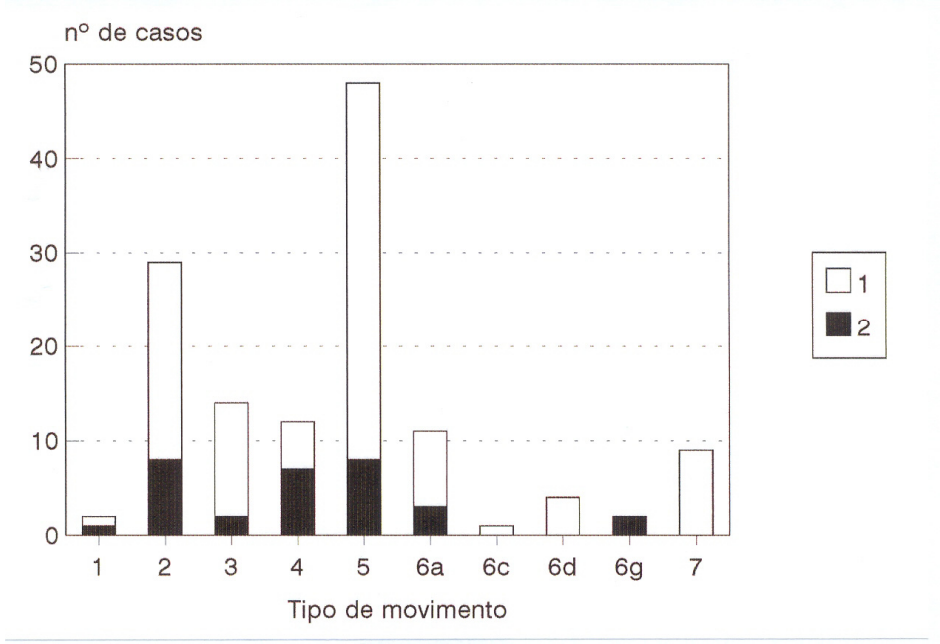

Fig. 7.62 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Calhandriz.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos reactivados.

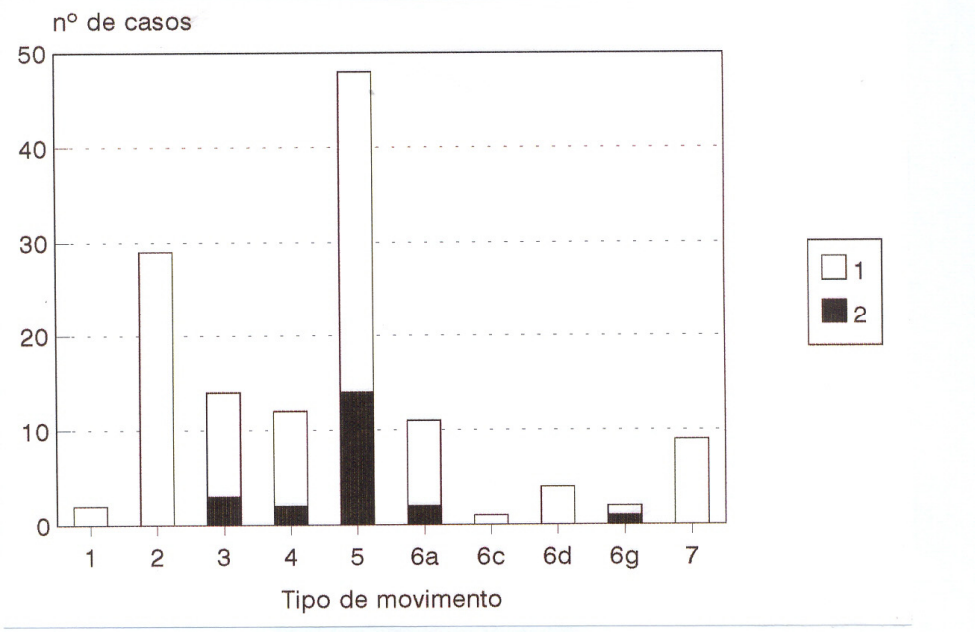

Fig. 7.63 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Calhandriz.
1 - número total de movimentos de vertente; 2 - número de movimentos com interferência antrópica.

CAPÍTULO 8

ESTUDO COMPARATIVO DA TIPOLOGIA, MORFOMETRIA E FACTORES CONDICIONANTES DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE NAS ÁREAS-AMOSTRA

1 - TIPOLOGIA E ACTIVIDADE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

O levantamento geomorfológico sistemático de 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa permitiu a inventariação de 597 movimentos de vertente, numa área total de 61,6 km^2, pelo que a densidade média corresponde a 9,7 movimentos por km^2 (Quadro 8.1).

Quadro 8.1 - 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

A densidade mais baixa verifica-se na área-amostra de Pinheiro de Loures (7,7 movimentos por km^2), enquanto as áreas-amostra do Trancão e de Calhandriz são as que apresentam as densidades mais elevadas (14,6 e 11,7 casos por km^2, respectivamente).

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, em relação com a grande dimensão dos movimentos de vertente aí existentes, como resulta evidente dos valores médios da área e volume dos terrenos afectados (Quadro 8.1).

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 m^2, superior apenas ao valor da área-amostra de Lousa, e um volume médio próximo dos 1700 m^3, 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 km^2). A dimensão média dos eventos desta área (volume, 3317 m^3; superfície, 1854 m^2) 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 38,4% do número total de ocorrências (Quadro 8.2). 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.

Quadro 8.2 - Tipologia e frequência de ocorrência dos movimentos de vertente nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa (frequências relativas definidas em função do número de casos em cada área-amostra).

	Tipos de movimento							
Área--amostra	1	2	3	4	5	6	7	Total
Fanhões	1,1	35,2	2,3	9,1	46,6	5,6	0,0	100,0
Trancão	1,0	23,1	6,7	8,7	55,8	4,8	0,0	100,0
Lousa	2,0	42,1	3,3	8,6	31,6	8,6	3,9	100,0
P. de Loures	0,8	66,9	1,7	9,1	10,7	10,8	0,0	100,0
Calhandriz	1,5	22,0	10,6	9,1	36,4	13,6	6,8	100,0
TOTAL	1,3	38,4	5,0	8,9	34,8	9,0	2,5	100,0

TIPOS DE MOVIMENTOS: 1, desabamentos; 2, deslizamentos/desabamentos por erosão lateral; 3, deslizamentos rotacionais; 4, deslizamentos translacionais; 5, deslizamentos translacionais superficiais; 6, movimentos complexos e compósitos; 7, movimentos de tipo indeterminado.

Os deslizamentos translacionais superficiais representam cerca de 35% do número total das manifestações de instabilidade (Quadro 8.2) 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 8.2).

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 Capítulo 4, com os afloramentos das "margas e argilas da Abadia" do Kimeridgiano inferior e médio.

Os movimentos complexos e compósitos representam 9% do número total das manifestações de instabilidade e encontram-se bastante bem representados nas áreas--amostra de Calhandriz e de Pinheiro de Loures (Quadro 8.2). O Quadro 8.3 sistematiza os tipos de movimentos considerados e as respectivas frequências de ocorrência nas áreas-amostra.

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, onde representam, respectivamente, 85% e 77% do número total de eventos complexos e compósitos. Este facto confirma 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 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, onde correspondem a 61% do número total de movimentos complexos e compósitos.

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".

Quadro 8.3 - Tipologia e número de ocorrências dos movimentos de vertente complexos e compósitos identificados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

TIPOLOGIA DOS MOVIMENTOS COMPLEXOS E COMPÓSITOS		ÁREA - AMOSTRA					
		Fanhões	Trancão	Lousa	Pinheiro de Loures	Calhandriz	TOTAL
Movimentos complexos associados à erosão lateral	deslizamento/desabamento por sapamento lateral - deslizamento translacional superficial	---	---	---	2	---	2
	deslizamento/desabamento por sapamento lateral - deslizamento translacional	3	2	1	8	---	14
	deslizamento/desabamento por sapamento lateral - deslizamento rotacional	---	1	10	---	1	12
Movimentos complexos e compósitos de tipo deslizamento translacional - deslizamento rotacional, com ou sem evolução para escoada		1	2	1	3	11	18
Outros movimentos complexos com evolução para escoada	Desabamento - escoada	---	---	---	---	2	2
	Deslizamento translacional superficial - escoada	1	---	1	---	---	2
	Deslizamento rotacional - escoada	---	---	---	---	4	4
TOTAL (número de casos)		5	5	13	13	18	54

O Quadro 8.4 mostra que a grande maioria (71%) dos movimentos de vertente das cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 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).

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.

Quadro 8.4 - 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).

	Estado de actividade			
Área-amostra	Activo	Dormente	Estabilizado	Total
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

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 8.4). Com a excepção da área-amostra do Trancão, a maioria dos movimentos dormentes respeita a deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, activados durante o episódio de cheia rápida de Novembro de 1967 e não reactivados posteriormente. O peso destes movimentos na classe dos dormentes, nas áreas-amostra de Pinheiro de Loures, Lousa, Fanhões e Calhandriz é de, respectivamente, 78%, 65%, 46% e 31%.

O número de movimentos estabilizados nas cinco áreas-amostra estudadas é muito reduzido, correspondendo somente a 1% do total das manifestações de instabilidade (Quadro 8.4). 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.

2 - MORFOMETRIA DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

2.1 - A correlação entre variáveis

O Quadro 8.5 representa os coeficientes de correlação 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

Quadro 8.5 - 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		302	506	301	525	525	519	521	--------		-0,15	-0,29	-0,36	-0,40
I1				360	336	323	327	357		326		--------	0,14		0,20	0,15
I2				297	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	--------

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. Assinale-se que estas tendências foram já sistematicamente identificadas na análise individual das áreas-amostra, efectuada no Capítulo 7.

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 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 8.5.

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, como foi referido no Capítulo 3, 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.

2.2 - Os contrastes entre tipos de movimentos

A análise da variância 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 8.6).

Quadro 8.6 - 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						
		1	2	3	4	5	6	F
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 tipo de movimento: ver Quadro.8.2

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%).

A exemplo do verificado no estudo individual das áreas-amostra (ver Capítulo 7), os parâmetros que reflectem a grandeza das manifestações de instabilidade colocam em evidência os deslizamentos rotacionais (área média, 10 625 m^2 ;volume médio, 46 294 m^3) e os movimentos complexos e compósitos (área média, 9 747 m^2; volume médio, 42 998 m^3), 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 m^2; volume médio, 267 m^3) e com os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (área média, 397 m^2; volume médio, 595 m^3). Os deslizamentos translacionais encontram-se numa situação intermédia entre os dois conjuntos anteriores, com área e volume médios de, respectivamente, 4 154 m^2 e 4 060 m^3.

A Figura 8.1, que ilustra a distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos principais tipos de movimentos inventariados, reforça as ideias anteriores. Com efeito, 90% dos deslizamentos rotacionais e 75% dos movimentos complexos e compósitos abrangem áreas com dimensão superior a 1000 m^2. Refira-se que o valor dos 10 000 m^2 é ultrapassado, respectivamente, por 20% e 10% dos eventos incluídos nestas duas classes de movimentos. 82% dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e 66% dos deslizamentos translacionais superficiais abrangem superfícies inferiores a 500 m^2, enquanto que cerca de 65% dos deslizamentos translacionais apresentam áreas compreendidas entre 500 e 5 000 m^2.

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 foi confirmada na análise individual das áreas-amostra (ver Capítulo 7), embora as diferenças verificadas em Fanhões e em Pinheiro de Loures não sejam estatisticamente significativas. Refira-se que os valores patentes no Quadro 8.6 confirmam, 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).

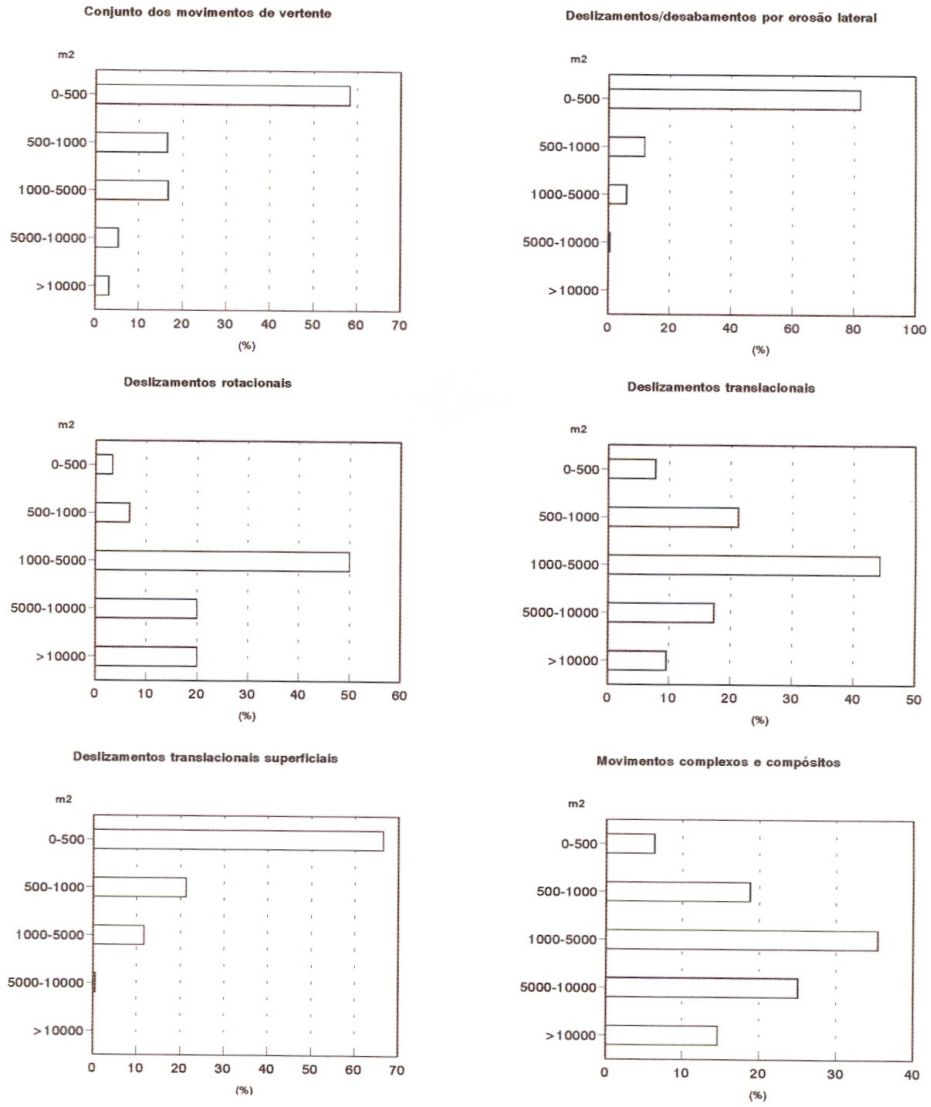

Fig. 8.1 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos principais tipos de movimentos de vertente das cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa.

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 8.7 e a Figura 8.2 sintetizam os resultados de uma análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos de todos os deslizamentos simples das cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa. 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% da discriminação total, é fundamentalmente explicada pela profundidade dos planos de ruptura e discrimina os deslizamentos translacionais superficiais dos restantes (Fig. 8.2). A segunda função relaciona-se mais fortemente com a área, volume e desnível dos movimentos e separa melhor os deslizamentos translacionais dos rotacionais.

A análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples de cada uma das áreas-amostra (ver Capítulo 7) forneceu resultados bastante aceitáveis, com um mínimo de 88% de casos correctamente classificados, em Pinheiro de Loures, e um máximo de 98%, em Lousa. A análise individual das áreas-amostra comprovou também a grande importância da profundidade dos planos de ruptura na discriminação entre tipos de deslizamentos, particularmente nos modelos discriminantes relativos às áreas de Fanhões, do Trancão e de Lousa.

Quadro 8.7 - 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).

				coef. estandard. funç. discriminatórias			Grupo predito (%)		
Função discrimin.	Eigen Values	%	Atrib. morfom. discriminantes	função 1	função 2	Grupo actual	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	casos correctamente classificados: 87,9%			
			SDIS	-0,09	0,34				
			I5	0,07	-0,45				

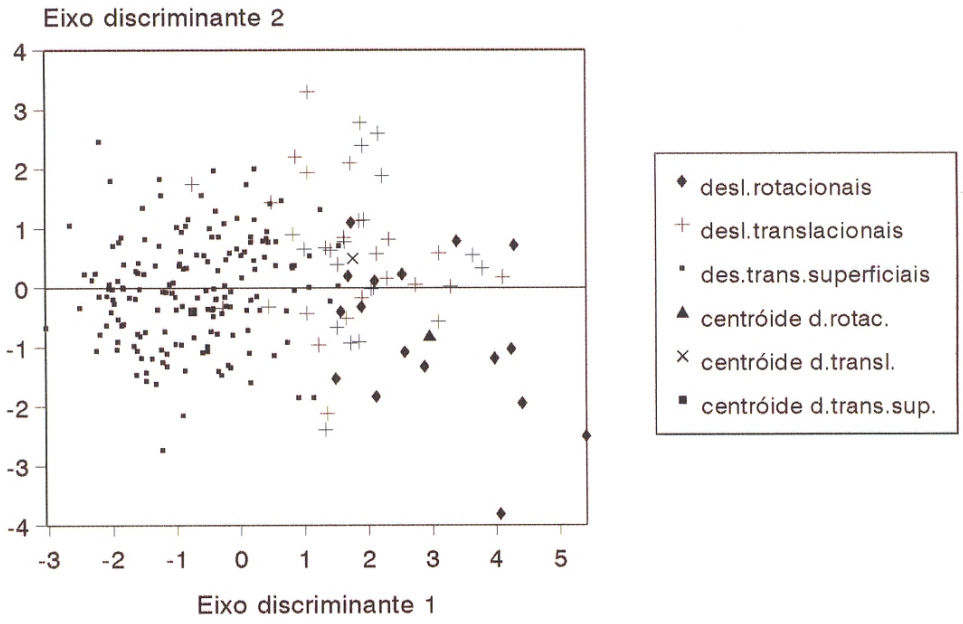

Fig. 8.2 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos dois eixos discriminantes referidos no Quadro 8.7.

2.3 - Os contrastes entre áreas-amostra

2.3.1 - Deslizamentos/desabamentos por erosão lateral

A análise da variância dos atributos morfométricos dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, agrupados em função das áreas-amostra (Quadro 8.8), revela que as diferenças verificadas nos parâmetros indicadores da dimensão dos movimentos são significativas apenas para a altura da cicatriz, profundidade do plano de ruptura e comprimento total. Ainda que os contrastes não sejam muito relevantes do ponto de vista estatístico, pode concluir-se que os movimentos de maior dimensão se localizam nas áreas-amostra de Fanhões e de Lousa, e os mais pequenos na área do Trancão.

Quadro 8.8 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, agrupados em função das áreas-amostra.

VARIÁVEL:		ÁREA-AMOSTRA					
		Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	F
VALT (m)	média	137,9	157,0	193,7	223,9	286,0	**19,26**
	std	89,2	87,1	76,6	68,5	58,9	(p<0,01)
	N	31	24	64	81	29	
VCOM (m)	média	49,2	83,9	70,4	97,2	119,8	**9,83**
	std	37,4	72,2	43,3	63,2	46,6	(p<0,01)
	N	31	24	64	81	29	
DECO (°)	média	14,7	15,9	18,8	15,4	20,3	**3,48**
	std	8,4	9,0	9,4	10,8	8,3	(p<0,01)
	N	31	24	64	81	29	
CALT (m)	média	2,3	2,3	3,0	3,9	3,4	**4,05**
	std	1,9	1,1	2,1	3,5	2,3	(p<0,01)
	N	26	24	64	80	28	
CEXT (m)	média	41,8	37,5	44,1	42,4	40,8	0,45
	std	28,0	19,1	26,7	21,6	16,2	(n.s.)
	N	31	24	64	81	29	
DCOM (m)	média	13,0	7,8	11,6	9,7	11,9	**3,79**
	std	14,1	6,1	6,5	7,4	7,9	(p<0,01)
	N	31	24	64	76	29	
DLAR (m)	média	42,5	37,5	44,1	42,6	40,8	0,46
	std	28,0	19,1	26,7	21,7	16,2	(n.s.)
	N	31	24	64	81	29	
DPRO (m)	média	2,3	1,9	2,9	2,9	2,6	**2,63**
	std	2,0	0,8	2,0	2,2	0,9	(0,01<p<0,05)
	N	30	23	64	69	26	
DARE (m^2)	média	485,8	240,8	470,2	371,8	346,2	2,32
	std	615,7	186,3	627,3	746,9	228,5	(n.s.)
	N	28	24	64	76	29	
DVOL (m^3)	média	744,3	238,0	963,7	398,2	409,8	0,97
	std	1276,3	274,2	2661,5	576,1	361,6	(n.s.)
	N	30	23	64	76	26	

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%).

As vertentes instabilizadas pela erosão lateral na área-amostra de Calhandriz apresentam o comando e declive médios mais elevados (120 m; 20°), contrastando, fundamentalmente, com os valores observados na área de Fanhões (49 m; 15°).

O modelo discriminante dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral verificados nas cinco áreas-amostra estudadas em pormenor incorpora a quase totalidade dos parâmetros utilizados na análise da variância (Quadro 8.9). O reduzido número de casos correctamente classificados (apenas 54% do total) confirma a fraca diferenciação morfométrica que caracteriza estes movimentos na Região a Norte de Lisboa.

Quadro 8.9 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias					Grupo predito (%)				
Função discrim.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	função 2	função 3	função 4	Grupo actual	Fanh.	Tran.	Lous.	P. Lour.	Calh.
1	0,63	66,0	VALT	1,09	-0,24	0,24	-0,39						
2	0,25	25,7	DECO	-0,06	0,76	-0,41	0,54	Fanh.	53,8	11,5	19,2	11,5	3,8
3	0,06	5,9	DCOM	0,35	0,75	0,62	0,16	Tran.	26,1	17,4	26,1	30,4	0,0
4	0,02	2,4	CALT	0,18	-0,85	0,35	0,47	Lous.	4,7	0,0	62,5	32,8	0,0
			DVOL	-1,01	-0,46	-1,11	-1,74	P.Lou.	4,3	4,3	15,9	73,9	1,4
			DPRO	0,37	0,67	0,41	0,05	Calh.	0,0	0,0	44,0	44,0	12,0
			DLAR	0,47	0,23	0,78	0,78						
			VCOM	-0,21	0,05	-0,77	0,28						
								casos correctamente classificados: 54,1%					

2.3.2 - Deslizamentos translacionais superficiais

Conforme se verifica no Quadro 8.10, os deslizamentos translacionais superficiais de maior dimensão observam-se nas áreas-amostra do Trancão, Fanhões e Calhandriz (superfície média de 727 m^2, 668 m^2, e 496 m^2, respectivamente), contrastando de modo nítido com os movimentos da área de Pinheiro de Loures (superfície média de 178 m^2).

Os índices morfométricos I4 e I5 não registam diferenças significativas, indicando que a forma destes deslizamentos, próxima do círculo, é semelhante em todas as áreas-amostra.

Quadro 8.10 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais superficiais, agrupados em função das áreas-amostra.

VARIÁVEL:		ÁREA-AMOSTRA					
		Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	F
VALT (m)	média	194,5	200,7	220,4	204,2	285,5	**13,67**
	std	72,2	56,6	53,2	78,5	41,2	(p<0,01)
	N	41	58	48	13	48	
VCOM (m)	média	72,5	118,4	87,1	66,7	124,1	**8,70**
	std	37,4	45,9	44,6	44,5	63,0	(p<0,01)
	N	41	58	48	13	48	
VDIS (m)	média	314,2	407,7	292,9	306,9	453,5	**3,63**
	std	201,8	223,6	172,4	276,4	316,0	(p<0,01)
	N	41	58	48	13	48	
DECO (°)	média	20,8	22,6	21,3	22,0	25,7	**2,92**
	std	7,7	6,2	7,7	10,0	7,4	(0,01<p<0,05)
	N	41	58	48	13	48	
CDIS (m)	média	133,3	270,3	187,5	244,8	170,1	**4,13**
	std	151,2	239,9	172,4	288,7	169,5	(p<0,01)
	N	41	58	48	13	48	
SDIS (m)	média	156,9	116,5	85,9	49,4	262,1	**5,86**
	std	171,1	92,2	97,5	64,3	277,7	(p<0,01)
	N	41	54	48	12	47	
CALT (m)	média	0,8	1,2	0,9	1,1	1,5	**6,04**
	std	0,5	0,7	0,6	0,6	0,9	(p<0,01)
	N	30	57	45	13	46	
CEXT (m)	média	36,7	33,3	27,8	23,5	31,5	**4,02**
	std	16,4	19,1	15,3	17,8	17,7	(p<0,01)
	N	36	57	48	13	46	
DDNV (m)	média	7,5	9,3	7,7	4,5	10,1	**4,00**
	std	4,5	9,0	7,1	2,5	7,2	(p<0,01)
	N	37	51	48	12	47	
DCOM (m)	média	23,5	24,6	19,3	13,0	22,3	**3,35**
	std	14,4	19,0	14,1	7,1	13,2	(0,01<p<0,05)
	N	38	53	48	12	47	
DLAR (m)	média	40,8	33,9	28,0	23,8	31,3	**3,92**
	std	37,5	18,6	15,1	17,5	17,6	(p<0,01)
	N	39	58	48	13	48	
DPRO (m)	média	0,8	1,1	0,8	0,8	1,2	**6,38**
	std	0,4	0,5	0,4	0,4	0,7	(p<0,01)
	N	33	53	46	12	47	
DARE (m^2)	média	726,9	668,0	455,2	178,3	496,2	**5,01**
	std	1015,4	798,1	565,4	154,3	394,3	(p<0,01)
	N	38	52	48	12	47	
DVOL (m^3)	média	282,8	362,3	147,5	72,8	316,0	**7,59**
	std	313,2	424,2	119,2	66,7	292,9	(p<0,01)
	N	32	52	46	12	47	
I1	média	0,45	0,59	0,60	0,63	0,42	**5,34**
	std	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	(p<0,01)
	N	41	58	48	13	48	
I2	média	6,45	5,73	6,98	8,98	9,19	1,37
	std	9,0	3,1	8,2	9,0	12,1	(n.s.)
	N	32	52	46	11	48	
I3	média	0,39	0,38	0,43	0,36	0,48	2,01
	std	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	(n.s.)
	N	36	51	48	11	47	
I4	média	2,81	1,96	2,29	2,38	2,13	0,53
	std	4,9	2,0	3,2	3,7	2,0	(n.s.)
	N	37	53	48	11	48	
I5	média	1,27	1,08	1,20	1,90	1,13	0,69
	std	0,9	0,5	0,6	2,5	0,5	(n.s.)
	N	38	52	48	12	47	

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 deslizamentos translacionais superficiais das áreas-amostra de Calhandriz e do Trancão verificam-se em vertentes com maior extensão e altura que os restantes (Quadro 8.10), ao mesmo tempo que evidenciam os declives médios mais elevados (26° e 23°, respectivamente).

A análise discriminante aplicada aos parâmetros morfométricos deste conjunto de deslizamentos, agrupados em função das áreas-amostra, permite a classificação correcta de 57% dos eventos (Quadro 8.11), e revela-se mais eficaz na predição dos movimentos das áreas do Trancão e de Calhandriz (73% e 71% de casos correctamente classificados, respectivamente). Registe-se que o modelo discriminante é mais influenciado pelas variáveis que reflectem os contrastes morfológicos existentes entre as áreas-amostra (altitude, comando e comprimento das vertentes) do que pelos parâmetros que caracterizam a dimensão e a forma dos deslizamentos. Restringindo a análise a este último grupo de atributos, o número de casos correctamente classificados baixa para 38%, demonstrando que os deslizamentos translacionais superficiais apresentam características muito idênticas nas cinco áreas-amostra estudadas.

Quadro 8.11 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais superficiais verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias					Grupo predito (%)				
Função discrim.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	função 2	função 3	função 4	Grupo actual	Fanh.	Tran.	Lous.	P. Lour.	Calh.
1	0,55	54,2	VALT	0,99	-0,50	-0,01	-0,27						
2	0,29	28,3	DVOL	0,30	0,52	0,67	-0,47	Fanh.	29,6	11,1	22,2	3,7	33,3
3	0,12	11,5	CDIS	-0,60	0,42	-0,36	0,01	Tran.	13,7	72,5	7,8	0,0	5,9
4	0,06	6,0	CALT	0,35	0,02	-0,26	0,97	Lous.	9,1	27,3	50,0	2,3	11,4
			VCOM	0,26	0,95	-1,30	-0,30	P.Lou.	25,0	8,3	33,3	25,0	8,3
			VDIS	-0,19	-0,40	1,53	0,34	Calh.	0,0	17,8	8,9	2,2	71,1
								casos correctamente classificados: 57,0%					

2.3.3 - Deslizamentos translacionais

Embora alguns dos atributos que reflectem a grandeza dos movimentos não apresentem diferenças estatisticamente significativas, os valores observados para os parâmetros comprimento, largura e área dos deslizamentos translacionais indicam que os movimentos integrados nesta classe são mais pequenos na área de Lousa, enquanto que os de maior dimensão correspondem às áreas-amostra de Calhandriz e de Fanhões (Quadro 8.12). Registe-se que as vertentes instabilizadas por deslizamento translacional nas duas últimas áreas-amostra são, em média, mais extensas e menos declivosas que as restantes.

Os índices morfométricos I4 e I5 apresentam variações estatisticamente relevantes e definem um contraste fundamental entre os deslizamentos translacionais com forma mais alongada na área de Calhandriz e os movimentos com forma mais circular na área de Fanhões. Note-se que esta diferença é igualmente sensível quando se compara a largura média dos movimentos (maior em Fanhões) com o respectivo comprimento (bastante mais elevado em Calhandriz).

O modelo discriminante definido a partir dos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais forneceu resultados bastante satisfatórios, expressos em 75% de casos correctamente classificados (Quadro 8.13). No entanto, a exemplo do verificado para os deslizamentos translacionais superficiais, a importância dos parâmetros altitude, comando e comprimento das vertentes é determinante para a discriminação total, pelo que esta reflecte, fundamentalmente, os contrastes morfológicos entre as várias áreas-amostra. Com efeito, o número de eventos correctamente classificados baixa para 59%, quando o modelo discriminante se baseia, exclusivamente, nas variáveis que exprimem a dimensão e a forma dos deslizamentos translacionais.

Quadro 8.12 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais, agrupados em função das áreas-amostra.

VARIÁVEL:		ÁREA-AMOSTRA					
		Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	F
VALT (m)	média	240,6	220,4	195,9	222,4	295,3	**5,25**
	std	53,8	31,3	51,1	53,6	40,1	(p<0,01)
	N	8	9	13	11	12	
VCOM (m)	média	86,0	138,2	91,0	82,0	138,6	**6,17**
	std	36,6	29,8	28,8	34,7	42,0	(p<0,01)
	N	8	9	13	11	12	
VDIS (m)	média	494,5	443,1	370,0	306,1	694,3	**6,38**
	std	274,7	137,1	127,8	163,1	209,4	(p<0,01)
	N	8	9	13	11	12	
DECO (°)	média	15,2	18,6	19,1	21,3	11,2	**4,35**
	std	4,5	4,5	7,5	8,1	2,4	(p<0,01)
	N	8	9	13	11	12	
CDIS (m)	média	297,3	226,2	146,9	136,8	415,3	**3,63**
	std	288,5	137,1	100,3	161,5	242,3	(0,01<p<0,05)
	N	8	9	13	11	12	
SDIS (m)	média	126,8	140,0	178,1	87,1	147,0	1,93
	std	118,3	137,3	108,0	103,6	175,0	(n.s.)
	N	8	9	12	11	12	
CALT (m)	média	3,3	2,1	2,2	2,4	2,2	0,73
	std	2,6	1,1	1,4	1,5	1,6	(n.s.)
	N	8	9	13	11	10	
CEXT (m)	média	69,9	46,0	40,9	36,5	54,5	**2,66**
	std	21,1	15,7	25,0	27,2	25,9	(0,01<p<0,05)
	N	7	9	13	11	12	
DDNV (m)	média	15,5	19,7	10,2	25,8	24,8	1,91
	std	4,1	10,8	3,8	22,0	16,9	(n.s.)
	N	8	9	12	11	12	
DCOM (m)	média	66,5	74,9	42,6	82,2	131,9	**2,83**
	std	21,4	52,7	29,8	68,6	89,9	(0,01<p<0,05)
	N	8	9	12	11	12	
DLAR (m)	média	114,6	46,7	41,7	38,4	59,4	**7,45**
	std	64,7	15,7	24,9	19,4	25,3	(p<0,01)
	N	8	9	13	11	12	
DPRO (m)	média	3,4	2,8	2,7	2,8	3,9	0,79
	std	2,6	1,1	1,1	1,2	1,8	(n.s.)
	N	8	9	12	11	9	
DARE (m^2)	média	5710,0	2568,9	1461,7	3463,6	7628,3	**3,76**
	std	4646,9	2021,0	1554,9	5357,0	7986,9	(p<0,01)
	N	8	9	12	11	12	
DVOL (m^3)	média	5673,0	2221,3	1790,2	3027,0	8755,2	2,38
	std	5877,4	2322,9	1786,0	4960,4	9533,3	(n.s.)
	N	8	9	12	11	9	
I1	média	0,50	0,54	0,39	0,40	0,59	0,91
	std	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	(n.s.)
	N	8	9	13	11	12	
I2	média	6,01	6,17	8,15	4,73	4,10	1,35
	std	5,0	4,4	4,3	3,3	1,4	(n.s.)
	N	8	6	12	10	9	
I3	média	0,25	0,29	0,28	0,38	0,19	**3,96**
	std	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	(p<0,01)
	N	8	9	12	11	12	
I4	média	1,87	0,92	1,11	0,85	0,56	**5,54**
	std	1,0	0,6	0,6	0,8	0,3	(p<0,01)
	N	8	9	12	11	12	
I5	média	1,11	1,00	0,91	0,72	0,64	**4,95**
	std	0,3	0,1	0,3	0,3	0,1	(p<0,01)
	N	8	9	12	11	12	

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%).

Quadro 8.13 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias					Grupo predito (%)				
Função discrim.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	função 2	função 3	função 4	Grupo actual	Fanh.	Tran.	Lous.	P. Lour.	Calh.
1	1,32	44,3	DLAR	-1,20	0,38	-0,21	-0,54						
2	1,06	35,5	VCOM	0,89	0,36	-0,76	-0,90	Fanh.	100	0,0	0,0	0,0	0,0
3	0,43	14,5	DCOM	0,90	0,05	0,58	-0,19	Tran.	11,1	66,7	22,2	0,0	0,0
4	0,17	5,7	VDIS	-0,82	-0,04	-0,01	0,76	Lous.	0,0	8,3	66,7	8,3	16,7
			VALT	0,29	0,49	0,51	0,30	P.Lou.	0,0	18,2	27,3	54,5	0,0
			DECO	-0,26	-0,94	-0,78	0,85	Calh.	0,0	0,0	0,0	8,3	91,7
			I3	-0,03	0,29	1,14	-1,09						
								casos correctamente classificados: 73,9%					

2.3.4 - Deslizamentos rotacionais

Conforme se verifica no Quadro 8.14, as diferenças entre as médias da generalidade dos atributos morfométricos dos deslizamentos rotacionais verificados nas cinco áreas-amostra, não apresentam significado estatístico, devido aos elevados desvios-padrão que caracterizam as distribuições.

A profundidade dos planos de ruptura é o único parâmetro que regista alguma significância, correspondendo os valores mais elevados aos deslizamentos das áreas de Fanhões e de Calhandriz. Note-se que os movimentos destas duas áreas-amostra apresentam, igualmente, superfícies e volumes mais elevados que os restantes, embora os valores em questão, influenciados pelo enorme peso de alguns valores extremos, não sejam estatisticamente relevantes.

A exemplo do verificado para os deslizamentos translacionais e translacionais superficiais, os resultados da análise discriminante aos atributos morfométricos dos deslizamentos rotacionais (Quadro 8.15) reflectem mais os contrastes morfológicos existentes entre as áreas-amostra, do que variações sensíveis nas características dos movimentos. Efectivamente, quando se limita a análise às variáveis que exprimem a dimensão e a forma dos deslizamentos, o modelo discriminante baseia-se exclusivamente na parâmetro desnível (indirectamente relacionado com o declive) e classifica correctamente apenas 45% dos eventos.

Quadro 8.14 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos rotacionais, agrupados em função das áreas-amostra.

VARIÁVEL:		ÁREA-AMOSTRA					
		Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	F
VALT (m)	média	277,5	231,4	288,0	240,0	285,9	2,34
	std	27,5	51,1	22,5	60,0	33,8	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
VCOM (m)	média	75,5	145,7	144,0	102,0	122,7	1,13
	std	49,5	57,0	52,7	38,0	42,3	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
VDIS (m)	média	301,0	471,4	396,8	389,0	403,8	0,50
	std	195,0	204,6	139,0	111,0	172,9	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
DECO (°)	média	17,3	23,1	23,8	14,0	16,7	1,33
	std	0,2	1,8	10,7	3,5	6,2	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
CDIS (m)	média	180,0	239,6	226,8	223,0	213,8	0,52
	std	180,0	65,2	115,9	171,0	135,4	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
SDIS (m)	média	32,0	117,4	100,4	115,0	67,4	0,52
	std	16,0	175,3	124,8	35,0	77,9	(n.s.)
	N	2	7	5	2	13	
CALT (m)	média		2,3	3,1	0,7	2,6	2,07
	std	------	0,9	1,3	0,2	2,6	(n.s.)
	N		7	4	2	13	
CEXT (m)	média		69,4	53,2	68,0	94,7	0,14
	std	------	25,2	19,3	22,0	102,4	(n.s.)
	N		7	5	2	14	
DDNV (m)	média	26,0	37,4	26,0	13,5	27,0	1,22
	std	2,0	18,7	9,7	8,5	19,3	(n.s.)
	N	2	7	5	2	13	
DCOM (m)	média	94,0	114,4	69,6	51,0	109,6	0,40
	std	6,0	82,4	24,4	25,0	98,4	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
DLAR (m)	média	140,0	75,1	69,8	78,0	119,1	0,40
	std	20,0	24,6	40,3	32,0	127,9	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
DPRO (m)	média	18,5	4,5	3,5	3,5	5,3	**3,98**
	std	6,5	1,8	0,8	0,0	2,8	(0,01<p<0,05)
	N	2	6	4	1	11	
DARE (m^2)	média	8620,0	7862,9	3492,0	2320,0	16025,7	1,28
	std	1340,0	9216,4	2326,0	480,0	33786,5	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
DVOL (m^3)	média	59423,5	15751,7	2333,8	6407,0	80177,0	0,36
	std	15189,5	17645,4	947,4	0,0	204645,4	(n.s.)
	N	2	6	4	1	11	
I1	média	0,36	0,56	0,59	0,49	0,51	0,49
	std	0,4	0,1	0,2	0,3	0,2	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
I2	média	19,98	5,54	6,26	5,92	6,88	1,80
	std	6,3	4,9	1,9	0,0	5,5	(n.s.)
	N	2	6	4	1	11	
I3	média	0,29	0,38	0,42	0,24	0,26	1,87
	std	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1	(n.s.)
	N	2	7	5	2	13	
I4	média	1,54	1,00	1,12	2,42	0,95	0,79
	std	0,3	0,7	0,6	1,8	0,6	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	
I5	média	0,99	0,78	0,84	1,17	0,88	0,56
	std	0,1	0,2	0,2	0,5	0,4	(n.s.)
	N	2	7	5	2	14	

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%).

Quadro 8.15 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos rotacionais verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias					Grupo predito (%)				
Função discrim.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	função 2	função 3	função 4	Grupo actual	Fanh.	Tran.	Lous.	P. Lour.	Calh.
1	2,48	64,3	VCOM	0,21	-2,66	1,40	-0,50						
2	1,09	28,1	SDIS	-1,14	-0,99	0,37	0,88	Fanh.	50,0	50,0	0,0	0,0	0,0
3	0,26	6,7	VDIS	1,08	3,28	-1,01	0,17	Tran.	14,3	85,7	0,0	0,0	0,0
4	0,32	0,8	VALT	0,12	-0,45	-0,82	-0,25	Lous.	0,0	0,0	75,0	0,0	25,0
								P.Lou.	0,0	0,0	0,0	50,0	50,0
								Calh.	0,0	0,0	12,5	12,5	75,0
								casos correctamente classificados: 73,9%					

2.3.5 - Movimentos complexos e compósitos

Os valores observados para os parâmetros desnível, largura e área abrangida pelos movimentos complexos e compósitos (Quadro 8.16) indicam que estes apresentam maior dimensão nas áreas de Calhandriz e de Fanhões, contrastando de modo marcado com o verificado na área de Lousa.

O resultado do teste F ao índice morfométrico I5 permite concluir que os movimentos complexos e compósitos têm uma forma mais alongada em Calhandriz e em Lousa, enquanto em Fanhões e no Trancão apresentam uma forma mais circular.

A exemplo do verificado para as restantes manifestações de instabilidade, as vertentes afectadas por movimentos complexos e compósitos na área de Calhandriz diferenciam-se das restantes pelos elevados comandos e comprimentos que apresentam.

O declive original das vertentes instabilizadas apresenta diferenças estatisticamente significativas devido, sobretudo, aos baixos valores registados na área de Fanhões (12°, em média), muito aquém dos verificados nas restantes áreas-amostra (declive médio entre 20° e 25°).

O modelo discriminante baseado nos atributos morfométricos dos movimentos complexos e compósitos classifica de modo correcto 77% dos eventos (Quadro 8.17).

Quadro 8.16 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos complexos e compósitos, agrupados em função das áreas-amostra.

VARIÁVEL:		ÁREA-AMOSTRA					
		Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	F
VALT (m)	média	240,2	240,4	232,5	268,9	303,9	**5,23**
	std	37,9	58,7	55,7	34,3	28,2	(p<0,01)
	N	5	5	13	13	18	
VCOM (m)	média	82,2	156,4	105,2	108,8	187,8	**7,44**
	std	29,2	45,3	48,6	33,0	46,7	(p<0,01)
	N	5	5	13	13	18	
VDIS (m)	média	374,8	519,0	352,2	518,9	777,4	**5,85**
	std	156,4	188,6	309,1	268,6	284,2	(p<0,01)
	N	5	5	13	13	18	
DECO (°)	média	11,8	24,8	20,3	22,4	20,3	**2,99**
	std	3,4	6,4	7,2	8,0	8,5	(0,01<p<0,05)
	N	5	5	13	13	18	
CDIS (m)	média	187,8	453,6	246,2	366,8	181,4	1,95
	std	104,6	160,7	294,4	274,0	167,8	(n.s.)
	N	5	5	13	13	18	
SDIS (m)	média	36,0	7,0	29,5	52,2	353,6	**4,21**
	std	46,2	14,0	81,6	116,8	233,4	(0,01<p<0,05)
	N	5	5	13	13	13	
CALT (m)	média	10,0	4,8	3,0	2,1	4,8	**4,62**
	std	9,2	2,3	5,0	1,0	2,7	(p<0,01)
	N	4	5	13	12	18	
CEXT (m)	média	81,4	83,6	48,6	56,1	136,3	**3,33**
	std	23,9	27,2	20,1	38,3	124,5	(0,01<p<0,05)
	N	5	5	13	12	18	
DDNV (m)	média	42,0	24,8	24,3	24,8	43,3	**2,62**
	std	32,4	4,3	19,4	22,6	29,8	(0,01<p<0,05)
	N	4	5	13	13	13	
DCOM (m)	média	165,0	58,4	76,5	97,1	185,9	2,28
	std	222,3	27,2	56,4	125,9	207,6	(n.s.)
	N	4	5	13	13	13	
DLAR (m)	média	88,2	87,6	52,2	61,5	141,3	**3,66**
	std	23,4	19,4	24,2	38,8	125,1	(0,01<p<0,05)
	N	5	5	13	13	18	
DPRO (m)	média	5,0	3,6	3,9	2,7	5,5	1,33
	std	3,9	1,1	4,7	1,1	2,9	(n.s.)
	N	4	5	13	11	8	
DARE (m^2)	média	10524,0	3728,0	3583,1	4405,0	22858,5	**3,23**
	std	16968,8	1894,6	4024,8	7820,5	46931,2	(0,01<p<0,05)
	N	5	5	13	12	13	
DVOL (m^3)	média	20183,5	6943,6	16376,6	5759,5	171403,5	1,99
	std	27667,8	2571,7	43951,7	11503,9	425810,8	(n.s.)
	N	4	5	13	11	8	
I1	média	0,62	0,88	0,64	0,73	0,23	**5,04**
	std	0,3	0,0	0,3	0,3	0,2	(p<0,01)
	N	5	5	13	13	18	
I2	média	9,09	9,78	6,09	8,99	5,07	0,53
	std	10,9	5,7	4,1	7,1	3,3	(n.s.)
	N	4	4	13	11	8	
I3	média	0,53	0,49	0,34	0,40	0,30	1,96
	std	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	(n.s.)
	N	4	5	13	13	13	
I4	média	1,93	1,87	0,90	1,23	0,70	2,49
	std	1,3	1,0	0,5	0,7	0,3	(n.s.)
	N	4	5	13	13	13	
I5	média	1,13	1,14	0,81	0,94	0,69	**2,96**
	std	0,5	0,3	0,2	0,3	0,1	(0,01<p<0,05)
	N	4	5	13	12	13	

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%).

Quadro 8.17 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos movimentos complexos verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz (dados de base normalizados com transformação logarítmica).

				coef. estandard. funç. discriminatórias					Grupo predito (%)				
Função discrim.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	função 2	função 3	função 4	Grupo actual	Fanh.	Tran.	Lous.	P. Lour.	Calh.
1	3,03	51,7	CALT	0,87	-0,05	-0,14	-0,05						
2	1,47	25,1	I1	-0,30	0,51	0,13	0,42	Fanh.	75,0	0,0	0,0	0,0	25,0
3	0,89	15,3	VCOM	-0,61	-0,50	1,72	0,63	Tran.	0,0	80,0	0,0	0,0	20,0
4	0,46	7,9	VALT	0,23	-0,26	-1,52	-0,73	Lous.	0,0	0,0	83,3	8,3	8,3
			DECO	-0,38	-1,46	-0,86	0,76	P.Lou.	10,0	0,0	20,0	60,0	10,0
			I9	1,82	0,94	0,69	0,03	Calh.	0,0	7,7	0,0	7,7	84,6
			DARE	-0,08	-1,49	2,11	0,50						
			CEXT	-2,50	-0,33	0,87	-1,25						
			DLAR	2,11	-0,04	-2,83	1,45						
			VDIS	0,88	0,27	-0,64	0,06						
			DDNV	1,00	1,44	0,20	-0,40						
								casos correctamente classificados: 77,3%					

Quando se limita a análise aos parâmetros que exprimem a dimensão e a forma dos movimentos, o número de casos correctamente preditos baixa, apenas, para 66%, indicando a existência de contrastes mais sensíveis nesta classe de movimentos, comparativamente a qualquer das anteriores. Este facto é justificado pela grande variedade de movimentos considerados como complexos ou compósitos, e pelos contrastes que caracterizam as suas frequências de ocorrência nas áreas-amostra (ver Quadro 8.3).

2.3.6 - Conjunto dos movimentos de vertente

O Quadro 8.18 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.

Quadro 8.18 - 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					
		Fanhões	Trancão	Lousa	P. de Loures	Calhandriz	F
VALT (m)	média	184,6	195,8	210,4	226,2	287,0	**32,23**
	std	85,6	68,0	67,7	67,7	44,6	(p<0,01)
	N	88	104	152	121	132	
VCOM (m)	média	65,9	115,7	83,3	94,0	135,0	**24,34**
	std	39,5	56,8	46,0	57,3	56,7	(p<0,01)
	N	88	104	152	121	132	
VDIS (m)	média	344,9	424,4	320,5	409,5	531,0	**7,64**
	std	221,5	215,4	192,8	314,1	305,7	(p<0,01)
	N	56	79	86	40	101	
DECO (°)	média	17,4	20,9	20,3	17,6	22,0	**8,83**
	std	8,1	7,4	8,7	10,9	8,9	(p<0,01)
	N	88	104	152	121	132	
CDIS (m)	média	163,2	274,2	179,5	283,7	197,7	**3,99**
	std	186,2	222,4	188,0	324,8	191,4	(p<0,01)
	N	56	79	86	40	101	
SDIS (m)	média	137,3	112,4	92,3	65,4	230,1	**5,16**
	std	160,3	110,9	107,7	97,7	254,8	(p<0,01)
	N	56	75	79	39	85	
CALT (m)	média	2,2	1,8	2,4	3,2	2,9	**9,18**
	std	3,4	1,3	2,5	3,1	2,4	(p<0,01)
	N	69	103	148	119	125	
CEXT (m)	média	44,1	40,0	40,6	41,3	60,1	**3,01**
	std	26,4	24,2	25,1	25,6	70,4	(0,01<p<0,05)
	N	80	103	151	120	129	
DDNV (m)	média	12,2	14,4	12,0	18,1	19,9	**3,45**
	std	14,1	13,8	12,3	20,7	20,3	(p<0,01)
	N	51	72	79	38	85	
DCOM (m)	média	32,2	32,9	24,7	27,7	60,0	**9,81**
	std	62,2	43,1	30,0	58,6	103,8	(p<0,01)
	N	83	99	145	114	116	
DLAR (m)	média	53,5	40,9	41,2	42,6	63,4	**3,83**
	std	45,9	24,3	26,3	25,9	76,7	(p<0,01)
	N	85	104	151	121	131	
DPRO (m)	média	2,3	1,8	2,4	2,6	2,6	**6,30**
	std	3,6	1,3	2,4	2,0	2,2	(p<0,01)
	N	77	97	142	104	101	
DARE (m^2)	média	1854,1	1343,8	1050,9	1364,1	8545,5	**12,03**
	std	5272,1	3242,3	1843,3	4563,5	29174,8	(p<0,01)
	N	86	104	152	120	130	
DVOL (m^3)	média	3317,2	1717,8	3094,5	1473,1	27818,8	**10,70**
	std	11828,9	5783,2	14494,7	4986,0	134747,2	(p<0,01)
	N	86	104	152	120	130	
I1	média	0,47	0,60	0,53	0,60	0,40	**6,77**
	std	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	(p<0,01)
	N	56	79	86	40	101	
I2	média	7,19	5,99	7,15	7,60	7,82	0,36
	std	9,1	3,8	7,1	7,2	10,2	(n.s.)
	N	46	68	76	33	76	
I3	média	0,38	0,38	0,39	0,37	0,38	0,23
	std	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	(n.s.)
	N	50	72	79	37	85	
I4	média	2,54	1,74	1,80	1,52	1,51	**4,17**
	std	4,3	1,8	2,6	2,3	1,7	(p<0,01)
	N	51	74	79	37	87	
I5	média	1,22	1,04	1,08	1,21	0,95	**9,55**
	std	0,8	0,5	0,6	1,5	0,4	(p<0,01)
	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 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. A posição de destaque da área-amostra de Calhandriz somente não se verifica com os deslizamentos rotacionais.

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).

A análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos do conjunto dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos verificados nas cinco áreas-amostra (Quadro 8.19; Fig. 8.3),confirma, no essencial, as conclusões parciais retiradas a partir da aplicação desta técnica estatística aos vários tipos de movimentos de vertente. Em primeiro lugar, 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. Por outro lado, 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 8.19).

A limitação 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.

Quadro 8.19 - 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).

				coef. estandard. funç. discriminatórias					Grupo predito (%)				
Função discrim.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	função 2	função 3	função 4	Grupo actual	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%					

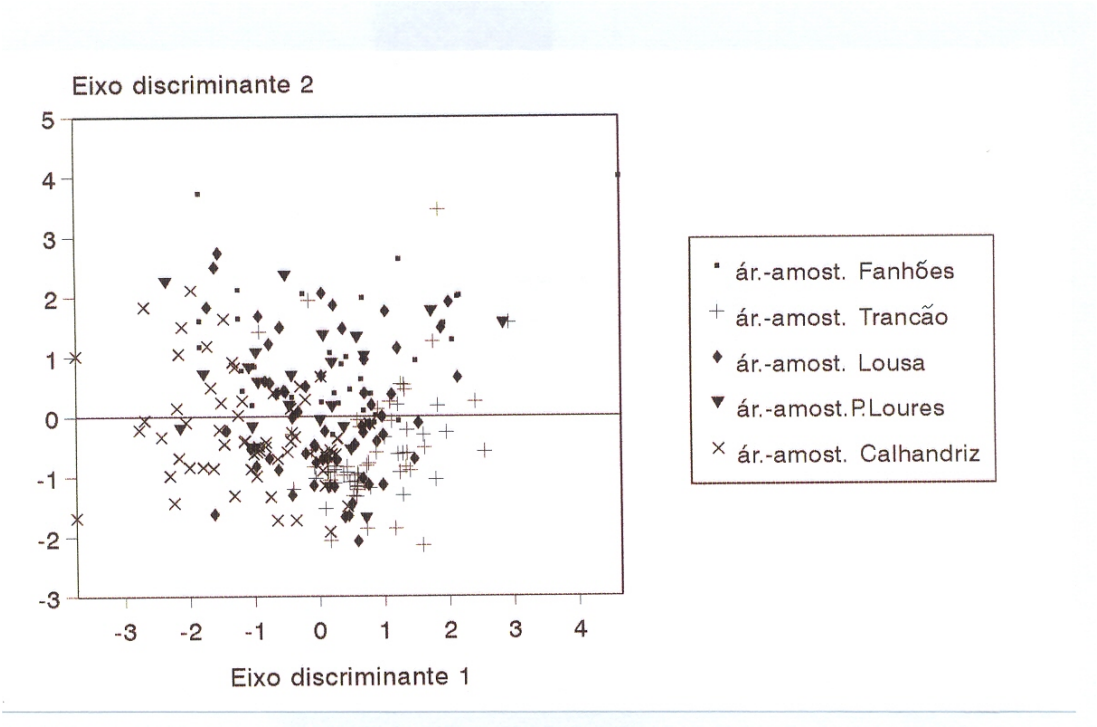

Fig. 8.3 - Projecção dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos nos dois primeiros eixos discriminantes referidos no Quadro 8.19.

3 - OS FACTORES CONDICIONANTES DA INSTABILIDADE

3.1 - 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 8.20).

Quadro 8.20 - 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 8.2
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 - Portlandiano inferior; UL4, arenitos, margas e calcários (Portlandiano); 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 Alfornelos, arenitos e conglomerados siliciosos (Paleogénico).

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. 8.4, esta classe de movimentos representa 54% dos eventos desencadeados na unidade litológica.

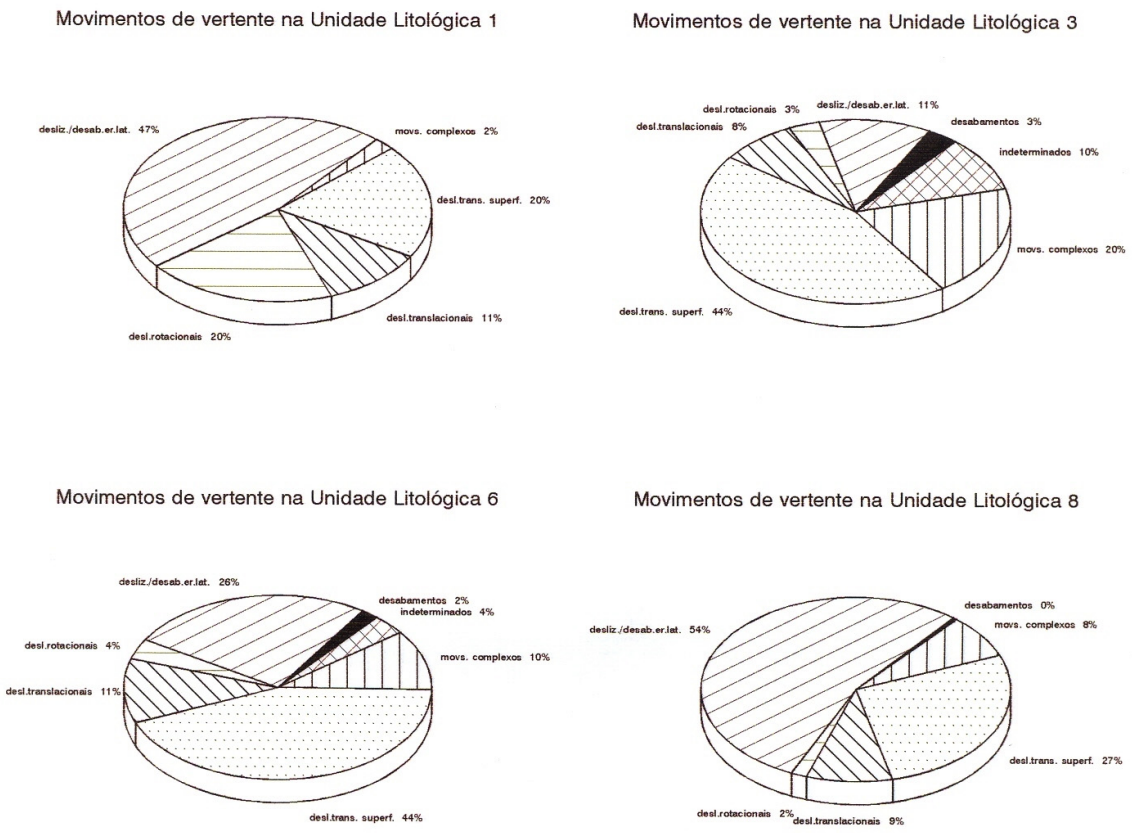

Fig. 8.4 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

As margas 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. 8.4).

As margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano 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. 8.4).

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. 8.4).

A densidade dos movimentos de vertente é máxima na unidade litológica 6, particularmente nas áreas-amostra de Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures (Quadro 8.21). 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 8.21).

Quadro 8.21 - Densidade dos movimentos de vertente nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa (n/km^2).

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

Código das unidades litológicas: ver Quadro 8.20

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 - Portlandiano inferior e do Albiano - Cenomaniano médio. Na área-amostra de Calhandriz, estas duas classes de movimentos representam, em conjunto, 67% e 55% dos eventos verificados nas unidades litológicas 1 e 3, respectivamente. O peso dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e dos deslizamentos translacionais superficiais no número total de ocorrências na unidade litológica 6 varia entre 25% na área de Pinheiro de Loures e 78% na área do Trancão. A representatividade destes movimentos é ainda maior na unidade litológica 8, estando compreendida entre 75% na área de Lousa e 90% na área de Fanhões.

O Quadro 8.22 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.

Quadro 8.22 - Percentagem de área afectada nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa.

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

Código das unidades litológicas: ver Quadro 8.20

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.

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 8.23).

Os movimentos incluídos na unidade litológica 3 são os que apresentam maior dimensão, com área e volume médios superiores a 13 000 m^2 e 40 000 m^3, 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 m^2 e volumes acima de 22 700 m^3. 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.

Os movimentos de vertente localizados nas unidades litológicas 6 e 8 são, em regra, bastante mais pequenos que os anteriores (Quadro 8.23). As áreas e os volumes médios confirmam a maior dimensão dos movimentos activados nas margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (1706 m^2; 3673 m^3), comparativamente às manifestações de instabilidade identificadas nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa (1053 m^2; 1143 m^3). 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.

Quadro 8.23 - 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				
		UL1	UL3	UL6	UL8	F
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.

UL1: margas e argilas da Abadia (Kimeridgiano inf. e méd.); UL3: margas, calc. marg. e calcários (Kimeridgiano sup. - Portlandiano inf.); UL6: margas e calc. marg. (Albiano - Cenomaniano méd.); UL8: escoadas basált. e tufos vulc. (Complexo Vulcânico de Lisboa).

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 comandos e comprimentos das vertentes instabilizadas apresentam contrastes estatisticamente significativos devido, principalmente, aos elevados valores registados, para ambas as variáveis, nas unidades litológicas 1 e 3, presentes na área-amostra de Calhandriz. Nos terrenos de idade cretácica, o comando das vertentes instabilizadas é mais elevado na unidade litológica 6, enquanto que a sua extensão é maior nos afloramentos do Complexo Vulcânico de Lisboa (Quadro 8.23).

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°). Os valores observados nos afloramentos do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior estão de acordo com o destaque que a área-amostra de Calhandriz evidencia, no que respeita ao declive dos movimentos de vertente (ver Quadro 8.18). Como nesse caso, o elevado declive médio dos movimentos da unidade litológica 3 é determinado, principalmente, pelos deslizamentos translacionais superficiais e pelos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral.

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 8.24).

Quadro 8.24 - 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 8.25 e a Fig. 8.5 sintetizam os resultados de uma análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos observados nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

Quadro 8.25 - 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).

				coef. estandard. funç. discriminatórias				Grupo predito (%)			
Função discrimin.	Eigen Value	%	Atribut. morfom. discriminantes	função 1	função 2	função 3	Grupo actual	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%				

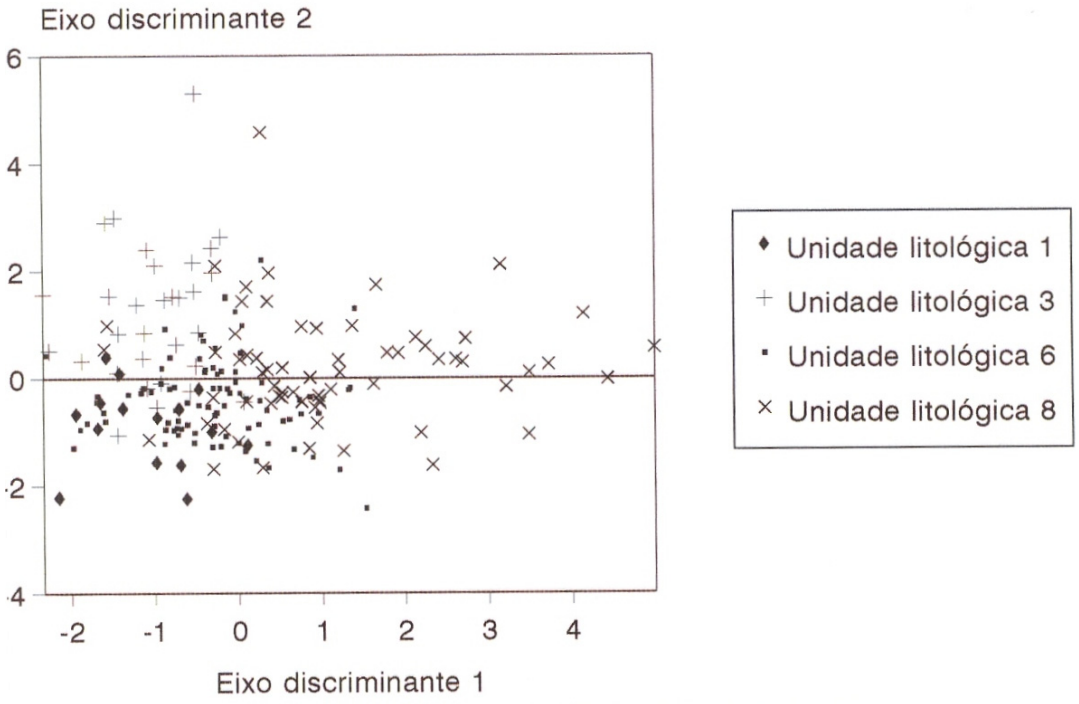

Fig. 8.5 - Projecção dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos nos dois primeiros eixos discriminantes referidos no Quadro 8.25.

As funções discriminantes principais, consideradas na Fig. 8.5, 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).

3.2 - 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.

Como foi referido no Capítulo 3, nem sempre foi possível o registo dos pendores das camadas nas vertentes instabilizadas, pelo que se recorreu, muitas vezes, a generalizações a partir de medições efectuadas noutros locais. Por outro lado, na inventariação dos movimentos foi considerado, apenas, o pendor dominante dos afloramentos rochosos, pelo que o estudo da relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes fica limitado a uma análise bidimensional. Considerando o carácter tridimensional do pendor das camadas, é de admitir que as diferenças registadas entre esta variável e a exposição das vertentes possam estar sobreavaliadas.

A Fig.8.6 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. Como foi referido no Capítulo 7, são os movimentos translacionais das áreas de Calhandriz, Trancão e Lousa que apresentam, mais frequentemente, desvios desta grandeza. 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.8.6 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.

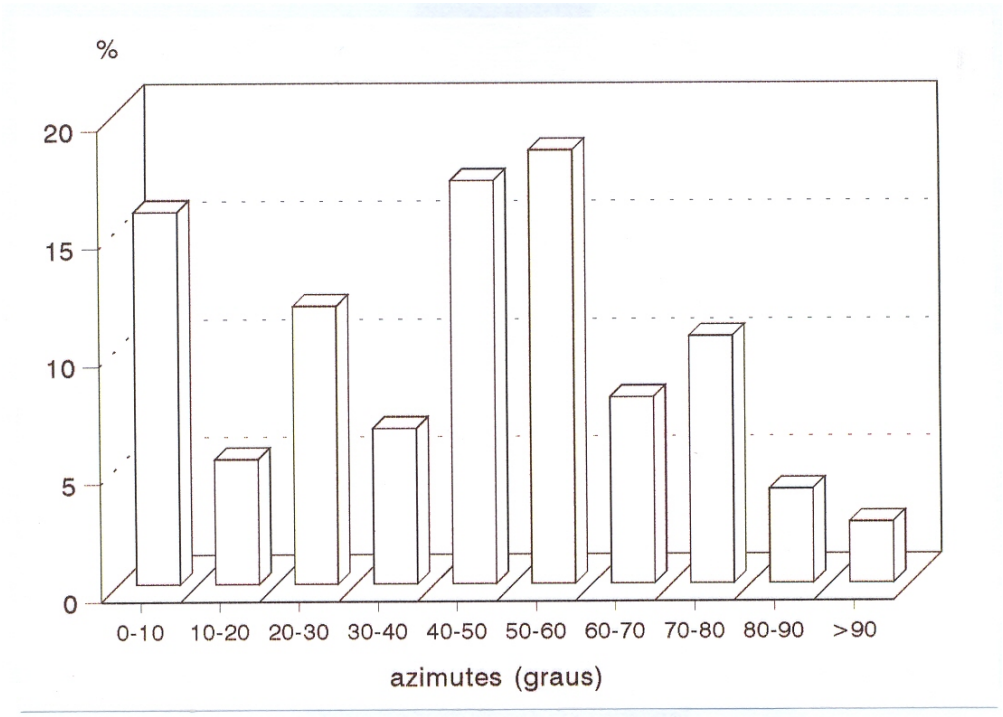

Fig. 8.6 - Distribuição de frequências dos desvios entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais e movimentos complexos ou compósitos com componente principal translacional.

O estudo da relação entre o pendor 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. 8.7, o declive das vertentes instabilizadas é superior ao pendor das camadas em cerca de 85% dos casos, denunciando, como foi referido no Capítulo 7, um contexto geométrico muito favorável ao desencadeamento dos movimentos translacionais.

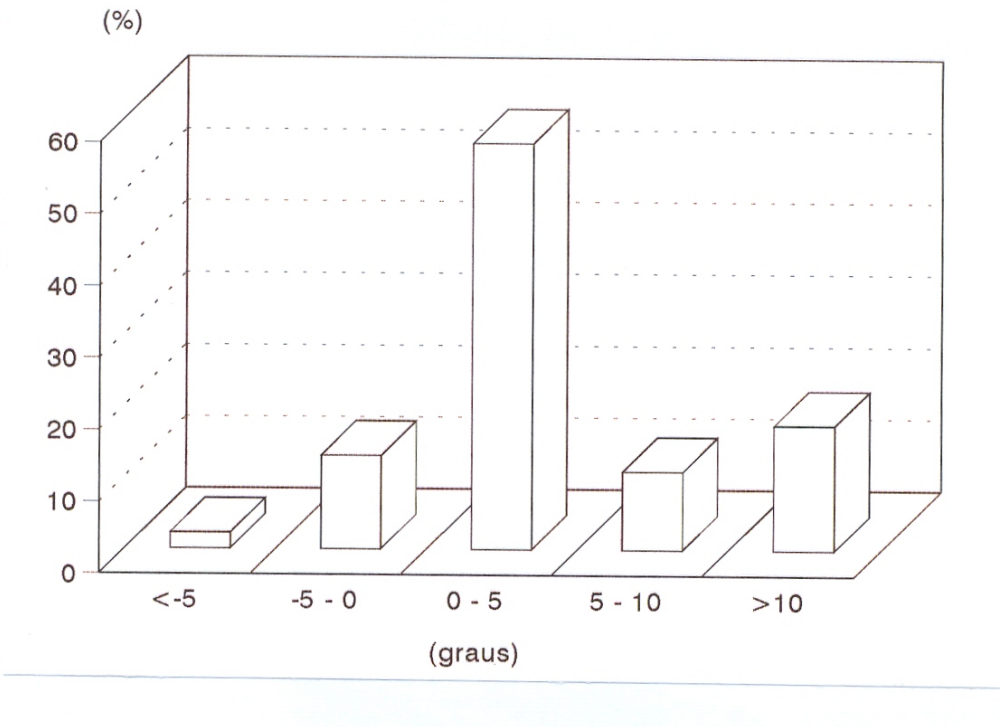

Fig. 8.7 - Distribuição de frequências dos desvios entre o declive das vertentes e o pendor das camadas nos deslizamentos translacionais e movimentos complexos e compósitos com componente principal translacional das áreas-amostra de Fanhões, Trancão e Calhandriz.

3.3 - 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. 8.8 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 8.26), 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 8.26).

Os movimentos complexos e compósitos 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 8.26). 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.

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

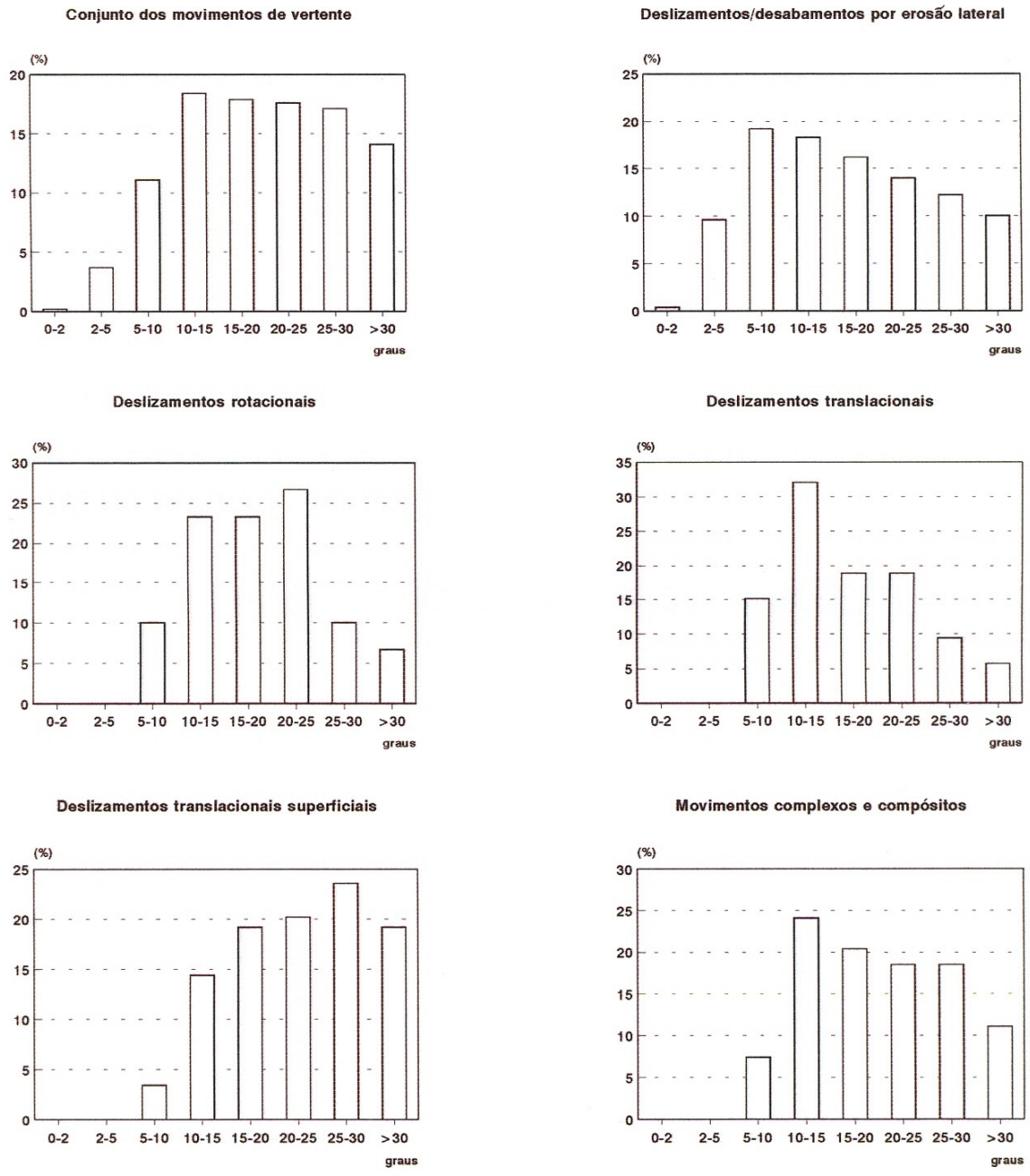

Fig. 8.8 - Distribuição de frequências dos principais tipos de movimentos de vertente, em função do declive original das vertentes.

Quadro 8.26 - 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 8.2.

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 8.26). 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 8.26). Os valores médios mais baixos

ocorrem nas áreas de Calhandriz e Fanhões, onde se encontram os deslizamentos translacionais de maior dimensão (ver Quadro 8.12). O limiar de declive inferior varia entre 6° e 13°, e o superior entre 17° e 34° (Quadro 8.26). 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 movimentos da área de Calhandriz evidenciam o valor mais elevado (20°), contrastando de modo sensível com os restantes (Quadro 8.26). 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 8.27 ilustra alguns parâmetros estatísticos dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente, desencadeados nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade.

Quadro 8.27 - 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.

		UNIDADES LITOLÓGICAS			
TIPO DE MOVIMENTO		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 8.2.
Código das unidades litológicas, ver Quadro 8.20.

Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral verificados nos terrenos do Kimeridgiano inferior - Portlandiano superior individualizam-se dos restantes pelos valores bastante elevados do declive médio e do limiar inferior (28° e 16°, respectivamente). 85% dos movimentos desencadeados nestes afloramentos registam declives superiores a 20° (Fig. 8.9), enquanto nas restantes unidades litológicas se

verifica uma concentração maioritária nas classes entre 5° e 25° (81%, 76% e 68% dos casos identificados, respectivamente, nas unidades litológicas 1, 6 e 8).

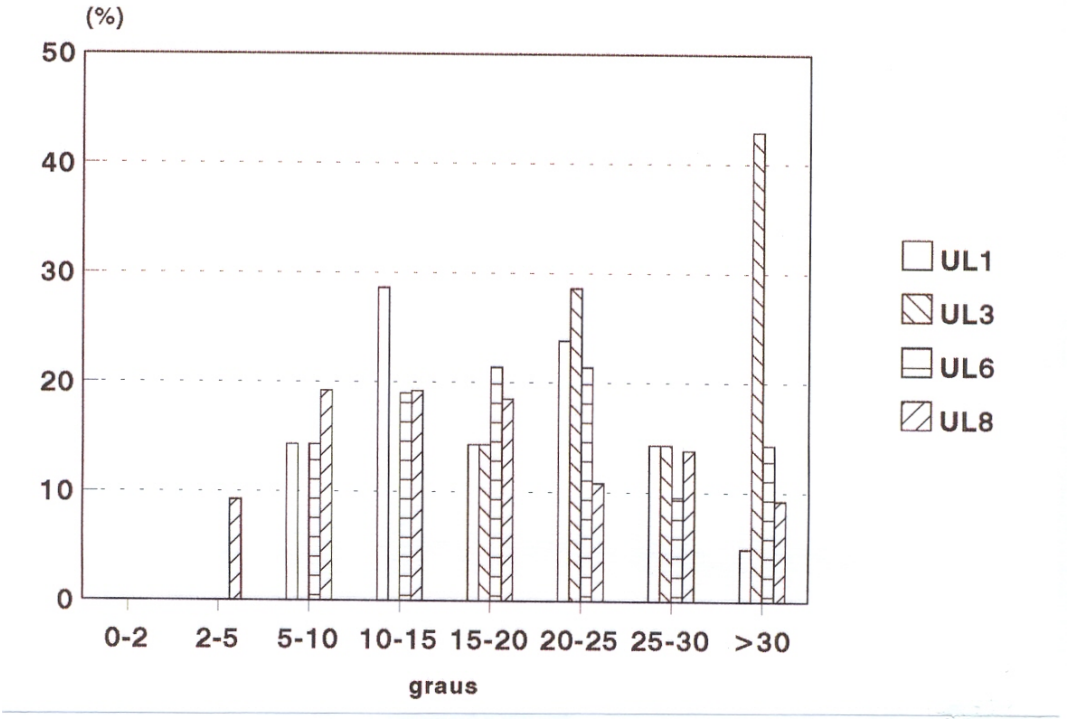

Fig. 8.9 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos/desabamentos por erosão lateral nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

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 - Portlandiano 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 8.27). Como se observa na Fig. 8.10, os eventos registados nas unidades litológicas 1 e 8 concentram--se, fundamentalmente, nas classes de declive entre 5° e 15° (78% e 75% do número total de casos, respectivamente). Os deslizamentos rotacionais não se verificam com declive inferior a 18° na unidade litológica 6, enquanto que nas margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano superior este limiar é ainda mais alto (21°).

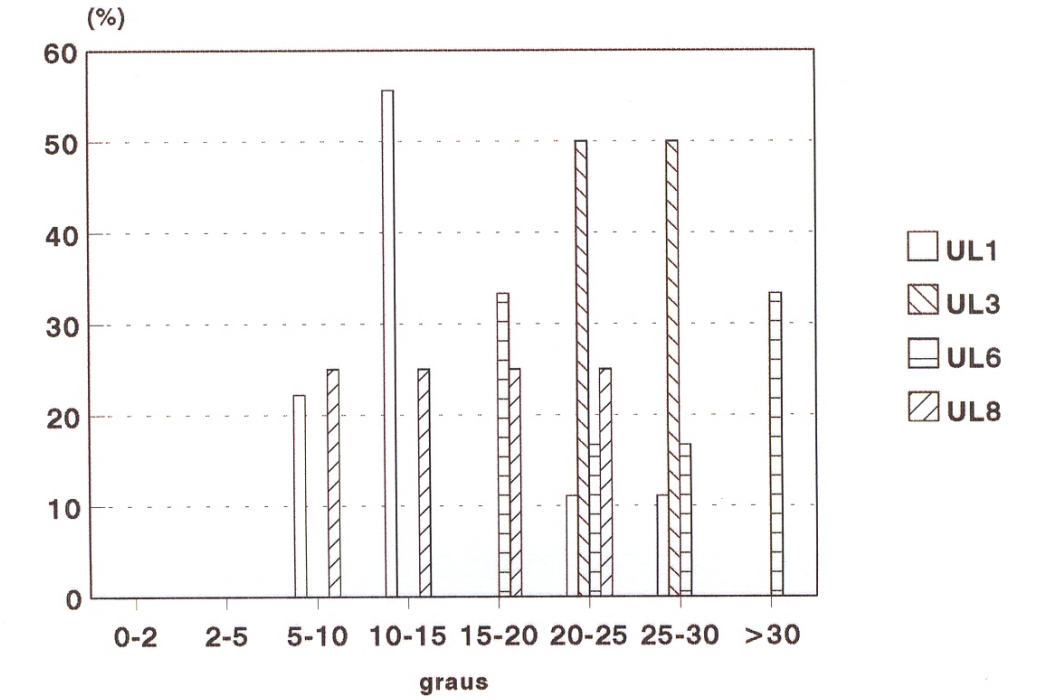

Fig. 8.10 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos rotacionais nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

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 (Quadro 8.27; Fig. 8.11), 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 8.27). 72% dos movimentos da unidade litológica 6 concentram-se nas classes entre 10° e 25°, enquanto que 67% das ocorrências no Complexo Vulcânico de Lisboa apresentam um declive compreendido entre 5° e 20° (Fig. 8.11).

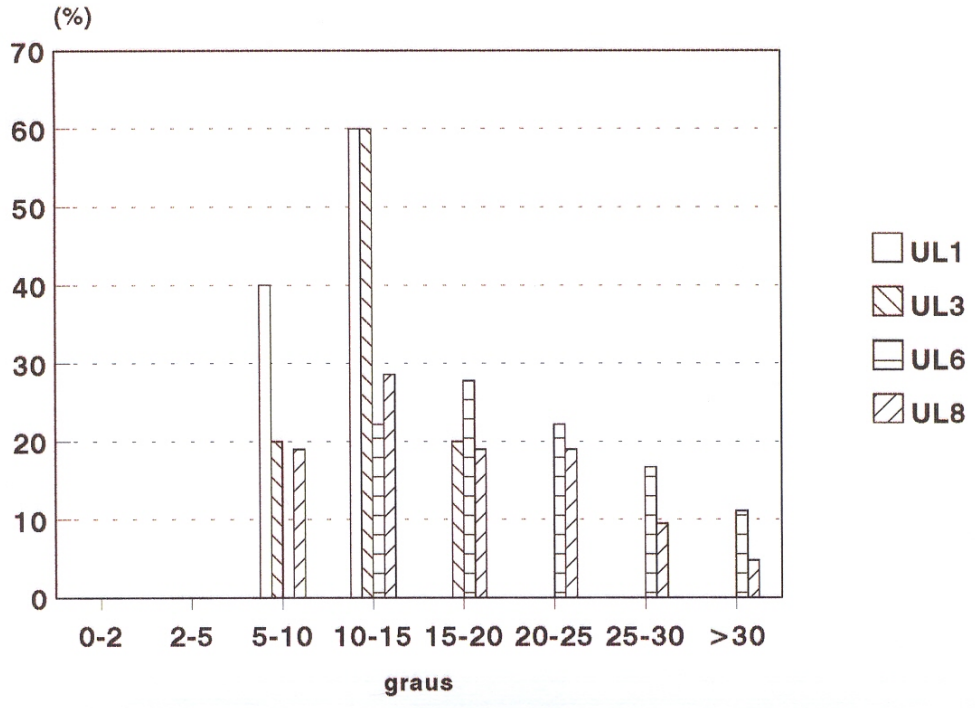

Fig. 8.11 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

Os declives médios dos deslizamentos translacionais superficiais (Quadro 8.27) colocam em contraste os terrenos do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior e do Albiano - Cenomaniano médio, por um lado, e os afloramentos das "margas e argilas da Abadia" e do Complexo Vulcânico de Lisboa, por outro, a exemplo do verificado para os deslizamentos rotacionais. Estas diferenças são igualmente evidentes na Fig. 8.12. Com efeito, 70% dos eventos da unidade litológica 3 e 48% dos casos da unidade litológica 6 apresentam declives superiores a 25°, enquanto que os movimentos das unidades litológicas 1 e 8 se concentram, maioritariamente, em vertentes com declive entre 10° e 25° (89% e 68% dos casos, respectivamente). Os limiares de declive inferiores definem um outro contraste, correspondendo os valores mais elevados aos terrenos de idade jurássica (11° a 12°).

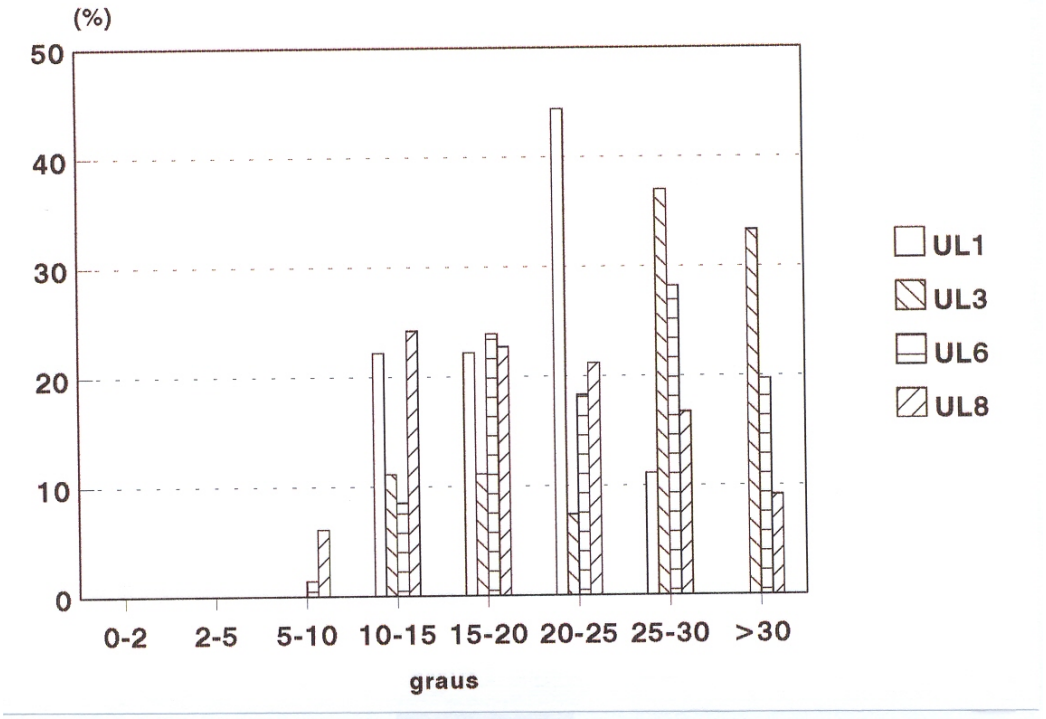

Fig. 8.12 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais superficiais nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

As "margas e argilas da Abadia" integram apenas um movimento complexo, a que não se atribui qualquer significado estatístico. Os declives médios e os limiares inferiores e superiores são relativamente semelhantes nas restantes unidades litológicas (Quadro 8.27); no entanto, as distribuições de frequências, patentes na Fig. 8.13, evidenciam algumas variações sensíveis. 59% dos movimentos da unidade litológica 6 verificam-se em vertentes com declive compreendido entre 15° e 25°. Por sua vez, as distribuições dos eventos presentes nas unidades litológicas 3 e 8 são bimodais (Fig. 8.13): a classe dos 10° a 15° regista uma frequência máxima, determinada, quase exclusivamente, pelos movimentos de tipo translacional/rotacional. Ambas as unidades litológicas apresentam, ainda, frequências elevadas nos declives mais fortes, em relação com a concentração dos restantes tipos de movimentos complexos, com destaque para os eventos com evolução para escoada na unidade litológica 3, e para os movimentos desencadeados pela erosão lateral na unidade litológica 8.

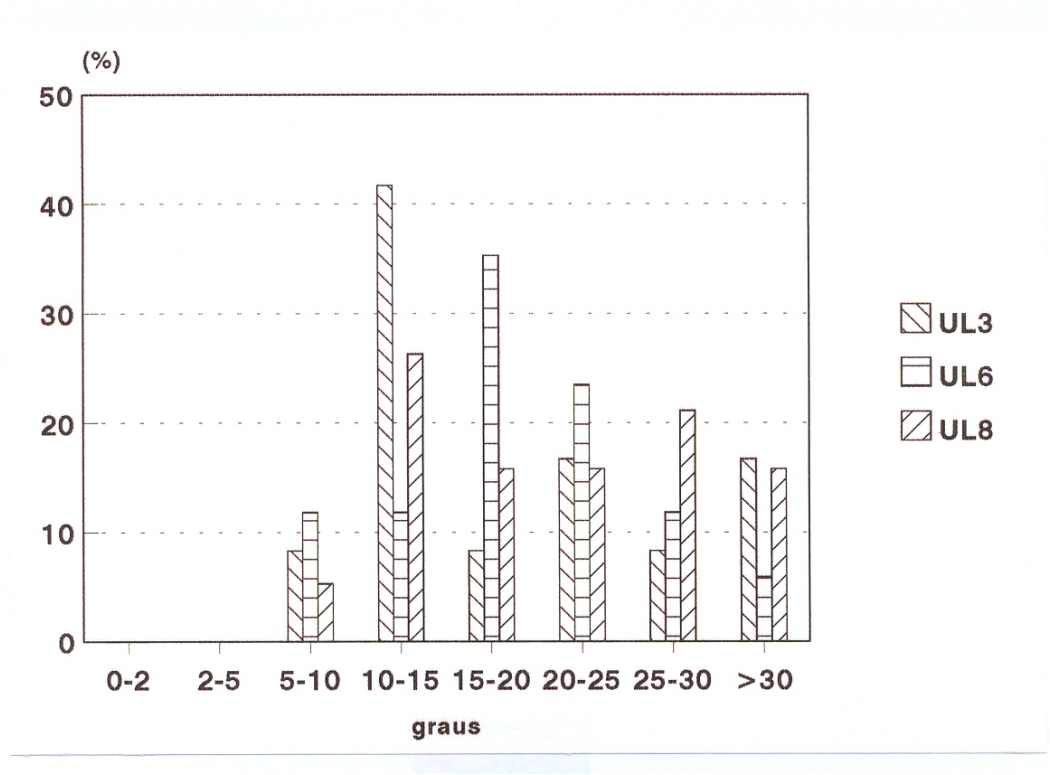

Fig. 8.13 - Declive original dos vertentes instabilizadas por movimentos complexos ou compósitos nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

Considerando a totalidade dos movimentos de vertente, sobressaem os eventos da unidade litológica 3, com um declive médio de 25° e 57% dos casos acima deste valor (Quadro 8.27; Fig. 8.14). Note-se, no entanto, que os movimentos de maior dimensão, como os deslizamentos translacionais e os movimentos complexos translacionais/rotacionais, apresentam declives mais fracos, determinando a frequência de 18% na classe de 10° a 15°.

Os eventos verificados na unidade litológica 1 apresentam o declive médio mais baixo (16°) e uma concentração máxima em vertentes com declive entre 10° e 25° (71% dos casos). Os declives dos movimentos de vertente são, geralmente, reduzidos, independentemente do tipos de mecanismo (Quadro 8.27).

Com a excepção dos movimentos complexos e compósitos, os eventos verificados na unidade litológica 6 apresentam, em regra, declives mais acentuados, por comparação com os desencadeados na unidade litológica 8 (Quadro 8.27). A maior

parte dos movimentos nas margas e calcários margosos afecta vertentes com declive entre 15° e 30° (86% dos casos), enquanto que 42% das manifestações de instabilidade no Complexo Vulcânico de Lisboa apresentam declives compreendidos entre 10° e 20°.

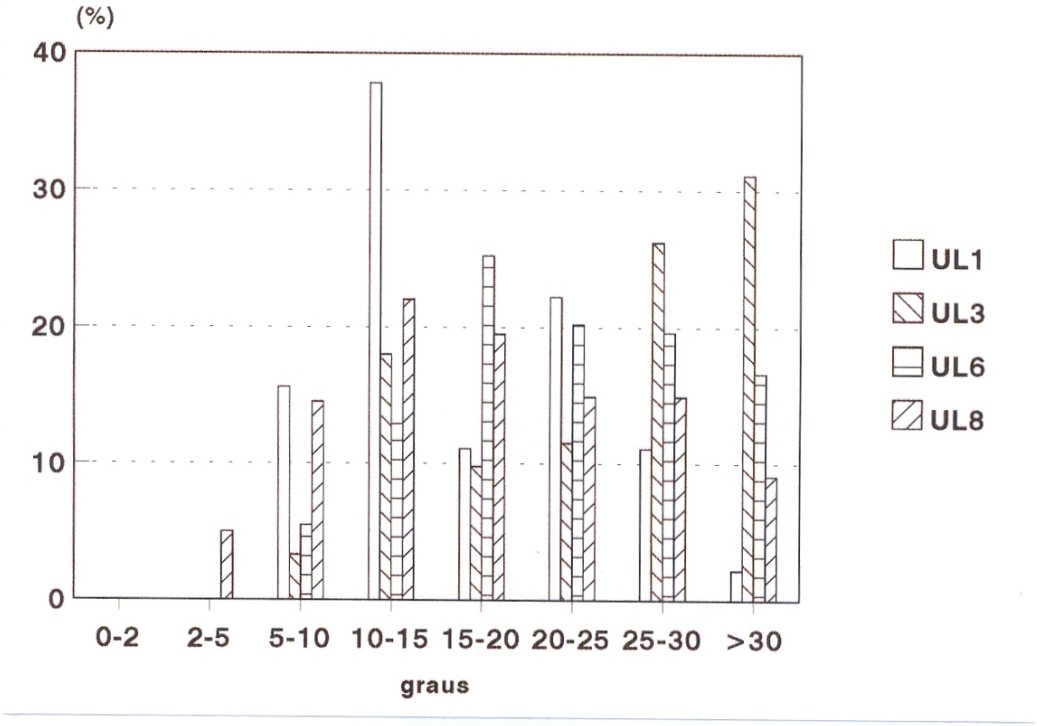

Fig. 8.14 - Declive original das vertentes instabilizadas nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8.

Os Quadros 8.28 e 8.29 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 máxima absoluto de 89 movimentos por km^2

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 8.28 - Densidade dos movimentos de vertente por classes de declive nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa (n/km^2).

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

Quadro 8.29 - 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
0 - 2°	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2° - 5°	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0
5° - 10°	1,4	0,1	0,5	0,2	8,4
10° - 15°	2,8	2,2	0,6	3,2	13,7
15° - 20°	3,5	2,3	1,3	1,2	2,5
20° - 25°	1,9	10,9	4,5	4,0	7,7
25° - 30°	5,9	3,4	5,0	3,4	15,9
> 30°	2,5	1,1	1,6	1,3	10,0
TOTAL	1,6	2,0	0,9	1,0	9,8

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 8.29).

Em Calhadriz, 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 8.30). 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 (ver Capítulo 7).

Quadro 8.30 - 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).

	Perfil vertical				Perfil horizontal			
Área-amostra	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 8.30). 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 (ver Quadro 7.15).

Como foi referido no Capítulo 3, 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. As concavidades topográficas são, naturalmente, as áreas onde a saturação do solo se atinge mais facilmente, devido à convergência, quer da escorrência superficial, quer 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 - 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 8.31). 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 8.31 - 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 8.31), nomeadamente no que respeita aos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral (ver Capítulo 7).

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 8.31).

Conforme se observa no Quadro 8.32, 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 8.33), sendo determinadas, essencialmente, pelos deslizamentos rotacionais e translacionais superficiais em Fanhões e no Trancão, e pelos deslizamentos translacionais mais profundos em Pinheiro de Loures. Registe-se que, embora o número de movimentos nos terrenos cultivados seja bastante elevado nesta última área-amostra, a percentagem de superfície instabilizada é diminuta, devido à reduzida dimensão das manifestações de instabilidade.

Quadro 8.32 - Densidade dos movimentos de vertente por classes de coberto vegetal/uso do solo nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa (n/km^2).

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

Código das classes de coberto vegetal/uso do solo: ver Quadro 8.31

Quadro 8.33 - 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
VG1	0,6	1,3	1,6	0,9	0,8
VG2	2,1	7,0	1,0	2,2	3,9
VG3	1,0	0,2	2,2	0,2	55,2
VG4	1,0	0,3	0,1	0,2	5,6
TOTAL	1,6	2,0	0,9	1,0	9,8

Código das classes de coberto vegetal/uso do solo: ver Quadro 8.31

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 8.32 e 8.33).

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 excesso (por razões já explicadas no Capítulo 7 e que se prendem com o critério utilizado na inventariação dos movimentos), 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.

3.5 - 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 8.34). 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).

Como foi referido no Capítulo 5, 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, na construção de aterros mal consolidados e na modificação do traçado natural de cursos de água.

Quadro 8.34 - 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 %

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 8.35). 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).

Quadro 8.35 - 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 %

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).

4 - CONCLUSÃO

As áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa caracterizam-se pela existência de um grande número de movimentos de vertente de pequena dimensão (deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e deslizamentos translacionais superficiais), que representam mais de 70% do número total das manifestações de instabilidade. Os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral dominam nas áreas--amostra de Lousa e Pinheiro de Loures, enquanto que os deslizamentos translacionais superficiais são mais frequentes em Calhandriz, Fanhões e Trancão. Estas manifestações de instabilidade são determinantes para explicar as densidades dos movimentos registadas em qualquer das áreas-amostra.

Os deslizamentos rotacionais e translacionais e os movimentos complexos e compósitos apresentam dimensões consideravelmente superiores às dos anteriores e ocorrem em número muito mais reduzido. O peso destes movimentos é determinante na área de Calhandriz, que apresenta uma percentagem de superfície instabilizada de 9,8%, muito acima das verificadas nas restantes áreas-amostra.

Mais de 70% dos movimentos de vertente são considerados activos, tendo registado deslocações posteriormente a 1967. Este facto, associado à reduzida expressão dos eventos considerados estabilizados (apenas 1% do número total de casos), é revelador do grande potencial de instabilidade que caracteriza a Região a Norte de Lisboa.

Os contrastes morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos têm expressão nos 88% de casos correctamente classificados por análise discriminante.

Os movimentos de maior dimensão têm geralmente uma forma alongada, contrastando com os deslizamentos translacionais superficiais, que apresentam uma fisionomia quase circular. Para além disso, os movimentos maiores tendem a concentrar--se em vertentes com comando e extensão mais acentuados.

A relação entre as manifestações de instabilidade e o declive das vertentes não é simples nem uniforme. No Trancão e em Lousa há tendência para o aumento da dimensão dos movimentos em função daquela variável, enquanto que em Calhandriz, e de uma forma menos nítida em Fanhões e Pinheiro de Loures, se verifica o contrário.

A análise discriminante aos atributos morfométricos dos movimentos de vertente agrupados por áreas-amostra forneceu, sistematicamente, resultados pouco significativos e mais influenciados pelas características morfológicas do terreno, que por diferenças sensíveis na forma e dimensão dos movimentos de vertente. Apesar de tudo, é possível concluir que as áreas-amostra de Calhandriz e Fanhões integram os eventos de maior dimensão, embora com fisionomias contrastadas, correspondendo as formas mais alongadas aos movimentos da área de Calhandriz.

As áreas-amostra estudadas incluem quatro unidades litológicas muito susceptíveis à instabilidade: "margas e argilas da Abadia" do Kimeridgiano inferior e médio (unidade litológica 1); margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior (unidade litológica 3); margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio (unidade litológica 6); e escoadas basálticas e tufos vulcâ-nicos do Complexo Vulcânico de Lisboa, de idade neocretácica (unidade litológica 8).

Nos terrenos cretácicos (área-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures), verifica-se uma maior 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. Com a excepção do verificado na área de Fanhões, a densidade dos movimentos de vertente nas margas e calcários margosos é superior à registada nos afloramentos do Complexo Vulcânico de

Lisboa. Este facto, associado à maior dimensão evidenciada pelos movimentos presentes na unidade litológica 6, é responsável pelas percentagens de superfície instabilizada mais elevadas nestes terrenos.

As unidades litológicas 1 e 3 restringem-se à 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 no complexo de margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior. Embora as densidades de movimentos verificadas nestas unidades litológicas não se destaquem das restantes, as percentagens de superfície instabilizada são muito mais elevadas, em reflexo da grande dimensão de alguns dos movimentos nos terrenos de idade jurássica. A este respeito, merecem particular referência os deslizamentos rotacionais na unidade litológica 1 e os movimentos complexos translacionais/rotacionais na unidade litológica 3.

Os condicionalismos estruturais verificam-se nos deslizamentos translacionais e nos movimentos complexos e compósitos com componente principal translacional, cujas superfícies de ruptura acompanham, frequentemente, planos de estratificação. As vertentes instabilizadas por estes movimentos apresentam, em mais de 80% dos casos, declives superiores ao valor do pendor das camadas.

Embora a concordância entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas seja, em muito casos, quase perfeita (particularmente nas áreas de Fanhões e Pinheiro de Loures), a maior parte dos movimentos regista desvios entre 40° e 60° para estas variáveis, nomeadamente nas áreas do Trancão, Lousa e Calhandriz, onde as vertentes que acompanham directamente o pendor das camadas têm uma expressão muito reduzida.

Os declives das vertentes instabilizadas evidenciam contrastes significativos ao nível dos tipos de movimentos, áreas-amostra e principais unidades litológicas.

Os deslizamentos translacionais superficiais têm declives médios por área-amostra sempre acima de 21°, contrastando com os deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e com os deslizamentos translacionais profundos, cujo declive médio é de 17°. Os movimentos complexos e compósitos e os deslizamentos rotacionais ocupam uma posição intermédia (20° e 19°, respectivamente).

O declive médio mais elevado, por área-amostra, verifica-se em Calhandriz (22°). No entanto, este valor é fortemente influenciado pelo declive geralmente acentuado dos movimentos de menor dimensão (deslizamentos translacionais superficiais e deslizamentos(desabamentos por erosão lateral) e não reflecte a realidade dos deslizamentos rotacionais, deslizamentos translacionais e movimentos complexos e compósitos, cujos declives médios são consideravelmente mais baixos.

As vertentes instabilizadas nas áreas-amostra de Fanhões e Pinheiro de Loures registam os declives médios mais baixos (entre 17° e 18°), devido aos valores geralmente reduzido dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, deslizamentos rotacionais e movimentos complexos e compósitos.

Os movimentos de vertente das áreas-amostra do Trancão e de Lousa apresentam declives médios compreendidos entre 20° e 21°. Estes valores são fortemente influenciados pelos declives relativamente acentuados dos deslizamentos rotacionais e dos movimentos complexos e compósitos.

Considerando as quatro unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade, verifica-se que os movimentos desencadeados no complexo de margas, calcários margosos e calcários do Kimeridgiano superior - Portlandiano inferior são os que registam o declive médio mais elevado (25°), em reflexo, fundamentalmente, dos parciais relativos aos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral e deslizamentos translacionais superficiais.

Os declives das vertentes instabilizadas nas "margas e argilas da Abadia" do Kimeridgiano inferior e médio são geralmente reduzidos, independentemente do tipo de movimento. Este facto reflecte-se, naturalmente, no respectivo valor médio (16°), o mais baixo dos afloramentos rochosos considerados, e indicia 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 tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa (22° e 18°, respectivamente). Esta tendência, apenas contrariada pelo conjunto dos movimentos complexos e compósitos, não pode ser desligada da forte associação existente entre os afloramentos do Albiano - Cenomaniano médio 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 da Região a Norte de Lisboa. Os registos mais elevados, para ambas as variáveis, verificam-se, quase sempre, nas vertentes com declive superior a 20°. No entanto, as áreas-amostra de Calhandriz, Pinheiro de Loures e Fanhões registam superfícies instabilizadas bastantes extensas nas classes entre 5° e 20°, determinadas pela estreita associação entre os movimentos de maior dimensão (deslizamentos rotacionais, deslizamentos translacionais e movimentos complexos e compósitos) 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°, confirmando a tendência para o aumento da grandeza das manifestações de instabilidade em função da inclinação da topografia, nestas duas áreas-amostra.

Os movimentos identificados nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa desenvolvem-se, preferencialmente, em vertentes com perfil vertical rectilíneo e perfil horizontal côncavo. 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 incultos com vegetação de porte herbáceo e com vegetação de porte arbustivo e matagal são os que apresentam as maiores densidades de movimentos e percentagens de superfície instabilizada, 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 os movimentos de vertente com planos de ruptura mais profundos. Os terrenos cultivados registam densidades e percentagens de superfície instabilizada reduzidas, na generalidade das áreas-amostra. 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°.

Cerca de 20% do número total de manifestações de instabilidade correspondem a reactivações de movimentos antigos. Estas são fundamentalmente importantes nos movimentos complexos e compósitos e deslizamentos translacionais, e adquirem a sua maior expressão nas áreas-amostra de Lousa e Fanhões.

Os movimentos de vertente condicionados por intervenções antrópicas desajustadas 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.

Como ficou provado, os contrastes morfométricos entre os tipos de movimentos de vertente são bastante relevantes, independentemente das áreas-amostra. Este facto, associado à ausência de uma diferenciação óbvia quando se consideram os movimentos agrupados por áreas-amostra, poderia indiciar a possibilidade de extrapolar a informação, obtida pelo estudo pormenorizado de áreas com pequena dimensão, a superfícies mais vastas na Região a Norte de Lisboa, com características geológicas e geomorfológicas similares. No entanto, esta extrapolação não é simples visto que, como

se viu, a relação entre os movimentos de vertente e os factores condicionantes da instabilidade reveste-se de características particulares em cada uma das áreas-amostra. Deste modo, pode-se concluir que, pese embora o enorme consumo de tempo que a metodologia acarreta, o conhecimento aprofundado da instabilidade das vertentes numa área particular só é possível com o levantamento detalhado dos movimentos existentes e com o estudo dos factores locais que os condicionam e desencadeiam.

CAPÍTULO 9

A PRECIPITAÇÃO COMO FACTOR DESENCADEANTE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

1 - INTRODUÇÃO

Como já foi referido nos Capítulos 2 e 3, os movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa evidenciam um sinal climático indiscutível, comprovado pela estreita ligação entre as manifestações de instabilidade recentes e situações particulares do regime da precipitação.

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 1983[1].

A análise do regime da precipitação da Região a Norte de Lisboa baseia-se nas observações diárias do posto udométrico de S. Julião do Tojal. Apesar de existirem referências ao seu funcionamento desde, pelo menos, 1938 (FARIA *et al.*, 1980; REIS e GONÇALVES, 1981), apenas foi possível obter os registos efectuados entre 1956/57 e 1992/93, o que perfaz uma série de 37 anos consecutivos.

Embora a posição topográfica do posto de S. Julião do Tojal, em plena Bacia de Loures e a uma altitude de 12 m, não seja a ideal, a sua escolha foi determinada pelo longo período de observações disponível. As alternativas possíveis correspondem aos postos udométricos de Lousa e de Arranhó, inseridos num contexto morfológico mais próximo dos verificados nas áreas-amostra estudadas em pormenor. No entanto, as séries de precipitação destes postos têm um reduzido significado estatístico, devido ao seu tardio início de funcionamento (1979/80, em Lousa; 1984/85, em Arranhó), razão que determinou a sua não inclusão no presente trabalho.

[1] Refira-se que, recentemente, COROMINAS e MOYA (1996) identificam os mesmos dois padrões de precipitação no desencadeamento de movimentos de vertente nos Pirenéus Catalães.

2 - ASPECTOS GERAIS DO REGIME DA PRECIPITAÇÃO EM S. JULIÃO DO TOJAL

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 Fig. 9.1 mostra bastante bem a irregularidade interanual das precipitações e a reduzida significância do valor médio da precipitação anual (731 mm). A década de 60 foi, globalmente, bastante chuvosa, integrando apenas três anos com precipitação inferior à média. A década de 70 foi, no geral, mais seca, ainda que a precipitação verificada entre 1976/77 e 1978/79 tenha sido bastante significativa. A década de 80 foi marcada por uma grande irregularidade, embora os totais anuais se tenham situado, maioritariamente, abaixo do valor médio. No total, o valor dos 1000 mm anuais foi ultrapassado apenas em seis ocasiões, metade das quais na década de 60.

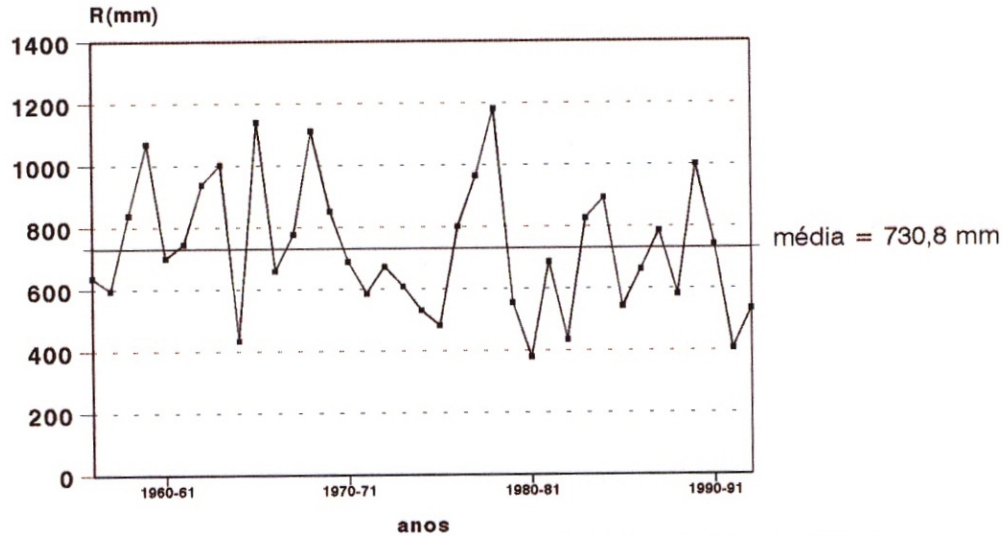

Fig. 9.1 - Evolução das precipitações anuais em S. Julião do Tojal, entre 1956/57 e 1992/93.

Conforme se verifica no Quadro 9.1, as precipitações médias mensais mais elevadas verificam-se no período compreendido entre Outubro e Março. O mês de Novembro regista o máximo absoluto e é de destacar a existência de um mínimo relativo em Janeiro e de um máximo relativo em Fevereiro. Assinale-se, ainda, que Outubro apresenta uma precipitação média mais elevada que Março, demonstrando a importância das chuvas outonais na região.

Quadro 9.1 - Parâmetros estatísticos básicos das precipitações mensais e anual em S. Julião do Tojal (período de referência: 1956/57 - 1992/93).

	média	desv.-pad.	mediana	mínimo	máximo	nº médio de dias de chuva	nº médio de dias com R>10mm	nº total de dias com R>30mm
SET	27,6	27,8	17,3	0,0	124,4	4	1	6
OUT	80,8	65,5	74,9	3,9	246,9	8	3	21
NOV	110,8	88,0	88,7	1,7	447,2	10	3	33
DEZ	106,1	91,0	66,5	14,7	347,1	12	4	15
JAN	98,7	69,1	84,4	0,0	338,8	11	3	18
FEV	103,3	68,7	93,8	12,4	272,6	12	3	20
MAR	72,8	53,6	66,1	1,5	201,1	9	3	12
ABR	61,4	37,6	54,2	5,6	166,9	8	2	6
MAI	45,4	36,5	41,2	0,0	141,2	7	1	7
JUN	15,6	17,7	9,1	0,0	79,0	3	0	0
JUL	2,4	5,1	0,0	0,0	27,2	1	0	0
AGO	5,9	14,1	0,0	0,0	82,7	1	0	1
ANO	730,8	212,0	688,0	379,3	1181,6	86	23	139

Os valores mínimos e máximos mensais absolutos comprovam a grande irregularidade interanual das precipitações (Quadro 9.1): a ocorrência de quantitativos reduzidos, ou mesmo a ausência de precipitação, podem verificar-se em qualquer dos meses do ano; todos os meses, com as excepções de Junho, Julho e Agosto, podem registar, num ano particular, uma precipitação superior à média interanual do mês mais chuvoso (110,8 mm).

A Figura 9.2 representa o regime provável da precipitação em S. Julião do Tojal e confirma o período entre Outubro e Março como o mais chuvoso do ano.

Nas frequências inferiores, os máximos absolutos verificam-se em Novembro (D1) e Janeiro (D2 a D4). Estes meses são substituídos, nas frequências superiores, por Fevereiro (máximo absoluto de D5 a D7) e Dezembro (mês mais chuvoso em D8 e D9). Assumindo a validade probabilística deste regime provável da precipitação, conclui-se

que os meses de Janeiro e Fevereiro são os que registam, com maior frequência, o valor máximo absoluto (30% de probabilidade para cada um)[2]. O mês de Novembro, embora apresente o valor médio mais elevado, será o mais chuvoso apenas no decil inferior, isto é, com um valor de precipitação que é ultrapassado nove vezes em cada dez anos.

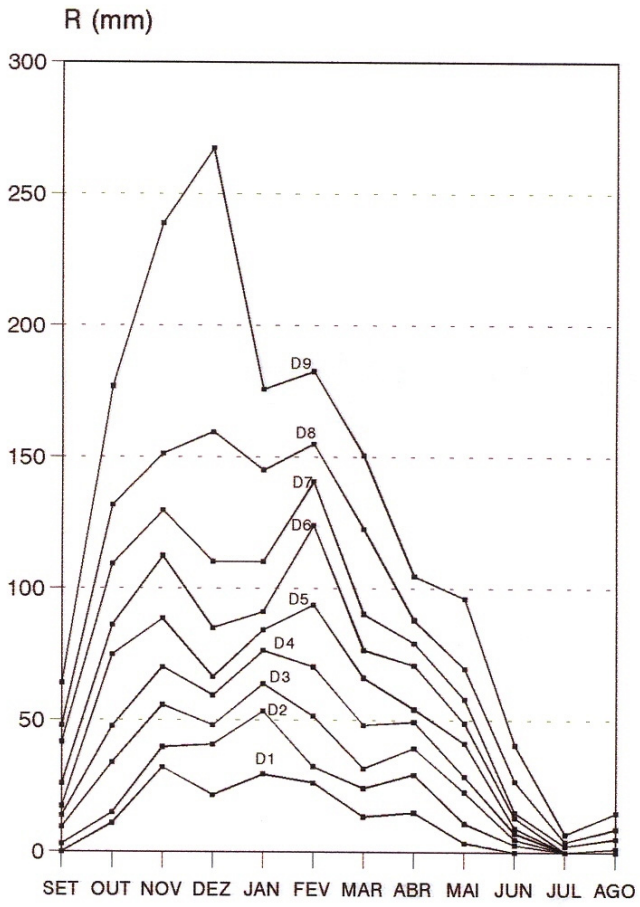

Fig. 9.2 - Regime provável da precipitação em S. Julião do Tojal (período: 1956/57 - - 1992/93)

[2] O significado desta observação é reforçado para Fevereiro, pelo facto de se tratar de um mês com duração inferior à dos restantes.

A importância dos meses de Novembro e Fevereiro na estação chuvosa manifesta-se, igualmente, nos máximos secundários da precipitação, cuja probabilidade de ocorrência é de 50% em Novembro e 20% em Fevereiro.

Os meses de Dezembro e Janeiro são os mais irregulares do período chuvoso, apresentando inversões de regime bem marcadas. Dezembro regista um mínimo relativo de D1 a D7 (sete vezes em cada 10 anos) e o valor máximo absoluto nas duas frequências superiores. Janeiro apresenta um comportamento praticamente oposto, com máximos nas frequências inferiores e mínimos relativos em D8 e D9.

Os mínimos absolutos da precipitação mensal verificam-se em Julho e Agosto, cuja probabilidade de ausência de chuva é de, respectivamente, 60% e 50%. Uma vez em cada dez anos, o período sem chuvas é mais longo, prolongando-se de Junho a Setembro.

Os meses de Setembro e Outubro aparecem, na generalidade das frequências, na curva ascendente da precipitação, constituindo um período de transição entre a estação seca e a estação chuvosa. Em Abril, Maio e Junho verifica-se a passagem entre os períodos chuvoso e seco. Esta fase de transição não é tão regular como a anterior, sendo de realçar que, em 40% dos casos, Abril regista uma precipitação superior à do mês de Março.

Conforme se verifica no Quadro 9.1, os dias de chuva concentram-se também, maioritariamente, no período compreendido entre Outubro e Março (73% do total anual). Os valores mais elevados verificam-se em Dezembro e Fevereiro, e não no mês que regista a precipitação média mais elevada (Novembro). Este facto indicia a ocorrência de chuvas mais intensas em Novembro, comparativamente aos restantes meses da estação chuvosa, como se comprova pelo registo do número total de dias com precipitação superior a 30 mm.

A Figura 9.3 mostra que a maioria dos dias chuvosos (44% do total) regista precipitações relativamente reduzidas, inferiores a 4 mm. O número de observações com mais de 10 mm representa 28% do total de dias chuvosos, enquanto que os 50 mm de precipitação diária foram ultrapassados somente em 21 ocasiões (0,7% do total).

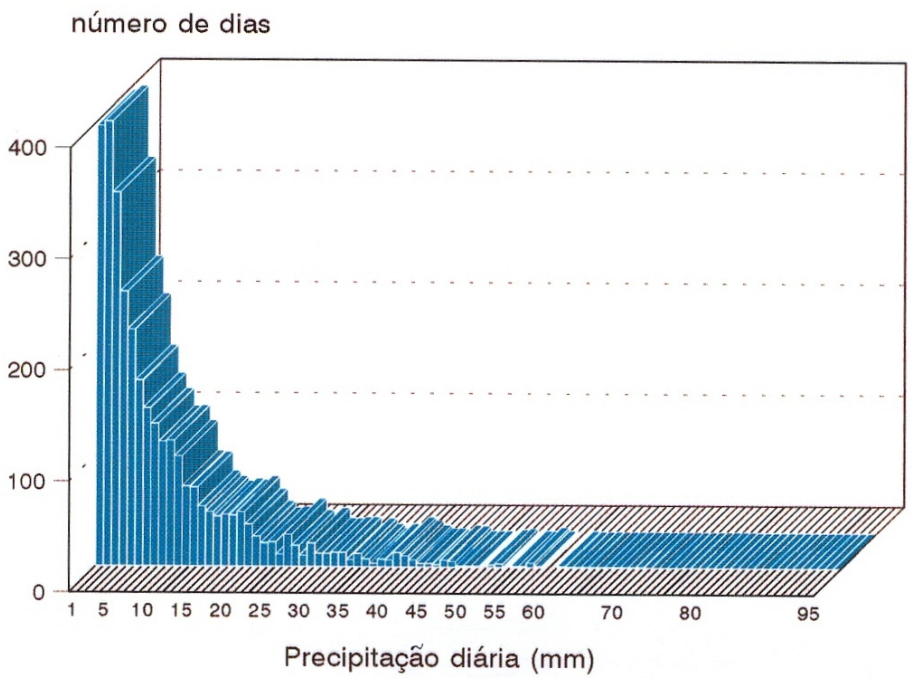

Fig. 9.3 - Histograma das precipitações diárias em S. Julião do Tojal. (período: 1956/57 - 1992/93)

Os dias caracterizados por precipitação muito intensa , por vezes integrados em sequências chuvosas relativamente longas, são determinantes na activação das manifestações de instabilidade da área estudada. De entre os casos observados em S. Julião do Tojal destacam-se duas situações absolutamente excepcionais que, por esse motivo, não foram incluídas na Figura 9.3: os 137 mm verificados no dia 25 de Novembro de 1967 e os 164 mm registados a 18 de Novembro de 1983, responsáveis pelas maiores cheias rápidas documentadas na Região a Norte de Lisboa.

3 - TENTATIVA DE DETERMINAÇÃO DE LIMIARES CRÍTICOS DE PRECIPITAÇÃO ANTECEDENTE

3.1 - 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 probabilístico destes dados (Figs. 9.4, 9.5, 9.6 e 9.7). 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 9.2.

Quadro 9.2 - Precipitação acumulada absoluta (mm), entre 1 e 150 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno (dados de S. Julião do Tojal).

	PERÍODOS DE RETORNO					
Número de dias consecutivos	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

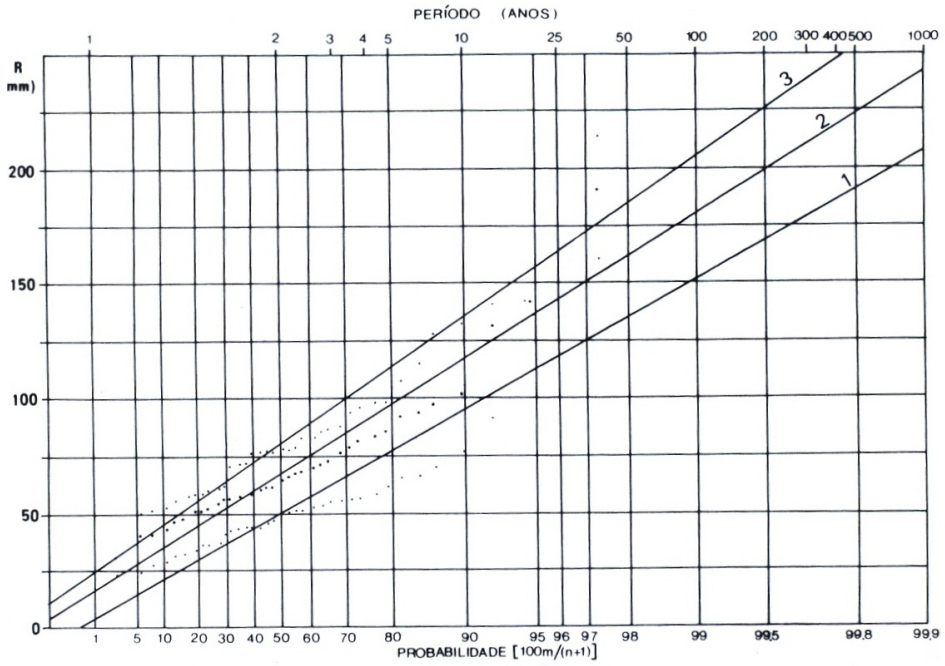

Fig. 9.4 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 1, 2 e 3 dias (dados de S. Julião do Tojal).

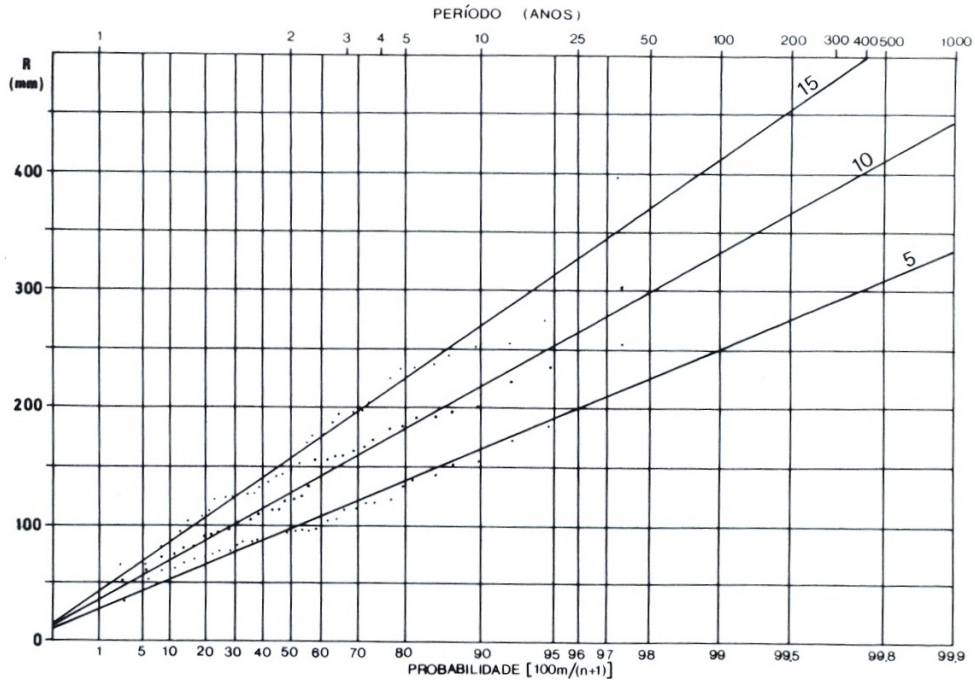

Fig. 9.5 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 5, 10 e 15 dias (dados de S. Julião do Tojal).

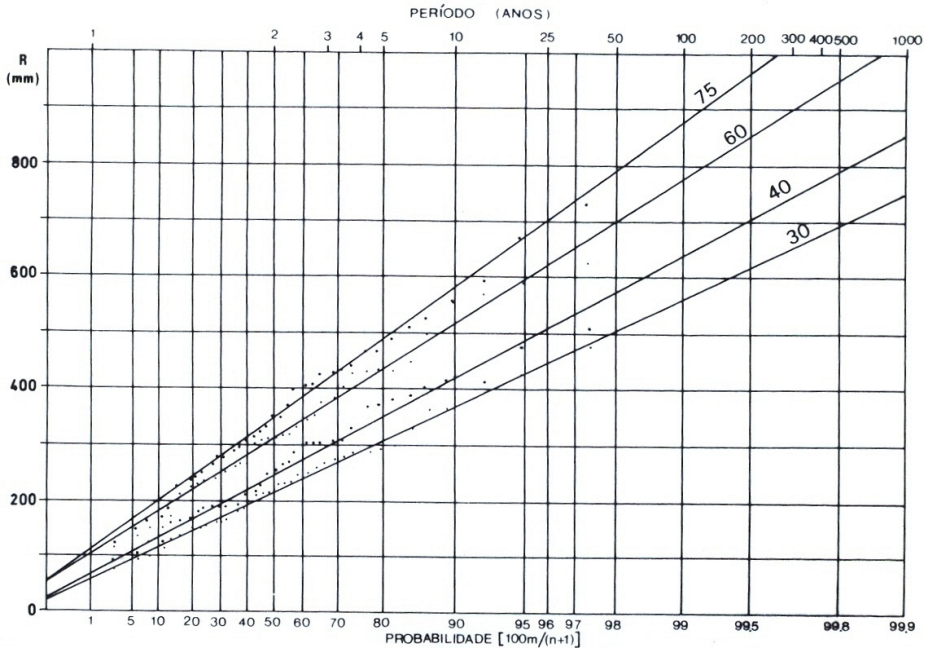

Fig. 9.6 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 30, 40, 60 e 75 dias (dados de S. Julião do Tojal).

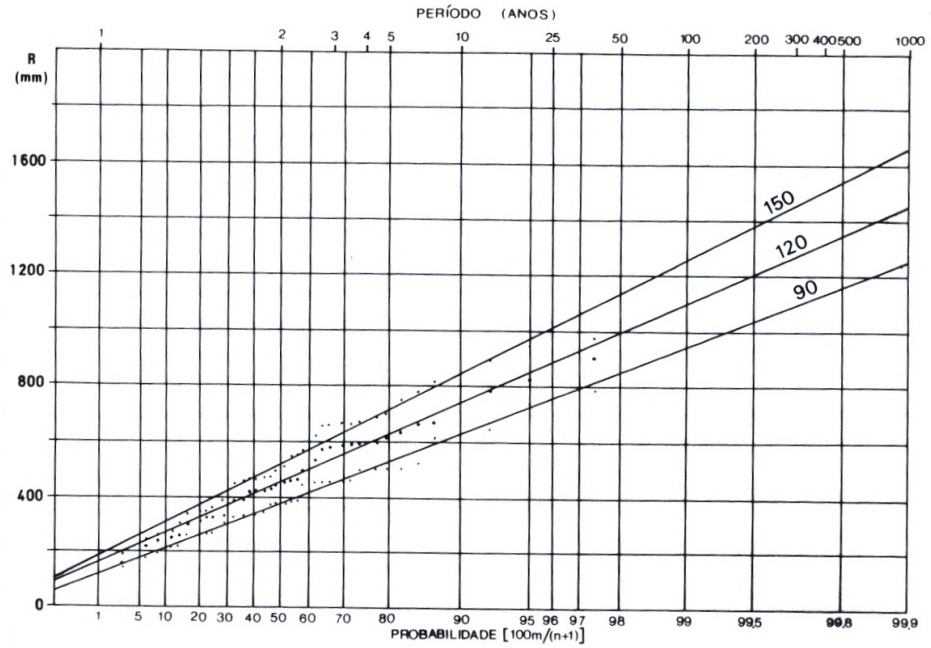

Fig. 9.7 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 90, 120 e 150 dias (dados de S. Julião do Tojal).

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:

$$Qi = \sum_{i=1}^{n} Pi \ \lambda^{\,n-1} \qquad (9.1)$$

sendo:

Qi = precipitação antecedente ponderada;

Pi = 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:

$$Pax = KP1 + K^2P2 + \ldots K^nPn \qquad (9.2)$$

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 (Figs. 9.8 e 9.9; Quadro 9.3).

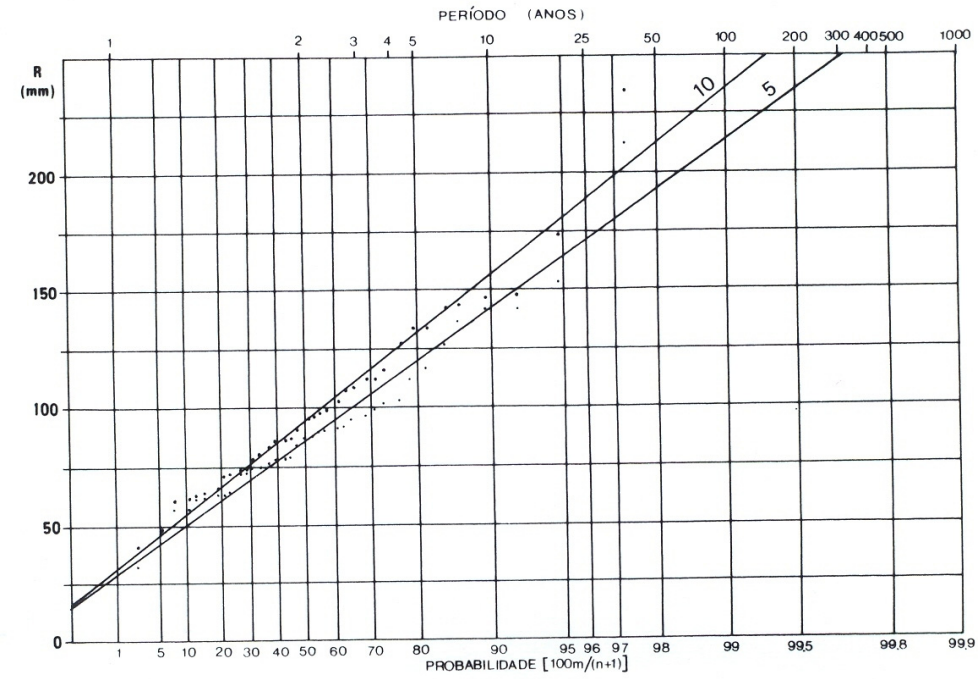

Fig. 9.8 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada ponderada para as durações de 5 e 10 dias (dados de S. Julião do Tojal).

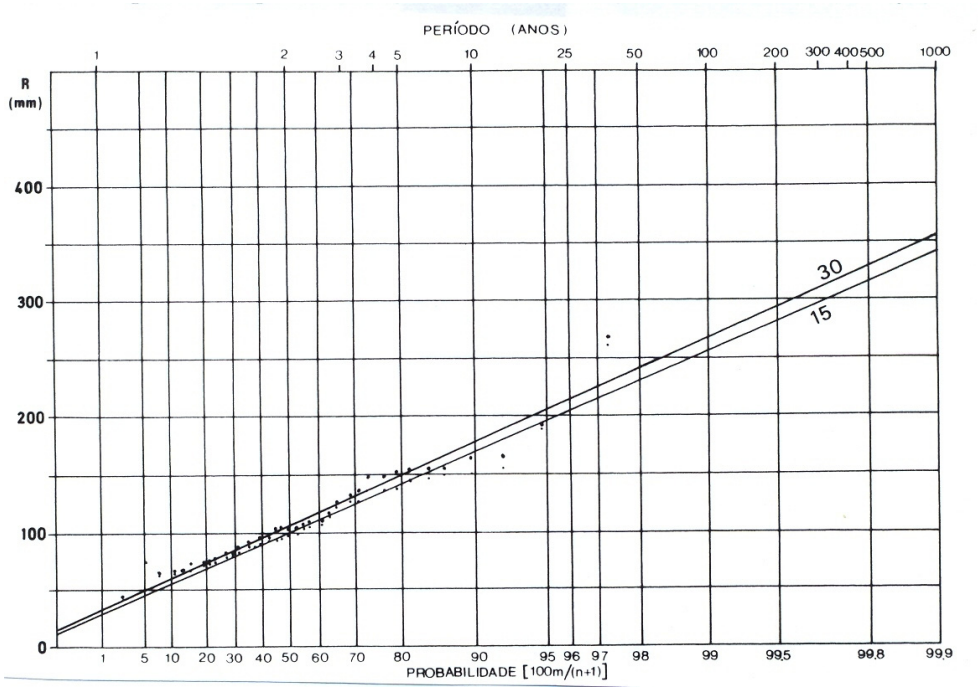

Fig. 9.9 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada ponderada para as durações de 15 e 30 dias (dados de S. Julião do Tojal).

Quadro 9.3 - Precipitação acumulada ponderada (mm) em 5, 10, 15 e 30 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno (dados de S. Julião do Tojal).

	PERÍODOS DE RETORNO					
Número de dias consecutivos	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 9.4)[3]. Convém assinalar que, devido à hora a que são efectuadas as observações no posto udométrico de S. Julião do Tojal (9 horas), houve a necessidade de recorrer ao registo do dia seguinte para determinar a precipitação verificada num dia particular.

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).

[3] 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 são considerados neste trabalho devido à inexistência de dados divulgados para o posto udométrico de S. Julião do Tojal.

Quadro 9.4 - 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

3.2 - 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. 9.10). No início de Novembro verificou-se uma sequência chuvosa de 5 dias, com 71,6 mm de 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. Conforme se observa na Fig. 9.11, 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. A importância das chuvadas instantâneas é comprovada pelos 60 mm verificados em Monte Estoril, entre as 21 e 22 horas, e pelos 30 mm registados em S. Julião do Tojal, entre as 22 e 23 horas.

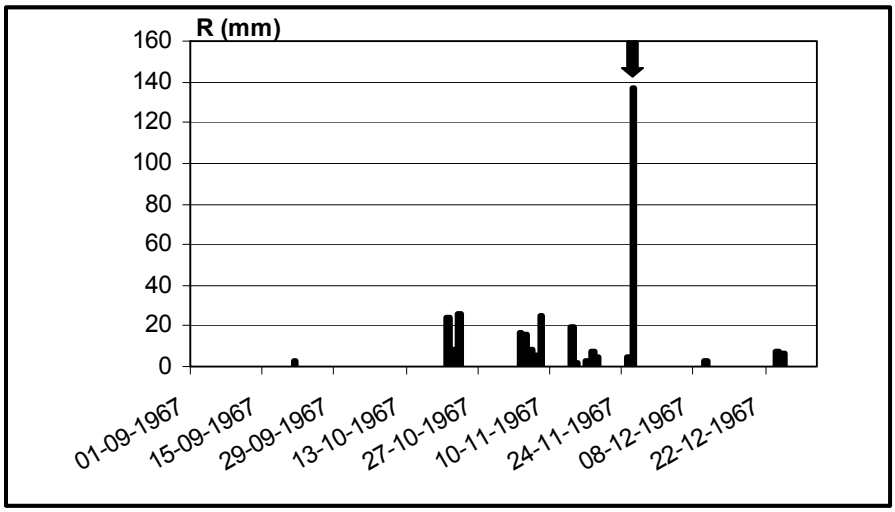

Fig. 9.10 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal, entre Setembro e Dezembro de 1967. A seta marca a data de ocorrência dos movimentos de vertente.

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 cerca 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 9.4, 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.

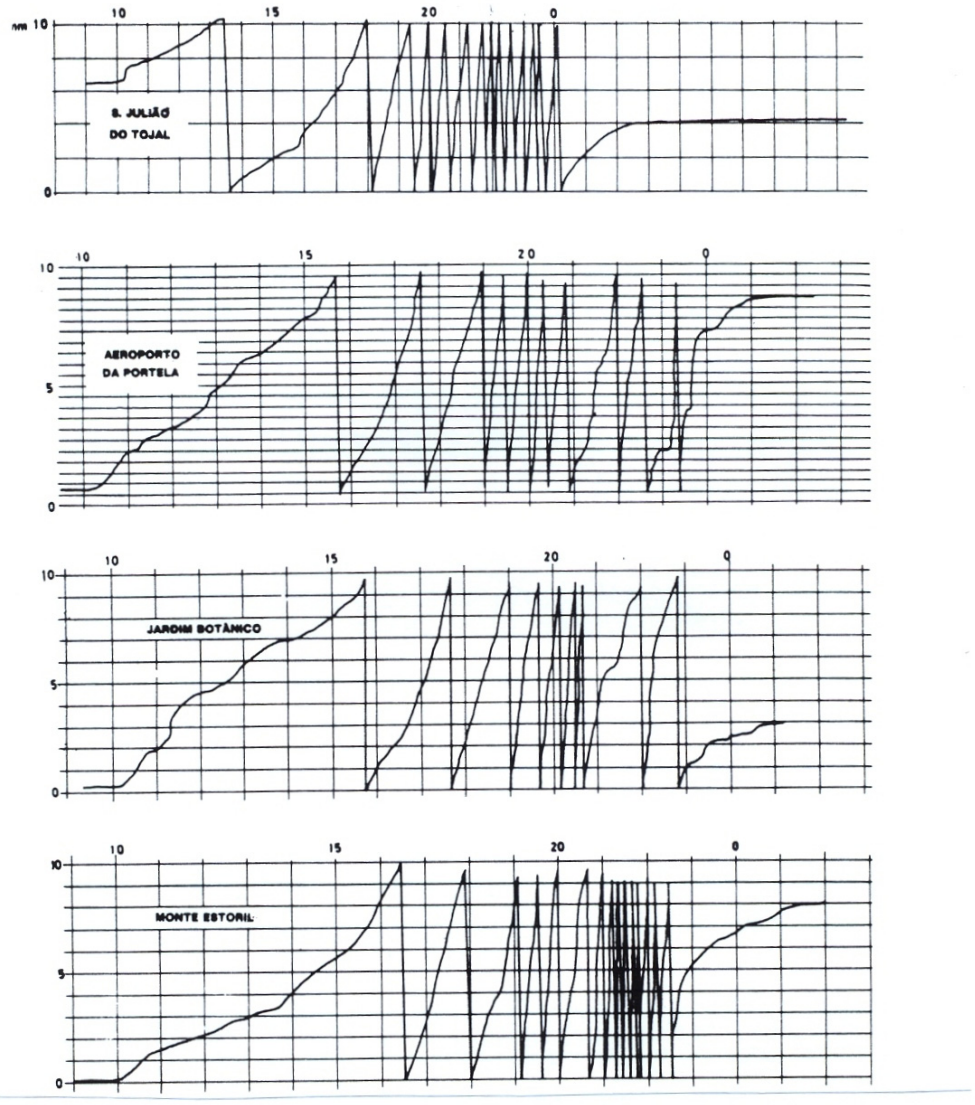

Fig. 9.11 - Udogramas do temporal de 25 de Novembro de 1967, em S. Julião do Tojal, Lisboa/Portela, Lisboa/Jardim Botânico e Monte Estoril (Extraído de LENCASTRE e FRANCO, 1984, p.51).

A Fig. 9.12 comprova a fraca importância das chuvas antecedentes e o papel determinante da precipitação verificada num único dia. O Quadro 9.5 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).

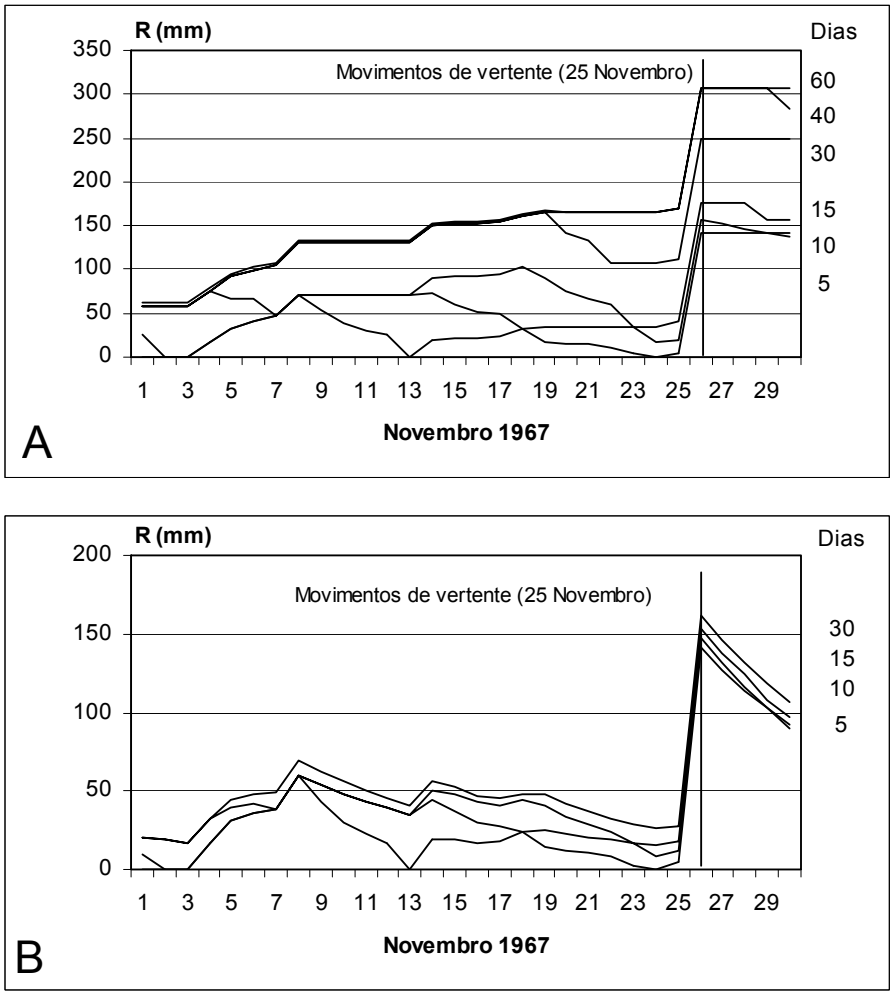

Fig. 9.12 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1967. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

Quadro 9.5 - 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).

	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
Durações	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		

3.3 - 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. 9.13), 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. 9.13). 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 9.4 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.

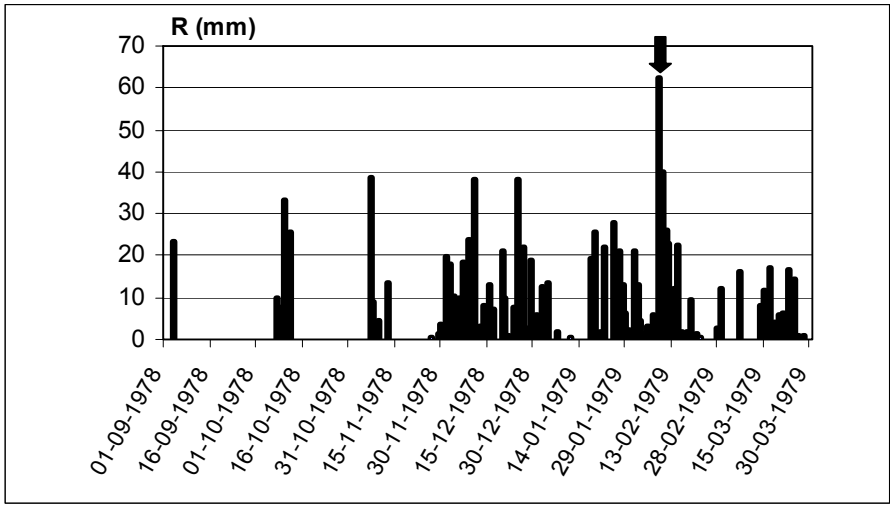

Fig. 9.13 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1978 e Março de 1979. A seta marca a data de ocorrência dos movimentos de vertente.

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 9.14 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.

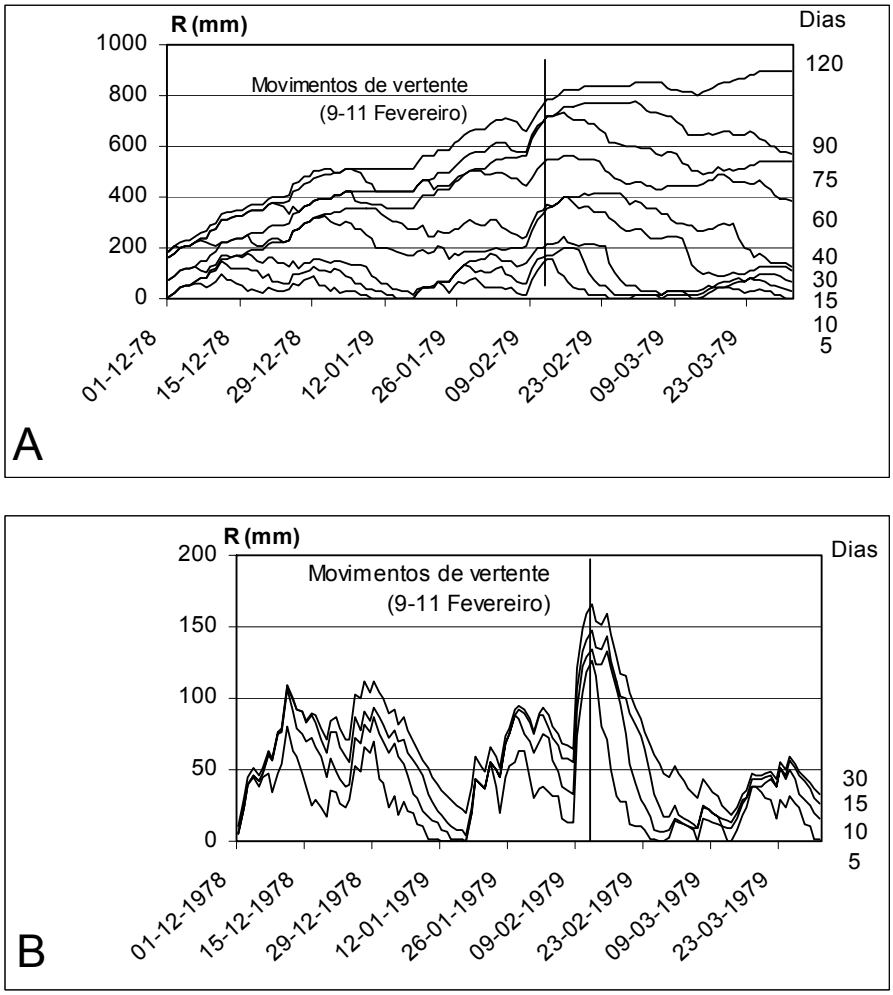

Fig. 9.14 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1978 e Março de 1979. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

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 9.6).

Quadro 9.6 - 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).

	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
Durações	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. 9.14B). 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 adoptada 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.

3.4 - 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. 9.15). 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. 9.15). Este valor constitui um máximo absoluto no posto udométrico, com um período de retorno de 160 anos.

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 (Fig. 9.16). 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.

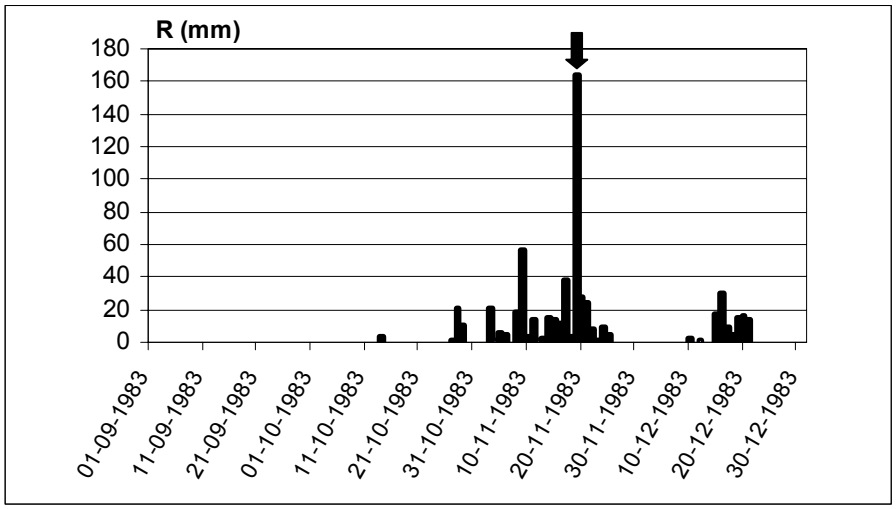

Fig. 9.15 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro e Dezembro de 1983. A seta marca a data de ocorrência dos movimentos de vertente.

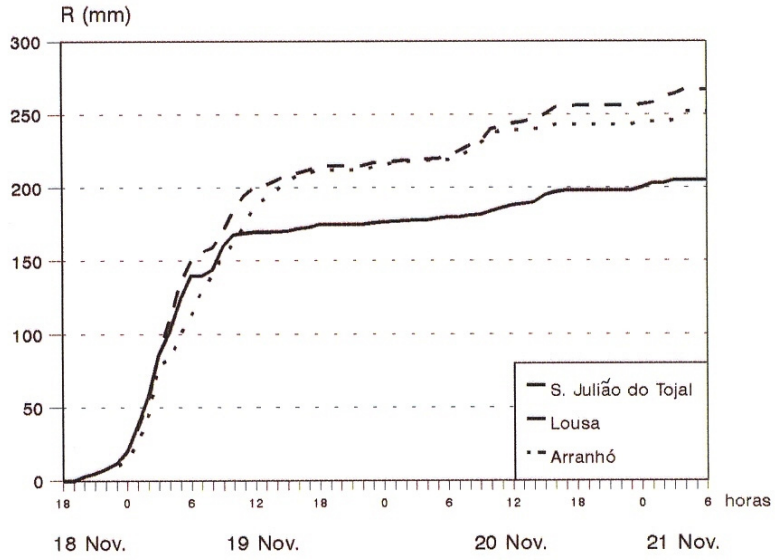

Fig. 9.16 - Precipitações acumuladas, entre 18 e 21 de Novembro de 1983, nos postos udométricos de S. Julião do Tojal, Lousa e Arranhó (adaptado de GODINHO, 1984, p.47).

A cheia rápida de Novembro de 1983 provocou 6 mortes e cerca de 12 milhões de contos de prejuízos na região de Lisboa. 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 9.4, 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. 9.17 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 9.7 coloca, igualmente, em destaque a chuva verificada em 24 horas, com um período de retorno sem equivalente em qualquer das restantes durações consideradas.

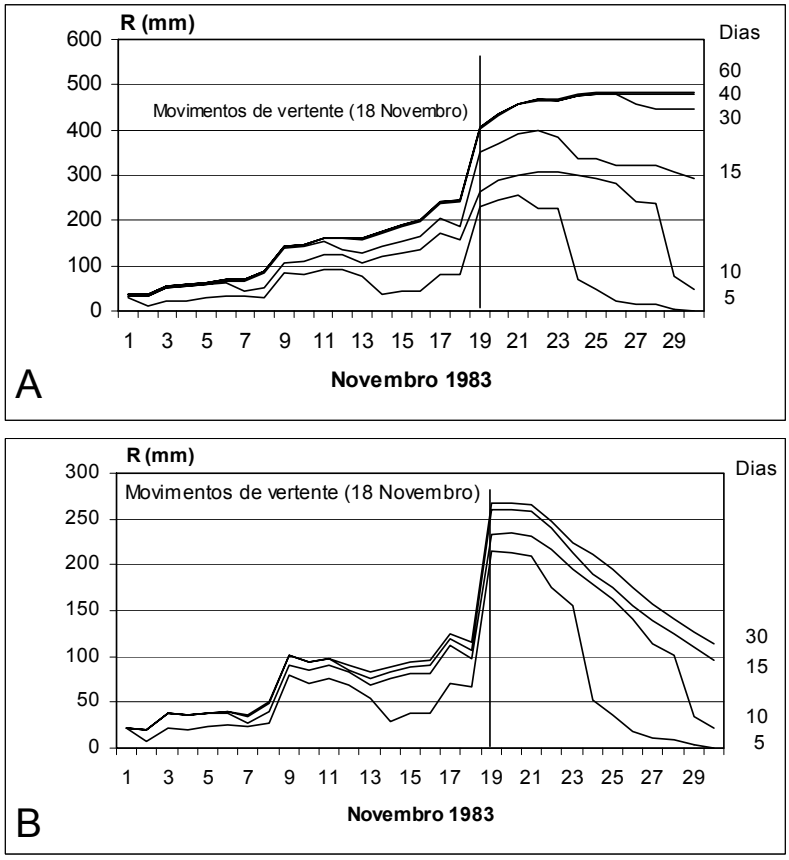

Fig. 9.17 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1983. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

Quadro 9.7 - 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).

	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
Durações	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		

3.5 - 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. 9.18). 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 de destacar uma sequência chuvosa entre os dias 17 e 27 (Fig. 9.18), 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. 9.18).

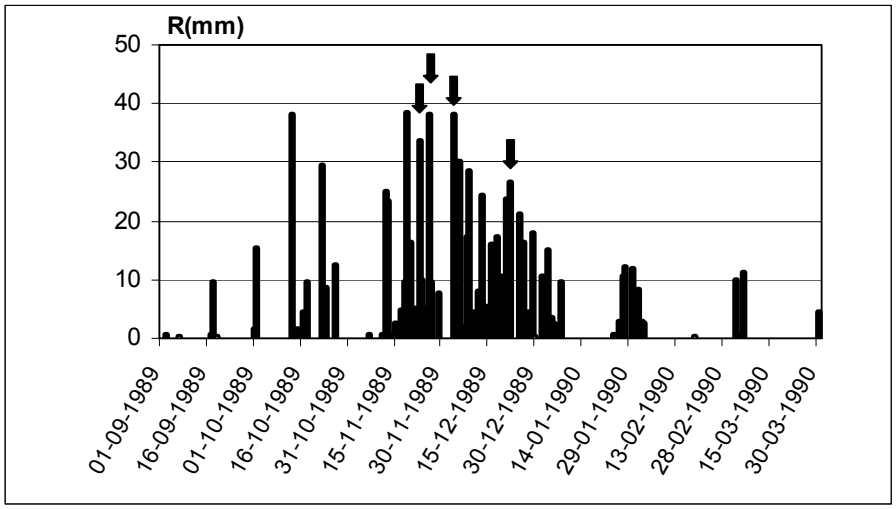

Fig. 9.18 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1989 e Março de 1990. As setas marcam as datas de ocorrência dos movimentos de vertente.

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 9.4), 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 na Fig. 9.19 e no Quadro 9.8, 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).

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 9.9, 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.

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 (ver Fig. 9.19). 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.

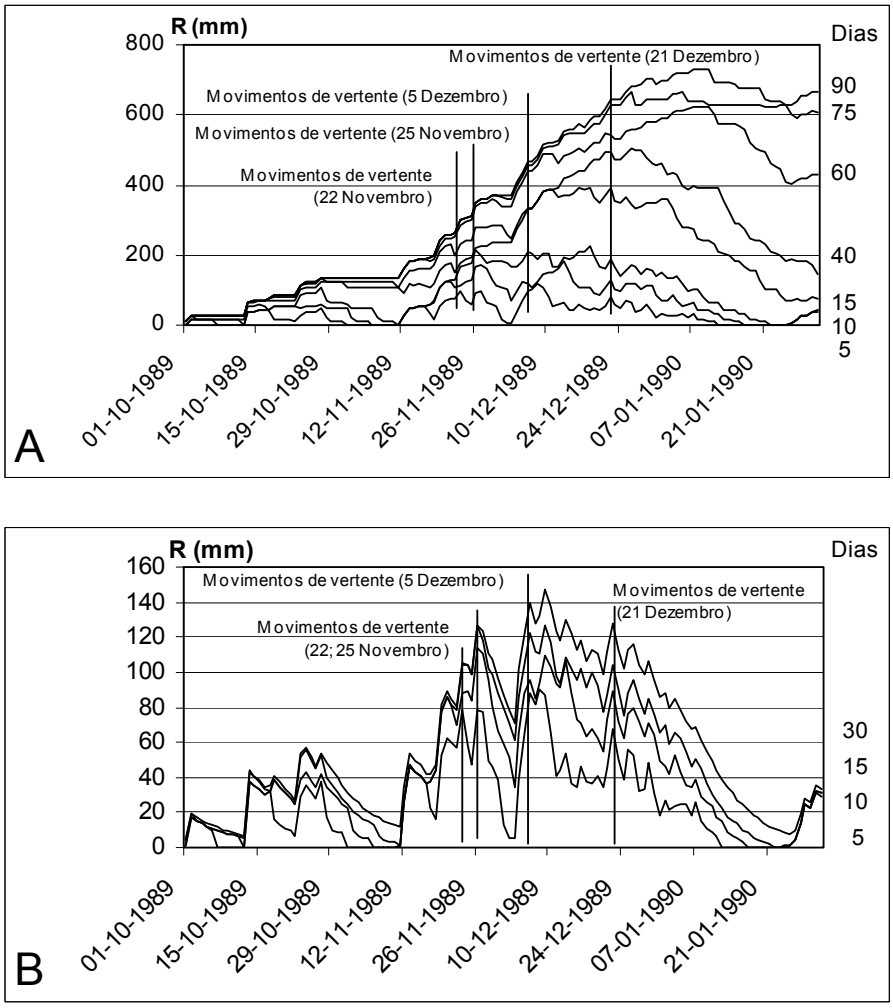

Fig. 9.19 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1989 e Janeiro de 1990. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

Quadro 9.8 - 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).

	22 Novembro 1989				25 Novembro 1989			
	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas		Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
Durações	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		

Quadro 9.9 - 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).

	5 Dezembro 1989				21 Dezembro 1989			
	Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas		Precipitações acumuladas absolutas		Precipitações acumuladas ponderadas	
Durações	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		

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 - TENTATIVA DE 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.

4.1 -As situações 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 (ver Fig. 4.31), ou o deslizamento translacional de Quebradas/A-do-Mourão, situado a sul desta última localidade (ver mapa geomorfológico da área-amostra de Calhandriz, apresentado fora do texto).

Estes movimentos poderão datar do ano climatológico de 1958-59, marcado por duas situações bastante favoráveis, no que respeita às precipitações acumuladas (Quadro 9.10 e 9.11; Fig. 9.20).

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. 9.20). 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 1989[4].

[4] 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.

Quadro 9.10 - 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	14,1	21,7	37,4	134,4	196,7	299,7	300,1	306,8	306,8	321,8	344,8	346,9
	P.R.	1	1	1	1	2	3,5	4	3	2	1,7	1,6	1,4	1,2
9 Mar. 1959	R (mm)	45,5	79,0	79,0	115,0	172,0	172,0	181,1	233,4	311,9	328,7	511,3	614,7	621,4
	P.R.	2	3	2	3	4	2,5	1,7	1,8	2	1,8	4,5	4,5	3,5
29 Nov. 1961	R (mm)	2,4	9,7	22,8	77,6	230,5	251,4	253,9	264,3	284,9	308,4	309,4	309,4	309,4
	P.R.	1	1	1	1,4	13	8	3	2,2	1,8	1,7	1,5	1,2	1,1
11 Jan. 1963	R (mm)	6,2	8,7	26,7	40,3	137,1	186,4	196,4	198,9	223,6	285,9	367,3	472,8	472,8
	P.R.	1	1	1	1	2,5	3	1,8	1,4	1,3	1,5	1,9	2,5	1,8
12 Nov. 1963	R (mm)	56,0	56,0	73,9	116,7	148,9	231,4	231,4	231,4	240,6	245,7	245,7	245,7	248,2
	P.R.	2,5	1,5	1,5	3	3	6	2,5	1,8	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1
23 Fev. 1966	R (mm)	3,9	22,4	36,3	130,8	177,6	238,4	278,9	347,1	440,0	457,0	498,6	615,7	876,4
	P.R.	1	1	1,1	4	4,5	6,5	3,5	4,5	5	4	4	4,5	12
10 Nov. 1968	R (mm)	6,6	6,6	17,8	63,7	114,5	255,2	255,2	255,2	279,7	297,3	298,1	298,1	307,0
	P.R.	1	1	1	1,2	1,6	8	3	2	1,8	1,6	1,4	1,2	1,1
18 Nov. 1968	R (mm)	22,7	22,7	22,7	108,1	123,9	191,0	372,5	372,5	372,5	397,0	415,4	415,4	415,4
	P.R.	1	1	1	2,5	1,8	3	10	6	3	3	2,5	1,8	1,5
18 Jan. 1970	R (mm)	54,8	62,8	65,6	95,5	146,8	231,4	327,5	329,3	358,2	397,3	397,3	516,9	548,5
	P.R.	2,5	2	1,4	1,8	3	6	6	4	2,5	3	2,5	3	2,5
5 Fev. 1972	R (mm)	36,2	57,5	102,0	172,8	178,6	178,6	280,6	376,0	382,0	393,6	393,6	405,6	405,6
	P.R.	1,5	1,5	3,5	13	4,5	2,5	3,5	6	3,5	3	2,5	1,7	1,4
4 Mar. 1978	R (mm)	14,5	23,6	55,6	69,6	168,5	203,5	244,4	251,6	272,6	374,6	485,1	594,6	778,5
	P.R.	1	1	1,3	1,3	3,5	4	2,5	2	1,7	2,5	4	4	7
31 Dez. 1981	R (mm)	11,5	89,5	104,3	185,2	219,2	275,4	289,8	289,8	291,5	310,0	338,1	371,5	371,5
	P.R.	1	3,5	3,5	16	10	12	4	2,5	1,9	1,7	1,7	1,4	1,3
25 Fev. 1987	R (mm)	51,8	60,3	78,3	98,3	99,8	141,8	217,9	232,6	307,5	337,5	369,9	448,7	491,0
	P.R.	2,5	1,5	2	1,9	1,4	1,8	2	1,8	2	1,9	2	2	1,9
26 Out. 1990	R (mm)	5,0	5,0	6,7	58,3	116,5	193,5	213,5	213,5	213,5	222,5	222,5	225,5	239,3
	P.R.	1	1	1	1,1	1,6	3,5	2	1,7	1,2	1,2	1,1	1,1	1

Quadro 9.11 - 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)	87,0	111,6	117,9	130,5
	P.R.	2	2,5	3	3,5
9 Mar. 1959	R (mm)	100,9	127,7	127,7	128,2
	P.R.	3	4	3,5	3
26 Nov. 1961	R (mm)	67,9	147,9	149,6	150,1
	P.R.	1,4	8	6	5
9 Jan. 1963	R (mm)	61,7	100,1	106,8	107,2
	P.R.	1,3	2	2	2
12 Nov. 1963	R (mm)	101,4	116,5	137,1	137,1
	P.R.	3	3	4,5	4
22 Fev. 1966	R (mm)	108,7	134,9	149,0	152,3
	P.R.	3,5	5	6	5,5
1 Nov. 1968	R (mm)	107,7	134,2	134,2	134,2
	P.R.	3,5	5	4	3,5
15 Nov. 1968	R (mm)	88,9	116,3	129,4	153,2
	P.R.	2,2	3	3,5	5,5
18 Jan. 1970	R (mm)	84,1	109,5	134,4	149,8
	P.R.	1,9	2,5	4	5
5 Fev. 1972	R (mm)	140,8	144,2	144,2	155,2
	P.R.	10	7	5	6
2 Mar. 1978	R (mm)	74,5	109,3	120,6	125,4
	P.R.	1,6	2,5	3	3
30 Dez. 1981	R (mm)	153,5	174,9	187,3	189,3
	P.R.	14	16	17	13
25 Fev. 1987	R (mm)	87,2	87,8	97,7	103,4
	P.R.	2	1,7	2	2
22 Out. 1990	R (mm)	66,0	113,7	113,7	116,2
	P.R.	1,4	3	2,5	2,5

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.

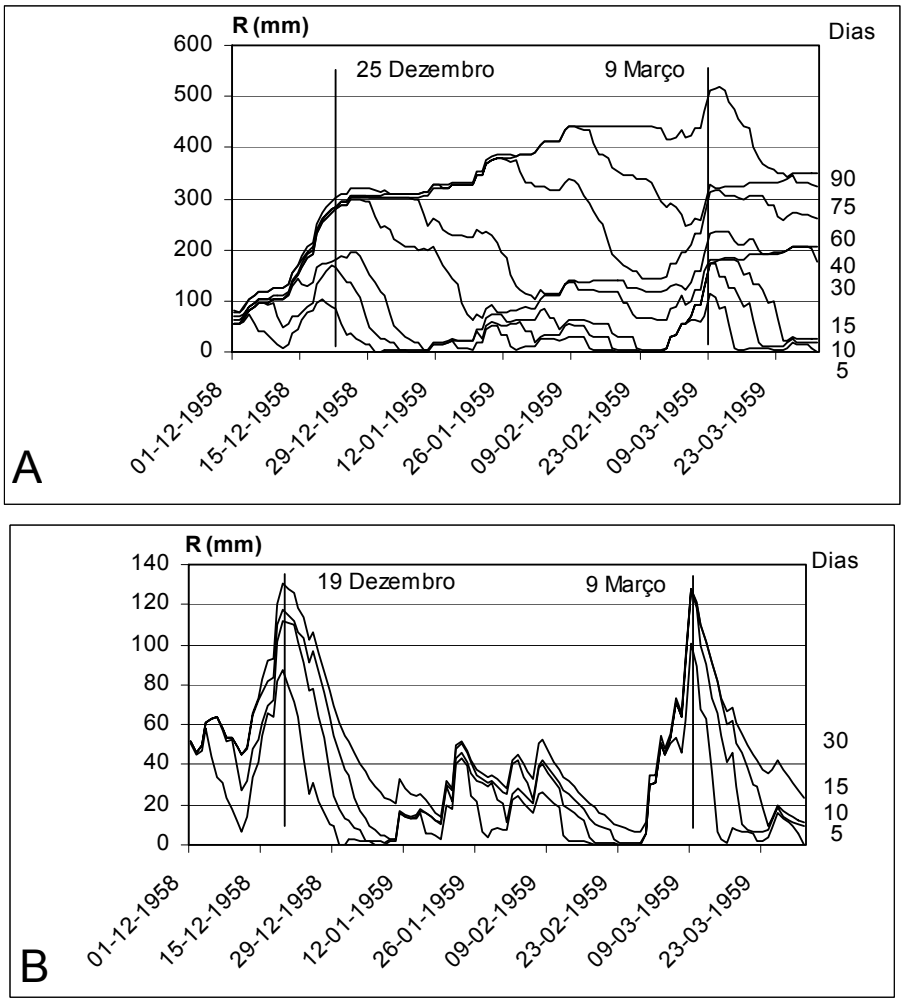

Fig. 9.20 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1958 e Março de 1959. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.2 - As situações 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 9.10 e 9.11; Fig. 9.21). 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.

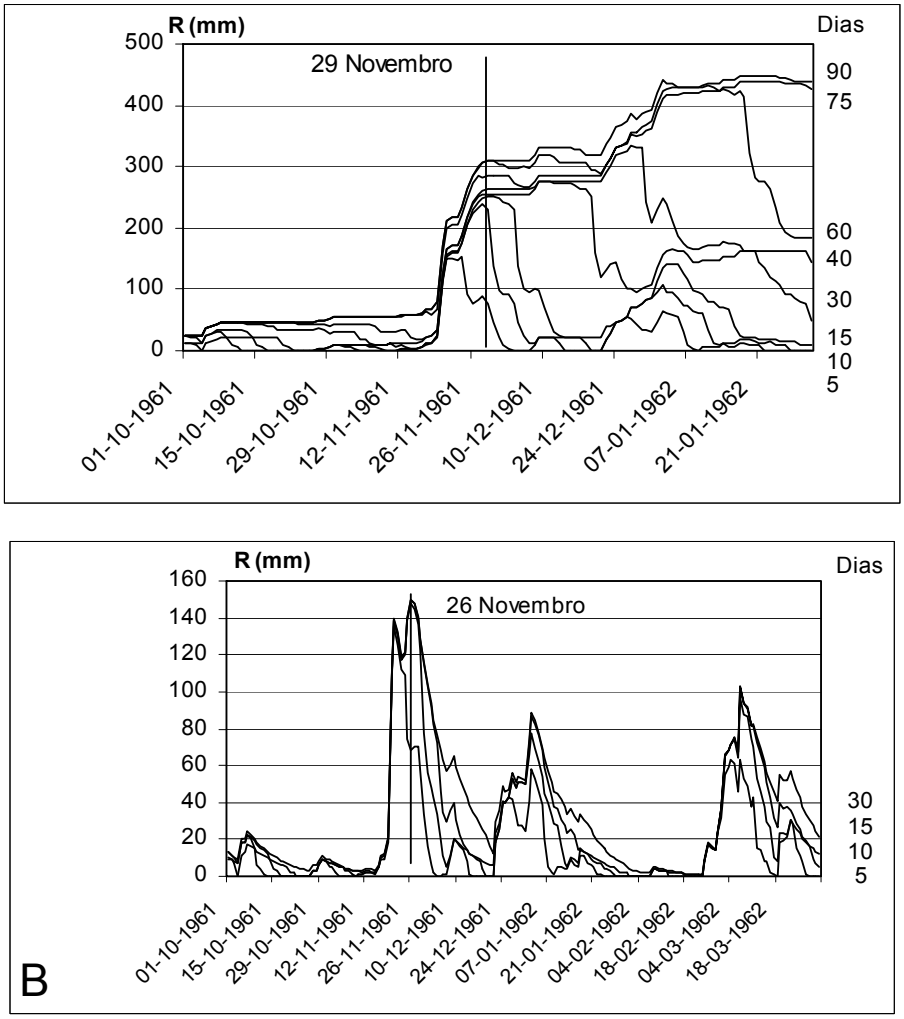

Fig. 9.21 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1961 e Janeiro de 1962. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

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 9.10 e 9.11; Figs. 9.22 e 9.23). 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.

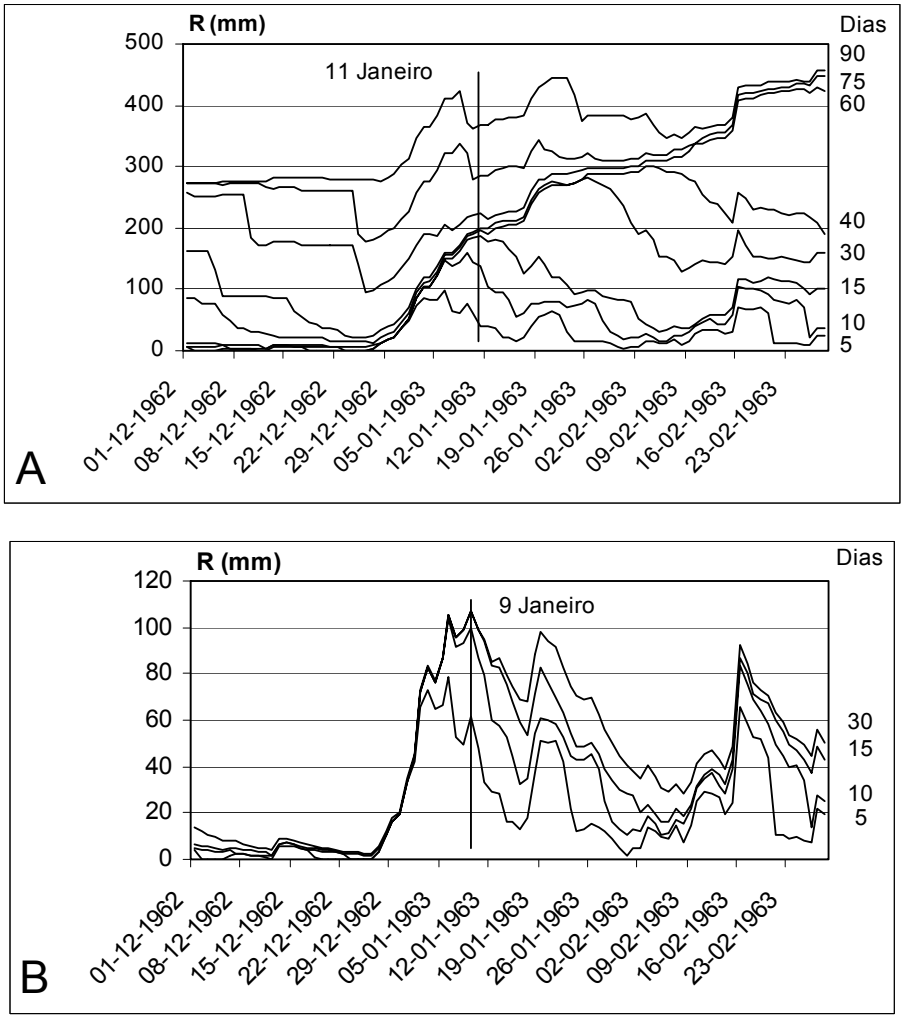

Fig. 9.22 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1962 e Fevereiro de 1963. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

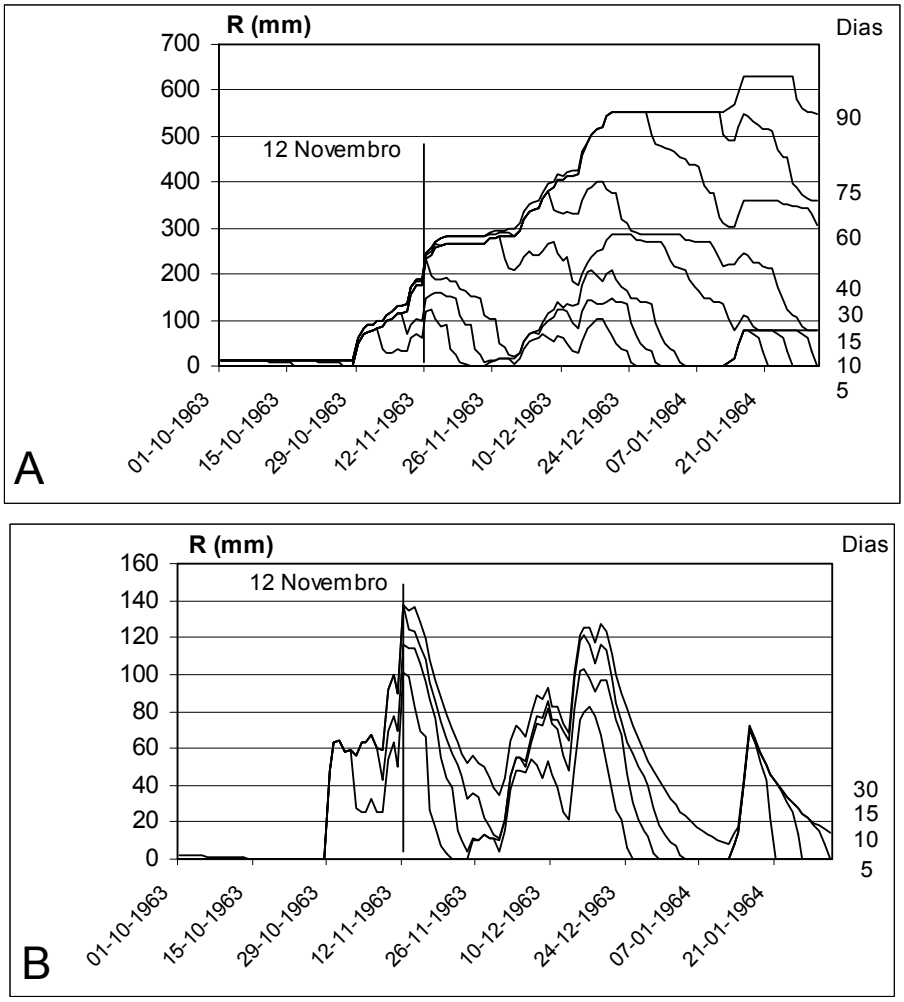

Fig. 9.23 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1963 e Janeiro de 1964. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

Os dias 22 e 23 de Fevereiro de 1966 registaram, igualmente, precipitações antecedentes bastante significativas (Quadros 9.10 e 9.11; Fig. 9.24). 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.

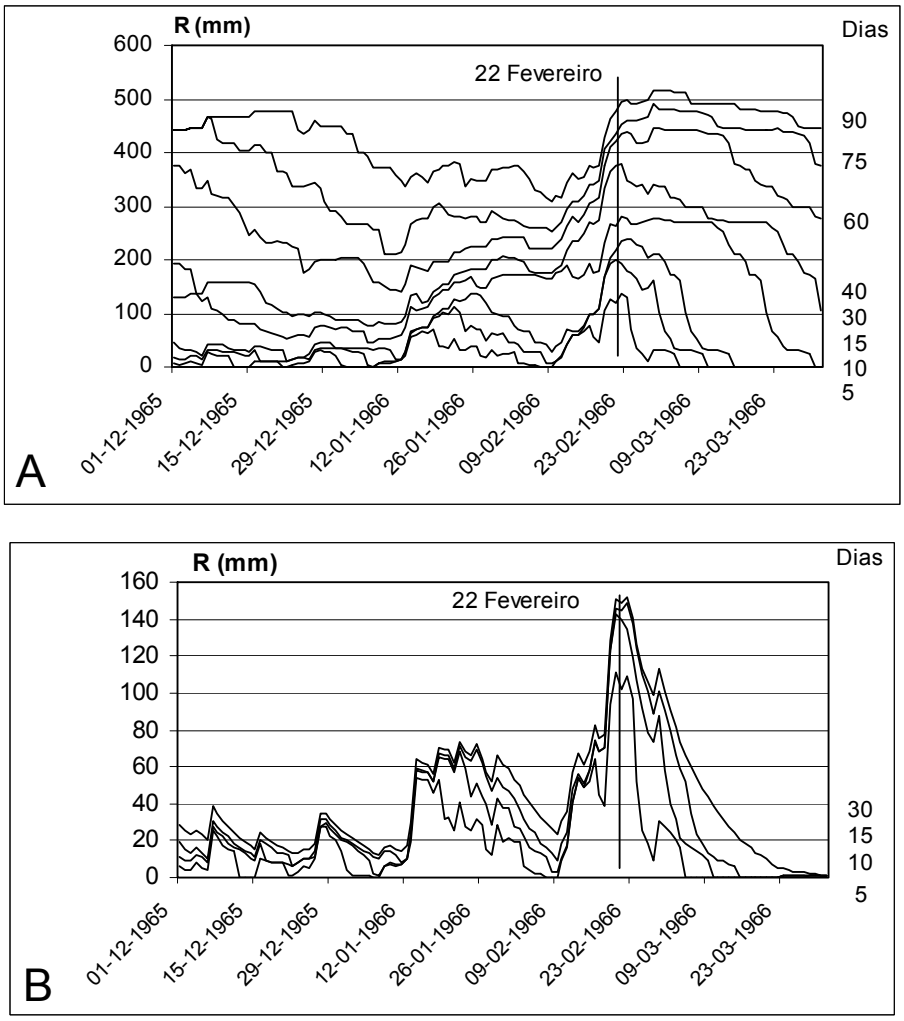

Fig. 9.24 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1965 e Março de 1966. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.3 -A situação 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 deslizamentos translacional de Casal dos Galegos, na área-amostra de Calhandriz (ver Capítulo 4, ponto 2.2).

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 9.10 e 9.11; Fig. 9.25).

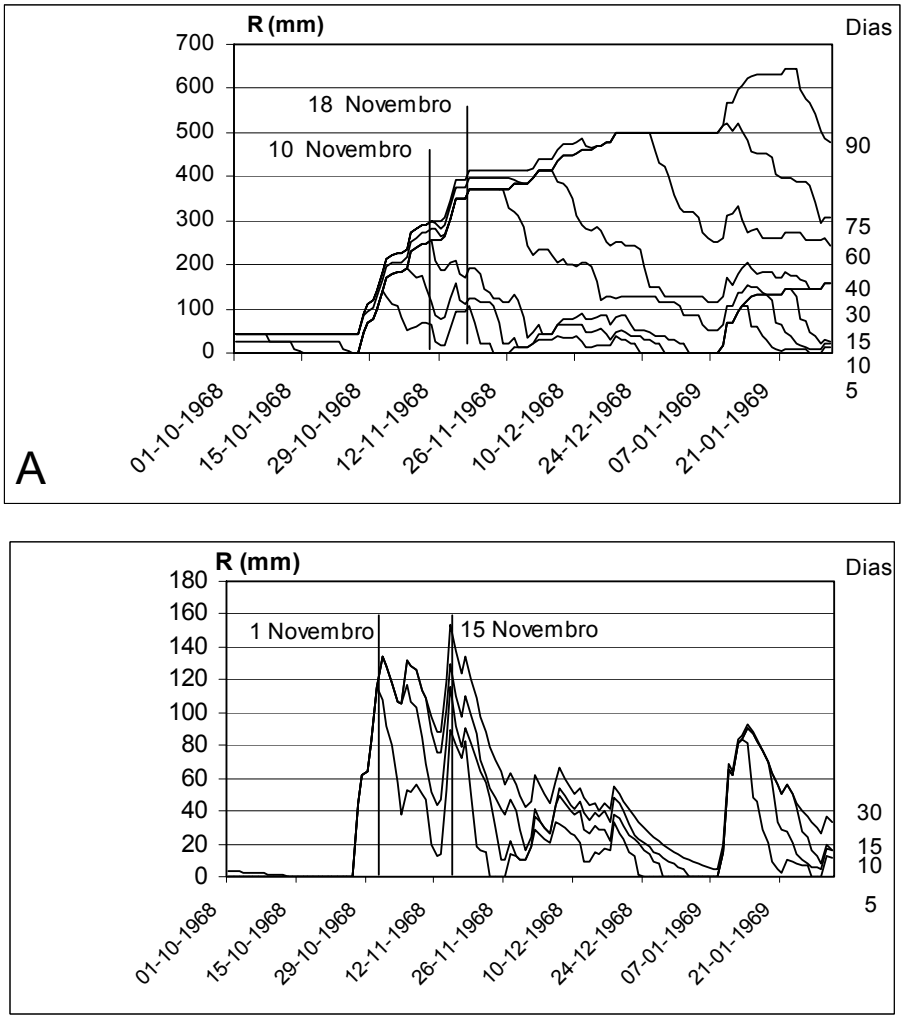

Fig. 9.25 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1968 e Janeiro de 1969. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

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.

4.4 - As situações 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 9.10 e 9.11; Fig. 9.26). 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 9.10 e 9.11; Fig. 9.27). 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.

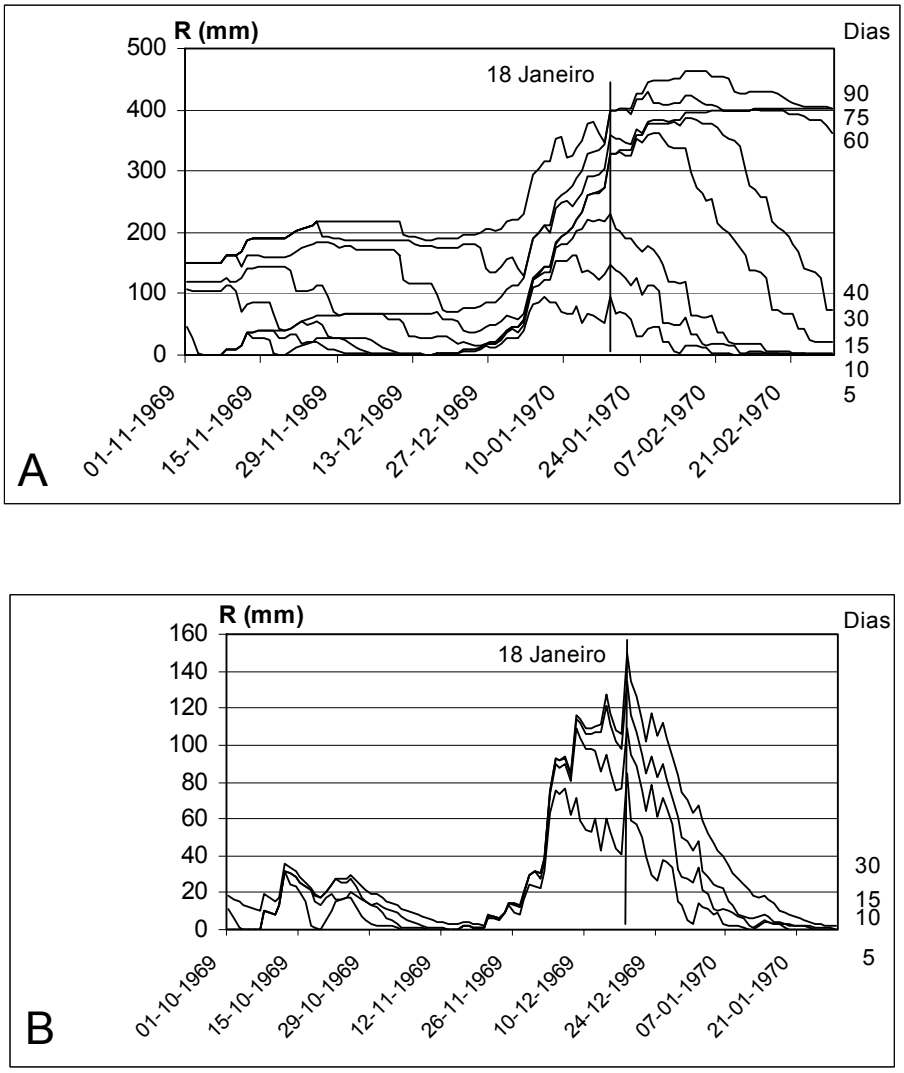

Fig. 9.26 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1969 e Fevereiro de 1970. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

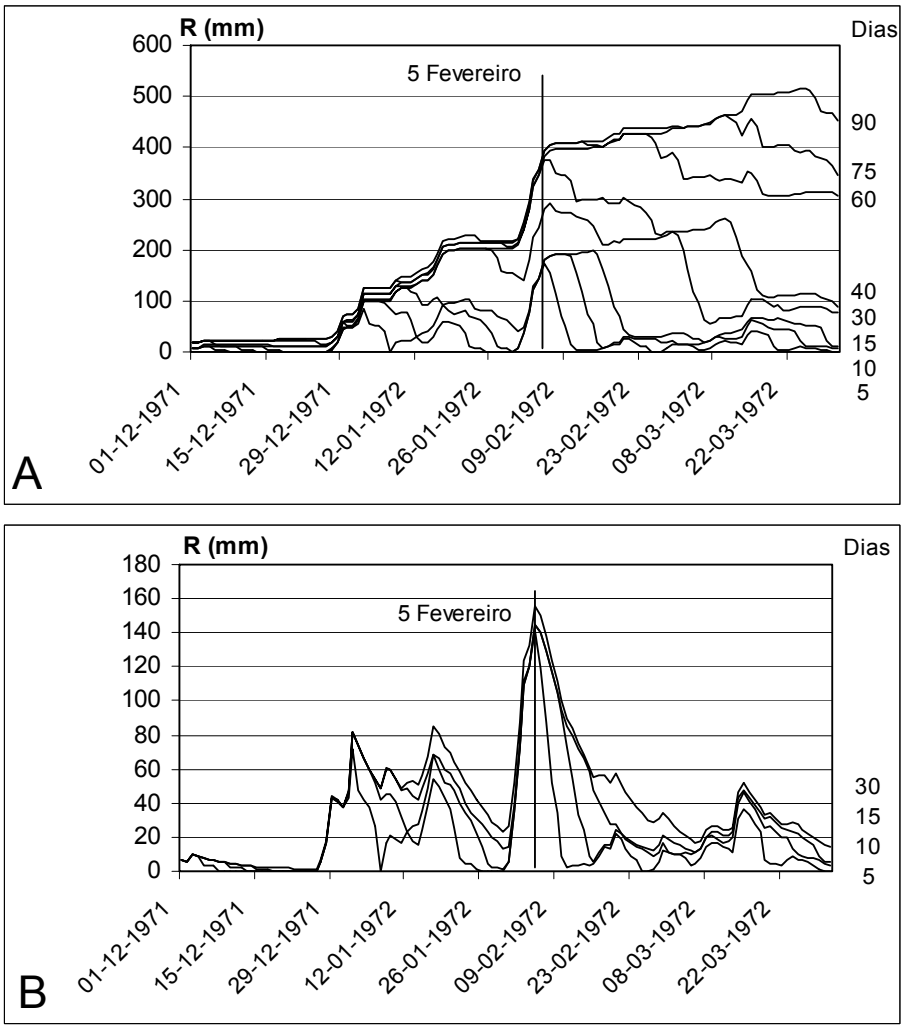

Fig. 9.27 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1971 e Março de 1972. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.5 - As situações 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 (ver Capítulo 5, ponto 1.4).

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 9.10 e 9.11 e na Fig. 9.28, 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.

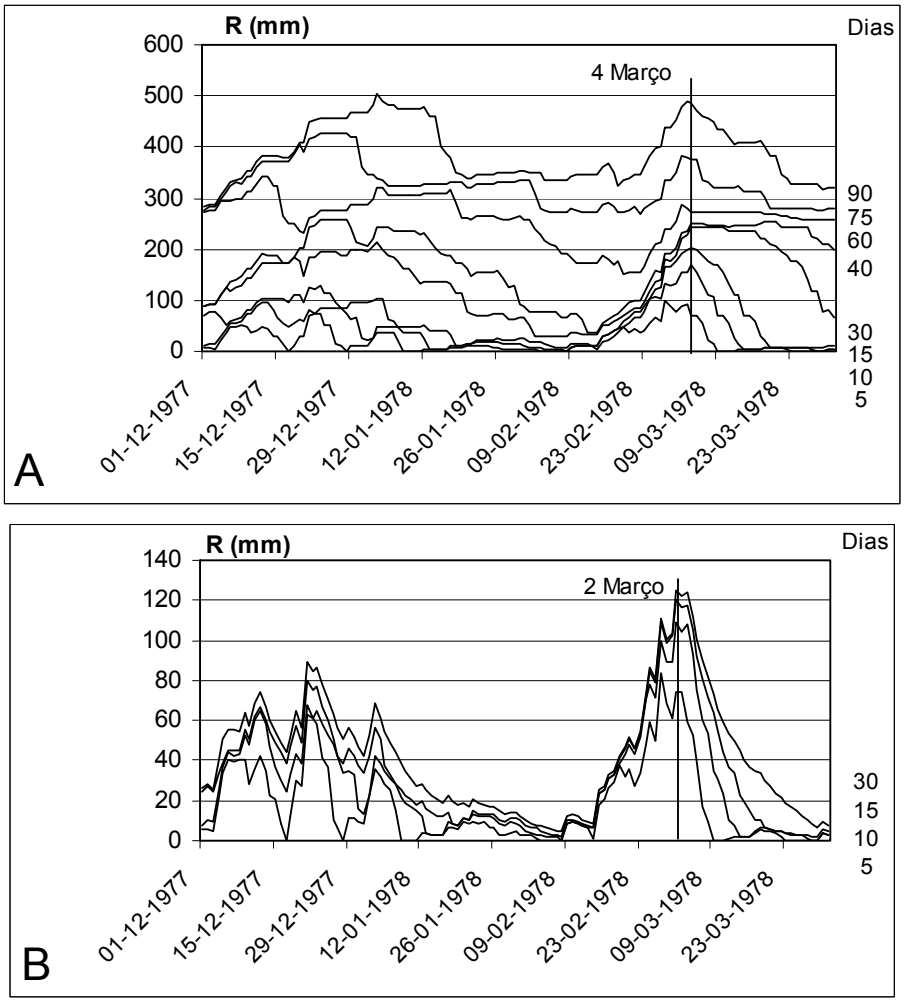

Fig. 9.28 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1977 e Março de 1978. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

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 9.10 e 9.11; Fig. 9.29). 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.

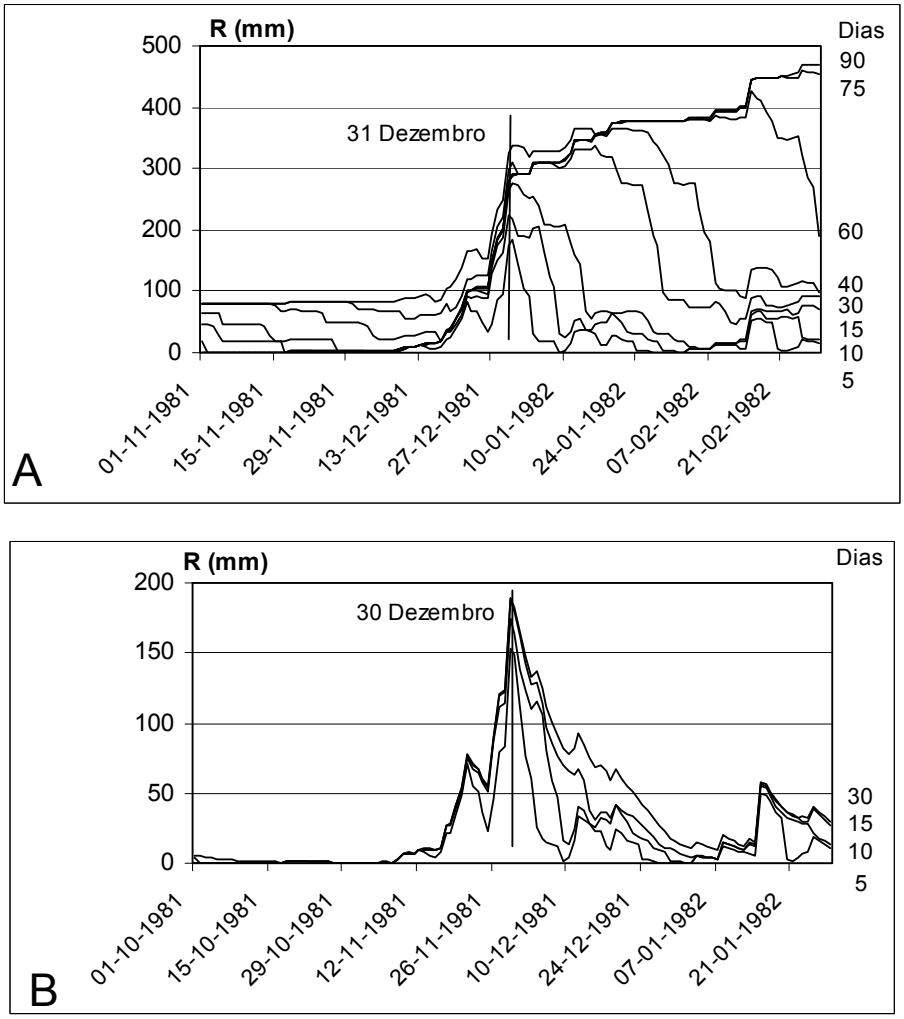

Fig. 9.29 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1981 e Fevereiro de 1982. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

4.6 - As situações 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 9.10 e 9.11 e na Fig. 9.30, as precipitações antecedentes relativas a durações de 15 ou mais dias ficam aquém dos limiares 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 9.10 e 9.11; Fig. 9.31), 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.

5 - CONCLUSÃO

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

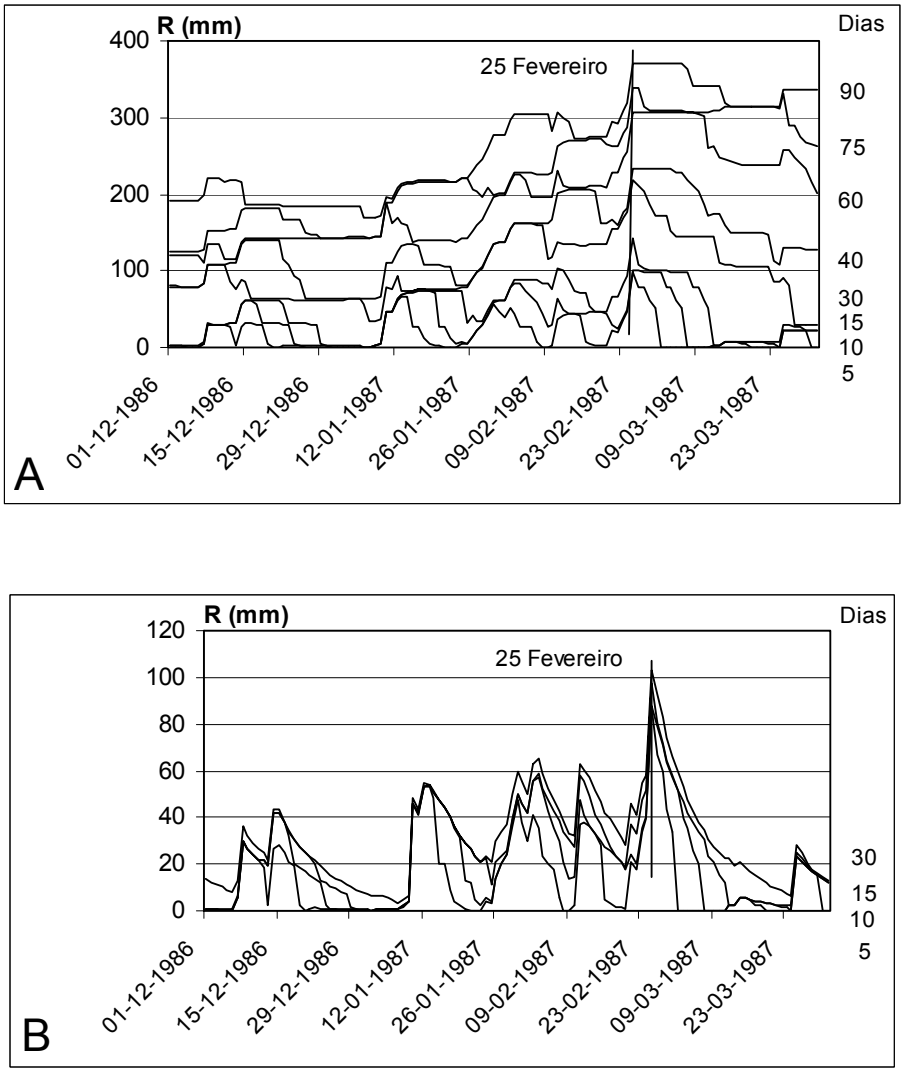

Fig. 9.30 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1986 e Março de 1987. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

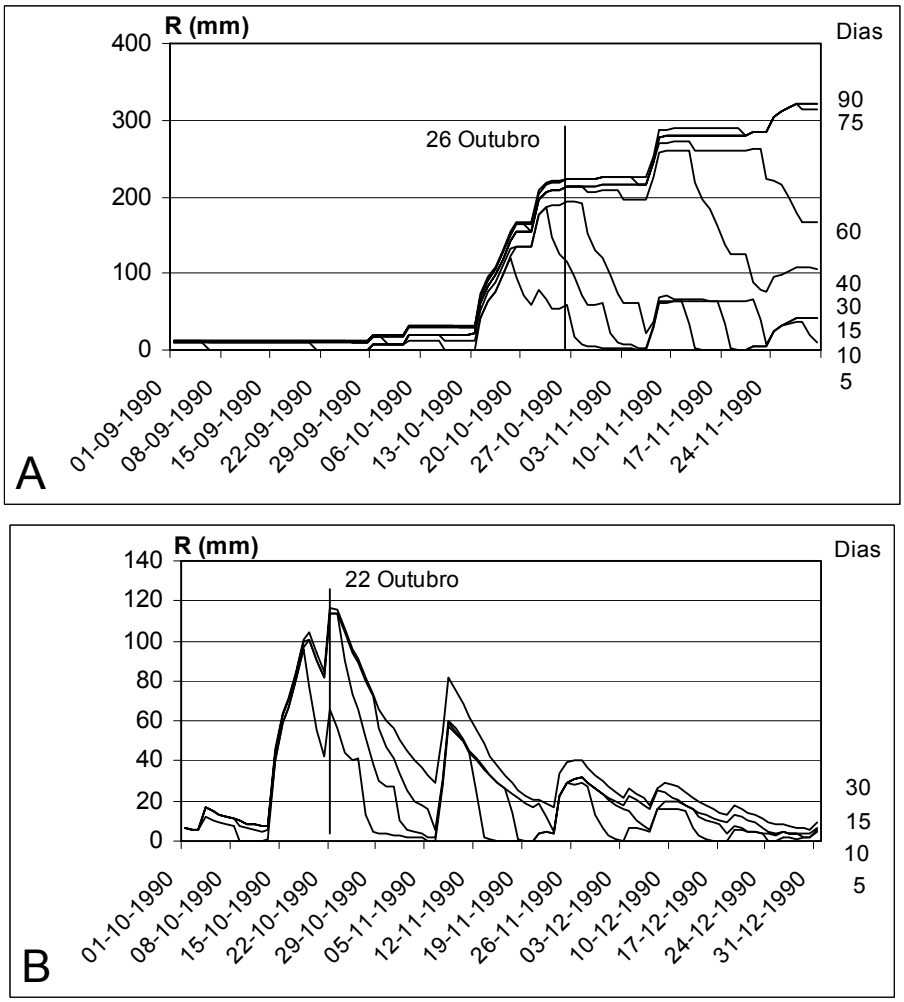

Fig. 9.31 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro e Dezembro de 1990. A - precipitações absolutas; B - precipitações ponderadas.

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 ao seu valor crítico, por aumento da pressão intersticial da água. Estas condições hidrológicas realizam-se, apenas, quando o fornecimento de água ao solo é abundante e duradoiro, 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.*, no prelo):

1) **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.

2) **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 a agravamento das consequências catastróficas que caracterizam estes episódios.

3) **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.

CAPÍTULO 10

A AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA

1 - A TERMINOLOGIA E OS CONCEITOS

De acordo com BONNARD (1984) e JONES (1992), em áreas susceptíveis a manifestações de instabilidade, é necessário o conhecimento detalhado do seu funcionamento e a avaliação das suas consequências potenciais, de modo a minimizar os prejuízos, por recolocação das populações e actividades económicas, implementação de medidas de estabilização e uma correcta gestão do território, no que respeita às futuras intervenções humanas.

O perigo associado aos movimentos de vertente é geralmente subestimado devido, por um lado, a uma ignorância generalizada acerca da natureza, significado e causas dos movimentos; e, por outro, à sua frequente atribuição a outros factores (quase sempre o mecanismo desencadeante), como uma chuvada intensa, um sismo ou uma erupção vulcânica (JONES, 1992; SCHUSTER, 1996).

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. 10.1), sendo o produto do *hazard* pela vulnerabilidade (CARRARA *et al.*, 1987a; EINSTEIN, 1988; PANIZZA, 990); 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).

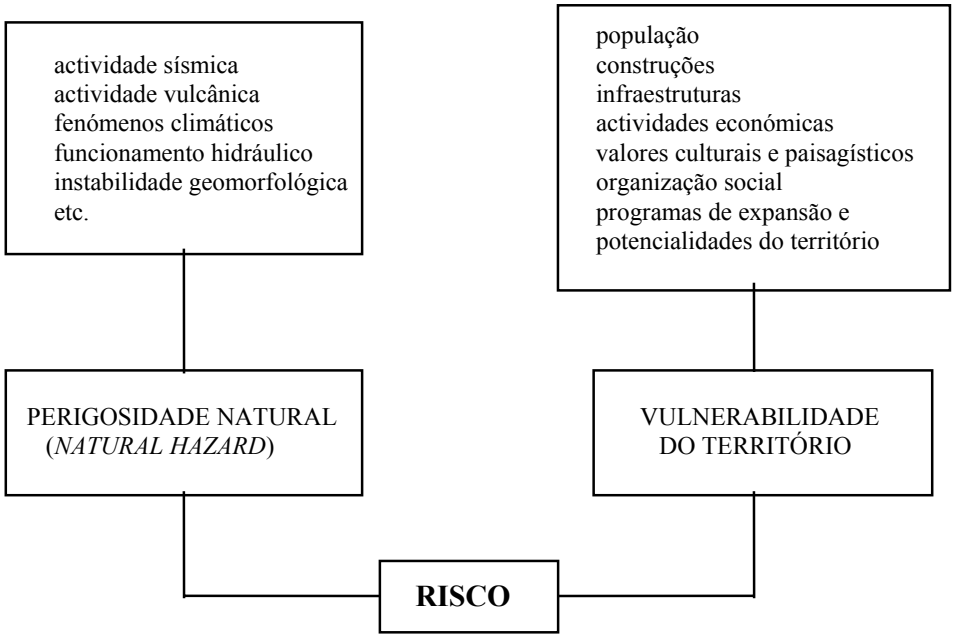

Fig. 10.1 - Esquema conceptual do risco (adaptado de PANIZZA, 1990 e ZÊZERE e RODRIGUES, 1991).

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.

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 *pericolositá* (CARRARA *et al.*, 1987a) 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*. Este termo, ainda que não implantado 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 desencadeantes[1]; 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 usualmente três fases fundamentais na avaliação da perigosidade (GUEREMY, 1984; ASTE, 1991a; 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

[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.

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, 1991a). 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.

2 - AS METODOLOGIAS E AS EXPERIÊNCIAS DE AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE ASSOCIADA AOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

Um problema comum aos métodos mais utilizados na avaliação da perigosidade consiste na hierarquização dos factores de instabilidade e na determinação dos diferentes níveis de perigo.

A Fig. 10.2 apresenta uma sistematização dos métodos mais frequentemente usados na avaliação da perigosidade associada aos movimentos de vertente, estabelecendo uma primeira distinção entre as determinações relativas e absolutas do perigo. De acordo com HARTELÉN e VIBERG (1988), a avaliação relativa da perigosidade caracteriza-se pela diferenciação espacial da possibilidade de ocorrência de movimentos, fortemente baseada na análise comparativa das vertentes que integram o território em estudo, sem fornecimento de valores exactos. A avaliação absoluta fornece um valor mensurável para a perigosidade, como um factor de segurança ou uma probabilidade de ocorrência (HARTELÉN e VIBERG, 1988).

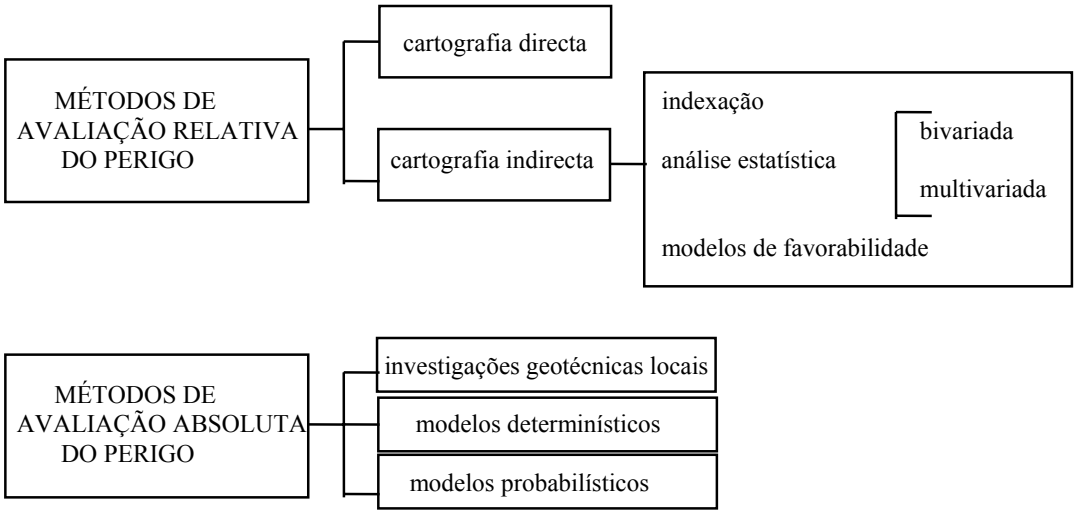

Fig. 10.2 - Metodologias de avaliação da perigosidade geomorfológica (baseado em HANSEN, 1984; HARTELÉN e VIBERG, 1988; CARRARA *et al.*, 1992; VAN WESTEN, 1993; CHUNG e LECLERC, 1994; SOETERS e VAN WESTEN, 1996).

Os métodos de avaliação relativa da perigosidade podem dividir-se em métodos de cartografia directa ou indirecta, consoante a zonagem se baseie, respectivamente, na análise dos efeitos ou das causas da instabilidade.

Os métodos de cartografia directa, também referidos por método geomorfológico (CARRARA *et al.*, 1992; SOETERS e VAN WESTEN, 1996), caracterizam-se por uma avaliação qualitativa do perigo (ver, por exemplo, DUMAS *et al.*, 1984a; e RUPKE *et al.*, 1988).

De acordo com HANSEN (1984) e JONES (1992), o mapa de inventário dos movimentos de vertente, classificados quanto à tipologia e actividade, pode ser considerado como o tipo mais simples de avaliação directa da perigosidade. A informação deste mapa é, frequentemente, extrapolada para a estimativa do perigo fora dos limites da instabilidade presente e passada, a partir das relações entre os movimentos de vertente e o quadro geomorfológico, e da utilização do raciocínio por analogia (HANSEN, 1984; JONES, 1992; VAN WESTEN, 1993; MANTOVANI *et al.*, 1994; SOETERS e VAN WESTEN, 1996). Deste modo, a avaliação directa da perigosidade assenta na experiência individual do geomorfólogo que fez o levantamento de campo, que selecciona, pondera e determina as combinações mais relevantes entre os factores de instabilidade, para definir as situações de perigo (CHUNG e LECLERC, 1994).

A possibilidade de tomar em consideração, simultaneamente, um grande número de factores para a determinação da instabilidade actual e potencial é considerada, por CARRARA *et al.* (1992), a principal vantagem destes métodos. O seu inconveniente mais relevante reside na elevada subjectividade que caracteriza todas as fases da avaliação da perigosidade, que torna praticamente impossível a comparação de mapas produzidos por diferentes investigadores, bem como a determinação do grau de incerteza inerente à zonagem do perigo (CARRARA *et al.*, 1992; CARRARA, 1993).

Os métodos de cartografia indirecta baseiam-se, fundamentalmente, nas causas da instabilidade, procurando identificar os parâmetros que controlam os movimentos e construir um modelo que simule o sistema dos movimentos de vertente, de modo a

determinar as localizações de maior perigo (HANSEN, 1984). A ponderação das variáveis que determinam a instabilidade é obtida a partir da sua representação cartográfica e da análise das relações com a distribuição espacial dos movimentos de vertente, numa base geométrica ou em polígonos definidos a partir do cruzamento de alguns dos factores condicionantes (unidades de terreno). O modo de atribuição do peso aos factores considerados está na base da subdivisão apresentada para os métodos de cartografia indirecta.

Nas avaliações por indexação, o conhecimento geomorfológico do terreno é utilizado para a atribuição subjectiva de *scores* a um conjunto de factores de instabilidade passíveis de representação cartográfica (SOETERS e VAN WESTEN, 1996). No final, os *scores* relativos a cada unidade de terreno são somados ou multiplicados, conduzindo a valores de perigo que, depois, podem ser divididos em classes (ver, por exemplo, STEVENSON, 1977). Este método tem sido bastante utilizado em áreas montanhosas pouco acessíveis (WAGNER *et al.*, 1988; AMBALAGAN, 1992; PACHAURI e PANT (1992) e em Hong Kong (KOIRALA e WATKINGS, 1988).

CARRARA (1993) destaca a estandardização das técnicas de aquisição, processamento, análise e apresentação dos dados, como a principal vantagem das técnicas de indexação. O grande inconveniente reside na elevada subjectividade que caracteriza a hierarquização e a atribuição dos *scores* aos factores de instabilidade (COLLOTTA *et al.*, 1988; CARRARA, 1993). Deste modo, como no caso dos métodos de cartografia directa, o grau de incerteza associado às zonagens não pode ser determinado.

As técnicas de avaliação da perigosidade geomorfológica baseadas na análise estatística são frequentemente designadas por modelos *black-box* (YAN, 1988; HARTELÉN e VIBERG, 1988; VAN WESTEN, 1993). Os factores que condicionaram a instabilidade passada e presente são relacionados através de uma função paramétrica empírica, possibilitando a predição quantificada da perigosidade nas áreas ainda não afectadas por movimentos de vertente.

Os modelos *black-box* não fornecem uma justificação física para a avaliação do perigo, visto que não se baseiam nos parâmetros da resistência ao corte e da tensão tangencial dos terrenos considerados (CARRARA *et al.*, 1992; TERLIEN, 1996a). Deste modo, as relações estatísticas que exprimem a perigosidade na sua dimensão espacial não são facilmente extrapoláveis para outras áreas, mesmo quando o contexto geológico e geomorfológico é similar (MULDER, 1991; TERLIEN, 1996a). De acordo com CARRARA (1993), estes métodos apresentam as mesmas vantagens das técnicas de indexação, possibilitando, para além disso, a avaliação do grau de incerteza, visto que as análises são objectivas, ao assentarem em modelos estatísticos.

Nos métodos estatísticos bivariados, cada factor é combinado com a distribuição do conjunto dos movimentos, ou de um único tipo de manifestação de instabilidade, sendo calculados valores ponderados para cada uma das classes consideradas, a partir da densidade dos movimentos ou da respectiva área abrangida (SOETERS e VAN WESTEN, 1996).

RADBRUCH-HALL (1977) cita o exemplo da classificação da incidência dos movimentos de vertente e avaliação da susceptibilidade a movimentos futuros, para o conjunto do território dos Estados Unidos da América, a partir da percentagem de superfície instabilizada nas grandes unidades litológicas consideradas. Por seu turno, ROBISON e LOWE (1993) utilizam o número de manifestações de instabilidade para classificar o grau de perigosidade das unidades litológicas numa área do estado de Utah. BRAND (1988) utiliza, simultaneamente, aqueles dois indicadores, num estudo realizado em Hong Kong.

O cruzamento das unidades litológicas com classes de declive e a sua relação com a distribuição das manifestações de instabilidade foi inicialmente testado por BRABB *et al.* (1972, citados por IRIGARAY *et al.*, 1996b), para a realização de um mapa de susceptibilidade aos movimentos de vertente na região de San Mateo (Califórnia). DUQUE *et al.* (1991) utilizaram a mesma metodologia na Calábria, com bons resultados, comprovados pela distribuição dominante de movimentos posteriores à zonagem nas áreas avaliadas como de perigo elevado.

DEGRAFF e ROMESBURG (1980) determinam o perigo através de uma matriz de susceptibilidade, baseada no cálculo das áreas instabilizadas em unidades de terreno definidas a partir da litologia, declive e exposição das vertentes. Este método tem sido utilizado por outros autores (MAHARAJ, 1993; IRIGARAY *et al.*, 1996b), ainda que com algumas adaptações de pormenor.

BOSI *et al.* (1983) e DUQUE *et al.* (1991) propõem a introdução de índices de instabilidade definidos, respectivamente, pela percentagem de superfície instabilizada e pela densidade dos movimentos de vertente, em unidades de terreno estabelecidas a partir da geologia e geomorfologia. YIN e YAN (1988) utilizam o método do valor informativo (i*nformation value method*), que será discutido em pormenor no ponto 3, para estimar quantitativamente a contribuição relativa dos vários factores considerados na análise da distribuição das manifestações de instabilidade.

A avaliação da perigosidade por análise estatística multivariada tem sido aplicada sobretudo em Itália (CARRARA *et al.*, 1991, 1992; CARRARA, 1993) e baseia-se, primeiramente, numa avaliação da presença ou ausência de movimentos em unidades de terreno ou numa malha geométrica. A selecção dos factores de instabilidade relevantes, bem como a determinação da contribuição relativa de cada um, são obtidas, quase sempre com utilização de Sistemas de Informação Geográfica, com recurso a regressão múltipla (MULDER e VAN ASCH, 1987; IRIGARAY *et al.*, 1996b), análise discriminante (MULDER e VAN ASCH, 1987; CARRARA *et al.*, 1991, 1992) ou regressão logística (CARRARA *et al.*,1992).

CHUNG e LECLERC (1994) apresentam uma técnica quantitativa de zonagem da perigosidade associada aos movimentos de vertente designada por modelação da favorabilidade (*favourability modelling*), que permite a incorporação da subjectividade do conhecimento especializado. A determinação das funções de favorabilidade baseia-se no estudo das relações bivariadas entre a distribuição dos movimentos e cada factor de instabilidade, e recorre a técnicas variadas, onde se incluem as regras de

probabilidade Bayesiana, factores de certeza, funções de Dempser-Shafer e teoria *fuzzi logic* (CHUNG e FABRI, 1993, citados por SOETERS e VAN WESTEN, 1996).

Refira-se que a teoria de decisão probabilística baseada na análise de decisão Bayesiana (com definição de probabilidades prévias, condicionadas e finais) é igualmente considerada por EINSTEIN (1988) e WU *et al.* (1996), como suporte da avaliação quantitativa da perigosidade geomorfológica.

Os métodos de determinação absoluta do perigo incluem as investigações geotécnicas locais, responsáveis pela definição do factor de segurança das vertentes estudadas em pormenor, a partir da análise detalhada das características geométricas e físicas dos terrenos, bem como das respectivas condições hidrogeológicas. Estas técnicas não têm uma componente cartográfica e os resultados da sua implementação não são facilmente extrapoláveis a área mais vastas (HANSEN, 1984). DELMAS *et al.* (1987) chamam também a atenção para a dificuldade em quantificar o perigo associado às deformações ou deslocações dos movimentos de vertente, a partir da generalidade das análises de estabilidade mais utilizadas.

Os modelos determinísticos, ou modelos *white-box* (YAN, 1988; CARRARA *et al.*, 1992; VAN WESTEN, 1993), baseiam-se em leis físicas e mecânicas, como a conservação da massa e energia ou o equilíbrio das forças. Por essa razão, podem ser utilizados para fazer extrapolações espaciais, embora isso implique um conhecimento da variação espacial dos parâmetros necessários ao seu funcionamento (TERLIEN, 1996a).

MULDER e VAN ASCH (1987) aplicam um modelo determinístico na área de Barcelonnette (Alpes franceses) e concluem da influência máxima do declive no grau de estabilidade das vertentes. Em consequência, as classes de perigo foram definidas a partir daquela variável e os factores de segurança foram simulados em função da profundidade dos planos de ruptura, condições freáticas e características do coberto vegetal. VAN WESTEN (1993) utiliza o modelo da vertente infinita numa zonagem da perigosidade associada a movimentos de vertente superficiais, numa área-amostra na

Colômbia, e VAN ASCH *et al.*(1993) apresentam um modelo computacional em que a avaliação do perigo incorpora os métodos de Fellenius e de Bishop.

O principal inconveniente da modelização determinística reside no elevado grau de simplificação que a caracteriza (CARRARA *et al.*, 1992; SOETERS e VAN WESTEN, 1996). Por esta razão, a sua aplicação é limitada a terrenos homogéneos, do ponto de vista geológico e geomorfológico, e ao estudo de movimentos de vertente simples.

MULDER e VAN ASCH (1987) e MULDER (1991) chamam a atenção para as vantagens em seleccionar os parâmetros necessários ao funcionamento dos modelos determinísticos através de métodos probabilísticos. Na abordagem estocástica, o factor de segurança é entendido como uma variável aleatória, regida por algumas funções de probabilidade. O cálculo da perigosidade toma em consideração a variância dos factores de segurança, que decorre da variância dos elementos que condicionam a resistência ao corte e as tensões tangenciais (CHOWDURY, 1988).

A preocupação da avaliação da perigosidade associada aos movimentos de vertente conduziu ao desenvolvimento de algumas experiências realizadas à escala nacional, de entre as quais se destacam os exemplos francês, italiano e suíço.

O interesse pela cartografia da perigosidade geomorfológica em França surgiu na década de 70, na sequência das catástrofes do planalto de Assy e de Val d'Isére, em 1970 (RIBES, 1987).

Em 1972 foi implementado o Programa ZERMOS (*Zones Exposées à des Risques liés aux Mouvements du Sol et du Sous-sol*), adaptado à escala de 1:25 000, tendo sido produzidos 27 mapas entre 1975 e 1979 (PERROT, 1988). Embora estes mapas denotem uma evolução na concepção e apresentação dos resultados finais, têm algumas características comuns (HUMBERT, 1977; GARRY e DECAILLOT, 1987; RIBES, 1987):

a) exclusão das avalanches de neve, movimentos de origem vulcânica e perigosidade sísmica;

b) representação de alguns aspectos da morfodinâmica, que reflectem os principais factores de instabilidade;
c) avaliação directa da probabilidade de ocorrência dos movimentos no espaço, com abstracção da probabilidade temporal e da possível ocorrência de estragos;
d) definição de três zonas de perigosidade (por vezes com subdivisões), correspondentes a perigo nulo ou fraco, moderado ou potencial e forte.

Uma das limitações mais frequentemente apontadas aos mapas ZERMOS reside na ausência de correlação entre os graus de perigo considerados em mapas relativos a diferentes regiões. RIBES (1987) atribui também o relativo fracasso e a interrupção do Programa à escala utilizada, considerada insuficiente para responder directamente às necessidades dos serviços de urbanismo.

Os P.E.R. (*Plans d'Exposition aux Risques*) foram implantados em França em 1983, em articulação com a lei que regulamenta os seguros para compensar as vítimas de catástrofes naturais (ASTE, 1991b). Um P.E.R., sujeito a consulta pública e com valor regulamentar e jurídico, inclui a cartografia da perigosidade (*aléas*), da vulnerabilidade e do risco, com três classes que definem regras para a ocupação dos terrenos. A perigosidade é determinada através do cruzamento da intensidade dos fenómenos de instabilidade potencial com a sua probabilidade de ocorrência. Estes parâmetros são ponderados com a atribuição de *scores*, regulamentados pela *Délégation aux Risques Majeurs* (PERROT, 1988).

A cartografia da perigosidade geomorfológica em Itália foi implementada por PANIZZA (1973), através de uma proposta de avaliação directa da "estabilidade geomorfológica", adaptável a escalas até 1:25 000. A legenda sugerida estabelece diferenciações baseadas nos sistemas morfogenéticos, para além da separação entre áreas sujeitas a acumulação e erosão (as últimas subdivididas a partir da avaliação qualitativa da intensidade dos fenómenos). Esta metodologia tem sido aplicada por outros autores italianos (ver, por exemplo, PIACENTE, 1975; RODOLFI *et al.*, 1978; FRASCATI e RODOLFI, 1980), constituindo um modo de representação expressivo

para a morfodinâmica actual, ainda que não considere a instabilidade potencial (RODRIGUES *et al.*, 1993).

Na discussão das questões conceptuais da cartografia aplicada à estabilidade do território, PANIZZA e PIACENTE (1978) admitem duas abordagens distintas para a sua consecução que, idealmente, deveriam fornecer resultados coincidentes:

a) análise dos efeitos da instabilidade, com a cartografia directa da dinâmica das formas (conceptualmente idêntica à avaliação da estabilidade geomorfológica proposta em 1973);
b) análise das causas da instabilidade, com cartografia indirecta dos factores, expressa num "mapa de análise física integrada" (PANIZZA e PIACENTE, 1978), também designado por "mapa síntese dos factores" (CARRARA *et al.*, 1987a).

Registe-se que, mais recentemente, os investigadores italianos propõem estas duas abordagens, não em alternativa mas em conjunto, para a avaliação da perigosidade geomorfológica actual e potencial (CARRARA *et al.*, 1987a; PANIZZA, 1990).

Na Suíça, merece destaque a metodologia utilizada pelo Grupo de Geomorfologia e Perigosidade Natural da Universidade de Berna, que propõe a avaliação do perigo em três níveis (KIENHOLZ, 1984):

1) reconhecimento da localização e do tipo de manifestações perigosas;
2) análise e avaliação da perigosidade (intensidade e causas);
3) análises de sítio e avaliação local do perigo.

Os territórios em estudo são previamente divididos em unidades de terreno homogéneas, inventariadas através de fichas-tipo, cuja informação é utilizada para a avaliação da perigosidade.

O trabalho mais divulgado da Escola de Berna corresponde à área de Grindelwald (KIENHOLZ, 1977, 1978, citado por VARNES, 1984), onde cerca de 4000 unidades de terreno foram identificadas e classificadas em quatro classes de perigosidade. A legenda, definida em função dos potenciais efeitos destruidores das

manifestações consideradas (avalanches de neve, avalanches rochosas, deslizamentos, desabamentos e fenómenos hidrológicos), considera as situações de perigo mal definido e identifica os factores com recurso a letras maiúsculas (processo principal) e minúsculas (processos secundários).

Em 1980, a *École Polytechnique Fédérale* de Lausanne implementou o projecto D.U.T.I. (*Détection et Utilisation des Terrains Instables*), cujos objectivos consistiam na elaboração de metodologias para a realização de mapas de zonas expostas a riscos causados pela instabilidade dos terrenos, desenvolvimento de métodos de cálculo para os deslizamentos e estudo das disposições a tomar ao nível das fundações em trabalhos de Engenharia Civil (BONNARD, 1984). Neste projecto destaca-se o modelo "Alerta--Gestão-Riscos", que pretendia alertar os decisores do ordenamento e oferecer um meio de gestão dos terrenos identificados como perigosos, ao mesmo tempo que se propunha assegurar a síntese, conservação e aperfeiçoamento dos conhecimentos científicos e técnicos que sustentam os processos de decisão (KREBS, 1984).

3 - A AVALIAÇÃO DA PERIGOSIDADE GEOMORFOLÓGICA NA REGIÃO A NORTE DE LISBOA

3.1 - Método de cartografia directa

3.1.1 - As experiências anteriores

A avaliação da perigosidade geomorfológica na Região a Norte de Lisboa, pelo método de cartografia directa, foi inicialmente experimentada nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (FERREIRA *et al.*, 1987; ZÊZERE, 1988, 1991). A metodologia utilizada inspirou-se na empregue por DUMAS *et al.* (1984b) na região de Catona - Villa San Giovanne (Calábria) e definia quatro grandes classes de perigo, com base na gravidade e na probabilidade de ocorrência das manifestações de instabilidade consideradas (classe I - perigo elevado de forte probabilidade; classe II - perigo elevado de média probabilidade; classe III - perigo médio de fraca probabilidade; classe IV -

peri-go fraco ou nulo). Para a caracterização da gravidade atendeu-se aos danos que os fenómenos podem ocasionar, não apenas em função da ocupação actual do solo, mas também na sua eventual utilização para futuras construções. Quanto à probabilidade de ocorrência, a diferenciação efectuada assentou em critérios muito subjectivos, resultantes fundamentalmente do contacto directo com o terreno (ZÊZERE, 1988).

A validade desta metodologia foi comprovada, por exemplo, na vertente ocidental do vale do Rio Trancão, onde os movimentos de vertente desencadeados nos meses muito chuvosos de Dezembro de 1995 e Janeiro de 1996 se situam, exclusivamente, em áreas classificadas como de perigo mais elevado (Fig. 10.3). Registe--se que a maior parte destes movimentos está directamente relacionada com a abertura de um talude artificial, para construção da Circular Regional Exterior de Lisboa (CREL), numa zona de perigo declarado, facto que acentuou a instabilidade natural da vertente (ZÊZERE, 1996c).

O sector montante da Ribeira de Fanhões foi seleccionado, por RODRIGUES *et al.* (1993), para a discussão das potencialidades, vantagens e inconvenientes de quatro metodologias de avaliação directa da perigosidade geomorfológica. Para além do método de DUMAS *et al.* (1984b), já experimentado anteriormente, foram aplicadas as metodologias ZERMOS (RIBES, 1987; PERROT, 1988), italiana (PANIZZA, 1973) e suiça (KIENHOLZ, 1977-78, citado por VARNES, 1984). Neste trabalho, os autores concluem das vantagens do método da "Escola de Berna" (KIENHOLZ, 1984), embora seja aquele que implica um maior consumo de tempo no levantamento geomorfológico pormenorizado do terreno (RODRIGUES, *et al.,* 1993).

3.1.2 - Avaliação da perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas--amostra da Região a Norte de Lisboa

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 respectivos factores de instabilidade, expressa nos mapas geomorfológicos apresentados fora do texto. 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).

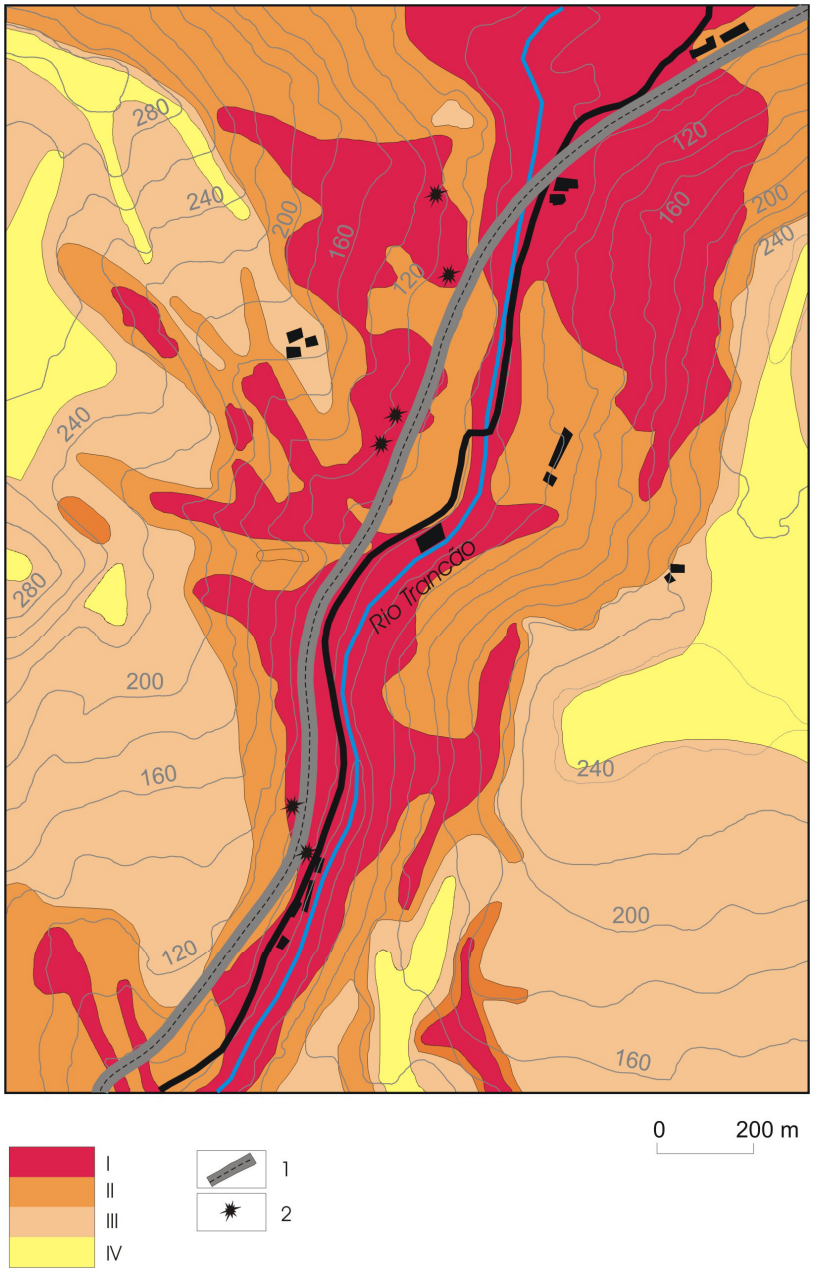

Fig. 10.3 - Mapa da perigosidade geomorfológica do vale do Rio Trancão, a jusante de Bucelas (adaptado de ZÊZERE, 1988, 1996c).
I - perigo elevado de forte probabilidade; II - perigo elevado de média probabilidade; III - perigo médio de fraca probabilidade; IV - perigo fraco ou nulo; 1 - Circular Regional Exterior de Lisboa; 2 - movimentos de vertente activados em Dezembro de 1995 e Janeiro de 1996.

Os mapas da perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Fanhões e Trancão (Fig. 10.4), de Lousa e Pinheiro de Loures (Fig. 10.5) e de Calhandriz (Fig. 10.6), 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 - desliza-mento translacional superficial; e - deslizamento/desabamento por erosão lateral; d - de-sabamento; 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.* (1987a), 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.

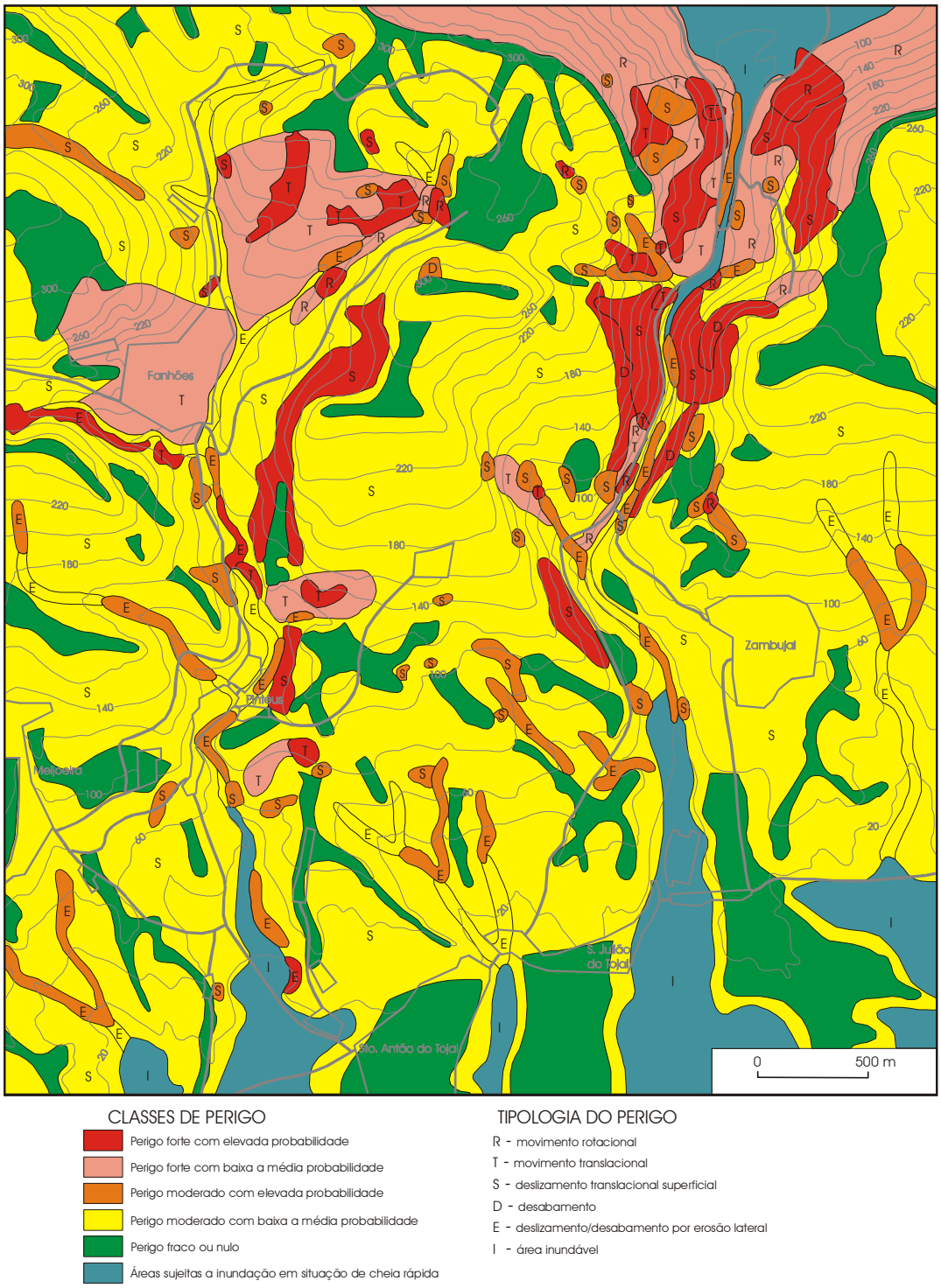

Fig. 10.4 - Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (método de cartografia directa).

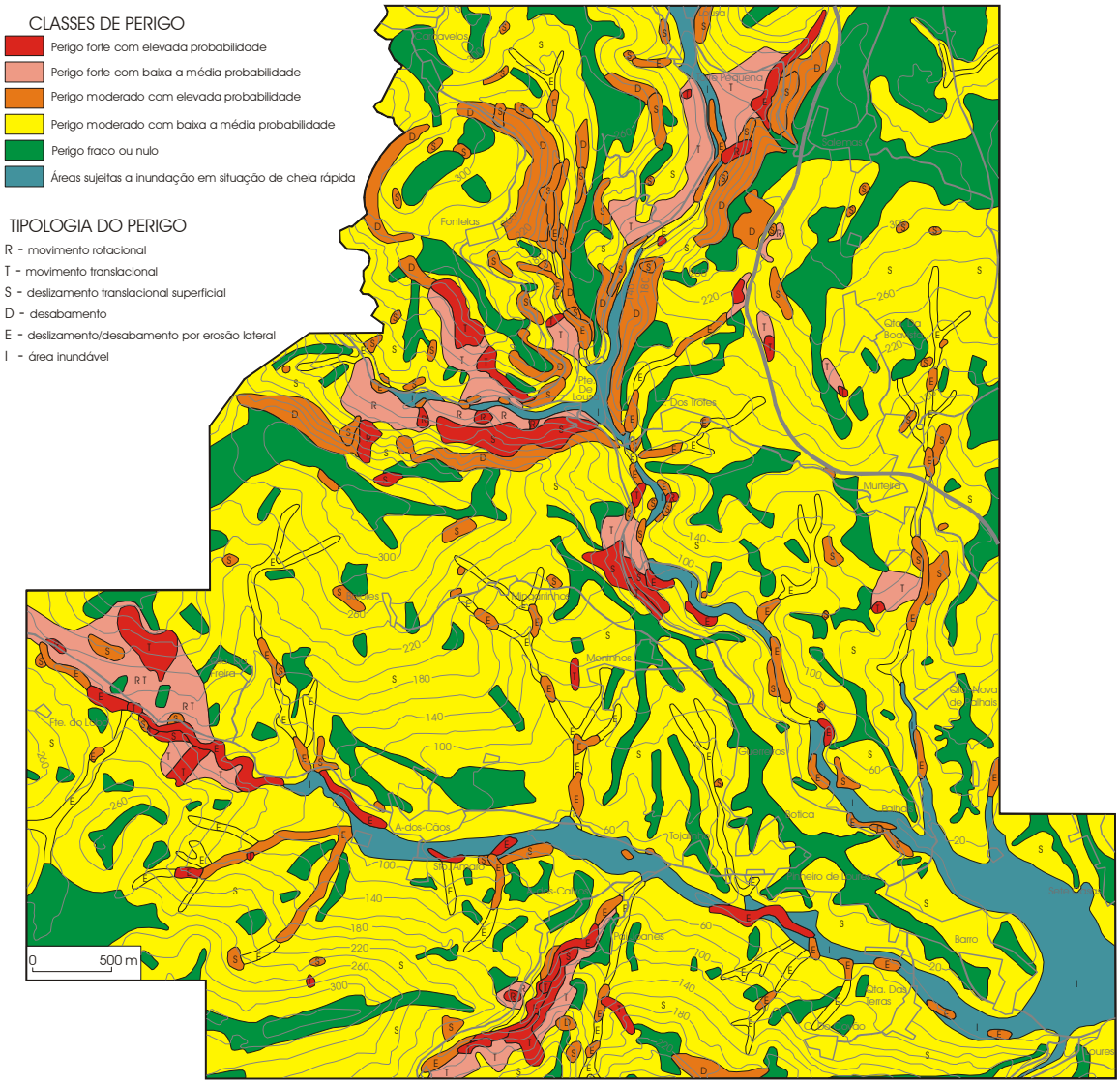

Fig. 10.5 - Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures (método de cartografia directa).

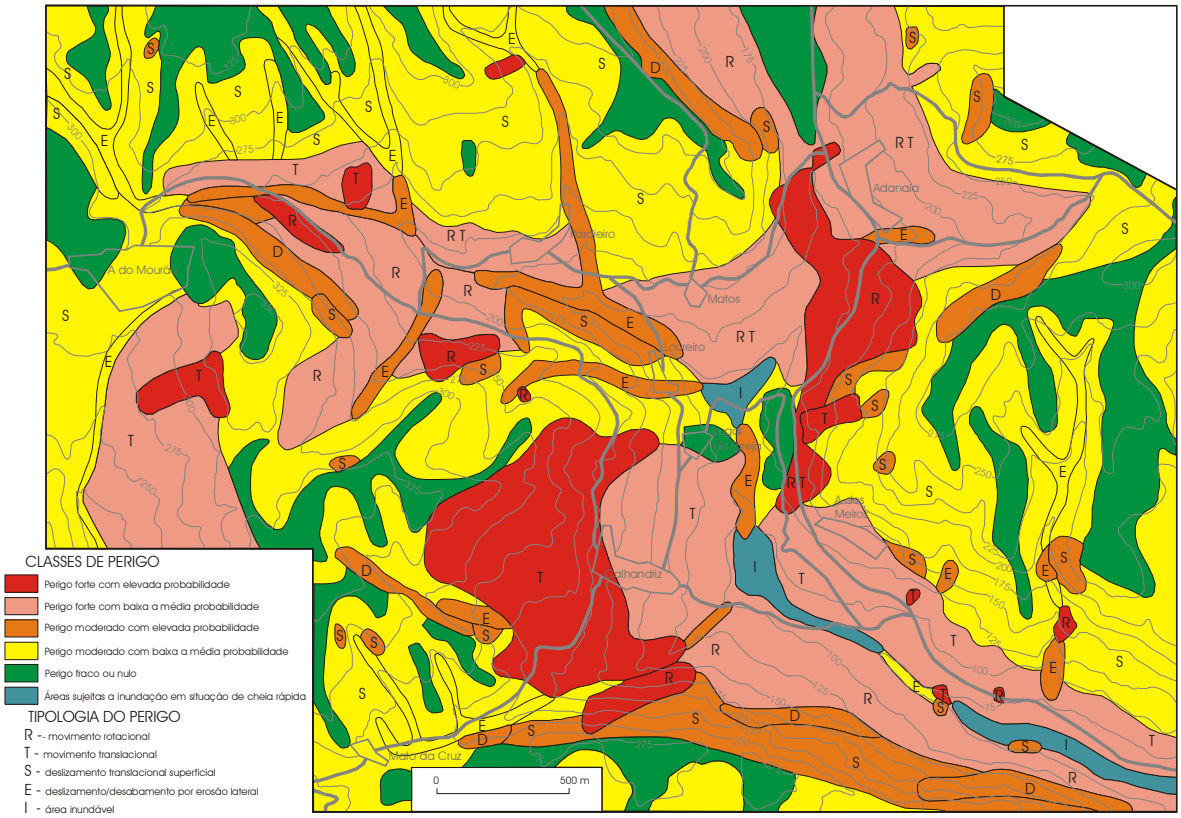

Fig. 10.6 - Perigosidade associada aos movimentos de vertente na área-amostra de Calhandriz (método de cartografia directa).

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.

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.

3.2 - Métodos de cartografia indirecta

3.2.1 - Avaliação do perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures

De acordo com HANSEN (1984), quando se considera o sistema dos movimentos de vertente, a litologia e o declive surgem como dois dos principais factores condicionantes. Este autor faz referência a vários trabalhos, efectuados nos Estados Unidos da América e na Itália, em que a avaliação da susceptibilidade aos movimentos de vertente se baseia na relação daqueles factores com a distribuição espacial das manifestações de instabilidade (HANSEN, 1984).

Como foi referido nos Capítulos 7 e 8, a litologia e o declive constituem dois dos mais importantes factores condicionantes dos deslizamentos da Região a Norte de Lisboa. Estas duas variáveis foram utilizadas para determinar, de forma quantificada, o perigo associado aos deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures, a partir da utilização da seguinte metodologia:

1 - Definição de unidades de terreno com base no cruzamento das unidades litológicas com quatro classes de declive (0 - 5°; 5 - 15°; 15 - 25°; > 25°).

CARRARA *et al.* (1992) referem as vantagens em avaliar a perigosidade com base em unidades de terreno previamente definidas, enquanto meio de redução significativa dos erros e da incerteza associada à predição dos movimentos. MULDER e VAN ASCH (1987), por sua vez, definem o cruzamento da litologia com o declive como uma boa solução para a individualização de unidades de terreno.

2 - Determinação da percentagem de superfície instabilizada pelos deslizamentos translacionais superficiais nas unidades litológicas e classes de declive consideradas em cada uma das áreas-amostra (Quadros 10.1 e 10.2).

Estes valores são considerados como *scores* iniciais, indicativos do potencial de instabilidade (BOSI, 1978, citado por HANSEN, 1984; LESSING *et al.*, 1983).

3 - Somatório dos *scores* parciais para determinação de um *índice de susceptibilidade* final, considerando todas as combinações possíveis entre as unidades litológicas e as classes de declive (Quadros 10.3 a 10.6).

4 - Divisão em classes dos *índices de susceptibilidade* e definição de três classes de perigo (elevado, moderado, reduzido ou nulo), que reflectem a probabilidade espacial de ocorrência dos deslizamentos considerados.

Atendendo a que o método utilizado se inclui nos modelos *black-box*, cada área-amostra foi analisada individualmente, com a repetição dos procedimentos indicados de 1 a 4.

Quadro 10.1 - Percentagem de superfície instabilizada por deslizamentos translacionais superficiais nas unidades litológicas das áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures.

	ÁREA-AMOSTRA			
Unidade litológica	Fanhões	Trancão	Lousa	Pinheiro de Loures
UL5	---------	0,0	0,04	0,0
UL6	0,02	1,74	0,23	0,004
UL7	0,01	0,0	0,0	0,0
UL8	0,41	0,14	0,14	0,04
UL9	0,14	0,0	0,0	0,01
terraços quaternários	0,0	0,0	---------	---------
aluviões	0,0	0,0	0,0	0,0
riolitos	---------	---------	0,0	0,0
traquitos	---------	---------	---------	0,0

UL5: arenitos siliciosos pouco consolidados (Barremiano superior - Aptiano);
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 Alfornelos; conglomerados e arenitos siliciosos (Paleogénico).

Quadro 10.2 - Percentagem de superfície instabilizada por deslizamentos translacionais superficiais nas classes de declive consideradas nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures.

	ÁREA-AMOSTRA			
Classes de declive	Fanhões	Trancão	Lousa	Pinheiro de Loures
0 - 5°	0,0	0,0	0,0	0,0
5 - 15°	0,12	0,31	0,03	0,02
15 - 25°	0,65	0,79	0,27	0,03
> 25°	3,42	1,39	0,63	0,34

Quadro 10.3 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Fanhões.

	Classes de declive			
Unidade litológica	0 - 5°	5 - 15°	15 - 25°	> 25°
UL6	0,02	0,14	0,67	3,44
UL7	0,01	0,13	0,67	3,43
UL8	0,41	0,53	1,06	3,83
UL9	0,14	0,26	0,79	3,56
terraços quaternários	0,0			
aluviões	0,0			

Código das unidades litológicas: ver Quadro 10.1
Sombreado: condição não verificada.

Quadro 10.4 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra do Trancão.

	Classes de declive			
Unidade litológica	0 - 5°	5 - 15°	15 - 25°	> 25°
UL5	0,0	0,31	0,79	1,39
UL6	1,74	2,05	2,53	3,13
UL7	0,0	0,31	0,79	1,39
UL8	0,14	0,45	0,93	1,53
UL9	0,0	0,31	0,79	1,39
terraços quaternários	0,0			
aluviões	0,0			

Código das unidades litológicas: ver Quadro 10.1
Sombreado: condição não verificada.

Quadro 10.5 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Lousa.

	Classes de declive			
Unidade litológica	0 - 5°	5 - 15°	15 - 25°	> 25°
UL5	0,04	0,07	0,32	0,67
UL6	0,23	0,26	0,51	0,86
UL7	0,0	0,03	0,28	0,63
UL8	0,14	0,17	0,42	0,77
UL9	0,0	0,03	0,28	0,63
aluviões	0,0			
riolitos	0,0	0,03	0,28	0,63

Código das unidades litológicas: ver Quadro 10.1
Sombreado: condição não verificada.

Quadro 10.6 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Pinheiro de Loures.

	Classes de declive			
Unidade litológica	0 - 5°	5 - 15°	15 - 25°	> 25°
UL5	0,0	0,02	0,03	0,34
UL6	0,01	0,02	0,03	0,34
UL7	0,0	0,02	0,03	0,34
UL8	0,04	0,06	0,07	0,38
UL9	0,01	0,03	0,04	0,35
aluviões	0,0			
riolitos	0,0	0,02	0,03	0,34
traquitos	0,0	0,02	0,03	0,34

Código das unidades litológicas: ver Quadro 10.1
Sombreado: condição não verificada.

Nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (Fig. 10.7), o perigo elevado foi considerado nas unidades de terreno com índice de susceptibilidade superior a 2,0. Estas unidades incluem, na área de Fanhões, todas as vertentes com declive acima de 25°, independentemente da unidade litológica. Na área do Trancão, a classe integra toda a unidade litológica 6 (margas e calcários margosos do Albiano - Cenomaniano médio), excepto quando o declive é inferior a 5°.

O perigo moderado de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais abrange as unidades de terreno com *scores* compreendidos entre 0,5 e 2,0. A classe inclui, na área de Fanhões, todas as vertentes com declive entre 15° e 25°, bem como as vertentes talhadas na unidade litológica 8 (escoadas basálticas e tufos vulcânicos do Complexo Vulcânico de Lisboa), com declive entre 5° e 15°. Na área-amostra do

Trancão, foram integradas todas as vertentes com declive superior a 15° e não englobadas na classe anterior, para além das vertentes com declive inferior a 5°, talhadas na unidade litológica 6.

Refira-se que os índices de susceptibilidade da área do Trancão foram utilizados para classificar o sector localizado a oriente da área-amostra (Fig. 10.7).

Os *scores* finais correspondentes às áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures são consideravelmente mais baixos que os verificados em Fanhões e no Trancão (ver Quadros 10.3 a 10.6), facto que, por si só, indicia uma menor predisposição para a ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais (Fig. 10.8).

O perigo elevado foi considerado nas unidades de terreno com índice de susceptibilidade superior a 0,7. A classe inclui as vertentes com declive superior a 25°, nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Lousa, e está ausente na área de Pinheiro de Loures.

O perigo moderado verifica-se nas unidades de terreno com *score* final compreendido entre 0,3 e 0,7. Na área-amostra de Lousa, a classe engloba as vertentes com declive superior a 25°, não classificadas como de perigo elevado, e as vertentes talhadas nas unidades litológicas 6, 8 e 5 (arenitos pouco consolidados do Barremiano superior - Aptiano), com declive compreendido entre 15° e 25°. Na área-amostra de Pinheiro de Loures, o perigo moderado restringe-se às vertentes com declive superior a 25°, independentemente dos tipos litológicos.

Fig. 10.7 - Perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (índice de susceptibilidade).

Fig. 10.8 - Perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures (índice de susceptibilidade).

3.2.2 - Avaliação do perigo de ocorrência de movimentos rotacionais, movimentos translacionais e deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz, a partir do 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):

$$Ii = \log \frac{Si / Ni}{S / N} \qquad (10.1)$$

sendo:

Ii = valor informativo da variável *i*;

Si = número de unidades de terreno com movimentos de tipo *y* e com a presença da variável *xi*;

Ni = número de unidades de terreno com a presença da variável *xi*;

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

N = número total de unidades de terreno.

Quando o valor de *Ii* 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):

$$Ij = \sum_{i=1}^{m} Xji\, Ii \qquad (10.2)$$

sendo:

m= número de variáveis;

Xji= 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, *Ij*.

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°, 5 - 15°, 15 - 25°, > 25°) 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.10.9), 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 10.7).

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 - Portlandiano inferior)
☐ UL4 (arenitos, margas e calcários ("Camadas do Freixial"); Portlandiano)

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

Quadro 10.7 - 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	0,8120	0,2363	-0,0022
	UL2	-0,3549	-0,5336	0,2237
	UL3	-0,8733	0,0871	-0,0295
	UL4	0,0000	0,0000	0,0000
Classes de declive	0 - 5°	-0,5287	-0,3506	-1,4540
	5 - 15°	-0,1333	-0,1784	0,4121
	15 - 25°	0,1544	0,0794	0,0066
	> 25°	0,0475	0,0977	0,8448
Depósitos de vertente		0,5339	0,4673	0,2126
concordância topografia-estrutura		-0,5260	1,0071	-0,1878
canais fluviais		0,6220	0,5769	0,3290
estradas		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. - Portlandiano inf.);
UL4: arenitos, margas e calcários (Portlandiano).

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 10.10, 10.11 e 10.12) representam uma classificação da probabilidade espacial de ocorrência das manifestações de instabilidade consideradas.

A Fig. 10.13 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).

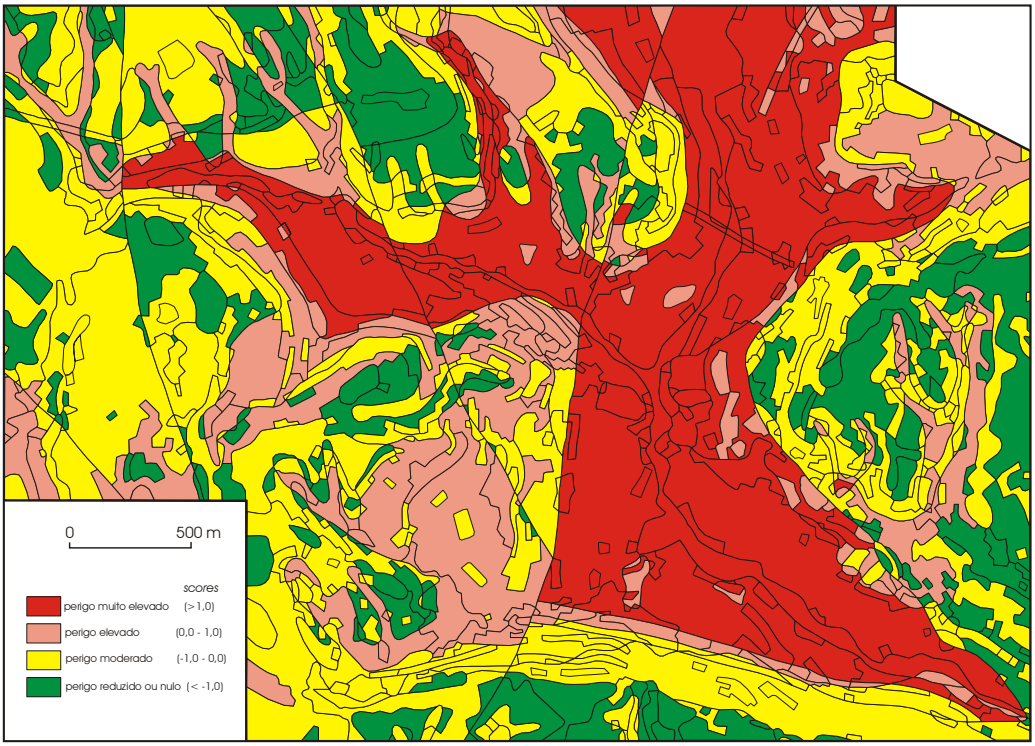

Fig. 10.10 - Perigo de ocorrência de movimentos rotacionais na área-amostra de Calhandriz (método do valor informativo).

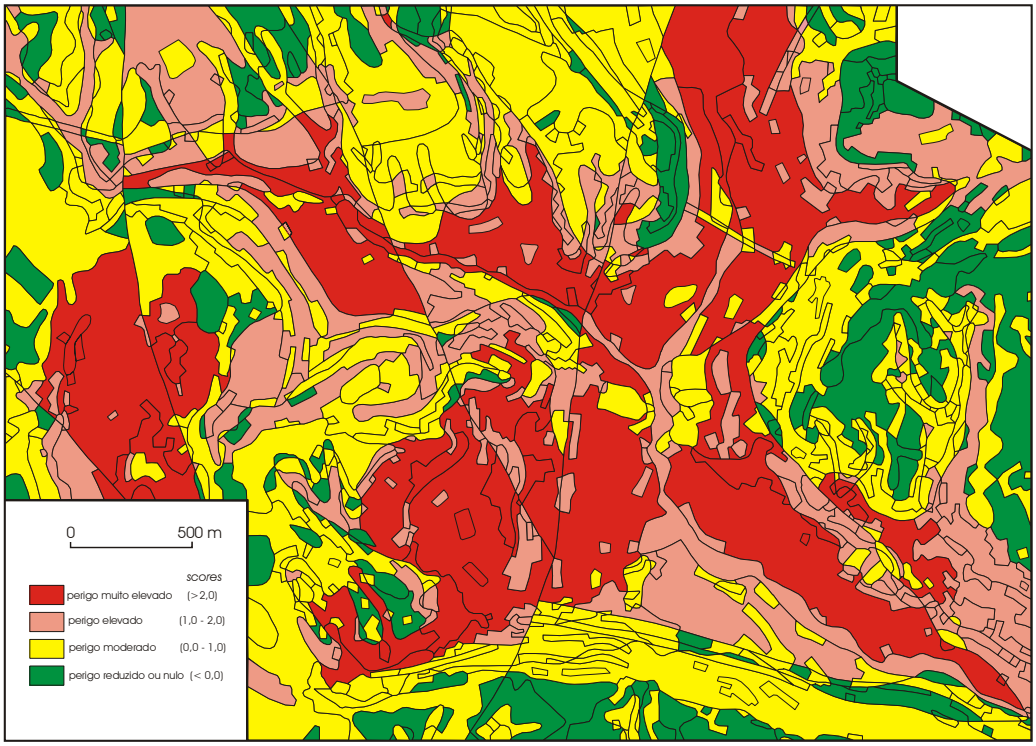

Fig. 10.11 - Perigo de ocorrência de movimentos translacionais na área-amostra de Calhandriz (método do valor informativo).

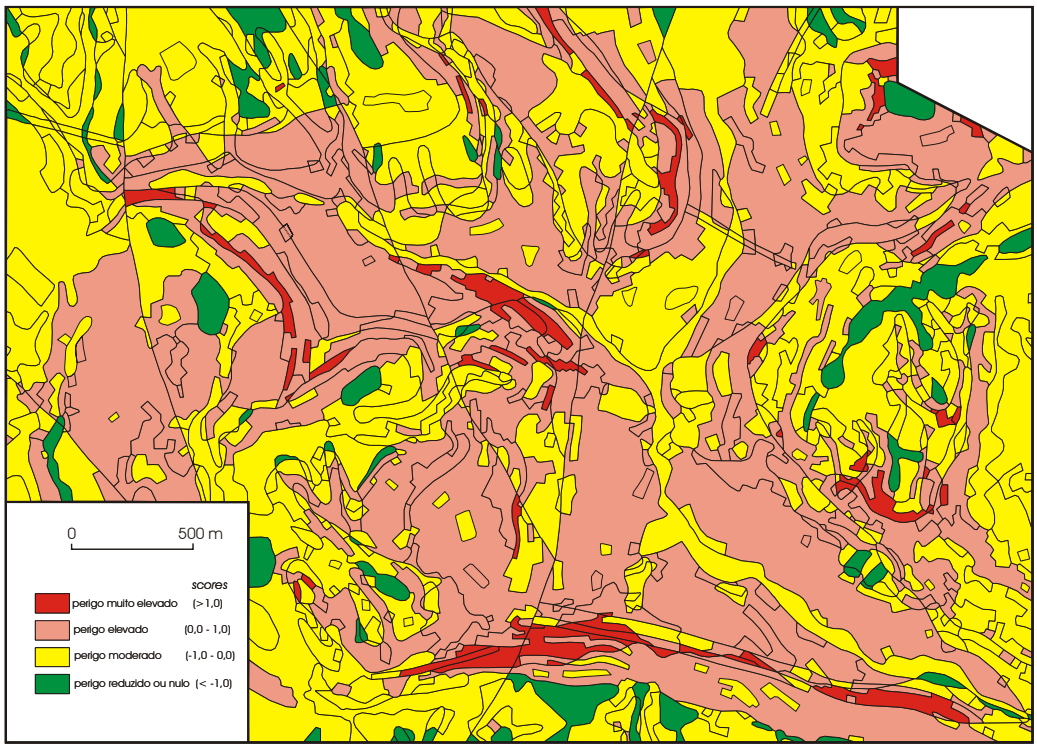

Fig. 10.12 - Perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz (método do valor informativo).

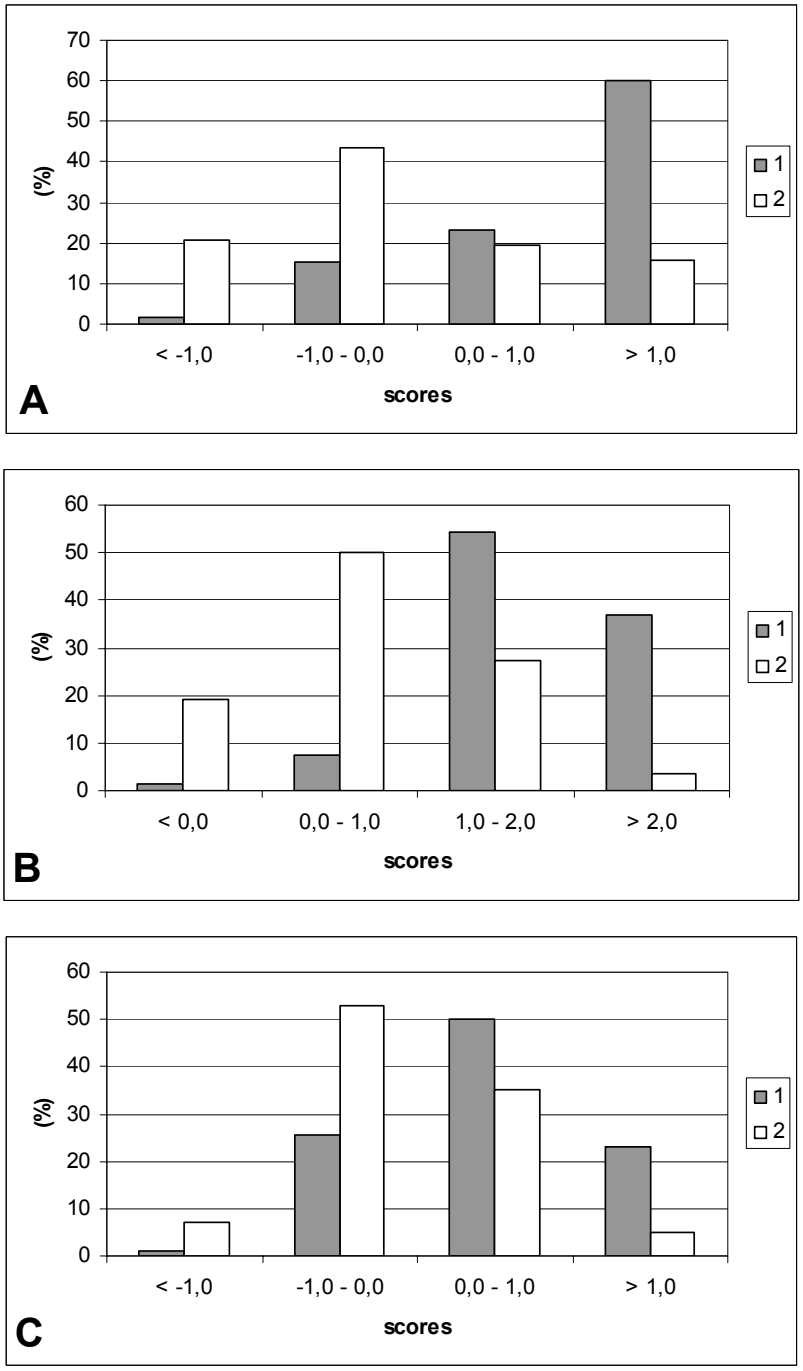

Fig. 10.13 - Distribuição de frequências dos *scores* do valor informativo nas unidades de terreno da área-amostra de Calhandriz.
A - movimentos rotacionais; B - movimentos translacionais; C - deslizamentos translacionais superficiais; 1 - unidades de terreno instabilizadas; 2 - unidades de terreno não instabilizadas.

As diferentes variáveis consideradas neste estudo têm um valor informativo bastante contrastado, em função da tipologia dos movimentos de vertente (ver Quadro 10.7), 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 nos Capítulos 7 e 8.

Os dados representados no Quadro 10.7 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.

4 - CONCLUSÃO

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 da 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, utilizadas nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa, são bastante contrastadas no que respeita à objectividade da análise. De acordo com SOETERS e VAN WESTEN (1996), os termos *objectivo* e *subjectivo* são utilizados para indicar se as várias fases da determinação do grau de perigosidade são verificáveis e reproduzíveis por outros investigadores, ou se dependem unicamente da avaliação pessoal do autor que a realizou.

Embora a utilização de abordagens objectivas não resulte, necessariamente, num mapa de perigosidade mais rigoroso, são vários os autores que referem a necessidade de retirar a elevada subjectividade associada às avaliações directas do perigo, responsável pelas principais críticas que lhes são efectuadas (ver, por exemplo, DEGRAFF e ROMESBURG, 1980; ASTE, 1991a; CARRARA, 1993). Deste modo, muitos investigadores têm substituído a opinião especializada subjectiva acerca dos factores que condicionam os movimentos de vertente, pela análise estatística das condições de terreno observadas, na sua relação com a distribuição dos movimentos de vertente. SOETERS e VAN WESTEN (1996) questionam, no entanto, a utilização sistemática desta metodologia, pelo desperdício duma fonte de informação fundamental, ainda que subjectiva, resultante do contacto directo com o terreno.

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 que resulta de um contacto com o terreno desde há mais de 10 anos. A flexibilidade relativa da metodologia utilizada permite, ainda, uma hierarquia do perigo, a partir da avaliação da magnitude potencial dos movimentos de vertente considerados.

A determinação 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 (YAN, 1988; ASTE, 1991a; CARRARA *et al.*, 1992; SOETERS e VAN WESTEN, 1996). Com efeito, os modelos

estatísticos são válidos apenas para áreas com características geomorfológicas idênticas e para um único tipo de movimento de vertente, visto que os factores condicionantes se revestem de particularidades distintas em função destes condicionalismos, como ficou demonstrado ao longo deste trabalho. Deste modo, os mapas de perigosidade apresentados nas Figuras 10.7, 10.8, 10.10, 10.11 e 10.12, reportam-se sempre a um único tipo de movimento de vertente e baseiam-se em dados estatísticos relativos às áreas-amostra consideradas individualmente.

A avaliação do perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures, com base na percentagem de superfície instabilizada nas unidades litológicas e nas classes de declive, fornece resultados bastante realistas, devido à importância primordial daqueles dois factores no desenvolvimento deste tipo de manifestação de instabilidade. Esta metodologia não foi alargada aos restantes tipos de deslizamentos, porque se verificou que a sua distribuição não é suficientemente explicada por aquelas duas variáveis, consideradas isoladamente.

A avaliação do perigo de ocorrência de movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz, com base no método do valor informativo, é bastante mais complexa que a anterior e envolve um enorme consumo de tempo quando, como foi o caso presente, não se recorre a um Sistema de Informação Geográfico para o processamento da informação. Os resultados finais são bastante elucidativos acerca dos distintos condicionalismos que caracterizam os movimentos considerados, sendo de destacar o enorme peso das margas e argilas da Abadia (unidade litológica 1), concordância entre a topografia e a estrutura 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, desenvolvidas nos Capítulos 7 e 8.

RESUMO E PRINCIPAIS CONCLUSÕES

O objectivo deste trabalho consistiu no estudo da tipologia e dinâmica dos movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa, bem como 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.

O estudo da tipologia e dinâmica dos movimentos de vertente baseia-se na apresentação monográfica de casos particulares e teve como principal suporte a cartografia geomorfológica de pormenor, efectuada sistematicamente no terreno, na escala de 1:2000.

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 tufos vulcânicos. Estes deslizamentos são, muitas vezes, condicionados por intervenções antrópicas desajustadas, constituindo a manifestação de instabilidade mais frequente ao longo dos taludes das estradas e nos terrenos abandonados após um período de cultivo mais ou menos prolongado.

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, nomeadamente 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 (por exemplo, os movimentos de Calhandriz, Quebradas, Albogas, Outeiro e Volta das Eiras). O desenvolvimento de fenómenos de escoada na parte terminal de movimentos de vertente foi, igualmente, identificado 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 (deslizamento rotacional, translacional ou translacional superficial) fortemente condicionados pelo contexto morfoestrutural local.

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. A intervenção do Homem manifesta-se na elaboração de aterros facilmente instabilizáveis, em posições topográficas desfavoráveis, por vezes em conexão com obras públicas de grande envergadura (como, por exemplo, no caso da Quinta da Boavista); na 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 (por exemplo, nos deslizamentos de Moninhos, Barranco dos Trotes ou Casal Novo do Brejo); e na modificação do traçado de cursos de água, sem consideração dos impactes nas condições de estabilidade dos canais artificialmente criados (caso do deslizamento da Ribeira de Casainhos).

A ausência de medições directas dos parâmetros de resistência ao corte (coesão e ângulo de atrito interno) dos terrenos deslizados na Região a Norte de Lisboa, determina que as avaliações de estabilidade, a partir das técnicas da Mecânica de Solos, se baseiem, exclusivamente, nos princípios da análise inversa. Estas técnicas foram aplicadas ao deslizamento rotacional múltiplo retrogressivo de Casal Novo do Brejo e a

seis deslizamentos simples (rotacionais e translacionais) desencadeados no Inverno de 1989-
-90 nas "margas e argilas da Abadia", assumindo-se, sistematicamente, que as toalhas freáticas se encontravam ao nível da superfície topográfica, nos momentos de activação dos movimentos de vertente. A acentuada anisotropia dos materiais, bem como as dificuldades na reconstituição dos planos de ruptura dos deslizamentos e na definição da posição dos níveis freáticos nas datas da activação dos movimentos, impossibilitaram a aplicação destas técnicas às restantes unidades litológicas da Região a Norte de Lisboa.

A análise do deslizamento de Casal Novo do Brejo confirma o papel decisivo da abertura de um talude artificial na instabilização de uma vertente e demonstra a importância fundamental dos movimentos iniciais na dinâmica retrogressiva do conjunto do deslizamento.

A análise inversa dos seis movimentos de vertente desencadeados nas "margas e argilas da Abadia" permitiu a definição dos parâmetros da resistência ao corte de pico ($C' = 4$ kPa $\pm$ 1 kPa; $\varphi' = 20° \pm 1°$) e da resistência ao corte residual ($C' = 0$;
$\varphi' = 20° \pm 0{,}5°$) daqueles terrenos, considerando os movimentos activados em vertentes não afectadas anteriormente por manifestações de instabilidade (deslizamentos de Casal das Perdizes, Loureiro e Casal do Carvalhal) e aqueles que correspondem a reactivações de movimentos pré-existentes (deslizamentos de Quinta das Fragosas, A-dos-Melros e Casal do Casalinho).

A determinação em estudar os movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa de modo sistemático, de modo a que a informação recolhida tivesse significado estatístico, implicou a concentração do esforço de investigação em cinco áreas-amostra de dimensão relativamente reduzida (61,6 km^2, 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 - Portlandiano 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 decisiva para a caracterização quantitativa das manifestações de instabilidade e para o estudo dos factores que as condicionam. As variáveis seleccionadas do banco de dados, bem como os tratamentos estatísticos efectuados, foram sempre os mesmos, de modo a tornar possível a consecução de um dos principais objectivos deste trabalho, a análise comparativa das cinco áreas-amostra.

Os tratamentos estatísticos incluem a distribuição de frequências; a avaliação de parâmetros em função de unidades de terreno definidas a partir das unidades litológicas, classes de declive e classes de coberto vegetal/uso do solo; e a correlação simples, a análise da variância e a análise discriminante, aplicados aos dados normalizados com transformação logarítmica.

Os contrastes morfométricos dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos têm expressão em 88% de casos classificados correctamente por análise discriminante. Em contrapartida, a aplicação desta técnica aos movimentos agrupados por áreas-amostra forneceu, sistematicamente, resultados pouco significativos e mais influenciados pelas características morfológicas do terreno, que por diferenças sensíveis na forma e na dimensão dos movimentos.

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 km^2) e mínima em Pinheiro de Loures (7,7 eventos por km^2).

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 - Portlandiano 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 os movimentos 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 tufos 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 os 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 20% 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.

Os movimentos de vertente condicionados por intervenções antrópicas desajustadas 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.

O estudo das relações entre a precipitação e os movimentos de vertente baseou--se na exploração de uma série de 37 anos de registos diários (1956/57 - 1992/93), relativos ao posto udométrico de S. Julião do Tojal, situado na Bacia de Loures. A metodologia adoptada incluiu o cálculo das chuvas acumuladas para diferentes durações e a determinação dos períodos de retorno dos eventos responsáveis pelos movimentos de vertente cuja data de ocorrência é conhecida. As manifestações de instabilidade foram ainda relacionadas com precipitações acumuladas ponderadas, tendo em consideração que os efeitos de um evento pluvioso particular deixam de fazer-se sentir após um certo período de tempo, por drenagem da água no terreno. Por último, os limiares de intensidade - duração das precipitações obtidos no estudo de situações particulares, foram aplicados à série das precipitações diárias, numa análise inversa para tentar identificar períodos provavelmente caracterizados pela ocorrência de manifestações de instabilidade, no passado.

Os diferentes movimentos de vertente da Região a Norte de Lisboa são condicionados de modo distinto pelo 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 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.

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.

A avaliação da perigosidade geomorfológica (*geomorphological hazard*) constitui um imperativo na Região a Norte de Lisboa, devido à frequência e magnitude dos movimentos de vertente, mas também à vulnerabilidade passiva do território, agravada pelas modificações antrópicas dos perigos naturais.

As metodologias de avaliação do perigo associado aos movimentos de vertente aplicadas às área-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 e das áreas-amostra.

A avaliação do perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures, baseou-se na

percentagem de superfície instabilizada nas unidades litológicas e nas classes de declive e forneceu resultados bastante realistas, devido à importância primordial dos dois factores no desenvolvimento destes movimentos. Esta metodologia não foi alargada aos restantes tipos de deslizamentos, porque se verificou que a sua distribuição não é suficientemente explicada por aquelas duas variáveis, consideradas isoladamente.

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 Apllicata e Idrogeologia*, 18, II, Bari, p.309-341.

AL HAYARI, M. (1989) - *Une determination des caracteristiques mecaniques residuelles de versants naturels. Methodes a l'equilibre limit et des élements finis*. Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mecanique, Grenoble, 214p.

ALMEIDA, A.C. (1981) - Movimentações numa vertente arenítica. *Revista da Universidade de Coimbra*, 29, Coimbra, p.305-320.

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.

ANBALAGAN, R. (1992) - Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain. *Engineering Geology*, 32, Amsterdam, p.269-277.

ANDERSON, M.G.; RICHARDS, K.S. (Eds.) (1987) - *Slope Stability.* John Wiley & Sons, Chichester.

ASTE, J.-P. (1991a) - 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, Bruxels, p.165-170.

ASTE, J.-P. (1991b) - Landslide Mitigation: Land Use Legislation and Construction Practices. The French Experience. 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, Bruxels, p.171-178.

AVENARD, J.M. (1962) - *La solifluxion*. C.D.U., Paris.

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.

AYALA CARCEDO (Coord.) (1991) - *Manual de Ingenieria de taludes*. I.T.G.E., Madrid.

BATEIRA, C. (1990) - *A depressão de Ota-Carregado e as colinas ocidentais. Contributo para o estudo da evolução geomorfológica e da dinâmica actual*. Univ. Porto.

BELL, D.H.; PETTINGA, J.R. (1988) - Bedding-controlled landslides in New Zealand soft rock terrain. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.77-83.

BERTHOU, P.Y. (1973) - *Le Cenomanian de l'Estrémadure Portugaise*. Mem. Serv. Geol. de Portugal, nº 23 (n.s.), Lisboa.

BISCI, C.; DRAMIS, F.; SORRISO-VALVO, M. (1996) - Rock flow. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.150-160.

BLONG, R.J. (1973a) - A numerical classification of selected landslides of the debris-slide-avalanche type. *Engineering Geology*, 7, Amsterdam, p.99-114.

BLONG, R.J. (1973b) - Relationships between morphometric attributes of landslides. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 18, Berlin-Stuttgart, p.66-77.

BLONG, R.J. (1992) - Some perspectives on geological hazards. In Mc CALL, G.J.; LAMING, D.J.; SCOTT, S.C. (Eds.), *Geohazards. Natural and Man-made*. Chapman and Hall, London, p.209-216.

BONNARD, C. (1984) - Risques d'instabilité - Approche pluridisciplinaire dans la detection des glissements de terrain. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.309-316.

BOSI, C.; DRAMIS, F.; GENTILI, B. (1983) - Carte geomorfologiche di dettaglio a indirizzo applicativo e carte di stabilità su base geomorfologica. *Geologia Apllicata e Idrogeologia*, 18, II, Bari, p.53-62.

BRAND, E.W. (1988) - Special lecture: Landslide risk assessment in Hong Kong. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1059-1074.

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.

BROERSEN, K.; GEUJEN, C.; HETTERSCHIJT, R.; LOUW, P.; VRIES, A. (1994) - *Hazard assessment for superficial landslides in the Puriscal region, Costa Rica - A quantitative approach*. University of Utrecht, Dep. Physical Geography.

BROMHEAD, E. (1992) - *The Stability of Slopes*. 2ª ed., Blackie Academic & Professional, London.

BROMHEAD, E. (1996) - Slope stability models. 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. 87-95.

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.

BRUNSDEN, D. (1984) - Mudslides. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.363-418.

BRUNSDEN, D.; BROMHEAD, E. (1996) - Climatic and dinamyc inferences from dated landslides. 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.31-41.

BRUNSDEN, D.; DOORNKAMP, J.C.; FOOKES, P.G.; JONES, D.K.; KELLY, J.M. (1975) - Large scale geomorphological mapping and highway engineering design. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 8, 4, London, p.227-253.

BRUNSDEN, D.; IBSEN, M.-L. (1994) - The nature of the european archive of historical ladslide data, with specific reference to the United Kingdom. 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.22-70.

BRUNSDEN, D.; IBSEN, M.-L. (1996) - Mudslide. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.103-119.

BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.) (1984) - *Slope Instability*. John Wiley & Sons, Chichester.

BUMA, J.; VAN ASCH, T. (1996a) - Slide (rotational). In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.43-61.

BUMA, J.; VAN ASCH, T. (1996b) - Soil spreading. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.137-148.

CAMPBELL, R.H. (1975) - Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica mountains and vicinity, southern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 851, Washington.

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.

CARIS, J.P.; VAN ASCH, T. (1991) Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31, Amsterdam, p.249-276.

CARRARA, A. (1984) - Landslide hazard mapping: aims and methods. *Mouvements de Terrain, Colloque de Caen*, *Documents du B.R.G.M.*, nº83, p.141-151.

CARRARA, A. (1993) - Uncertainty in evaluating landslide hazard and risk. In NEMEC, J.; NIGG, J.M.; SICCARDI, F. (Eds.), *Prediction and Perception of Natural Hazards*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p.101-109.

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. (1987a) - Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti. *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, Roma, p.199-221.

CARRARA, A.; D'ELIA, B.; SEMENZA, E. (1987b) - Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi. *Documenti del Territorio*, 5-6, p.27-33.

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.

CARSON, M.A.; KIRKBY, M.J. (1975) - *Hillslope Form and Processes*. 2.ed., Cambridge University Press, Malta.

CARTIER, G. (1981) - Recherches et études sur les glissements de terrains. *Bulletin de Liasion des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 115, Paris. p.15-24.

CHOWDHURY, R.N. (1988) - Special lecture: Analysis methods for assessing landslide risk - Recent developments. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.515-524.

CHUNG, C.-J.; LECLERC, Y. (1994) - A quantitative technique for zoning landslide hazard. *Proceedings IAMG'94 Annual Meeting*, Geological Survey of Canada, Mout Tremblont, Québec, p.87-93.

COELHO, A.G. (1979) - Análise cartográfica de estabilidade de taludes para o planeamento urbano. *Geotecnia*, 26, Lisboa, p.75-89.

COELHO, A.G. (1985) - *Estudo dos fenómenos de instabilidade dos taludes naturais, Actividade desenvolvida no âmbito dos grupos de trabalho sobre catástrofes naturais e provocadas*. 1º relatório. LNEC, 11p.+ anexo.

COLLOTTA, T.; MORETTI, P.C.; VIOLA, C. (1988) - A slope instability data-bank: Present usefulness, future developments. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1143-1146.

COOKE, R.U.; DOORNKAMP, J.C. (1990) - *Geomorphology in Environmental Management. A New Introduction*. 2nd ed., Clarendon Press, Oxford.

CORDEIRO, A.R.; CIRNE, J.S. (1990) - A utilização da extensometriano estudo do *creeping* em regiões temperadas (Serras da Freita e da Estrela). *Cadernos de Geografia*, 9, Coimbra, p.173-180.

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. (1996a) - Debris slide. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.97-102.

COROMINAS, J. (1996b) - Frequency and activity of Holocene landslides in Western European countries. 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.21-29.

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.

COROMINAS, J.; REMONDO, J.; FARIAS, P.; ESTEVÃO, M.; ZÊZERE, J.; DÍAZ DE TERÁN, J.; DIKAU, R.; SCHROTT, L.; MOYA, J.; GONZÁLEZ, A. (1996) - Debris flow. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.161-180.

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.

COTECCHIA, V. (1978) - Systematic reconnaissance mapping and registration of slope movements. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 17, Krefeld, p.5-37.

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.

CRAIG, R.F (1992) - *Soil Mechanics*. 5th ed., Chapman & Hall, London.

CROZIER, M.J. (1973) - Techniques for morphometric analysis of landslips. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 17, 1, Berlin-Stuttgart, p.78-101.

CROZIER, M.J. (1984) - Field assessment of slope instability. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.103-142.

CRUDEN, D.M. (1980) - The anatomy of landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 17, 2, Ottawa, p.295-300.

CRUDEN, D.M. (1991) - A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43, Paris, p.27-29.

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.

DEGRAFF, J.V.; ROMESBURG, H.C. (1980) - Regional landslide-susceptibility assessment for wildland management: a matrix approach. In COATES, R.; VITEK, J.D. (Eds.), *Thresholds in Geomorphology*, George Allen and Unwin Ltd., London, p.401-414.

DELAUNAY, J.; HUMBERT, M.; VOGT, J. (1977) - Le fichier national des mouvements de terrain en France: Application à l'étude des risques en Touraine. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.23-25.

DELMAS, P.; CARTIER, G.; POUGET, P. (1987) - Méthodes d'analyse des risques liés aux glissements de terrain. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chausées - Risques Natures*, 150-151, Paris, p.29-38.

DEMEK, J. (ed.) (1972) - *Manual of detailed geomorphological mapping*. Academia, Praga.

DIKAU, R.; CAVALLIN, A.; JAGER, S. (1994) - Databases and GIS for landslide research in Europe. 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.96-116.

DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.) (1996a) - *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester.

DIKAU, R.; SCHROTT, L.; DEHN, M, (1996b) - Topple. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.29-41.

DUMAS, B.; GUEREMY, P.; LHENAFF, R.; RAFFY, J. (1984a) - Glissements de terrain et évolution des versants. L'exemple de la bordure Nord-Est du Détroit 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.

DUNCAN, J.M. (1996) - Soil slope stability analysis. 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.337-371.

DUQUE, A; ECHEVERRIA, G.; FERNANDEZ DE LIENCRES, E.; KEREJETA, A.; CENDRERO, A.; DIAZ DE TERAN, J.R.; TAMES, P. (1991) - A Methodological Approach for the Development of Predictive Models for Hazard Zonation. In PANIZZA, M.; SOLDATI, M.; COLTELLACCI, M. (Eds.), *European Experimental Course on Applied Geomorphology, vol.2 - Proceedings*, Modena, p.13-25.

ECKEL, E.B. (Ed.) (1958) - *Landslides and Engineering Practice.* Highway Research Bord, Special Report. 29, Nat. Academ. Science.

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.

EMBLETON, C. (1991) - Environmental, Natural and Geomorphological Hazards. In PANIZZA, M.; SOLDATI, M.; COLTELLACCI, M. (Eds.), *European Experimental Course on Applied Geomorphology, vol.2 - Proceedings*, Modena, p.1-6.

EMBLETON, C.; VERSTAPPEN, H.T. (1988) - The nature and objectives of applied geomorphological mapping. In EMBLETON, C. (Ed.), *Applied Geomorphological Mapping: Methodology by Example. Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 68, Berlin-Stuttgart, p.1-8.

ERSKINE, C.F. (1973) - Landslides in the vicinity of the Fort Randall Reservoir South Dakota. *Geological Survey Professional Paper*, 675, Washington.

FARIA, R.; GODINHO, S.; ALMEIDA, M.; MACHADO, M. (1980) - Análise estatística dos valores máximos do ano da quantidade diária da precipitação em Portugal. *O Clima de Portugal*, XIX, Lisboa.

FAUGÈRES, L. (1990) - Géographie physique et risques naturels. *Bull. Assoc. Géog. Franç.*, 2, Paris, p.89-98.

FERNÁNDEZ, T.; IRIGARAY, C.; CHACÓN, J. (1996) - G.I.S. analysis and mapping of landslides determinant factors in the Contraviesa area (Granada, Southern Spain). In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.141-151.

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. (l985) - 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.; FERREIRA, D.B.; MACHADO, C.R.; MACHADO, M.J.; PEREIRA, A.R.; RAMOS, C.; RODRIGUES, M.L.; ZÊZERE, J.L. (1993) - A erosão do solo e a intervenção do Homem no Portugal mediterrâneo. L.A.G.F., C.E.G., rel. nº31, Lisboa.

FERREIRA, A.B.; RODRIGUES, M.L.; ZÊZERE, J.L. (1995) - A Cartografia Geomorfológica em Portugal. *in* DIAS, M.H. (ed.), *Os mapas em Portugal. Da tradição aos novos rumos da cartografia*. Cosmos, Cadernos Penélope 2, Lisboa, p.183-222.

FERREIRA, A.B.; ZÊZERE, J.L. (1997) - Portugal and the Portuguese Atlantic Islands. In EMBLETON, C.; EMBLETON-HAMANN, C. (Eds.), *Geomorphological Hazards of Europe*, Developments in Earth Surface Processes 5, Elsevier, Amsterdam, p.391-407.

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.

FERRER, M.; AYALA, F. (1996) - Landslides climatic susceptibility map of Spain. In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.323-333.

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.

FLAGEOLLET, J.-C.; MAQUAIRE, O.; WEBER, D. (1996) - Relationship between landslides and climatic conditions. 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.49-58.

FLAGEOLLET, J.-C.; WEBER, D. (1996) - Fall. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.13-28.

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.

FRASCATI, F.; RODOLFI, G. (1980) - Carta della Dinamca delle Forme. *Cartografia de base per la programmazione degli interventi in aree marginali (area rappresentativa dell'Alta Valdera-Pisa)*, Firenze.

GARLAND, G.G.; OLIVIER, M.J. (1993) - Predicting landslides from rainfall in a humid, sub-tropical region. *Geomorphology*, 8, Amsterdam, p.165-173.

GARRY, G.; DECAILLOT, P. (1987) - La répresentation cartographique des risques naturels. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chausées - Risques Natures*, 150-151, Paris, p.20-28.

GELLATLY, A.F.; WHALLEY, W.B.; DOUGLAS, G.R. (1984) - Rockfalls in mountainous regions: establishing a rationale for effective study. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.101-108.

GERVREAU, E.; DURVILLE, J.L. (1993) - Quelques exploitations statistiques d'un fichier informatique de mouvements de terrain. *Bulletin International Association Engineering Geology*, 32, Paris, p.33-42.

GIRAUD, A.; ROCHET, L.; ANTOINE, P. (1990) - Processes of slope failure in crystallophyllian formations. *Engineering Geology*, 29, Amsterdam, p.241-253.

GODINHO, S. (1979) - *Aspectos meteorológicos das cheias de Fevereiro de 1979*, I.N.M.G., Lisboa.

GODINHO, S. (1984) - *Aspectos meteorológicos das inundações de Novembro de 1983*, I.N.M.G., Lisboa.

GOSTELOW, P. (1991a) - Properties of Soils Relevant to Natural Slope Stability. 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, Bruxels, p.37-51.

GOSTELOW, P. (1991b) - 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, Bruxels, p.139-161.

GRAHAM, J. (1984) - Methods of stability analysis. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.171-215.

GRECO, V.R. (1991) - Back-analysis procedure for failed slopes. In BELL (Ed.), *Landslides, Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides*, Christchurch, New Zealand, Balkema, Rotterdam, p.435-440.

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.

GUIDICINI, G.; IWASA, O.Y. (1977) - Tentative correlation between rainfall and landslides in a humid tropical environment. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.13-20.

GUZZETTI, F.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. (1994) - The AVI Project: A bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. *Environmental Management*, 18, 4, New York, p.623-633.

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.

HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, T.; CHACÓN, J. (1996) - Landslides inventory and determining factors in the Albuñuelas river basin (Granada, Spain). In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.21-30.

HANSEN, A. (1984) - Landslide hazard analysis. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.523-602.

HANSEN, M.J. (1984) - Strategies for classification of landslides. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.1-25.

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.

HE, D.H. (1988) - Back determination of the shear strength parameters in failed slopes. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.661-666.

HERWEG, K. (1988) - The applicability of large-scale geomorphological mapping to erosion control and soil conservation in a research area in Tuscany. In EMBLETON, C. (Ed.), *Applied Geomorphological Mapping: Methodology by Example. Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 68, Berlin-Stuttgart, p.175-187.

HRÁDEK, M. (1988) - Some examples of applied geomorphological maps from Czechoslovakia. In EMBLETON, C. (Ed.), *Applied Geomorphological Mapping: Methodology by Example. Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 68, Berlin-Stuttgart, p.189-203.

HUDEC, P.P.; WHARTON, S. (1993) - Statistical evaluation of factors contributing to landslides in road cuts in the northern range of Trinidad. In NOVOSAD, S.; WAGNER, P. (Eds.), *Landslides, Proceedings of the Seventh International Conference and Field Workshop on Landslides in Czech and Slovak Republics*, Balkema, Rotterdam, p.89-95.

HUMBERT, M. (1977) La cartographie en France des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol - Cartes ZERMOS. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.80-82.

HUTCHINSON, J.N. (1968) - Mass Movement. In FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold, New York, p.688-695.

HUTCHINSON, J.N. (1988) - General report: Morphological and geothecnical 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.

IAEG COMISSION ON LANDSLIDES (1990) - Suggested nomenclature for landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 41, Paris, p.13-16.

IBSEN, M.-L.; BRUNSDEN, D.; BROMHEAD, E.; COLLISON, A. (1996a) - Block slide. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.64-77.

IBSEN, M.-L.; BRUNSDEN, D.; BROMHEAD, E.; COLLISON, A. (1996b) - Slab slide. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.78-84.

ILIEV, I. (1977) - On the compilation of a engineering geological map of slope movements in Europe. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.33-34.

INTERNATIONAL SOCIETY FOR SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING (1967) - *Technical terms, symbols and definitions in English, French, German, Italian, Portuguese, Russian, Spanish and Swedish used in soil mechanics and foundation engineering*. 3rd ed.,I.S.S.M.F.E., Zurich.

IRIGARAY, C.; CHACÓN, J.; FERNÁNDEZ, T. (1996a) - Methodology for the analysis of landslide determinant factors by means of a GIS: Application to the Colmenar area (Malaga, Spain). In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.163-172.

IRIGARAY, C.; CHACÓN, J.; FERNÁNDEZ, T. (1996b) - Comparative analysis of methods for landslide susceptibility mapping. In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.373-384.

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.

JIBSON, R.W.; KEEFER, D.K. (1994) Analysis of the origin of landslides in the New Madrid seismic zone. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1538-D, Washington.

JOHNSON, A.M.; RODINE, J.R. (1984) - Debris flow. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.257-361.

JOLY, F. (1989) - Geomorphological mapping. *Recent advances in French geomorphology*, GFG, p.175-181.

JONES, D.K. (1992) - Landslide hazard assessment in the context of development. In Mc CALL, G.J.; LAMING, D.J.; SCOTT, S.C. (Eds.), *Geohazards. Natural and Man-made*. Chapman and Hall, London, p.117-141.

JULIAN, M.; ANTHONY, E.J. (1994) - Landslides and climatic variables with specific reference to the maritime alps of southeastern France. 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.697-721.

KEEFER, D.K.; JOHNSON, A.M. (1983) - Earth flows: Morphology, mobilization, and movement. *Geological Survey Professional Paper*, 1264, Washington.

KEEFER, D.K.; WILSON, R.C.; MARK, R.K.; BRABB, E.E.; BROWN, W.M.; ELLEN, S.D.; HARP, E.L.; WIECZOREK, G.F.; ALGER, C.S.; ZATKIN, R.S. (1987) - Real-time Landslide Warning During Heavy Rainfall. *Science*, 238, p.921-925.

KENNEY, C. (1984) - Properties and behaviours of soils relevant to slope instability. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (eds.), *Slope Intability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.27-65.

KERTÉSZ, A.; SCHWEITZER, F. (1991) - Geomorphological mapping of landslides in Hungary with a case study on mapping danubian bluffs. *Catena*, 18, Cremlingen, p.529-536.

KIENHOLZ, H. (1984) - Landslide Hazard Assessment for Landslide Zonation. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.317-326.

KLIMASZEWSKI, M. (1988) - On constructing detailed geomorphological maps. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 32, 4, Berlin-Stuttgart, p.457-470.

KNAPIC, D. (1955) - *As costeiras de Lisboa. Elementos para o estudo morfológico da região de Lisboa.* Dissertação de licenciatura em Geografia, Universidade de Lisboa.

KOIRALA, N.P.; WATKINS, A.T. (1988) - Bulk appraisal of slopes in Hong Kong. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1181-1186.

KOUKIS, G.; ZIOURKAS, C. (1991) - Slope instability phenomena in Greece: A statistical analysis. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43, Paris, p.47-60.

KOVACIK, M.; MODLITBA, I. (1988) - Evaluation of the susceptibility to deformation of slopes - An example from Czechoslovakia. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1193-1195.

KREBS, R. (1984) - Modele propose pour l'implementation des méthodes de detection des terrains instables dans les processus de l'amenagement du territoire en Suisse. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.205-212.

LEE, I.K.; WHITE, W.; INGLES, O.G. (1983) - *Geotechnical Engineering*. Pitman, Boston.

LENCASTRE, A.; FRANCO, F.M. (1984) - *Lições de Hidrologia*. Univ. Nova Lisboa, Lisboa.

LESSING, P.; MESSINA, C.P.; FONNER, R.F. (1983) - Landslide Risk Assessment. *Environmental Geology*, 5, 2, p.93-99.

LHENAFF, R. (1987) - Risques naturels dans le Nord-Pas-de-Calais. Introduction. *Hommes et Terres du Nord*, 3, Lille, p.137-138.

MACHADO, M.J. (1991) - *Contribuição para o estudo da bacia-vertente do Rio Grande da Pipa.* Univ. de Lisboa.

MAHARAJ, R. (1993) Landslide processes and landslide susceptibility analysis from upland watershed: A case study from St. Andrew, Jamaica, West Indies. *Engineering Geology*, 34, Amsterdam, p.53-79.

MALATRAIT, A.M.; LETOURNEUR, J.; ANTOINE, P. (1977) - Essai de cartographie systematique des mouvements de terrain dans les Alpes françaises. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.39-46.

MALGOT, J.; BALIAK, F. (1993a) - Influence of landslides on the environment in Slovakia. In NOVOSAD, S.; WAGNER, P. (Eds.), *Landslides, Proceedings of the Seventh International Conference and Field Workshop on Landslides in Czech and Slovak Republics*, Balkema, Rotterdam, p.249-256.

MALGOT, J.; BALIAK, F. (1993b) - Engineering-geological maps with respect to slope instability in Slovakia. In NOVOSAD, S.; WAGNER, P. (Eds.), *Landslides, Proceedings of the Seventh International Conference and Field Workshop on Landslides in Czech and Slovak Republics*, Balkema, Rotterdam, p.97-101.

MANTOVANI, F.; SOERTERS, R.; VAN WESTEN, K. (1994) Remote sensing and photogrammetric techniques for landslide studies in Europe. 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.132-145.

MARANHA DAS NEVES, E. (1991) - Methods of Soil Slope Stability. Contraints of the Limit Equilibrium Methods for Natural Slopes. 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, Bruxels, p.83-99.

MARCHAND, B. (1972) - L'usage des statistiques en Géographie. *L'Espace Géographique*, 2, Paris, p.79-100.

MATICHARD, Y.; POUGET, P. (1988) - Pluviométrie et comportement de versants instables. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.725-730.

MINKOV, M.; ILIEV, I.; MILEV, G.; AVRAMOVA, E.; TSENKOV, T. (1988) - Geological conditions, slope instability and methods of its study in Bulgaria. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.231-238.

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.

MOSER, M. (1978) - Proposals for geotechnical maps concerning slope stability potential in mountain watersheds. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 17, Krefeld, p.100-108.

MULDER, F. (1991) - Assessement of landslide hazard. *Nederlandse Geografische Studies*, 124, Amsterdam/ Utrecht.

MULDER, H.; VAN ASCH, T. (1987) - Quantitative approches in landslide hazard analysis. *Travaux de l'Institute de Géographie de Reims*, 69-70-71-72, Reims, p.43-53.

NAKAMURA, H. (Coord.) (1996) - *Landslides in Japan (The Fifth Revision)*. The Japan Landslide Society; National Conference of Landslide Control.

NARDI, R. (1988) - Metodologie per la valutazione del rischio de frana e applicazione ad alcune situazioni nella Toscana Occidentale. *Quaderni di Geologia Applicata*, 2, Pisa, p.1-6.

NASH, D. (1987) - A comparative review of limit equilibrium methods of stability analysis. In ANDERSON, M.G.; RICHARDS, K.S. (Eds.), *Slope Stability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.11-75.

NEMCOK, A. (1977) - Geological/tectonical structures - an essential condition for genesis and evolution of slope movements. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.127-130.

NEMCOK, A.; PASEK, J.; RYBAR, J. (1972) - Classification of Landslides and Other Mass Movements. *Rock Mechanics*, 4, Wien, p.71-78.

NOVERRAZ, F. (1984) - Cartographie des glissements de terrain. Méthode de levé; objectif et fonction des cartes d'instabilité. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.217-223.

OBONI, F. (1988) - General report: Analysis methods and forecasting of behaviour. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.491-499.

PACHAURI, A.K.; PANT, M. (1992) - Landslide hazard mapping based on geological attributes. *Engineering Geology*, 32, Amsterdam, p.81-100.

PANIZZA, M. (1972) - Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio. *Boll. Soc. Geol. It.*, 91, Roma, p.207-237.

PANIZZA, M. (1973) - Proposta di legenda per carta della stabilità geomorfologica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, Roma, p.303-306.

PANIZZA, M. (1990) - *Geomorfologia applicata. Metodi di applicazione alla Pianificazione territoriale e alla Valutazione d'Impatto Ambientale*. La Nuova Italia Scientifica, Roma.

PANIZZA, M.; PIACENTE, S. (1978) - Messa a punto concettuale per la realizzazione di una cartografia applicata alla "stabilità del territorio". *Geog. Fis. Dinam. Quat.*, I, p.25-27.

PASUTO, A.; SOLDATI, M. (1996) - Rock spreading. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.122-136.

PEDROSA, A. (1993) - *Serra do Marão. Estudo de Geomorfologia*. Universidade do Porto, Porto.

PEDROSA, A.; MARQUES, B. (1992) - Man's action and slope erosion: the catastrophe in Arosa (1981). Comunicação Simposium Time, Frequency and Dating in Geomorphology, Checoslováquia, 1992.

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.

PIACENTE, S. (1975) - Esempi di carte della stabilità geomorfologica dedotte da carte geomorfologiche di dettaglio. *Ateneo Parmense, acta nat.*, 11, Parma, p.671-685. (12)

PIERSON, T.; COSTA, J.E. (1987) - A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Reviews in Engineering Geology*, VII, Geological Society of America, p.1-12.

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.

PULINOWA, M.Z.; PAWLAK, W.; WOROPAJEW, E. (1977) - A contribution to the problem of morphogenetical principles of landslide mapping. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.56-62.

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.

RADBRUCH-HALL, D.H. (1977) - The systematic evaluation of landslide incidence and susceptibility in the United States. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.82-86.

RAPP, A. (1960) - Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42, 2-3, p.71-199.

REBELO, F. (1967) - Vertentes do Rio Dueça. Separata *Revista do Centro de Estudo Geográficos*, III, 22, Coimbra.

REBELO, F. (1977) - *A acção humana como causa de desabamentos e deslizamentos - análise de um caso concreto*. Os processos erosivos actuais no litoral norte e centro de Portugal. Estudos 2, Coimbra.

REBELO, F. (1991) - Geografia Física e Riscos Naturais. Alguns exemplos de riscos geomorfológicos em vertentes e arribas no domínio mediterrâneo. *Biblos*, LXVII, Coimbra, p.353-371.

REIS, R.M.; GONÇALVES, M.Z. (1981) - Caracterização climática da região agrícola do Ribatejo e Oeste. *O Clima de Portugal*, XXXII, Lisboa.

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 Chausées - Risques Natures*, 150-151, Paris, p.9-19.

ROBISON, R.M.; LOWE, M. (1993) - Landslide hazards: A guide for land-use planning, Davis County, Utah. In GORI, P.L. (Ed.), *Applications of Research from the U.S. Geological Survey Program, Assessment of Regional Earthquake Hazards and Risk along the Wasatch Front, Utah. U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1519, Washington, p.129-137.

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.

RODOLFI, G. (1988) - Geomorphological mapping applied to land evaluation and soil conservation in agricultural planning: Some examples from Tuscany (Italy). In EMBLETON, C. (Ed.), *Applied Geomorphological Mapping: Methodology by Example. Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 68, Berlin-Stuttgart, p.155-174.

RODOLFI, G.; SAVIO, S.; MARTENS, P. (1978) - Esperienze di cartografia tematica nel Mugello centrale, Firenze. *Ann. Ist. Sper. St. Dif. Suolo*, Firenze, 9.

RODRIGUES, L.F.; COELHO, A.G. (1989) - Landslides in Portugal - Extent and economic significance. *Landslides: Extent and Econimic Significance*, *in* BRABB & HARROD (eds.), Rotterdam, p.179-189.

RODRIGUES, M.L. (1988) - *As depressões de Minde e de Alvados. Depósitos e evolução quaternária das vertentes*. Diss. Mest. Geografia Física e Regional, Universidade de Lisboa.

RODRIGUES, M.L.; ZÊZERE, J.L. (1993) - Dinâmica recente e actual das vertentes. *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas*. Colibri, Lisboa, p.85-96.

RODRIGUES, M.L.; ZÊZERE, J.L.; MACHADO, C.R. (1993) - A aplicação de metodologias na avaliação de riscos naturais. *Estudos de Geografia Física e Ambiente*, C.E.G., Linha de Acção de Geografia Física, rel. 32, Lisboa, p.11-28.

RODRIGUES, M.L.; ZÊZERE, J.L.; RAMOS, C. (1991) - The Recent (November - December 1989) Mass Movements and Other Erosional Processes in Portugal - Some Examples. 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, Bruxels, p.319-329.

ROMANA, M. (1991) - A Geomechanical Classification for Slopes (SMR). 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, Bruxels, p.101-123.

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.

RULLAN-PERCHIRIN, F. (1984) - Notions de gravité d'érosion et risques potentiels dans quelques bassins - versants Constantinois. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.225-234.

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.

SALOMÉ, A.I.; DORSSER, H.J. (1985) - Some reflections on geomorphological mapping systems. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 29 (3), Berlin-Stuttgart, p.375-380.

SAUER, E.K.; FREDLUND, D.G. (1988) - Effective stress, limit equilibrium back-analysis of failed slopes: Guidelines. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, p.763-770.

SAURET, B. (1987) - Coulées de débris canalisées. Compte rendu bibliographique. *Bulletin de Liasion des Laboratoires des Ponts et Chaussées - Risques Naturels*, 150-151, Paris, p.65-77.

SCHROTT, L.; DIKAU, R.; BRUNSDEN, D. (1996) - Soil flow (mudflow). In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.181-187.

SCHUSTER, R,L. (1996) - Socioeconomic Significance of Landslides. 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.12-35.

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.

SIRIEYS, P. (1984) - Divers types de mecanismes de mouvements de terrains. *Mouvements de Terrain. Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M.*, 83, Paris, p.75-80.

SOARES, L.; BATEIRA, C. (1992) - O fluxo de detritos de Cavez. Um exemplo de movimento de massa na evolução actual das vertentes. *VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Porto, p.162.

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 occurence 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.

SORRISO-VALVO, M.; GULLÀ, G. (1996) - Rock slide. In DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M.-L. (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley & Sons, Chichester, p.85-96.

SORRISO-VALVO, M.; IBSEN, M.L. (1994) - Statistical methods. 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.118-129.

SPAGNA, V. (1991) - Terrain Stability and Engineering Geological Maps for Detailed Planning ot the Veneto Region. In PANIZZA, M.; SOLDATI, M.; COLTELLACCI, M. (Eds.), *European Experimental Course on Applied Geomorphology, vol.2 - Proceedings*, Modena, p.105-113.

STEVENSON, P.C. (1977) - An empirical method for the evaluation of relative landslip risk. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.69-72.

SURDEANU, V. (1986) - Landslides and their role in reservoir silting. In SLAYMAKER, O.; BALTEANU, D. (eds.), *Geomorphology and Land Management, Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 58, Berlin-Stuttgart, p.165-171.

SZABÓ, J. (1996) - Results and problems of cadastral survey of slides in Hungary. In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.71-78.

TER-STEPANIAN, G. (1977) - Types of compound and complex landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, Krefeld, p.72-74.

TERLIEN, M.T. (1996a) - *Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides*. International Institute for Aerospace Survey ans Earth Sciences (ITC), pub. nº32, Enschede.

TERLIEN, M.T. (1996b) - The prediction of rainfall-triggered soil slips in Manizales (Colombia). In CHACÓN, J.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, Rotterdam, p.197-205.

TERZAGHI, K. (1952) - *Mecanismo dos escorregamentos de terra*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, separata nº467, São Paulo.

THOMPSON, R.D.; MANNING, A.M.; MITCHELL, C.W.; PARRY, M.; TOWNSHEND, J.R. (1986) - *Processes in Physical Geography*, Longman, London.

TRICART, J. (1972) - Normes pour l'établissement de la Carte Géomorphologique Détaillée de la France (1:20 000, 1:25 000, 1:50 000), *in Cartographie Géomorphologique*. Travaux de la RCP 77, Mémoires et Documents, N.S., 12, CNRS, Paris, p.37-105.

TURNER, A.K.; SCHUSTER, R.L. (Eds.) (1996) *Landslides. Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, Special Report 247, National Academy Press, Washington D.C.

VAN ASCH, T. (1980) - *Water erosion on slopes and landsliding in a Mediterranean landscape*. Utrechtse Geografische Studies, 20, Utrecht.

VAN ASCH, T. (1984a) - Creep processes in landslides. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, p.573-583.

VAN ASCH, T. (1984b) - Landslides: The deduction of strength parameters of materials from equilibrium analysis. *Catena*, 11, Braunschweig, p.39-49.

VAN ASCH, T.; BRINKHORST, W.H.; BUIST, H.J.; VESSEM, P. (1984) - The development of landslides by retrogressive failure in varved clays. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 4, Berlin-Stuttgart, p.165-181.

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 ASCH, T.; KUIPERS, B.; ZANDEN, D.J. (1993) - An Information System for Large Scale quantitative Hazard Analysis of Landslides. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 87, Berlin-Stuttgart, p.133-140.

VAN ASCH, T.; VAN STEIJN, H. (1991) - Temporal Patterns of Mass Movements in the French Alps. *Catena*, 18, Cremlingen, p.515-527.

VAN GENUCHTEN, P. (1989a) - Movement mechanisms and slide velocity variations of landslides in varved clays in the french alpes. *Nederlandse Geografische Studies*, 98.

VAN GENUCHTEN, P. (1989b) - On the temporal and spatial variance displacement velocity of a slide in varved clays in the French Alpes. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 14, p.565-576.

VAN GENUCHTEN, P.; RIJKE, H. (1989) - On pore water pressure variations causing slide velocities and accelerations observed in a seasonally active landslide. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 14, p.577-586.

VAN GENUCHTEN, P.; VAN ASCH, T. (1988) - Factors controlling the movement of a landslide in varved clays near La Mure (French Alps). *Bull. Soc. géologique de France*, IV, 3, p.461-469.

VAN WESTEN, C.J. (1993) - *Application of Geographical Information Systems to Landslide Hazard Zonation*. I.T.C., Enschede.

VÁRIOS (1972) - *Cartographie Géomorphologique*. Travaux de la RCP 77, Mémoires et Documents, N.S., 12, CNRS, Paris.

VARNES, D.J. (1958) - Landslide Types and Processes. In ECKEL, E.B. (Ed.), *Landslides and Engineering Practice*, Highway Research Bord, Special Report. 29, Nat. Academ. Sci., p.20-47.

VARNES, D.J. (1975) - Slope Movements in the Western United States. In YATSU, E.; WARD, A.J.; ADAMS, F. (Eds.), *Mass Wasting, 4th Guelph Symposium on Geomorphology, 1975*, Geoabstracts, Norwich, p.1-17.

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.

WAGNER, A.; LEITE, E.; OLIVIER, R. (1988) - Rock and debris-slides risk mapping in Nepal - A user-friendly PC system for risk mapping. In BONNARD, C. (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988*, Vol. 2, Balkema, Rotterdam, p.1251-1258.

WASSON, R.; HALL, G. (1982) - A long record of mudslide movement at Waerenga-O-Kuri, New Zeland. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 26, 1, Berlin-Stuttgart, p.73-85.

WHALLEY, W.B. (1984) - Rockfalls. In BRUNSDEN, D.; PRIOR, D.B. (Eds.), *Slope Instability*, John Wiley and Sons, Chichester, p.217-255.

WHITE, G.F. (1979) - Natural hazards policy and research issues. In HEATHCOTE, R.L.; THOM, B.G. (Eds.), *Natural Hazards in Australia*, Canberra, p.15-22.

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.

WIECZOREK, G.F.; SARMIENTO, J (1988) - Rainfall, piezometric levels and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983. In *Landslides, floods and marine effects of the storm of Jan. 3-5 1982 in the S. Francisco Bay Region, U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1434, p.43-63.

WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY, UNESCO (1990) - A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 41, Paris, p.5-12.

WORKING PARTY ON WORLD LANDSLIDE INVENTORY, UNESCO (1991) - A suggested method for a landslide summary. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43, Paris, p.101-110.

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.

WU, T.H. (1996) - Soil strength properties and their measurement. 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.319-336.

WU, T.H.; TANG, W.H.; EINSTEIN, H.H. (1996) - Landslides Hazard and Risk Assessment. 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.106-118.

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.

ZBYSZEWSKI, G. (1964) - Notícia explicativa da Folha 2 LOURES (Carta Geológica dos Arredores de Lisboa). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.

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. (1996a) - Landslides in the North of Lisbon Region. In FERREIRA, A.B; VIEIRA, G. (Eds.), *Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology. Mediterranenan and Urban Areas.* Universidade de Lisboa, p.79-89.

ZÊZERE, J.L. (1996b) - Mass movements in Fanhões area. In FERREIRA, A.B; VIEIRA, G. (Eds.), *Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology. Mediterranenan and Urban Areas.* Universidade de Lisboa, p. 95-99.

ZÊZERE, J.L. (1996c) - Mass movements and geomorphological hazard assessment in the Trancão valley, between Bucelas and Tojal. In FERREIRA, A.B; VIEIRA, G. (Eds.), *Fifth European Intensive Course on Applied Geomorphology. Mediterranenan and Urban Areas.* Universidade de Lisboa, p.101-105.

ZÊZERE, J.L.; FERREIRA, A.B.; RODRIGUES, M.L. (no prelo) - Recent landslide activity in the Region to the North of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, Elsevier.

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.

ZÊZERE, J.L.; RODRIGUES, M.L. (1993) - A aplicação da cartografia geomorfológica de grande escala no ordenamento e gestão do território. *Estudos de Geografia Física e Ambiente*, L.A.G.F., rel. 32, C.E.G., Lisboa, p.29-45.

DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS

Carta Geológica de Portugal (escala de 1:50 000). Folhas 34-A (Sintra) e 34-B (Loures), *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.

Carta Militar de Portugal (escala de 1:25 000). Folhas 402 (Mafra), 403 (Bucelas), 404 (Alhandra), 416 (Sintra) e 417 (Loures). *Serviço Cartográfico do Exército*, Lisboa.

Ortofotomapas na escala de 1:10 000. Folhas 100/205 (Almargem do Bispo), 100/210 (Negrais), 105/205 (Caneças), 105/210 (Lousa), 110/210 (Fanhões), 115/215 (Calhandriz) e 120/215 (Alhandra).

Mapas cadastrais na escala de 1:2000 (levantamentos de 1954) e mapas aerofotogramétricos na escala de 1:2000 (levantamentos de 1979). Câmaras Municipais de Loures, Vila Franca de Xira, Arruda dos Vinhos e Sintra.

Fotografias aéreas na escala de 1:15 000 (Julho de 1982 e Dezembro de 1983). *Instituto Geográfico e Cadastral*, Lisboa.

ÍNDICE DOS QUADROS

1.1 - Etapas da evolução quaternária na Região a Norte de Lisboa 33
1.2 - Principais bacias e sub-bacias hidrográficas da Região a Norte de Lisboa 35

2.1 - Abrangência dos termos movimentos de vertente, movimentos de terreno e movimentos de massa 44
2.2 - Características fundamentais de algumas classificações mais divulgadas de movimentos de vertente 47
2.3 - Classificação dos deslizamentos proposta por DIKAU *et al.* (1996a) 52

3.1 - Denominação, superfície e datas de levantamento das áreas-amostra estudadas 74

4.1 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Barros da Serra 112
4.2 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Quinta Félix 115
4.3 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Casal da Pertuncha 118
4.4 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Casal das Perdizes 120
4.5 - Parâmetros morfométricos do deslizamento de Casal Novo do Brejo 130
4.6 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Albogas 131
4.7 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Volta das Eiras 134
4.8 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Quinta Nova de Calhandriz 138
4.9 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Casal das Amoreiras 141
4.10 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos de A-dos-Melros 144
4.11 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos de Adanaia e da Quinta Açoreana 150
4.12 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo de Calhandriz e dos dois movimentos marginais representados na Fig. 4.33 152
4.13 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo das Quebradas (Fanhões) 158
4.14 - Parâmetros morfométricos do movimento complexo do Outeiro 163

5.1 - Parâmetros morfométricos de movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo 173
5.2 - Características principais do movimento de vertente de Quinta da Boavista 178
5.3 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos situados junto à auto-estrada A5 (Loures - Torres Vedras), na área de Barranco dos Trotes 182
5.4 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos de Moninhos 185
5.5 - Principais características do deslizamento da Ribeira de Casainhos 189

6.1 - Combinações de valores de coesão e ângulo de atrito interno testadas na análise inversa da estabilidade, para os materiais afectados pelo deslizamento de Casal Novo do Brejo 198
6.2 - Grau de estabilidade do deslizamento de Casal Novo do Brejo determinado por análise inversa (terreno completamente saturado) 198
6.3 - Grau de estabilidade do deslizamento de Casal Novo do Brejo determinado

por análise inversa (ausência de água no solo) 200
6.4 - Parâmetros morfométricos dos deslizamentos estudados por análise inversa (*back analysis*) das condições de estabilidade (movimentos desencadeados nas "margas e argilas da Abadia") 201
6.5 - Factores de segurança para 19 planos de ruptura circulares potenciais no deslizamento do Loureiro, assumindo os valores de c'= 4 kPa e φ'= 21° para o material afectado e o terreno saturado 204
6.6 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de Casal das Perdizes 206
6.7 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento do Loureiro 207
6.8 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento da Quinta das Fragosas 208
6.9 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de Casal do Carvalhal 209
6.10 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de Casal do Carvalhal 210
6.11 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de A-dos-Melros 211
6.12 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de A-dos-Melros 212
6.13 - Combinações de parâmetros de coesão e ângulo de atrito interno que fornecem, em simultâneo, F=1 e F= $F_{mínimo}$, para o deslizamento de Casal do Casalinho 213
6.14 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de Casal do Casalinho 214
6.15 - Factores de segurança correspondentes ao plano de ruptura real do deslizamento de Casal do Casalinho 214
6.16 - Parâmetros de resistência ao corte determinados por análise inversa das condições de estabilidade de deslizamentos simples desencadeados nas215 "margas e argilas da Abadia" 215

7.1 - Principais sub-bacias hidrográficas parcialmente integradas na área-amostra de Fanhões 223
7.2 - Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Fanhões 225
7.3 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões 229
7.4 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões 230
7.5 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões quanto ao estado de actividade 230
7.6 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões 232
7.7 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões 235
7.8 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Fanhões 236
7.9 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por unidades litológicas 237
7.10 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões, por unidades litológicas 239
7.11 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Fanhões 240

7.12 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Fanhões 241
7.13 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por classes de declive 246
7.14 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões em função do perfil das vertentes 246
7.15 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por classes de coberto vegetal/uso do solo 247
7.16 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões por classes de coberto vegetal/uso do solo 248
7.17 - Superfície das unidades litológicas da área-amostra do Trancão 251
7.18 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão 256
7.19 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão 257
7.20 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão quanto ao estado de actividade 257
7.21 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão 259
7.22 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão 262
7.23 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra do Trancão 264
7.24 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por unidades litológicas 264
7.25 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão, por unidades litológicas 266
7.26 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra do Trancão 267
7.27 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra do Trancão 268
7.28 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por classes de declive 272
7.29 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão em função do perfil das vertentes 273
7.30 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por classes de coberto vegetal/uso do solo 275
7.31 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão por classes de coberto vegetal/uso do solo 275
7.32 - Principais sub-bacias hidrográficas integradas, total ou parcialmente, na área-amostra de Lousa 279
7.33 - Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Lousa 279
7.34 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa 286
7.35 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa 287
7.36 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa quanto ao estado de actividade 287
7.37 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa 289
7.38 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa 292
7.39 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Lousa 294

7.40 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por unidades litológicas 295
7.41 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa, por unidades litológicas 296
7.42 - Parâmetros estatísticos e análise de variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Lousa 298
7.43 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Lousa 299
7.44 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por classes de declive 303
7.45 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa em função do perfil das vertentes 305
7.46 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por classes de coberto vegetal/uso do solo 305
7.47 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa por classes de coberto vegetal/uso do solo 307
7.48 - Principais sub-bacias hidrográficas integradas, total ou parcialmente, na área-amostra de Pinheiro de Loures 309
7.49 - Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Pinheiro de Loures 310
7.50 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures 313
7.51- Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures 314
7.52 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures quanto ao estado de actividade 314
7.53 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures 316
7.54 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures 318
7.55 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Pinheiro de Loures 320
7.56 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures por unidades litológicas 320
7.57 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures, por unidades litológicas 322
7.58 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Pinheiro de Loures 324
7.59 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Pinheiro de Loures 325
7.60 - Caracterísitcas dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures por classes de declive 328
7.61 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures em função do perfil das vertentes 329
7.62 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures por classes de coberto vegetal/uso do solo 330
7.63 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Pimheiro de Loures por unidades de terreno de coberto vegetal/uso do solo 331
7.64 - Principais sub-bacias hidrográficas integradas, total ou parcialmente, na área-amostra de Calhandriz 335
7.65 - Superfície das unidades litológicas da área-amostra de Calhandriz 335
7.66 - Características gerais dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz 340

7.67 - Tipologia e frequências de ocorrência dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz 340
7.68 - Classificação dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz quanto ao estado de actividade 341
7.69 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz 343
7.70 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz 346
7.71 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples da área-amostra de Calhandriz 347
7.72 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por unidades litológicas 348
7.73 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz, por unidades litológicas 350
7.74 - Parâmetros estatísticos e análise de variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos de vertente que afectam as unidades litológicas 1 e 3 na área-amostra de Calhandriz 351
7.75 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 1 e 3, na área-amostra de Calhandriz 352
7.76 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por classes de declive 356
7.77 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz em função do perfil das vertentes 358
7.78 - Distribuição dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por classes de coberto vegetal/uso do solo 358
7.79 - Características dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz por classes de coberto vegetal/uso do solo 359

8.1 - Características gerais dos movimentos de vertente nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 363
8.2 - Tipologia e frequência de ocorrência dos movimentos de vertente nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 365
8.3 - Tipologia e número de ocorrências dos movimentos de vertente complexos e compósitos identificados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 367
8.4 - Classificação dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa quanto ao estado de actividade 368
8.5 - Matriz de correlação de 16 atributos morfométricos dos movimentos de vertente das 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 370
8.6 - 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 373
8.7 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos simples das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 377
8.8 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral, agrupados em função das áreas-amostra 378

8.9 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos/desabamentos por erosão lateral verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz 379
8.10 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais superficiais, agrupados em função das áreas-amostra 380
8.11 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais superficiais verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz 381
8.12 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais, agrupados em função das áreas-amostra 383
8.13 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos translacionais verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz 384
8.14 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos deslizamentos rotacionais, agrupados em função das áreas-amostra 385
8.15 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos deslizamentos rotacionais verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz 386
8.16 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos dos movimentos complexos e compósitos, agrupados em função das áreas-amostra 387
8.17 - Resultados da análise discriminante aplicada aos atributos morfométricos dos movimentos complexos verificados nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa, Pinheiro de Loures e Calhandriz 388
8.18 - Parâmetros estatísticos e análise da variância (*one way* ANOVA) dos atributos morfométricos da totalidade dos movimentos de vertente, agrupados em função das áreas-amostra 389
8.19 - 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 391
8.20 - Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa por unidades litológicas 392
8.21 - Densidade dos movimentos de vertente nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa 394
8.22 - Percentagem de área afectada nas unidades litológicas mais susceptíveis à instabilidade na Região a Norte de Lisboa 395
8.23 - 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 397
8.24 - 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 398
8.25 - 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 399
8.26 - Parâmetros estatísticos básicos dos declives dos principais tipos de movimentos de vertente identificados nas 5 áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 405
8.27 - 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 407
8.28 - Densidade dos movimentos de vertente por classes de declive nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 414
8.29 - Percentagem de área afectada por classes de declive nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 414

8.30 - Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa em função do perfil das vertentes 416
8.31 - Distribuição dos movimentos de vertente das áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa por classes de coberto vegetal/uso do solo 417
8.32 - Densidade dos movimentos de vertente por classes de coberto vegetal/uso do solo nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 418
8.33 - Percentagem de área afectada por classes de coberto vegetal/uso do solo nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 418
8.34 - Movimentos de vertente reactivados, identificados nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 420
8.35 - Movimentos de vertente condicionados pela acção antrópica nas áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 421

9.1 - Parâmetros estatísticos básicos das precipitações mensais e anual em S. Julião do Tojal 432
9.2 - Precipitação acumulada absoluta (mm), entre 1 e 150 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno 436
9.3 - Precipitação acumulada ponderada (mm) em 5, 10, 15 e 30 dias consecutivos, para diferentes períodos de retorno 441
9.4 - 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 442
9.5 - Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 25 de Novembro de 1967 446
9.6 - Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 10 de Fevereiro de 1979 449
9.7 - Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos à situação de 18 de Novembro de 1983 453
9.8 - Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos às situações de 22 e 25 de Novembro de 1989 457
9.9 - Precipitações acumuladas absolutas e ponderadas e respectivos períodos de retorno, relativos às situações de 5 e 21 de Dezembro de 1989 457
9.10 - 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 460
9.11 - 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 461

10.1 - Percentagem de superfície instabilizada por deslizamentos translacionais superficiais nas unidades litológicas das áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures 505
10.2 - Percentagem de superfície instabilizada por deslizamentos translacionais superficiais nas classes de declive consideradas nas áreas-amostra de Fanhões, Trancão, Lousa e Pinheiro de Loures 506
10.3 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Fanhões 506
10.4 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra do Trancão 506
10.5 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Lousa 507

10.6 - Índice de susceptibilidade aos deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Pinheiro de Loures 507
10.7 - Valor informativo das variáveis consideradas na avaliação da perigosidade associada aos movimentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais, na área-amostra de Calhandriz 516

ÍNDICE DAS FIGURAS

1.1 - Mapa morfoestrutural da Região a Norte de Lisboa 22
1.2 - Costeira de Lousa - Bucelas 26
1.3 - Costeira de Odivelas - Vialonga 26
1.4 - Depósitos quaternários da Bacia de Loures 28
1.5 - Bacia hidrográfica do Rio Trancão 34

2.1 - Distribuição da actividade nos movimentos de vertente 60
2.2 - Elementos morfológicos e dimensões dos movimentos de vertente 66

3.1 - Localização das áreas-amostra estudadas em pormenor 73
3.2 - Panorâmica da parte frontal do movimento complexo de Volta das Eiras (vale do Rio Boição), desencadeado em Janeiro-Fevereiro de 1996 76
3.3 - Forças em presença num modelo de vertente infinita 81
3.4 - Caracterização das forças que actuam num *slice* de solo isolado 82
3.5 - Ficha-inventário dos movimentos de vertente na Região a Norte de Lisboa 89
3.6 - Modelos geométricos para determinação do volume dos movimentos de vertente 94

4.1 - localização dos movimentos de vertente referenciados nos capítulos 4 e 5 108
4.2 - Panorâmica do deslizamento de Barros da Serra 112
4.3 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Fanhões 113
4.4 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Quinta Félix 114
4.5 - Reconstituição da superfície topográfica original e do deslizamento de Quinta Félix 116
4.6 - Corte interpretativo do deslizamento de Casal dos Galegos 117
4.7 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Casal da Pertuncha 118
4.8 - Panorâmica do sector jusante do deslizamento de Casal da Pertuncha 119
4.9 - Mapa geomorfológico do deslizamento de Casal das Perdizes 121
4.10 - Corte interpretativo do deslizamento confinado de Casal das Perdizes 122
4.11 - Aspecto da cicatriz do deslizamento confinado de Casal das Perdizes 122
4.12 - Mapa geomorfológico do deslizamento rotacional confinado da estrada Albogas - A-dos-Cãos 124
4.13 - Aspecto da cicatriz do deslizamento rotacional confinado da estrada Albogas - A-dos-Cãos 124
4.14 - Fases de evolução do deslizamento de Casal Novo do Brejo 126
4.15 - Perfil interpretativo do deslizamento de Casal Novo do Brejo 127
4.16 - Sector central da área afectada na 2º movimento do deslizamento de Casal Novo do Brejo 128
4.17 - Aspecto da cicatriz principal do 2º movimento do deslizamento de Casal Novo do Brejo 128

4.18 - Aspecto da cicatriz principal do 4º movimento do deslizamento de

Casal Novo do Brejo 129
4.19 - Plano do deslizamento de Casal Novo do Brejo, ao longo do contacto litológico entre as margas argilosas e uma bancada de argila compacta 129
4.20 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Albogas 132
4.21 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Volta das Eiras 135
4.22 - Perfil interpretativo do movimento complexo de Volta das Eiras 136
4.23 - Estrias (*slikensides*) indicadoras da direcção da deslocação, no flanco esquerdo do movimento complexo de Volta das Eiras 137
4.24 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Quinta Nova de Calhandriz 138
4.25 - Panorâmica do deslizamento translacional superficial - escoada de Camarões 140
4.26 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Casal das Amoreiras 140
4.27 - Panorâmica do movimento compósito de A-dos-Melros 142
4.28 - Mapa geomorfológico do movimento compósito de A-dos-Melros 143
4.29 - Perfis interpretativos dos deslizamentos de A-dos-Melros 145
4.30 - Panorâmica do deslizamento de Adanaia 147
4.31 - Mapa geomorfológico da área de Adanaia 148
4.32 - Movimento rotacional retrogressivo no deslizamento de Adanaia 149
4.33 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Calhandriz 153
4.34 - Modificações topográficas produzidas pelo movimento complexo de Calhandriz 154
4.35 - Corte em material deslizado, a montante da cicatriz principal do movimento complexo de Calhandriz 156
4.36 - Depósitos de vertente inclinados em contra-pendente, a montante da cicatriz principal do movimento complexo de Calhandriz 157
4.37 - Mapa geomorfológico de movimento complexo das Quebradas (Fanhões) 159
4.38 - Panorâmica do movimento complexo das Quebradas (Fanhões) 160
4.39 - Perfil interpretativo do movimento complexo das Quebradas (Fanhões) 161
4.40 - Mapa geomorfológico de movimento complexo do Outeiro 164
4.41 - Panorâmica do sector montante do movimento complexo do Outeiro 165
4.42 - Perfil interpretativo do movimento complexo do Outeiro 166

5.1 - Deslizamento/desabamento por erosão lateral na margem direita da Ribeira de Pinheiro de Loures, em A-dos-Cãos - S^{to} Amaro 169
5.2 - Mapa geomorfológico de movimento complexo de Casal da Charca 170
5.3 - Corte interpretativo do movimento complexo de Casal da Charca 170
5.4 - Panorâmica parcial do movimento complexo de Casal da Charca 171
5.5 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Casal do Falcão 172
5.6 - Corte interpretativo do movimento complexo de Casal do Falcão 172
5.7 - Mapa geomorfológico de movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo 174
5.8 - Perfil interpretativo do movimento complexo de Casal Ventoso de Baixo 174
5.9 - Mapa geomorfológico de movimento complexo de Azenha do Furadouro 175
5.10 - Mapa geomorfológico do movimento complexo de Quinta da Boavista 177
5.11 - Panorâmica do movimento complexo de Quinta da Boavista 177
5.12 - Aspecto da terminação em escoada do movimento complexo de Quinta da Boavista 179
5.13 - Movimentos de vertente em relação com a abertura da auto-estrada Loures - Torres Vedras, na área do Barranco dos Trotes 181
5.14 - Medidas de estabilização no deslizamento translacional de Barranco dos Trotes 183
5.15 - Mapa geomorfológico do deslizamento translacional de Moninhos 184
5.16 - Perspectiva do sector frontal do deslizamento de Moninhos 186
5.17 - Mapa geomorfológico de deslizamento da Ribeira de Casainhos 187
5.18 - Evolução do deslizamento translacional, induzido por erosão lateral, da Ribeira de Casainhos 188

6.1 - Blocos principais do deslizamento de Casal Novo do Brejo 193
6.2 - Perfil longitudinal modelizado do deslizamento de Casal Novo do Brejo 193
6.3 - Fossa asséptica destruída pelo deslizamento de Casal Novo do Brejo

em 27 de Novembro de 1989 195
6.4 - Água estagnada nos sectores deprimidos do corpo principal do deslizamento de Casal Novo do Brejo 195
6.5 - Localização dos deslizamentos simples desencadeados nas "margas e argilas da Abadia", estudados por análise inversa das condições de estabilidade 202
6.6 - Perfil modelizado e exemplos de planos de ruptura críticos do deslizamento de Casal das Perdizes 205
6.7 - Perfil modelizado e plano de ruptura crítico do deslizamento do Loureiro 207
6.8 - Perfil modelizado e plano de ruptura crítico do deslizamento da Quinta das Fragosas208
6.9 - Perfil modelizado e planos de ruptura real e crítico do deslizamento de Casal do Carvalhal 210
6.10 - Perfil modelizado e planos de ruptura real e crítico do deslizamento de A-dos-Melros 211
6.11 - Perfil modelizado e planos de ruptura real e crítico do deslizamento de Casal do Casalinho 213

7.1 - Estrutura das variáveis e tratamento estatístico efectuado aos movimentos de vertente das cinco áreas-amostra 218
7.2 - Rede hidrográfica das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão 223
7.3 - Unidades litológicas das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão 224
7.4 - Mapa de declives das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão 226
7.5 - Dissimetria estrutural do vale da Ribeira das Oliveiras 227
7.6 - Dissimetria do vale da Ribeira de Fanhões, entre Pintéus e Fanhões, por variações laterais no substrato do Complexo Vulcânico de Lisboa 228
7.7 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da áreas-amostra de Fanhões 233
7.8 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.8 236
7.9 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Fanhões 238
7.10 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Fanhões, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.12 241
7.11 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Fanhões 242
7.12 - Relação entre o valor da inclinação das camadas e o declive das vertentes afectadas por movimentos de vertente com dominante translacional na área-amostra de Fanhões 243
7.13 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Fanhões, em função do declive original das vertentes 245
7.14 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Fanhões 249
7.15 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Fanhões 250
7.16 - Sector central do entalhe do Rio Trancão no reverso da costeira de Lousa - Bucelas 252
7.17 - Vale do Rio Trancão condicionado pela tectónica, a jusante dos Pneus 254
7.18 - Barranco das Galegas no reverso da costeira de Lousa - Bucelas 255
7.19 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da áreas-amostra do Trancão 261
7.20 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.23 264

7.21 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra do Trancão 265
7.22 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra do Trancão, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.27 268
7.23 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra do Trancão 269
7.24 - Relação entre o valor da inclinação das camadas e o declive das vertentes afectadas por movimentos de vertente com dominante translacional na área-amostra do Trancão 270
7.25 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra do Trancão, em função do declive original das vertentes 271
7.26 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra do Trancão 276
7.27 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra do Trancão 276
7.28 - Rede hidrográfica das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures 278
7.29 - Unidades litológicas das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures 280
7.30 - Vertente direita do vale do Rio de Loures, a montante de Ponte de Lousa 281
7.31 - Mapa de declives das áreas-amostra de Lousa e Pinheiro de Loures 282
7.32 - Vale do Rio de Lousa imediatamente a montante de Ponte de Lousa 284
7.33 - Vale do Rio de Lousa próximo de Torre Pequena 284
7.34 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa 291
7.35 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.39 293
7.36 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Lousa 295
7.37 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Lousa, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.43 299
7.38 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Lousa 300
7.39 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Lousa, em função do declive original das vertentes 301
7.40 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Lousa 308
7.41 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Lousa 308
7.42 - Sector intermédio do vale da Ribeira de Camarões 312
7.43 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures 317
7.44 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.55 319
7.45 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 6 e 8, na área-amostra de Pinheiro de Loures 321
7.46 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 6 e 8 na área-amostra de Pinheiro de Loures, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.59 325
7.47 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Pinheiro de Loures 326
7.48 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Pinheiro de Loures, em função do declive original das vertentes 327
7.49 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Pinheiro de Loures 332

7.50 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Pinheiro de Loures 333
7.51 - Rede hidrográfica da área-amostra de Calhandriz 334
7.52 - Unidades litológicas da área-amostra de Calhandriz 336
7.53 - Mapa de declives da área-amostra de Calhandriz 337
7.54 - Vertente direita do Rio Pequeno, junto à confluência com o Rio Silveira 338
7.55 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos movimentos de vertente da áreas-amostra de Calhandriz 344
7.56 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos eixos discriminantes referidos no Quadro 7.71 347
7.57 - Tipologia e frequência de ocorrências dos movimentos de vertente nas unidades litológicas 1 e 3, na área-amostra de Calhandriz 349
7.58 - Distribuição de frequências dos deslizamentos e movimentos complexos verificados nas unidades litológicas 1 e 3 na área-amostra de Calhandriz, a partir dos *scores* da função discriminante referida no Quadro 7.75 353
7.59 - Relação entre o sentido de inclinação das camadas e a exposição das vertentes instabilizadas na área-amostra de Calhandriz 353
7.60 - Relação entre o valor da inclinação das camadas e o declive das vertentes afectadas por movimentos de vertente com dominante translacional na área-amostra de Calhandriz 354
7.61 - Distribuição de frequências dos movimentos de vertente da área-amostra de Calhandriz, em função do declive original das vertentes 355
7.62 - Movimentos de vertente em áreas anteriormente deslizadas na área-amostra de Calhandriz 361
7.63 - Movimentos de vertente condicionados, directa ou indirectamente, pela acção antrópica, na área-amostra de Calhandriz 361

8.1 - Distribuição de frequências das superfícies afectadas pelos principais tipos de movimentos de vertente das cinco áreas-amostra da Região a Norte de Lisboa 675
8.2 - Projecção dos deslizamentos rotacionais, translacionais e translacionais superficiais nos dois eixos discriminantes referidos no Quadro 8.7 377
8.3 - Projecção dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos nos dois primeiros eixos discriminantes referidos no Quadro 8.19 391
8.4 - 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 8 393
8.5 - Projecção dos deslizamentos simples e movimentos complexos e compósitos nos dois primeiros eixos discriminantes referidos no Quadro 8.25 399
8.6 - 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 401
8.7 - 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 402
8.8 - Distribuição de frequências dos principais tipos de movimentos de vertente, em função do declive original das vertentes 404
8.9 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos/desabamentos por erosão lateral nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8 408
8.10 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos rotacionais nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8 409
8.11 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8 410

8.12 - Declive original dos vertentes instabilizadas por deslizamentos translacionais superficiais nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8 411
8.13 - Declive original dos vertentes instabilizadas por movimentos complexos ou compósitos nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8 412
8.14 - Declive original das vertentes instabilizadas nas unidades litológicas 1, 3, 6 e 8 413

9.1 - Evolução das precipitações anuais em S. Julião do Tojal, entre 1956/57 e 1992/93 431
9.2 - Regime provável da precipitação em S. Julião do Tojal 433
9.3 - Histograma das precipitações diárias em S. Julião do Tojal 435
9.4 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 1, 2 e 3 dias 437
9.5 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 5, 10 e 15 dias 437
9.6 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 30, 40, 60 e 75 dias 438
9.7 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada absoluta para as durações de 90, 120 e 150 dias 438
9.8 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada ponderada para as durações de 5 e 10 dias 440
9.9 - Diagrama probabilístico da distribuição dos máximos anuais de precipitação acumulada ponderada para as durações de 15 e 30 dias 440
9.10 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal, entre Setembro e Dezembro de 1967 443
9.11 - Udogramas do temporal de 25 de Novembro de 1967, em S. Julião do Tojal, Lisboa/Portela, Lisboa/Jardim Botânico e Monte Estoril 444
9.12 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1967 445
9.13 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1978 e Março de 1979 447
9.14 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1978 e Março de 1979 448
9.15 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro e Dezembro de 1983 451
9.16 - Precipitações acumuladas, entre 18 e 21 de Novembro de 1983, nos postos udométricos de S. Julião do Tojal, Lousa e Arranhó 451
9.17 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, em Novembro de 1983 453
9.18 - Precipitações diárias em S. Julião do Tojal entre Setembro de 1989 e Março de 1990 454
9.19 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1989 e Janeiro de 1990 456
9.20 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1958 e Março de 1959 462
9.21 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1961 e Janeiro de 1962 463
9.22 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1962 e Fevereiro de 1963 464
9.23 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1963 e Janeiro de 1964 465
9.24 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1965 e Março de 1966 466
9.25 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro de 1968 e Janeiro de 1969 467
9.26 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1969 e Fevereiro de 1970 469
9.27 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1971 e Março de 1972 470
9.28 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1977 e Março de 1978 471

9.29 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Novembro de 1981 e Fevereiro de 1982 472
9.30 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Dezembro de 1986 e Março de 1987 474
9.31 - Evolução das precipitações antecedentes, para diferentes durações, entre Outubro e Dezembro de 1990 475

10.1 - Esquema conceptual do risco 480
10.2 - Metodologias de avaliação da perigosidade geomorfológica 484
10.3 - Mapa da perigosidade geomorfológica do vale do Rio Trancão, a jusante de Bucelas 495
10.4 - Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (método de cartografia directa) 497
10.5 - Perigosidade associada aos movimentos de vertente nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures (método de cartografia directa) 499
10.6 - Perigosidade associada aos movimentos de vertente na área-amostra de Calhandriz (método de cartografia directa) 501
10.7 - Perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Fanhões e do Trancão (índice de susceptibilidade) 509
10.8 - Perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais nas áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures (índice de susceptibilidade) 511
10.9 - Exemplo da ficha de inventariação das unidades de terreno da área-amostra de Calhandriz, para aplicação do método do valor informativo 515
10.10 - Perigo de ocorrência de movimentos rotacionais na área-amostra de Calhandriz (método do valor informativo) 517
10.11 - Perigo de ocorrência de movimentos translacionais na área-amostra de Calhandriz (método do valor informativo) 519
10.12 - Perigo de ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais na área-amostra de Calhandriz (método do valor informativo) 521
10.13 - Distribuição de frequências dos *scores* do valor informativo nas unidades de terreno da área-amostra de Calhandriz 523

EM CARTEIRA, FORA DO TEXTO

Mapa geomorfológico das áreas-amostra de Fanhões e do Trancão

Mapa geomorfológico das áreas-amostra de Lousa e de Pinheiro de Loures

Mapa geomorfológico da área-amostra de Calhandriz

Legenda dos mapas geomorfológicos