

MANUEL ANTÓNIO DA CUNHA TEIXEIRA

Mestrado em

**SISTEMAS DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA E ORDENAMENTO DO
TERRITÓRIO**

***“Avaliação da Suscetibilidade à Ocorrência de Deslizamentos
Translacionais Superficiais. Utilização de Modelos Matemáticos de Base
Física na Bacia de Tibo, Arcos de Valdevez”***

2012

Orientador: **PROF. DOUTOR CARLOS VALDIR MENESES BATEIRA**

Coorientador: **PROF. DOUTOR FERNANDO M. S. FONSECA MARQUES**

Classificação:

Ciclo de estudos:

Dissertação/relatório/Projeto/IPP:

MANUEL ANTÓNIO DA CUNHA TEIXEIRA

***“Avaliação da Suscetibilidade à Ocorrência de Deslizamentos
Translacionais Superficiais. Utilização de Modelos Matemáticos de Base
Física na Bacia de Tibo, Arcos de Valdevez”***

Dissertação apresentada à Faculdade de Letras da Universidade do Porto para
obtenção do grau de Mestre em ***Sistemas de Informação Geográfica e
Ordenamento do Território***

Júri:

Prof^a. Doutora Bianca Carvalho Vieira (Arguente Principal)

- Universidade de São Paulo -
- Presidente da União de Geomorfologia Brasileira -

Prof. Doutor Carlos Valdir Meneses Bateira (Orientador)

- Universidade do Porto -

Prof. Doutor Fernando Manuel S. F. Marques (Coorientador)

- Universidade de Lisboa -

Prof^a. Doutora Teresa Sá Marques (Presidente Júri)

- Universidade do Porto -

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Doutor Carlos Bateira, agradeço a orientação e a disponibilidade, bem como as conversas que tivemos ao longo do desenvolvimento do meu trabalho.

Ao Prof. Doutor Fernando Marques, agradeço a co-orientação e os ensinamentos prestados sobre Mecânica de Solos e, ainda, a celeridade e assertividade com que me esclarecia nos momentos de maior dúvida.

À Prof. Doutora Bianca Vieira, da Universidade de São Paulo, devo um agradecimento muito especial pelos esclarecimentos e ensinamentos que me deu sobre SHALSTAB, pelas correções que fez e pela confiança e palavras de incentivo que sempre me foi dando a respeito do meu trabalho.

Ao Mestre António Costa agradeço a preciosa ajuda na recuperação de dados, aquando da avaria de um disco, num momento crítico e crucial do meu trabalho.

À Prof. Doutora Laura Soares agradeço a partilha de conhecimentos sobre formações superficiais, a simpatia e as palavras de incentivo.

À Prof. Doutora Teresa Sá Marques, diretora do Mestrado de SIG, agradeço as condições proporcionadas para a realização do trabalho.

Ao Prof. Doutor Alberto Gomes agradeço a bibliografia cedida e as palavras de incentivo.

Ao Prof. Doutor Pedro Terrinha agradeço a disponibilidade e prontidão com que me ajudou no início do meu trabalho e agradeço as palavras de amizade.

Ao Doutor Narciso Ferreira agradeço o envio de bibliografia, o incentivo e as palavras de amizade com que sempre me agraciou. Ao Doutor Carlos Meireles agradeço o artigo que me cedeu e as palavras encorajadoras.

Ao Mestre Manuel Vasconcelos agradeço os esclarecimentos prestados e a disponibilidade demonstrada.

À Prof. Doutora Assunção Araújo e à Doutora Susana Pereira agradeço a simpatia e as palavras de incentivo.

Finalmente, aos meus pais por tudo o que me deram ao longo da minha vida. Agradeço especialmente a força transmitida pela minha Mãe, pilar fundamental da minha existência.

À Maria do Carmo pela preciosa ajuda no trabalho de campo e o apoio incondicional que me deu ao longo do trabalho.

RESUMO

A avaliação da suscetibilidade a deslizamentos translacionais superficiais pode ser determinada com recurso a diferentes métodos de avaliação. De entre eles, os modelos matemáticos de base física são aqueles que melhor representam as características físicas do terreno e os processos envolvidos, pois baseiam-se nos parâmetros mecânicos, hidrológicos e topográficos da área. O objetivo deste trabalho consiste em avaliar a suscetibilidade de uma área à ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais através da aplicação do modelo SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*) e do Fator de Segurança (FS). Estes modelos implicam uma escala de análise de grande pormenor, ao nível da bacia de drenagem. A bacia de drenagem que servirá de base a este estudo é a Bacia de Tibo, no concelho de Arcos de Valdevez, no Noroeste de Portugal, onde se registam várias cicatrizes do tipo translacional superficial. Também se registam declives elevados que, associados às muitas formas côncavas das vertentes, se propiciam ao desencadeamento de deslizamentos translacionais superficiais. Foram feitas recolhas *in situ* de parâmetros mecânicos e hidrológicos do solo para calibrar os modelos com dados obtidos no terreno, bem como levantamentos das cicatrizes no local. Com o modelo SHALSTAB foram criados vários cenários, com e sem o parâmetro coesão, e posteriormente validou-se estes cenários com as cicatrizes, através do mínimo $\log q/T$, no sentido de determinar qual o cenário que melhor se adaptava à realidade da área de estudo. Avaliou-se também a suscetibilidade através do FS, utilizando valores espacialmente variáveis, de acordo com o que se registou no terreno e fez-se a validação através do método da Taxa de Sucesso. Tendo sido obtidos resultados satisfatórios na validação de cada modelo, fez-se uma análise conjunta dos dois modelos através dos índices de Concentração de Cicatrizes e do Potencial de Deslizamento. Entre os dois modelos não se registam grandes diferenças, tendo o modelo SHALSTAB apresentado resultados ligeiramente melhores, uma vez que o FS entra com a variabilidade espacial dos parâmetros. Assim, conclui-se que há concordância entre os mapas de suscetibilidade produzidos pelos modelos e as cicatrizes levantadas no terreno. Para trabalho futuro há necessidade de melhorar ainda mais a informação sobre os parâmetros físicos utilizados e a sua variabilidade espacial e reforçar o inventário das cicatrizes.

Palavras – chave: Suscetibilidade; Deslizamentos translacionais superficiais; trabalho de campo; modelação matemática de base física; SHALSTAB; FS; validação

ABSTRACT

Shallow Landslide susceptibility can be predicted and analyzed by different methods. Among all of them, physically based models best fit the field's physical characteristics and involved processes, as they are based on mechanical, hydrological and topographical parameters of the study area, translating those into mathematical equations.

The work's goal is to evaluate shallow landslide susceptibility by applying SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*) model and SF (*Safety Factor*). These two models must be applied to a high scale area with high resolution, usually a drainage basin. The study basin in this work is Tibo Basin, in Arcos de Valdevez in the northwest of Portugal, where we can see many shallow landslide scars which normally alter later into debris slide. In this study basin there are high slopes and hollows which greatly contribute to shallow landslide. To fulfill this study, the mechanical and hydrological soil parameters were inventoried *in situ*, on field survey in order to calibrate the models with field data. The shallow landslide scars were also inventoried on the field.

There were tested and created several cohesion and cohesionless susceptibility scenarios with SHALSTAB model. Those scenarios were validated by overlaying the shallow landslide scar polygons and getting its minimum $\log q/T$, in order to determine the model which best fit the reality of study area. Shallow landslide susceptibility has also been analyzed with FS model, using spatially variable values, according to those registered in the field survey and then it was validated using the AUC (Area Under the Curve) method. After getting satisfactory results in each validation process, the two models were compared through the percentages of Scar Concentration and Landslide Potential. There have not been registered great differences between the instability scenarios generated by the two models, although SHALSTAB scenario has slightly showed better results, essentially because FS implies spatial variability of parameters. Therefore, we can conclude that there is a general agreement between susceptibility scenarios produced by SHALSTAB and FS models and shallow landslide scars. In future work it's important to improve field inventories of scar and physical parameters and to progress in the appliance of spatial variability of physical parameters to susceptibility scenarios.

Keywords: *Shallow Landslide susceptibility; field survey; physically-based models; SHALSTAB; SF; validation*

LISTA DE SÍMBOLOS

a = Área de contribuição a montante

b = Largura da unidade de terreno

c' = Coesão

d_w = Coluna de água acima do plano de rotura

FS = Fator de Segurança

g = Aceleração Gravitacional

h = Altura da coluna de água acima do plano de rotura (SHALSTAB)

h = Espessura de solo potencialmente instável (FS)

K_{sat} = Condutividade Hidráulica Saturada

m = Razão entre solo saturado e solo instável

φ = Ângulo de atrito interno (°)

ρ_s = Peso específico do solo

ρ_w = peso específico da água

Q, q = Precipitação efetiva

S = Resistência ao Cisalhamento

σ = Tensão Normal

T = Transmissividade

τ = Tensão de Cisalhamento

θ, β = Declive (°)

u = Pressão da humidade

γ, γ_m = Peso Volúmico natural do solo

γ_{sat} = Peso Volúmico do solo saturado

γ_{sub} = Peso Volúmico do solo submerso

γ_w = Peso Volúmico da água

W = Índice de Humidade

z = Espessura de solo instável (SHALSTAB)

ÍNDICE

RESUMO.....	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	iii
ÍNDICE	1
ÍNDICE DE FIGURAS.....	3
ÍNDICE DE TABELAS.....	5
INTRODUÇÃO.....	6
1. ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO	8
1.1 - BACIA DE TIBO	9
1.2 - GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	9
1.3 – FORMAÇÕES SUPERFICIAIS NA ÁREA DE ESTUDO.....	14
1.4 – OCUPAÇÃO DO SOLO NA BACIA DE TIBO	16
2. MOVIMENTOS DE VERTENTE	17
2.1- TIPOLOGIA DE MOVIMENTOS DE VERTENTE	18
2.2 - FATORES DESENCADEANTES E CONDICIONANTES DE MOVIMENTOS DE VERTENTE	23
3. (E) INSTABILIDADE DE VERTENTES	25
3.1 – MODELO DO TALUDE INFINITO	26
4. SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTE	29
4.1 – MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTE	29
4.1.1 - CARTOGRAFIA DIRETA.....	31
4.1.2 – CARTOGRAFIA INDIRETA.....	31
4.2 - ESTADO DA ARTE.....	37
4.2.1 - MODELOS MATEMÁTICOS DE BASE FÍSICA DE AVALIAÇÃO DE SUSCETIBILIDADE A DESLIZAMENTOS TRANSLACIONAIS SUPERFICIAIS	37
4.2.1.1 - MODELO SHALSTAB.....	37
4.2.1.1.1 - Modelo de Estabilidade.....	38
4.2.1.1.2 - Modelo hidrológico	39
4.2.1.1.3 - Modelo Hidrológico e de Estabilidade Combinado: SHALSTAB	42
4.2.1.2 – Principais contributos científicos.....	45
4.2.2 – APLICABILIDADE DO MODELO NA ÁREA DE ESTUDO	46
5 - MATERIAIS E MÉTODOS	47
5.1 – FLUXO DE TRABALHO	47
5.2 – PROCESSAMENTO DE VARIÁVEIS	49
5.2.1 - CARTOGRAFIA DE BASE	49
5.2.2 - MÉTODOS DE INTERPOLAÇÃO	50
5.2.2.1 - Topo to Raster	50
5.3 – PARÂMETROS TOPOGRÁFICOS.....	53
5.3.1 – DECLIVE.....	53
5.3.2 – EXPOSIÇÃO DE VERTENTES.....	53
5.3.3 – CURVATURA DE VERTENTES.....	53
5.3.4 – ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO	54
5.3.5 – ÍNDICE TOPOGRÁFICO DE HUMIDADE	54

5.4 – PARÂMETROS MECÂNICOS.....	56
5.4.1 – COESÃO (C')	56
5.4.2 – PESO ESPECÍFICO DO SOLO.....	57
5.4.3 – ESPESSURA DO SOLO	57
5.4.4 – ÂNGULO DE ATRITO INTERNO NO PLANO ROTURA.....	57
5.4.5 – ENSAIO DE RESISTÊNCIA DO SOLO <i>IN SITU</i>	57
5.5 – PARÂMETROS HIDROLÓGICOS	58
5.5.1 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO <i>IN SITU</i>	58
5.6 - LEVANTAMENTO DAS CICATRIZES.....	60
6. MODELAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE – MODELO SHALSTAB.....	61
6.1 – SIMULAÇÃO DE CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE	62
6.1.1 - CENÁRIOS SHALSTAB SEM COESÃO	62
6.1.2 - CENÁRIOS SHALSTAB COM COESÃO	65
6.2 – VALIDAÇÃO DOS CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE SHALSTAB.....	71
6.2.1 – CENÁRIOS SEM COESÃO	72
6.2.2 – CENÁRIOS COM COESÃO	73
7. AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE - FATOR DE SEGURANÇA.....	77
7.1 – FATOR DE SEGURANÇA.....	77
7.1.1 - PRECIPITAÇÃO	78
7.1.2 - ESPESSURA DE SOLO SATURADO	80
7.1.3 - PARÂMETROS MECÂNICOS	81
7.1.4 – AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE	83
7.2 – VALIDAÇÃO DO CENÁRIO DE SUSCETIBILIDADE – FS	84
7.3 – COMPARAÇÃO DO FS COM O VALOR INFORMATIVO (VI).....	85
7.3.1 – VALIDAÇÃO AAC (VI)	87
8. ANÁLISE E DISCUSSÃO DE RESULTADOS	88
8.1 – CARACTERÍSTICAS DAS CICATRIZES	88
8.2 – FATORES TOPOGRÁFICOS FUNDAMENTAIS	90
8.2.1 – DECLIVE	90
8.2.2 – ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO	92
8.2.3 – CURVATURA DA VERTENTE	94
8.3 – RELAÇÃO DAS CICATRIZES COM A LITOLOGIA.....	96
8.4 – CENÁRIO DE SUSCETIBILIDADE – MODELO SHALSTAB.....	98
8.5 – CENÁRIO DE SUSCETIBILIDADE – FATOR DE SEGURANÇA.....	102
8.6 – AVALIAÇÃO GLOBAL DOS DOIS MODELOS	103
9. CONCLUSÃO.....	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	108

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1 – Enquadramento Geral da Área de Estudo – Bacia de Tibo	8
FIGURA 1.2 – Bacia de Tibo	9
FIGURA 1.3 – Unidades estruturais de 1ª ordem (terrenos) e de 2ª ordem (Zonas) nos variscidas Ibéricos	10
FIGURA 1.4 – Cronologia das Fases Tectónicas na Zci	11
FIGURA 1.5 – Classificação dos granitóides da ZCI, segundo FERREIRA <i>et al.</i> (1987)	11
FIGURA 1.6 – Granitos Sinorogénicos de Duas Micas Sin a Tardi F3	12
FIGURA 1.7 – Granitos Tardi a Pós-Orogénicos	12
FIGURA 1.8 – Mapa Lito-Estrutural da Bacia de Tibo	13
FIGURA 1.9 – Mapa das Formações Superficiais da Bacia de Tibo	14
FIGURA 1.10 – Depósito Solifluxivo	15
FIGURA 1.11 – Depósito de Vertente	15
FIGURA 1.12 – Mapa do Uso e Ocupação do Solo	16
FIGURA 2.1 – Esquema de um Deslizamento Rotacional. CRUDEN & VARNES (1996)	20
FIGURA 2.2 – Esquema de um Deslizamento Translacional. CRUDEN & VARNES (1996)	21
FIGURA 3.1 – Tensões atuantes na superfície potencial de rotura. Perspetiva bidimensional	26
FIGURA 3.2 – Forças de Atrito e de Cisalhamento numa Vertente. Modificado de SELBY (1993)	28
FIGURA 4.1 – Metodologias de Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente	30
FIGURA 4.2 – Cálculo do Valor Informativo	35
FIGURA 4.3 – Delimitação da Área de Contribuição e da Área de Saturação.	40
FIGURA 4.4 – Gráfico da variação a/b em função de $\tan\theta$. (Modificado de Montgomery & Dietrich, 1994)	44
FIGURA 5.1 – Fluxograma Simplificado da Metodologia de Trabalho	47
FIGURA 5.2 – MDE da Bacia de Tibo	49
FIGURA 5.3 – Model Builder – Esquema Metodológico de Produção de Informação	51
FIGURA 5.4 – Mapa dos Parâmetros Topográficos	55
FIGURA 5.5 – Recolha de Amostra com Tubo PVC	56
FIGURA 5.6 – Ensaio de Resistência do Solo <i>in situ</i>	58
FIGURA 5.7 – Medição da Permeabilidade do Solo <i>in situ</i>	59
FIGURA 5.8 – Valores da Condutividade Hidráulica, registados no terreno	59
FIGURA 5.9 – Mapa de Cicatrizes da Bacia de Tibo	60
FIGURA 6.1 – Cenário 1 (S1): $\phi = 45^\circ$; $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$	63
FIGURA 6.2 – Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de suscetibilidade: $\phi = 45^\circ$; $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$	63
FIGURA 6.3 – Cenário de suscetibilidade: $\phi = 32^\circ$; $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$	64
FIGURA 6.4 – Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de suscetibilidade: $\phi = 32^\circ$; $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$	65
FIGURA 6.5 – Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1\text{m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$	66
FIGURA 6.6 – Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de suscetibilidade: $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1\text{m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$	66
FIGURA 6.7 – Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7 \text{ kN/m}^3$	67

FIGURA 6.8 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de Suscetibilidade	68
$C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7 \text{ kN/m}^3$	
FIGURA 6.9 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$	68
FIGURA 6.10 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de Suscetibilidade	69
$C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$	
FIGURA 6.11 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$	70
FIGURA 6.12 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de Suscetibilidade	70
$C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$	
FIGURA 6.13 - Cenário de suscetibilidade $\phi = 45^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$. Percentagem do valor mínimo de	72
q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade	
FIGURA 6.14 - Cenário de Suscetibilidade $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$. Percentagem do Valor Mínimo de Q/T	73
nos Movimentos de Vertente, por Categoria de Estabilidade	
FIGURA 6.15 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1\text{m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$.	74
Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade	
FIGURA 6.16 - Cenário de suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2 \text{ m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7 \text{ kN/m}^3$.	74
Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade	
FIGURA 6.17 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$.	75
Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade	
FIGURA 6.18 - Cenário de suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$.	76
Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade	
FIGURA 6.19 - Scatter-plot do cenário de suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$	76
FIGURA 7.1 - Parâmetros Mecânicos da Bacia de Tibo	82
FIGURA 7.2 - Cenário de Suscetibilidade - FATOR DE SEGURANÇA	83
FIGURA 7.3 - Taxa de Sucesso do Fator de Segurança	85
FIGURA 7.4 - Taxa de Sucesso do Valor Informativo	87
FIGURA 8.1 - Percentagem de Cicatrizes por Classe Altimétrica	89
FIGURA 8.2 - Área das Cicatrizes em metros quadrados	90
FIGURA 8.3 - Mapa de Declives da Bacia de Tibo	91
FIGURA 8.4 - Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento,	92
por Classe de Declive	
FIGURA 8.5 - Mapa da Área de Contribuição da Bacia de Tibo	93
FIGURA 8.6 - Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento, por Classe de	93
Área de Contribuição	
FIGURA 8.7 - Mapa da Curvatura em Planta / Perfil da Bacia de Tibo	95
FIGURA 8.8 - Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento,	96
por Classe de Curvatura	
FIGURA 8.9 - Mapa Litológico da Bacia de Tibo	97
FIGURA 8.10 - Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento, por Litologia	97
FIGURA 8.11 - Índice de Frequência por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB	98
FIGURA 8.12 - Cenário de Suscetibilidade - Modelo SHALSTAB	99
$(C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{M}$; $\phi = 32^\circ$; $P_s= 14,7 \text{ KN/M}^3)$	

FIGURA 8.13 - Índice de Concentração de Cicatrizes por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB	100
FIGURA 8.14 - Píxeis Instáveis na Bacia de Tibo, por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB	101
FIGURA 8.15 - Potencial de Deslizamento por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB	101
FIGURA 8.16 - Índice de Frequência por Classe do Fator de Segurança	102
FIGURA 8.17 - Índice de Concentração de Cicatrizes por Classe do Fator de Segurança	102
FIGURA 8.18 - Potencial de Deslizamento por Classe do Fator de Segurança	103

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1 – Principais Tipologias de Movimentos de Vertente. Adaptado.	18
TABELA 2 – Classificação de Estabilidade e Saturação. Adaptado de Dietrich & Montgomery (1998)	44
TABELA 3 – Parâmetros e Valores dos Cenários sem Coesão	62
TABELA 4 – Parâmetros e Valores dos Cenários com Coesão	65
TABELA 5 – Percentagem Acumulada do Mínimo de $\log q/T$ nas cicatrizes, nas Classes $\log q/T (<-2.5)$	76
TABELA 6 – Scores do VI	86
TABELA 7 – Total de Células por Categoria, Instável e Estável, nos Modelos SHALSTAB e FS	104
TABELA 8 – Percentagem de Erro em Cada Modelo	104

INTRODUÇÃO

Os movimentos de vertente são um tipo de risco natural com grande impacto na sociedade contemporânea. Devido a um ordenamento do território nem sempre bem sucedido, e por vezes inexistente, existem variados exemplos de áreas afetadas por desastres naturais, quer em Portugal em áreas de montanha (BATEIRA, 2001) ou em arribas litorais (MARQUES, 1997), quer noutras áreas mais densamente povoadas e com condições para a ocorrência de instabilidade vertentes, como por exemplo o Brasil e Venezuela onde, para além de precipitações intensas e abundantes e de temperaturas elevadas que levam a uma forte alteração química dos materiais das vertentes, há uma forte tendência para ocupar vertentes, o que intensifica a suscetibilidade de uma área e aumenta o risco pela presença de pessoas e bens (VIEIRA, 2007).

A suscetibilidade de uma área pode ser avaliada através de várias metodologias, tendo havido, em Portugal até então, uma preferência pelos métodos de base estatística. No entanto, através destes métodos os parâmetros mecânicos e os hidrológicos não são incluídos na análise da instabilidade de vertentes. Dada a importância dos estudos sobre suscetibilidade a movimentos de vertente para o Ordenamento do Território, pretende-se, neste trabalho, identificar áreas suscetíveis a movimentos de vertente translacionais superficiais através da aplicação de métodos que, para além das propriedades morfológicas e topográficas da vertente, tenham por base os processos e as propriedades físicas e hidrológicas dos materiais envolvidos na instabilidade.

Assim, o presente trabalho de investigação tem como grande objetivo a avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente na Bacia de Tibo, utilizando modelos matemáticos de base física.

Para isso, pretende-se aplicar dois modelos: o SHALSTAB - *Shallow Landslide Slope Stability* (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998) – e o FS - Fator de Segurança (SHARMA, 2002). Como este é o primeiro trabalho em Portugal de aplicação deste tipo de modelação no Maciço Antigo, não existem referências pretéritas de aplicação nesta área. No entanto, países como os Estados Unidos da América (EUA), Itália e Brasil já apresentam várias aplicações deste tipo de modelação da suscetibilidade a movimentos de vertente, como veremos mais adiante.

Em Portugal existem dois trabalhos com aplicação de métodos de base física, mais concretamente o Fator de Segurança (PIMENTA, 2011; VASCONCELOS, 2011). No que se refere ao uso do modelo SHALSTAB este é o primeiro trabalho. Neste modelo a suscetibilidade será avaliada através da combinação de um módulo de estabilidade e um módulo hidrológico. No sentido de aferir a sua aplicabilidade na área de estudo, será também aplicado o Fator de Segurança, mais vocacionado para a engenharia de estabilização de vertentes, para ser possível perceber as diferenças entre eles.

Relativamente à estrutura o presente trabalho começa com uma breve caracterização da área de estudo, no primeiro capítulo. Depois faz-se referência às diferentes tipologias de movimentos de vertente e aos seus fatores desencadeantes e condicionantes. Seguidamente é apresentada a relação entre forças de atrito e forças de cisalhamento com base na equação do Talude Infinito. No quarto capítulo expõe-se as várias metodologias de cartografia, direta e indireta, e os diferentes modelos de avaliação da suscetibilidade. No quinto capítulo aborda-se a metodologia aplicada e os vários processos de execução. O sexto capítulo explica o processo de avaliação da suscetibilidade com base no modelo SHALSTAB e a sua validação. A avaliação da suscetibilidade com base no FS é explicada no sétimo capítulo, juntamente com a respetiva validação. No oitavo capítulo é feita a avaliação de resultados com ênfase para a Frequência de classes de estabilidade, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento, para os dois modelos. Finalmente é feita a conclusão final do trabalho.

1. ENQUADRAMENTO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho situa-se no Noroeste de Portugal, no concelho de Arcos de Valdevez (Figura 1.1), no Parque Natural da Peneda-Gerês.

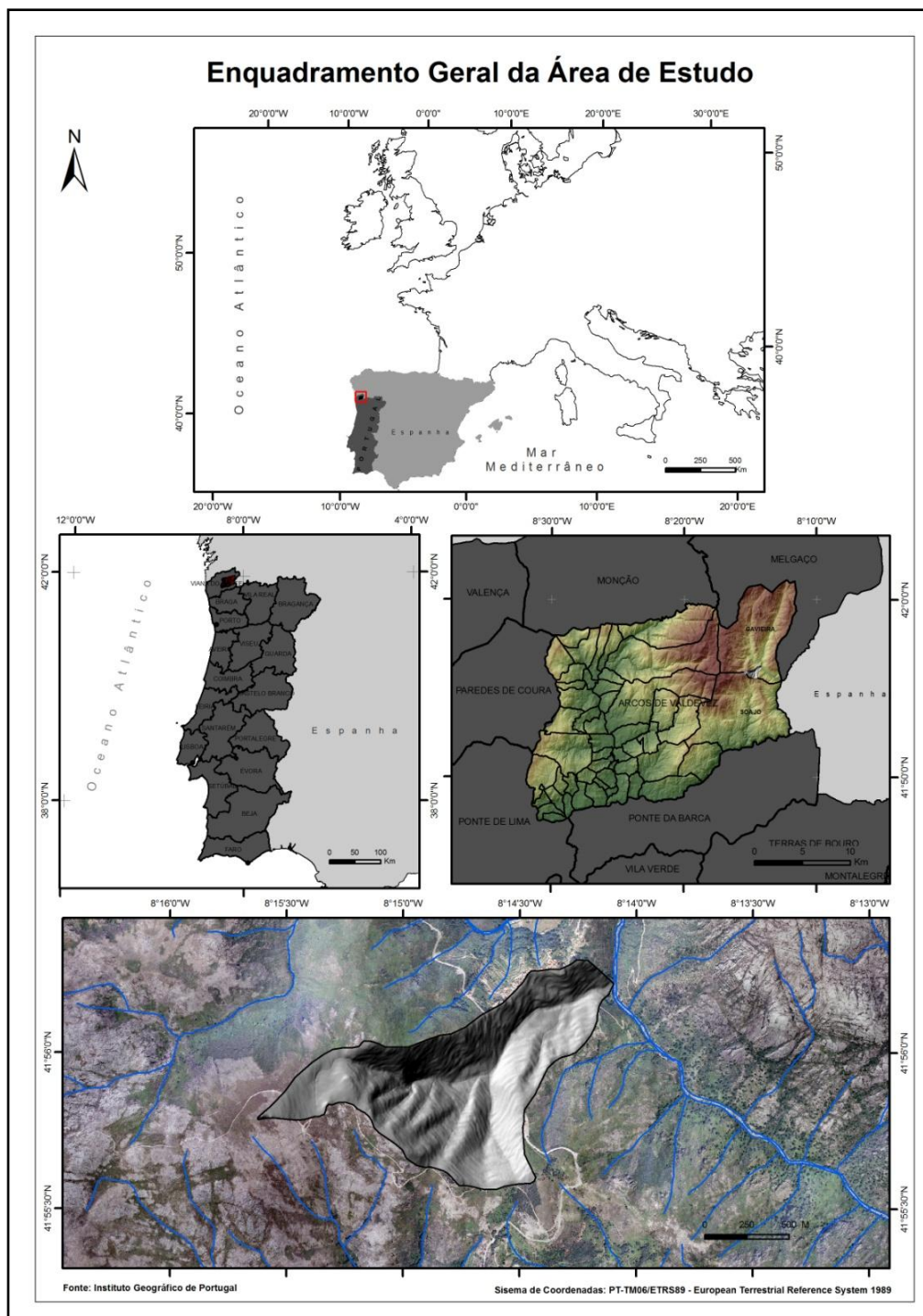


FIGURA 1.1 – Enquadramento Geral da Área de Estudo – Bacia de Tibo

Tendo em conta que se pretende efetuar um estudo sobre instabilidade de vertentes a uma escala de grande pormenor, a área de estudo confina-se a uma bacia de drenagem – Bacia de Tibo (Figura 1.2).

1.1 - BACIA DE TIBO

Situada na freguesia da Gavieira, a Bacia de drenagem de Tibo apresenta uma área de 1,21 km² e 5,8 km de perímetro. Estas dimensões são condizentes com as dimensões apresentadas pela bacia experimental de *Marin County*, na Califórnia (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994). A Bacia de

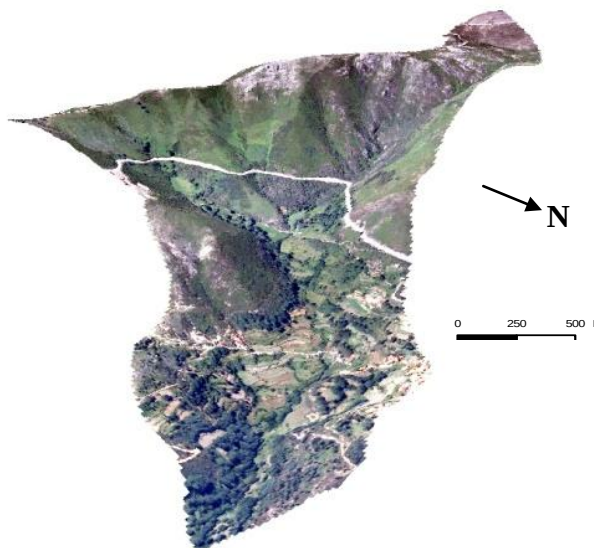


FIGURA 1.2 – Bacia de Tibo

Tibo drena para Nordeste, contrastando com as bacias envolventes, que drenam, essencialmente, para Sul, Sudeste e Sudoeste apresentando, longitudinal e transversalmente, entre os seus pontos mais distantes, 2250 metros de comprimento e 1441 metros de largura. Hipsometricamente, a bacia apresenta uma altitude máxima de 1100 metros e uma altitude mínima de 450 metros, na desembocadura da ribeira de Tibo.

A Bacia de Tibo apresenta declives elevados (Figura 5.4), sendo que predominam os declives superiores a 35° e muitas vezes superiores a 45°, sobretudo no setor mais a montante da bacia, como se pode comprovar pela Figura 5.4. A orientação predominante das vertentes distribui-se por três octantes: Nordeste, Este e Norte. Sobretudo, as orientações Norte e Nordeste permitem a manutenção da humidade e do gelo por um maior período de tempo nas vertentes.

1.2 - GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo encontra-se no Maciço Antigo – Maciço Hespérico – na Zona Centro Ibérica (NORONHA et al., 1979); (FERREIRA et al., 1987); (DALLMEYER et

al., 1997). No entanto, a área de estudo encontra-se na Zona Parautóctone (RIBEIRO et al., 1996); (VERA, 2004); (GOMES, 2008) com afinidade à ZCI (Zona Centro Ibérica), também designada por Sub-Zona Galaico-Transmontana (Figura 1.3).

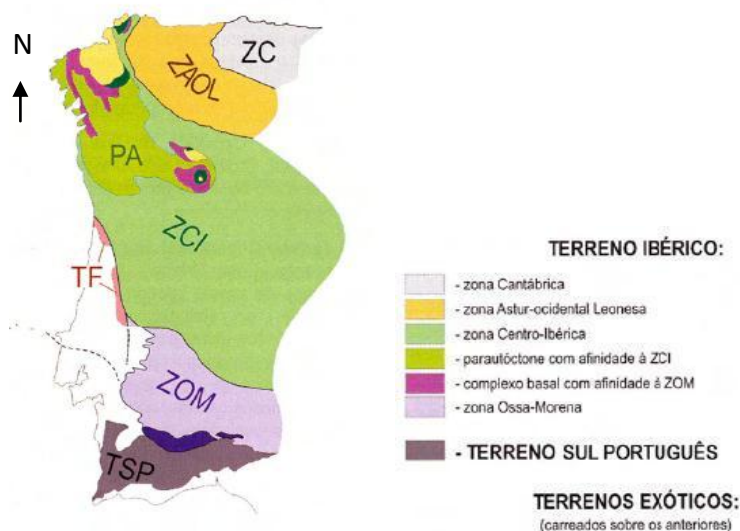


FIGURA 1.3 - Unidades estruturais de 1ª ordem (terrenos) e de 2ª ordem (Zonas) nos variscidas Ibéricos (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1996; Vera, 2004). Fonte: Gomes (2008).

Geologicamente, a área de estudo abarca, para além de filões pegmatíticos e de quartzo, dois grandes grupos litológicos: Rochas ígneas e metassedimentos. As rochas ígneas existentes na área de estudo compreendem sobretudo, Granitos Sintectónicos e Granitos Pós-Tectónicos. Os metassedimentos registados na área de estudo correspondem a Xistos Pelíticos do Silúrico Indiferenciado (SGP, 1988), os quais apresentam cor escura, dispendo-se, sobretudo, em afloramentos com direção NW-SE (MOREIRA & SIMÕES, 1988). Nesta área de implante metassedimentar, há uma natureza litológica variada, podendo existir xistos quartzo-feldspáticos, micaxistos, xistos luzentes, meta-grauvaques, gnaisses ou pequenas bancadas de quartzitos.

Quanto aos filões, apresentam-se dois tipos: quartzo e pegmatito, sendo estes últimos em menor número, mas de maior dimensão. Quanto à sua orientação, os filões de quartzo apresentam preferencialmente uma orientação NE-SW, enquanto que os filões de pegmatito se dispõem na nossa área de estudo, com orientação N-S a NW-SE, contrariando a sua antecedência que vem com orientação NE-SW desde Ermelo até à bacia de Tibo, onde sofre uma mudança de orientação.

Quanto aos granitos eles apresentam várias tipologias, tendo sido definidas várias classificações. A distinção mais completa e exaustiva dos granitóides da ZCI (Zona Centro Ibérica) foi estabelecida com base, essencialmente, em dados geológicos (FERREIRA et al., 1987). Assim, várias

classificações foram propostas,

dividindo os granitóides em “*older granites*”, plutonitos mesozonais concordantes (SCHERMERHORN, 1956), isto é, granitos autóctones, de metamorfismo térmico e “*younger granites*”, plutonitos epizonais discordantes (FERREIRA et al., 1987; MENDES, 2001), ou seja, granitos alóctones, de metamorfismo de contacto, que afloram à superfície sob forma de auréolas de metamorfismo. São, assim, definidos três grupos principais de granitóides (pré-orogénicos, sin-orogénicos e tardi a pós-orogénicos) de acordo com a sua fase tectónica de implantação – Figura 1.4 (NORONHA et al., 1979).

No entanto, os granitos da área de estudo têm origem na Orogenia Hercínica, sobretudo da terceira fase de deformação, que resultou em grandes massas graníticas.

Pré-orogénicos		
Sin-orogénicos	ante F ₃	granitos de duas micas ou biotíticos com resítes
	sin F ₃	granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados
		granitos de duas micas ou biotíticos com resítes
Tardi a pós-orogénicos (biotíticos com plagioclase cálcica)		

FIGURA 1.5 - Classificação dos granitóides da ZCI, segundo FERREIRA et al. (1987).

Neste trabalho seguiremos a classificação dos granitos apresentada por (FERREIRA et al., 1987) - figura 1.5 - que define os principais tipos de granitóides, reconhecidos no terreno, em função do seu período de instalação, relativamente aos

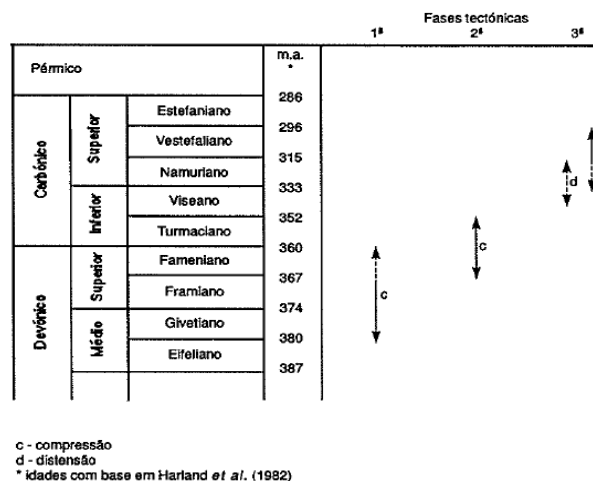


FIGURA 1.4 - Cronologia das Fases Tectónicas na ZCI (Noronha et al., 1979) modificado. Fonte: FERREIRA et al. (1987)

área mais a montante da bacia de estudo, predomina o Granito de Lindoso e Várzea, que corresponde a um tipo de granito, biotítico, apresentando duas micas com uma tendência leucocrática e grão médio com megacristais de feldspato potássico - CARTA GEOLÓGICA - (SGP, 1988) – Figura 1.8.

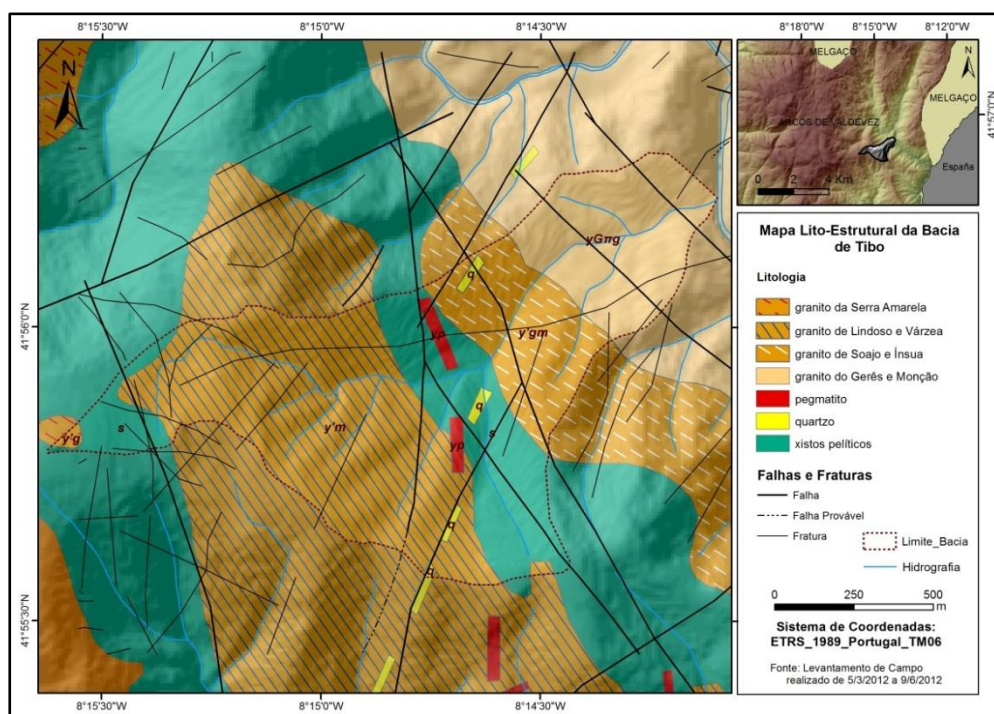


FIGURA 1.8 - Mapa Lito-Estrutural da Bacia de Tibo

No setor intermédio da bacia existe granito de Soajo e Ínsua, o qual se caracteriza por ter duas micas e apresentar-se com grão médio a grosseiro com tendência porfiróide e leucocrática, com megacristais de microclina e pode incluir glóbulos de quartzo. No extremo Sudoeste da bacia existe uma pequena “porção” de granito de Serra Amarela que se caracteriza por ser um granito de grão médio a grosseiro de duas micas, leucocrático, que apresenta cristais de feldspato com orientação NW-SE. Os três grupos de granitos acima referidos dispõem os seus megacristais com orientação NW-SE.

No setor terminal da bacia, até à sua desembocadura no Rio Peneda, existe Granito do Gerês e Monção que é pós-tectónico, originado no Carbónico superior, provavelmente no Estefaniano. É um granito porfiróide de grão grosseiro a médio, essencialmente biotítico que por ser tardio se dispõe em grandes blocos (MOREIRA & SIMÕES, 1988), originando a disjunção de blocos característica da área da N^a Sr^a da

Peneda. Mineralogicamente, apresentam-se bastante homogêneos. Estes, são granitóides biotíticos com plagioclase cálcica e, por vezes, hornblenda (FERREIRA et al., 1987); (DALLMEYER et al., 1997), pelo que por vezes surgem grandes batólitos bem preservados.

1.3 – FORMAÇÕES SUPERFICIAIS NA ÁREA DE ESTUDO

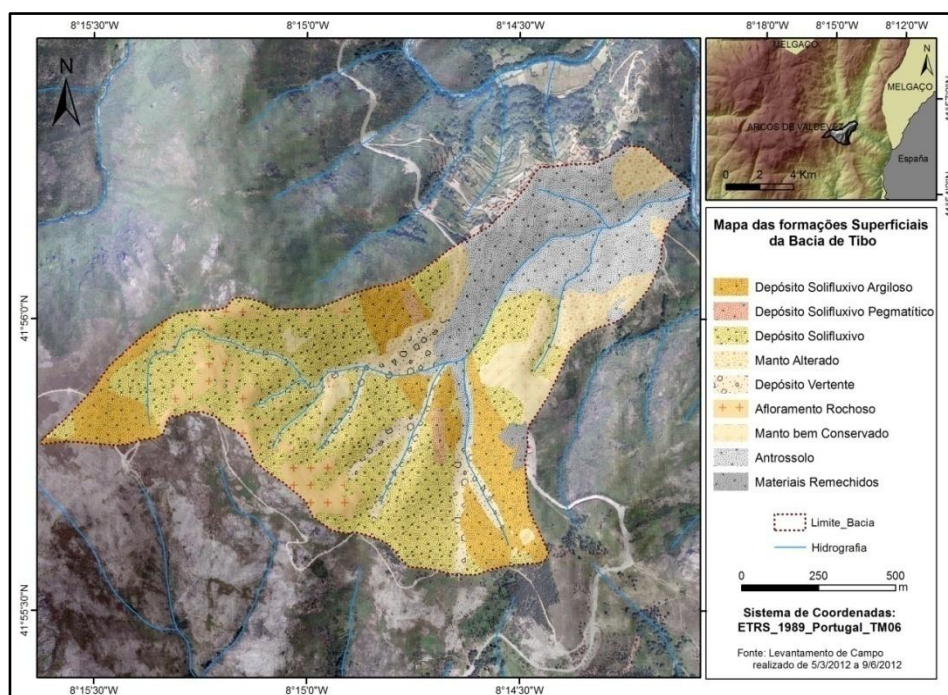


FIGURA 1.9 – Mapa das Formações Superficiais da Bacia de Tibo

Devido à ação dos agentes erosivos, sobretudo água e gelo, a litologia fica sujeita a uma grande pressão e desgaste, levando à sua alteração ao nível superficial e, sobretudo, à sua fragilização. Dessa alteração da rocha-mãe resultam as Formações Superficiais (Figura 1.9) ou alterites (PEDRAZA GILSANZ, 1996; SOARES, 2008), que podem ser autóctones ou alóctones consoante se preservem no local de alteração do material original ou se mobilizem para outros locais diferentes da litologia original. Por formação superficial pode entender-se as formações “(...) constituídas por sedimentos e por rochas exógenas ou vulcânicas, situadas na interface litosfera - atmosfera desde a sua instalação sobre os continentes, dispostas numa ou várias unidades de espessura métrica a decamétrica, com ou sem relação genética com o substrato, mas

estritamente associadas à evolução do relevo actual do qual são expressão litológica” (CAMPY & MACAIRE, 1989).

Na bacia de estudo, predominam os depósitos de vertente solifluxivos (Figura 1.10) bem como os mantos de alteração de primeiro e segundo grau. Nos setores mais escarpados – setores Sul, Sudoeste e Oeste da bacia – encontram-se alguns afloramentos e ao longo das linhas de água e dos percursos dos movimentos de vertente existem sobretudo depósitos de vertente. Na área menos declivosa e mais fértil existe solo agrícola disposto em patamares, classificado como antrossolo.

Os depósitos solifluxivos existentes são pouco espessos, chegando a atingir entre 10 a 50 cm – valor máximo registado no topo das vertentes – até 2,5 m (visível) nas áreas de deposição. Nas áreas de arranque das cicatrizes os depósitos solifluxivos são peliculares, não tendo muito material para movimentar nas vertentes. No entanto, o material deslocado tende a acumular-se para jusante originando depósitos de vertente que atingem maiores espessuras (Figura 1.11), o que poderá constituir fator de instabilidade.



FIGURA 1.10 – Depósito Solifluxivo

É nas áreas onde se verifica a existência de depósitos de vertente, sobretudo coluviões, bem como a existência de mantos de alteração pouco profundos assentes sobre rocha-mãe impermeável, que se regista grande parte dos movimentos de vertente superficiais (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994). Na área de estudo deste trabalho essa realidade também se aplica, pelo que se dará uma capital importância na sua análise quer ao nível hidrológico, quer ao nível mecânico.



FIGURA 1.11 – Depósito de Vertente

1.4 – OCUPAÇÃO DO SOLO NA BACIA DE TIBO

A bacia hidrográfica de Tibo é predominantemente ocupada por vegetação herbácea e arbustiva (COS 2006) – Figura 1.12 - sobretudo onde existe depósito de vertente capaz de sustentar essa vegetação. Esta área ocupa 649 508 m². No topo das vertentes, geralmente com afloramentos rochosos vigorosos surgem espaços abertos e sem vegetação ou com vegetação rasteira muito esparsa (282 900 m²). Na base das vertentes existe algum espaço agrícola (200 807 m²), sendo este o terceiro tipo de ocupação com maior área. A área florestal ocupa 65 490 m² e existe sobretudo na parte terminal da bacia em altitudes compreendidas entre os 450 e os 590 metros. Finalmente o tecido urbano é a ocupação menos representativa com 11 688 m².

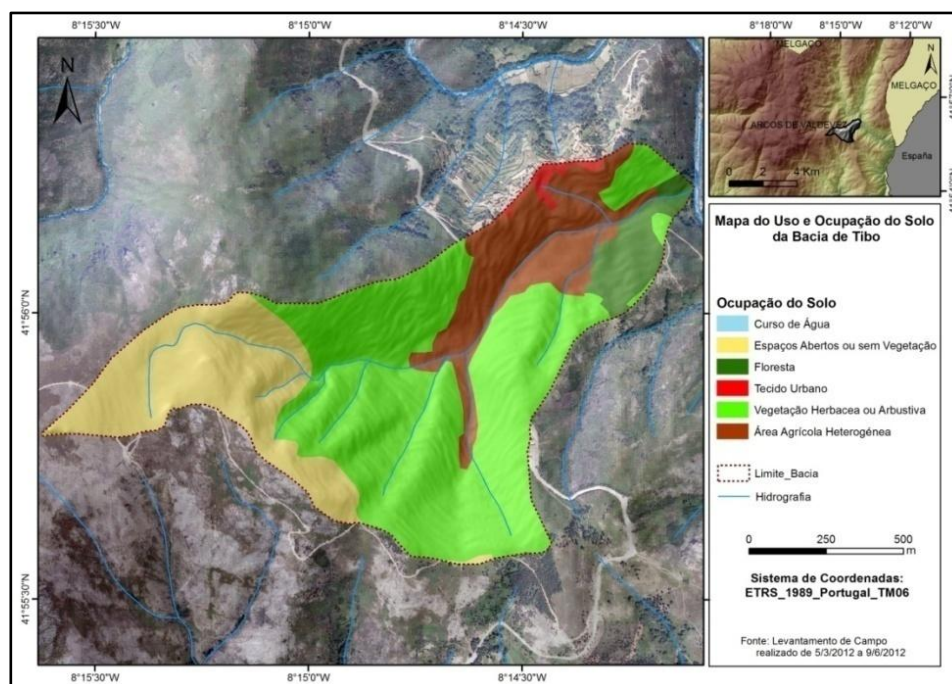


FIGURA 1.12 - Mapa do Uso e Ocupação do Solo

2. MOVIMENTOS DE VERTENTE

O estudo dos movimentos de vertente tem vários conceitos associados, sendo a terminologia anglo-saxónica a que mais aceitação tem tido junto da comunidade académica (ZÊZERE, 1997), da qual se destacam os contributos fundamentais de (VARNES, 1958, 1978) e (HUTCHINSON, 1968, 1988). É com base nesta terminologia que têm sido elaborados vários trabalhos de relevância científica (WP-WLI, 1993b), (CRUDEN & VARNES, 1996) e (DIKAU et al., 1996).

A classificação de VARNES (1978) está na base das classificações atuais de Movimentos de Vertente mais aceites na comunidade científica e tem uma atualização em (CRUDEN & VARNES, 1996). No entanto, foi em 1993 com a classificação proposta pela *Working Party on World Landslide Inventory* (WP-WLI, 1993b), que se uniformizou a terminologia relativamente à tipologia; à distribuição, estado e estilo de atividade; à morfologia e às dimensões dos movimentos de vertente. Para estes autores o objeto de classificação designa-se por “*Movimentos de Vertente*” - *Landslides*. HUTCHINSON (1968) tem como objeto de classificação o termo “*Movimentos de Massa*”, nos quais se incluem os movimentos de vertente. Movimentos de Massa são todos os movimentos induzidos pela gravidade, sendo excluídos todos aqueles cujo material é mobilizado por ação fluvio-torrencial da água, pelo gelo, pela neve e pelo vento, designados por transporte em massa (HUTCHINSON, 1968).

Por Movimento de Vertente entende-se a “*deslocação de uma massa de rocha, terra ou detritos ao longo de uma vertente*” (CRUDEN, 1991), causado por ação da gravidade (BLASIO, 2011), havendo uma deslocação para jusante e para o exterior do seu centro de gravidade (TERZAGHI, 1952). Esta definição exclui os movimentos verticais de abatimento e assentamento ou subsidência, assim como as avalanches de neve e os fenómenos de expansão/retracção de solos argilosos (ZÊZERE, 1997) e corresponde ao mesmo que a definição “*Movimentos de Massa*” adotada por HUTCHINSON (1968). Para serem reconhecidos como tal e, conseqüentemente, se distinguirem de outros movimentos por gravidade, o material deslocado nos movimentos de vertente deverá apresentar uma densidade 10% superior à densidade da água (BLASIO, 2011).

Relativamente ao método de classificação, são utilizados critérios principais e secundários de discriminação. VARNES (1978), WP/WLI (1993), CRUDEN e VARNES (1996) e DIKAU et al. (1996) consideram o tipo de mecanismo de rotura como critério único e principal de discriminação e o tipo de material afetado como critério secundário. No entanto, CRUDEN e VARNES (1996), consideram também como critério secundário a velocidade, a atividade e o conteúdo em água dos materiais movimentados.

2.1- TIPOLOGIA DE MOVIMENTOS DE VERTENTE

Neste trabalho utilizaremos a terminologia e classificação de movimentos de vertente definidas a partir dos conceitos propostos por (VARNES, 1978) e aplicadas por outros autores (WP-WLI, 1993b) - grupo de trabalho da UNESCO; (CRUDEN & VARNES, 1996) e (DIKAU et al., 1996) – Tabela 1.

<i>Tipologia de Movimento (Mecanismo de Rotura)</i>		<i>Material Afetado</i>		
<i>Tipo</i>	<i>Subtipo</i>	<i><u>Rocha</u></i>	<i><u>Detritos</u></i>	<i><u>Solo</u></i>
			<i>(Grosseiro)</i>	<i>(Fino)</i>
Desabamento (<i>Fall</i>)		de rocha (<i>Rock fall</i>)	de detritos (<i>Debris fall</i>)	de terra (<i>Earth fall</i>)
Tombamento (<i>Topple</i>)		de rocha (<i>Rock topple</i>)	de detritos (<i>Debris topple</i>)	de terra (<i>Earth topple</i>)
Deslizamento Rotacional (<i>Slide</i>)	Simple (slump); múltiplo; sucessivo	Rotacional rochoso (<i>Rock slump</i>)	Rotacional de detritos (<i>Debris slump</i>)	Rotacional de terra (<i>Earth slump</i>)
Deslizamento Translacional (<i>Slide</i>)	Não Rotacional	Translacional em bloco rochoso (<i>Rock block slide</i>)	Translacional em bloco de detritos (<i>Debris block slide</i>)	Translacional em bloco de terra (<i>Earth block slide</i>)
	Planar	Translacional rochoso (<i>Rock slide</i>)	Translacional de detritos (<i>Debris slide</i>)	Translacional de terra (<i>Earth slide</i>)
Expansão Lateral (<i>Lateral Spreads</i>)		de rocha (<i>Rock spread</i>)	de detritos (<i>Debris spread</i>)	de terra (<i>Earth spread</i>)
Fluxos / Escoadas (<i>Flows</i>)		de rocha (<i>Rock flow</i>)	de detritos (<i>Debris flow</i>)	de terra (<i>Earth flow</i>)
Movimentos Complexos (<i>Complex</i>)		Combinação de dois ou mais tipos de movimento		

TABELA 1 – Principais Tipologias de Movimentos de Vertente. Adaptado.

Estes autores apresentam um grupo de conceitos que resulta da distinção do tipo de mecanismo de rotura e do material afetado: Desabamento (*fall*); Balançamento (*Topple*); Expansão Lateral (*Lateral Spreading*), Deslizamento (*slide*) - Rotacional e Translacional; Fluxo (*flows*) e Movimento Complexo. Quanto ao tipo de material, considera-se a rocha, os detritos (material grosseiro) e solo (material fino) - Tabela 1. Neste trabalho será dada maior ênfase ao deslizamento translacional, por ser este o alvo de aplicação deste trabalho. Também será dada ênfase aos fluxos de detritos, uma vez que as cicatrizes que correspondem a deslizamentos translacionais dão, na maior parte das situações, origem a fluxos de detritos que são talvez a tipologia de maior recorrência na área de estudo.

1) Desabamento ou queda (*Fall*) ocorre sempre que o declive natural da vertente excede o limite para o equilíbrio dos materiais que a compõem, implicando “*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), ao longo de vertentes com declives acentuados, por vezes verticais, como as arribas litorais (MARQUES, 1997); (MARQUES, 2008). A forma da rotura pode ser planar, em cunha, em escadaria e vertical. Alguns autores fazem uma distinção entre queda de blocos, que corresponde à queda de calhaus ou blocos isolados, ou em grupo e desabamentos que correspondem a quedas de massas rochosas de grandes dimensões. As principais causas deste fenómeno podem ser a crioclastia, termoclastia e ainda o crescimento de raízes, que acabam por abrir mais as fraturas existentes nas rochas (FLAGEOLLET & WEBER, 1996). A precipitação é um fator fundamental, pois faz com que a rocha perca coesão e as forças tangenciais se sobreponham às forças de atrito

2) Balançamento (*Topple*) corresponde a uma “*rotação de uma massa de solo ou rocha, a partir de um ponto ou eixo situado abaixo do centro de gravidade da massa afetada*” (WP-WLI, 1993b) que se desenvolve preferencialmente ao longo de planos de estratificação irregulares, clivagens, fraturas de tensão (DIKAU et al., 1996). Este movimento ocorre por influência da gravidade e por ação de forças laterais, que são exercidas por unidades adjacentes e por fluidos presentes em diáclases e fraturas, de acordo com VARNES (1978).

3) **Expansão Lateral**, ou *lateral spreading*, em terminologia anglo-saxónica, é uma “*extensão de massas coesivas de solo ou rocha, combinada com uma subsidência geral (...) no material subjacente mais brando. (...) Pode resultar da liquefação ou escoada do material brando subjacente*” (WP-WLI, 1993b). Este movimento caracteriza-se por ser lento em rocha e bastante rápido quando se opera em solos.

4) **Deslizamento** é um “*movimento de solo ou rocha que ocorre predominantemente ao longo de planos de rotura ou de zonas relativamente estreitas, alvo de intensa deformação tangencial*” (WP-WLI, 1993b). BUMA e VAN ASCH (1996), definem deslizamento como um “*movimento de materiais ao longo de uma superfície de cisalhamento*”. Os deslizamentos podem ser rotacionais ou translacionais e, segundo ZÊZERE (1997), a massa deslocada pelo movimento permanece em contacto com o material subjacente não afetado, exibindo graus de deformação bastante variáveis, consoante o tipo de deslizamento. A cicatriz destes movimentos começa por se desenvolver em estrias, previamente desenvolvidas na topografia original, que são indicadoras de que o processo entrará em curso e da direção da deslocação do movimento. O processo do deslizamento é variável no tempo, pois pode demorar entre alguns minutos a alguns anos até que o talude estabilize. Os deslizamentos podem ser subdivididos em função do tipo de rotura tangencial e das características do material afetado.

4a) **Deslizamentos Rotacionais** apresentam uma superfície de cisalhamento circular ou em forma de “colher” – côncava - havendo um grau muito baixo de deformação interna do material deslocado (BUMA & ASCH, 1996). Os deslizamentos rotacionais podem ser simples (*slumps*), quando ocorrem ao longo de superfícies de rotura curvas, em meios geralmente homogêneos e isotrópicos (SIRIEYS, 1984).

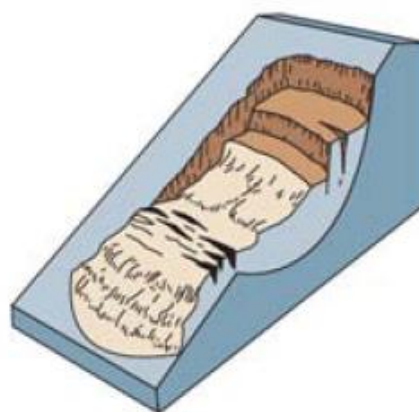


FIGURA 2.1 – Esquema de um Deslizamento Rotacional. CRUDEN & VARNES (1996)

O movimento envolve uma rotação, materializada por um abatimento na parte montante do deslizamento e por um levantamento do seu setor frontal, formando aclives mais ou

menos pronunciados (ZÁRUBA & MENCL, 1982); (HUTCHINSON, 1968, 1988) . Os deslizamentos rotacionais são múltiplos quando se desenvolvem a partir de uma base comum e são sucessivos, quando se desenvolvem em cadeia (VARNES, 1978), com tendência para evoluírem retrogressivamente, por perda de estabilidade na base.

4_b) Deslizamentos Translacionais são movimentos não circulares que envolvem um movimento de translação numa superfície de deslizamento plana e com alguma inclinação (VARNES, 1978), havendo uma grande deformação interna dos materiais (IBSEN et al., 1996). Estes movimentos têm uma curta duração e apresentam um plano de rotura, geralmente, abrupto e bem definido (GOMES, 2006).

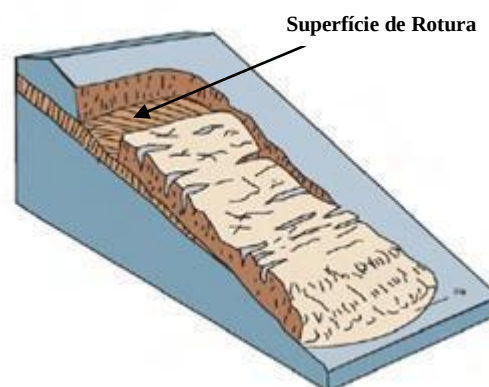


FIGURA 2.2 - Esquema de um Deslizamento Translacional.
CRUDEN & VARNES (1996).

Os Deslizamentos Translacionais podem ser divididos em função do tipo de plano de rotura, obtendo-se deslizamentos translacionais não rotacionais e os deslizamentos com rotura planar (DIKAU et al., 1996). De acordo com ZÊZERE (1997), os deslizamentos translacionais não rotacionais encontram-se na transição entre os deslizamentos rotacionais e os translacionais mais típicos (planares). No que diz respeito ao material afetado, os deslizamentos translacionais podem ser de rocha ou detritos, em bloco (*block slide*) ou em solo (*slab slides*), (DIKAU et al., 1996).

Os deslizamentos translacionais planares, contrariamente aos rotacionais, desenvolvem-se em meios anisotrópicos apresentando um controlo estrutural evidente, em que o movimento é controlado por superfícies de fragilidade com baixo nível de resistência ao corte, pois desenvolve-se, essencialmente, ao longo de falhas normais e cavalgamentos, fraturas, contatos litológicos, planos de estratificação subhorizontais e superfícies de contato entre rocha-mãe e os depósitos de vertente (COROMINAS, 1996). Os deslizamentos translacionais planares são fortemente controlados pela topografia (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994), sendo, geralmente, despoletados

durante chuvas intensas após a saturação do solo no contato entre o manto de alteração e o substrato rochoso (GOMES, 2006).

5) Fluxo ou escoada (*flow*) é um movimento com superfícies de tensão tangencial efêmeras e mal preservadas, em que a distribuição da velocidade na massa deslocada assemelha-se à de um fluido viscoso (WP-WLI, 1993b: 6-2), apresentando deslocamentos livres e individuais de partículas no interior de uma massa em movimento. “*Envolvem vários tipos de material e podem ter origem em rocha muito fraturada, detritos clásticos numa matriz fina*” (DIKAU et al., 1996: 149). Têm muitas tensões que causam uma grande deformação interna dos materiais e diferenças de velocidade, que são maiores junto à superfície (CARSON & KIRKBY, 1975); (BROMHEAD, 1992). Os fluxos podem ser de rocha (BISCI et al., 1996); de lama (SCHROTT et al., 1996) e de detritos e caracterizam-se por ser movimentos muito turbulentos, em que os materiais, finos e grosseiros se dispõem caoticamente, tendo o seu início num colapso repentino da estabilidade da vertente, por ação da força de gravidade (COROMINAS et al., 1996). São movimentos bastante rápidos e destrutivos (GOMES, 2006), despoletados por precipitações intensas ou de longa duração e são, normalmente, controlados pela topografia, sendo a sua ocorrência favorável em locais de convergência do fluxo subsuperficial, onde há um aumento da saturação do solo que provoca uma diminuição da força de resistência ao cisalhamento (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994). Geralmente, estes movimentos têm o seu início a partir de deslizamentos translacionais superficiais.

6) Movimentos complexos apresentam a combinação de um ou mais dos principais modos de movimento em diferentes setores do material afetado, ou em diferentes estádios do desenvolvimento do movimento (VARNES, 1978). Este tipo de movimentos é muito frequente na natureza, pois nesta quase nada é linear. A ocorrência de movimentos de vertente com vários tipos de mecanismos a intervirem é bastante frequente, decorrendo os movimentos complexos precisamente do cruzamento desses fatores, isto é, à medida que o material se desloca na vertente o mecanismo inicial que lhe deu origem altera-se. DIKAU et al. (1996) utiliza este termo para designar situações que congregam mais de um tipo de movimento e em que exista uma sequência temporal

bem definida. O movimento pode começar por uma queda e de seguida transformar-se num fluxo de detritos devido à partitura dos blocos de maiores dimensões que se fragmentam na sua queda e transporte ao longo da vertente, como é exemplo, o movimento complexo de Rouças (TEIXEIRA, 2006).

2.2 - FATORES DESENCADEANTES E CONDICIONANTES DE MOVIMENTOS DE VERTENTE

“Os movimentos de vertente podem ter múltiplas causas, incluindo as geológicas, morfológicas, físicas e humanas” (ALEXANDRER, 1992). A ocorrência de fenómenos de instabilidade nas vertentes está dependente de fatores desencadeantes e condicionantes, que podem ter origem natural ou antrópica. De entre os fatores de ordem natural destacam-se a precipitação, fatores geológico-estruturais e os geomorfológicos, essencialmente os topográficos.

A precipitação é o fator desencadeante primordial de movimentos de vertente no norte de Portugal, sobretudo pela sua intensidade e duração (BATEIRA, 2001). Em vários pontos do globo, a intensidade de precipitação é muito importante, sobretudo para o desencadeamento de fluxos de detritos (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994). Assim, a precipitação é o principal mecanismo de desencadeamento de instabilidade de vertentes, sobretudo pela sua intensidade e pela duração (WIECZOREK, 1996). O seu efeito nas vertentes faz-se sentir através da perda de coesão dos materiais resultante do aumento da humidade no solo, que altera a estabilidade da vertente ao reduzir a tensão normal efetiva e a resistência do solo ao cisalhamento, reforçando as forças tangenciais (SELBY, 1993).

Os elementos geológicos e estruturais comportam-se como fatores condicionantes. A litologia, pela sua (im) permeabilidade, determina a taxa de infiltração. A densidade de falhas e fraturas, facilita a infiltração, promovendo a meteorização química, e marca planos preferenciais de rotura. As formações superficiais, devido à sua menor coerência estão mais suscetíveis à alteração e consequente perda de estabilidade que, normalmente, por estarem assentes num plano de descontinuidade que, sendo impermeável, satura e torna-se num plano de rotura e de

deslizamento dos materiais subjacentes, devido à sobreposição das forças tangenciais, reforçadas pelo peso da água, às forças de atrito (BATEIRA, 2001). As formações superficiais tornam-se particularmente instáveis quando associadas à existência de declive acentuado.

A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) é um parâmetro que reflete as características do solo e é fundamental ao nível das formações superficiais para se perceber até que ponto estas têm capacidade de fazer a água circular no seu interior, ou pelo contrário, bloqueiam a mesma. Variações da K_{sat} , mais ou menos abruptas, são o reflexo da existência de descontinuidades no solo (FERNANDES et al., 2001; VIEIRA & FERNANDES, 2004), que funcionam como um bloqueio à infiltração e circulação da água a partir daquele ponto, promovendo instabilidade.

Os elementos topográficos são cruciais para a estabilidade/instabilidade de vertentes (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994; WU & SIDLE, 1995) e englobam parâmetros como o declive, a curvatura, orientação das vertentes, hipsometria, comprimento da vertente e a área de contribuição (área drenada a montante da bacia). O declive é fundamental, pois é a partir dele que se desenvolvem movimentos por ação da gravidade. Já a orientação das vertentes ao estar relacionada com a exposição à radiação solar é importante por promover o ciclo humidade – secura, facilitando a fraturação que permite uma maior infiltração e consequente aumento da humidade no interior do solo. A curvatura ou forma da vertente, em planta e perfil, é muito importante ao determinar a distribuição do fluxo superficial e subsuperficial, podendo concentrá-lo num setor da vertente ou dispersá-lo desse mesmo ponto, dependendo da sua concavidade ou convexidade. Os setores côncavos da vertente – *hollows* - (MONTGOMERY et al., 1991); (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994), em planta e em perfil, concentram maior quantidade de água e sedimentos, facilitando a rápida ascensão da pressão da humidade e a consequente redução da estabilidade da vertente, durante eventos pluviométricos intensos (MONTGOMERY et al., 1991); (FERNANDES et al., 2004).

3. (E) INSTABILIDADE DE VERTENTES

A instabilidade é um processo de evolução da vertente, em que há um ajustamento da altura e do ângulo da vertente às modificações das condições hidroclimáticas, geomorfológicas e bióticas (CROZIER, 1984).

A perda de estabilidade regista-se em vertentes ativas por ação natural de movimentos de vertente ou antropicamente alteradas, nomeadamente quando cortadas na base. A perda de estabilidade está associada à inexistência ou à fraca atuação dos fatores de resistência ao cisalhamento – Coesão (C) e Ângulo de atrito interno (ϕ). A estabilidade de vertentes é determinada pelo Fator de Segurança (FS) que corresponde à capacidade de resistência da vertente às forças de gravidade e a outras forças externas de cisalhamento:

$$FS = \frac{\text{Força de Resistência}}{\text{Tensão de Cisalhamento}}$$

Sempre que a força de resistência ao cisalhamento (S) for exatamente igual à tensão de cisalhamento ou tangencial (τ), $FS = 1.0$, a vertente apresenta-se no limite de estabilidade. Quando as forças de resistência superam as tensões de cisalhamento, $FS > 1.0$, a vertente encontra-se em situação de estabilidade. Pelo contrário, quando $FS < 1.0$ a vertente está em situação de instabilidade, havendo uma sobreposição das tensões de cisalhamento às forças de resistência. Quanto maior o valor de FS, maior será a estabilidade da vertente, que não é absoluta (SELBY, 1993) mas uma probabilidade que cresce com o aumento do valor de FS.

A determinação do FS, aplicada aos movimentos de vertente translacionais superficiais, é, geralmente, analisada através do método bidimensional do Talude Infinito (SELBY, 1993). Neste modelo a força gravitacional (g) atua verticalmente e ao longo do plano de rotura (VIEIRA, 2007); (BLASIO, 2011), enquanto a força normal (σ) atua perpendicularmente àquele e tem oposição subsuperficial da força de pressão da humidade. A força de cisalhamento atua ao longo do plano de rotura e sofre oposição da força de resistência do solo.

Como se pode ver na Figura 3.1, a tensão gravitacional, tensão de cisalhamento e pressão da água - (marcadas com *) contribuem para a atividade/instabilidade do material na vertente, enquanto a tensão normal contribui para a manutenção da estabilidade, apesar da oposição direta da pressão da humidade (u) ou pressão hidrostática.

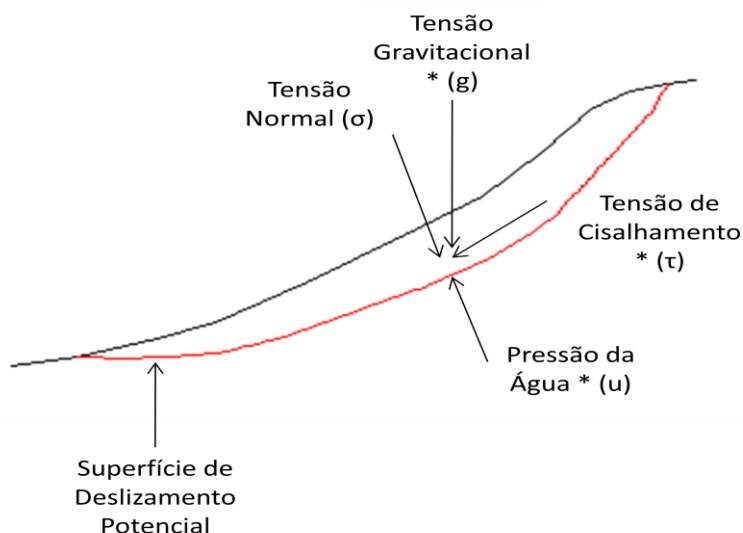


FIGURA 3.1 - Tensões atuantes na superfície potencial de rotura. Perspetiva bidimensional. Adaptado de Selby (1993).

3.1 – MODELO DO TALUDE INFINITO

Este modelo, originariamente criado por Coulomb (1773), assume que um setor da vertente é homogêneo, apresentando massa e espessura uniformes, sendo representativo da vertente como um todo e ignorando irregularidades no topo e na base. As propriedades do solo e a humidade são tidas como constantes a qualquer profundidade abaixo da superfície do solo (GRAHAM, 1984).

A este respeito, a equação Mohr-Coulomb reproduz matematicamente a resistência ao cisalhamento (S) numa vertente, tendo como elementos integrantes, a tensão normal (σ), a coesão do solo (C) e o ângulo de atrito interno (ϕ).

EQUAÇÃO 1

$$S = C + (\sigma - u)\tan\phi$$

Como $\sigma = w \cos \beta$ e w corresponde a $\gamma z \cdot \cos \beta$, então no plano de rotura σ será $\gamma z \cdot \cos \beta \cdot \cos \beta$ ou $\gamma z \cos^2 \beta$:

EQUAÇÃO 2

$$S = C' + (\gamma z \cos^2 \beta - u) \tan \phi'$$

A inclusão da pressão da humidade surge nesta equação porque promove a redução de resistência e a perda da coesão do solo, sobretudo aquando da sua saturação.

Quanto à tensão de cisalhamento é representada por τ e corresponde ao peso (massa x força de gravidade) do bloco ou da coluna de solo, multiplicado por $\cos \beta$, a multiplicar pelo seno de β .

EQUAÇÃO 3

$$\tau = w \sin \beta$$

$\tau = w \sin \beta$ e w corresponde a $\gamma z \cos \beta$, então no plano de rotura τ será $\gamma z \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta$:

EQUAÇÃO 4

$$\tau = \gamma z \cdot \cos \beta \cdot \sin \beta$$

As forças e tensões que atuam na vertente (Figura 3.2) compõem o Fator de Segurança, apresentando-se como um “colete de forças” entre força de resistência e tensão de cisalhamento.

EQUAÇÃO 5

$$F = \frac{C' + (\gamma z \cos^2 \beta - u) \tan \phi'}{\gamma z \cos \beta \sin \beta}$$

Como se pode ver na Figura 3.2, da multiplicação entre massa (m) e força da gravidade (g) obtém-se o peso do material (w) que atua de duas formas antagónicas: paralelamente e verticalmente, promovendo respetivamente o deslocamento e o aumento do atrito do bloco instabilizado com o plano de rotura (SELBY, 1993;

VIEIRA, 2007), garantindo o limite de estabilidade da vertente. A espessura do solo é um parâmetro fundamental na determinação do Fator de Segurança. Uma vez inviável a sua medida perpendicularmente - bloco KHIL – deve ser calculada verticalmente ao plano de rotura em função de z - espessura do solo medida em campo com o trado - perfazendo o bloco GHIL.

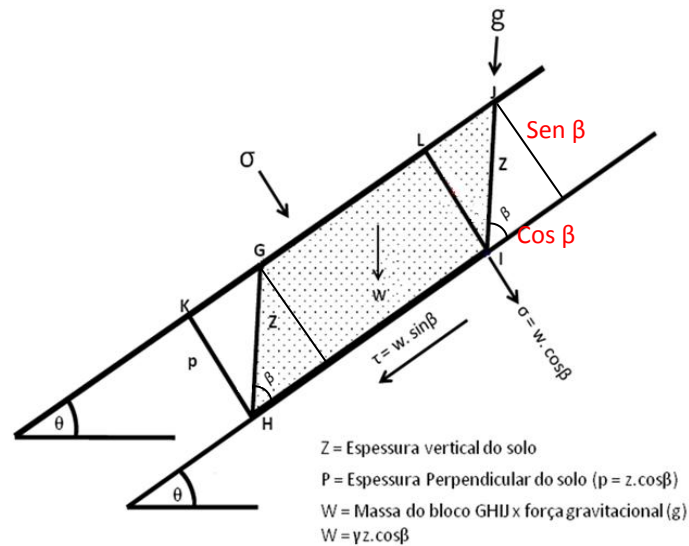


FIGURA 3.2 – Forças de Atrito e de Cisalhamento numa Vertente. Modificado de SELBY (1993).

4. SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTE

A suscetibilidade a movimentos de vertente é a possibilidade ou probabilidade espacial de ocorrência de movimentos de vertente com base nas condições do terreno (BRABB, 1984, cit. in GUZZETTI, 2005), correspondendo à existência de elementos num local capazes de despoletar instabilidade nas vertentes. Traduz-se numa estimativa espacial de ocorrência de movimentos de vertente, e corresponde à probabilidade que uma área tem de ser afetada. Na suscetibilidade não se entra em linha de conta com a probabilidade temporal de ocorrência de rotura nem com a sua magnitude. Então, a suscetibilidade pode-se expressar matematicamente como a probabilidade espacial de ocorrência de movimentos de vertente num determinado conjunto de condições geo-ambientais (GUZZETTI, 2005). A suscetibilidade define se uma área tem as condições necessárias para despoletar a ocorrência de movimentos de vertente. Da multiplicação da suscetibilidade pela probabilidade (temporal) obtém-se a Perigosidade (Hazard).

4.1 – MÉTODOS DE AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE VERTENTE

A suscetibilidade a movimentos de vertente pode ser entendida como uma função entre a estabilidade inerente da vertente (Fator de Segurança) e os fatores de instabilidade, capazes de reduzir a força de resistência e desencadear movimentos de vertente (CROZIER & GLADE, 2004), havendo métodos para a sua avaliação e hierarquização dos fatores de instabilidade.

“Os métodos para hierarquizar os fatores de instabilidade de vertentes e atribuir os diferentes níveis de suscetibilidade podem ser qualitativos ou quantitativos e diretos ou indiretos” (GUZZETTI et al., 1999: 186).

Os métodos qualitativos são subjetivos e tentam retratar o zonamento da suscetibilidade em termos descritivos (ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999) e dependem inteiramente do julgamento de quem avalia a suscetibilidade.

Já os métodos quantitativos produzem estimativas numéricas ou probabilidades de suscetibilidade para uma determinada área (GUZZETTI et al., 1999) e têm por base leis da física, da matemática e cálculos estatísticas, de forma a produzir cartografia mais rigorosa (ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999).

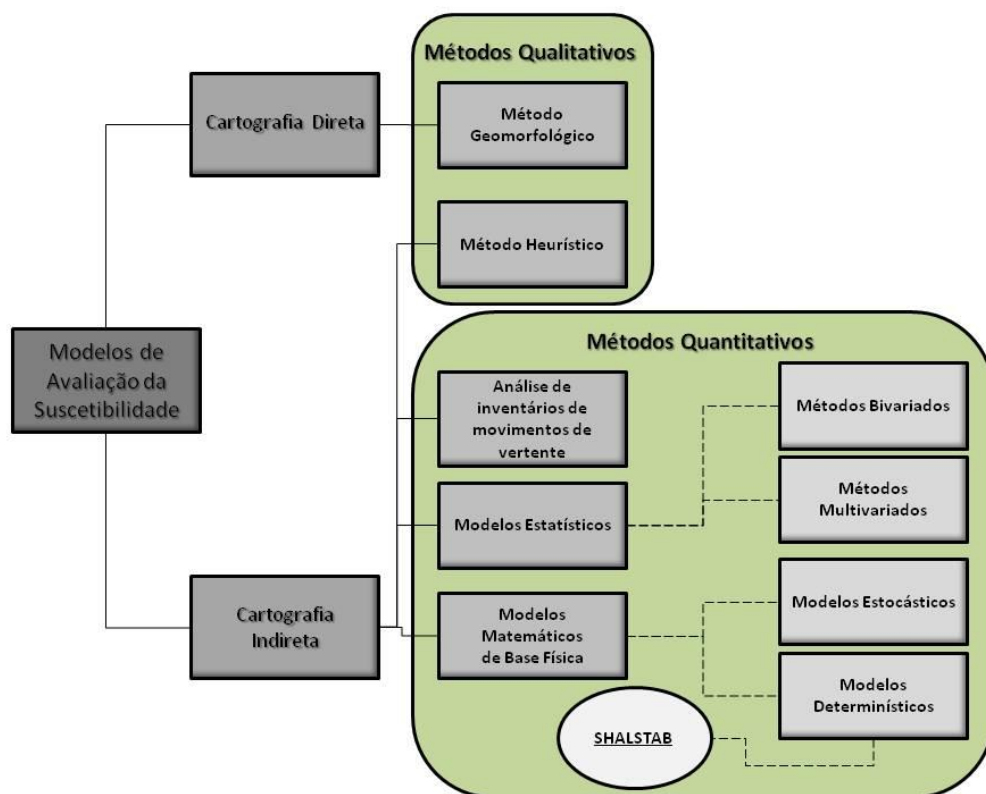


FIGURA 4.1 - Metodologias de Avaliação da Suscetibilidade a Movimentos de Vertente.

A suscetibilidade de um território à ocorrência de movimentos de vertente pode ser avaliada e representada cartograficamente através de métodos de cartografia direta e de cartografia indireta (GUZZETTI et al., 1999). De acordo com este autor podem dividir-se em Cartografia Direta (Método Geomorfológico) e Cartografia Indireta: Método Heurístico ou baseado em indexação; Análise de inventários de movimentos de vertente; Modelos Estatísticos; Modelos Matemáticos de Base Física (Estocásticos e Determinísticos). Nos modelos determinísticos encontra-se o SHALSTAB © - Figura 4.1.

4.1.1 - CARTOGRAFIA DIRETA

O método de cartografia direta de suscetibilidade a movimentos de vertente tem como base a cartografia geomorfológica (VERSTAPPEN, 1983 *in* GUZZETTI et al., 1999). Assim, o **Método Geomorfológico** ou de cartografia direta é um método qualitativo porque se baseia na capacidade e na habilidade do investigador para estimar a instabilidade real e potencial (SOETERS & WESTEN, 1996); (ZÊZERE, 1997); (GUZZETTI et al., 1999); (BATEIRA, 2001). Através deste método o zonamento da suscetibilidade é realizado diretamente no campo pelo geomorfólogo, por meio da cartografia dos indícios de instabilidade e/ou pela cartografia das áreas já instabilizadas. No entanto, advêm algumas desvantagens, pois não há regras orientadoras unívocas na definição da suscetibilidade, sendo esta definida a partir da cartografia elaborada no local, surgindo uma enorme subjetividade por não ser possível a comparação com outros locais devido à falta de uniformização na metodologia de elaboração (ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999). Por outro lado, exige trabalho de campo bastante demorado.

4.1.2 – CARTOGRAFIA INDIRETA

Os métodos de cartografia indireta baseiam-se nos fatores condicionantes e são processos constituídos por vários passos, sem a presença da subjetividade do autor, implicando técnicas normalizadas de identificação e inventariação de movimentos de vertente numa área, seguidos da identificação, análise e representação cartográfica dos fatores que causam direta e indiretamente a instabilidade de vertentes (CARRARA, 1993; GUZZETTI et al., 1999). Deste modo se avalia o peso de cada fator na instabilidade das vertentes e classifica-se a área em diferentes graus de suscetibilidade.

O **Método Heurístico** é um método indireto e qualitativo – Figura 4.1 - (GUZZETTI et al., 1999; VAN WESTEN et al., 2003) no qual são realizadas combinações de diferentes mapas temáticos, sendo atribuídas ponderações a cada um deles com base no conhecimento, *a priori*, de todas as causas e fatores de instabilidade, os quais são hierarquizados e ponderados, de acordo com o peso (*score*) atribuído pelo investigador, tendo em conta o seu grau de importância e possibilidade de causarem movimentos de vertente. A principal desvantagem deste modelo está na subjetividade contida na opinião de quem faz a pesquisa.

Análise de inventários de movimentos de vertente é um método indireto e quantitativo (GUZZETTI, 2005; GUZZETTI et al., 1999) que tenta prever os padrões futuros de instabilidade com base na distribuição dos movimentos de vertente presentes e passados, tendo por objetivo a realização de mapas de densidade de movimentos de vertente, os quais requerem a utilização de unidades administrativas (concelhos, freguesias). De acordo com (SOETERS & WESTEN, 1996) as principais desvantagens são que estes mapas assumem que a densidade de movimentos de vertente é contínua no espaço e não fornecem estimativas sobre movimentos de vertente futuros.

Modelos Estatísticos (bivariados e multivariados) são métodos de avaliação de suscetibilidade indiretos e quantitativos, que permitem avaliar quantitativa e objetivamente a suscetibilidade, possibilitando validar o modelo preditivo e a importância de cada fator condicionante (SOETERS & WESTEN, 1996); (ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999); (GUZZETTI et al., 1999); (GUZZETTI, 2005). Através deles são determinadas estatisticamente as combinações de fatores que despoletaram a ocorrência de movimentos de vertente no passado, inferindo que os fatores que causaram a ocorrência de um movimento de vertente no passado serão os mesmos que gerarão instabilidade no futuro. Pressupõe-se que o passado será a chave de predição do futuro. No entanto, a generalização e a simplificação são dois problemas deste modelo, apontados na literatura científica.

No método estatístico multivariado, há uma ponderação dos fatores causais que controlam a ocorrência de movimentos de vertente que indica a contribuição relativa de cada fator para o grau de suscetibilidade em cada unidade de terreno. As análises baseiam-se na presença ou ausência de condições para a ocorrência de processos de instabilidade dentro de cada unidade de terreno (SÜZEN & DOYURAN, 2004).

Os modelos estatísticos bivariados comparam cada fator com as áreas instabilizadas. O *score* de favorabilidade de cada classe pertencente a cada parâmetro (e.g. litologia, declive, exposição) é determinado com base na densidade de movimentos de vertente existente em cada classe individual (ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999). Existem vários métodos estatísticos de cálculo de valores ponderados, como o método do *valor informativo*, método do *Weighs of Evidence*, regras da combinação *Bayesiana*,

fatores de certeza, método de Dempster-Shafer e a Lógica Difusa (Fuzzy) (SOETERS & WESTEN, 1996) e Regressão Logística (QUEIRÓS, 2004); (COSTA, 2009).

A aplicação da estatística bivariada à avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente deve seguir algumas etapas (ALEOTTI & CHOWDHURY, 1999):

- 1) Seleção e mapeamento de todos os parâmetros, bem como a sua caracterização num número relevante de classes;
- 2) Produção de um inventário de movimentos de vertente;
- 3) Sobreposição do inventário de movimentos de vertente com cada um dos mapas referentes à distribuição espacial das variáveis;
- 4) Determinação da densidade de movimentos de vertente em cada classe das variáveis definidas e seleção das pontuações a atribuir a cada uma;
- 5) Atribuição das pontuações aos vários mapas com a distribuição espacial das variáveis;
- 6) Sobreposição final e cálculo da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente para cada unidade de terreno.

Entre os métodos de análise Estatística Bivariada, destaca-se o do Valor Informativo aplicado nos trabalhos de (ZÊZERE, 1997), (PEREIRA, 2009) e (PIEDADE, 2009). No Valor Informativo cada fator é individualmente comparado com o inventário de cicatrizes.

No método do Valor Informativo (*information value method*) proposto por YAN (1988) e (YIN & YAN, 1988) tem que se ter em linha de conta um conjunto de fatores de instabilidade (Geologia, Declive, exposição, curvatura) e definem-se previamente as unidades de terreno. Para cada classe de cada variável é determinado o respetivo Valor Informativo, a partir da relação:

EQUAÇÃO 6

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

O I_i representa Valor Informativo da variável i ; S_i é o número de unidades de terreno (pixéis instáveis por classe) com movimentos de tipo y e com a presença da variável i ; o número de unidades de terreno com a presença da variável i é representado por N_i . O número total de unidades de terreno com movimentos de vertente na área de estudo representa-se por S e N corresponde ao número total de unidades de terreno. Sempre que I_i de uma variável é negativo, considera-se que esta não é favorável à ocorrência de movimentos de vertente. Os resultados positivos indicam uma relação direta entre a presença da variável e o surgimento de instabilidade, que será tanto mais acentuada quanto maior for o *score* I_i (YAN, 1988 in ZÊZERE, 1997). O valor informativo total de uma unidade de terreno j é determinado por (YIN e YAN, 1988 in ZÊZERE, 1997):

EQUAÇÃO 7

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

m = número de variáveis;

X_{ji} = se a variável está ausente da unidade de terreno tem o valor 0 e 1 na situação oposta.

A suscetibilidade de cada unidade de terreno é diretamente proporcional ao Valor Informativo Total, I_j . A aplicação do método do Valor Informativo à avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente segue os seguintes passos (PEREIRA, 2009):

- a) Definição das unidades de terreno numa base matricial;
- b) Elaboração de matrizes binárias, a partir dos dados relativos às unidades de terreno, considerando um determinado tipo de movimentos de vertente;
- c) Cálculo do Valor Informativo para cada classe de cada variável;
- d) Cálculo do Valor Informativo final através do somatório dos valores informativos parciais, relativos às variáveis independentes presentes em cada uma das unidades de terreno.
- e) Divisão final dos *scores* de Valor Informativo em classes de suscetibilidade, a partir da análise dos valores das unidades de terreno com movimentos de vertente (YIN & YAN, 1988).

Ni – número de pixéis da Classe de declive;
Si – número de pixéis com deslizamentos por classe;
S – total de pixéis com deslizamentos;
N – total de pixéis da área;
S/N – valor da probabilidade;
Si/Ni – valor de favorabilidade;
L/M – (Si/Ni) / (S/N)
Log – Logaritmo Natural de L/M

código	classe	count	%	area com desliz	n.º pixéis com de	% de pixéis com de	Si	Ni	S	N	Si/Ni	S/N	L/M	log
1	Piano	4970	0,4	0	0	0,0	0	4970	784	1146334	0	0,000684	0	-1,600
2	N	149292	13,0	3800	152	19,4	152	149292	784	1146334	0,001018139	0,000684	1,488683	0,398
3	NE	93168	8,1	4950	198	25,3	198	93168	784	1146334	0,002125193	0,000684	3,107374	1,134
4	E	75271	6,6	750	30	3,8	30	75271	784	1146334	0,00039856	0,000684	0,582759	-0,540
5	SE	120370	10,5	2500	100	12,8	100	120370	784	1146334	0,00836772	0,000684	1,214722	0,195
6	S	117261	10,2	1875	75	9,6	75	117261	784	1146334	0,000639599	0,000684	0,935196	0,067
7	SW	150378	13,1	1950	78	9,9	78	150378	784	1146334	0,000518693	0,000684	0,758412	-0,272
8	W	217514	19,0	775	31	4,0	31	217514	784	1146334	0,00014252	0,000684	0,208387	-1,568
9	NW	218110	19,0	3000	120	15,3	120	218110	784	1146334	0,000550181	0,000684	0,804453	-0,218
		1146334	100	19600	784	100								

FIGURA 4.2 – Cálculo do Valor Informativo

Através deste método cada variável ou fator de instabilidade é cruzado com a distribuição de cicatrizes, de onde resultam *scores* para cada classe de cada variável mesmo em unidades de terreno que não apresentam cicatrizes. De acordo com ZÊZERE (1997) sempre que as unidades de terreno sem cicatrizes apresentem *scores* elevados denotam uma elevada propensão à ocorrência de fenómenos de instabilidade. Para a aplicação deste método foram selecionadas as variáveis: declive das vertentes, exposição das vertentes, curvatura, ocupação do solo, unidades geomorfológicas, formações superficiais, litologia e a densidade de falhas.

À semelhança de outros, existe subjetividade neste método, na fase em que se atribuem as pontuações às variáveis, apesar de ser considerado uma aproximação quantitativa à suscetibilidade a movimentos de vertente e tal como qualquer outro método bivariado o Valor Informativo “ (...) tem o inconveniente de não tomar em consideração as possíveis auto-correlações entre as diversas variáveis.” (ZÊZERE et al., 2009).

Os **Modelos Matemáticos de Base Física – determinísticos** reproduzem a realidade através de equações matemáticas, relacionando modelos de estabilidade de vertentes com modelos hidrológicos (DIETRICH et al., 1992; MONTGOMERY & DIETRICH, 1994; MONTGOMERY et al., 1998), sendo posteriormente validados pelo cruzamento com inventários de movimentos de vertente com o objetivo de descrever espacialmente o comportamento dos processos que atuam no ambiente físico,

permitindo perceber a organização dos processos e dos elementos integrantes do fenómeno estudado (GOMES, 2006). Através de ferramentas SIG é feita a modelação dos sistemas (e.g. vertente) com base no funcionamento e estruturação dos seus elementos, resultando aqueles da dinâmica evolutiva destes. Os modelos determinísticos correspondem a relações matemáticas de causa - efeito que se traduzem em afirmações matemáticas, exatamente especificadas, das quais derivam consequências únicas (HAGGETT & CHORLEY, 1975). O resultado final é um valor numérico. Na aplicação deste método ao estudo da instabilidade de vertentes, os parâmetros são combinados por cálculos de estabilidade de vertentes, combinando um modelo hidrológico com um modelo de estabilidade. Para isso, envolvem a utilização de MDE de boa resolução para a partir destes se derivarem os restantes parâmetros topográficos (declives, exposições, área de contribuição, curvatura). Envolvem também a modelação de processos hidrológicos (condutividade hidráulica) e propriedades físicas do solo (coesão, espessura, peso específico, ângulo interno de fricção).

A utilização destes modelos face a outros tende a fornecer melhores resultados, pois baseia-se no fenómeno real, diminuindo o grau associado de subjetividade (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998; FERNANDES et al., 2001). No entanto, de acordo com este autor, a maior limitação deste procedimento está associada ao conhecimento incompleto acerca dos processos envolvidos e à dificuldade de obtenção da informação necessária a um bom desempenho dos modelos, sobretudo quando se aplicam a áreas de grandes dimensões.

Um modelo apresenta-se como uma representação simplificada e sistematizada da realidade, que salienta as suas características mais importantes e seleciona as observações ou medidas que considera mais úteis, criando modelos com resultados padronizados. Por este motivo, os modelos são importantes porque destacam os aspetos fundamentais do processo e negligenciam detalhes casuais (HAGGETT & CHORLEY, 1975). A seleção dos parâmetros mais importantes é crucial pois permite a simulação e avaliação de cenários, sendo esta a grande utilidade dos modelos.

4.2 - ESTADO DA ARTE

4.2.1 - MODELOS MATEMÁTICOS DE BASE FÍSICA DE AVALIAÇÃO DE SUSCETIBILIDADE A DESLIZAMENTOS TRANSLACIONAIS SUPERFICIAIS

Nos últimos anos foram surgindo vários modelos que avaliam a estabilidade de vertentes, como por exemplo: dSLAM (WU & SIDLE, 1997); SINMAP (PACK et al., 1998, 2005); SHALSTAB (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998; MONTGOMERY & DIETRICH, 1994); TRIGRS (IVERSON, 2000); (BAUM et al., 2002). Os modelos SINMAP, SHALSTAB e TRIGRS são aplicados através da combinação dos módulos de estabilidade e hidrológico com o objetivo de determinar áreas suscetíveis a deslizamentos translacionais superficiais a partir de episódios pluviométricos, sendo que o TRIGRS entra com diferentes níveis de profundidade e diferentes quantitativos de precipitação (IVERSON, 2000; VIEIRA et al., 2010).

4.2.1.1 - MODELO SHALSTAB

O modelo SHALSTAB - *Shallow Landslide Slope Stability* - (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998) visa a demarcação de áreas com suscetibilidade a deslizamentos translacionais superficiais através da combinação de um módulo de estabilidade baseado na Equação do Talude Infinito (Capítulo 3) e de um módulo hidrológico (*steady-state*). Esta combinação de módulos origina um modelo combinado de cálculo do índice de estabilidade sob condições hidrológicas constantes, considerando parâmetros hidrológicos, mecânicos e topográficos (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994); (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998); (MONTGOMERY et al., 1998); (FERNANDES et al., 2001, 2004; VIEIRA, 2007), ou seja, combina-se o módulo hidrológico que assume que a precipitação é constante com o módulo de estabilidade, que assenta nas propriedades geotécnicas do solo (Coesão, c ; Espessura, z ; Densidade, ρ_s/ρ_w ; Ângulo de fricção interno da massa de solo instabilizada no plano de rotura, $\tan\phi$). Assume-se, assim que a condutividade hidráulica e a transmissividade do solo saturado não variam em profundidade e que a espessura e as propriedades físicas do solo são espacialmente constantes.

Este modelo tem sido aplicado, com bons resultados, em vertentes de declive acentuado compostas por depósitos de vertente, assentes sobre rocha impermeável que apresentem planos de transição bem marcados e com diminuição brusca da infiltração, ou mesmo bloqueio total, como é o caso da transição solo - rocha. De acordo com GUIMARÃES (2000) este modelo não é eficaz quando aplicado em mantos espessos, em áreas com baixo declive, em afloramentos rochosos e em áreas íngremes despidas de solo.

A aplicação dos modelos matemáticos de base física implica a existência de uma área pequena e bem definida e só podem ser aplicados sobre áreas de grande escala (PACK et al., 1998; VAN WESTEN et al., 2003), normalmente uma bacia de drenagem, uma vez que estes modelos entram com as bases da equação de talude infinito.

4.2.1.1.1 - Modelo de Estabilidade

A estabilidade pode ser definida pela razão h/z (coluna de solo saturado), podendo incluir, ou não, a coesão do solo. A utilização do modelo sem coesão traduz uma simplificação do modelo, devido à variabilidade deste parâmetro no tempo e no espaço. Sendo a coesão o principal parâmetro de resistência ao cisalhamento, uma das consequências da sua eliminação (Coesão 0) é o aumento da área com potencial de instabilidade. Assim, a eliminação deste parâmetro poderá traduzir-se em simplificações no resultado final (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998). O modelo com coesão é mais representativo da realidade. Assim, o modelo de estabilidade sem coesão apresenta-se matematicamente da seguinte forma:

EQUAÇÃO 8

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right)$$

Com coesão:

EQUAÇÃO 9

$$\frac{h}{z} = \frac{C'}{\rho_w g z \cos^2\theta \tan\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right)$$

Em termos de Fator de Segurança, poderia ser expressa por:

EQUAÇÃO 10

$$F = \frac{C'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)$$

No modelo de estabilidade (equações 8 e 9), h/z corresponde à saturação que é necessária para gerar instabilidade. A estabilidade de uma área é tanto maior quanto maior for o valor de h/z necessário para causar instabilidade, no entanto, este valor será tanto menor quanto maior for o declive da área. Assim, o valor de h/z e a estabilidade de uma área são diretamente proporcionais entre si, mas inversamente proporcionais ao declive da área.

4.2.1.1.2 - Modelo hidrológico

O modelo hidrológico baseia-se no modelo TOMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979) e especialmente no modelo hidrológico TOPOG (O'LOUGHLIN, 1986). Expressa-se na relação h/z , traduzida pelo Índice de Humidade (W).

Este modelo utiliza valores de precipitação constante e representa a distribuição da saturação no solo em equilíbrio com base na análise das áreas de contribuição a montante (a), transmissividade do solo (T) e declive da vertente (θ). Assim, é na relação topografia – humidade no solo que o módulo hidrológico se fundamenta, pois a topografia, através do declive, da curvatura e da área de contribuição, irá determinar percursos preferenciais do fluxo subsuperficial que, ao encontrar uma descontinuidade irá causar rotura da vertente por saturação, como foi o caso de Frades (Arcos de Valdevez) em 7 de Dezembro de 2000 (BATEIRA, 2001, 2010). Para que haja saturação, a precipitação crítica (Q) - ou fluxo de água - que passa por píxel com comprimento (b) numa área drenada a montante (a) deve ser maior que o produto da transmissividade do solo (condutividade x espessura do solo) pelo seno do ângulo da vertente ($T \cdot \sin \theta$) – equação 11 e Figura 4.3.

EQUAÇÃO 11

$$a \frac{Q}{b} > T \cdot \sin \theta$$

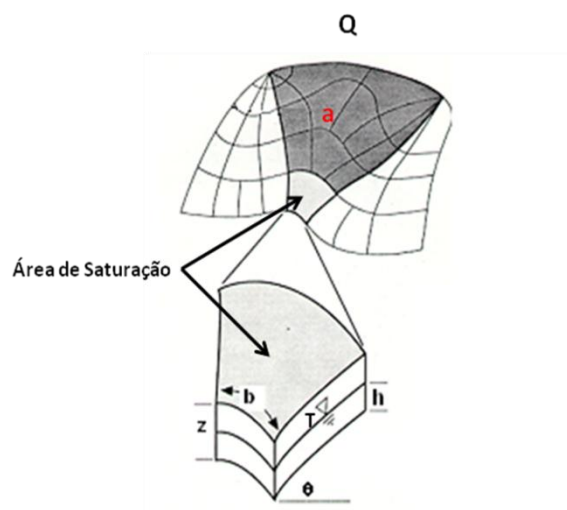


FIGURA 4.3 - Delimitação da Área de Contribuição e da Área de Saturação. Modificado de Montgomery & Dietrich (1994)

É pelo Índice de Humidade (W) que se determina o grau de saturação do solo, quando o fluxo é constante. Este índice é composto por dois membros essenciais neste modelo: controlo hidrológico Q/T e controlo topográfico $a/b \sin \theta$, tal que:

EQUAÇÃO 12

$$W = \frac{Q}{T} \cdot \frac{a}{b \sin \theta}$$

Q e T são os dois parâmetros do controlo hidrológico. O fluxo de água corresponde ao produto entre a velocidade (v) e a área da seção transversal saturada (S):

EQUAÇÃO 13

$$q = v \cdot S$$

A Lei de Darcy (equação 14) diz que a velocidade corresponde ao produto da condutividade hidráulica (k_{sat}) pelo gradiente hidráulico (i):

EQUAÇÃO 14

$$V = K_{sat} \cdot i$$

O gradiente hidráulico (i) corresponde à diferença de potencial gravitacional ou de elevação entre os dois pontos e o comprimento da distância entre eles:

EQUAÇÃO 15

$$i = \frac{\Delta h_{total}}{L}$$

Ou seja, i corresponde ao seno θ .

EQUAÇÃO 16

$$V = K_{sat} \cdot \sin \theta$$

Já (S) corresponde à secção transversal saturada em função de h :

EQUAÇÃO 17

$$S = h \cdot \cos \theta$$

Assim, e tendo em conta que não existe fluxo superficial, infiltração profunda nem fluxo no *bedrock*, o produto da precipitação efetiva (q) pela área de contribuição dará a quantidade de escoamento (*runoff*) através do comprimento b , em condições de carga constante (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994; VIEIRA, 2007). Então, $q = v \cdot s$ expressa-se por:

EQUAÇÃO 18

$$Qa = K_{sat} \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b$$

No que respeita à Transmissividade (T) ela resulta do produto entre condutividade hidráulica saturada e espessura do solo:

EQUAÇÃO 19

$$T = K_{sat} \cdot z \cdot \cos \theta$$

Assim, o denominador da equação do modelo hidrológico poderá ser:

EQUAÇÃO 20

$$T \cdot b \cdot \sin \theta = K_{sat} \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot b$$

O resultado final do rácio da precipitação efetiva pela transmissividade dará a equação 12, podendo ser expressa pelo índice de saturação. Sendo $w = h/z$ então:

EQUAÇÃO 21

$$\frac{h}{z} = \frac{Q}{T} \cdot \frac{a}{b \sin \theta}$$

O rácio topográfico ($a/b \sin \theta$) representa o efeito da topografia no escoamento e aumenta à medida que diminui $\sin \theta$ e que se aproxima da base da vertente, logo quanto maior (a) face a (b), maior o valor de h/z . A convergência topográfica promove a concentração do escoamento subsuperficial e consequente aumento do nível piezométrico.

A equação 21 prevê a proporção da coluna de solo que pode saturar (humidade relativa) em função de um evento de precipitação de carga constante, da transmissividade, da área de contribuição (a/b) e declive da área, em que h é a espessura de solo saturado acima da camada impermeável e z é a espessura total do solo (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998; MONTGOMERY et al., 1998). Quanto maior for o rácio hidrológico Q/T , maior, mais extensa e mais rápida será a saturação do solo.

4.2.1.1.3 - Modelo Hidrológico e de Estabilidade Combinado: SHALSTAB

A equação final do SHALSTAB é composta pelo modelo hidrológico e pelo modelo de estabilidade (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998), e pode ser expressa por um rácio hidrológico (Q/T) e/ou por um rácio topográfico (a/b), que se apresentam a seguir separadamente:

EQUAÇÃO 22

$$\frac{Q}{T} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \frac{b}{a} \sin\theta$$

EQUAÇÃO 23

$$\frac{a}{b} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \frac{T}{Q} \sin\theta$$

Combinando os modelos hidrológico e de estabilidade de vertentes obtém-se uma equação que expressa a quantidade de precipitação crítica (Q_c) ou fluxo de carga constante (equações 24 e 25), necessário ao desencadeamento de deslizamentos, sem e com coesão.

Sem coesão:

EQUAÇÃO 24

$$\frac{Q_c}{T} = \frac{\sin\theta}{a/b} \left[\frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right]$$

Com coesão:

EQUAÇÃO 25

$$\frac{Q_c}{T} = \frac{\sin\theta}{a/b} \left[\frac{C'}{\rho_w g z \cos^2\theta \tan\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right]$$

A distribuição espacial da precipitação estabelece o potencial de desencadeamento de deslizamentos superficiais (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

O modelo combinado (SHALSTAB) calcula a precipitação crítica de carga constante necessária para causar instabilidade ou desencadear movimento de vertente em cada elemento topográfico (píxel), traduzindo o potencial de deslizamento naquela área, identificando quantitativamente áreas de controlo topográfico semelhante onde podem desencadear-se deslizamentos translacionais superficiais (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

Na conjugação final do modelo podem obter-se várias condições e estados de estabilidade. As classes de estabilidade podem variar de *Incondicionalmente Instável* a *Incondicionalmente Estável* (Tabela 2), tendo em conta que h/z varia entre 0 - solo seco - e 1- solo saturado - num plano de rotura paralelo à vertente (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994); (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998). A área é incondicionalmente instável sempre que $(\tan\theta \geq \tan\phi)$, mesmo que o solo esteja seco ($h/z = 0$).

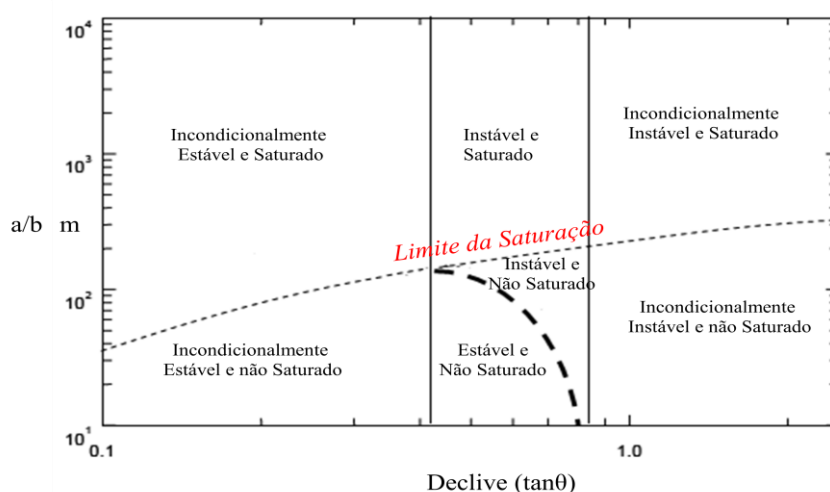


FIGURA 4.4 – Gráfico da variação a/b em função de $\tan\theta$. (Modificado de Montgomery & Dietrich, 1994)

Classe de Estabilidade	Condição
Incondicionalmente Estável e Saturado	$\tan\theta \leq \tan\phi(1-\rho_s/\rho_w)$; $a/b > (T/Q) \sin\theta$
Incondicionalmente Estável e não Saturado	$\tan\theta \leq \tan\phi(1-\rho_s/\rho_w)$; $a/b < (T/Q) \sin\theta$
Estável e não Saturado	$\frac{a}{b} < \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \frac{T}{Q} \sin\theta$ $a/b < (T/Q) \sin\theta$; $\tan\phi > \tan\theta > \tan\phi(1-\rho_s/\rho_w)$
Instável e Saturado	$\frac{a}{b} \geq \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \frac{T}{Q} \sin\theta$ $a/b > (T/Q) \sin\theta$; $\tan\phi > \tan\theta > \tan\phi(1-\rho_s/\rho_w)$
Instável e não Saturado	$\frac{a}{b} \geq \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \frac{T}{Q} \sin\theta$ $a/b < (T/Q) \sin\theta$; $\tan\phi > \tan\theta > \tan\phi(1-\rho_s/\rho_w)$
Incondicionalmente Instável e Saturado	$\tan\theta > \tan\phi$; $a/b > (T/Q) \sin\theta$
Incondicionalmente Instável e não Saturado	$\tan\theta > \tan\phi$; $a/b < (T/Q) \sin\theta$

TABELA 2 - Classificação de Estabilidade e Saturação. Adaptado de Dietrich & Montgomery (1998)

Pelo contrário, a área será incondicionalmente estável sempre que $(\tan\theta \leq \tan\phi (1 - \rho_s/\rho_w))$ mesmo que $h/z = 1$. Em situações que h/z seja superior a 1, então a área será incondicionalmente estável.

A equação 23 separa a condição estável e não saturada da condição instável e não saturada e representa a área de contribuição (a/b) em função do declive ($\tan\theta$), indicando que o declive é o principal causador de instabilidade.

Relativamente à saturação, de acordo com a tabela 2, quando $a/b > T/Q$, há saturação. Quando $a/b < T/Q$, não há saturação.

4.2.1.2 – Principais contributos científicos

Como se pode ver, são vários os contributos científicos sobre a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente com recurso a modelos matemáticos de base física. A utilização do Modelo SHALSTAB teve o seu início nos EUA, destacando-se os trabalhos, que se revelaram fundamentais, de MONTGOMERY & DIETRICH (1994); DIETRICH & MONTGOMERY (1998) que formulou a teoria e a aplicação do modelo a um sistema de informação geográfica. No entanto, houve trabalhos que foram precursores e, de certa forma, contributos fundamentais para a materialização daqueles: (DIETRICH et al., 1986); (MONTGOMERY & DIETRICH, 1989); (DIETRICH et al., 1995) com a avaliação da suscetibilidade com recurso a modelos de base física em vertentes regularizadas por coluviões; (DIETRICH et al., 1998) aplicaram o modelo SHALSTAB em sete bacias hidrográficas, tendo obtido resultados muito satisfatórios (75% das cicatrizes nas classes de instabilidade). MONTGOMERY et al. (1998) utilizaram o modelo para avaliar a suscetibilidade a movimentos de vertente em bacias hidrográficas após desflorestação e desmatamento das vertentes. Neste estudo comprovou-se que os fatores topográficos são fundamentais e primordiais na instabilidade de vertentes. Para isso, os autores definiram os valores dos parâmetros mecânicos e hidrológicos como sendo constantes.

Posteriormente, no Brasil surgiram vários contributos como GUIMARÃES (2000) que aplicou o modelo, sem coesão, em duas bacias, de litologia metassedimentar,

concluindo a grande importância do fator topográfico no desencadeamento de movimentos de vertente; VIEIRA (2007) foi mais longe, ao aplicar dois modelos matemáticos de base física, de fluxo de carga constante e fluxo de carga variável – SHALSTAB e TRIGRS - na bacia de COPEBRÁS. Este trabalho tem por objetivo avaliar a suscetibilidade das vertentes à ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais, utilizando dois modelos e avaliar a sua eficiência. Também, NERY (2011) aplicou um modelo de base física – SINMAP.

Em Portugal, o modelo SHALSTAB nunca foi aplicado integralmente. No entanto, já se aplicou o Fator de segurança (FS), utilizando o modelo hidrológico do SHALSTAB, em dois trabalhos sobre suscetibilidade a movimentos de vertente: (PIMENTA, 2011) aplicou o FS em três sub-bacias a norte de Lisboa e (VASCONCELOS, 2011) que aplicou o modelo para avaliar a instabilidade de vertentes em contexto urbano, e de riscos naturais na cidade de Lisboa (TERRINHA et al., 2010), inserido no projeto GeoSIS_Lx (MATILDES et al., 2011).

4.2.2 – APLICABILIDADE DO MODELO NA ÁREA DE ESTUDO

Tendo em conta as características da área de estudo, a aplicação do modelo SHALSTAB será uma mais-valia. Este modelo tem sido aplicado em vários países com diferentes condições edafo-climáticas e em vertentes com características geo-hidrológicas bastante diferenciadas. Geralmente, a sua aplicação tem sido feita em vertentes com fortes declives constituídas por depósitos de vertente assentes sobre rocha-sã, fator que existe na bacia de Tibo. Este modelo aplica-se exclusivamente em áreas que apresentam movimentos de vertente translacionais superficiais. Sendo esta a principal tipologia de movimentos de vertente que se encontra na área de estudo, considerou-se apropriada a aplicação do modelo, no sentido de determinar a sua utilidade e a fiabilidade deste método de avaliação da suscetibilidade.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 – FLUXO DE TRABALHO

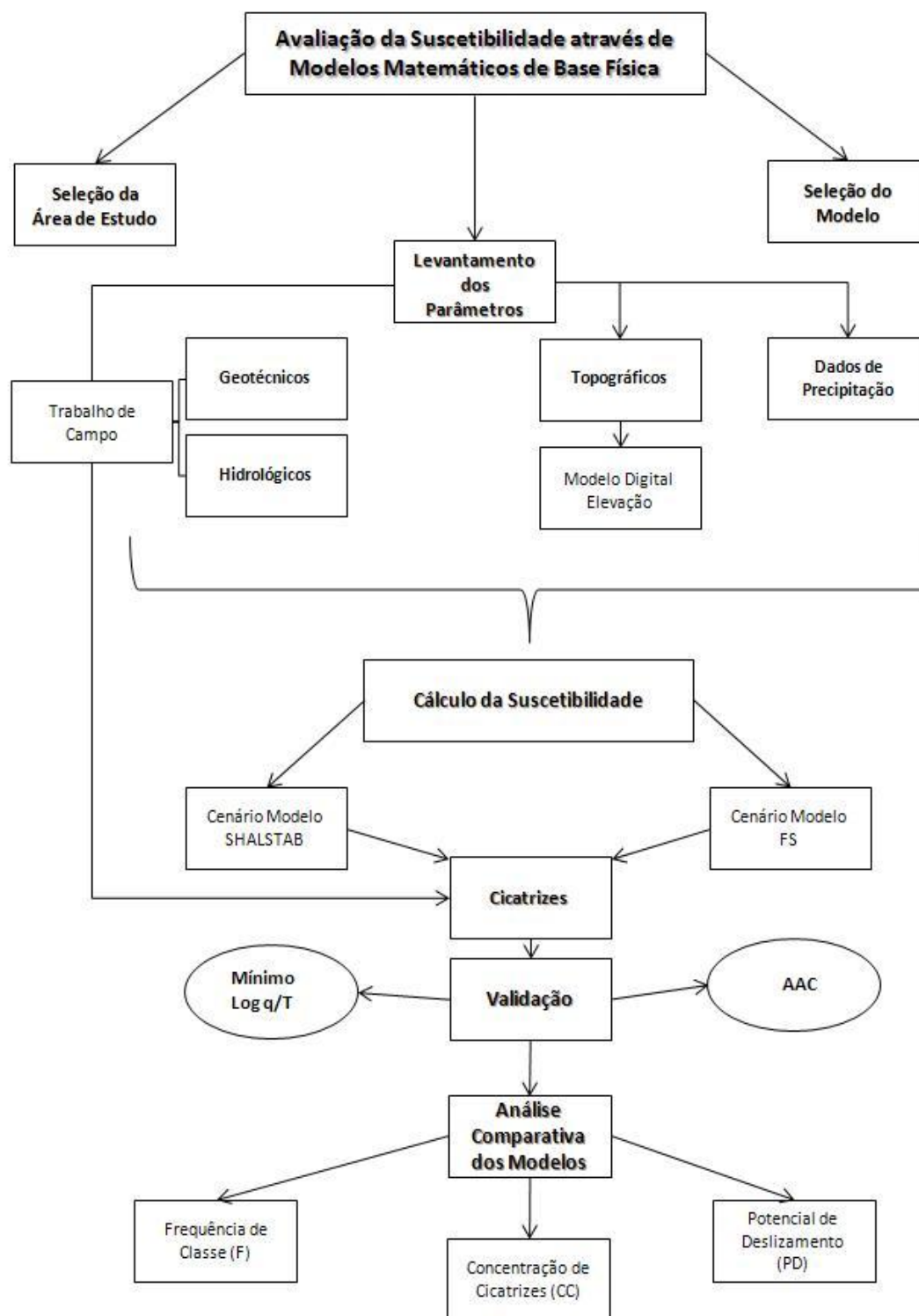


FIGURA 5.1 – Fluxograma Simplificado da Metodologia de Trabalho

Na prossecução do corrente trabalho de investigação, com o objetivo primordial de avaliar áreas com suscetibilidade à ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais foram seguidos alguns procedimentos metodológicos (Figura 5.1), que serão explanados seguidamente. Assim, o trabalho desenvolveu-se por etapas. Desde logo, determinou-se a área de estudo e apurou-se o modelo de avaliação a aplicar. Seguidamente, procedeu-se à respetiva recolha de bibliografia. Posteriormente, procedeu-se ao levantamento *in loco* dos parâmetros de estudo: Mecânicos, Hidrológicos, Inventário das Cicatrizes e parâmetros Topográficos.

A cartografia da litologia da área teve como base a Carta Geológica de Arcos de Valdevez, na escala 1:50 000 (SGP, 1988), tendo sido passível de validação no terreno. A cartografia de pormenor das formações superficiais foi primeiramente interpretada com base em fotografia aérea – escala 1: 5 000 –, sendo depois a sua execução prática efetuada no terreno. Foi feito também no terreno um inventário de fontes e poços com a altura do nível piezométrico.

Posteriormente, fez-se a calibragem dos dados e procedeu-se às simulações de cenários de suscetibilidade através da aplicação do modelo de base física SHALSTAB, o qual articula um modelo de estabilidade com um modelo hidrológico. O modelo foi implementado através da utilização de SIG (Sistemas de Informação Geográfica). Seguidamente, procedeu-se à elaboração do mapa de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente para a área, classificando as diferentes áreas de suscetibilidade. Fez-se a Validação dos mapas de suscetibilidade com base nas Cicatrizes que se inserem em cada categoria de suscetibilidade, pelo método do mínimo log q/T (DIETRICH et al., 1998; GOMES, 2006), tentando evitar erros como áreas estáveis que apresentassem cicatrizes. Após esta validação determinou-se o melhor cenário e calculou-se para esse cenário a frequência de classes, a concentração de cicatrizes e o potencial de deslizamento.

Para o Fator de Segurança (FS), calculou-se a suscetibilidade. Seguidamente, procedeu-se à validação da suscetibilidade gerada através do modelo a partir de um inventário de movimentos de vertente através do cálculo da Área Abaixo da Curva (AAC) pelo método da Taxa de Sucesso, que deverá ser igual ou superior a 75%. Caso

os resultados não fossem representativos da realidade teria de se proceder, novamente, à calibragem dos dados e do modelo (GUZZETTI, 2005).

5.2 – PROCESSAMENTO DE VARIÁVEIS

5.2.1 - CARTOGRAFIA DE BASE

A cartografia que serve de base à elaboração desta dissertação foi obtida através de várias fontes. A altimetria foi cedida pela Câmara Municipal de Arcos de Valdevez; a CAOP (Carta Administrativa Oficial de Portugal) foi obtida no Instituto Geográfico de Portugal (IGP); a geologia foi obtida no LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia). As restantes variáveis de

estudo foram obtidas indiretamente a partir do modelo digital de elevação – declives, orientação de vertentes, índice topográfico de humidade, hipsometria, área de contribuição, etc. – ou recolhidos diretamente no terreno. O sistema de coordenadas utilizado em toda a cartografia foi o ETRS89 – European Terrestrial Reference System – ou Sistema de Referência Terrestre Europeu 1989.

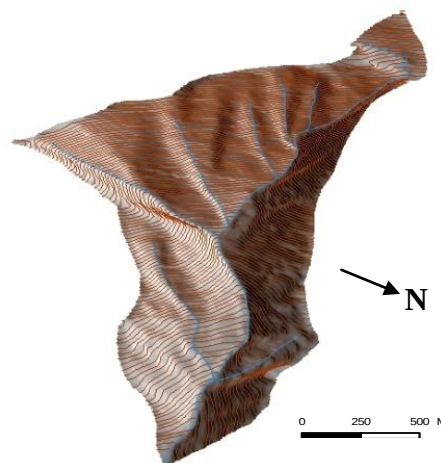


FIGURA 5.2 - MDE da Bacia de Tibo

A escala de trabalho é 1: 10 000 (equidistância 5m), pois a análise da suscetibilidade a movimentos de vertente com recurso a modelos determinísticos de base física só se aplica em estudos de grande escala (SOETERS & WESTEN, 1996), não sendo aplicável nas escalas média e regional. A partir da altimetria na escala 1: 10 000, com equidistância de 5 metros, dos pontos cotados e da rede hidrográfica foi gerado o MDE da bacia de Tibo, com células com uma resolução de $4m^2$ - píxel de 2m - (grid de 2x2m) através do módulo *Topo to Raster* (Figura 5.2) presente na ferramenta 3D Analyst. O modelo digital de terreno foi gerado através de *grids* – grelhas retangulares regulares - em vez da triangulação irregular de pontos (x, y, z) utilizada pelo método TIN – Triangular Irregular Network - (ARONOFF, 1989). No sentido de se poder fazer um estudo pormenorizado, tanto quanto possível, há necessidade de elaborar um modelo

digital de elevação com alta resolução espacial. Quanto menor o tamanho do píxel, maior a resolução do modelo e maior a qualidade da informação que dele deriva.

O procedimento de produção de informação está expresso num modelo de processos (Figura 5.3). Assim, tendo como informação de base a altimetria (5m) da área de estudo procedeu-se à criação do MDE através da ferramenta de interpolação *Topo to Raster*, do *3D Analyst*, à qual será dado enfoque mais à frente. Na execução desta ferramenta definiu-se o *input* de cada variável. Para a altimetria definiu-se *contour*, uma vez que a altimetria está disposta em linhas de igual valor. Para os pontos cotados definiu-se *point elevation*, pois os valores de altimetria estão dispostos em pontos. Para a rede hidrográfica definiu-se *stream* no sentido de a interpolação se fazer tendo em conta a orientação da hidrografia. Depois definiu-se o tamanho da célula (2m de lado) e gerou-se o MDE. A partir deste momento poder-se-ia começar a gerar cartografia derivada do MDE. No entanto, decidiu-se fazer uma reparação aos “buracos” do modelo. Para isso recorreu-se ao *Fill* presente na ferramenta *Hydrology* do *Spatial Analyst*. Constatou-se, através da subtração do MDE_Fill pelo MDE, no *Raster Calculator*, que a diferença era infinitesimal (0,03 píxel). Isto acontece porque o *Topo to Raster* ao permitir incluir a rede de drenagem elimina todas as depressões que não sigam o padrão gravitacional do escoamento superficial. Feita a correção do MDE procedeu-se à elaboração da restante cartografia.

5.2.2 - MÉTODOS DE INTERPOLAÇÃO

5.2.2.1 - *Topo to Raster*

Neste trabalho utilizou-se o método *Topo to Raster*. Este é um método de interpolação, que corresponde ao processo de estimação de valores desconhecidos de uma área através de valores conhecidos em áreas vizinhas (ARONOFF, 1989). O *Topo to Raster* foi criado a partir do programa ANUDEM™, desenvolvido por HUTCHINSON (1988, 1989), que visa criar modelos que apresentem continuidade na superfície do MDE e coerência nas análises hidrológicas (GUIMARÃES, 2000).

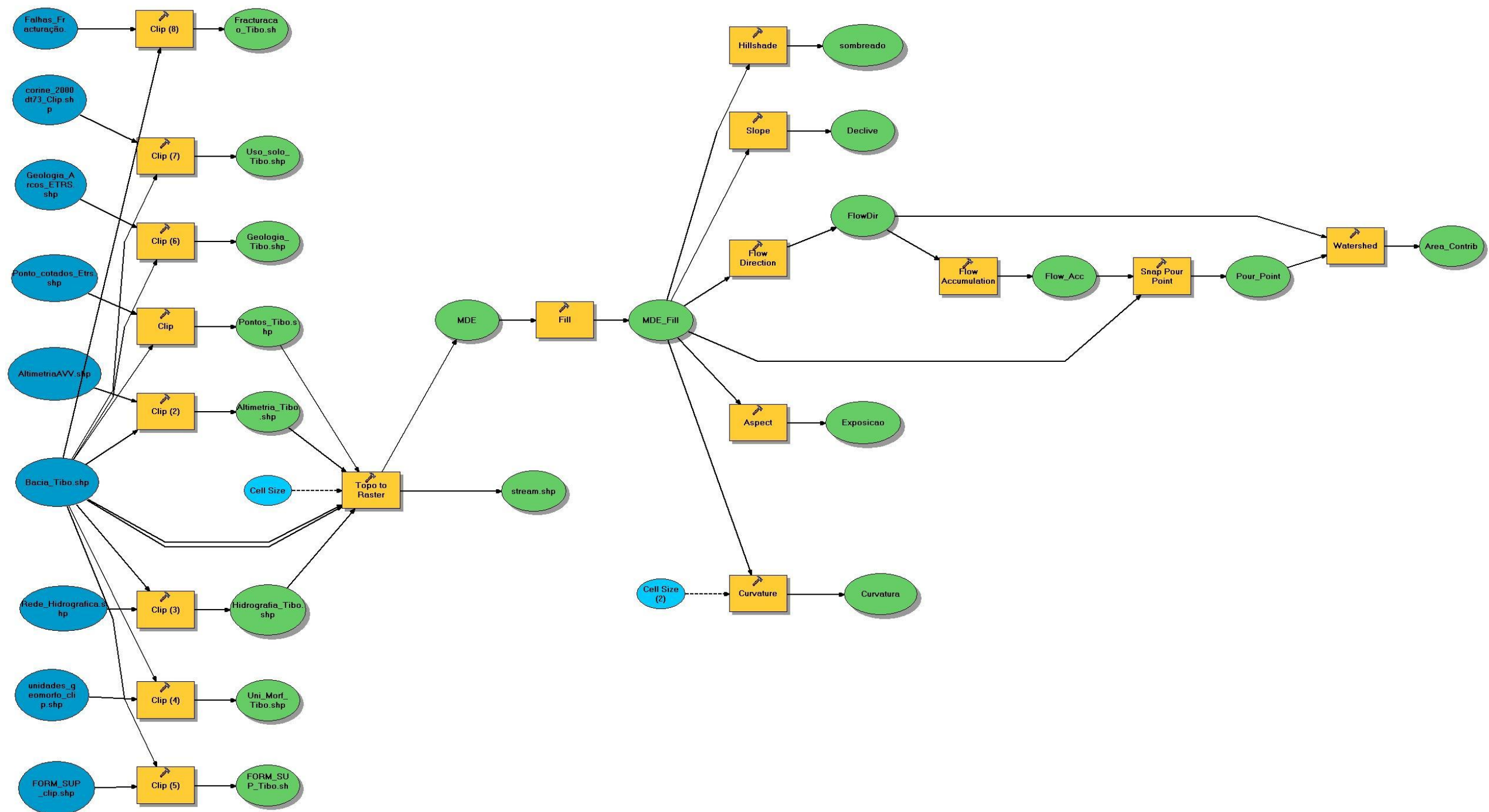


FIGURA 5.3 – Model Builder – Esquema Metodológico de Produção de Informação

O *Topo to Raster* baseia-se na diferença finita e combina interpolação local (eg. IDW), que apresenta eficácia computacional, com interpolação global (eg. Kriging e Spline) que se baseia numa superfície de continuidade.

Sendo a rede de drenagem parte integrante e agente “modelador” do relevo, é imperativo a sua inclusão na elaboração do MDE. Assim, o *Topo to Raster* impõe normas ao processo de interpolação de forma a que a estrutura da rede de drenagem esteja em conexão com a representação do relevo, produzindo dados mais fidedignos. O modelo ao ser elaborado tem em conta parâmetros altimétricos – curvas de nível e pontos cotados - mas também a rede de drenagem que é incorporada como parte integrante no resultado final do modelo e que funciona como *breakline*, usada no modelo TIN, permitindo eliminar depressões que não se coadunam com o fluxo gravitacional, o que permite obter um modelo digital de elevação mais consistente para análise hidrológica (GUIMARÃES, 2000); (RABACO, 2005); (NERY, 2011).

Assim, o *Topo to Raster* é o mais utilizado em trabalhos que impliquem análise hidrológica, sendo o melhor para o mapeamento da suscetibilidade através do modelo SHALSTAB e do Fator de Segurança. Por todos estes motivos, o *Topo to Raster* foi adotado neste trabalho.

5.3 – PARÂMETROS TOPOGRÁFICOS

Os parâmetros topográficos foram derivados a partir do MDE (píxel 2m lado = 4m²), que resultou diretamente da cartografia de base disponível – Altimetria 5m, na escala 1: 10 000, pontos cotados e Rede hidrográfica – como se viu atrás. A partir do MDE, sem depressões espúrias, foram elaborados os parâmetros topográficos derivados.

5.3.1 – DECLIVE

O declive (Figura 5.4) é, talvez, o principal fator na avaliação da suscetibilidade geomorfológica e corresponde à inclinação da superfície topográfica em relação a um plano horizontal, sendo geralmente expresso em graus ou percentagem. A sua importância é indiscutível, no entanto poderá variar de acordo com a combinação com outros fatores, como a litologia e as formações superficiais ou a existência ou não de coberto vegetal. O mapa de declives foi elaborado a partir da *toolbox Spatial Analyst > slope*. O mapa foi reclassificado em 7 classes (5; 10; 15; 20; 25; 35; 65), sendo a classe dos 35° a que mais píxeis apresenta no mapa de declives, com 115213 píxeis de um total de 304336.

5.3.2 – EXPOSIÇÃO DE VERTENTES

Diretamente derivada do MDE, a exposição de vertentes (Figura 5.4) representa a orientação de uma vertente face ao norte geográfico. Este tema aparece em octantes dispondo-se em nove classes: Norte; Nordeste; Este; Sudeste; Sul; Sudoeste; Oeste; Noroeste e Plano (-1 – 0) e apresenta um total de 304336 píxeis. As orientações com maior representatividade são Nordeste com 91747; Este com 60743 e Norte com 57055 píxeis. O plano corresponde às vertentes que não têm inclinação, ou seja, apresentam-se com declive zero e por isso não apresentam qualquer exposição. A exposição de vertentes assume especial importância sobretudo no que respeita à insolação e manutenção da humidade nas vertentes.

5.3.3 – CURVATURA DE VERTENTES

A curvatura apresenta o grau de concavidade ou convexidade de uma vertente, longitudinal e transversalmente. Partindo do MDE procedeu-se à execução deste mapa

(Figura 5.4). Por questões de aplicabilidade e tendo em conta o tamanho do píxel (2m de lado), produziu-se este mapa com um píxel de 20 m, para que seja possível ao sistema detetar as variações de curvatura, e posteriormente converteu-se para píxel de 2m. Com esta operação a informação não se alterou, apenas se dividiu a informação (píxel) em unidades mais pequenas. Por exemplo, um píxel côncavo de 20 m passou a ser representado por 10 píxeis côncavos de 2 m.

5.3.4 – ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO

A área de contribuição (Figura 5.4) de uma célula corresponde ao total de área drenada de todas as células a montante, numa matriz, mais a sua própria contribuição. Existem principalmente dois métodos para determinar a área de contribuição: Método do Declive Máximo e Método do Algoritmo de Direção Múltipla (QUINN, 1993; TARBOTAN, 1997); (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998; RAMOS et al., 2003). O primeiro corresponde ao método de Transferência Única, que determina a área de contribuição em função de uma única célula, a de maior declive. O segundo corresponde ao método de Transferência de fluxo Distribuída, pois distribui proporcionalmente o fluxo entre as células a jusante. Neste trabalho, a área de contribuição foi determinada segundo o Método do Algoritmo de Direção Múltipla, para o modelo SHALSTAB e para o FS.

5.3.5 – ÍNDICE TOPOGRÁFICO DE HUMIDADE

Este índice mostra as áreas onde a humidade é maior (Figura 5.4) e para onde ela tende a acumular-se e traduz-se no modelo hidrológico pelo rácio h/z . Também designado por Índice Topográfico Composto, este é um índice de humidade de carga constante (YANG, 2005), sendo igual à regressão linear da área de contribuição a montante, por unidade de comprimento, a dividir pelo declive ($CTI = \ln (As/\tan\beta)$). Na área de estudo, os valores variam entre os 2,04 e os 14,03 em que os valores mais elevados representam as depressões e os valores mais baixos representam os topos de vertente. A média é de 5,196.

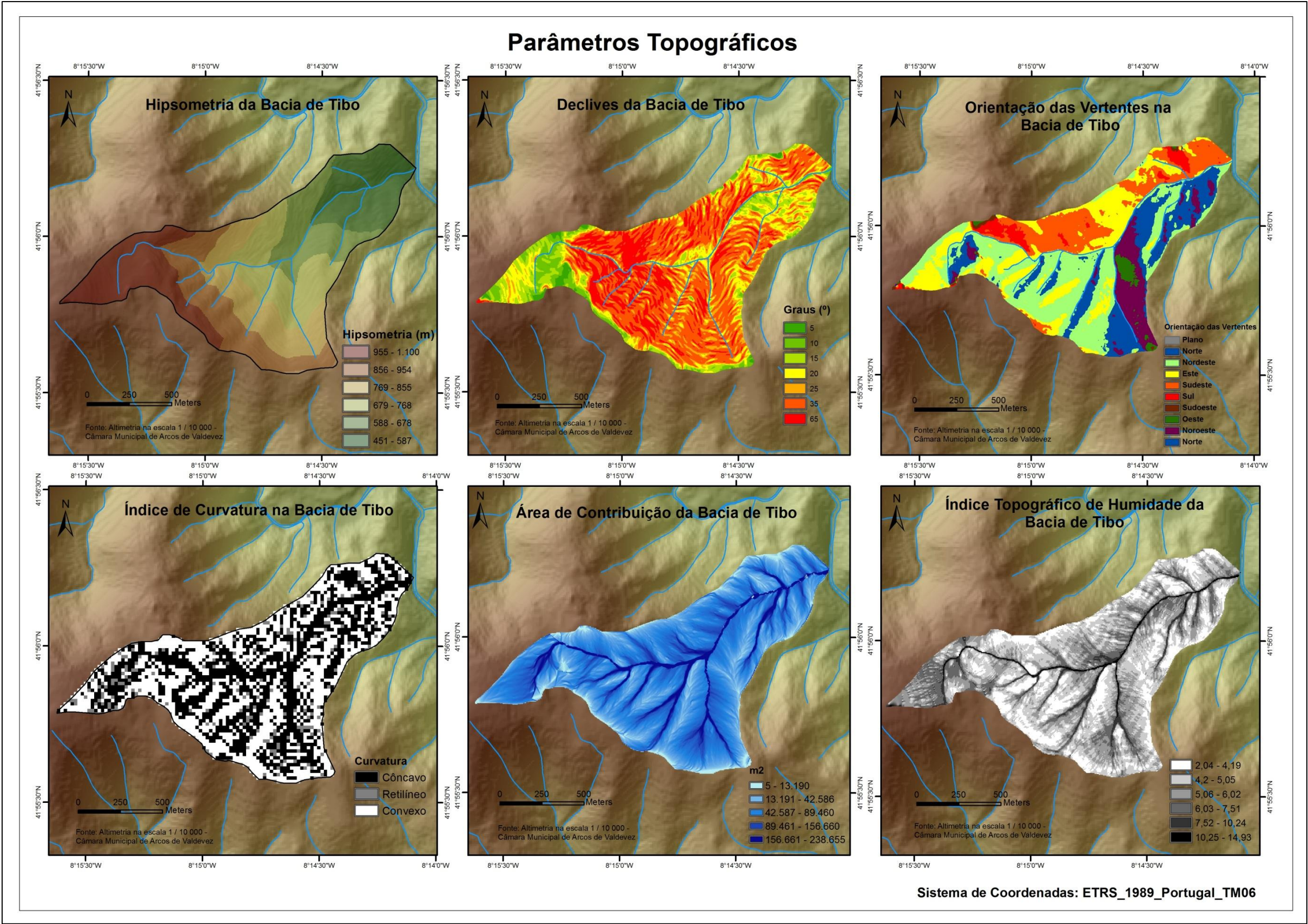


FIGURA 5.4 - Mapa dos Parâmetros Topográficos

5.4 – PARÂMETROS MECÂNICOS

Os parâmetros mecânicos, tal como os hidrológicos, foram diretamente recolhidos no campo, a partir de amostras de solo. Assim, recolheu-se diretamente no campo a resistência do solo, espessura do solo, espessura da coluna do solo saturado e ângulo de atrito interno. Executou-se diretamente no campo a cartografia das formações superficiais – unidades acima do “*basement*” original. O peso específico do solo (ρ_s) das formações superficiais ou de cobertura foram determinados em laboratório (MATOS FERNANDES, 2006). O peso específico determinou-se através da recolha de material *in loco* com tubos de PVC (Figura 5.5). As amostras foram pesadas posteriormente, depois foram secas e novamente pesadas. Seguidamente determinou-se o peso e o volume do tubo. Depois determinou-se o valor ρ_s/ρ_w . A espessura do solo (Z) foi determinada diretamente no local da rotura, sendo registada como característica intrínseca do movimento de vertente. Também se mediu empiricamente a altura da coluna saturada de solo (h), *in loco*. Da mesma forma, o ângulo de atrito interno (ϕ) era registado no local, no interior da cicatriz.

5.4.1 – COESÃO (C')

A coesão é apresentada como uma força de resistência do solo ao cisalhamento. De acordo com SELBY (1993), quanto menor o raio das partículas do solo, maior a capilaridade do solo e maior a coesão do mesmo. Assim, a coesão pode ser inferida qualitativamente através dos resultados obtidos pelo teste de Matriz



FIGURA 5.5 – Recolha de Amostra com Tubo PVC

de Fluxo Potencial, que corresponde à capacidade do solo absorver água por processos de capilaridade. No sentido de determinar quantitativamente a coesão têm que ser recolhidas amostras de solo no terreno. As amostras de solo foram, de facto, recolhidas no terreno (Figura 5.5), no entanto, não foi possível a realização de testes de coesão no laboratório. Tendo em conta que a coesão é um dos “parâmetros” da resistência do solo, foram então realizados testes de resistência em todas as formações superficiais, na cicatriz dos movimentos de vertente para aferir a estabilidade do solo.

5.4.2 – PESO ESPECÍFICO DO SOLO

O peso específico do solo foi determinado em laboratório de acordo com a metodologia acima especificada a partir de amostras, recolhidas em tubos, de cada uma das litologias da bacia de estudo. Após pesagem do material em estado natural e seco e determinação do volume do tubo chegou-se aos resultados. O ρ_s varia na área de estudo entre os 13,7 kN/m³ e os 15,7 kN/m³. Três litologias diferentes: (Granito de Gerês e Monção; Granito de Lindoso e Várzea e Pegmatito) registaram $\rho_s = 14,7$ kN/m³, os Xistos registaram 13,7 kN/m³ e Granito de Soajo e Ínsua 15,7 kN/m³.

5.4.3 – ESPESSURA DO SOLO

A espessura do solo foi registada no local da cicatriz, variando de 60 cm no topo das vertentes até aos 2,5 – 3m (visível) no leque dos depósitos de vertente. A mediana dos valores registados no terreno foi de 1,18m e a média de 1,2 m.

5.4.4 – ÂNGULO DE ATRITO INTERNO NO PLANO ROTURA

O ângulo de atrito interno corresponde ao ângulo de inclinação da linha de resistência ao cisalhamento (Mohr-Coulomb) em relação ao plano horizontal. De acordo com ROCHA (1979) *in* (MARQUES, 2010) o ângulo de atrito interno em granitos alterados situa-se entre 35 e 45° e entre 35 e 40° nos xistos alterados. Segundo os dados do (GEOTECHDATA, 2011), solos arenosos pouco calibrados e com poucos finos apresentam valores entre 38±6° (32 a 44°). Em formações superficiais com siltes, o valor apresentado naquele portal é de 36±4° (32 a 40°). O ângulo de atrito interno foi determinado nas cicatrizes, no plano de rotura, tendo sido registados valores entre 30° e 45°. O valor médio e a mediana, registados no terreno, foi de 32°.

5.4.5 – ENSAIO DE RESISTÊNCIA DO SOLO *IN SITU*

A resistência à penetração no solo é uma medida de pressão (em *Newtons*) que avalia o comportamento do solo (EIJKELKAMP, 2005). A recolha dos dados sobre a resistência do solo foi efetuada diretamente no terreno (Figura 5.5) com recurso a um penetrómetro de mão - *Modelo Eijkelkamp*.

A medição da resistência foi feita apenas com dois dos quatro cones disponíveis (1cm^2 ; 2cm^2 ; $3\frac{1}{3}\text{cm}^2$ e 5cm^2). Para a quase totalidade dos pontos de registo foi utilizado apenas o cone de 1cm^2 , visto ser o que melhor se aplicava no terreno. Foram feitas medições em 6 pontos ao longo da cabeceira da cicatriz, com distâncias iguais entre si, a 1m de distância e a 2m de distância da cicatriz, com registos de pressão entre os 5 e os 50 cm de profundidade.



FIGURA 5.6 – Ensaio de Resistência do Solo *in situ*

5. 5 – PARÂMETROS HIDROLÓGICOS

5.5.1 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO *IN SITU*

A condutividade hidráulica, definida com base na Lei de Darcy, corresponde à capacidade de circulação da água no interior de um solo. A partir da avaliação da condutividade hidráulica podem ser determinados parâmetros hidrológicos importantes da circulação interna da água, como sejam a Condutividade Hidráulica Saturada, Matriz de Fluxo Potencial e o Parâmetro Alfa. Em alguns estudos (SILVÉRIO, 2000); (ESPINHA MARQUES, 2007); (SOARES, 2008) a medição da condutividade hidráulica saturada foi efetuada na zona não saturada ou zona vadosa. Quando a condutividade hidráulica saturada é medida na zona vadosa ou não saturada designa-se por condutividade hidráulica saturada de campo (REYNOLDS et al., 1983), ou K_{fs} .

A condutividade Hidráulica Saturada (K_{fs}) corresponde à velocidade média constante percorrida pela água por unidade de tempo numa secção de solo por troca com o ar no seu interior, expressando-se o seu valor em cm/s. A K_{fs} é função das características do fluído e do solo (ESPINHA MARQUES, 2007). Já a Matriz de Fluxo Potencial (Φ_m) expressa-se em cm^2/s (rácio área/unidade tempo) e representa a capacidade de um solo absorver água por ação da capilaridade. O Parâmetro Alfa (α) corresponde à divisão da K_{fs} pela Matriz de Fluxo Potencial, ou seja, a relação entre a velocidade estabilizada da água e a absorção da mesma, pelo solo, por capilaridade. Este

parâmetro é diretamente proporcional à porosidade do solo, expressando-se em cm. Quanto maior o seu valor, maior a velocidade de circulação da água no interior do solo (ESPINHA MARQUES, 2007). Em solos porosos e/ou grosseiros a circulação da água efetua-se por movimentação gravítica, ao que correspondem valores de α elevados. Em solos de textura fina ou mal estruturados existe um predomínio de processos de capilaridade sobre a gravidade, ao que correspondem valores de α reduzidos.

Para a prossecução da avaliação da condutividade hidráulica saturada de campo (K_{fs}) recorreu-se à medição da permeabilidade no campo, *in situ*, através da utilização do Permeâmetro de Guelph (*Modelo 2800KI Guelph*) - Figura 5.7. Este baseia-se no princípio do sifão de Mariotte, que mantém o nível de pressão da água no orifício (equivalente à pressão atmosférica devido às compensações entre o ar presente no solo e o vácuo que se cria no reservatório de carga constante). A aplicação deste teste no campo baseou-se na metodologia *standardizada* de reservatório combinado (SOILMOISTURE, 1991). Os testes foram realizados em orifícios com 30 cm de profundidade e 6 cm de diâmetro. Em cada orifício foram realizados 2 conjuntos de leituras – H_1 e H_2 .



FIGURA 5.7 - Medição da Permeabilidade do Solo *in situ*

A utilização do sistema de reservatório combinado prende-se com o facto de a estrutura dos depósitos de vertente, essencialmente solifluxivos, e dos mantos de alteração permitir a execução do modelo combinado, uma vez que a movimentação da água no solo, por gravidade, não era demasiado elevada. Este método é preferível ao teste de carga hidráulica única, pois apresenta níveis de precisão mais apurados (SOILMOISTURE, 1991), sendo por isso mais apropriado para trabalhos de investigação. Neste sentido, devido à sua maior exatidão e ao facto de o solo permitir realizou-se o teste combinado neste trabalho de investigação. Em solos mais grosseiros, como é o caso da Serra da Estrela, é aconselhável a utilização do modelo de carga única

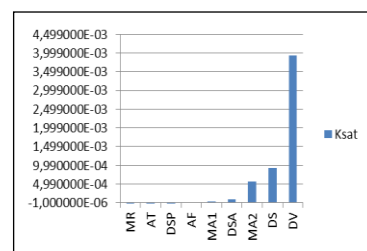


FIGURA 5.8 - Valores de Condutividade Hidráulica, registados no terreno

(ESPINHA MARQUES, 2007). Foram realizados testes em todas as formações superficiais existentes na bacia de estudo, no sentido de avaliar as diferenças obtidas por formação superficial (Figura 5.8). É nos depósitos de vertente, mais grosseiros que se registam os maiores valores de K_{sat} ($3,99E-03$ cm/s). As formações superficiais mais ricas em argila ou mais antropizadas apresentam valores de K_{sat} muito baixos - Fig. 5.8.

5.6 - LEVANTAMENTO DAS CICATRIZES

As cicatrizes dos deslizamentos translacionais superficiais (Figura 5.9) foram, numa primeira fase, vetorizadas, com base em ortofotos e em trabalhos anteriores como por exemplo (TEIXEIRA, 2006). Algumas dessas cicatrizes já não estão visíveis atualmente devido ao crescimento de vegetação. Posteriormente, fez-se uma validação dessas cicatrizes registadas e fez-se trabalho de campo com levantamentos de pormenor para registar novas cicatrizes que se tenham gerado entretanto. Assim, quase todas as cicatrizes foram obtidas e cartografadas *in loco*. Neste trabalho, vetorizou-se apenas a cicatriz de arranque do movimento de vertente, não sendo incluídos os percursos dos detritos arrancados da cicatriz, ao longo da cicatriz. Cerca de 47% das cicatrizes foram registadas a altitudes entre 900 e 1000m. Acima desta cota, apenas 2,22% de cicatrizes e abaixo de 500m não se registou qualquer cicatriz. Note-se, no entanto, que a cota mínima da bacia é 450m de altitude (subcapítulo 8.1). Aquando do levantamento das cicatrizes foram levantados os dados de resistência do solo e condutividade hidráulica, por formação superficial, na cabeceira das cicatrizes, densidade do solo por litologia, espessura do solo na cicatriz e ângulo de fricção interno no plano de cisalhamento.

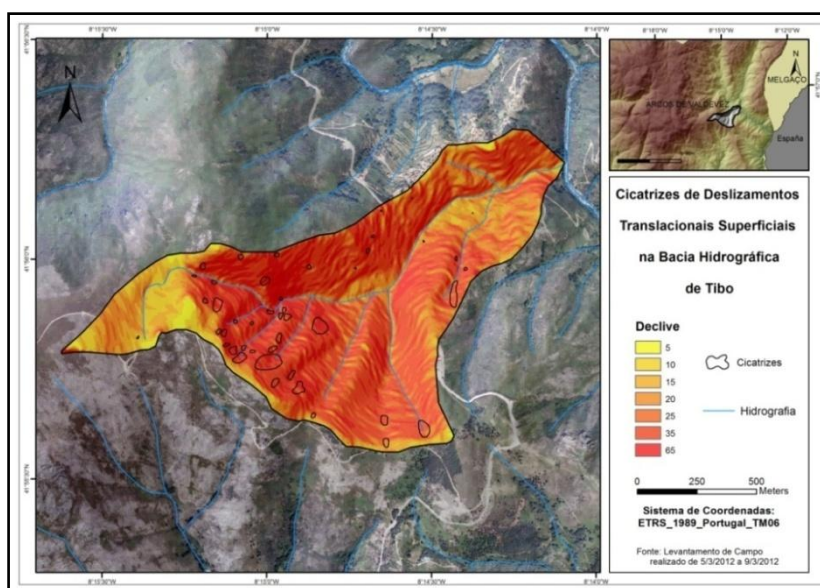


FIGURA 5.9 – Mapa de Cicatrizes da Bacia de Tibo

6. MODELAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE – MODELO SHALSTAB

Com recurso ao *Modelo SHALSTAB*[®] serão elaborados cenários de suscetibilidade, com base na combinação dos modelos hidrológico e de estabilidade, como já se disse, objetivando-se a estimação e a avaliação das áreas suscetíveis à ocorrência de movimentos de vertente translacionais superficiais, de acordo com os dados registados no terreno.

No modelo SHALSTAB a suscetibilidade traduz-se pelo rácio q/T correspondente ao rácio de saturação (h/z) e os valores da suscetibilidade resultante são traduzidos em $\log q/T$ (logaritmo do valor real) devido aos valores muito baixos que o rácio q/T apresenta (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998).

A necessidade de criar um MDE com boa resolução tem impacto nos valores obtidos, uma vez que quanto maior a resolução deste, maior a capacidade do modelo para avaliar a (ins) estabilidade das vertentes (DIETRICH et al., 1998). Este modelo implica os fatores topográficos derivados do MDE na construção de um mapa de suscetibilidade, isto é, o MDE, os declives e a área de contribuição (a/b).

Para além destes fatores, a cartografia resultante terá variações de acordo com os parâmetros mecânicos (C' , ϕ , ρ_s e Z) inseridos. Os parâmetros ϕ e Z foram obtidos diretamente por medições realizadas no terreno. Devido à necessidade de encontrar um valor único para aplicar este modelo, determinou-se a mediana de todos valores registados para estes parâmetros. A coesão (C') utilizada neste modelo foi a que o modelo determina por *default* por não ter sido possível fazer os testes de laboratório. O ρ_s foi obtido em laboratório a partir de recolhas de amostras de solo efetuadas no terreno. Tendo em conta que as diferentes litologias apresentavam valores diferentes decidiu-se fazer variar este parâmetro em diferentes cenários.

No sentido de determinar o maior ou menor ajustamento do modelo à realidade, será feita uma análise de suscetibilidade através daquele modelo sem e com coesão.

6.1 – SIMULAÇÃO DE CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE

6.1.1 - CENÁRIOS SHALSTAB SEM COESÃO

Nos cenários sem coesão são tidos em linha de conta apenas o Ângulo de Atrito Interno (ϕ) e o Peso Específico do Solo (ρ_s). Este método não tem em conta a coesão, e quando a coesão não é tida em conta a densidade do solo tem pouca importância na previsão da instabilidade de vertentes. Por outro lado, quando a coesão é 0 a extensão da instabilidade potencial é maximizada. Neste sentido, (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994) sugerem que se ponha o ângulo de atrito interno (ϕ) a 45° , ou seja, sem coesão deve aumentar-se o valor do ângulo de atrito interno para se reduzir a área de instabilidade potencial, uma vez que sem coesão o desencadeamento de movimentos de vertente é mais fácil, logo o modelo iria exacerbar a área potencialmente instável. No modelo sem coesão o valor de ρ_s cifra-se nos $16,7 \text{ kN/m}^3$. A manutenção dos valores de ϕ (45°) e ρ_s ($16,7 \text{ kN/m}^3$) permite a comparação entre áreas diferentes sem qualquer tipo de parametrização.

Cenários sem Coesão		
Parâmetro	S1 - Default	S2 – Valores Reais
Ângulo de Atrito Interno ϕ ($^\circ$)	45°	32°
Peso Específico do Solo Seco ρ_s (kN/m^3)	$16,7 \text{ kN/m}^3$	$14,7 \text{ kN/m}^3$

TABELA 3 – Parâmetros e Valores dos Cenários sem Coesão

Assim, apresentam-se aqui dois cenários sem coesão (S): o que o modelo apresenta por defeito e outro com os valores reais dos respetivos parâmetros, obtidos no terreno.

O primeiro cenário (S1) sem coesão, a ser avaliado assume que o ângulo de atrito interno é de 45° e que o peso específico do solo é de $16,7 \text{ kN/m}^3$. Neste cenário, as áreas mais suscetíveis são as concavidades em planta da curvatura da vertente, localizadas nas áreas de maior declive, ou seja, o modelo leva em linha de conta quase exclusivamente os fatores topográficos como sendo causadores de instabilidade. Como se pode ver (Figura 6.1), a área considerada como estável corresponde aos setores da bacia cujo declive oscila entre 10° e 20° , enquanto as classes de maior instabilidade se situam sobretudo nas vertentes mais íngremes, onde o declive ultrapassa com frequência $40^\circ - 45^\circ$.

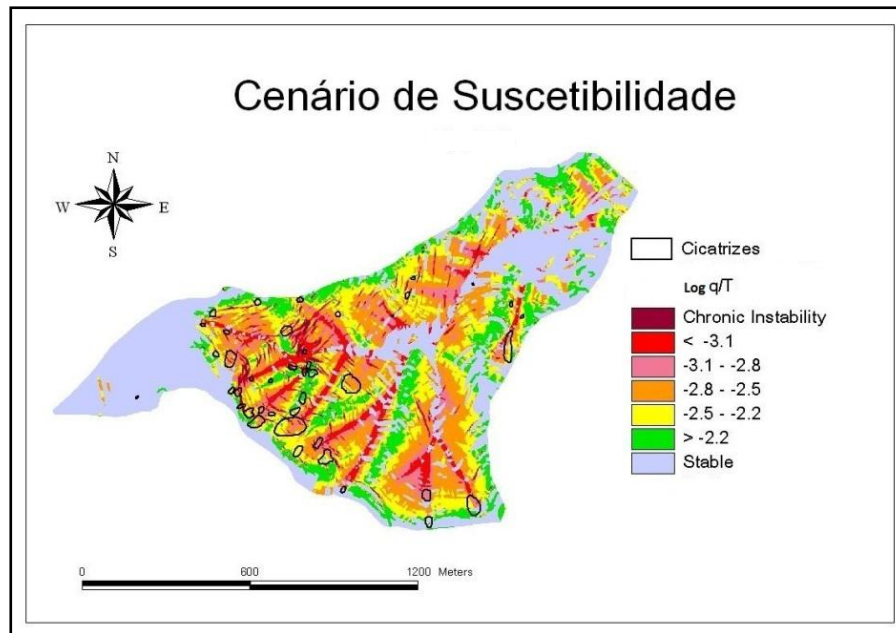


FIGURA 6.1 – Cenário 1 (S1): $\phi = 45^\circ$; $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$

A determinação do ângulo de atrito interno em 45° , superando o declive mesmo de alguns setores das vertentes mais íngremes, faz diminuir muito a percentagem de área instável, porque sempre que $\tan\theta \leq \tan\phi$ há estabilidade na vertente. Como o atrito interno supera o declive da maior parte da área, uma grande parte desta é estável e as classes de instabilidade com maior percentagem de área são as de instabilidade mais baixa, ou seja, as menos instáveis.

Como se pode ver pela figura 6.2, a percentagem acumulada de área instável é de 30,6 %, o que significa que apenas menos de 1/3 de toda a área é instável. Assim, das 7 classes apresentadas no modelo, apenas 1,47 % dos píxeis são tidos como incondicionalmente instáveis, enquanto a classe “Incondicionalmente Estável” é a que tem maior percentagem de área da bacia (37,06 % dos píxeis).

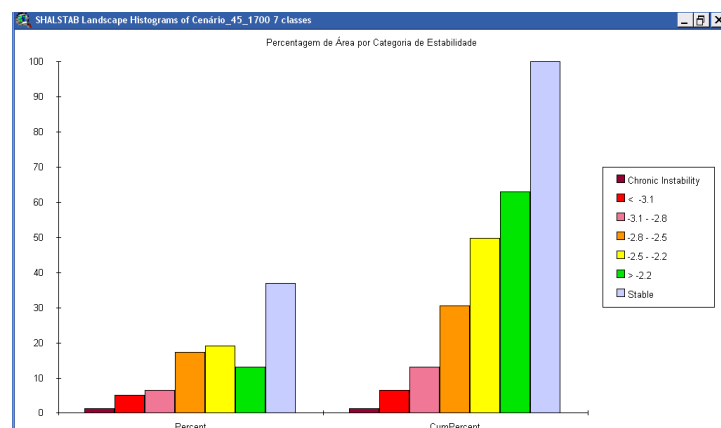


FIGURA 6.2 – Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade.
Cenário de suscetibilidade: $\phi = 45^\circ$; $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$.

O segundo cenário (S2) – Figura 6.3 - apresenta valores reais, também de peso específico e de ângulo de atrito interno, $14,7 \text{ kN/m}^3$ e 32° , respetivamente. No caso do peso específico optou-se apenas por simular o valor mais representativo da bacia.

Neste cenário, a área instável é cerca de 90,65 %, existindo apenas 9,35 % de área estável (Figura 6.4). A classe mais representativa é a Incondicionalmente Instável com 26,21 % e vai diminuindo sempre até à classe > -2.2 , com 6,13 % da área, sofrendo um pequeno aumento para 9,35 % na classe “Estável”. Ora este é um cenário pouco verosímil, uma vez que uma área para ser incondicionalmente instável teria que ter, pelo menos, o declive com 45° (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998), o que não acontece com toda a área cartografada como incondicionalmente instável.

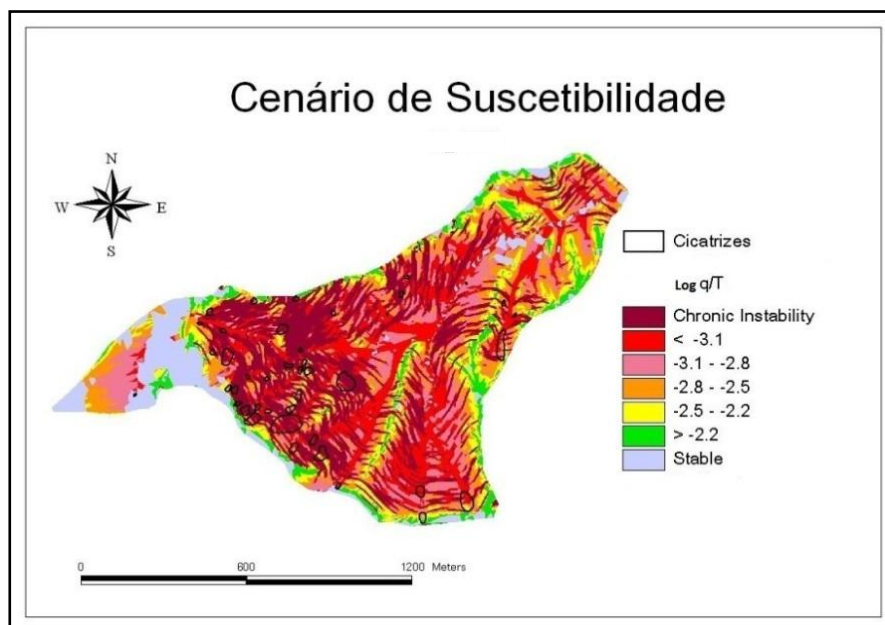


FIGURA 6.3 - Cenário de suscetibilidade: $\phi = 32^\circ$; $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$

O efeito da diminuição sobretudo do ângulo de atrito interno marcou uma mudança radical na espacialização da suscetibilidade. Contrariamente ao cenário anterior, aqui $\tan\phi < \tan\theta$, o que leva a que quase toda a área apresente instabilidade. Se tivermos em conta que o efeito da coesão não entra nestes cenários, o facto de o atrito interno ser inferior ao declive ganha ainda maior preponderância. Por outro lado, houve uma diminuição do peso específico do solo face ao cenário anterior, no entanto a instabilidade aumentou. Pode, então, concluir-se que este parâmetro quando surge sem conjugação com a espessura do solo e sem a coesão não tem relevância na análise da suscetibilidade a movimentos de vertente.

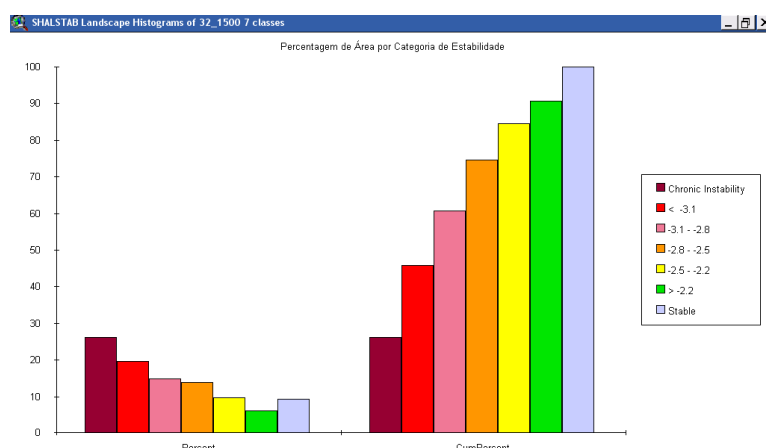


FIGURA 6.4 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de suscetibilidade: $\phi = 32^\circ$; $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$.

6.1.2 - CENÁRIOS SHALSTAB COM COESÃO

A simulação de cenários com coesão (C) é mais completa, uma vez que tem em linha de conta não apenas o Ângulo de Atrito Interno (ϕ) e o Peso Específico do Solo (ρ_s) como também a espessura (z) e a coesão (c') do solo.

Por defeito, o modelo apresenta os seguintes valores de parametrização: $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1 \text{ m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$. No entanto, foram aplicadas outras parametrizações no sentido de calibrar o modelo e chegar o mais próximo possível da realidade. Para isso aplicaram-se os valores reais obtidos *in loco*, no trabalho de campo. Mantiveram-se constantes os valores do ângulo de atrito interno, de coesão e da espessura do solo e fez-se variar o peso específico do solo. Uma vez que existem diferentes valores de peso específico do solo para as diferentes litologias e que com coesão aquele parâmetro apresenta variações decidiu-se fazer diferentes cenários variando o valor de ρ_s . No entanto, há um valor dominante ($14,7 \text{ kN/m}^3$). Os cenários simulados são os que se apresentam na tabela seguinte.

Cenários com Coesão				
Parâmetro	C0 - Default	C1	C2	C3
Ângulo de Atrito Interno ϕ ($^\circ$)	35	32	32	32
Peso Específico do Solo Seco ρ_s (kN/m^3)	16,7	13,7	14,7	15,7
Espessura do Solo (m)	1	1,2	1,2	1,2
Coesão (N/m^2)	2000	2000	2000	2000

TABELA 4 - Parâmetros e Valores dos Cenários com Coesão

C0) Primeiro simulou-se o cenário apresentado por defeito pelo Shalstab.

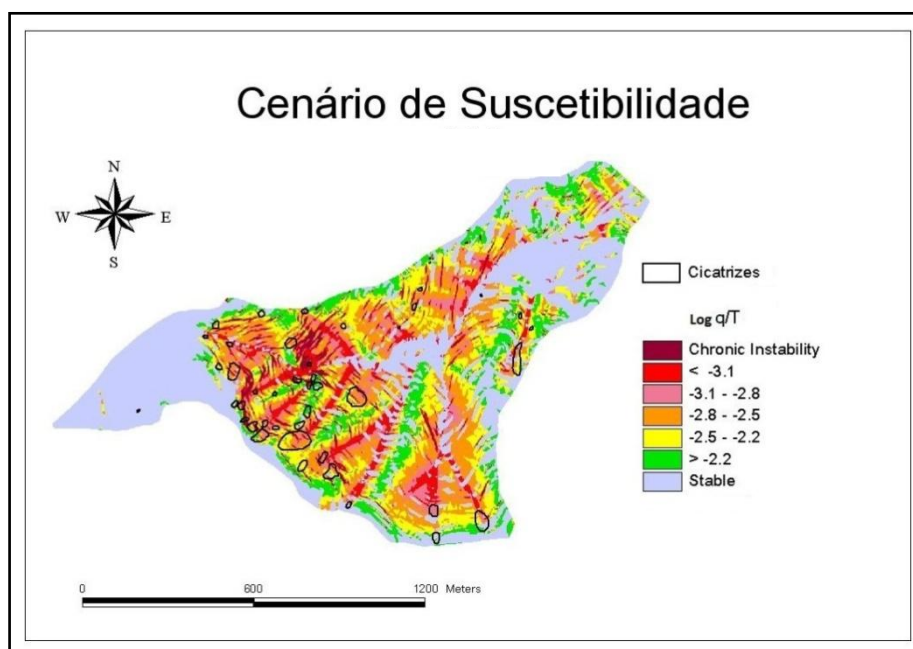


FIGURA 6.5 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1\text{m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$

O resultado deste cenário tem semelhanças com o cenário default sem coesão. A inclusão da coesão permitiu uma diminuição do ângulo de atrito interno em 10° .

O cenário que o modelo define por defeito apresenta 40,36 % de área estável. Simultaneamente apresenta 2,88 % de área com instabilidade incondicional.

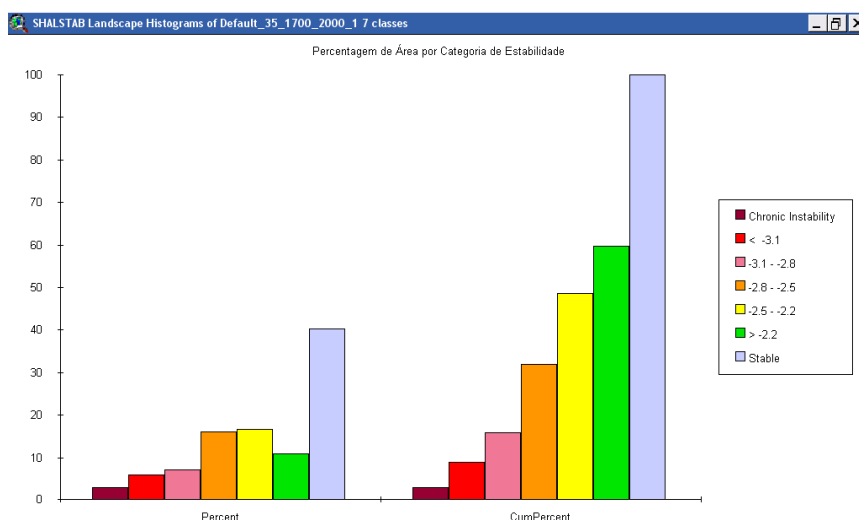


**FIGURA 6.6 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade.
Cenário de suscetibilidade: $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1\text{m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$**

C1) Seguidamente, simulou-se o primeiro cenário (C1) - Figura 6.7 - obtido com os dados recolhidos no terreno, com os seguintes valores de parametrização: $C'=2000$ N/m²; $Z=1,2$ m; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7$ kN/m³.

Neste caso temos 78,33% de área considerada instável e parcialmente instável, dos quais 6,17 % é tida como incondicionalmente instável. No total, 21,67 % da área apresenta-se como incondicionalmente estável, sendo esta a classe individual com maior percentagem, seguida da classe instável ($\log q/T$ -2,8 / -2,5) com 20,99 % de área – Figura 6.8.

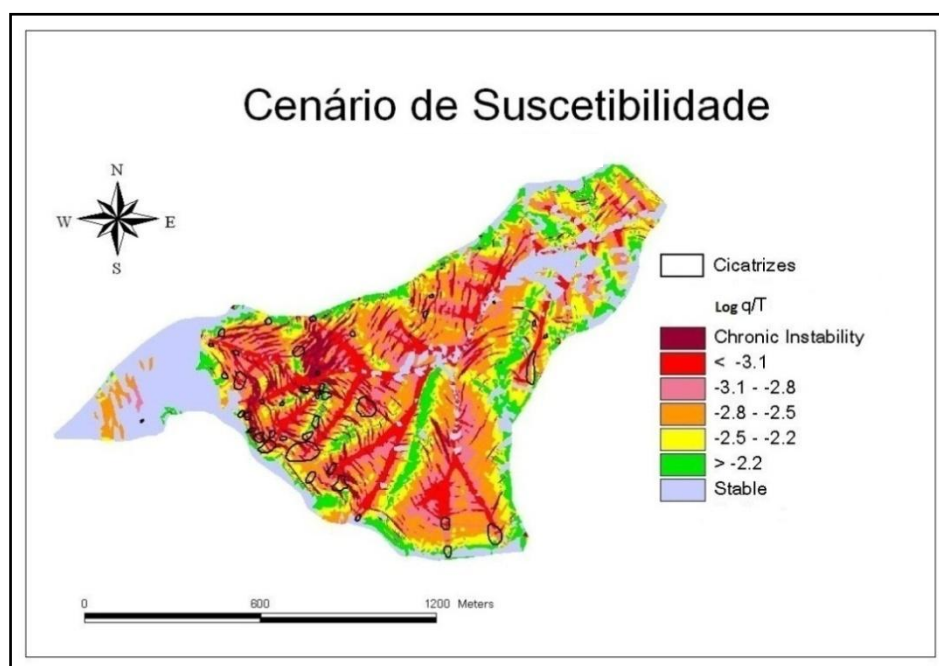


FIGURA 6.7 – Cenário de Suscetibilidade $C'=2000$ N/m²; $Z=1,2$ m; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7$ kN/m³

Também neste cenário existem duas áreas preferenciais de instabilidade: setores declivosos das vertentes e, sobretudo, nos valeiros das vertentes cujo declive ultrapassa frequentemente os $35^\circ / 40^\circ$, ou seja, onde a curvatura é côncava e o declive é mais intenso, sendo propícia a formação de vazios ou “hollows” topográficos (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

O flanco mais a montante da bacia assume-se como sendo o mais estável, o mesmo se passando com uma área de campos agrícolas mais a jusante na bacia. Nestes dois locais o declive é mais brando, variando entre 5° e 20° .

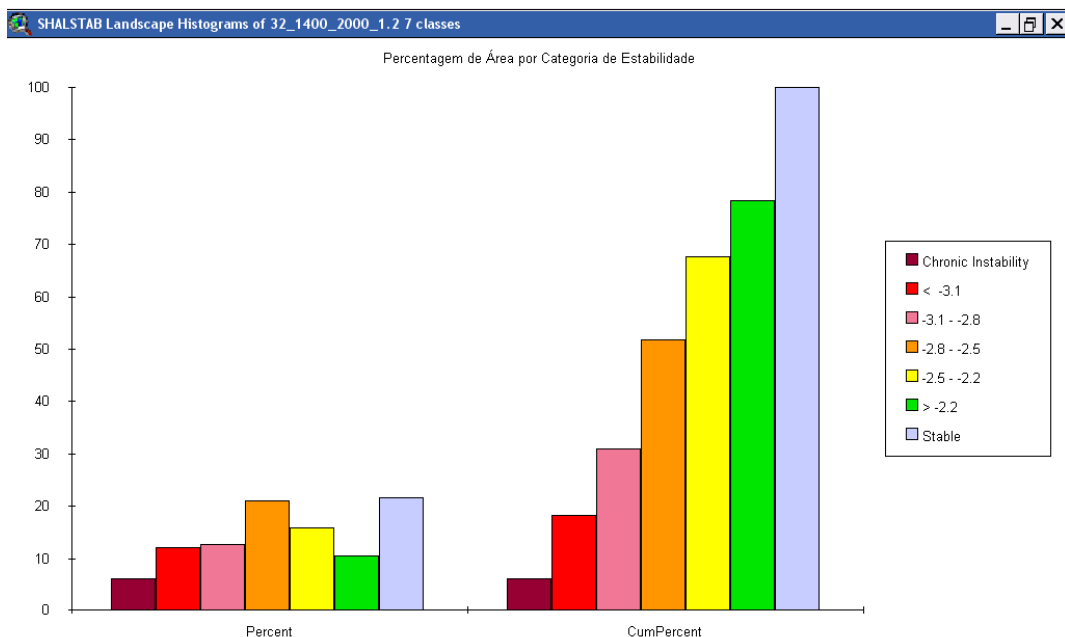


FIGURA 6.8 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7 \text{ kN/m}^3$

C2) O cenário C2 - Figura 6.9 - tem os seguintes valores de parametrização: $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2 \text{ m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$.

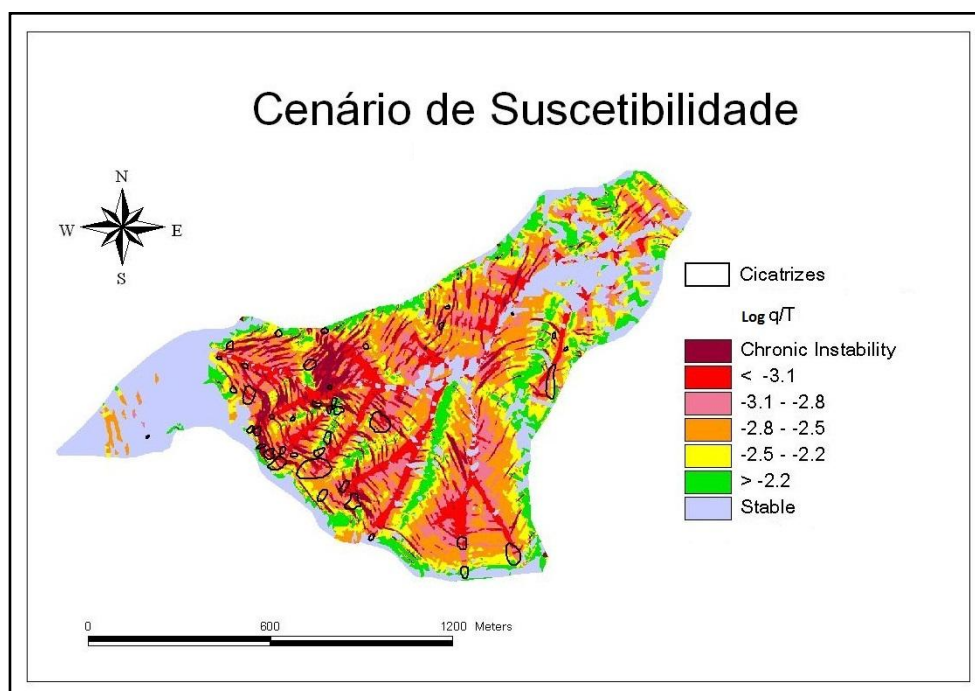


FIGURA 6.9 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$

As áreas consideradas incondicionalmente instáveis neste cenário correspondem efetivamente a setores da vertente onde o declive atinge e / ou supera 45° . Nestes setores

$\tan\theta > \tan\phi$ e mesmo que não haja precipitação ou humidade na vertente estas são constantemente instáveis. Obviamente, que nos afloramentos não ocorrem deslizamentos translacionais superficiais, no entanto, a jusante destes vão-se acumulando detritos, coluviões, que atingem uma espessura por vezes apreciável, constituindo uma “fonte de alimentação” para processos de deslizamento superficial. Estes coluviões correspondem neste cenário às classes de instabilidade $\log(q/T) < -3.1$ e $\log(q/T) < -3.1 - -2.8$, como se pode ver na Figura 6.9. Assim, quanto menor o $\log q/T$, maior a instabilidade, ou seja, quanto menor a humidade necessária para que a rotura ocorra, mais suscetível é uma área à instabilidade por ação de outros fatores, como os topográficos.

Neste cenário, cerca de 7,01 % da área total correspondem à classe Incondicionalmente Instável, sendo a classe menos representativa. A área incondicionalmente estável corresponde a 24,83 % da área total, o que faz com que a área instável e a área parcialmente estável correspondam no total a 75,17 % - Figura 6.10. Comparando este cenário com o anterior, constata-se que este tem mais 0,84 % de área incondicionalmente instável (7,01 contra 6,17 %) e tem mais 3,16 % área estável (24,83 contra 21,67 %). Há um reforço das classes extremas e em consequência disso há um decréscimo de 4%, face ao cenário anterior, no acumulado das restantes classes instáveis (< -3.1 a > -2.2).

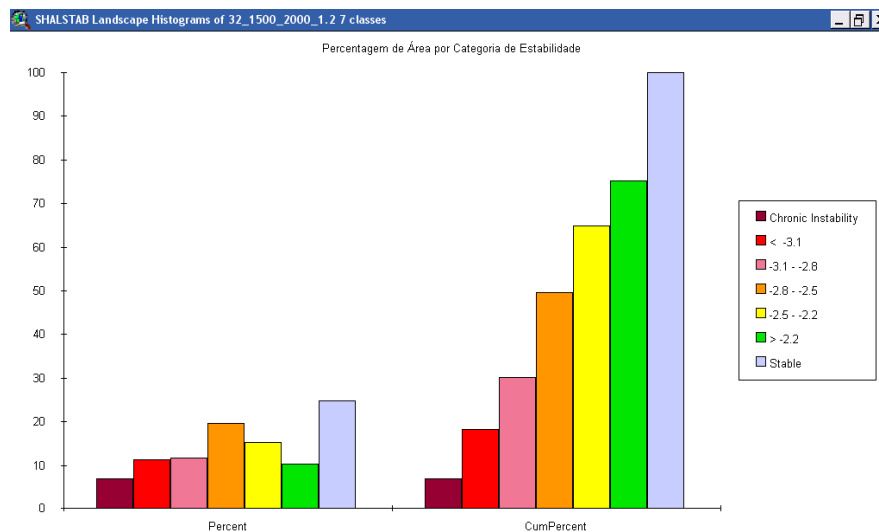


FIGURA 6.10 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade.
Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$

C3) O cenário C3 - Figura 6.11 - foi parametrizado com os seguintes valores:
 $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2 \text{ m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$.

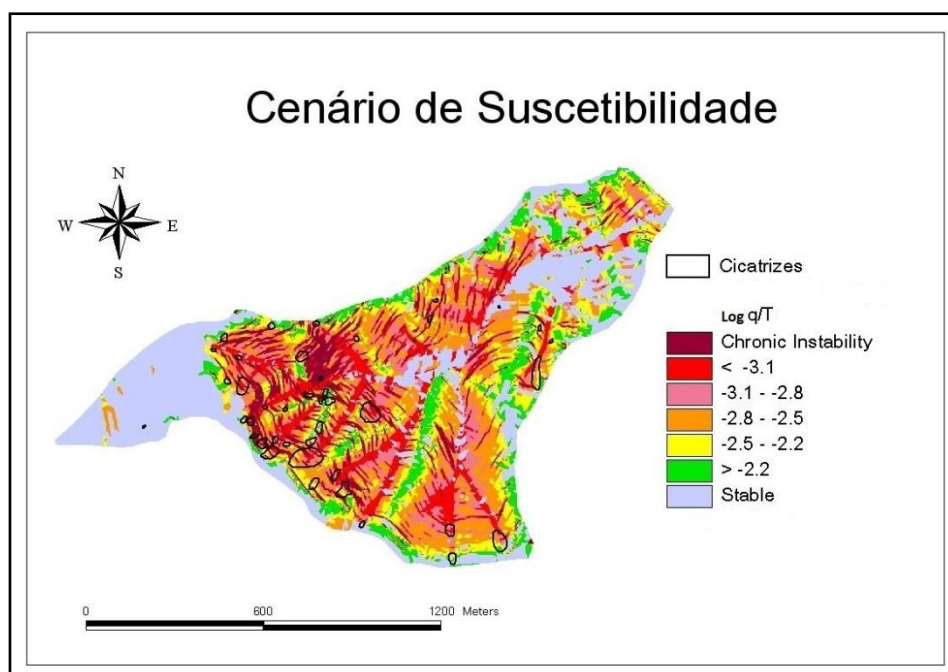


FIGURA 6.11 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$

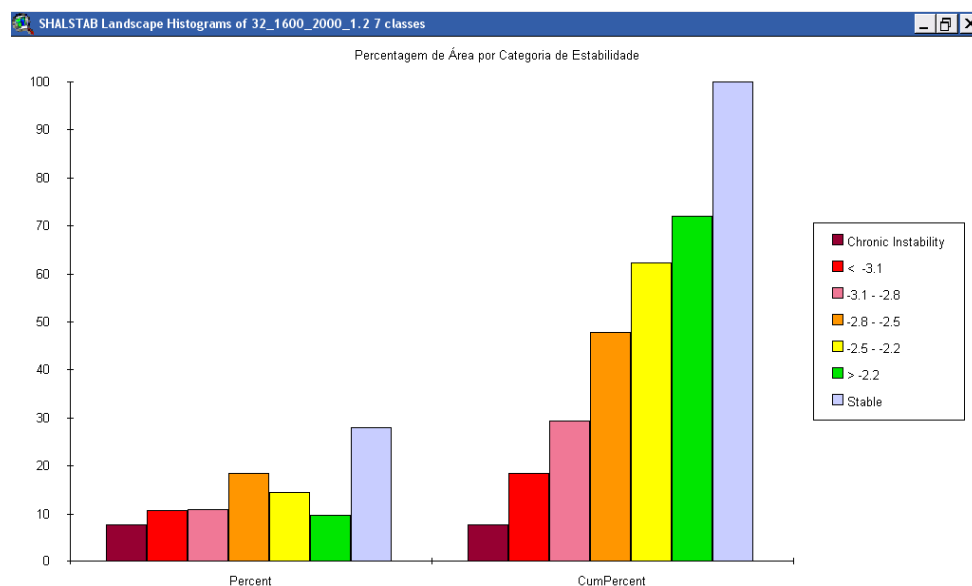


FIGURA 6.12 - Percentagem de Área por Categoria de Estabilidade. Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$

Nesta simulação verifica-se um aumento da área estável para os 27,96 % e da área incondicionalmente instável para os 7,81 % - Figura 6.12. Tal como no cenário anterior, a classe de instabilidade crónica ou incondicional é a que apresenta menor percentagem de área.

Este cenário é em tudo idêntico ao anterior, excetuando os valores exatos das percentagens das classes, mas ainda assim com semelhanças relativas entre eles. A grande diferença está no peso específico que por um lado aumentou a percentagem da área incondicionalmente instável, pois com o aumento do peso do material, numa área declivosa e instável é natural que acentue a instabilidade e diminua o padrão h/z , necessitando de menos humidade para despoletar movimentos de vertente. Por outro lado, em áreas de menor declive o aumento do peso do material ajuda a consolidar mais a vertente, tornando-a mais estável e elevando o padrão h/z .

6.2 – VALIDAÇÃO DOS CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE SHALSTAB

A validação da suscetibilidade calculada pelo Modelo SHALSTAB partiu da contraposição entre a cartografia de suscetibilidade e os mapas das cicatrizes (Figura 5.9), procedendo-se à respetiva análise da concordância entre ambos (DIETRICH et al., 1998). Com esta validação pretende-se determinar, para a Bacia de Tibo, qual o cenário de suscetibilidade que melhor se adequa à área de estudo. Esse cenário será alvo de análise aprofundada no Capítulo 8.

Diretamente, a partir do modelo foi feita uma análise da concordância entre a localização dos movimentos e as classes de suscetibilidade, através da geração de histogramas que revelam os valores totais e percentuais de cicatrizes que se concentram por cada classe de instabilidade. Os movimentos de vertente são associados à classe mínima de instabilidade que existir dentro dos seus limites (DIETRICH et al., 1998).

De acordo com (SALCIARINI et al., 2006; VIEIRA, 2007), entre outros, pretende-se que haja o máximo de conformidade entre a suscetibilidade prevista pelo modelo e o local de ocorrência dos movimentos de vertente, registados no terreno, minimizando a área prevista como instável.

Um dos objetivos é que o modelo registe o mínimo de movimentos de vertente em áreas consideradas estáveis. Da satisfação desta premissa depende muito do sucesso do modelo. Para isso, será feita uma análise detalhada a cada um dos cenários. Assim, primeiro fez-se uma análise aos cenários sem coesão e depois aos cenários com coesão.

6.2.1 – CENÁRIOS SEM COESÃO

O cenário $\phi = 45^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$ (S1) apresenta 20, dos 45 movimentos de vertente implicados na análise, cuja classe de maior instabilidade é “Incondicionalmente Instável”, o que significa que 44, 74 % dos deslizamentos têm como classe máxima de instabilidade ($\log q/T -3,4$) – figura 6.1.3. Note-se que cada movimento de vertente é associado à classe mínima de instabilidade no seu interior.

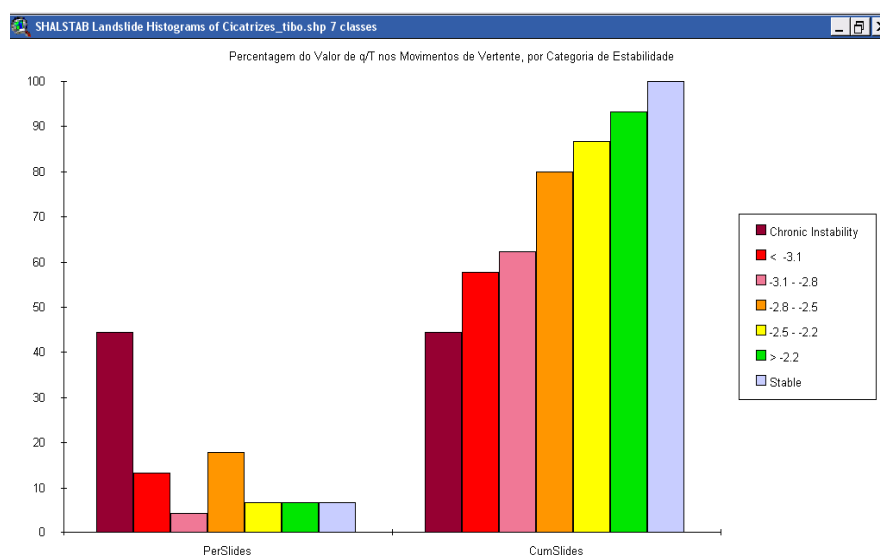


FIGURA 6.13 – Cenário de suscetibilidade $\phi = 45^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$. Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade.

Isto significa que o modelo prevê que 44,74 % das cicatrizes se concentrem em 1,47 % da área mais instável. No extremo oposto, o modelo registou 3 cicatrizes em área considerada estável, o que equivale a 6,67 % dos movimentos de vertente. Neste cenário que o Shalstab cria por defeito, 80 % das cicatrizes concentram-se até ao limiar de estabilidade $\log (q/T) < -2.5$.

Tendo como valor ideal na classe “Estável”, o zero (0), o segundo cenário avaliado - $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$ – correspondente aos valores reais registados no terreno, apresenta 0% de concentração de cicatrizes na classe estável. Também não existe nenhum movimento de vertente que tenha como classe mínima a classe de instabilidade imediatamente a seguir ($\log > -2.2$) – Figura 6.14.

Ao nível da concentração de cicatrizes 86,67 % das cicatrizes encontram-se na categoria “Incondicionalmente Instável”, enquanto o valor acumulado da concentração de cicatrizes até à classe $\log (q/T) < -2.5$ é de 97, 78 %, valor que se enquadra nos

valores registados por (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994) e (DIETRICH et al., 1998) nos E.U.A, onde se reportam valores de 94% das cicatrizes que atingiram limites de $\log(q/T) < -2.5$, em cenários sem o parâmetro coesão. Aparentemente, este cenário revela-se mais assertivo, pois concentra a maior parte dos

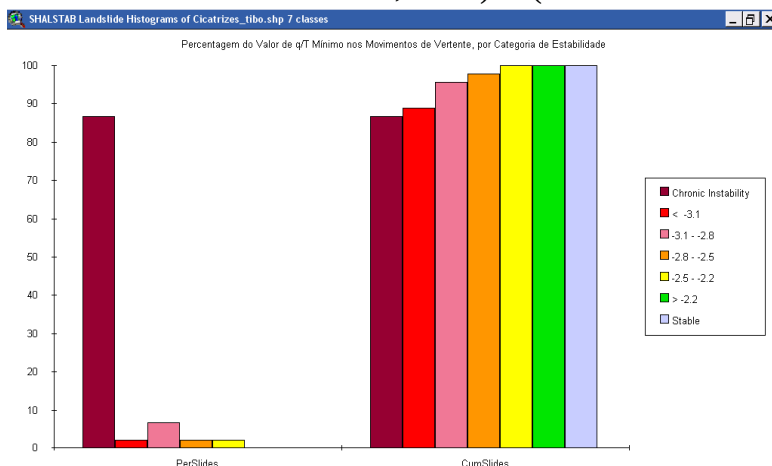


FIGURA 6.14 - Cenário de suscetibilidade $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$.
Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade.

movimentos nas classes de maior instabilidade. No entanto, tem como contraponto o facto de apresentar uma percentagem de 26,21 % de área com instabilidade máxima contra 1,47 % do primeiro cenário, ou seja, a diminuição sobretudo do ângulo de fricção interno provocou um aumento da área instável, pela diminuição do $\log(q/T)$, fazendo com que as cicatrizes possam estar em classes de estabilidade menores.

Por outro lado, no segundo cenário (S2), grande parte da área apresenta-se como instável, não apresentando na sua maior parte qualquer manifestação de instabilidade no terreno. Há um claro exagero da realidade.

6.2.2 – CENÁRIOS COM COESÃO

O cenário *default* (C0), (Figura 6.15) apresentado pelo Shalstab - $C' = 2000 \text{ N/m}^2$; $Z = 1 \text{ m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$ – concentra na classe de maior instabilidade 51,11% das cicatrizes, equivalente a 23 movimentos de vertente. Em 2,88% da área mais instável concentram-se 51,11% das cicatrizes. Nas classes de instabilidade ($\log q/T < -2.5$) registam-se 82,22% das cicatrizes. Apesar disso, 3 cicatrizes (6,67%) estão abrangidas pela classe “Estável”, ou seja, é prevista estabilidade para o local, no entanto verifica-se a existência de movimentos de vertente nesse local. Esse é um dos dois erros mais comuns na determinação da suscetibilidade (SALCIARINI et al., 2006; VIEIRA, 2007), que são a previsão de áreas estáveis que apresentam ocorrências e a previsão de áreas como instáveis, mas que não apresentam qualquer movimento de vertente ocorrido no seu interior.

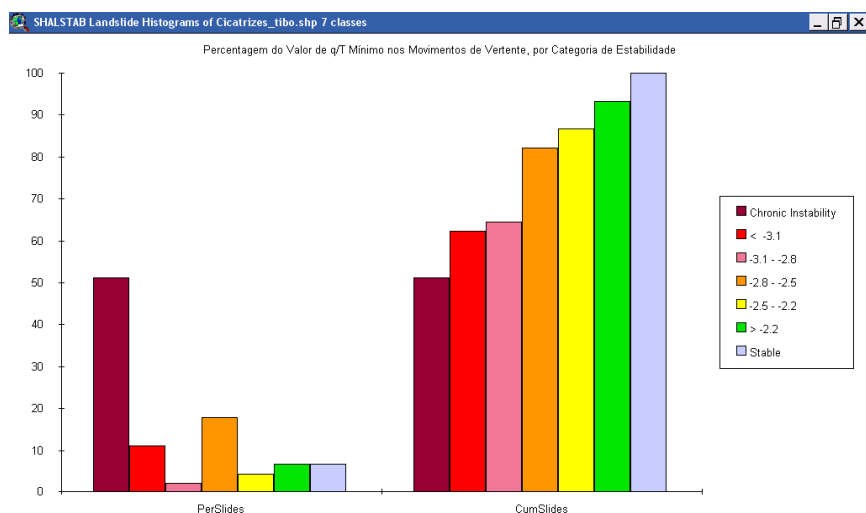


FIGURA 6.15 - Cenário de suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1\text{m}$; $\phi = 35^\circ$ e $\rho_s = 16,7 \text{ kN/m}^3$. Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade.

O cenário $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2 \text{ m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7 \text{ kN/m}^3$ (C1) - Figura 6.16 - associa 25 cicatrizes à classe de “Instabilidade Crónica”, isto é, 55,56% das cicatrizes concentram-se em 6,17% da área mais suscetível.

Na classe “Estável” concentram-se 4,44% das cicatrizes, o que se revela uma melhoria face ao cenário anterior, cuja percentagem era de 6,67%. Relativamente ao valor acumulado da concentração de cicatrizes até à classe $\log(q/T) < -2.5$ estão 91,11% das cicatrizes, o que se revela muito bom e dentro dos valores apresentados noutros estudos realizados nos EUA (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

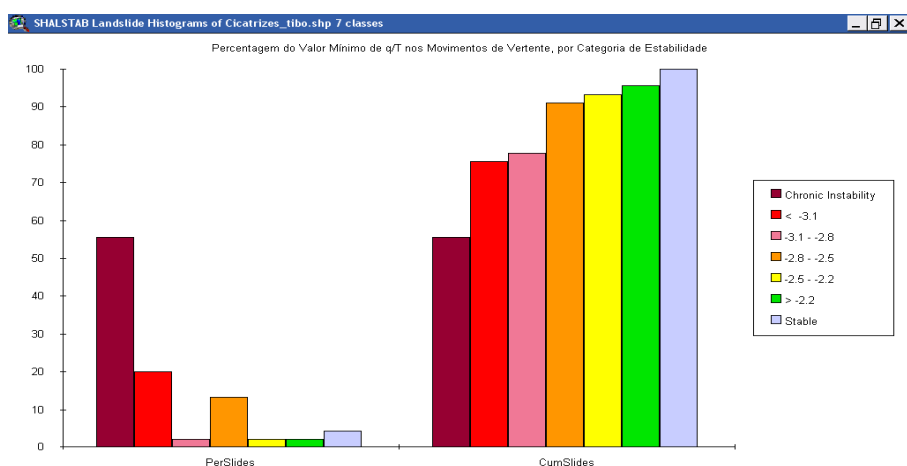


FIGURA 6.16 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2 \text{ m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 13,7 \text{ kN/m}^3$. Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade.

O cenário $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$ – Figura 6.17 - concentra 29 movimentos de vertente na categoria de maior instabilidade, o que

equivale a 64,44% em 7,81% de área. Até à categoria $\log (q/T) < -2.5$ está uma percentagem acumulada de 88,89% das cicatrizes. No entanto, até à categoria $\log (q/T) < -3.1$ a percentagem acumulada de cicatrizes é de 77,78% (Figura 6.17), enquanto no cenário anterior era de 75,56%.

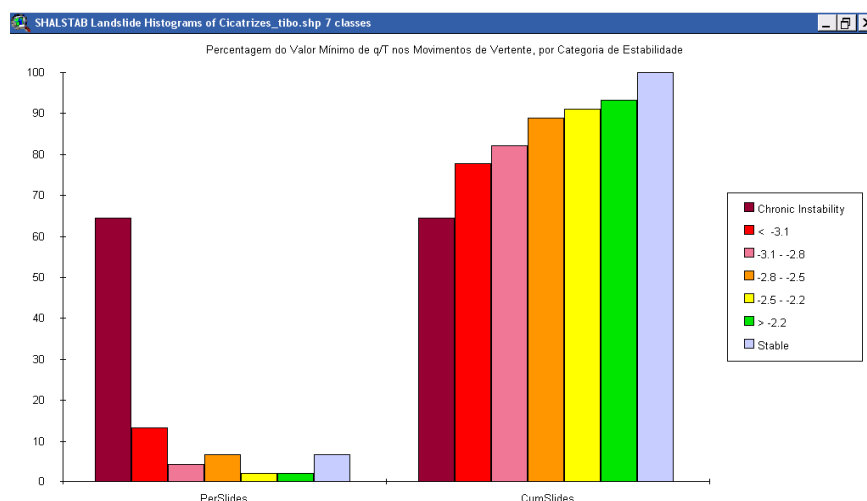


FIGURA 6.17 - Cenário de Suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 15,7 \text{ kN/m}^3$. Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade.

Ao nível da localização errónea de cicatrizes em área “Estável” a percentagem é de 6,67%, igual ao cenário criado por defeito pelo modelo.

Por último, o cenário $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$ (Figuras 6.18 e 6.19) concentra 60% das cicatrizes na categoria “Incondicionalmente Instável”, que corresponde a 27 movimentos alocados a 7,01% da área mais instável.

Relativamente às percentagens acumuladas, 91,11% das cicatrizes estão concentrados entre as classes Cronicamente instável até à classe $\log (q/T) < -2.5$, que são as classes instáveis, o que significa que 49,9 % da área instável, até à classe $\log (q/T) < -2.5$, concentra em si 91% das cicatrizes (Figura 6.18 e Tabela 5). A percentagem acumulada de cicatrizes observada nos EUA para $\log q/T (< -2.5)$ é de 75% (DIETRICH et al., 1998). Quanto ao $\log (q/T) < -3.1$ regista uma percentagem acumulada de 77,78% das cicatrizes, tal como o cenário anterior. No entanto, relativamente ao cenário anterior, este apresenta a vantagem de apenas apresentar de 2 cicatrizes (4,44% do total) concentradas na classe “Estável” - Figura 6.19 – tendo como limiar de instabilidade $\log (q/T) -2.8 - -2.5$ e $\log (q/T) -3.1 - -2.8$.

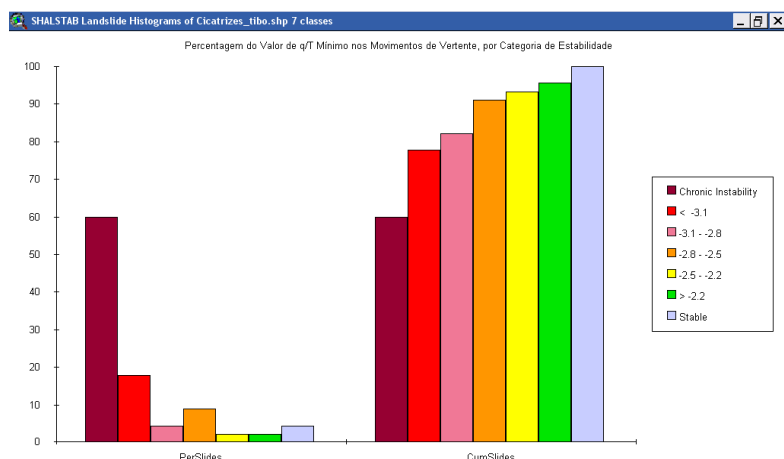


FIGURA 6.18 - Cenário de suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$.
Percentagem do valor mínimo de q/T nos movimentos de vertente, por categoria de estabilidade.

Pelos resultados apresentados, e tendo em conta a área de máxima instabilidade, a concentração de cicatrizes na classe de maior instabilidade e a concentração de cicatrizes acumulada das classes de instabilidade, o cenário C2 parece ser o melhor, porque é o que tem melhor validação entre os cenários com Coesão e sobretudo porque é resultado de dados reais, recolhidos no terreno, tal como quase todos os outros, com a vantagem de ter o peso específico mais representativo da área de estudo.

Instabi. Cenário	Chronic Instability	<-3.1	-3.1 - -2.8	-2.8 - -2.5
S1	44,74	58,07	62,51	80,29
S2	86,67	88,89	95,56	97,78
C0	51,11	62,22	64,44	82,22
C1	55,56	75,56	77,78	91,11
C2	60,00	77,78	82,22	91,11
C3	64,44	77,78	82,22	88,89

TABELA 5 – Percentagem Acumulada do Mínimo de $\log q/T$ nas cicatrizes, nas Classes $\log q/T$ (<-2.5)

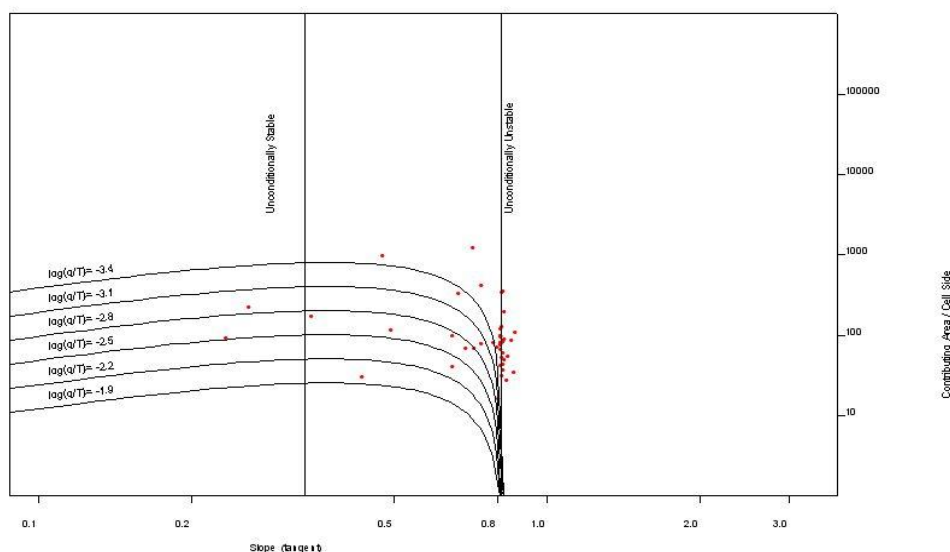


FIGURA 6.19 – Scatter-plot do cenário de suscetibilidade $C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$ e $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$

7. AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE - FATOR DE SEGURANÇA

Neste capítulo propõe-se a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, na área de estudo, com base no Fator de Segurança, o qual pressupõe a variação espacial das propriedades geotécnicas, hidrológicas, topográficas e a existência de dados sobre a precipitação efetiva.

Assim, após o levantamento dos dados no terreno e o respetivo tratamento procedeu-se à avaliação da suscetibilidade geomorfológica da área de estudo através deste modelo matemático de base física (SHARMA, 2002), que apresenta a suscetibilidade com variabilidade espacial e cujo resultado é dado em níveis de Fator de Segurança. Como se pode ver, este modelo permite aferir a variabilidade espacial dos parâmetros utilizados ao contrário do modelo SHALSTAB (MONTGOMERY & DIETRICH, 1994); (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998), que não entra com a variabilidade espacial das variáveis e cujo valor da suscetibilidade é expresso em $\log q/T$, como havíamos visto no capítulo anterior. No entanto, ambos os modelos têm por base o modelo do Talude Infinito. Para integrar a variação espacial dos parâmetros utilizados no cálculo do Fator de Segurança teve-se como base, principalmente, as formações superficiais.

7.1 – FATOR DE SEGURANÇA

O Fator de Segurança (FS) que aqui se apresenta (SHARMA, 2002) surge como uma medida quantitativa da estabilidade de uma área. É expresso pela equação seguinte:

EQUAÇÃO 26

$$FS = \frac{c' + h \times \cos^2 \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sub}] \times \tan \phi'}{h \times \sin \beta \times \cos \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]}$$

O FS é um valor quantitativo indicador do nível de estabilidade/instabilidade na vertente. Pode assumir a condição instável quando é inferior a 1. Todas as áreas com

valores inferiores a um são passíveis de já terem sido alvo de manifestações de instabilidade. Valores de FS iguais a um indicam equilíbrio entre forças tangenciais e forças de atrito. Valores acima da unidade indicam estabilidade da área. À medida que uma área for apresentando gradualmente valores mais elevados do FS, a sua estabilidade aumenta e vice-versa (SEGONI et al., 2009). Neste sentido, foi necessário recolher amostras de solo no terreno e determinar os respetivos parâmetros mecânicos (subcapítulo 5.4): Coesão; Peso volúmico natural do solo; Peso volúmico submerso; Peso volúmico saturado e ângulo de atrito interno (c' , γ_m^1 ; γ_{sat}^2 ; γ_{sub}^3 ; ϕ); a espessura de solo potencialmente instável e a razão entre solo potencialmente instável e solo saturado (h , m), onde se incluem os parâmetros hidrológicos, bem como os parâmetros topográficos (β). Assim, cada símbolo da equação corresponde a uma variável recolhida no terreno ou, apenas no caso da coesão, determinada por retroanálise dos movimentos de vertente.

7.1.1 - PRECIPITAÇÃO

Devido à ausência de uma série de dados contínua e fiável na estação de Tibo da Gavieira, sita nos limites da área de estudo, passível de estabelecer limiares, sobretudo devido aos muitos cortes de valores na série de dados, a precipitação (q) foi adotada neste estudo, a partir dos limiares de intensidade / duração definidos a partir da estação meteorológica de Casal Soeiro (PEREIRA, 2009), onde, entre outros, houve definição de limiares críticos a partir da intensidade de precipitação para diferentes durações de precipitação acumulada.

Por limiar de precipitação entende-se um nível de precipitação necessária para o desencadeamento de instabilidade de vertentes (REICHENBACH et al., 1998), ou seja é o elemento charneira entre o acontecimento e o não acontecimento. Neste caso, o limiar corresponde ao nível mínimo para o desencadeamento de movimentos de vertente. De acordo com (ZÊZERE et al., 2008), a definição de limiares de precipitação tem sido uma das abordagens mais eficazes ao problema dos efeitos da precipitação no

¹ Peso Volúmico natural do solo: determinado com base no peso da amostra de solo, no peso do tubo e no volume do mesmo

² Peso Volúmico Saturado: determinado com base no peso volúmico do solo, na densidade da rocha e no peso volúmico da água

³ Peso Volúmico Submerso: determinado com base no peso volúmico saturado e no peso volúmico da água

desencadeamento de instabilidade de vertentes. No entanto, a grande vantagem dos limiares de precipitação está em poderem ser relacionados com modelos mecânicos (REICHENBACH et al., 1998), melhorando de forma notável a previsão de deslizamentos superficiais, sempre que se conheçam as propriedades mecânicas e hidrológicas do solo.

Assim, a chave para a construção de um modelo empírico para a previsão de ocorrências de movimentos de vertente passará pela definição da intensidade da precipitação, horária, diária ou outra (GUZZETTI et al., 2007). Por estes motivos, decidiu-se usar um limiar de precipitação conhecido que abrangesse a área de estudo.

A escolha do valor de precipitação com base no limiar de intensidade/duração, ao invés de ser com base num limiar de duração/acumulação prende-se com o facto de ser a precipitação intensa e em curtos espaços de tempo, de acordo com (ZÊZERE & RODRIGUES, 2002b), a principal responsável pela ocorrência de pequenas roturas superficiais, sobretudo movimentos translacionais superficiais, enquanto as precipitações de longa duração são promotoras de movimentos mais profundos como os rotacionais e os complexos.

Por outro lado, esta é a área do país com maior valor de precipitação anual e com maior duração (entre 2500 e 3000 mm (DAVEAU, 1977)), pelo que a intensidade da precipitação, associada à acumulação, terá um papel preponderante relativamente à duração da mesma. Ou seja, poderá assumir-se que são os picos de intensidade os principais responsáveis pelo desencadeamento de roturas nas vertentes.

Segundo a bibliografia especializada, o limiar crítico intensidade/duração é o mais proposto na bibliografia, cobrindo essencialmente intensidades entre 1 e 200 mm/h e durações entre 1 e 100 horas. Resulta como principal limitação a análise de períodos longos, superiores a 500 horas, uma vez que, em períodos longos, precipitações baixas podem desencadear movimentos de vertente. Estes limiares possuem como desvantagem o facto de não poderem ser extrapolados para regiões vizinhas (CROSTA & FRATTINI, 2001).

Assim adotou-se o limiar intensidade / duração com base nos valores de precipitação diária acumulada de Casal Soeiro, de acordo com a equação seguinte:

EQUAÇÃO 27

$$I = 109 * D^{-0,42}$$

Em Casal Soeiro há uma correlação muito forte entre intensidade e duração sendo o valor dessa correlação $R^2 = 0,984$. Este limiar atinge valores altos de intensidade para todas as durações devido aos elevados quantitativos de precipitação. Na sua definição foram analisadas as precipitações entre 1960 – 2001 (PEREIRA, 2009), sendo determinado como limiar crítico mínimo de precipitação diária 109 mm. O limiar crítico mínimo para três dias corresponde a 68,7 mm de precipitação diária acumulada.

7.1.2 - ESPESSURA DE SOLO SATURADO

A determinação da proporção de espessura de solo saturado é fundamental para avaliar a estabilidade da área de análise. Admitindo que o nível freático está a uma altura ($m \times h$) acima do plano de rotura (SHARMA, 2002), da relação entre altura da coluna de água (d_w) acima do plano de rotura e espessura de solo potencialmente instável (h), obtém-se a variável m , que corresponde à razão entre espessura de solo saturado e espessura de solo potencialmente instável. Esta variável é determinada em metros.

A variável m é determinada pela equação seguinte:

EQUAÇÃO 28

$$m = \frac{d_w}{h} = \frac{q}{T} \times \frac{a}{b \times \sin\beta}$$

A espessura de solo potencialmente instável (h) foi determinada diretamente no local, na cicatriz da rotura. A altura da coluna de água também foi registada empiricamente no local. No entanto, no sentido de obter informação cientificamente mais correta determinou-se a variável m a partir da equação 28. A sua concretização implicou a recolha e determinação para cada formação superficial das variáveis hidrológicas que a compõem, através de levantamentos de campo, nomeadamente a Condutividade Hidráulica Saturada de campo que permitiu inferir a Transmissividade

(T). A determinação de um limiar para a precipitação efetiva (q) foi também ela essencial para ser possível determinar m . Os parâmetros topográficos haviam sido determinados a partir do MDE (ver subcapítulo 5.3).

Uma outra forma de abordar o problema da espessura de solo, na ausência de dados concretos de campo, seria calcular a sua espessura, descartando a possibilidade desta evoluir com o tempo (CATANI et al., 2010), através do modelo matemático GIST (*Geomorphological Indexed Soil Thickness*) que calcula a espessura instantânea do solo.

7.1.3 - PARÂMETROS MECÂNICOS

Os parâmetros mecânicos (Figura 7.1) foram determinados após a recolha de amostras no terreno, de acordo com o que foi explicado no subcapítulo 5.4.

O parâmetro Coesão, para o FS, foi determinado por retroanálise dos movimentos de vertente, para o modelo de Talude Infinito (ABRAMSON et al., 2002). No entanto, foi confrontado com valores de bibliografia para ser possível aferir da sua verosimilhança. O ângulo de atrito foi obtido através de uma avaliação no campo, testado por retroanálise dos movimentos de vertente e confrontado com valores de referências bibliográficas (VIANA da FONSECA & MAYNE, 2004); (MATOS FERNANDES, 2006); (GEOTECHDATA, 2011). A coesão é medida em Newtons por metro quadrado, enquanto o ângulo de atrito se mede em graus, como vimos no subcapítulo 5.4.

O peso volúmico do solo foi determinado seguindo a metodologia apresentada anteriormente (subcapítulo 5.4.2). No entanto, para o cálculo do Fator de Segurança (ABRAMSON et al., 2002; SHARMA, 2002) houve necessidade de calcular mais dois parâmetros referentes ao solo: Peso volúmico saturado e peso volúmico submerso. Na prática correspondem, respetivamente, ao peso que o solo apresenta quando os seus interstícios estão completamente cheios e saturados de água e ao peso do solo abaixo da coluna de água sem o peso da mesma. A determinação do seu valor foi de acordo com o exposto em ² e ³ do subcapítulo 7.1. A espessura de solo instável encontra-se explicada no subcapítulo anterior. Os pesos volúmcicos são determinados em kN/m^3 .

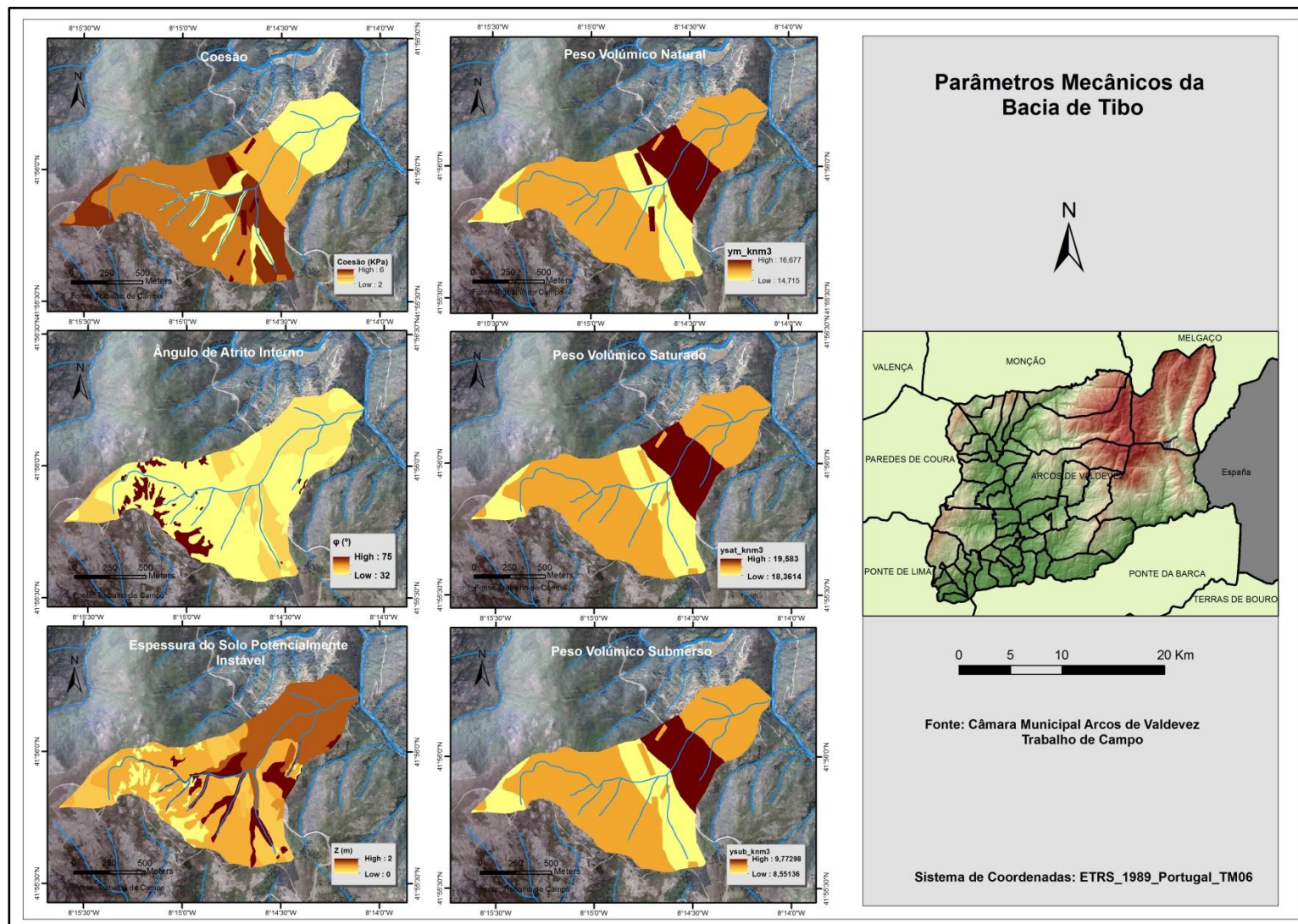


FIGURA 7.1 – Parâmetros Mecânicos da Bacia de Tibo

7.1.4 – AVALIAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE

Após a determinação de cada uma das variáveis, que compõem a equação final do Fator de Segurança, a cada uma das quais corresponde um ficheiro matricial com 2m de resolução, procedeu-se ao cálculo final através da equação final do Fator de Segurança:

$$FS = \frac{c' + h \times \cos^2 \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sub}] \times \tan \phi'}{h \times \sin \beta \times \cos \beta [(1 - m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]}$$

Em termos práticos, obteve-se como resultado final o mapa da Figura 7.2.

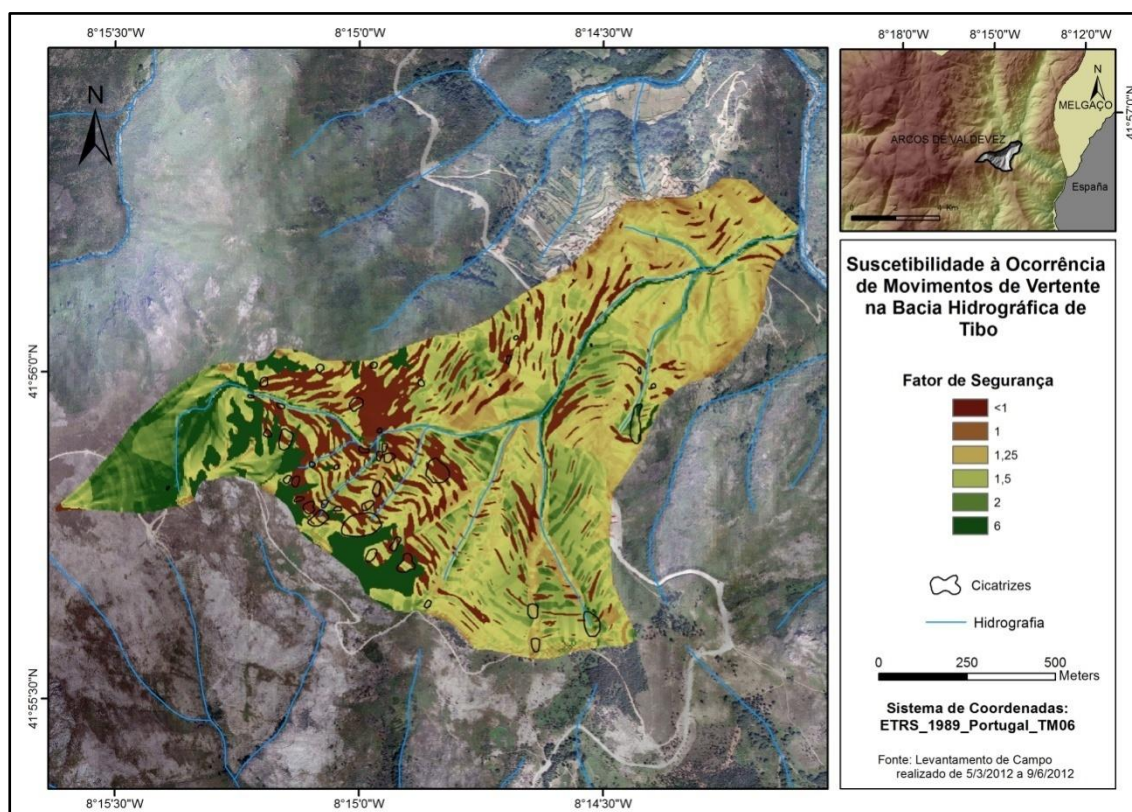


FIGURA 7.2 – Cenário de Suscetibilidade – FATOR DE SEGURANÇA

Como se pode ver neste mapa, o FS está disposto em classes, as quais estão associadas a instabilidade ou estabilidade da vertente. Assim, à classe < 1 está associada a elevada instabilidade, em que a suscetibilidade é tida como muito alta, o que implica uma rotura na vertente mais do que certa. A classe 1 implica uma igualdade entre as forças tangenciais e as forças de atrito, o que implica uma alta suscetibilidade e uma rotura muito provável da vertente. A classe $1 < FS \leq 1,25$ assume-se ainda como

marginalmente instável, de acordo com PIMENTA (2011), sendo associada a uma alta suscetibilidade. Ainda de acordo com a mesma autora, na classe $1,25 < FS \leq 1,5$ assume-se que a vertente está marginalmente instável, havendo ainda uma suscetibilidade moderada. As classes $FS \geq 1,5$ têm uma suscetibilidade baixa a muito baixa, o que indica que a vertente está parcial ou totalmente estável.

Como se pode ver, a partir deste mapa, é nas áreas de maior declive que verificam a maior instabilidade ($FS \leq 1$), bem como, em certa medida, nos setores da bacia com maior área contributiva. No entanto, é sobretudo pelo declive que a instabilidade se faz notar.

7.2 – VALIDAÇÃO DO CENÁRIO DE SUSCETIBILIDADE – FS

Após o cálculo da suscetibilidade houve lugar à validação dos resultados obtidos, através do cálculo da Taxa de Sucesso – Figura 7.3. Em termos práticos vai-se verificar quantas unidades matriciais estão em cada classe de instabilidade. Este procedimento tem como função averiguar a qualidade da predição determinada pelo modelo de suscetibilidade previamente calculado (BI & BENNETT, 2003). O modelo de susceptibilidade será tanto mais fiável quanto maior for o declive da curva da taxa de sucesso no seu início. Neste caso, grande parte da área instabilizada coincide com a área prevista como muito instável.

De acordo com GUZZETTI (2005) para que o modelo esteja correto e seja aceitável, deverá ter, no mínimo, 75% da área abaixo da curva, uma vez que o modelo apresenta valores entre 0 e 1. A fórmula de cálculo da Área Abaixo da Curva é a seguinte:

EQUAÇÃO 29

$$AAC = \sum_{i=1}^n \left[(Lsi - Li) \times \frac{ai + bi}{2} \right]$$

Assim, $(Lsi-Li)$ refere-se à amplitude da classe, enquanto ai se refere ao valor da ordenada corresponde a Li . Já o valor bi refere-se ao valor da ordenada correspondente a Lsi .

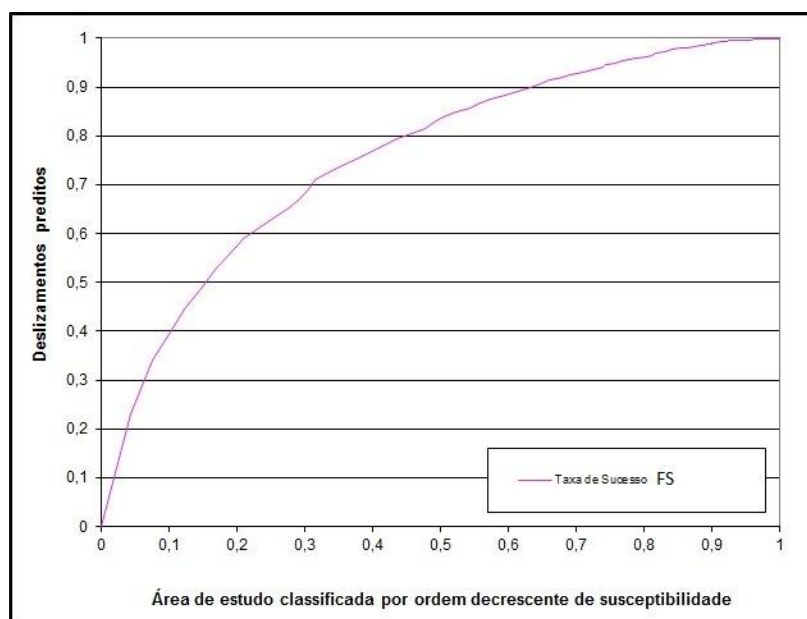


FIGURA 7.3 – Taxa de Sucesso do Fator de Segurança

O resultado da validação do mapa de suscetibilidade através do método da Taxa de Sucesso está expresso no gráfico da Figura 7.3. A validação deu 0,76, isto é, 76% de área abaixo da curva. Se analisarmos a curva é-nos possível perceber quanta área instável existe por área de suscetibilidade. Assim, analisando os pontos de maior inflexão na curva pode ver-se que 22% da área instável, com cicatrizes, se encontra em 4% da área total de análise. Com 7% da área total é possível justificar 33% da área instável e com 21% de área é possível justificar 59% da área das cicatrizes. Com cerca de 31% de área pode justificar-se 70% da área instável.

7.3 – COMPARAÇÃO DO FS COM O VALOR INFORMATIVO (VI)

No sentido de ser possível fazer comparações da suscetibilidade obtida pelo Fator de Segurança, fez-se uma experiência com o Valor Informativo (Modelo de base Estatística), tendo sido feita uma validação também pelo método da Taxa de Sucesso.

O método do valor informativo foi executado com recurso às seguintes variáveis: declive, exposição de vertentes, curvatura das vertentes, litologia, formações superficiais, índice de humidade, densidade de fraturação e índice topográfico de humidade.

Mapa temático	ID	Classe	Vi
DECLIVE	1	< 5	-3,600
	2	5,1 - 10	-3,588
	3	10,1 - 15	-3,316
	4	15,1 - 20	-1,415
	5	20,1 - 25	-0,492
	6	25,1 - 35	0,233
	7	> 35	0,846
EXPOSIÇÃO	1	Plano	0,693
	2	N	-2,111
	3	NE	-1,511
	4	E	-3,555
	5	SE	-3,157
	6	S	-3,384
	7	SW	-3,400
	8	W	-3,400
	9	NW	-3,309
PERFIL TRANS-VERSAL	1	Côncava	0,511
	2	Plano	0,068
	3	Convexa	-0,093
LITOLOGIA	1	Granito do Gerês e Monção	-7,341
	2	Pegmatito	-2,937
	3	Quartzo	-3,200
	4	Granito de Soajo e Ínsua	-0,419
	5	Granito de Lindoso e Várzea	0,656
	6	Xistos Pelíticos	-0,956
	7	Granito da Serra Amarela	-7,800
Índice de humidade	1	4,39	0,279
	2	5,45	0,670
	3	6,88	-0,917
	4	9,74	-2,443
	5	14,93	-4,836
DENSIDADE DE FALHAS	1	5	0,482
	2	14	-0,503
	3	20	-2,744
	4	28	-2,000
	5	43	-2,281
Formações superficiais	1	Antrossolo	-4,880
	2	Materiais Remexidos	-4,900
	3	Manto Bem Conservado	0,507
	4	Depósito Vertente	-0,032
	5	Depósito Solifluxivo_Argiloso	-0,758
	6	Depósito Solifluxivo_Pegmatítico	-4,900
	7	Depósito Solifluxivo	0,673
	8	Manto Muito Alterado	-0,734
	9	Afloramento	-0,906

TABELA 6 – Scores do VI

As variáveis uso do solo e unidades morfológicas não foram tidas em conta neste teste com o VI (Valor Informativo). Devido ao fraco pormenor das unidades morfológicas que foram elaboradas a uma escala menor (1: 25.000), o seu rigor é pouco aconselhável para este trabalho, cuja escala é de 1: 10.000. Por outro lado, o uso do solo revela-se pouco relevante para a variabilidade espacial da instabilidade de vertentes, uma vez que estas têm todas o mesmo tipo de ocupação (vegetação herbácea e arbustiva). Sendo assim, estas duas variáveis não foram deliberadamente utilizadas. Os scores obtidos estão expressos na tabela 6.

7.3.1 – VALIDAÇÃO AAC (VI)

A suscetibilidade determinada pelo Valor Informativo foi obtida através do método de validação da Taxa de Sucesso. O valor obtido foi 0,84, ou seja 84% das cicatrizes foram preditas com sucesso. O resultado desta validação pode ser visto na Figura 7.4.

Em termos comparativos, a Taxa de Sucesso do Valor Informativo apresenta melhores resultados do que a validação feita pelo mesmo método para o Fator de Segurança.

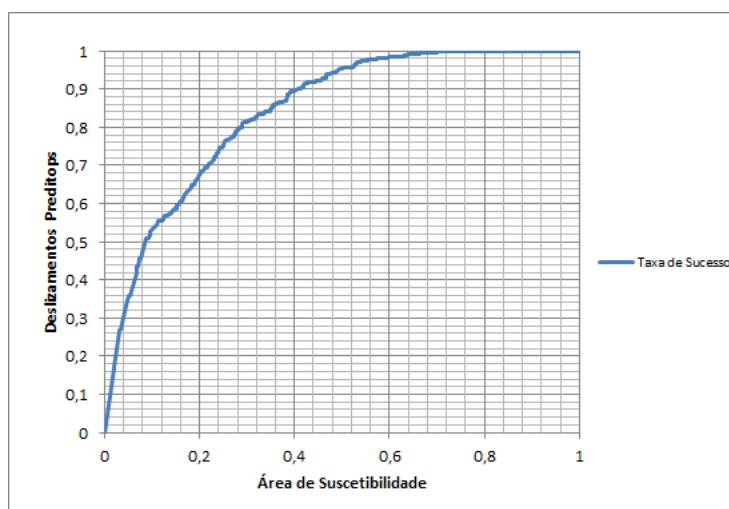


FIGURA 7.4 – Taxa de Sucesso do Valor Informativo

O resultado da validação do mapa de suscetibilidade está expresso no gráfico da Figura 7.4. O resultado da validação foi de 0,84, isto é, 84% de área abaixo da curva. Assim, pode ver-se que 27% da área instável, com cicatrizes, se encontra em 3% da área total de análise. Com 10% da área total é possível justificar 53% da área instável e com 25% de área é possível justificar 75% da área das cicatrizes. Com cerca de 41% de área pode justificar-se 91% da área instável.

8. ANÁLISE E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

No presente capítulo serão apresentados e discutidos os resultados referentes aos dois cenários de suscetibilidade: o cenário determinado pelo modelo SHALSTAB, previamente definido como o melhor modelo de suscetibilidade para a área de estudo através da validação da concordância entre área instável e cicatrizes, e o cenário determinado através do modelo do Fator de Segurança (FS). Serão analisados os índices de Frequência (F); a Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Deslizamento (PD), à semelhança de outros trabalhos: (GAO, 1993); (GUIMARÃES, 2000); (VIEIRA, 2007).

O desenvolvimento de movimentos de vertente é controlado, essencialmente por fatores mecânicos e hidrológicos que têm influência na atividade, comportamento e dimensão dos movimentos, e por fatores topográficos, sobretudo declive e a área de contribuição, que são os parâmetros de entrada do modelo SHALSTAB. Neste segundo grupo de fatores pode também incluir-se a curvatura, uma vez que é nas concavidades topográficas (*hollows*) que as roturas preferencialmente se desenvolvem, pela concentração do fluxo subsuperficial. Assim, e dada a importância de cada um destes três parâmetros topográficos, será feita também, para cada um deles, uma análise dos índices de Frequência (indica o número de píxeis por categoria de estabilidade); Concentração de Cicatrizes (indica a distribuição das cicatrizes por categoria de estabilidade a partir do total de área deslizada) e do Potencial de Deslizamento que indica a distribuição de píxeis afetados em cada classe de estabilidade a partir do total de píxeis de cada classe. A importância dos fatores topográficos declive e área de contribuição é de tal ordem que chegam a ser considerados, a par da espessura do solo, como os três principais fatores de instabilidade nas vertentes (OKIMURA & ICHIKAWA, 1985).

8.1 – CARACTERÍSTICAS DAS CICATRIZES

Na Bacia de Tibo foram registadas 45 cicatrizes, as quais ocupam uma área total de 32350 m² e apresentam um volume total de 38545 m³. No sentido de perceber quais as classes hipsométricas onde se concentra o maior número de cicatrizes, agrupou-se a altimetria em classes com intervalos de 100m (Figura 8.1). Grande parte destes movimentos de vertente (46,7%) apresenta a sua cicatriz entre os 900 e os 1000 m de

altitude. No entanto, são várias as cicatrizes que resultam da retrogressão da instabilidade na vertente, desencadeando-se por falta de apoio na base, podendo, por isso, a sua génese estar a uma altitude inferior à registada neste momento. Abaixo da cota dos 500m não foi registado qualquer movimento de vertente, o que poderá estar relacionado com o facto de toda essa área ser constituída por declives mais suaves do que os registados na maior parte da bacia e de esta mesma área ser usada para fins agrícolas e, por isso, ser alvo de uma “manutenção” permanente pelos proprietários dos terrenos.

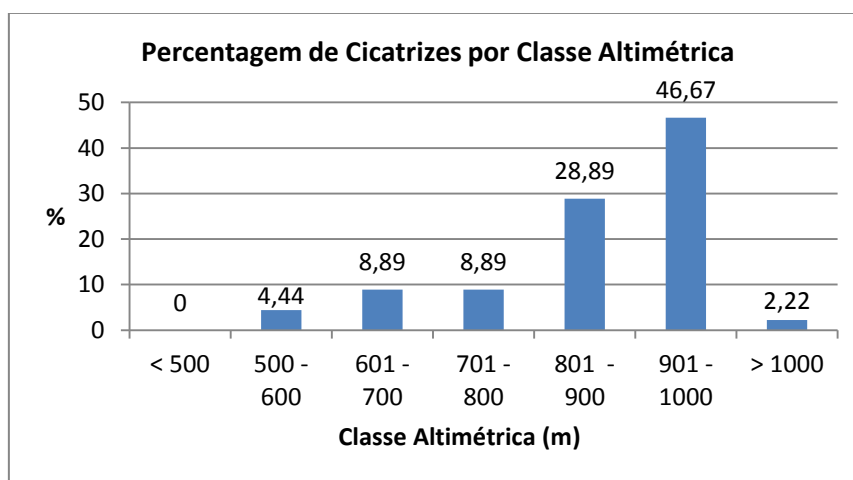


FIGURA 8.1 – Percentagem de Cicatrizes por Classe Altimétrica

Entre os 801 e os 900m existem 28,9% do total das cicatrizes registadas. Já entre 601 e 700 e entre 701 e 800m registaram-se 8,9% das cicatrizes. No Brasil, por exemplo, na bacia de COPEBRÁS, 70% das cicatrizes estão concentradas nas classes hipsométricas 400-600m e 600-800m (VIEIRA, 2007). No entanto, note-se que a altimetria registada naquela bacia da Serra do Mar, São Paulo, começa nos 0m, enquanto na Bacia de Tibo o ponto mais baixo se regista por volta dos 450m. Acima dos 1000m de altitude registaram-se apenas duas cicatrizes (2,22% do total). Isto pode explicar-se pela existência de planaltos acima desta cota, na área de estudo. Existem topos relativamente aplanados com pequenas variações altimétricas, logo não há declives capazes de gerar instabilidade nem há lugar a grandes concentrações de fluxos subsuperficiais pela ação da variação de declive ou de curvatura.

Relativamente à área das cicatrizes (Figura 8.2), 64% destas apresentam uma área abaixo de 600m², enquanto a restante percentagem (36%) se encontra acima desta

área. Estes 36% de área superior a 600m² de área poderão ser explicados pela recorrência de instabilidade, quer por retrogressão da cicatriz, quer por reativações de material previamente movimentado, imediatamente a jusante da cicatriz, o que contribuirá para o aumento da área da cicatriz original.

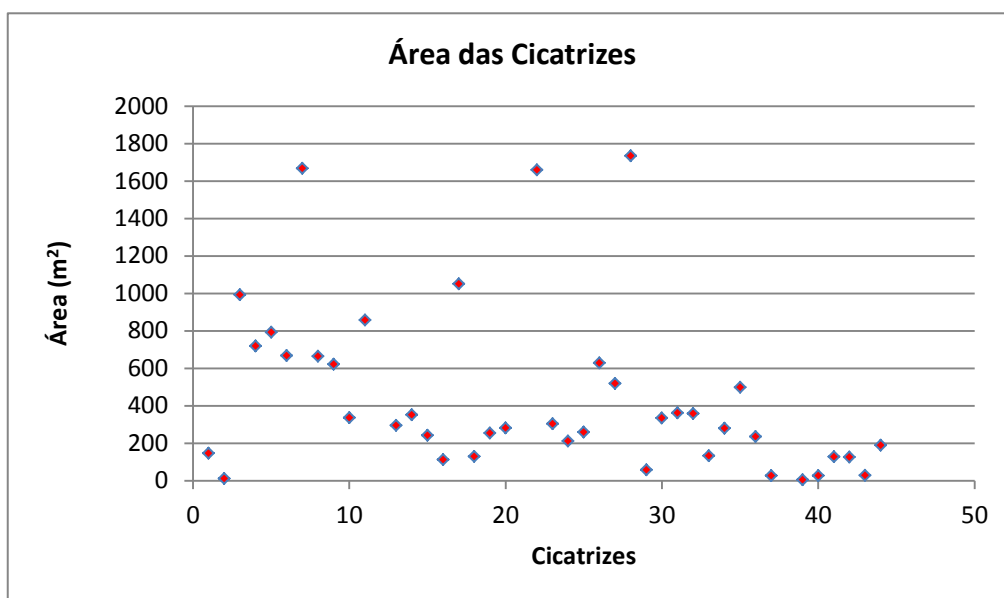


FIGURA 8.2 – Área das Cicatrizes em Metros Quadrados

8.2 – FATORES TOPOGRÁFICOS FUNDAMENTAIS

A topografia tem um papel fundamental na distribuição espacial das condições hidrológicas de uma área, sobretudo da humidade do solo e da sua saturação, bem como na geração de fluxos de água subsuperficiais (DIETRICH et al., 1992; FERNANDES et al., 2004; RABACO & FERNANDES, 2007).

Neste subcapítulo será feita uma análise dos três índices atrás referidos (Frequência da classe, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento) aos três fatores topográficos fundamentais: declive; área de contribuição e curvatura.

8.2.1 – DECLIVE

A Bacia de Tibo, embora não seja muito grande, apresenta encaixes vigorosos da rede de drenagem e dispõe-se em anfiteatro. Isto é, em parte, causa e consequência da existência de declives muito acentuados em grande parte da bacia (Figura 8.3).

Cerca de 38% das vertentes apresentam declives entre os 25 e 35°, nas quais se concentram 48% das cicatrizes e onde se regista um potencial de deslizamento de 3,34% (Figura 8.4), que corresponde a 28% do potencial de deslizamento total.

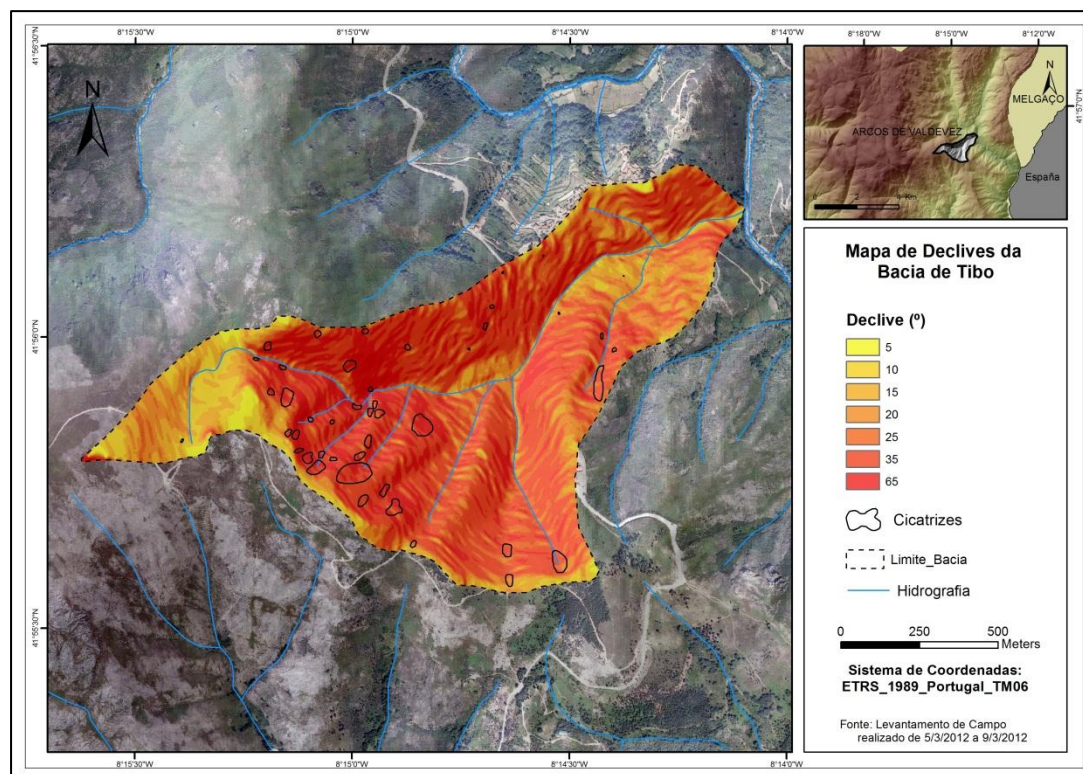


FIGURA 8.3 – Mapa de Declives da Bacia de Tibo

A classe de declive ($> 35^\circ$) é a segunda classe mais representativa de toda a bacia com 17% da área e apresenta a segunda maior concentração de cicatrizes (39%), mas que é mais alta relativamente à frequência, se a compararmos com a classe anterior. Nesta classe está o maior potencial de deslizamento (6,2%) que corresponde a 52% do total. Resultados semelhantes foram encontrados na Serra do Mar (VIEIRA, 2007), em ambientes edafo-climáticos bastante diferentes, onde o maior potencial de deslizamento (6,6%) se encontra na classe $40^\circ - 50^\circ$. Esta é a classe de declive onde a concentração de cicatrizes e o potencial de deslizamento são maiores face à área que a classe ocupa na bacia. Para se ter uma ideia, só 16% das cicatrizes tiveram a sua rotura em setores da vertente com menos de 35° . Os restantes 84% ocorreram acima de 35° (Figura 8.4). Entre os 35 e 40° ocorreram 33% das cicatrizes e acima de 40° desencadearam-se 51%. Assim, as duas classes de declive mais acentuado correspondem a 55% da área bacia, têm uma concentração de 87% das cicatrizes e apresentam um potencial de deslizamento de 9,6%, ou seja 80% do total. Isto é revelador da importância que os

declives mais acentuados têm, direta e indiretamente, nas vertentes nesta área noroeste de Portugal.

As classes de declive abaixo de 25° apresentam uma menor frequência (45%) e uma concentração de cicatrizes de apenas 13%, não havendo no interior de nenhuma cicatriz classes de declive inferior a 10°, e um potencial de deslizamento de 2,4% (20% do total). Estes declives mais brandos são registados nas linhas de cumeada e na área mais a jusante da bacia que é um depósito de vertente sobre o qual se realiza atividade agrícola.

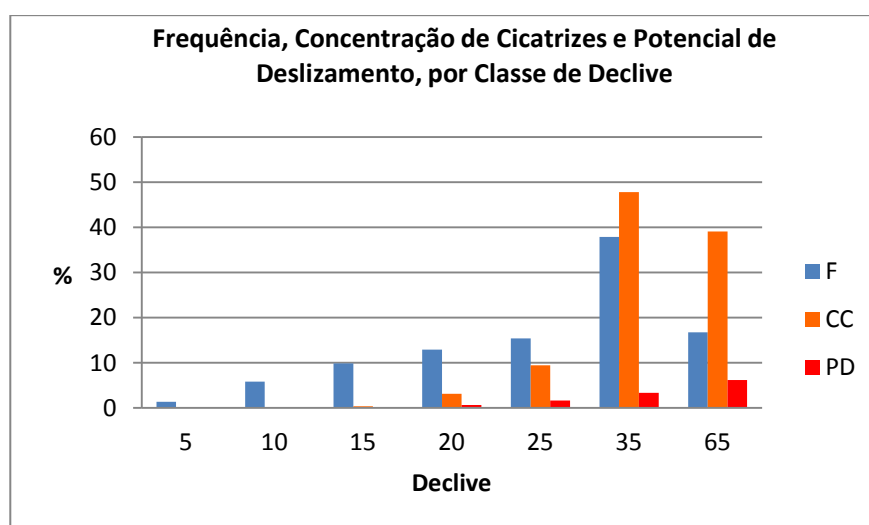


FIGURA 8.4 – Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento, por Classe de Declive

8.2.2 – ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO

A área de contribuição (Figura 8.5) tem um papel fundamental na avaliação da instabilidade de uma área (BEVEN & KIRKBY, 1979; RAMOS et al., 2003), pois tem uma relação direta com o declive e com a curvatura, sendo as áreas mais baixas ou côncavas as que têm maior área de contribuição, pois é para lá, principalmente, que o fluxo subsuperficial se desloca. Com este mapa é possível perceber de e para onde se deslocam aqueles fluxos, partindo do princípio que o fluxo interno subsuperficial se desloca paralelamente à vertente.

A classe ($\log_{10}$) $2,04\text{m}^2$ apresenta a maior frequência de área de contribuição, com 43,6%. A partir desta classe a frequência das classes seguintes vai diminuindo sucessivamente (Figura 8.6). O mesmo se verifica com a concentração de cicatrizes, no

entanto, neste caso a percentagem de CC é superior à percentagem de frequência nas classes ($\log_{10}$) $2,04\text{m}^2$ e $2,66\text{m}^2$, onde se registam, respetivamente, percentagens de 58% e 34%, denotando que estas duas classes são as mais afetadas por cicatrizes. É também naquelas duas classes que se verificam os maiores valores de potencial de deslizamento com 3,54% e 2,93%, o que em termos de percentagem do total de PD se traduz em 42% e 35%, respetivamente.

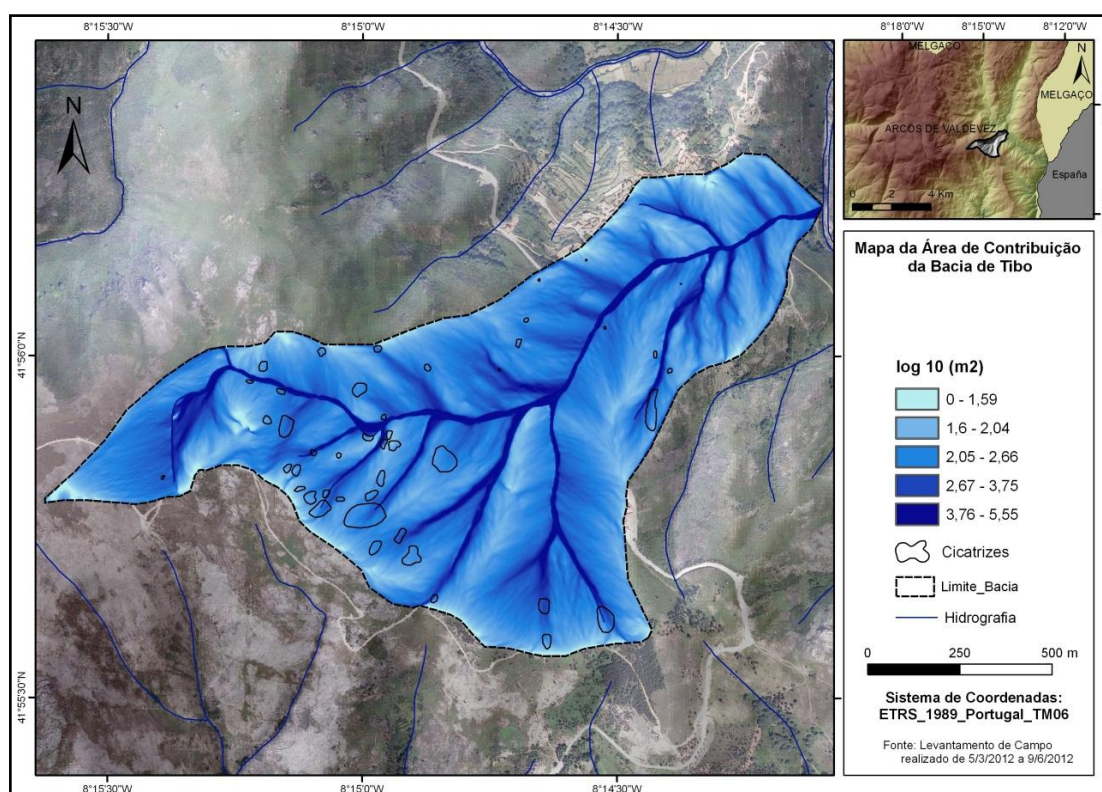


FIGURA 8.5 – Mapa da Área de Contribuição da Bacia de Tibo

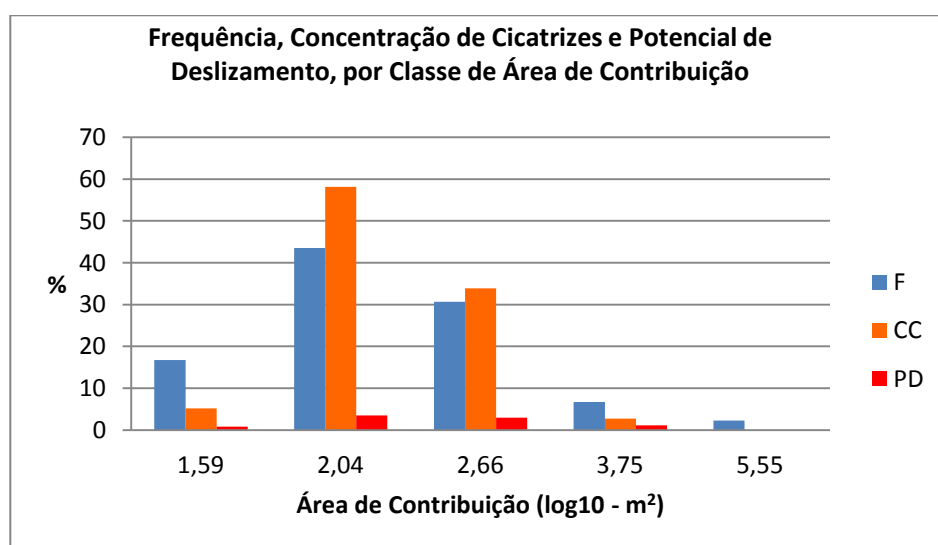


FIGURA 8.6 - Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento, por Classe de Área de Contribuição

Nas duas classes de maior área de contribuição os valores de frequência são muito mais baixos, sendo que os valores de CC e PD são extremamente baixos, sobretudo na classe $(\log_{10}) 3,76\text{m}^2 - 5,55\text{m}^2$, onde não foram registadas quaisquer cicatrizes, tendo valor 0 na CC e no PD. Assim, estes setores onde se registam maiores valores de área de contribuição, estão, geralmente, associados a fundos de vales com baixos declives, onde também irão ser registados maiores valores no padrão de saturação do solo (h/z). Nestes setores, a instabilidade é fraca apesar dos elevados níveis de humidade apresentados, devido ao baixo declive. Já nos setores com declives mais acentuados o padrão h/z é menor, no entanto têm uma forte instabilidade devido ao ângulo da vertente.

Embora com valores e dimensões diferentes, a tendência dos resultados aqui obtidos assemelha-se ao que foi obtido para a Bacia de COPEBRÁS, na Serra do Mar (VIEIRA, 2007).

8.2.3 – CURVATURA DA VERTENTE

A instabilidade regista-se sobretudo nas áreas côncavas das vertentes (*hollows*) (DIETRICH & MONTGOMERY, 1998), que é onde a humidade se concentra predominantemente pela ação convergente do fluxo subsuperficial, fazendo com que haja saturação mais rapidamente. Assim, com quantitativos menores de precipitação poderá alcançar-se a saturação. Os *hollows* são também locais preferenciais de acumulação de material coluvionar, o que facilita a entrada da água e o aumento da pressão intersticial dos poros pela água, facilitando a perda de estabilidade.

Nos setores convexos, o fluxo desloca-se de forma divergente. Assim, a água poderá surgir à superfície se ocorrerem precipitações muito intensas ou a infiltração for dificultada pela heterogeneidade do solo que transforme o fluxo subsuperficial em fluxo superficial (RENEAU & DIETRICH, 1987; VIEIRA, 2007).

Analisando os valores do mapa de curvatura em Planta / Perfil (Figura 8.7), pode dizer-se que 51% da bacia se apresenta com forma convexa, 47% com forma côncava e 2% da área é retilínea (Figura 8.8). No que concerne ao índice de CC, é nas formas côncavas que está a maior percentagem de cicatrizes (50%), seguida das formas convexas com 45% e das formas retilíneas com 5% das cicatrizes.

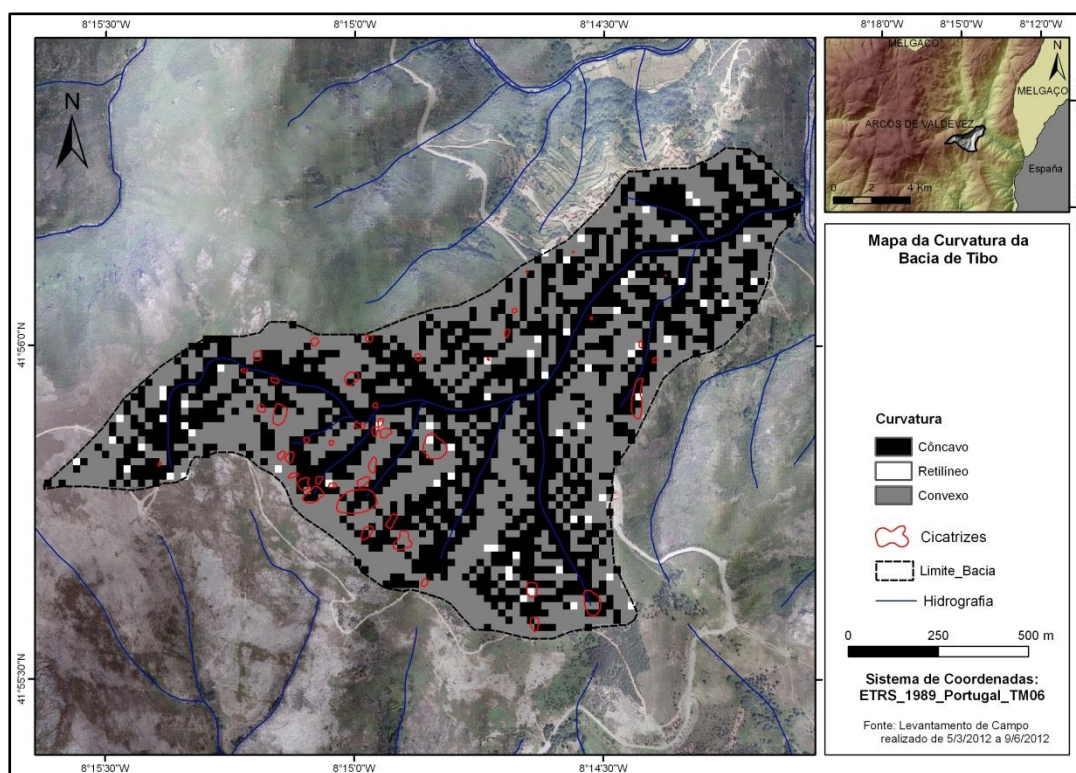


FIGURA 8.7 – Mapa da Curvatura em Planta / Perfil da Bacia de Tibo

No que se refere ao potencial de deslizamento o maior valor está na classe retilínea com 5,95%, um pouco acima dos valores registados (5%) na bacia do Ultrafértil (NERY, 2011), o que se traduz em 53,4% do total do potencial de deslizamento, enquanto a forma côncava obteve um PD de 2,84% e a forma convexa 2,37%, correspondendo respetivamente a 25,4% e 21,2% do total de PD. Isto evidencia a importância dos fluxos subsuperficiais paralelos à vertente, que pela ação da gravidade exercem muita pressão, através das forças tangenciais, sobre os materiais menos coesos assentes sobre rocha-mãe levando à sua rotura.

VIEIRA (2007) registou valores de PD de 4% para formas retilíneas e convexas, enquanto NERY⁴ (2011) registou valores de PD de 5% para formas retilíneas e 4% para

⁴ NERY (2011) utilizou o modelo de base física SINMAP

formas convexas. Estes valores são semelhantes entre eles, mas diferem dos valores obtidos em Tibo, o que estará certamente relacionado com o padrão de circulação interna da água, bem como com a espessura das formações superficiais, que é muito menor no caso Português, devido à menor meteorização química e à maior meteorização mecânica, bem como ao tipo de rocha que aqui é predominantemente granítica e em São Paulo é sobretudo metamórfica (Gnaiss).

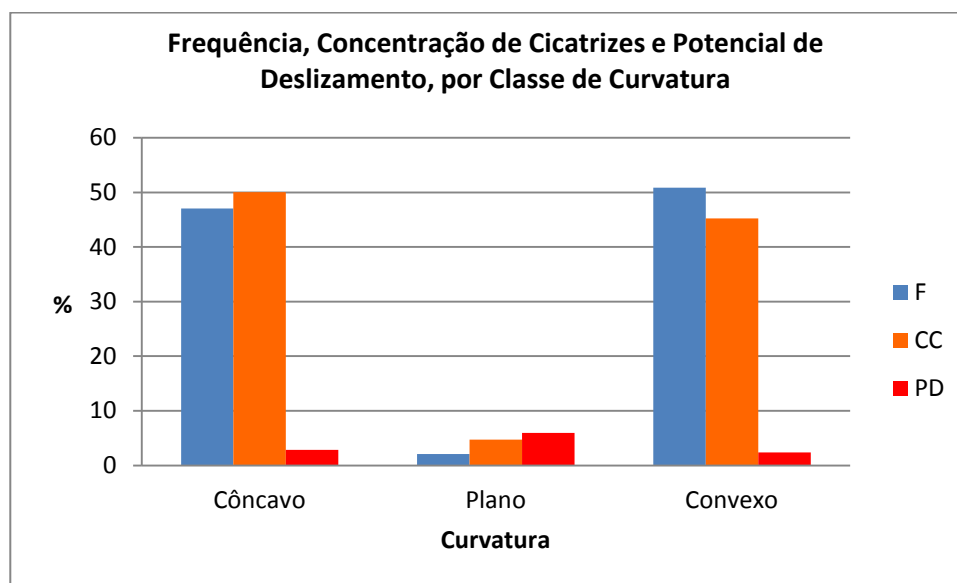


FIGURA 8.8 - Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento, por Classe de Curvatura

8.3 – RELAÇÃO DAS CICATRIZES COM A LITOLOGIA

No que respeita à distribuição percentual da litologia, há um claro predomínio do Granito de Lindoso e Várzea (Figura 8.9), que ocupa 42,6% do total da área de trabalho, seguida dos Xistos Pelíticos com 21% e do Granito de Gerês e Monção com 19,1% e do Granito de Soajo e Ínsua com 14,8%. É no Granito de Lindoso e Várzea que está a maior percentagem de CC (82%), contra 10% no Granito de Soajo e Ínsua e 8% nos Xistos Pelíticos. O Granito de Gerês e Monção apresenta apenas 0,01%, fruto da existência apenas de um pequeno movimento. A explicação disto estará nos menores declives e no uso do solo, uma vez que esta litologia se localiza na parte mais a jusante da bacia de estudo e porque grande parte desta litologia é ocupada com habitação e sobretudo com agricultura, duas atividades que implicam manutenção e estabilização do terreno.

Relativamente ao PD, o Granito de Lindoso e Várzea apresenta 5,13% (63,03% do total), o que é quase o triplo do valor registado para o Granito do Soajo e Ínsua com 1,75% e dos Xistos Pelíticos com 1,04%. As restantes litologias apresentam valores muito reduzidos.

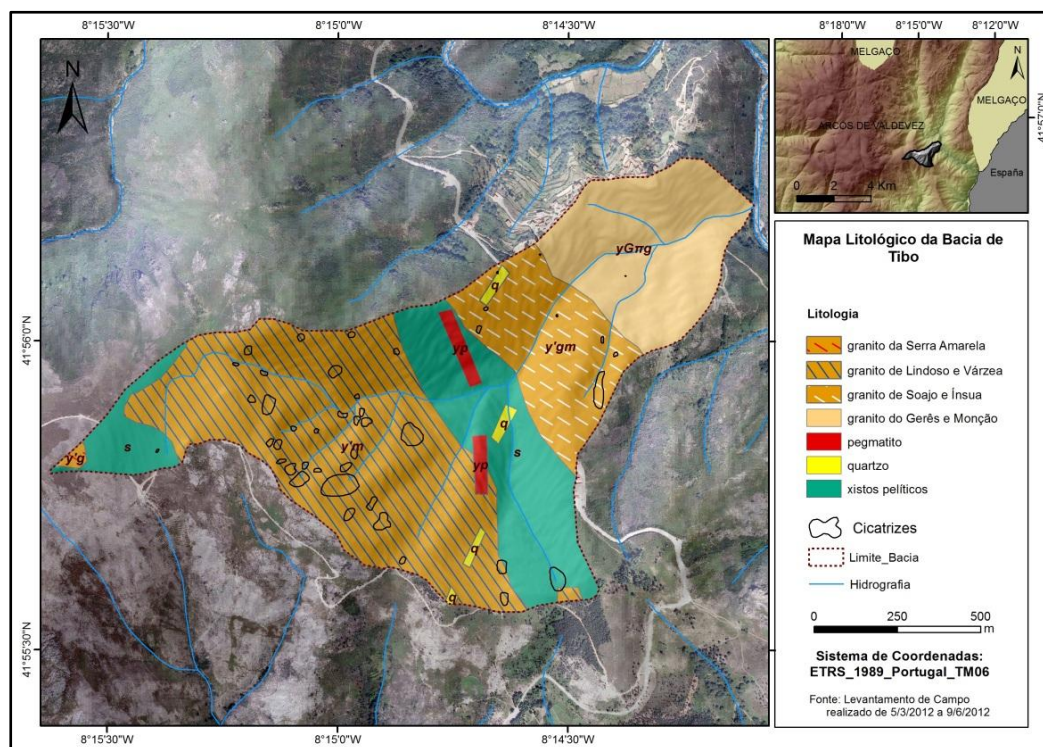


FIGURA 8.9 – Mapa Litológico da Bacia de Tibo

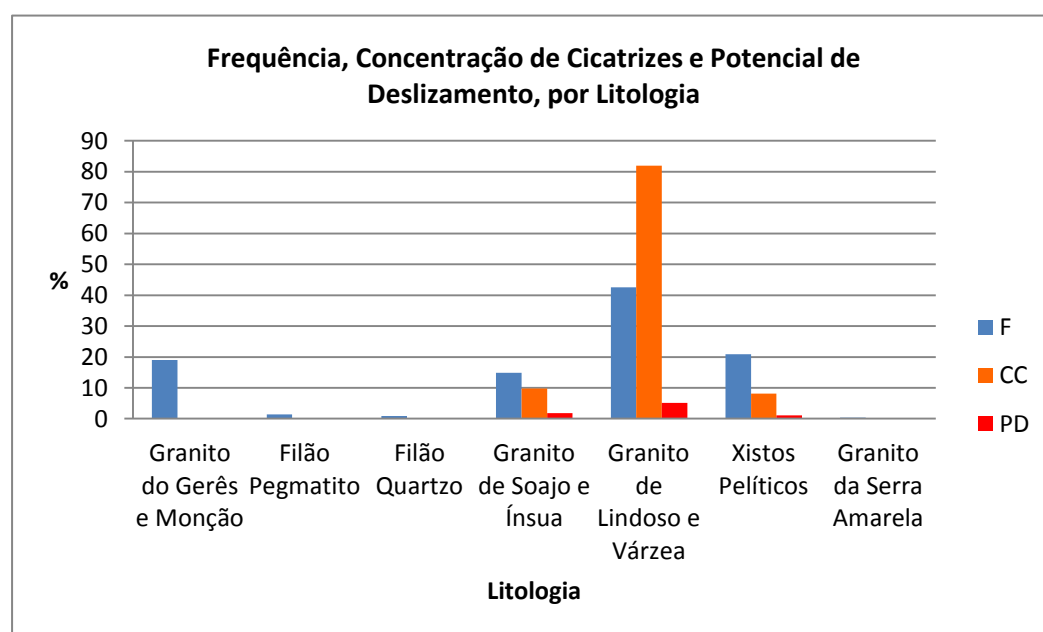


FIGURA 8.10 – Índices de Frequência, Concentração de Cicatrizes e Potencial de Deslizamento, por Litologia

8.4 – CENÁRIO DE SUSCETIBILIDADE – MODELO SHALSTAB

Após a determinação do melhor cenário de suscetibilidade do modelo SHALSTAB para a Bacia de Tibo (Figura 8.12), de acordo com a validação feita no subcapítulo 6.2 e tendo em conta os parâmetros hidrológicos e mecânicos do solo obtidos no terreno, irá agora ser feita a análise dos índices de Frequência, CC e PD.

Como já se havia visto no subcapítulo 6.1.2, a classe com maior frequência é a classe incondicionalmente estável e saturada ($a/b > (T/Q) \sin\theta$; $\tan\theta \leq \tan\phi (1 - \rho_w/\rho_s)$), com quase 25% do total de píxeis da área, seguida pela classe $\log q/T$ (-2.8 - -2.5), instável e não saturado ($a/b < (T/Q) \sin\theta$; $\tan\phi (1 - \rho_w/\rho_s) < \tan\theta < \tan\phi$) com 19,6% da área. A maior percentagem de área estável explica-se com a existência de um setor plano no flanco WSW da bacia, bem como de uma área mais aplanada na parte mais a jusante da bacia. Por outro lado, o fundo dos vales também se comporta como incondicionalmente estável, contribuindo para o aumento daquela percentagem. Assim, cerca de 50% da área está inserida nas classes de maior estabilidade ($\log q/T > -2.5$), em que 25% de área está na classe incondicionalmente estável; 10,25% na classe $\log q/T > (-2.2)$, e 15,23% na classe $\log q/T$ (-2.5 - -2.2) - Figura 8.11.

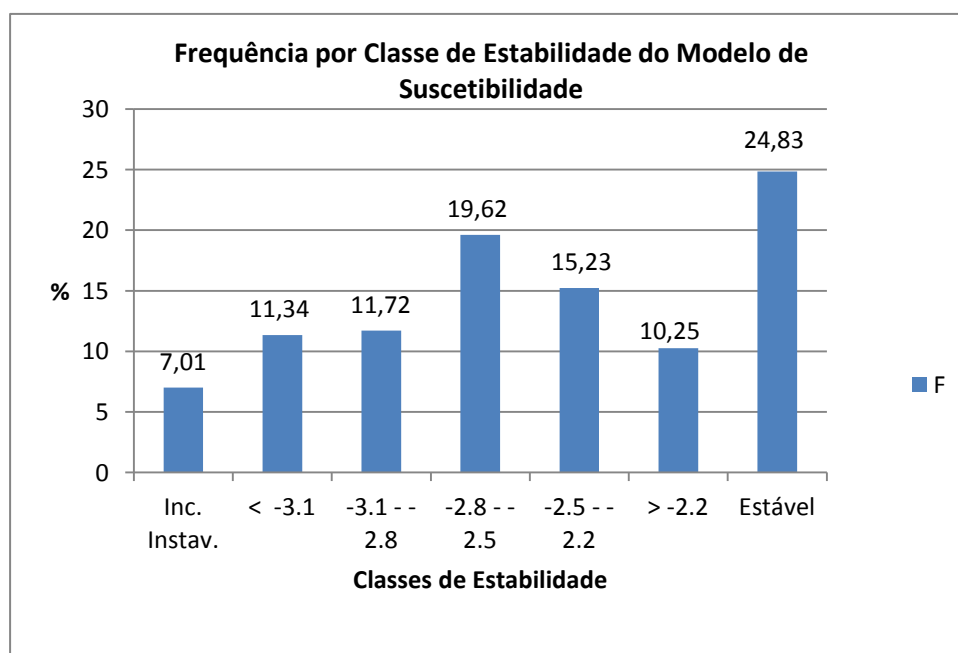


FIGURA 8.11 - Índice de Frequência por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB

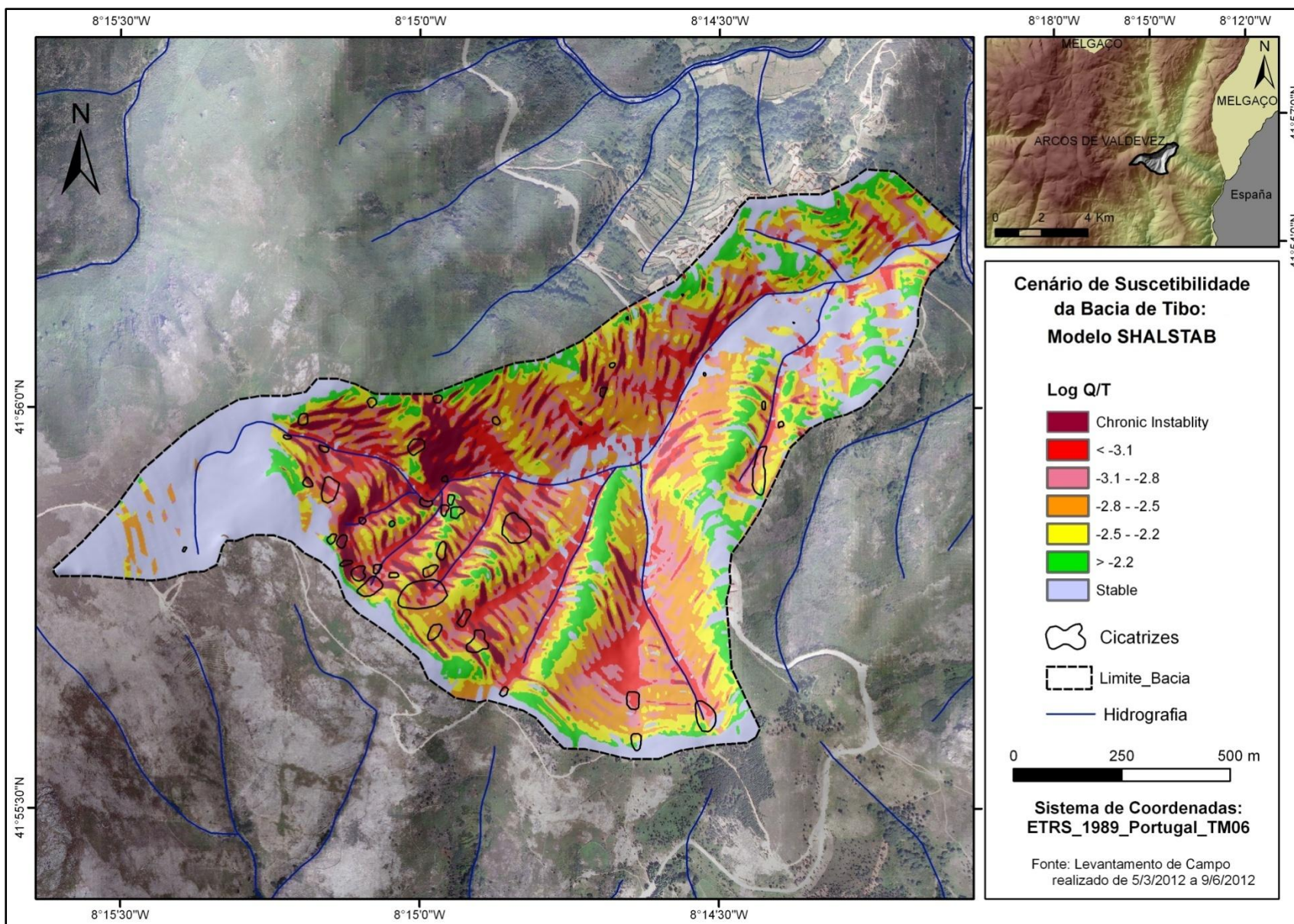


FIGURA 8.12 – Cenário de Suscetibilidade – MODELO SHALSTAB ($C'=2000 \text{ N/m}^2$; $Z=1,2\text{m}$; $\phi = 32^\circ$; $\rho_s = 14,7 \text{ kN/m}^3$)

No que diz respeito à CC (Figura 8.13), verifica-se que a classe com maior concentração de cicatrizes é a classe $\log q/T$ (-2.8 - -2.5) com 1777 píxeis (Figura 8.14), o que equivale a 22,01% do total, sendo seguida pela classe $\log q/T$ (-3.1 - -2.8) com 20,37%. Cerca de 18% das cicatrizes abarca no seu interior a classe $\log q/T$ (-2.5 - -2.2). As classes $\log q/T$ Incondicionalmente instável ($\tan\theta > \tan\phi$; $a/b < (T/Q) \sin\theta$) e $\log q/T < -3.1$ ($\tan\theta > \tan\phi$; $a/b > (T/Q) \sin\theta$) apresentam, respetivamente, um índice de CC de 16,22% e 16,38%, ou seja, nas duas classes de maior instabilidade concentram-se 32,6% das cicatrizes.

Em $\log q/T$ (<-2.8) concentram-se 53%, o que se revela bastante bom. Na bacia de Copebrás em condições algo parecidas (cenários B2- S e B3- S – condições naturais) para $\log q/T$ (<-2.8) foi registado um acumulado de CC de 14% e 43%, respetivamente (VIEIRA, 2007). Nas bacias dos rios Quetite e Papagaio, para $\log q/T$ (<-2.8) registou-se um acumulado de CC de 37% (GUIMARÃES, 2000).

Nas classes de instabilidade ($\log q/T < -2.5$), regista-se 75% da concentração de cicatrizes, restando 25% nas classes de maior estabilidade ($\log q/T > -2.5$). Nas duas classes de maior estabilidade regista-se um total de 7,04% de concentração de cicatrizes.

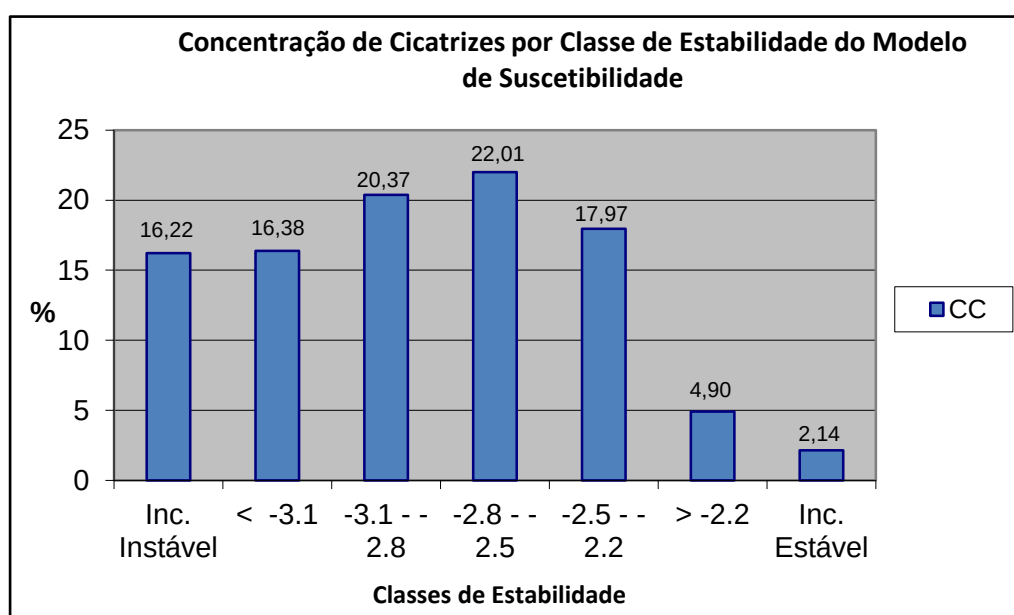


FIGURA 8.13 - Índice de Concentração de Cicatrizes por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB

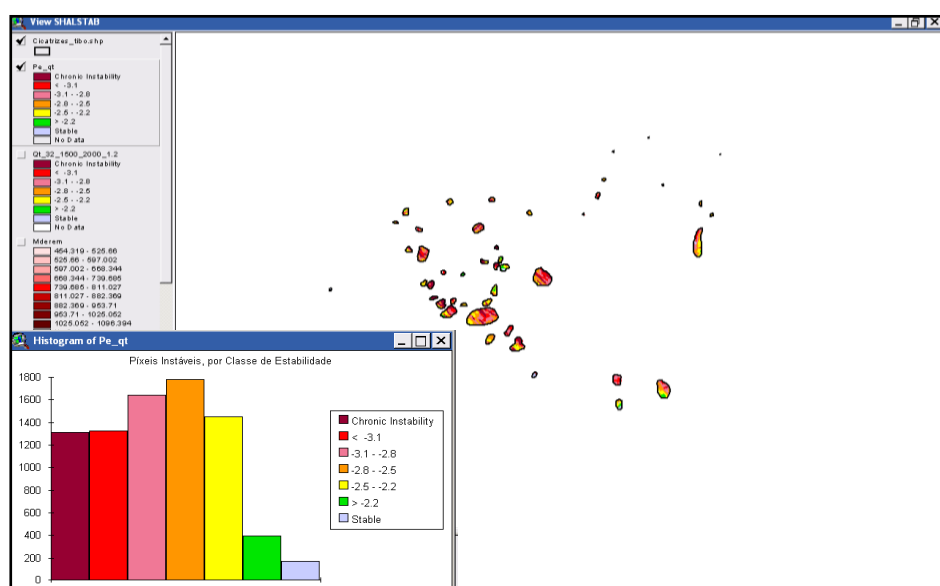


FIGURA 8.14 – Píxeis Instáveis na Bacia de Tibo, por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB

Relativamente ao PD (Figura 8.15), verifica-se que é na classe de maior instabilidade (log q/T incondicionalmente instável) que se verifica o maior potencial de deslizamento com 6,27%, que se traduz em 27,68% do total (Figura 8.15). Estes valores dão boas indicações acerca da fiabilidade do modelo. Na classe log q/T (-3.1 - -2.8) regista-se um PD de 4,71% e na classe log q/T (<-3.1) o PD é de 3,91%, o que se traduz em 20,79% e 17,27% do total de PD. A classe incondicionalmente estável regista um PD de 0,23%, ou seja, 1,03% do PD total. Em termos de percentagem do PD total a classe log q/T (<-2.5) apresenta 79,15%, ou seja, mais de 79% deste potencial está nas classes instáveis.

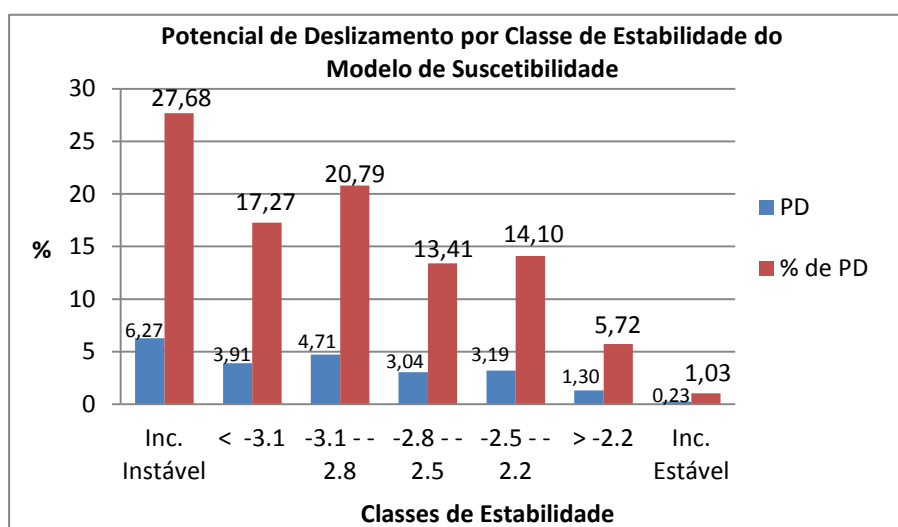


FIGURA 8.15 - Potencial de Deslizamento por Classe de Estabilidade do Modelo SHALSTAB

8.5 – CENÁRIO DE SUSCETIBILIDADE – FATOR DE SEGURANÇA

No que diz respeito ao Fator de Segurança (FS) - Figura 7.2 - a frequência das classes atinge os 60,4% nas classes de instabilidade ($FS \leq 1$), sendo a classe ($FS=1$) a que maior valor apresenta (43,4%). A classe de estabilidade ($1 < FS \leq 1,25$) representa 26,2% sendo a classe estável com maior valor. As restantes apresentam valores bastante inferiores (Figura 8.16).

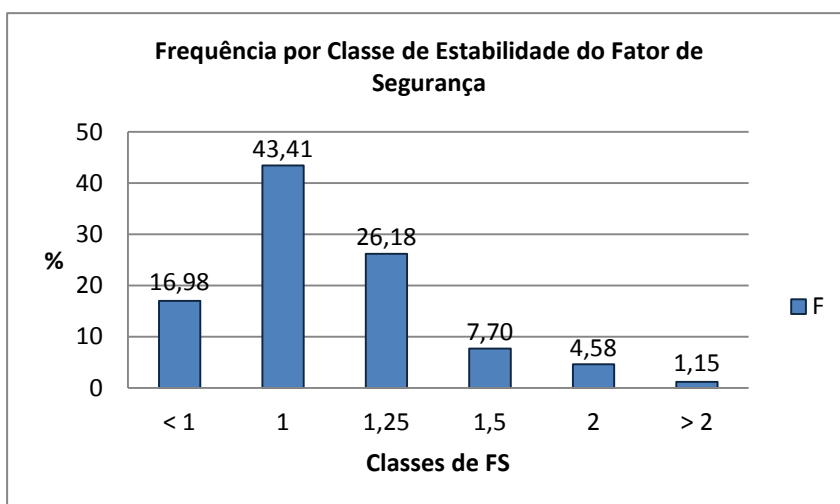


FIGURA 8.16 – Índice de Frequência por Classe do Fator de Segurança

Relativamente à CC (Figura 8.17), 73,6% das cicatrizes encontram-se nas classes de instabilidade ($FS \leq 1$), enquanto 26,4% se concentram nas classes de estabilidade ($1,25 < FS \leq 6$). Este valor está dentro do valor determinado pela Área Abaixo da Curva (AAC / AUC) obtida pela validação através do método da Taxa de Sucesso, com 76%, como havíamos visto no subcapítulo 7.2.

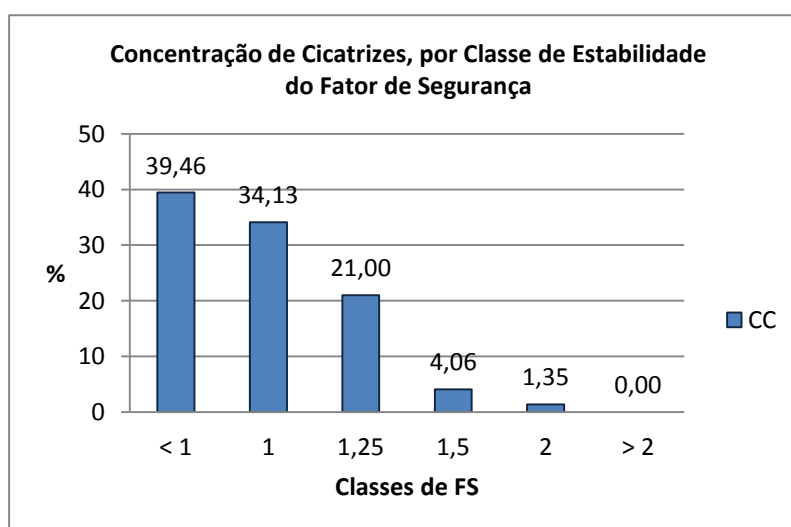


FIGURA 8.17 – Índice Concentração de Cicatrizes por Classe do Fator de Segurança

Quanto ao PD, é na classe ($FS < 1$) que se encontra o maior valor com 6,46%, valor semelhante ao da classe de maior instabilidade do modelo SHALSTAB com 6,27%. Na classe ($FS=1$) regista-se 2,19% de PD, valor que sobe para 2,23% na classe ($1 < FS \leq 1,25$). Nas classes de maior estabilidade o valor de PD cai para menos de 2%. Na classe ($FS > 2$) o valor cai para 0%. Assim, em termos do valor percentual total de PD, 65,7% deste potencial está nas classes ($FS \leq 1$), valor inferior ao registado no modelo SHALSTAB (79%). Nas classes de estabilidade estão 34,3% do PD – Figura 8.18.

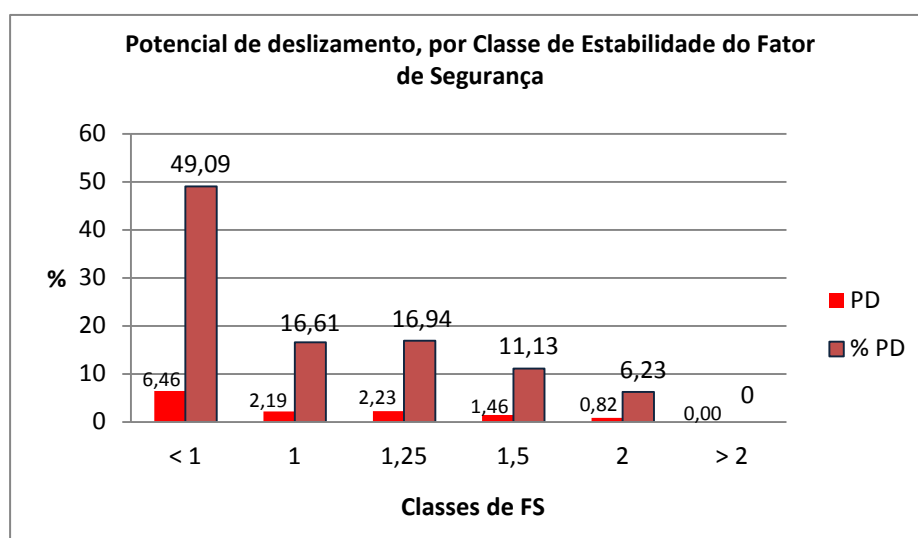


FIGURA 8.18 - Potencial de Deslizamento por Classe do Fator de Segurança

8.6 – AVALIAÇÃO GLOBAL DOS DOIS MODELOS

De acordo com a validação do modelo SHALSTAB, proposta por DIETRICH et al. (1998), 91% das cicatrizes estão nas classes de instabilidade ($\log q/T < -2.5$). No que se refere ao índice CC, 75% das cicatrizes dispõem-se em $\log q/T < -2.5$. Quanto ao índice PD, 79% está em $\log q/T < -2.5$. O modelo do Fator de Segurança apresenta uma validação através de AAC de 76%, um índice CC de 74% e um índice PD de 66% para as classes de instabilidade ($FS \leq 1$).

De um ponto de vista da concentração de cicatrizes, os modelos apresentam-se bastante semelhantes, com melhores resultados para o modelo SHALSTAB. No entanto, há que ter em linha de conta que o Fator de Segurança implica variabilidade da transmissividade e do peso volúmico do solo.

Assim, para completar a avaliação do desempenho dos dois modelos fez-se uma avaliação bastante importante, que visa a detecção de erros comuns nos modelos e que são: Áreas Instáveis sem Cicatriz e Áreas Estáveis com Cicatriz (Tabela 7). Pretende-se, assim, determinar a percentagem de erro face à área total de estudo.

Classes \ Modelo	Instável	Instável com Cicatriz	Instável sem Cicatriz	Estável	Estável com Cicatriz	Estável sem Cicatriz
SHALSTAB	148226	6055	142171	150119	2020	148099
FS	27308	925	26383	17916	332	17584

TABELA 7 – Total de Células por Categoria, Instável e Estável, nos Modelos SHALSTAB e FS

Comparativamente com resultados obtidos no Brasil, (GUIMARÃES, 2000); (VIEIRA, 2007), pode dizer-se que são bastante satisfatórios. De um modo geral, a percentagem das áreas com erro é maior no modelo do Fator de Segurança. No entanto, no que se refere às **áreas estáveis com cicatriz** a diferença é ligeiramente maior, sendo o valor 0,73% no FS e 0,68% no SHALSTAB (Tabela 8).

Classes \ Modelo	Instável sem Cicatriz	Estável com Cicatriz
SHALSTAB	47,65	0,68
FS	58,34	0,73

TABELA 8 – Percentagem de Erro em Cada Modelo

No que se refere às **áreas instáveis sem cicatriz** os valores são significativamente maiores do que nas áreas estáveis com cicatriz, o que é compreensível uma vez que nem toda a área instável poderá cair. Como se pode ver no FS a percentagem de erro é maior (58,34%) do que no SHALSTAB (47,65%). Assim, o modelo SHALSTAB apresenta melhores resultados.

9. CONCLUSÃO

O principal objetivo deste trabalho era avaliar a suscetibilidade a deslizamentos translacionais superficiais na Bacia de Tibo, aplicando modelos matemáticos de base física e aferir a consistência dos seus resultados. Assim, fez-se a avaliação da suscetibilidade através da utilização de dois métodos matemáticos de base física. O modelo SHALSTAB foi o primeiro modelo aplicado, no entanto, para contrapor os seus resultados foi também utilizado o Modelo do Fator de Segurança, no sentido de estabelecer uma comparação com o modelo SHALSTAB. Pode dizer-se que os resultados são bastante satisfatórios.

A grande vantagem dos modelos de base física reside no facto de se calcular a suscetibilidade apenas com base nos parâmetros físicos, mecânicos e hidrológicos, e nos parâmetros topográficos, sem a implicação das áreas instabilizadas, ou seja, a avaliação da suscetibilidade não está dependente do inventário dos movimentos de vertente. As cicatrizes dos movimentos de vertente são elementos independentes à análise da suscetibilidade e apenas são utilizadas para a validação daquela. Pelo contrário, os modelos estatísticos estão diretamente dependentes do inventário dos movimentos de vertente, tornando a validação auto justificativa.

A aplicação dos modelos matemáticos de base física implica a existência de parâmetros mecânicos, hidrológicos e topográficos. Para isso, há necessidade de efetuar um trabalho de campo sólido com especial destaque para o levantamento das cicatrizes. O inventário das cicatrizes é parte fundamental e imprescindível no processo, sem o qual não é possível validar os modelos.

Os parâmetros mecânicos e hidrológicos foram recolhidos no terreno e determinados em laboratório com exceção para a coesão, que para o FS foi determinada por retroanálise. Estes parâmetros do solo são de uma importância fundamental, determinando a (ins) estabilidade do terreno. No modelo SHALSTAB a inclusão ou não da coesão pode alterar drasticamente os resultados do modelo de suscetibilidade. A aplicação do parâmetro coesão, se for o valor real determinado direta ou indiretamente a partir do terreno, torna o modelo mais realista e mais fidedigno. No entanto, a

suscetibilidade tende a diminuir face a modelos em que o parâmetro coesão não entra no cálculo da suscetibilidade. No caso do modelo do Fator de Segurança a coesão tem que ser determinada para cada tipo de litologia.

Absolutamente fundamentais são os parâmetros hidrológicos nos quais se destaca a condutividade hidráulica e a transmissividade. Estes determinam como o solo responde ao aporte da água, que é o elemento fundamental de instabilidade na área de estudo. Também as discontinuidades do solo geram variações de condutividade hidráulica, o que levará à instabilidade do terreno (VIEIRA & FERNANDES, 2004). Assim, tão importante como a quantidade de água que entra é a quantidade que sai. Se a entrada e a saída forem altas impera a estabilidade. Se a entrada for alta e a saída for muito baixa a instabilidade far-se-á sentir.

Os fatores topográficos, sobretudo o declive, a área de contribuição e a curvatura são muito importantes na determinação do comportamento hidrológico do terreno, pois determinam o padrão de distribuição e concentração da água no solo. Para isso é necessário dispor de um MDE de alta resolução, para determinar a suscetibilidade com maior rigor.

A avaliação da suscetibilidade através do modelo SHALSTAB permitiu ver que há um bom ajuste do modelo à realidade. A validação permitiu estabelecer uma relação entre áreas instáveis e cicatrizes. No cenário com coesão tido como o mais representativo da realidade da área de estudo houve um ajuste de 91% de cicatrizes para $\log q/T$ (<-2.5). DIETRICH et al. (1998) registaram 75%, logo foi obtido um bom resultado na Bacia de Tibo.

No Fator de Segurança, a validação do modelo foi feita com base na área Abaixo da Curva da Taxa de Sucesso e retornou 76% de ajuste entre cicatrizes e área instável. Para melhor comparar esta validação fez-se um teste com um modelo estatístico e validou-se também pelo método AAC da Taxa de Sucesso.

Após a validação determinou-se a concentração de cicatrizes e o potencial de deslizamento no sentido de melhor poder comparar os dois modelos. No geral o modelo SHALSTAB apresentou melhores resultados. Isto pode ser explicado pela maior

importância dada ao modelo hidrológico pelo SHALSTAB, comparativamente com o FS. No entanto, há que ter conta que aquele modelo implica a existência de um valor único para cada parâmetro, enquanto o FS permite a variabilidade espacial das variáveis, o que poderá tornar o resultado do modelo um pouco mais fraco.

Para trabalho futuro, há necessidade de melhorar ainda mais a informação sobre os parâmetros físicos utilizados e reforçar o inventário das cicatrizes. Por outro lado, seria importante utilizar modelos mais robustos que permitissem a introdução da variabilidade da transmissividade em profundidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAMSON, L., W., SHARMA, S. & BOYCE, L. (2002). *Slope stability and stabilization methods*. New York: John Wiley & Sons, Inc., .
- ALEOTTI, P. & CHOWDHURY, R. (1999). Landslides hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bullettin Eng. Geol. Env/Springer-Verlag*, n° 58, pp. 21 - 44.
- ALEXANDRER, D. (1992). On the Causes of Landslides: Human Activities, Perception and Natural Processes. *Environment Geology and Water Sciences*, Vol. 20 (n° 3), 165 – 179.
- ARONOFF, S. (1989). *Geographic Information Systems: A Management Perspective*. Ottawa: WDL Publications. 294 pp.
- BATEIRA, C. (2001). *Movimentos de Vertente no NW de Portugal, Suscetibilidade Geomorfológica e Sistemas de Informação Geográfica*. Tese de Doutoramento. Faculdade de Letras da Universidade do Porto.
- BATEIRA, C. (2010). Avaliação da susceptibilidade natural na região norte de portugal. Análise prospectiva e ordenamento do território. *Prospectiva e Planeamento*, Vol. 17, pp.15-32.
- BAUM, R., SAVAGE, W. & GODT, J. (2002). TRIGRS - Transient Rainfall Infiltration Grid-Based Regional Slope Stability Analysis (Vol. File Report 02 - 0424, pp. 27 pp.): U.S. Geological Survey.
- BEVEN, K. J. & KIRKBY, M. J. (1979). A Physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, No. 24, pp. 43 - 69.
- BI, J. & BENNETT, K. P. (2003). *Regression Error Characteristic Curves*. . Paper presented at the Proceedings of the Twentieth International Conference on Machine Learning (ICML-2003), Washington D.C.
- BISCI, C., DRAMS, F. & SORRISO-VALVO, M. (1996). Rock Flow (Sackung). In R. DIKAU, D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.-L. IBSEN (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*: John Wiley & Sons. Chichester.
- BLASIO, F. V. D. (2011). *Introduction to the Physics of Landslides*. Rome: Springer.

- BROMHEAD, E. (1992). *The Stability of Slopes* - 2nd ed. London: Blackie Academic & Professional.
- BUMA, J. & ASCH, V. (1996). Slide (Rotacional). In R. DIKAU, BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, M-L. (Ed.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes* (pp. 29 - 42): John Wiley & Sons. Chichester.
- CAMPY, M. & MACAIRE, J. J. (1989). *Géologie des formations superficielles. Géodynamique - faciès - utilisation*. Paris: Masson, 433p.
- CARRARA, A. L. (1993). *Uncertainty in Evaluating Landslide Hazard and Risk*: Kluwer Academic Publishers. Dordrecht.
- CARSON, M. A. & KIRKBY, M. J. (1975). *Hillslope Form and Processes* - 2nd ed. Malta: Cambridge University Press.
- CATANI, F., SEGONI, S. & FALORNI, G. (2010). An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research*, Vol. 46: W05508.
- COROMINAS, J. (1996). Debris Slide. In R. DIKAU, BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, M-L. (Ed.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes* (pp. 97 - 102): John Wiley & Sons. Chichester.
- COROMINAS, J., REMONDO, J., FARIAS, P., ESTEVÃO, M., ZÊZERE, J., DIAZ DE TERÁN, J., DIKAU, R., SCHROTT, L., MOYA, J. & GONZÁLEZ, A. (1996). Debris Flow. In R. DIKAU, BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, M-L. (Ed.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes* (pp. 161 - 180): John Wiley & Sons. Chichester.
- COSTA, A. J. A. S. (2009). *A Aplicabilidade dos SIG e das Imagens de Satélite na Identificação de Áreas com Potencial Arqueológico: Estações Arqueológicas da Idade do Ferro*. Dissertação de Mestrado, Universidade do Porto.
- CROSTA, G. B. & FRATTINI, P. (2001). Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow. In A. MUGNAI, F. GUZZETTI & G. ROTH (Eds.), *Proceedings of 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms* (pp. 463-487). Siena.
- CROZIER, M. J. (1984). Field Assessment of Slope Instability. In D. BRUNSDEN, & PRIOR, D. (Ed.), *Slope Instability* (pp. 103 – 142): Wiley. Chichester.
- CROZIER, M. J. & GLADE, T. (2004). Landslide Hazard and Risk: Issues, Concepts and Approach. In T. A. GLADE, M; CROZIER, M. J (Ed.), *Landslide Hazard and Risk* (pp. 802). Chichester: John Wiley & Sons Ltd,.

- CRUDEN, D. (1991). A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the international Association of Engineering Geology*, No. 43, pp. 27– 29.
- CRUDEN, D. & VARNES, D. J. (1996). Landslide Types and Processes. In K. TURNER & R. SCHUSTER (Eds.), *Landslides Investigation and Mitigation* (Vol. 3, pp. 129 - 177). Washington: National Academy Press.
- DALLMEYER, R. D., Martinez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. & Aller, J. (1997). Diachronous Variscan Tectonothermal Activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating of Regional Fabrics. *Tectonophysics*, 227, 307 - 337.
- DAVEAU, S. (1977). Répartition et rythme des précipitations au Portugal. *Memórias do C.E.G.*
- DIETRICH, W., ASUA, R., ORR, J. & TRSO, M. (1998). A validation study of the shallow slope stability model, SHALSTAB, in forested lands of Northern California. *Watershed and Riverine Sciences., Stillwater Ecosystem*, 59 p.
- DIETRICH, W. & MONTGOMERY, D. (1998). SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potencial. *National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement (NCASI). Technical Report*, 26 p.
- DIETRICH, W., REISS, R., HSU, M.-L. & MONTGOMERY, D. (1995). A Process-Based Model for Colluvium Soil Depth and Shallow Landsliding Using Digital Elevation Data. *Hydrological Processes*, Vol. 9, pp. 383 - 400.
- DIETRICH, W., WILSON, C., MONTGOMERY, D., McKEAN, J. & BAUER, R. (1992). Erosion Thresholds and Land Surface Morphology. *Geology* 20, 675 - 679.
- DIETRICH, W., WILSON, C. & RENEAU, S. L. (1986). Hollows, Colluvium and lanslides in soil-mantled landscapes. In A. D. ABRAHAM & A. A. UNWIN (Eds.), (pp. 361 - 388): Winchester.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (1996). *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Chichester: John Wiley & Sons.
- DIKAU, R., SCHROTT, L. & DEHN, M. (1996). Topple. In R. DIKAU, D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.-L. IBSEN (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes* (pp. 29 - 41): John Wiley & Sons. Chichester.

- EIJKELKAMP. (2005). Hand Penetrometer Eijkelkamp. In Eijkelkamp (Ed.), *Eijkelkamp Agrisearch Equipment BV*. Giesbeek.
- ESPINHA MARQUES, J. (2007). *Contribuição para o Conhecimento da hidrogeologia da Região do Parque Natural da Serra da Estrela (Sector de Manteigas - Nave de Santo António - Torre)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto.
- FERNANDES, N., GUIMARÃES, R. F., GOMES, R., VIEIRA, B., MONTGOMERY, D. & GREENBERG, H. (2001). Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: teoria, evidências de campo e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. *Revista Brasileira de Geomorfologia*., Volume 2 (Nº 1), pp. 51-71.
- FERNANDES, N., GUIMARÃES, R. F., GOMES, R., VIEIRA, B., MONTGOMERY, D. & GREENBERG, H. (2004). Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*., Volume 55 pp. 163–181.
- FERREIRA, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. & Ribeiro, M. (1987). Granitóides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In F. BEA, et. al. (Ed.), *Geologia de los Granitoides e Rocas Asociadas del Macizo Herpérico* (pp. 37-51). Madrid: Rueda.
- FLAGEOLLET, J. C. & WEBER, D. (1996). Fall. In R. DIKAU, D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.-L. IBSEN (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes* (pp. 13 - 28): John Wiley & Sons. Chichester.
- GAO, J. (1993). Indentification of Topographic Settings Conductive to Landsliding From Nelson County, Virginia, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms* 579 - 591.
- GEOTECHDATA. (2011). Angle of Friction, . Retrieved 24 - 05 -2012, from <http://geotechdata.info/parameter/angle-of-friction>
- GOMES, A. (2008). *Evolução Geomorfológica da Plataforma Litoral entre Espinho e Águeda*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade do Porto.
- GOMES , R. (2006). *Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de massa*., Tese de Doutoramento. Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- GRAHAM, J. (1984). Methods of Stability Analysis. In D. BRUNSDEN, & PRIOR, D. (Ed.), *Slope Instability* (pp. 171 - 215): Wiley. Chichester.
- GUIMARÃES, R. F. (2000). *Utilização de um Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos Rasos com Controle Topográfico: Adequação e*

- Calibração em Duas Bacias de Drenagem*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- GUZZETTI, F. (2005). *Landslide hazard and risk assessment*. Tese de Doutorado. Universidade de Bona.
- GUZZETTI, F., CARRARA, A., CARDINALI, M. & REICHENBACH, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31, 181 - 216.
- GUZZETTI, F., PERUCCACCI, S., ROSSI, M. & STARK, C. P. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*.
- HAGGETT, P. & CHORLEY, R. J. (1975). Modelos, paradigmas e a Nova Geografia. In R. J. CHORLEY & P. HAGETT (Eds.), *Modelos físicos e de informação em Geografia* (pp. 1 - 19). Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos.
- HUTCHINSON, J. N. (1968). Mass Movement. In R. W. FAIRBRIDGE (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 688 - 695): Reinhold. New York.
- HUTCHINSON, J. N. (1988). General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology. In C. BONNARD (Ed.), *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, Lausanne, 1988* (Vol. I, pp. 3 - 35): Balkema. Rotterdam.
- IBSEN, M.-L., BRUNSDEN, D., BROMHEAD, E. & COLLISON, A. (1996). Block Slide. In R. DIKAU, D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.-L. IBSEN (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes* (pp. 64 - 77): John Wiley & Sons. Chichester.
- IVERSON, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research* 36, 1897-1910.
- MARQUES, F. (1997). *As Arribas do Litoral do Algarve. Dinâmica, Processos e Mecanismos*. Tese de Doutorado em Geologia, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- MARQUES, F. (2008). *Desastres Naturais, minimizar o risco, maximizar a consciencialização, Instabilidade de vertentes: previsão, prevenção e tratamento*. Paper presented at the Ano Internacional do Planeta Terra, Lisboa, pp. 17-18.
- MARQUES, F. (2010). Textos não publicados.

- MATILDES, R., ALMEIDA, I., M., , TABORDA, R. & MARQUES, F. (2011). The contribution of GeoSIS_Lx database and geosciences information system to the reconstruction of Lisbon's coastline. ICS 2011 (Proceedings). . *Journal of Coastal Research, SI 64, Poland*, pp. 1702-1706.
- MATOS FERNANDES, M. (2006). *Mecânica dos solos: conceitos e princípios fundamentais*: FEUP Edições.
- MENDES, A. C. (2001). *Geocronologia e Petrogénese do Maciço Granítico Pós-Tectónico de Peneda-Gerês (ZCI, Norte de Portugal e Galiza)*. Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho - Braga.
- MONTGOMERY, D. R. & DIETRICH, W. (1989). Source Areas, Drainage Density and Channel Initiation. *Water Resources Research*, 25, 1907 - 1918.
- MONTGOMERY, D. R. & DIETRICH, W. (1994). A Physically Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding. *Water Resources Research*, Vol. 30 (No. 4), 1153 - 1171.
- MONTGOMERY, D. R., SULLIVAN, K. & GREENBERG, H. (1998). Regional Test of a Model for Shallow Landsliding. *Hydrological Processes*, 12, pp. 943 - 955.
- MONTGOMERY, D. R., WRIGHT, R. & BOOTH, T. (1991). Debris Flows Hazard Mitigation for Colluvium-Filled Swales. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists XXVIII*, 303 - 323.
- MOREIRA, A. & SIMÕES, M. (1988). Notícia Explicativa da folha 1-D Arcos de Valdevez. Lisboa: Direcção Geral de Geologia e Minas. Serviços Geológicos de Portugal.
- NERY, T. D. (2011). *Avaliação da Suscetibilidade a Escorregamentos Translacionais Rasos na Bacia da Ultrafértil, Serra do Mar (Sp)*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo.
- NORONHA, N., RAMOS, J., REBELO, J. A., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1979). Essai de correlation des phases de deformation hercynienne dans le nord-ouest peninsulaire. *Bol. Soc. Geol.*, 21, 2/3, , Lisboa, pp. 227-237.
- O'LOUGHLIN, E. M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, No. 4, 22 (nº 5), 794 - 804
- OKIMURA, T. & ICHIKAWA, R. (1985). A Prediction Method for Surface Failure by Movements of Infiltrated Water in a Surface Soil Layer. *Natural Disaster Science*, 7 (1), 41 - 51.

- PACK, R., TARBOTAN, D. & GOODWIN, C. (1998). SINMAP – a stability index approach to terrain stability hazard mapping. User's manual. <http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/>. 68 pp.
- PACK, R., TARBOTAN, D. & GOODWIN, C. (2005). SINMAP 2 – a stability index approach to terrain stability hazard mapping. . <http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/>. User's manual. Terratech Consulting Ltd., (Salmon Arm, B.C., Canada), 73 p.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1996). *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Madrid: Ed. Rueda, 414 pp.
- PEREIRA, S. (2009). *Perigosidade a Movimentos de Vertente na Região Norte de Portugal*. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto, Porto.
- PIEDADE, A. (2009). *Modelação espacial em Sistemas de Informação Geográfica da susceptibilidade a deslizamentos na área de Lousa-Loures*. Dissertação de Mestrado em Gestão do Território, área de especialização em Detecção Remota e Sistemas de Informação Geográfica, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa.
- PIMENTA, R. (2011). *Avaliação da Susceptibilidade à Ocorrência de Movimentos de Vertente com Métodos de Base Física*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa.
- QUEIRÓS, N. M. d. O. B. (2004). *Regressão Logística – uma estimativa Bayesiana aplicada na identificação de fatores de risco para HIV, em doadores de sangue*. Universidade Federal Rural de Pernambuco, Pernambuco.
- QUINN, P., BEVEN, K.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. (1993). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. In K. J. BEVEN & I. D. MOORE (Eds.), *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology*. (pp. 63-84). Chichester, England: John Wiley & Sons.
- RABACO, L. (2005). *Avaliação de Modelos de Susceptibilidade a Movimentos de Massa numa Faixa de Dutos*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual do Rio de Janeiro.
- RABACO, L. & FERNANDES, N. (2007). *Uso de Sistemas de Informações Geográficas para Determinação de Depósitos Coluvionares. Rio Pipeline Conference & Exposition*.
- RAMOS, V. M., GUIMARÃES, R. F., REDIVO, A. L., CARVALHO JÚNIOR, O. A., FERNANDES, N. F. & GOMES, R. A. T. (2003). *Avaliação de Metodologias*

- de Determinação do Cálculo de Áreas de Contribuição. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Nº 2(Ano 4), pp. 41-49.
- REICHENBACH, P., CARDINALI, M., DE VITA, P. & GUZZETTI, F. (1998). Regional Hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (central Italy). *Environmental Geology*, 35, pp. 146-159.
- RENEAU, S. L. & DIETRICH, W. E. (1987). Size and Location of colluvial landslides in a steep forested landscape. *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. IAHS*, 165, 39 - 47.
- REYNOLDS, W., ELRICK, D. E. & TOPP, G. C. (1983). A reexamination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Science*, 136, 250-268.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., BAPTISTA, R. & MATIAS, L. (1996). Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics* 15 pp. 641-659.
- SALCIARINI, D., GODT, J. W., SAVAGE, W. Z., CONVERSINI, P., BAUM, R. L. & MICHAEL, J. A. (2006). Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Regional of Central Italy. *Landslides* 3, 181-194.
- SCHERMERHORN, L. (1956). *Igneous metamorphic and ore geology of Castro Daire – S. Pedro do Sul – Sátão region (northern Portugal)*. Lisboa.
- SCHROTT, L., DIKAU, R. & BRUNSDEN, D. (1996). Soil Flow (Mudflow). In R. DIKAU, D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.-L. IBSEN (Eds.), *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*: John Wiley & Sons. Chichester.
- SEGONI, S., LEONI, L., BENEDETTI, A., CATANI, F., RIGHINI, G., FALORNI, G., GABELLANI, S., RUDARI, R., SILVESTRO, F. & REBORA, N. (2009). Towards a definition of a real-time forecasting network for rainfall induced shallow landslides. *Natural Hazards Earth System Sciences*.
- SELBY, M. J. (1993). *Hillslope: Materials and Processes*. Oxford, England: Oxford University Press.
- SGP (Cartographer). (1988). Carta Geológica de Arcos de Valdevez, na escala 1 / 50 000.

- SHARMA, S. (2002). Slope Stability Concepts. In L. W. ABRAMSON, T. S. LEE, S. SHARMA & G. M. BOYCE (Eds.), *Slope Stability and Stabilization Methods* (pp. 329 - 461). New York, : John Wiley & Sons, Inc.
- SILVÉRIO, M. A. R. (2000). *Erosão Hídrica de Solos na Serra da Aboboreira*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Letras da Universidade do Porto.
- SIRIEYS, P. (1984). *Divers Types de Mecanismes de mouvements de terrains. Mouvements de Terrain*. Paper presented at the Colloque de Caen, Documents du B.R.G.M, 83, Paris.
- SOARES, L. (2008). *A Importância das Formações Superficiais no âmbito dos Processos de Erosão Hídrica e Movimentos de Vertente no NW de Portugal*. Tese de Doutoramento, Universidade do Porto.
- SOETERS, R. & WESTEN, V. (1996). Slope Instability Recognition, Analysis and Zonation. In K. TURNER & R. SCHUSTER (Eds.), *Landslides Investigation and Mitigation*. Washington: National Academy Press.
- SOILMOISTURE, C. E. (1991). Guelph permeameter model 2800 (User manual). In S. Moisture (Ed.). Santa Barbara.
- SÜZEN & DOYURAN, V. (2004). A comparison of GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environmental Geology*, 45, 665 - 679.
- TARBOTAN, D. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, Vol. 33, n° 2, p. 309-319.
- TEIXEIRA, M. (2006). Movimentos de Vertente: Factores de Ocorrência e Metodologia de Inventariação. *Geonovas*, N° 20, 12 pp.
- TERRINHA, P., VICENTE, J., BRITO, P., HENRIQUE, D., CARRARA, G. & VALADARES, V. (2010). Avaliação de Riscos Naturais e Tecnológicos na Cidade de Lisboa IE7/IE8: Mapa Neotectónico da Área Imersa Adjacente à Região de Lisboa. CML.
- TERZAGHI, K. (1952). Mecanismo dos Escorregamentos de Terra (Vol. Separata N° 467). São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo.
- VAN WESTEN, C. J., RENGERS, N. & SOETERS, R. (2003). Use of Geomorphological Information in Indirect Landslide Susceptibility Assessment. *Natural Hazards Volume 30* pp. 399 - 419

- VARNES, D. (1958) Landslide Types and Processes. Vol. 29. *Landslides and Engineering Practice* (pp. 20 - 47): Natural Academy of Science.
- VARNES, D. (1978). Slope Movement Types and Processes. In R. L. SCHUSTER (Ed.), *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (pp. 11 - 33). Washington, D. C.: National Research Council.
- VASCONCELOS, M. (2011). *Cartografia de Suscetibilidade à Ocorrência de Movimentos de Vertente em Contexto Urbano: o Concelho de Lisboa*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa.
- VERA, J. A. (2004). *Geología de España*. Salamanca: Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España.
- VIANA da FONSECA, A. & MAYNE, P. W. (2004). *Geotechnical and geophysical site characterization*. Paper presented at the Proceedings of the Second International Conference on Site Characterization ISC-2 Porto, Portugal.
- VIEIRA, B. (2007). *Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- VIEIRA, B., FERNANDES, N. & FILHO, O. A. (2010). Shallow Landslide Prediction in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10, 1829 - 1837. doi: doi:10.5194/nhess -10-1829-2010
- VIEIRA, B. & FERNANDES, N. F. (2004). Landslides in Rio de Janeiro: The role played by variations in soil hydraulic conductivity. *Hydrological Processes*., Volume 18, , pp. 791–805.
- WIECZOREK, G. F. (1996). Landslide Triggering Mechanisms. In K. TURNER, SCHUSTER, R. (Ed.), *Landslides Investigation and Mitigation* (Vol. 4, pp. 76 - 90). Washington: National Academy Press.
- WP-WLI. (1993b). Multilingual Landslide Glossary. In U. Working Party on World Landslide Inventory (Ed.): International Geotechnical Societies.
- WU & SIDLE, R. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research*., 31 (8), p. 2097-2110.
- WU & SIDLE, R. (1997). *Application of a distributed Shallow Landslide Analysis Model (dSLAM) to managed forested catchments in Oregon, USA*. Paper presented at the Proceedings of Rabat Symposium S6, April. Human Impact on Erosion and Sedimentation., Rabat.

- YANG, X. C., G.A.; YOUNG, M.A.; GRAY, J.M. (2005). Using Compound Topographic Index to Delineate Soil Landscape Facets from Digital Elevation Models for Comprehensive Coastal Assessment. 1511 - 1517.
- YIN & YAN, T. (1988). Statistical Prediction Model for Slope Instability of Metamorphosed Rocks. In C. BONNARD (Ed.), *Proc. Fifth International Symposium in Landslides, Lausanne* (Vol. 2, pp. 1269-1272). Rotterdam, Holland: A.A. Balkema.
- ZÁRUBA, Q. & MENCL, V. (1982). Landslides and their Control. *Elsevier, Amsterdam*.
- ZÊZERE, J. (1997). *Movimentos de Vertente e Perigosidade Geomorfológica na Região a Norte de Lisboa*. Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa, Lisboa.
- ZÊZERE, J., FALEH, A., SADIKI, A., GARCIA, R. & OLIVEIRA, S. C. (2009). Modelação da susceptibilidade a deslizamentos na bacia do Oued Sra (Rif central, Marrocos) com métodos estatísticos bi-variados. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, VI, 203 - 210.
- ZÊZERE, J. & RODRIGUES, M., L. (2002b). Rainfall Thresholds for Landsliding in Lisbon Area (Portugal). . In S. W. E. Rybar (Ed.), *Landslides*, A.A. Balkema, Lisse (pp. 333 - 338).
- ZÊZERE, J., TRIGO, I. F., FRAGOSO, M., OLIVEIRA, S. C. & GARCIA, R. (2008). Rainfall-Triggered Landslides Occurred in the Lisbon Region in 2006: Validation of Regional Rainfall Thresholds and Relationships with the North Atlantic Oscillation. . *Natural Hazards and Earth System Sciences, European Geosciences Union*, 8, pp. 483-499.