

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS



Efeito da Chuva e da Altura do Escoamento na Erosão Intersulcos.
Transporte de Sedimentos numa Camada de Água com Impacte de Gotas

Carlos Alberto de Jesus Alexandre

ÉVORA, 1998

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

Efeito da Chuva e da Altura do Escoamento na Erosão Intersulcos.
Transporte de Sedimentos numa Camada de Água com Impacte de Gotas

Carlos Alberto de Jesus Alexandre

Dissertação apresentada à Universidade
de Évora para a obtenção do grau de
Doutor em Ciências Agrárias, na
especialidade de Solos e Fertilidade.



ÉVORA, 1998

95933

**Aos meus Pais,
pelo seu exemplo e apoio constante.**

Agradecimentos

Desejo expressar os meus agradecimentos a algumas pessoas que contribuíram, de diferentes formas, para a concretização deste trabalho:

Ao Prof. Alfredo Gonçalves Ferreira pelas diversas discussões, sugestões, pelo apoio e incentivo ao longo destes anos.

Ao Prof. Azevedo Coutinho pela disponibilidade e as várias sugestões críticas.

À Eng^a. Maria Florbela Melhorado, à Eng^a. Alexandra Trincalhetas, à Eng^a. Filipa Mendes, à Eng^a. Sílvia Miranda e ao Eng. Jorge Rovisco Pais pela colaboração e profissionalismo manifestados na realização de diversas etapas experimentais, representando um contributo fundamental para a concretização deste trabalho.

Ao Sr. Manuel Junça e Sr. Custódio Alves do Departamento de Engenharia Rural pelo apoio na construção do simulador de chuva e de outros equipamentos indispensáveis à execução experimental. À D. Beatriz Castor do laboratório do Departamento de Engenharia Rural, à D. Sandra Velez e D. Celeste Travessa do laboratório do Departamento de Geociências pelo apoio na execução de algumas análises incluídas neste trabalho.

Esta tese contou com uma bolsa de doutoramento do ex-INIC, que constituiu um contributo financeiro importante para a componente experimental.

Um agradecimento especial à Teresa e à Ana Rita pela compreensão e incentivo, apesar do tempo e da disponibilidade que este trabalho cobrou aos nossos momentos partilhados.

Resumo

O presente trabalho pode dividir-se em três partes. A primeira inclui uma introdução ao problema da erosão hídrica do solo e uma revisão bibliográfica da erosão intersulcos, do destacamento pela chuva e do método das caixas de destacamento ("splash-cups"). Desta parte salienta-se: a) a erosão intersulcos tem maior significado quando se forma uma película de escoamento superficial; b) para obter estimativas da taxa de destacamento independentes das condições de transporte em que são feitas as medições da perda de solo, é necessário dispor de um modelo dessas condições de transporte; c) a inexistência de modelos do transporte de sedimentos pelo impacto de gotas numa camada de água, aplicáveis a caixas de destacamento, limita a utilização deste método para a determinação da destacabilidade dos solos.

Na segunda parte analisa-se a acção de destacamento da chuva com uma camada de água à superfície do solo, adoptando uma técnica simples de controlo da altura de água por imersão das caixas de destacamento. Efectuaram-se ensaios de simulação de chuva de 30 minutos, com gotas de 3,2 mm de diâmetro, aplicando intensidades de 20, 40 e 80 mm/h, com 35%, 50% e 65% da energia cinética correspondente à velocidade terminal das gotas, e alturas de água à superfície do solo (h) com cerca de 0, 1, 2, 3, 5 e 10 mm. Usaram-se amostras de uma areia comercial e do horizonte Ap de três solos das famílias A, Pg e Vx, da Classificação Portuguesa (Classificação da FAO/Unesco: Fluvissole Eutríco, Cambissole Eutríco e Luvissole Crómico, respectivamente), acondicionadas em caixas de destacamento de 9,2 cm de diâmetro interno. A areia revelou uma certa uniformidade temporal das taxas de recolha de sedimentos, enquanto os solos evidenciaram um decréscimo, com tendência para estabilizar antes dos 30 minutos. O comportamento dos solos deve-se à formação de uma crosta e/ou de uma camada de deposição ou pavimento de erosão. Com uma camada de água à superfície, o decréscimo da perda de solo é mais suave, o que se atribui ao atenuar da desagregação e da formação de crosta. A variação da perda de solo com a intensidade da chuva dá uma relação linear para a areia e uma potência para os solos, exista ou não, uma lâmina de água à superfície. Os expoentes obtidos (b_i), entre 1 e 1,5 concordam com os valores da bibliografia. A variação da perda de solo com a energia cinética dá também uma relação potência; os expoentes obtidos (b_E), entre 1,6 e 1,9 para a areia, são equivalentes aos indicados na bibliografia para gotas semelhantes. O salpico decresce bruscamente com a altura da camada de água sobre o solo, sendo negligenciável para $h > 2$ mm. A perda de solo atinge um máximo para $h = 2-3$ mm, ou $2/3$ a $3/3$ do diâmetro das gotas. Para alturas superiores,

decrece de forma quase linear no caso da areia e dos solos A e Pg, e segundo uma exponencial negativa no caso do Vx. Para alturas de água inferiores, o salpico aumenta e o transporte na lâmina de água decai rapidamente para zero. Constatase que: a) as condições experimentais aplicadas, incluindo a técnica de controlo da altura de água, permitiram obter relações da perda de solo com as variáveis de destacamento, equiparáveis às obtidas com outros métodos; b) devido à alteração dos processos de transporte com a espessura de água, o estudo da relação do destacamento com a altura de água só terá significado com recurso a estimativas da taxa de destacamento independentes das condições de transporte.

A terceira parte visa o desenvolvimento de um modelo de transporte de sedimentos pelo impacte de gotas numa camada de água, aplicado a áreas circulares de declive nulo. Nestas condições, a chuva é o único agente de destacamento e o principal agente de transporte das partículas destacadas. Os sucessivos impactes de gotas, induzem múltiplas acções de transporte em todas as direcções que, tal como para o salpico, resultam num transporte globalmente nulo, desde que a distribuição espacial dos impactes e a superfície da amostra sejam uniformes. Os mecanismos considerados são: o *destacamento*; o *transporte submerso primário* devido à formação de nuvens de partículas destacadas; o *transporte submerso secundário*, interpretado como um fluxo de dispersão das partículas em suspensão, devido aos deslocamentos provocados por impactes suficientemente próximos; e a *deposição*. Conclui-se que os modelos propostos, em termos gerais, descrevem adequadamente as condições de transporte em causa, indicando que a concentração na camada de água é constituída essencialmente por partículas finas e o destacamento por partículas grosseiras. Isto salienta a importância do transporte das nuvens de sedimentos para a estimativa da taxa de destacamento.

Apresentam-se, ainda, alguns resultados suplementares em anexo.

Como aspectos inovadores desta tese destacam-se: a) a técnica de controlo da altura de água sobre o solo em caixas de destacamento sem aumentar a interferência da bordadura; b) os modelos de transporte de sedimentos pelo impacte de gotas numa camada de água, aplicáveis a amostras de solo em contentores cilíndricos.

Palavras chave: erosão intersulcos, destacamento pela chuva, simulação de chuva, caixas de destacamento (“splash-cups”), modelos, transporte de sedimentos com impacte de gotas, Transporte no Escoamento Induzido pela Chuva (TEIC)¹.

¹ Rain Induced Flow Transportation (RIFT) (Kinnell, 1988).

Abstract

This study has three parts. The first one includes an introduction to soil erosion problems and a review of interrill erosion, raindrop detachment and splash-cups method. Some important conclusions for this part are: a) interrill erosion increases significantly with runoff occurrence; b) soil loss measurements are very dependent on transport conditions, which means that is necessary to have a model for sediment transport to calculate detachment rates, and soil detachability, independent of experimental transport conditions; c) non-existence of a sediments transport model on a levelled water layer with rain impact, applicable to splash-cups, makes serious limitations to the usefulness of this method for soil detachability determination.

In the second part are discussed the results of some experiments of rain detachment with a water layer at soil surface, applying a simple technique of water depth control by splash-cups immersion. Experiments consisted in 30 minutes of rain simulations, characterised by 3,2 mm diameter raindrops, 20, 40 and 80 mm/h intensities, 35%, 50% e 65% of kinetic energy relative to kinetic energy with terminal velocity and 0, 1, 2, 3, 5 e 10 mm depth water layers. Materials included samples of commercial sand and the Ap horizon of three soils A, Pg and Vx, at family level of the Portuguese Classification, respectively an Eutric Fluvisol, an Eutric Cambisol and a Chromic Luvisol according to FAO/Unesco Classification. All samples were prepared in cylindrical splash-cups with 9,2 cm of internal diameter. The sand had an almost uniform rate of sediment loss, while soils revealed decreasing rates of soil loss, usually getting some stabilisation before the end of the trials. This reduction in soil loss is explained by an increase in surface strength associated with a crust formation and/or a deposition layer or an erosion pavement development. Surface water layer gives a slower decrease in soil loss rate, probably because of an attenuation of desegregation process and crust formation. Soil loss relation with rain intensity is linear for sand and a power function for soils used, whether there is a surface water layer or not. Power exponents (b_I) range approximately from 1 to 1.5 and agree with reported values in the literature. Soil loss versus kinetic energy gives also a power relationship, with exponents (b_E) ranging from 1.6 to 1.9 for sand, in agreement with other works using raindrops of similar diameter as the one used in this study. Splash decreases very quickly with the water layer depth and can be neglected for depths of mm or more. Total soil loss is maximum for water depths about 2 to 3 mm, or 2/3 to

2 mm or more. Total soil loss is maximum for water depths about 2 to 3 mm, or $2/3$ to $3/3$ the drop diameters. For higher water depths, decreases linearly for sand and for A and Pg soils. In case of Vx soil decreases more closely to a negative exponential. For lower water depths, submerged transport of sediments falls quickly to zero while splash increases strongly. Main conclusions for this part are: a) applied experimental conditions, including the water depth control technique, gave soil loss vs. tested detachment variables relationships, similar to others methods; b) because sediment transport processes differ markedly between the absence and the presence of a thin water layer at soil surface, the relationship between detachment rate and water depth just makes sense if detachment rates are independent of transport conditions.

Third part focus on the development of models for sediment transport in a water layer under raindrop impact, applied to soil samples in levelled cylindrical splash-cups. Under these conditions, the rain is the only detachment agent and the main transport agent, even for particles that remain in the water layer. Multiple drop impacts induce multiples transport actions in all directions. Like for splash, these conditions give a null net transport of sediments if there is a uniform soil surface and a uniform spatial distribution of impacts. Mechanisms considered are the following: *detachment*; *primary submerged transport*, associated to the formation of clouds of particles lifted by raindrop impacts; *secondary submerged transport*, which can be considered mainly as a dispersion flux of suspended particles induced by near subsequent drop impacts; and *deposition*. Main conclusion is that models proposed give an adequately qualitative description of detachment and transport processes, indicating that fine particles represent most of the total concentration, and coarse ones represent the main proportion of detachment rate. This highlights the importance of transport associated to detachment clouds for the estimation of detachment rate.

This thesis has also some appendices.

Main innovations on this thesis are: a) application of a simple technique for water depth control on splash-cups without increasing border interference to sediment transport; b) models proposed for sediment transport by raindrop impacts on a water layer at soil surface, and its application to splash-cups.

Key words: interrill erosion, rain detachment, rainfall simulation, splash-cups, models, sediments transport with drop impact, Rain Induced Flow Transportation (RIFT)².

² (Kinnell, 1988).

Índice

Agradecimentos	i
Resumo	iii
Abstract	v
Índice	vii
Índice de Figuras	xi
Índice de Quadros	xv
Lista de símbolos	xvii
1. INTRODUÇÃO E OBJECTIVOS	1
1.1. Introdução	1
1.2. Objectivos	5
2. DESTACAMENTO E TRANSPORTE PELA CHUVA: CONTEXTO, ANÁLISE E UM MÉTODO DE ESTUDO	7
2.1. Introdução	7
2.2. Processos de erosão hídrica em solos agrícolas	7
2.2.1. Objectivos e abordagens de estudo da erosão	7
2.2.2. Tipos de erosão e processos erosivos - conceitos e terminologia adoptada	12
2.2.3. Erosão intersulcos vs. erosão em sulcos	20
2.2.4. Processos da erosão intersulcos	24
2.3. Mecanismos e factores do destacamento pela chuva	33
2.3.1. Influência do transporte na medição do destacamento pela chuva	33
2.3.2. O impacte de gotas	37
2.3.3. Principais factores do destacamento	46
2.3.4. Variação temporal do destacamento e dinâmica da superfície do solo	47
2.3.5. Influência da intensidade e da energia cinética da chuva	54
2.3.6. Influência da altura de água à superfície do solo	59
2.4. Caixas de destacamento	67
2.4.1. Tipos de "splash-cups" - terminologia adoptada	67
2.4.2. Erros experimentais das caixas de destacamento	71
2.4.3. Correção dos erros	73
2.4.4. Vantagens e inconvenientes das caixas de destacamento	76
2.5. Conclusões	78

3. MATERIAIS E MÉTODOS	81
3.1. Introdução	81
3.2. Os solos e a preparação das amostras	81
3.2.1. Características da areia e dos solos	81
3.2.2. Preparação das amostras	83
3.3. O simulador de chuva e as chuvadas	85
3.3.1. Descrição do sistema de simulação	85
3.3.2. O simulador de chuva	86
3.3.3. Características da água utilizada nas chuvadas	88
3.3.4. Características das chuvadas	89
3.4. Realização dos ensaios e recolha dos sedimentos	92
3.4.1. Modalidades dos ensaios	92
3.4.2. Controlo da altura de água sobre o solo	92
3.4.3. Recolha dos sedimentos	95
3.4.4. Distribuição radial do transporte submerso	97
3.4.5. Ensaios de destacamento com infiltração	99
3.4.6. Medição da descida da superfície	99
3.4.7. Ensaios sobre o efeito da descida da superfície	100
3.5. Granulometria e velocidade de sedimentação das partículas	100
3.5.1. Análise granulométrica da agregação	100
3.5.2. Análise granulométrica dos sedimentos	105
3.5.3. Velocidades de sedimentação	105
3.6. Conclusões	110
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	111
4.1. Introdução	111
4.2. Valores observados das variáveis de controlo	111
4.3. Evolução temporal das recolhas de sedimentos	115
4.4. Relação da perda de solo com a intensidade da chuva	130
4.5. Relação da perda de solo com a velocidade das gotas	140
4.6. Relação da perda de solo com a altura de água à superfície	147
4.6.1. Efeito da altura de água à superfície do solo	147
4.6.2. Resultados suplementares	154
4.7. Conclusões	162

5. MECANISMOS ACTUANTES NA EROÇÃO PELO IMPACTE DE GOTAS NUMA LÂMINA DE ÁGUA	165
5.1. Introdução	165
5.2. Descrição geral	166
5.2.1. Destacamento pelo impacte de gotas	166
5.2.2. Deposição	168
5.2.3. Transporte aéreo ou salpico	169
5.2.4. Transporte submerso	170
5.2.5. Transporte no escoamento	173
5.3. Transporte submerso primário (“salpico submerso”)	174
5.3.1. Nuvens de destacamento com distribuição uniforme	174
5.3.2. Nuvens de destacamento com distribuição exponencial	181
5.3.3. Efeito de bordadura da amostra	184
5.4. Transporte submerso secundário	190
5.4.1. Transporte por convecção	190
5.4.2. Transporte por dispersão	191
5.5. Desfasamento temporal entre o transporte submerso primário e secundário	193
5.5.1. Aspectos gerais	193
5.5.2. Tipos de interferência entre impactes	194
5.5.3. Interferência da cratera e da coroa	196
5.5.4. Interferência da onda no final do impacte	197
5.5.5. Efeito de bordadura da amostra	201
5.5.6. Condições experimentais ensaiadas	205
5.5.7. Taxa de destacamento do fluxo secundário (e_p)	206
5.6. Conclusões	209
6. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS PELO IMPACTE DE GOTAS NUMA LÂMINA DE ÁGUA	211
6.1. Introdução	211
6.2. Aspectos gerais	212
6.2.1. Determinação do fluxo radial de sedimentos	212
6.2.2. Aplicação da equação de continuidade ao transporte de sedimentos em áreas circulares	213
6.2.3. Concentração de partículas no centro da amostra	215
6.2.4. Adaptação da equação de continuidade aos períodos de medição	219
6.3. Fluxo de sedimentos pelo transporte submerso primário (q_n)	220
6.3.1. Desenvolvimento de q_n em coordenadas polares	220
6.3.2. Aplicação da equação de conservação a q_n em coordenadas polares	224
6.4. Fluxo de sedimentos e concentração de partículas no transporte submerso secundário (q_p)	226
6.4.1. Nota introdutória	226
6.4.2. Formulação em coordenadas polares	226
6.4.3. Formulação em coordenadas cartesianas	229

6.5. Fluxo de sedimentos q_s com transporte primário (q_n) e transporte secundário por dispersão (q_d)	231
6.5.1. Determinação de q_s em coordenadas polares	231
6.5.2. Determinação de q_s em coordenadas cartesianas	232
6.6. Fluxo de sedimentos q_s com transporte primário (q_n) e transporte secundário por convecção (q_c) e dispersão (q_d)	240
6.6.1. Determinação de q_s em coordenadas polares	240
6.6.2. Determinação de q_s em coordenadas cartesianas	241
6.7. Discussão dos modelos apresentados	248
6.7.1. Determinação da taxa de destacamento (ϵ_T)	248
6.7.2. Propostas de calibração	250
6.7.3. Alternativas de validação	254
6.8. Conclusões	255
7. CONCLUSÕES E PROPOSTAS DE DESENVOLVIMENTO FUTURO	257
7.1. Conclusões	257
7.2. Propostas de desenvolvimento futuro	262
BIBLIOGRAFIA	265
ANEXOS	283
ANEXO A1 - Procedimentos experimentais	283
A1.1 - Ensaio de simulação de chuva	283
A1.2 - Análise granulométrica da agregação	289
A1.3 - Análise granulométrica com o Sedigraph 5100	291
ANEXO A2 - Resultados de alguns testes suplementares	297
A2.1 - Salpico em condições próximas da saturação	297
A2.2 - Efeito da quebra de continuidade da película de água	301
ANEXO A3 - Erros experimentais da técnica das caixas de destacamento	303
A3.1 - Detecção e minimização dos erros	303
A3.2 - Aplicação aos resultados dos ensaios efectuados	305

Índice de Figuras

Figura 2.1 -	Principais processos erosivos nas áreas intersulcos. Com traço mais forte indicam-se os mecanismos envolvidos neste estudo.....	16
Figura 2.2 -	Tipos de variação temporal da taxa de perda de solo pelo salpico sob a acção de chuvadas de intensidade constante.	49
Figura 2.3 -	Formas de controlar a altura de água em caixas de destacamento: com e sem interferência da bordadura.....	70
Figura 2.4 -	Erros associados às caixas de destacamento.	72
Figura 2.5 -	Avaliação e correcção dos erros devido aos efeitos K e B.	75
Figura 3.1 -	Caixa de destacamento com solo sobre uma camada de areão.	84
Figura 3.2 -	Diferença entre a intensidade da chuvada no início e no fim de cada ensaio de 30 minutos.	90
Figura 3.3 -	Colector de salpico, tina com abertura central e caixa de destacamento. A tina permite controlar a altura de água sobre o solo e é o colector dos sedimentos submersos.	93
Figura 3.4 -	Disco com sedimentos transportados numa lâmina de água de 3 mm de altura. Exemplo do solo A e intensidade de 40 mm/h.	98
Figura 3.5 -	Disco com sedimentos transportados numa lâmina de água de 3 mm de altura. Exemplo do solo A e intensidade de 80 mm/h.	98
Figura 3.6 -	Distribuição granulométrica dos solos A, Pg e Vx, sem dispersão, após imersão em água; médias e desvios padrão de 3 repetições. ..	102
Figura 3.7 -	Distribuição de partículas > 50 μm , após imersão em água (limites superiores das caixas) e secas ao ar (limites inferiores das caixas); médias e desvios padrão de 3 repetições.	103
Figura 3.8 -	Percentagem de agregados > 50 μm dos solos A, Pg e Vx, secos ao ar (limites superiores das caixas) e após imersão em água (limites inferiores); médias e desvios padrão de 3 repetições.....	104
Figura 3.9 -	Distribuição das velocidades de sedimentação dos solos A, Pg e Vx, calculadas para as distribuições granulométricas da Figura 3.6 (sem dispersão).	109
Figura 4.1 -	Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para a <u>areia</u> , com chuvadas de <u>20 mm/h</u> , <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	115
Figura 4.2 -	Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para a <u>areia</u> , com chuvadas de <u>40 mm/h</u> , <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	116
Figura 4.3 -	Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para a <u>areia</u> com chuvadas de <u>80 mm/h</u> e <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	117

Figura 4.4 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o <u>solo A</u> com chuvas de <u>40 mm/h</u> , <u>50% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	119
Figura 4.5 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o <u>solo A</u> com chuvas de <u>40 mm/h</u> , <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	120
Figura 4.6 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o <u>solo A</u> com chuvas de <u>80 mm/h</u> , <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	122
Figura 4.7 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o <u>solo Pg</u> com chuvas de <u>40 mm/h</u> , <u>50% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	123
Figura 4.8 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o <u>solo Pg</u> com chuvas de <u>40 mm/h</u> e <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	124
Figura 4.9 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o <u>solo Pg</u> com chuvas de <u>80 mm/h</u> , <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	125
Figura 4.10 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o <u>solo Vx</u> com chuvas de <u>40 mm/h</u> , <u>65% ECR</u> e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).	126
Figura 4.11 - Taxa de sedimentos recolhidos em função da intensidade das chuvas, para a <u>areia</u> , com <u>65% ECR</u> . Recta a tracejado para $h_b=0$ mm. Parâmetros das regressões no Quadro 4.5.	135
Figura 4.12 - Taxa de perda de solo com a intensidade das chuvas, para o <u>solo A</u> e <u>65% ECR</u> . Parâmetros das regressões no Quadro 4.3.	135
Figura 4.13 - Taxa de perda de solo com a intensidade das chuvas, para o <u>solo Pg</u> e <u>65% ECR</u> . Parâmetros das regressões no Quadro 4.3.	136
Figura 4.14 - Taxa de perda de solo com a intensidade das chuvas, para o <u>solo Vx</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=2$ mm. Regressão no Quadro 4.3.	137
Figura 4.15 - Variação dos sedimentos recolhidos com a velocidade relativa das gotas (em relação à velocidade terminal), para a <u>areia</u> , com $h_b=2$ mm. Parâmetros das regressões no Quadro 4.8.	145
Figura 4.16 - Transporte submerso vs. altura de água, para a <u>areia</u> e chuvas de <u>65% ECR</u> . Parâmetros das regressões no Quadro 4.10.	150
Figura 4.17 - Transporte submerso vs. altura de água para o <u>solo A</u> , com chuvas de <u>80 ou 40 mm/h</u> e <u>65% ou 50% ECR</u> . Os pontos entre () assinalam períodos em que $h_b \approx 0$ mm.	151
Figura 4.18 - Transporte submerso vs. altura de água para o <u>solo Pg</u> , com chuvas de <u>80 ou 40 mm/h</u> e <u>65% ou 50% ECR</u>	151
Figura 4.19 - Transporte submerso vs. altura de água para o <u>solo Vx</u> , com chuvas de <u>40 mm/h</u> e <u>65% ECR</u>	152
Figura 4.20 - Perda de sedimentos vs. altura de água à superfície. <u>Areia</u> , chuvas de <u>40 e 80 mm/h</u> e <u>65% ECR</u> , período 0-10 minutos.	

	Incluem-se amostras com a superfície 2 e 4 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento.	155
Figura 4.21 -	Transporte aéreo (salp.) e transporte submerso vs. altura de água. <u>Solo A</u> , chuvadas de <u>40 e 80 mm/h</u> e <u>65% ECR</u> , período 0-10 minutos. Incluem-se amostras com a superfície 2,8 e 4,7 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento.....	156
Figura 4.22 -	Transporte aéreo (salp.) e transporte submerso vs. altura de água. <u>Solo Pg</u> , chuvadas de <u>40 e 80 mm/h</u> e <u>65% ECR</u> , período 0-10 minutos. Incluem-se amostras com a superfície 2,9 e 4,4 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento.....	157
Figura 4.23 -	Transporte aéreo (salp.) e transporte submerso vs. altura de água. <u>Solo Vx</u> , chuvadas de <u>40 mm/h</u> e <u>65% ECR</u> , período 0-10 minutos. Incluem-se amostras com a superfície 2 e 4 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento. Os pontos "s/ inf." indicam amostras com $h_b=0$, sem drenagem.	158
Figura 4.24 -	Esboço da perda de solo com a altura de água à superfície, incluindo o transporte aéreo (salpico) e o transporte submerso.	161
Figura 5.1 -	Contribuições dos impactes para o transporte submerso primário (nuvens de destacamento) e para o transporte submerso secundário (área de impacte e área afectada pelas ondas geradas no final do impacte).....	171
Figura 5.2 -	Sistema de coordenadas para o cálculo da área a_{nb}	177
Figura 5.3 -	Diferentes casos para o cálculo das áreas a_{nb} , com a hipótese da distribuição uniforme nas nuvens de partículas destacadas. Centro da amostra de solo assinalado com x , e das nuvens de destacamento com \bullet	180
Figura 5.4 -	Dois casos distintos para o cálculo de F_{nb} , com a hipótese de distribuição exponencial nas nuvens de partículas destacadas. Centro da amostra de solo assinalado com x , e das nuvens de destacamento com \bullet	183
Figura 5.5 -	Valores de $f_{in}(r)$ e de $F_S(r)$ calculados para nuvens de destacamento com distribuição uniforme e raio $R_N=0,5R_S$	188
Figura 5.6 -	Valores de $f_{in}(r)$ e de $F_S(r)$ calculados para nuvens de destacamento com distribuição exponencial e raio $R_N=0,5R_S$	188
Figura 5.7 -	Tipos de interferências que sofrem as nuvens de partículas destacadas, sendo Δt e Δr respectivamente, intervalos de tempo e distância entre impactes.	195
Figura 6.1 -	Aplicação da equação de conservação ao transporte de sedimentos em áreas circulares.	214
Figura 6.2 -	Fluxo submerso primário (q_n), para nuvens de partículas de <u>distribuição uniforme</u> e $R_N=25$ mm. Valores observados com o solo Pg, na modalidade de 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.	223
Figura 6.3 -	Fluxo submerso primário (q_n), para nuvens de partículas de <u>distribuição exponencial</u> e $R_N=25$ mm. Valores observados com o solo Pg, na modalidade de 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.	223

Figura 6.4 -	Concentração total (c), concentração no fluxo primário (c_{n-iso}), no fluxo secundário (c_p) e no fluxo secundário sem transferências radiais (c_{p-iso}), com $R_N=25$ mm e $\varepsilon =5$ mm ² .s ⁻¹ . Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.....	236
Figura 6.5 -	Concentração total (c_k), para classes granulométricas cumulativas desde 4-1 mm até 4-0,05 mm, com $R_N=25$ mm e $\varepsilon =5$ mm ² .s ⁻¹ . Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.....	236
Figura 6.6 -	Fluxo submerso total (q_s), fluxo primário (q_n) e fluxo secundário por dispersão (q_d), com $R_N=25$ mm e $\varepsilon =5$ mm ² .s ⁻¹ . Valores observados para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.	239
Figura 6.7 -	Fluxo submerso (q_{sk}), para classes granulométricas cumulativas desde 4-1 mm até 4-0,05 mm, com $R_N=25$ mm e $\varepsilon =5$ mm ² .s ⁻¹ . Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.....	239
Figura 6.8 -	Concentração total (c), concentração no fluxo primário (c_{n-iso}), no fluxo secundário (c_p) e no fluxo secundário sem transferências radiais (c_{p-iso}), com $R_N=25$ mm, $\varepsilon =5$ mm ² .s ⁻¹ e $v_r=5$ mm.s ⁻¹ . Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.....	245
Figura 6.9 -	Fluxo submerso total (q_s), fluxo primário (q_n), fluxo secundário por dispersão (q_d) e fluxo secundário por convecção (q_c), com $R_N=25$ mm, $\varepsilon =5$ mm ² .s ⁻¹ e $v_r=5$ mm.s ⁻¹ . Valores observados para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.	247
Figura 6.10 -	Fluxograma do programa, em Visual Basic, para cálculo da concentração e do fluxo submerso em áreas circulares.	249
Figura A2.1 -	Relação entre os sedimentos e o volume de água recolhidos no salpico, no caso da areia com $h_b=0$ mm.....	298
Figura A3.1 -	Valores acumulados dos sedimentos recolhidos nos ensaios para a <u>areia</u> , com chuvadas de <u>65% ECR</u> e $h_b=0$ mm.	309
Figura A3.2 -	Valores acumulados dos sedimentos recolhidos nos ensaios para a <u>areia</u> , com chuvadas de <u>65% ECR</u> e $h_b=2$ mm.	309
Figura A3.3 -	Valores acumulados dos sedimentos recolhidos nos ensaios para a <u>areia</u> , com chuvadas de <u>65% ECR</u> e $h_b=5$ mm.	310
Figura A3.4 -	Perda de solo acumulada com o <u>solo A</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=0$ mm.	310
Figura A3.5 -	Perda de solo acumulada com o <u>solo A</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=1$ mm.	311
Figura A3.6 -	Perda de solo acumulada com o <u>solo A</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=3$ mm.	312
Figura A3.7 -	Perda de solo acumulada com o <u>solo Pg</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=0$ mm.	313
Figura A3.8 -	Perda de solo acumulada com o <u>solo Pg</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=1$ mm.	313
Figura A3.9 -	Perda de solo acumulada com o <u>solo Pg</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=3$ mm.	314
Figura A3.10 -	Perda de solo acumulada com o <u>solo Vx</u> , <u>65% ECR</u> e $h_b=2$ mm.	315

Índice de Quadros

Quadro 2.1 - Combinações possíveis da acção erosiva da chuva e do escoamento.....	18
Quadro 2.2 - Diâmetro de estruturas formadas pelo impacte de gotas numa lâmina de água.....	43
Quadro 2.3 - Valores do expoente da função potência aplicada à relação entre a perda de solo de áreas intersulcos e a intensidade da chuva.....	56
Quadro 2.4 - Valores do expoente da função potência aplicada à relação entre a perda de solo pelo salpico e a energia cinética da chuva.....	59
Quadro 2.5 - Tipos de ensaios de erosão mais usuais com destaque para a utilização das caixas de destacamento.....	69
Quadro 3.1 - Classes granulométricas da areia.....	81
Quadro 3.2 - Caracterização das camadas superficiais dos solos.....	82
Quadro 3.3 - Valores da densidade aparente e grau de saturação das amostras preparadas nas caixas de destacamento.....	85
Quadro 3.4 - Condutividade eléctrica e temperatura da água usada na simulação de chuva.....	88
Quadro 3.5 - Velocidade e energia cinética das gotas (3,2 mm) e das chuvadas, para as alturas de queda e intensidades nominais.....	89
Quadro 3.6 - Percentil 95 para a diferença de intensidade da chuva no início e no fim de cada ensaio, em percentagem da intensidade nominal.....	90
Quadro 3.7 - Caracterização da intensidade das chuvadas de 30 minutos.....	91
Quadro 3.8 - Velocidades de sedimentação (v_{sk}) calculadas para o diâmetro médio geométrico (DMG) das classes granulométricas indicadas, para partículas primárias e agregados.....	108
Quadro 4.1 - Caracterização das amostras, das variáveis de controlo dos ensaios e perda de solo média nos ensaios de 30 minutos (Q_s).....	112
Quadro 4.2 - Valores usados nas regressões da perda de solo, Q_s , com a intensidade da chuva, I . Todos os ensaios com 65% ECR.....	131
Quadro 4.3 - Parâmetros da regressão dos sedimentos recolhidos Q_s ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) com a intensidade da chuva, I ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), após transformação logarítmica. Todos os ensaios com 65% ECR.....	132
Quadro 4.4 - Regressão linear dos sedimentos recolhidos, Q_s ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) vs. intensidade da chuva, I ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), para a <u>areia</u> . Todos os ensaios com 65% ECR.....	133
Quadro 4.5 - Regressão linear, com passagem pela origem, dos sedimentos recolhidos, Q_s ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) com a intensidade da chuva, I ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$). Ensaios com 65% ECR.....	134
Quadro 4.6 - Sedimentos recolhidos (Q_s), com 50% e 65% ECR. Todos os ensaios com intensidade nominal de 40 mm/h.....	142

Quadro 4.7 - Valores usados nas regressões entre os sedimentos recolhidos (Q_s) e a velocidade relativa das gotas (v_g/v_{gt}).....	144
Quadro 4.8 - Regressão dos sedimentos recolhidos, Q_s ($\text{g}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$) com a velocidade relativa das gotas, (v_g/v_{gt}) após transformação logarítmica da função potência.....	145
Quadro 4.9 - Altura de água à superfície do solo (h_s) e perda de solo (Q_s), dividida nas componentes salpico e transporte submerso. Médias dos ensaios de 30 minutos.	148
Quadro 4.10 - Regressões da perda de solo, Q_s ($\text{g}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$), com a altura de água à superfície, h_s (mm). Regressão linear para a areia e exponencial para o solo V_x	153
Quadro 6.1 - Valores de $f_{ck0,\infty}$ e $f_{ck0,Tp}$ para partículas primárias, com intervalo de tempo de recolha (T_p) de 5 minutos e alturas da camada de água (h) de 2 e 5 mm.....	218
Quadro 6.2 - Variáveis e parâmetros dos modelos do fluxo submerso.....	251
Quadro A1.1 -Seleção do tamanho das amostras de solo a analisar no Sedigraph 5100	295
Quadro A1.2 -Condições prédefinidas	295
Quadro A1.3 -Massa de sedimentos e volume de água a aplicar no Sedigraph para a concentração objectivo indicada no Quadro A1.2 e para os intervalos do Quadro A1.1	295
Quadro A2.1 -Perda de solo (Q_s) com água a cobrir o rebordo da caixa de destacamento ($d_b=0$ mm) e com água nivelada pelo rebordo ($d_b=2$ mm).....	301
Quadro A3.1 -Análise da evolução da perda de solo acumulada numa chuvada (Q_{sp}) e das suas causas prováveis, para o caso de solos . Para areias basta excluir os efeitos S_i e S_f	303
Quadro A3.2 -Critérios de avaliação/minimização dos erros induzidos pelo método das caixas de destacamento, através da análise da variação temporal dos sedimentos acumulados (Q_{sp}).....	303
Quadro A3.3 -Regressão dos sedimentos recolhidos, Q_{sp} ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$) com a precipitação acumulada, P (mm), após transformação logarítmica. Ensaios com 65% ECR.....	307
Quadro A3.4 -Análise de covariância às regressões do Quadro A3.3, para ensaios com 65% ECR, h_b equivalentes e diferentes intensidades de chuva.	316
Quadro A3.5 -Taxas de sedimentos recolhidos (Q_s), para diferentes desníveis entre a superfície do solo e a bordadura das caixas (d_b). Ensaios com 65% ECR.	318

Lista de símbolos

a	parâmetro da distribuição exponencial das nuvens de destacamento
a	área circular centrada na amostra e de raio r
A	área correspondente à projecção horizontal de uma partícula
a_b	área circular centrada na amostra e de raio r_b
a_E e b_E	parâmetros da relação potência entre a perda de solo e a energia cinética
A_i	área na camada de água mais perturbada pelo impacte de uma gota
$A_{i,int}$	parte da área circular A_i que não ultrapassa o limite da amostra
a_I e b_I	parâmetros da relação potência entre a perda de solo e a intensidade da chuvada
A_N	área da nuvem de partículas destacadas
a_n	área parcial da nuvem de destacamento
a_{nb}	área correspondente à parte de uma nuvem de destacamento que ultrapassa o limite circular de raio r_b
$A_{P,int}$	área circular em torno de um ponto de impacte P que não ultrapassa o limite da amostra e que corresponde a $A_{i,int}$ ou $A_{w,int}$
a_p e b_p	parâmetros da relação potência entre a perda de solo e a precipitação acumulada
A_S	área total da amostra de solo sujeita a destacamento
a_v e b_v	parâmetros da relação potência entre a perda de solo e a velocidade das gotas
a_w, A_w, \bar{A}_w	respectivamente, área circular percorrida por uma onda após o impacte, área máxima alcançada pela onda antes sofrer outro impacte e área média percorrida pelas ondas de todos os impactes que se verificam em torno de um dado ponto P, antes de ocorrer outro impacte
$A_{w,int}$	parte da área circular A_w que não ultrapassa o limite da amostra
b_k, b_{1k}, b_{2k}	expoentes constantes para cada classe k do fluxo secundário
C_D	coeficiente de resistência da água à sedimentação de uma partícula
c_k, c	respectivamente, concentração da classe granulométrica k e concentração total (soma de $k=1$ até $k=N_k$) no fluxo submerso ($M.L^{-3}$)
c_{k0}, c_0	respectivamente, concentração da classe granulométrica k e concentração total no centro da amostra ($M.L^{-3}$)
\bar{c}_{k0}	concentração média no intervalo Δt , no centro da amostra, $\bar{c}_k(0, \Delta t)$
c_{keq}, c_{eq}	concentração no equilíbrio dinâmico da suspensão ($M.L^{-3}$)
c_{nik}	concentração média de partículas da classe k no interior de cada nuvem de destacamento ($M.L^{-3}$)
c_{nk}	concentração da classe k no fluxo submerso primário ($M.L^{-3}$)
c_{pk}	concentração da classe k no fluxo submerso secundário ($M.L^{-3}$)
d_{ap}	densidade aparente
D	diâmetro das gotas
d_b	desnível entre o nível da superfície da amostra de solo e o nível da bordadura da caixa de destacamento
D_i	diâmetro correspondente à área de impacte (A_i)

DMG	diâmetro médio geométrico
DMP	diâmetro médio ponderado
$E(R_S)$	massa total de sedimentos destacados na área circular de raio R_S , por unidade de tempo ($M.T^{-1}$)
ECR	energia cinética relativa das gotas; razão entre a energia cinética para uma dada velocidade e a energia cinética com a velocidade terminal
$E_{ext}(r)$ ou $E_{ext}(r, R_S)$	componente de $E(R_S)$; sedimentos destacados na área de raio R_S que após a formação das nuvens de destacamento, se situam para o exterior do limite de raio r ($M.T^{-1}$)
$e_{int}(r)$	taxa de destacamento obtida a partir da componente $E_{int}(r)$ de $E(R_S)$ ($M.L^{-2}.T^{-1}$)
$E_{int}(r)$ ou $E_{int}(r, R_S)$	componente de $E(R_S)$; corresponde aos sedimentos destacados na área de raio R_S que após a formação das nuvens de destacamento se situam para o interior do limite de raio r ($M.T^{-1}$)
e_k, e ou e_T	taxa de destacamento das partículas da classe k e taxa de destacamento total, somatório das taxas de todas as classes ($M.L^{-2}.T^{-1}$)
e_{pk}	taxa de destacamento das partículas da classe k que contribui para o transporte submerso secundário ($M.L^{-2}.T^{-1}$)
f_{ck, T_p} ou f_{ck}	relação entre a concentração média da classe k no intervalo Δt e a concentração no final desse intervalo de tempo
$f_{ck0, \infty}$	relação entre a concentração média da classe k no intervalo Δt e a concentração correspondente ao equilíbrio dinâmico no centro da amostra (taxa de destacamento igual à taxa de deposição)
f_{ck0, T_p}	relação entre a concentração média da classe k no intervalo Δt e a concentração no final desse intervalo de tempo, no centro da amostra
$f_{c_{pk}}$	relação da concentração média da classe k no fluxo secundário (c_{pk}) no intervalo Δt , com a concentração no final desse intervalo de tempo
F_D	força de resistência da água para a sedimentação de uma partícula com velocidade terminal
f_{ek}	relação entre as taxas de destacamento e_{pk} e e_k
$f_{int}(r)$	relação entre as taxas de destacamento e_{int} e e
$f_n(r_n)$	função de densidade da massa de sedimentos numa nuvem de destacamento
$F_n(r_n)$	função de distribuição da massa de sedimentos numa nuvem de destacamento; fracção dos sedimentos da nuvem de destacamento que se situam para além do raio r_n
$F_{nb}(r)$	fracção das partículas de uma nuvem que são deslocadas para o exterior da circunferência de raio r
$F_S(r)$	fracção do total de material destacado na amostra de solo, que é deslocado para o exterior de uma circunferência de raio r pela nuvem de destacamento
g	aceleração da gravidade
h ou h_s	altura da camada de água sobre o solo
h_b	altura de água sobre a bordadura das caixas de destacamento
I	intensidade da chuvada
$I_{Fc}(r)$	integral do produto entre F_{nb} e r_c , com r_c a variar de desde 0 até R_S
I_{Mk}, I_{Nk}	integrais para cada classe k , obtidos nos modelos do fluxo secundário
L_k	constante para cada classe k , obtida nos modelos do fluxo secundário
m_n	densidade da massa de sedimentos em cada nuvem de destacamento ($M.L^{-2}$)

M_n	massa de sedimentos numa nuvem de destacamento em função da área considerada
n_i	número de gotas (ou impactes) por unidade de área e de tempo
N_K	número total de classes de partículas k
p_{ck0}	proporção entre \bar{c}_{ok} e $c_k(0, \infty)$
p_k	proporção de partículas terrosas da classe k
p_{pk}, p_{ak}	respectivamente, proporção de partículas primárias e de partículas agregadas da classe k
Q_s	perda de solo, ou massa de sedimentos que atravessam uma dado limite ou fronteira, expressos por unidade da superfície e por unidade de tempo ($M.L^{-2}.T^{-1}$)
$q_{sk}; q_s$	densidade de fluxo de sedimentos da classe k e do total de sedimentos, para a altura total da camada de água ($M.L^{-1}.T^{-1}$)
$q_{sk0}; q_{s0}$	idem a anterior, no centro da amostra ($M.L^{-1}.T^{-1}$)
Q_{sP}	sedimentos por unidade de área, acumulados até ao valor de precipitação P ($M.L^{-2}$)
R	raio das gotas
r_b ou r	raio da circunferência, cujo centro coincide com o centro da amostra de solo e que define o limite para a quantificação do fluxo de sedimentos
$R_B, R_{B2}, R_{B3}, R_{BT}$	respectivamente, raio exterior da caixa de destacamento, raio interno dos 2º e 3º discos de recolha de sedimentos e raio total do colector de sedimentos submersos
r_c	distância entre o centro das nuvens de destacamento (o ponto de impacto das gotas) e o centro da amostra de solo
Re	número de Reynolds
R_N	raio da nuvem de destacamento, distância do centro da nuvem ao limite a partir do qual a quantidade de sedimentos destacados é nula ou inferior a um valor desprezável predefinido
r_N	caso particular de $r_n(\Phi_N)$ em que $r_{n1}=r_{n2}$, ou seja, quando r_b, r_N e r_c formam um triângulo rectângulo sendo r_c a hipotenusa
r_n, r_{n1}, r_{n2}	distâncias do centro da nuvem de destacamento até ao limite circular de raio r_b , variando em função de φ_n
R_S	raio da amostra de solo cilíndrica, coincide com o raio interno da caixa de destacamento
r_w, R_w, \bar{R}_w	respectivamente, raio da onda após o impacte, raio máximo de alcance da onda antes sofrer outro impacte e raio correspondente à área média \bar{A}_w centrada num dado ponto de impacte
$S(r)$	fluxo que resulta do balanço de massa entre $S_{div}(r_b)$, com sinal positivo e $S_{conv}(r_b)$, com sinal negativo ($M.T^{-1}$)
$S_{conv}(r)$	fluxo de sedimentos que passam para o interior do limite circular de raio r_b ($M.T^{-1}$)
$S_{div}(r)$	fluxo de sedimentos que passam para o exterior do limite circular de raio r_b ($M.T^{-1}$)
t	tempo
$t_p, \Delta t$	variável tempo no intervalo de recolha de sedimentos Δt , com $0 \leq t_p \leq T_P$
T_P	tempo de duração dos intervalos de recolha de sedimentos
V	volume das gotas
v_{dk}	velocidade de sedimentação da classe k de partículas ($L.T^{-1}$)
v_g, v_{gt}	velocidade das gotas e velocidade terminal das gotas

v_r	velocidade radial do fluxo convectivo ($L.T^{-1}$)
v_w	velocidade da onda resultante do impacte de gotas ($L.T^{-1}$)
x	para o cálculo de a_{nb} , abcissa do arco das circunferências de raio r_b e da nuvem de destacamento, sendo $x=x_b=x_N$
X_o	para o cálculo de a_{nb} , abcissa do centro da amostra de solo e do centro da nuvem de destacamento, dado que $X_o=X_{ob}=X_{oN}$
y_b, Y_{ob}	para o cálculo de a_{nb} , respectivamente, valor da ordenada do arco de circunferência de raio r_b e do centro da amostra de solo
y_N, Y_{oN}	para o cálculo de a_{nb} , respectivamente, valor da ordenada do arco de circunferência e do centro da nuvem de destacamento
α_N	parâmetro da distribuição exponencial das nuvens de destacamento
ε	coeficiente de dispersão convectiva ($L^2.T^{-1}$)
μ	viscosidade dinâmica da água ($M.L^{-1}.T^{-1}$)
ν	viscosidade cinemática da água ($L^2.T^{-1}$)
φ_b	ângulo entre a recta que contem r_c e a recta que une o centro da amostra à intersecção do limite da nuvem com o limite de raio r_b
φ_n	ângulo do raio da nuvem de destacamento com a recta que contém r_c
Φ_N	nuvens de distribuição uniforme: ângulo entre a recta que contem r_c e a recta que une o centro da nuvem à intersecção das circunferências de raio R_N e r_b ; nuvens de distribuição exponencial: ângulo em que r_b e r_N são perpendiculares, formando um triângulo rectângulo com r_c
ρ, ρ_s	massa específica da água e dos sedimentos
$\tau, \bar{\tau}$	respectivamente, valor individual e valor médio do tempo que uma nuvem de partículas permanece sem sofrer o efeito de outro impacte
$\tau_i, \tau_{fi}, \tau_{si}$	intervalo de tempo entre impactes numa dada área e respectivas componentes por proximidade temporal e espacial
τ_t, τ_s	intervalos de tempo com que se verificam, respectivamente, as interferências por consecutividade e por contiguidade
$\tau_w, \tau_{tw}, \tau_{sw}$	intervalo de tempo para as interferências devidas à passagem das ondas dos impactes e respectivas componentes por proximidade temporal e espacial

1. Introdução e Objectivos

1.1. Introdução

Neste trabalho considera-se apenas a erosão hídrica de origem antropogénica, fundamentalmente a associada ao uso agrícola dos solos. Na perspectiva agronómica, a erosão hídrica tem sido encarada como um fenómeno preocupante, fundamentalmente pelo seu potencial efeito de redução da fertilidade e da produtividade dos solos. Paralelamente, tem aumentado a consciência de outras consequências ambientais igualmente nefastas, nomeadamente, a poluição das linhas de água com sedimentos e agroquímicos adsorvidos, principalmente na sua componente coloidal, o assoreamento de barragens, o aumento do risco de cheias, a menor contribuição para a recarga de aquíferos subterrâneos.

Neste final de milénio, com uma população mundial em permanente crescimento e alguma apreensão quanto a possíveis alterações climáticas em muitas regiões do planeta, verifica-se um ressurgimento das preocupações com a capacidade de produção alimentar global¹ e, de certo modo, o reavivar da ameaça das previsões de Malthus. A erosão do solo e evidentemente todas as formas de degradação do solo, contribuem ainda mais para o acentuar dessa ameaça (UNEP, 1997).

¹ antes das colheitas de 1996 foi registado o nível mais baixo das reservas mundiais de cereais, o que originou a duplicação nos preços do trigo e do milho relativamente ao ano anterior. Apesar da excepcional colheita desse ano, as reservas aumentaram apenas de 51 para 55 dias, permanecendo a situação de potencial instabilidade dos preços em resultado de um possível ano desfavorável (Brown, 1997).

O desenvolvimento tecnológico da agricultura tem permitido, em termos globais, compensar e até superar o aumento da população. Pelos dados da FAO para o período 1961-1992, verifica-se que apesar da área agricultada *per capita* ter decrescido cerca de 30%, situando-se em 1992 nos 0,28 ha por pessoa, o índice da produção de alimentos *per capita* aumentou 20%. Para isso contribuiu a duplicação da produção mundial de cereais, principalmente pelo aumento da produtividade, que também quase duplicou ao passar de 1,5 t/ha para perto de 3 t/ha. No entanto, para este aumento de produtividade foi necessário aumentar 5 vezes o consumo de azoto, fósforo e potássio no mesmo período (**Meadows et al., 1993; WRI, 1994**).

Os dados referidos, embora à escala global, dão uma ideia das dificuldades em avaliar a perda de produtividade do solo causada pela erosão. A melhoria das tecnologias de produção mascara frequentemente eventuais perdas graduais da fertilidade e da qualidade dos solos. Por outro lado, a contabilização da massa de solo erodido à escala global têm originado uma grande diversidade de estimativas, em grande parte devido à variedade de critérios e métodos adoptados, o que obriga a uma interpretação muito cuidadosa dos resultados publicados (**Lal, 1994**). Segundo o GLASOD² a erosão hídrica é o processo mais importante de degradação do solo, responsável por 56% dos solos considerados com alguma degradação, o que corresponde a 1094 milhões de hectares distribuídos por 4 níveis de intensidade, dos quais apenas 30% se situam no nível mais baixo³ de erosão admitido (**Hudson, 1995**).

O relatório GEO-1 (**UNEP, 1997**), considera a degradação do solo como um problema ambiental crucial e com uma importância crescente na Europa, principalmente devido aos processos de erosão, de acidificação e de poluição. Segundo o mesmo relatório a erosão está a aumentar na Europa sendo particularmente susceptíveis as áreas mediterrânicas.

² Global Assessment of Soil Degradation, um programa internacional para o levantamento da degradação do solo induzida pelas actividades humanas.

³ solos que revelam alguma perda de produtividade mas ainda permitem uma recuperação com recurso às técnicas disponíveis nos próprios sistemas agrícolas locais.

Em Portugal é de salientar a escassez de locais de medição da erosão e, conseqüentemente, a pouca representatividade regional e nacional dos valores registados. Após os 3 últimos anos hidrológicos, de 95-96 a 97-98, a percepção que fica da observação de vestígios de erosão, sugere-nos que em muitos locais os níveis de erosão devem ultrapassar substancialmente os valores verificados nos talhões de medição, nomeadamente nos talhões de erosão instalados nos solos pedregosos de Vale Formoso. Mesmo sem observações de campo, basta atender às notícias sobre cheias nos últimos 3 anos⁴, para nos interrogarmos acerca das conseqüências erosivas que estes acontecimentos provocam nos terrenos a montante.

O abandono da agricultura em muitas áreas marginais, que se tem verificado na última década, com a reconversão para pastagem ou floresta, pode ter, pelo menos, o mérito de retardar ou mesmo de inverter a tendência de degradação de muitos desses solos. Simultaneamente, tende a aumentar a intensificação do uso dos solos mais produtivos, nomeadamente com a introdução do regadio, por vezes com conseqüências erosivas não desprezáveis também na época seca. A baixa representatividade de bons solos agrícolas no nosso País deve constituir justificação suficiente para que se incentivem programas de monitorização das possíveis formas de degradação a que se encontram sujeitos. O uso florestal dos solos também não é, só por si, garantia de uma boa conservação. No caso de florestas de produção intensiva, o corte raso e as preparações de terreno tradicionais, aliadas a situações topográficas mais acidentadas, são responsáveis por perdas de solo quase catastróficas⁵.

Os exemplos de erosão que se podem observar um pouco por todo o país e a persistente falta de aplicação de medidas de conservação em quase todos os tipos de uso do solo, levam-nos a concluir que o problema não é sentido como suficientemente grave pelos serviços técnicos e agricultores em geral, ou então, que muito se regrediu quanto à consciência da importância do solo para

⁴ alguns casos em que as notícias evidenciaram o arrastamento de importantes massas de solo: Serpa, 09/1995; Viseu, 04/97; serra de Monchique, 10/97; Alentejo, 11/97; Borba, 9/98.

⁵ ver por exemplo os vestígios de erosão na serra de Valverde, Évora, originados em 12/96 e ainda no Outono/97, na seqüência de um corte raso de eucaliptal.

a sustentação e o bem estar de uma sociedade. Quando, felizmente, aumentam as preocupações ambientais na opinião pública, é importante situar a questão da degradação do solo nesse contexto, tal como a apresenta Brian Walker da Earth Watch Europe: "A erosão e a degradação do solo deveria figurar em primeiro lugar (na lista de prioridades dos problemas ambientais) porque estão a acontecer por toda a parte, e cada indivíduo deste planeta e as futuras gerações, serão os vencidos deste problema." (**World Media, 1992**).

O presente trabalho tem um âmbito substancialmente mais limitado do que os problemas acabados de referir. Aborda-se apenas a erosão devida ao impacto da chuva, com ênfase na situação potencialmente mais grave, em que ocorre uma película de escoamento superficial. Em última análise, procura-se testar uma metodologia que permita uma melhor avaliação da susceptibilidade dos solos à erosão pelo impacto da chuva.

No ponto seguinte deste Capítulo 1 apresentam-se os objectivos e referem-se os aspectos inovadores desta tese. No Capítulo 2, apresenta-se uma revisão bibliográfica dos principais assuntos em estudo. No Capítulo 3 descrevem-se os materiais e métodos usados na abordagem experimental. No Capítulo 4 apresentam-se os resultados de ensaios laboratoriais de simulação de chuva sobre amostras de solo em contentores cilíndricos. No Capítulo 5 discutem-se os principais mecanismos de erosão pelo impacto de gotas envolvidos nas condições experimentais aplicadas. No Capítulo 6 propõem-se alguns modelos para o destacamento e transporte de sedimentos numa película de água sujeita ao impacto de gotas, em amostras de solo de área circular. As conclusões mais relevantes e algumas propostas para trabalhos futuros são apresentadas no Capítulo 7. Incluem-se ainda a bibliografia e alguns anexos.

1.2. Objectivos

Os resultados das sucessivas etapas deste trabalho contribuíram por vezes para redefinir os objectivos das fases seguintes. Distinguem-se três objectivos principais que se apresentam de forma sequencial:

- 1) realização de ensaios de simulação de chuva em amostras de algumas famílias de solos portugueses, com vista ao estudo das relações da perda de solo com a intensidade da chuva, a velocidade de queda das gotas e a altura de água acumulada à superfície do solo .
- 2) desenvolvimento de uma metodologia para a determinação da taxa de destacamento pela chuva, com amostras em contentores cilíndricos, de modo a simular de forma expedita o efeito da altura do escoamento superficial. A aplicação desta metodologia envolve uma componente prática de adaptação e aferição do dispositivo experimental usado, para a qual contribuem os resultados do objectivo 1) e, também, uma componente teórica autónoma referida em 3).
- 3) desenvolvimento de um modelo de transporte de sedimentos pelo impacte de gotas numa camada de água à superfície do solo, aplicado a áreas circulares com declive nulo, ou seja, às condições experimentais verificadas para amostras de solo em contentores cilíndricos. Através da modelação dos processos de transporte das partículas destacadas e a partir da medição da perda de solo observada, é possível obter estimativas da taxa de destacamento que sejam mais independentes das condições de transporte específicas de cada determinação experimental, o que permitirá uma melhor caracterização dos solos quanto à sua susceptibilidade ao destacamento pela chuva.

Os principais aspectos inovadores desta tese decorrem dos objectivos acabados de referir, destacando-se:

- 1) a utilização de um dispositivo experimental que permite a aplicação de uma camada de água à superfície de amostras de solo cilíndricas, sem obstáculos ao transporte das partículas destacadas.
- 2) o desenvolvimento de um modelo de transporte de sedimentos numa camada de água devido à acção do impacte de gotas e a sua aplicação a amostras de solo em caixas de destacamento cilíndricas.

2. Destacamento e Transporte pela Chuva: Contexto, Análise e um Método de Estudo

2.1. Introdução

Neste capítulo apresenta-se um levantamento de conhecimentos disponíveis na bibliografia sobre os assuntos mais directamente relacionados com os objectivos deste trabalho. Embora necessariamente limitada, esta compilação procura sistematizar a informação que serve de base aos desenvolvimentos dos capítulos seguintes. Divide-se em três partes: a primeira situa o fenómeno em estudo no âmbito mais geral da erosão hídrica; a segunda analisa com mais detalhe os processos de destacamento e transporte pela chuva; por último, a terceira debruça-se sobre a metodologia de estudo adoptada.

2.2. Processos de erosão hídrica em solos agrícolas

2.2.1. *Objectivos e abordagens de estudo da erosão*

O objectivo último do estudo da erosão é o de minimizar as perdas do material terroso decorrentes das diversas utilizações do solo para fins agrícolas, florestais ou outros (**Morgan, 1980**). Esta pode ser considerada uma concepção conservacionista porque todo o esforço do estudo da erosão visa manter ou conservar o solo. No entanto, a utilização do termo minimizar, só por si, pode não evitar que um determinado uso do solo conduza a uma degradação progressiva desse solo. Para uma formulação mais rigorosa, e

também mais pragmática do objectivo principal do estudo da erosão, podemos recorrer ao conceito de tolerância de erosão de um solo: a taxa de erosão máxima, expressa em média anual, que permite manter a mesma utilização desse solo de forma economicamente sustentada à perpetuidade (SSDS, 1993; SSSA, 1997). Procura-se, portanto, garantir que cada utilização do solo não origina perdas de solo superiores à situação de equilíbrio dinâmico entre as taxas de erosão e de desenvolvimento do solo, o que possibilitaria, em termos teóricos, conservar o recurso solo indefinidamente. Sintetizando, podemos dizer que a investigação em erosão acelerada tem por objectivo evitar que as taxas de erosão superem o nível de tolerância para cada solo.

Em geral os estudos sobre a erosão do solo podem enquadrar-se segundo duas perspectivas fundamentais de abordagem do problema:

- 1) uma de natureza fundamental, que tem por objectivo compreender o fenómeno erosivo, nomeadamente, os seus mecanismos elementares, o modo como estes se combinam em processos de maior complexidade, os factores mais determinantes nesses processos, as suas interacções, etc.
- 2) e outra de natureza aplicada, que pode envolver a detecção de situações graves de degradação do solo, eventualmente a realização de testes com diferentes alternativas de conservação, a selecção e a implementação, numa escala mais ou menos alargada, de algumas das medidas de conservação do solo seleccionadas.

Estas abordagens constituem duas estratégias de resolução do mesmo problema. A primeira envolve um trabalho essencialmente de médio e longo prazo. Contribui gradualmente para uma melhor compreensão do fenómeno e para a elaboração de teorias e modelos com melhor capacidade de previsão da perda de solo para situações diversificadas. A segunda é uma abordagem que visa uma resolução mais imediata de problemas prementes, normalmente ao nível local ou regional. Também neste caso é indispensável um bom conhecimento dos processos e dos factores erosivos actuantes em cada local e para cada uso do solo, por forma a identificar e actuar prioritariamente sobre os que mais contribuem para a degradação do solo em cada situação concreta e assim conseguir uma maior eficácia das medidas de conservação aplicadas.

Ambas as abordagens têm em comum a necessidade de medir e quantificar diversos processos erosivos e utilizam, em grande parte, os mesmos métodos de recolha de dados. Apesar da componente de investigação fundamental recorrer frequentemente a métodos laboratoriais, pela maior facilidade e precisão que permitem no estudo de processos erosivos isolados, em ambos os tipos de abordagens referidas é indispensável a medição das taxas de erosão efectivamente verificadas no campo. A grande maioria dessas medições de campo têm sido efectuadas em talhões de tamanhos bastante variáveis, mas que raramente ultrapassam os 25 m, sendo normalmente considerados como padrão os talhões de Wischmeier, com 22 m de comprimento e 1,8 m de largura (**Wischmeier e Smith, 1978**).

Os estudos de campo realizados nos EUA com este tipo de talhões, numa grande variedade de solos e de modalidades de uso do solo, permitiram o desenvolvimento da USLE (**Musgrave, 1947; Wischmeier e Smith, 1978**). Embora não distinguindo os processos físicos fundamentais e tendo por base relações empíricas das variáveis intervenientes no fenómeno erosivo, a USLE representou um avanço muito significativo na compreensão e na quantificação da erosão. Para as regiões que não dispõem actualmente de uma base de dados semelhante à que permitiu o desenvolvimento da USLE, será hoje muito difícil, pelos custos e pelo tempo necessário, iniciar programas de obtenção de dados do mesmo género com uma razoável cobertura à escala regional.

A grande dependência do estudo da erosão a partir dos dados recolhidos em talhões é fortemente criticada por **Evans (1993)**. Para este autor são necessários estudos de quantificação, não em talhões ou parcelas, mas à escala da paisagem, abrangendo a totalidade das encostas ou do campo agricultado e não partes limitadas de terreno. Apesar dos maiores problemas de quantificação da erosão com o aumento da área, **Evans (1993)** considera que os métodos de monitorização da erosão no campo são rápidos, baratos, fáceis de aplicar e fornecem uma imagem mais real da degradação sofrida pelo solo, referindo-se fundamentalmente aos métodos de detecção e de medição de sulcos e ravinas ou de outros vestígios da acção erosiva das águas. Estes

métodos são normalmente considerados como pouco rigorosos, dado que tendem a fazer uma subavaliação da erosão total ocorrida (**Morgan, 1986; Govers e Poesen, 1988**). Em compensação são mais expeditos, o que pode facilitar a monitorização à escala regional dos locais e situações críticas que justifiquem intervenções de conservação do solo. **Evans (1993)** questiona ainda a necessidade de modelos de erosão muito rigorosos, argumentando que o fundamental é intervir no sentido de evitar a degradação do solo nos locais onde essa degradação é mais acentuada, sendo relativamente secundário o montante, mais ou menos exacto, das taxas de erosão verificadas. Sem discutir aqui a aplicabilidade ao nível regional dos métodos de avaliação da erosão propostos pelo autor, a monitorização da erosão, apenas com base na detecção e quantificação dos sulcos e ravinas pode, a longo prazo, representar uma subavaliação grosseira do fenómeno erosivo, principalmente nos solos e situações em que os processos erosivos originam vestígios menos evidentes. Mas por outro lado, certamente que esses métodos podem contribuir para a detecção de muitas situações graves de degradação do solo onde urge intervir.

São várias as razões que podem justificar o crescente esforço para o desenvolvimento de modelos de erosão hídrica. Apresentam-se em seguida algumas que nos parecem relevantes:

- a impossibilidade de testar múltiplos sistemas de conservação do solo alternativos, de modo a seleccionar o mais eficiente e o mais barato para cada local e uso da terra. Em contrapartida, a existência de modelos com boa fiabilidade e facilmente calibráveis, permitirá testar várias medidas de conservação e obter até soluções optimizadas que, para cada caso, melhor conjuguem a máxima protecção com o menor custo.
- a erosão do solo ocorre em acontecimentos discretos no tempo e em que apenas alguns contribuem com perdas de solo significativas. Para reduzir a magnitude dessas perdas é necessário compreender as conjugações de factores e de processos que se estabelecem nesses eventos de consequências mais graves. A modelação dos mecanismos fundamentais do fenómeno da erosão permite testar e antever as possíveis conjugações de factores que se podem revelar mais críticas para cada local e uso do solo.

- a erosão pode ter significados qualitativamente diferentes consoante a granulometria do solo e do material terroso perdido. Para estimar não só a quantidade mas também a granulometria dos sedimentos é indispensável considerar os mecanismos que actuam de forma diferenciada sobre partículas de diferentes diâmetros, como sucede com a deposição ou sedimentação. Esta diferenciação qualitativa pode fazer baixar o limite a partir do qual a intensidade dos factores erosivos origina perdas de solo consideradas significativas. Por exemplo, a quantidade de argila erosionada poderá ser um melhor critério de avaliação e monitorização da degradação de um solo já com um baixo teor em argila.
- a discriminação do material erodido em classes granulométricas tem também particular importância para a análise dos efeitos poluentes da erosão nas linhas de água, lagos e albufeiras, não só pelos sedimentos, mas com crescente importância, pelos compostos químicos a eles associados.
- a modelação da erosão a muito longo prazo pode desempenhar também um papel relevante no estudo da evolução dos solos, atendendo à importância da erosão na pedogénese, particularmente em solos de encosta.

Uma estratégia geral para o problema da erosão do solo deve levar em consideração as duas perspectivas de abordagem anteriormente referidas. Mesmo para um país com um esforço de investigação tão limitado sobre este tema como sucede com o nosso, parece útil conjugar esforços em ambos os sentidos. Se por um lado é importante contribuir para um melhor conhecimento dos processos erosivos e das relações entre os factores que os afectam, por outro, é necessário ter presente que muitos dos nossos solos se vão degradando a taxas que na maioria dos casos desconhecemos. É por isso igualmente importante o esforço de monitorização dos níveis de erosão verificados, pelo menos nas situações potencialmente mais graves. Atendendo à nossa limitada rede de talhões de medição de erosão, a aplicação, a adaptação ou mesmo o desenvolvimento de métodos, ainda que menos precisos como, por exemplo, os sugeridos por **Evans (1993)**, poderiam constituir um bom contributo para a identificação dos locais e usos do solo que mais necessitam de medidas de conservação.

O presente trabalho sendo um estudo laboratorial sobre a perda de solo associada apenas ao processo do impacte da chuva, insere-se na primeira perspectiva de abordagem apresentada.

2.2.2. Tipos de erosão e processos erosivos - conceitos e terminologia adoptada

Ellison (1947a) refere-se à erosão do solo como um processo de destacamento e transporte de materiais do solo pelos agentes erosivos. No caso da erosão hídrica esses agentes são fundamentalmente a chuva e o escoamento superficial. Para **Mitchell e Bubenzer (1980)**, a erosão é a quantidade de solo deslocado pelo impacte das gotas ou pelo escoamento superficial e **Mutchler et al. (1994)** usa o termo erosão como sinónimo de destacamento (“entrainment”). Apesar do conceito ser usado, por vezes, com algumas simplificações, a definição considerada pela **SSSA (1997)** mantém o fundamental da noção de **Ellison (1947a)**: “é o destacamento e o movimento do solo ou de rochas, devido à acção da água, vento, gelo ou gravidade”. Portanto, o processo erosivo inclui a fase de transporte do material destacado. O transporte termina com a deposição dos sedimentos erosionados. A separação clássica do fenómeno erosivo considera assim, três fases: destacamento, transporte e deposição, (**Morgan, 1986 p.12**).

Estas etapas do processo erosivo têm implicações importantes sobre o significado das medições da erosão. É possível medir com rigor o total de partículas destacadas e transportadas para o exterior de uma determinada área, num dado período de tempo (fluxo de sedimentos). Quanto maior for a extensão da área considerada e a complexidade dos processos envolvidos, maior tende a ser o total dos sedimentos que sofrem um ciclo de erosão completo no seu interior. Ou seja, podem sofrer destacamento, transporte e deposição, sem que cheguem a ser contabilizados como erosão por não ultrapassarem os limites da área em causa. Temos assim, que é possível determinar a erosão numa dada área a partir do fluxo de sedimentos, mas é

muito mais difícil determinar o total de sedimentos mobilizados no interior dessa área (destacamento).

O fluxo de sedimentos transportados para o exterior de uma área, pode ser expresso em unidades de massa de partículas que atravessam a secção de controlo por unidade de tempo, ou ainda, em unidades de massa por unidade de área da secção de controlo e por unidade de tempo (densidade de fluxo). Quando aplicado à escala de bacias hidrográficas, o fluxo de sedimentos é geralmente designado por produção de sedimentos, podendo também, ser expresso por unidade de área do terreno e por unidade de tempo, de modo a representar um valor médio de perda de solo na área considerada (Walling, 1994). Este valor médio terá tanto menos significado real quanto maior for a área considerada, devido à maior diferenciação entre as áreas sujeitas a perdas e aquelas onde se verifica acumulação de sedimentos. No caso de pequenos talhões homogéneos, no campo ou em laboratório, pode admitir-se que os sedimentos recolhidos provêm de todo o talhão de forma razoavelmente uniforme e assim, quando o fluxo de sedimentos é expresso por unidade de área e por unidade de tempo é designado por perda de solo. Ellison (1947d), fez a distinção entre a perda de solo e a erosão ao admitir que a perda de solo numa dada área é proporcional à erosão total que ocorre nessa área¹. Neste trabalho os sedimentos recolhidos são expressos como fluxo de transporte e como perda de solo, consoante os objectivos em vista.

A erosão inicia-se com o destacamento, processo ou acção de separar, e que implica, normalmente, uma entrada em movimento das partículas destacadas. Mas o termo destacamento também é usado como simplificação de taxa ou fluxo de destacamento, conjunto das partículas destacadas numa dada área por unidade de tempo, ou ainda, em substituição de densidade de fluxo de destacamento, partículas destacadas por unidade de área e de tempo. Em geral o contexto em que o termo é usado é esclarecedor sobre qual das acepções em que é aplicado. Neste trabalho o termo destacamento refere-se normalmente ao fluxo ou à densidade de fluxo de partículas destacadas.

¹ Aqui a erosão total corresponde ao total de partículas mobilizadas, ou seja, ao destacamento.

Os mesmos dois tipos de acepções podem ser atribuídas ao termo deposição, a acção ou o efeito de imobilização das partículas à superfície do solo, por sedimentação durante o transporte no escoamento superficial e o fluxo ou a densidade de fluxo de partículas em sedimentação, neste último caso, em unidades de massa por unidade de área e de tempo. Em termos espaciais, o termo deposição pode estar associado a duas situações distintas: numa interpretação mais clássica é associado às áreas em que ocorre a diminuição da capacidade de transporte do escoamento, como por exemplo, na base de vertentes ou zonas de maior largura de canais; noutra interpretação, mais recente (Rose, 1983), a deposição está associada a todas as áreas em que há transporte de partículas no escoamento, sendo considerada como um fluxo com a mesma direcção mas sentido oposto ao destacamento. Neste trabalho, o termo deposição é usado fundamentalmente na última acepção.

Ellison (1947a), subdividiu a erosividade dos agentes erosivos em duas variáveis independentes: a capacidade de destacamento e a capacidade de transporte. Cada um dos principais agentes erosivos, a chuva e o escoamento superficial é, só por si, um agente erosivo completo, porque consegue destacar e transportar partículas (Ellison, 1947e). Podemos assim considerar quatro processos elementares: o destacamento pela chuva e pelo escoamento e o transporte pela chuva e pelo escoamento, (Meyer e Wischmeier, 1969). É também uma diferenciação clássica a separação entre erosão laminar, erosão em sulcos e erosão em ravinas consoante se avança de montante para jusante no fenómeno erosivo (Madeira, 1977). A designação de erosão laminar está a cair em desuso, por não dar ênfase ao efeito do impacte das gotas e ainda por dar a ideia errónea de um tipo de erosão devido a um escoamento laminar uniformemente distribuído pela superfície do solo, o que só raramente e/ou localmente acontece (Hudson, 1995). Actualmente é mais comum considerar a erosão intersulcos, em sulcos e em ravinas ou barrancos, correspondendo a primeira a uma forma de erosão distribuída (Coutinho, 1998) e as duas últimas a formas de erosão concentrada.

EROSÃO DISTRIBUÍDA OU INTERSULCOS

A erosão intersulcos, entre sulcos ou distribuída (Coutinho, 1998) verifica-se em áreas situadas a montante, onde ainda não se formaram sulcos ou, mais para jusante, nas áreas situadas entre os sulcos, se estes já existirem (Sharma, 1996). Este tipo de erosão pode ser dominante em grandes extensões, normalmente com declives muito suaves, desde que não cheguem a formar-se sulcos nem ravinas. Neste caso particular, a erosão intersulcos aproxima-se do conceito clássico de erosão laminar. Na erosão intersulcos o solo é removido mais ou menos uniformemente por toda a superfície, devido à acção da chuva e do escoamento não concentrado (SSSA, 1997). Deste modo, conforme se representa na Figura 2.1, nas áreas intersulcos podem actuar os quatro processos referidos no parágrafo anterior, e ainda a deposição. Em geral, o destacamento pela chuva e o transporte pelo escoamento são os processos mais significativos nestas áreas, principalmente quando actuam em conjunto. Para sintetizar, a erosão intersulcos pode-se definir como o tipo de erosão em que o processo de destacamento pela chuva apresenta maior importância.

Os objectivos deste trabalho situam-se no âmbito da erosão intersulcos. As ligações a traço mais carregado na Figura 2.1 salientam os processos envolvidos nas condições experimentais aplicadas.

Embora distintos, os conceitos de destacamento e de transporte estão, num primeiro momento, intimamente associados. Uma acção de destacamento implica, quase inevitavelmente, uma acção imediata de transporte realizada pelo próprio agente de destacamento. Sem esse transporte as partículas destacadas permaneceriam imóveis, sendo então difícil detectar se teriam sofrido destacamento. Por exemplo, o destacamento pela chuva provoca uma acção imediata de transporte que se traduz pelo salpico. O mesmo se poderá dizer em relação ao escoamento. Cada partícula destacada e transportada, numa primeira fase pelo próprio agente de destacamento, pode depois sofrer subseqüentes acções de transporte com alternância do agente de transporte.

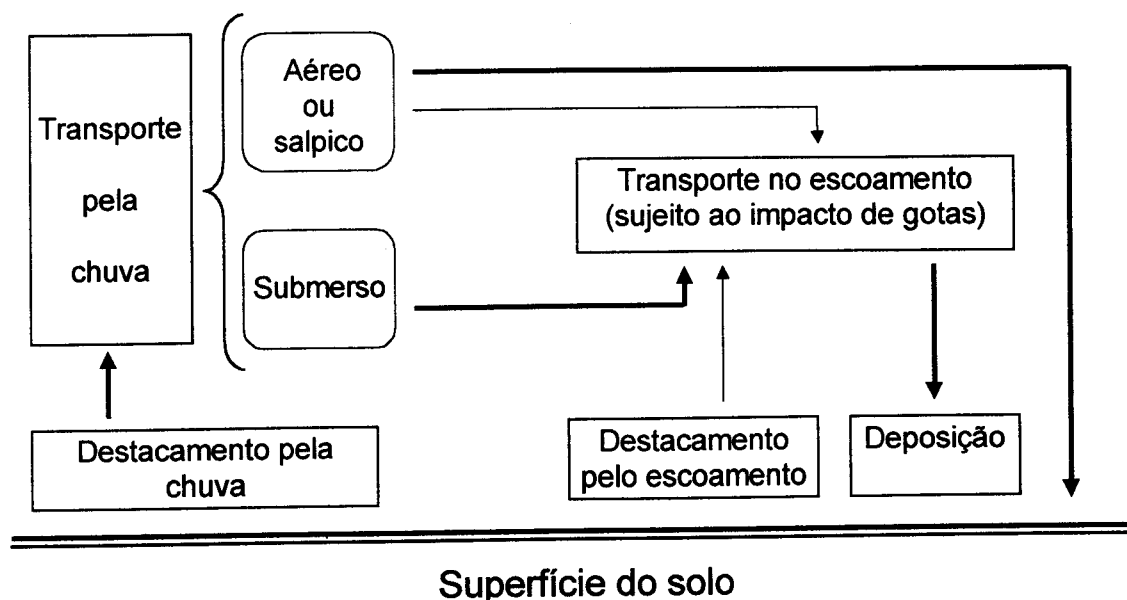


Figura 2.1 - Principais processos erosivos nas áreas intersulcos. Com traço mais forte indicam-se os mecanismos envolvidos neste estudo.

No esquema da Figura 2.1 está representado o destacamento pela acção do impacte das gotas à superfície do solo, com duas formas de transporte associado: a projecção das partículas pelo ar (salpico) e, quando existe água à superfície do solo, o deslocamento das partículas sob a lâmina de água (transporte submerso).

As partículas projectadas no salpico são deslocadas para maior ou menor distância do seu local de origem podendo atingir áreas emersas ou áreas com escoamento superficial, sejam áreas intersulcos ou sulcos. As partículas que caem em áreas emersas só voltam a sofrer redestacamento e transporte quando são atingidas por outra gota. As que caem sobre o escoamento ficam sujeitas à acção de transporte do escoamento até depositarem. O mesmo sucede às partículas destacadas e que permanecem submersas. No referido esquema estão também indicados os mecanismos de destacamento e transporte pelo escoamento. O primeiro não será objecto de estudo neste trabalho. Indissociável do segundo temos o processo de deposição, que tende a devolver as partículas à superfície do solo.

Quando se dá o impacto de gotas num escoamento superficial de pequena espessura, grande parte das partículas destacadas permanece submersa, sendo menos evidente o transporte resultante do próprio impacto. Apesar de estar bem documentada a existência de deslocamentos de partículas sob uma lâmina de água devido ao impacto de gotas (**Green e Houk , 1980; Moss e Green, 1983**), normalmente este tipo de transporte não é salientado, sendo mais comum falar-se da acção combinada do destacamento pela chuva com o transporte no escoamento. Isto pode dever-se ao menor significado destes deslocamentos relativamente ao transporte pelo escoamento. Contudo, atendendo às condições experimentais deste trabalho, convém explicitar este tipo de transporte, que designamos como transporte sob o escoamento ou transporte submerso pelo impacto de gotas. É como que a versão subaquática do salpico ou "the within-flow component of splash" (componente do salpico sob o escoamento) como lhe chamaram **Walker et al. (1977 e 1978)**.

A acção combinada dos processos de destacamento pela chuva e do transporte pelo escoamento, é particularmente evidenciada quando o escoamento é mantido a velocidades muito baixas, insuficientes para causarem destacamento, e portanto, as partículas destacadas resultam da acção do impacto de gotas. Este fenómeno foi designado por **Kinnell (1988)**, como "Rain-Induced Flow Transport" (RIFT), o que podemos considerar como Transporte no Escoamento Induzido pela Chuva (TEIC). Embora o TEIC se evidencie quando o escoamento, só por si, não tem capacidade para transportar sedimentos, também pode contribuir para aumentar a capacidade de transporte do escoamento quando este já tem capacidade para destacar (**Kinnell, 1988**). **Moss e Green (1983)**, referem-se a este tipo de transporte como "subaqueous rain-caused transportation" (transporte subaquático pela chuva), ou "rain-flow transportation" (transporte chuva-escoamento). Neste trabalho adoptaremos a designação de **Kinnell (1988)**.

No Quadro 2.1 apresenta-se uma sistematização das combinações possíveis dos mecanismos de destacamento e transporte induzidos pelos dois principais agentes da erosão hídrica: a chuva e o escoamento. Algumas dessas conjugações apresentam particular interesse para o estudo laboratorial dos processos erosivos. Neste trabalho aplicaram-se as condições indicadas em c) e d) e que envolvem todos os mecanismos referidos anteriormente com excepção do destacamento pelo escoamento superficial². Foram estudados com mais detalhe os processos associados ao TEIC.

Quadro 2.1 - Combinações possíveis da acção erosiva da chuva e do escoamento.

Conjugações mecanismos actuates	Agentes e mecanismos envolvidos				Observações (Justificação dos símbolos 0 ou -)
	Chuva		Escoamento		
	Dest ⇒	Transp	Dest ⇒	Transp	
a)	1	1	1	1	
b)	1	1	0	1	Escoa/ c/ veloc. baixas
c)	1	1	0	0	Escoamento com velocidade nula
d)	1	1	-	-	Sem escoamento
e)	0	1	1	1	Escoa/ c/ altura elevada
f)	0	1	0	1	Escoa/ c/ alt. elevada e baixa veloc.
g)	0	0	1	1	Escoa/ c/ alt. mt. elevada ou chuva de mt. baixa energia
h)	-	-	1	1	Sem chuva
i)	0	0	0	1	Escoa/ c/ alt. mt. elevada e baixa veloc.; ou chuva de mt. baixa energia
j)	-	-	0	1	Sem chuva e escoa/ de baixa veloc.

Notas:

- 1) A ausência do agente é representada por -; a presença do agente mas sem actuação dos mecanismos de destacamento ou transporte é representada por 0.
- 2) A existência de destacamento por um agente implica necessariamente algum transporte pelo mesmo agente. O inverso já não se verifica.
- 3) O TEIC envolve as situações de a) a f), excluindo d), mas os casos com mais interesse são: a), b) e c), este último, principalmente pelo seu interesse como método laboratorial. Os casos c) e d) correspondem às situações experimentais estudadas neste trabalho.
- 4) Nos casos f), i) e j) só existirá transporte de sedimentos se houver fornecimento de escoamento com partículas em suspensão.

² a presença de uma lâmina de água à superfície do solo implica que as partículas destacadas também permaneçam em suspensão e fiquem portanto, sujeitas ao processo de deposição.

Resumindo os principais mecanismos da erosão intersulcos (Figura 2.1) temos:

1. Destacamento pela chuva - fluxo de partículas postas em movimento pela acção do impacte de gotas de chuva. Este destacamento ocorre mesmo que exista escoamento superficial, desde que a lâmina de água não tenha altura suficiente para amortecer completamente o impacte das gotas.
2. Transporte pela chuva - as partículas destacadas sofrem de imediato uma acção de transporte que, consoante o meio em que se dá, pode ser:
 - a) Transporte aéreo ou salpico - fluxo de partículas destacadas pelo impacte de gotas e que são projectadas no ar.
 - b) Transporte submerso - fluxo de partículas destacadas pelo impacte de gotas numa camada delgada de água à superfície do solo e que não chegam a ser projectadas no salpico, permanecendo submersas.
3. Destacamento pelo escoamento superficial - fluxo de partículas mobilizadas pelo escoamento da água à superfície do solo e que nas áreas intersulcos é constituído, geralmente, por uma lâmina de água de baixa velocidade.
4. Transporte no escoamento - fluxo de partículas que se deslocam com o escoamento superficial, pelos mecanismos de suspensão, saltação ou rolamento. Nas áreas intersulcos o transporte no escoamento é fortemente potenciado pelo impacte da chuva.
5. Deposição - fluxo descendente de partículas numa camada de água ou no escoamento, devido à tendência para se imobilizarem à superfície do solo.
6. Transporte no Escoamento Induzido pela Chuva, TEIC (Rain-Induced Flow Transport, RIFT) - fluxo de partículas transportadas no escoamento superficial e destacadas principalmente pela acção de impacte da chuva. Durante o transporte no escoamento, as partículas sofrem deposição. O impacte das gotas contribui para o destacamento e ainda para aumentar a capacidade de transporte do escoamento. Quanto menor for a velocidade do escoamento maior será a contribuição relativa do transporte submerso pela chuva. O TEIC pode ocorrer também, quando o próprio escoamento, só por si, já tem capacidade de destacamento, (Kinnell, 1988).

EROSÃO CONCENTRADA

O aumento do escoamento superficial para jusante tende a favorecer a sua progressiva concentração. A existência de perturbações morfológicas no terreno que levem a uma aceleração do escoamento (Sharma, 1996), e/ou a existência de pequenas áreas à superfície do solo com menor resistência ao destacamento, permitem a eventual ocorrência de incisões na superfície, seguindo-se uma rápida remoção do solo a partir desse ponto. Essas incisões tendem a evoluir para montante, originando sulcos. O material proveniente do fundo e das paredes dos sulcos corresponde à contribuição da erosão em sulcos. Uma diferença marcante nos processos actuaes neste tipo de erosão, relativamente à erosão intersulcos, é a ausência do processo de destacamento pela chuva devido à elevada altura do escoamento (Bradford e Huang, 1996). Na erosão em sulcos, o destacamento e o transporte pelo escoamento (concentrado), são os processos dominantes. A evolução temporal dos sulcos num dado ponto da encosta, ou o seu crescimento para jusante, levam a que, a partir de certa dimensão, se passem a designar por ravinas e barrancos. Os processos actuaes na erosão em ravinas são fundamentalmente os mesmos que na erosão em sulcos, mas com o aumento do volume e/ou da velocidade do escoamento, traduzem-se num maior poder erosivo.

A erosão em sulcos é abordada apenas na secção seguinte, onde se pretende comparar sumariamente a sua importância com a da erosão intersulcos.

2.2.3. *Erosão intersulcos vs. erosão em sulcos*

Neste ponto pretende-se fazer uma avaliação, necessariamente limitada, da importância da erosão intersulcos ou distribuída (Coutinho, 1998) e da erosão concentrada, principalmente em sulcos. Para a limitação desta abordagem contribui também o facto de não abundarem os estudos experimentais sobre esta questão, principalmente estudos de campo e à escala da encosta, apesar da sua relevância para avaliar as possibilidades de aplicação, a uma região ou

a certos tipos de solos, de métodos mais expeditos de quantificação da erosão como os referidos em 2.2.1. Estes estudos também podem ser úteis para avaliar a importância relativa dos processos considerados em modelos de erosão e a precisão com que devem ser estimados os parâmetros respectivos.

Segundo **Kirkby (1980)**, normalmente a erosão intersulcos é baixa quando as perdas de solo são elevadas, o que justificaria a necessidade de maior esforço na compreensão e modelação dos processos de erosão com escoamento concentrado e a adopção de um modelo mais grosseiro e simplificado para a componente intersulcos. No entanto, também existem provas de que a erosão intersulcos pode assumir uma importância significativa. **Kwaad (1994)**, usando talhões de 22 m x 1,8 m num solo derivado de "loess", com declive de 6% e com mobilização segundo a linha de maior declive, registou perdas de solo no escoamento que totalizaram mais de 7 t/ha ao fim de 15 meses, sem que em todo esse período se tivessem formado sulcos.

Num estudo realizado ao longo de 13 meses, num talhão de 150 m x 50 m, com um declive variado, que atingia no máximo os 25%, **Govers e Poesen (1988)**, verificaram que a erosão intersulcos variou ao longo do ano, contribuindo com 46% do total da perda de solo no início do estudo e acabando por originar cerca de 22% do total da perda de solo observada nos 13 meses. A importância relativa da erosão intersulcos diminuiu com o tempo e também com o aumento do declive, principalmente devido ao aumento da actividade de processos de colapso das paredes dos sulcos e das ravinas. Nas áreas cultivadas a importância relativa da erosão intersulcos pode ser superior, pois a maior parte da erosão verifica-se durante os períodos iniciais, após a mobilização, em que o solo está mais descoberto, precisamente quando, também neste estudo, a erosão intersulcos teve um peso maior. Os autores desaconselham ainda o uso de um quociente fixo entre a erosão intersulcos e a erosão em sulcos e ravinas, dado que estes quocientes variam com as condições específicas de cada local e, para cada local, sofrem variações temporais. Isto tem implicações sobre os métodos de estimação da erosão baseados essencialmente no cálculo do volume dos sulcos observados.

Por comparação das perdas de solo em ensaios de simulação de chuva com os resultados de talhões no campo, para chuvadas de características semelhantes, **Lattanzi et al. (1974)**, concluem que a erosão intersulcos é a principal fonte de sedimentos em solo nu nas zonas mais altas de encosta. Também em ensaios de simulação de chuva numa parcela de 18 x 35 m, numa encosta no sul do Arizona, **Luk et al. (1993)**, estimaram que os sedimentos provenientes directamente dos sulcos em cada chuvada variaram desde 0 a 56% do total de sedimentos exportados por esses sulcos. Segundo os autores estes valores são muito influenciados pela sequência das chuvadas, nomeadamente a disponibilidade de sedimentos (já anteriormente destacados) e a concentração do escoamento. **Loch (1996)**, com eventos relativamente curtos de chuvadas simuladas em Vertissolos, apresenta uma contribuição para os sulcos de aproximadamente 65% do total dos sedimentos erosionados. Refere também, uma estimativa de Freebairn e Wockner, em 1986, que atribui à contribuição dos sulcos cerca de 50% da erosão total de uma pequena bacia.

Em termos relativos parece ser possível obter valores da contribuição dos sulcos para a erosão total, quase de um extremo ao outro, desde uma contribuição quase nula até à quase totalidade da erosão verificada. Assim o sugerem os valores recolhidos na bibliografia por **Govers e Poesen (1988)**, correspondendo a solos cultivados de diferentes regiões do mundo. As percentagens da erosão em sulcos relativamente ao total de erosão, distribuem-se desde 14% a 99%, com o valor obtido pelos autores, 78%³ a corresponder a um dos mais elevados. Esta diversidade de valores, para além de reflectir eventuais diferenças nas técnicas de medição e/ou nas condições experimentais, deve reflectir também diferentes susceptibilidades dos solos aos processos erosivos actuantes nas áreas intersulcos e nos sulcos. O trabalho de **Loch (1996)**, é esclarecedor a este respeito. **Loch (1996)**, conseguiu distinguir quatro tipos de solos quanto ao efeito do aumento do caudal, ou do comprimento da encosta, no desenvolvimento de sulcos:

- a) solos pouco sensíveis (ao aumento do caudal nos sulcos) e pouco resistentes (à erosão nos sulcos); apresentam elevadas concentrações de

³ 22% de erosão intersulcos como foi indicado atrás.

sedimentos nos sulcos desde baixos caudais (concentrações maiores que as verificadas no escoamento intersulcos), não sofrendo grandes incrementos quando aumenta o caudal ou o comprimento da encosta.

- b) solos pouco sensíveis e muito resistentes; apresentam baixas concentrações de sedimentos nos sulcos (menores que as concentrações das áreas intersulcos), que se mantêm mesmo com o aumento do caudal ou do comprimento da encosta.
- c) solos muito sensíveis; a concentração de sedimentos nos sulcos aumenta consideravelmente com o aumento do caudal (até concentrações maiores que as verificadas no escoamento intersulcos) revelando uma grande potencialidade para aumentar a importância dos sulcos com o aumento do comprimento da encosta.
- d) solos moderadamente sensíveis; a concentração de sedimentos nos sulcos aumenta apenas moderadamente com o aumento do caudal, (até valores semelhantes à concentração no escoamento intersulcos) e, também o aumento do comprimento da encosta contribui apenas moderadamente para o aumento da erosão.

Em resultado destes exemplos de solos com comportamentos tão diversificados, não é difícil admitir que a proporção da erosão em sulcos em relação ao total erodido (ou o complementar, a erosão intersulcos) possam apresentar valores bastante diversos.

Em termos gerais é sabido que para ocorrer erosão significativa é necessário haver escoamento superficial. Este é o principal veículo de transporte dos sedimentos destacados. Mas pode ser também um importante agente de destacamento, principalmente nas áreas em que ocorre de forma concentrada, levando à formação de sulcos ou mesmo de ravinas. A própria formação dos sulcos implica que eles contribuam, nessa fase, com uma quota parte muito significativa do total de sedimentos transportados. Contudo, antes da formação dos sulcos e também quando se verifica uma certa estabilização destes é das áreas que lhes estão a montante, as áreas intersulcos, que provêm grande parte dos sedimentos. Assim, parece razoável admitir que a existência dos sulcos esteja associada a maiores níveis de erosão, mas basta considerar o

exemplo de **Kwaad (1994)**, para concluir que também se podem atingir perdas de solo bastante significativas sem que sejam observáveis quaisquer sulcos.

As maiores perdas de sedimentos tendem a ocorrer em alguns, poucos, eventos erosivos de maior intensidade. No entanto, a quantidade de sedimentos finos erosionados tem uma distribuição temporal mais uniforme, uma vez que não está tão dependente de acontecimentos extremos. Por outro lado, a maior área do solo exposta à erosão intersulcos e a grande selectividade do transporte no escoamento, concorrem para que a contribuição das áreas intersulcos seja potencialmente mais relevante quanto às fracções mais finas dos sedimentos erosionados e de eventuais poluentes a eles associados (**Alberts et al., 1980; Miller e Baharuddin, 1987**). Também pela sua contribuição para a degradação da qualidade das águas superficiais a erosão intersulcos tem vindo a ser encarada com crescente importância.

2.2.4. Processos da erosão intersulcos

Segundo a concepção mais corrente, a erosão intersulcos consiste principalmente na acção de destacamento das gotas e no subsequente transporte das partículas pelo escoamento superficial, constituído por uma delgada película de água (**Foster et al. 1977; Hudson, 1995; Bradford e Huang, 1996**). Referindo-se à erosão hídrica em geral, **Ellison (1947a)**, considerou igualmente que o principal efeito do impacte da chuva era a sua acção de destacamento, enquanto que o escoamento era particularmente eficiente na sua acção de transporte das partículas destacadas. Atendendo aos processos erosivos das áreas intersulcos, representados na Figura 2.1, teremos que admitir que a combinação destacamento-pela-chuva-mais-transporte-pelo-escoamento parece excessivamente redutora. Veremos neste ponto alguns aspectos específicos de cada um dos processos assinalados, procurando esclarecer quais os mais relevantes, quer pela sua contribuição para o total erosionado nas áreas intersulcos, quer pela extensão da sua ocorrência, principalmente em terrenos agrícolas.

DESTACAMENTO E TRANSPORTE PELA CHUVA

Segundo **Hudson (1995, p.42)** o salpico, ou o efeito do impacte das gotas, é a primeira e a mais importante fase do fenómeno erosivo. Também **Ellison (1944, 1947e)** salientou quer a capacidade de destacamento devido ao impacte das gotas, quer a capacidade do salpico para transportar grandes quantidades de solo, conferindo a esta acção da chuva o estatuto de agente erosivo completo. Para **Morgan, C. (1986)** esta concepção terá sido progressivamente exagerada levando, em alguns casos, à ideia de que a erosão associada ao salpico seria a causa fundamental de erosão do solo. Provavelmente a maior ou menor importância atribuída ao salpico resulta das diferentes perspectivas em que pode ser analisado, nomeadamente pela acção de destacamento, de transporte ou da erosão que provoca.

A importância do destacamento pela chuva foi comprovada experimentalmente por diversos autores, normalmente envolvendo a comparação da perda de solo com e sem o efeito da acção do impacte de gotas. **Borst e Woodburn (1942)**, efectuaram testes de simulação de chuva directamente sobre solo nu, sobre solo coberto com um "mulch" de palha e sobre solo coberto com um "mulch" de palha colocado uma polegada acima da superfície do solo. Em ambos os ensaios com a cobertura de palha a perda de solo foi substancialmente reduzida e o facto do escoamento ter maior velocidade no caso em que a palha ficou acima da superfície, levou os autores a concluir que o escoamento superficial teve pouca importância, comparativamente ao efeito do impacte das gotas. Num tipo de testes muito semelhante, **Young e Wiersma (1973)**, reduziram a energia cinética das gotas em 89%, sem alterar a intensidade da chuvada, e obtiveram diminuições de cerca de 90% na perda de solo. Concluíram igualmente que a energia de impacte das gotas é a principal causa de destacamento do solo nas áreas intersulcos. **Lattanzi et al. (1974)** verificaram que o aumento da quantidade de "mulch" à superfície do solo provoca um decréscimo mais rápido na perda de solo do que no escoamento superficial. Tendo em atenção que as coberturas de palha aplicadas sobre o solo reduzem também a velocidade do escoamento pelo aumento da rugosidade da superfície, os autores concluem, no entanto, que a erosão



intersulcos é devida principalmente à acção de impacte das gotas, em particular pelo seu efeito de destacamento.

A acção de transporte da chuva, o salpico, é o efeito mais visível, e talvez o mais estudado, do resultado do impacte das gotas. Em relação ao seu efeito erosivo, não é difícil encontrar referências, e provas, de que o transporte pelo salpico é, de um modo geral, considerado uma forma de erosão com pouco significado prático. A aparente ausência de depósitos significativos, em espessura e extensão, que se possam atribuir ao transporte pelo salpico, sugerem que este processo não é, isoladamente, um agente de transporte importante (**Moss, 1988**). No caso de uma chuvada vertical incidindo sobre uma superfície horizontal, pode-se assumir que as partículas destacadas são projectadas aleatoriamente em todas as direcções (**De Ploey e Posen, 1985; Moss, 1988**). Deste modo a erosão é nula em qualquer direcção considerada. No entanto, se a superfície do solo for inclinada, como sucede numa encosta ou se a chuva incidir obliquamente por acção do vento, pode ocorrer transporte líquido segundo essas direcções. Isto resulta quer do facto da quantidade de sedimentos projectados, quer da distância a que são projectados, serem superiores no sentido do maior declive e no sentido em que sopra o vento (**Ellison, 1944; Govers e Poesen, 1988**). Outra situação de transporte líquido devido ao salpico, resulta da transferência de partículas de zonas de maior produção de destacamento para outras onde o destacamento é menor. Em solos mobilizados têm particular significado as transferências dos cômoros para microdepressões cobertas com água, contribuindo este processo para uma progressiva aplanagem da superfície. Também as transferências de áreas de solo nu para áreas cobertas de vegetação, configuram o mesmo tipo de transporte líquido pelo salpico (**Moss, 1988**).

De qualquer modo, mesmo nas situações em que a erosão pelo salpico pode ser quantitativamente mais importante, em termos relativos o seu peso acaba por ser reduzido, dado que nessas condições ocorrem também outros processos com mais significado. No estudo de campo de **Govers e Poesen (1988)**, já referido no ponto anterior, os autores mediram para a totalidade dos 13 meses do estudo, uma perda de solo pelo salpico, no sentido descendente,

inferior a $0,02 \text{ kg.m}^{-2}$, tendo por isso considerado este processo como um agente de transporte pouco importante. No entanto nas zonas mais declivosas registaram no mesmo período um total no sentido descendente de $2,41 \text{ kg.m}^{-2}$, o que demonstra a possibilidade de este processo erosivo poder atingir alguma importância nas superfícies com maior inclinação. Também **Van Asch (1983)** comprovou este facto ao medir em áreas naturais da Calabria, com declives superiores a 20° , valores da erosão pelo salpico entre 30 a 95% da erosão total observada. Contudo, a maior proporção do salpico correspondeu a situações de menor escoamento superficial, e portanto, em que também o total erosionado foi menor.

Em condições mais próximas das verificadas em solos cultivados o transporte líquido pelo salpico representa uma fracção bastante mais pequena do total de perda de solo. **Young e Wiersma (1973)** em ensaios com simulação de chuva sobre talhões de $4,52 \times 1,52 \text{ m}$, com 9% de declive, verificaram que o transporte de sedimentos devido ao salpico representou no máximo 7% do total de sedimentos recolhidos. Atendendo também à limitação da área do estudo, os autores classificam como mínima a transferência líquida de partículas no sentido descendente, devido ao efeito do salpico. Este valor de 7%, obtido por **Young e Wiersma (1973)** em condições laboratoriais parece ser concordante com os valores entre 3 e 10%, obtidos por **Morgan (1986, p.21)**, em Inglaterra, num estudo de campo com solo nu.

Existindo escoamento superficial, o transporte pelo salpico pode aumentar a sua contribuição para a erosão total através da transferência de partículas para áreas com escoamento, seja ainda nas próprias áreas intersulcos ou para sulcos próximos. O significado destas transferências, nomeadamente para os sulcos, depende não só da quantidade de sedimentos projectados e da distância alcançada, mas também da densidade da rede de sulcos. **Govers e Poesen (1988)**, também contabilizaram essas transferências tendo concluído que os sedimentos erosionados por este processo representaram apenas 2% do total de sedimentos erosionados. **Young e Wiersma (1973)**, registaram um valor máximo de cerca de 13% do total de perda de solo, correspondente à transferência do salpico para os sulcos, no caso de um solo franco. No entanto,

é de salientar que neste estudo os sulcos foram, também eles, simulados sendo colocados em intervalos de apenas 0,5 m.

Assim, apesar da inquestionável capacidade de destacamento do impacte das gotas, parece evidente que nas condições usuais dos solos agrícolas a chuva não desempenha normalmente um papel muito importante como agente erosivo directo devido à capacidade limitada do salpico para promover o transporte segundo uma direcção privilegiada. O peso relativo da erosão devida ao salpico tende a aumentar com o declive e com a ausência de escoamento superficial. Quando aumenta o escoamento superficial, e também a perda de solo, a contribuição relativa do salpico tende a diminuir (**Morgan, 1986, p.21**). A acção de destacamento do impacte das gotas é o principal efeito directo da chuva para o processo erosivo.

DESTACAMENTO E TRANSPORTE PELO ESCOAMENTO

Nas áreas intersulcos não tem muito sentido considerar o escoamento superficial isoladamente. Como já foi referido, uma característica predominante destas áreas é a de estarem sujeitas à acção do destacamento pelo impacte das gotas. Isto significa que quando existe escoamento, também este está sujeito aos impactes de gotas, o que lhe confere características distintas do escoamento superficial simples. A ocorrência, nas áreas intersulcos, de escoamento superficial em camadas delgadas à superfície do solo, sem o impacte de gotas, deverá ser muito breve, eventualmente durante alguns momentos após as chuvadas mais intensas. Esta situação é simulada em alguns estudos, normalmente com o objectivo de isolar os efeitos de destacamento e de transporte do escoamento, para servir de padrão de comparação com a situação mais representativa das condições naturais, em que o escoamento superficial está sujeito ao impacte das gotas de chuva.

É frequente considerar-se o destacamento pelo escoamento como um processo negligenciável na erosão intersulcos devido à sua ocorrência em camadas de água delgadas, de reduzida velocidade (**Foster et al., 1977; Hudson, 1995; Bradford e Huang, 1996**). Outros autores, pelo contrário, consideram que este processo pode estar activo, dando uma contribuição não

desprezável para o total erosionado nas áreas intersulcos (**Proffitt e Rose, 1991**). Estes autores compararam a acção erosiva da chuva e do escoamento, usando um canal de 5,8 x 1,0 m no qual mantiveram um fluxo constante à saída de 1l/m/s que foi aplicado apenas na forma de escoamento ou complementado com a aplicação de uma precipitação de 100 mm/h de intensidade. A contribuição relativa da chuva e do escoamento foi avaliada para a concentração de equilíbrio. Considerando a concentração obtida com chuva-mais-escoamento sempre como 100%, alteraram a potência do escoamento pela variação do declive e da formação ou não de sulcos. O destacamento pelo escoamento aumentou com o aumento da potência, enquanto a contribuição do destacamento pela chuva mais o efeito da interacção chuva-mais-escoamento⁴ teve uma evolução inversa, diminuindo. A interacção chuva-mais-escoamento parece ser positiva (sinérgica) para baixas potências de escoamento mas parece ser negativa para potências de escoamento mais elevadas. Neste último caso, o efeito da chuva-mais-escoamento origina uma menor concentração de sedimentos do que no caso apenas com escoamento. Os autores interpretaram este facto, já anteriormente assinalado por **Walker et al. (1977)**, em consequência da chuva retardar a formação de sulcos e com isso reduzir a produção de sedimentos relativamente ao caso só com escoamento. **Proffitt e Rose (1991)**, alertam que embora sendo útil a diferenciação entre áreas intersulcos e sulcos pelas suas características morfológicas, não se pode assumir que às áreas intersulcos e aos sulcos correspondam sempre o mesmo (e um único) conjunto de processos erosivos. É de admitir que a importância do escoamento superficial na erosão intersulcos seja tanto maior quanto maiores forem as áreas intersulcos.

DEPOSIÇÃO

O processo de deposição está intimamente associado ao transporte de sedimentos no escoamento, na medida em que qualquer partícula destacada tende a deslocar-se no sentido do escoamento e, simultaneamente, no sentido descendente. A distância percorrida depende da velocidade do escoamento e da velocidade de sedimentação da partícula, ou seja, varia com o seu tamanho.

⁴ valor obtido pela diferença entre 100 e o destacamento pelo escoamento.

Do mesmo modo, a susceptibilidade de um solo ao transporte no escoamento, ou a sua *transportabilidade* (Ellison, 1947a), depende fundamentalmente da granulometria e da densidade das partículas destacadas (Chang, 1988; Garde e Raju, 1985).

Este processo não sendo considerado explicitamente nos modelos mais empíricos da erosão intersulcos, está presente em modelos mais detalhados que envolvem o transporte no escoamento superficial (Rose et al. 1983; Hairsine, 1988; Kinnell, 1990a e 1990b; Sander et al. 1996;).

TRANSPORTE NO ESCOAMENTO INDUZIDO PELA CHUVA (TEIC)

Ellison mostrou, em 1945, que o impacte de gotas com escoamento superficial pode causar um considerável aumento no transporte de sedimentos (Proffitt e Rose, 1991). No trabalho de Young e Wiersma (1973), verificou-se que a maior parte do transporte das áreas intersulcos para os sulcos foi realizado pelo escoamento superficial e, como a espessura e a velocidade deste foram sempre muito pequenas, os autores concluíram que a capacidade do escoamento para transportar as partículas destacadas foi amplamente acrescida devido ao impacte das gotas de chuva. Diversos outros estudos analisaram a acção conjunta da chuva com o escoamento. Walker et al. (1977), em ensaios num canal de 3 m de comprimento e 3% de declive, compararam o caudal de sedimentos obtido com a aplicação do mesmo fluxo de água à superfície do solo, apenas sob a forma de escoamento, ou sob a forma de chuva. O total de sedimentos recolhidos com a aplicação da chuvada foi cerca de 5 vezes superior ao recolhido apenas com a aplicação do escoamento superficial. Neste estudo é confrontada a acção só do escoamento com a acção do escoamento-mais-impacte-da-chuva. Como o transporte do escoamento é conhecido, o aumento do fluxo de sedimentos é devido ao destacamento pela chuva mais o TEIC. Walker et al. (1978), identificaram a frequência dos impactes das gotas como um factor importante para a variação do fluxo de sedimentos neste tipo de transporte. Através da análise das granulometrias dos sedimentos recolhidos concluíram que ocorrem os principais mecanismos de transporte de sedimentos, nomeadamente:

- a) em suspensão, transporte rápido das partículas $<31 \mu\text{m}$.

- b) por saltação, transporte lento da fracção 31-250 μm .
- c) por rolamento, transporte relativamente lento, no declive mais baixo (0,5%), da fracção 250-4000 μm , consistindo em deslocamentos aparentemente aleatórios em resposta aos impactes das gotas.

A designação usada por **Kinnell (1988)**, para a acção conjugada da chuva e do escoamento, "Rain-Induced Flow Transport" - RIFT (Transporte no Escoamento Induzido pela Chuva - TEIC), parece melhor adaptada ao fenómeno em causa, do que a versão usual de "destacamento pela chuva e transporte no escoamento". Com efeito, não se trata de transporte num escoamento superficial simples, mas antes num escoamento profundamente condicionado pela acção do impacte da chuva. Como a energia das gotas contribui, não só para o destacamento mas também para o transporte, o TEIC pode actuar a velocidades do escoamento praticamente nulas (**Moss, 1988**). Este facto é plenamente comprovado nas condições experimentais usadas neste trabalho mas, tal como sucede com o salpico em superfícies horizontais, nessas condições não há uma direcção preferencial de transporte.

Uma questão com interesse é a de saber qual a representatividade do TEIC no conjunto dos processos erosivos e qual a sua contribuição para o total erosionado. Não é fácil encontrar referências que permitam uma resposta fundamentada a esta questão. **Conventry et al., (1988)** estudaram uma encosta de declive muito suave, situada numa região semiárida do nordeste da Austrália, onde o TEIC parece ter actuado em grande escala. No entanto os autores consideram que este processo erosivo raramente terá uma expressão maior do que a de fornecedor de sedimentos a uma rede de canais de escoamento superficial. As situações de excepção, como aquela que analisaram, poderão ocorrer quando o escoamento superficial é muito fraco para originar a formação dessa rede de canais. **Moss (1988)**, apresenta uma descrição detalhada, com base em estudos laboratoriais e observações de campo, sobre a actuação e a evolução conjunta dos três principais mecanismos de transporte de sedimentos na erosão hídrica: o salpico, o escoamento e o TEIC. Sobre este último, **Moss (1988)**, considera duas

situações diferentes de actuação do transporte no escoamento induzido pela chuva. No decurso de uma chuvada, o TEIC inicia-se com o aparecimento do escoamento superficial, aumentando a eficiência geral do processo erosivo devido à sua acção mais unidireccional do que o transporte pelo salpico, o único processo de transporte em acção quando não há escoamento. Se as condições locais não forem favoráveis à formação de sulcos, nomeadamente, se o declive e a altura do escoamento forem baixos, pode-se manter apenas o TEIC com uma acção relativamente uniforme em toda a área, contribuindo para um abaixamento progressivo e quase imperceptível de toda a superfície do solo. Nestas condições o transporte de sedimentos dá-se de forma mais ou menos uniforme em toda a largura perpendicular ao maior declive. A eficiência geral do processo erosivo tende a aumentar quando se desenvolve uma rede de sulcos. Com essa rede, tanto o salpico como o TEIC passam também a contribuir directamente para os sulcos. Relativamente ao primeiro, vimos que essa contribuição é geralmente pequena. O TEIC, pelo contrário, contribui em grande parte para essa rede de drenagem, aumentando a eficiência do transporte de sedimentos (**Moss, 1988**). A linha, ou fronteira, de fornecimento dos sedimentos passa a corresponder quase ao perímetro da rede de sulcos, encurtando-se substancialmente os percursos percorridos. O destino da carga entregue aos sulcos, pelo TEIC e em menor grau, pelo salpico, passa a depender das condições hidráulicas verificadas nos sulcos. Em declives suaves, grande parte dessa carga pode ficar depositada nos sulcos, enquanto em declives acentuados, a capacidade de transporte pode exceder a necessária para transportar o fornecimento de sedimentos do TEIC e provocar ainda o arrastamento de material do próprio sulco.

Num artigo de revisão sobre o destacamento do solo nos processos de erosão hídrica, **Owoputi e Stolte (1995)**, referem que o impacte das gotas de chuva causam o destacamento das partículas de solo mas também contribuem para o seu transporte, considerando-o um processo bastante complexo e que exige estudos mais aprofundados do modo como o transporte de sedimentos deve ser incorporado nas equações de destacamento por gotas. Na secção seguinte é analisado com mais detalhe o destacamento e transporte pela chuva, associado ou não à existência de escoamento superficial.

2.3. Mecanismos e factores do destacamento pela chuva

2.3.1. *Influência do transporte na medição do destacamento pela chuva*

O destacamento de partículas da superfície do solo é o mecanismo inicial da erosão hídrica, indispensável em todos os modelos baseados nos processos físicos, nomeadamente no WEPP (**Nearing et al., 1990**), EUROSEM (**Morgan, 1994**), GUEST (**Ghadiri e Rose, 1992**).

O destacamento é referido frequentemente como taxa de destacamento mas normalmente é expresso em unidades de densidade de fluxo. No caso do destacamento pela chuva, consiste na massa de partículas que são deslocadas apenas pela acção do impacte de gotas, por unidade de área e de tempo. Se não houver escoamento superficial essas partículas são na sua maior parte projectadas no salpico. No caso de existir escoamento à superfície, algumas podem ser ainda projectadas no salpico, mas outras são logo incorporadas e transportadas no escoamento superficial. Para estudar o destacamento pela chuva na presença de escoamento superficial surge de imediato a necessidade de se eliminar o efeito de destacamento pelo escoamento superficial, o que se consegue reduzindo o declive. Mas por outro lado, isso favorece as condições de deposição das partículas destacadas e aumenta a diferença entre o fluxo das partículas efectivamente destacadas e o fluxo dos sedimentos recolhidos no escoamento. Torna-se assim evidente que a separação entre destacamento e transporte também é fundamental para a própria medição da taxa ou fluxo de destacamento. Pode-se mesmo colocar a questão de saber se é possível medir directamente o destacamento. Em condições ideais, mantendo a igualdade dos factores de destacamento, deveriam obter-se para o mesmo solo, taxas de destacamento independentes das condições de transporte dos sedimentos. Isto significa que um bom método de medição do destacamento será aquele em que se consegue obter o mesmo valor da taxa de destacamento, mesmo quando se alteram as condições que influem no transporte dos sedimentos (sem interferir com o destacamento). Analisemos a aplicabilidade desses

métodos primeiro para o transporte aéreo ou salpico e depois para o transporte submerso.

TRANSPORTE AÉREO OU SALPICO

Como foi salientado em 2.2.4, o destacamento aéreo ou salpico, devido à simetria do transporte, não contribui de forma significativa para a perda de solo de uma dada área. O salpico tem sido estudado principalmente na perspectiva, explícita ou implícita, de que é uma medida do destacamento do solo pelo impacte de gotas. Para isso contribui o facto de ser o efeito mais visível desse fenómeno. Grande parte das medições do salpico têm sido efectuadas em ensaios de simulação de chuva sobre amostras de solo acondicionadas em diversos tipos de contentores, nomeadamente, caixas de destacamento cilíndricas, tabuleiros quadrados ou rectangulares, ou ainda com recolhas em colectores de salpico. Com tão grande diversidade geométrica e de dimensões das amostras, seria espantoso que a relação entre o salpico medido e o destacamento efectivamente verificado se mantivesse constante. O salpico é um processo de transporte de alcance limitado e portanto, o tamanho e a forma das amostras de solo usadas para a sua medição influem no grau de devolução de partículas para a superfície da própria amostra. Em certas condições pode admitir-se que essa devolução é reduzida, como consideraram **Mazurak e Mosher (1968)**, para o salpico gerado por gotas de 5,1 mm de diâmetro caindo a uma velocidade próxima da velocidade terminal, sobre amostras em caixas de destacamento cilíndricas com 7,5 cm de diâmetro.

Provavelmente **Farrell et al. (1974)**, terão sido os primeiros a apresentar um estudo detalhado da influência da geometria dos contentores de solo sobre as medições de salpico obtidas. Consideraram que em resultado do transporte de cada salpico as partículas projectadas são distribuídas por sucessivas circunferências concêntricas. Os autores não dão qualquer indicação sobre a distribuição radial das partículas transportadas. O salpico recolhido corresponde à parte dos arcos de circunferência que caem fora da área das amostras. Os autores aplicam este modelo geométrico do salpico a amostras circulares e rectangulares. **Reeve (1982)**, apresentou um modelo de transporte pelo salpico admitindo que as partículas projectadas seguem uma trajectória

parabólica distribuindo-se após a queda, tal como em **Farrell et al. (1974)**, segundo arcos de circunferência concêntricos. Com este modelo é possível obter a taxa de transporte pelo salpico numa encosta, conhecendo o ângulo inicial da projecção, a velocidade inicial das partículas projectadas e o declive da superfície do solo.

Medindo a distribuição radial das partículas projectados no salpico, **Poesen e Savat (1981)**, verificaram que a massa de solo projectada para além de uma dada distância decresce exponencialmente a partir do ponto de impacte da gota. Mais tarde **Riezebos e Epema (1985)**, confirmaram esta mesma distribuição.

Poesen e Torri (1988), utilizaram colectores cilíndricos inseridos no solo para medir o salpico e estimar o destacamento por unidade de área. Com este método demonstraram a dependência da estimativa do destacamento em relação ao diâmetro dos colectores de salpico usados. **Torri e Poesen (1988)**, aplicaram também a distribuição radial exponencial do salpico para desenvolver um modelo de transporte que permite estimar o destacamento por unidade de área, independente da dimensão das amostras. Este modelo exige que se conheça apenas um parâmetro da distribuição exponencial do salpico, “a distância percorrida pelo salto médio”, ou em alternativa, que se efectuem recolhas do salpico com colectores de diâmetros diferentes, no mínimo três. O mesmo modelo é aplicável também aos resultados do salpico obtidos a partir de amostras de solo contidas em caixas de destacamento cilíndricas ou “splash-cups”.

Apesar de ser conveniente o reforço das provas da validade da distribuição exponencial do salpico, nomeadamente em diferentes solos e condições de destacamento, verifica-se que existem modelos de transporte do salpico capazes de fornecer estimativas das taxas de destacamento do solo independentes da geometria das amostras ou dos colectores de salpico. Com a eliminação dos erros de ordem geométrica os valores obtidos constituem estimativas mais realistas do destacamento.

TRANSPORTE SUBMERSO

Quando se forma uma película de escoamento superficial em situações de declive tão baixo que não é de considerar o seu próprio efeito de destacamento, os sedimentos transportados no escoamento resultam apenas do destacamento pelo impacte das gotas. Nestas condições não é de admitir que o salpico possa reflectir a totalidade do destacamento pela chuva uma vez que este não inclui a fracção do material que permanece submerso. Estimativas efectuadas por **Schultz et al. (1985)**, usando caixas de destacamento, sugerem que a componente do destacamento que permanece submersa e se deposita à superfície do solo é largamente superior á fracção medida, ou seja, o salpico. Nestas condições a medição do material destacado pelo impacte de gotas tem que ser feita com base na recolha dos sedimentos transportados no escoamento e, conseqüentemente, não pode ser estabelecida uma equivalência directa entre o material recolhido e a taxa de destacamento, como tradicionalmente tem sido feito com o salpico.

De modo análogo ao que se verifica com o salpico, grande parte das partículas destacadas é devolvida à superfície do solo, mas agora por sedimentação no escoamento. Este processo pode ser expresso como um fluxo descendente resultante do produto da velocidade de deposição de cada classe de partículas pela sua concentração no escoamento (**Rose et al. 1983**). O modelo de **Rose et al. (1983)** e **Rose, (1985)**, inclui explicitamente o processo de deposição e admite a formação de uma camada de deposição, (**Hairsine, 1988** e **Hairsine e Rose, 1991**). Trabalhos recentes sobre esta teoria permitiram a modelação do transporte de sedimentos envolvendo os processos do TEIC em condições dinâmicas, desde o início de uma chuvada até à estabilização da concentração de sedimentos no escoamento (**Sander et al. 1996**).

Proffitt et al. (1989) aplica o modelo de **Hairsine (1988)** e **Hairsine e Rose (1991)**, para comparar os valores da perda de solo, da taxa de destacamento e da destacabilidade de dois solos, usando um canal de 5,8 m de comprimento e caixas de destacamento cilíndricas de 8,4 cm de diâmetro, em ambos os casos com 5 mm de altura de água sobre a superfície. Os valores obtidos pelos dois métodos não foram significativamente diferentes em cerca de metade dos

casos estudados. Os autores apontam como um possível factor de erro no caso da caixa de destacamento, a forma de controlo do nível de água, mediante a colocação de uma cinta envolvente ao bordo superior da caixa e que para além de manter a água à superfície do solo também pode ter constituído um obstáculo à saída de sedimentos, particularmente dos mais grosseiros.

Para além do trabalho de **Proffitt et al. (1989)**, não parecem existir outras tentativas de determinação de taxas de destacamento independentes das condições de transporte, para caixas de destacamento e com a presença de uma camada de água. Neste trabalho é feita uma tentativa usando um tipo de controlo da altura de água que não interfere com a saída dos sedimentos. Verifica-se, no entanto, que nesta modalidade não é viável a aplicação do modelo de **Hairsine (1988)** e **Hairsine e Rose (1991)**. Na sequência dessas dificuldades procurou-se desenvolver um modelo de transporte de sedimentos melhor adaptado às condições experimentais envolvidas neste estudo.

2.3.2. *O impacte de gotas*

Blanchard, em 1948, observou que gotas de 4 a 9 mm mantidas numa corrente de ar vertical sofriam pequenas oscilações segundo o eixo vertical e maiores oscilações segundo o eixo horizontal (**Ekern, 1953**). Estas oscilações na forma das gotas têm reflexos no destacamento pelo salpico (**Ekern, 1953; Riezebos e Epema, 1985**). Ao medir o salpico obtido para diferentes alturas de queda das gotas, **Ekern (1953)**, verificou que ocorriam ligeiras descidas e subidas relativamente à tendência geral de aumento do destacamento com a altura de queda, correspondendo a variações na forma das gotas no momento de impacte. **Riezebos e Epema (1985)**, verificaram que o salpico numa areia de 0,3-0,35 mm provocado pelo impacte de gotas de 5 mm de diâmetro triplicou em resultado numa variação de 5 cm na altura de queda das gotas. Mais exactamente, obtiveram 0,78, 0,28 e 0,88 g/gota quando a altura de queda variou de 0,57 para 0,62 e 0,67 cm, correspondendo o valor mais baixo à forma

“oblate” no momento do impacte (diâmetro horizontal maior que o diâmetro médio) e os mais altos à forma “prolate” (diâmetro horizontal menor que o diâmetro médio). Segundo os mesmos autores este fenómeno pode ser relevante para as gotas que caem da vegetação e para os simuladores de chuva, pois pequenas alterações da altura de queda, na temperatura, na turbulência do ar ou nos gotejadores, podem levar a alterações na forma das gotas ao atingirem o solo. **Nearing e Bradford (1987)**, verificaram que as oscilações na forma das gotas se reflectem igualmente em oscilações equivalentes das forças medidas no ponto de impacte.

IMPACTE DE GOTAS SOBRE O SOLO (AUSÊNCIA DE UMA PELÍCULA DE ÁGUA)

O efeito mais notório do impacte de gotas é, sem dúvida, a projecção de gotículas no salpico. Uma observação mais detalhada revela que a projecção se dá a partir de uma estrutura em forma de coroa. Quando o impacte ocorre em superfícies pouco coesas, como sucede normalmente com a superfície do solo, juntamente com as gotículas de água também são projectadas partículas sólidas. Em contrapartida, quando uma gota cai sobre uma superfície dura, lisa, seca e horizontal, a gota espalha-se horizontalmente sem formar a coroa e as gotículas do salpico (**Mutchler e Hansen, 1970**).

Fotografando o impacte de gotas sobre solo saturado, **Ghadiri e Payne (1980)**, observaram que o salpico inicial começa a esboçar-se ao fim 0,2 ms após o impacte, formando um fino disco de água, quase horizontal, com velocidades radiais 3 a 5 vezes a velocidade do impacte. O disco de água vai perdendo velocidade e engrossando até dar origem a uma coroa de cuja franja superior são projectadas gotículas. Pela medição da coroa estimaram a ocorrência de pressões de vários bares concentradas numa pequena área anelar em torno do ponto de impacte. As gotas do salpico, com o final do processo de impacte, aumentam de tamanho e diminuem a sua velocidade de projecção.

Segundo **Al-Durrah e Bradford, (1982)** é razoável admitir que durante o impacte não ocorre drenagem dos poros nem alteração do volume do solo, dado que as cargas externas aplicadas pelo impacte ocorrem a uma taxa muito superior à taxa a que se consegue dissipar a pressão nos poros. Estes autores

consideram duas acções principais das gotas sobre a superfície do solo: a compressão, mais actuante nos momentos iniciais do impacte, e a tensão tangencial ou de corte devida ao escoamento radial que conduz ao desenvolvimento da coroa e ao salpico. De acordo com **Ghadiri e Payne, (1986)**, a compressão resultante do impacte de uma gota é negligenciável quando comparada com a tensão de corte na periferia da área de impacte pelo fluxo radial divergente. As partículas deslocadas, fundamentalmente em resultado da tensão de corte sobre a superfície do solo, podem ser projectadas no salpico ou acumular-se em torno do ponto de impacte formando uma protuberância em anel. Considerando este efeito, **Al-Durrah e Bradford (1982)**, admitem dois mecanismos para o destacamento de partículas: a intersecção pelo escoamento radial das partículas acumuladas na protuberância em anel e os deslocamentos induzidos pela tensão de corte do fluxo radial divergente.

O ângulo de projecção do salpico, a velocidade de projecção e a dimensão da cavidade ou cratera formada na superfície do solo, variam com a resistência dessa superfície. Medindo a resistência ao corte com o "fall-cone device" (**Towner, 1973**), **Al-Durrah e Bradford (1982)**, verificaram que com o aumento da resistência do solo decresce o ângulo de projecção do salpico, aumenta a velocidade de projecção das gotículas e diminui o volume da cratera originada na superfície (apesar de aumentar o seu diâmetro diminui a profundidade).

IMPACTE DE GOTAS SOBRE UMA PELÍCULA DE ÁGUA

O impacte de gotas sobre uma película de água origina uma sequência de efeitos mais complexa do que no impacte directo na superfície do solo. De um modo geral forma-se também uma cratera ou cavidade (agora na camada de água), uma coroa e mesmo o salpico. No entanto, o efeito do impacte não termina aqui e as fases seguintes podem ser ainda mais importantes para o destacamento de partículas.

Tentando sistematizar as observações experimentais e os resultados de simulações de alguns autores, apresentam-se as seguintes fases para o impacte de uma gota sobre uma película de água.

1) expansão da cratera e da coroa (do impacte ao máximo da cratera)

Nos primeiros momentos após o contacto duma gota com a superfície da lâmina de água inicia-se a formação de uma cavidade cilíndrica com paredes verticais e fundo plano (Engel, 1966). A água da gota escoar-se radialmente e espalha-se pelo fundo desta cavidade que evolui para uma forma hemisférica, (Adler, 1979, citando Worthington, 1908; Engel, 1966). A expansão da cratera é muito rápida podendo atingir até 7 vezes a velocidade do impacte (Engel, 1967) e um volume 20 a 40 vezes superior ao volume das gotas (Moss e Green, 1983). A água correspondente a esse volume é deslocada para a formação de uma coroa que se eleva acima da superfície da água e na periferia da qual são projectadas as gotículas do salpico (Engel, 1966). Utilizando gotas coradas em impactes sobre camadas de água com uma altura superior a 5 mm, Ghadiri e Payne (1980), referem que a coroa e as gotículas projectadas no salpico são constituídas principalmente por água da própria gota, havendo pouca mistura com a água da película superficial. No entanto, Macklin e Metaxas (1976), referem para pequenas alturas de água que as gotículas projectadas no salpico atingem 2-4 vezes o volume da gota, embora correspondam apenas a cerca de 5% da energia do impacte.

No momento em que a profundidade da cratera e a altura da onda atingem os valores máximos, tanto as velocidades radiais como tangenciais da água adjacente à cavidade parecem atingir valores praticamente nulos (Engel, 1966; Moss e Green, 1983). Nesse momento a energia cinética da lâmina de água é nula, a energia cinética da gota terá sido completamente convertida em energia potencial (Engel, 1966; Macklin e Metaxas, 1976). Efectuando observações com intervalos de tempo muito pequenos, Engel (1966), sugere que a água das paredes da cavidade possa estar sujeita a uma certa vibração.

O conjunto da cavidade e da coroa constituem uma onda cilíndrica formada na lâmina de água (Engel, 1966; Macklin e Metaxas, 1976). Aumentando a altura de água sobre o solo a cavidade torna-se mais hemisférica, a onda em torno dela mais pronunciada, aumenta o ângulo das paredes da coroa, ficando praticamente na vertical a partir de certo nível, e tendem a decrescer as

gotículas projectadas (**Macklin e Metaxas, 1976; Moss e Green, 1983**). Nos casos de maior desenvolvimento da onda cilíndrica (por ex., devido a maior velocidade das gotas ou maior profundidade da camada de água) a coroa pode estender-se até se fechar, formando uma cúpula esférica sobre a cavidade e encerrando aí uma bolha de ar. Após o fecho, a água que se junta ao centro cai sobre a cavidade (**Adler, 1979; Engel, 1966; Macklin e Metaxas, 1976**). No Quadro 2.2 pode verificar-se o aumento do diâmetro da cavidade com altura da película de água, chegando a atingir um diâmetro máximo superior a 10 vezes o diâmetro das gotas (**Ghadiri e Payne, 1980**).

2) recessão da cratera (do máximo da cratera ao jacto de Rayleigh)

Depois de atingir o máximo desenvolvimento, a cavidade aumenta ainda em diâmetro mas começa a diminuir em profundidade, desenvolvendo-se um jacto ascendente no fundo da cavidade (jacto de Rayleigh), que pode culminar lançando uma ou mais gotas na vertical (**Adler, 1979; Engel, 1966**). Esse jacto deve-se ao facto da pressão exercida pela inversão da velocidade tangencial, atingir a maior intensidade no fundo da cavidade (**Engel, 1966**). A água da gota, que se expandiu radialmente ao longo da cavidade, volta a coalescer no centro da cavidade ao formar-se o jacto ascendente (**Engel, 1966**).

O jacto de Rayleigh atinge a sua máxima expressão (traduzida pela altura e pelo número de gotas) para alturas de água de cerca de 7 mm, no caso de gotas de 2,4 a 3,8 mm de diâmetro caindo de 75 cm de altura. Para espessuras de água inferiores aos 7 mm o jacto diminui muito rapidamente estabilizando em valores muito baixos a partir dos 3 mm; acima de 7 mm ocorre também um ligeiro decréscimo do desenvolvimento do jacto, estabilizando a partir dos 10 mm (**Hobbs e Osheroff, 1967; Macklin e Hobb, 1969**)

A evolução do jacto de Rayleigh depende também da fase final da coroa, principalmente do facto desta chegar a formar uma cúpula sobre a cratera:

- no caso de gotas com menor velocidade de impacte e/ou lâminas de altura de água insuficientes para se formar a abóbada, o jacto ascendente atinge maior expressão (**Engel, 1966**). O impacte de gotas de 2,7 mm de diâmetro, a velocidades próximas da velocidade terminal originam uma coroa menor

do que as gotas de maior dimensão mas, em contrapartida, um jacto de Rayleigh bem desenvolvido (**Moss e Green, 1983**).

- no caso de gotas com maior velocidade de impacte e alturas de água suficientes para a formação da abóbada, o jacto ascendente confronta-se com a massa de água descendente do centro da cúpula, não subindo acima da superfície da água e podendo mesmo ficar encerrado na própria bolha (**Engel, 1966**). No caso de grandes gotas (5,5mm de diâmetro) e suficientes profundidades de água (12 mm de altura ou mais) pode não só dar-se o fecho da coroa sobre a cavidade como, à medida que as gotículas são projectadas com menor velocidade e cada vez mais próximo do centro da abóbada que se fecha, tendem a coalescer podendo originar uma gota maior que permanece sobre a cúpula (**Moss e Green, 1983**).

3) desmoronamento do jacto de Rayleigh

Depois de atingir a máxima altura, o jacto de Rayleigh decai formando uma "pilha de fluido" na sua base que se dispersa em seguida numa onda divergente. Forma-se assim uma pequena depressão central, para depois surgir uma nova coluna de líquido, mais pequena, num processo que se pode ainda repetir até desaparecer (**Adler, 1979**). Esta fase é tanto mais importante quanto maior for o desenvolvimento e a altura atingida pelo jacto de Rayleigh. A formação de uma abóbada que interfere com a subida do jacto de Rayleigh, vai limitar o seu desenvolvimento e posteriormente a intensidade do seu colapso (**Moss e Green, 1983; Tuong e Painter, 1974**).

4) propagação de uma onda divergente à superfície

À medida que se dá a subsidência do jacto de Rayleigh ou da abóbada sobre a cavidade, nos casos em que essa estrutura se forma, torna-se evidente a formação de uma onda que se propaga radialmente à superfície da camada de água (**Adler, 1979; Ghadiri e Payne, 1980; Hobbs e Kezweeny, 1967**). Esta fase final já não é muito relevante para o destacamento de partículas mas tem interesse pelo seu efeito de perturbação da lâmina de água, propagando a acção de cada impacte a muito maior distância e aumentando assim o raio de acção das possíveis interferências entre impactes.

FASES RELEVANTES PARA O DESTACAMENTO

No Quadro 2.2 resumem-se alguns dados apresentados na bibliografia com base em fotos das estruturas resultantes do impacte de gotas sobre uma lâmina de água. As fases de expansão e de contracção da cratera (fases 1 e 2) são os principais momentos de levantamento de partículas segundo **Fukada et al. (1992a)**. Diversos outros autores salientam a importância das fases 2 e 3, ou seja, desde o início do fecho da cratera até ao colapso do jacto de Rayleigh (ou da abóbada, quando esta se forma) (**Ferreira e Singer, 1985; Ferreira et al., 1985; Moss e Green, 1983; Tuong e Painter, 1974**).

Quadro 2.2 - Diâmetro de estruturas formadas pelo impacte de gotas numa lâmina de água.

Condições dos impactes			Estruturas morfológicas observadas	diâm. (d)		Ref. bibliográficas
D mm	"energia"	h mm		mm	d/D	
6,2	6,5m alt.	~20	base do menisco da coroa	52	8,4	Ghadiri e Payne, 1988, fig. 4
6,2	6,5m alt.	~20	base do menisco, final do colapso da coroa (máx. diâm.)	73	11,8	Ghadiri e Payne, 1980, fig. 2
5,5	95%v.term.	20	cavidade e coroa	22	4	Moss e Green, 1983, fig. 4c
5,5	95%v.term.	20	base do menisco da coroa	32	5,8	Moss e Green, 1983, fig. 4c
5,5	95%v.term.	20	coroa em abóbada c/ gota no topo	45	8,2	Moss e Green, 1983, fig. 5c
5,5	95%v.term.	20	cavidade c/ fecho da coroa	37	6,7	Moss e Green, 1983, fig. 5a
5,5	95%v.term.	5	cavidade e coroa	19	3,5	Moss e Green, 1983, fig. 4b
5,5	95%v.term.	5	coroa	33	6	Moss e Green, 1983, fig. 4d
5,5	95%v.term.	20	nuvem de areia levantada pelo jacto Rayleigh	11,5	2,1	Moss e Green, 1983, fig. 5c
5,5	95%v.term.	20	nuvem de areia levantada pelo colapso do jacto Rayleigh	25,5	4,6	Moss e Green, 1983, fig. 5d
3,2	6m alt.	9,6	cratera (máx. diâm.)	32	10	Ferreira e Singer, 1985, fig. 2
3,2	6,5m alt.	1,5	base menisco c/ colapso da coroa (máx. diâm.)	27,3	8,5	Ghadiri e Payne, 1986, fig. 5

D - diâmetro das gotas; h - altura da lâmina de água;
alt.- altura de queda das gotas; v. term. - velocidade terminal das gotas

Conforme documentam as fotos de **Moss e Green (1983)**, quando a cratera atinge a sua máxima expansão, a água contígua apresenta muito pouca ou nenhuma agitação. Mesmo durante a formação da cratera, apesar de ser

evidente alguma perturbação sobre o fundo, só uns escassos grãos de areia foram observados na coroa, confirmando assim os baixos valores de salpico medido para alturas de água superiores a 2 mm (**Moss e Green, 1983**). Os mesmos autores consideram que é na fase de refluxo da cratera que a mobilização de sedimentos parece iniciar-se em maior escala, como consequência dos fluxos radialmente convergentes que culminam no jacto de Rayleigh. **Moss e Green (1983)**, ilustram essa interpretação com fotografias das nuvens de areia provocadas pela formação do jacto de Rayleigh (ver Quadro 2.2). Para alturas de água maiores do que o diâmetro das gotas e com velocidades de queda próximas da velocidade terminal, a energia cinética durante a recessão da cavidade atinge valores superiores aos verificados durante a fase de abertura e expansão (**Ferreira e Singer, 1985**). Também a taxa de variação da energia de corte no fundo atinge o seu valor máximo durante o colapso da cavidade e o início do jacto ascendente, o que leva **Ferreira et al., (1985)** a considerarem que a maior parte do levantamento e suspensão de partículas ocorre durante esta fase.

A fase seguinte, de desmoronamento do jacto de Rayleigh, também pode exercer um efeito de destacamento não desprezável. A importância desta fase está, no entanto, dependente do maior ou menor jacto de Rayleigh formado, em virtude da interferência provocada pelo eventual desenvolvimento da coroa em abóbada. Com base em observações de impacte de gotas em camadas de água com espessura suficiente para o desenvolvimento completo da cavidade e ainda com a utilização de partículas com densidade igual à da água, **Tuong e Painter (1974)**, consideram que:

- a maior perturbação das partículas resulta do fluxo descendente formado pelo colapso do jacto de Rayleigh, ocorrendo a maior perturbação no fundo quando esse jacto se desenvolve sem a interferência da cúpula que por vezes se forma em simultâneo (para as gotas maiores e/ou com maior velocidade). Neste caso as partículas são levantadas em movimentos circulares ascendentes e a acção de levantamento pode-se fazer sentir até profundidades de cerca de 25 vezes o diâmetro das gotas.

- quando se forma a cúpula o colapso do jacto é atenuado e as partículas sofrem uma menor acção de levantamento movendo-se no sentido divergente.
- a situação com menor acção sobre a superfície verifica-se quando a bolha encerrada pela abóbada parece ficar a flutuar à superfície e o fluxo descendente é muito fraco e confinado à parte superficial da camada de água; neste caso as partículas podem sofrer apenas alguns deslocamentos de sentido divergente, sem levantamento da superfície.

Corroborando as observações de **Tuong e Painter (1974)**, **Moss e Green (1983)** apresentam fotos das nuvens de areia formadas durante o colapso do jacto de Rayleigh (ver Quadro 2.2) e referem também que algumas gotas de 2,7 mm de diâmetro (10 a 20%) formaram uma pequena coroa fechada sobre a cavidade, abortando o desenvolvimento do jacto de Rayleigh e, em consequência, originando um menor impulso descendente e um menor levantamento de partículas do fundo.

SÚMULA

Com o impacte directo de gotas sobre a superfície do solo a principal acção de destacamento verifica-se durante a abertura da cratera e a expansão da coroa. Parte das partículas destacadas são projectadas juntamente com as gotículas do salpico mas, muitas outras, sofrem um deslocamento de menor alcance, contribuindo para a formação de uma protuberância em anel em torno do ponto de impacte.

No caso do impacte de gotas sobre uma película de água, a fase inicial de expansão da cavidade e da coroa também pode contribuir com algum destacamento de partículas, parte das quais são projectadas no salpico. Contudo, esta fase de destacamento torna-se negligenciável mesmo para pequenas alturas da película de água (acima de 2 mm), tornando-se preponderante o destacamento durante a fase de recessão da cratera e de formação do jacto de Rayleigh. Dependendo do grau de desenvolvimento do jacto de Rayleigh, também a fase seguinte, de colapso, pode contribuir com

mais destacamento de partículas a par de um certo efeito de disseminação radial dessas partículas. A propagação da onda radial que se forma no final de cada impacte aumenta a área de potencial interacção entre impactes, essencialmente através dos efeitos exercidos sobre as condições de transporte das partículas em suspensão na lâmina de água.

2.3.3. Principais factores do destacamento

Admitindo apenas a acção directa da chuva sobre solo nu, podemos considerar como factores mais importantes do destacamento pela chuva:

- a) características da chuva; fundamentalmente a intensidade, a energia cinética e a distribuição do diâmetro das gotas. Tradicionalmente, procura-se resumir as características duma chuvada num parâmetro, ou índice, que exprime a sua erosividade.
- b) altura da camada de água sobre o solo é um factor que interfere no destacamento pela chuva, quando o escoamento superficial não é desprezável, nem demasiado elevado para reduzir substancialmente o efeito de impacte das gotas. Podemos considerar ainda como variável complementar à altura do escoamento, na medida em que são mutuamente exclusivas, a tensão de humidade a que está sujeita a camada superficial do solo e que determina também o seu teor de humidade.
- c) características do solo, principalmente na camada mais superficial cujas partículas podem ser afectadas pelo impacte das gotas. Diversas propriedades do solo podem influir na sua resposta à acção de destacamento pela chuva, nomeadamente: a granulometria das partículas terrosas (partículas primárias e agregados), a textura, a estabilidade da agregação, o teor de matéria orgânica, a condutividade hidráulica, a taxa de infiltração, a resistência ao corte, etc. Contudo, dada a complexidade do material terroso tende-se a sintetizar todas as características influentes numa propriedade que exprima a resposta do solo à acção da chuva e que se designa por resistência ao destacamento, ou o seu inverso, a

destacabilidade. Este é um conceito equivalente ao de erodibilidade, mas aplicado ao mecanismo do destacamento pela chuva.

- d) morfologia da superfície do solo, que pode apresentar valores muito diversos para o mesmo solo, como sucede com o microrelevo, a rugosidade e o declive (não da encosta mas da superfície sujeita ao impacte de gotas). Algumas destas características são dinâmicas, sofrendo alterações em consequência das próprias acções de impacte das gotas.

Em termos práticos, a determinação da taxa de destacamento de um solo está muito dependente das condições experimentais. Como se procurou salientar em 2.3.1 esta dependência resulta da influência das condições de transporte sobre o total de sedimentos medidos. Deste modo, ao considerar as condições experimentais usadas é importante ter presente que também os factores que condicionam o transporte das partículas influem de forma indirecta sobre as estimativas do destacamento. Nomeadamente, são factores de erro dessas estimativas a ausência de uma descrição, ou modelo, das condições de transporte dos sedimentos destacados, ou a utilização de um modelo de transporte que não se adequa às condições experimentais em causa. Também os erros cometidos nas medições das variáveis necessárias para a aplicação dos modelos de transporte de sedimentos vão constituir factores de erro da estimativa do destacamento do solo,

2.3.4. Variação temporal do destacamento e dinâmica da superfície do solo

A taxa de perda de solo tende a variar ao longo de uma chuvada, mesmo quando as condições de destacamento se mantêm constantes. Esta tendência é maior quando as condições iniciais do solo se assemelham às de um solo recém mobilizado. A variação temporal dos sedimentos recolhidos em resultado do impacte de gotas, com ou sem uma película de água à superfície do solo, traduz a natureza dinâmica do processo de destacamento pela chuva. Segundo **DePloey e Poesen, (1985, p. 109)**, para além dos efeitos de destacamento e transporte de partículas, o impacte de gotas provoca a

destruição de agregados e a compactação ou rearranjo estrutural numa fina camada no topo do solo, levando ao desenvolvimento de uma crosta superficial. Em termos gerais, podemos dizer que a superfície tende para um estado em equilíbrio com o fluxo de energia fornecido pela chuva, parte da qual é usada no destacamento de partículas.

A evolução da perda de solo ao longo de uma ou mais chuvadas pode variar substancialmente em função das condições de destacamento. Considerando fundamentalmente a perda de solo pelo salpico, encontram-se na bibliografia exemplos muito diversos da evolução temporal dessa taxa: casos de comportamento bastante estável com taxas quase constantes ao longo duma chuvada (**Rose, 1960; Watung et al., 1996**); outros com tendência decrescente até um nível de estabilização ou de equilíbrio (**Woodburn, 1948; Bradford et al., 1987a; Ekwue e Ohu, 1990; Watung et al., 1996; Mermut et al., 1997**); ou pelo contrário, com tendência para um aumento progressivo (**Moldenhauer e Koswara, 1968; Le Bissonais e Singer, 1992**) ou ainda, com uma fase inicial de aumento mais ou menos rápido até um valor máximo, a que se segue uma fase decrescente com tendência para estabilizar (**Ellison, 1944a; Moldenhauer e Koswara, 1968; Jeennings et al., 1987; Moore e Singer, 1990; Slattery e Bryan, 1992**).

Para esta diversidade de comportamentos (ver Figura 2.2) contribui a alteração não controlada de alguns factores de destacamento e, eventualmente, também das condições de transporte. A partir dos exemplos apresentados verifica-se serem relevantes para as diferentes evoluções apresentadas, factores do solo como: o teor de humidade inicial, o diâmetro máximo das partículas usadas (primárias e agregadas) e a estabilidade da agregação. São também importantes, factores como o fluxo energético aplicado pela chuva, seja pela intensidade, diâmetro das gotas ou altura de queda, e ainda, um aspecto eminentemente do âmbito do controlo experimental, que é a duração dos intervalos de tempo em que é feita a recolha e a medição da perda de solo ao longo dos ensaios.

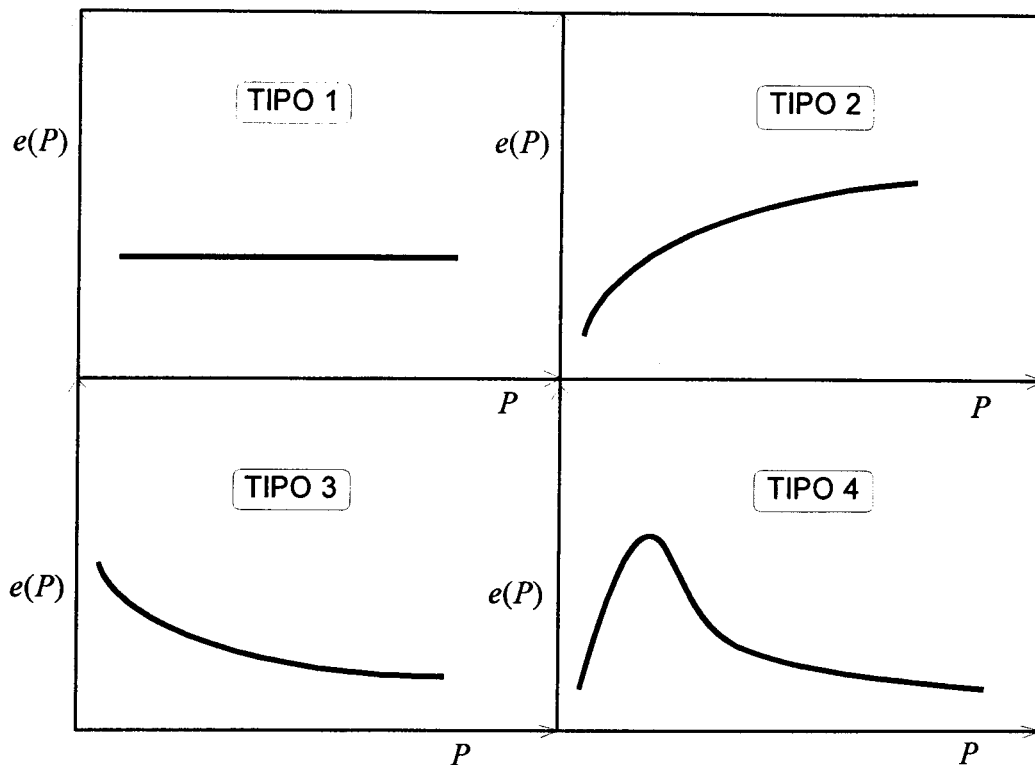


Figura 2.2 - Tipos de variação temporal da taxa de perda de solo pelo salpico sob a acção de chuvadas de intensidade constante.

Os materiais menos susceptíveis de sofrer alterações na camada superficial sujeita aos impactes das gotas, como por exemplo, diversos tipos de areias ou mesmo solos com uma agregação muito estável (Tipo I na Figura 2.2), tendem a apresentar uma relativa estabilidade da taxa de destacamento expressa pelo salpico (Rose, 1960; Watung et al., 1996).

Os solos mais sujeitos a alterações da superfície, em resultado da acção da chuva, revelam as maiores alterações das taxas de perda de solo, dependendo o sentido e a rapidez dessa alteração fundamentalmente das condições iniciais e da dinâmica de alteração da superfície. Vemos assim, que as fracções granulométricas de maior diâmetro, ou as amostras de solos em que o limite granulométrico superior é mais elevado, demoram mais tempo até atingir a estabilização da superfície com as condições da chuvada aplicada. Nestes casos, a maior dimensão de grande parte das partículas à superfície não permite a sua projecção no salpico e por outro lado a grande macroporosidade inicial permite uma maior infiltração e um menor escoamento. A progressiva desagregação (desde que boa parte das partículas de maiores dimensões

sejam agregadas) leva ao aumento da proporção de partículas destacáveis e portanto ao aumento da taxa de salpico (Figura 2.2 - Tipo 2). De um modo geral, quanto maiores forem as classes dos agregados no início da chuvada e maior a sua estabilidade, maior duração terá o processo de desagregação e portanto, também mais retardada será a formação da crosta superficial (**Shainberg et al., 1997**). Durante a fase de desagregação, é de esperar que a perda de solo, principalmente pelo salpico, aumente. Se a chuvada não ultrapassar esta fase, seja pela sua curta duração ou pelo baixo nível de energia aplicado, registar-se-á apenas um aumento progressivo do salpico e eventualmente também da perda de solo no escoamento (**Moldenhauer e Koswara, 1968; Le Bissonnais e Singer, 1992**).

Na maioria dos ensaios verifica-se que a fase de aumento da perda de solo é rapidamente ultrapassada, provavelmente porque para os níveis energéticos aplicados, as granulometrias são à partida relativamente baixas, normalmente menores que 10, 8 ou 4 mm e por vezes incluem apenas a terra fina (Figura 2.2 - Tipo 4). A desagregação pode ainda contribuir para aumentar o nível de partículas disponíveis para a projecção no salpico, conduzindo a um aumento dessa taxa mas, simultaneamente, desenvolve-se uma camada superficial mais compacta e coesa que pode envolver e proteger as partículas agregadas. Desta forma tende a reduzir-se a disponibilidade de partículas facilmente destacáveis à superfície do solo enquanto também é mais difícil o fornecimento de novas partículas a partir da massa de solo protegida pela crosta superficial. Verifica-se então que a perda de solo pelo salpico atinge um máximo a partir do qual decresce para um nível de equilíbrio condicionado pelo destacamento da crosta, (**Ellison, 1944a; Moldenhauer e Koswara, 1968; Jeennings et al., 1987; Moore e Singer, 1990; Slattery e Bryan, 1992**).

Em alguns ensaios não se verifica a fase inicial de aumento da taxa de destacamento, registando-se apenas a fase decrescente, que tende para um nível estacionário (Figura 2.2 - Tipo 3). Esta situação é mais comum quando os ensaios se iniciam com o solo saturado ou pouco depois da sua drenagem (**Woodburn, 1948; Bradford et al., 1987a; Ekwue e Olu, 1990; Watung et al., 1996**). Nestes casos é de admitir que a fase crescente da taxa de

destacamento seja mais curta. Dado que a projecção de partículas no salpico tende a aumentar com o potencial mátrico, sendo máxima para condições muito próximas da saturação (**Poesen, 1981; Francis e Cruse, 1983; Ghadiri e Payne, 1986; Henk, 1989**), quanto mais próximo da saturação se encontrar a amostra de solo, mais rapidamente atinge o pico máximo de destacamento. Se os intervalos de recolha de sedimentos não forem suficientemente curtos, podem também contribuir para que a fase inicial de aumento da taxa de destacamento não seja detectada.

Frequentemente, procura-se sintetizar a taxa de perda de solo observada ao longo de uma chuvada, num valor único representativo desse evento. Nos casos em que a taxa de perda de solo não é constante, colocam-se algumas alternativas, nomeadamente, a taxa média no período de tempo considerado, o declive da recta de regressão entre a perda de solo e o tempo ou a precipitação acumulada (**Kinnell, 1974**), ou ainda a taxa após a estabilização num equilíbrio dinâmico (**Proffitt et al., 1989; Proffitt e Rose, 1991**).

Pode concluir-se que em solos, ou sedimentos sem agregação mas bastante heterogéneos, ao fim de tempo suficiente de uma chuvada de características constantes, a taxa de perda de solo tende a decrescer para um valor de equilíbrio. Esta evolução traduz um aumento da resistência da superfície do solo quer ao destacamento, quer também ao transporte. Os principais processos que concorrem para isso, são:

- desagregação - numa fase inicial pode contribuir para um incremento da perda de solo, se em resultado da fragmentação dos agregados de maiores dimensões resultarem outros de dimensões mais susceptíveis ao transporte pelo salpico, nomeadamente na gama dos 40 aos 600 μm segundo **Mazurak e Mosher (1968)**, ou entre 110 e 1450 μm segundo **Farmer (1973)**, ou ainda entre cerca de 100 e 250 μm de acordo com **Poesen (1985)**. Contudo este incremento da taxa de destacamento será mais ou menos transitório, consoante a reserva de agregados de maiores dimensões, a estabilidade desses agregados e a intensidade da energia fornecida para o destacamento.

- formação de uma crosta superficial - resulta de um arranjo mais compacto das partículas da superfície, provocado pela compressão e a agitação do impacte das gotas e é favorecida, também, pela distribuição granulométrica mais heterogénea que resulta da desagregação. Este tipo de crosta, designada por crosta estrutural, origina um aumento da coesão, e portanto, da resistência ao destacamento, mas também contribui para a selagem da superfície e a redução da infiltração (McIntyre, 1958; Alexandre, 1989). Em consequência, o aumento do escoamento pode agravar o processo erosivo a jusante, mas também pode interferir com o destacamento pela chuva devido à maior altura do escoamento superficial formado.
- formação de uma camada de deposição - pode-se considerar um caso particular de um pavimento de erosão, associado à presença de escoamento superficial. Quando em suspensão, as partículas mais pesadas depositam mais rapidamente, voltando a imobilizar-se na superfície. Deste modo, de acordo com o nível de energia envolvido no processo de destacamento e transporte, a superfície do solo vai ficando empobrecida nas partículas mais finas e vai sendo enriquecida em partículas mais grosseiras, que oferecem maior resistência ao transporte (Hairsine, 1988).

Em algumas condições experimentais, parte da variação temporal da perda de solo, pode dever-se à alteração das condições hidráulicas de destacamento e não uma evolução das condições da camada superficial do solo. Por exemplo, o aumento do escoamento durante uma chuvada significa também um aumento da altura de água sobre o solo, a qual acima de determinado valor pode interferir com o próprio destacamento e alterar a taxa de perda de solo, neste caso, pela alteração das condições hidráulicas e não directamente pela evolução da superfície do solo. Por outro lado, quando a humidade inicial do solo é inferior à saturação, o aumento da humidade no decurso duma chuvada leva à redução da própria resistência do solo (Al-Durrah e Bradford, 1981), neste caso essa alteração representa não só uma modificação das condições hidráulicas do destacamento, mas também da própria superfície do solo.

Hairsine (1988) e **Hairsine e Rose (1991)**, apresentam um modelo inovador de erosão intersulcos que admite a formação de uma camada de partículas depositadas durante o processo de transporte. Esta camada apresenta uma maior proporção de partículas grosseiras do que o solo original, constituindo uma superfície dominada por partículas soltas e sem coesão. A diferenciação granulométrica dessa camada é atribuída ao carácter fortemente selectivo da deposição de partículas no escoamento, admitindo-se que o destacamento é não selectivo para partículas terrosas até dimensões da ordem do saibro e cascalho, para a energia das gotas aplicadas (**Proffitt e Rose, 1991; Proffitt et al., 1993**). Também o destacamento e transporte pelo salpico sem uma camada de água à superfície parece originar sedimentos de composição granulométrica semelhante à do solo original (**Wan e El-Swaify, 1998**).

O modelo de **Hairsine (1988)** e **Hairsine e Rose (1991)**, aplica-se à situação de equilíbrio dinâmico da camada de deposição, em que o fluxo de partículas redestacadas desta camada é igual ao fluxo de partículas depositadas. Assim, a taxa de destacamento para uma dada área de solo (e_T) depende da proporção ocupada pela camada de deposição, podendo decompor-se em:

$$e_T = e_s + e_d$$

sendo e_s a componente da taxa de destacamento proveniente da superfície original do solo e e_d a componente proveniente da camada de deposição. Representando por H a proporção da camada de deposição na superfície total do solo, pode-se escrever (**Hairsine, 1988** e **Hairsine e Rose, 1991**):

$$e_T = e_{es} (1-H) + e_{ed} H \quad (2.1)$$

considerando e_{es} e e_{ed} as taxas de destacamento específicas para a superfície do solo e para a camada de deposição (respectivamente, quando $H=0$ e $H=1$).

Um problema deste modelo consiste na determinação de H . Em virtude da dificuldade em medir a extensão da camada de deposição, **Hairsine (1988)**, **Hairsine e Rose (1991)** e ainda **Proffitt e Rose (1991)**, basearam as suas estimativas apenas na apreciação visual da superfície do solo. Para as condições experimentais usadas, estimaram um valor de $H = 0,9$.

2.3.5. *Influência da intensidade e da energia cinética da chuva*

Convém salientar que o estudo das relações entre o destacamento do solo e diversas características da chuva são normalmente estabelecidas com base nas medições do material projectado no salpico (**Bisal, 1960; Ekern, 1953; Ellison, 1947c; Gilley e Finkner, 1985; Laws, 1940; Mazurak e Mosher, 1968; Mazurak e Mosher, 1970; Nearing e Bradford, 1987; Poesen, 1985; Quansah, 1981; Riezebos e Epema, 1985; Rose, 1960; Rose, 1960; Sharma e Gupta, 1989; Sharma et al., 1991; Sharma et al., 1993; Watung et al., 1996**), ou também dos sedimentos transportados no escoamento (**Meyer, 1981; Watson e Laflen, 1986**). No primeiro caso, as medições do salpico são frequentemente interpretadas como valores do destacamento pela chuva. Contudo, os sedimentos recolhidos reflectem as condições de transporte concretas em que são feitas as medições, o que nos leva a considerar que se deve falar antes de relações entre a perda de solo observada as características das chuvadas aplicadas. Entre as diversas variáveis necessárias para caracterizar uma chuvada, a intensidade e a energia cinética são, certamente, as mais estudadas.

INTENSIDADE

No caso da intensidade uma das relações gerais mais referida é uma equação empírica do tipo (**Rose et al., 1983; Hairsine, 1988; Hairsine e Rose, 1991**):

$$Q_s = a_I \cdot I^{b_I} \quad (2.2)$$

em que Q_s é a taxa de sedimentos recolhidos ou perda de solo, I a intensidade da precipitação, a_I e b_I são constantes determinadas por regressão. Em geral a_I é designada por destacabilidade do solo por depender fundamentalmente das características do solo. Para se poder comparar a destacabilidade de diferentes solos é necessário que o expoente b_I seja igual para todos eles. Com esse objectivo alguns autores fazem b_I igual a 1 ainda que isso resulte na perda de alguma precisão na relação obtida (**Proffitt et al., 1989; Proffitt et**

al., 1991), ou igual a 2 (Rose, 1960; Meyer, 1981; Meyer e Harmon, 1989; Goff et al. 1994; Truman e Bradford, 1995). O modelo de erosão WEPP (Water Erosion Prediction Project do USDA), adopta uma expressão semelhante à indicada acima com b_1 igual a 2 correspondendo a relação à taxa de perda de solo em áreas intersulcos (Nearing et al. 1989, 1990).

No Quadro 2.3 indicam-se os valores dos expoentes b_1 obtidos em alguns trabalhos experimentais, para a relação potência (2.2). Verifica-se que no caso das áreas intersulcos esse expoente tende a ser mais elevado. Tal deve-se ao facto de nesses casos a superfície do solo apresentar uma configuração em V, simulando os sulcos habitualmente formados pela preparação do solo para as culturas agrícolas. O maior valor do expoente, apesar destas áreas serem superiores às usadas em outros tipos de testes, reflecte o efeito do maior declive, que tem grande influência sobre vários processos envolvidos.

Verifica-se pelos exemplos do Quadro 2.3 que mesmo na determinação do destacamento pelo salpico podem ser aplicados métodos bastante diversos como os que recorrem ao impactes de gotas únicas, (ou impactes gota a gota; Sharma e Gupta, 1989; Sharma et al., 1991), ou os que utilizam caixas de destacamento cilíndricas ou "splash-cups" (Rose, 1960; Mazurak e Mosher, 1968), o que só por si contribui para alguma variabilidade dos valores do expoente b_1 . Em particular, no caso da utilização de simuladores de aspersão, com a variação da intensidade da chuva dá-se, geralmente, a alteração da distribuição das gotas da chuvada, o que se pode reflectir no valor do expoente obtido. Nestes casos é preferível relacionar a perda de solo com a energia cinética das chuvadas aplicadas.

De um modo geral verifica-se que os materiais mais grosseiros, areias, e mesmo os materiais mais finos, desde que constituídos fundamentalmente por lotes relativamente homogêneos de partículas primárias, tendem a dar relações mais lineares com a intensidade, portanto, com b_1 mais próximo de 1 (Mazurak e Mosher, 1968; Mazurak e Mosher, 1970; Sharma et al., 1993). Mesmo com uma película de água sobre a superfície do solo a taxa de transporte de uma

areia de 0,2 mm variou linearmente com a intensidade aplicada (Kinnell, 1991). Em termos gerais, isto significa que desde que a granulometria se mantenha estável durante a chuvada e não haja uma grande alteração das condições da superfície, a perda de solo é proporcional à intensidade da chuva.

Quadro 2.3 - Valores do expoente da função potência aplicada à relação entre a perda de solo de áreas intersulcos e a intensidade da chuva.

Autores	Materiais	Métodos	Intens. (mm/h)	b_I	Observações
Ekern, 1953	solo	caixas destacamento		1	
Rose, 1960	solos	caixas destacamento	51 - 153	2	2 solos: um franco argilo-arenoso e outro arenoso franco
Rose, 1961	solos, areias e lotes granulom. até 7,9 mm	caixas destacamento	51 - 153	1 e >1	1 para areias e >1 para solos.
Mazurak e Mosher, 1968	20 classes partículas primárias desde 4,76 mm até <0,002 mm	caixas destacamento		1	
Mazurak e Mosher, 1970	11 classes de agregados desde <0,21 mm até 9,25 mm	caixas destacamento	20-30; 50-60 e 100-120	(1)	rectas com intersecção < 0; para passar na origem é necessário aplicar relação potência $c/ b_I > 1$.
Meyer, 1981	solos desde menos de 20% a 50% de argila.	simulações no campo para sulco e câmoreo em V com 20% declive	10 - 105	1,6 a 2	b_I variou desde ligeira/ >2 para solos com argila <20%, até 1,6 para solos com 50% argila.
Watson e Lafien, 1986	solos	simulações em sulco e câmoreo em V com declives: 10, 20 e 50%.	38 - 152	1,36 a 2,54	com declives de 10, 20 e 50%.
Kinnell (1991)	areia de 0,2 mm	tabuleiro quadrado; 50 cm lado	50 -150	1	escoamento com 6 mm alt. e veloc. de 4 cm/s
Sharma et al., 1993	solos	impactes gota a gota		1,08 a 1,44	aumentando para condições de maior resistência à superfície, >dap, > teor arg., <humid. inicial.

No caso de amostras de solos, **Rose (1961)** justifica o aumento mais que proporcional do destacamento com a intensidade da chuvada, devido à desagregação. **Sharma et al. (1993)**, obtiveram expoentes entre 1,08 e 1,44 com maiores valores para condições de maior resistência da superfície, traduzida por uma maior densidade aparente, maior teor de argila e menor humidade inicial. A maior heterogeneidade da granulometria das partículas primárias e a existência de partículas agregadas, favorecem os processos dinâmicos de adaptação da superfície aos níveis de energia fornecidos, conforme referido na secção 2.3.4. É pois natural que nestes casos a relação verificada entre a perda de solo e a intensidade se afaste mais da linearidade.

ENERGIA CINÉTICA

A relação entre o destacamento (normalmente medido pelo salpico) e a energia cinética fornecida pela chuva, insere-se num grupo mais amplo de relações entre o destacamento e um parâmetro ou índice energético da chuva, que pretende reflectir a sua erosividade. Alguns desses parâmetros são analisados por **Gilley e Finkner (1985)**, e **Riezebos e Epema (1985)**. Os que normalmente apresentam melhores correlações incluem a energia cinética ou a quantidade de movimento, quer na sua versão simples, quer associados a outras variáveis das chuvadas, nomeadamente o diâmetro das gotas. Neste trabalho analisa-se sucintamente apenas a relação com a energia cinética.

A expressão mais usada é, tal como para a intensidade, uma função potência:

$$Q_s = a_E \cdot Ec^{b_E} \quad (2.3)$$

em que Q_s é a taxa de sedimentos recolhidos, Ec a energia cinética da precipitação, a_E e b_E são constantes, em geral determinadas por regressão. O parâmetro a_E depende essencialmente do solo mas, tal como na relação da intensidade, quanto maiores forem as diferenças entre os expoentes obtidos menor será a utilidade de a_E para comparar solos.

A função potência tem-se adoptado bem a situações experimentais bastante diferentes, desde os impactes gota a gota, até à medição do salpico recolhido no campo com chuvadas naturais (**Poesen, 1985**). No entanto essa diversidade justifica, certamente, a heterogeneidade dos parâmetros obtidos. **Nearing e Bradford (1987)**, mostraram que o máximo atingido pela força de impacte das gotas varia de forma quase linear com a energia cinética e com a quantidade de movimento das gotas, quando se mantém a sua altura de queda e se varia o seu diâmetro. No entanto, as mesmas variáveis já evidenciam uma relação não linear ($b_E > 1$), quando para o mesmo tamanho de gotas a variação da energia cinética ou do momento resulta da variação da altura de queda.

Com chuvadas naturais pode admitir-se para cada diâmetro de gotas, uma velocidade terminal e portanto, uma energia cinética específicas. Assim, a energia cinética da chuva depende fundamentalmente da distribuição de diâmetros das gotas, em geral dependente da intensidade. Com as simulações de chuva raramente as velocidades das gotas se aproximam das respectivas velocidades terminais e as variações da energia cinética podem dever-se à manipulação isolada ou combinada do diâmetro das gotas, da altura de queda, ou também da intensidade⁵. Muitas vezes a variação da energia cinética é obtida para diferentes alturas de queda das gotas, o que pode originar a relações entre o destacamento e a energia cinética, diferentes das obtidas com chuvadas naturais (**Nearing e Bradford, 1987**)

Verifica-se pelo Quadro 2.4 que os valores de b_E (equação (2.3)) mais próximos de 1 correspondem a variações na energia cinética devidas à intensidade ou ao diâmetro das gotas, como sucede por exemplo com **Quansah (1981)**, **Poesen (1985)** e **Watung et al. (1996)**. Estes casos apresentam a mesma tendência já manifestada com a intensidade, isto é, que as areias, os solos mais arenosos, ou com elevada estabilidade da agregação, têm valores do expoente mais próximos da unidade, revelando um comportamento mais linear com a energia cinética, seja pela variação do número de gotas, ou também, pela alteração da distribuição das gotas.

Os valores apresentados por **Sharma e Gupta (1989)** e **Sharma et al. (1991)** parecem estar de acordo com as medições das forças de impacte das gotas (**Nearing e Bradford, 1987**), apenas para as gotas de diâmetros abaixo dos 4,6 mm. Quando a variação da energia cinética é regulada pela altura de queda das gotas **Sharma e Gupta (1989)**, verificaram que o expoente b_E diminui quando aumenta o diâmetro das gotas, passando de valores pouco menores que 2 (gotas 3,6 mm) para 0,81 (gotas de 5,0 mm), decrescendo também os valores de r^2 de 0,96 até 0,63. Variando a altura de queda apenas para gotas de 4,3 ou 4,6 mm, aplicadas a 7 tipos de solos com texturas desde arenosa-franca até argilosa, **Sharma et al. (1991)**, verificaram que o expoente b_E variou

⁵ neste último caso a relação obtida será equivalente à da intensidade.

desde valores <1 (solos arenosos e com baixa resistência ao destacamento) até valores >2 (solos argilosos e francos e com maior resistência).

Quadro 2.4 - Valores do expoente da função potência aplicada à relação entre a perda de solo pelo salpico e a energia cinética da chuva.

Autores	Materiais	Métodos	b_E	Observações
Laws, 1940	solo		>1	\neq alt. queda e \neq diâm. gotas
Ekern, 1953	areia	cxs. destacamento	2	\neq alt. queda
Quansah, 1981	solos	tabuleiros 10x20x4 cm	0,8-1,5	0,8 e 1,1 para solos arenosos e franco arenosos 1,2 - 1,5 para solos franco-limosos, argilo-limosos, franco-argilosos e argilosos. Variação de EC devida principal/ à variação da intensid. \neq intensidade e \neq diâm. gotas
Poesen, 1985	sedimentos arenosos	colectores campo; chuvadas naturais	≈ 1	\neq intensidade e \neq diâm. gotas
Riezebos e Epema, 1985	areia (0,3-0,35 mm)	caixas destacamento	>1	relação linear c/ r^2 pc $<$ que função potência. \neq alt. queda e \neq diâm. gotas
Sharma e Gupta, 1989	areia	impactes gota a gota	0,8-2,0	0,81 (gotas de 5,0 mm) a 2 (gotas 3,6 mm) \neq alt. queda
Sharma et al., 1991	7 solos; texturas de arenosa-franca até argilosa	impactes gota a gota	$<1 \rightarrow 2$	desde valores <1 (solos arenosos e solos com baixa resistência) até valores >2 (solos argilosos e francos solos com $>$ resistência). \neq alt. queda
Wutung et al., 1996	Oxissolo; 80% arg.; boa agregação	caixas destacamento	≈ 1	\neq intensidade
Ellison, 1947c	solo	tabuleiros	4,33	relação com a velocidade das gotas no impacte
Bisal, 1960	areia	caixas destacamento	1,4	relação com a velocidade das gotas no impacte (gotas de 4,88 mm diâm.)
Nearing e Bradford, 1987	-	transdutor de pressão	≈ 1 >1	= alt. queda e \neq diâm. gotas \neq alt. queda e = diâm. gotas

2.3.6. Influência da altura de água à superfície do solo

Em grande parte das relações apresentadas no ponto anterior pode-se admitir como desprezável a acumulação de água à superfície do solo. No entanto, quando se forma escoamento superficial, parte do destacamento da chuva é transportado no escoamento, normalmente envolvendo o mecanismo de TEIC. Nestas condições o salpico não pode reflectir a totalidade do destacamento pela chuva uma vez que não inclui a fracção do material que permanece

submerso. Devido ao processo de deposição também não tem sentido estabelecer uma equivalência directa entre a perda de solo e a taxa de destacamento, como normalmente se admite para o salpico.

Uma forma de ultrapassar este problema, adoptada no modelo de **Hairsine (1988)** e **Hairsine e Rose (1991)**, consiste em aplicar a mesma relação obtida entre o salpico e os parâmetros da chuva, no caso uma relação linear com a intensidade da chuva, incluindo-a num modelo de transporte dos sedimentos, para as condições experimentais usadas e, a partir do fluxo de sedimentos recolhido, obter a taxa de destacamento, ou directamente a destacabilidade do solo. Uma vez que o fluxo de sedimentos recolhidos varia com a altura do escoamento, também a taxa de destacamento virá em função da altura de água. **Hairsine (1988)** e **Hairsine e Rose (1991)**, incluem esta variável transformando o parâmetro da destacabilidade numa função da altura de água, considerando que a destacabilidade se mantém constante desde a altura de água nula até um dado valor fixo, a partir do qual decresce rapidamente para maiores alturas de água. Outros modelos de erosão recentes, ou não incluem o efeito directo da altura de água à superfície do solo sobre o destacamento da chuva, como sucede com o WEPP (**Nearing et al., 1990**), ou então, consideram também uma relação decrescente entre o destacamento e a altura de água, como sucede com o EUROSEM (**Morgan, 1994**) e com o SHE (**Sutherland et al., 1996**). Contudo, pela análise da bibliografia, verifica-se existirem resultados contraditórios relativamente a esta questão. É de salientar ainda que, geralmente, é analisado o efeito da altura de água sobre a perda de solo e não sobre a taxa efectiva de destacamento, isto é, independente das condições de transporte.

Os factos evidenciam que a partir de um certo limite de altura de água, o impacte das gotas tem um efeito progressivamente decrescente sobre a superfície do solo, uma vez que quanto maior é a altura de água menor é a fracção da energia que atinge a superfície. Consequentemente o destacamento e a perda de solo decrescem a partir de certo nível de altura de água. **Ekern (1953)**, referiu o trabalho de King (não publicado e sem data) que mostra que, "mesmo delgadas lâminas de água sobre o solo, absorvem o impacte das

gotas de chuva reduzindo substancialmente a perda de solo. Uma camada de 1/2 polegada (12,7 mm) oferece protecção completa à estrutura do solo." Este parece ser o ponto que reúne mais consenso (**Palmer, 1964; Green e Houk, 1980; Moss e Green, 1983; Moss, 1988; Kinnell, 1988, 1990b, 1991**). São mais incertas outras questões como: a expressão que traduz o decréscimo da perda de solo; o nível de altura de água a partir do qual se verifica esse decréscimo e, caso esse valor seja superior a zero, qual a expressão verificada nesse intervalo inicial próximo da altura de água nula.

A incerteza nestas questões parece estar relacionada, em parte, com os diferentes tipos de observações apresentados por diversos autores. Parece lógico estabelecer uma divisão entre, as observações baseadas fundamentalmente no transporte aéreo dos sedimentos (salpico) e as baseadas no transporte no escoamento induzido pela chuva.

TRANSPORTE AÉREO OU SALPICO

Verifica-se que os resultados do salpico apresentam um comportamento mais homogêneo, decrescendo acentuadamente desde a altura de água nula e atingindo valores quase desprezáveis para alturas entre 2 mm (**Ghadiri e Payne, 1986**), e 3 mm (**Schultz et al., 1985**). Também **Moss e Green (1983)** assinalam um forte decréscimo do salpico entre 0 e 2 mm de altura de água, mas com gotas de 5,1 mm de diâmetro, ainda obtiveram valores mensuráveis para 20 mm de altura de água. **Moss (1988)**, considera igualmente que o salpico é praticamente negligenciável para alturas de água a partir de 2 mm.

A forma da coroa resultante do impacte duma gota depende da resistência da superfície. As paredes da coroa são praticamente horizontais em superfícies duras, formam um ângulo de cerca de 40-45° em pastas saturadas e ficam completamente verticais se existir uma película de água sobre a superfície (**Ghadiri e Payne, 1986**). As gotículas de salpico separam-se da coroa com o mesmo ângulo das paredes desta e portanto, é de esperar que o maior alcance do salpico ocorra próximo da saturação. A existência de uma camada de água à superfície do solo prolonga o processo de salpico mas não a deslocação de material. Os ângulos de largada das gotículas do salpico, medidos por

Mutchler e Hansen (1970), indicam igualmente um aumento desde pouco mais de 40 grados, para alturas de água de quase 0 mm, até à estabilização nos 80 grados, a partir de alturas de água de cerca de $1/2$ do diâmetro das gotas (D).

Poesen e Savat (1981), refere um acentuado decréscimo na transportabilidade do salpico com a formação de uma película de água à superfície do solo, atribuindo esse facto ao rápido aumento do ângulo de projecção do salpico.

Resultados um pouco contraditórios, embora em condições experimentais diferentes, são apresentados por **Sutherland et al. (1996)**, ao analisar a influência do declive sobre o salpico num Oxissolo. Os autores relacionaram o salpico que sai pela frente do tabuleiro, com a altura média de água sobre o solo calculada a partir do escoamento para 3 declives, 5° , 10° e 20° . Verificaram que para o declive mais baixo, 5° , o máximo do salpico é obtido com altura de água nula, decrescendo muito suavemente até à altura de água de $2,5xD$. Aumentando o declive aumenta o salpico e aumenta a altura de água em que se verifica o máximo do salpico: cerca de $0,7xD$ para o declive de 10° e cerca de $1,5xD$ para o declive de 20° .

Pode concluir-se que se o transporte aéreo diminui substancialmente com aumentos mínimos da altura de água, isso deve-se certamente ao menor transporte do salpico para o exterior do ponto de impacte, mas também à menor capacidade do processo de expansão da coroa para incorporar partículas da superfície do solo, eventualmente por se começar a definir uma camada limite mais eficaz.

TRANSPORTE SOB UMA CAMADA DE ÁGUA

Relativamente aos sedimentos transportados no escoamento superficial não é difícil admitir que deverá existir uma primeira fase de aumento do transporte com o aumento da altura de água. Com efeito, para uma altura de água nula o transporte de sedimentos no escoamento é forçosamente nulo. Por outro lado, vimos atrás que é bem conhecida a sua fase decrescente para maiores alturas

de água. Então, terá necessariamente que existir um nível de altura do escoamento em que o transporte de sedimentos atinge um máximo. Esse valor de altura de água deve corresponder à maximização da acção conjunta de transporte dos sedimentos e do destacamento pelo impacte das gotas. Eventualmente, pode ocorrer já numa fase decrescente da acção de destacamento, desde que esse decréscimo seja compensado por uma maior eficiência do transporte de sedimentos.

Palmer (1964), designou por altura crítica a altura de água em que observou o valor máximo da perda de solo. Mediu também a pressão exercida no fundo pelo impacte de gotas sobre uma película de água. Ambos os tipos de testes indicaram a existência de um máximo de pressão e de transporte de sedimentos para valores da altura crítica aproximadamente iguais ao diâmetro das gotas ($1xD$). A partir desse nível os sedimentos recolhidos decresceram de forma quase linear para gotas de 2,9 mm e de forma mais próxima duma exponencial negativa para as gotas de 4,7 e 5,9 mm de diâmetro.

Os dados de **Moss e Green (1983)**, indicam uma altura crítica mais elevada entre 2 e $3xD$. A partir desse nível verificou-se também um decréscimo acentuado no transporte, expresso por uma relação exponencial negativa entre a concentração de sedimentos e a altura de água, segundo a análise de **Kinnell (1988)**. Mais tarde **Kinnell (1990b)**, analisando os mesmos dados da areia de **Moss e Green (1983)**, substituiu esta relação exponencial por uma relação linear entre a concentração de sedimentos e o inverso da altura de água ($1/h$), para valores de h entre os 2 mm e $3xD$. Verificou-se que a mesma relação era aplicável também a solos, no intervalo $3,3 < h < 8-9$ mm. **Kinnell (1991)**, verificou ser possível aplicar também uma relação linear entre o fluxo de transporte de sedimentos e a altura do escoamento, para o mesmo intervalo de 2-3 mm a $3xD$. Esta relação é aplicada aos resultados de ensaios com gotas de 2,7 e 5,1 mm de diâmetro, areias de 0,11, 0,2 e 0,9 mm de diâmetro, intensidade da chuvada de 64 mm.h^{-1} e velocidade do escoamento 4 cm.s^{-1} , considerada insuficiente para destacar qualquer das areias usadas.

Para além da proposta de **Kinnell (1991)**, duma relação linear entre a perda de solo e a altura do escoamento, outros tipos de relações têm sido sugeridos. De acordo com os autores, as expressões seguintes pretendem exprimir relações da taxa de destacamento com a altura de água à superfície (é usada a simbologia adoptada pelos respectivos autores).

Com base nos dados de Palmer, 1965, **Park et al., (1982)** sugerem:

$$\frac{W_s}{W_d} = a \cdot e^{-b \frac{h}{D}} \cdot f_3(V_T/V_s, \vartheta)$$

em que W_s/W_d é a razão da massa de solo no salpico pela massa das gotas, h/D é a relação da altura de água com o diâmetro das gotas, e é a função exponencial, a e b são parâmetros, f_3 é a função de W_s/W_d para a situação de impacte directo de gotas sobre o solo e que depende de V_T/V_s , a relação entre a velocidade da gota no impacte e a velocidade inicial das partículas após o impacte e ainda de δ , o declive. Entre as gotas apresentadas, de 2,9, 4,7 e 5,9 mm de diâmetro, a expressão anterior revela um melhor ajustamento aos resultados da taxa de erosão das gotas de 2,9 mm e que são também as que apresentam a mais elevada relação W_s/W_d . Em todos os casos se verifica um decréscimo mais rápido da taxa adimensional W_s/W_d a partir de $h/D \approx 1$, atingindo valores praticamente nulos para h/D entre 5 e 6.

Usando uma relação empírica apresentada por Wang e Wenzel, em 1970, e que tem por base a medição da pressão de impacte com gotas de vários diâmetros (D_i), velocidades de impacte (V_i) e diferentes alturas da camada de água à superfície (h), **Gilley et al. (1985)**, apresentam a seguinte expressão para a taxa de destacamento do solo (D_s), válida apenas para $D_i/h < 1$:

$$D_s = 0,2K_d \rho \cos^2 \theta \sum_{i=1}^n a_i \cdot V_i^2 \left(\frac{D_i}{h} \right)^{1,83}$$

em que, para além das variáveis já indicadas, K_d é um parâmetro de destacamento do solo, ρ é a densidade da água, θ é ângulo da superfície

onde se dá o impacte, a_i é o número de gotas com o mesmo diâmetro e n o número de classes de diâmetro das gotas.

Hairsine (1988) e **Hairsine e Rose (1991)**, partem da interpretação de que a destacabilidade do solo varia com a altura de água à superfície, traduzindo a relação do destacamento com espessura da camada de água como:

$$\begin{cases} e = a_0 P^p; & \text{para } h \leq h_0 \\ e = a_0 \left(\frac{h_0}{h}\right)^b P^p; & \text{para } h > h_0 \end{cases}$$

em que e é a taxa de destacamento, P é a intensidade da chuva, a_0 é o parâmetro da destacabilidade do solo quando não existe uma camada de água sobre o solo ou quando a altura dessa camada (h) não excede o valor h_0 , p e b são expoentes adimensionais. Nesta abordagem o valor máximo da destacabilidade do solo, a_0 , mantém-se constante para alturas de água até h_0 e decresce assintoticamente para zero com alturas de água superiores.

Segundo **Fukada et al. (1992b)**, o volume de partículas destacadas (e_v), para alturas de água (h) superiores a 0,3-0,4 vezes a altura máxima da cavidade, varia segundo uma relação do tipo (sendo a constante):

$$e_v = a \frac{1}{h^2}$$

O modelo de erosão EUROSEM considera a seguinte relação entre o destacamento e a altura do escoamento superficial (**Morgan, 1994**):

$$DET = k \cdot KE^{1,0} \cdot e^{-2,0h}$$

sendo DET a taxa de destacamento pelo impacte de gotas ($m^3 \cdot s^{-1}$), k um índice de destacabilidade ($g \cdot J$), KE a energia cinética da chuva ($J \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1}$), h a altura média de água à superfície (m) e e a função exponencial. O expoente que multiplica por h , segundo um estudo de Torri e associados, pode apresentar valores entre 0,9 e 3,0, dependendo da textura do solo (**Morgan, 1994**). Contudo é adoptado o valor intermédio de 2,0 por não existir ainda um

conhecimento experimental suficiente para definir com mais segurança os valores desse expoente para diferentes tipos de solos (**Morgan, 1994**).

Nenhuma destas propostas contempla a existência de uma fase crescente da taxa de destacamento até uma eventual altura crítica (**Palmer, 1964**).

PERDA DE SOLO TOTAL

A questão de saber como varia a perda de solo total, considerada como a soma do material recolhido no salpico e no escoamento superficial, coloca-se principalmente para o intervalo entre zero e a altura água crítica. Como vimos, neste intervalo o salpico decresce rapidamente com h mas, em contrapartida, o transporte submerso aumenta. Parece difícil nestas condições avaliar se o total apresentará uma tendência global crescente em direcção à altura crítica, decrescente ou mesmo relativamente constante. Poderão até ocorrer todas essas hipóteses. Mais difícil é ainda avaliar como varia a taxa de destacamento neste mesmo intervalo. Com efeito, para isso será necessário considerar um modelo adequado para condições de transporte, quer para o salpico quer para o escoamento superficial.

DESTACAMENTO

Tendo presente a análise do ponto 2.3.2 sobre o impacte de gotas numa película de água, parece admissível que a taxa de destacamento tenha uma fase inicial de aumento com a altura de água, eventualmente até cerca de $1xD$. Podemos tomar como indicações nesse sentido a maior complexidade do processo de impacte quando a altura de água aumenta até certo nível. **Mutchler e Hansen (1970)**, descreveram este efeito através da medição de parâmetros como o tempo em que a coroa atinge o seu máximo e a altura e a largura máximas da coroa, tendo verificado que valores máximos desses parâmetros foram atingidos para alturas de cerca de $1/3xD$, decrescendo ligeiramente a partir daí, até estabilizarem para alturas de água superiores a $3xD$. Mas mais importante ainda do que o grau de desenvolvimento da cratera (fase1, no ponto 2.3.2), verifica-se que o aumento da altura de água confere maior expressão às fases 2 e 3 (recessão da cratera e colapso do jacto de

Rayleigh), cuja contribuição para o destacamento pode ser superior à fase 1 (Ferreira e Singer, 1985; Ferreira et al., 1985; Moss e Green, 1983; Tuong e Painter, 1974). Deste modo, admitindo que a fase de abertura da cratera diminui a sua eficiência de destacamento para alturas superiores a $1/3xD$ (Mutchler e Hansen, 1970), o levantamento suplementar de partículas nas fase 2 e 3, deverá aumentar até alturas ligeiramente superiores. Acima de certo nível a dissipação da energia do impacte passa a realizar-se fundamentalmente na camada de água, diminuindo a perturbação sobre o fundo. Parece, portanto, admissível a existência de uma altura de água crítica em que se atinge um máximo da eficiência de destacamento das gotas.

2.4. Caixas de destacamento

2.4.1. Tipos de “splash-cups” - terminologia adoptada

Normalmente o termo “splash-cup” aplica-se a pequenas caixas cilíndricas, onde se acondicionam amostras de solo para submeter à aplicação de chuva e medir a perda de solo. Os “splash-cups” têm sido largamente utilizados em estudos da acção erosiva da chuva, principalmente para o estudo da relação entre a capacidade de destacamento da chuva e a resistência, ou a destacabilidade do solo (Ellison, 1944 e 1947; Bisal, 1951 e 1960; Ekern, 1953; Rose, 1960 e 1961; Mazurak e Mosher, 1968 e 1970; Kinnell, 1974 e 1976, 1982; Schultz et al., 1985; Morgan, 1986; Proffitt et al., 1989; Ekwue e Ohu, 1990; Ekwue, 1991; Watung et al., 1996).

Poesen e Torri (1988), consideraram dois tipos distintos de “splash-cups”: os “ejecting splash-cups” e os “receiving splash-cups”. Estes dois tipos de “splash-cups” são o complementar um do outro. Os primeiros contêm a amostra de solo, os segundos, pelo contrário, estão inseridos na própria “amostra” de solo, recolhendo os sedimentos que são projectados da área envolvente.

Atendendo às funções dos “splash-cups”, adopta-se a seguinte terminologia:

1. Caixas de destacamento (“ejecting splash-cups”) - em geral, contentores cilíndricos que raramente excedem os 10 cm de diâmetro, com os quais se recolhem directamente do solo amostras ditas não perturbadas ou onde se acondicionam amostras de solo perturbadas. Têm sido usadas maioritariamente para a medição do salpico, (*caixas de salpico*). Com a aplicação de uma película de água à superfície do solo é possível recolher não só o salpico mas também os sedimentos transportados sob a camada de água (**Schultz et al., 1985; Proffitt et al., 1989**), pelo que adoptaremos a designação mais geral de *caixas de destacamento*.
2. Colectores do destacamento (pela chuva) - recipientes que recolhem as partículas destacadas e transportadas pela acção da chuva e que, consoante o mecanismo de transporte, podem ser :
 - a) Colectores de transporte aéreo ou colectores de salpico - são admissíveis também dois tipos:
 - i) Colectores do salpico divergente - são usados para envolver as caixas de destacamento e recolher o salpico proveniente dessa área central (**Proffitt et al., 1989**).
 - ii) Colectores do salpico convergente (“receiving splash-cups”) - recolhem partículas projectadas no salpico, provenientes de uma área envolvente cujos limites variam consoante a distância de projecção do salpico (**Poesen e Torri, 1988**).
 - b) Colectores de transporte submerso - evidentemente, só funcionam como tal quando há uma camada de água sobre o solo. Quando aplicados a caixas de destacamento estes colectores têm que envolver a área central, tal como os colectores do salpico divergente.

No Quadro 2.5 as caixas de destacamento e os colectores de salpico são inseridos numa sistematização sumária dos principais tipos de estudos de erosão, baseada na escala das amostras e na forma de aplicação das gotas.

Quadro 2.5 - Tipos de ensaios de erosão mais usuais com destaque para a utilização das caixas de destacamento.

Tipo de amostras de solo ou áreas expostas à acção erosiva da chuva	Impactes gota-a-gota	simulação de chuva ⁽¹⁾	chuva natural
Áreas com limites artificiais (bem definidos)			
amostras perturbadas (no laborat.), p.e.:			
alvo pouco > área de impacte de uma gota	x	-	-
caixas de destacamento	-	x	x
tabuleiros simples, até alguns metros	-	x	x
tabuleiros duplos com área tampão	-	x	x
canais (vários metros)	-	x	-
áreas compostas, p.e. sulco e cômoro	-	x	-
amostras não perturbadas (no laborat.), p.e.:			
caixas de destacamento	-	x	-
tabuleiros com 50x25cm (Kinnell et al., 1990b)	-	x	-
medições no campo (áreas uniformes ou heterog.), p.e.:			
caixas de destacamento (Morgan, 1986)	-	x	x
talhões de erosão até alguns metros	-	x	x
aprox. talhões padrão (22x1,8m)	-	x	x
Áreas com limites naturais (pouco definidos) ⁽²⁾			
colectores salpico conv. (Poesen e Torri, 1988)	-	x	x
transporte em sulcos (p.e. colectores de Gerlach)	-	-	x
transporte em ravinas	-	-	x
bacias hidrográficas	-	-	x

(1) com simuladores de gotas uniformes ou heterogéneas.

(2) pressupõe medições no campo, em áreas heterogéneas e com limites pouco definidos.

Verifica-se que o destacamento e o transporte pela chuva, com ou sem escoamento superficial, têm sido estudados em condições experimentais muito diversas, nomeadamente em:

1. alvos para impactes gota a gota
 - a) sem uma lâmina de água à superfície (Al-Durrah e Bradford, 1981; 1982a; 1982b; Sharma e Gupta, 1989; Sharma et al., 1991).
 - b) com uma lâmina de água à superfície (Palmer, 1964).
2. caixas de destacamento
 - a) sem uma lâmina de água à superfície (caixas de salpico) (Ellison, 1944 e 1947; Bisal, 1951 e 1960; Ekern, 1953; Rose, 1960 e 1961; Mazurak e Mosher, 1968 e 1970; Kinnell, 1974, 1976 e 1982; Ekwue e Ohu, 1990; Ekwue, 1991; Watung et al., 1996).
 - b) com uma lâmina de água à superfície (Schultz et al., 1985; Proffitt et al., 1989).

3. tabuleiros (com controlo do escoamento superficial); por ex., com cerca de 50 cm de comprimento (**Moss e Green, 1983; Moss, 1988; Kinnell, 1988; Kinnell, 1990b; Kinnell et al., 1990; Kinnell, 1991**).
4. canais (com controlo do escoamento superficial); por ex., com 5,8 x 1 m (**Proffitt e Rose, 1991; Proffitt et al., 1991**).
5. colectores do salpico convergente, usados normalmente em medições de campo (**Poesen e Torri, 1988**).

CONTROLO DA ALTURA DE ÁGUA À SUPERFÍCIE EM CAIXAS DE DESTACAMENTO

Schultz, (1985) e Proffitt et al. (1989), simularam a presença de uma película de escoamento superficial criando um desnível entre a superfície do solo e a bordadura da própria caixa de destacamento. Deste modo, parece evidente que o processo de transporte pode ser afectado pelo obstáculo que representa a bordadura da caixa. A interferência com esta forma de controlo da altura de água constitui uma forte limitação à utilização das caixas de destacamento para simulação de uma camada de água sobre o solo (**Proffitt et al., 1989**).

O método usado neste trabalho evita este problema através da imersão completa da caixa de destacamento, o que permite efectuar o controlo da altura de água pela bordadura do recipiente onde é feita a imersão. Assim, a superfície do solo pode ser nivelada pelo bordo da caixa de destacamento não havendo interferência com a saída de sedimentos (ver Figura 2.3)

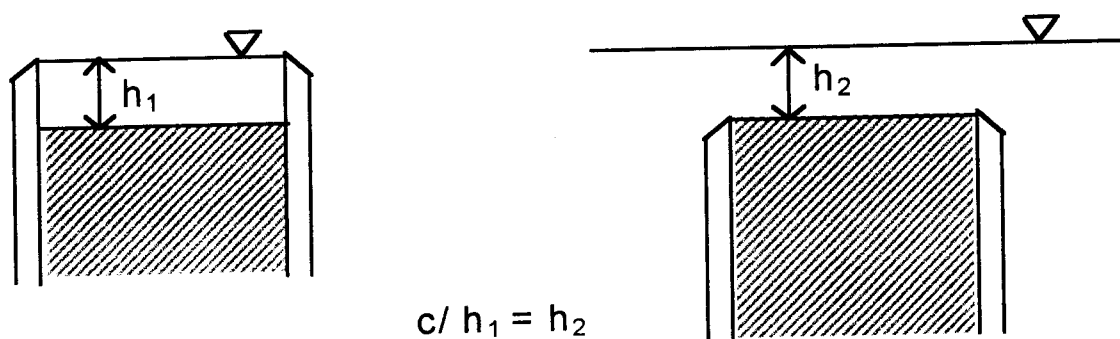


Figura 2.3 - Formas de controlar a altura de água em caixas de destacamento: com e sem interferência da bordadura.

2.4.2. Erros experimentais das caixas de destacamento

A utilização das caixas de destacamento apresenta alguns problemas que se podem considerar como potenciais factores de erro específicos deste método:

- Em ensaios de destacamento com areia calibrada (210 a 250 μm) **Kinnell (1974)**, verificou que as rectas de regressão entre o salpico acumulado e a precipitação aplicada, apresentam normalmente um valor de intersecção maior que zero devido a uma maior taxa de perda de sedimentos nos momentos iniciais da chuvada. Este efeito, que podemos designar abreviadamente como efeito K, pode ser explicado pela existência de uma maior abundância inicial de partículas soltas à superfície e a um ajustamento rápido às condições de destacamento aplicadas (ver Figura 2.4). No caso de material terroso é difícil distinguir este efeito do próprio comportamento evolutivo da superfície do solo, no entanto, para manter um quadro conceptual mais abrangente, vamos admitir este efeito também em solos.
- Quanto maior a quantidade de sedimentos recolhidos até um dado momento, maior é a descida verificada na superfície do solo e portanto, maior o risco da bordadura da caixa de destacamento passar a constituir um obstáculo à saída das partículas (ver Figura 2.4 - efeito B). **Bisal (1950)**, desenvolveu um tipo de caixas de destacamento que lhe permitiu anular o efeito da descida da superfície do solo e desenvolver uma expressão para corrigir o salpico obtido com as caixas de destacamento normais, usando como material a areia calibrada. Segundo **Rose (1960)** a mesma expressão pode ser aplicada aos solos, dado considerar que a correcção depende apenas das trajectórias das partículas projectadas. Contudo, a bordadura das caixas de destacamento não parece interferir com essas trajectórias desde que a superfície do solo não desça mais de 5 mm relativamente ao bordo das caixas (**Mazurak e Mosher, 1968**). Os próprios dados de **Bisal (1950)**, mostram que até um desnível de cerca de 5 mm não ocorre grande diferença entre os valores de destacamento obtidos com os dois tipos de caixas de destacamento. É admissível que a interferência da bordadura se comece a manifestar para desníveis inferiores a 5 mm quando o diâmetro

das gotas ou a sua velocidade forem mais baixos que as gotas usadas por **Bisal (1950)** e por **Mazurak e Mosher (1968)**⁶. No caso da aplicação de uma lâmina de água sobre a superfície do solo não são conhecidos resultados sobre este efeito de interferência.

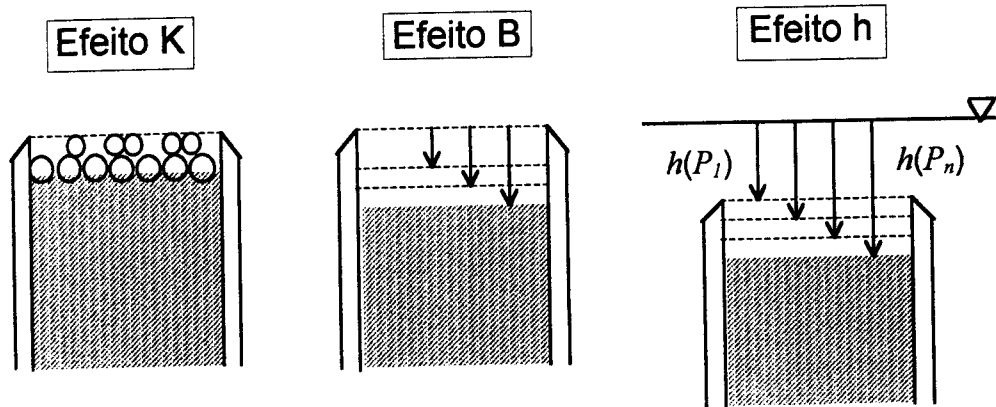


Figura 2.4 - Erros associados às caixas de destacamento.

- Nos testes com água à superfície da amostra, a descida progressiva da superfície contribui simultaneamente para o aumento da altura de água (ver Figura 2.4 - efeito h), o que constitui mais um factor de alteração das condições de destacamento inicialmente existentes. Este não será tanto um erro da técnica mas mais um factor de variação a considerar na análise dos resultados, em especial se abrangerem períodos de tempo suficientemente longos para originar elevadas perdas acumuladas de sedimentos.

Se os sedimentos recolhidos a partir de amostras em caixas de destacamento, forem interpretados como taxas de destacamento do solo, incorrem ainda em outro erro, embora não específico deste método. Mais correctamente os valores obtidos devem ser interpretados como perda de solo (ver secção 2.3.1). Para estimar as taxas de destacamento é necessário considerar a devolução à superfície de parte do material destacado, tanto pelo salpico como pela deposição de partículas submersas, se existir uma camada de água superficial.

⁶ respectivamente, gotas de 4,88 mm com altura de queda de cerca de 6 m e gotas de 5,1 mm e altura de queda de 11,33 m - 95% veloc. terminal.

2.4.3. Correção dos erros

Para identificar e eventualmente corrigir os erros associados à técnica das caixas de destacamento, temos de analisar as principais causas da variação temporal da perda de solo durante uma chuvada. Sintetizando os factores já referidos em 2.3.4 e 2.4.2 e usando as designações simplificadas para maior facilidade de exposição, temos:

- Factores resultantes da alteração da superfície do solo - efeito S:
 - a) desagregação;
 - b) formação de crosta (McIntyre, 1958);
 - c) acumulação de uma camada de deposição constituída por partículas mais pesadas (Hairsine, 1988; Hairsine e Rose, 1991);
- Factores associados ao próprio método das caixas de destacamento:
 - d) eventual excesso de sedimentos à superfície ou maior susceptibilidade desta no início do processo de destacamento (Kinnell, 1974) - efeito K;
 - e) interferência da bordadura das caixas (Bisal, 1950) - efeito B;
 - f) com uma camada de água sobre o solo (h), ocorre também um aumento gradual de h , em resultado da descida da superfície - efeito h;

No Quadro 1 do Anexo A3.1 apresentam-se diferentes evoluções possíveis da perda de solo acumulada numa chuvada, e as suas causas prováveis. Nesta análise usa-se o termo “areias” para referir materiais sem agregação ou pouco desagregáveis, pelo que solos com uma elevada estabilidade da agregação podem, neste aspecto, apresentar um comportamento semelhante às “areias”.

Usando areia calibrada Kinnell (1974), adoptou como estimativa das taxas de destacamento pelo salpico o coeficiente da regressão entre os sedimentos e a precipitação acumulada. Considerou este valor mais realista do que a média da taxa de destacamento, porque era menos afectado pelo efeito K. Para essas regressões Kinnell (1974; 1982), Mazurak e Mosher (1968; 1970), usaram os valores médios obtidos para cada conjunto de repetições efectuadas. Este tipo de regressão não é recomendável porque elimina informação sobre a

variabilidade das repetições (Zar, 1996 p.338). Por outro lado, ao relacionar duas variáveis cumulativas (massa de sedimentos acumulados vs. chuva acumulada), verifica-se que a dispersão dos resultados tende a aumentar com a precipitação acumulada, o que não satisfaz a condição de homogeneidade das variâncias. É possível reduzir este problema fazendo a regressão de uma função potência após a transformação logarítmica de ambas as variáveis,

$$Q_{sP} = a_p \cdot P^{b_p} \quad (2.4)$$

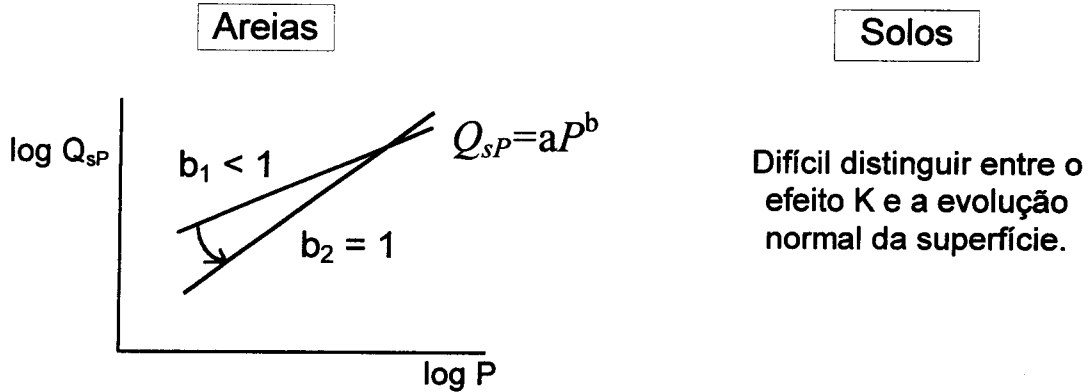
em que Q_{sP} é o valor acumulado dos sedimentos recolhidos ($M.L^{-2}$), P a precipitação acumulada (L), a_p e b_p parâmetros, (o primeiro em $M.L^{-3}$ e o segundo adimensional). Se a taxa de destacamento for aproximadamente constante com P , o declive da recta após a transformação logarítmica (b_p), não deverá ser significativamente diferente da unidade, o que se pode avaliar através de um teste de t à hipótese de $b_p = 1$.

No caso de areias, os efeitos K e B podem ser detectados se o parâmetro b_p da regressão (2.4) apresentar valores inferiores à unidade devido aos valores dos primeiros ou dos últimos intervalos de recolha, respectivamente (ver Figura 2.5). Em amostras de solo o efeito K é mais difícil de detectar e o efeito B, na ausência de uma lâmina de água à superfície, pode ser avaliado se o parâmetro b_p aumentar significativamente ao eliminar os valores dos últimos intervalos de tempo (ver Figura 2.5). Em testes com uma camada de água à superfície, tanto para areias como solos, o modo mais seguro de avaliar a influência do efeito B consiste em efectuar ensaios comparativos com igual altura de água mas diferentes desníveis da bordadura (ver Figura 2.5).

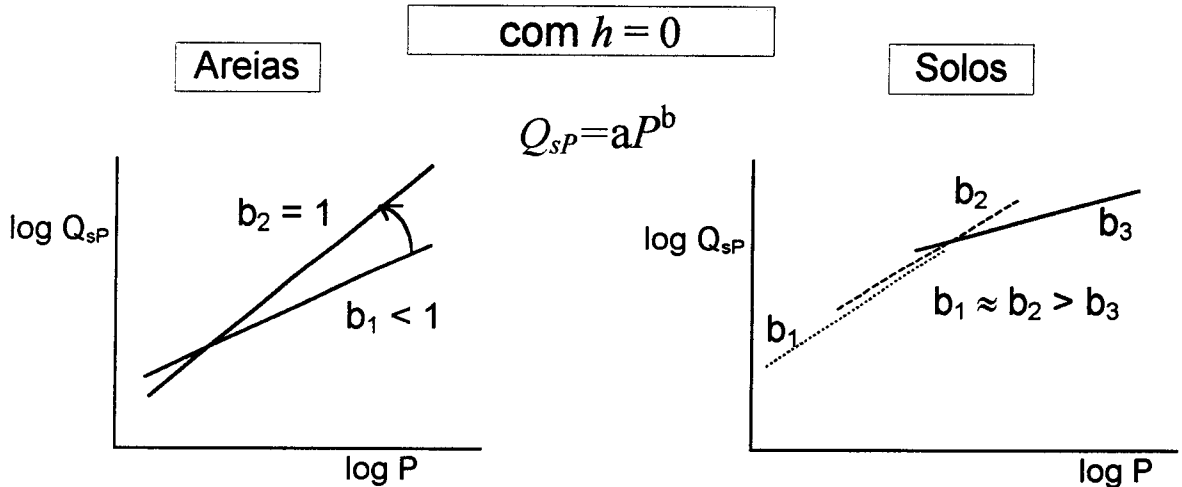
No Quadro 2 do Anexo A3.1 dão-se indicações mais detalhadas desta proposta de análise dos resultados das caixas de destacamento, tanto para o salpico ($h=0$) como o transporte submerso ($h>0$). Sempre que os resultados indicem a existência de erros significativos, devidos aos efeitos K e B, é aconselhável não considerar os intervalos de tempo correspondentes, ou seja, os intervalos iniciais para o efeito K e os finais para o efeito B. É necessário ter presente que a extensão temporal a que se referem os termos “iniciais” e “finais”, depende

da intensidade dos factores de destacamento, da duração total das chuvadas e dos intervalos de tempo usados para a recolha de sedimentos.

Efeito K ($h=0$ e $h>0$)



Efeito B



com $h > 0$
Areias e solos

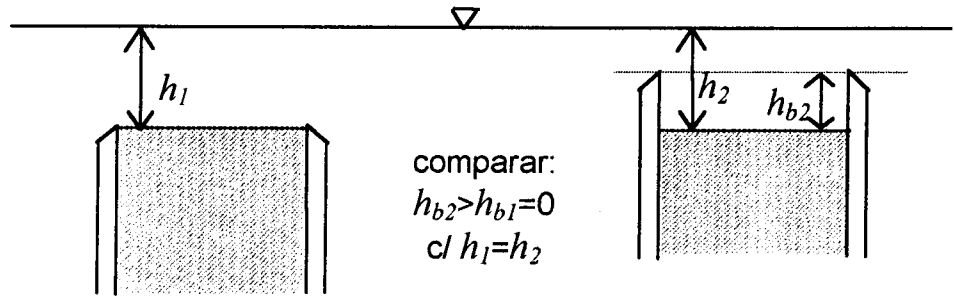


Figura 2.5 - Avaliação e correcção dos erros devido aos efeitos K e B.

2.4.4. *Vantagens e inconvenientes das caixas de destacamento*

Atendendo aos objectivos deste estudo, diversas razões pesaram a favor da utilização das caixas de destacamento no trabalho experimental:

- o fenómeno elementar de destacamento e transporte pela chuva (com ou sem a presença do escoamento) resulta de impactes individuais de gotas. As caixas de destacamento superam a área mínima de solo necessária ao estudo desse fenómeno e apresentam ainda uma dimensão suficientemente reduzida para tornar esses testes mais expeditos do que, por exemplo, com tabuleiros.
- a maior facilidade logística e operacional para efectuar ensaios de simulação de chuva com controlo da altura de água sobre o solo, permitindo o recurso à posição de referência horizontal para anular a acção do escoamento, sem com isso reduzir drasticamente o fluxo de sedimentos mensurável.
- aplicando uma camada de água sobre as amostras, consegue-se reduzir o salpico a níveis negligenciáveis, o que permite simplificar a recolha de sedimentos; devido à sua grande dispersão, o salpico é mais difícil de recolher do que o transporte submerso.
- a utilização das caixas de destacamento para estimar a destacabilidade, ou a susceptibilidade dos solos ao destacamento pela chuva, permite obter esse parâmetro, indispensável para a maioria dos modelos de erosão, de forma bastante mais expedita, o que viabiliza a sua determinação para um maior número de solos e de condições da superfície.

Em contrapartida, podemos apontar como principais reservas a este método:

- a reduzida dimensão das amostras, que podem não permitir uma representação adequada das condições médias que se verificam à superfície do solo, como sucede, por exemplo, no caso de solos muito pedregosos. Em condições de grande heterogeneidade da superfície e em analogia com os conceitos de volume e área elementar representativa,

aplicados à porosidade e ao movimento de água no solo (**Kutílek e Nielson, 1994**), torna-se evidente a necessidade de recorrer a amostras que, no mínimo, correspondam à superfície elementar representativa. No entanto, nas áreas intersulcos, o desenvolvimento de uma crosta torna a superfície mais homogénea e portanto, mais representável em amostras pequenas.

- a possibilidade de ocorrência de alguns erros associados a esta técnica, mas que, como vimos em 2.4.2, podem ser detectados e minimizados.
- a ausência de um modelo de transporte de sedimentos pelo impacto de gotas numa camada de água, aplicável a amostras de solo em caixas de destacamento cilíndricas, que permita obter estimativas da taxa de destacamento independentes das condições de transporte.

Como balanço final, podem-se apontar algumas aplicações das caixas de destacamento para estudos do destacamento pela chuva:

- para a obtenção de valores de destacabilidade dos solos (susceptibilidade ao destacamento pela chuva).
- para o estudo da dinâmica da superfície do solo e da sua destacabilidade ao longo do ano hidrológico, em sequências de chuvadas simuladas, ou mesmo no decurso de uma única chuvada.
- para estimar a interacção do destacamento pela chuva com o escoamento, o que implica analisar separadamente o destacamento pela chuva nas condições de referência, com declive nulo, e o destacamento pelo escoamento sem a aplicação de chuva. O valor da interacção corresponderá à diferença entre o destacamento verificado com o escoamento e a chuva, em simultâneo, e a soma dos destacamentos obtidos com a acção isolada da chuva e do escoamento. Esta interacção tanto pode ser positiva como negativa (**Proffitt et al., 1991**).
- para efectuar diversos tipos de testes comparativos em que se pretende avaliar a resposta da superfície do solo sob a acção do impacte de gotas, com ou sem escoamento superficial.

2.5. Conclusões

Como síntese deste capítulo, salienta-se:

- A importância da erosão intersulcos no contexto da erosão hídrica do solo pode ser muito variável. Normalmente diminui quando aumentam os níveis de erosão, mas também podem ocorrer situações de perdas significativas de solo em que a erosão intersulcos é o principal tipo de erosão actuante.
- O Transporte no Escoamento Induzido pela Chuva (TEIC) ocorre quando se dá o impacte de gotas sobre uma camada delgada de escoamento superficial. O escoamento pode ter uma velocidade nula ou uma velocidade suficiente para provocar, também, o destacamento de partículas. Atendendo à limitada capacidade de transporte unidireccional do salpico, o TEIC é o processo erosivo que apresenta maior relevância no contexto da erosão intersulcos.
- O impacte de gotas sobre uma película de escoamento superficial envolve uma sequência de acontecimentos mais complexa do que o impacte directo sobre a superfície do solo. A coroa aumenta o ângulo de projecção de gotículas quase até à vertical, reduzindo a incorporação de partículas e a distância a que são projectadas. Mas por outro lado, as fases seguintes, da recessão da cratera à formação do jacto de Rayleigh e ao seu posterior colapso, passam a ser as principais responsáveis pelo destacamento, com a diferença significativa de que as partículas destacadas permanecem submersas na lâmina de água.
- As relações da taxa de destacamento com factores como a intensidade e a energia cinética da chuva, ou a altura de água do escoamento, são em geral obtidas a partir de medições da perda de solo para as condições experimentais adoptadas. Com algumas técnicas os valores da perda de solo podem ser mais aproximados aos valores do destacamento, como por exemplo com a medição do salpico pela técnica de impactes gota-a-gota. Noutros casos, como sucede sempre que existe uma camada de água superficial, a diferença entre a perda de solo e o destacamento é potencialmente muito mais significativa.

- Sendo as medições da perda de solo muito dependentes das condições de transporte, é necessário dispor de um modelo que descreva adequadamente o transporte a que são sujeitas as partículas destacadas, de modo a obter estimativas das taxas de destacamento, e da destacabilidade dos solos, mais independentes das condições de transporte específicas em que são feitas as medições.
- Depois de uma análise sumária da grande variedade de abordagens experimentais para o estudo do destacamento e transporte pela chuva, optou-se pela utilização de caixas de destacamento cilíndricas. Este é um método clássico que permite a realização de testes relativamente expeditos e que pode ser de grande utilidade para estimar parâmetros que traduzam a susceptibilidade dos solos ao destacamento. Para simular a presença de uma lâmina de escoamento à superfície propõe-se uma técnica simples de imersão das caixas de destacamento.
- Enquanto para o transporte pelo salpico são conhecidos alguns modelos que permitem estimar as taxas de destacamento a partir da perda de solo obtida com recurso a caixas de destacamento, não existem modelos de transporte aplicáveis ao mesmo tipo de contentores, quando se simula a presença de escoamento superficial aplicando uma camada de água à superfície. Parte deste trabalho visa preencher essa lacuna, contribuindo para o desenvolvimento de um modelo de transporte de sedimentos pelo impacte de gotas numa camada de água sobre o solo, aplicável a caixas de destacamento.

3. Materiais e Métodos

3.1. Introdução

Descrevem-se os materiais, os dispositivos e os procedimentos adoptados nos ensaios experimentais. Mais concretamente, faz-se a apresentação: da areia, dos solos e do método de acondicionamento das amostras; do sistema de simulação de chuva; dos ensaios de simulação de chuva, com ênfase para o controlo da altura de água sobre o solo e para a recolha dos sedimentos; da determinação da granulometria e da velocidade de sedimentação das partículas de solo. Faz-se ainda a avaliação dos erros de medição da altura de água, da uniformidade das chuvadas e das amostras de solo.

3.2. Os solos e a preparação das amostras

3.2.1. Características da areia e dos solos

Usaram-se 3 solos diferentes e uma areia (**AR**) com a seguinte granulometria:

Quadro 3.1 - Classes granulométricas da areia

Classes (mm)	0,02-0,1	0,1-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0
(%)*	0,5	0,3	50,6	48,1	0,2

* Os valores indicados são as médias de 3 repetições

Trata-se de uma areia constituída fundamentalmente pelas classes de partículas 0,25-0,5 e 0,5-1,0 mm, em proporções aproximadamente iguais.

O material terroso foi recolhido nos 10 cm superficiais de solos pertencentes às seguintes famílias da Classificação Portuguesa de Solos (Cardoso, 1965):

A - Aluviossolo Moderno Não Calcário de textura mediana. Trata-se de um solo franco, na transição para franco-limoso, de Alvalade do Sado.

Pg - Solo Litólico Não Húmico Pouco Insaturado, Normal, derivado de granitos. É um solo franco-arenoso da Herdade da Mitra, Évora.

Vx - Solo Mediterrâneo Vermelho de Materiais Não Calcários, Normal, derivado de xistos. É um solo franco de Vale Formoso, Mértola.

Quadro 3.2 - Caracterização das camadas superficiais dos solos

Características	Unidades	Solos		
		A	Pg	Vx
Textura⁽¹⁾				
Areia grossa	(%)	6.6	45.4	33.3
Areia fina	(%)	47.0	35.6	24.0
Limo	(%)	28.3	9.8	22.0
Argila	(%)	18.1	9.2	20.7
Estabil. agregação⁽¹⁾				
Coef. de agregação	(%)	11,3	6,5	6,6
Rel. dispersão Middleton		0,89	0,93	0,93
Minerais de argila⁽²⁾				
Caulinite	(%)	35 - 45	50 - 60	40 - 50
Micas	(%)	35 - 45	35 - 45	40 - 50
Vermiculites	(%)	-	< 5	< 5
Interestratificados clorite-vermiculite	(%)	10 - 20	-	-
Análises químicas⁽³⁾				
Ca ⁺⁺	(cmol _c .kg ⁻¹)	6.08	3.08	1.82
Mg ⁺⁺	(cmol _c .kg ⁻¹)	2.10	0.48	1.08
K ⁺	(cmol _c .kg ⁻¹)	0.45	0.41	0.21
Na ⁺	(cmol _c .kg ⁻¹)	0.59	0.17	0.25
S	(cmol _c .kg ⁻¹)	9.22	4.14	3.36
C.T.C.	(cmol _c .kg ⁻¹)	10.00	4.90	5.20
Grau sat. bases (V)	(%)	92.2	79.6	68.6
Na / C.T.C.	(%)	5.9	3.5	4.8
pH (H ₂ O)		6.9	5.9	5.8
pH (KCl)		-	4.4	4.7
M.O.	(%)	-	2.7	3.6
N Org.	(ppm)	1400	1582	2716
Fe livre	(cmol _c .kg ⁻¹)	-	9.9	82.2

¹ Análises efectuadas no Departamento de Geociências da U.E.; os valores indicados são médias de 3 repetições;

² Análises efectuadas no Departamento de Ciências do Ambiente do I.S.A.

³ Análises efectuadas no Laboratório Químico-Agrícola da U.E.; os valores indicados são médias de 3 repetições;

No Quadro 3.2 apresentam-se os resultados das análises às principais características destes solos. Para simplificar a exposição, por vezes usa-se o termo "solos" para designar o conjunto dos três solos e da areia.

3.2.2. *Preparação das amostras*

No caso dos solos, utilizou-se apenas a fracção granulométrica < 4 mm, obtida por crivagem com o solo seco ao ar. Diminui-se, assim, a heterogeneidade que resultaria da presença, ou ausência, de elementos grosseiros de grande dimensão relativamente ao tamanho das amostras de solo.

Usaram-se caixas de destacamento de vidro acrílico, com 9,2 cm de diâmetro interno e 7 cm de altura útil, dimensões próximas das usadas por diversos autores (**Ellison, 1947; Mazurak e Mosher, 1968 e 1970; Proffitt et al., 1989; Rose, 1960 e 1961; Schultz et al., 1985 e Woodburn, 1948**). Fez-se um orifício no fundo ao qual foi ligado um tubo flexível para permitir a saturação das amostras e a drenagem da água infiltrada (ver Figura 3.1).

Na preparação das amostras foi adoptado sempre o mesmo procedimento, por forma a minimizar as diferenças entre repetições devidas ao processo de acondicionamento. A preparação pode dividir-se em duas partes: o enchimento das caixas de destacamento e a saturação do solo.

O enchimento das caixas inicia-se com a colocação sobre o fundo de uma camada de areão com 2 cm de espessura, fundamentalmente para evitar a queda de solo para o interior do tubo de drenagem. Os restantes 5 cm foram preenchidos com o material terroso (ou a areia) adicionado em 3 camadas. Antes cada camada fazem-se alguns sulcos no topo da camada anterior de modo a evitar uma certa estratificação que possa criar dificuldades na saturação ou na drenagem. Ainda para facilitar a saturação das amostras,

antes de adicionar o solo, deve-se tapar o tubo de drenagem e adicionar água até aflorar à superfície do areão. Deste modo o ar do interior do tubo de drenagem e da porosidade do areão é expulso mais rapidamente.



Figura 3.1 - Caixa de destacamento com solo sobre uma camada de areão.

As caixas foram cheias sempre por excesso, sendo em seguida submetidas a uma compactação de $0,07 \text{ kg.cm}^{-2}$ (cerca de $4,5 \text{ kg}$ em $66,5 \text{ cm}^2$) e a uma vibração fixa num agitador, durante 1 minuto. A superfície foi cuidadosamente nivelada em relação ao bordo da caixa de destacamento usando um tubo de plástico para a remover o excesso de material.

Após o enchimento, a saturação do solo efectuou-se através de um sistema de distribuição com tubos alimentados a partir de um reservatório de carga constante (garrafa de Mariotte). A ligação do tubo das caixas de destacamento à válvula de alimentação tem de ser feita com cuidado para evitar a entrada de ar no circuito, o que pode dificultar o processo de saturação. As amostras

saturaram, no mínimo, de um dia para o outro, correspondendo a um período superior a 12 h. Utilizou-se água desionizada igual à da simulação de chuva.

Fez-se a determinação da densidade aparente e do grau de saturação das amostras de modo a avaliar o grau de homogeneidade. Os valores obtidos constam do Quadro 3.3, onde se verifica que a homogeneidade da densidade aparente é maior que a conseguida para o grau de saturação, apresentando coeficientes de variação, tanto nos solos como na areia, inferiores a 5%.

Quadro 3.3 - Valores da densidade aparente e grau de saturação das amostras preparadas nas caixas de destacamento.

	Densidade aparente				Grau de saturação (%)			
	AR	A	Pg	Vx	AR	A	Pg	Vx
Média	1.61	1.10	1.50	1.31	76.3	79.0	70.9	80.3
Desv. padrão	0.08	0.04	0.07	0.06	14.2	5.1	10.1	10.2
Coef. Var.(%)	4.84	3.76	4.79	4.58	18.5	6.5	14.3	12.6
Máx.	1.82	1.28	1.68	1.43	98.0	87.6	86.9	98.4
Min.	1.31	1.04	1.38	1.20	31.1	60.6	47.2	51.1

A maior dispersão dos valores do grau de saturação não é muito grave, pelo menos no caso das amostras sujeitas a ensaios com uma lâmina de água à superfície, dado que essas diferenças foram atenuadas com a aplicação de água para cobrir a superfície do solo. A areia apresenta a maior variabilidade quanto ao grau de saturação, o que se pode atribuir ao sistema de saturação que foi usado nessa fase, mais difícil de controlar e de menor eficácia.

3.3. O simulador de chuva e as chuvadas

3.3.1. Descrição do sistema de simulação

Para este trabalho foi desenvolvido um sistema de simulação de chuva que se pode dividir em dois grupos de componentes: um grupo suspenso e outro ao nível do chão.

O primeiro grupo inclui o simulador propriamente dito, um reservatório de abastecimento de água e uma ventoinha para aumentar a aleatoriedade na distribuição espacial das gotas. Todo este conjunto é suspenso por um cabo de aço ligado a um guincho eléctrico. Deste modo é possível regular o simulador a partir do chão e subi-lo para a altura pretendida.

O grupo de materiais acessíveis a partir do chão inclui o guincho já referido, um reservatório de água e uma bomba hidráulica para efectuar o abastecimento do reservatório suspenso, mais pequeno. Foi ainda usada uma estrutura com uma abertura central, por baixo da qual são colocadas as amostras de solo, e que serve de colector da chuva que cai fora da abertura central. A água recolhida é canalizada novamente para o circuito do simulador e a abertura pode-se regular de acordo com a dimensão da(s) amostra(s).

3.3.2. *O simulador de chuva*

Para este trabalho recorreu-se a um simulador de chuva em que as gotas se formam na extremidade de tubos de agulhas. Tal como na generalidade deste tipo de simuladores, as agulhas são todas iguais formando chuvadas com gotas de diâmetro uniforme. Este simulador foi preparado especificamente para ensaios com amostras de solo de pequena dimensão. Sendo necessário controlar um número razoavelmente pequeno de agulhas é possível conseguir uma maior homogeneidade das chuvadas, tanto em termos espaciais como temporais, (ver 3.3.4).

O modelo desenvolvido assemelha-se, nos seus aspectos fundamentais, ao modelo de **Munn (1976)**, com algumas alterações referidas adiante. A peça mais importante consiste numa câmara de vidro acrílico com 62 cm de comprimento, 42 cm de largura e 4,5 cm de altura, na face inferior da qual estão inseridos os tubos de agulhas com um espaçamento de 2,5 x 2,5 cm e

que formam gotas de 3,2 mm de diâmetro médio, (**Munn, 1976; Melhorado, 1995**). Nessa face inferior existem também orifícios para o abastecimento e para a drenagem de água na câmara; na face superior existem orifícios para a saída do ar durante o enchimento. A água é fornecida a partir do reservatório suspenso situado imediatamente por cima do simulador. O fluxo de água que entra na câmara condiciona a intensidade da chuvada, pela frequência da formação de gotas. O controlo desse fluxo é feito por um descarregador cuja altura é regulável e medida numa régua. O nível do descarregador determina o fluxo de entrada de água e a carga no interior da câmara. A água que sai pelo descarregador é devolvida ao reservatório situado no chão.

As principais alterações relativamente ao modelo de Munn são:

- a) a dimensão; de uma área de formação de gotas de cerca de $70 \times 70 \text{ cm}^2$, passou-se para $55 \times 35 \text{ cm}^2$ no modelo construído e para as amostras usadas bastou manter activa uma zona central de $20 \times 20 \text{ cm}^2$.
- b) o controlo da entrada de água na câmara, e portanto, a regulação da intensidade da chuvada, faz-se através de um descarregador de altura regulável que se revelou mais rigoroso que a válvula da versão original. Neste modelo foi possível realizar ensaios com chuvadas de 20 mm/h enquanto que no modelo de Munn as chuvadas com intensidades inferiores a 76 mm/h se tornam muito instáveis (**Munn, 1976**).
- c) após o enchimento da câmara, o simulador pode funcionar com todos os orifícios de saída de ar fechados. Desta forma, no fim de cada sessão de ensaios não é necessário esvaziar a câmara e todo o circuito do simulador, evitando-se assim os tempos perdidos nos sucessivos enchimentos e esvaziamentos. Este facto pode contribuir também para uma maior uniformidade espacial das chuvadas, por reduzir o risco de entupimento das agulhas com poeiras, uma vez que estas permanecem sempre cheias de água, mesmo com o simulador parado.

3.3.3. Características da água utilizada nas chuvadas

Utilizou-se água desionizada, não só como forma de simular as características químicas da água da chuva, mas também para evitar a variabilidade da concentração de sais da água da torneira.

O sistema de simulação de chuva permite que a precipitação que cai fora da área das amostras seja recolhida e reaproveitada. Esta “reciclagem” não está livre da introdução de impurezas no circuito, que vão diminuir a qualidade da água e aumentar gradualmente a sua condutividade eléctrica. No entanto, com adições periódicas de água desionizada é fácil manter a condutividade eléctrica em níveis aceitáveis e relativamente estáveis, (ver Quadro 3.4). Mais preocupante é a acumulação de pequenas partículas, poeiras por exemplo, que aumentam o risco de obstrução das agulhas do simulador e portanto de alteração do padrão de distribuição das gotas. Para reduzir este efeito foram instalados dois filtros, um dos quais imediatamente antes da câmara do simulador. Para evitar o eventual desenvolvimento de algas, aplicou-se um algicida após cada renovação de água desionizada.

Quadro 3.4 - Condutividade eléctrica e temperatura da água usada na simulação de chuva.

	Condut. electr. ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)				
		Geral	AR	A	Pg	Vx
Média	30,6	18,9	19,1	17,4	17,2	22,2
Desv. padrão	9,3	2,5	1,6	0,7	0,5	2,2
Coef. var. (%)	30,2	13,0	9,3	4,0	3,0	10,1
Máx.	58,0	25,0	22,0	18,7	17,9	25,0
Min.	18,0	15,5	15,5	15,9	15,5	18,0

Em todo o período de realização de ensaios verificou-se uma amplitude máxima na temperatura da água de $9,5^{\circ}\text{C}$ (ver Quadro 3.4). Para cada um dos solos a amplitude verificada foi menor: $2,4$ $2,8$ $6,5$ e $7,0^{\circ}\text{C}$, respectivamente para o Pg, A, AR e Vx. Numa análise geral da areia e do solo Vx não foi detectado nenhum efeito evidente da variação da temperatura sobre os

resultados, provavelmente porque a gama de temperaturas verificada se pode considerar razoavelmente limitada para os fenómenos em estudo.

3.3.4. Características das chuvadas

O simulador usado permite aplicar chuvadas de gotas uniformes, com 3,2 mm diâmetro, sendo a intensidade regulável pela frequência de formação das gotas. Para este trabalho usaram-se três intensidades objectivo: 20, 40 e 80 mm/h. As intensidades efectivas não se afastaram muito destes valores, conforme se analisa mais adiante nesta secção. Nas instalações onde foi montado o simulador, a altura de queda das gotas podia variar desde cerca de 1 m até um máximo de 3,68 m. Testaram-se alturas de 1,13; 1,5; 2,5 e 3,68 m.

No Quadro 3.5 indica-se a velocidade das gotas no momento em que atingem o solo, para as diferentes alturas de queda referidas acima e calculadas com base em **Epema e Riezebos (1983)**. Apresenta-se também a energia cinética de cada gota, em valores absolutos e relativos (em percentagem da energia cinética correspondente à velocidade terminal – apresentada como % $E_{C\text{TERM}}$). Neste tipo de chuvadas para obter a energia cinética total da chuvada basta multiplicar a energia de cada gota pelo número de gotas, (ver Quadro 3.5).

Quadro 3.5 - Velocidade e energia cinética das gotas (3,2 mm) e das chuvadas, para as alturas de queda e intensidades nominais.

Alt. de queda (m)	Veloc. (*) (m.s ⁻¹)	%V _{TERM} (%)	Ec/gota (J)	%E _C TERM (%)	(J.m ⁻² .mm ⁻¹)	E _C CHUVADAS		
						(J.m ⁻² .s ⁻¹)	20 mm/h	40 mm/h
∞	8,34	100,0	6,25x10 ⁻⁰⁴	100,0	34,8	0,19	0,39	0,77
3,68	6,70	80,4	4,04x10 ⁻⁰⁴	64,6	22,5	0,12	0,25	0,50
2,50	5,93	71,1	3,16x10 ⁻⁰⁴	50,6	17,6	0,10	0,20	0,39
1,50	4,90	58,8	2,16x10 ⁻⁰⁴	34,5	12,0	0,07	0,13	0,27
1,13	4,36	52,3	1,71x10 ⁻⁰⁴	27,3	9,5	0,05	0,11	0,21

(*) Velocidades das gotas, calculadas com base em **Epema e Riezebos (1983)**.

Para a simulação de chuva interessa garantir, não só que a intensidade média não se afaste muito da intensidade objectivo, mas também, que não ocorram variações muito significativas da intensidade ao longo de cada ensaio. No gráfico da Figura 3.2 apresentam-se as diferenças entre a intensidade no início e no fim dos ensaios de 30 minutos de duração.

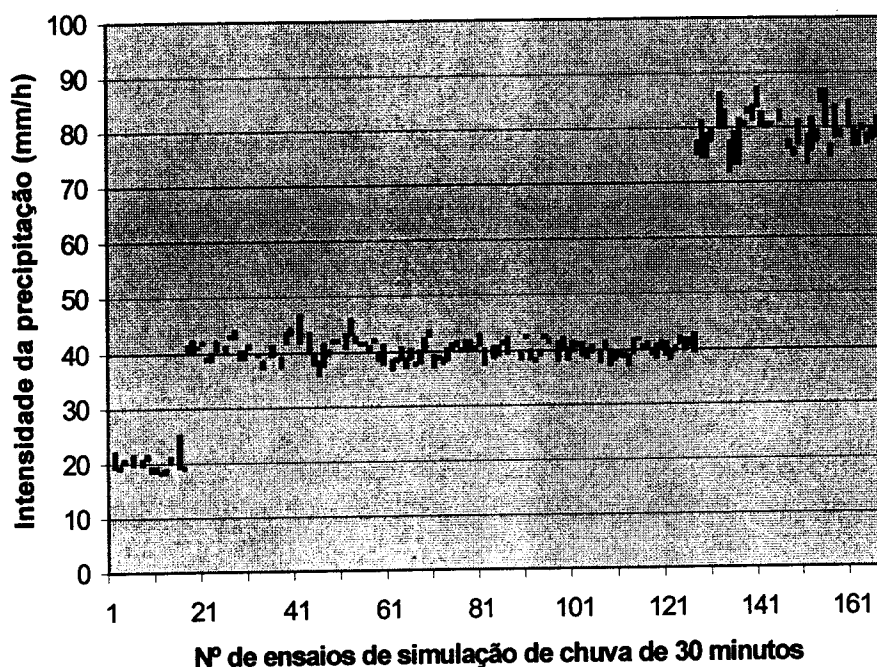


Figura 3.2 - Diferença entre a intensidade da chuvada no início e no fim de cada ensaio de 30 minutos.

Dos ensaios realizados, 95% registaram uma diferença entre a intensidade inicial e a final, expressa em percentagem da intensidade nominal, inferior aos valores do Quadro 3.6. Com excepção da areia para a intensidade de 20 mm/h, 95% dos ensaios tiveram uma variação inferior a 10%.

Quadro 3.6 - Percentil 95 para a diferença de intensidade da chuva no início e no fim de cada ensaio, em percentagem da intensidade nominal.

Intens. nominais (mm/h)	AR	A	Pg	Vx
		(valores em % das intens. objectivo)		
20	19.56			
40	9.07	6.55	7.32	6.61
80	8.66	6.35	7.73	2.07

No Quadro 3.7 indicam-se alguns dados estatísticos das chuvadas aplicadas a cada solo e discriminadas pelas três intensidades nominais, 20, 40 e 80 mm/h. A medição da intensidade das chuvadas efectuou-se sempre no início e no fim de cada ensaio, em períodos de 5 minutos, sendo adoptada para cada ensaio a média dessas duas medições. Foi admitida uma tolerância para a intensidade inicial de $\pm 5\%$ relativamente à intensidade pretendida.

Quadro 3.7 - Caracterização da intensidade das chuvadas de 30 minutos.

Intens. nominal		Total	AR	A	Pg	Vx
(Valores em mm/h com excepção dos indicados como %)						
20	Média	19.97	19.97			
	Méd. desv. relativa/ int. obj.(%)	-0.13	-0.13			
	Desv. padrão	1.06	1.06			
	Coef. var.(%)	5.30	5.3			
	Máx.	22.13	22.13			
	Min.	18.32	18.32			
40	Média	40.37	40.72	40.11	40.09	40.61
	Méd. desv. relativa/ int. obj.(%)	1.00	2.02	0.27	0.22	1.53
	Desv. padrão	1.54	1.79	1.02	1.31	1.89
	Coef. var.(%)	3.81	4.39	2.55	3.26	4.66
	Máx.	44.60	44.30	41.86	42.53	44.60
	Min.	37.06	37.06	37.97	37.64	37.55
80	Média	79.69	80.09	79.31	78.87	82.29
	Méd. desv. relativa/ int. obj.(%)	-0.21	0.12	-0.86	-0.56	2.87
	Desv. padrão	2.83	2.89	1.45	3.80	1.01
	Coef. var.(%)	3.55	3.61	1.83	4.82	1.23
	Máx.	86.55	85.55	82.32	86.55	83.40
	Min.	74.69	74.69	77.76	75.44	81.41

A média dos desvios relativamente às intensidades nominais teve o valor máximo de 2,87%, para a intensidade de 80 mm/h com o solo Vx. Todos os ensaios tiveram intensidades que se situam no intervalo correspondente à intensidade nominal $\pm 10\%$ ¹, ficando até, a maioria deles no intervalo $\pm 5\%$.

¹ com excepção da intensidade de 20 mm/h em que o intervalo é ultrapassado por 0,13 mm/h

3.4. Realização dos ensaios e recolha dos sedimentos

3.4.1. Modalidades dos ensaios

Para além dos solos, foram consideradas três outras variáveis:

- a intensidade da chuvada, com 3 níveis, 20 , 40 e 80 mm/h;
- a altura de queda das gotas, correspondendo também a 3 níveis de energia cinética, aproximadamente 35%, (ou 27%), 50% e 65% da energia cinética obtida com a velocidade terminal (ver Quadro 3.5).
- a altura da camada de água sobre o solo, procurando-se atingir as alturas de 0, 1, 2, 3, 5 e 10 mm.

Realizaram-se no mínimo 3 repetições para cada uma das modalidades.

Com excepção de alguns ensaios suplementares referidos adiante, todos os restantes ensaios de simulação de chuva tiveram uma duração total de 30 minutos, com a recolha de sedimentos efectuada em períodos de 5 minutos.

3.4.2. Controlo da altura de água sobre o solo

Schultz et al. (1985) e **Proffitt et al. (1989)** controlaram a altura de água com a parede das próprias caixas de destacamento, nivelando a superfície do solo abaixo bordo das caixas. Este método tem o claro inconveniente de interferir com o transporte dos sedimentos, sendo de esperar menores perdas de solo quando comparadas com a situação em que a superfície do solo está nivelada com a bordadura das caixas de destacamento (ver Anexo A2.2).

Para eliminar esta interferência utilizou-se neste trabalho um protótipo de uma tina com uma abertura central ajustável às caixas de destacamento, e que exerce a dupla função de regulador da altura de água e de colector dos sedimentos transportados sob a lâmina de água (ver Figura 3.3). Colocando as caixas de destacamento através da abertura central da tina, pode-se situar a superfície da amostra abaixo do nível da bordadura da tina de modo a obter o

desnível necessário para cobrir toda a superfície com água. Subindo ou descendo a caixa pode-se aumentar ou diminuir a altura da camada de água. Qualquer que seja a altura de água pretendida, a superfície do solo mantém-se sempre nivelada pela bordadura da caixa de destacamento.

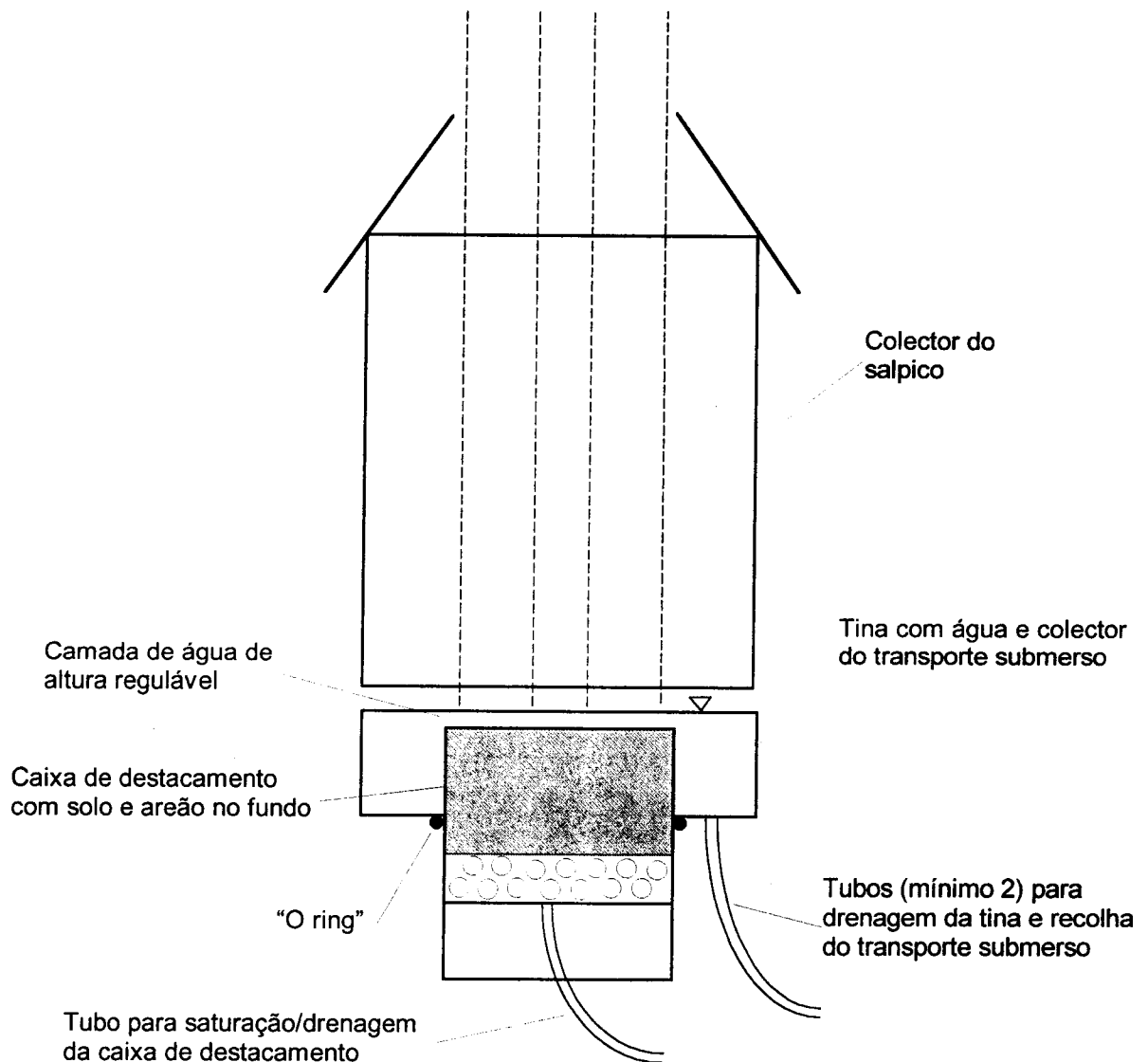


Figura 3.3 - Colector de salpico, tina com abertura central e caixa de destacamento. A tina permite controlar a altura de água sobre o solo e é o colector dos sedimentos submersos.

Para as medições da altura de água utilizou-se um deflectómetro instalado num suporte universal, especialmente adaptado para o efeito. O deflectómetro mede o deslocamento na vertical de uma pequena vareta de vidro acrílico desde o ponto em que esta toca a superfície da água até ao ponto em que toca o bordo da caixa de destacamento. Após alguns testes prévios em que se pretendeu aplicar esta mesma técnica directamente sobre a superfície do solo, verificou-se que, apesar do peso extremamente reduzido da vareta (<1g), ocorria sempre uma certa penetração no solo. Além disso, as irregularidades da superfície do solo dificultavam a obtenção de um valor de altura média e obrigavam a várias leituras, tornando todo o processo de medição muito moroso. Optou-se pois, por efectuar as medições da altura de água em relação ao bordo das caixas de destacamento. Ao longo da chuvada, devido à saída de sedimentos e à conseqüente descida da superfície do solo, estas leituras vão aumentando o seu erro por defeito. Contudo, para corrigir este erro, fez-se a medição da descida da superfície do solo no final dos ensaios.

Para a regulação da altura da água sobre o solo efectuaram-se ensaios prévios destinados a determinar o desnível adequado entre a caixa de destacamento e o bordo da tina para cada uma das alturas pretendidas. Esses testes foram realizados nas mesmas condições dos ensaios, envolvendo o impacte directo de gotas.

A regulação e a medição da altura de água efectuou-se sempre no início e no fim de cada intervalo de 5 minutos, correspondendo o valor adoptado para esse período à média das duas leituras. Antes de cada período de chuvada, é necessário regular o deflectómetro, fazendo com que a ponta inferior da vareta fique acima do bordo da caixa precisamente à distância correspondente à altura de água pretendida. Procede-se então ao enchimento da tina com água até esta tocar a vareta do deflectómetro. Após cada período de chuvada, (5 minutos) verifica-se novamente a altura de água ajustando a base da vareta do deflectómetro à superfície da água e medindo o deslocamento desde esse nível até ao bordo da caixa de destacamento.

Com base num total de 215 observações de diferentes níveis de altura de água, medidos com 2 ou 3 repetições, obteve-se um desvio padrão inferior a 0.09 mm em 95% dos casos. O processo de enchimento e de estabilização da altura de água no início de cada período de 5 minutos, descrito no parágrafo anterior, revelou uma certa tendência para originar um ligeiro erro por excesso de cerca de 0,1 mm relativamente à altura pretendida. Verificou-se ainda, repetindo o referido processo de enchimento, que o intervalo correspondente à estimativa da média da altura de água $\pm 0,125$ mm, deverá englobar o verdadeiro valor da média em 95% dos casos.

3.4.3. *Recolha dos sedimentos*

A tina em anel onde é inserida a caixa de destacamento tem também a função de recolher os sedimentos do transporte submerso. Podemos por isso designar esta tina como um colector do transporte submerso, que constitui uma adaptação à geometria circular do tipo de colectores usados por **Kinnell, (1988, 1990 e 1991), Moss e Green (1983) e Moss (1988)**.

A fracção do destacamento projectado pelo ar para o exterior da amostra é recolhida num colector do salpico semelhante ao usado por **Proffitt et al., (1989)**. É constituído por um tubo cilíndrico de vidro acrílico com 15 cm de diâmetro e 17 cm de altura, em que tanto a base como o topo apresentam um orifício central correspondente ao diâmetro da caixa de destacamento (ver Figura 3.3). O topo é inclinado para evitar a entrada de salpicos das gotas que caem fora da abertura central. O colector de salpico é colocado imediatamente por cima do colector de destacamento submerso com a sua base o mais próximo possível da superfície da água. Na prática isso correspondeu a cerca de 5-7 mm acima do nível da água. Abaixo deste valor a agitação da água devido aos impactes das gotas origina a união entre a camada de água e a base do colector de salpico, formando um menisco em todo ou parte do perímetro da amostra de solo. Pelo intervalo entre a superfície da água e o

colector do salpico não foram detectadas perdas de sedimentos. Nos ensaios em que não foi aplicada uma lâmina de água sobre a superfície do solo, o colector de destacamento submerso pode recolher também sedimentos provenientes do salpico.

Com uma lâmina de água sobre o solo verificou-se que grande parte da chuvada é projectada para o colector de salpico, no entanto, ocorre sempre algum escoamento da tina em anel (e que permite manter a altura de água constante). Este escoamento pode arrastar também algumas partículas mais finas. Em medições efectuadas para o solo A, com maior fracção de argila e limo, verificou-se que as perdas de sedimentos por esta via não representaram mais de 1% do total de sedimentos recolhidos o que não justificou a sua recolha sistemática. Admite-se, no entanto, que relativamente às classes mais finas, esta perda represente um valor mais significativo e que seja mesmo justificável a sua medição para solos de texturas muito finas.

Cada período de simulação de 5 minutos corresponde a um ciclo de operações (ver Anexo A1.1 para uma descrição mais detalhada). O ciclo começa com a regulação do nível da altura de água pretendida, já descrito anteriormente, e a colocação do colector do salpico sobre a amostra de solo. Seguem-se os 5 minutos de chuvada, ao fim dos quais se interrompe o impacte de gotas e se faz a verificação da altura de água. Só após esta medição se procede à recolha dos sedimentos por lavagem com um esguicho, tendo o cuidado de evitar a incidência directa do jacto sobre os agregados de maiores dimensões. O ciclo reinicia-se com a reposição do nível de água sobre a superfície do solo, continuando com a sequência já referida.

Em cada período de 5 minutos obtém-se pelo menos dois recipientes com suspensões de partículas de origens diferentes, uma com as partículas projectadas no salpico e a outra, com maior volume de água, com as partículas provenientes do transporte submerso. Em ambos os casos os sedimentos recolhidos foram secos na estufa a 70°C. Com a secagem posterior de algumas amostras a 105°C, verificou-se que o teor de humidade residual após

a secagem a 70°C, apresentou valores mais altos para o solo A, mas só muito raramente chegou a ultrapassar os 0,5%.

O procedimento adoptado neste trabalho levou a que se subdividisse o transporte submerso ainda em dois recipientes. Para facilitar a recolha das partículas mais grosseiras e reduzir a acção do esguicho sobre as partículas agregadas, adoptou-se a colocação de um pequeno colector ajustável à caixa de destacamento, o que permitiu recolher aí praticamente a totalidade das partículas mais grosseiras. Conseguiu-se assim, uma primeira separação não rigorosa de partículas, em grosseiras e finas. Optou-se pela secagem de cada um destes grupos de partículas nos próprios copos de recolha, depois de verificar que deste modo se tornava bastante mais fácil a remoção das partículas após a secagem, (principalmente das mais grosseiras). Para a análise granulométrica reagruparam-se os dois conjuntos de sedimentos.

3.4.4. Distribuição radial do transporte submerso

De modo registar a distância a que são transportados os sedimentos, efectuaram-se recolhas em colectores circulares, divididos em anéis concêntricos e em que o anel mais próximo se ajusta à caixa de destacamento. O transporte submerso ocorre essencialmente por mecanismos de suspensão/sedimentação que apresentam muito menor alcance que o salpico. Assim, grande parte das partículas foram recolhidas num disco de 13,4 cm de diâmetro total (ver Figura 3.4 e Figura 3.5). Este disco, com uma abertura central do mesmo diâmetro das caixas de destacamento, é colocado cerca de 2-3 mm abaixo da bordadura das caixas de modo a evitar a posterior agitação das partículas aí depositadas. O disco é subdividido em dois anéis concêntricos com raios correspondentes aos intervalos 50-55 e 55-67 mm. Os sedimentos transportados até uma distância >67 mm (zero no centro da amostra), atingem a parte mais periférica do colector do transporte submerso, que constitui o terceiro anel de recolha, entre os 6,7 e 7,4 cm.



Figura 3.4 - Disco com sedimentos transportados numa lâmina de água de 3 mm de altura. Exemplo do solo A e intensidade de 40 mm/h.

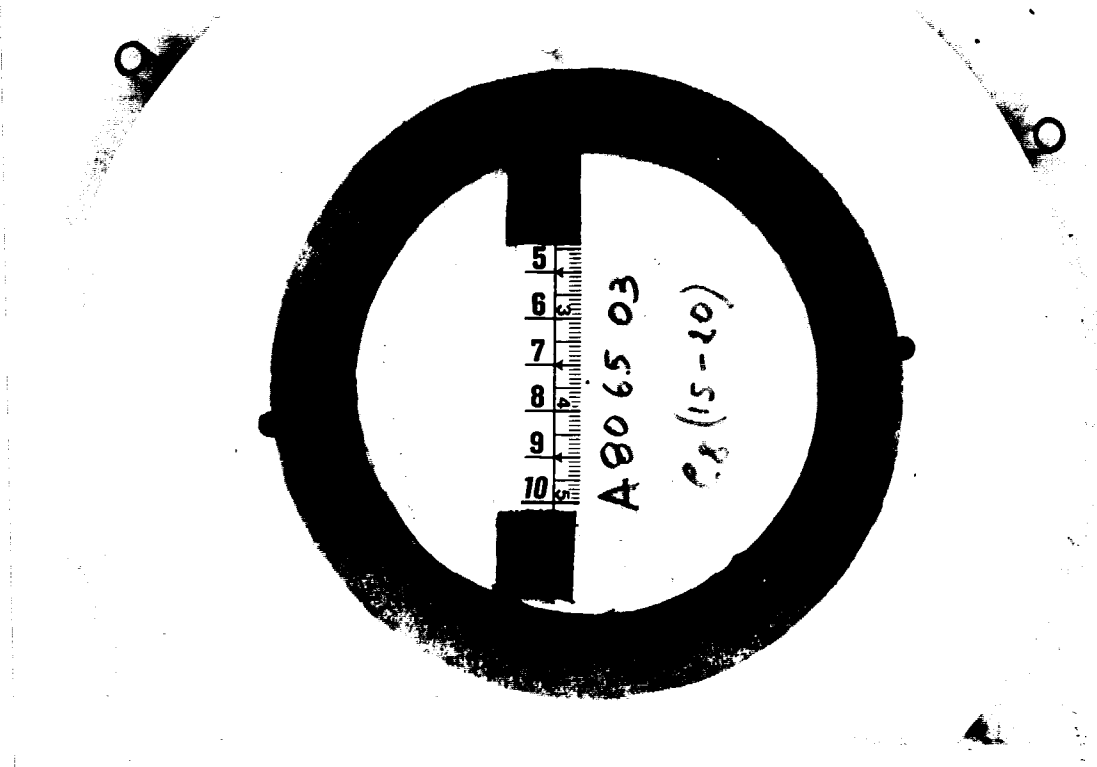


Figura 3.5 - Disco com sedimentos transportados numa lâmina de água de 3 mm de altura. Exemplo do solo A e intensidade de 80 mm/h.

No caso dos solos A e Pg, estas medições efectuaram-se nos períodos 5-10 e 15-20 minutos dos ensaios de 30 minutos. No caso do solo Vx realizaram-se ensaios específicos para este fim, apenas com 10 minutos de duração, divididos em dois períodos de 5 minutos.

3.4.5. *Ensaio de destacamento com infiltração*

Todos os ensaios com uma camada de água sobre o solo foram realizados em condições de saturação das amostras e sem permitir drenagem. A existência de drenagem tornaria mais difícil o controlo da altura de água, obrigando à aplicação de um fluxo suplementar de água para as situações em que a intensidade da chuvada fosse inferior à taxa de infiltração.

Nos ensaios sem uma camada de água à superfície, realizaram-se testes, com e sem drenagem das amostras. Os primeiros efectuaram-se em todos os materiais e os segundos apenas para a areia e o solo Vx. Nos ensaios com drenagem foi mantida uma diferença de carga de 5 cm (490,5 Pa) para a areia e o solo Vx e de 10 cm (981 Pa) no caso dos solos A e Pg.

3.4.6. *Medição da descida da superfície*

Após último período de recolha dos sedimentos, mediu-se a descida da superfície do solo, relativamente ao seu nível no início do ensaio, ou seja, em relação ao nível da bordadura da caixa. Esta medição é apenas aproximada e envolveu as seguintes operações:

1. a adição de água à superfície do solo até cobrir ligeiramente o bordo da caixa de destacamento;
2. a medição da diferença de nível entre a superfície da água e o bordo da caixa de destacamento, com recurso ao deflectómetro já descrito;

3. a medição do volume de água existente sobre a superfície do solo com uma seringa graduada.

Conhecendo o volume de água que é possível acumular à superfície do solo e dividindo-o pela área obtém-se a sua altura; subtraindo a esse valor o desnível entre a superfície da água e o bordo da caixa de destacamento, obtém-se um valor médio da descida que a superfície da amostra sofreu durante o ensaio.

3.4.7. Ensaio sobre o efeito da descida da superfície

Com a perda de solo das caixas de destacamento o nível da superfície da amostra diminui acabando as paredes da caixa por constituir um obstáculo à saída dos sedimentos. Efectuaram-se alguns testes com vista a avaliar este efeito que designámos no Cap. 2 por efeito B (Bisal, 1950).

Estes testes diferem dos restantes por se realizarem em amostras em que a superfície foi nivelada 2 e 4 mm abaixo do nível da bordadura das caixas de destacamento. A duração destes ensaios foi de apenas 10 minutos, divididos também em 2 períodos de 5 minutos. Os sedimentos recolhidos nestes ensaios podem ser comparados com os sedimentos recolhidos nos 10 minutos iniciais de ensaios análogos em que o desnível da superfície foi nulo.

3.5. Granulometria e velocidade de sedimentação das partículas

3.5.1. Análise granulométrica da agregação

A metodologia adoptada para a determinação da velocidade de sedimentação das partículas terrosas (englobando nesta designação partículas primárias e agregados de partículas), implica uma caracterização mais detalhada da

granulometria dos solos e dos sedimentos recolhidos. As análises incidiram apenas sobre o lote de partículas inferiores a 4 mm.

A diferenciação das partículas por classes de diâmetro implica a sua separação prévia. No caso dos agregados de partículas essa acção de separação pode ter ela própria um efeito de alteração da granulometria. Consoante os objectivos em vista, pode-se optar por acções de separação que minimizem os efeitos de desagregação (por exemplo com o humedecimento das amostras sob vácuo ou com vapor de água - **Kemper e Rosenau, 1986**) ou, pelo contrário, que induzam um certo grau de desagregação, procurando-se dessa forma avaliar também a estabilidade dos agregados (por exemplo efectuando o humedecimento do solo por imersão em água - **Kemper e Chepil, 1965; Le Bissonnais, 1988**). Nos casos em que se pretende avaliar a estabilidade dos agregados em água, é frequente o recurso a métodos de análise da agregação por imersão das amostras em água destilada, (**Kemper, 1965; Kemper e Chepil, 1965; Kemper e Rosenau, 1986; Le Bissonnais, 1988; Tollner e Hayes, 1986**).

Para este trabalho foram considerados dois objectivos essenciais:

- a) a caracterização da granulometria das partículas terrosas, incluindo nesta designação as partículas primárias e agregadas.
- b) a determinação da proporção de partículas primárias e de partículas agregadas em cada classe considerada.

CARACTERIZAÇÃO DA GRANULOMETRIA

As distribuições granulométricas obtidas para os solos A, Pg e Vx estão representadas na Figura 3.6. Neste trabalho procurou-se caracterizar a granulometria da fracção <4 mm dos solos após a acção de alguns mecanismos de desagregação, tendo-se optado pela imersão rápida das amostras durante 5 minutos, seguindo o procedimento indicado por **Le Bissonnais, (1988)**. De acordo com os resultados deste autor uma imersão de



5 minutos é suficiente para a estabilização dos processos de desagregação em partículas de dimensão < 4mm.

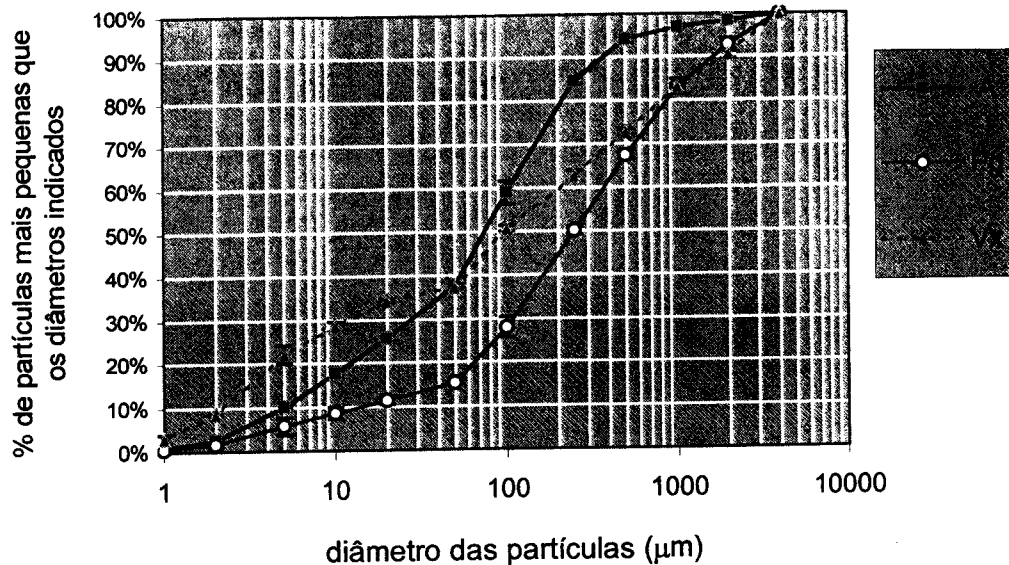


Figura 3.6 - Distribuição granulométrica dos solos A, Pg e Vx, sem dispersão, após imersão em água; médias e desvios padrão de 3 repetições.

O procedimento adoptado (ver descrição mais detalhada no Anexo A1.2) envolveu a saturação rápida (< 3 s) de uma amostra de 20 g de solo (fracção <4 mm) colocada sobre um crivo de 250 μm. Ao fim de 5 minutos fez-se a agitação suave da amostra, mantendo o crivo em imersão, de modo a reter essencialmente a fracção >250 μm. Em seguida transferiu-se a fracção <250 μm para um copo de vidro passando-a pelos crivos de 100 e 50 μm. Depois de seco na estufa, efectuou-se a crivagem final do material retido nos 3 crivos, usando para o efeito uma série de 6 crivos com malhas de 2000, 1000, 500, 250, 100 e 50 μm, o que permite definir 7 classes de partículas. Esta crivagem não deve ser muito prolongada para evitar a destruição dos agregados (**Le Bissonais, 1988**). As partículas <100 μm foram posteriormente analisadas num Sedigraph 5100 até à fracção inferior a 1μm (ver procedimento no Anexo A1.3), o que permitiu definir as classes indicadas no Quadro 3.8. Atendendo a que em diversos testes efectuados com o Sedigraph 5100 se verificou uma

certa tendência sistemática para a sobrestimação das classes mais finas relativamente aos valores obtidos com o método da pipetagem, facto também assinalado por **Buchan et al. (1993)**, optou-se por redistribuir os valores do Sedigraph proporcionalmente, tomando como referência os valores obtidos por pipetagem das partículas não dispersas para os diâmetros de 20 e 2 μm .

Para efeitos comparativos determinou-se também a distribuição granulométrica das classes $> 50 \mu\text{m}$ sem imersão em água, isto é, com o solo seco ao ar tal como na preparação das amostras para os ensaios de simulação de chuva. Pela Figura 3.7 verifica-se que após a imersão em água, principalmente nos solos A e Vx, há um aumento acentuado da proporção de partículas finas ($< 50 \mu\text{m}$) e uma forte redução de partículas grosseiras ($> 500 \mu\text{m}$).

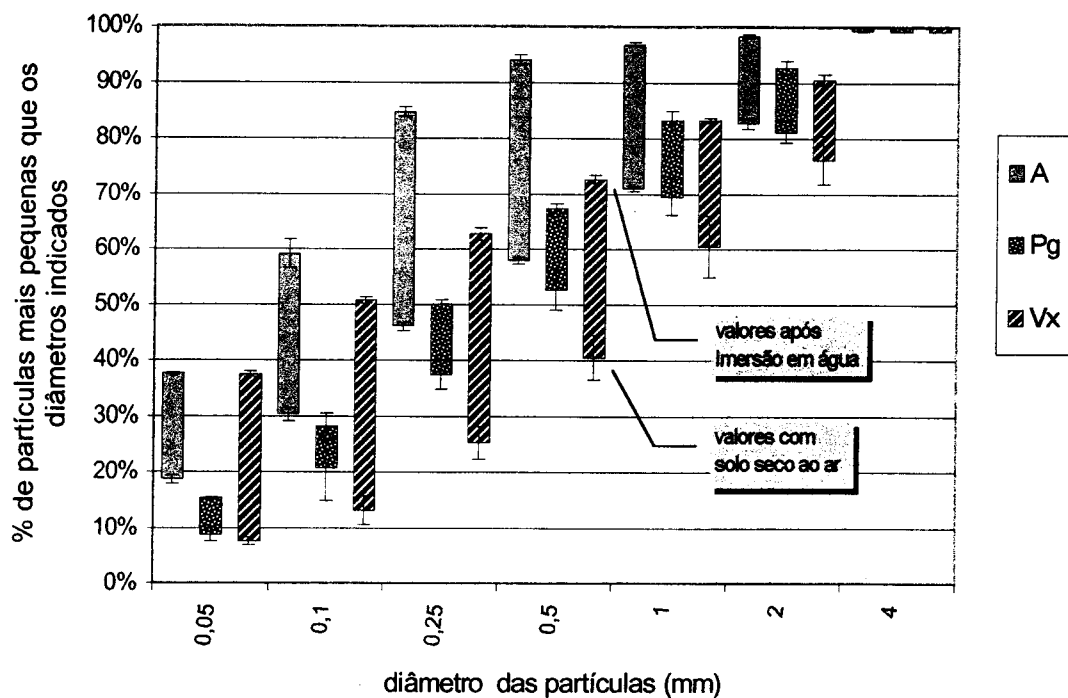


Figura 3.7 - Distribuição de partículas $> 50 \mu\text{m}$, após imersão em água (limites superiores das caixas) e secas ao ar (limites inferiores das caixas); médias e desvios padrão de 3 repetições.

PROPORÇÃO DE AGREGADOS

Para a determinação da proporção de agregados em cada classe granulométrica, adoptou-se o procedimento de **Kemper e Chepil (1965)**, **Barreiros (1967)** e **Pedologia (s/d)**. Transferiram-se as partículas terrosas retidas em cada crivo para um copo de vidro, onde se fez a destruição dos agregados com o auxílio de um esguicho e de uma vareta com ponta de borracha. Voltou a deitar-se todo este material sobre o crivo respectivo de modo a determinar a quantidade de partículas primárias aí retidas. A fracção inferior a 100 μm foi analisada no Sedigraph após a agitação mecânica numa solução dispersante de hexametáfosfato de sódio e carbonato de sódio.

A Figura 3.8 apresenta a proporção de agregados nas classes $> 50 \mu\text{m}$, para os três solos (A, Pg e Vx), obtidas com o solo seco ao ar e após a imersão em água. As percentagens de agregação mais elevadas correspondem ao solo seco ao ar, exceptuando as classes 250-100 μm e 100-50 μm do solo A.

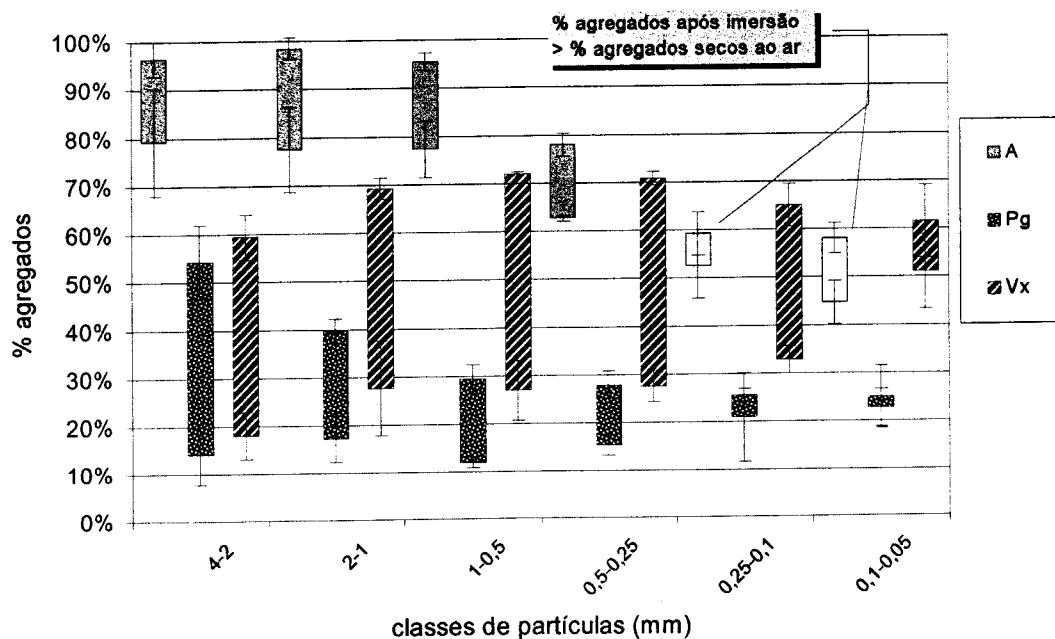


Figura 3.8 - Percentagem de agregados $> 50 \mu\text{m}$ dos solos A, Pg e Vx, secos ao ar (limites superiores das caixas) e após imersão em água (limites inferiores); médias e desvios padrão de 3 repetições.

3.5.2. *Análise granulométrica dos sedimentos*

A análise granulométrica dos sedimentos incidiu principalmente sobre as partículas transportadas sob a lâmina de água. Quando a massa de partículas do salpico o justificou, também se procedeu à sua análise granulométrica.

Para a análise granulométrica das partículas terrosas de maior diâmetro, optou-se pela crivagem a seco, técnica que se pode admitir como não destrutiva, desde que pouco prolongada (**Le Bissonnais, 1988**). Este requisito foi assegurado nas nossas condições, dado estarem em causa, normalmente, pequenas quantidades de sedimentos e que permitiam uma rápida estabilização da parcela retida em cada crivo.

Resumidamente, o procedimento adoptado envolveu:

- secagem dos sedimentos grosseiros e finos, em copos separados, de modo a facilitar a remoção dos agregados após a secagem;
- pesagem do total de sedimentos em cada copo;
- transferência dos sedimentos de ambos os copos, com o auxílio de um pincel, para uma série de 6 crivos com malhas de 2000, 1000, 500, 250, 100 e 50 μm , definindo 7 classes de partículas.
- crivagem a seco, com agitação suave do conjunto dos crivos, por forma a evitar a destruição dos agregados, até se verificar a estabilização da quantidade de sedimentos retidos em cada crivo.

3.5.3. *Velocidades de sedimentação*

Hairsine (1988), **Hairsine e Rose (1991)** e **Proffitt e Rose (1991)**, efectuaram a medição directa da velocidade de sedimentação de partículas terrosas, por deposição numa coluna de água estacionária, recorrendo a um tubo que possibilita a recolha periódica de partículas à medida que estas atingem o

fundo (Lovell e Rose, 1988). Em alternativa, pode-se determinar a velocidade de sedimentação, v_{dk} , de cada classe granulométrica, k , com base no diâmetro médio das partículas dessa classe. Apresenta-se em seguida a metodologia adoptada (simplifica-se a notação omitindo a letra k).

Para a velocidade terminal de uma partícula esférica em suspensão, verifica-se um equilíbrio entre o peso submerso da partícula e a força de resistência do líquido, F_D (Chang, 1988):

$$\frac{1}{6}\pi \cdot d^3 g(\rho_s - \rho) = \frac{1}{2}C_D A \cdot \rho \cdot v_d^2 \quad (3.1)$$

em que d é o diâmetro da partícula esférica, g é a aceleração da gravidade, ρ_s e ρ são a massa específica, respectivamente da partícula e da água, C_D é o coeficiente de resistência, A é a área da projecção horizontal da partícula e v_d a sua velocidade de sedimentação.

Desta expressão pode-se tirar v_d , mas é necessário obter previamente C_D . Este coeficiente varia com o número de Reynolds, Re , dado por:

$$Re = \frac{v_d \cdot d}{\nu} \quad (3.2)$$

sendo ν a viscosidade cinemática da água. Para a gama de partículas consideradas (< 4 mm de diâmetro), são de admitir dois domínios da relação entre C_D e Re . O primeiro corresponde ao domínio de validade da lei de Stokes, que se verifica para $Re < 0,1$ segundo Garde e Raju (1985), mas que de acordo com Chang (1988) ocorre para $Re < 1$. Neste domínio a força de resistência é dada por:

$$F_D = 3\pi \cdot d \cdot \mu \cdot v_d$$

com μ a viscosidade dinâmica e os restantes símbolos já referidos. Substituindo o membro da esquerda da equação (3.1) por esta última

expressão de F_D e resolvendo em ordem a C_D , obtém-se outra formulação da lei de Stokes, **Chang (1988)**:

$$C_D = \frac{24}{Re}; \text{ se } Re < 0,5 \quad (3.3)$$

Para o segundo domínio, quando as forças de inércia aumentam, **Garde e Raju (1985)**, referem um bom ajustamento aos dados experimentais, na gama de valores de Re entre 0,5 e 10^4 , para a seguinte expressão de C_D :

$$C_D = \frac{24}{Re} + \frac{3}{\sqrt{Re}} + 0,34; \text{ se } 0,5 \leq Re \leq 10^4 \quad (3.4)$$

Resolvendo a equação (3.1) em ordem a v_d , obtém-se:

$$v_d = \sqrt{\frac{4dg(\rho_s - \rho)}{3\rho C_D}} \quad (3.5)$$

Para calcular v_d é necessário recorrer a um processo iterativo, começando por atribuir um valor inicial a v_d , de modo a poder obter Re por (3.2), C_D por (3.3) ou (3.4) e por fim, um novo valor de v_d pela expressão (3.5). Este processo repete-se até que a diferença entre o valor de v_d inicialmente atribuído e o valor de v_d obtido por (3.5) seja inferior a um determinado limiar pré-definido.

Diversas outras características das partículas de solo contribuem para que os valores estimados sofram maior ou menor afastamento da realidade, nomeadamente a forma das partículas e a rugosidade da sua superfície. Nenhuma destas características foi considerada, mantendo-se a assunção de que as partículas são esféricas, lisas e rígidas.

Considerando que a distribuição granulométrica das partículas terrosa se aproxima, geralmente, duma distribuição log-normal (**Gardner, 1956; Kemper e Rosenau, 1986**), optou-se por utilizar como valor central de cada classe os respectivos diâmetros médios geométricos (DMG), conforme se apresenta no Quadro 3.8.

No caso das partículas de solo um aspecto importante a considerar é a separação entre partículas primárias e partículas agregadas (ver Figura 3.8). A porosidade associada às segundas leva a que estas apresentem uma menor massa específica e, conseqüentemente, uma menor velocidade de sedimentação do que as primeiras. Neste trabalho adoptou-se para a massa específica das partículas agregadas o valor $2,0 \text{ Mg.m}^{-3}$, determinado por **Rhoton et al. (1983)**. Este valor foi obtido para o estado de saturação da porosidade intra-agregados, tendo os autores verificado não existirem grandes diferenças entre os agregados das classes 0,25-0,5 e 0,5-1,0 mm, de solos com texturas entre franco-arenosas e argilo-limosas.

Quadro 3.8 - Velocidades de sedimentação (v_{dk}) calculadas para o diâmetro médio geométrico (DMG) das classes granulométricas indicadas, para partículas primárias e agregados.

classes	Classes de diâmetro			Velocidades sedimentação (v_{dk})	
	lim. sup. μm	lim. inf. μm	DMG μm	PART. PRIMÁRIAS m/s	PART. AGREGADAS m/s
11	4000	2000	2828	3,66 E-01	2,79 E-01(*)
10	2000	1000	1414	2,29 E-01	1,71 E-01
9	1000	500	707	1,29 E-01	9,27 E-02
8	500	250	354	5,99 E-02	4,06 E-02
7	250	100	158	1,80 E-02	1,14 E-02
6	100	50	71	4,49 E-03	2,72 E-03
5	50	20	32	8,98 E-04	5,44 E-04
4	20	10	14	1,80 E-04	1,09 E-04
3	10	5	7	4,49 E-05	2,72 E-05
2	5	2	3	8,98 E-06	5,44 E-06
1	2	0,5	1	8,98 E-07	5,44 E-07

(*) expoentes da base 10.

Calculou-se a velocidade de sedimentação média para cada classe de partículas como a média ponderada da velocidade das partículas primárias e das partículas agregadas, ou seja, levando em conta a proporção em que cada um desses tipos de partículas ocorre na respectiva classe. Na Figura 3.9 apresenta-se a distribuição das velocidades de sedimentação para os solos A, Pg e Vx.

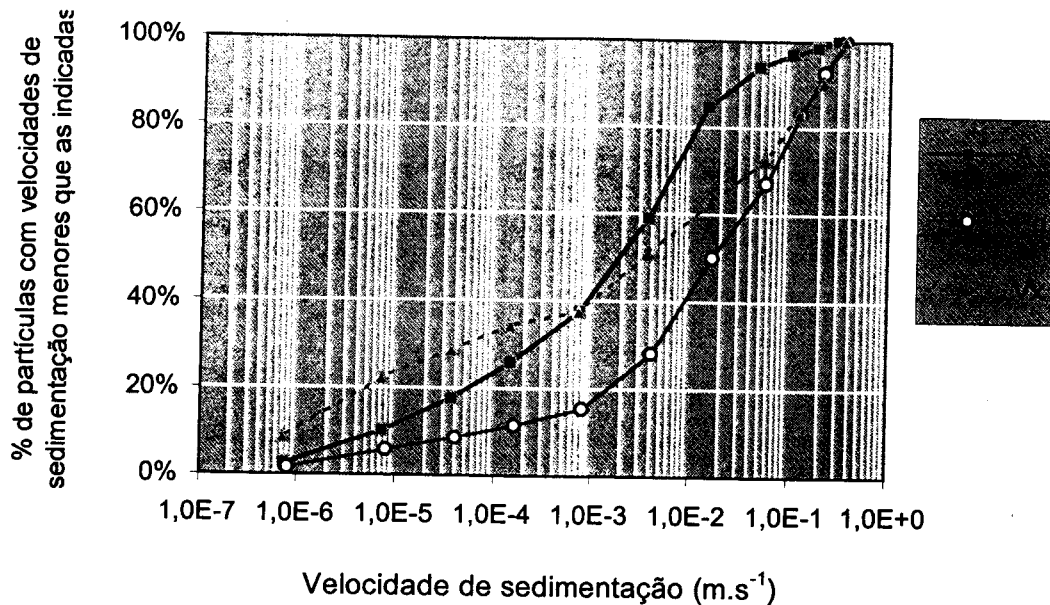


Figura 3.9 - Distribuição das velocidades de sedimentação dos solos A, Pg e Vx, calculadas para as distribuições granulométricas da Figura 3.6 (sem dispersão).

Proffitt e Rose (1991), apresentam o conceito de *depositabilidade* de um solo como o resultado da soma para todas as classes de partículas, do produto da velocidade de deposição de cada classe pela sua proporção. Aplicando este conceito à granulometria dos solos A, Pg e Vx após a desagregação por humedecimento, obtemos os valores de 0,02, 0,08 e 0,07 m.s⁻¹, respectivamente. Temos ainda para o caso da areia uma depositabilidade de 0,09 m.s⁻¹.

3.6. Conclusões

Foram apresentados os principais materiais, as metodologias e os procedimentos usados neste trabalho. Merece destaque a solução adoptada para a regulação da altura de água sobre amostras de solo em caixas de destacamento que evita a interferência das paredes da caixa com o transporte dos sedimentos submersos.

Foi também analisada a uniformidade de algumas variáveis de controlo, nomeadamente, verificou-se que:

- excluindo o caso da intensidade de 20 mm/h aplicada à areia, a variação da intensidade das chuvadas entre o início e o final dos ensaios foi, em 95% dos casos, inferior a 10% das intensidades nominais;
- as intensidades efectivas das chuvadas situaram-se no intervalo $\pm 10\%$ relativamente às intensidade nominais, em todos os ensaios realizados;
- a densidade aparente das amostras apresentou coeficientes de variação inferiores a 5%, tanto para a areia como para os três solos usados;
- as medições da altura de água apresentam um erro inferior a 0,125 mm em 95% dos casos.

São ainda apresentadas a distribuição granulométrica, a distribuição das velocidades de sedimentação e a depositabilidade dos solos A, Pg e Vx, considerando apenas a fracção < 4 mm.

4. Resultados e Discussão

4.1. Introdução

Analisa-se a resposta dos solos, em termos do destacamento e transporte de partículas pelo impacte de gotas, à variação da intensidade e da energia cinética da chuva e ainda, à variação da altura da camada de água à superfície, usando para o efeito o método de submersão das caixas de destacamento descrito no Cap. 3.

Conforme se viu no ponto 2.3.1, a perda de solo pode ser substancialmente inferior à taxa de destacamento, mesmo quando as medições são efectuadas em amostras de pequena dimensão como as caixas de destacamento (Schultz, 1985). Os resultados apresentados neste capítulo correspondem a taxas de sedimentos recolhidos ou taxas de perda de solo por unidade de área (Q_s) e que, apesar das unidades em que são expressos ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), não devem ser interpretados como densidade de fluxo de destacamento.

4.2. Valores observados das variáveis de controlo

No Quadro 4.1 apresentam-se as principais variáveis de controlo dos ensaios. A notação adoptada para identificar as modalidades recorre aos valores nominais dessas variáveis: a intensidade da chuvada, I (mm/h), a energia cinética relativa, ECR (em percentagem da energia cinética que seria obtida

com a velocidade terminal das gotas – valores exactos no Quadro 3.5) e a altura de água medida sobre a bordadura da caixa de destacamento, h_b (mm). Por exemplo, a modalidade 40 65 05 indica um ensaio com uma chuvada de 40 mm/h de intensidade, 65% da energia cinética correspondente à velocidade terminal e uma camada de água de 5 mm de altura.

Quadro 4.1 – Caracterização das amostras, das variáveis de controlo dos ensaios e perda de solo média nos ensaios de 30 minutos (Q_s).

Ref. ⁽¹⁾	n ⁽²⁾	Densid. aparente		Intens. efectiva		h_b ⁽³⁾ nom.	h_b efectiva		h_s ⁽⁴⁾ (0-30min.)		Q_s (0-30min.)	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
(Int ECR h_b)				(mm/h)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(g.m ⁻² .s ⁻¹)			
Areia												
20 27 02	1	1,59	-	20,7	-	2	2,3	-	2,5 ± 0,11	0,28	-	
20 35 02	2	1,65 ± 0,05		20,6 ± 0,2		2	1,9 ± 0,35		2,0 ± 0,30	0,30 ± 0,10		
20 65 00	3	1,64 ± 0,01		20,3 ± 0,4		0	-	-	-	0,30 ± 0,03		
20 65 02	3	1,66 ± 0,01		19,7 ± 1,3		2	2,1 ± 0,09		2,6 ± 0,10	0,87 ± 0,10		
20 65 05	3	1,62 ± 0,02		19,1 ± 1,2		5	5,1 ± 0,02		5,3 ± 0,02	0,42 ± 0,02		
20 65 10	3	1,62 ± 0,02		20,4 ± 1,6		10	10,0 ± 0,02		10,0 ± 0,01	0,09 ± 0,03		
40 35 02	4	1,59 ± 0,02		41,3 ± 0,4		2	2,0 ± 0,18		2,3 ± 0,15	0,50 ± 0,13		
40 50 02	3	1,62 ± 0,01		39,9 ± 1,2		2	2,2 ± 0,10		3,4 ± 0,17	2,08 ± 0,15		
40 50 05	3	1,55 ± 0,10		41,7 ± 1,1		5	5,1 ± 0,08		5,7 ± 0,08	1,06 ± 0,09		
40 65 00	3	1,64 ± 0,04		41,5 ± 2,0		0	-	-	-	0,85 ± 0,37		
40 65 00 s/ ⁵	4	1,63 ± 0,02		39,2 ± 1,7	0 s/	-	-	-	-	0,36 ± 0,20		
40 65 02	3	1,55 ± 0,02		40,0 ± 1,6		2	2,3 ± 0,10		3,2 ± 0,07	1,49 ± 0,17		
40 65 05	5	1,61 ± 0,02		43,6 ± 1,2		5	4,9 ± 0,16		5,4 ± 0,18	0,84 ± 0,13		
40 65 10	3	1,64 ± 0,05		38,8 ± 1,2		10	10,1 ± 0,09		10,2 ± 0,04	0,14 ± 0,05		
80 27 02	3	1,60 ± 0,02		77,0 ± 0,8		2	2,3 ± 0,31		2,8 ± 0,35	0,79 ± 0,15		
80 35 02	1	1,60 ± 0,03		78,7	-	2	2,1	-	2,5 ± 0,34	0,98	-	
80 65 00	3	1,64 ± 0,02		79,8 ± 4,5		0	-	-	-	1,12 ± 0,11		
80 65 02	3	1,60 ± 0,04		78,9 ± 3,7		2	2,1 ± 0,27		4,1 ± 0,60	3,34 ± 0,46		
80 65 05	3	1,64 ± 0,01		83,3 ± 2,1		5	5,3 ± 0,06		6,3 ± 0,19	1,74 ± 0,29		
80 65 10	3	1,42 ± 0,19		80,7 ± 0,5		10	10,2 ± 0,14		10,4 ± 0,14	0,24 ± 0,06		
Solo A												
40 50 00	3	1,13 ± 0,05		40,2 ± 0,8		0	-	-	-	0,56 ± 0,04		
40 50 01	3	1,08 ± 0,01		40,0 ± 1,1		1	0,9 ± 0,33		1,8 ± 0,47	0,63 ± 0,16		
40 50 03	3	1,11 ± 0,01		39,5 ± 1,3		3	3,3 ± 0,24		4,0 ± 0,28	0,62 ± 0,06		
40 65 00	3	1,10 ± 0,02		38,7 ± 0,7		0	-	-	-	0,60 ± 0,06		
40 65 01	3	1,07 ± 0,00		40,9 ± 0,8		1	1,1 ± 0,12		2,0 ± 0,09	1,07 ± 0,02		
40 65 02	4	1,08 ± 0,04		40,5 ± 0,7		2	2,3 ± 0,08		3,2 ± 0,17	1,02 ± 0,19		
40 65 03	4	1,13 ± 0,02		40,2 ± 1,1		3	3,1 ± 0,28		3,8 ± 0,16	0,84 ± 0,13		
40 65 10	3	1,09 ± 0,03		41,0 ± 0,2		10	9,9 ± 0,05		10,1 ± 0,02	0,11 ± 0,04		
80 65 00	3	1,11 ± 0,01		79,4 ± 1,5		0	-	-	-	1,10 ± 0,06		
80 65 01	5	1,14 ± 0,08		79,2 ± 1,9		1	0,9 ± 0,18		2,8 ± 0,37	2,02 ± 0,30		
80 65 03	3	1,11 ± 0,07		79,5 ± 0,8		3	3,2 ± 0,21		4,7 ± 0,34	1,81 ± 0,27		

Quadro 4.1 - Cont.

Ref. ⁽¹⁾	n ⁽²⁾	Densid. aparente		Intens. efectiva		h_b ⁽³⁾ nom.	h_b efectiva		h_s ⁽⁴⁾ (0-30min.)		Q_s (0-30min.)	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
(Int ECR h_b)				(mm/h)		(mm)	(mm)		(mm)		(g.m ⁻² .s ⁻¹)	
Solo Pg												
40 50 00	3	1,40 ± 0,02		38,4 ± 0,4		0	-	-	-	-	0,71 ± 0,09	
40 50 01	3	1,55 ± 0,04		40,5 ± 1,0		1	1,2 ± 0,07		1,8 ± 0,07		0,93 ± 0,09	
40 50 03	3	1,55 ± 0,01		40,7 ± 0,4		3	3,1 ± 0,14		3,8 ± 0,16		0,88 ± 0,11	
40 65 00	3	1,44 ± 0,01		40,5 ± 1,6		0	-	-	-	-	0,76 ± 0,03	
40 65 01	4	1,56 ± 0,09		40,5 ± 0,8		1	1,1 ± 0,06		1,9 ± 0,20		1,03 ± 0,08	
40 65 02	5	1,55 ± 0,08		39,7 ± 1,8		2	2,2 ± 0,07		3,0 ± 0,14		1,12 ± 0,08	
40 65 03	5	1,50 ± 0,10		40,3 ± 1,5		3	3,0 ± 0,24		3,8 ± 0,36		0,92 ± 0,20	
40 65 10	3	-	-	40,4 ± 1,0		10	9,8 ± 0,10		9,9 ± 0,05		0,07 ± 0,01	
80 65 00	3	1,43 ± 0,02		77,1 ± 1,8		0	-	-	-	-	1,31 ± 0,16	
80 65 01	3	1,52 ± 0,00		80,4 ± 5,5		1	1,1 ± 0,22		3,0 ± 0,13		2,36 ± 0,13	
80 65 03	4	1,53 ± 0,05		80,7 ± 4,6		3	2,9 ± 0,20		4,5 ± 0,45		1,79 ± 0,18	
Solo Yx												
40 35 02	3	1,32 ± 0,02		41,5 ± 1,0		2	2,0 ± 0,23		2,4 ± 0,20		0,44 ± 0,08	
40 65 00	4	1,34 ± 0,10		42,6 ± 1,4		0	-	-	-	-	1,17 ± 0,31	
40 65 00 s/ ⁵	3	1,36 ± 0,10		41,5 ± 0,7		0 s/	-	-	-	-	0,75 ± 0,37	
40 65 01	3	1,34 ± 0,07		40,0 ± 1,3		1	1,0 ± 0,08		1,9 ± 0,30		1,03 ± 0,36	
40 65 02	3	1,35 ± 0,02		38,5 ± 1,0		2	2,1 ± 0,15		2,8 ± 0,06		0,81 ± 0,15	
40 65 05	3	1,27 ± 0,03		38,4 ± 1,1		5	4,8 ± 0,23		5,1 ± 0,28		0,27 ± 0,08	
40 65 10	3	1,32 ± 0,06		41,2 ± 2,1		10	10,1 ± 0,04		10,1 ± 0,02		0,06 ± 0,03	
80 65 02	3	1,36 ± 0,04		82,3 ± 1,0		2	1,8 ± 0,08		3,6 ± 0,16		1,84 ± 0,03	

¹ Modalidades identificadas pelos valores nominais da intensidade da chuva (int, em mm/h), da energia cinética relativa (ECR em % da energia cinética correspondente à velocidade terminal) e da altura de água sobre a bordadura das caixas de destacamento (h_b , em mm).

² n, número de repetições.

³ h_b , altura de água sobre a bordadura das caixas de destacamento

⁴ h_s , altura de água sobre o solo

⁵ "s/" identifica os ensaios com $h_b=0$ sem drenagem das amostras.

Para a análise dos resultados foram usados os valores das variáveis de controlo efectivamente medidos, representados no quadro pelas médias e desvios padrão para cada uma das modalidades. No mesmo quadro temos ainda a densidade aparente das amostras e a altura de água sobre o solo (h_s) – altura de água medida sobre a bordadura das caixas (h_b) mais a descida da superfície do solo (d_b) devido à saída de sedimentos.

A variabilidade na densidade aparente das amostras reflecte as dificuldades em conseguir um método de preparação com uma boa reprodutibilidade

quanto ao grau de compactação obtido. A heterogeneidade das amostras deverá ser, certamente, ainda maior do que a sugerida pelos valores da densidade aparente. **Oliveira et al. (1996)**, testou diversos métodos de preparação de amostras cilíndricas com uma areia mais homogênea do que a usada neste trabalho e verificou que na maioria dos casos as amostras obtidas apresentavam uma heterogeneidade significativa, tanto no sentido longitudinal como radial. Do ponto de vista do destacamento tem particular importância as condições da superfície. Dadas as dificuldades em conseguir um método de controlo e avaliação dessas condições procurou-se, apenas pela observação da superfície, garantir um padrão razoavelmente semelhante entre amostras do mesmo tipo de material.

As medições da descida da superfície do solo (método referido em 3.4.6), registaram uma variabilidade superior ao que seria justificável. Relacionando esses valores com os sedimentos recolhidos obtiveram-se correlações apenas razoáveis, com coeficientes de determinação próximos de $r^2=0,7$. Optou-se então por estimar o decréscimo da superfície como o resultado da média dos valores obtidos por dois métodos diferentes: pelo método referido em 3.4.6 e pelo cálculo da espessura do volume de sedimentos recolhidos¹.

No Anexo A2.1 apresentam-se alguns resultados suplementares de ensaios sem a aplicação de água à superfície do solo, com e sem drenagem das amostras. Procurou-se encontrar um compromisso entre manter o solo o mais próximo possível da saturação, tal como nos ensaios com uma película de água e, simultaneamente, manter uma altura de água próxima de zero. Para os

¹ Para converter a perda de solo na espessura correspondente à descida média da superfície da amostra é necessário considerar a densidade aparente (d_{ap}) da camada superficial que é erodida. No caso da areia, não havendo desagregação nem evidência da formação de uma camada diferenciada à superfície, adoptou-se simplesmente a d_{ap} medida para cada amostra. No caso dos solos, verificou-se que a d_{ap} média de cada amostra originava estimativas da descida da superfície quase sempre inferiores aos valores medidos. Interpretou-se este facto como o resultado de um certo abatimento da superfície devido à formação de uma crosta superficial mais compacta. Para incluir este efeito, adoptou-se para a camada superficial erodida a d_{ap} média da amostra, corrigida por um factor que é a razão entre a própria d_{ap} da amostra e a d_{ap} máxima verificada para o conjunto das amostras do mesmo tipo de solo. Pressupõe-se assim, que quanto maior é a d_{ap} inicial da amostra menor será o aumento da compactidade da crosta e o abatimento da superfície no decurso da chuva.

ensaios com menores alturas de água, analisam-se no Anexo A2.2 as fortes implicações sobre a perda de solo devido à quebra na continuidade da película de água sobre as caixas de destacamento.

4.3. Evolução temporal das recolhas de sedimentos

Da Figura 4.1 à Figura 4.10 apresenta-se a evolução das taxas de recolha de sedimentos ao longo dos ensaios 30 minutos, em intervalos de 5 minutos. As barras indicam a média das repetições e as linhas verticais o desvio padrão.

AREIA

Com a areia verifica-se uma certa estabilidade na recolha de sedimentos, embora, por vezes se observe uma ligeira tendência de decréscimo, mais notória nos ensaios sem água à superfície ($h_b=0$ mm) com intensidades de 20 e 40 mm/h e no ensaio de $h_b=2$ mm com 80 mm/h.

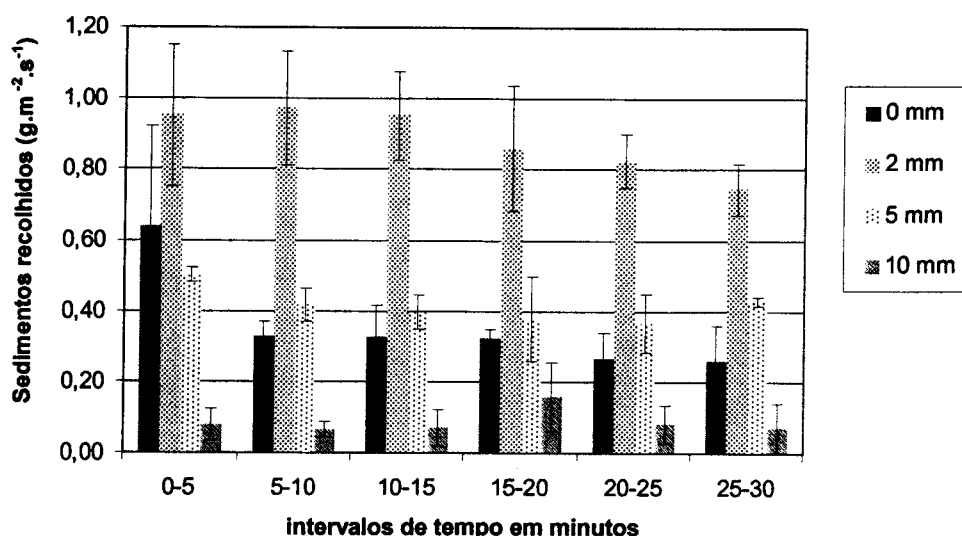


Figura 4.1 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para a areia, com chuvas de 20 mm/h, 65% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

Nas modalidades sem aplicação de água à superfície observa-se, pela média ou pelo desvio padrão, que muitas amostras apresentam perdas francamente mais elevadas no primeiro intervalo de tempo. Como vimos no capítulo 2 trata-se de um comportamento comum em amostras de areia e que pode corresponder ao efeito K (Kinnell, 1974). Curiosamente este efeito não é muito notório nas modalidades com $h_b > 0$, revelando que provavelmente as condições da superfície não são tão fortemente alteradas relativamente às condições iniciais quando existe uma camada de água sobre o solo.

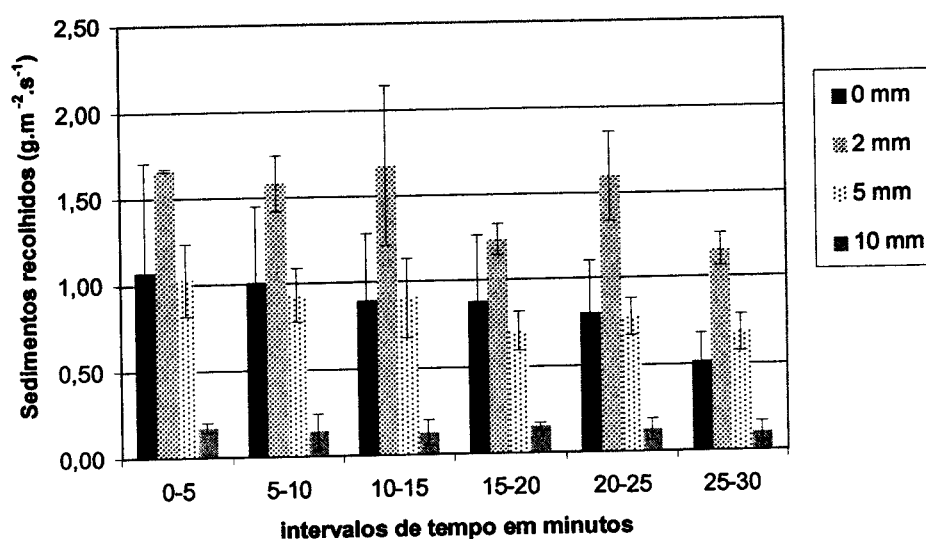


Figura 4.2 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para a areia, com chuvadas de 40 mm/h, 65% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

Nos ensaios que envolvem maior perda de sedimentos, pode ocorrer também o efeito B (Bisal, 1960), que se manifesta por um decréscimo das taxas no(s) último(s) intervalo(s) de recolha, como o que se observa no gráfico anterior, para a intensidade de 40 mm/h, com $h_b = 0$. Não é certo que neste caso se trate do referido efeito, uma vez que para a intensidade de 80 mm/h (Figura 4.3), em que a perda de solo é muito superior, este efeito deveria ser ainda mais evidente e, contudo, não parece ter-se manifestado. No Anexo A3 são

aplicados os critérios referidos no capítulo 2, para avaliar a importância destes eventuais erros de medição da perda de solo em caixas de destacamento.

No gráfico seguinte, para a intensidade de 80 mm/h, sobressai a subida do segundo intervalo de tempo, entre os 5-10 minutos, para o caso de $h_b=2$ mm.

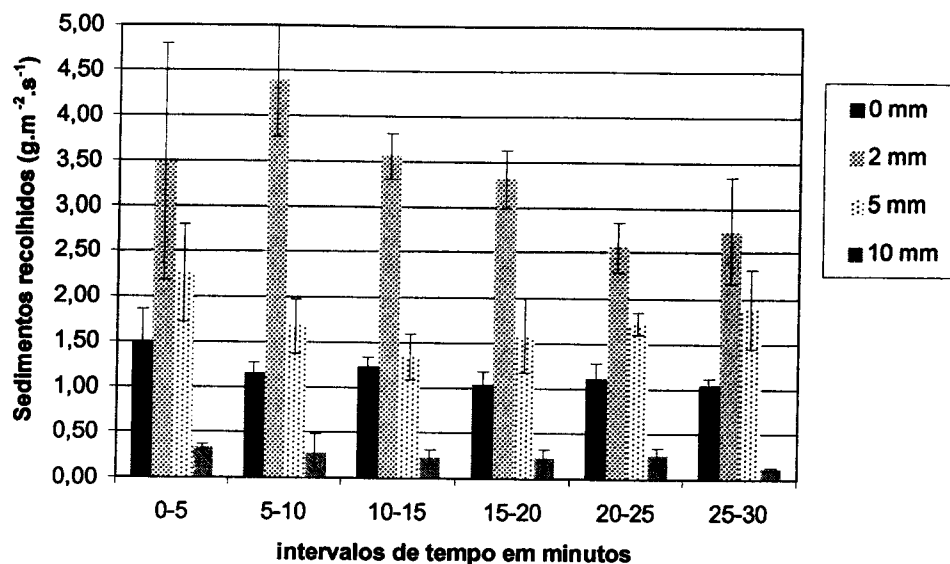


Figura 4.3 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para a areia com chuvadas de 80 mm/h e 65% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

A ausência de factos anormais, a limitada dispersão dos valores obtidos nesse intervalo e a tendência de subida registada em todas as amostras desta modalidade, levam-nos a considerar a possibilidade de não se tratar de um efeito aleatório. Pelo contrário, poderá traduzir a conjugação de melhores condições para o destacamento e transporte de partículas neste período. Sendo esta, de todas as modalidades, a que registou maiores perdas de sedimentos é também a que regista maiores descidas na superfície da areia. Verifica-se que a média da altura da camada de água sobre o solo passa de cerca de 2,5 mm no primeiro intervalo de tempo para cerca de 3,0 mm no segundo e para mais de 3,5 mm no terceiro, registando-se uma progressiva descida das taxas à medida que tende a subir a altura de água em

consequência da descida da superfície. O aumento da perda de sedimentos no segundo intervalo pode resultar de uma maior aproximação a uma eventual altura crítica (**Palmer, 1964**). Será difícil concluir se parte da tendência decrescente a partir do segundo intervalo é também devida ao efeito de interferência da bordadura da caixa (efeito B). A estabilização dos resultados nos dois últimos intervalos de tempo parecem indicar-nos, também aqui, que esse efeito não terá sido muito importante.

Verifica-se ainda na Figura 4.3, para a altura nominal de 5 mm, uma ligeira subida da taxa de recolha na segunda metade dos ensaios. Este aumento poderá dever-se ao decréscimo algo exagerado entre os 5 e os 20 minutos. No entanto, permanece a dificuldade em encontrar uma causa plausível para esse decréscimo intermédio.

SOLO A

No caso do solo A é mais evidente uma tendência geral para o decréscimo da recolha de sedimentos ao longo do tempo. Nos três gráficos seguintes pode observar-se que essa tendência é particularmente acentuada quando $h_b=0$, apesar da situação algo anómala nos ensaios de intensidade 40 mm/h e energia cinética 50% (Figura 4.4), em que se verificou um aumento da perda de solo no intervalo 10-20 minutos. O incremento a meio dos ensaios verificou-se apenas nesta modalidade de menor energia cinética e poderá traduzir um processo de desagregação ligeiramente mais lento, que resultaria numa acumulação de partículas mais susceptíveis ao transporte pelo salpico durante este período de recolha. Em auxílio desta hipótese temos o facto do decréscimo da perda de solo, nos ensaios sem água à superfície, ser tanto mais rápido quanto maior o fluxo de energia fornecido pela chuvada. No caso dos ensaios com intensidade de 80 mm/h e 65% de energia cinética ($h_b=0$), essa descida ficou consumada praticamente ao fim do primeiro intervalo de 5 minutos (Figura 4.6). A granulometria dos sedimentos recolhidos nas 3 situações de $h_b=0$ (modalidades 40 50, 40 65 e 80 65), reflecte um progressivo

enriquecimento em partículas mais finas por essa ordem, certamente devido a um aumento da desagregação. Os valores médios do diâmetro médio ponderado (DMP) da fracção maior que 50 μm , obtidos para as modalidades referidas foram respectivamente 740, 490 e 400 μm . A maior redução no DMP ocorre quando se aumenta a velocidade de queda das gotas, passando a energia cinética de 50 para 65% de ECR. O facto de se fornecer o dobro da energia cinética total da chuvada, mediante a duplicação da intensidade de 40 para 80 mm/h, já tem um efeito de desagregação relativamente menor.

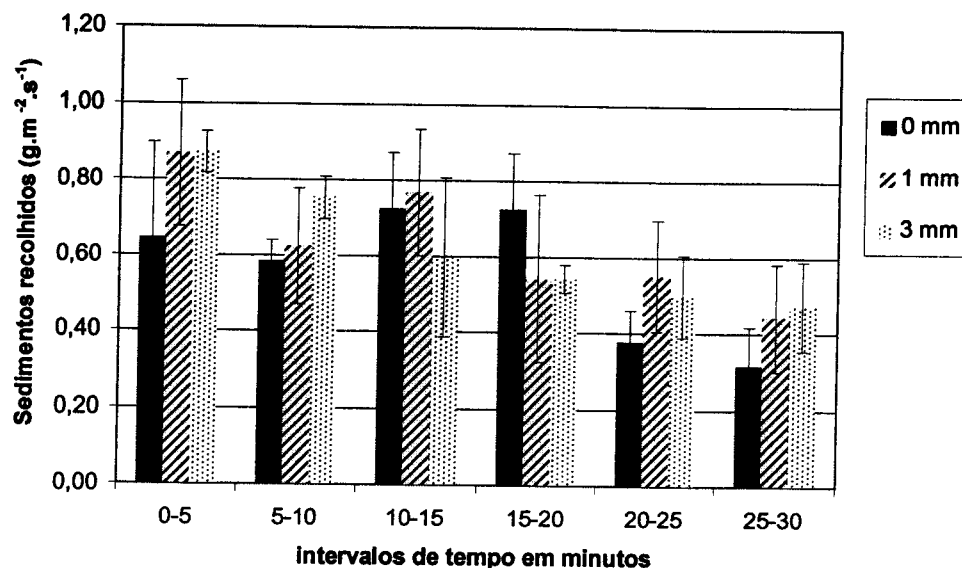


Figura 4.4 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o solo A com chuvas de 40 mm/h, 50% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

No gráfico seguinte (Figura 4.5) temos o exemplo, entre os 3 solos estudados, em que mais se diferencia a evolução da perda de solo com e sem uma camada de água à superfície. Com água há uma quase estabilização da perda de solo, na sua ausência verifica-se um decréscimo acentuado. Obviamente, isto sugere uma maior alteração da superfície no segundo caso.

Diversas razões podem contribuir para esta diferença de comportamentos:

- As condições em cada caso devem afectar de forma diferente o processo de desagregação. Para a intensidade de 40 mm/h, os sedimentos recolhidos

com $h_b=0$ tiveram um DMP da fracção $> 50 \mu\text{m}$ de $490 \mu\text{m}$, enquanto para os ensaios com $h_b>0$ o DMP foi em média $580 \mu\text{m}$. Isto sugere que os agregados imersos, mesmo que seja apenas por uma delgada película de água de cerca 1 mm, resistiram melhor ao impacte das gotas.

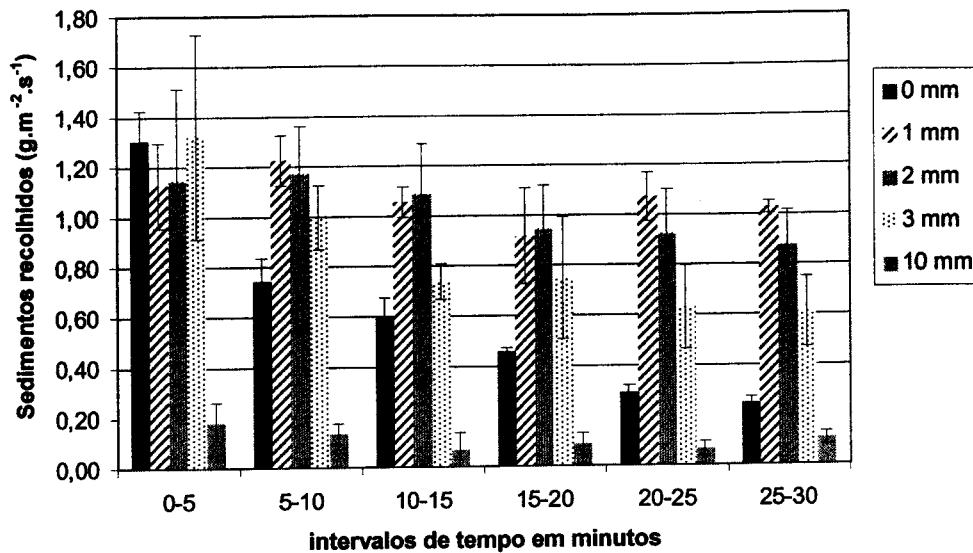


Figura 4.5 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o solo A com chuvadas de 40 mm/h , $65\% \text{ ECR}$ e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

- Com uma camada de água sobre o solo parte da energia cinética das gotas é dissipada no deslocamento e no atrito da água, diminuindo a componente que atinge a superfície. Há assim, um efeito de amortecimento que reduz a desagregação, a compressão e a agitação das partículas e que atenua o grau de compactação e de coesão da crosta superficial do solo.
- As diferenças no processo de impacte de gotas, directamente na superfície do solo ou sobre uma lâmina de água, são também de considerar. No primeiro caso (ver 2.3.2.), ocorre uma fase de compressão, seguida de uma expansão radial divergente que culmina na formação de uma coroa e na projecção das partículas deslocadas. Com o impacte numa camada de água ocorre uma fase posterior de fecho da coroa, formando um fluxo radial convergente que exerce nova acção de arrastamento e de levantamento de

partículas. Esta acção, para além de contribuir para o total de partículas destacadas, pode exercer um efeito relevante na evolução da superfície do solo, evitando um estado de coesão tão acentuado como o que se verifica com o impacto directo das gotas na superfície do solo.

- Apenas nos ensaios sem água à superfície foi permitida a drenagem das amostras. A infiltração favorece o arrastamento das partículas mais finas, contribuindo para o bloqueio dos poros superficiais e a redução da infiltração, mas também, para o aumento da coesão da superfície do solo. Nos ensaios com uma camada de água, a ausência de infiltração e a reduzida velocidade de deposição das partículas mais finas, contribuem para que a crosta superficial formada não seja tão compacta e apresente portanto, menor coesão e resistência ao destacamento.

Os solos com elevada estabilidade da agregação e com menor tendência para a formação de crosta, têm normalmente maior capacidade de infiltração e, por esse facto, admite-se que sofram menos erosão. No entanto, com chuvadas de intensidade ou de duração suficiente para gerar escoamento superficial, podemos conjecturar, com base nos resultados destes testes, que mesmo nestes solos podem ocorrer importantes perdas de solo nas áreas intersulcos.

O solo A com intensidade de 80 mm/h e $h_b=0$ mm foi de todas as modalidades ensaiadas a que registou o mais rápido decréscimo da perda de solo (ver Figura 4.6). O decréscimo conclui-se em cerca de 5 minutos de chuva, ficando a taxa de perda de solo praticamente estabilizada a partir daí. Ocorre ainda um ligeiro decréscimo nos dois últimos intervalos de tempo, provavelmente em consequência de uma progressiva acumulação de água na superfície ou eventualmente devido ao aumento da interferência da bordadura das caixas de destacamento (esta última hipótese é menos provável dado que o desnível da superfície nesta modalidade não ultrapassou cerca de 2,5 mm). Apesar do rápido decréscimo verificado nos 5 minutos iniciais, o nível de equilíbrio atingido, mesmo se considerado ao fim dos 30 minutos, tem uma taxa de perda de solo que é superior ao dobro da obtida para a intensidade de

40 mm/h. Isto revela uma maior susceptibilidade das condições da superfície ao destacamento, ou uma maior eficácia do destacamento e transporte dos sedimentos, com a intensidade de 80 mm/h.

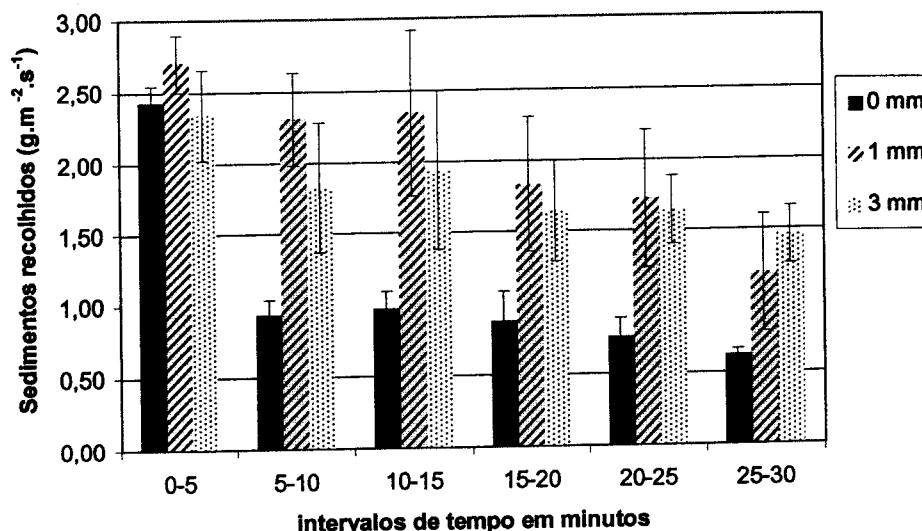


Figura 4.6 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o solo A com chuvas de 80 mm/h, 65% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

A característica mais relevante para o comportamento do solo A parece ser a sua elevada taxa de agregação nas classes mais grosseiras e a relativa estabilidade dessa agregação (coef. de agregação após imersão: 11,3%; ver Quadro 3.2 e Figura 3.8). Basta uma película de água de 1 mm de espessura para manter a agregação mais próxima das condições iniciais e uma evolução mais gradual da superfície para um estado de maior coesão. Com $h_b=0$ a desagregação acentua-se e a libertação de partículas finas origina uma superfície muito pouco rugosa, com maior resistência ao destacamento.

SOLO Pg

Com o solo Pg verifica-se a mesma evolução temporal decrescente da taxa de destacamento, tanto com $h_b=0$ como com $h_b>0$. Esta tendência é até mais acentuada que no solo A, para $h_b>0$, e particularmente notória com 50% ECR.

Com $h_b=0$, a proporção de partículas finas nos sedimentos recolhidos, tal como no solo A, aumenta para as modalidades: 40 50, 40 65 e 80 65. As médias dos DMP da fracção maior que 50 μm , foram respectivamente 710, 620 e 580 μm . Verifica-se também, que o maior efeito de redução do DMP ocorre na modalidade 40 65, sendo a redução devida ao aumento da intensidade para 80 mm/h já relativamente marginal. Os sedimentos do solo Pg não sofrem um decréscimo do DMP tão pronunciado como o solo A, devido à sua textura mais grosseira e à menor taxa de agregação (coef. de agregação após imersão: 6,5%; ver Quadro 3.2 e Figura 3.8).

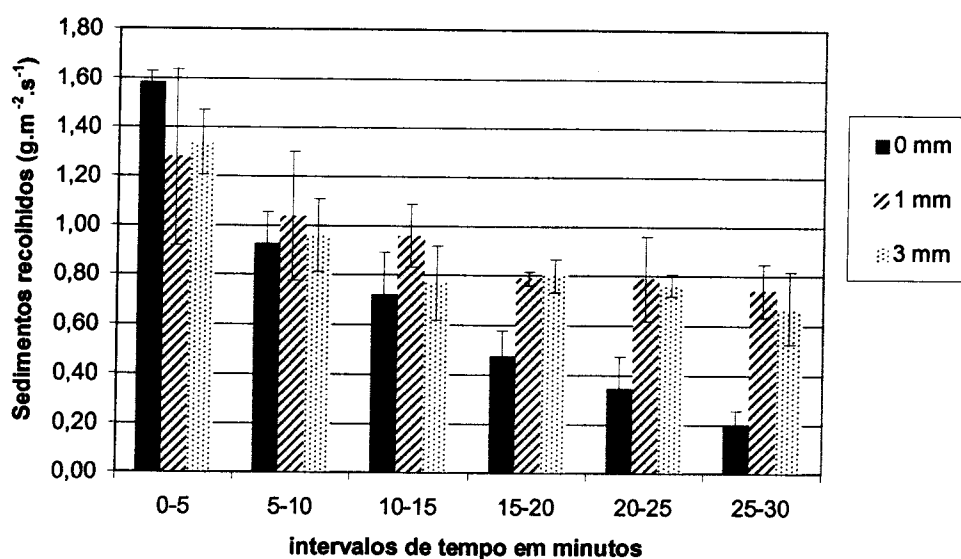


Figura 4.7 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o solo Pg com chuvadas de 40 mm/h, 50% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

No gráfico para a intensidade de 40 mm/h e 65% ECR (Figura 4.8) a evolução das perda de solo seguem o padrão geral, sendo de registar a particularidade da taxa para $h_b=0$ superar a dos ensaios com $h_b>0$, no primeiro intervalo de tempo. Esta tendência também se pode observar no gráfico anterior, para 50% ECR, mas de forma menos expressiva. No caso da intensidade de 80 mm/h isso já não acontece, o que também parece natural atendendo à evolução temporal apresentada e ao facto de se aplicar o dobro da precipitação no mesmo intervalo de tempo (relativamente à intensidade de 40 mm/h).

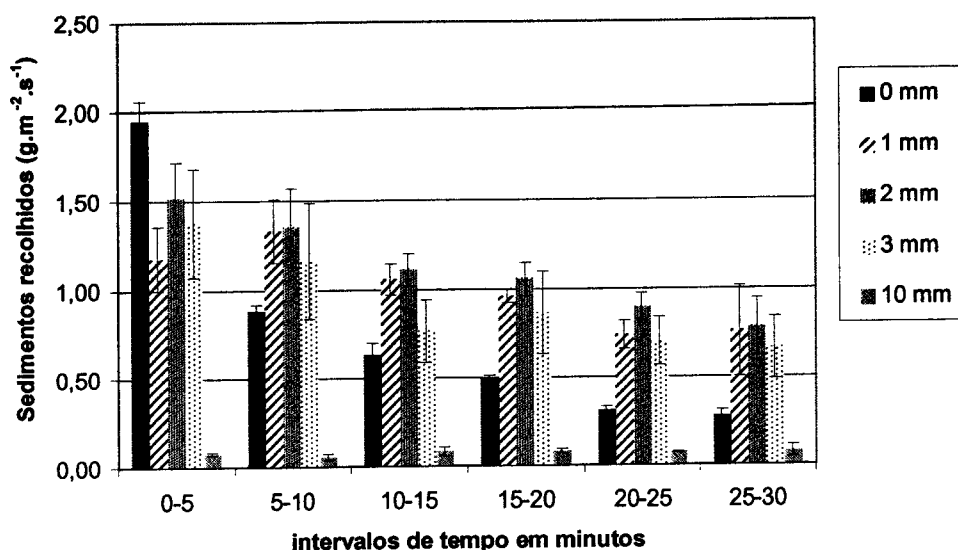


Figura 4.8 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o solo Pg com chuvas de 40 mm/h e 65% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

Na Figura 4.9, solo Pg e intensidade de 80 mm/h, salienta-se para $h_b=1$ mm um ligeiro aumento da perda de solo no período 15-20 minutos, ao que se segue um decréscimo mais acentuado das taxas observadas. Verifica-se que a altura de água sobre o solo nesses dois últimos intervalos de tempo se situa acima dos 3,5 mm, o que pode reflectir um fenómeno semelhante ao verificado com a areia para a intensidade de 80 mm/h e $h_b=2$ mm, embora de expressão mais limitada, devido à maior coesão da superfície do solo Pg após 20 minutos

de chuvada. No caso do solo A (intensidade 80 mm/h e $h_b=1$ mm) verifica-se também um efeito de estabilização até aos 15 minutos e um decréscimo mais rápido nos intervalos seguintes, mas a regulação da altura de água nesses ensaios não foi tão estável como para a areia, o solo Pg e também o solo Vx.

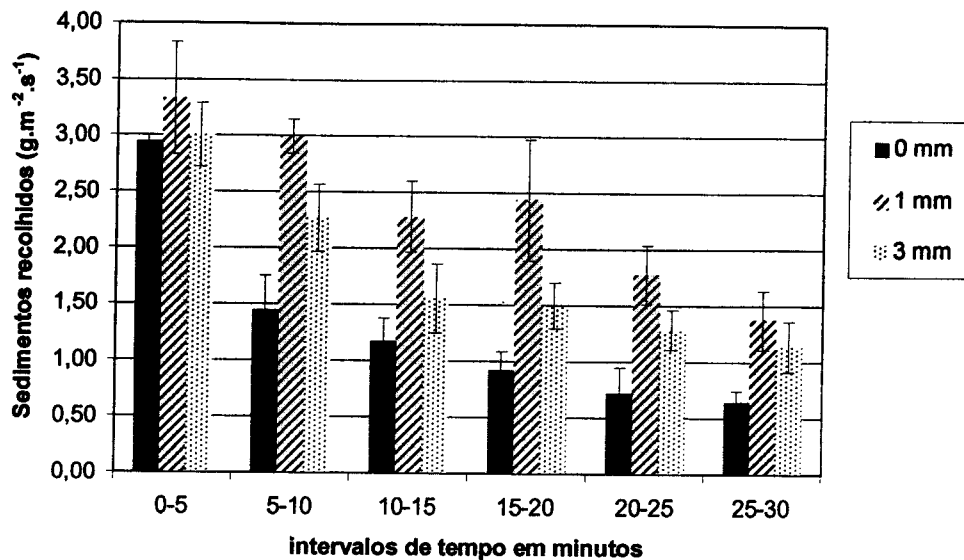


Figura 4.9 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o solo Pg com chuvas de 80 mm/h, 65% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

Após a imersão em água, o solo Pg apresenta um material terroso de granulometria bastante grosseira – apenas cerca de 15% de partículas $<50 \mu\text{m}$ (ver Figura 3.6) – com a menor taxa de agregação dos 3 solos estudados e com uma fraca estabilidade da agregação (coef. de agregação após imersão: 6,5%; ver também Figura 3.8). As reduções verificadas na perda de solo estão associadas a uma evolução da superfície em que se evidencia a acumulação de partículas soltas de areia grossa e saibro, no que se poderá considerar como um pavimento de erosão ou camada de deposição (nos casos em que $h_b > 0$). Havendo destacamento de todas as classes de partículas consideradas (fracção <4 mm), o desenvolvimento deste tipo de pavimento deve resultar da menor transportabilidade (ou maior depositabilidade) das partículas mais

grosseiras. Esta massa de partículas soltas permanece sobre uma superfície mais coesa com características de uma crosta estrutural.

SOLO Vx

A evolução geral das taxas de recolha de sedimentos do solo Vx, para a intensidade 40 mm/h (Figura 4.10) é equiparável à verificada para os casos equivalentes do solo Pg. Contudo, apesar da modalidade $h_b=0$ também apresentar um decréscimo mais acentuado do que as modalidades com $h_b>0$, verifica-se que as taxas estabilizadas da perda de solo (nos 2-3 últimos intervalos de tempo), para $h_b=0, 1$ e 2 mm são muito semelhantes entre si. Isto deve-se a duas diferenças relativamente aos restantes solos:

- a modalidade $h_b=0$ apresenta taxas semelhantes às verificadas para a areia e claramente superiores às verificadas para os solos A e Pg.
- em contrapartida, as modalidades $h_b=1$ e 2 mm revelam decréscimos mais acentuados e taxas inferiores às verificadas para a areia e os solos A e Pg.

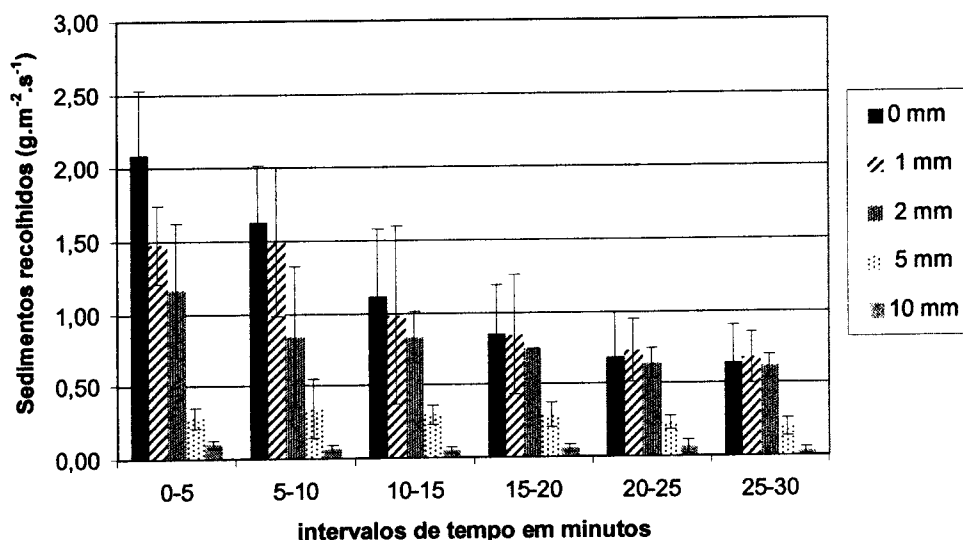


Figura 4.10 - Sedimentos recolhidos em períodos de 5 minutos ($\bar{x} \pm s$), para o solo Vx com chuvas de 40 mm/h, 65% ECR e diferentes alturas nominais da camada de água à superfície (h_b).

Aparentemente, o segundo ponto poderá resultar de uma maior tendência deste solo para o desenvolvimento de uma camada superficial com maior resistência ao destacamento, seja pela formação de uma crosta ou pela acumulação de uma camada de partículas grosseiras. Porém, esta explicação deveria justificar também uma descida acentuada da perda de solo para $h_b=0$.

Para explicar o comportamento do solo Vx temos de considerar que:

- embora este solo apresente uma boa taxa de agregação seca ao ar (cerca de 60 a 70% em todas as classes consideradas, ver Figura 3.8), após a imersão em água a percentagem de agregados decai substancialmente, apresentando um coeficiente de agregação de 6,6% (equiparável ao solo Pg e cerca de metade do obtido para o solo A – ver Quadro 3.2).
- grande parte agregação maior $>50 \mu\text{m}$ é constituída por algumas partículas grosseiras unidas por uma massa de partículas muito finas, (nas classes maiores por vezes apenas uma partícula da mesma classe rodeada de uma massa razoável de partículas muito finas). Após a desagregação por humedecimento obtém-se uma distribuição em que predominam as partículas grosseiras, constituídas essencialmente por partículas primárias com a forma achatada característica dos fragmentos de xisto e das micas, e ainda a fracção $<50 \mu\text{m}$ com proporção igual à do solo A (com particular relevância para a fracção $<5 \mu\text{m}$ que apresenta mais do dobro da proporção do solo A e o triplo do solo Pg - ver Figura 3.6).

Deste modo, as elevadas taxas de recolha de sedimentos no início dos ensaios com $h_b=0$, resultam de uma certa abundância inicial de partículas médias e grosseiras, principalmente se atendermos a que grande parte dessas partículas ainda são agregados o que, devido ao seu menor peso, pode facilitar o transporte pelo salpico. No decurso da chuvada, a desagregação resultante do impacte directo das gotas sobre o solo e a consequente acumulação de partículas finas ($<50 \mu\text{m}$), podem contribuir para a maior acumulação de água verificada à superfície destas amostras (ver Anexo A2.1),

originando uma maior saturação da camada superficial e, por esse facto, criando condições mais favoráveis ao destacamento (**Ghadiri e Payne, 1986** e **Sloneker et al., 1976**). Assim, as condições de tensão de humidade na camada superficial do solo Vx, na modalidade $h_b=0$, podem não ser inteiramente comparáveis com as condições verificadas para os solos A e Pg, em que se mantiveram melhores condições de infiltração.

Nas modalidades com $h_b>0$, o solo Vx é o que apresenta menores taxas de perda de solo ao fim dos 30 minutos. Esta maior resistência da superfície do solo pode dever-se essencialmente a dois factores: a fraca estabilidade dos agregados, sofrendo uma desagregação relativamente rápida, apesar da maior atenuação do impacte das gotas pela camada de água superficial; em consequência tende a aumentar à superfície a proporção de partículas primárias das classes médias e grosseiras, com formas achatadas. A conjugação destes factores pode contribuir para que o destacamento diminua drasticamente para pequenas alturas de água, devido à menor rugosidade da superfície, à menor exposição das partículas acima da camada limite e à maior dificuldade em deslocar estas partículas por rolamento ou por saltação.

A evolução da modalidade de 80 mm/h e $h_b=2$ mm (não apresentada graficamente) apresentou um decréscimo regular até aos 25 minutos, mas mais acentuado do 2º para o 3º intervalo de tempo quando a altura média da camada de água sobre o solo passou de 3,2 para 3,6 mm. A média da perda de solo teve decréscimos de 20, 30 e 12% respectivamente do 1º para o 2º, 2º para o 3º e 3º para o 4º intervalos de tempo, mantendo-se o coeficiente de variação sempre inferior a 19%. Este facto parece ser concordante com os decréscimos assinalados anteriormente, também para as chuvadas de 80 mm/h e alturas de água de cerca de 3,5 mm.

O solo Vx apresenta uma elevada proporção de partículas terrosas nas classes superiores – quase 20% para a fracção >1 mm, tal como o solo Pg (ver Figura 3.6) – no entanto, difere deste último e aproxima-se do solo A ao

apresentar quase 40% de partículas <50 μm . A elevada representação de partículas finas permite a formação de uma crosta aparentemente com maior coesão que nos solos A e Pg. Simultaneamente, verifica-se a acumulação de algumas partículas de areia grossa e saibro, de forma achatada, soltas sobre a superfície. Desenvolve-se, portanto, uma crosta e um pavimento de erosão ou camada de deposição. A proporção das partículas grosseiras, soltas sobre a superfície, depende também da abundância de partículas finas que resultam da desagregação, contribuindo estas para um maior ou menor grau de envolvimento e de incorporação das primeiras na crosta superficial.

SÚMULA

Da análise neste ponto salientam-se os seguintes aspectos:

- relativa uniformidade das taxas de recolha de sedimentos no caso da areia, reflectindo a ausência de vestígios de alteração da superfície.
- tendência para o decréscimo das taxas de perda de sedimentos no caso dos solos, atingindo-se, em geral, uma certa estabilização antes dos 30 minutos. Este facto implica uma redução na disponibilidade de partículas à superfície do solo facilmente mobilizadas pelos processos de destacamento e transporte, devido ao aumento da coesão da superfície (formação duma crosta) e ao aumento da proporção de partículas mais grosseiras (formação de um pavimento de erosão ou camada de deposição, quando $h_b > 0$).
- maior decréscimo, e mais rápido, nas modalidades sem uma camada de água sobre o solo ($h_b = 0$), traduzindo uma maior alteração da superfície ou a sua evolução para um estado de equilíbrio com as condições de destacamento aplicadas que se revela mais afastado do estado inicial. O impacte directo das gotas na superfície do solo intensifica e acelera o processo de desagregação, libertando mais partículas finas (areia fina e limo). O subsequente rearranjo estrutural dessas partículas contribui para desenvolver uma crosta superficial com maior coesão.
- nos ensaios com $h_b > 0$ a perda de solo decresce mais lentamente e tende a estabilizar mais cedo. O processo de desagregação e de rearranjo das

partículas à superfície não é tão intenso mantendo-se a superfície num estado menos coeso.

- verificam-se algumas perturbações nos valores obtidos que, no caso dos ensaios com $h_b > 0$, podem por vezes ser explicadas pelo gradual aumento da altura de água devido à descida da superfície ou, em alguns casos pontuais, podem reflectir também os efeitos K e/ou B, associados à técnica das caixas de destacamento; estes efeitos são analisados no Anexo A3.2.

4.4. Relação da perda de solo com a intensidade da chuva

Para analisar o efeito da intensidade da chuva nos casos com uma camada de água à superfície é necessário ter presente que, embora os valores de altura de água sejam semelhantes à partida, intensidades diferentes originam taxas de perdas de sedimentos diferentes e, ao fim de algum tempo, alturas de água sobre o solo suficientemente distintas a ponto de não ser admissível que a intensidade da chuva é a única variável em análise.

No Quadro 4.2 expõe-se a abordagem seguida para o estudo do efeito da intensidade da chuva. Por defeito determinaram-se as médias das taxas de perda de solo para os períodos de tempo que totalizam igual volume de chuva aplicada. Nos ensaios com uma camada de água à superfície, obtêm-se por vezes, para esses períodos, alturas de água significativamente diferentes. Nesses casos optou-se por ajustar os intervalos de tempo de modo a conseguir alturas de água o mais próximas possível para os ensaios usados no estudo. Apenas na modalidade $h_b = 10$ mm da areia se usaram valores de h_s significativamente diferentes (com $p < 0,05$), atendendo que para este nível de altura de água as pequenas variações registadas têm muito menor importância relativa. Algumas modalidades, apesar da baixa probabilidade da igualdade das médias de h_s , apresentam, contudo, valores de h_s muito próximos. De acordo com o critério referido, o intervalo de tempo a usar nos ensaios com a

areia e chuvadas de 80 mm/h de intensidade corresponde ao período 0-7,5 minutos (Quadro 4.2), fazendo-se para o efeito a interpolação dos resultados entre o primeiro e segundo intervalo de 5 minutos.

Quadro 4.2 - Valores usados nas regressões da perda de solo, Q_s , com a intensidade da chuva, I . Todos os ensaios com 65% ECR.

Ref.	⁽¹⁾ Interv. (Int h_b) tempo (min.)	n	h_b ⁽²⁾		h_s		Anova ⁽³⁾		Intensid.		Q_s	
			\bar{x}	s	\bar{x}	s	F	prob.	\bar{x}	s	\bar{x}	s
			(mm)		(mm)				(mm/h)		(g.m ⁻² .s ⁻¹)	
20 00	(0-30)	3	-	-	-	-	-	-	20,3	± 0,4	0,30	± 0,03
40 00	(0-15)	3	-	-	-	-	-	-	41,5	± 2,0	0,91	± 0,38
80 00	(0-7,5)	3	-	-	-	-	-	-	79,8	± 4,5	1,29	± 0,19
20 02	(0-30)	3	2,1	± 0,09	2,6	± 0,10	0,69	0,54	19,7	± 1,3	0,87	± 0,10
40 02	(0-15)	3	2,27	± 0,09	2,7	± 0,07	-	-	40,0	± 1,6	1,64	± 0,20
80 02	(0-10)	3	2,10	± 0,12	2,8	± 0,32	-	-	78,9	± 3,7	3,93	± 0,95
20 05	(15-30)	3	-	-	5,4	± 0,02	0,65	0,55	19,1	± 1,2	0,39	± 0,06
40 05	(10-25)	5	-	-	5,5	± 0,24	-	-	43,6	± 1,2	0,80	± 0,14
80 05	(0-5)	3	-	-	5,6	± 0,22	-	-	83,3	± 2,1	1,85	± 0,34
20 10	(0-30)	3	-	-	10,0	± 0,01	7,66	*0,02	20,4	± 1,6	0,09	± 0,03
40 10	(0-15)	3	-	-	10,2	± 0,04	-	-	38,4	± 1,2	0,14	± 0,06
80 10	(0-7,5)	3	-	-	10,3	± 0,16	-	-	80,7	± 0,5	0,31	± 0,05
Solo A												
40 00	(0-30)	3	-	-	-	-	-	-	38,7	± 0,7	0,60	± 0,06
80 00	(0-15)	3	-	-	-	-	-	-	79,4	± 1,5	1,44	± 0,05
40 01	(0-30)	3	1,1	± 0,12	2,0	± 0,09	0,01	0,91	40,9	± 0,8	1,07	± 0,02
80 01	(0-15)	5	0,98	± 0,21	2,0	± 0,27	-	-	79,2	± 1,9	2,45	± 0,24
40 03	(0-30)	4	3,1	± 0,28	3,8	± 0,16	2,61	0,17	40,2	± 1,1	0,84	± 0,13
80 03	(0-15)	3	3,19	± 0,17	4,0	± 0,23	-	-	79,5	± 0,8	2,03	± 0,43
Solo B												
40 00	(0-30)	3	-	-	-	-	-	-	40,5	± 1,6	0,76	± 0,03
80 00	(0-15)	3	-	-	-	-	-	-	77,1	± 1,8	1,85	± 0,16
40 01	(0-30)	4	1,1	± 0,06	1,9	± 0,21	3,4	0,12	40,5	± 0,8	1,01	± 0,04
80 01	(0-15)	3	1,15	± 0,32	2,2	± 0,33	-	-	80,4	± 5,5	2,87	± 0,27
40 03	(0-30)	5	3,0	± 0,24	3,8	± 0,36	0,7	0,42	40,5	± 1,7	0,92	± 0,20
80 03	(0-15)	4	3,14	± 0,50	4,0	± 0,55	-	-	80,7	± 4,6	2,27	± 0,21
Solo Vx												
40 02	(0-30)	3	2,1	± 0,15	2,8	± 0,06	6,2	0,07	38,5	± 1,0	0,81	± 0,15
80 02	(0-15)	3	1,9	± 0,10	3,0	± 0,17	-	-	82,3	± 1,0	2,56	± 0,13

¹ Intervalos de tempo para igual volume de precipitação.

² Para as menores alturas de água indicam-se também os valores medidos (h_b).

³ Valor de F e probabilidade de igualdade das médias da altura de água à superfície (h_s), nos intervalos de tempo indicados:

* alturas de água significativamente diferentes para um nível de significância $\alpha = 0,05$.

No Quadro 4.3 apresentam-se os resultados da regressão efectuada com a função potência (2.2), depois da transformação logarítmica das variáveis Q_s (sedimentos recolhidos em $\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) e I (intensidade da chuvada em mm.s^{-1}). O parâmetro a_I tem unidades $\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ e o expoente b_I é adimensional.

Quadro 4.3 - Parâmetros da regressão dos sedimentos recolhidos, Q_s ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) com a intensidade das chuvas, I (mm.s^{-1}), após transformação logarítmica. Todos os ensaios com 65% ECR.

Ref. (h_b)	Regressão $Q_s = a_I I^{b_I}$						Signif. ⁽²⁾		Teste t ⁽³⁾ ($b_I=1$)	
	n	$\log(a_I)$ i.c. ⁽¹⁾ (log)	a_I ($\text{g/m}^2/\text{mm}$)	b_I i.c. ⁽¹⁾	r^2	F	prob.	t	prob.	
Solo A										
00	9	1,92 ± 0,80	82,9	1,07 ± 0,41	0,84	38,1	4,6E-04	0,39	0,71	
02	9	2,34 ± 0,49	217,1	1,07 ± 0,25	0,94	102,7	2,0E-05	0,64	0,54	
05	11	1,92 ± 0,47	83,3	1,04 ± 0,24	0,91	96,8	4,1E-06	0,34	0,74	
10	9	1,03 ± 0,92	10,6	0,94 ± 0,47	0,76	22,6	2,1E-03	-0,29	0,78	
Solo B										
00	6	2,17 ± 0,41	147,8	1,21 ± 0,22	0,98	225,7	1,1E-04	2,6	0,06	
01	8	2,47 ± 0,29	294,9	1,26 ± 0,17	0,98	342,8	1,6E-06	3,8	**0,0093	
03	7	2,42 ± 1,04	260,1	1,28 ± 0,57	0,87	33,6	2,2E-03	1,3	0,26	
Solo Pp										
00	6	2,57 ± 0,38	371,2	1,38 ± 0,21	0,99	336,4	5,2E-05	5,0	**0,0072	
01	7	2,95 ± 0,42	896,4	1,51 ± 0,23	0,98	287,7	1,3E-05	5,7	**0,0022	
03	9	2,57 ± 0,60	374,8	1,36 ± 0,33	0,93	94,5	2,6E-05	2,6	*0,04	
Solo Vx										
02	6	2,94 ± 0,58	873,2	1,54 ± 0,32	0,98	178,7	1,8E-04	4,7	**0,0093	

¹ Intervalos de confiança com 95% de probabilidade.

² Todas as regressões são significativas para um nível $\alpha = 0,005$.

³ Teste de t à hipótese de $b_I = 1$: * b_I significativamente diferente de 1 para um nível $\alpha = 0,05$; ** idem para um nível $\alpha = 0,01$.

Todas as regressões apresentadas são significativas ($p < 0,005$) e a maioria dos valores do r^2 são superiores a 0,9. A aplicação de um teste de t à hipótese de $b_I = 1$ permite diferenciar claramente a areia dos três solos estudados, sendo a probabilidade dessa igualdade se verificar muito superior no caso da areia. Nos solos, todos os valores de b_I são significativamente diferentes de 1, ($b_I > 1$) para um nível de significância $\alpha = 0,05$, com excepção do solo A para as alturas de água nominais de 0 mm e 3 mm. Mesmo nestes casos, o primeiro também é significativamente diferente para $\alpha = 0,1$ e o segundo não o é, essencialmente

devido à maior dispersão dos dados, conforme se pode verificar pela Figura 4.12 e pelo maior intervalo de confiança para b_1 .

O parâmetro a_1 , normalmente designado por destacabilidade do solo, não pode ser comparado entre solos diferentes, ou mesmo entre modalidades diferentes do mesmo solo, quando o respectivo expoente também for diferente.

No caso da areia, pode justificar-se a aplicação da regressão linear, apesar de um certo risco de não se garantir uma adequada homogeneidade das variâncias (ver Figura 4.11). As regressões lineares (ver Quadro 4.4) também são altamente significativas (com $p < 0,005$), e os valores do r^2 decrescem ligeiramente apenas em dois casos, aumentando em outros dois.

Quadro 4.4 - Regressão linear dos sedimentos recolhidos, Q_s ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) vs. intensidade da chuva, I (mm.s^{-1}), para a areia. Todos os ensaios com 65% ECR.

Ref. (h _b)	N	Regressão $Q_s = c + a_1.I$				Signif. ⁽²⁾		
		c	i.c. ⁽¹⁾	a_1 ($\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$)	i.c. ⁽¹⁾	r^2	F	prob.
00	9	0,11	± 0,46	56,1	± 31,2	0,72	18,0	3,8E-03
02	9	-0,24	± 1,00	186,5	± 68,5	0,86	41,5	3,5E-04
05	11	-0,14	± 0,29	84,2	± 19,3	0,92	97,7	3,9E-06
10	9	0,01	± 0,08	13,6	± 5,2	0,85	39,0	4,3E-04

¹ Intervalos de confiança com 95% de probabilidade.

² Todas as regressões são significativas para um nível $\alpha = 0.005$

Verifica-se que os valores das intersecções são muito próximos de 0, o que nos leva a considerar a possibilidade de forçar as regressões a passar pela origem. A caracterização das regressões do tipo:

$$Q_s = a_1.I$$

encontram-se no Quadro 4.5, verificando-se que a diminuição nos valores da significância e do r^2 são bastante pequenas.

Embora os resultados do teste de t do Quadro 4.3 não permitam admitir uma relação linear no caso dos solos, pode ser útil para efeitos comparativos da

destacabilidade de diferentes solos, considerar $b_1=1$ em todos os casos, (Hairsine e Rose, 1991; Proffitt et al., 1989, 1991). Os resultados dessas regressões lineares encontram-se também no Quadro 4.5.

Quadro 4.5 - Regressão linear, com passagem pela origem, dos sedimentos recolhidos, Q_s ($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) com a intensidade da chuva, I (mm.s^{-1}). Ensaio com 65% ECR.

Ref. (h_b)	Regressão $Q_s = a_I I$				Signif. ⁽²⁾	
	n	i.c. ⁽¹⁾		r^2	F	prob.
		a_I	($\text{g.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$)			
Areia						
00	9	62,1	$\pm 13,5$	0,71	19,6	3,1E-03
02	9	171,7	$\pm 30,1$	0,85	44,9	2,8E-04
05	11	75,6	$\pm 8,6$	0,90	93,9	4,7E-06
10	9	14,0	$\pm 2,3$	0,85	44,3	2,9E-04
Solo Pg						
00	6	63,6	$\pm 5,1$	0,97	142,6	2,8E-04
01	8	109,1	$\pm 8,4$	0,93	99,3	5,9E-05
03	7	87,7	$\pm 16,9$	0,80	24,6	4,3E-03
Solo Vx						
00	6	82,4	$\pm 10,6$	0,92	57,1	1,6E-03
01	7	118,4	$\pm 19,4$	0,88	42,3	1,3E-03
03	9	96,8	$\pm 10,0$	0,91	79,0	4,6E-05
Solo Vx						
02	6	105,3	$\pm 17,3$	0,91	49,0	2,2E-03

¹ Intervalos de confiança com 95% de probabilidade.

² Todas as regressões são significativas para um nível $\alpha = 0.005$

Na Figura 4.11 apresentam-se as regressões lineares para a areia, cujos parâmetros constam do Quadro 4.5. Nas figuras seguintes, até à Figura 4.14, temos as regressões não lineares para os solos A, Pg e Vx, cujos parâmetros constam do Quadro 4.3. As regressões são apresentadas com extrapolação até à origem apenas para efeitos descritivos. Contudo, atendendo a que teremos necessariamente perdas de solo nulas para intensidades nulas, é de admitir que esta relação deva passar pela origem.

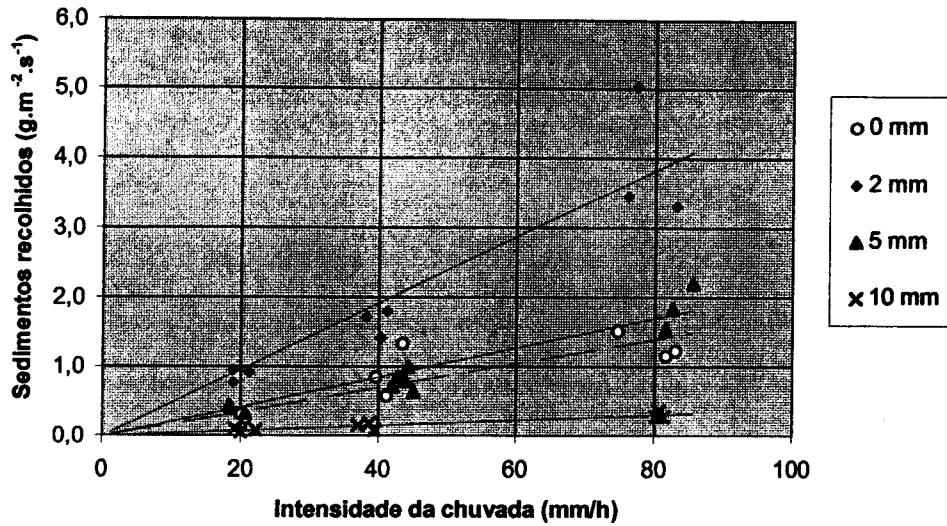


Figura 4.11 - Taxa de sedimentos recolhidos em função da intensidade das chuvaadas, para a areia, com 65% ECR. Recta a tracejado para $h_b=0$ mm. Parâmetros das regressões no Quadro 4.5.

Os três gráficos seguintes evidenciam a não linearidade entre a perda de solo e a intensidade da chuvaada. Essa não linearidade é menos acentuada no caso do solo A e mais evidente no caso dos solos Pg e Vx.

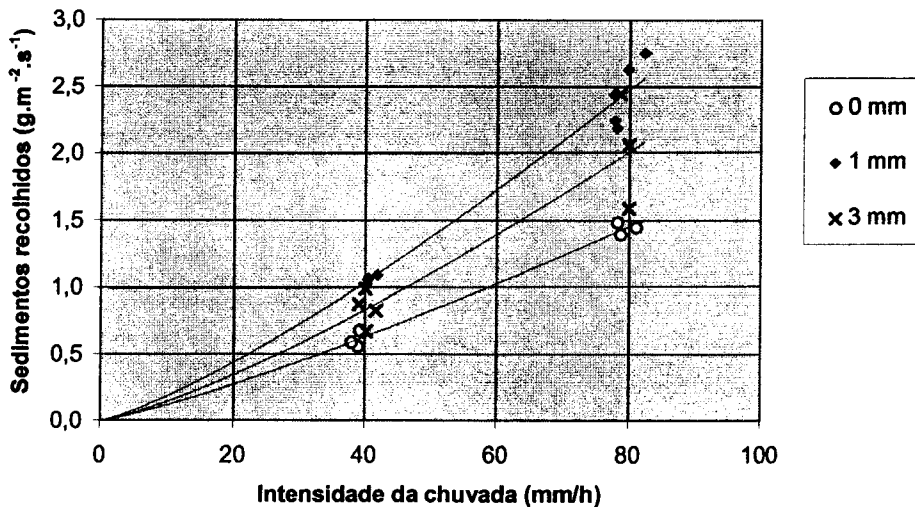


Figura 4.12 - Taxa de perda de solo com a intensidade das chuvaadas, para o solo A e 65% ECR. Parâmetros das regressões no Quadro 4.3.

Podem ser apresentadas diferentes justificações para esta característica consoante temos ou não uma lâmina de água à superfície ou, dito de outro modo, consoante o mecanismo de transporte dominante é submerso ou aéreo.

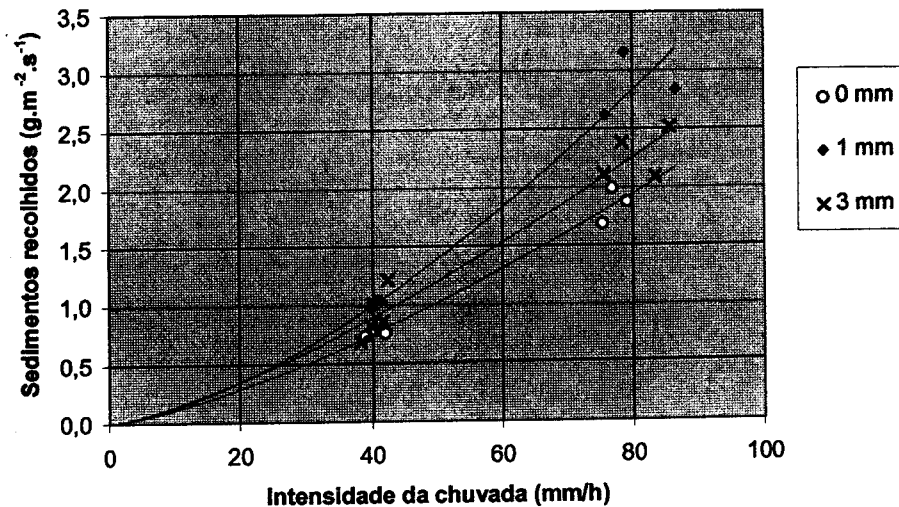


Figura 4.13 - Taxa de perda de solo com a intensidade das chuvas, para o solo Pg e 65% ECR. Parâmetros das regressões no Quadro 4.3.

Com $h_b=0$, o principal mecanismo de transporte é o salpico, tendo-se verificado na secção 4.3 que as perdas de solo decrescem bastante mais rapidamente ao longo dos ensaios. O impacte directo das gotas contribui para uma maior desagregação e um rearranjo mais coeso à superfície. O facto do material projectado no salpico aumentar mais que proporcionalmente com a intensidade da chuva deverá resultar, pelo menos em parte, de algum tipo de interferência da intensidade com os processos envolvidos na alteração da superfície. Podemos admitir os seguintes efeitos associados ao aumento da intensidade da chuva:

- o aumento da saturação do solo à superfície; contribui para aumentar a perda de solo pelo salpico desde que não se desenvolva uma película de água demasiado espessa (ver Anexo A2.1).
- a maior frequência dos impactes e a maior saturação da superfície podem contribuir para que as partículas desagregadas, e também as já destacadas

anteriormente, sejam interceptadas em novos impactes num rearranjo mais "solto"; nestas condições a crosta formada tenderá para um estado de equilíbrio menos consolidado, com menor coesão e portanto com menor resistência ao destacamento de partículas.

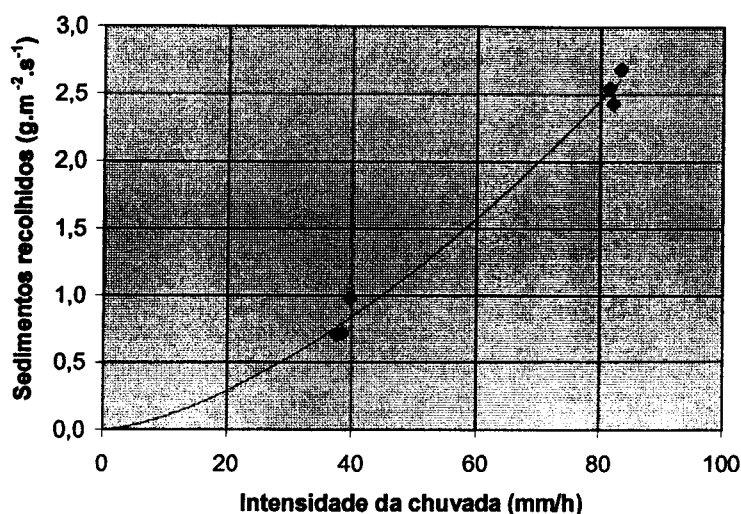


Figura 4.14 - Taxa de perda de solo com a intensidade das chuvadas, para o solo Vx, 65% ECR e $h_b = 2$ mm. Regressão no Quadro 4.3.

Relativamente a este último ponto, verificamos que a razão entre a taxa de salpico para os intervalos de precipitação 13,3-20 mm e 0-6,6 mm – correspondentes aos intervalos de tempo 20-30 e 0-10 minutos para a intensidade 40 mm/h e aos intervalos 25-30 e 0-5 minutos para a intensidade de 80 mm/h – deu cerca de 0,25 e 0,2 para os solos A e Pg com a intensidade de 40 mm/h e aproximadamente 0,4 para ambos os solos com a intensidade de 80 mm/h. Isto é, ao fim de igual aplicação de chuva, os ensaios com maior intensidade apresentam perdas de solo mais elevadas relativamente às taxas iniciais, o que sugere que a susceptibilidade ao destacamento aumentou com a intensidade da chuvada.

Com $h_b > 0$, a relação não linear da perda de solo com a intensidade da chuva ($b_i > 1$), pode justificar-se também pela menor coesão da superfície em resultado da maior frequência dos impactes (segunda explicação dada para $h_b = 0$). No entanto, podemos encontrar ainda outra razão relacionada com o principal mecanismo de transporte envolvido neste caso: o transporte submerso pelo impacte das gotas. Quanto maior é a frequência dos impactes maior é a taxa de destacamento mas, simultaneamente, menor é o tempo de sedimentação entre cada impacte. Consequentemente, mais partículas e de maiores diâmetros, podem ser deslocadas para o exterior, por sucessivos impactes antes de depositarem. Este efeito contribui para que aumentos proporcionais da intensidade originem aumentos mais que proporcionais da perda de solo, exercendo-se fundamentalmente para as partículas sujeitas a transporte em suspensão e eventualmente em saltação, ou seja, partículas $< 250 \mu\text{m}$ segundo **Walker et al. (1978)**.

Esta explicação não entra em conflito com a relação linear obtida para a areia. A areia usada é constituída por partículas maiores que 0,25 mm e neste caso o efeito de interacção positiva da intensidade sobre o transporte não será muito notório devido à elevada velocidade de deposição destas partículas e à ausência de outras mais finas. A confirmar-se esta explicação, será necessário aplicar chuvadas de intensidades superiores às usadas (no máximo 80 mm/h) para se esboçar uma relação não linear entre a taxa de recolha desta areia e a intensidade. Por outro lado, o solo A com $h_b = 1$ e 3 mm, ao apresentar um comportamento ligeiramente mais próximo do demonstrado pela areia, parece contradizer a hipótese proposta. Contudo, verificou-se que este solo apresentou a maior taxa de agregação (Fig. 3.8) e revelou uma maior estabilidade da taxa de recolha de sedimentos quando existe uma camada de água à superfície (Figura 4.5 e Figura 4.6), o que se atribuiu à maior capacidade da agregação para resistir ao impacte das gotas. Assim, admite-se que durante boa parte dos ensaios com $h_b > 0$ a granulometria deste solo poderá estar mais próxima da distribuição para o solo seco ao ar (muito mais

grosseira), do que a verificada após o humedecimento por imersão (ver Figura 3.6 e Figura 3.7, por exemplo a fracção >500 μm passa de 42% para 6%).

Kinnell (1991) e **Kinnell e Wood (1992)**, usando uma areia mais fina e mais homogénea que a usada neste trabalho (diâmetro médio de cerca de 0,2 mm), apresentam também uma relação linear entre o fluxo de sedimentos sujeitos ao TEIC e a intensidade da precipitação. As condições de transporte nesses trabalhos envolvem a aplicação de escoamento superficial com velocidades insuficientes para provocar destacamento, mas suficientes para diminuir a dependência do transporte das partículas do deslocamento provocado pelo impacte das gotas. Ou seja, as condições de transporte dos sedimentos nos tabuleiros de Kinnell dependem fundamentalmente da velocidade do escoamento e portanto, mesmo com partículas mais finas, o aumento da frequência dos impactes das gotas não parece influir substancialmente nas condições de transporte, mantendo-se a proporcionalidade entre a intensidade e a perda de sedimentos.

Verifica-se no Quadro 4.5 que o parâmetro da destacabilidade do modelo linear (a_1) não é constante para cada solo, variando com a altura de água de acordo com a mesma tendência das taxas de recolha de sedimentos. Atinge os valores máximos para a altura nominal de 2 mm na areia e no solo Vx e para a altura de 1 mm nos solos A e Pg. Comparando os solos, temos por ordem decrescente de destacabilidade: Areia>Pg>A \approx Vx, para $h_b=2$ ou 1 mm. Esta sequência reflecte aproximadamente as características apresentadas na secção 4.3 para o tipo de evolução da superfície de cada solo. Contudo, estes valores não são inteiramente comparáveis pois correspondem a valores de altura de água média sobre o solo ligeiramente diferentes. Os valores de h_s são pela mesma ordem: 2,7; 2,0; 2,0 e 2,9 mm (Quadro 4.2).

O expoente b_1 varia entre 0,94 e 1,54 (Quadro 4.3) situando-se na gama de valores encontrados na bibliografia. Compreensivelmente, estão mais próximos dos valores obtidos com a técnica das caixas de destacamento ou com a

técnica de impactes gota a gota, do que dos observados para a perda de solo de áreas intersulcos (secção 2.3.5). A maior linearidade demonstrada pela areia parece concordar com os resultados de **Mazurak e Mosher (1968)**, **Mazurak e Mosher (1970)** e **Sharma et al. (1993)**, para impactes directos no solo e com os de **Kinnell (1991)** quando existe uma camada de água.

4.5. Relação da perda de solo com a velocidade das gotas

A variação da energia cinética deveu-se apenas à variação da altura de queda das gotas, o que permite estudar a relação dos sedimentos recolhidos com a velocidade das gotas, expressa relativamente à sua velocidade terminal.

Provavelmente a maioria dos estudos de erosão envolvendo o impacte de gotas são efectuados com simulação de chuva. Muitas dessas simulações utilizam gotas que caem com velocidades razoavelmente inferiores à velocidade terminal. Consequentemente, para que os resultados obtidos possam ser aplicados, necessitam de ser extrapolados para os valores correspondentes à velocidade terminal das gotas, o que implica dispor de relações da taxa de destacamento com a velocidade das gotas que incluam valores tão próximos quanto possível da sua velocidade terminal. Neste trabalho as condições experimentais permitiram-nos obter no máximo velocidades de cerca de 80% da velocidade terminal de gotas de 3,2 mm de diâmetro. Nesta secção analisa-se a resposta da perda de solo à variação da velocidade de queda das gotas sem e com uma camada de água sobre o solo.

Para a análise da relação entre a perda de solo e a velocidade de impacte das gotas utilizaram-se intervalos de tempo definidos segundo o mesmo critério referido para a intensidade, na secção anterior, mas neste caso, considerando a energia cinética acumulada. Analisam-se separadamente dois grupos de dados: num grupo procura-se correlacionar os dados relativos às chuvadas

com 27, 35 e 65% de ECR e no outro as chuvadas com 50 e 65% ECR. Só com a areia se obtiveram dados para todos estes níveis energéticos ou velocidades das gotas, mas surpreendentemente, as recolhas de sedimentos com 50% superaram as de 65% ECR. Nos ensaios com os solos A e Pg procurou-se verificar se esta tendência se repetia.

Relativamente à comparação das perdas de solo com 50 e 65% ECR, reúnem-se no Quadro 4.6 os principais resultados obtidos. Para além das variáveis que permitem caracterizar as condições em que decorreram esses ensaios, apresentam-se também os expoentes e os coeficientes de determinação das regressões das taxas de sedimentos recolhidos com a velocidade relativa das gotas, usando, após a transformação logarítmica das variáveis, a expressão:

$$Q_s = a_v \cdot (v_g/v_{gt})^{b_v} \quad (4.1)$$

em que Q_s é a taxa de sedimentos recolhidos ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), v_g/v_{gt} é a relação entre a velocidade das gotas no impacte e a sua velocidade terminal, a_v e b_v são parâmetros, o primeiro em $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ e o segundo adimensional.

Verifica-se para $h_b=0$, que as regressões têm baixos coeficientes de determinação mas os expoentes obtidos são próximos dos valores indicados por **Bisal (1960)**. Para $h_b>0$ podemos distinguir dois comportamentos diferentes: o da areia e do solo Pg por um lado e o do solo A por outro

Principalmente a areia, mas também o solo Pg, apresentam valores de perda de sedimentos para 50% ECR muito elevados relativamente aos valores para 65% ECR. Em relação ao solo Pg verifica-se, quer com este quadro quer com os dados do Quadro 4.1 não existir nenhuma diferença nas variáveis medidas que possa justificar tão grande proximidade entre as perdas de solo com 50 e 65% ECR. No caso da areia, detectam-se pequenas diferenças nos valores de h_s , mas que também não explicam o comportamento observado. No Quadro 4.6 pode verificar-se uma diferença importante na temperatura da água. Em termos médios os ensaios com 50% ECR apresentaram uma temperatura mais elevada do que os ensaios de 65% ECR em 4,5 e 4,0°C, respectivamente para

$h_b=2$ e 5 mm. O efeito da temperatura directamente sobre o destacamento não está muito documentado. No entanto, a temperatura condiciona a viscosidade da água, o que pode influenciar a periodicidade das deformações das gotas durante a queda, sabendo-se (ver secção 2.3.2) que a forma das gotas no momento do impacte pode ter um efeito significativo sobre o salpico (Ekern, 1953; Riezebos e Epema, 1985).

Quadro 4.6 - Sedimentos recolhidos (Q_s), com 50% e 65% ECR. Todos os ensaios com intensidade nominal de 40 mm/h.

Ref. (ECR h_b)	temper.		interv. tempo ⁽¹⁾ (min.)	n	h_b		h_s		Q_s		regress.		DMP ⁽³⁾		
	\bar{x}	s			\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	$b_v^{(2)}$	r^2	\bar{x}	s	prob
	(°C)				(mm)		(mm)		(g.m ⁻² .s ⁻¹)				(mm)		
50 02	21,6 ± 0,5		(0-20)	3	2,2 ± 0,09		3,0 ± 0,15		2,23 ± 0,20		-	-	0,56 ± 0,01		0,95
65 02	17,1 ± 0,3		(0-15)	3	2,3 ± 0,09		2,7 ± 0,07		1,64 ± 0,20		-	-	0,56 ± 0,01		-
50 05	21,1 ± 0,1		(0-20)	3	5,1 ± 0,11		5,5 ± 0,09		1,04 ± 0,08		-	-	0,59 ± 0,00		*0,02
65 05	17,1 ± 1,2		(0-15)	5	4,9 ± 0,17		5,1 ± 0,17		0,95 ± 0,16		-	-	0,60 ± 0,01		-
Pg															
50 00	17,8 ± 0,0		(0-30)	3	0,0 -		0,0 -		0,56 ± 0,04		1,6	0,65	0,74 -		-
65 00	18,1 ± 0,0		(0-23,5)	3	0,0 -		0,0 -		0,69 ± 0,07		-	-	0,51 -		-
50 01	18,5 ± 0,3		(0-30)	2	1,1 ± 0,16		2,0 ± 0,39		0,72 ± 0,04		3,2	0,97	0,62 ± 0,02		*0,02
65 01	17,0 ± 0,0		(0-23,5)	3	1,1 ± 0,11		1,9 ± 0,09		1,07 ± 0,04		-	-	0,50 ± 0,03		-
50 03	18,0 ± 0,3		(0-30)	3	3,3 ± 0,19		4,0 ± 0,23		0,62 ± 0,06		2,9	0,70	0,56 ± 0,08		0,29
65 03	16,3 ± 0,5		(0-23,5)	4	3,1 ± 0,26		3,7 ± 0,15		0,89 ± 0,14		-	-	0,73 ± 0,23		-
A															
50 00	17,9 ± 0,0		(0-30)	3	0,0 -		0,0 -		0,71 ± 0,09		1,7	0,68	0,71 -		-
65 00	17,3 ± 0,3		(0-23,5)	3	0,0 -		0,0 -		0,87 ± 0,02		-	-	0,61 -		-
50 01	17,2 ± 0,1		(0-30)	3	1,2 ± 0,07		1,8 ± 0,07		0,93 ± 0,09		1,1	0,48	0,54 ± 0,04		*0,03
65 01	17,3 ± 0,5		(0-23,5)	4	1,1 ± 0,04		1,8 ± 0,25		1,06 ± 0,08		-	-	0,45 ± 0,04		-
50 03	17,3 ± 0,0		(0-30)	3	3,1 ± 0,14		3,8 ± 0,16		0,88 ± 0,11		1,3	0,24	0,40 ± 0,02		0,42
65 03	17,4 ± 0,5		(0-23,5)	4	3,0 ± 0,25		3,7 ± 0,38		1,04 ± 0,20		-	-	0,45 ± 0,09		-

¹ Intervalos de tempo para idêntica ECR acumulada e alturas de água aproximadas.

² Expoente da função potência (4.1).

³ Diâmetro Médio Ponderado dos sedimentos recolhidos. Nos solos A e Pg com $h_b = 0$ o DMP foi determinado para o conjunto das amostras.

* médias dos DMP significativamente diferentes para um nível $\alpha = 0,05$ (Anova).

A hipótese que aqui se coloca é a de que os valores anormalmente elevados das modalidades com 50% ECR podem dever-se a um fenómeno deste tipo, em que a forma predominante das gotas no momento do impacte terá maior eficiência no destacamento e transporte de partículas. No caso da areia este efeito poderá ter-se acentuado pelo facto da temperatura ter sido maior nos

ensaios com 50% ECR, diminuindo a viscosidade da água e permitindo uma maior deformação das gotas durante a queda. Com base nos cálculos de **Nearing e Bradford (1987)**, verifica-se para a modalidade de 50% ECR, que basta um erro inferior a 5 cm na altura de queda das gotas para se trocarem os extremos do ciclo de oscilação, representando essa oscilação cerca de 30% da oscilação máxima no início da queda. Para além deste efeito, o aumento da temperatura pode contribuir ainda mais para facilitar o destacamento quando existe uma camada de água à superfície. Sendo menor viscosidade da água, aumenta a fracção da energia da gota que pode atingir a superfície do solo, traduzindo-se num maior deslocamento de partículas.

Ainda no Quadro 4.6, verifica-se para o solo A, com $h_b=1$ e 3 mm, que as perdas de solo com 50% ECR relativamente a 65% ECR são menores do que as observadas para a areia e o solo Pg, conforme se pode confirmar também pelos valores mais elevados dos expoentes b_v , respectivamente 3,2 e 2,9. Este facto só poderá justificar-se se tiver existido a intervenção de outro factor que tenha reduzido a capacidade de destacamento das gotas com 50% ECR. Na série correspondente a $h_b=3$ mm, verifica-se que os ensaios com 50% ECR tiveram uma altura média de água sobre o solo de $h_s=4,0$ mm enquanto nos ensaios de 65% a média foi de 3,7 mm, sendo estes valores significativamente diferentes para $\alpha=0,05$. Nesta gama de alturas de água a taxa de sedimentos recolhidos decresceu com o aumento da camada de água (ver secção 4.5), o que poderá ter contribuído para a menor recolha de sedimentos nos ensaios com 50% ECR. Com os dados disponíveis é mais difícil encontrar uma justificação plausível para o caso de $h_b=1$ mm. Apresentam-se no Quadro 4.6 as médias dos diâmetros médios ponderados (DMP) dos sedimentos recolhidos nos períodos indicados, juntamente com os respectivos desvios padrão e o valor da probabilidade associada à hipótese da igualdade das médias. Pode constatar-se para os ensaios com $h_b=1$ e 3 mm, que o solo A apresenta sempre um DMP superior ao solo Pg para ensaios equivalentes. Paralelamente, a perda de solo é aproximada ou inferior no solo A, como sucede nos ensaios 40 65 01. Esta relação inversa da recolha de sedimentos

com o DMP parece ser mais acentuada para os ensaios com 50% ECR. Isto leva-nos a considerar a hipótese de que a menor recolha de sedimentos com 50% ECR no solo A resulte de uma dinâmica mais lenta do processo de desagregação à superfície, o que limitaria a disponibilidade de partículas de diâmetros inferiores a 1 mm, mais susceptíveis ao destacamento. Isto justificaria uma menor taxa de perda de solo e também um maior diâmetro médio ponderado dos sedimentos recolhidos.

- § -

Apresentam-se no Quadro 4.7 os resultados correspondentes aos níveis de 27, 35 e 65% ECR, para a areia e o solo Vx. Em cada série de dados, as médias de h_s não diferem significativamente para um nível de $\alpha=0,1$.

Quadro 4.7 - Valores usados nas regressões entre os sedimentos recolhidos (Q_s) e a velocidade relativa das gotas (v_g/v_{gt}).

Ref. (Int ECR h_b)	interv. tempo ⁽¹⁾ (min.)	n	h_s		Anova ⁽²⁾		v_g/v_{gt}		Q_s	
			\bar{x}	s	F	prob.	\bar{x}	s	\bar{x}	s
			(mm)				(%)		($\text{g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)	
Areia										
20 27 02	(0-30)	1	2,4		1,21	0,41	52,2	-	0,28	-
20 35 02	(0-30)	2	2,0	$\pm 0,30$	-	-	58,7	-	0,30	$\pm 0,10$
20 65 02	(0-15)	3	2,3	$\pm 0,21$	-	-	80,4	-	0,94	$\pm 0,13$
40 35 02	(10-30)	4	2,4	$\pm 0,16$	2,16	0,20	58,7	-	0,53	$\pm 0,17$
40 65 02	(0-10)	3	2,6	$\pm 0,14$	-	-	80,4	-	1,62	$\pm 0,08$
80 27 02	(0-30)	3	2,8	$\pm 0,35$	1,98	0,23	52,2	-	0,79	$\pm 0,15$
80 35 02	(0-30)	1	2,5	$\pm 0,34$	-	-	58,7	-	0,98	-
80 65 02	(0-15)	3	3,2	$\pm 0,37$	-	-	80,4	-	3,81	$\pm 0,71$
Solo Vx										
40 35 02	(0-30)	3	2,4	$\pm 0,20$	1,5	0,28	58,7	-	0,44	$\pm 0,08$
40 65 02	(0-15)	3	2,6	$\pm 0,03$	-	-	80,4	-	0,94	$\pm 0,36$

¹ Intervalos de tempo para idêntica ECR acumulada e alturas de água aproximadas (ver ²)

² Valor de F e probabilidade da igualdade das médias da altura de água à superfície (h_s), nos intervalos de tempo indicados. As médias de h_s não são significativa/ diferentes para um nível $\alpha = 0,1$.

No Quadro 4.8 caracterizam-se as regressões da função potência (4.1) para a areia e o solo Vx. No caso da areia apresentam-se também na Figura 4.15. As

extrapolações para velocidades de queda inferiores às medidas tem objectivos meramente ilustrativos. A regressão para o solo Vx tem uma significância e um coeficiente de determinação relativamente baixos, devido em parte ao limitado número de pontos mas também à grande dispersão de resultados para o nível de 65% ECR (80,4% da velocidade terminal).

Quadro 4.8 - Regressão dos sedimentos recolhidos, Q_s ($\text{g.m}^2.\text{s}^{-1}$) com a velocidade relativa das gotas, (v_g/v_{gt}) após transformação logarítmica da função potência.

Ref. (Int h_b)	Regressão $Q_s = a_v \cdot (v_g/v_{gt})^{b_v}$							Signif. ⁽²⁾	
	n	log(a_v) (log)	i.c. ⁽¹⁾	a_v ($\text{g.m}^2.\text{s}^{-1}$)	b_v	i.c.	r^2	F	prob.
20 02	6	0,26	± 0,28	1,81	3,15	± 1,51	0,89	33,7	**4,4E-03
40 02	7	0,56	± 0,29	3,64	3,71	± 1,58	0,88	36,4	**1,8E-03
80 02	7	0,92	± 0,18	8,34	3,71	± 0,87	0,96	121,2	**1,1E-04
40 02	6	0,18	± 0,37	1,50	2,31	± 2,07	0,71	9,6	*3,6E-02

¹ Intervalos de confiança para 95% de probabilidade.

² Todas as regressões são significativas para um nível: * $\alpha = 0.05$; ** $\alpha = 0,01$

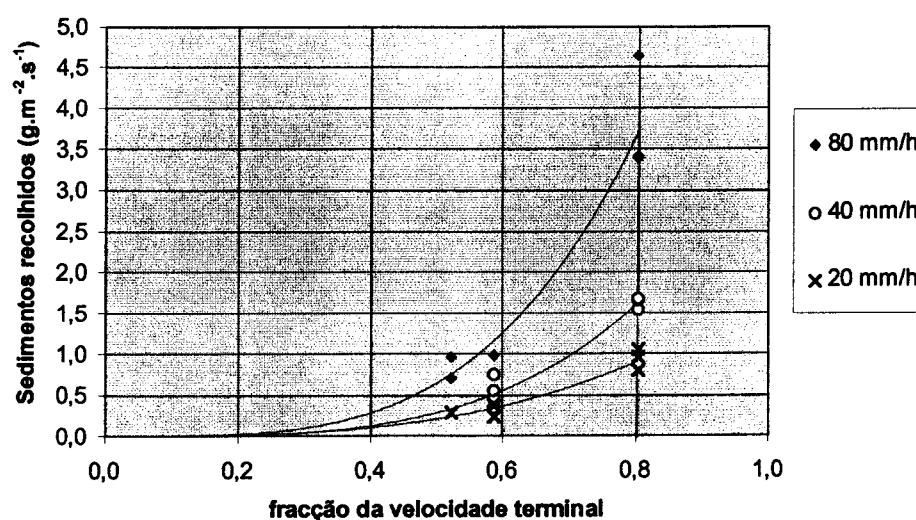


Figura 4.15 – Variação dos sedimentos recolhidos com a velocidade relativa das gotas (em relação à velocidade terminal), para a areia, com $h_b=2$ mm. Parâmetros das regressões no Quadro 4.8.

São escassas as referências expressas à relação entre a perda de solo e a velocidade de queda das gotas. Verifica-se uma grande discrepância entre o expoente obtido por **Ellison (1947c)**, com 4,33 e o valor de 1,4 obtido por **Bisal (1960)**. **Ellison (1947c)**, não descreve as condições experimentais em que obteve aquele valor, mas **Bisal (1960)**, refere que essas condições incluíam também o transporte, devendo referir-se ao transporte pelo escoamento. Segundo esta interpretação, os elevados valores de b_v indicados no quadro anterior poderão dever-se à presença de uma camada de água sobre o solo, incorporando também o processo de transporte de sedimentos no escoamento ainda que induzido pela chuva.

Com excepção do expoente (b_v) os restantes valores apresentadas no Quadro 4.8 mantêm-se constantes caso se efectue a regressão entre a perda de solo e a energia cinética das gotas, expressa relativamente à energia cinética com a velocidade terminal (ECR). Nesse caso o parâmetro b_E assume os valores 1,58, 1,85 e 1,86 para a areia e as intensidades de 20, 40 e 80 mm/h respectivamente, e 1,16 para o solo V_x e a intensidade de 40 mm/h. Estes valores situam-se na gama indicada por **Sharma e Gupta (1989)** e **Sharma et al. (1991)**, quando a variação da energia cinética resulta da variação da altura de queda (b_E desde <1 a >2). Pelos resultados de **Sharma e Gupta (1989)**, verifica-se que o diâmetro das gotas exerce uma forte influência nos valores de b_E . Este expoente aumenta desde 0,81 até 1,99 quando as gotas diminuem de 5,0 até 3,6 mm de diâmetro. Os valores relativamente elevados de b_E obtidos para a areia, entre 1,6 a 1,9, parecem assim admissíveis atendendo às gotas de 3,2 mm de diâmetro usadas neste trabalho.

Dos resultados experimentais analisados salienta-se:

- a temperatura ambiente pode ser um factor relevante para a variabilidade dos resultados dos ensaios de simulação de chuva, justificando-se o seu controlo de modo a reduzir as variações de temperatura entre ensaios.

- para obter estimativas da perda de solo a partir das características da chuva, é fundamental dispor de relações obtidas com velocidades de queda das gotas o mais próximo possível das velocidades terminais; nos ensaios envolvendo diferentes alturas de queda, devem-se realizar testes prévios de modo a assegurar que não ocorrem interferências significativas devido à variação da forma das gotas no momento do impacto.
- os expoentes obtidos na relação da perda de solo com a energia cinética relativa (ECR), entre 1,6 e 1,9 no caso da areia, parecem relativamente próximos dos valores indicados na bibliografia para gotas de diâmetro semelhante às usadas neste trabalho.

4.6. Relação da perda de solo com a altura de água à superfície

4.6.1. Efeito da altura de água à superfície do solo

No estudo da relação entre a perda de solo e a altura de água à superfície usaram-se as médias para os 30 minutos dos ensaios. Temos no Quadro 4.9 as médias e desvios padrão dessas duas variáveis e ainda a discriminação da perda de solo nas componentes do salpico e do transporte submerso.

Os ensaios com a areia e o solo Vx foram realizados numa fase anterior à dos solo A e Pg. Com base na bibliografia e na análise preliminar dos resultados obtidos, ficou-nos a convicção que a gama de alturas mais baixas, desde 0 até cerca de 3 mm, seria a que maiores alterações qualitativas deveria registar nos processos de destacamento e transporte pela chuva. Atendendo ainda que nas áreas intersulcos tem particular interesse o escoamento de muito pequena altura, optou-se por concentrar os estudos seguintes numa banda mais estreita de alturas de água, substituindo os testes com 5 mm de altura pelos de 3 mm.

Quadro 4.9 – Altura de água à superfície do solo (h_s) e perda de solo (Q_s), dividida nas componentes salpico e transporte submerso. Médias dos ensaios de 30 minutos.

Ref. (Int ECR h_b)	n	h_s		salpico		sed. subm.		Q_s	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
		(mm)		$(g.m^{-2}.s^{-1})$		$(g.m^{-2}.s^{-1})$		$(g.m^{-2}.s^{-1})$	
20 65 00	3	0,0	-	0,300	$\pm 0,033$	-	-	0,30	$\pm 0,03$
02	3	2,6	$\pm 0,10$	-	-	0,87	$\pm 0,10$	0,87	$\pm 0,10$
05	3	5,3	$\pm 0,02$	-	-	0,42	$\pm 0,02$	0,42	$\pm 0,02$
10	3	10,0	$\pm 0,01$	-	-	0,09	$\pm 0,03$	0,09	$\pm 0,03$
40 65 00	3	0,0	-	0,853	$\pm 0,369$	-	-	0,85	$\pm 0,37$
00 s/	4	0,0	-	0,363	$\pm 0,197$	-	-	0,36	$\pm 0,20$
02	3	3,2	$\pm 0,07$	-	-	1,49	$\pm 0,17$	1,49	$\pm 0,17$
05	5	5,4	$\pm 0,18$	-	-	0,84	$\pm 0,13$	0,84	$\pm 0,13$
10	3	10,2	$\pm 0,04$	-	-	0,14	$\pm 0,05$	0,14	$\pm 0,05$
80 65 00	3	0,0	-	1,121	$\pm 0,113$	-	-	1,12	$\pm 0,11$
02	3	4,1	$\pm 0,60$	-	-	3,34	$\pm 0,46$	3,34	$\pm 0,46$
05	3	6,3	$\pm 0,19$	-	-	1,74	$\pm 0,29$	1,74	$\pm 0,29$
10	3	10,4	$\pm 0,14$	-	-	0,24	$\pm 0,06$	0,24	$\pm 0,06$
40 50 00	3	0,0	-	0,562	$\pm 0,045$	-	-	0,56	$\pm 0,04$
01	3	1,8	$\pm 0,47$	0,072	$\pm 0,056$	0,56	$\pm 0,19$	0,63	$\pm 0,16$
03	3	4,0	$\pm 0,28$	0,006	$\pm 0,007$	0,62	$\pm 0,05$	0,62	$\pm 0,06$
65 00	3	0,0	-	0,605	$\pm 0,061$	-	-	0,60	$\pm 0,06$
01	3	2,0	$\pm 0,09$	0,124	$\pm 0,001$	0,95	$\pm 0,02$	1,07	$\pm 0,02$
02	4	3,2	$\pm 0,17$	0,031	$\pm 0,040$	0,99	$\pm 0,20$	1,02	$\pm 0,19$
03	4	3,8	$\pm 0,16$	0,004	$\pm 0,006$	0,84	$\pm 0,13$	0,84	$\pm 0,13$
10	3	10,1	$\pm 0,02$	0,000	$\pm 0,000$	0,11	$\pm 0,04$	0,11	$\pm 0,04$
80 65 00	3	0,0	-	1,096	$\pm 0,062$	-	-	1,10	$\pm 0,06$
01	5	2,6	$\pm 0,32$	0,163	$\pm 0,150$	1,85	$\pm 0,40$	2,02	$\pm 0,30$
03	3	4,5	$\pm 1,05$	0,024	$\pm 0,083$	1,78	$\pm 0,25$	1,81	$\pm 0,27$
Solo P_g									
40 50 00	3	0,0	-	0,708	$\pm 0,086$	-	-	0,71	$\pm 0,09$
01	3	1,8	$\pm 0,07$	0,132	$\pm 0,108$	0,80	$\pm 0,09$	0,93	$\pm 0,09$
03	3	3,8	$\pm 0,16$	0,000	$\pm 0,000$	0,88	$\pm 0,11$	0,88	$\pm 0,11$
65 00	3	0,0	-	0,758	$\pm 0,025$	-	-	0,76	$\pm 0,03$
01	4	1,9	$\pm 0,20$	0,104	$\pm 0,063$	0,93	$\pm 0,14$	1,03	$\pm 0,08$
02	5	3,0	$\pm 0,14$	0,011	$\pm 0,012$	1,11	$\pm 0,07$	1,12	$\pm 0,08$
03	5	3,8	$\pm 0,36$	0,002	$\pm 0,003$	0,92	$\pm 0,20$	0,92	$\pm 0,20$
10	3	9,9	$\pm 0,05$	0,000	$\pm 0,000$	0,07	$\pm 0,01$	0,07	$\pm 0,01$
80 65 00	3	0,0	-	1,309	$\pm 0,157$	-	-	1,31	$\pm 0,16$
01	3	3,0	$\pm 0,13$	0,102	$\pm 0,092$	2,29	$\pm 0,11$	2,36	$\pm 0,13$
03	4	4,5	$\pm 0,45$	0,009	$\pm 0,003$	1,79	$\pm 0,18$	1,79	$\pm 0,18$
Solo V_g									
40 65 00	4	0,0	-	1,167	$\pm 0,314$	-	-	1,17	$\pm 0,31$
00 s/	3	0,0	-	0,747	$\pm 0,368$	-	-	0,75	$\pm 0,37$
01	3	1,9	$\pm 0,30$	0,032	$\pm 0,026$	1,00	$\pm 0,34$	1,03	$\pm 0,36$
02	3	2,8	$\pm 0,06$	0,012	$\pm 0,026$	0,79	$\pm 0,34$	0,81	$\pm 0,15$
05	3	5,1	$\pm 0,28$	0,006	$\pm 0,002$	0,26	$\pm 0,09$	0,27	$\pm 0,08$
10	3	10,1	$\pm 0,02$	0,006	$\pm 0,003$	0,05	$\pm 0,02$	0,06	$\pm 0,03$

Na areia, com $h_b > 0$, os valores do salpico foram muito baixos, representando no máximo 0,6% do total para $h_b = 2$ mm. Nos solos verifica-se também que o salpico decresce rapidamente quando aumenta a altura da camada de água à superfície. Em todos os ensaios com uma altura $h_s \geq 3$ mm obtiveram-se valores $< 0,1 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, normalmente até bastante abaixo desse valor. As proporções mais altas do salpico foram $< 15\%$ do total de sedimentos e verificaram-se nos ensaios com $h_b = 1$ mm (h_s entre 1,8 e 2,0 mm), para 40 mm/h de intensidade e 50 ou 65% ECR. O decréscimo acentuado do salpico com a altura de água concorda com os resultados obtidos em diversos outros trabalhos (**Ghadiri e Payne, 1986; Moss e Green, 1983; Moss, 1988; Poesen e Savat, 1981**).

É de salientar, também, que praticamente em todos os casos, a perda de solo sem uma camada de água à superfície foi inferior à verificada para o nível de água mais baixo. A única exceção verificou-se para o solo Vx em que os valores com $h_b = 0$ (com drenagem) são ligeiramente superiores aos de $h_b = 1$ mm (1,17 para $1,03 \text{ g.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, respectivamente). Os ensaios do solo Vx com $h_b = 0$ e com drenagem, registaram maior acumulação de água à superfície devendo por isso encontrar-se mais próximo da saturação do que se verificou para os ensaios correspondentes da areia e dos solos A e Pg (Anexo A2.1). Em consequência é admissível que a perda de solo apresente valores relativamente mais elevados por comparação com a modalidade de $h_b = 1$ mm.

Da Figura 4.16 à Figura 4.19 apresentam-se, para cada um dos solos usados, as relações do transporte submerso com a altura da camada de água. Os dados das regressões efectuadas para a areia encontram-se no Quadro 4.10. As regressões têm uma elevada significância ($p < 0,0005$) e os coeficientes de determinação situam-se à volta de 0,9 o que nos leva a admitir que, para esta areia e para as condições ensaiadas, uma relação linear poderá descrever razoavelmente a variação da perda de solo com a altura de água à superfície. Pela observação da Figura 4.16 pode ficar alguma suspeita, em particular no

caso da intensidade de 80 mm/h, de que uma função decrescente poderá permitir um melhor ajustamento.

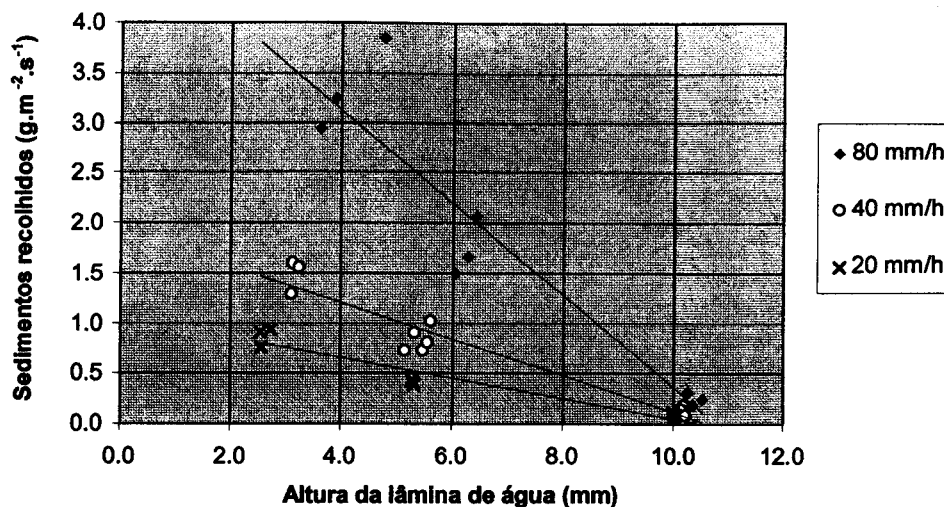


Figura 4.16 - Transporte submerso vs. altura de água, para a areia e chuvadas de 65% ECR. Parâmetros das regressões no Quadro 4.10.

Quanto menor é a espessura da camada de água maiores são os erros potenciais da oscilação da altura de água. Por outro lado, conforme foi referido no ponto 4.2, quando a camada de água sobre rebordo da caixa de destacamento se torna demasiado delgada verifica-se uma redução acentuada do transporte submerso, podendo levar à sua interrupção caso se chegue a quebrar a continuidade da lâmina de água. Nos ensaios efectuados, este efeito só foi evidente para $h_b < 1$ mm, eventualmente apenas para $h_b < 0,5$ mm. Portanto, os testes mais sujeitos a este problema foram os de altura nominal $h_b = 1$ mm. Verificou-se que alguns ensaios com o solo A, mais especificamente das modalidades 40 50 e 80 65, foram mais afectados por este efeito (pontos assinalados dentro de parêntese na Figura 4.17). Dada a incerteza quanto ao tempo em que a recolha de sedimentos ficou afectada pela redução da camada de água, e como os valores obtidos correspondem às alturas de água mais baixas que se conseguiram testar, optou-se por incluir também esses

resultados no gráfico, assinalando-os, no entanto, de modo a que possam ser interpretados com cuidado.

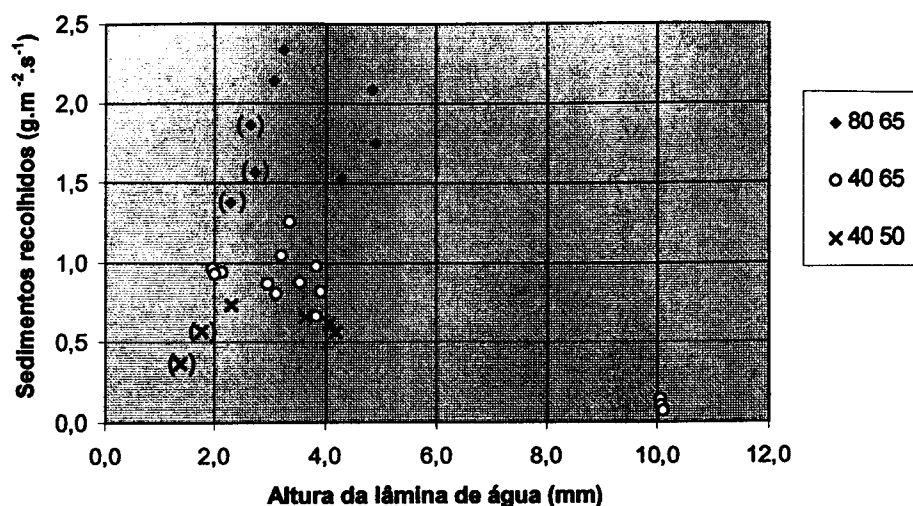


Figura 4.17 - Transporte submerso vs. altura de água para o solo A, com chuvadas de 80 ou 40 mm/h e 65% ou 50% ECR. Os pontos entre () assinalam períodos em que $h_b \approx 0$ mm.

O solo Pg apresenta uma menor variabilidade nos ensaios com altura de água nominal de 1 mm, para o que deve ter contribuído a maior estabilidade verificada na altura de água. Em contrapartida, uma amostra da modalidade 80 65 parece divergir da tendência revelada pelas restantes amostras.

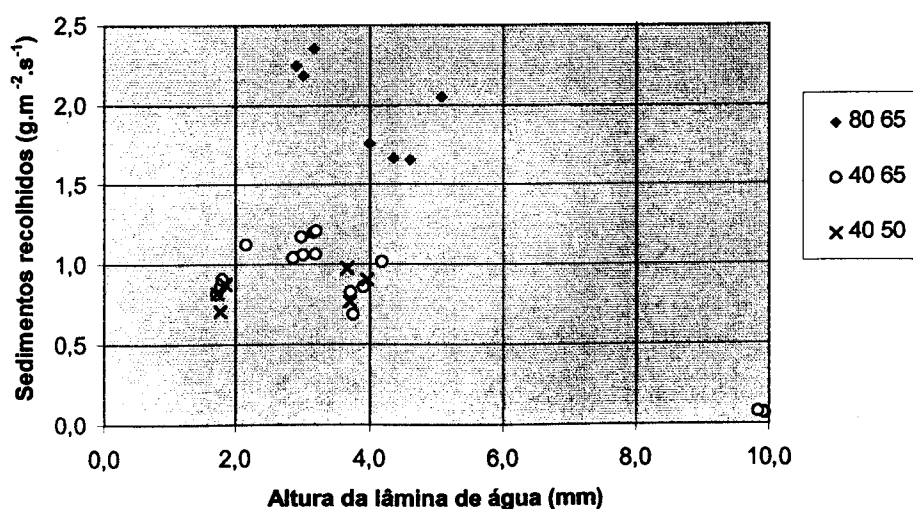


Figura 4.18 - Transporte submerso vs. altura de água para o solo Pg, com chuvadas de 80 ou 40 mm/h e 65% ou 50% ECR.

Em relação ao solo Vx existe também uma dispersão apreciável dos resultados para as alturas nominais de 1, 2 e 5 mm. Verifica-se ainda a particularidade dessa dispersão ser devida em todas as modalidades à existência de uma amostra que apresenta valores particularmente mais elevados. A dispersão aumenta para as menores alturas de água, eventualmente em resultado do maior desvio padrão de h_s , para a altura nominal de 1 mm, mas provavelmente, também em resultado da heterogeneidade da superfície do solo.

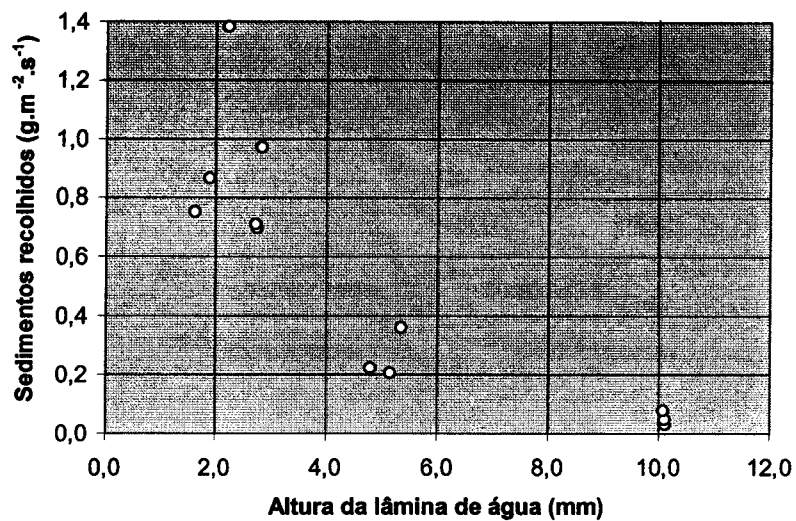


Figura 4.19 - Transporte submerso vs. altura de água para o solo Vx, com chuvadas de 40 mm/h e $65\% \text{ ECR}$.

O solo Vx apresenta uma tendência decrescente da perda de sedimentos com a altura de água mais acentuada o que justifica o ajustamento de uma função exponencial negativa (ver Quadro 4.10). Para tal pode contribuir o facto da areia e do saibro deste solo serem constituídas em grande parte por partículas de forma achatada. Esta forma pode facilitar a permanência das partículas sob a camada limite a partir de valores de altura de água mais baixos e dificulta também os mecanismos de transporte por rolamento e saltação.

Apesar da alta significância e da boa correlação apresentada, a regressão para o solo Vx pode não descrever adequadamente a relação em causa

porque as alturas inferiores aos 2 mm podem já reflectir o decréscimo do transporte submerso quando a altura de água se aproxima de zero, tal como sucede nos solos A e Pg.

Quadro 4.10 - Regressões da perda de solo, Q_s ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), com a altura de água à superfície, h_s (mm). Regressão linear para a areia e exponencial para o solo Vx.

Ref. (Int ECR)	Regressão $Q_s = a_h \cdot h_s - b_h$					Signif. ⁽²⁾		
	n	a_h	i.c. ⁽¹⁾	b_h	i.c.	r^2	F	prob.
		$(\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1})$		$(\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1})$				
20 65	9	1,06	$\pm 0,19$	-0,10	$\pm 0,03$	0,92	75,6	5,3E-05
40 65	11	1,93	$\pm 0,29$	-0,18	$\pm 0,04$	0,91	87,1	6,3E-06
80 65	9	4,96	$\pm 1,17$	-0,46	$\pm 0,16$	0,87	47,6	2,3E-04

Ref. (Int ECR)	Regressão $Q_s = a_h \cdot e^{(b_h \cdot h_s)}$					Signif. ⁽²⁾			
	n	$\log(a_h)$	i.c. ⁽¹⁾	a_h	b_h	i.c.	r^2	F	prob.
		(\log)		$(\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1})$	$(\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1})$				
40 65	12	0,64	$\pm 0,43$	1,91	-0,35	$\pm 0,07$	0,92	118,0	7,4E-07

¹ Intervalos de confiança para 95% de probabilidade.

² Todas as regressões são significativas para um nível $\alpha = 0,001$.

Podemos fazer a seguinte síntese para o transporte sob a camada de água:

- os valores máximos de sedimentos recolhidos ocorreram entre cerca de 2 e 4,5 mm da altura de água; o máximo de transporte aos 2 mm de altura de água ocorreu com o solo Vx e o máximo aos 4,5 mm ocorreu com a areia na modalidade de 80 65; excluindo estes casos extremos verifica-se que as restantes modalidades da areia e os solos A e Pg apresentam os seus valores máximos num intervalo que por excesso se situa entre 2,5 e 3,5 mm.
- as alturas de água correspondentes aos máximos observados da perda de solo, devem ser interpretadas com algum cuidado uma vez que variam consoante o período de tempo de medição. Dado que a saída de sedimentos implica a descida da superfície, verifica-se que quanto maior é o período de tempo considerado maior é a altura de água média e menor a taxa média de perda de sedimentos. Temos assim, que as alturas de água

assinaladas com os valores mais altos de perda de solo, podem não corresponder efectivamente às alturas em que a perda de solo atinge o máximo, ou seja, as alturas críticas segundo Palmer (1964).

- pela evolução temporal da perda de solo (secção 4.3), verifica-se que as modalidades sem água à superfície apresentam valores nos momentos iniciais (intervalo 0-5 minutos), muito próximos (solo A) ou mesmo superiores (solos Pg e Vx) aos registados nos ensaios com $h_b > 0$, no mesmo intervalo. Isto deve-se à maior e/ou mais rápida alteração da superfície do solo na ausência de uma película de água, formando-se uma crosta mais resistente nessas condições. Do ponto de vista estrito da variação da altura de água, pode-se concluir que ao utilizar os valores médios para os 30 minutos de duração dos ensaios estamos a relacionar a perda de solo com a altura de água para condições da superfície do solo bastante diferentes, quando essas condições deveriam ser equiparáveis.

4.6.2. Resultados suplementares

Nesta secção apresentam-se gráficos equivalentes aos da secção anterior, mas com os valores médios para o intervalo 0-10 minutos. Desta forma reduz-se o efeito de alteração da superfície ao longo das chuvadas, embora aumente o risco da maior variabilidade das condições iniciais das amostras. Com esta análise podemos incluir também os resultados de alguns dos ensaios de 10 minutos de duração com a superfície nivelada abaixo da bordadura das caixas de destacamento ($d_b > 0$). Admite-se a utilização desses dados atendendo a que as perdas de solo com desníveis iniciais de aproximadamente 2 e 4 mm não foram significativamente diferentes das modalidades equivalentes com $d_b = 0$ (ver Anexo A3.2.2). Contudo, de acordo com as conclusões do mesmo anexo, é de considerar que os valores das amostras com um d_b médio superior a 4 mm apresentem maiores erros por defeito devido à maior interferência da bordadura. Estes ensaios são distinguidos indicando-se a média de d_b para o conjunto de repetições efectuadas, enquanto os restantes ensaios são

identificados pelo valor de d_b inicial nulo, $d_b=0$. Nos mesmos gráficos são também incluídos os valores do salpico. A soma do salpico com o transporte submerso correspondente dá o total de sedimentos recolhidos, os valores totais não estão representados para não reduzir a inteligibilidade dos gráficos.

Como seria de esperar, atendendo à uniformidade temporal das taxas de recolha da areia, não se nota na Figura 4.20 grande alteração, na relação do transporte submerso com a altura de água para as duas intensidades, 40 e 80 mm/h, relativamente ao que se tinha observado na secção anterior.

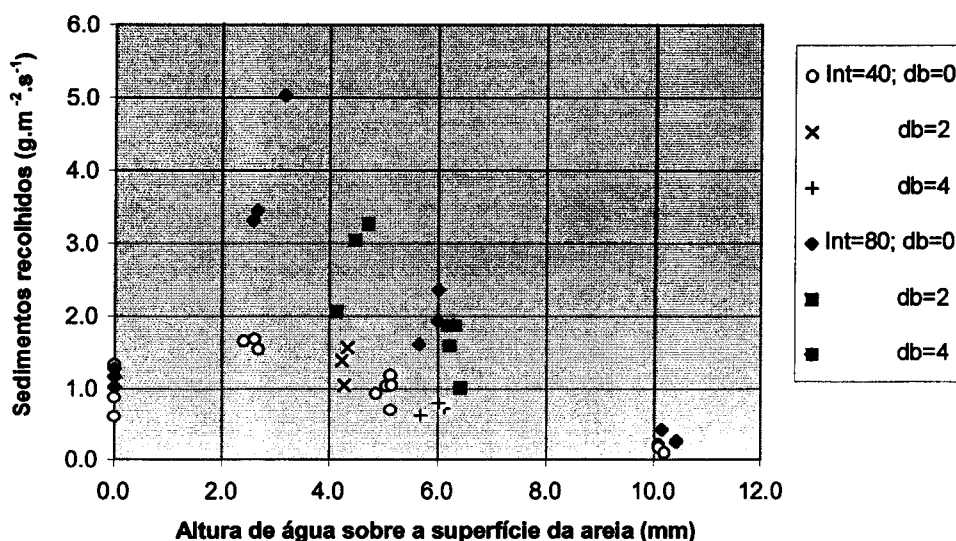


Figura 4.20 - Perda de sedimentos vs. altura de água à superfície. Areia, chuvadas de 40 e 80 mm/h e 65% ECR, período 0-10 minutos. Incluem-se amostras com a superfície 2 e 4 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento.

Indica-se o salpico apenas para $h_s=0$ dado que para a altura seguinte (>2 mm), foi praticamente nulo. Evidencia-se ainda que as perda de solo obtidas para as amostras com um desnível inicial $d_b>0$, parecem comportar-se, grosso modo, como as amostras com $d_b=0$, integrando-se muito razoavelmente na tendência geral. Assim, podemos concluir para as condições testadas, que a fase de decréscimo do transporte submerso com a altura de água à superfície pode ser razoavelmente representada por uma relação linear.

De todos os materiais usados, o solo A (Figura 4.21) é aquele em que as amostras com rebaixamento inicial da superfície mais evidenciam uma redução da perda de solo. O elevado valor do desnível médio ($d_b=4,7$ mm) sugere maiores erros por defeito. Salienta-se também o forte decréscimo do salpico com o aumento da altura de água e uma tendência decrescente do transporte submerso para valores de altura de água inferiores a 2,5-3,0 mm.

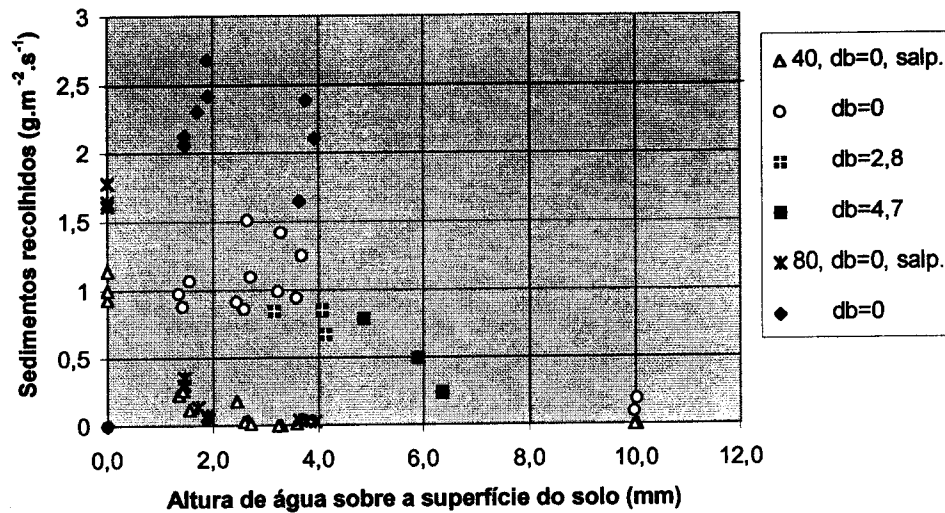


Figura 4.21 - Transporte aéreo (salp.) e transporte submerso vs. altura de água. Solo A, chuvadas de 40 e 80 mm/h e 65% ECR, período 0-10 minutos. Incluem-se amostras com a superfície 2,8 e 4,7 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento.

No solo Pg, Figura 4.22, as amostras com $d_b > 0$ apresentam valores aparentemente compatíveis com os obtidos para $d_b = 0$. O transporte submerso do solo Pg, nas condições destes ensaios, apresenta uma variação com a altura de água à superfície, para valores superiores a 2 mm, que não se afastará muito duma relação linear. Tal como para o solo A verifica-se com o Pg um decréscimo acentuado do salpico com o aumento da altura de água. O decréscimo do transporte submerso para os valores mais baixos da altura de

água não está tão bem representado neste solo, mas o limite a partir do qual se verifica essa tendência é igualmente entre os 2-3 mm de altura de água.

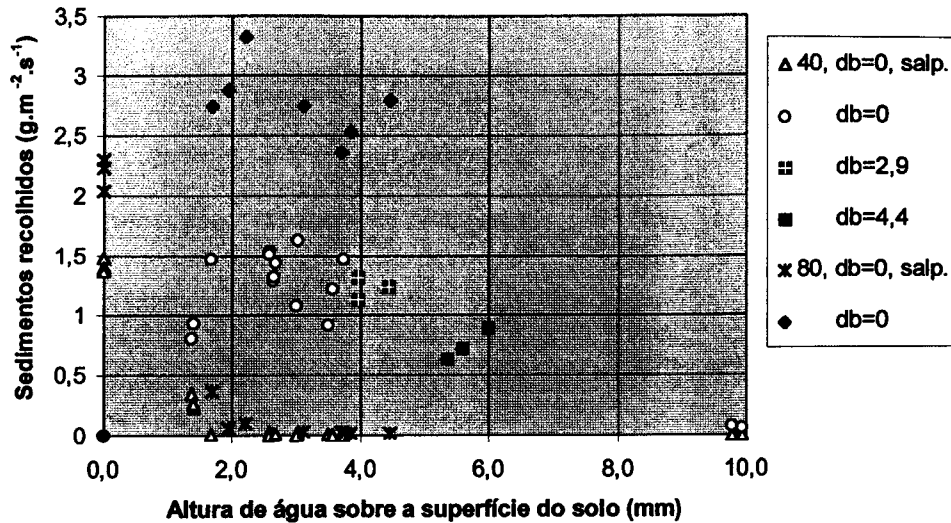


Figura 4.22 - Transporte aéreo (salp.) e transporte submerso vs. altura de água. Solo Pg, chuvadas de 40 e 80 mm/h e 65% ECR, período 0-10 minutos. Incluem-se amostras com a superfície 2,9 e 4,4 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento.

No gráfico do solo Vx (Figura 4.23) evidencia-se a grande dispersão dos valores do salpico para a altura de água nula. Tal dispersão deve-se em grande parte às diferentes condições de drenagem das amostras (Anexo A2.1). As amostras sem drenagem ("s/inf." no gráfico) acumularam mais água à superfície, mas com os dados recolhidos não é possível calcular a altura média verificada. Atendendo a isto e à rápida variação do salpico com o aumento da altura de água, optou-se por representar o salpico dessas amostras para $h_s=0$, mas assinalando esses valores por forma a poderem ser interpretados como correspondendo a alturas de água reais que se devem situar entre 0 e 1 mm.

Os resultados das amostras com $d_b > 0$ apresentam valores que se integram bastante bem na evolução apresentada pelas amostras com $d_b = 0$. Incluindo ou não as amostras com rebaixamento da superfície, confirma-se a tendência do

solo Vx, já revelada na secção anterior, para apresentar um decréscimo da perda de solo com a altura de água mais acentuado do que a areia e os solos A e Pg. Por outro lado, acentua-se a dispersão de valores, principalmente entre cerca de 2 e 4 mm de altura de água, que é, grosso modo, o intervalo de alturas em que se atingiram as perdas de solo mais elevadas.

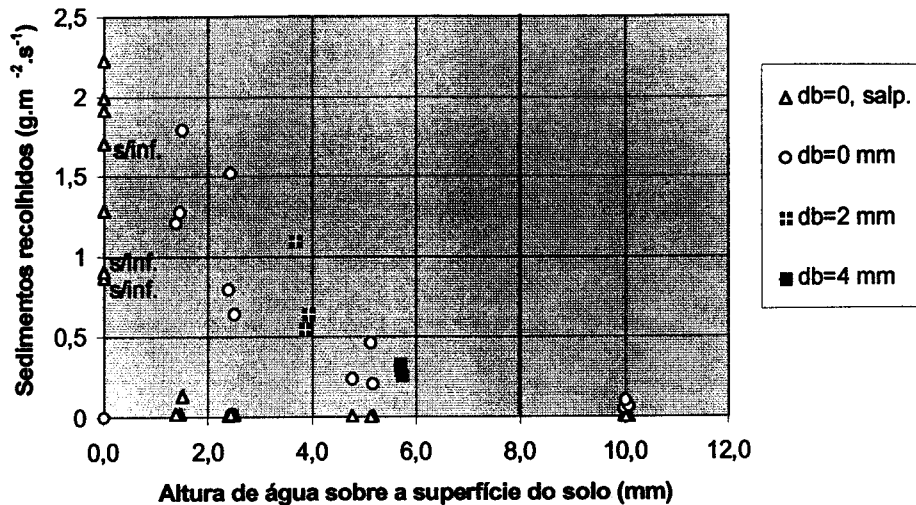


Figura 4.23 - Transporte aéreo (salp.) e transporte submerso vs. altura de água. Solo Vx, chuvadas de 40 mm/h e 65% ECR, período 0-10 minutos. Incluem-se amostras com a superfície 2 e 4 mm abaixo do rebordo das caixas de destacamento. Os pontos "s/ inf." indicam amostras com $h_b=0$, sem drenagem.

Observando os gráficos desta secção verifica-se que a variação da perda de solo com a redução da altura de água até zero apresenta um padrão que depende da intensidade da chuvada aplicada. No caso da areia e dos solos A e Pg, em que são apresentados resultados para as intensidades de 40 e 80 mm/h, observa-se para a intensidade de 40 mm/h que a recolha de sedimentos com $h_s=0$ (apenas salpico) é mais ou menos equiparável aos valores da perda solo com as alturas de água mais baixas (até cerca dos 3 mm); mas quando a intensidade é 80 mm/h, a perda de solo com $h_s=0$ já é claramente inferior à registada para as alturas mais baixas, (entre 2 e 4 mm). Isto leva-nos a dar atenção, novamente, à variação temporal da perda de solo sem e com uma

lâmina de água à superfície. Como a evolução da superfície do solo e o decréscimo das taxas de saída de sedimentos são mais rápidos nos casos de impacte directo das gotas, mesmo considerando apenas um período inicial de 10 minutos os valores médios de perda de solo dessas modalidades são mais fortemente reduzidos do que os das modalidades com uma camada de água à superfície e este efeito é tanto maior quanto maior a intensidade da chuva, dado que para o mesmo período de tempo maior é a energia aplicada e a alteração da superfície. Confirma-se pela observação dos gráficos da secção 4.3, que se considerarmos apenas o primeiro intervalo de tempo (0-5 minutos), as taxas de perda de solo dos ensaios sem altura de água são, tanto para 40 mm/h como 80 mm/h, muito próximas das observadas para as alturas de água nominais mais baixas, (1, 2 e 3 mm) e em alguns casos chegam a ser superiores, como sucede com o solo Pg e Vx nas chuvadas com intensidade de 40 mm/h e 65% ECR. A areia não confirma estas observações registando-se igualmente nos 5 minutos iniciais uma perda de sedimentos pelo salpico inferior à observada com $h_b=2$ mm, em qualquer das intensidades aplicadas. Este facto significa que para $h_b=0$ a eficiência do destacamento e/ou do transporte pelo salpico é menor na areia do que nos solos estudados. A elevada porosidade e a estabilidade das partículas, podem permitir um melhor escoamento interno da água das gotas durante o impacte, reduzindo assim a componente projectada na coroa. Em relação às amostras com $h_b=0$, há ainda a considerar o facto do destacamento decrescer com a tensão de humidade aplicada (Anexo A2.1). Sendo assim, os valores de perda de solo obtidos nestes ensaios com potenciais mátricos de -5 cm (areia e solo Vx) e -10 cm (solos A e Pg) devem ser ligeiramente inferiores aos que se obteriam para a saturação.

Com base nos resultados desta secção, podemos concluir que:

- o salpico decresce muito rapidamente com a altura de água sendo, em todos os casos, negligenciável a partir dos 2 mm de altura. A partir deste nível são recolhidas essencialmente partículas finas que vem em suspensão nas gotículas projectadas.

- em termos gerais, pode admitir-se para as condições dos ensaios realizados, que o transporte submerso decresce para alturas de água superiores a 3 mm. Como o salpico normalmente já é insignificante para essa altura de água, pode dizer-se que é a perda total de solo que decresce a partir dos 3 mm.
- a altura crítica, em que se verifica um valor máximo de transporte submerso, não deverá ser constante para todos os solos ou materiais usados e, atendendo à heterogeneidade desses materiais terá mais sentido falar de um intervalo de alturas críticas. Nas condições deste estudo esse intervalo situa-se aproximadamente entre 2 e 3 mm.
- a maior parte dos dados que permitiram chegar às conclusões anteriores basearam-se na aplicação de gotas com apenas 80% da sua velocidade terminal. É portanto admissível que para a velocidade terminal o referido intervalo corresponda a valores um pouco superiores. Arredondando podemos situar essa gama de alturas de água desde os 2/3 do diâmetro das gotas até à altura equivalente ao diâmetro das gotas (3,2 mm).
- para alturas superiores ao diâmetro das gotas, o decréscimo do transporte de sedimentos parece seguir uma tendência próxima da linear, principalmente no caso da areia e do solo Pg, tal como verificou **Kinnell (1991)** e também **Palmer (1964)** (apenas para as gotas de 2,9 mm).
- abaixo dos 2 mm de altura de água verifica-se um decréscimo no transporte submerso, que tem de ser muito acentuado uma vez que por definição esse transporte é nulo para $h_s=0$. No entanto, para esta gama de alturas de água, à medida que decresce o transporte submerso, aumenta o transporte aéreo (salpico). Verifica-se assim, que em termos da perda de solo total (salpico mais transporte submerso), não é seguro que se mantenha a tendência de decréscimo com a redução da altura de água; com o solo Vx verifica-se mesmo o contrário, os valores mais elevados de perda de solo ocorreram em amostras em que não foi aplicada água à superfície.
- recorrendo aos intervalos de tempo iniciais (0-5 minutos - ver secção 4.3), de modo a obviar à evolução mais rápida da superfície do solo na ausência de uma camada de água, conclui-se que a perda de solo total (salpico mais

destacamento submerso) é mais ou menos constante, ou em alguns casos mesmo ligeiramente decrescente, desde a altura de água 0 até cerca de 3 mm, valor a partir do qual tende a decrescer regularmente para zero.

- § -

Na Figura 4.24 apresentam-se possíveis relações da perda de solo com a altura de água, incluindo os dois tipos de transporte envolvidos, o transporte aéreo ou salpico e o transporte submerso.

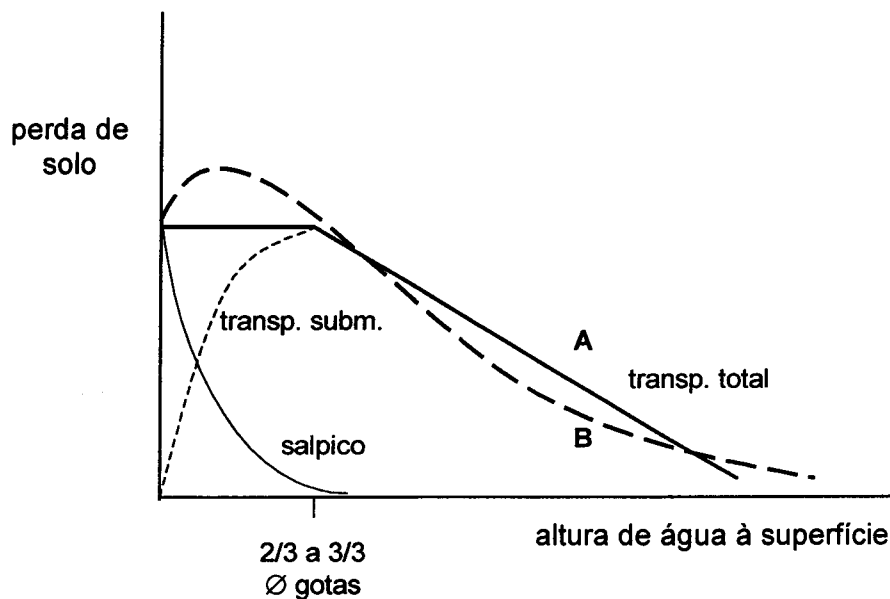


Figura 4.24 - Esboço da perda de solo com a altura de água à superfície, incluindo o transporte aéreo (salpico) e o transporte submerso.

São particularmente especulativas as curvas apresentadas para a altura de água menor que $2/3$ a $3/3$ do diâmetro das gotas (exceptuando o transporte pelo salpico). Em relação ao transporte total são discutíveis, quer a proposta A, com um valor constante, quer a proposta B, com um máximo para uma altura de água que pode não coincidir com a altura crítica para o transporte submerso. Há ainda a considerar que em algumas modalidades (P_g e V_x com chuvadas de 40 mm/h e 65% ECR) os valores mais altos de perda de solo ocorreram para $h_s=0$. Para esclarecer esta questão será necessário realizar

testes sem uma camada de água ($h_s=0$), mas com um controlo mais rigoroso da tensão de humidade aplicada e da água acumulada à superfície no decorrer dos ensaios. A variação do transporte submerso nesta gama de alturas é igualmente incerta, não sendo de excluir, quer a relação apresentada no esquema quer mesmo uma relação linear desde zero até à altura crítica.

A relação linear do transporte total para alturas de água superiores ao diâmetro das gotas (proposta A), quando o transporte total corresponde praticamente ao transporte submerso, tem justificação com base nos dados obtidos para areia e para o solo Pg. Contudo, esta não é a única relação possível, com o solo Vx esta fase decrescente parece aproximar-se mais de uma exponencial negativa (mais de acordo com a fase descendente de B). Também a relação adoptada por **Hairsine e Rose, (1991)** sugere um decréscimo do destacamento com a altura de água mais rápido do que o decréscimo verificado para a areia e para os solos A e Pg.

4.7. Conclusões

Salientam-se como principais conclusões deste capítulo:

- A taxa de recolha de sedimentos apresenta uma relativa uniformidade para a areia e uma tendência evidente de decréscimo para os solos, em geral, com uma certa estabilização antes dos 30 minutos. Esta redução deve-se ao aumento da coesão da superfície (formação duma crosta) e da proporção de partículas grosseiras (pavimento de erosão ou camada de deposição).
- O decréscimo da perda de solo é mais acentuado e mais rápido para as modalidades sem uma camada de água sobre o solo ($h_b=0$). O impacte directo das gotas na superfície intensifica e acelera o processo de desagregação, libertando mais partículas finas (dimensão da areia fina e do limo). O posterior rearranjo estrutural dessas partículas contribui para desenvolver uma crosta superficial com maior coesão.

- A existência de uma camada de água sobre o solo origina um decréscimo mais lento da taxa de perda de solo, provavelmente pela atenuação do processo de desagregação e de formação da crosta. Este facto pode ser útil para medir a destacabilidade da superfície do solo sem induzir uma alteração tão acentuada da superfície pela própria medição, como se verifica nos ensaios com $h_b=0$. Deste modo é possível uma melhor caracterização de diferentes estádios evolutivos da superfície.
- A variação da perda de solo com a intensidade da chuva pode ser descrita por uma relação linear no caso da areia e por uma função potência no caso dos solos, independentemente de existir ou não uma lâmina de água à superfície. Os expoentes obtidos (b) situaram-se aproximadamente entre 1 e 1,5 estando de acordo com os valores referidos na bibliografia.
- As destacabilidades obtidas pela relação linear da perda de solo com a intensidade da chuva permitiram obter, para valores da altura de água à superfície (h_s) entre 2 e 3 mm, a seguinte sequência por ordem decrescente: Areia > Pg > A \approx Vx. No entanto, esta sequência não se aplica a todas as modalidades, verificando-se uma grande influência de factores com a altura de água à superfície e as condições da superfície do solo.
- No estudo da relação entre a perda de solo e a energia cinética das gotas, pela variação da altura de queda, deve ser levada em consideração a possibilidade de ocorrerem variações na forma das gotas, no momento de impacte, suficientemente importantes para afectarem as relações obtidas.
- A variação da perda de solo com a velocidade das gotas ou com a energia cinética pode descrever-se também por uma relação potência; os expoentes obtidos para a relação com a energia cinética relativa (ECR), entre 1,6 e 1,9 no caso da areia, são relativamente próximos dos valores indicados na bibliografia para gotas de diâmetro semelhante às usadas neste trabalho.
- O salpico decresce muito rapidamente com altura de uma camada de água à superfície, sendo negligenciável a partir dos 2 mm de altura.

- A variação da perda de solo com a altura de água à superfície, nas condições destes ensaios, atinge um máximo para as alturas entre 2 a 3 mm ou aproximadamente entre $2/3$ e $3/3$ do diâmetro das gotas. Para alturas de água superiores, a perda de solo decresce de forma aproximadamente linear no caso da areia e dos solos A e Pg e segundo uma exponencial negativa no caso do solo Vx. Para alturas de água menores, enquanto o salpico aumenta, o transporte submerso de partículas decai rapidamente para zero. Para uma definição mais exacta da relação da perda de solo total (salpico + transporte submerso) para níveis abaixo da altura crítica são necessários estudos com um controlo mais rigoroso da altura de água, e também, da tensão de humidade para a altura de água nula. Esta gama de alturas de água é muito estreita, mas é particularmente relevante para a erosão nas áreas intersulcos.
- Apesar de se utilizar sempre o mesmo tipo de caixas de destacamento, é duvidoso que as perdas de solo medidas reflectam de forma constante a mesma proporção do total de partículas destacadas. Basta uma altura de água inferior a 1 mm para se iniciar uma alteração substancial nos mecanismos de transporte dominantes, decrescendo a projecção no salpico e aumentando o transporte submerso. Com o aumento da camada de água superficial, a diferença entre a perda de solo medida e a taxa de destacamento que efectivamente ocorre é potencialmente muito mais significativa. Estas alterações nos processos de transporte dificultam o estudo da relação da taxa de destacamento com a altura de água.
- Para relacionar a taxa de destacamento com a altura de água à superfície do solo é necessário dispor de um modelo que descreva adequadamente as condições de transporte a que são sujeitas as partículas destacadas. Nos dois capítulos seguintes procura-se modelar essas condições de transporte para amostras de solo em caixas de destacamento cilíndricas, com vista ao cálculo de taxas de destacamento, e da destacabilidade dos solos, mais independentes das condições de transporte específicas em que são feitas as medições da perda de solo.

5. Mecanismos Actuantes na Erosão Pelo Impacte de Gotas numa Lâmina de Água

5.1. Introdução

Neste capítulo, e no seguinte, apresentam-se alternativas para o desenvolvimento de um modelo do transporte de sedimentos pelo impacto de gotas numa camada de água, aplicados a amostras de solo de área circular e com declive nulo. A necessidade de um modelo deste tipo fundamenta-se em algumas das conclusões dos capítulos 2 e 4, que aqui se destacam:

- a) as situações potencialmente mais erosivas nas áreas intersulcos ocorrem quando se forma escoamento superficial, o que justifica a determinação da taxa de destacamento pela chuva com alturas de água não desprezáveis.
- b) as condições de transporte influem fortemente nas medições da perda de solo, o que salienta a necessidade de se obterem estimativas das taxas de destacamento que sejam independentes dessas condições específicas.
- c) a ausência de um modelo de transporte de sedimentos pelo impacto de gotas numa camada de água, aplicável a amostras de solo em caixas de destacamento cilíndricas.

Os modelos propostos visam o desenvolvimento de métodos mais expeditos para simular a altura do escoamento e que permitam obter estimativas das taxas de destacamento pela chuva, e da destacabilidade dos solos, independentes das condições de transporte.

Grande parte da conceptualização dos modelos de transporte apresentados baseia-se na análise das secções anteriores, 2.2.2, 2.2.4 e 2.3.2.

Na secção 5.2 consideram-se os principais mecanismos do Transporte no escoamento Induzido pela Chuva, para o caso particular de uma camada de água à superfície do solo, com declive nulo (ver secção 2.2.2 e Figura 2.1). Os mecanismos de *destacamento*, *deposição* e *transporte aéreo ou salpico*, são apresentados com base nas referências bibliográficas indicadas. Para o *transporte submerso*, analisam-se as suas causas, propõem-se duas componentes e apresentam-se hipóteses para a sua modelação. Discute-se ainda, o interesse do *transporte pelo escoamento* para as condições experimentais em causa. Nas secções 5.3 e 5.4 apresentam-se propostas, que se pretendem inovadoras, para a modelação das componentes do *transporte submerso*, o *transporte submerso primário* e o *transporte submerso secundário*. Na secção 5.5, procura-se calcular o desfasamento temporal entre estes dois tipos de transporte.

5.2. Descrição geral

5.2.1. Destacamento pelo impacte de gotas

Atendendo às principais conclusões da secção 2.3.2, considera-se que:

1. o impacte directo de gotas sobre o solo resulta na abertura de uma cratera de onde são destacadas as partículas projectadas no salpico.
2. com a interposição de uma lâmina de água distinguem-se 3 fases, no processo de impacte, susceptíveis de contribuir com destacamento: a expansão da cratera, a recessão da cratera, que culmina no jacto de Rayleigh, e o colapso do jacto de Rayleigh. Para fins práticos, vamos agrupar as duas últimas fases, ficando apenas:
 - 2.1. a expansão da cratera e da coroa – tal como em 1, contribui com sedimentos para o transporte aéreo ou salpico.
 - 2.2. a recessão da cratera, a formação do jacto de Rayleigh e o seu colapso – sequência do impacte que contribui para o destacamento e

transporte de partículas na lâmina de água. No final desta fase, imediatamente após o turbilhão divergente devido ao colapso do jacto de Rayleigh, admite-se que se forma uma nuvem de partículas destacadas ou nuvem de destacamento, com forma aproximadamente circular e centro no ponto de impacte (Kinnell, 1990).

Dada a dificuldade em medir directamente o total de partículas destacadas pelo impacte de gotas numa dada área de solo, medem-se, normalmente, as partículas que sofrem um transporte suficiente para ultrapassar a fronteira ou limite da área considerada. Se a massa de partículas destacadas na área A , por unidade de tempo for $E(A)$ ($M.T^{-1}$), obtém-se para a taxa de destacamento média \bar{e} ($M.L^{-2}.T^{-1}$) na área A :

$$\bar{e} = \frac{E(A)}{A} \quad (5.1)$$

A massa de sedimentos recolhidos da mesma área A , por unidade tempo, $S(A)$ ($M.T^{-1}$), pode exprimir-se, também, por unidade de área, Q_s ($M.L^{-2}.T^{-1}$):

$$Q_s = \frac{S(A)}{A} \quad (5.2)$$

Constata-se que Q_s representa a taxa de perda de solo, média para a área considerada, e que esta será sempre inferior, ou no máximo igual, à verdadeira taxa de destacamento, \bar{e} . No entanto, em amostras pequenas, como no caso de caixas de destacamento, Q_s tende a ser considerada como uma estimativa de \bar{e} , embora geralmente, se desconheça o erro cometido por tal simplificação. Este erro é tanto maior quanto menor for S relativamente a E , portanto, tende a acentuar-se para amostras de maior dimensão.

A definição apresentada para a taxa de destacamento média \bar{e} , pode ser formalizada também para o caso em que não é razoável admitir uma taxa de destacamento uniforme em toda a área considerada. Neste caso teremos e dependente da variável área, a :

$$e(a) = \frac{dE(a)}{da}$$

no caso de amostras de área circular, atendendo a que $da=2\pi.r.dr$ e exprimindo e em função de r fica:

$$e(r) = \frac{1}{2\pi r} \cdot \frac{dE(r)}{dr} \quad (5.3)$$

O total de partículas destacadas na área de raio R , pode-se representar como:

$$E(R) = 2\pi \int_0^R e(r) \cdot r \cdot dr$$

Neste estudo, com amostras de solo em caixas de destacamento circulares, vamos admitir e constante em toda a área das amostras, A_S , ficando $e = \bar{e}$.

Nos ensaios experimentais efectuados neste trabalho, verificou-se ser difícil encontrar critérios objectivos que permitissem estimar o parâmetro H da expressão (2.1) através da observação da superfície das amostras (**Hairsine, 1988; Hairsine e Rose, 1991 e Proffitt et al., 1991**). Assim, os modelos propostos admitem apenas o destacamento global da amostra de solo ($e = e_T$).

5.2.2. Deposição

Para as partículas primárias e agregadas de uma dada classe granulométrica k , a densidade do fluxo de deposição, d_k , expressa em $M.L^{-2}.T^{-1}$, é dada por (**Rose et al., 1983; Hairsine, 1988**):

$$d_k = \alpha_k \cdot c_k \cdot v_{dk} \quad (5.4)$$

em que c_k e v_{dk} são, respectivamente, a concentração e a velocidade de sedimentação das partículas em água estagnada. O parâmetro α_k representa, para cada classe k , a relação entre a concentração adjacente ao fundo e a concentração média na camada de água ou no escoamento. Neste trabalho adopta-se $\alpha_k = 1$, tal como **Hairsine (1988) e Hairsine e Rose (1991)**. Dada a complexidade das condições de deposição das partículas numa lâmina de

água sujeita a impactes de gotas, as velocidades de sedimentação adoptadas devem ser consideradas como valores de referência e não como valores efectivamente verificados nas condições reais. A taxa de deposição total (d) obtém-se somando as taxas de todas as classes consideradas, de 1 a N_K :

$$d = \sum_{k=1}^{N_K} \alpha_k \cdot c_k \cdot v_{dk} \quad (5.5)$$

Substituindo na equação anterior $\alpha_k \cdot c_k$ por p_k , a proporção de partículas do solo pertencentes à classe k (partículas individuais e agregadas), obtemos a depositabilidade desse solo (Proffitt e Rose, 1991), que varia em sentido inverso à transportabilidade. É de salientar que a depositabilidade depende do estado de agregação do solo e portanto, pode sofrer grandes alterações nas fases de maior desagregação (ver valores para os solos usados, em 3.5.3).

5.2.3. Transporte aéreo ou salpico

Numa chuvada, as acções de destacamento pelo impacte de gotas são consideradas independentes, logo, o destacamento pela chuva é o resultado da soma das acções individuais de cada gota (Ferreira e Singer, 1985). Esta interpretação é extensível ao transporte de partículas no salpico e está implícita na abordagem de Torri e Poesen (1988), com vista à obtenção da taxa de destacamento a partir do salpico proveniente de uma dada área.

As partículas destacadas pelo impacte de gotas e projectadas no salpico sofrem um efeito de transporte divergente a partir do ponto de impacte. Do total de partículas destacadas e projectadas numa amostra de solo, só uma fracção variável consegue ser recolhida. Com um modelo do transporte pelo salpico, que considere a distribuição das partículas projectadas, a geometria e as dimensões da amostra de solo usada, é possível determinar a componente aérea da taxa do destacamento pela chuva, a partir da medição do salpico.

Diversos modelos foram apresentados com esse objectivo, (**Farrel, 1974; Poesen e Savat, 1981; Poesen e Torri, 1988; Reeve, 1982; Torri e Poesen, 1988**). O modelo de **Torri e Poesen (1988)** permite corrigir as medições do salpico efectuadas no campo, com colectores de salpico convergentes. Neste estudo esse modelo é adaptado para caixas de destacamento cilíndricas a usar em ensaios de simulação de chuva.

Para evitar repetições desnecessárias o desenvolvimento teórico deste modelo é apresentado na secção 5.3.2, dado que se trata de um modelo de transporte semelhante ao adoptado para o destacamento submerso, quando se admitem nuvens de sedimentos com distribuição exponencial.

A semelhança entre os dois modelos leva a que se possa interpretar o salpico, também como uma nuvem de partículas projectadas. Contudo, existem diferenças importantes entre os dois tipos de nuvens:

- enquanto no caso do salpico as partículas são projectadas no ar, até distâncias que podem ser superiores a 1 m ("nuvens" com mais de 2 m de diâmetro), as nuvens de sedimentos submersos atingem diâmetros duas ordens de grandeza inferiores, de apenas alguns centímetros.
- enquanto as partículas projectadas no salpico parecem apresentar uma distribuição exponencial (**Poesen e Savat, 1981; Riezebos e Epema, 1985**), a distribuição das nuvens de sedimentos é desconhecida. São propostas duas distribuições: uniforme e exponencial.

5.2.4. Transporte submerso

Atendendo à secção 2.3.2, podem-se distinguir três tipos de contribuições dos impactes de gotas para o transporte submerso, cada uma com um raio de acção próprio, o que permite distinguir três áreas concêntricas (ver Figura 5.1):

a) área das nuvens de destacamento (já referidas em 5.2.1)

- b) área de impacte, área mais afectada pelo impacte, onde se forma a cratera, a coroa, o jacto de Rayleigh e ainda as áreas envolventes, sujeitas aos rápidos fluxos associados ao desenvolvimento dessas estruturas.
- c) área afectada pela onda superficial que se propaga no final do impacte.

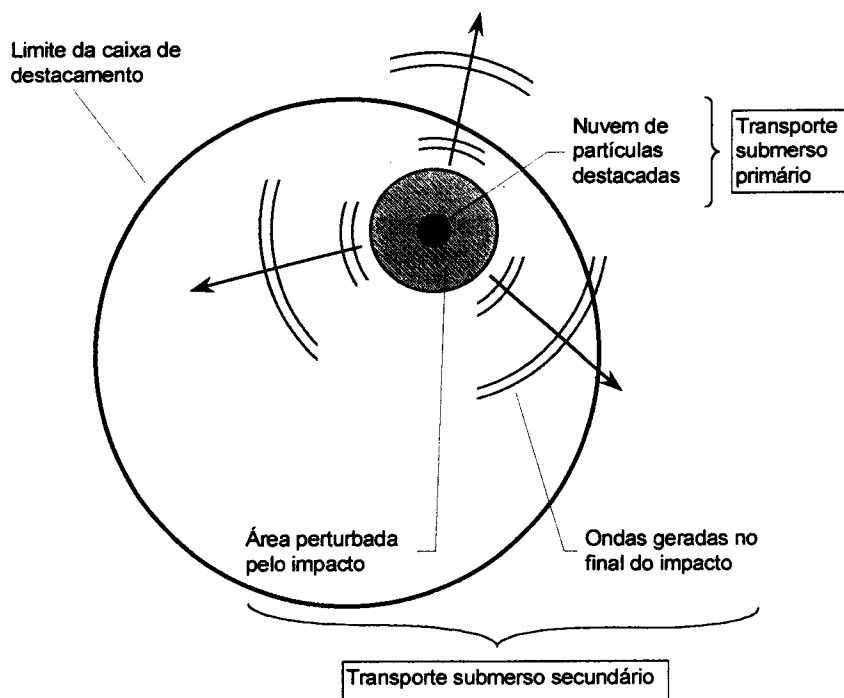


Figura 5.1 – Contribuições dos impactes para o transporte submerso primário (nuvens de destacamento) e para o transporte submerso secundário (área de impacte e área afectada pelas ondas geradas no final do impacte).

Conforme se apresenta na Figura 5.1, o transporte submerso pode dividir-se em transporte submerso primário e transporte submerso secundário, para o primeiro contribuem as nuvens de destacamento, para o segundo a agitação na área de impacte e na área afectada pelas ondas no final do impacte.

TRANSPORTE SUBMERSO PRIMÁRIO (“SALPICO SUBMERSO”)

Transporte que resulta da formação das nuvens de destacamento e portanto, está associado ao próprio impacte que provoca o destacamento das partículas. No caso do impacte isolado de uma gota, a nuvem de sedimentos formada irá

desvanecer-se gradualmente devido à expansão dos seus limites e, principalmente, devido à deposição das partículas. No entanto, com sucessivos impactes de gotas, este desenvolvimento é alterado em resultado da maior ou menor proximidade dos impactes seguintes. Nestas condições, admitem-se as seguintes hipóteses:

- as nuvens de sedimentos formadas com o impacte das gotas, reúnem a totalidade das partículas destacadas.
- para a intensidade das chuvadas aplicadas, o intervalo de tempo em que uma nuvem de sedimentos permanece não perturbada, sem sofrer a acção de uma nova gota, é suficientemente pequeno para se considerar desprezável a expansão da nuvem, mas suficientemente longo para que o fluxo de deposição das partículas que a compõem seja significativo.
- a concentração inicial das partículas em cada nuvem é independente da concentração de sedimentos antes do impacte.

TRANSPORTE SUBMERSO SECUNDÁRIO

Ao contrário do transporte no salpico, o fluxo de sedimentos transportados num escoamento com impacte de gotas é fortemente influenciado pela frequência dos impactes (**Walker, 1978**). Isto deve-se ao tempo de permanência das partículas em suspensão. Quanto maior esse tempo maior a possibilidade de ocorrerem deslocamentos secundários, ou seja, posteriores ao deslocamento provocado pelo impacte que origina o destacamento. Este tipo de transporte tem significado apenas para sequências de impactes, quando já existem partículas em suspensão. Até depositarem, as partículas podem sofrer sucessivos deslocamentos horizontais, cada vez que forem perturbadas por novos impactes.

Podem admitir-se, pelo menos, dois tipos de transporte que contribuem para o deslocamento dos sedimentos enquanto permanecem em suspensão:

Transporte por convecção - o impacte das gotas origina o transporte convectivo dos sedimentos que se encontram em suspensão na área de impacte. No caso das amostras cilíndricas, pode admitir-se que os impactes

por toda a superfície considerada têm como resultante geral, uma acção de transporte convectivo de sentido divergente.

Transporte por dispersão - em virtude da multiplicidade de impactes, o transporte convectivo em cada área de impacte origina um efeito de vaivém em múltiplas direcções que acaba por resultar numa acção de transporte global com um comportamento semelhante ao de um fluxo por difusão. Uma característica fundamental deste tipo de fluxo é a sua proporcionalidade com o gradiente da concentração de partículas. Os mecanismos que mais podem contribuir para este fluxo são a agitação na área de impacte e a propagação da onda no final do impacte (ver Figura 5.1).

5.2.5. Transporte no escoamento

Este é um tipo de transporte de sedimentos de natureza convectiva que é tanto mais importante quanto maior for a velocidade do escoamento superficial. No caso das caixas de destacamento cilíndricas, colocadas na horizontal, verifica-se também algum escoamento radial devido ao descarregamento da água acumulada ao longo das chuvadas. Contudo, não existe uma direcção privilegiada de escoamento e a água em excesso é drenada de forma mais ou menos uniforme por todo o perímetro da tina que envolve a caixa de destacamento. Por conseguinte, o escoamento apresenta velocidades muito baixas, atingindo no perímetro da caixa de destacamento um máximo¹ de $5,6 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. O transporte convectivo associado a este escoamento não parece, assim, ter muito significado quando comparado com a agitação provocada pelo impacte das gotas. Eventualmente, o efeito convectivo do escoamento pode ficar englobado no transporte convectivo associado aos impacte de gotas, nos modelos em que este tipo de fluxo for admitido.

¹ considerando a maior intensidade aplicada (80 mm/h), uma camada de água com 1 mm de altura e admitindo que toda a água da chuvada é escoada pela bordadura da caixa.

5.3. Transporte submerso primário (“salpico submerso”)

5.3.1. Nuvens de destacamento com distribuição uniforme

Começamos por considerar a hipótese de **Kinnell (1990)**, que admite a formação de nuvens de partículas destacadas com uma distribuição interna aproximadamente uniforme. Com os sedimentos distribuídos uniformemente por toda a área da nuvem, A_N , a densidade de distribuição é $1/A_N$ (**Dagnelie, 1973, p.186**). A densidade da massa de sedimentos na nuvem, m_n , é dada por:

$$m_n = \frac{M}{A_N}$$

em que M é a massa total de sedimentos numa nuvem.

A massa de sedimentos M_n , existentes numa parte da nuvem com área a_n é:

$$M_n(a_n) = M \frac{a_n}{A_N}$$

No caso que mais nos interessa temos a área a_{nb} que corresponde à parte das nuvens que fica exterior a um dado limite circular que pode ser, por exemplo, o limite duma amostra de solo ou a bordadura duma caixa de destacamento,

$$M_n(a_{nb}) = M \frac{a_{nb}}{A_N} = M \cdot F_{nb}$$

se fizermos,

$$F_{nb} = \frac{a_{nb}}{A_N} \quad (5.6)$$

F_{nb} pode ser considerada uma função de distribuição que representa a fracção da nuvem de partículas que é deslocada para o exterior de uma circunferência de raio r_b , cujo centro coincide com o centro da amostra de solo. O cálculo de F_{nb} para a distribuição uniforme implica a determinação prévia de a_{nb} .

CÁLCULO DE a_{nb} EM COORDENADAS POLARES

Seja r_c a distância do centro das nuvens de destacamento (ponto de impacte das gotas) ao centro da amostra de solo e r_b o raio da circunferência cujo centro coincide com o centro da amostra e que define o limite interno de a_{nb} .

Considerando a situação em que $r_c < r_b$ (ver Figura 5.2) podemos calcular a_{nb} em coordenadas polares, interpretando essa área como a área de um anel em que o raio do limite interno varia com o ângulo φ_n , o ângulo entre o raio da nuvem de destacamento e a recta que contem r_c . Para este efeito toma-se φ_n como variável independente e temos:

$$\begin{aligned} a_{nb} &= 2 \int_0^{\Phi_N} \left(\int_0^{R_N} r_2 dr_2 - \int_0^{r_n(\varphi_n)} r_1 dr_1 \right) d\varphi_n \\ a_{nb} &= \int_0^{\Phi_N} R_N^2 d\varphi_n - \int_0^{\Phi_N} r_n^2(\varphi_n) d\varphi_n \\ a_{nb} &= R_N^2 \Phi_N - \int_0^{\Phi_N} r_n^2(\varphi_n) d\varphi_n \end{aligned} \quad (5.7)$$

em que:

$r_n(\varphi_n)$ é a distância do centro da nuvem de destacamento até ao limite circular de raio r_b e é dado por,

$$r_n(\varphi_n) = -r_c \cdot \cos \varphi_n + (r_c^2 \cdot (\cos^2 \varphi_n - 1) + r_b^2)^{1/2}$$

e Φ_N é o ângulo entre a recta que une o centro da nuvem de destacamento e o centro da amostra (contém r_c) e a recta que une o centro da nuvem ao ponto de intersecção do limite da nuvem com a circunferência de raio r_b ,

$$\Phi_N = \pi - \arccos \left(\frac{R_N^2 + r_c - r_b^2}{2 \cdot R_N \cdot r_c} \right) \quad (5.8)$$

O integral obtido em (5.7), entre 0 e Φ_N , aparentemente só tem resolução numérica o que dificulta o cálculo de a_{nb} . Em compensação a abordagem em coordenadas cartesianas permite obter uma resolução analítica para a_{nb} .

CÁLCULO DE a_{nb} EM COORDENADAS CARTESIANAS

Pela equação geral da circunferência em coordenadas cartesianas obtemos para a semicircunferência correspondente a $y \geq Y_C$:

$$y = \sqrt{R^2 - (x - X_o)^2} + Y_o \quad (5.9)$$

em que X_o e Y_o são as coordenadas do centro.

Vejamos o cálculo de a_{nb} para o caso em que $r_c < r_b$. Para o sistema de coordenadas adotado, o centro da circunferência de raio r_b corresponde ao centro da amostra, com as coordenadas (X_{ob}, Y_{ob}) , o centro da nuvem de destacamento tem as coordenadas (X_{oN}, Y_{oN}) . No exemplo da Figura 5.2 temos $Y_{ob} \leq Y_{oN} \leq 0$ e $X_{ob} = X_{oN} = X_o$.

Para calcular a área de cada nuvem de destacamento que passa para o exterior da circunferência de raio r_b (e que pode ser o limite da caixa de destacamento), precisamos de considerar apenas a parte das circunferências que apresentam ordenadas positivas. Pode-se calcular a_{nb} fazendo:

$$a_{nb} = \int_0^{2X_o} (y_N - y_b) dx$$

em que y_N e y_b representam respectivamente as ordenadas do arco de circunferência da nuvem de destacamento e do arco da circunferência de raio r_b , verificando-se que no intervalo $0 < x < 2X_o$, temos $y_N > 0$ e $y_b > 0$.

Aplicando a equação (5.9), para a semicircunferência, fica:

$$a_{nb} = \int_0^{2X_o} \left[\sqrt{R_N^2 - (x - X_{oN})^2} + Y_{oN} \right] dx - \int_0^{2X_o} \left[\sqrt{r_b^2 - (x - X_{ob})^2} + Y_{ob} \right] dx$$

Começando por resolver o 1º integral e tendo presente que $X_{oN} = X_o$:

$$\int_0^{2X_o} \left[\sqrt{R_N^2 - (x - X_{oN})^2} + Y_{oN} \right] dx = \left[\frac{1}{2} \left((x - X_o) \sqrt{R_N^2 - (x - X_o)^2} + R_N^2 \arcsen \frac{x - X_o}{R_N} \right) \right]_0^{2X_o} + 2X_o Y_{oN} =$$

o que vai dar, fazendo a diferença entre $2X_o$ e 0:

$$= X_o \sqrt{R_N^2 - X_o^2} + \frac{1}{2} R_N^2 \left(\text{arc sen} \frac{X_o}{R_N} - \text{arc sen} \left(-\frac{X_o}{R_N} \right) \right) + 2X_o Y_{oN}$$

O $\text{arc sen}(X_o/R_N)$ é o ângulo Φ_N . Como $-\text{sen } \alpha = \text{sen}(-\alpha)$, o $\text{arc sen}(-X_o/R_N)$ dá $(-\Phi_N)$. Conclui-se assim, para o 1º integral, que:

$$\int_b^{X_o} \left[\sqrt{R_N^2 - (x - X_{oN})^2} + Y_{oN} \right] dx = X_o \sqrt{R_N^2 - X_o^2} + R_N^2 \Phi_N + 2X_o Y_{oN}$$

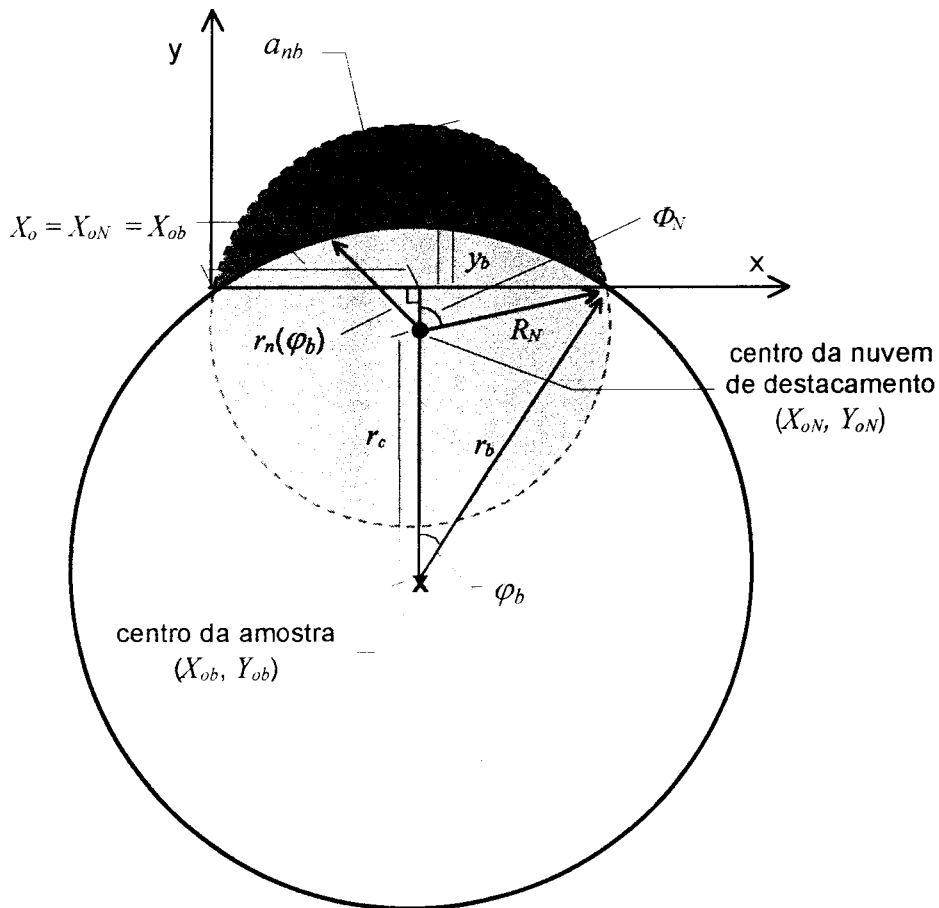


Figura 5.2 - Sistema de coordenadas para o cálculo da área a_{nb} .

Para o 2º integral obtemos uma expressão idêntica em que apenas se substitui R_N por r_b , X_{oN} por X_{ob} e Y_{oN} por Y_{ob} . Atendendo ainda a que $X_{ob} = X_o$ e que o $\text{arc sen}(X_o/r_b)$ é o ângulo ϕ_b , obtemos:

$$\int_b^{X_o} \left[\sqrt{r_b^2 - (x - X_{ob})^2} + Y_{ob} \right] dx = X_o \sqrt{r_b^2 - X_o^2} + r_b^2 \phi_b + 2X_o Y_{ob}$$

Verifica-se ainda que:

$$(R_N^2 - X_o^2)^{1/2} = |Y_{oN}|$$

$$(r_b^2 - X_o^2)^{1/2} = |Y_{ob}|$$

com as coordenadas adoptadas, Y_{oN} e Y_{ob} são negativos, portanto, substituindo as raízes quadradas respectivas por $(-Y_{oN})$ e $(-Y_{ob})$ obtemos para a_{nb} :

$$a_{nb} = -X_o Y_{oN} + R_N^2 \Phi_N + 2X_o Y_{oN} + X_o Y_{ob} - r_b^2 \varphi_b - 2X_o Y_{ob}$$

$$a_{nb} = X_o (Y_{oN} - Y_{ob}) + R_N^2 \Phi_N - r_b^2 \varphi_b$$

Convertendo a componente cartesiana desta expressão para coordenadas polares, tomando como origem o centro da caixa de destacamento, verifica-se que a diferença $(Y_{oN} - Y_{ob})$ corresponde à distância entre o centro da nuvem de destacamento e o centro da amostra, que designámos por r_c , e que X_o pode ser representado por $r_b \cdot \text{sen } \varphi_b$. Temos assim para a versão final de a_{nb} :

$$a_{nb} = R_N^2 \cdot \Phi_N + r_b \cdot r_c \cdot \text{sen } \varphi_b - r_b^2 \cdot \varphi_b \quad (5.10)$$

em que Φ_N já foi indicado acima (5.8) e φ_b é dado por:

$$\varphi_b = \text{arc cos} \left(\frac{r_b^2 + r_c^2 - R_N^2}{2 \cdot r_b \cdot r_c} \right)$$

Uma vez calculada a_{nb} é fácil obter F_{nb} de acordo com a expressão (5.6).

DIFERENTES CASOS PARA O CÁLCULO DE a_{nb}

Pelas suas características geométricas temos de considerar várias situações para o cálculo de a_{nb} , que podemos incluir em dois grupos (ver Figura 5.3):

- quando há intersecção entre a nuvem de destacamento e a linha circular de raio r_b , que delimita a saída de sedimentos. Neste grupo temos ainda dois casos que podemos distinguir recorrendo às relações de R_N , r_b e r_c , que formam entre si um triângulo. São os casos c) e d) referidos abaixo.
- quando não há intersecção entre a nuvem e o limite circular de raio r_b ; temos neste caso três situações diferentes referidas em a), b) e e).

$$a) R_N \leq r_b - r_c$$

$$a_{nb} = 0$$

$$F_{nb} = 0$$

$$b) R_N \leq r_c - r_b$$

$$a_{nb} = A_N$$

$$F_{nb} = 1$$

$$c) (R_N > r_b - r_c \text{ ou } R_N > r_c - r_b) \text{ e } R_N^2 \leq r_c^2 + r_b^2$$

$$a_{nb} = R_N^2 \cdot \Phi_N + r_b \cdot r_c \cdot \text{sen} \varphi_b - r_b^2 \cdot \varphi_b$$

$$F_{nb} = \frac{1}{\pi} \left[\Phi_N + \frac{1}{R_N^2} (r_b \cdot r_c \cdot \text{sen} \varphi_b - r_b^2 \cdot \varphi_b) \right]$$

$$d) R_N^2 > r_c^2 + r_b^2 \text{ e } R_N < r_c + r_b$$

$$a_{nb} = R_N^2 \cdot \Phi_N + R_N \cdot r_c \cdot \text{sen}(\pi - \Phi_N) - r_b^2 \cdot \varphi_b$$

$$F_{nb} = \frac{1}{\pi} \left(\Phi_N + \frac{r_c}{R_N} \text{sen}(\pi - \Phi_N) - \frac{r_b^2}{R_N^2} \varphi_b \right)$$

$$e) R_N \geq r_c + r_b$$

$$a_{nb} = A_N - \pi r_b^2$$

$$F_{nb} = 1 - \frac{r_b^2}{R_N^2}$$

Para todas as expressões anteriores os ângulos Φ_N e φ_b , são dados por:

$$\Phi_N = \pi - \text{arc cos} \left(\frac{R_N^2 + r_c - r_b^2}{2 \cdot R_N \cdot r_c} \right)$$

$$\varphi_b = \text{arc cos} \left(\frac{r_b^2 + r_c - R_N^2}{2 \cdot r_b \cdot r_c} \right)$$

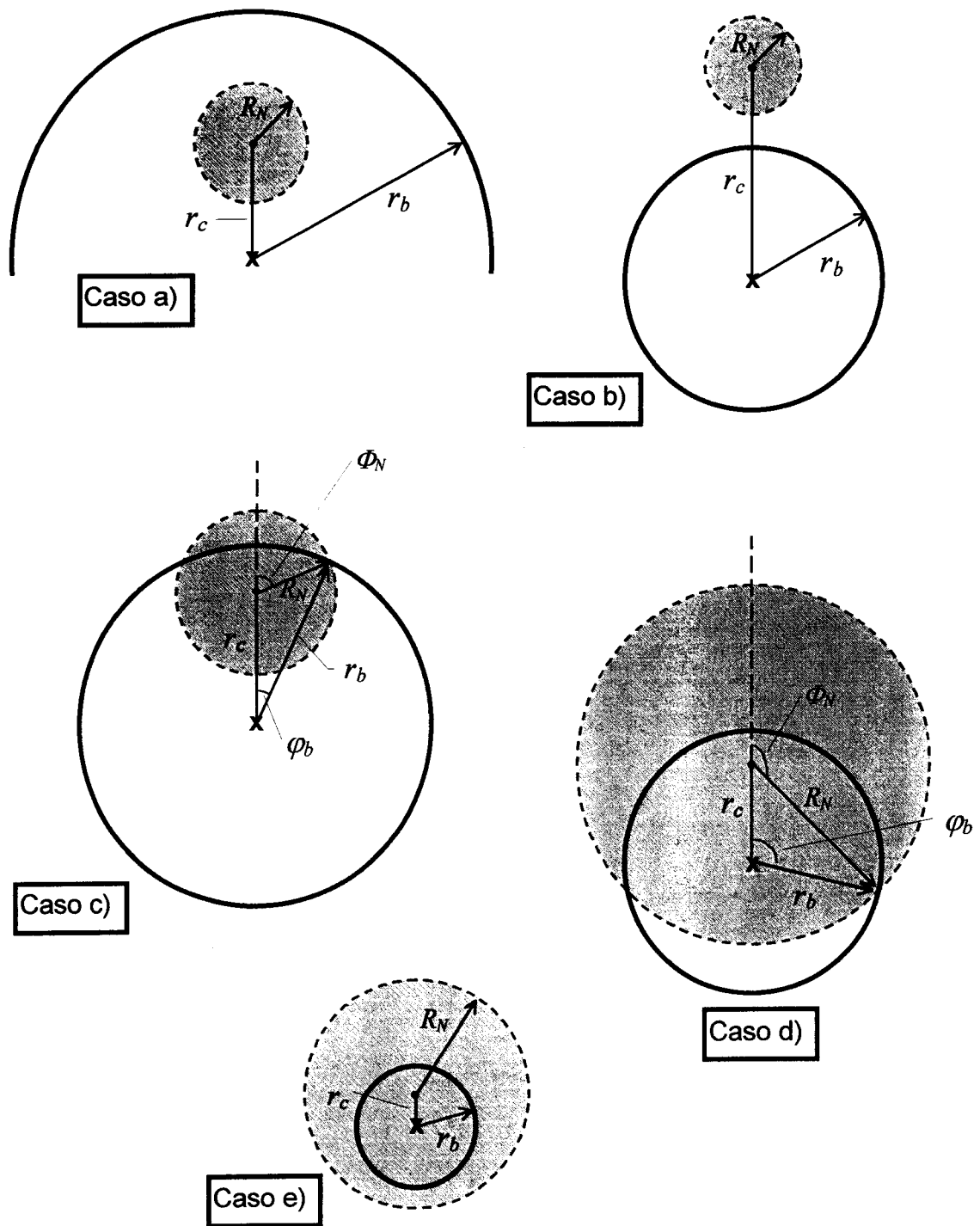


Figura 5.3 - Diferentes casos para o cálculo das áreas a_{nb} , com a hipótese da distribuição uniforme nas nuvens de partículas destacadas. Centro da amostra de solo assinalado com x , e das nuvens de destacamento com \bullet .

5.3.2. *Nuvens de destacamento com distribuição exponencial*

Como alternativa, admitimos também a distribuição exponencial das nuvens de partículas destacadas sob a lâmina de água, conforme foi adoptado para a distribuição no salpico (Poesen e Savat, 1981; Riezebos e Epema, 1985). A distribuição exponencial dos sedimentos nas nuvens implica um decréscimo da concentração ou da densidade de partículas com o afastamento do centro de impacte. Esta distribuição é mais versátil para exprimir nuvens irregulares como nuvens equivalentes à forma circular. A distribuição exponencial permite descrever o decréscimo da concentração que se acentua para a periferia das nuvens em consequência da maior irregularidade na forma das nuvens e, simultaneamente, exprimir melhor o alcance máximo dessas nuvens.

A função densidade da distribuição exponencial $f(x)$ é dada por:

$$f(x) = a \cdot e^{-a \cdot x}$$

e a função de distribuição $F(x)$ corresponde a (Dagnelie, 1973, p.188):

$$F(x) = 1 - e^{-a \cdot x}$$

Esta última, aplicada às nuvens de destacamento, dá-nos a fracção da massa de partículas contidas numa nuvem desde 0 até x .

Para os cálculos seguintes interessa-nos exprimir a função de distribuição em coordenadas polares e como o complementar de $F(x)$. Assim, a função de distribuição, $F_n(r_n, \varphi_n)$, dá-nos a fracção dos sedimentos da nuvem de destacamento que se situam para além do raio r_n e entre 0 e o ângulo φ_n :

$$F_n(r_n, \varphi_n) = \frac{\varphi_n}{2\pi} e^{-a \cdot r_n} \quad (5.11)$$

Quando $\varphi_n = 2\pi$ esta expressão reduz-se a:

$$F_n(r_n) = e^{-a \cdot r_n}$$

Podemos exprimir esta distribuição, tal como para a distribuição uniforme, considerando o raio R_N da nuvem de destacamento. Obtemos então o parâmetro a em função do raio R_N , desde que admitamos que para além de R_N apenas existe uma fracção desprezável de partículas (α_N). Temos assim:

$$\alpha_N = e^{-a \cdot R_N}$$

$$\ln \alpha_N = -a \cdot R_N$$

$$a = -\frac{\ln \alpha_N}{R_N}$$

CÁLCULO DE F_{nb} EM COORDENADAS POLARES

Para calcular a fracção de cada nuvem que ultrapassa um dado limite circular à distância r_b do centro da amostra de solo (F_{nb}), temos que considerar duas situações diferentes (ver Figura 5.4):

- quando $r_c < r_b$, ou seja, quando o centro da nuvem se situa no interior do limite definido pela circunferência de raio r_b .
- quando $r_c \geq r_b$, ou seja quando o centro de impacte da gota se situa no limite ou para lá do limite definido pela circunferência de raio r_b .

Portanto temos:

$$F_{nb} = \begin{cases} F_{nb1} & \text{se } r_c < r_b \\ F_{nb2} & \text{se } r_c \geq r_b \end{cases}$$

- Para $r_c < r_b$

Calcula-se F_{nb1} fazendo

$$F_{nb1} = 2 \int_0^\pi F_n(r_n, \varphi_n) d\varphi_n$$

o que vai dar, considerando a expressão (5.11) para F_n :

$$F_{nb1} = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi e^{-a \cdot r_n(\varphi_n)} d\varphi_n$$

com r_n a distância do centro da nuvem de destacamento até ao limite circular de raio r_b e função do ângulo φ_n ; r_n pode ser obtido pela lei dos cosenos:

$$r_n(\varphi_n) = -r_c \cdot \cos \varphi_n + (r_c^2 \cdot (\cos^2 \varphi_n - 1) + r_b^2)^{1/2}$$

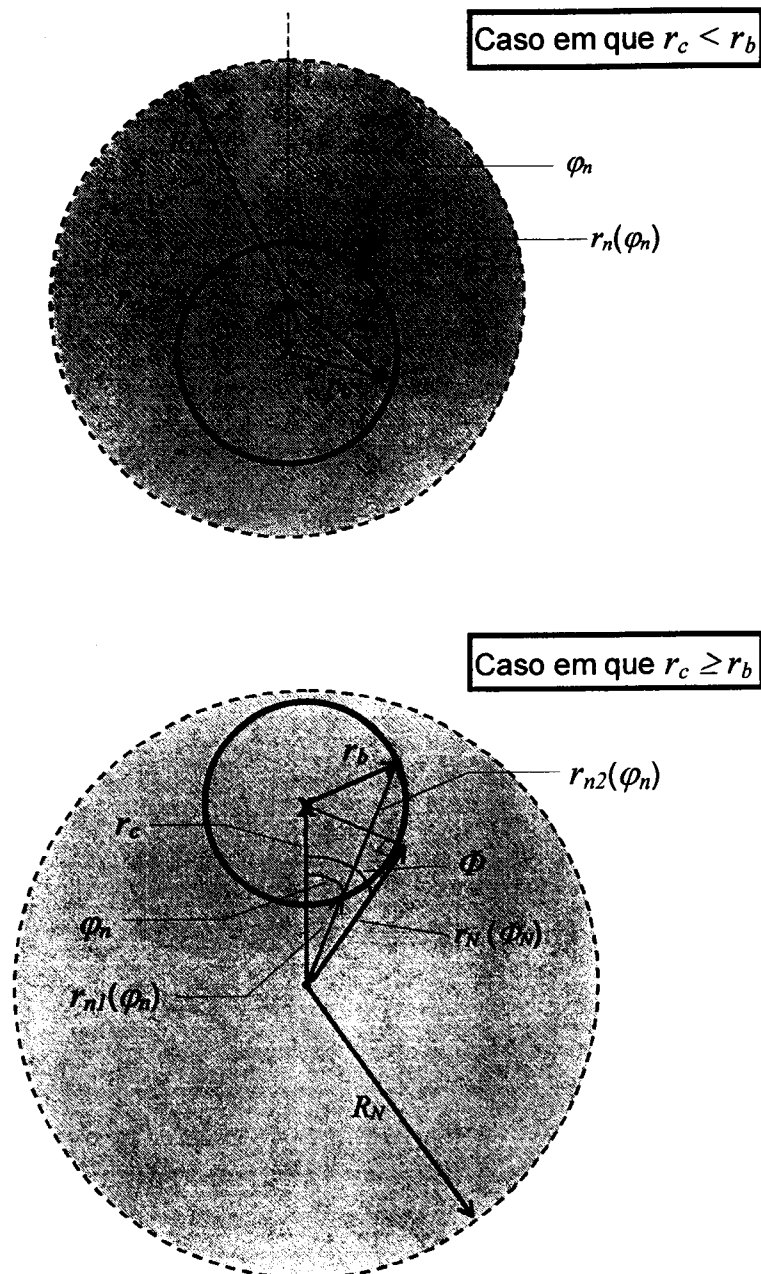


Figura 5.4 - Dois casos distintos para o cálculo de F_{nb} , com a hipótese de distribuição exponencial nas nuvens de partículas destacadas. Centro da amostra de solo assinalado com x , e das nuvens de destacamento com \bullet .

b) Para $r_c \geq r_b$

Temos para F_{nb2} :

$$F_{nb2} = 1 - 2 \int_0^{\Phi_N} (F_n(r_{n1}, \varphi_n) - F_n(r_{n2}, \varphi_n)) d\varphi_n$$

o que vai dar,

$$F_{nb2} = 1 - \frac{1}{\pi} \int_0^{\Phi_N} (e^{-a.r_{n1}(\varphi_n)} - e^{-a.r_{n2}(\varphi_n)}) d\varphi_n$$

r_n tem o mesmo significado e pode ser obtido como no caso a), mas existem agora dois valores diferentes para o mesmo ângulo φ_n (ver Figura 5.4):

$$r_{n1}(\varphi_n) = r_c \cdot \cos \varphi_n - (r_c^2 \cdot (\cos^2 \varphi_n - 1) + r_b^2)^{1/2}$$

$$r_{n2}(\varphi_n) = r_c \cdot \cos \varphi_n + (r_c^2 \cdot (\cos^2 \varphi_n - 1) + r_b^2)^{1/2}$$

Φ_N é o ângulo em que r_b e r_N são perpendiculares, definindo assim um triângulo rectângulo juntamente com r_c ,

$$\Phi_N = \arccos \left(\frac{r_N}{r_c} \right)$$

r_N é o $r_n(\Phi_N)$, situação em que se verifica $r_{n1} = r_{n2}$, ou seja, quando a recta que contém r_n é tangente à circunferência de raio r_b e portanto quando r_b , r_N e r_c formam um triângulo rectângulo em que r_c é a hipotenusa; por isso podemos obter r_N como,

$$r_N = (r_c^2 - r_b^2)^{1/2}$$

Com esta hipótese de distribuição exponencial das nuvens de destacamento, os integrais necessários ao cálculo de F_{nb} não permitem uma resolução analítica, o que obriga, em ambos casos a) e b), à sua integração numérica.

5.3.3. Efeito de bordadura da amostra

DETERMINAÇÃO DE $f_{int}(r)$

Atendendo aos deslocamentos resultantes da expansão das nuvens de partículas, interessa determinar qual a massa de partículas destacadas que

efectivamente permanece em cada ponto da superfície imediatamente após a formação das nuvens. Esta análise tem interesse principalmente para as zonas próximas dos limites da amostra. No caso de amostras cilíndricas, podemos considerar o raio da amostra, R_S , para definir o limite circular que distingue duas componentes do total de partículas destacadas numa amostra, por unidade de tempo, $E(R_S)$:

$$E(R_S) = E_{int}(R_S) + E_{ext}(R_S)$$

com $E_{int}(R_S)$ as partículas destacadas que, após a formação das nuvens, permanecem no interior do limite circular de raio R_S , e $E_{ext}(R_S)$ a parcela correspondente às partículas que passam para o exterior desse limite.

Embora não seja possível medir os sedimentos que passam para o exterior de uma circunferência de raio r , com $r < R_B$ (raio da bordadura da caixa), podemos, contudo, descrever o transporte desses sedimentos de acordo com o modelo das nuvens de destacamento para $r \geq 0$. Para isso tomamos como variável o raio r da fronteira circular que delimita o que é "interior" e "exterior", cujo centro coincide com o centro da amostra, e E corresponde ao total de partículas destacadas em toda a amostra de raio R_S , ou seja, devido a todos os impactes ocorridos à distância r_c do centro da amostra, com $0 \leq r_c \leq R_S$. Podemos então escrever:

$$E(r, R_S) = E_{int}(r, R_S) + E_{ext}(r, R_S)$$

Dado que R_S é uma constante nesta abordagem, pode simplificar-se a notação escrevendo apenas $E(r)$, $E_{int}(r)$ e $E_{ext}(r)$.

Para calcular $E(r)$, comecemos pela componente $E_{ext}(r)$, que corresponde às partículas que se situam para o exterior da circunferência de raio r , imediatamente após o destacamento. Inclui as partículas que provém do impacte de gotas na área interior à circunferência de raio r mas que com a formação das nuvens são deslocados para fora desse limite. Inclui também as partículas que são destacadas na área entre as circunferências de raio r e R_S

e aí permanecem, não incluindo, portanto, as partículas que são deslocados dessa área para o interior da circunferência de raio r . Estas três parcelas permitem obter $E_{ext}(r)$:

$$E_{ext}(r) = 2\pi \cdot e \left[\int_0^r F_{nb} r_c \cdot dr_c + \int_r^{R_s} r_c \cdot dr_c - \int_r^{R_s} (1 - F_{nb}) r_c \cdot dr_c \right]$$

Tendo presente que $F_{nb} = F_{nb}(r, r_c, R_N)$, podemos simplificar para:

$$E_{ext}(r) = 2\pi \cdot e \int_0^{R_s} F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c \quad (5.12)$$

Para $r \geq R_s$, $E_{ext}(r)$ corresponde à massa de sedimentos expulsos da amostra por unidade de tempo, coincidindo assim, com $S(r)$ conforme referido em 5.2.1:

$$E_{ext}(r) = S(r); \text{ se } r \geq R_s$$

A parcela $E_{int}(r)$, corresponde aos sedimentos que imediatamente após o destacamento se encontram para o interior do limite de raio r . Inclui as partículas destacadas na área interior à circunferência de raio r e que aí permanecem, portanto, não inclui as que dessa área são deslocados para o exterior da circunferência. Inclui ainda os sedimentos que provém do destacamento por gotas que caem na área exterior à circunferência de raio r e são deslocados para a área interior a esse limite. Estas três componentes permitem obter $E_{int}(r)$:

$$E_{int}(r) = 2\pi \cdot e \left[\int_0^r r_c \cdot dr_c - \int_0^r F_{nb} r_c \cdot dr_c + \int_r^{R_s} (1 - F_{nb}) r_c \cdot dr_c \right]$$

Desenvolvendo vai dar:

$$E_{int}(r) = 2\pi \cdot e \left[\int_0^{R_s} r_c \cdot dr_c - \int_0^{R_s} F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c \right]$$

$$E_{int}(r) = \pi \cdot e \left(R_s^2 - 2 \int_0^{R_s} F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c \right) \quad (5.13)$$

Designando o integral anterior por $I_{Fc}(r, r_c)$, ou apenas I_{Fc} :

$$I_{Fc}(r, r_c) = \int_0^{R_s} F_{nb}(r, r_c) \cdot r_c \cdot dr_c \quad (5.14)$$

podemos escrever as expressões (5.12) e (5.13) de forma mais simplificada:

$$E_{ext}(r) = 2\pi \cdot e \cdot I_{Fc} \quad (5.15)$$

$$E_{int}(r) = e \cdot \pi (R_s^2 - 2I_{Fc}) \quad (5.16)$$

Para determinar a taxa de partículas destacadas que efectivamente permanece em cada ponto da superfície temos de aplicar a expressão (5.3) para a taxa de destacamento e , mas apenas a $E_{int}(r)$. Designando a taxa obtida por e_{int} fica:

$$e_{int} = \frac{dE_{int}}{da_b} = \frac{1}{2\pi r} \cdot \frac{dE_{int}}{dr}$$

Substituindo E_{int} pela expressão (5.16) resulta:

$$e_{int} = \frac{1}{2\pi r} \cdot \frac{d}{dr} \left[e \cdot \pi (R_s^2 - 2I_{Fc}) \right] = -\frac{e}{r} \cdot \frac{dI_{Fc}}{dr}$$

e_{int} é a taxa de destacamento que permite contabilizar o fluxo de sedimentos que entram em suspensão em cada circunferência de raio r .

Podemos ainda definir a relação e_{int}/e para cada circunferência concêntrica de raio r , que representamos por f_{int} :

$$f_{int} = \frac{e_{int}}{e} = -\frac{1}{r} \cdot \frac{dI_{Fc}}{dr} \quad (5.17)$$

A relação $f_{int}(r)$ representa a fracção do destacamento que permanece na circunferência de raio r , ou para aí é deslocado em resultado da formação das nuvens de destacamento. Com esta relação pretende-se considerar o efeito que o transporte associado à formação das nuvens de sedimentos exerce sobre as partículas destacadas. Conhecendo $f_{int}(r)$ é fácil obter e_{int} :

$$e_{int}(r) = e \cdot f_{int}(r) \quad (5.18)$$

Verifica-se que apesar da taxa de destacamento e ser constante, e_{int} é variável com r , conforme se pode observar nos exemplos da Figura 5.5 e da Figura 5.6, respectivamente para os casos de distribuição uniforme e de distribuição exponencial das nuvens de destacamento.

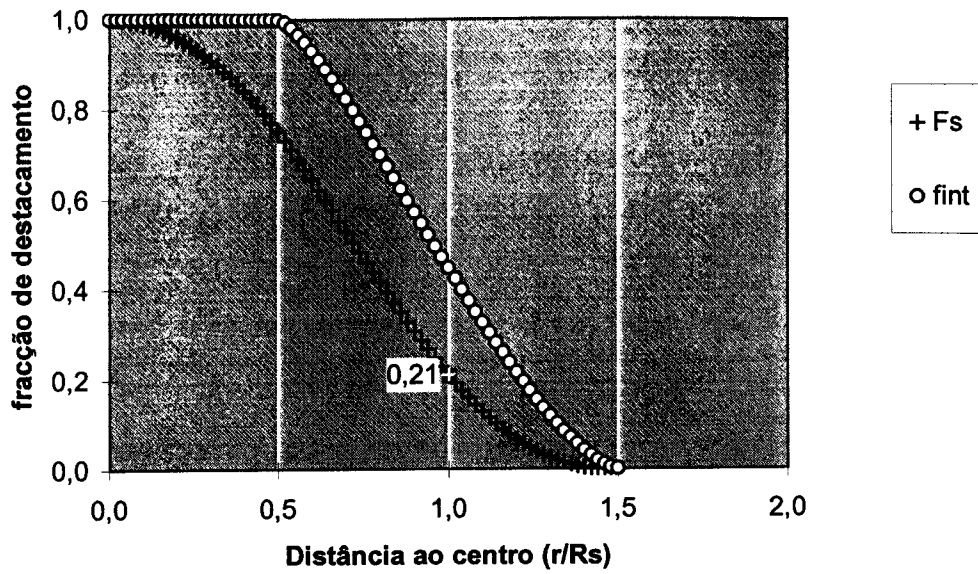


Figura 5.5 - Valores de $f_{int}(r)$ e de $F_S(r)$ calculados para nuvens de destacamento com distribuição uniforme e raio $R_N = 0,5R_S$.

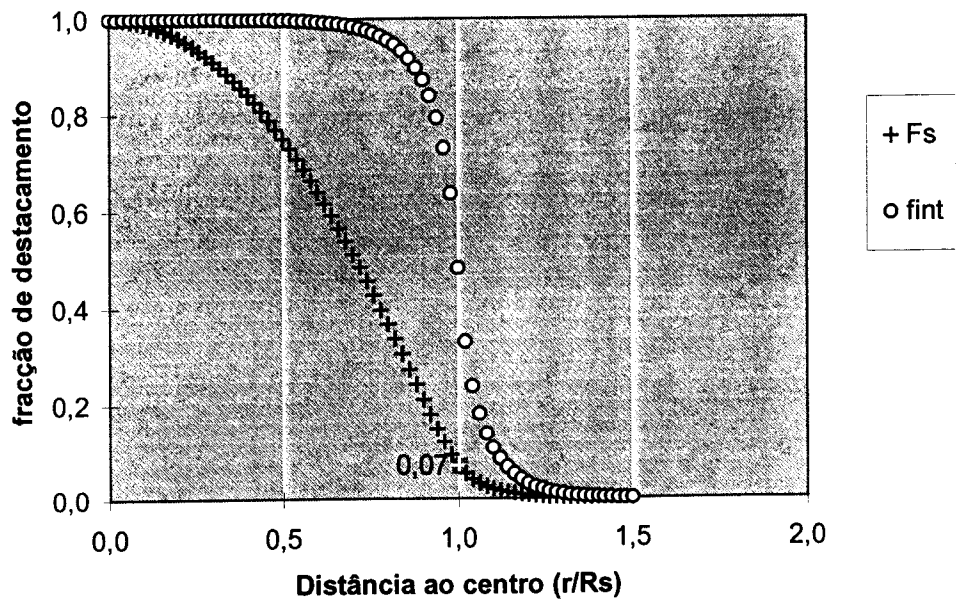


Figura 5.6 - Valores de $f_{int}(r)$ e de $F_S(r)$ calculados para nuvens de destacamento com distribuição exponencial e raio $R_N = 0,5R_S$.

Como seria de esperar, e_{int} só difere de e ao aproximar-se da bordadura da amostra, quando o fluxo dos sedimentos expulsos da amostra é menos compensado pelos sedimentos deslocados em direcção ao centro da amostra. Verifica-se que no caso das nuvens com distribuição uniforme o decréscimo de $f_{int}(r)$ é mais gradual e mais linear do que com a distribuição exponencial.

DETERMINAÇÃO DE $F_S(r)$

Com base no modelo das nuvens de destacamento, podemos ainda estimar a relação (F_S) entre os sedimentos recolhidos e o total de partículas destacadas numa dada área. Normalmente só é viável a medição dos sedimentos que são transportados para o exterior da amostra, ou seja, mede-se $S(r)$ em que $r \geq R_S$, no entanto, é possível calcular a relação F_S desde o centro da amostra ($r \geq 0$). Para isso temos de definir $F_S(r)$ como a fracção do total de partículas destacadas numa amostra de raio R_S , que se situam para o exterior da circunferência de raio r , com $r \geq 0$. Ou seja:

$$F_S(r) = \frac{E_{ext}(r)}{E(R_S)} \quad (5.19)$$

No caso particular em que $r \geq R_S$ a relação anterior corresponde à relação de $Q_S(r)$ por e . Como temos $E_{ext}(r) = S(r)$, se dividirmos $S(r)$ e $E(R_S)$ pela área da amostra (A_S) e atendendo às expressões (5.1) e (5.2), obtemos então:

$$F_S(r) = \frac{Q_S(r)}{e}; \quad \text{se } r \geq R_S$$

$F_S(r)$ pode-se interpretar como uma função de distribuição que dá a fracção dos sedimentos que passam para o exterior de r relativamente ao total de destacamento verificado na amostra. Tem o valor 1 quando $r = 0$ e aproxima-se de 0 para $r > R_S$, sendo r maior ou menor consoante o raio das nuvens de destacamento, R_N . Considerando as expressões (5.1) para e , (5.15) para $E_{ext}(r)$ e substituindo-as em (5.19), obtemos para $F_S(r)$:

$$F_S(r) = \frac{E_{ext}(r)}{e \cdot A_S} = \frac{2\pi \cdot e \cdot I_{Fc}(r)}{e \cdot \pi R_S^2}$$

simplificando fica,

$$F_S(r) = \frac{2I_{Fc}(r)}{R_S^2}$$

Na Figura 5.5 e na Figura 5.6 exemplificam-se os comportamentos de $F_S(r)$, respectivamente para os casos de nuvens de destacamento com distribuição uniforme e exponencial. Verifica-se nestes exemplos, em que se admitiu R_N (raio das nuvens) igual a 1/2 de R_S (raio da amostra), que a fracção de sedimentos recolhidos relativamente ao total destacado é cerca de 3 vezes menor com a distribuição exponencial do que com a distribuição uniforme, obtendo-se respectivamente os valores de 0,07 e 0,21 para $F_S(r=R_S)$.

5.4. Transporte submerso secundário

5.4.1. Transporte por convecção

Os impactes de gotas provocam o deslocamento de partículas já destacadas e que ainda estão em suspensão. É admissível que estes deslocamentos numa lâmina de água, em termos médios, não privilegiem qualquer direcção. Deste modo, tal como o salpico e o transporte submerso primário, este tipo de fluxos elementares autocompensam-se em todas as direcções. A excepção ocorre na periferia das amostras. Quanto mais próximo da bordadura se situar o ponto considerado, menor será a compensação entre as partículas deslocadas para o exterior e as deslocadas para o interior, devido à diminuição do número de gotas que caem entre esse ponto e o limite da amostra.

Considerando o transporte global, à escala da amostra ou da caixa de destacamento, podemos definir duas componentes segundo a direcção radial, uma de sentido divergente e outra de sentido convergente. Enquanto a

componente de sentido divergente se pode considerar constante até à periferia, a componente convergente irá diminuir até se anular no limite da amostra. O transporte resultante será globalmente nulo na zona central, mas torna-se progressivamente mais divergente ao aproximar-se da bordadura, em virtude da correspondente redução da componente convergente.

Assim, a densidade do fluxo de convecção, q_c (em $M.L^{-1}.T^{-1}$), será dada por:

$$q_c = v_c(r).h.c_k \quad (5.20)$$

com v_c a velocidade do fluxo, h a altura da lâmina de água e c_k a concentração de partículas da classe k . O facto de v_c não ser constante ao longo do raio r , levanta o problema de saber qual a função que pode exprimir a variação de v_c desde o centro da amostra até à bordadura.

Atendendo à natureza da agitação provocada pelos impactes de gotas numa camada de água, parece difícil conseguir isolar a contribuição exclusivamente convectiva para o deslocamento das partículas em suspensão. Nos modelos propostos para o TEIC em amostras cilíndricas admitem-se duas alternativas no que respeita à componente convectiva do transporte radial dos sedimentos: um transporte convectivo negligenciável e um fluxo de velocidade constante.

5.4.2. Transporte por dispersão

Conforme se referiu no ponto anterior, os impactes de gotas provocam múltiplas acções localizadas de transporte convectivo na camada de água, com o conseqüente deslocamento das partículas que se encontram em suspensão nas zonas atingidas. No entanto, à escala da amostra, o transporte global (ou radial) de sedimentos pode ser interpretado como um fluxo de dispersão por múltiplas acções convectivas². Destaca-se assim, a semelhança

² por analogia com o transporte de solutos em meios porosos, em que a dispersão inclui uma componente de difusão e outra de dispersão hidrodinâmica (Jury et al., 1991; Kutílek e Nielson, 1994; Van Genuchten e Wierenga, 1986).

deste tipo de transporte de sedimentos com um fluxo por difusão, mas ressalva-se que na sua origem estão múltiplas acções de natureza convectiva.

Apesar da natureza discreta dos impulsos que alimentam este fluxo, procura-se fazer a sua descrição geral em moldes que sejam, simultaneamente, o mais realistas e simplificados possíveis. Para a escala das amostras de solo de área circular, admite-se que o fluxo de dispersão pode ser descrito como um fluxo contínuo, com origem no centro da amostra, simétrico em todas as direcções e de sentido divergente. Como qualquer fluxo por difusão, este transporte de sedimentos é proporcional ao gradiente da concentração de partículas. Em coordenadas cilíndricas, mas apenas segundo o gradiente radial, a densidade do fluxo de dispersão, q_d (em $M.L^{-1}.T^{-1}$), é dada por:

$$q_d = -\varepsilon \cdot h \frac{dc_k}{dr} \quad (5.21)$$

em que r é a distância ao centro da amostra, c_k a concentração de partículas na lâmina de água, h a altura de água e ε o coeficiente de dispersão ($L^2.T^{-1}$).

Não tem sentido considerar uma componente convergente, em direcção ao centro da amostra, pois este fluxo apenas ocorre no sentido da menor concentração de partículas. Portanto, o fluxo de dispersão apresenta um valor mínimo no centro da amostra, onde se verifica a maior homogeneidade da concentração de partículas e aumenta no sentido divergente, devido à progressiva redução da concentração de partículas com a aproximação da periferia das amostras, por onde se dá a perda de solo.

Assume-se que o coeficiente de dispersão (ε) é constante com r , desde o centro da amostra ($r = 0$) até ao limite do colector dos sedimentos submersos (com r cerca de $1,5xR_S$). Apesar da pequena dimensão das amostras, este pressuposto deverá ser verificado experimentalmente em desenvolvimentos futuros.

5.5. Desfasamento temporal entre o transporte submerso primário e secundário

5.5.1. Aspectos gerais

As partículas destacadas permanecem mais ou menos tempo em suspensão consoante a sua velocidade de sedimentação. Durante esse tempo tendem a adquirir a direcção e a velocidade do escoamento superficial (Kinnell, 1990, 1991). No caso de uma camada de água, as partículas são sujeitas a deslocamentos que resultam apenas da agitação provocada pelo próprio impacte das gotas. Este facto tem implicações importantes para a diferenciação entre o TEIC com escoamento superficial e o TEIC numa camada de água (com velocidade de escoamento nula). No primeiro caso o transporte das partículas em suspensão pode-se considerar contínuo, enquanto no segundo tem uma natureza eminentemente discreta que resulta dos impulsos provocados por cada impacte de gotas.

De acordo com o que foi apresentado na secção 5.2, considera-se que as partículas destacadas num dado impacte sofrem uma primeira acção de transporte devido à própria formação das nuvens de sedimentos. Antes de depositarem, as partículas podem ser sujeitas a novos deslocamentos horizontais se forem afectadas pela agitação de outro impacte. Enquanto essa perturbação não ocorre, a concentração das nuvens diminui devido à deposição. Assim, no momento em que um novo impacte perturba a nuvem de um impacte anterior, apenas as partículas ainda não depositadas irão sofrer deslocamentos suplementares, resultem eles de acções de convecção ou de dispersão. Resumindo, considera-se que a contribuição de partículas para o transporte submerso secundário não corresponde à totalidade da taxa de destacamento, mas apenas à parte dessa taxa que ainda permanece em suspensão quando se faz sentir o efeito de um impacte seguinte.

Para esta abordagem torna-se necessário conhecer, em cada ponto da superfície, qual o intervalo de tempo médio que uma nuvem de sedimentos permanece sem sofrer uma perturbação por um impacte seguinte. É admissível que esses intervalos de tempo possam ser medidos directamente com registo fotográfico, ou de vídeo, da superfície da camada de água quando é sujeita a múltiplos impactes. Conforme se procura desenvolver nas secções seguintes, também é possível obter estimativas desses intervalos de tempo com base na frequência dos impactes de gotas e no alcance da perturbação na camada de água, que cada impacte provoca.

5.5.2. *Tipos de interferência entre impactes*

Não existe qualquer interferência quando os impactes se dão no mesmo ponto da superfície mas suficientemente espaçados no tempo para que todas as partículas destacadas se tenham depositado e/ou tenham sido arrastadas antes do impacte seguinte. Também não existe qualquer interferência quando os impactes, mesmo que simultâneos, ocorrem a distâncias superiores ao raio da perturbação que cada um provoca na camada de água superficial. Com base nestes dois exemplos podemos considerar dois tipos de interferências: por consecutividade e por contiguidade (ver Figura 5.7). Existe interferência por consecutividade se o intervalo de tempo entre impactes não permitir que se dissipe o efeito do impacte anterior. Temos interferência por contiguidade se as gotas caírem em pontos tão próximos que a perturbação de cada impacte atinge as áreas afectadas pelos impactes adjacentes. Numa chuvada teremos estes dois tipos de interacções em simultâneo.

No desenvolvimento seguinte não se pretende fazer uma análise quantitativa dos efeitos destes tipos de interferências, mas apenas obter uma estimativa do intervalo de tempo médio com que ocorrem em qualquer ponto da superfície de uma amostra circular. Temos assim que considerar um intervalo de tempo associado a cada interferência: o intervalo de tempo entre impactes de gotas

(τ_i) e o tempo necessário para que o efeito de cada impacte se propague até ao ponto em consideração (τ_s). O tempo total que uma nuvem de sedimentos permanece sem sofrer o efeito de um impacte seguinte (τ) será dado pela soma dos dois intervalos de tempo referidos:

$$\tau = \tau_i + \tau_s$$

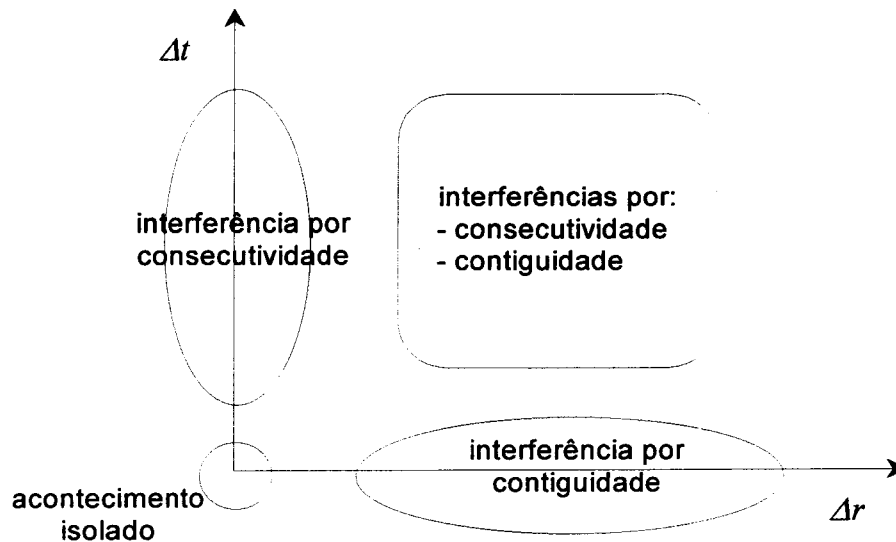


Figura 5.7 - Tipos de interferências que sofrem as nuvens de partículas destacadas, sendo Δt e Δr respectivamente, intervalos de tempo e distância entre impactes.

Conforme se referiu em 5.5.1, podemos considerar duas acções do impacte das gotas que contribuem para o transporte submerso secundário: a agitação provocada na área de impacte (basicamente a área afectada pelo desenvolvimento da cratera e da coroa) e a propagação da onda final, que se exerce sobre uma área mais abrangente. Para cada uma destas acções acrescentaremos à notação anterior os índices i e w , respectivamente. Portanto, temos a considerar:

$$\tau_i = \tau_{ii} + \tau_{si}$$

$$\tau_w = \tau_{iw} + \tau_{sw}$$

5.5.3. Interferência da cratera e da coroa

O fenómeno do impacte de gotas numa lâmina de água encontra-se relativamente bem documentado quanto à dinâmica da sua morfologia (ver 2.3.2). São menos conhecidos os efeitos do impacte na região envolvente à zona central onde se forma a cratera, a coroa e o jacto de Rayleigh. Por outras palavras, é difícil encontrar referências que nos permitam avaliar para um impacte de gotas com características definidas, qual o grau e o raio de alcance da perturbação provocada na lâmina de água. De acordo com **Wang (1970)** a pressão e a tensão de corte no fundo, provocadas pelo impacte de gotas à velocidade terminal, abrangem uma área em torno do ponto de impacte correspondente a cerca de 10 vezes o diâmetro das gotas. **Engel (1966)**, apresenta uma foto de um impacte de gota em que são visíveis as linhas de corrente em torno da cratera formada na lâmina de água, na sua fase inicial de recessão (portanto, próximo do máximo desenvolvimento da cratera), e que revela a existência de movimento no fluido até um diâmetro correspondente a cerca do dobro do diâmetro da cratera. Verificou-se em 2.3.2 (Quadro 2.1) que a cavidade ou cratera aumenta com altura da película de água e que, mesmo para as maiores alturas de água, raramente ultrapassa um diâmetro máximo de 10 vezes o diâmetro das gotas. Sendo assim, podemos balizar as estimativas para a área da lâmina de água afectada pelo impacte de gotas com base em **Wang (1970)** e **Engel (1966)**, considerando um mínimo de 10 e um máximo de 20 vezes o diâmetro das gotas.

Atendendo às elevadas velocidades de formação da cratera, mesmo considerando a máxima a área afectada pelo impacte (20 vezes o diâmetro das gotas), τ_{si} é muito pequeno relativamente a τ_{ii} , podendo admitir-se que:

$$\tau_i \cong \tau_{ii}$$

Para determinar τ_{ii} vamos considerar o caso das chuvadas simuladas neste trabalho, com gotas homogêneas e intensidade constante (ver Cap. 3), que incidem sobre uma área em que todos os pontos têm igual probabilidade de ser atingidos por impactes de gotas. Em consequência, para um período de

tempo suficientemente longo observa-se a mesma intensidade de precipitação em qualquer desses pontos. No entanto, tal como numa chuvada natural, é admissível que em cada ponto e para intervalos de tempo curtos, possam ocorrer desvios mais ou menos acentuados relativamente à intensidade média da área. Isto significa que os intervalos de tempo entre a queda de gotas numa dada área não são necessariamente constantes e assim tem mais sentido falar do intervalo de tempo médio entre impactes numa dada área, $\bar{\tau}_{ii}$. O tempo médio que uma nuvem permanece sem qualquer perturbação, $\bar{\tau}_i$, é dado por:

$$\bar{\tau}_i \cong \bar{\tau}_{ii}$$

com $\bar{\tau}_{ii}$, correspondente a:

$$\bar{\tau}_{ii} = \frac{1}{n_i \cdot A_i} \quad (5.22)$$

em que n_i é o número de gotas por unidade de área e de tempo e A_i é a área máxima que se pode definir em redor de um ponto P, de modo que a agitação provocada pelos impactes de gotas que ocorrem nessa área atinja também o ponto P. Dito de outro modo, A_i é o que designámos anteriormente por área de impacte, e que se admite abranger entre 10 a 20 vezes o diâmetro das gotas ($D_i = 10$ a $20 \times D$).

O número de gotas por unidade de área e de tempo, n_i , é dado por:

$$n_i = \frac{I}{V} \quad (5.23)$$

com I , a intensidade da chuva e V o volume das gotas.

5.5.4. Interferência da onda no final do impacte

Relativamente ao efeito de propagação da onda que se forma na fase final do impacte, dado o maior alcance desta acção, é necessário considerar os dois tipos de interferência anteriormente referidos: por consecutividade e por contiguidade. O intervalo de tempo médio, $\bar{\tau}_w$, que uma nuvem de sedimentos,

resultante de um impacte num ponto P, permanece sem qualquer interferência devida às ondas resultantes de outros impactes, engloba as duas componentes $\bar{\tau}_{tw}$ e $\bar{\tau}_{sw}$:

$$\bar{\tau}_w = \bar{\tau}_{tw} + \bar{\tau}_{sw} \quad (5.24)$$

Quanto à componente por consecutividade, o intervalo de tempo médio $\bar{\tau}_{tw}$ é determinado por uma expressão semelhante à de $\bar{\tau}_{ti}$ (5.22), com a diferença que em vez de A_i temos que considerar A_w , a área de alcance a que se propaga cada onda antes de ser atingida por outro impacte seguinte. Para um dado ponto P na superfície do solo, o intervalo de tempo médio com que se verificam as interferências provocadas pelas ondas, considerando apenas a frequência de impactes que se verificam numa área circular A_w , centrada em P, é dado por:

$$\bar{\tau}_{tw} = \frac{1}{n_i \cdot A_w} \quad (5.25)$$

Em relação à interferência devido a impactes próximos, atendendo à reduzida extensão das amostras usadas, vamos admitir que a propagação das ondas na superfície da camada de água, se dá com uma velocidade constante v_w . Assim, para um dado ponto P da superfície e para um impacte à distância r_w de P podemos determinar τ_{sw} , o tempo necessário para a onda atingir P, fazendo:

$$\tau_{sw} = \frac{r_w}{v_w} \quad (5.26)$$

Contudo, o que nos interessa conhecer para cada ponto P da superfície é o intervalo de tempo médio, $\bar{\tau}_{sw}$, que as ondas resultantes dos diversos impactes em torno de P, demoram até atingir esse ponto. Atendendo que v_w é constante em toda a amostra, podemos obter $\bar{\tau}_{sw}$ aplicando a mesma expressão anterior mas substituindo r_w por \bar{R}_w , a distância média percorrida pelo conjunto das ondas que atingem o ponto P:

$$\bar{\tau}_{sw} = \frac{\bar{R}_w}{v_w} \quad (5.27)$$

A distância média \bar{R}_w , pode ser obtida a partir da distância máxima R_w a que se pode exercer o efeito da onda de impacte antes de ocorrer a perturbação de outro impacte.

Atendendo a que os impactes apresentam uma distribuição uniforme na área da amostra, podemos considerar a variável independente a_w correspondente a cada r_w , e determinar a área média \bar{A}_w com o respectivo raio associado \bar{R}_w , de modo que \bar{R}_w , corresponde ao raio do círculo em torno de P, em que a distribuição dos impactes de gotas entre $0 < r_w < \bar{R}_w$, é igual à que se verifica entre $\bar{R}_w < r_w < R_w$. Ou seja, temos:

$$\bar{A}_w = \int_0^{A_w} a_w \cdot \frac{1}{A_w} da_w = \frac{1}{2} A_w$$

para calcular \bar{R}_w em função de R_w basta fazer:

$$\begin{aligned} \pi \cdot \bar{R}_w^2 &= \frac{1}{2} \pi \cdot R_w^2 \\ \bar{R}_w &= \frac{1}{\sqrt{2}} R_w \end{aligned} \quad (5.28)$$

Podemos então obter $\bar{\tau}_{sw}$:

$$\bar{\tau}_{sw} = \frac{R_w}{\sqrt{2} \cdot v_w}$$

e adicionando a $\bar{\tau}_{tw}$ temos para $\bar{\tau}_w$:

$$\bar{\tau}_w = \frac{1}{n_i \cdot \pi \cdot R_w^2} + \frac{R_w}{\sqrt{2} \cdot v_w} \quad (5.29)$$

Verifica-se portanto, que a determinação de $\bar{\tau}_w$ está condicionada pelo conhecimento dos valores de v_w e R_w . No entanto, é possível determinar ainda R_w analisando um pouco mais o significado de $\bar{\tau}_w$, $\bar{\tau}_{tw}$ e $\bar{\tau}_{sw}$.

Enquanto $\bar{\tau}_{rw}$ decresce com R_w , aproximando-se assintoticamente de zero, $\bar{\tau}_{sw}$ aumenta linearmente com a mesma variável. Consideremos duas situações extremas:

- se o valor de R_w for muito elevado (o que implica que qualquer impacte verificado numa grande área em torno de um ponto P pode interferir com o último impacte ocorrido nesse ponto), menor será o intervalo de tempo das interferências devidas às ondas, $\bar{\tau}_{rw}$, mas em contrapartida aumenta a distância média dos impactes ao ponto P e portanto, aumenta $\bar{\tau}_{sw}$. No conjunto aumenta o tempo total $\bar{\tau}_w$ devido ao aumento da componente $\bar{\tau}_{sw}$. Para valores de R_w muito elevados esta situação não é muito estável, dado que ao aumentar a área aumenta a probabilidade de a gota seguinte cair tão afastada do ponto P considerado, que o seu efeito não chega a atingir esse ponto em tempo útil, ou seja, antes que caia outra gota mais próxima de P.
- se o valor de R_w for muito pequeno, o tempo de percurso da onda provocada por cada impacte é muito pequeno, mas em contrapartida, o intervalo entre a queda de gotas nessa área aumenta substancialmente. Deste modo $\bar{\tau}_w$ aumenta, agora devido à componente $\bar{\tau}_{rw}$. Esta situação também é instável dado que com o aumento do tempo de espera entre impactes, numa área limitada em torno de um ponto P, aumenta a probabilidade deste ponto ser atingido pelas ondas provenientes de impactes exteriores a essa área considerada.

Concluindo, parece razoável admitir que R_w tende para o valor que minimiza $\bar{\tau}_w$.

Para $r_w > 0$, $\bar{\tau}_w$ obtido por (5.29), apresenta apenas um mínimo o que implica que $d\bar{\tau}_w/dr_w = 0$. Fazendo esta igualdade é possível obter uma expressão para R_w , que corresponda a um valor de equilíbrio:

$$\frac{d\bar{\tau}_w}{dr_w} = -\frac{2}{n_i \cdot \pi \cdot r_w^3} + \frac{1}{\sqrt{2} \cdot v_w}$$

igualando a zero obtém-se:

$$\frac{2}{n_i \cdot \pi \cdot R_w^3} = \frac{1}{\sqrt{2} \cdot v_w}$$

de onde se pode tirar R_w :

$$R_w = \sqrt[3]{\frac{2\sqrt{2} \cdot v_w}{n_i \cdot \pi}}$$

Assim, para estimar $\bar{\tau}_w$ basta medir a velocidade de propagação da onda divergente, v_w .

5.5.5. Efeito de bordadura da amostra

No caso de amostras de solo de pequena dimensão, em que os efeitos da presença de uma bordadura não são desprezáveis, a determinação de $\bar{\tau}$ complica-se relativamente ao caso anterior. Mantém-se a mesma abordagem geral, mas agora, ao considerar um ponto P suficientemente próximo do limite da amostra, é necessário atender às alterações da geometria das áreas envolventes a P e que abrangem os impactes susceptíveis de interferir com a nuvem de sedimentos formada nesse ponto. Na realidade passamos a ter $\bar{\tau}_t$, $\bar{\tau}_s$, e portanto, também $\bar{\tau}$, em função de r , a distância do ponto P ao centro da amostra.

INTERVALO DE TEMPO $\bar{\tau}_t$

A determinação do intervalo de tempo entre impactes $\bar{\tau}_t$, passa a depender não da área circular em torno de P, mas apenas da área envolvente a P que não ultrapassa o limite da amostra, $A_{P,im}(r)$ (atendendo a que nas nossas condições experimentais não houve impactes de gotas fora desse limite). Ou seja:



$$\bar{\tau}_i = \frac{1}{n_i \cdot A_{P,int}} \quad (5.30)$$

em que no caso de $\bar{\tau}_{ii}$ se deve fazer $A_{P,int} = A_{i,int}$ e para obter $\bar{\tau}_{iw}$ se substitui $A_{P,int} = A_{w,int}$. Ambas as áreas $A_{i,int}(r)$ ou $A_{w,int}(r)$ podem ser calculadas a partir das expressões apresentadas para A_{nb} na secção 5.3.1, com a diferença que neste caso se trata da área complementar: a área circular que fica para o interior do limite da caixa de destacamento. Portanto, quanto mais próximo da bordadura mais se reduzem as áreas referidas e, conseqüentemente, maiores se tornam os tempos $\bar{\tau}_{ii}$ e $\bar{\tau}_{iw}$.

INTERVALO DE TEMPO $\bar{\tau}_w$

Acabámos de ver que se pode obter a componente $\bar{\tau}_{iw}$ por (5.30). Para obter a segunda componente de $\bar{\tau}_w$, isto é $\bar{\tau}_{sw}$, podemos recorrer à mesma expressão (5.27) mas a determinação de \bar{R}_w torna-se mais complicada também devido à variação da geometria da área $A_{w,int}(r)$, com a aproximação à bordadura da amostra. Contudo, é possível simplificar a análise a efectuar quando temos $R_w \geq 2R_S$. Nesta situação, mesmo os impactes de gotas junto ao bordo, geram ondas que em média conseguem percorrer todo o diâmetro da amostra antes de serem afectadas por outro impacte.

- CASO PARTICULAR EM QUE $R_w \geq 2R_S$

Neste caso, a onda gerada por qualquer impacte na amostra pode, potencialmente, propagar-se a qualquer ponto da superfície, logo $A_{w,int}(r) = A_S$ em que A_S é a área total da amostra. Isto significa que $A_{w,int}$ é constante com r e portanto, também $\bar{\tau}_{iw}$ não varia com o ponto da superfície considerado, podendo-se simplificar a expressão (5.30) para:

$$\bar{\tau}_{iw} = \frac{1}{n_i \cdot A_S} \quad (5.31)$$

Relativamente a $\bar{\tau}_{sw}$, apesar de se verificar que $A_{w,int} = A_S$ para qualquer ponto da superfície, constata-se que \bar{R}_w varia com a distância ao centro da amostra. Consideremos os casos extremos de $r = 0$ e $r = R_S$:

- para $r = 0$ temos uma situação semelhante à que deu origem à expressão (5.28), mas em que o ponto P está situado no centro da amostra e $R_w = R_S$:

$$\bar{R}_w = \frac{1}{\sqrt{2}} R_S$$

- para $r = R_S$ (um ponto P situado sobre o limite da amostra de solo), a distância média \bar{R}_w é necessariamente diferente, dado que todos impactes provém do interior da amostra e portanto não rodeiam o ponto P como no caso anterior. O raio \bar{R}_w , definido anteriormente como o raio associado à área circular \bar{A}_w centrada em P e correspondente a metade de A_w , neste caso terá que corresponder a metade de $A_{w,int} = A_S$, o que permite obter aproximadamente:

$$\bar{R}_w^2 = R_S^2 + \frac{1}{4} R_S^2$$

$$\bar{R}_w = \frac{\sqrt{5}}{2} R_S$$

Calculando as áreas circulares \bar{A}_w correspondentes aos valores \bar{R}_w obtidos quando o ponto P se situa respectivamente em $r = 0$ e $r = R_S$, ficamos com:

$$\bar{A}_w(r = 0) = \frac{1}{2} A_S \quad \text{e} \quad \bar{A}_w(r = R_S) = \frac{5}{4} A_S$$

Entre estes dois extremos vamos admitir que \bar{A}_w tem uma variação linear em função da área circular interior ao arco onde se situa o ponto P. Isto é, como $a = \pi \cdot r^2$, com r a distância do ponto P ao centro da amostra, admitimos que:

$$\bar{A}_w(a) = \frac{1}{2} (A_S - a) + \frac{5}{4} a$$

ou simplificando:

$$\bar{A}_w(a) = \frac{1}{2} A_S + \frac{3}{4} a$$

Convertendo $\bar{A}_w(a)$ para os respectivos valores de $\bar{R}_w(r)$ obtemos:

$$\bar{R}_w(r) = \sqrt{\frac{1}{2}R_s^2 + \frac{3}{4}r^2}$$

Aplicando esta expressão para o cálculo de $\bar{\tau}_{sw}$, fica:

$$\bar{\tau}_{sw}(r) = \frac{1}{v_w} \sqrt{\frac{1}{2}R_s^2 + \frac{3}{4}r^2}$$

e somando $\bar{\tau}_{tw}$ a $\bar{\tau}_{sw}$, obtém-se a expressão final para $\bar{\tau}_w$:

$$\bar{\tau}_w(r) = \frac{1}{n_i \cdot \pi \cdot R_s^2} + \frac{1}{v_w} \sqrt{\frac{1}{2}R_s^2 + \frac{3}{4}r^2} \quad (5.32)$$

- VERIFICAÇÃO DA v_w MÍNIMA

Podemos verificar qual terá de ser o valor mínimo da velocidade v_w de modo a garantir que $R_w \geq 2R_s$. Para isso, consideremos o caso extremo de um ponto P situado no limite da amostra de solo e de uma gota que cai no ponto diametralmente oposto a P. Para que a onda gerada nesse impacte (I) atinja o ponto P antes de ocorrer qualquer outro impacte (II), que seria certamente mais próximo de P, é necessário verificar-se:

$$\tau_{sw}(I) \leq \tau_{tw}(II) + \tau_{sw}(II)$$

O caso extremo sucede quando o segundo impacte cai tão próximo de P que se pode admitir $\tau_{sw}(II) = 0$. Com a maior intensidade de chuvada dos ensaios efectuados, $I = 80$ mm/h com gotas de 3,2 mm de diâmetro, obtém-se, aplicando a expressão (5.23), $n_i = 1236,4$ gotas.m⁻².s⁻¹. Por (5.31) vem $\bar{\tau}_{tw} = 0,1217$ s e tomando neste exemplo $\tau_{sw} = \bar{\tau}_{tw}$, podemos determinar a v_w máxima aplicando a expressão (5.26), o que vai dar $v_w \approx 0,75$ m.s⁻¹.

Nos ensaios experimentais não se fez a medição de v_w . Contudo, pelas observações realizadas, verificou-se que as ondas atingiam muito rapidamente a bordadura do recipiente que mantém o nível da camada de água constante, sendo admissível $v_w > 0,5$ m.s⁻¹. Atendendo a este facto, iremos considerar que

o efeito de bordadura dominante correspondeu ao caso em que $R_w \geq 2R_s$, ou seja, que $\bar{\tau}_w$ pode ser calculado por (5.32).

5.5.6. Condições experimentais ensaiadas

Ao admitir a interferência devida ao desenvolvimento da cratera e da coroa e também a resultante das ondas geradas em cada impacte, pode colocar-se a questão de saber qual predomina e em que grau. Para isso é necessário analisar as condições experimentais usadas e comparar os valores de $\bar{\tau}_i$ e $\bar{\tau}_w$:

1) valores de $\bar{\tau}_i$ (áreas afectadas pelo impacte directo) – com base na discussão do ponto 5.5.3 podemos considerar os dois valores extremos: $D_i = 10xD$ e $D_i = 20xD$. Analisando o caso em que $\bar{\tau}_i$ é menor, ou seja, para a maior intensidade de precipitação, $I = 80$ mm/h, por (5.23) obtém-se $n_i = 1236,4$ gotas.m⁻².s⁻¹ o que dá por (5.22) um intervalo entre impactes de $\bar{\tau}_{ii} = 1,006$ s e $\bar{\tau}_{ii} = 0,251$ s, respectivamente para $D_i = 10xD$ e $D_i = 20xD$. Próximo da bordadura das caixas estes valores aumentam.

2) valores de $\bar{\tau}_w$ (acção das ondas associadas a cada impacte) – adoptando $v_w = 0,7$ m.s⁻¹ e também a intensidade $I = 80$ mm/h, através de (5.32), obtemos para cada um dos extremos $r = 0$ e $r = R_s$, respectivamente $\bar{\tau}_w(0) = 0,168$ s e $\bar{\tau}_w(R_s) = 0,195$ s.

Verifica-se para estas condições que a interferência devida às áreas afectadas directamente pelos impactes se faz sentir a intervalos de tempo sempre superiores aos da interferência pelas ondas. Estas últimas podem chegar a ter uma frequência cerca de 5 vezes superior à frequência das perturbações resultantes da formação da cratera e da coroa, no caso da área afectada pelo impacte directo se aproximar do limite mínimo considerado ($D_i = 10xD$). Podemos concluir que a interferência mais frequente é a que resulta da

propagação das ondas e, atendendo a isso, será esta a única que iremos considerar na estimativa de $\bar{\tau}$, o que quer dizer que se admite:

$$\bar{\tau}(r) \approx \bar{\tau}_w(r)$$

com $\bar{\tau}_w(r)$ calculado por (5.32).

Não se procurou avaliar a magnitude da interferência sobre o transporte de partículas, devida ao alcance das áreas de impacte e ao alcance das ondas. O conjunto desses efeitos é considerado no modelo de transporte, através do intervalo de tempo médio que uma nuvem de sedimentos destacados num impacte, permanece sem sofrer qualquer perturbação devido a outro impacte.

Na sequência desta análise adoptou-se, no caso de chuvadas com 65% ECR, uma velocidade de propagação das ondas, $v_w = 0,7 \text{ m.s}^{-1}$ o que dá, para a intensidade $I = 80 \text{ mm/h}$, $\bar{\tau}(0) = 0,168 \text{ s}$ e $\bar{\tau}(R_S) = 0,195 \text{ s}$, sendo $\bar{\tau}(r) = \bar{\tau}_w(r)$.

5.5.7. Taxa de destacamento do fluxo secundário (e_p)

Tendo uma estimativa do intervalo de tempo que em média uma nuvem de sedimentos permanece sem qualquer interferência de outro impacte, podemos calcular a taxa de deposição ocorrida na nuvem durante esse intervalo de tempo ou, dito de outro modo, podemos estimar qual a fracção da taxa de destacamento que irá contribuir para o transporte submerso secundário.

Como a massa de partículas da classe granulométrica k destacadas em cada impacte, e_{ik} , se pode obter fazendo $e_{ik} = e_k / n_i$, com e_k a densidade do fluxo de destacamento e n_i o número de impactes, podemos estimar a concentração média de partículas nas nuvens de raio R_N , imediatamente após a sua formação, c_{nik} :

$$c_{nik}(\tau = 0) = \frac{e_k}{n_i \cdot \pi R_N^2 \cdot h}$$

Durante o intervalo de tempo $\bar{\tau}$ a principal alteração da concentração de partículas no interior dessa nuvem resulta do fluxo de deposição. Podemos assim estabelecer a seguinte igualdade:

$$h \frac{dc_{nik}}{d\tau} = -v_{dk} \cdot c_{nik}$$

Resolvendo esta equação linear de 1ª ordem obtemos,

$$c_{nik}(\tau) = K \cdot e^{\frac{-v_{dk} \cdot \tau}{h}}$$

Para $\tau = 0$ vem $K = c_{nik}(0)$ conforme a expressão acima, ficando assim:

$$c_{nik}(\tau) = \frac{e_k}{n_i \cdot \pi R_N^2 \cdot h} \cdot e^{\frac{-v_{dk} \cdot \tau}{h}} \quad (5.33)$$

Para a análise do transporte submerso secundário interessa-nos exprimir a massa de partículas em suspensão ao fim de $\bar{\tau}$ como uma taxa de destacamento remanescente e_{pk} , que é dada por:

$$e_{pk}(\bar{\tau}) = c_{nik}(\bar{\tau}) \cdot n_i \cdot \pi R_N^2 \cdot h$$

ou substituindo c_{nik} pela expressão (5.33), dá:

$$e_{pk}(\bar{\tau}) = e_k \cdot e^{\frac{-v_{dk} \cdot \bar{\tau}}{h}}$$

Fazendo:

$$f_{ek} = \frac{e_{pk}(\bar{\tau})}{e_k} = e^{\frac{-v_{dk} \cdot \bar{\tau}}{h}} \quad (5.34)$$

podemos simplificar para:

$$e_{pk} = e_k \cdot f_{ek} \quad (5.35)$$

É de salientar que sendo $\bar{\tau} = \bar{\tau}(r)$ também e_{pk} resulta variável com r . Como se viu no ponto 5.5.5 a componente variável de $\bar{\tau}$ é devida a $\bar{\tau}_w$, que nas condições ensaiadas foi sempre inferior a 50% do intervalo de tempo total $\bar{\tau}$. Verificou-se também na alínea 2) do ponto anterior que, para as condições

indicadas, $\bar{\tau}$ aumenta menos de 0,03 s desde o centro da amostra até à sua periferia o que corresponde a uma variação de cerca de 20% relativamente ao valor de $\bar{\tau}$ ($r = 0$). Com esta variação podemos admitir que e_{pk} é aproximadamente constante para o conjunto da amostra. Para isso utilizamos no cálculo de e_{pk} o valor $\bar{\tau}_M$, que corresponde ao valor médio de $\bar{\tau}$ obtido para a totalidade da amostra. Atendendo à distribuição uniforme dos impactes de gotas em função da área e ao facto de se poder considerar v_w constante para pequenas distâncias, verifica-se que:

$$\bar{\tau}_M = \bar{\tau} \left(r = \frac{1}{\sqrt{2}} R_s \right)$$

aplicando a equação (5.32) fica:

$$\bar{\tau}_M = \frac{1}{n_i \cdot \pi R_s^2} + \sqrt{\frac{7}{8}} \cdot \frac{R_s}{v_w} \quad (5.36)$$

Temos assim a expressão adoptada para obter uma estimativa do intervalo de tempo médio entre a formação de uma nuvem de partículas destacadas e o momento em que essa nuvem sofre a influência de outro impacte próximo. Com este valor de $\bar{\tau}$, podemos obter uma estimativa média de e_{pk} , a parcela das partículas destacadas que ainda se encontram em suspensão no momento dessa interferência.

Resumindo, para obter e_{pk} é indispensável conhecer $\bar{\tau}$. Para determinar $\bar{\tau}$ são de admitir duas alternativas:

- a medição dos τ que permitem calcular $\bar{\tau}$.
- a medição de v_w de modo a calcular $\bar{\tau}$ de acordo com a abordagem apresentada neste capítulo. O confronto dos valores de $\bar{\tau}$ estimados com os medidos, permitirão avaliar a confiança na abordagem proposta.

Neste trabalho são usados valores de v_w estimados com base na sensibilidade experimental obtida.

5.6. Conclusões

- Analisaram-se os mecanismos que contribuem para o destacamento e transporte de partículas pelo impacte de gotas numa camada de água sobre amostras de solo em caixas de destacamento cilíndricas niveladas. Nos ensaios efectuados observou-se um padrão de transporte radial de sentido divergente. Dada a ausência de um escoamento suficientemente forte para impor um transporte convectivo, a componente do TEIC devida ao escoamento pode-se considerar praticamente nula. A chuva é, não só o principal agente de destacamento, mas também o principal agente de transporte dos sedimentos na camada de água. Devido aos sucessivos impactes de gotas, o TEIC compõe-se de múltiplas acções de transporte em todas as direcções que, em termos líquidos, tal como para o salpico, resultam numa acção de transporte globalmente nula, desde que a distribuição dos impactes e a superfície do solo sejam uniformes.
- Resumidamente, os principais mecanismos a considerar para a modelação do TEIC nestas condições incluem: o destacamento pelo impacto das gotas; a deposição das partículas destacadas; o transporte submerso primário devido à formação das nuvens de destacamento; o transporte submerso secundário devido aos deslocamentos, enquanto as partículas depositam, induzidos por impactes posteriores e/ou muito próximos dos que provocaram o destacamento dessas partículas.
- Calculou-se o tempo que uma nuvem de partículas destacadas permanece sem sofrer uma perturbação provocada por outro impacte. Para as condições experimentais deste trabalho, a perturbação mais frequente é devida à propagação das ondas no final dos impactes. Estimando uma velocidade $v_w = 0,7 \text{ m.s}^{-1}$ para a propagação das ondas e considerando a intensidade $I = 80 \text{ mm/h}$, obtém-se um intervalo de tempo médio entre perturbações devido às ondas, de 0,168 s no centro e de 0,195 s, na periferia das caixas de destacamento utilizadas.

6. Transporte de Sedimentos Pelo Impacte de Gotas Numa Lâmina de Água

6.1. Introdução

Neste capítulo conjugam-se os mecanismos apresentados no Capítulo 5, com vista à modelação do transporte de sedimentos pela acção da chuva numa camada de água, em áreas circulares com declive nulo. Este tipo de transporte de sedimentos, que designámos por transporte submerso pela acção da chuva (q_s), (ver secção 2.2.2), tem como único motor o próprio impacte das gotas e apresenta duas componentes: um fluxo primário ou transporte submerso primário (q_n) e um fluxo secundário ou transporte submerso secundário (q_p), que se adicionam para dar q_s :

$$q_s = q_n + q_p$$

O primeiro fluxo resulta da formação de nuvens de partículas destacadas. O segundo actua sobre as partículas que permanecem mais tempo em suspensão, colocando-se duas hipóteses quanto à sua natureza: consiste essencialmente num transporte por dispersão ($q_p = q_d$) ou consiste numa acção conjugada de um transporte de convecção com um transporte por dispersão, ($q_p = q_c + q_d$). Resultam portanto, duas alternativas para o transporte submerso:

1) $q_s = q_n + q_d$

2) $q_s = q_n + q_c + q_d$

Nas secções 6.3 e seguintes procede-se à análise parcelar de cada um destes tipos de transporte, começando pelo fluxo devido às nuvens de sedimentos

(q_n) , conjugando-o em seguida com as duas alternativas para o fluxo secundário, (q_n+q_d) e $(q_n+q_c+q_d)$. Antes disso, na secção 6.2, analisam-se alguns aspectos comuns a ambas as abordagens, nomeadamente, a aplicação da equação de conservação ao transporte de sedimentos em áreas circulares.

6.2. Aspectos gerais

6.2.1. Determinação do fluxo radial de sedimentos

Admitindo que o fluxo de sedimentos q_s , proveniente de uma dada área circular de raio r (expresso como densidade de fluxo para a altura total da camada de água à superfície, em $M.L^{-1}.T^{-1}$), é uniforme em todo o perímetro dessa área, podemos representar a totalidade dos sedimentos $S(r)$ que passam para o exterior da circunferência de raio r por unidade de tempo ($M.T^{-1}$), como:

$$S(r) = \int_0^{2\pi} \bar{q}_s(r) \cdot r \cdot d\theta = 2\pi r \cdot q_s(r) \quad (6.1)$$

A recolha dos sedimentos efectua-se necessariamente durante um determinado intervalo de tempo, T_p , o que significa que os valores obtidos (em unidades de massa) correspondem a:

$$\int_0^{T_p} S(r) dt_p = 2\pi r \int_0^{T_p} q_s(r, t_p) dt_p = 2\pi r \cdot T_p \cdot \bar{q}_s(r, T_p)$$

No caso das caixas de destacamento, normalmente recolhem-se os sedimentos deslocados para o exterior da caixa, ou seja, que ultrapassam o limite definido pela bordadura de raio R_B (com $R_B \geq R_S$). A conversão desta massa de sedimentos recolhidos em cada intervalo de tempo T_p , para o fluxo médio $\bar{q}_s(R_B, T_p)$, expresso em $M.L^{-1}.T^{-1}$, obtém-se dividindo o valor medido pelo perímetro $2\pi R_B$ e pelo intervalo de recolha T_p . Portanto:

$$\bar{q}_s(R_B, T_p) = \frac{1}{2\pi R_B \cdot T_p} \int_0^{T_p} \int_0^{2\pi} q_s(R_B, t_p) \cdot R_B \cdot d\theta \cdot dt_p \quad (6.2)$$

6.2.2. Aplicação da equação de continuidade ao transporte de sedimentos em áreas circulares

Consideremos c_k a concentração de partículas da classe k e q_{sk} a densidade do fluxo de sedimentos da mesma classe expresso em $L.M^{-1}.T^{-1}$, portanto, para a totalidade da altura h da película de água à superfície do solo. Sejam ainda e_k e d_k , as densidade dos fluxos de destacamento e de deposição de partículas da classe k . Com base na representação de **Welty et al., (1984)** e admitindo que a altura de água h é constante em toda a amostra, podemos estabelecer a seguinte equação de conservação de massa para a densidade do fluxo de partículas que passa em cada anel de largura Δr , para $r < R_S$ (Figura 6.1):

$$(q_{sk} 2\pi r)|_{r+\Delta r} - (q_{sk} 2\pi r)|_r + \frac{\partial(c_k \cdot h)}{\partial t} 2\pi r \Delta r = (e_k - d_k) 2\pi r \Delta r$$

$$\Delta(q_{sk} \cdot r) 2\pi + \frac{\partial(c_k \cdot h)}{\partial t} 2\pi r \Delta r = (e_k - d_k) 2\pi r \Delta r$$

dividindo por $2\pi r \Delta r$ e fazendo $\Delta r \rightarrow 0$, obtém-se:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial(q_{sk} \cdot r)}{\partial r} + \frac{\partial(c_k \cdot h)}{\partial t} = e_k - d_k$$

Se considerarmos o exterior da amostra ($r \geq R_S$), onde já não se verifica a aplicação de chuva, temos que eliminar a parcela relativa ao destacamento, ficando apenas a da deposição. Atendendo ainda a que h se mantém constante no decurso dos ensaios, podemos escrever a equação de conservação do fluxo de sedimentos da classe k , transportados numa película de água com a concentração c_k , como:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial(q_{sk} \cdot r)}{\partial r} + h \frac{\partial c_k}{\partial t} = \begin{cases} e_k - d_k & \text{se } r < R_S \\ -d_k & \text{se } r \geq R_S \end{cases} \quad (6.3)$$

Esta equação fica bastante simplificada se considerarmos a situação após o equilíbrio dinâmico, isto é, quando $\partial c_k / \partial t = 0$. Contudo, conforme foi referido no Capítulo 3, as recolhas de sedimentos efectuaram-se em períodos de 5

minutos de duração, ao fim dos quais se interrompe a chuvada e se efectua a drenagem da camada de água superficial. Deste modo, para cada intervalo, partimos sempre de condições iniciais em que $c_k(0) = 0$, não sendo portanto, muito razoável simplificar a equação de conservação para as condições de equilíbrio dinâmico. Por outro lado, como não dispomos da evolução temporal em cada período de 5 minutos, interessa-nos obter apenas o fluxo de sedimentos médio para esse intervalo de tempo.

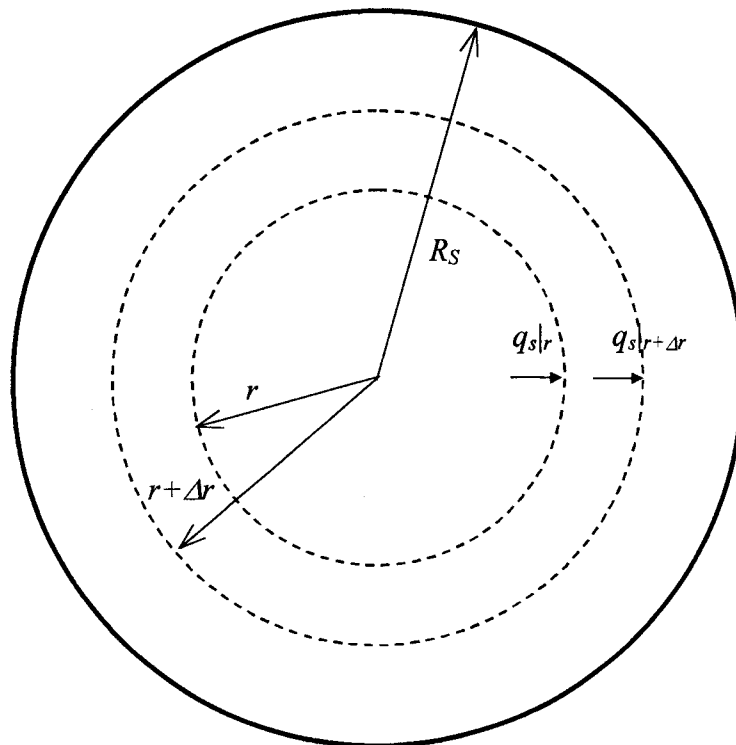


Figura 6.1 - Aplicação da equação de conservação ao transporte de sedimentos em áreas circulares.

Consideremos a variável t_p para o tempo de cada período de recolha Δt , em que $0 \leq t_p \leq T_p$ e $\Delta t = T_p - 0 = T_p$. Temos então,

$$\Delta c_k = c_k(T_p) - c_k(0) = c_k(T_p).$$

Exemplificando para o caso de $r < R_S$, podemos fazer o integral de todas as parcelas da equação (6.3), com t_p entre 0 e T_p , substituir d_k por $v_{dk}c_k$ (ver secção 5.2.2) e aplicar o teorema do valor médio no caso da primeira e da última parcela, de modo a obtermos:

$$\frac{1}{r} \frac{d(\bar{q}_{sk}(t_p) \cdot r)}{dr} T_p + h c_k(T_p) = e_k \cdot T_p - v_{dk} \bar{c}_k(t_p) \cdot T_p$$

dividindo por T_p , fica:

$$\frac{1}{r} \frac{d(\bar{q}_{sk} \cdot r)}{dr} + h \frac{c_k(T_p)}{T_p} = e_k - v_{dk} \bar{c}_k$$

em que \bar{q}_{sk} e \bar{c}_k correspondem aos valores médios dos intervalos de recolha.

Como não é fácil medir a distribuição radial da concentração de partículas no momento T_p , em alternativa, substituímos $c_k(T_p)/T_p$ por um valor aproximado com base na própria concentração média $\bar{c}_k(t_p)$, para o intervalo Δt . Fazendo:

$$\bar{f}_{ck, T_p} = \frac{\bar{c}_k(t_p)}{c_k(T_p)}$$

podemos escrever,

$$\frac{c_k(T_p)}{T_p} = \frac{\bar{c}_k(t_p)}{T_p \cdot \bar{f}_{ck, T_p}}$$

Assim, a equação de continuidade para cada classe k de partículas, com os valores médios para cada intervalo de tempo Δt , fica, para o caso de $r < R_S$:

$$\frac{1}{r} \frac{d(\bar{q}_{sk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_p \cdot \bar{f}_{ck, T_p}} \bar{c}_k = e_k - v_{dk} \bar{c}_k \quad (6.4)$$

Para avaliar \bar{f}_{ck, T_p} vamos analisar primeiro a evolução temporal da concentração de partículas no centro das amostras circulares.

6.2.3. Concentração de partículas no centro da amostra

Dado que no centro das amostras deverá ocorrer uma compensação entre os fluxos divergente e convergente, podemos admitir que nesse ponto se verifica $\partial q_{sk}/\partial r = 0$ e portanto, a variação temporal da concentração da classe k (c_k), em $r = 0$, é dada por:

$$\frac{d}{dt}(c_k \cdot h) = e_k - d_k$$

com h a altura da camada de água, e_k e d_k a densidade dos fluxos de partículas destacadas e depositadas, respectivamente. Admitindo-se h constante com t e substituindo d_k pela expressão $d_k = c_k \cdot v_{dk}$, obtém-se:

$$h \frac{dc_k}{dt} = e_k - c_k \cdot v_{dk}$$

ou seja,

$$\frac{dc_k}{dt} + \frac{v_{dk}}{h} c_k = \frac{e_k}{h}$$

Resolvendo esta equação linear de 1ª ordem, temos:

$$c_k(t) = e^{-\frac{v_{dk}}{h}t} \left[\int e^{\frac{v_{dk}}{h}s} \cdot \frac{e_k}{h} ds + k \right]$$

o que permite obter,

$$c_k(t) = \frac{e_k}{v_{dk}} + k \cdot e^{-(v_{dk}/h)t}$$

Com a condição inicial $c_k(t=0) = 0$ fica,

$$k = -\frac{e_k}{v_{dk}}$$

e por último,

$$c_k(t) = \frac{e_k}{v_{dk}} \left(1 - e^{-(v_{dk}/h)t} \right)$$

Verifica-se que c_k varia entre $0 \leq c_k < e_k/v_{dk}$ quando t varia de $0 \leq t < \infty$. Na realidade, pode admitir-se que se atinge a concentração de equilíbrio a partir de um dado momento, t_{eq} em que se verifica $c_k(t_{eq}) \approx c_k(\infty) = e_k/v_{dk}$.

Como no início de cada intervalo de recolha temos sempre $c_k = 0$, podemos, com base na expressão anterior para o ponto central da amostra, $r = 0$, calcular a concentração média atingida em cada intervalo de tempo Δt . Para isso consideremos o tempo t_p em cada período de recolha, com $0 \leq t_p \leq T_p$,

sendo $\Delta t = T_p - 0 = T_p$. A concentração média no centro da amostra para cada intervalo de recolha Δt , $\bar{c}_k(0, T_p)$, pode representar-se apenas como \bar{c}_{k0} e é dada por:

$$\begin{aligned}\bar{c}_{k0} &= \frac{1}{T_p} \int_0^{T_p} \frac{e_k}{v_{dk}} \left(1 - e^{-(v_{dk}/h) \cdot t_p}\right) dt_p \\ \bar{c}_{k0} &= \frac{e_k}{T_p \cdot v_{dk}} \left(T_p - \int_0^{T_p} e^{-(v_{dk}/h) \cdot t_p} dt_p\right) \\ \bar{c}_{k0} &= \frac{e_k}{T_p \cdot v_{dk}} \left(T_p - \left(-\frac{h}{v_{dk}} e^{-(v_{dk}/h) \cdot T_p} + \frac{h}{v_{dk}}\right)\right) \\ \bar{c}_{k0} &= \frac{e_k}{v_{dk}} \left(1 - \frac{h}{v_{dk} \cdot T_p} \left(1 - e^{-(v_{dk}/h) \cdot T_p}\right)\right)\end{aligned}\quad (6.5)$$

Como $c_k(0, \infty) = e_k/v_{dk}$, podemos definir a seguinte relação:

$$f_{ck0,\infty} = \frac{\bar{c}_k(0, T_p)}{c_k(0, \infty)} = \frac{\bar{c}_{k0}}{e_k/v_{dk}}$$

e simplificar a expressão (6.5) para:

$$\bar{c}_{k0} = \frac{e_k}{v_{dk}} \cdot f_{ck0,\infty}\quad (6.6)$$

com

$$f_{ck0,\infty} = 1 - \frac{h}{v_{dk} \cdot T_p} \left(1 - e^{-(v_{dk}/h) \cdot T_p}\right)\quad (6.7)$$

Podemos também considerar a relação f_{ck0,T_p} , entre o valor médio da concentração no intervalo Δt e a concentração atingida no final desse intervalo de tempo:

$$f_{ck0,T_p} = \frac{\bar{c}_{k0}(T_p)}{c_{k0}(T_p)}$$

Fazendo a referida relação obtém-se:

$$f_{ck0, T_p} = \frac{1}{1 - e^{-(v_{dk}/h)T_p}} - \frac{h}{v_{dk} \cdot T_p} \quad (6.8)$$

No Quadro 6.1 apresentam-se os valores de $f_{ck0, \infty}$ e f_{ck0, T_p} , para as classes de partículas usadas neste trabalho, considerando apenas partículas primárias, duas alturas de água, $h=2$ e 5 mm, e um intervalo de tempo $T_p = 5$ minutos.

Quadro 6.1 - Valores de $f_{ck0, \infty}$ e f_{ck0, T_p} para partículas primárias, com intervalo de tempo de recolha (T_p) de 5 minutos e alturas da camada de água (h) de 2 e 5 mm.

PARTÍCULAS PRIMÁRIAS									
Classes de diâmetro				Veloc. sed.	$h = 2$ mm		$h = 5$ mm		
cls.	lim.sup.	lim. inf.	DMG	v_{dk}	$^{(1)}f_{ck0, \infty}$	$^{(2)}f_{ck0, T_p}$	$^{(1)}f_{ck0, \infty}$	$^{(2)}f_{ck0, T_p}$	
	μm	μm	μm	m/s					
11	4000	2000	2828	3,66 E-01	1,000	1,000	1,000	1,000	
10	2000	1000	1414	2,29 E-01	1,000	1,000	1,000	1,000	
9	1000	500	707	1,29 E-01	1,000	1,000	1,000	1,000	
8	500	250	354	5,99 E-02	1,000	1,000	1,000	1,000	
7	250	100	158	1,80 E-02	1,000	1,000	0,999	0,999	
6	100	50	71	4,49 E-03	0,999	0,999	0,996	0,996	
5	50	20	32	8,98 E-04	0,993	0,993	0,981	0,981	
4	20	10	14	1,80 E-04	0,963	0,963	0,907	0,907	
3	10	5	7	4,49 E-05	0,852	0,853	0,654	0,701	
2	5	2	3	8,98 E-06	0,450	0,609	0,227	0,545	
1	2	0,5	1	8,98 E-07	0,064	0,511	0,026	0,504	

^{1 e 2} - calculados por (6.7) e (6.8), respectivamente

Verifica-se que todas partículas superiores a $50 \mu\text{m}$ atingem concentrações médias no intervalo de 5 minutos que praticamente não diferem da concentração no equilíbrio dinâmico. Ou seja, para estas classes não se comete grande erro ao considerar as condições de equilíbrio dinâmico desde $t_p=0$. Não se pode concluir o mesmo para as partículas mais finas, que apresentam uma concentração média no período de 5 minutos correspondente a uma fracção limitada da concentração no equilíbrio, chegando no caso da classe mais pequena a apenas 0,064 e 0,026 para as alturas da camada de água de 2 e 5 mm respectivamente. Por este motivo considerou-se preferível utilizar a concentração média para os intervalos de recolha de sedimentos, em vez da concentração no equilíbrio.

6.2.4. Adaptação da equação de continuidade aos períodos de medição

Atendendo ao comportamento de f_{ck0, T_p} podemos fazer algumas considerações relativamente à avaliação de f_{ck, T_p} nos restantes pontos da superfície das caixas de destacamento:

- é de esperar que as partículas mais grosseiras apresentem $c_k(T_p) \approx \bar{c}_k(T_p)$, ou seja, que $f_{ck, T_p} \approx 1$.
- no caso das partículas mais finas, como $c_k(0) = 0$ a evolução de $c_k(t_p)$ terá que ser necessariamente crescente, sendo admissível que essa tendência se mantenha durante a totalidade do período de recolha de 5 minutos.
- a adopção da relação $f_{ck, T_p} \approx f_{ck0, T_p}$, permite-nos garantir as duas condições anteriores e estabelecer:

$$\frac{c_k(T_p)}{T_p} \approx \frac{\bar{c}_k(T_p)}{T_p \cdot f_{ck0, T_p}}$$

- a medição de $c_k(T_p)$ apenas para as classes mais finas é menos sujeita a erros do que para as classes mais grosseiras e pode ser o suficiente para conferir maior rigor a este termo da equação de conservação.

Nos desenvolvimentos seguintes simplificaremos a notação usando apenas q_{sk} e c_k em vez de \bar{q}_{sk} e \bar{c}_k mas, salvo referência em contrário, mantém-se implícito que se trata dos valores médios para cada intervalo de recolha. Também simplificamos f_{ck, T_p} para f_{ck} .

Simplificando a notação e generalizando para $r < R_s$ e $r \geq R_s$, obtemos a seguinte equação de conservação do transporte de sedimentos, em coordenadas polares:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{sk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_k = \begin{cases} e_k - v_{dk} c_k & ; \text{ se } r < R_s \\ -v_{dk} c_k & ; \text{ se } r \geq R_s \end{cases} \quad (6.9)$$

e em coordenadas cartesianas:

$$\frac{dq_{sk}}{dx} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_k = \begin{cases} e_k - v_{dk} c_k & ; \text{ se } x < X_s \\ -v_{dk} c_k & ; \text{ se } x \geq X_s \end{cases} \quad (6.10)$$

6.3. Fluxo de sedimentos pelo transporte submerso primário (q_n)

6.3.1. Desenvolvimento de q_n em coordenadas polares

As nuvens de partículas destacadas são interpretadas neste trabalho como um efeito de transporte associado ao destacamento, com um alcance que depende da extensão e da distribuição interna dessas nuvens. Ao considerar a área total das amostras e a multiplicidade de impactes verificados num dado intervalo de tempo, podemos traduzir os deslocamentos de partículas associados à formação das nuvens, como um fluxo de sedimentos. No caso das caixas de destacamento cilíndricas procuramos descrever esse fluxo desde o centro das amostras.

Consideremos uma dada circunferência C de raio r menor que o raio da amostra de solo, R_s . Verifica-se que existem impactes no interior da circunferência de raio r cujas nuvens deslocam partículas para o exterior de C ; mas também alguns impactes exteriores a C formam nuvens que contribuem com partículas para o interior da referida circunferência. Atendendo à geometria circular da superfície das caixas de destacamento, devemos admitir que as nuvens de destacamento induzem dois fluxos gerais de partículas, um divergente e outro convergente.

O fluxo submerso primário (q_n) que passa pelo limite definido por uma circunferência de raio r , considerando o sentido divergente como positivo, é dado por:

$$q_n(r) = q_{n.div}(r) - q_{n.conv}(r)$$

Para obter $q_{n.div}$ e $q_{n.conv}$ começamos por calcular o total de sedimentos que passam pela circunferência de raio r por unidade de tempo, em ambos os sentidos, convergente e divergente, $S_{div}(r)$ e $S_{conv}(r)$, definidos de acordo com a expressão (6.1). Temos de considerar as duas situações, $r < R_S$ e $r \geq R_S$.

a) Para $r < R_S$

Neste caso só contribuem para o fluxo divergente as nuvens que resultam de gotas que caem para o interior de r^1 :

$$S_{div}(r) = 2\pi \cdot e \cdot \int_0^r F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c$$

Relativamente ao fluxo convergente só interessam os impactes ocorridos entre r e R_S e, mais exactamente, a contribuição das respectivas nuvens de partículas para o interior da circunferência definida por r , o que se obtém com o complementar de F_{nb} , $(1-F_{nb})$. Temos portanto²:

$$S_{conv}(r) = 2\pi \cdot e \cdot \int_r^{R_S} (1 - F_{nb}) \cdot r_c \cdot dr_c$$

Converte-se S_{div} e S_{conv} em $q_{n.div}$ e $q_{n.conv}$ dividindo por $2\pi r$ (ver equação (6.1)). Cortando 2π e somando as componentes divergente e convergente de q_n obtém-se:

$$q_n(r) = \frac{e}{r} \left[\int_0^r F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c - \int_r^{R_S} r_c \cdot dr_c - \int_r^{R_S} F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c \right]$$

Agrupando o primeiro e o terceiro integral e resolvendo o segundo, fica:

¹ no caso da distribuição exponencial esta situação verifica-se sempre que $r_c < r$, sendo $F_{nb} = F_{nb1}$.

² ainda no exemplo da distribuição exponencial a contribuição de cada uma destas nuvens para o exterior de r é dada por F_{nb2} e portanto o complementar é $(1-F_{nb2})$.

$$q_n(r) = \frac{e}{r} \left[\int_0^{R_S} F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c - \frac{1}{2} (R_S^2 - r^2) \right]$$

O integral obtido corresponde ao que foi designado anteriormente por I_{Fc} (5.14). Aplicando essa simplificação na expressão anterior fica $q_n(r)$, para $r < R_S$, como:

$$q_n(r) = \frac{e}{2r} \left[2I_{Fc} - (R_S^2 - r^2) \right] \quad (6.11)$$

b) Para $r \geq R_S$

Neste caso já não tem sentido falar de fluxo convergente dado que não há impactes de gotas na área exterior à amostra de solo ($r \geq R_S$). Temos assim que considerar apenas a componente divergente de $S(r)$:

$$S_{div}(r) = 2\pi \cdot e \cdot \int_0^{R_S} F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c$$

Verifica-se ainda que $S_{div}(r)$ corresponde a $E_{ext}(r)$ (ver secção 5.3.3), ou seja, temos que:

$$S(r) = S_{div}(r) = E_{ext}(r); \quad \text{se } r \geq R_S$$

Convertendo para q_n por (6.1) e cortando 2π , fica:

$$q_n(r) = \frac{e}{r} \int_0^{R_S} F_{nb} \cdot r_c \cdot dr_c$$

Substituindo novamente o integral por I_{Fc} , vem $q_n(r)$ para $r \geq R_S$, como:

$$q_n(r) = \frac{e}{r} I_{Fc} \quad (6.12)$$

Na Figura 6.2 e na Figura 6.3 compara-se o comportamento do fluxo submerso primário com nuvens de sedimentos respectivamente de distribuição uniforme e exponencial, admitindo em ambos os casos $R_N = 25$ mm. Os pontos assinalados referem-se a medições efectuadas para o solo Pg em

ensaios com chuvadas de 40 mm/h de intensidade, com 65% ECR e com uma camada de água de 2 mm de altura. Nestes exemplos não houve a preocupação de tentar um ajustamento entre a curva de q_n e os valores observados.

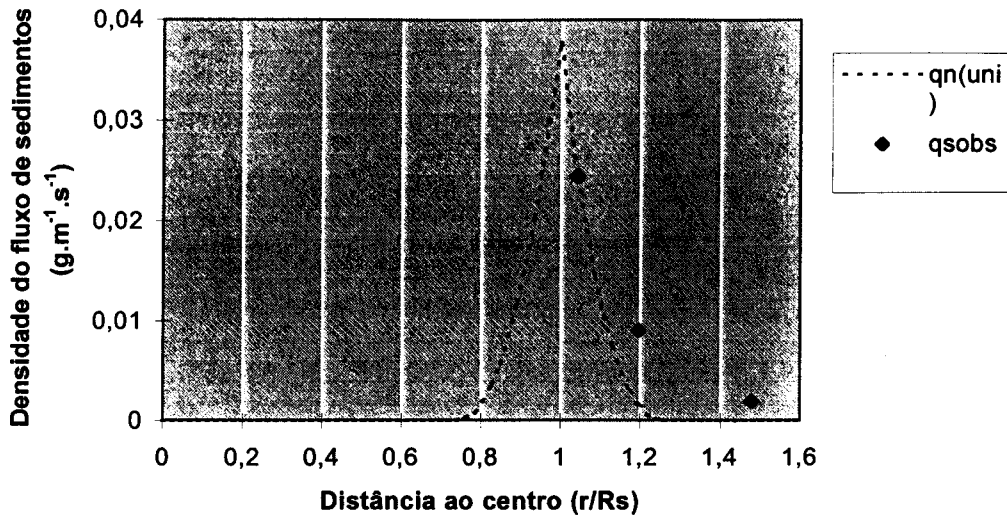


Figura 6.2 - Fluxo submerso primário (q_n), para nuvens de partículas de distribuição uniforme e $R_N = 25$ mm. Valores observados com o solo Pg, na modalidade de 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.

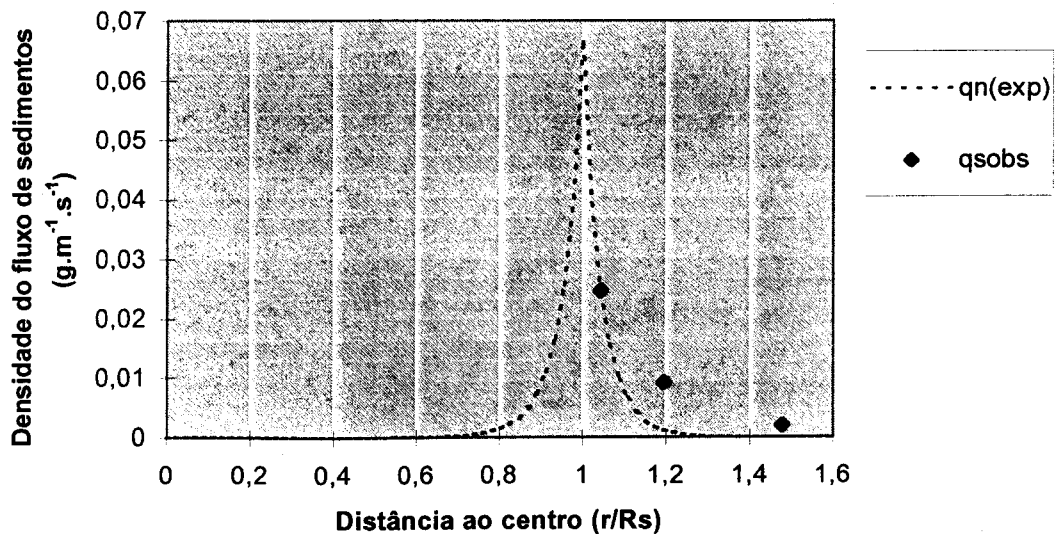


Figura 6.3 - Fluxo submerso primário (q_n), para nuvens de partículas de distribuição exponencial e $R_N = 25$ mm. Valores observados com o solo Pg, na modalidade de 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.

As caixas de destacamento usadas têm uma parede com uma espessura não desprezável, daí que a primeira leitura não coincida com o raio da amostra (R_S) e sim com o raio exterior da caixa de destacamento (R_B).

Com o afastamento relativamente à caixa de destacamento, confirma-se que o fluxo de sedimentos transportados decai mais rapidamente no caso das nuvens de distribuição exponencial do que no caso de distribuição uniforme.

6.3.2. *Aplicação da equação de conservação a q_n em coordenadas polares*

O fluxo q_n também pode ser formulado a partir da aplicação da equação de conservação de massa, considerando as respectivas entradas e saídas de sedimentos. Este desenvolvimento tem um duplo interesse: permite testar as expressões obtidas para q_n e obter equações que serão incluídas nos modelos para o fluxo total q_s . Temos novamente que separar os dois domínios de r , para $r < R_S$ e $r \geq R_S$.

a) Para $r < R_S$

Neste caso podemos formular q_n como o resultado de um fluxo de entrada de sedimentos e de outro de saída. O fluxo de entrada que alimenta q_n é a própria taxa de destacamento do solo, o fluxo de saída é $e_{int}(r)$, ou seja, o fluxo de partículas que sendo destacadas não contribuem para q_n , porque apesar da expansão das nuvens de destacamento não foram deslocadas para o exterior da circunferência de raio r . Assim, tendo presente que $e_{int} = e \cdot f_{int}$, como se verificou em (5.18) com f_{int} dado por (5.17), resulta para a equação de continuidade aplicada ao fluxo q_n , em coordenadas polares:

$$\frac{1}{r} \cdot \frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = e(1 - f_{int}) \quad (6.13)$$

Pode-se verificar se a resolução da derivada de $(q_n \cdot r)$, com q_n dado por (6.11), permite obter a igualdade anterior:

$$\frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = \frac{d}{dr} \left[\frac{e}{2} \left(2I_{Fc} - (R_S^2 - r^2) \right) \right]$$

$$\frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = \frac{e}{2} \left(2 \frac{dI_{Fc}}{dr} + 2r \right)$$

Simplificando e substituindo a derivada de I_{Fc} por $-r \cdot f_{int}$, (de acordo com própria expressão de f_{int}) fica:

$$\frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = e(-r \cdot f_{int} + r)$$

ou,

$$\frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = e(1 - f_{int}) \cdot r$$

comprovando que a expressão de q_n para $r < R_S$, verifica a equação de continuidade (6.13).

b) Para $r \geq R_S$

A partir de R_S não existe destacamento directo da superfície do solo, mas continua a existir o fluxo $e_{int}(r)$ dos sedimentos que permanecem no interior da circunferência de raio r , e que são interpretados como uma saída para o fluxo q_n . Assim, substituindo e_{int} por $e \cdot f_{int}$, temos:

$$\frac{1}{r} \cdot \frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = -e \cdot f_{int} \quad (6.14)$$

Resolvendo a derivada de $(q_n \cdot r)$ com q_n dado por (6.12) vamos ter:

$$\frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = e \frac{dI_{Fc}}{dr}$$

Fazendo como anteriormente e substituindo a derivada de I_{Fc} por $-r \cdot f_{int}$, fica:

$$\frac{d}{dr}(q_n \cdot r) = -e \cdot r \cdot f_{\text{int}}$$

verificando-se, também para $r \geq R_S$, que a expressão de q_n está concordante com a equação de continuidade (6.14).

6.4. Fluxo de sedimentos e concentração de partículas no transporte submerso secundário (q_p)

6.4.1. Nota introdutória

Os desenvolvimentos desta secção e das secções 6.5 e 6.6, continuam a apresentar-se em coordenadas polares, tal como até aqui, mas paralelamente, inclui-se também a apresentação em coordenadas cartesianas, na versão unidimensional. Para isso substitui-se a variável r por x , e faz-se y constante com x . Esta simplificação, apesar de menos adequada à geometria das amostras, evita alguns problemas de mais difícil solução em coordenadas polares e permite ilustrar o comportamento dos modelos propostos. Nos exemplos apresentados nas secções seguintes considera-se sempre a distribuição exponencial das nuvens de destacamento.

6.4.2. Formulação em coordenadas polares

O transporte secundário, por definição, não pode ocorrer separado do transporte primário. É pois, necessário considerar estes dois tipos de transporte em conjunto, que aqui se representam para a classe de partículas k :

$$q_{sk} = q_{nk} + q_{pk}$$

Atendendo à seguinte igualdade:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{sk} \cdot r)}{dr} = \frac{1}{r} \frac{d(q_{nk} \cdot r)}{dr} + \frac{1}{r} \frac{d(q_{pk} \cdot r)}{dr} \quad (6.15)$$

podemos aplicar a equação de continuidade em coordenadas polares (6.9), substituindo o termo da esquerda da igualdade anterior pelas duas parcelas da direita, o que dá:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{nk} \cdot r)}{dr} + \frac{1}{r} \frac{d(q_{pk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} c_k = \begin{cases} e_k - v_{dk} c_k & ; \text{ se } r < R_S \\ -v_{dk} c_k & ; \text{ se } r \geq R_S \end{cases} \quad (6.16)$$

Agrupando as equações (6.13) e (6.14) podemos escrever:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{nk} \cdot r)}{dr} = \begin{cases} e_k \cdot (1 - f_{int}) & ; \text{ se } r < R_S \\ -e_k \cdot f_{int} & ; \text{ se } r \geq R_S \end{cases} \quad (6.17)$$

Fazendo a substituição desta expressão em (6.16) e transferindo os respectivos termos para a direita, fica:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{pk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} c_k = \begin{cases} e_k - e_k (1 - f_{int}) - v_{dk} c_k & ; \text{ se } r < R_S \\ e_k \cdot f_{int} - v_{dk} c_k & ; \text{ se } r \geq R_S \end{cases}$$

Desta forma obtém-se a mesma expressão tanto para $r < R_S$ como $r \geq R_S$:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{pk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} c_k = e_k f_{int} - v_{dk} c_k$$

Como se considera que o transporte secundário não actua continuamente mas com um ligeiro atraso relativamente ao momento do destacamento pelo impacte das gotas, vamos ter:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{pk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_P \cdot f_{cpk}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk} \quad (6.18)$$

em que, $e_{pk} = e_k \cdot f_{ek}$ (equação (5.35) com f_{ek} dado por (5.34)) e admitindo que $f_{cpk} = f_{ck}$, o que significa que se aplica aqui a mesma expressão (6.8).

Atendendo a que o fluxo q_{pk} se refere apenas à concentração c_{pk} , podemos verificar o resultado final para o gradiente do fluxo total q_{sk} , substituindo na equação (6.15) os termos correspondentes ao gradiente de q_{nk} (6.17) e ao gradiente de q_{pk} (6.18):

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{sk} \cdot r)}{dr} = \begin{cases} e_k - (e_k - e_{pk}) f_{\text{int}} - v_{dk} c_{pk} - \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} c_{pk}; & \text{se } r < R_S \\ -(e_k - e_{pk}) f_{\text{int}} - v_{dk} c_{pk} - \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} c_{pk}; & \text{se } r \geq R_S \end{cases} \quad (6.19)$$

Nas secções seguintes procura-se resolver a equação (6.18) de modo a determinar $c_{pk}(r)$ e $q_{pk}(r)$, para as duas hipóteses consideradas em que $q_{pk} = q_{dk}$ e $q_{pk} = q_{ck} + q_{dk}$.

Em qualquer das hipóteses podemos determinar c_k recorrendo à igualdade entre as derivadas de q_{sk} e $q_{nk} + q_{pk}$ (multiplicadas por $1/r$), ou seja, de acordo com (6.15), estabelecendo a igualdade entre os termos da direita das equações (6.16) e (6.19), o que dá para ambos os domínios $r < R_S$ e $r \geq R_S$ e após algumas simplificações:

$$-v_{dk} c_k - \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} c_k = -e_k f_{\text{int}} + e_{pk} f_{\text{int}} - v_{dk} c_{pk} - \frac{h}{T_P \cdot f_{cpk}} c_{pk}$$

ou ainda,

$$\left(v_{dk} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} \right) c_k = (e_k - e_{pk}) f_{\text{int}} + \left(v_{dk} + \frac{h}{T_P \cdot f_{cpk}} \right) c_{pk}$$

Admitindo que $f_{cpk} = f_{ck}$, obtém-se para $c_k(r)$:

$$c_k(r) = \frac{(e_k - e_{pk}) f_{\text{int}}(r)}{\left(v_{dk} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} \right)} + c_{pk}(r)$$

A primeira parcela corresponde às partículas destacadas e que depositam antes de actuar o transporte secundário, mas que também contribuem para a concentração total. A expressão anterior pode ser decomposta em:

$$c_k(r) = \frac{e_k \cdot f_{\text{int}}(r)}{\left(v_{dk} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} \right)} - \frac{e_{pk} \cdot f_{\text{int}}(r)}{\left(v_{dk} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} \right)} + c_{pk}(r) \quad (6.20)$$

As duas primeiras parcelas podem-se interpretar como duas concentrações fictícias que seriam atingidas no período de tempo T_P em resultado apenas do destacamento e da deposição, isto é, sem a ocorrência de transferências radiais. A diferença entre as duas parcelas reside apenas na taxa de destacamento considerada. A primeira corresponde ao destacamento efectivo e a segunda corresponde apenas à parte do destacamento que contribui para o fluxo secundário. Podemos simplificar a expressão anterior para:

$$c_k(r) = c_{nk}(r)_{iso} - c_{pk}(r)_{iso} + c_{pk}(r)$$

usando a expressão adicional “*iso*” para identificar as concentrações fictícias em cada ponto r , na ausência de transferências radiais. Para determinar $c_{pk}(r)$ é necessário resolver a equação de conservação (6.18) para q_{pk} , constituindo esse o objectivo das secções 6.5 e 6.6.

6.4.3. Formulação em coordenadas cartesianas

Partindo das mesmas componentes do fluxo de sedimentos:

$$q_{sk} = q_{nk} + q_{pk}$$

como:

$$\frac{dq_{sk}}{dx} = \frac{dq_{nk}}{dx} + \frac{dq_{pk}}{dx} \quad (6.21)$$

com x em substituição de r , podemos substituir a derivada de q_{sk} na equação de conservação (6.9), para as duas situações, $x < X_S$ e $x \geq X_S$ (considerando $X_S = R_S$, o raio da amostra):

$$\frac{dq_{nk}}{dx} + \frac{dq_{pk}}{dx} + \frac{h}{T_P \cdot f_{ck}} c_k = \begin{cases} e_k - v_{dk} c_k ; & \text{se } x < X_S \\ -v_{dk} c_k ; & \text{se } x \geq X_S \end{cases}$$

No caso de coordenadas cartesianas a derivada de q_{nk} pode ser substituída pelas seguintes expressões, consoante $x < X_S$ ou $x \geq X_S$:

$$\frac{dq_{nk}}{dx} = \begin{cases} e_k \cdot (1 - f_{int}) ; & \text{se } x < X_S \\ -e_k \cdot f_{int} ; & \text{se } x \geq X_S \end{cases} \quad (6.22)$$

Fazendo estas substituições na equação de continuidade e passando os respectivos termos para a direita, obtemos:

$$\frac{dq_{pk}}{dx} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_k = \begin{cases} e_k - e_k(1 - f_{\text{int}}) - v_{dk} c_k; & \text{se } x < X_S \\ e_k f_{\text{int}} - v_{dk} c_k & ; \text{ se } x \geq X_S \end{cases}$$

que depois de simplificada dá a mesma igualdade para ambos os domínios, $x < X_S$ e $x \geq X_S$:

$$\frac{dq_{pk}}{dx} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_k = e_k f_{\text{int}} - v_{dk} c_k$$

Do mesmo modo que para coordenadas polares, atendendo a que só uma parte do destacamento é mobilizado no fluxo secundário, temos:

$$\frac{dq_{pk}}{dx} + \frac{h}{T_p \cdot f_{cpk}} c_{pk} = e_{pk} f_{\text{int}} - v_{dk} c_{pk} \quad (6.23)$$

com $e_{pk} = e_k f_{ek}$ por (5.35) e admitindo que $f_{cpk} = f_{ck}$, usando-se a expressão (6.8).

Para obter o resultado final do gradiente do fluxo total q_{sk} , substituímos na equação (6.21) os termos correspondentes ao gradiente de q_{nk} (6.22) e ao gradiente de q_{pk} (6.23):

$$\frac{dq_{sk}}{dx} = \begin{cases} e_k - (e_k - e_{pk}) f_{\text{int}} - v_{dk} c_{pk} - \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk}; & \text{se } x < X_S \\ -(e_k - e_{pk}) f_{\text{int}} - v_{dk} c_{pk} - \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} & ; \text{ se } x \geq X_S \end{cases}$$

A expressão para $c_k(r)$ obtida anteriormente em coordenadas polares, equação (6.20), é igualmente válida neste caso com coordenadas cartesianas, diferindo apenas nas soluções obtidas para a componente $c_{pk}(r)$, conforme se analisa em seguida.

6.5. Fluxo de sedimentos q_s com transporte primário (q_n) e transporte secundário por dispersão (q_d)

6.5.1. Determinação de q_s em coordenadas polares

Considera-se neste caso que o fluxo secundário se deve exclusivamente ao transporte por dispersão, o que significa que $q_{pk} = q_{dk}$ e portanto, o fluxo total de sedimentos q_{sk} é dado por:

$$q_{sk} = q_{nk} + q_{dk}$$

Pegando na equação de continuidade (6.18), substituindo q_{pk} por q_{dk} e admitindo que $f_{cpk} = f_{ck}$, podemos escrever:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{dk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk}$$

Desenvolvendo a primeira parcela fica:

$$\frac{dq_{dk}}{dr} + \frac{1}{r} q_{dk} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk}$$

Conforme se viu em 5.4.2, temos $q_{dk} = -\varepsilon h \cdot dc_{pk}/dr$ (expresso em $M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$).

Substituindo esta expressão e agrupando os termos com c_{pk} , fica:

$$\frac{d}{dr} \left(-\varepsilon \cdot h \frac{dc_{pk}}{dr} \right) + \frac{1}{r} \left(-\varepsilon \cdot h \frac{dc_{pk}}{dr} \right) + \left(v_{dk} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} \right) c_{pk} = e_{pk} f_{int}$$

Admitindo que ε e h são constantes, isto é, que não variam em toda a superfície da amostra sujeita ao impacte da chuva e também na área correspondente ao colector de sedimentos submersos, temos :

$$-\varepsilon \cdot h \frac{d^2 c_{pk}}{dr^2} - \frac{\varepsilon \cdot h}{r} \cdot \frac{dc_{pk}}{dr} + \left(v_{dk} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} \right) c_{pk} = e_{pk} f_{int}$$

Dividindo por $-\varepsilon h$, fica:

$$\frac{d^2 c_{pk}}{dr^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{dc_{pk}}{dr} - \left(\frac{v_{dk}}{h} + \frac{1}{T_p \cdot f_{ck}} \right) \frac{1}{\varepsilon} \cdot c_{pk} = -\frac{e_{pk}}{\varepsilon \cdot h} f_{int}$$

A resolução analítica desta equação linear de segunda ordem, com coeficientes variáveis, implica o desenvolvimento em séries de potências. Como primeira abordagem deu-se prioridade a uma alternativa que permitisse simultaneamente uma descrição adequada do processo de transporte em análise e uma resolução analítica do modelo proposto o mais simplificada possível. Optou-se assim por efectuar o desenvolvimento do mesmo modelo em coordenadas cartesianas, apenas segundo a dimensão x .

6.5.2. Determinação de q_s em coordenadas cartesianas

Temos de igual modo o fluxo total de sedimentos, q_{sk} , dado por:

$$q_{sk} = q_{nk} + q_{dk}$$

Pegando na equação de continuidade (6.23), substituindo q_{pk} por q_{dk} e admitindo que $f_{cpk} = f_{ck}$ podemos escrever para ambos os domínios, $x < X_S$ e $x \geq X_S$:

$$\frac{dq_{dk}}{dx} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk}$$

Sabendo que $q_{dk} = -\varepsilon h \cdot dc_{pk}/dx$ (em $M.L^{-1}.T^{-1}$; ver secção 5.4.2), a equação anterior passa a:

$$\frac{d}{dx} \left(-\varepsilon \cdot h \frac{dc_{pk}}{dx} \right) + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk}$$

Admitindo que ε e h são constantes e agrupando os termos em c_{pk} , fica:

$$-\varepsilon \cdot h \frac{d^2 c_{pk}}{dx^2} + \left(v_{dk} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} \right) c_{pk} = e_{pk} \cdot f_{int}$$

e dividindo por $-\varepsilon h$, obtém-se:

$$\frac{d^2 c_{pk}}{dx^2} - \left(\frac{v_{dk}}{h} + \frac{1}{T_p \cdot f_{ck}} \right) \frac{1}{\varepsilon} \cdot c_{pk} = -\frac{e_{pk}}{\varepsilon \cdot h} \cdot f_{int}$$

Ficamos assim com uma equação linear de segunda ordem com coeficientes constantes, não homogénea.

A solução geral desta equação é obtida a partir de:

$$c_{pk} = c_{pk,H}(x) + c_{pk,N}(x)$$

em que $c_{pk,H}$ é a solução geral da equação homogénea ou solução complementar e $c_{pk,N}$ é uma solução da equação não homogénea (Boyce e Diprima, 1986; Kreyszig, 1993).

A solução da equação homogénea $c_{pk,H}$ é dada por:

$$c_{pk,H} = K_1 \cdot e^{b_k \cdot x} + K_2 \cdot e^{-b_k \cdot x}$$

com,

$$b_k = \left(\left(\frac{v_{dk}}{h} + \frac{1}{T_p \cdot f_{ck}} \right) \frac{1}{\varepsilon} \right)^{1/2} \quad (6.24)$$

A solução da equação não homogénea, $c_{pk,N}$, pode obter-se pelo método da variação dos parâmetros. Temos para o wronskiano, (W_k):

$$W_k = -2b_k$$

e para $c_{pk,N}$:

$$c_{pk,N} = \frac{e_{pk}}{2\varepsilon \cdot h \cdot b_k} \left(e^{-b_k \cdot x} \int^x e^{b_k \cdot s} \cdot f_{\text{int}}(s) ds - e^{b_k \cdot x} \int^x e^{-b_k \cdot s} \cdot f_{\text{int}}(s) ds \right)$$

Para simplificar, representamos os integrais acima por I_{Mk} e I_{Nk} , ou seja:

$$I_{Mk}(x) = \int^x e^{b_k \cdot s} \cdot f_{\text{int}}(s) ds \quad (6.25)$$

$$I_{Nk}(x) = \int^x e^{-b_k \cdot s} \cdot f_{\text{int}}(s) ds \quad (6.26)$$

e fazemos ainda,

$$l_k = \frac{1}{2\varepsilon \cdot h \cdot b_k} \quad (6.27)$$

Temos assim a seguinte solução geral da equação não homogénea:

$$c_{pk} = K_1 \cdot e^{b_k \cdot x} + K_2 \cdot e^{-b_k \cdot x} + e_{pk} \cdot l_k \left(e^{-b_k \cdot x} \cdot I_{Mk}(x) - e^{b_k \cdot x} \cdot I_{Nk}(x) \right)$$

CONDIÇÕES FRONTEIRA

Para determinar K_1 e K_2 , consideram-se as seguintes condições fronteira:

$$\begin{cases} c_{pk}(x=0) = c_{pk0} \\ c_{pk}(x=\infty) = 0 \end{cases}$$

em que c_{pk0} é o valor médio para o intervalo de recolha Δt , da concentração das partículas da classe k no fluxo secundário, no centro da amostra. No entanto, com a segunda condição não é possível obter os valores das constantes K_1 e K_2 . Em alternativa adopta-se:

$$\begin{cases} c_{pk}(0) = K_1 + K_2 = c_{pk0} \\ c_{pk}(X_k) = K_1 \cdot e^{b_k \cdot X_k} + K_2 \cdot e^{-b_k \cdot X_k} + e_{pk} \cdot l_k \left[e^{-b_k \cdot X_k} \cdot I_{Mk}(X_k) - e^{b_k \cdot X_k} \cdot I_{Nk}(X_k) \right] = 0 \end{cases}$$

em que X_k é um número suficiente grande para que $c_{pk}(X_k) \approx 0$. No cálculo numérico, X_k é limitado de modo a evitar a ocorrência de "overflow".

A resolução do sistema anterior, permite obter as seguintes expressões para K_1 e K_2 :

$$\begin{cases} K_1 = c_{pk0} - K_2 \\ K_2 = \frac{-c_{pk0} \cdot e^{b_k \cdot X_k} - e_{pk} \cdot l_k \left[e^{-b_k \cdot X_k} \cdot I_{Mk}(X_k) - e^{b_k \cdot X_k} \cdot I_{Nk}(X_k) \right]}{\left(e^{-b_k \cdot X_k} - e^{b_k \cdot X_k} \right)} \end{cases}$$

Atendendo a que os expoentes negativos correspondem a valores praticamente nulos, K_1 e K_2 podem-se simplificar para:

$$\begin{cases} K_1 = e_{pk} \cdot l_k \cdot I_{Nk}(X_k) \\ K_2 = c_{pk0} - e_{pk} \cdot l_k \cdot I_{Nk}(X_k) \end{cases}$$

Podemos obter uma estimativa para c_{pk0} a partir da expressão (6.6), calculada anteriormente para c_{k0} , mas agora usando e_{pk} em vez de e_k :

$$c_{pk0} = \frac{e_{pk}}{v_{dk}} \cdot f_{ck0,\infty} \quad (6.28)$$

Deste modo, substituindo c_{pk0} , obtém-se uma versão da solução particular que permite pôr e_{pk} em evidência. Passando a representar com um apóstrofo todas as parcelas de onde foi retirado e_{pk} , podemos escrever:

$$c_{pk} = e_{pk} \left[(K'_1 - l_k \cdot I_{Nk}(x)) \cdot e^{b_k x} + (K'_2 + l_k \cdot I_{Mk}(x)) \cdot e^{-b_k x} \right]$$

com as constantes,

$$\begin{cases} K'_1 = l_k \cdot I_{Nk}(X_k) \\ K'_2 = \frac{f_{ck0,\infty}}{v_{dk}} - l_k \cdot I_{Nk}(X_k) \end{cases} \quad (6.29)$$

Substituindo K'_1 e K'_2 , obtemos a solução particular para $c_{pk}(x)$:

$$c_{pk} = e_{pk} \left[(I_{Nk}(X_k) - I_{Nk}(x)) l_k \cdot e^{b_k x} + \left(\frac{f_{ck0,\infty}}{v_{dk}} - l_k (I_{Nk}(X_k) - I_{Mk}(x)) \right) e^{-b_k x} \right] \quad (6.30)$$

sendo $f_{ck0,\infty}$ dado por (6.7), b_k por (6.24), l_k por (6.27), I_{Mk} e I_{Nk} por (6.25) e (6.26) respectivamente. Temos ainda e_{pk} , a taxa de destacamento (da classe k) que contribui para o transporte submerso secundário e v_{dk} , a velocidade de sedimentação das partículas da classe k .

Admitindo $R_N = 25$ mm e $\varepsilon = 5$ mm².s⁻¹, representa-se na Figura 6.4 um exemplo da variação radial da concentração total do fluxo submerso (c) obtida pela equação (6.20), com c_p dada pela equação (6.30). Apresentam-se ainda as componentes c_{n-iso} e c_{p-iso} .

Na Figura 6.5 apresenta-se o efeito da inclusão de classes de partículas progressivamente mais finas na variação radial da concentração (c_k).

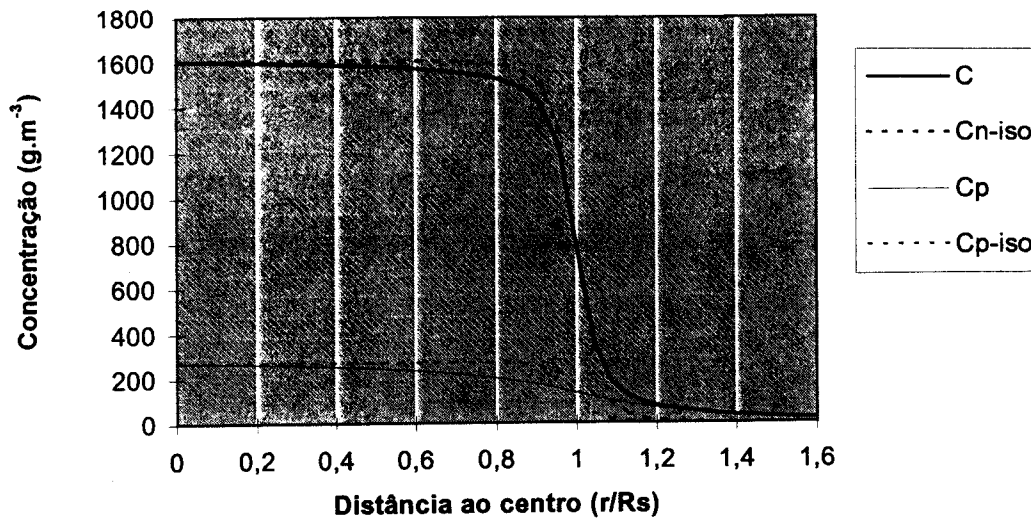


Figura 6.4 - Concentração total (c), concentração no fluxo primário (c_{n-iso}), no fluxo secundário (c_p) e no fluxo secundário sem transferências radiais (c_{p-iso}), com $R_N=25$ mm e $\varepsilon=5$ mm².s⁻¹. Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.

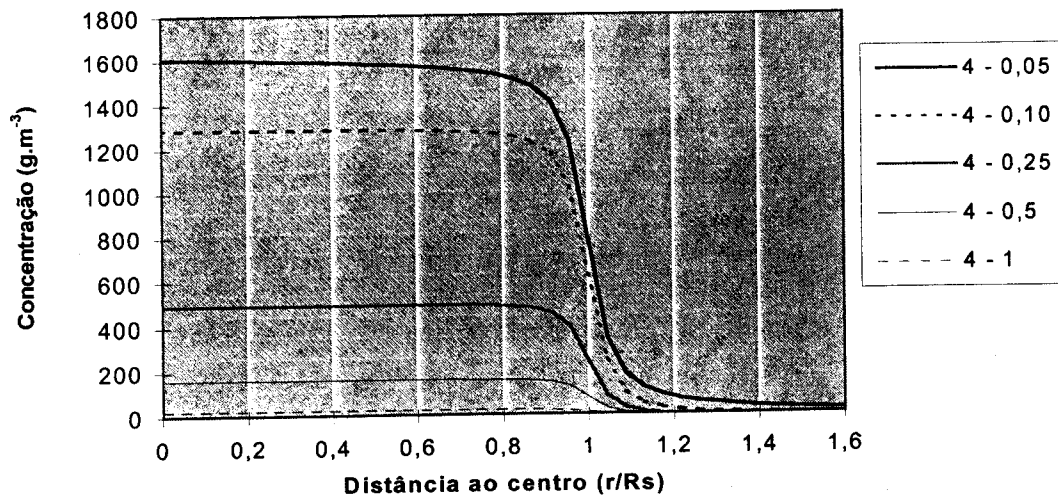


Figura 6.5 - Concentração total (c_k), para classes granulométricas cumulativas desde 4-1 mm até 4-0,05 mm, com $R_N=25$ mm e $\varepsilon=5$ mm².s⁻¹. Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.

As classes consideradas vão desde 4-1 mm a 4-0,05 mm, verificando-se que ao aumentar a proporção de classes mais finas, a concentração de partículas

decrece de forma mais suave para maiores distâncias da caixa de destacamento.

Para determinar o fluxo q_{dk} , é necessário obter o gradiente da concentração c_{pk} , segundo x (ver secção 5.4.2), o que pode ser expresso como:

$$\frac{dc_{pk}}{dx} = \frac{dc_{pk,H}}{dx} + \frac{dc_{pk,NH}}{dx}$$

Correspondendo as duas parcelas da direita, respectivamente ao gradiente da solução geral da equação homogénea ou solução complementar, $c_{pk,H}$ e ao gradiente da solução da equação não homogénea, $c_{pk,N}$. Temos para o primeiro gradiente:

$$\frac{dc_{pk,H}}{dx} = e_{pk} \left(K'_1 \cdot b_k \cdot e^{b_k \cdot x} - K'_2 \cdot b_k \cdot e^{-b_k \cdot x} \right)$$

e para o segundo:

$$\frac{dc_{pk,N}}{dx} = \frac{e_{pk}}{2b_k \cdot \varepsilon \cdot h} \left(-b_k \cdot e^{-b_k \cdot x} I_{Mk} + e^{-b_k \cdot x} \cdot e^{b_k \cdot x} \cdot f_{int} - b_k \cdot e^{b_k \cdot x} I_{Nk} - e^{b_k \cdot x} \cdot e^{-b_k \cdot x} \cdot f_{int} \right)$$

que pode simplificar-se para,

$$\frac{dc_{pk,N}}{dx} = -e_{pk} \cdot l_k \cdot b_k \left(e^{-b_k \cdot x} I_{Mk} + e^{b_k \cdot x} I_{Nk} \right).$$

Substituindo ambos os gradientes obtidos na expressão para q_{dk} obtemos:

$$q_{dk}(x) = -\varepsilon \cdot h \cdot e_{pk} \cdot b_k \left[K'_1 \cdot e^{b_k \cdot x} - K'_2 \cdot e^{-b_k \cdot x} - l_k \cdot \left(e^{-b_k \cdot x} I_{Mk}(x) + e^{b_k \cdot x} I_{Nk}(x) \right) \right]$$

ou ainda,

$$q_{dk}(x) = -\varepsilon \cdot h \cdot e_{pk} \cdot b_k \left[\left(K'_1 - l_k \cdot I_{Nk}(x) \right) e^{b_k \cdot x} - \left(K'_2 + l_k \cdot I_{Mk}(x) \right) e^{-b_k \cdot x} \right] \quad (6.31)$$

sendo ε o coeficiente de dispersão, h a altura da película de água sobre a superfície do solo, as constantes K'_1 e K'_2 dadas por (6.29) e os restantes parâmetros correspondendo ao que foi indicado para a solução (6.30).

Designando o produto de b_k pela expressão dentro do parêntese recto como o gradiente de c'_{pk} :

$$\frac{dc'_{pk}}{dx} = b_k \left[(K'_1 - l_k \cdot I_{Nk}(x)) e^{b_k x} - (K'_2 + l_k \cdot I_{Mk}(x)) e^{-b_k x} \right] \quad (6.32)$$

podemos escrever q_{dk} de forma mais simplificada:

$$q_{dk}(x) = -\varepsilon \cdot h \cdot e_{pk} \frac{dc'_{pk}}{dx} \quad (6.33)$$

Para calcular q_{sk} falta-nos adicionar q_{nk} a q_{dk} . O fluxo q_{nk} é dado pelas equações (6.11) ou (6.12), consoante $r < R_S$ ou $r \geq R_S$; o fluxo q_{dk} pode ser representado pela equação (6.33), a versão mais simplificada de (6.31). Substituindo r por x em q_{nk} , considerando $X_S = R_S$ e atendendo ainda que $e_{pk} = e_k \cdot f_{ek}$, por (5.35), pode pôr-se e_k em evidência e escrever $q_{sk}(x)$ como:

$$q_{sk}(x) = \begin{cases} e_k \left(\frac{1}{2x} (2I_{Fc}(x) - (X_S^2 - x^2)) - \varepsilon \cdot h \cdot f_{ek} \frac{dc'_{pk}}{dx}(x) \right); & \text{se } x < X_S \\ e_k \left(\frac{I_{Fc}(x)}{x} - \varepsilon \cdot h \cdot f_{ek} \frac{dc'_{pk}}{dx}(x) \right); & \text{se } x \geq X_S \end{cases} \quad (6.34)$$

Temos na Figura 6.6 um exemplo de aplicação da equação anterior com a variação de q_s (expresso como densidade de fluxo) desde o centro da amostra, admitindo $R_N = 25$ mm e $\varepsilon = 5$ mm².s⁻¹. Indicam-se também as componentes de q_s , os fluxos q_n e q_d . Os valores observados referem-se novamente ao solo Pg em ensaios de 40 mm/h de intensidade, 65% ECR e $h=2$ mm. Na Figura 6.7 apresenta-se para o mesmo exemplo o comportamento do fluxo q_s para classes que abrangem partículas progressivamente mais finas, começando com a classe 4-1 mm e terminando na de 4-0,05 mm. Conforme se verificou para a distribuição radial da concentração, também o fluxo q_s decai mais lentamente quando aumenta a proporção de partículas mais finas.

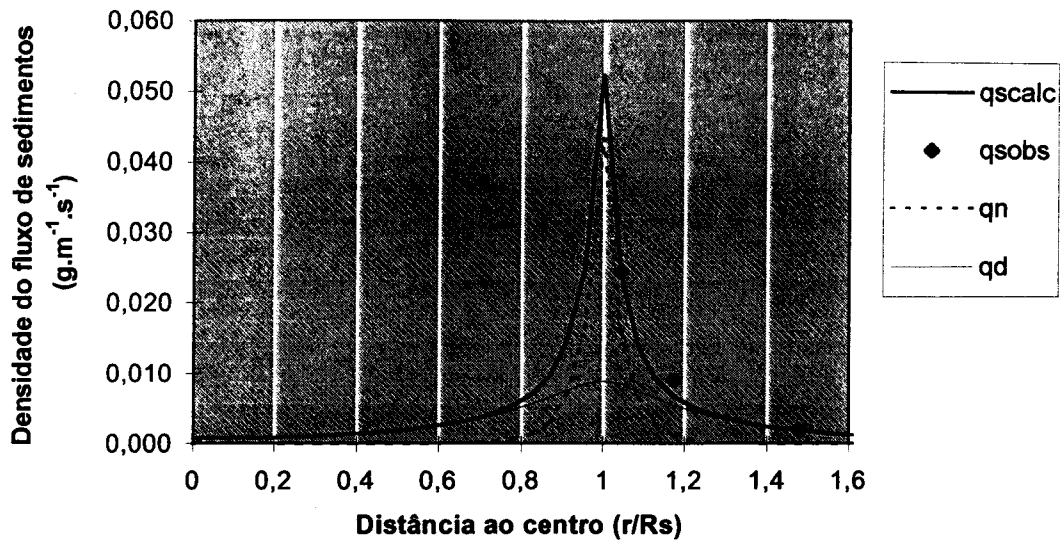


Figura 6.6 - Fluxo submerso total (q_s), fluxo primário (q_n) e fluxo secundário por dispersão (q_d), com $R_N = 25$ mm e $\varepsilon = 5$ $mm^2 \cdot s^{-1}$. Valores observados para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h = 2$ mm.

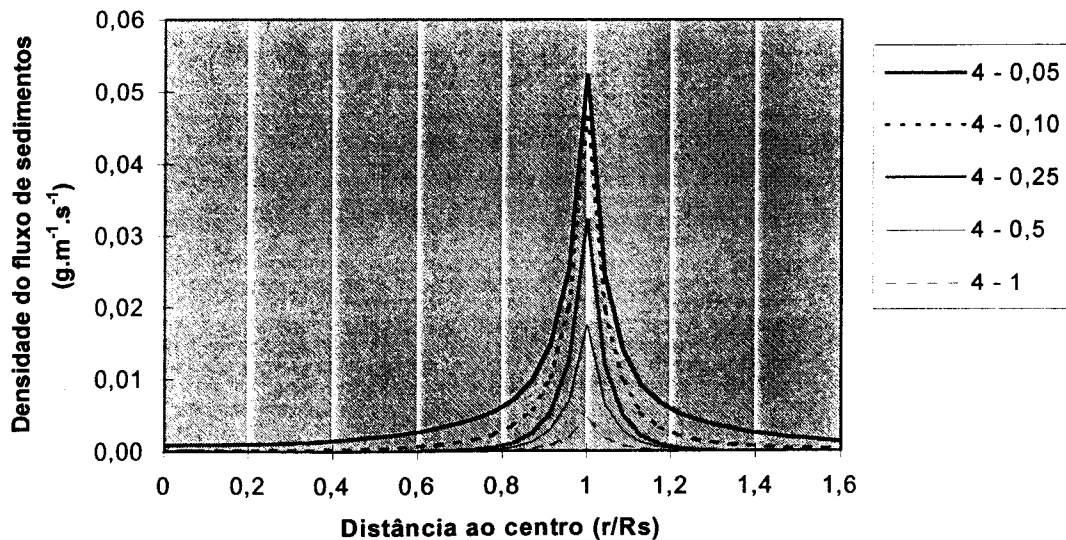


Figura 6.7 - Fluxo submerso (q_{sk}), para classes granulométricas cumulativas desde 4-1 mm até 4-0,05 mm, com $R_N = 25$ mm e $\varepsilon = 5$ $mm^2 \cdot s^{-1}$. Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h = 2$ mm.

6.6. Fluxo de sedimentos q_s com transporte primário (q_n) e transporte secundário por convecção (q_c) e dispersão (q_d)

6.6.1. Determinação de q_s em coordenadas polares

Neste caso admite-se que o fluxo secundário resulta não só do transporte por dispersão mas também de um certo grau de transporte por convecção, seja devido às descargas da lâmina de água superficial, ou ainda como resultado de múltiplas acções convectivas dos impactes de gotas. Isto significa que temos $q_{pk} = q_{ck} + q_{dk}$, e portanto, o fluxo total de sedimentos (q_{sk}) é dado por:

$$q_{sk} = q_{nk} + q_{ck} + q_{dk}$$

Pegando na equação de continuidade (6.18), substituindo q_{pk} por $(q_{ck} + q_{dk})$ e admitindo que $f_{cpk} = f_{ck}$ podemos escrever:

$$\frac{1}{r} \frac{d(q_{ck} \cdot r)}{dr} + \frac{1}{r} \frac{d(q_{dk} \cdot r)}{dr} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk}$$

Desenvolvendo os dois primeiros termos fica:

$$\frac{dq_{ck}}{dr} + \frac{1}{r} q_{ck} + \frac{dq_{dk}}{dr} + \frac{1}{r} q_{dk} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk}$$

Como $q_{ck} = v_r \cdot h \cdot c_{pk}$ e $q_{dk} = -\varepsilon \cdot h \cdot dc_{pk}/dr$ (ambos em $M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$; ver secções 5.4.1 e 5.4.2), substituindo estas expressões e agrupando os termos em c_k , obtém-se:

$$\frac{d}{dr} (v_r \cdot h \cdot c_{pk}) + \frac{d}{dr} \left(-\varepsilon h \frac{dc_{pk}}{dr} \right) + \frac{1}{r} \left(-\varepsilon h \frac{dc_{pk}}{dr} \right) + \left(v_{dk} + \frac{v_r h}{r} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} \right) c_{pk} = e_{pk} f_{int}$$

Admitindo que v_r , ε e h são constantes, isto é, que não variam em toda a superfície da amostra sujeita ao impacte da chuva e que mesmo v_r e ε não decrescem substancialmente até ao limite do colector dos sedimentos submersos, onde está colocada a caixa de destacamento, podemos escrever:

$$-\varepsilon h \frac{d^2 c_{pk}}{dr^2} + \left(v_r h - \frac{\varepsilon h}{r} \right) \frac{dc_{pk}}{dr} + \left(v_{dk} + \frac{v_r h}{r} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} \right) c_{pk} = e_{pk} f_{int}$$

Dividindo por $(-\varepsilon h)$, fica:

$$\frac{d^2 c_{pk}}{dr^2} + \left(\frac{1}{r} - \frac{v_r}{\varepsilon} \right) \frac{dc_{pk}}{dr} - \left(\frac{v_{dk}}{h} + \frac{v_r}{r} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} \right) \frac{1}{\varepsilon} c_{pk} = - \frac{e_{pk}}{\varepsilon \cdot h} f_{int}$$

Tal como com o transporte secundário somente por dispersão (secção 6.5.1), também neste caso se obtém uma equação linear de segunda ordem, com coeficientes variáveis que obriga ao desenvolvimento em séries de potências. Em alternativa apresenta-se a resolução analítica da versão unidimensional do mesmo modelo em coordenadas cartesianas.

6.6.2. Determinação de q_s em coordenadas cartesianas

Neste caso temos igualmente o fluxo total de sedimentos (q_{sk}) dado por:

$$q_{sk} = q_{nk} + q_{ck} + q_{dk}$$

Pegando na equação de continuidade (6.23), substituindo q_{pk} por $(q_{ck}+q_{dk})$ e admitindo que $f_{cpk} = f_{ck}$ podemos escrever:

$$\frac{dq_{ck}}{dx} + \frac{dq_{dk}}{dx} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} f_{int} - v_{dk} c_{pk}$$

Como $q_{ck} = v_r \cdot h \cdot c_{pk}$, e $q_{dk} = -\varepsilon \cdot h \cdot dc_{pk}/dx$ (expressos em $M.L^{-1}.T^{-1}$; ver secções 5.4.1 e 5.4.2) obtém-se:

$$\frac{d}{dx} (v_r \cdot h \cdot c_{pk}) + \frac{d}{dx} \left(-\varepsilon \cdot h \frac{dc_{pk}}{dx} \right) + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} c_{pk} = e_{pk} \cdot f_{int} - v_{dk} \cdot c_{pk}$$

Admitindo que v_r , ε e h são constantes e agrupando os termos em c_{pk} , temos :

$$-\varepsilon \cdot h \frac{d^2 c_{pk}}{dx^2} + v_r \cdot h \cdot \frac{dc_{pk}}{dx} + \left(v_{dk} + \frac{h}{T_p \cdot f_{ck}} \right) c_{pk} = e_{pk} \cdot f_{int}$$

Dividindo por $(-\varepsilon h)$,

$$\frac{d^2 c_{pk}}{dx^2} - \frac{v_r}{\varepsilon} \cdot \frac{dc_{pk}}{dx} - \left(\frac{v_{dk}}{h} + \frac{1}{T_p \cdot f_{ck}} \right) \frac{1}{\varepsilon} \cdot c_{pk} = - \frac{e_{pk}}{\varepsilon \cdot h} \cdot f_{int}$$

Tal como no ponto 6.5.2 ficamos com uma equação linear de segunda ordem com coeficientes constantes, não homogénea. De igual modo a solução geral da equação não homogénea é dada por:

$$c_{pk} = c_{pk,H}(x) + c_{pk,N}(x)$$

em que $c_{pk,H}$ é a solução geral da equação homogénea ou solução complementar e $c_{pk,N}$ é uma solução da equação não homogénea (Boyce e Diprima, 1986; Kreyszig, 1993).

A solução da equação homogénea, $c_{pk,H}$, é dada por:

$$c_{pk,H} = K_1 \cdot e^{b1_k \cdot x} + K_2 \cdot e^{b2_k \cdot x}$$

com,

$$\begin{aligned} b1_k &= \frac{1}{2\varepsilon}(v_r + b_k) \\ b2_k &= \frac{1}{2\varepsilon}(v_r - b_k) \end{aligned} \quad (6.35)$$

em que b_k é dado por:

$$b_k = \left(v_r^2 + 4\varepsilon \left(\frac{v_{dk}}{h} + \frac{1}{T_P \cdot f_{ck}} \right) \right)^{1/2} \quad (6.36)$$

Em relação a $c_{pk,N}$, calculada pelo método da variação dos parâmetros, dá para o wronskiano, (W_k):

$$W_k = -\frac{b_k}{\varepsilon} \cdot e^{\frac{v_r}{\varepsilon} \cdot x}$$

e para $c_{pk,N}$:

$$c_{pk,N} = \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} \left(-e^{b1_k \cdot x} \int e^{-b1_k \cdot s} \cdot f_{int}(s) ds + e^{b2_k \cdot x} \int e^{-b2_k \cdot s} \cdot f_{int}(s) ds \right)$$

Representando os integrais acima por:

$$I_{Mk}(x) = \int^x e^{-b1_k \cdot s} \cdot f_{int}(s) ds \quad (6.37)$$

$$I_{Nk}(x) = \int^x e^{-b2_k \cdot s} \cdot f_{\text{int}}(s) ds \quad (6.38)$$

temos para a solução geral da equação não homogénea:

$$c_{pk} = K_1 \cdot e^{b1_k \cdot x} + K_2 \cdot e^{b2_k \cdot x} + \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} \left(-e^{b1_k \cdot x} \cdot I_{Mk} + e^{b2_k \cdot x} \cdot I_{Nk} \right)$$

CONDIÇÕES FRONTEIRA

Para determinar K_1 e K_2 , consideram-se, como na secção anterior, as seguintes condições fronteira:

$$\begin{cases} c_{pk}(x=0) = K_1 + K_2 = c_{pk0} \\ c_{pk}(x=X_k) = K_1 \cdot e^{b1_k \cdot X_k} + K_2 \cdot e^{b2_k \cdot X_k} + \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} \left[-e^{b1_k \cdot X_k} \cdot I_{Mk}(X_k) + e^{b2_k \cdot X_k} \cdot I_{Nk}(X_k) \right] = 0 \end{cases}$$

em que X_k é um número suficiente grande para que $c_k(X_k) \approx 0$, mas limitado de modo a evitar a ocorrência de "overflow" no cálculo numérico.

A resolução do sistema de equações acima, permite obter K_1 e K_2 :

$$\begin{cases} K_1 = c_{pk0} - K_2 \\ K_2 = \frac{-c_{pk0} \cdot e^{b1_k \cdot X_k} - \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} \left[-e^{b1_k \cdot X_k} \cdot I_{Mk}(X_k) + e^{b2_k \cdot X_k} \cdot I_{Nk}(X_k) \right]}{(-e^{b1_k \cdot X_k} + e^{b2_k \cdot X_k})} \end{cases}$$

Atendendo a que o expoente $b2_k$ não pode ser positivo, as parcelas com este expoente multiplicado por X_k correspondem a valores praticamente nulos.

Pode-se então simplificar K_1 e K_2 para:

$$\begin{cases} K_1 = \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} I_{Mk}(X_k) \\ K_2 = c_{pk0} - \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} I_{Mk}(X_k) \end{cases}$$

Substituindo c_{pk0} pela expressão (6.28), podemos pôr e_{pk} em evidência. Representando com um apóstrofo todos as parcelas de onde foi retirado e_{pk} passamos a escrever:

$$c_{pk} = e_{pk} \left[K'_1 \cdot e^{b_{1k} \cdot x} + K'_2 \cdot e^{b_{2k} \cdot x} + \frac{1}{b_k \cdot h} \left(-e^{b_{1k} \cdot x} \cdot I_{Mk} + e^{b_{2k} \cdot x} \cdot I_{Nk} \right) \right]$$

$$c_{pk} = e_{pk} \left[\left(K'_1 - \frac{1}{b_k \cdot h} \cdot I_{Mk}(x) \right) e^{b_{1k} \cdot x} + \left(K'_2 + \frac{1}{b_k \cdot h} \cdot I_{Nk}(x) \right) e^{b_{2k} \cdot x} \right]$$

com as constantes dadas por:

$$\begin{cases} K'_1 = \frac{1}{b_k \cdot h} I_{Mk}(X_k) \\ K'_2 = \frac{f_{ck0,\infty}}{v_{dk}} - \frac{1}{b_k \cdot h} I_{Mk}(X_k) \end{cases} \quad (6.39)$$

ou ainda, fazendo a substituição das constantes, fica:

$$c_{pk} = e_{pk} \left[\left(I_{Mk}(X_k) - I_{Mk}(x) \right) \frac{1}{b_k \cdot h} e^{b_{1k} \cdot x} + \left(\frac{f_{ck0,\infty}}{v_{dk}} - \frac{1}{b_k \cdot h} \left(I_{Mk}(X_k) - I_{Mk}(x) \right) \right) e^{b_{2k} \cdot x} \right] \quad (6.40)$$

sendo $f_{ck0,\infty}$ dado por (6.7), b_{1k} e b_{2k} por (6.35), b_k por (6.36) I_{Mk} e I_{Nk} por (6.37) e (6.38) e, respectivamente. Temos ainda: e_{pk} , a taxa de destacamento da classe k que contribui para o transporte submerso secundário; v_{dk} , a velocidade de sedimentação das partículas da classe k e h , a altura de água sobre o solo.

É de salientar que a solução (6.40) converte-se na (6.30) no caso particular em que $v_r = 0$. Representa-se na Figura 6.8 um exemplo da variação radial da concentração total do fluxo submerso (c) obtida pela equação (6.20), com c_p dada pela equação (6.40), admitindo $R_N = 25$ mm, $\varepsilon = 5$ mm².s⁻¹ e $v_r = 5$ mm.s⁻¹. Incluem-se ainda as componentes c_{n-iso} e c_{p-iso} .

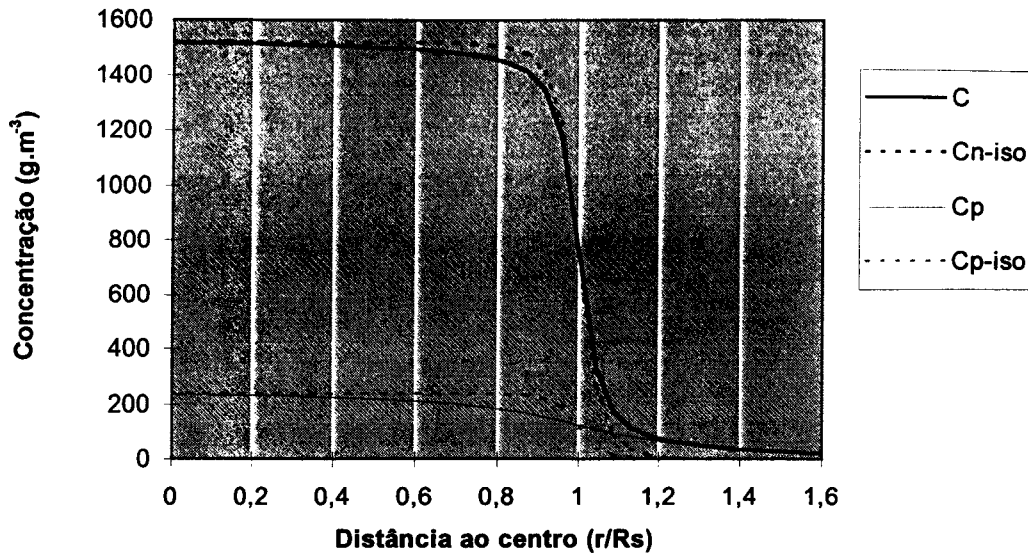


Figura 6.8 - Concentração total (c), concentração no fluxo primário (c_{n-iso}), no fluxo secundário (c_p) e no fluxo secundário sem transferências radiais (c_{p-iso}), com $R_N=25$ mm, $\varepsilon=5$ mm².s⁻¹ e $v_r=5$ mm.s⁻¹. Exemplo para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.

Enquanto para obter q_{ck} basta fazer $q_{ck} = v_r \cdot h \cdot c_{pk}$ (ver secção 5.4.1), para determinar o fluxo q_{dk} , é necessário obter o gradiente da concentração c_{pk} , segundo x (secção 5.4.2), ou seja:

$$\frac{dc_{pk}}{dx} = \frac{dc_{pk,H}}{dx} + \frac{dc_{pk,N}}{dx}$$

Correspondendo as duas parcelas da direita, respectivamente ao gradiente da solução geral da equação homogénea ou solução complementar, $c_{pk,H}$ e ao gradiente da solução da equação não homogénea, $c_{pk,N}$.

Temos para o gradiente da primeira:

$$\frac{dc_{pk,H}}{dx} = e_{pk} \left(K'_1 \cdot b1_k \cdot e^{b1_k \cdot x} + K'_2 \cdot b2_k \cdot e^{b2_k \cdot x} \right)$$

O gradiente da segunda é dado por:

$$\frac{dc_{pk,N}}{dx} = \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} \left(-b1_k \cdot e^{b1_k x} I_{Mk} - e^{b1_k x} \cdot e^{-b1_k x} \cdot f_{int} + b2_k \cdot e^{b2_k x} I_{Nk} + e^{b2_k x} \cdot e^{-b2_k x} \cdot f_{int} \right)$$

que simplificando fica:

$$\frac{dc_{pk,N}}{dx} = \frac{e_{pk}}{b_k \cdot h} \left(-b1_k \cdot e^{b1_k x} \cdot I_{Mk} + b2_k \cdot e^{b2_k x} \cdot I_{Nk} \right)$$

Completando a expressão para q_{dk} obtemos:

$$q_{dk}(x) = -\varepsilon \cdot h \cdot e_{pk} \left[K'_1 \cdot b1_k \cdot e^{b1_k x} + K'_2 \cdot b2_k \cdot e^{b2_k x} + \frac{1}{b_k \cdot h} \left(-b1_k \cdot e^{b1_k x} I_{Mk} + b2_k \cdot e^{b2_k x} I_{Nk} \right) \right]$$

ou seja,

$$q_{dk}(x) = -\varepsilon \cdot h \cdot e_{pk} \left[\left(K'_1 - \frac{1}{b_k \cdot h} I_{Mk}(x) \right) b1_k \cdot e^{b1_k x} + \left(K'_2 + \frac{1}{b_k \cdot h} I_{Nk}(x) \right) b2_k \cdot e^{b2_k x} \right] \quad (6.41)$$

sendo ε o coeficiente de dispersão, as constantes K'_1 e K'_2 dadas por (6.39) e os restantes parâmetros correspondendo ao que foi indicado para a solução (6.40). Designando a expressão dentro do parêntese recto como o gradiente de c'_{pk} , ou seja,

$$\frac{dc'_{pk}}{dx} = \left[\left(K'_1 - \frac{1}{b_k \cdot h} I_{Mk}(x) \right) b1_k \cdot e^{b1_k x} + \left(K'_2 + \frac{1}{b_k \cdot h} I_{Nk}(x) \right) b2_k \cdot e^{b2_k x} \right] \quad (6.42)$$

podemos exprimir q_{dk} de forma mais sintética como em (6.33).

Para calcular q_{sk} falta-nos adicionar q_{nk} , q_{ck} e q_{dk} . O fluxo q_{nk} é dado pelas equações (6.11) ou (6.12), consoante $r < R_S$ ou $r \geq R_S$; q_{ck} é obtido pelo produto da solução (6.40) por v_r e h ; finalmente q_{dk} pode ser expresso também na versão (6.33), mas em que o gradiente de c'_{pk} é dado por (6.42). À semelhança do ponto 6.5.2, substitui-se r por x em q_{nk} , considera-se $X_S = R_S$ e ainda por (5.35), substitui-se e_{pk} por $e_k \cdot f_{ek}$ de modo a pôr e_k em evidência. Podemos então sintetizar $q_{sk}(x)$ como:

$$q_{sk}(x) = \begin{cases} e_k \left(\frac{1}{2x} (2I_{Fc}(x) - (X_S^2 - x^2)) + h \cdot f_{ck} \left(v_r \cdot c'_{pk}(x) - \varepsilon \frac{dc'_{pk}}{dx}(x) \right) \right); & \text{se } x \geq X_S \\ e_k \left(\frac{I_{Fc}(x)}{x} + h \cdot f_{ck} \left(v_r \cdot c'_{pk}(x) - \varepsilon \frac{dc'_{pk}}{dx}(x) \right) \right); & \text{se } x < X_S \end{cases} \quad (6.43)$$

Na Figura 6.9 apresenta-se a variação de q_s (expresso como densidade de fluxo) desde o centro da amostra, obtida com a equação anterior, admitindo $R_N = 25$ mm, $\varepsilon = 5$ mm².s⁻¹ e $v_r = 5$ mm.s⁻¹. Indicam-se também os fluxos componentes de q_s , ou seja q_n , q_c e q_d . Os valores observados referem-se mais uma vez ao solo Pg em ensaios de 40 mm/h de intensidade, 65% ECR e $h=2$ mm.

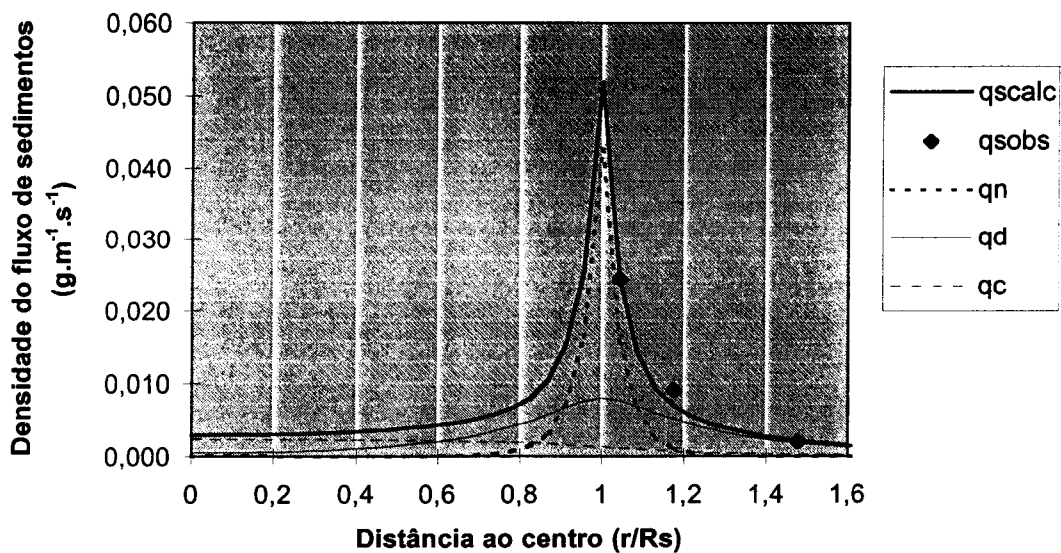


Figura 6.9 - Fluxo submerso total (q_s), fluxo primário (q_n), fluxo secundário por dispersão (q_d) e fluxo secundário por convecção (q_c), com $R_N = 25$ mm, $\varepsilon = 5$ mm².s⁻¹ e $v_r = 5$ mm.s⁻¹. Valores observados para o solo Pg, 40 mm/h, 65% ECR e $h=2$ mm.

6.7. Discussão dos modelos apresentados

6.7.1. Determinação da taxa de destacamento (e_T)

Nos modelos de q_{sk} apresentados nas secções 6.5.2 e 6.6.2, podemos representar a expressão que multiplica por e_k , como q'_{sk} , e rescrever as equações (6.34) e (6.43) como:

$$q_{sk}(x) = e_k \cdot q'_{sk}(x)$$

Considerando o total de sedimentos que no decurso de uma chuvada ultrapassam a bordadura duma caixa de destacamento de raio $X_B = R_B \geq R_S$, podemos determinar o fluxo médio de sedimentos recolhidos nesse período de tempo, $q_{sk}(R_B)_{obs}$, por (6.2). Calculando previamente $q'_{sk}(X_B)^3$ é possível obter a taxa de destacamento e_k para cada classe de partículas k :

$$e_k = \frac{q_{sk}(R_B)_{obs}}{q'_{sk}(X_B)} \quad (6.44)$$

Somando as e_k para todas as classes obtém-se a taxa de destacamento total do solo e_T (ver 5.2.1). Com a taxas de destacamento de cada classe é então possível obter os perfis da concentração ($c_k(x)$) e dos fluxos ($q_{sk}(x)$), por classe de partículas, desde o centro das amostras.

Na Figura 6.10 temos a estrutura do programa, elaborado em Visual Basic, usado para o cálculo e para representação dos perfis radiais apresentados nas figuras anteriores deste capítulo. Na componente primária do fluxo submerso (q_n) o programa inclui as duas hipóteses consideradas para a distribuição das nuvens de destacamento: a uniforme e a exponencial. Na componente secundária, permite também as duas hipóteses: fluxo por dispersão ($q_p = q_d$), ou por dispersão e convecção ($q_p = q_c + q_d$).

³ embora se faça $X_B = R_B$ usa-se o primeiro para distinguir os cálculos efectuados em coordenadas cartesianas e R_B para os valores medidos nas caixas de destacamento.

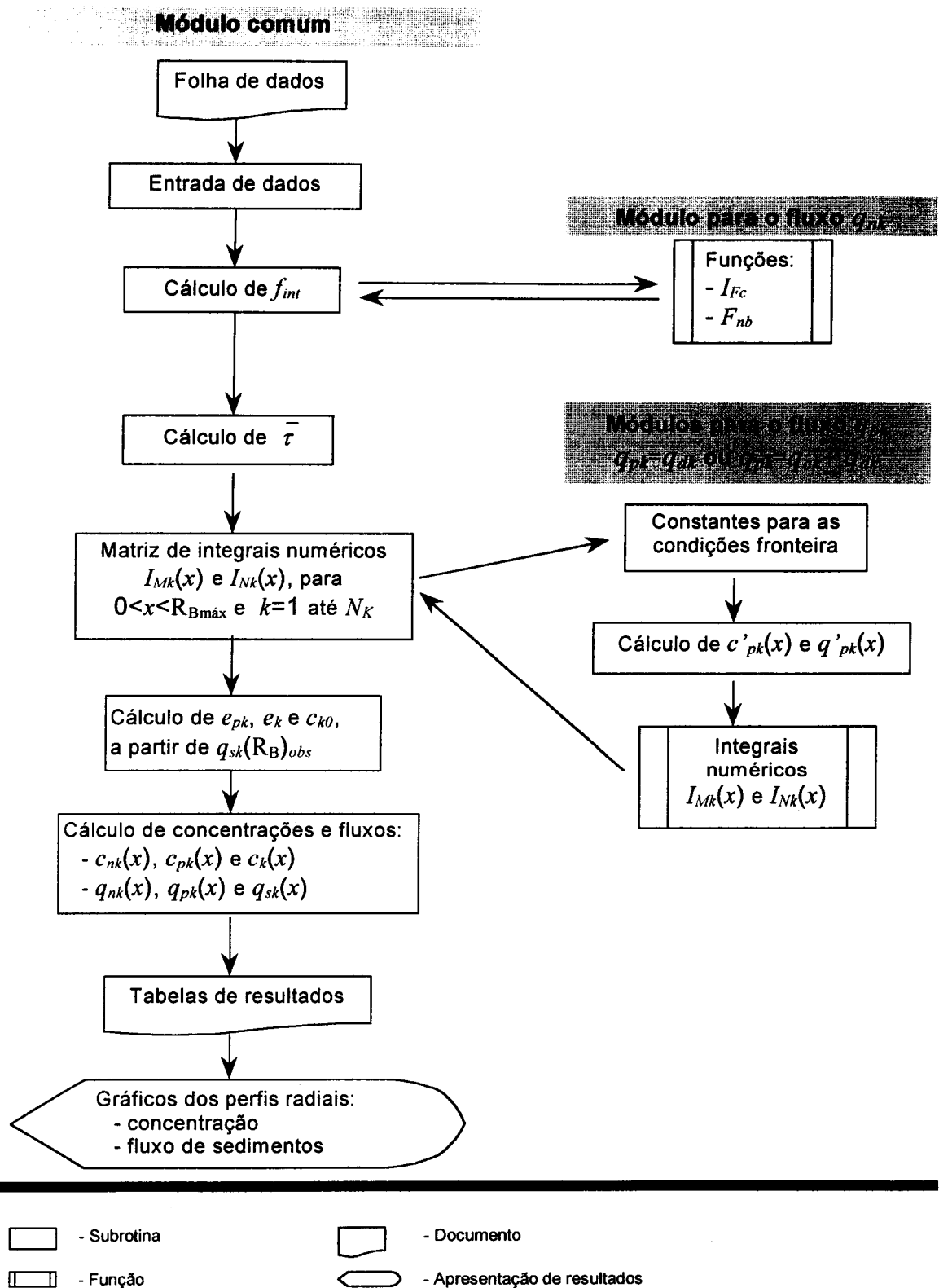


Figura 6.10 - Fluxograma do programa, em Visual Basic, para cálculo da concentração e do fluxo submerso em áreas circulares.

6.7.2. Propostas de calibração

Constata-se pela equação (6.44) que as taxas de destacamento ficam dependentes do valor calculado para $q'_{sk}(X_B)$, o que implica que a estimativa obtida para cada e_k só terá significado se forem conhecidos os parâmetros necessários para o cálculo de $q'_{sk}(X_B)$. Temos duas alternativas para efectuar esse cálculo:

- a) conhecer à partida os valores dos parâmetros para a situação experimental em causa;
- b) atribuir valores aproximados aos parâmetros para permitir o cálculo do modelo, adoptando de seguida uma ou mais técnicas de comparação dos resultados com os valores medidos, procurando melhorar progressivamente as estimativas dos parâmetros. A Figura 6.6 e a Figura 6.9 ilustram uma comparação entre a resposta do modelo e os valores observados.

Em geral, antes de se poder adoptar a abordagem a), é necessário recorrer à segunda alternativa para efectuar a calibração do modelo. Uma técnica comum, consiste na optimização da curva de resposta do modelo, pela minimização da soma dos quadrados dos desvios em relação a alguns pontos observados, procurando o melhor ajustamento aos valores medidos.

No Quadro 6.2 apresentam-se as variáveis necessárias à aplicação dos modelos propostos. Apresentam-se também algumas variáveis que são consideradas indirectamente por influírem em variáveis de entrada, por exemplo: a distribuição granulométrica e a proporção de partículas primárias e agregadas em cada classe (ou seja, p_k , p_{pk} , p_{ak}), são determinantes para a distribuição da velocidade de sedimentação do solo (v_{dk}).

O parâmetro α_N , indicado no Quadro 6.2, resulta da distribuição exponencial das nuvens de destacamento e corresponde à fracção residual que existe para o exterior do limite definido pelo raio R_N . Embora α_N possa ser alterado,

verifica-se que a variação de α_N é traduzida, em sentido inverso, pelo raio das nuvens, R_N . Optou-se assim por adoptar um valor fixo de $\alpha_N = 0,01$.

Quadro 6.2 - Variáveis e parâmetros dos modelos do fluxo submerso.

	variáveis de entrada nos modelos	variáveis que influem em algumas entradas
Variáveis:		
da precipitação	I, D	% ECR
do solo	N_K, v_{dk}	p_k, p_{pk}, p_{ak}
dos ensaios	$h, \Delta t, R_S, R_B$	T (temperatura)
Numéricas	$\Delta r, \Delta r_c, \Delta \phi_n$	
Sedimentos recolhidos	$q_{sk}(R_B), q_s(R_B)$	
Parâmetros:		
adoptados	α_N	
estimados	$\bar{\tau}, v_w$	
indeterminados	R_N, ε, v_r	

O parâmetro $\bar{\tau}$, o tempo médio que uma nuvem de partículas permanece sem a perturbação de outro impacte de gotas, foi estimado a partir da observação aproximada de v_w , a velocidade das ondas após os impactes (ver secção 5.5). É evidente que a medição efectiva de $\bar{\tau}$ ou de v_w é fundamental para uma aplicação mais rigorosa destes modelos.

Relativamente ao último grupo de parâmetros, é de salientar que v_r só entra no modelo com transporte convectivo q_c (secção 6.6). Atendendo aos exemplos da Figura 6.6 e da Figura 6.9⁴, é razoável admitir que a inclusão do fluxo convectivo no transporte submerso secundário não traz vantagens significativas à descrição do transporte de sedimentos nas condições em causa. Apostando prioritariamente no modelo com transporte submerso por dispersão, ficaremos ainda com os parâmetros R_N , e ε .

⁴ Entre inúmeros outros exemplos testados.

O modelo de transporte submerso por dispersão apresenta algumas características intrínsecas com interesse, nomeadamente a distribuição granulométrica dos sedimentos transportados e das partículas destacadas. Independentemente dos valores mais ou menos exactos de cada parâmetro, verifica-se que as classes mais finas são as que representam a maior parte da concentração total de sedimentos transportados (c), enquanto para o valor total da taxa de destacamento (e_T) as determinantes são, pelo contrário, as partículas mais grosseiras. Esta tendência geral é depois condicionada pela representação de cada classe no próprio solo. O peso relativo da fracção mais grosseira de partículas na estimativa da taxa de destacamento permite-nos inferir acerca da importância do parâmetro R_N para o cálculo de e_T . Dado o escasso tempo de permanência em suspensão das partículas mais grosseiras, estas são menos afectadas pela dispersão, e portanto, o principal transporte submerso a que estão sujeitas é o "salpico submerso", ou seja, envolvendo os mecanismos de saltação e rolamento.

Sistematizando, podemos considerar 3 abordagens possíveis para a calibração do modelo de transporte com fluxo secundário por dispersão:

1. Determinação dos parâmetros com base nos resultados dos próprios ensaios de destacamento do solo nas caixas de destacamento. Obriga a medições suplementares, como por exemplo, a distribuição radial do fluxo de sedimentos expulsos das caixas de destacamento ($q_s(x)_{obs}$ com $x \geq R_B$), como as que foram efectuadas neste trabalho. No entanto, se considerarmos os 3 parâmetros R_N , $\bar{\tau}$ e ε , verifica-se que podemos obter mais do que uma conjugação capaz de proporcionar bons ajustamentos aos valores $q_s(x)_{obs}$. Dado o significado físico dos parâmetros é possível estabelecer limites plausíveis para os valores que esses parâmetros podem assumir. Mesmo assim, para uma calibração adequada é necessário considerar outras medições suplementares de modo a evitar a indeterminação do problema. Para além dos perfis radiais do fluxo de sedimentos no exterior das caixas de destacamento podem-se considerar ainda as seguintes determinações:

- a) distribuição granulométrica ou as velocidades de deposição médias para as partículas à superfície do solo. Admitindo a igualdade entre a proporção de cada classe na taxa de destacamento total e a respectiva representação à superfície do solo (Hairsine, 1988; Hairsine e Rose, 1991), é possível usar essa relação como critério de controlo para a proporção da taxa de destacamento calculada para cada classe de partículas. Como é evidente, este critério só permanecerá válido enquanto a superfície não sofrer alterações substanciais relativamente à granulometria medida.
- b) concentração média de partículas durante a deposição em discos de recolha de sedimentos (ver Figuras 3.4 e 3.5). Para além da medição do fluxo radial de partículas, os sedimentos recolhidos permitem-nos também estimar a concentração média durante o período de recolha, com base na equação da deposição (5.4). Pode-se assim determinar a concentração média de partículas sobre cada segmento dos discos de recolha, ou apenas para o disco completo quando, como no caso presente, apenas foi possível fazer um número muito limitado de subdivisões nesse disco. A comparação das concentrações estimadas com os valores obtidos a partir do cálculo do modelo podem constituir outro critério de avaliação dos parâmetros.
- c) concentração total de partículas na zona central da amostra (C_{k0}). Esta medição seria fundamental para avaliar as previsões da concentração, no entanto é muito difícil de realizar, especialmente para as classes mais grosseiras. Ainda assim, podem admitir-se duas abordagens experimentais diferentes com esse fim: a medição da concentração a partir da deposição numa área central da amostra e a recolha por sucção de uma amostra directamente da camada de água sobre o solo. Neste último caso a contabilização deverá restringir-se apenas a um lote de partículas mais finas que um dado diâmetro a definir (por exemplo, <100 ou $<250 \mu\text{m}$), mas que permita uma caracterização significativa da concentração total. Desta forma evitam-se os maiores erros de subestimação da concentração das partículas mais grosseiras.

2. Medição prévia dos parâmetros $\bar{\tau}$ e ε , em condições hidráulicas semelhantes às que serão aplicadas nos ensaios de destacamento, partindo do princípio de que estes parâmetros dependem muito mais das condições hidráulicas do que do tipo de solos usados. Assim, faltaria apenas determinar o parâmetro R_N , por optimização de um ou mais dos critérios referidos em 1). Como hipótese para a caracterização das condições hidráulicas sugere-se o recurso à teoria da difusão e ao registo em imagem da expansão de uma mancha de corante numa lâmina de água sujeita ao impacte de gotas.
3. Nos modelos apresentados o valor da taxa de destacamento depende dos valores dos parâmetros (principalmente de R_N) e também de $q_s(R_B)_{obs}$ (equação (6.44)). Uma alternativa com interesse consiste em admitir a taxa de destacamento como parâmetro independente. Deste modo R_N traduziria os deslocamentos das partículas devido ao “salpico submerso” e as e_k influiriam essencialmente na concentração de partículas nas nuvens de destacamento e no fluxo radial de sedimentos. É possível que desta forma também R_N possa depender mais das condições hidráulicas do destacamento do que dos solos ou tipo de partículas destacadas. Seria assim necessário determinar R_N apenas para algumas condições hidráulicas diferentes, embora se mantenha, no entanto, o problema da optimização de e_k para cada tipo de solo.

6.7.3. Alternativas de validação

Podem-se considerar, pelo menos, duas alternativas com vista à validação dos modelos apresentados:

1. pela comparação de estimativas da taxa de destacamento para o mesmo solo, obtidas por diferentes métodos e eventualmente mesmo com outros processos actuantes, desde que o destacamento pela chuva seja o processo dominante como se verifica por exemplo nos ensaios em tabuleiros com declives muito pequenos.

2. pela análise das previsões dos perfis da concentração e do fluxo de sedimentos calculados para situações diferentes daquelas em que foi calibrado o modelo e estimada a taxa de destacamento. Por exemplo, alterando a geometria ou a dimensão das amostras.

6.8. Conclusões

- Dos modelos apresentados para o transporte de sedimentos numa camada de água sujeita ao impacte de gotas, em amostras cilíndricas, verifica-se que considerando o fluxo primário e o fluxo secundário em conjunto (q_n+q_p) se consegue um melhor ajustamento aos valores observados.
- Verifica-se numa análise preliminar, que das duas alternativas propostas para o fluxo secundário, isto é, apenas com fluxo de dispersão ($q_p = q_d$) ou, simultaneamente, com fluxo de convecção e de dispersão ($q_p = q_c+q_d$), o fluxo convectivo não parece introduzir nenhuma melhoria significativa na capacidade de ajustamento do modelo, pelo menos com a condição de que a velocidade de transporte dos sedimentos (v_r) seja constante desde o centro da amostra.
- As classes mais finas representam a maior parte da concentração total de partículas transportadas, enquanto as partículas mais grosseiras são as responsáveis pela maior proporção da taxa de destacamento total. Isto salienta a importância do mecanismo de transporte pelas nuvens de destacamento (transporte submerso primário), e do parâmetro R_N , para o cálculo da taxa de destacamento dos solos.

7. Conclusões e Propostas de Desenvolvimento Futuro

7.1. Conclusões

Resumem-se as principais as conclusões dos capítulos anteriores, atendendo aos objectivos enunciados na secção 1.2.

Relativamente ao primeiro objectivo salientam-se como principais conclusões:

- O Transporte no Escoamento Induzido pela Chuva (TEIC)¹ resulta do impacte de gotas sobre uma camada delgada de escoamento superficial com uma velocidade que pode variar desde zero até um valor superior à velocidade crítica para provocar o destacamento de partículas. Atendendo à limitada capacidade de transporte unidireccional do salpico o TEIC é o processo erosivo com maior relevância no contexto da erosão intersulcos.
- Entre os materiais testados, a areia apresenta uma relativa uniformidade das taxas de recolha de sedimentos ao longo do tempo, enquanto os solos manifestam uma tendência evidente de decréscimo, atingindo-se, em geral, uma certa estabilização antes dos 30 minutos. Esta redução deve-se a uma acção conjugada do aumento da coesão da superfície (formação de crosta) e do aumento da proporção de partículas mais pesadas (camada de deposição ou pavimento de erosão).

¹ ou RIFT, Rain Induced Flow Transportation (Kinnell, 1988).

- O decréscimo da taxa de sedimentos recolhidos ao longo do tempo é maior e mais rápido quando não existe uma camada de água sobre o solo ($h_b=0$). O impacte directo das gotas na superfície do solo intensifica e acelera o processo de desagregação, libertando mais partículas finas (dimensão da areia fina e do limo). O posterior rearranjo estrutural dessas partículas contribui para desenvolver uma crosta superficial mais coesa.
- A existência de uma camada de água sobre o solo origina um decréscimo mais suave da taxa de perda de solo, provavelmente por uma atenuação do processo de desagregação e de formação da crosta. Este facto pode ser útil para medir a destacabilidade da superfície do solo sem induzir uma alteração tão acentuada da superfície pela própria medição, como sucede nos ensaios com $h_b=0$. Deste modo é possível uma melhor caracterização de diferentes estádios evolutivos da superfície do solo.
- O impacte de gotas sobre uma película de escoamento superficial envolve uma sequência de acontecimentos mais complexa do que o impacte directo sobre a superfície do solo. A coroa aumenta o ângulo de projecção de gotículas quase até à vertical, reduzindo a incorporação de partículas e a distância a que são projectadas. Por outro lado, as fases seguintes, desde a recessão da cratera à formação do jacto de Rayleigh e ao seu posterior colapso, passam a dar contribuições muito significativas para o total de partículas destacadas, com a diferença crucial de que essas partículas permanecem submersas na lâmina de água.
- A variação da perda de solo com a intensidade da chuva pode ser descrita por uma relação linear no caso da areia e por uma função potência no caso dos solos, independentemente de existir ou não uma lâmina de água à superfície. Os expoentes obtidos (b_1) situaram-se aproximadamente entre 1 e 1,5 estando de acordo com os valores referidos na bibliografia.
- As destacabilidades obtidas pela relação linear da perda de solo com a intensidade da chuva permitiram obter a seguinte sequência por ordem decrescente: Areia > Pg > A \approx Vx, para valores da altura de água à superfície (h_s) entre 2 e 3 mm. No entanto esta sequência não se aplica a todas as

situações experimentais, verificando-se uma grande influência de factores como a altura de água sobre o solo e as condições da superfície.

- A relação da perda de solo com a energia cinética das gotas, por variação da altura de queda, pode ser significativamente afectada pelas variações da forma das gotas no momento de impacte.
- A variação da perda de solo com a velocidade das gotas ou com a energia cinética pode descrever-se por uma relação potência; os expoentes obtidos no caso da areia (b_E de 1,6 a 1,9), são semelhantes aos valores indicados na bibliografia para gotas de diâmetro próximo das usadas neste trabalho.
- O salpico decresce muito rapidamente com altura da camada de água à superfície, sendo negligenciável a partir dos 2 mm de altura.
- A variação da perda de solo com a altura de água à superfície atingiu, nos ensaios realizados, um máximo entre 2 a 3 mm, ou aproximadamente entre $2/3$ e $3/3$ do diâmetro das gotas. Para alturas de água superiores, a perda de solo decresce para zero de forma aproximadamente linear no caso da areia e dos solos A e Pg e segundo uma exponencial negativa no caso do solo Vx. Para alturas de água inferiores a essa altura crítica, enquanto o salpico aumenta, o transporte submerso de partículas decai rapidamente para zero. Para uma definição mais exacta da relação da perda de solo total (salpico + transporte submerso) para níveis abaixo da altura crítica são necessários estudos com um controlo mais rigoroso da altura de água e também, da tensão de humidade para a altura de água nula. Esta gama de alturas de água é muito estreita, mas é particularmente relevante para a erosão nas áreas intersulcos.
- Apesar de se utilizar sempre o mesmo dispositivo experimental e o mesmo tipo de caixas de destacamento, é duvidoso que as perdas de solo medidas reflectam de forma constante a mesma proporção da taxa de destacamento do solo. Basta uma altura de água inferior a 1 mm para se iniciar uma alteração substancial nos mecanismos de transporte dominantes, decrescendo a projecção no salpico e aumentando o transporte submerso. Com o aumento da camada de água superficial, a diferença entre a perda

de solo medida e a taxa de destacamento que efectivamente ocorre é potencialmente muito mais significativa. Estas alterações nos processos de transporte dificultam o estudo da relação da taxa de destacamento com a altura de água.

- Para relacionar a taxa de destacamento com a altura de água à superfície do solo é necessário dispor de um modelo que descreva adequadamente as condições de transporte a que são sujeitas as partículas destacadas. Dessa forma é possível obter estimativas das taxas de destacamento, e da destacabilidade dos solos, mais independentes das condições de transporte específicas em que são feitas as medições da perda de solo.

Relativamente ao segundo objectivo, pode-se afirmar com base nos resultados experimentais sintetizados, em grande parte, nas conclusões anteriores, que:

- A técnica adoptada para a regulação da altura de água, por imersão das caixas de destacamento, reduz a interferência das paredes da caixa com o transporte dos sedimentos submersos, permitindo desse modo um nível de detecção das respostas dos solos à erosão pelo impacto de gotas que é, aparentemente, equiparável ao obtido com outros métodos menos expeditos, por exemplo com tabuleiros. No entanto, para uma confirmação serão necessários testes comparativos deste com outros métodos.

Em relação ao terceiro objectivo, destaca-se:

- As situações potencialmente mais erosivas nas áreas intersulcos ocorrem quando se forma escoamento superficial. A presença de uma película de água sobre o solo influi fortemente nas condições de transporte dos sedimentos e portanto, nas medições da perda de solo. Saliencia-se assim, a necessidade de dispor de estimativas das taxas de destacamento, e da susceptibilidade dos solos ao destacamento, mais independentes das condições de transporte específicas em que são feitas as medições.
- Enquanto para o transporte pelo salpico são conhecidos modelos de transporte que permitem estimar as taxas de destacamento a partir da perda

de solo obtida em caixas de destacamento, o mesmo não sucede quando existe uma camada de água à superfície solo. Nos Capítulos 5 e 6 propõem-se alguns modelos alternativos para o transporte de sedimentos pelo impacte de gotas numa camada de água sobre o solo, em áreas circulares com declive nulo, ou seja, como se verifica em caixas de destacamento.

- Nos ensaios de simulação de chuva em caixas de destacamento e com uma camada de água à superfície do solo, observou-se um padrão de transporte radial de sentido divergente. Dada a ausência de um escoamento suficientemente forte para impor um transporte convectivo, a componente do TEIC devida ao escoamento pode-se considerar praticamente nula. A chuva é, não só o principal agente de destacamento, mas também o principal agente de transporte dos sedimentos na camada de água. Devido aos sucessivos impactes de gotas, o TEIC compõe-se de múltiplas acções de transporte em todas as direcções que, em termos líquidos, tal como para o salpico, resultam numa acção de transporte globalmente nula, desde que a distribuição dos impactes e a superfície do solo sejam uniformes.
- Resumidamente, os principais mecanismos a considerar para a modelação do TEIC nestas condições incluem: o destacamento pelo impacto das gotas; a deposição das partículas destacadas; o transporte submerso primário devido à formação das nuvens de destacamento; o transporte submerso secundário devido a deslocamentos das partículas enquanto depositam, induzidos por impactes posteriores e/ou muito próximos dos que provocaram o destacamento dessas partículas.
- A análise dos modelos apresentados para o transporte de sedimentos (q_s) numa camada de água sujeita ao impacte de gotas, em áreas circulares de declive nulo, verifica-se que a conjugação do fluxo primário com o fluxo secundário ($q_s = q_n + q_p$) parece revelar uma boa capacidade de ajustamento aos valores observados.
- Verifica-se numa análise preliminar, que das duas alternativas propostas para o fluxo secundário, isto é, apenas um fluxo de dispersão ($q_p = q_d$) ou, simultaneamente, um fluxo de convecção e de dispersão ($q_p = q_c + q_d$), o

fluxo convectivo não parece introduzir nenhuma melhoria significativa na capacidade de ajustamento do modelo, pelo menos com a condição da velocidade do fluxo convectivo (v_r) constante desde o centro da amostra.

- As classes mais finas representam a maior parte da concentração total de partículas, enquanto as partículas mais grosseiras são as responsáveis pela maior proporção do valor da taxa de destacamento total. Isto salienta a importância do mecanismo de transporte pelas nuvens de sedimentos (transporte primário), e do parâmetro R_N , para estimar a taxa de destacamento.

7.2. Propostas de desenvolvimento futuro

Sintetizam-se aqui algumas propostas consideradas relevantes para o aperfeiçoamento de um método de determinação da taxa de destacamento e da susceptibilidade dos solos ao destacamento pelo impacto de gotas, com uma altura de escoamento superficial não desprezável. Muitas destas propostas foram já referidas, principalmente na secção 6.7.

Fases subsequentes a desenvolver com os modelos apresentados:

- avaliar quais as variáveis e os parâmetros mais importantes para a calibração através da análise de sensibilidade.
- calibrar os modelos para as condições concretas dos ensaios experimentais. Entre as propostas referidas em 6.7 destaca-se a que envolve a medição dos parâmetros $\bar{\tau}$ e ε para as mesmas condições hidráulicas em que se realizam os ensaios de destacamento.
- validar os modelos propostos comparando as taxas de destacamento obtidas, por exemplo, para diferentes condições de transporte.
- comparar os resultados com diferentes distribuições de partículas nas nuvens de destacamento, nomeadamente com as distribuições uniforme e exponencial.

- analisar as relações entre as estimativas da taxa de destacamento e as variáveis mais importantes do destacamento, com vista à determinação da destacabilidade dos solos.
- melhorar a caracterização das condições da superfície do solo, de modo a reduzir este factor de variabilidade dos resultados dos ensaios.

Aspectos a melhorar no dispositivo e na técnica experimental:

- testar técnicas que permitam medir a concentração de partículas no centro das amostra (c_0).
- aumentar o número de classes de partículas consideradas efectuando a medição directa das velocidades de sedimentação num tubo de sedimentação em vez da análise granulométrica do material terroso.
- melhorar a eficiência da extracção dos sedimentos do colector submerso.

Aspectos a melhorar na abordagem teórica e nos métodos de cálculo:

- desenvolver os mesmos modelos em coordenadas polares.
- melhorar a eficiência de cálculo, nomeadamente, através de simplificações que permitam a resolução analítica das equações do transporte de sedimentos, utilizando aplicações de programação mais avançadas e ainda, procurando contornar o cálculo por classes granulométricas.
- analisar as implicações de considerar a taxa de destacamento (e_T) como parâmetro independente e também as possibilidades de R_N depender essencialmente das condições hidráulicas em que ocorre o destacamento.

Bibliografia

- Adler, W.F. 1979. The mechanics of liquid impact. In Preece, C.M. *Treatise on Materials Science and Technology. Vol. 16, Erosion.* Academic Press, New York. p. 127-183.
- Alberts, E.E.; Moldenhauer, W.C.; Foster, G.R. 1980. Soil aggregates and primary particles transported in rill and interrill flow. *Soil Science Society of America Journal.* 44 (3): 590-595.
- Al-Durrah, M.M.; Bradford, J.M. 1981. New methods of studying soil detachment due to waterdrop impact. *Soil Science Society of America Journal* 45: 949-953.
- Al-Durrah, M.M.; Bradford, J.M. 1982. The mechanism of raindrop splash on soil surfaces. *Soil Science Society of America Journal* 46 (5): 1086-1090.
- Alexandre, C.A.J. 1989. *Formação de crosta à superfície do solo.* Provas de Ap. Ped. e Cap. Científica, (não public.), Univ. de Évora. 146 p.
- Barreiros, F.C. 1967. Método de crivagem em água, de Yoder. *Pedologia* 2: 141-150.
- Bisal, F. 1950. Calibration of splash cup for soil erosion studies. *Agricultural Engineering* 31: 621-622.

- Bisal, F. 1960. The effect of raindrop size and impact velocity on sand splash. *Canadian Journal of Soil Science* 40: 242-245.
- Boyce, W.E.; Diprima, R.C. 1986. *Elementary differential equations and boundary value problems*. Fourth edition. John Wiley & Sons. New York.
- Bradford J.M.; Huang, C. 1996. Splash and detachment by waterdrops. In: Agassi, Menachem (Ed.) *Soil Erosion, Conservation and Rehabilitation*. Marcel Dekker, Inc. New York. 61-76.
- Bradford, J.M.; Ferris, J.E.; Remley, P.A. 1987. Interrill soil erosion processes: I. Effect of surface sealing on infiltration, runoff, and soil splash detachment. *Soil Science Society of America Journal* 51 (6): 1566-1571.
- Brown, Lester R. 1997. Food security deteriorating in the nineties - grain prices more volatile. *Worldwatch Press Briefing*. Worldwatch Institute. (<http://www.worldwatch.org/>).
- Buchan, G.D.; Grewal, K.S.; Claydon, J.J.; McPherson, R.J. 1993. A comparison of Sedigraph and pipette methods for soil particle-size analysis. *Australian Journal of Soil Research*, 31: 407-417.
- Cardoso, J.V.J. Carvalho 1965. *Os Solos de Portugal. Sua classificação, caracterização e génese. 1 - A sul do rio Tejo*. Direcção-Geral dos Serviços Agrícolas. Secretaria de Estado da Agricultura. Lisboa.
- Chang, Howard H. 1988. *Fluvial Processes in River Engineering*. John Wiley & Sons. New York.
- Conventry, R.J.; Moss, A.J.; Verster, E. 1988. Thin surface soil layers attributable to rain-flow transportation on low-angle slopes: an example from semi-arid tropical Queensland, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 13: 421-430.
- Coutinho, M. Azevedo. 1998. Comunicação pessoal.

- Dagnelie, Pierre. 1973. *Estatística. Teoria e métodos*. 1º volume. Publicações Europa-América. Lisboa.
- De Ploey, J.; Poesen, J. 1985. Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion. In: Richards, K.S.; Arnett, R.R.; Ellis, S. (Eds.) *Geomorphology and soils*. George Allen & Unwin. London. 99-120.
- Ekern, Paul C. 1953. Problems of raindrop impact erosion. *Agricultural Engineering* 34: 23-25, 28.
- Ekern, Paul.C. 1950. Raindrop impact as the force initiating soil erosion. *Soil Science Society of America Proceedings* 15: 7-10.
- Ekwue, E.I. 1991. The effects of soil organic matter content, rainfall duration and aggregate size on soil detachment. *Soil Technology* 4 (3): 197-207.
- Ekwue, E.I.; Ohu, J.O. 1990. A model equation to describe soil detachment by rainfall. *Soil and Tillage Research* 16 (3): 299-306.
- Ellison, W.D. 1944. Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering* 25: 131-136.
- Ellison, W.D. 1947a. Soil erosion studies - Part I. *Agricultural Engineering* 28: 145-147.
- Ellison, W.D. 1947b. Soil erosion studies - Part II. Soil detachment hazard by raindrop splash. *Agricultural Engineering* 28: 197-201.
- Ellison, W.D. 1947c. Soil erosion studies - Part III. Some effects on infiltration and surface runoff. *Agricultural Engineering* 28: 245-248.
- Ellison, W.D. 1947d. Soil erosion studies - Part IV. Soil erosion, soil loss, and some effects of soil erosion. *Agricultural Engineering* 28: 297-300.
- Ellison, W.D. 1947e. Soil erosion studies - Part V. Soil transportation in the splash process. *Agricultural Engineering* 28: 349-351, 353.

- Engel, O.G. 1966. Crater depth in fluid impacts. *Journal of Applied Physics* 34 (4): 1798-1808.
- Engel, O.G. 1967. Initial pressure, initial flow velocity and the time dependence of crater depth in fluid impacts. *Journal of Applied Physics* 38: 3935-40.
- Epema, G.F.; Riezebos, H.T. 1983. Fall velocity of waterdrops at different heights as a factor influencing erosivity of simulated rain. De Ploey, J. (Ed.) *Rainfall simulation runoff and soil erosion*. Catena Supplement 4. Catena Verlag. Cremlingen-Destedt. 1-17.
- Evans, R. 1993. On assessing accelerated erosion of arable land by water. *Soils and Fertilizers* 56 (11): 1285-1293.
- Ferreira, A.G.; Larock, B.E.; Singer, M.J. 1985. Computer simulation of water drop impact in a 9.6 mm deep pool. *Soil Science Society of America Journal* 49 (6): 1502-1507.
- Ferreira, A.G.; Singer, M.J. 1985. Energy dissipation for water drop impact into shallow pools. *Soil Science Society of America Journal* 49 (6): 1537-1542.
- Foster, G.R.; Meyer, L.D.; Onstad, C.A. 1977. An erosion equation derived from basic erosion principles. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 20 (4): 678-682.
- Francis, P.B.; Cruse, R.M. 1983. Soil water matric potential effects on aggregates *Soil Science Society of America Journal* 47 (3): 578-581.
- Fukada, M.; Fujiwara, T.; Kusaka, T. 1992a. On a model of soil detachment by waterdrop impact on the water's surface based on a concept of pressure impulse - Fundamental studies on the mechanism of soil erosion by raindrop impact (III). *Trans. of the Japanese Soc. of Irrigation Drainage and Reclam. Engineering*, 158: 17-28, (resumo em inglês).
- Fukada, M.; Fujiwara, T.; Kusaka, T. 1992b. Measurement of detached soil particles by applying positive pressure impulse produced by the impact of

waterdrop on the surface of the water - Fundamental studies on the mechanism of raindrop erosion. *Transactions of the Japanese Society of Irrigation, Drainage and Reclamation Engineering*, No.159: 37-43, (resumo em inglês).

Garde, R.J.; Raju, K.G.Ranga 1987. *Mechanics of sediment transportation and stream problems*. Second edition. Wiley Eastern Limited. New Delhi.

Gardner, W.R. 1956. Representation of soil aggregate-size distribution by a logarithmic-normal distribution. *Soil Science Society of America Proceedings*, 20: 151-153.

Ghadiri, H.; Payne, D. 1980. A study of soil splash using cine-photography. In: De Boodt, M.; Gabriels, D. (Eds.) *Assessment of erosion*. John Wiley & Sons. 185-192.

Ghadiri, H.; Payne, D. 1986. The risk of leaving the soil surface unprotected against falling rain. *Soil and Tillage Research* 8: 119-130.

Ghadiri, H.; Rose, C.W. 1992. Sorbed Chemical Transport Modeling. In: Ghadiri, H.; Rose, C.W. (Eds.). *Modeling Chemical Transport in Soils. Natural and Applied*. Contaminants Lewis Publishers. Boca Raton, Florida. p. 15-104.

Gilley, J.E.; Woolhiser, D.A.; McWhorter, D.B. 1985. Interrill soil erosion - Part I: Development of model equations. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 28 (1): 147-153, 159.

Goff, B.F.; Bent, G.C.; Hart, G.E. 1994. Influence of rainfall intensity on the interrill erodibility of two rangeland soils. *Transactions of the ASAE*. 37: (5): 1445-1448.

Govers, G.; Poesen, J. 1988. Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology* 1: 343-354.

- Green, T.; Houk, D. 1980. The resuspension of underwater-sediment by rain. *Sedimentology* 27: 607-610.
- Hairsine, P.B. 1988. *A physically based model of the erosion of cohesive soils*. Ph. D. thesis. Griffith University.
- Hairsine, P.B.; Rose, C.W. 1991. Rainfall detachment and deposition: sediment transport in the absence of flow-driven processes. *Soil Science Society of America Journal* 55: 320-324.
- Henk, U. 1989. Studies of the dynamics of raindrop erosion and puddled soil surface at various conditions of soil structure and water tensions at the soil surface. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*. 59 (2): 1073-1078, (resumo em inglês).
- Hobbs, P.V.; Kezweeny, A.J. 1967. Splashing of a water drop. *Science* 158: 1112-4.
- Hobbs, P.V.; Osheroff, T. 1967. Splashing of drops on shallow liquids. *Science* 158: 1184-1186.
- Hudson, N. 1995. *Soil Conservation* (3th edition). BT Batsford Limited. London.
- Jeennings, G.D.; Jarrett, A.R.; Hoover, J.R. 1987. Simulated rainfall duration and sequencing affect soil loss. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 30 (1): 158-161.
- Jury, William A.; Gardner, Wilford R.; Gardner, Walter H. 1991. *Soil Physics*. Fifth Edition. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Kemper, W.D. 1965. Aggregate stability. In: Black et al. *Methods of Soil Analysis. Part1, Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph no.9: 511-519.
- Kemper, W.D; Chepil, W.S. 1965. Size distribution of aggregates. In: Black et al. *Methods of Soil Analysis. Part1, Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph no.9: 499-510.

- Kemper, W.D; Rosenau, R.C. 1986. Aggregate stability and size distribution. In: Klute, A. (Ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 1, Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph No.9 (2nd edition): 424-442.
- Kinnell, P.I.A. 1974. Splash erosion: some observations on the splash-cup technique. *Soil Science Society of America Proceedings* 38: 657-660.
- Kinnell, P.I.A. 1976. Splash erosion of primary particles and aggregates. *Soil Science Society of America Journal* 40 (6): 966-968.
- Kinnell, P.I.A. 1982. Laboratory studies on the effect of drop size on splash erosion. *Journal of Agricultural Engineering Research*. 27 (5): 431-439.
- Kinnell, P.I.A. 1988. The influence of flow discharge on sediment concentrations in raindrop induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research* 26: 575-582.
- Kinnell, P.I.A. 1990a. Modelling erosion by rain-impacted flow. *Catena, - Supplement*. No. 17: 55-66.
- Kinnell, P.I.A. 1990b. The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research* 28 (4): 497-516.
- Kinnell, P.I.A. 1991. The effect of flow depth on sediment transport induced by raindrops impacting shallow flows. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 34 (1): 161-168.
- Kinnell, P.I.A; Chartres, C.J.; Watson, C.L. 1990. The effects of fire on the soil in a degraded semi-arid woodland. II. Susceptibility of the soil to erosion by shallow rain-impacted flow. *Australian Journal of Soil Research* 28 (5): 779-794.
- Kirkby, M.J. 1980. Modelling water erosion processes. In: Kirkby, M.J.; Morgan, R.P.C. (Eds.) *Soil Erosion*. A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons. Chichester. pp. 183-216.

- Kreyszig, Erwin 1993. *Advanced Engineering Mathematics*. 7th edition. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Kutílek, Miroslav; Nielsen, Donald R. 1994. *Soil Hydrology*. GeoEcology textbook. Catena Verlag. Cremlingen, Germany.
- Kwaad, F.J.P.M 1994. A splash delivery ratio to characterize soil erosion events. In: Rickson, R.J. (Ed.) *Conserving soil resources: european perspectives*. First International Congress of the European Society for Soil Conservation. 264-272.
- Lal, R. 1994. Soil Erosion by Wind and Water: Problems and Prospects. In: Lal, R. (Ed.) *Soil Erosion Research Methods, Second Edition*. Soil and Water Conservation Society. Ankeny. pp. 1-9.
- Lattanzi, A.R.; Meyer, L.D.; Baumgardner, M.F. 1974. Influences of mulch rate and slope steepness on interrill erosion. *Soil Science Society of America Proceedings* 38 (6): 946-950.
- Le Bissonnais, Y. 1988. Comportement d'agrégats terreux soumis à l'action de l'eau: analyse des mécanismes de désagrégation. *Science du Sol* 8 (10): 915-924.
- Le Bissonnais, Y.; Singer, M.J. 1992. Crusting, runoff, and erosion response to soil water content and successive rainfalls. *Soil Science Society of America Journal* 56 (6): 1898-1903.
- Loch, R.J. 1996. Using rill/interrill comparisons to infer likely responses of erosion to slope length: implications for land management. *Australian Journal of Soil Research* 34:??-?.
- Lovell, C.J.; Rose, C.W. 1988. Measurement of soil aggregate settling velocities. I. A modified bottom withdrawal tube method. *Australian Journal of Soil Research* 26: 55-71.

- Luk, S.H.; Abrahams, A.D.; Parsons, A.J. 1993. Sediment sources and sediment transport by rill flow and interrill flow on a semi-arid piedmont slope, southern Arizona. *Catena* 20 (1-2): 93-111.
- Macklin, W.C.; Hobb, P.V. 1969. Subsurface phenomena and the splash of drops on shallow liquids. *Science* 166: 107-108.
- Macklin, W.C.; Metaxas, J.G. 1976. Splashing of drops on liquid layers. *Journal of Applied Physics*, 47 (9): 3963-3970.
- Madeira, M.A.V. 1977. A erosão e seu controlo. Apontamentos da disciplina de Pedologia e Conservação do Solo, 50 pp. ISA. Lisboa.
- Mazurak, A.P.; Mosher, P.N. 1968. Detachment of soil particles in simulated rainfall. *Soil Science Society of America Proceedings* 32: 798-800.
- Mazurak, A.P.; Mosher, P.N. 1970. Detachment of soil aggregates by simulated rainfall. *Soil Science Society of America Proceedings* 34: 798-800.
- McIntyre, D.S. 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science* 85: 185-189.
- Meadows, Donella H.; Meadows, Dennis L.; Randers, Jorgen. 1993. *Além dos limites . Da catástrofe total ao futuro sustentável*. Difusão Cultural.
- Melhorado, M. Florbela S. 1995. *Estudo da dinâmica do destacamento do solo pela acção erosiva da chuva*. Relatório final do curso de Eng. Biofísica. Universidade de Évora. Évora.
- Mermut, A.R.; Luk, S.H.; Romkens, M.J.M.; Poesen, J.W.A. 1997. Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. *Geoderma*, 75 (3-4): 203-214.
- Meyer, L.D. 1981. How rain intensity affects interrill erosion. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 24 (6): 1472-1475.

- Meyer, L.D.; Harmon, W.C. 1989. How row-sideslope length and steepness affect sideslope erosion. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 32 (2): 639-644.
- Meyer, L.D.; Wischmeier, W.H. 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 12 (6): 754-758, 762.
- Micromeritics Instrument Corporation, 1988. SediGraph 5100. Particle size analysis system. Operator's manual. Georgia.
- Miller, W.P.; Baharuddin, M.K. 1987. Particle size of interrill-eroded sediments from highly weathered soils. *Soil Science Society of America Journal* 51 (6): 1610-1615.
- Mitchell, J.Kent; Bubenzer, Gary D. 1980. Soil loss estimation. Kirkby, M.J.; Morgan, R.P.C. *Soil Erosion*. A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons. Chichester. p. 17-62.
- Moore, D.C.; Singer, M.J. 1990. Crust formation effects on soil erosion processes. *Soil Science Society of America Journal*. 54 (4): 1117-1123.
- Morgan, C. 1986. The relative significance of splash, rainwash and wash as processes of soil erosion. *Zeitschr. Geomorph.* 30 (3): 329-337.
- Morgan, R.P.C. 1980. Implications. In: Kirkby, M.J.; Morgan, R.P.C. (Eds.) *Soil Erosion*. A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons. Chichester. pp. 253-301.
- Morgan, R.P.C. 1986. *Soil Erosion & Conservation*. Longman Scientific & Technical. England.
- Morgan, R.P.C. 1994 The European Soil Erosion Model: An update on its structure and research base. In: Rickson, R.J. (Ed.) *Conserving soil resources: european perspectives*. First International Congress of the European Society for Soil Conservation. pp. 286-299.

- Moss, A.J. 1988. Effects of flow-velocity variation on rain-driven transportation and the role of rain impact in the movement of solids. *Australian Journal of Soil Research* 26: 443-450.
- Moss, A.J.; Green, Patricia 1983. Movement of solids in air and water by raindrop impacts: effects of drop-size and water-deph variations. *Australian Journal of Soil Research* 21 (3): 257-269.
- Munn, J. 1976. *Tahoe Lake rainfall simulator*. University of California. Davies.
- Musgrave, G.W. 1947. The quantitative evaluation of factors in water erosion - a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2 (3): 133-138, 170.
- Mutchler, C.K.; Hansen, L.M. 1970. Splash of a waterdrop at terminal velocity. *Science* 169: 1311-12.
- Mutchler, C.K.; Murphree, C.E.; McGregor, K.C. 1994. Laboratory and field plots for erosion research. Lal, R. (Ed.) *Soil Erosion Research Methods, Second Edition*. Soil and Water Conservation Society. Ankeny. p. 11-37.
- Nearing, M.A.; Bradford, J.M. 1987. Relationships between waterdrop properties and forces of impact. *Soil Sci. Soc. Am. Journal* 51 (2): 425-430.
- Nearing, M.A.; Foster, G.R.; Lane, L.J.; Finkner, S.C. 1989. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 32 (5): 1587-1593.
- Nearing, M.A.; Lane, L.J.; Alberts, E.E.; Laflen, J.M. 1990. Prediction technology for soil erosion by water: status and research needs. *Soil Science Society of America Journal* 54: 1702-1711.
- Oliveira, I.B.; Demond, A.H.; Salehzadeh, A. 1996. Packing of sands for the production of homogeneous porous media. *Soil Science Society of America Journal* 60: 49-53.

- Owoputi, L.O.; Stolte, W.J. 1995. Soil detachment in the physically based soil erosion process: a review. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 38 (4): 1099-1110.
- Palmer, R.S. 1964. The influence of a thin water layer on waterdrop impact forces. *Intern. Assoc. Scientific Hydrology Publ. No. 65*: 141-148.
- Park, S.W.; Mitchell, J.K.; Bubenzer, G.D. 1982. Splash erosion modeling: physical analyses. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 25: 357-361.
- Pedologia. s/data. Caracterização da estrutura do solo. *Apontamentos da disciplina de pedologia do Instituto Superior de Agronomia*. Lisboa.
- Poesen, J. 1981. Rainwash experiments on the erodibility of loose sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 6: 285-307.
- Poesen, J. 1985. An improved splash transport model. *Zeitschr. Geomorph.* 29 (2): 193-211.
- Poesen, J.; Savat, J. 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part II: detachability and transportability measurements. *Catena* 8: 19-41.
- Poesen, J.; Torri, D. 1988. The effect of cup size on splash detachment and transport measurements. Part I: Field measurements. In: Imeson, A.C.; Sala, M. (Eds.) *Geomorphic processes in environments with strong seasonal contrasts. Vol. I: Hillslope processes*. Catena Supplement 12. Catena Verlag. Cremlingen, Germany. No. 12: 113-126.
- Proffitt, A.P.B.; Rose, C.W. 1991. Soil erosion processes. I. The relative importance of rainfall detachment and runoff entrainment. *Australian Journal of Soil Research* 29 (5): 671-683.
- Proffitt, A.P.B.; Rose, C.W.; Hairsine, P.B. 1991. Rainfall detachment and deposition: Experiments with low slopes and significant water depths. *Soil Science Society of America Journal* 55: 325-332.

- Proffitt, A.P.B.; Rose, C.W.; Lovell, C.J. 1989. A comparison between modified splash-cup and flume techniques in differentiating between soil loss and detachability as a result of rainfall detachment and deposition. *Australian Journal of Soil Research* 27 (4): 759-777.
- Proffitt, A.P.B.; Rose, C.W.; Lovell, C.J. 1993. Settling velocity characteristics of sediment detached from a soil surface by raindrop impact. *Catena*, 20 (1-2): 27-40.
- Quansah, C. 1981. The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *Journal of Soil Science* 32: 215-224.
- Reeve, I.J. 1982. A splash transport model and its application to geomorphic measurement. *Zeitschrift-fur-Geomorphologie* 26 (1): 55-71.
- Rhoton, F.E.; Meyer, L.D.; Whisler, F.D. 1983. Densities of wet aggregated sediment from different textured soils. *Soil Science Society of America Journal* 47: 576-578.
- Riezebos, H.T.; Epema, G.F. 1985. Drop shape and erosivity. Part II: Splash detachment, transport and erosivity indices. *Earth Surface Processes and Landforms*. 10 (1): 69-74.
- Rose, C.W. 1960. Soil detachment caused by rainfall. *Soil Science* 89 (1): 28-35.
- Rose, C.W. 1961. Rainfall and soil structure. *Soil Science* 90: 49-54.
- Rose, C.W.; Parlange, J.-Y.; Sander, G.C.; Campbell, S.Y.; Barry, D.A. 1983. Kinematic flow approximation to runoff on a plane: an approximate analytic solution. *Journal of Hydrology* 62: 363-369.
- Sander, G.C.; Hairsine, P.B.; Rose, C.W.; Cassidy, D.; Parlange, J.Y.; Hogarth, W.L.; Lisle, I.G. 1996. Unsteady soil erosion model, analytical solutions

- and comparison with experimental results. *Journal of Hydrology, Amsterdam* 178 (1-4): 351-367.
- Schultz, J.P.; Jarrett, J.R.; Hoover, J.R. 1985. Detachment and splash of a cohesive soil by rainfall. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 28 (6): 1878-1884.
- Shainberg, I.; Levy, G.J.; Levin, J.; Goldstein, D. 1997. Aggregate size and seal properties. *Soil Science*, 162 (7): 470-478.
- Sharma, P.P.; Gupta, S.C. 1989. Sand detachment by single raindrops of varying kinetic energy and momentum. *Soil Science Society of America Journal* 53 (4): 1005-1010.
- Sharma, P.P.; Gupta, S.C.; Rawls, W.J. 1991. Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. *Soil Science Society of America Journal* 55 (2): 301-307.
- Sharma, Padam P. 1996. Interrill erosion. In: Agassi, Menachem (Ed.) *Soil Erosion, Conservation and Rehabilitation*. Marcel Dekker, Inc. New York. pp. 125-152.
- Slattery, M.C.; Bryan, R.B. 1992. Laboratory experiments on surface seal development and its effect on interrill erosion processes. *Journal of Soil Science* 43 (3): 517-529.
- Sloneker, L.L.; Olson, T.C.; Moldenhauer, W.C. 1976. Effect of pore water pressure on sand splash. *Soil Science Society of America Journal* 40: 948-951.
- Soil Sci. Soc. Am. 1997. *Glossary of Soil Science Terms* 1996. Soil Science Society of America. Madison.
- Soil Survey Division Staff (SSDS). 1993. *Soil Survey Manual*. United States Department of Agriculture Handbook No.18. Washington.

- Sutherland, R.A.; Wan, Y.; Ziegler, A.D.; Lee, C.T.; El Swaify, S.A. 1996. Splash and wash dynamics: An experimental investigation using an Oxisol. *Geoderma* 69 (1-2): 85-103.
- Tollner, E.W.; Hayes, J.C. 1986. Measuring soil aggregate characteristics for water erosion research and engineering: a review. *Transactions of Amer. Soc. of Agric. Eng.* 29 (6): 1582-1589.
- Torri, D.; Poesen, J. 1988. The effect of cup size on splash detachment and transport measurements. Part II: Theoretical approach. In: Imeson, A.C.; Sala, M. (Eds.) *Geomorphic processes in environments with strong seasonal contrasts. Vol. I: Hillslope processes*. Catena Supplement 12. Catena Verlag. Cremlingen, Germany. No. 12: 127-137.
- Towner, G.D. 1973. An examination of the fall-cone method for the determination of some strength properties of remoulded agricultural soils. *Journal of Soil Science* 24 (4): 470-479.
- Truman, C.C.; Bradford, J.M. 1995. Laboratory determination of interrill soil erodibility. *Soil Science Society of America Journal* 59 (2): 519-526.
- Tuong, T.P.; Painter, D.J. 1974. The interaction between a raindrop and a shallow body of water. *Fifth Australasian Conf. on Hydraulics and Fluid Mech.* Chirstchurch, New Zealand pp. 96-102.
- United Nations Environment Programme (UNEP). 1997. *Global Environment Outlook - 1. Global State of the Environment Report 1997*. United Nations Environment Programme (<http://www.grid.unep.ch/geo1/>).
- Van Asch, T.W.J 1983. Water erosion on slopes in some land units in a mediterranean area. In: De Ploey, J. (Ed.) *Rainfall simulation runoff and soil erosion*. Catena Supplement 4. Catena Verlag. Cremlingen-Destedt. pp. 129-140.
- Van Genuchten, M. Th.; Wierenga, P.J. 1986. Solute Dispersion Coefficients and Retardation Factors. In: Klute, A. (Ed.) *Methods of Soil Analysis. Part*

1, *Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph no.9 (2nd Edition) pp. 1025-1054.

Walker, P.H.; Hutka, J. Moss, A.J.; Kinnell, P.I.A. 1977. Use of a versatile experiment system for soil erosion studies. *Soil Science Society of America Journal* 41: 610-612.

Walling, D.E. 1994. Measuring sediment yield from river basins. In: Lal, R. (Ed.) *Soil Erosion Research Methods*, Second Edition. Soil and Water Conservation Society. Ankeny. pp. 39-80

Wan, Y.; El-Swaify, S.A. 1998. Characterizing interrill sediment size by partitioning splash and wash processes. *Soil Science Society of America Journal*, 62 (2): 430-437.

Watung, R.L.; Sutherland, R.A.; El-Swaify, S.A. 1996. Influence of rainfall energy flux density and antecedent soil moisture content on splash transport and aggregate enrichment ratios for a Hawaiian Oxisol. *Soil Technology* 9: 251-272.

Welty, J.R.; Wicks, C.E.; Wilson, R.E. 1984. *Fundamentals of momentum, heat and mass transfer*. Third edition. John Wiley & Sons. New York.

Wischmeier, W.H.; Smith, D.D. 1978. *Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservaton planning* . U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537.

Woodburn, R. 1948. The effect of structural condition on soil detachment by raindrop action. *Agricultural Engineering* 29: 154-156.

World Media, 1992. "Será tarde de mais para Salvar o Planeta" . Entrevista com Brian Walker, "Earth Watch Europe"; Edward Goldsmith, "The Ecologist" e John Maddox, "Nature". Dossier elaborado pela rede World Media, publicado na Público Magazine em 7/6/92 (p.30).

World Resources Institute (WRI). 1994. *Global Trends in Environmental and Development Presentation Set*. World Resources Institute (<http://www.wri.org/sustag/>).

Young, R.A.; Wiersma, J.L. 1973. The role of rainfall impact in soil detachment and transport. *Water Resources Research*, 9 (6): 1629-1636.

Zar, J.H. 1996. *Biostatistical Analysis*, 3rd. edition. Prentice-Hall International, Inc. London.

ANEXOS

ANEXO A1 - Procedimentos experimentais

A1.1 - Ensaios de simulação de chuva

1 - PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS DE SOLO

1.1 - Enchimento das caixas de destacamento

1. Utiliza-se a fracção do solo < 4 mm, obtida por crivagem com o solo seco ao ar.
2. Tapar o tubo de drenagem da caixa seleccionada, com uma rolha e enchê-lo de água com um esguicho até cobrir o fundo da caixa.
3. Colocar o areão até ao nível dos 2 cm e compactar ligeiramente com um maço.
4. Acrescentar água com o esguicho até aflorar à superfície do areão.
5. Colocar um papel de filtro de 9 cm de diâmetro deixando o menor ar possível sob o papel.
6. Medir a altura da caixa desde o bordo até ao papel de filtro pelo menos em 4 pontos.
7. Pesar a caixa antes de colocar o solo.
8. Colocar o solo em camadas correspondentes a cerca de 100 cm^3 , compactar com o maço e riscar a superfície com uma espátula antes de cada nova camada.
9. Antes de colocar a última camada adaptar os apetrechos necessários para a compactação no agitador.
10. Juntar o solo suficiente para ultrapassar o bordo da caixa em alguns mm.
11. Colocar a amostra no agitador com um peso de cerca de 4,5 Kg (p/a a área de $66,5\text{ cm}^2$ dá $0,068\text{ Kg/cm}^2$) durante 1 minuto no nível 4.
12. Retirar do agitador sem perturbar a superfície.
13. Retirar o excesso de solo acima do bordo da caixa com um tubo fazendo movimentos circulares suaves.
14. Por último pesar a caixa já cheia.

1.2 - Saturação das amostras

1. Verificar o nível da água no reservatório para a saturação.
2. Seleccionar qual o distribuidor a usar e estrangular o tubo do ar do outro distribuidor.
3. Se necessário acrescentar água ao distribuidor até cerca de 2 cm acima da saída dos tubos de alimentação para as caixas.
4. Fazer a ligação da caixa de destacamento ao tubo de alimentação escolhido, abrindo um pouco a válvula para preencher com água a parte terminal da válvula onde se liga o tubo de drenagem da caixa de destacamento.
5. Colocar a caixa de solo na posição definitiva verificando se não há estrangulamentos nos tubos de ligação.
6. Ligar as restantes caixas repetindo desde o passo 3.
7. Regular a torneira do distribuidor pelo número de amostras a saturar, não deixando a água subir muito rapidamente nem descer além do nível da saída do tubo de ligação às caixas de destacamento, o que levaria à entrada de ar.
8. Pesas as amostras depois de saturadas e antes de as colocar no simulador.

2 - REALIZAÇÃO DOS ENSAIOS DE SIMULAÇÃO DE CHUVA

2.1 - Preparação do simulador

1. Verificar se a água no reservatório do chão é suficiente para o ensaio a realizar.
2. Ligar a bomba, a ventoinha e as abrir as duas válvulas do simulador.
3. Colocar o descarregador no nível de 30 cm durante aproximadamente 5 min.
4. Baixar o descarregador para o nível pretendido e regular a válvula para controlar o fluxo de água a drenar.
5. Elevar o simulador para a altura pretendida e aguardar no mínimo 10 minutos antes de qualquer medição.
6. Entretanto recolher a água drenada do descarregador para medir a temperatura e a condutividade eléctrica.
7. Após os 10 minutos medir a intensidade da chuvada por pesagem da massa de água recolhida durante 5 minutos no recipiente apropriado para colocar dentro do colector de salpico; para calcular a intensidade em mm/h multiplicar a massa de água por 1,658 ($\rho=1\text{g/cm}^3$).
8. Caso a intensidade obtida tenha uma diferença superior a 5% relativamente à intensidade pretendida, baixar o simulador e repetir desde 3.
9. No fim de cada ensaio medir novamente a intensidade da chuvada; se houver outro ensaio a seguir esta medição constitui a medição inicial para esse ensaio.
10. Para desligar o simulador, começar por descê-lo da posição em que se encontra, descer também o descarregador para a posição mais baixa possível, fechar as 2

válvulas (do reservatório superior e a imediatamente antes do descarregador), desligar a bomba e a ventoinha.

2.2 - Tarefas imediatamente antes do ensaio

1. Aplicar um pouco de vaselina na borracha vedante (“O ring”) da tina de água (ou colector do transporte submerso) e colocando-a em seguida sob o simulador.
2. Limpar o bordo da tina de água.
3. Colocar a caixa de destacamento com o apoio adequado ao valor de altura de água a aplicar.
4. Desligar a amostra seleccionada do sistema de saturação, fechando a válvula de ligação e colocando uma mola na extremidade do tubo da caixa de destacamento antes de o tapar com uma rolha.
5. Pesar a amostra saturada.
6. Colocar a caixa de solo através da abertura central da tina de água.

2.3 - Durante o ensaio

2.3.1 - Primeiro enchimento da tina com água

Com o primeiro enchimento, por vezes ficam partículas em suspensão, ou que são arrastadas da superfície, por isso esta água é drenada de imediato e a tina é lavada segundo o procedimento normal.

1. Colocar o colector de sedimentos grosseiros, fechar os tubos de drenagem da tina e enchê-la até cobrir o solo.
2. Drenar a água da tina.
3. Se houver alguma acumulação de partículas na bordadura da caixa de solo, lavar para o interior sem incidir com o esguicho na superfície do solo.
4. Lavar os sedimentos retidos no fundo da tina de água.
5. Fechar os tubos de drenagem.

2.3.2 - Fase de enchimento da tina

1. Colocar o colector de sedimentos grosseiros inclinado para facilitar a saída do ar.
2. Deitar a água desionizada directamente do reservatório, fazendo o mínimo de turbulência até ao nível do bordo da caixa de destacamento.
3. Acabar de ajustar o colector de sedimentos grosseiros.
4. Descer o deflectómetro no valor correspondente à altura de água pretendida, usando para isso a bitola com a medida adequada sobre a bordadura da caixa de destacamento. Secar bem a haste do deflectómetro.
5. Continuar a deitar a água na tina directamente a partir do reservatório até se aproximar do nível em que se encontra a haste do deflectómetro.

6. Passar a deitar água com um esguicho, sem provocar ondulação, até que a superfície da água toque a base da haste do deflectómetro.
7. Colocar o colector de salpico na posição adequada (humedecê-lo primeiro, se estiver seco).
8. Despejar e pesar o copo de recolha do escoamento drenado da tina de água.
NOTA: Em alternativa, esta pesagem pode ser contínua e registada em computador para uma melhor avaliação das variações da altura de água.

2.3.3 - Intervalo de tempo em que decorre a simulação (5 minutos)

1. Iniciar o 1º ou um novo período de chuvada (5 minutos) ligando o cronómetro e retirando a tampa no colector de chuva.
2. Aproveitar o período de chuvada, para lavar o colector de sedimentos grosseiros sobre um funil, recolhendo a suspensão num copo.
3. Recolher também o material do colector de salpico usando o funil respectivo.

2.3.4 - Fase de recolha dos sedimentos

1. No fim do período de 5 minutos cortar o fluxo de chuva e parar o cronómetro.
2. Retirar o colector de salpico colocando-o de imediato sobre um prato.
3. Medir a altura de água sobre a caixa de destacamento com o deflectómetro.
4. Drenar a água e o material do colector de sedimentos submersos para um recipiente.
5. Se houver partículas na bordadura da caixa de solo, deslocá-las para o interior sem incidir directamente com o esguicho.
6. Retirar o colector de sedimentos grosseiros.
7. Lavar os sedimentos acumulados no fundo do colector de sedimentos submersos.
8. Fechar os tubos de drenagem.
9. Pesar o copo de recolha do escoamento e, caso se justifique, juntar essa suspensão ao copo com os sedimentos do colector submerso.
10. Voltar à fase de enchimento e repetir tudo até ao último período de chuvada, caso em que se termina no ponto anterior a este.

2.4 - Imediatamente após o ensaio

2.4.1 - Medição da descida da superfície do solo

1. Adicionar água à superfície do solo com o esguicho, lentamente até ficar mais ou menos ao nível do bordo da caixa.
2. Colocar o deflectómetro numa posição sobre a caixa de destacamento.
3. Descer lentamente a haste do deflectómetro até tocar na superfície da água e medir o deslocamento realizado.

4. Colocar o deflectómetro sobre a bordadura da caixa e deixar cair a haste para medir a distância do nível em que se encontra até à superfície da caixa.
5. Com uma seringa graduada recolher lentamente a água acumulada à superfície do solo e parar imediatamente antes de se sumir a água na microdepressão com maior profundidade. Registrar o volume da água recolhida.

2.4.1 - Secagem dos sedimentos

1. Em cada período de recolha de sedimentos (5 minutos) obtêm-se 3 subamostras:
 - o salpico
 - os sedimentos mais grosseiros do transporte submerso
 - os sedimentos mais finos do transporte submerso
2. As duas primeiras são recolhidas em caixas metálicas ou copos de vidro e são secas na estufa a 105°C; os sedimentos finos, associados a um maior volume de água, são recolhidos em caixas de plástico e secam na estufa a 70°C.

3 - DETERMINAÇÕES APÓS OS ENSAIOS

3.1 - Pesagem dos sedimentos

1. Retirar os recipientes da estufa, deixar arrefecer e pesar.
2. Os sedimentos mais grosseiros, depois de pesados, devem ser retirados cuidadosamente com um pincel e guardados para análise granulométrica (ver 3.2).
3. Os sedimentos finos demoram mais tempo a secar dado o maior volume da suspensão em que se encontram. Depois de pesados, devem ser retirados também com um pincel e adicionados aos sedimentos grosseiros.

3.2 - Análise da granulometria dos sedimentos

1. Transferir os sedimentos guardados (provenientes do transporte submerso ou do salpico quando este o justifique), para uma série de 6 crivos com malhas de 2000, 1000, 500, 250, 100 e 50 μm .
2. Fazer a crivagem com uma agitação suave, para evitar a destruição dos agregados, até estabilizar a quantidade de sedimentos retidos em cada crivo.
3. Guardar os sedimentos < 100 μm para posterior análise das fracções mais finas, pelo método de sedimentação ou num Sedigraph 5100.

A1.2 - Análise granulométrica da agregação

Método baseado na abordagem de Le Bissonnais (1988)

- 1) Pesar uma amostra de solo seco ao ar, equivalente a cerca de 20g de solo seco a 105°C. Espalhar a amostra sobre um crivo de 250 μm , colocado numa cápsula de vidro ou de porcelana com uma altura aproximadamente igual à do crivo.
- 2) Juntar água destilada entre as paredes do crivo e da tina, até tocar a rede do crivo. A partir daí adicionar água de modo a cobrir a amostra de solo em menos de 3 segundos. Deixar em repouso durante 5 minutos.
- 3) Ao fim dos 5 minutos agitar suavemente o crivo sem que a malha suba acima da superfície da água. Após a agitação subir o crivo, deixar drenar e colocá-lo sobre um vidro de relógio.
- 4) Transferir a suspensão para outra cápsula através de um crivo de 100 μm . Lavar a primeira cápsula com um esguicho sem incidir directamente sobre as partículas terrosas. Repetir a agitação suave do crivo e por fim deixá-lo drenar e colocá-lo sobre um vidro de relógio.
- 5) Transferir a restante suspensão para um copo de vidro de 600 ml, passando através do crivo de 50 μm .
- 6) Colocar os crivos de 250, 100 e 50 μm , sobre vidros de relógio, na estufa a 105°C até à secagem do material terroso. Colocar na estufa a 105°C também o copo com a suspensão de partículas < 50 μm .
- 7) Retirar os crivos da estufa. Transferir o material retido no crivo de 250 μm para o crivo de 2000 μm agitando-o suavemente sobre um vidro de relógio. Transferir o material recolhido no vidro de relógio para o crivo seguinte. Repetir algumas vezes até que o material que passa o crivo seja pouco significativo.
- 8) Após a estabilização da crivagem, transferir o material retido no crivo para uma cápsula e depois para um copo de vidro previamente tarado.
- 9) Repetir os pontos 7 e 8 com todos os restantes crivos até chegar ao de 50 μm . O material que passa este último crivo deve ser adicionado ao copo com a suspensão de partículas < 50 μm .
- 10) Voltar a colocar todos os copos na estufa a 105°C para a secagem das partículas terrosas até peso constante.
- 11) Retirar os copos da estufa. Deixar arrefecer num exsiccador e pesar.
- 12) Juntar água a todos os copos e desfazer cuidadosamente todos os agregados com uma vareta de ponta de borracha.

- 13) Passar o material de cada copo pelo crivo respectivo, lavando com um esguicho e voltando a desfazer eventuais agregados ainda existentes, pressionando-os com a vareta sobre a parede do crivo. Desprezar o material que passa pelo crivo.
- 14) Colocar os crivos sobre um vidro de relógio e levar à estufa até à secagem das partículas dispersas.
- 15) Depois de retirar os crivos da estufa, proceder como em 7 e 8, mas agora desprezando o material que passa pelo crivo respectivo.
- 16) Voltar a colocar todos os copos na estufa a 105°C para a secagem das partículas dispersas até peso constante.
- 17) Retirar os copos da estufa. Deixar arrefecer num exsiccador e pesar.
- 18) Pesar o copo com a suspensão de sedimentos < 50 µm depois de secos a 105°C.

A1.3 - Análise granulométrica com o Sedigraph 5100¹

NOTA PRÉVIA

A sequência aqui apresentada refere-se essencialmente à determinação da granulometria das partículas primárias. Procura-se conciliar a fase de dispersão das amostras com a metodologia da análise mecânica, para este efeito, o método padrão em Ciência do Solo.

Para a análise granulométrica da fracção mais fina de partículas individuais e agregadas (apenas <100 µm), pode-se passar directamente à parte 3 ou 4 consoante se tem essa fracção separada numa suspensão ou seca. Neste último caso será necessário proceder ao humedecimento prévio da amostra a analisar no Sedigraph, de preferência sob vácuo ou por vaporização, de modo a evitar a desagregação pelo próprio humedecimento.

1 - DETERMINAÇÃO DO TAMANHO DA AMOSTRA DE SOLO

- 1 Começar por determinar a humidade da terra fina (< 2 mm) seca ao ar, retirando cerca de 40g de uma amostra bem homogénea.
- 2 Para um solo ainda não analisado, fazer uma estimativa aproximada da sua percentagem de areia >100 µm e seleccionar a massa necessária da amostra de solo, a partir do Quadro A2.1. Esta análise prévia pode ser feita do seguinte modo:
 - 2.1 Pesquisar cerca de 10g de terra fina.
 - 2.2 Desfazer os agregados num almofariz
 - 2.3 Passar a amostra pelo crivo de 100 µm
 - 2.4 Pesquisar os sedimentos que ficaram retidos no crivo, para obter a percentagem aproximada de partículas >100 µm.
- 3 O valor seleccionado no Quadro A2.1 corresponde à massa da amostra de terra fina seca a 105°C ($M_{TF(105^{\circ}C)}$) e a amostra a pesar ($M_{TF(ar)}$) deve levar em conta a humidade obtida no ponto 1. Deve-se pesar o valor que resulta da operação:

$$M_{TF(ar)} = M_{TF(105^{\circ}C)} \times (1 + h)$$

sendo h a humidade obtida no ponto 1.

¹ Micromeritics, 1988.

2 - DISPERSÃO E CRIVAGEM DA AMOSTRA DE SOLO

- 1 Para a determinação da granulometria das partículas primárias, é necessário fazer o tratamento de dispersão do mesmo modo que para a análise mecânica o que implica fazer:
 - 1.1 a destruição da matéria orgânica da amostra com água oxigenada
 - 1.2 a agitação mecânica numa solução dispersante, (com menos de 1 mês)
- 2 Passar a totalidade da amostra simultaneamente por um crivo de 200 μm e outro de 100 μm , onde será retida a areia grossa e parte da areia fina. Recolher as partículas <100 μm num copo de vidro de cerca de 500 ml.
- 3 Colocar os crivos na estufa a 105°C e, depois de secos, deitar o material que ainda se solta do crivo de 200 μm para o de 100 μm e deste para o copo de vidro. Pesar então a areia retida em cada um dos crivos.

3 - RECOLHA DE UMA AMOSTRA DA SUSPENSÃO PARA O SEDIGRAPH

- 1 Acrescentar água destilada ao copo de vidro até atingir cerca 300 ml. Esta é a suspensão com as partículas <100 μm de onde serão recolhidas amostras (amostras da suspensão) para analisar no Sedigraph².
- 2 Para extrair uma amostra homogénea dos 300 ml de suspensão, começar por colocar o copo num agitador magnético, com uma barra magnética de secção triangular e regular a intensidade da agitação de modo a evitar a acumulação de sedimentos no fundo do copo; (no caso do agitador usado, começar por regular para o nível 5 e depois, gradualmente para o nível 8).
- 3 Depois de esperar alguns segundos para estabilizar a agitação, retirar uma amostra de 25 ml por aspiração com uma seringa, cuja extremidade deve ser introduzida na zona entre a parede do copo e o centro do vórtice formado.
- 4 Colocar a amostra da suspensão no copo de mistura do Sedigraph tendo o cuidado de remover bem as partículas do interior da seringa. Para isso aspirar a própria amostra as vezes necessárias e, só no fim, aspirar um pouco de água destilada, registando o volume recolhido para manter uma ideia aproximada da concentração das partículas no Sedigraph.
- 5 Fazer uma segunda extracção nas mesmas condições referidas em 3, para obter uma amostra de controlo do método de recolha. Secar a amostra na estufa a 105°C e pesar a massa de partículas recolhidas.

² Idealmente este processo de extracção deverá retirar amostras da suspensão equivalentes à suspensão total, o que significa que qualquer classe de partículas deverá ter a mesma proporção na amostra e na suspensão total. O processo usado nesta fase não é o ideal mas pelas análises efectuadas parece ser suficientemente eficaz.

4 - ANÁLISE COM O SEDIGRAPH

- 1 No Sedigraph, fazer um período de 1 a 2 minutos de circulação da amostra com as 2 bombas a trabalhar. Para isso:
 - 1.1 seleccionar o menu do Controlo Manual (F8)
 - 1.2 seleccionar as bombas e activá-las, a bomba da célula deve ficar na velocidade 4 ou 5.
- 2 Iniciar a análise no Sedigraph. Se a análise for interrompida e der uma mensagem relacionada com uma elevada concentração da amostra, adicionar água e registar o volume aplicado. Retomar a análise repetindo o passo anterior. Quando o Sedigraph concluir a análise em curso:
 - 2.1 verificar o gráfico obtido
 - 2.2 fazer sempre uma repetição da mesma análise
 - 2.3 comparar as curvas das duas análises efectuadas
 - 2.4 caso não haja grandes diferenças entre as duas, gravar uma das duas, dar por concluída a análise e fazer a lavagem do sistema
 - 2.5 caso haja diferenças sensíveis entre as 2 repetições, gravar a primeira
 - 2.6 repetir a análise mais uma vez e voltar ao ponto 2.3

5 - CÁLCULO DA TEXTURA DO SOLO

- 1 Para obter a textura do solo é necessário conhecer as percentagens de areia grossa, areia fina, limo e argila. Para determinar a textura do solo a partir dos dados obtidos com o Sedigraph temos que ter presente que esses dados se referem apenas ao lote de partículas <100 μm e portanto, é necessário converter essas percentagens em relação ao total da amostra de terra fina. Para isso vamos considerar os seguintes aspectos:
 - 1.1 No Sedigraph obtemos, teoricamente, a curva granulométrica das partículas <100 μm , na realidade pode também haver a indicação da presença de algumas partículas >100 μm , o que sucede, quando a curva granulométrica se inicia com uma percentagem já inferior a 100 μm . Isto pode resultar apenas das diferenças entre os dois métodos, o de crivagem e o de sedimentação com determinação da concentração por raios X.
 - 1.2 Como regra vamos considerar que essa percentagem de partículas acima de 100 μm pode ser incluída, na totalidade, no lote da areia fina (200-20 μm). Para já, vamos mesmo admitir que o critério de separação do crivo prevalece em relação ao do Sedigraph e por isso, não terá sentido admitir que tenham passado partículas >100 μm por um crivo com uma malha desta abertura.
- 2 Consideremos as várias parcelas obtidas na análise total da terra fina:

- 2.1 A partir da análise granulométrica à totalidade da terra fina, conforme aqui foi descrita, podemos conhecer a massa de 3 lotes de partículas em que dividimos a nossa amostra:

$M_{(>200)}$, $M_{(200-100)}$ e $M_{(<100)}$, respectivamente a massa dos lotes 2000-200, 200-100 e $<100\mu\text{m}$, obtidos por crivagem e que em percentagem da amostra de solo dão:

$$P_{(>200)} = (M_{(>200)} / M_{TF(105^{\circ}C)}) \times 100$$

$$P_{(200 - 100)} = (M_{(200 - 100)} / M_{TF(105^{\circ}C)}) \times 100$$

$$P_{(<100)} = (M_{(<100)} / M_{TF(105^{\circ}C)}) \times 100$$

- 2.2 Em relação à fracção $<100\mu\text{m}$ que é analisada no Sedigraph e para obtermos a textura do solo basta-nos reduzir os dados obtidos aos seguintes 4 lotes de partículas: $P'_{(>100)}$, $P'_{(100-20)}$, $P'_{(20-2)}$ e $P'_{(<2)}$, respectivamente as percentagens dos lotes >100 , 100-20, 20-2 e $<2\mu\text{m}$, expressas relativamente à amostra analisada no Sedigraph, ou seja, à fracção $<100\mu\text{m}$.

- 2.3 Para obter as percentagens dos lotes de areia grossa (P_{AG}), areia fina (P_{AF}), limo (P_L) e argila (P_A), temos de fazer:

$$P_{AG} = P_{(>200)}$$

$$P_{AF} = P_{(200 - 100)} + P_{(<100)} \times (P'_{(>100)} + P'_{(100-20)})$$

$$P_L = P_{(<100)} \times P'_{(20-2)}$$

$$P_A = P_{(<100)} \times P'_{(<2)}$$

Quadro A1.1 - Seleção do tamanho das amostras de solo a analisar no Sedigraph 5100

(tamanho das amostras expresso em g de solo seco a 105°C, para as condições prédefinidas no Quadro A1.2.)

	0 - 25	>25 - 50	>50 - 62.5	>62.5 - 75	>75 - 82.5	>82.5 - 87.5	>87.5 - 90
% de areia >100µm no solo	20	30	40	60	80	120	160
Amostra de solo necessária (g)	20	30	40	60	80	120	160
Sol. dispersante a adicionar (ml)	20	20	20	20	20	20	20

Quadro A1.2 - Condições prédefinidas

Conc. Objectivo no Sedigraph, aprox.	2%
Vol. Da susp. No copo de vidro, c/ total sed. <100µm	400 cm3
Conc. Da suspensão no copo de vidro	3,75%
=> massa de sedimentos <100µm na suspensão:	15 g
Vol. Da amostra a colocar no Sedigraph	25 cm3
=> massa de sedimentos no Sedigraph de:	0,938 g
Para diluir aprox. À conc. Objectivo indicada acima,	
=> um vol. Total de água no Sedigraph aprox. De:	46,88 cm3

Quadro A1.3 - Massa de sedimentos e volume de água a aplicar no Sedigraph para a concentração objectivo indicada no Quadro A1.2 e para os intervalos do Quadro A1.1

	0 - 25	>25 - 50	>50 - 62.5	>62.5 - 75	>75 - 82.5	>82.5 - 87.5	>87.5 - 90
Intervalos da % de areia >100µm no solo min. e máx. para cada intervalo (%)	0 25	25,6 50	50,1 62,5	62,6 75	75,1 82,5	82,6 87,5	87,6 90
Areia >100µm p/a cada amostra de solo referida (g)	0,00 5,00	7,68 15,00	20,04 25,00	37,56 45,00	60,08 66,00	99,12 105,00	140,16 144,00
Total de sedimentos <100µm na amostra de solo (g)	20,00 15,00	22,32 15,00	19,96 15,00	22,44 15,00	19,92 14,00	20,88 15,00	19,84 16,00
Conc. susp. (copo vidro), p/a vol. indicado abaixo (%)	5,00 3,75	5,58 3,75	4,99 3,75	5,61 3,75	4,98 3,50	5,22 3,75	4,96 4,00
Massa de sedim. que entram para o Sedigraph (g)	1,25 0,94	1,40 0,94	1,25 0,94	1,40 0,94	1,25 0,88	1,31 0,94	1,24 1,00
Vol. total água no Sedigraph p/a conc. object. (cm3)	62,50 46,88	69,75 46,88	62,38 46,88	70,13 46,88	62,25 43,75	65,25 46,88	62,00 50,00

ANEXO A2 - Resultados de alguns testes suplementares

A2.1 - Salpico em condições próximas da saturação

Testaram-se dois tipos de condições alternativas para os ensaios sem aplicação de água à superfície ($h_b=0$): com drenagem (mantendo uma tensão de 5 cm) e sem drenagem (identificados com "s/"). Esta comparação efectuou-se apenas para a areia e o solo Vx com chuvadas de 40 mm/h. Como seria de esperar, observou-se uma maior acumulação de água à superfície na modalidade sem drenagem. A média das taxas de recolha de sedimentos na modalidade sem drenagem foi significativamente menor que na modalidade com drenagem (para um nível de significância $\alpha=0,05$). A média \pm desvio padrão em ambas as modalidades foram respectivamente $0,36\pm 0,2$ e $1,07\pm 0,44$ g.m⁻².s⁻¹. A fina película de água acumulada nos ensaios sem drenagem exerceu um efeito importante sobre a perda de solo (ver Figura A2.1).

Para estudar o efeito da altura de água sobre o destacamento desde o valor de $h_b=0$, tornou-se evidente que seria indispensável garantir a drenagem das amostras para evitar a acumulação de água à superfície. Infelizmente, por dificuldades da técnica usada, algumas das primeiras amostras com drenagem (areia e solo Vx, para a intensidade de 40 mm/h), podem não ter sido sujeitas exactamente às mesmas condições de drenagem devido à entrada de ar nos tubos de drenagem. Em compensação, efectuou-se uma medição suplementar nestas amostras. Pesou-se o colector de salpico no fim de cada período de recolha, o que permitiu obter a água projectada no salpico, depois de subtrair o peso dos sedimentos.

AREIA

O gráfico da Figura A2.1 relaciona, para o caso da areia, a taxa de sedimentos projectados no salpico com a quantidade de água, também do salpico, e expressa em relação à chuvada aplicada no mesmo período de tempo (intervalos de 5 minutos). Admitindo que o volume de água projectado no salpico é um indicador da presença de água à superfície do solo, verifica-se que este resultados confirmam as observações, isto é, que as amostras sem drenagem acumularam maior quantidade água à superfície do solo. Sugerem também que não se terão mantido as mesmas condições de drenagem em todas as amostras da modalidade com drenagem e intensidade de 40 mm/h, atendendo à grande variação na quantidade de água

acumulada à superfície. No caso das intensidades de 20 e 80 mm/h, conseguiram-se, a este respeito, condições mais homogêneas. Atendendo a estas observações decidiu-se considerar na modalidade $h_b=0$ apenas as amostras de areia em que a água recolhida no salpico foi $< 0,11$ do total da chuvada aplicada, aproveitando um certo hiato que se segue a este valor, conforme se pode verificar no gráfico.

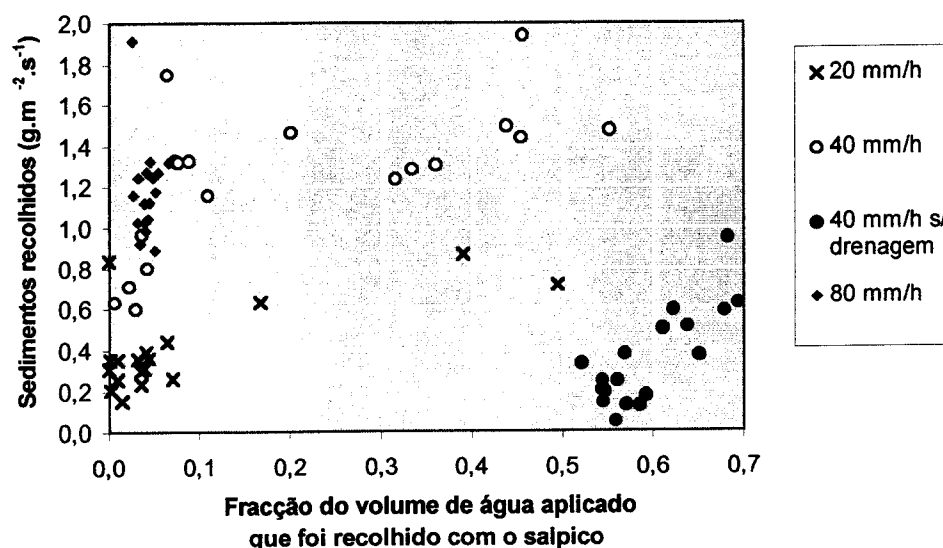


Figura A2.1 - Relação entre os sedimentos e o volume de água recolhidos no salpico, no caso da areia com $h_b=0$ mm.

Embora as taxas de salpico na modalidade de 40 mm/h sem drenagem sejam inferiores à modalidade de 40 mm/h com drenagem devido à maior acumulação de água à superfície, parece existir uma tendência contrária quando analisamos isoladamente os resultados das amostras com drenagem, particularmente para a intensidade de 40 mm/h e de 20 mm/h. Nesta duas modalidades esboça-se uma tendência para aumentar o salpico quando aumenta também a quantidade de água à superfície, pelo menos até certo ponto. Este comportamento pode resultar de deficiências no controlo da tensão de humidade, quer por oscilações nos valores de tensão fixados, quer pela aproximação ao valor de tensão de humidade pretendido (Sloneker et al., 1976). Segundo Ghadiri e Payne (1986) e Sloneker et al. (1976) a taxa de destacamento aumenta para valores de humidade próximos da saturação em resultado do decréscimo da coesão. O comportamento revelado na Figura A2.1 pode resultar dessa tendência de aumento do salpico até à saturação, para depois

decrecer quando a água presente na superfície atinge uma altura suficiente para interferir com a projecção de partículas.

SOLO Vx

Com o solo Vx e a intensidade 40 mm/h, realizaram-se também ensaios de $h_b=0$ com e sem drenagem das amostras. Tal como para a areia verificaram-se diferenças nas perdas de solo das duas modalidades, mas neste caso, as médias (\pm desvio padrão), 1,17 ($\pm 0,314$) e 0,75 ($\pm 0,368$) $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente para os ensaios com e sem drenagem, não podem ser consideradas significativamente diferentes para $\alpha=0,05$ ($p=0,16$), em parte, devido à relativa dispersão dos resultados em cada grupo. No decurso das chuvadas foi possível observar que os ensaios com drenagem apresentaram uma maior acumulação de água à superfície do que os ensaios correspondentes para a areia. Este facto pode ter resultado também de algumas falhas do sistema de drenagem, mas a maior regularidade e intensidade do fenómeno levam-nos a pensar que terá sido o reflexo da forte tendência deste solo para a formação duma crosta superficial (**Alexandre, 1989**). Em ambas as modalidades, com drenagem e sem drenagem, fizeram-se estimativas da fracção da superfície coberta com água ao fim de cada período de 5 minutos. A percentagem da área alagada situou-se entre os 65 e 95% nos ensaios sem drenagem e os 25% e 50% nos ensaios com drenagem. Para o conjunto destas amostras, com e sem drenagem, parece esboçar-se um máximo das taxas de salpico no intervalo entre 45 e 65% da área total ocupada com água.

Em resultado destas observações estabeleceu-se a seguinte interpretação para o conjunto dos resultados do solo Vx com $h_b=0$:

- à semelhança do que se verificou para a areia, parte da variabilidade dos resultados das modalidades com drenagem e sem drenagem pode justificar-se pela água acumulada à superfície do solo, neste caso avaliada pela percentagem de área coberta com água.
- devido à formação de crosta, as amostras com drenagem terão decorrido em condições de saturação da superfície superiores às que se verificaram para a mesma modalidade com a areia. Por este facto as taxas de salpico do solo Vx podem não ser comparáveis com as da modalidade correspondente da areia.
- nas amostras sem drenagem, o volume de água acumulado à superfície aumentou até um nível em que se começa a reduzir a perda de solo pelo salpico.

Apesar das justificações para a heterogeneidade dos resultados, não foi possível isolar um conjunto de amostras sujeitas a condições mais homogêneas, tanto na versão com drenagem, como na versão sem drenagem. Optou-se assim por manter a distinção entre ambos os conjuntos de resultados. Estas duas modalidades são também analisadas na última secção do Capítulo 4 em que se discute a influência da altura de água à superfície sobre a perda de solo pelo impacto de gotas.

SOLOS A E Pg

No caso dos solos A e Pg, os testes de altura de água nula só foram efectuados com drenagem e, para evitar o risco de acumulação de água à superfície do solo com o acentuar da degradação da estrutura da superfície, aplicou-se uma diferença de carga de 10 cm, em vez dos 5 cm usados para a areia e o solo Vx. Talvez por isso, mas também em resultado de um melhor controlo da ligação das amostras ao sistema de drenagem, os resultados revelaram-se bastante mais homogêneos. Assim, é de admitir que em condições de maior saturação as taxas do salpico possam ser um pouco mais elevadas do que as observadas.

- § -

Da análise deste ponto interessa salientar alguns aspectos com importância para a realização de testes de destacamento com teores de humidade próximos da saturação, nomeadamente a necessidade de:

- conseguir uma uniformização eficaz das condições de drenagem, dada a grande dependência da taxa de destacamento relativamente ao potencial mátrico do solo para valores próximos da saturação.
- evitar uma acumulação significativa de água à superfície, o que pode justificar a remoção periódica do excesso de água, em particular no caso de solos com taxas de infiltração mais baixas.

A2.2 - Efeito da quebra de continuidade da película de água

Quanto menor é a altura da camada de água sobre o solo maior é a importância relativa dos erros de leitura e dos erros devidos a oscilações não detectadas durante os períodos de chuva. Além disso, verifica-se ainda uma redução acentuada na perda de solo quando a altura de água sobre a bordadura da caixa de destacamento desce abaixo um determinado valor. Para as condições dos ensaios realizados neste trabalho verificou-se que esse valor foi inferior a 1 mm.

Podemos analisar a importância deste efeito comparando os resultados de alguns testes efectuados com o solo Vx, para a intensidade de 40 mm/h com a altura de água sobre o solo $h_s \approx 2$ mm, subdividida em dois conjuntos de amostras: um que teve o procedimento normal, com a superfície do solo nivelada pelo rebordo das caixas de destacamento de modo que a água aplicada cobre toda a amostra incluindo as paredes da caixa ($d_b=0$ e $h_b=2,16$ mm); e outro conjunto com a superfície nivelada 2 mm abaixo da bordadura da caixa de modo que o rebordo fica emerso e demarca o nível da água ($d_b=2$ e $h_b=0$ mm). No Quadro A2.1 indicam-se as condições e os resultados destes testes para dois períodos de 5 minutos. Atendendo ao montante de sedimentos recolhidos em 10 minutos de precipitação, e por não ser relevante para a comparação em causa, tomou-se a descida da superfície do solo como sendo nula.

Quadro A2.1 – Perda de solo (Q_s) com água a cobrir o rebordo da caixa de destacamento ($d_b = 0$ mm) e com água nivelada pelo rebordo ($d_b = 2$ mm)⁽¹⁾.

d_b (mm)	n	h_s \bar{x} (mm)	h_b		Q_s		Anova	
			\bar{x} (mm)	s	\bar{x} ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)	s	F	prob.
0	6	2,16	2,16	$\pm 0,22$	1,00	$\pm 0,46$	19,7	**0,0013
2	6	2,00	0,00	-	0,17	$\pm 0,04$		

⁽¹⁾ ensaios com o solo Vx, chuvadas de 40 mm/h, 65% ECR, altura de água nominal de 2 mm.

** médias da perda de solo significativamente diferentes para $\alpha=0,01$.

A taxa de sedimentos recolhidos para nos dois tipos de testes é significativamente diferente $\alpha=0,01$. Isto mostra como, no limite, a eliminação da continuidade da película de água sobre a bordadura da caixa de destacamento altera radicalmente as condições de transporte dos sedimentos. Com excepção de d_b todos os restantes



factores são semelhantes, é pois admissível que as taxas de destacamento em ambos os grupos também sejam aproximadas. A principal diferença reside nas condições de transporte. Quando a camada de água é delimitada pela bordadura das caixas de destacamento, o transporte submerso dos sedimentos é interrompido e a saída de sedimentos passa a dar-se praticamente só pela projecção no salpico, causando uma descida acentuada na taxa de perda de solo.

Este exemplo ilustra bem a importância da diferenciação entre taxa de destacamento e taxa de perda de solo, mesmo para amostras em caixas de destacamento. Também justifica que no Capítulo 4 seja dada particular atenção às alturas de água sobre a bordadura das caixas de destacamento (h_b) juntamente com a altura sobre o solo (h_s) principalmente para os ensaios com altura nominal, $h_b=1$ mm. Permite ainda diferenciar a abordagem experimental usada neste trabalho de outras abordagens com caixas de destacamento, como no caso de **Proffitt et al. (1989)**, em que o nível da água é delimitado pelo rebordo. Assim, em igualdade de outros factores, é de esperar que a abordagem aqui usada origine maiores taxas de perda de solo do que o método de **Proffitt et al. (1989)**, como reflexo da redução das interferências no processo de transporte pela chuva com uma camada de água à superfície.

Pode concluir-se que a utilização das caixas de destacamento em ensaios com películas de água à superfície, muito delgadas (alturas inferiores a 1 mm nas condições destes ensaios), obriga a cuidados especiais. Ligeiras diminuições da altura de água levam à interrupção do fluxo do transporte submerso, reduzindo substancialmente o total de sedimentos recolhidos.

ANEXO A3 - Erros experimentais da técnica das caixas de destacamento

A3.1 - Detecção e minimização dos erros³

Quadro A3.1 - Análise da evolução da perda de solo acumulada numa chuvada (Q_{SP}) e das suas causas prováveis, para o caso de solos. Para areias basta excluir os efeitos S_i e S_f .

	h=0	h>0	
		h<h _c (h _{<c})	h>h _c (h _{>c})
Q_{SP} linear			
	(0 ... 0)	(0 ... 0) (K, S _i ... h _{<c}) ou ainda h _{<c} instável	(0 ... 0) 0 na fase final implica pequena perda de sed.
Q_{SP} não linear			
(+ ... 0)	(K, S _i ... 0)	(K, S _i ... 0, B, h _{<c} , S _f) (... 0) implica B + S _f ≅ h _{<c}	(K, S _i ... 0)
(0 ... -)	(0 ... B, S _f)	(0, ... B, h _{<c} , S _f) implica que B + S _f > h _{<c}	(0, ... B, h _{>c} , S _f)
(+ ... -)	(K, S _i ... B, S _f)	(K, S _i ... B, h _{<c} , S _f) implica que B + S _f > h _{<c}	(K, S _i ... B, h _{>c} , S _f)

Legenda (ver também secção 2.4.3):

h - aumento da altura de água à superfície, pela perda de solo; h_c - altura de água crítica

K - principalmente para areias, maior taxa de recolha inicial, eventualmente devido a maior abundância de partículas soltas à superfície nos momentos iniciais.

B - efeito devido ao desnível entre a superfície e o rebordo da caixa de destacamento

S - efeito devido à alteração da superfície do solo;

S_i - influência na fase inicial do ensaio, traduz-se por maior destacamento;

S_f - influência na fase final, em geral implica o decréscimo da taxa de destacamento.

Antes das reticências indicam-se os efeitos que ocorrem na fase inicial dos ensaios, após as reticências os que se acentuam no decorrer dos ensaios. Os sinais (+) e (-) significam que o efeito a que se referem induz, respectivamente, um aumento ou uma diminuição da taxa de perda de solo relativamente ao valor médio no período total considerado, representado por 0.

Quadro A3.2 - Critérios de avaliação/minimização dos erros induzidos pelo método das caixas de destacamento, através da análise da variação temporal dos sedimentos acumulados (Q_{SP}).

Efeito K (+ ...)	
Areia	
h=0 ou h>0	Com h=0 é de admitir a existência deste efeito se a regressão de Q_{SP} em escala logarítmica, para cada amostra, tiver $b \neq 1$ (signif.), mas se por eliminação dos valores do(s) primeiro(s) intervalo(s) de recolha, passar a $b=1$. Para h>0 o mesmo critério pode não ser tão objectivo devido ao aumento de h ao longo do tempo, o que pode impedir que $b=1$ mesmo com a eliminação dos intervalos iniciais.
Solo	
h=0 ou h>0	No caso dos solos é difícil separar este efeito da evolução da superfície; no entanto, é de admitir que o decréscimo da taxa de destacamento devido ao efeito K seja mais rápido do que o decréscimo resultante da alteração da superfície do solo.

³ ver secção 2.4.3.

Quadro A3.2 - Cont.

Efeito B (... -)	
Areia	
h=0	<ol style="list-style-type: none"> 1. É de admitir a existência deste efeito sempre que em cada amostra, a regressão de Q_{SP} em escala logarítmica tiver $b \neq 1$ (signif.) e se por eliminação do(s) último(s) intervalo(s) de recolha, passar a $b=1$. 2. Como verificação complementar, a análise de covariância das regressões de Q_{SP} em escala logarítmica, para diferentes intensidades de chuva (<u>com todas as repetições</u> para cada intensidade), permite testar a igualdade dos declives: <ol style="list-style-type: none"> 2.1. um declive significativamente menor nos ensaios de maior intensidade, (aqueles em que se atinge maior P e maior perda de sedimentos para o mesmo intervalo de tempo), pode traduzir uma interferência não desprezável da bordadura da caixa. 2.2. se os declives não são significativa/ diferentes pode-se testar a igualdade das intersecções que, a verificar-se, revela que os sedimentos acumulados não dependem da intensidade mas apenas do total de chuva aplicada.
h>0	<p>É difícil de separar o efeito B do efeito simultâneo do aumento da altura de água à superfície. Assim, a taxa de destacamento pode decrescer ao longo do ensaio mesmo que o efeito B tenha pouco significado, portanto, não se pode avaliar este efeito pela linearidade de Q_{SP}. Mas podem considerar-se outros testes:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. A análise de covariância das rectas de regressão de Q_{SP} em escala logarítmica, para diferentes intensidades permite testar a igualdade dos declives e avaliar se a acção conjunta do efeito B e do aumento de h se mantém constante para as intensidades testadas. No entanto: <ol style="list-style-type: none"> 1.1. para $h < h_c$ este teste pode não ser muito eficaz na detecção do efeito B, dado que a sua tendência decrescente pode ser compensada pela tendência oposta devido à progressiva aproximação de h até h_c; 1.2. para $h > h_c$ só é plausível admitir que não haverá diferenças significativas entre os declives enquanto as perdas de sedimentos acumuladas se mantêm baixas e portanto h varia pouco. 2. Será mais eficaz avaliar a importância do efeito B comparando (pela ANOVA) as taxas de sedimentos recolhidos em ensaios com iguais alturas de água e diferentes desníveis da superfície relativamente à bordadura das caixas de destacamento.
Solo	
h=0	<p>O efeito B conjuga-se com o efeito de alteração da superfície (S_f) contribuindo ambos para o decréscimo da perda de solo, o que dificulta a identificação do efeito B. Com algumas restrições, pode-se aplicar os testes 1 e 2 referidos para a areia ($h=0$):</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Só aplicável se a taxa de destacamento já tiver estabilizado anteriormente. 2. O teste 2 tem menos restrições; é de admitir o efeito B se Q_{SP} em escala logarítmica tiver declives significativamente diferentes para intensidades diferentes, mais especificamente, se o declive decrescer com o aumento da intensidade.
h>0	<p>Pode-se considerar o mesmo tipo de testes indicados para a areia ($h>0$), mas é necessário ter presente que podem actuar em simultâneo: o efeito B, o aumento de h e a alteração da superfície (S_f). Assim:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. A análise de covariância das regressões Q_{SP} em escala logarítmica tem interesse fundamentalmente para avaliar se a tendência evolutiva da perda de solo, afectada pela acção de alguns ou de todos os três efeitos perda de solo, sofre alguma alteração com o aumento de P. 2. É preferível comparar as perdas de solo obtidas com iguais alturas de água e diferentes desníveis relativamente à bordadura da caixa, para os mesmos períodos de tempo, de modo a que as condições da superfície também sejam semelhantes.

A3.2 - Aplicação aos resultados dos ensaios efectuados

1 - Evolução da perda de solo acumulada

Na secção 2.4.2 discutem-se as principais causas para a variação temporal da taxa de perda de solo em ensaios de simulação de chuva em caixas de destacamento. Na secção 2.4.3 e no Anexo A3.1 são apresentadas propostas para a avaliação e eventual eliminação dos erros associados à técnica das caixas de destacamento (efeitos K e B). Na análise que aqui se apresenta, e também na secção seguinte deste Anexo, são aplicados alguns desses procedimentos, que passam em grande medida pela análise da regressão da função potência (2.4):

$$Q_{sP} = a_p \cdot P^{b_p}$$

com, Q_{sP} o valor acumulado dos sedimentos recolhidos ou da perda de solo ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), P a precipitação acumulada (mm), a_p um parâmetro em $\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$ e b_p um parâmetro adimensional. Efectua-se a regressão linear após a transformação logarítmica de ambas as variáveis.

No caso da areia, calculou-se, para cada amostra, a regressão dos sedimentos recolhidos com a chuva acumulada e testou-se a hipótese de $b_p=1$, para $\alpha=0,05$. Nos casos em que tal não se verificou seguiram-se os critérios já indicados em 2.4.3 e em A3.1, para avaliar se a não linearidade poderia ser atribuída aos efeitos K ou B. Atendendo a que os ensaios realizados envolveram apenas seis períodos de recolha de sedimentos, admitiu-se eliminar no máximo o período inicial e o final:

$h_b = 0$ mm: em todas as amostras foi necessário eliminar os resultados do primeiro intervalo de 5 minutos para não rejeitar a hipótese de $b_p=1$; apenas em uma das amostras com maior perda de sedimentos (com 80 mm/h) foi necessário eliminar, também, o último intervalo de tempo para não rejeitar $b_p=1$; só duas amostras mantiveram um b_p significativamente diferente de 1, sem se justificarem outras eliminações.

$h_b = 2$ mm: com $h_b > 0$, devido à progressiva descida da superfície com o aumento de h_s , pode-se obter $b_p < 1$ sem que tal implique forçosamente a existência do efeito K e/ou B. Deste modo, para não provocar alterações indevidas nos dados, admitiu-se apenas a eliminação do primeiro intervalo de tempo caso apresentasse um valor muito superior aos restantes, o que se veio a justificar apenas em três amostras.

$h_b = 5$ mm: aplicou-se o mesmo critério que para $h_b=2$ mm mas neste caso não se justificou qualquer eliminação.

$h_b = 10$ mm: não se considerou necessária qualquer eliminação atendendo às baixas quantidades de sedimentos recolhidos.

Para a análise da evolução dos sedimentos acumulados, os valores dos intervalos eliminados foram substituídos pelo valor médio do ensaio respectivo.

Em relação aos solos, os procedimentos propostos em 2.4.3 não incluem as regressões para cada amostra como forma de detectar os efeitos K e B. Justifica-se ainda a regressão para o conjunto das repetições de cada modalidade. No Quadro A3.3 apresentam-se os resultados dessas regressões com a função potência (2.4), tanto para a areia como para os solos. Grande parte das regressões indicadas nesse Quadro estão representadas nos gráficos das Figuras A3.1 à A3.10.

Todas as regressões têm uma elevada significância e pode-se verificar pelos valores do teste de t que a maioria das modalidades da areia apresentam um expoente b_p que não é significativamente diferente de 1 ($p>0,05$). Constituem uma excepção os casos de intensidade 20 e 80 mm/h com $h_b=5$ mm. Este facto é admissível atendendo a que à partida o valor de h_s já é relativamente elevado e portanto, o aumento de h_s no decurso dos ensaios pode contribuir para baixar a taxa de destacamento e de perda de solo. Esta justificação será tanto mais plausível quanto maior for a perda de sedimentos envolvida e assim, tem mais sentido para a intensidade de 80 mm/h.

Em contrapartida, no caso dos três solos, a maioria das regressões revela expoentes significativamente <1 (para $\alpha=0,05$ e mesmo $\alpha=0,001$), com algumas excepções:

- solos A e Pg com $h_b=10$ mm; estes casos podem-se explicar pelo baixo valor da perda de solo, pela pequena alteração da superfície e pelo quase insignificante aumento da altura de água durante os ensaios. Com $h_b=10$ mm, os baixos valores da perda de solo tornam-se mais sensíveis a pequenas variações aleatórias e a erros experimentais o que poderá justificar a baixa probabilidade obtida no teste de t no caso do solo Vx e, embora maior, também no solo A.
- solo Vx com $h_b=5$ mm; esta modalidade apresentou perdas de solo relativamente constantes ao longo dos ensaios (ver Figura 4.10). As oscilações do nível da água foram inferiores a 0,7 mm. A alteração da superfície não terá sido suficiente para fazer decrescer significativamente a perda de solo nos 30 minutos dos ensaios.

Quadro A3.3 - Regressão dos sedimentos recolhidos, Q_{SP} ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$) com a precipitação acumulada, P (mm), após transformação logarítmica. Ensaios com 65% ECR.

Ref. (Int h_b)	Regressão $Q_{SP} = a_p \cdot P^{b_p}$						Signif. ⁽²⁾		Teste t ⁽³⁾ ($b_p=1$)	
	n	log(a_p) i.c. ⁽¹⁾ (log)	a_p $\text{g}\cdot\text{m}^2\cdot\text{mm}^{-1}$	b_p i.c. ⁽¹⁾	r^2	F	prob.	t	prob.	
Arg.										
20 00	18	-1,27 ± 0,05	0,05	1,01 ± 0,07	0,98	888,8	1,9E-15	0,3	0,75	
40 00	18	-1,16 ± 0,31	0,07	1,02 ± 0,29	0,77	54,0	1,6E-06	0,2	0,88	
80 00	18	-1,30 ± 0,09	0,05	1,01 ± 0,07	0,98	943,8	1,2E-15	0,3	0,80	
20 02	18	-0,79 ± 0,07	0,16	1,00 ± 0,10	0,97	464,1	3,0E-13	0,0	0,98	
40 02	18	-0,79 ± 0,08	0,16	0,94 ± 0,07	0,98	737,8	8,2E-15	-1,8	0,09	
80 02	18	-0,79 ± 0,21	0,16	1,00 ± 0,16	0,92	172,8	5,4E-10	0,0	0,98	
20 05	18	-1,02 ± 0,03	0,10	0,88 ± 0,04	0,99	2259,8	1,2E-18	-6,3	***1,2E-05	
40 05	30	-1,01 ± 0,11	0,10	0,94 ± 0,10	0,92	340,6	3,3E-17	-1,2	0,24	
80 05	18	-0,90 ± 0,18	0,13	0,86 ± 0,14	0,92	172,3	5,5E-10	-2,2	* 0,04	
20 10	18	-1,95 ± 0,19	0,01	1,14 ± 0,26	0,85	89,8	5,8E-08	1,2	0,25	
40 10	18	-1,76 ± 0,27	0,02	0,87 ± 0,26	0,76	51,3	2,2E-06	-1,1	0,28	
80 10	18	-1,69 ± 0,24	0,02	0,84 ± 0,18	0,85	93,5	4,4E-08	-1,9	0,08	
Solo A										
40 00	18	-0,70 ± 0,08	0,20	0,58 ± 0,08	0,94	256,2	2,9E-11	-11,6	***3,4E-09	
80 00	18	-0,62 ± 0,06	0,24	0,57 ± 0,04	0,98	832,8	3,2E-15	-21,9	***2,4E-13	
40 01	18	-0,97 ± 0,06	0,11	0,97 ± 0,05	0,99	1400,9	5,2E-17	-1,3	0,20	
80 01	30	-0,78 ± 0,09	0,17	0,85 ± 0,07	0,96	665,2	4,7E-21	-4,6	***9,2E-05	
40 02	24	-0,96 ± 0,15	0,11	0,95 ± 0,14	0,90	190,9	2,53E-12	-0,7	0,47	
40 03	24	-0,80 ± 0,13	0,16	0,76 ± 0,12	0,88	166,3	9,9E-12	-4,1	***4,7E-04	
80 03	18	-0,87 ± 0,17	0,13	0,87 ± 0,13	0,93	201,8	1,7E-10	-2,2	* 0,04	
40 10	18	-1,66 ± 0,33	0,02	0,71 ± 0,32	0,58	21,8	2,6E-04	-2,0	0,07	
Solo Pg										
40 00	18	-0,47 ± 0,03	0,34	0,48 ± 0,03	0,98	896,8	1,8E-15	-32,7	***4,5E-16	
80 00	18	-0,50 ± 0,09	0,32	0,55 ± 0,07	0,95	299,2	8,9E-12	-14,2	***1,7E-10	
40 01	24	-0,91 ± 0,08	0,12	0,91 ± 0,07	0,97	678,6	5,0E-18	-2,5	* 0,02	
80 01	18	-0,66 ± 0,10	0,22	0,82 ± 0,07	0,97	560,3	7,0E-14	-5,2	***9,2E-05	
40 02	30	-0,77 ± 0,07	0,17	0,85 ± 0,07	0,96	683,8	3,23E-21	-4,7	***6E-05	
40 03	30	-0,78 ± 0,13	0,16	0,77 ± 0,13	0,84	151,1	8,5E-13	-3,6	***1,1E-03	
80 03	24	-0,62 ± 0,08	0,24	0,71 ± 0,06	0,96	586,9	2,3E-17	-10,0	***1,3E-09	
40 10	18	-2,20 ± 0,09	0,01	1,01 ± 0,09	0,97	611,2	3,6E-14	0,3	0,73	
Solo Vx										
40 00	24	-0,54 ± 0,17	0,29	0,66 ± 0,17	0,76	68,0	3,6E-08	-4,2	3,9E-04	
40 01	18	-0,74 ± 0,23	0,18	0,77 ± 0,22	0,78	55,4	1,4E-06	-2,2	* 0,04	
40 02	18	-0,92 ± 0,24	0,12	0,83 ± 0,23	0,78	56,6	1,2E-06	-1,6	0,13	
80 02	18	-0,52 ± 0,07	0,30	0,66 ± 0,05	0,98	774,4	5,6E-15	-14,5	***1,3E-10	
40 05	18	-1,58 ± 0,26	0,03	0,96 ± 0,25	0,81	67,9	3,8E-07	-0,3	0,74	
40 10	18	-1,92 ± 0,28	0,01	0,71 ± 0,27	0,66	31,7	3,7E-05	-2,4	* 0,03	

¹ Intervalos de confiança dos parâmetros para 95% de probabilidade.

² Todas as regressões são significativas com $p < 0,001$.

³ Resultados da hipótese de $b_p=1$, dados pelos valores de t e respectiva probabilidade.

* valores de b_p significativamente diferentes de 1 para $\alpha = 0,05$.

*** valores de b_p significativamente diferentes de 1 para $\alpha = 0,001$.

- solos A e Vx com intensidade de 40 mm/h e $h_b=2$ mm; nestes casos pode verificar-se uma compensação entre a tendência para o decréscimo da taxa de destacamento, devido ao aumento da resistência da superfície do solo, e um incremento da perda de solo pelo facto da altura de água aumentar para valores próximos de uma eventual altura crítica (ver 2.3.6. e 4.6). O solo A é aquele em que expoente se aproxima mais de 1 e provavelmente aquele em que fará mais sentido a explicação anterior. O solo Vx apresenta um valor de b_p semelhante ao do solo Pg para a mesma modalidade, com a diferença que no Pg, o expoente é significativamente diferente de 1 (para $\alpha=0,05$), enquanto no Vx, devido à maior dispersão dos resultados, a probabilidade de $b_p=1$ é ligeiramente $>0,05$. Nestes solos (Vx e Pg) a aproximação da altura de água à altura crítica, não compensa o aumento da resistência da superfície ou a acumulação de partículas grosseiras.
- solo A com 40 mm/h intensidade e $h_b=1$ mm; a altura de água à superfície atingiu os valores mais elevados desta modalidade precisamente com o solo A (cerca de 3,0 mm). Admite-se que a menor densidade aparente do solo A contribuiu para uma maior descida da superfície e um aumento da altura de água até valores próximos da altura crítica.

AREIA

No gráfico da Figura A3.1 verifica-se que eliminação dos valores excessivos do primeiro intervalo de recolha em algumas amostras da areia com $h_b=0$ (efeito K), permite obter declives das rectas para as intensidades de 20, 40 e 80 mm/h muito próximos de 1. Pode observar-se ainda, no caso da intensidade de 40 mm/h, a maior dispersão dos resultados devido a uma amostra com valores mais elevados. Apesar da aplicação dos critérios discutidos no Anexo A2.1 para reduzir a diversidade de condições quanto à acumulação de água à superfície nesta modalidade, verifica-se ainda uma razoável heterogeneidade de valores, que contribui para o mais baixo coeficiente de determinação nesta intensidade.

Nos restantes gráficos apresentados para a areia verifica-se igualmente uma grande proximidade dos declives das rectas, que se confirma pela análise de covariância no Quadro A3.4. Dado que não é evidente uma redução do declive com o aumento da intensidade, somos levados a admitir que no caso da areia não se verificou o aumento da interferência da bordadura das caixas de destacamento (efeito B).

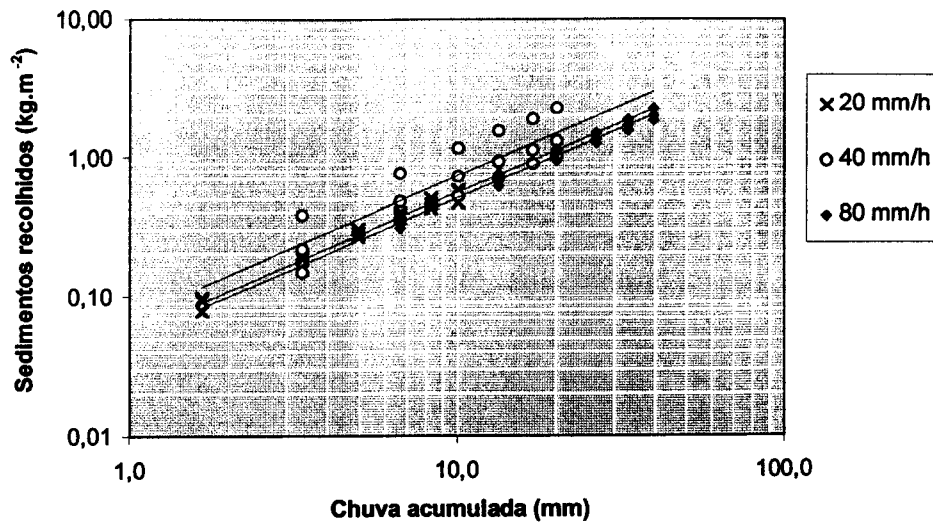


Figura A3.1 – Valores acumulados dos sedimentos recolhidos nos ensaios para a areia, com chuvas de 65% ECR e $h_b=0$ mm.

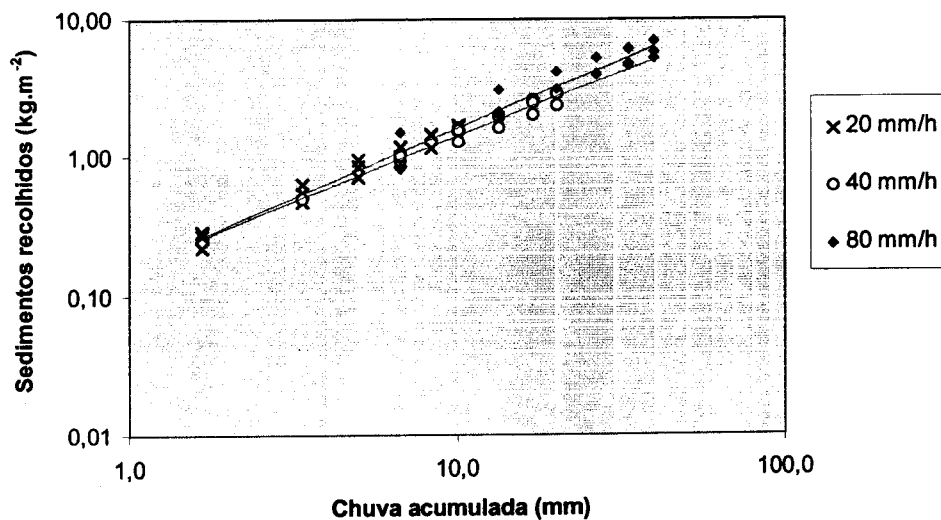


Figura A3.2 – Valores acumulados dos sedimentos recolhidos nos ensaios para a areia, com chuvas de 65% ECR e $h_b=2$ mm.

Ainda para o caso da areia, verifica-se que os sedimentos recolhidos dependem essencialmente da precipitação total aplicada e não da intensidade.

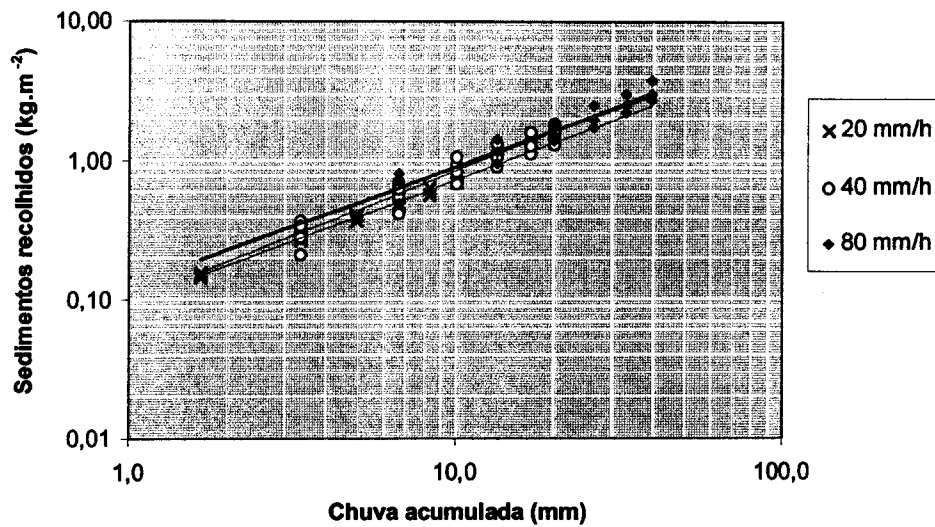


Figura A3.3 - Valores acumulados dos sedimentos recolhidos nos ensaios para a areia, com chuvadas de 65% ECR e $h_b=5$ mm.

SOLO A

Para $h_b=0$, observa-se um grande paralelismo das regressões das intensidades de 40 e 80 mm/h (Figura A3.4). Confirma-se pela análise de covariância (Quadro A3.4), que a diferença entre os declives dessas duas rectas não é significativa, o que sugere uma evolução do destacamento e transporte, semelhante em ambas as intensidades.

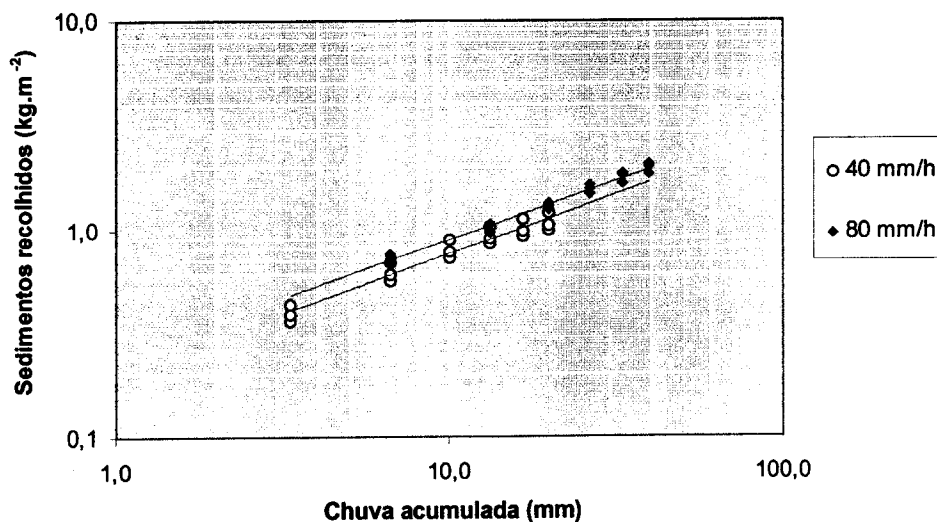


Figura A3.4 - Perda de solo acumulada com o solo A, 65% ECR e $h_b=0$ mm.

No gráfico seguinte, para o solo A com $h_b=1$ mm, temos um dos dois casos em que as rectas para cada intensidade apresentam declives significativamente diferentes para um nível de significância $\alpha=0,05$ (Quadro A3.4), sendo de 0,97 para a intensidade de 40 mm/h e de 0,85 para a de 80 mm/h. Para o menor declive (expoente da função potência) desta última intensidade deve ter contribuído o facto de alguns ensaios terem sofrido uma redução da lâmina de água sobre as paredes das caixas de destacamento, principalmente na segunda metade dos ensaios. Como vimos no Anexo 2.2, isso limitar o transporte de sedimentos para o exterior. Apesar deste problema, outros factores podem ter contribuído para o decréscimo das taxas de perda de solo nas chuvadas de maior intensidade, nomeadamente, o aumento da interferência da bordadura das caixas de destacamento, o aumento da altura de água devido à maior descida da superfície e ainda o aumento da resistência da superfície devido à maior energia aplicada para igual período de tempo.

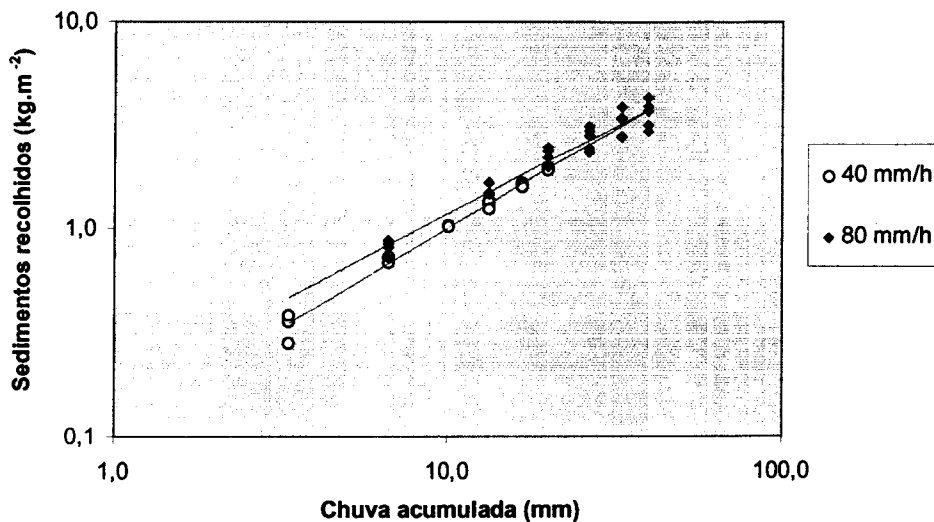


Figura A3.5 - Perda de solo acumulada com o solo A, 65% ECR e $h_b=1$ mm.

Apesar da aparência da Figura A3.6 para o solo A e $h_b=3$ mm, não se pode rejeitar a hipótese de ambos os declives das rectas serem iguais ($p>0,05$; ver Quadro A3.4). Ao contrário do que seria de esperar, é a modalidade de maior intensidade que apresenta o expoente mais alto, apesar da altura de água aumentar mais neste caso (4,7 mm de altura média sobre o solo com a intensidade de 80 mm/h, contra 3,8mm

para a intensidade de 40 mm/h - ver Quadro 4.1). Na Figura A3.6 e também na Figura 4.5, verifica-se que o menor expoente para a intensidade de 40 mm/h parece resultar de uma maior variabilidade dos resultados nos primeiros 5 minutos. É plausível que os valores mais elevados nos momentos iniciais, basicamente de uma amostra, resultem de variações não controladas nas características da superfície do solo. A maior agregação deste solo (ver Quadro 3.2 e Figura 3.7) pode ter particular importância na evolução da superfície das amostras, em virtude do total de agregados expostos ao impacto das gotas e da influência que estes exercem nos processos de desagregação, destacamento, transporte e consolidação da superfície.

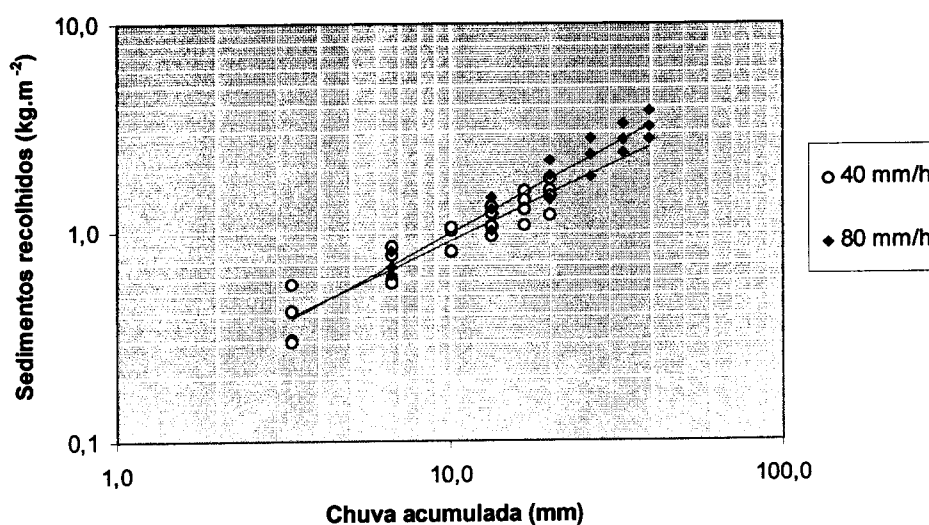


Figura A3.6 - Perda de solo acumulada com o solo A, 65% ECR e $h_b=3$ mm.

SOLO PG

No primeiro gráfico para o solo Pg (Figura A3.7), na modalidade sem a camada de água à superfície, observa-se uma pequena diferença entre os declives das rectas de cada intensidade. Os declives não são significativamente diferentes para $\alpha=0,05$ (ver Quadro A3.4), no entanto, a probabilidade de serem iguais é apenas ligeiramente superior ao limite de significância referido ($p=0,06$). Em ambos os casos b_p é significativamente menor que 1.

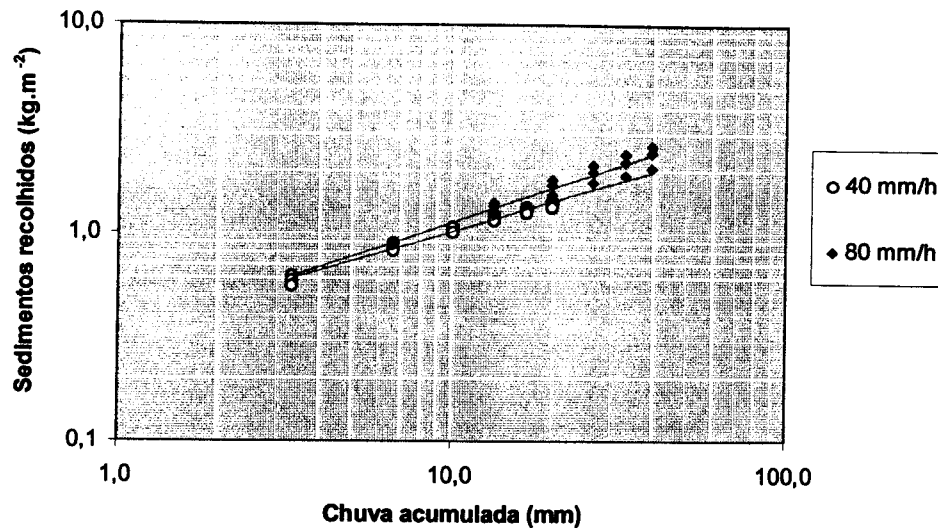


Figura A3.7 - Perda de solo acumulada com o solo Pg, 65% ECR e $h_b=0$ mm.

No caso de $h_b=1$ mm, passa-se o mesmo que para $h_b=0$ mm, os declives das rectas não são significativamente diferentes para $\alpha=0,05$, mas por uma pequena margem ($p=0,08$). Os expoentes diferem apenas em 0,09 (ver Quadro A3.3).

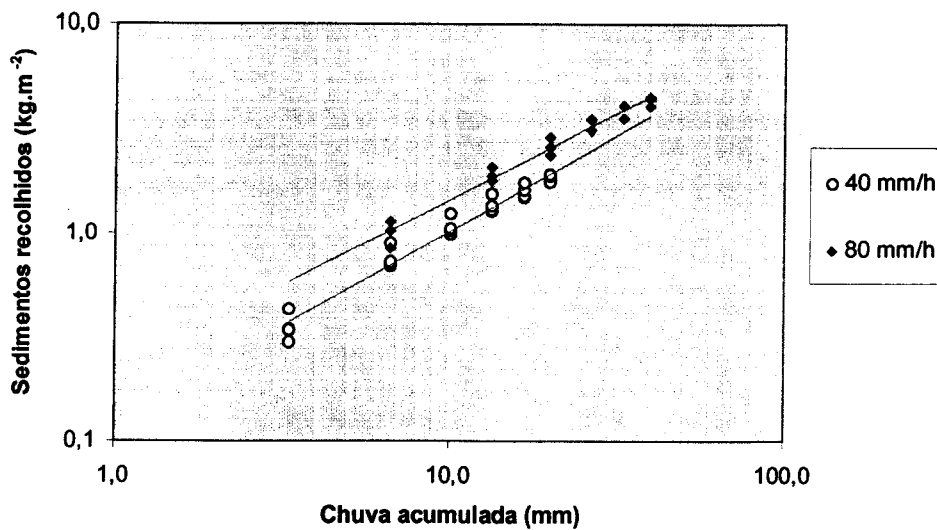


Figura A3.8 - Perda de solo acumulada com o solo Pg, 65% ECR e $h_b=1$ mm.

No gráfico anterior (e também nos seguintes, com o solo Pg e com o solo Vx) é mais evidente o afastamento entre as duas rectas, ou seja, verifica-se uma maior diferença entre os valores da intersecção das rectas no eixo das ordenadas. Isto significa que, ao contrário do que viu com a areia, para igual quantidade de chuva aplicada, a perda de solo é maior para a chuvada com maior intensidade (ver secção 4.4).

O gráfico para $h_b=3$ mm, apresenta-nos uma evolução semelhante à observada para $h_b=1$ mm, com uma diferença importante: os declives das duas rectas, apesar de muito próximos (0,06 de diferença - ver Quadro A3.3), são significativamente diferentes para $\alpha=0,001$ (Quadro A3.4).

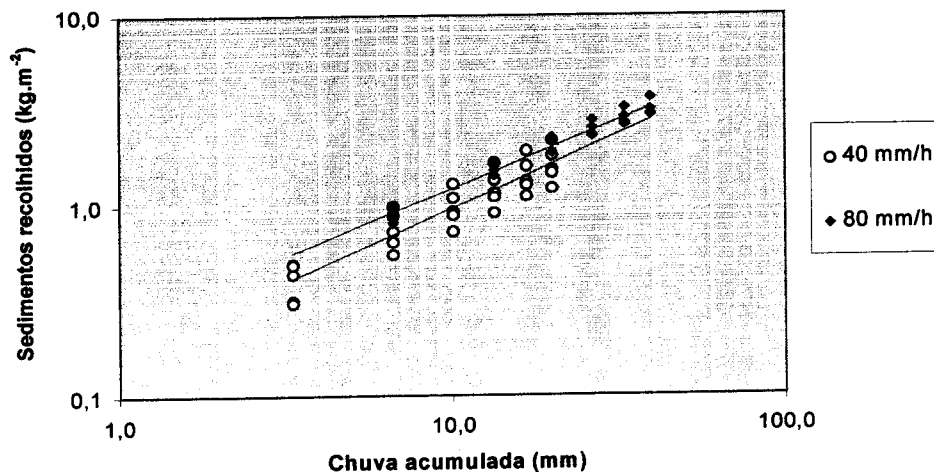


Figura A3.9 - Perda de solo acumulada com o solo Pg, 65% ECR e $h_b=3$ mm.

SOLO Vx

No gráfico para o solo Vx sobressai a grande dispersão de valores para o caso da intensidade de 40 mm/h, em particular para os primeiros intervalos de tempo numa amostra que apresenta taxas de perda de solo muito superiores às das outras duas. Esta diferença, não sendo justificável pela relativa homogeneidade das variáveis de controlo (ver Quadro 4.1), admite-se que resulte da heterogeneidade da superfície do solo e que não terá sido detectada durante a preparação das amostras. Em contraste com a situação anterior a série para a intensidade de 80 mm/h revela uma homogeneidade surpreendente. Com efeito, verifica-se pelos intervalos de confiança das regressões para o solo Vx, que o caso de excepção parece ser a uniformidade

de valores obtidos com a intensidade de 80 mm/h. Em virtude da grande dispersão de valores da intensidade de 40 mm/h e também do número limitado de amostras os declives das duas rectas não são significativamente diferentes, embora a probabilidade de serem iguais seja relativamente baixa ($p=0,14$ - ver Quadro A3.4).

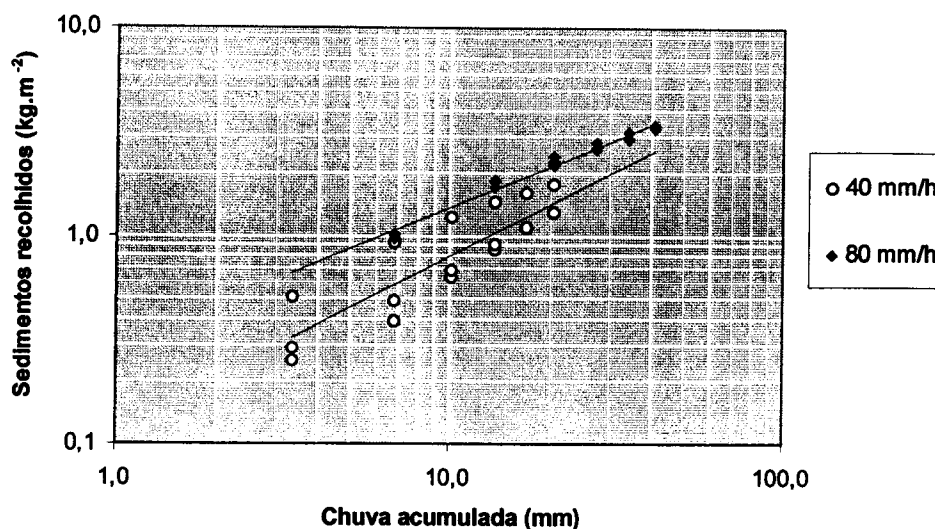


Figura A3.10 - Perda de solo acumulada com o solo Vx, 65% ECR e $h_b=2$ mm.

ANÁLISE DE COVARIÂNCIA

No Quadro A3.4 temos os resultados da análise de covariância às regressões apresentadas no Quadro A3.3, comparando as modalidades que diferem apenas quanto à intensidade. Resumindo assinala-se que:

- temos apenas dois casos em que se pode rejeitar a hipótese da igualdade entre os declives das rectas, para um nível de significância $\alpha=0,05$ (solo A com $h_b=1$ mm e solo Pg com $h_b=3$ mm).
- entre os casos em que não se pode rejeitar a hipótese de igualdade dos declives, as três primeiras modalidades da areia e o solo A com $h_b=0$ mm, apresentam uma elevada probabilidade de semelhança dos declives.
- entre os solos com baixa probabilidade de igualdade dos declives, isto é, o solo A com $h_b=1$ e 3 mm, o solo Pg com $h_b=0, 1$ e 3 mm e o solo Vx com $h_b=2$ mm, é a intensidade de 80 mm/h que tem menor declive, com excepção dos solos A com $h_b=3$ mm e Pg com $h_b=0$ mm, em que é a intensidade de 40 mm/h.

Quadro A3.4 - Análise de covariância às regressões do Quadro A3.3, para ensaios com 65% ECR, h_b equivalentes e diferentes intensidades de chuva.

Ref. (h_b)	declive (b_p)		b_p comum	intersec. (a_p)	
	F	prob. ⁽¹⁾		F	prob. ⁽²⁾
Areia					
00	0,01	0,99	1,01	12,0	5,6E-05
02	0,40	0,67	0,98	9,2	3,9E-04
05	0,75	0,48	0,90	5,8	5,0E-03
10	2,33	0,11	0,95	48,1	2,2E-12
Solo A					
00	0,07	0,79	0,57	12,7	3,6E-05
01	6,04	* 0,02	-	-	-
03	1,54	0,22	0,80	5,8	5,0E-03
Solo Pg					
00	3,9	0,06	0,51	23,5	2,9E-05
01	3,3	0,08	0,87	76,4	1,0E-10
03	48,2	***7,5E-09	-	-	-
Solo Vx					
02	2,2	0,14	0,74	22,8	3,6E-05

¹ teste à igualdade dos declives das rectas

* declives significativamente diferentes para $\alpha = 0,05$

*** declives significativamente diferentes para $\alpha = 0,001$

² teste à igualdade dos valores da intersecção no caso das rectas com declives não significativamente diferentes; todos significativamente diferentes para $\alpha = 0,001$.

Em relação a estas duas excepções, em que a regressão para a intensidade de 80 mm/h apresenta um declive superior à de 40 mm/h, (solos A com $h_b=3$ mm e Pg com $h_b=0$ mm), parece plausível concluir-se que o efeito de interferência da bordadura das caixas de destacamento não terá sido muito importante, pois a manifestar-se deveria afectar mais as amostras com maior perda de solo, ou seja, as de maior intensidade.

Nos casos em que o menor declive das rectas ocorre para a maior intensidade da chuvada (solo A com $h_b=1$ mm, solo Pg com $h_b=1$ e 3 mm e solo Vx com $h_b=2$ mm) torna-se difícil avaliar até que ponto essa tendência para um maior decréscimo da perda de solo com o aumento da intensidade resulta duma maior interferência da bordadura, do aumento da altura de água acima da altura crítica, ou ainda de um aumento da resistência da superfície devido ao maior fornecimento de energia. Atendendo à evolução linear observada para a modalidade 80 65 02 da areia, em que o valor do desnível da superfície relativamente à bordadura atingiu no final do

ensaio, numa amostra, um valor ligeiramente superior a 4 mm, (valor semelhante ao registado também numa amostra do solo A na modalidade 80 65 01), somos levados a considerar que o efeito de interferência da bordadura não deve ser o efeito mais relevante para a diminuição do declive nas regressões referidas. No ponto seguinte deste Anexo tentaremos analisar por outro meio a validade desta conclusão.

No Quadro A3.4 inclui-se também o valor do declive comum das rectas para cada conjunto de modalidades cujos declives não diferem significativamente entre si. No caso da areia verifica-se que a modalidade de $h_b=5$ mm é a que apresenta um expoente comum mais baixo, confirmando a ideia de que será esta a altura de água em que mais se fará sentir o decréscimo da taxa de destacamento com o progressivo aumento da altura de água. Confirma-se também neste quadro (complementado pelo Quadro A3.3, para os casos em que não tem sentido apresentar o declive comum), que os solos nas modalidades com $h_b=0$ têm um declive das rectas de regressão claramente inferior ao obtido com $h_b>0$, reflectindo o maior decréscimo das taxas de perda de solo quando não é aplicada uma camada de água à superfície.

Neste ponto podemos sistematizar o seguinte relativamente aos ensaios sem uma camada de água à superfície ($h_b=0$):

- não sendo os declives das rectas de regressão significativamente diferentes para as intensidades aplicadas, no caso da areia e dos solos A e Pg, admite-se que os sedimentos projectados no salpico terão sido muito pouco afectados pelo efeito de intersecção da bordadura das caixas de destacamento.
- o solo Pg, apresenta um baixa probabilidade de igualdade entre os declives, mas tal deve-se ao valor mais elevado no caso da intensidade de 80 mm/h, o que não se coaduna com um eventual efeito da bordadura das caixas.
- atendendo a que os valores máximos observados para o desnível da superfície relativamente ao bordo das caixas foram, no final dos ensaios, cerca de 1,7 mm para a areia, 3,6 mm para o solo A, 2,8 mm para o Pg e 2,3 mm para o Vx, podemos admitir pela comparação de valores, que também para o solo Vx o efeito de interferência da bordadura não terá sido muito importante.

2 - Perdas de solo para diferentes níveis de interferência da bordadura

Uma forma de avaliar a interferência da bordadura das caixas de destacamento em testes com uma camada de água sobre o solo, consiste em comparar as perdas de solo obtidas quando se varia o desnível da superfície relativamente à bordadura das caixas (d_b), mantendo a mesma altura de água sobre o solo (h_s), e portanto, com diferentes alturas medidas sobre o rebordo das caixas (h_b). Obtém-se d_b fazendo:

$$d_b = h_s - h_b.$$

A progressiva perda de solo durante os ensaios faz aumentar d_b e h_s . No Quadro A3.5 indicam-se ensaios e intervalos de tempo seleccionados de modo que os valores de h_s sejam o mais próximos possível e os de d_b o mais afastados. As comparações incidiram, sempre que foi possível, sobre as modalidades que registaram maior descida da superfície. Esta análise não foi aplicada à areia por falta de valores de h_s suficientemente próximos. As probabilidades indicadas foram obtidas pela análise de variância e correspondem à probabilidade das médias em cada par de modalidades em comparação serem iguais. Indicam-se também os correspondentes valores das taxas de sedimentos recolhidos.

Quadro A3.5 - Taxas de sedimentos recolhidos (Q_s), para diferentes desníveis entre a superfície do solo e a bordadura das caixas (d_b). Ensaios com 65% ECR.

Ref. (Int h_b)	interv. (min.)	n	h_b		$h_s^{(1)}$		$d_b^{(2)}$		$Q_s^{(3)}$				
			\bar{x}	s	\bar{x}	s	prob.	\bar{x}	s	prob.	\bar{x}	s	prob.
			(mm)		(mm)			(mm)		(g.m ⁻² .s ⁻¹)			
Solo A													
80 01	(15-25)	6	0,9 ± 0,15	3,8 ± 0,40	0,90	2,8 ± 0,41	8,1E-07	1,96 ± 0,41	0,62				
80 03	(0-10)	6	3,2 ± 0,19	3,8 ± 0,26		0,6 ± 0,32		2,08 ± 0,45					
Solo Pg													
80 01	(20-30)	5	1,1 ± 0,25	4,0 ± 0,20	0,87	2,9 ± 0,34	2,7E-06	1,66 ± 0,28	0,49				
80 03	(5-15)	6	2,9 ± 0,27	4,0 ± 0,41		1,1 ± 0,24		1,85 ± 0,53					
Solo Vx													
40 01	(20-30)	5	0,9 ± 0,11	2,5 ± 0,43	0,66	1,5 ± 0,33	1,3E-04	0,73 ± 0,19	0,72				
40 02	(5-15)	5	2,1 ± 0,17	2,5 ± 0,19		0,4 ± 0,14		0,80 ± 0,35					

¹ alturas de água sobre o solo (h_s) não significativamente diferentes para $\alpha = 0,05$ (ANOVA).

² valores de d_b são significativamente diferentes para $\alpha = 0,001$ (ANOVA).

³ perdas de solo (Q_s), não são significativamente diferentes para $\alpha = 0,05$ (ANOVA).

Constata-se para qualquer das comparações, que os valores de h_s são aproximados (não significativamente diferentes, $p > 0,05$) e os valores de d_b são significativamente

diferentes ($p < 0,001$). As perdas de solo não são, em nenhum dos casos, significativamente diferentes ($p > 0,05$), sugerindo que nestes ensaios os desníveis relativamente à bordadura das caixas não terão sido muito importantes. No final dos ensaios obtiveram-se desníveis médios, ligeiramente superiores a 3 mm.

Estes testes de comparação tem o inconveniente de usarem intervalos de tempo diferentes, o que pode corresponder a fases diferentes de evolução da superfície do solo. Para obviar a isto evitaram-se os intervalos de tempo iniciais em que ocorre normalmente uma maior alteração da superfície. Por outro lado a tendência ao longo dos ensaios é para o aumento da resistência da superfície o que se traduz por taxas de perda de solo decrescentes e que irão contribuir, em princípio, para sobrestimar o próprio efeito de interferência da bordadura. Este facto não retira credibilidade à comparação efectuada, porque a ocorrer enviesamento será no sentido de acentuar o efeito de interferência da bordadura.

Podemos concluir, para os ensaios com uma camada de água à superfície, que:

- mesmo a modalidade com 80 65 02, da areia, em que se registaram as maiores recolhas de sedimentos, apresenta um declive que não é significativamente diferente das restantes modalidades equivalentes com intensidades de 20 e 40 mm/h ($p = 0,67$, Quadro A3.4). Neste caso o valor de d_b atingido é em média cerca de 3,5 mm com uma amostra a passar ligeiramente dos 4 mm no final do ensaio.
- de acordo com os exemplos analisados, a interferência da bordadura não terá exercido grande influência nos valores da perda de solo até valores de d_b médios de cerca de 3 mm. No final dos ensaios os valores máximos de d_b ultrapassaram ligeiramente os 4,0 mm para o solo A, e atingiram cerca de 3,5 e 3,0 mm para os solos Pg e Vx, respectivamente.
- embora seja admissível que o efeito de interferência da bordadura das caixas de destacamento possa não ser desprezável no final dos ensaios, em particular nas amostras em que se verificaram maiores descidas da superfície, em termos médios para cada modalidade não foram detectados efeitos indiscutíveis da interferência da bordadura no transporte dos sedimentos destacados. Deste modo não se efectuou qualquer correcção com o objectivo de eliminar este efeito nos ensaios com $h_b > 0$, nem para os solos nem para a areia.



À a considerar ainda que a utilização das caixas de destacamento com uma camada de água à superfície parece revelar algumas vantagens de ordem prática:

- nas condições experimentais usadas, não se fez sentir de forma significativa o efeito da interferência da bordadura da caixa de destacamento até um desnível da superfície próximo de 4 mm (menor efeito B).
- no caso da areia, também não se fazem sentir tão acentuadamente os elevados valores iniciais da perda de sedimentos, obtendo-se por isso uma sequência temporal mais estável (menor efeito K).