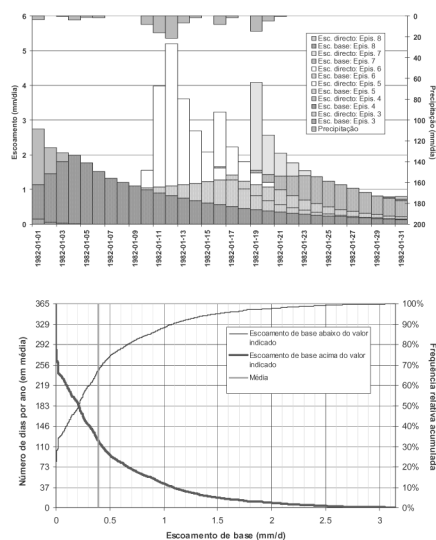
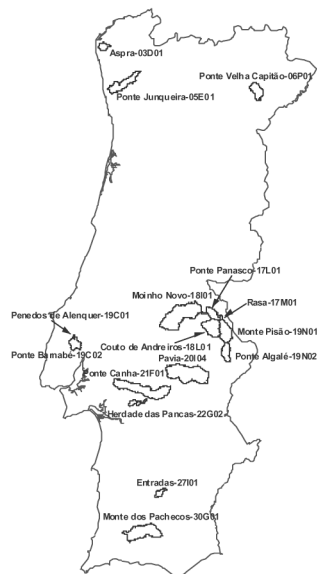




RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

MÉTODOS DE AVALIAÇÃO



Manuel José Pegado Mendes de Oliveira

DOUTORAMENTO EM GEOLOGIA

(Hidrogeologia)

Tese orientada pelo Prof. Doutor Carlos Alberto da Costa Almeida

elaborada no Laboratório Nacional de Engenharia Civil, no âmbito do Plano de Investigação Programada do LNEC para 2001-2004, relativo ao PIP 12031: "Calibração de métodos de avaliação da recarga regional de aquíferos, ensaios de laboratório e modelação matemática da infiltração e do escoamento, na zona vadosa e na zona saturada", sob orientação do Investigador-Coordenador Doutor João Paulo de Cárcomo Lobo Ferreira

RESUMO

Esta Tese apresenta uma equação de balanço de massa global que permite deduzir todos os modelos de cálculo da recarga; apresenta diferentes modelos e caracteriza diferentes métodos que permitem o cálculo da recarga; cria novos métodos de cálculo da recarga; demonstra a aplicabilidade desses métodos com dados reais e compara os resultados obtidos pela aplicação desses métodos; e define os modelos e os métodos mais adequados em função das configurações hidrogeológicas existentes.

O cálculo da recarga é um processo essencial para caracterizar o **recurso hídrico subterrâneo extraível** que se pode definir como uma percentagem do volume de recarga anual média, limitado pelo rebaixamento máximo que se pode provocar no aquífero.

Descrevem-se métodos para quantificar cada um dos **processos** das equações de balanço e **criaram-se novos métodos**. Estes foram introduzidos no programa de computador **BALSEQ_MOD** e permitem quantificar os processos: infiltração superficial e escoamento directo; evapotranspiração utilizando a evapotranspiração de referência e o **coeficiente cultural dual**; armazenamento de água no *solo* e infiltração profunda; possibilidade de considerar a **posição do nível freático** dentro ou fora da espessura de *solo*. Foram também criadas mas não integradas no programa de computador as formas de cálculo da interceptação e da infiltração profunda com base na **modelação da zona vadosa**.

Foi criada e implementada no **programa de computador Dechidr_VB** uma metodologia para fazer a **decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial**.

Desenvolveram-se **tabelas de relacionamento** entre as entidades representadas na cartografia e os valores de parâmetros necessários à corrida dos modelos de balanço hídrico.

Os modelos e métodos desenvolvidos foram aplicados a quatro situações de estudo que permitem inferir acerca das potencialidades e limitações de cada um dos métodos: área dos **sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira**; áreas de **16 bacias hidrográficas**; área da **bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica de Ponte de Panasco**; e área de estudo em **Estarreja**.

Palavras-chave:

Recarga, Águas subterrâneas, Métodos numéricos, Modelos, Programas de computador

ABSTRACT

This Thesis presents a global mass balance equation that allows the definition of all models of recharge computation; presents different models and characterises different methods that permit recharge computation; creates new methods for recharge computation; shows the applicability of recharge methods with real data and compares the results between these methods; and defines the models and the methods more adequate for the existing hydrogeological settings.

Recharge computation is a crucial step to characterise the **exploitable groundwater resource**, defined as a percentage of the average annual volume of recharge, limited by the maximum drawdown allowed in the aquifer.

The methods to compute each **process** of the balance equation are presented and also **new methods** to quantify these processes are developed. The new methods were implemented in **BALSEQ_MOD code**, and allow to calculate the following processes: surface infiltration and direct runoff using the soil characterisation; real evapotranspiration using reference evapotranspiration and **dual crop coefficient**; soil water storage and deep infiltration; possibility of considering **the position of the phreatic level** inside or outside the soil thickness. Other methods that were created but not implemented in the computer code to calculate the water cycle processes were: interception; deep infiltration based on **vadose zone modelling**.

A methodology to carry out surface flow hydrograph separation was created and implemented in the **computer code Dechidr_VB**.

Relational tables between cartographic elements and the values of the required parameters to run the sequential balance models were developed.

The models and the methods developed were applied to four case study situations, that allow to infer about the potentialities and limitations of each method: area of the aquifer systems of **Quarteira** and **Albufeira-Ribeira de Quarteira**; areas of **16 watersheds**; watershed above the stream gage station of **Ponte de Panasco**; and **Estarreja** case-study area.

Key-Words:

Recharge, Groundwater, Numerical methods, Models, Computer programs

ÍNDICE DE TEXTO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJECTIVOS	1
1.2. O CONCEITO DE RECARGA NO CICLO HIDROLÓGICO	2
1.3. IMPORTÂNCIA DO TEMA	3
1.4. BREVE REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA AOS MÉTODOS DE CÁLCULO DA RECARGA	6
1.5. ESTRUTURA DA TESE	8
2. FORMULAÇÕES DE BASE	11
2.1. APRESENTAÇÃO	11
2.2. EQUAÇÃO DE BALANÇO DE MASSA	12
2.2.1. DEFINIÇÃO DO VOLUME DE CONTROLO	12
2.2.2. DEFINIÇÃO DOS TERMOS RELATIVOS ÀS ENTRADAS DE MASSA NO VOLUME DE CONTROLO	16
2.2.3. DEFINIÇÃO DOS TERMOS RELATIVOS ÀS SAÍDAS DE MASSA NO VOLUME DE CONTROLO	17
2.2.4. DEFINIÇÃO DOS TERMOS RELATIVOS ÀS VARIAÇÕES DE MASSA DENTRO DO VOLUME DE CONTROLO	18
2.2.5. EQUAÇÃO DO BALANÇO DE MASSA RELATIVO ÀS DIVERSAS COMPONENTES DE UM VOLUME DE CONTROLO	19
2.3. EQUAÇÃO DE BALANÇO DA MASSA DE ÁGUA (BALANÇO HÍDRICO)	19
2.4. OS CONCEITOS DE INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL, INFILTRAÇÃO PROFUNDA E DE RECARGA DEFINIDOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE BALANÇO HÍDRICO	20
2.4.1. INTRODUÇÃO	20
2.4.2. INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL	20
2.4.3. INFILTRAÇÃO PROFUNDA	21
2.4.4. RECARGA	21
2.4.5. DESCARGA	22
2.5. OS CONCEITOS DE INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL, INFILTRAÇÃO PROFUNDA E DE RECARGA DEFINIDOS A PARTIR DA EQUAÇÃO DE BALANÇO DE MASSA DE UM DETERMINADO COMPONENTE	23
2.5.1. INTRODUÇÃO	23
2.5.2. INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL	23
2.5.3. INFILTRAÇÃO PROFUNDA	24
2.5.4. RECARGA	24
2.5.5. DESCARGA	25
2.6. O ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL	25
2.6.1. INTRODUÇÃO	25
2.6.2. O ESCOAMENTO NA ZONA VADOSA (INCLUINDO O SOLO)	26
2.6.2.1 Descrição teórica do processo	26
2.6.2.2 Descrição matemática do processo	28
2.6.3. O ESCOAMENTO NA ZONA SATURADA	32
3. QUANTIFICAÇÃO DAS VARIÁVEIS DO BALANÇO HÍDRICO	35
3.1. APRESENTAÇÃO	35
3.2. INTRODUÇÃO	36
3.3. PRECIPITAÇÃO	36
3.4. VARIAÇÃO DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO MEIO SUPERFICIAL	37
3.4.1. INTRODUÇÃO	37
3.4.2. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DA ÁGUA ARMAZENADA NA SUPERFÍCIE DAS FOLHAS DAS PLANTAS	38

3.5. EVAPORAÇÃO	39
3.5.1. INTRODUÇÃO	39
3.5.2. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL	40
3.5.3. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DA ÁGUA ARMAZENADA EM LAGOS, ALBUFEIRAS, RIOS OU CHARCAS	41
3.5.4. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DA ÁGUA ARMAZENADA NA SUPERFÍCIE DAS FOLHAS DAS PLANTAS	41
3.6. INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL	44
3.6.1. INTRODUÇÃO	44
3.6.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL	45
3.6.3. BALANÇO HÍDRICO DA CAMADA SUPERFICIAL DO SOLO	48
3.7. ESCOAMENTO SUPERFICIAL DE ENTRADA E DE SAÍDA	49
3.7.1. INTRODUÇÃO	49
3.7.2. MÉTODO QUE UTILIZA O NÚMERO CARACTERÍSTICO DE ESCOAMENTO (NC)	49
3.7.3. COMENTÁRIOS AO MÉTODO QUE UTILIZA O NÚMERO CARACTERÍSTICO DE ESCOAMENTO	56
3.8. VARIAÇÃO DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO	57
3.8.1. INTRODUÇÃO	57
3.8.2. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL	57
3.8.3. CARACTERIZAÇÃO DE PARÂMETROS DO SOLO	58
3.9. EVAPOTRANSPIRAÇÃO	60
3.9.1. INTRODUÇÃO	60
3.9.2. CÁLCULO DO COEFICIENTE CULTURAL	62
3.9.2.1 Coeficiente cultural simples	62
3.9.2.2 Coeficiente cultural dual	64
3.9.2.3 Estimativa do coeficiente cultural em casos não tabelados	65
3.9.2.4 Coeficiente cultural no caso da presença de duas espécies vegetais	67
3.9.3. CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL	68
3.10. ESCOAMENTO LATERAL DE ENTRADA E DE SAÍDA DO SOLO	69
3.11. INFILTRAÇÃO PROFUNDA	70
3.12. VARIAÇÃO DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NA ZONA VADOSA ABAIXO DO SOLO	71
3.13. ESCOAMENTO LATERAL DE ENTRADA E DE SAÍDA DA ZONA VADOSA ABAIXO DO SOLO	72
3.14. VARIAÇÃO DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NA ZONA SATURADA	72
3.15. ESCOAMENTO LATERAL E VERTICAL NA BASE, DE ENTRADA E DE SAÍDA DA ZONA SATURADA	73
3.15.1. INTRODUÇÃO	73
3.15.2. DETERMINAÇÃO DO ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO MEDIANTE A LEI DE DARCY	74
3.16. DESCARGA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA PARA O MEIO HÍDRICO SUPERFICIAL	75
3.16.1. INTRODUÇÃO	75
3.16.2. CONTROLO DE CAUDAIS DE NASCENTES	75
3.16.3. DETERMINAÇÃO DO ESCOAMENTO DE BASE DOS CURSOS DE ÁGUA	75
3.16.3.1 O hidrograma de escoamento superficial	75
3.16.3.2 Método apresentado em Shirmohammadi et al. (1984)	79
3.16.3.3 Método da translação da curva de esgotamento	80
3.17. FACTORES HUMANOS	82
3.17.1. INTRODUÇÃO	82
3.17.2. EXTRACÇÕES DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	83
3.17.2.1 Abastecimento público	83
3.17.2.2 Rega	83
3.17.2.3 Indústria	84
3.17.3. ESTIMATIVA DA QUANTIDADE DE ÁGUA UTILIZADA PARA REGA	85
4. MODELOS PARA A DETERMINAÇÃO DA RECARGA BASEADOS NO BALANÇO HÍDRICO	87
4.1. APRESENTAÇÃO	87
4.2. INTRODUÇÃO	88

4.3. BALANÇO HÍDRICO DO SOLO (ACIMA DA FRONTEIRA ONDE SE DEFINE A INFILTRAÇÃO PROFUNDA)	89
4.4. ARMAZENAMENTO NA ZONA VADOSA (A_v)	90
4.5. VARIAÇÃO DO ARMAZENAMENTO DA ZONA SATURADA (ΔA_B)	91
4.6. ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO (E_B)	93
4.7. DESCARGA (D)	94
4.8. ESCOAMENTO SUBTERRÂNEO (E_B) E VARIAÇÃO DO ARMAZENAMENTO (ΔA_B)	95
4.9. DESCARGA (D) E VARIAÇÃO DO ARMAZENAMENTO (ΔA_B)	96
4.10. CONSIDERANDO OS FACTORES HUMANOS	97
4.11. CONSIDERANDO QUE A BASE DA ZONA SATURADA É PERMEÁVEL	97
4.12. EM AQUÍFEROS (SEMI-)CONFINADOS	97
4.13. OUTRAS SITUAÇÕES	98

5. MODELOS PARA A DETERMINAÇÃO DA RECARGA BASEADOS NO BALANÇO DE MASSA DE SOLUTO

5.1. APRESENTAÇÃO	99
5.2. INTRODUÇÃO	100
5.3. DETERMINAÇÃO DA RECARGA A PARTIR DO BALANÇO DA MASSA DE SOLUTO CONSERVATIVO ACIMA DA ZONA SATURADA	101
5.3.1. SIMPLIFICAÇÕES	101
5.3.2. DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DA EQUAÇÃO	102
5.3.2.1 Considerações gerais	102
5.3.2.2 Determinação da concentração de soluto na água de recarga	103
5.3.2.3 Determinação da massa de soluto na água de precipitação	104
5.3.2.4 Determinação da massa de soluto na água de escoamento superficial	104
5.3.2.5 Determinação da massa de soluto na água de rega	105
5.3.3. CASO PARTICULAR DA VARIAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL SER NULA OU DESPREZÁVEL	105
5.4. DETERMINAÇÃO DA RECARGA A PARTIR DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL DE UM SOLUTO CONSERVATIVO	106
5.4.1. SIMPLIFICAÇÕES	106
5.4.2. DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DA EQUAÇÃO	108

6. DESENVOLVIMENTO DE MÉTODOS PARA O CÁLCULO DA RECARGA A PARTIR DO BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL

6.1. APRESENTAÇÃO	109
6.2. INTRODUÇÃO	110
6.3. MODELO DE BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO BALSEQ	111
6.3.1. INTRODUÇÃO	111
6.3.2. CARACTERÍSTICAS DO MODELO	111
6.3.3. DESCRIÇÃO DO FUNCIONAMENTO DO MODELO	113
6.3.4. VANTAGENS E LIMITAÇÕES	114
6.4. MODELOS DE BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO BALSEQ_MOD	114
6.4.1. INTRODUÇÃO	114
6.4.2. CONDIÇÕES INICIAIS	115
6.4.3. MODELAÇÃO DA EVAPORAÇÃO A PARTIR DA SUPERFÍCIE DAS PLANTAS (INTERCEPÇÃO)	116
6.4.4. MODELAÇÃO DA INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL	119
6.4.4.1 Estudo do processo de infiltração superficial	119
6.4.4.2 Análise dos resultados de infiltração superficial em função do solo e do teor de humidade inicial	123
6.4.4.3 Análise dos resultados de infiltração superficial em função do solo, do teor de humidade inicial e da precipitação	127

6.4.4.4 Opções do programa de computador BALSEQ_MOD	128
6.4.5. MODELAÇÃO DO ESCOAMENTO DIRECTO	129
6.4.6. MODELAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO	129
6.4.6.1 Introdução	129
6.4.6.2 Cálculo dos coeficientes culturais	130
6.4.6.3 Cálculo da variação do armazenamento de água no solo antes de ocorrer a evapotranspiração	136
6.4.6.4 Cálculo da evapotranspiração real	139
6.4.6.5 Programa de computador BALSEQ_MOD	140
6.4.7. MODELAÇÃO DO ARMAZENAMENTO DE ÁGUA NO SOLO E DA INFILTRAÇÃO PROFUNDA	140
6.4.7.1 Processos lineares	140
6.4.7.2 Modelação do escoamento na zona vadosa	142
6.4.7.2.1 Introdução	142
6.4.7.2.2 O modelo Vs2dt	142
6.4.7.2.3 Modelo conceptual, modelo geométrico e condições de fronteira	144
6.4.7.2.4 Interpretação dos resultados da corrida do modelo	146
6.4.7.2.5 Resultados da corrida do modelo para o caso de um <i>solo</i> arenoso	150
6.4.7.2.6 Resultados da corrida do modelo para o caso de um <i>solo</i> arenoso franco	151
6.4.7.2.7 Conclusões	152
6.4.7.3 Considerando a variação da espessura de terreno sujeita a transpiração	153
6.4.8. MODELAÇÃO CONSIDERANDO A POSIÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO	155
6.4.8.1 Introdução	155
6.4.8.2 Modelação do armazenamento de água no solo no caso do nível freático se encontrar dentro da espessura do solo sujeita a evapotranspiração	156
6.4.8.2.1 Introdução	156
6.4.8.2.2 Determinação da profundidade ao nível freático	157
6.4.8.2.3 Condições iniciais	157
6.4.8.2.4 Actualização dos valores durante o balanço sequencial	159
6.4.8.3 Programa de computador BALSEQ_MOD	160
6.4.8.4 Balanço hídrico de uma área caracterizada por um determinado tipo de ocupação do solo	160
6.4.8.5 Comentários	161
6.4.9. VERIFICAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO	162
6.4.10. VANTAGENS E LIMITAÇÕES DO BALSEQ_MOD	165

7. DESENVOLVIMENTO DE MÉTODOS PARA A DECOMPOSIÇÃO DO HIDROGRAMA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL **167**

7.1. APRESENTAÇÃO	167
7.2. INTRODUÇÃO	168
7.3. PROCEDIMENTOS PARA FAZER A DECOMPOSIÇÃO DO ESCOAMENTO	169
7.4. PROGRAMA DECHIDR_VB.VBP	174
7.5. TRANSFORMAÇÃO DOS VALORES DE ESCOAMENTO PARA UMA BASE TEMPORAL COMUM AOS DA PRECIPITAÇÃO	179
7.6. VANTAGENS E LIMITAÇÕES	181

8. CARACTERIZAÇÃO DE PARÂMETROS NECESSÁRIOS AO BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL A PARTIR DE INFORMAÇÃO CARTOGRÁFICA DE BASE **183**

8.1. APRESENTAÇÃO	183
8.2. INTRODUÇÃO	184

8.3. CARACTERIZAÇÃO DO NÚMERO CARACTERÍSTICO DE ESCOAMENTO PARA O CÁLCULO DO ESCOAMENTO DIRECTO	185
8.4. CARACTERIZAÇÃO DO HORIZONTE SUPERIOR DO SOLO PARA O CÁLCULO DA INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL	189
8.5. CARACTERIZAÇÃO DOS PARÂMETROS PARA O CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL	190
8.5.1. PARÂMETROS DEPENDENTES DO USO DO SOLO	190
8.5.1.1 Profundidade do solo sujeita a evapotranspiração	190
8.5.1.2 Coeficientes culturais, períodos de desenvolvimento, fracção de terreno ocupada e valores limite de profundidade do solo sujeita a evapotranspiração	195
8.5.2. PARÂMETROS DEPENDENTES DO SOLO: CAPACIDADE DE CAMPO E PONTO DE EMURCHECIMENTO	201
8.6. CARACTERIZAÇÃO DOS PARÂMETROS PARA O CÁLCULO DA INFILTRAÇÃO PROFUNDA	205
8.6.1. POROSIDADE	205
8.6.2. CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA	208
9. CÁLCULO DA RECARGA DISTRIBUÍDA NUMA REGIÃO DE ESTUDO	213
9.1. APRESENTAÇÃO	213
9.2. INTRODUÇÃO	214
9.3. CARACTERIZAÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO	214
9.3.1. INVERSO DO QUADRADO DA DISTÂNCIA	214
9.3.2. POLÍGONOS DE THIESSEN	216
9.3.3. POLÍGONOS DE THIESSEN EM MEIOS ONDE SE IDENTIFICA UMA DIRECÇÃO PREFERENCIAL PARA A OCORRÊNCIA DE MAIOR PRECIPITAÇÃO	219
9.4. CARACTERIZAÇÃO DA INFORMAÇÃO DE BASE A PARTIR DA INFORMAÇÃO À ESCALA 1:25 000.	225
9.4.1. CARTOGRAFIA DE BASE	225
9.4.2. CÁLCULO DA RECARGA	226
9.5. MÉTODO PARA O CÁLCULO DA RECARGA ANUAL A PARTIR DA PRECIPITAÇÃO, DO NÚMERO CARACTERÍSTICO DE ESCOAMENTO E DA QUANTIDADE MÁXIMA DE ÁGUA DISPONÍVEL PARA EVAPOTRANSPIRAÇÃO	227
9.5.1. INTRODUÇÃO	227
9.5.2. APRESENTAÇÃO DO MÉTODO	228
9.5.3. COMENTÁRIOS ACERCA DOS RESULTADOS PRODUZIDOS PELO MÉTODO	230
9.5.4. VANTAGENS E LIMITAÇÕES DO MÉTODO	231
9.6. INFLUÊNCIA DA FORMA COMO SE CONSIDERA A OCUPAÇÃO DO SOLO NOS RESULTADOS DOS MODELOS	233
9.6.1. INTRODUÇÃO	233
9.6.2. EXEMPLO DE OCUPAÇÃO DO SOLO DA CLASSE BB0-4 (SOBREIRO)	233
9.6.3. CONCLUSÕES	235
9.7. MÉTODO QUE UTILIZA PRECIPITAÇÃO CONSTANTE DENTRO DA ÁREA DE INFLUÊNCIA DE UM POSTO UDOMÉTRICO	236
9.8. RECTA DE REGRESSÃO LINEAR	237
10. CÁLCULO DA RECARGA EM DIVERSAS ÁREAS DE ESTUDO	239
10.1. APRESENTAÇÃO	239
10.2. APLICAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO AOS SISTEMAS AQUÍFEROS DE QUARTEIRA E DE ALBUFEIRA-RIBEIRA DE QUARTEIRA	240
10.2.1. INTRODUÇÃO	240
10.2.2. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO UTILIZANDO O MODELO BALSEQ_MOD	241
10.2.2.1 Procedimentos	241
10.2.2.2 Valores de recarga encontrados	243
10.2.3. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO UTILIZANDO O MODELO BALSEQ CLÁSSICO	244
10.2.3.1 Procedimentos	244
10.2.3.2 Valores de recarga encontrados	246

10.2.4. COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS	247
10.2.5. VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS E COMENTÁRIOS	250
10.3. DECOMPOSIÇÃO DOS HIDROGRAMAS DE ESCOAMENTO	253
10.3.1. INTRODUÇÃO	253
10.3.2. RELAÇÕES TEÓRICAS ENTRE AS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO	254
10.3.3. CORRIDA DO PROGRAMA DECHIDR_VB	257
10.3.4. DECOMPOSIÇÃO DOS HIDROGRAMAS DE ESCOAMENTO	259
10.3.4.1 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Algalé (19N02)	259
10.3.4.2 Bacia hidrográfica a montante de Pavia (20I04)	260
10.3.4.3 Bacia hidrográfica a montante de Entradas (27L01)	261
10.3.4.4 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Canha (21F01)	262
10.3.4.5 Bacia hidrográfica a montante de Herdade das Pancas (22G02)	263
10.3.4.6 Bacia hidrográfica a montante de Couto de Andreiros (18L01)	264
10.3.4.7 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Velha Capitão (06P01)	265
10.3.4.8 Bacia hidrográfica a montante de Moínho Novo (18I01)	266
10.3.4.9 Bacia hidrográfica a montante de Monte dos Pachecos (30G01)	267
10.3.4.10 Bacia hidrográfica a montante de Monte Pisão (19N01)	268
10.3.4.11 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Barnabé (19C02)	269
10.3.4.12 Bacia hidrográfica a montante de Penedos de Alenquer (19C01)	270
10.3.4.13 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Panasco (17L01)	271
10.3.4.14 Bacia hidrográfica a montante de Rasa (17M01)	272
10.3.4.15 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Junqueira (05E01)	273
10.3.4.16 Bacia hidrográfica a montante de Aspra (03D01)	274
10.3.5. COMPARAÇÃO DOS ESCOAMENTOS DE BASE OBTIDOS PARA CADA SUB-BACIA PELAS DIFERENTES OPÇÕES DO PROGRAMA DECHIDR	275
10.3.6. ESTUDO DO ESCOAMENTO DE BASE ANUAL EM FUNÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ANUAL POR SUB-BACIA HIDROGRÁFICA	276
10.3.7. ESTUDO INTERSUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS DO ESCOAMENTO DE BASE ANUAL EM FUNÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ANUAL	278
10.3.7.1 Introdução	278
10.3.7.2 Estudo dos resultados anuais	279
10.3.7.3 Estudo dos resultados anuais médios	286
10.3.7.4 Situação de escassez de água	289
10.4. ÁREA DA BACIA HIDROGRÁFICA A MONTANTE DA ESTAÇÃO 17L01-PONTE PANASCO	292
10.4.1. INTRODUÇÃO	292
10.4.2. RESULTADOS GLOBAIS OBTIDOS PELA APLICAÇÃO DO MODELO DE BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO	295
10.4.3. ESCOAMENTO DIRECTO	296
10.4.4. INFILTRAÇÃO PROFUNDA / DESCARGA	298
10.4.5. EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL + TEOR DE HUMIDADE DO SOLO / PRECIPITAÇÃO – ESCOAMENTO TOTAL	301
10.4.6. DESVIOS TOTAIS E CONCLUSÕES	303
10.5. CASO DE ESTUDO DE ESTARREJA	306
10.5.1. MÉTODO BASEADO NOS TERMOS DO BALANÇO ABAIXO DA SUPERFÍCIE FREÁTICA	306
10.5.1.1 Introdução	306
10.5.1.2 Caracterização dos parâmetros do balanço hídrico	307
10.5.1.3 Resultados e comentários	310
10.5.2. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO	313
10.5.2.1 Introdução	313
10.5.2.2 Resultados e comentários	316
10.5.3. BALANÇO CONSIDERANDO A POSIÇÃO DO NÍVEL FREÁTICO	317
10.5.3.1 Introdução	317
10.5.3.2 Procedimentos	317

10.5.3.3 Resultados	319
10.5.4. MÉTODO BASEADO NOS TERMOS DO BALANÇO ABAIXO DA SUPERFÍCIE FREÁTICA CONSIDERANDO A POSIÇÃO DESTA SUPERFÍCIE EM RELAÇÃO À ESPESSURA DO SOLO SUJEITA A EVAPOTRANSPIRAÇÃO	321
10.5.5. COMENTÁRIOS AOS RESULTADOS OBTIDOS PELA APLICAÇÃO DOS DIFERENTES MÉTODOS	322

11. SUSTENTABILIDADE DE EXPLORAÇÃO E VOLUME EXTRAÍVEL DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS **325**

11.1. APRESENTAÇÃO	325
11.2. INTRODUÇÃO	326
11.3. RELAÇÃO ENTRE AS EXTRACÇÕES E A PARTE SATURADA DO CICLO HIDROLÓGICO SUBTERRÂNEO	326
11.4. SUSTENTABILIDADE DA EXPLORAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	328
11.5. EXEMPLO DE APLICAÇÃO	331
11.6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	332

12. SÍNTESE E CONCLUSÕES **335**

12.1. SÍNTESE	335
12.2. CONCLUSÕES	342
12.2.1. INTRODUÇÃO	342
12.2.2. MODELOS DE CÁLCULO DA RECARGA	343
12.2.2.1 Introdução	343
12.2.2.2 Modelos de balanço hídrico acima da zona saturada	344
12.2.2.3 Modelos de balanço hídrico abaixo da zona saturada	347
12.2.2.4 Modelos de balanço de massa de soluto	349
12.2.2.5 Comparação entre os modelos de balanço hídrico acima e abaixo da zona saturada	349
12.2.3. DESENVOLVIMENTOS FUTUROS	350
12.2.3.1 A nível do aprofundamento dos métodos	350
12.2.3.2 A nível da aplicação dos métodos	351

BIBLIOGRAFIA **355**

ANEXOS **365**

ANEXO 1 – MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH DA FAO PARA O CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA E VALORES CALCULADOS PARA A ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE FARO (AEROPORTO) **367**

ANEXO 2 - PARÂMETROS A UTILIZAR PARA O CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DE ACORDO COM O MÉTODO DE PENMAN-MONTEITH DA FAO, EM FUNÇÃO DA OCUPAÇÃO DO SOLO **375**

ANEXO 3 - RESULTADOS DA CORRIDA DO MODELO DE BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL HORÁRIO PARA O ESTUDO DA INFLUÊNCIA DA PRECIPITAÇÃO, DA DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E DA EVAPORAÇÃO POTENCIAL NOS VALORES CALCULADOS DE EVAPORAÇÃO A PARTIR DA SUPERFÍCIE DAS PLANTAS E DA ÁGUA DISPONÍVEL PARA A INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL E PARA A PRODUÇÃO DE ECOAMENTO DIRECTO. **385**

<u>ANEXO 4 – VALORES DE INFILTRAÇÃO SUPERFICIAL CALCULADOS PELO MODELO DE PHILIP EM FUNÇÃO DA PRECIPITAÇÃO, DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO, TEOR DE HUMIDADE INICIAL E DA TEXTURA DO SOLO</u>	391
<u>ANEXO 5 – INFILTRAÇÃO PROFUNDA CALCULADA UTILIZANDO O MODELO VS2DT PARA O CASO DE UM SOLO ARENOSO</u>	405
<u>ANEXO 6 – INFILTRAÇÃO PROFUNDA CALCULADA UTILIZANDO O MODELO VS2DT PARA O CASO DE UM SOLO ARENOSO FRANCO</u>	409
<u>ANEXO 7– LEGENDA DA CARTA DE OCUPAÇÃO DO SOLO DO MAPA CORINE LAND COVER, DISPONÍVEL PARA PORTUGAL CONTINENTAL À ESCALA 1:100 000 (DA AUTORIA DO CNIG)</u>	413
<u>ANEXO 8- NOMENCLATURA DA CARTA DE OCUPAÇÃO DO SOLO DE PORTUGAL CONTINENTAL (DA AUTORIA DO CNIG)</u>	415
<u>ANEXO 9 – LEGENDA DA CARTA DE SOLOS DE PORTUGAL, DISPONÍVEL PARCIALMENTE PARA PORTUGAL CONTINENTAL ÀS ESCALAS 1:50 000 OU 1:25 000 (DA AUTORIA DO IHERA)</u>	419
<u>ANEXO 10 – CARACTERIZAÇÃO DO TIPO DE SOLO EM FUNÇÃO DA CARTA DE SOLOS DE PORTUGAL DO IHERA, ÀS ESCALAS 1:50 000 OU 1:25 000</u>	425
<u>ANEXO 11 – EQUAÇÕES DAS PARÁBOLAS E RECTAS QUE DESCREVEM A RELAÇÃO ENTRE AS DIVERSAS COMPONENTES DA DECOMPOSIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E A PRECIPITAÇÃO</u>	431
<u>ANEXO 12 – VALORES ESTIMADOS DOS TERMOS DO BALANÇO HÍDRICO ABAIXO DA SUPERFÍCIE FREÁTICA UTILIZADOS NO CÁLCULO DA RECARGA PARA CADA PERÍODO DE ANÁLISE E POR SUBÁREA DE CÁLCULO (CASO DE ESTUDO DE ESTARREJA)</u>	437
<u>ANEXO 13 – VALORES DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL COM ÁGUA PROVENIENTE DA ZONA SATURADA (ETRB) CALCULADOS PARA O CASO DE ESTUDO DE ESTARREJA PARA CADA TIPO DE OCUPAÇÃO DO SOLO EM CADA SUBÁREA DO MODELO</u>	439

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 1 - Condutividade hidráulica saturada (K_s) e parâmetros de retenção de humidade do modelo de van Genuchten (α , β , θ_r), por classe textural do solo	31
Quadro 2 – Valores de capacidade máxima de armazenamento das plantas (AGp_{cv}) referidos na literatura.....	40
Quadro 3 – Valores de intercepção referidos na literatura	42
Quadro 4 - Valores do número característico de escoamento (NC) para regiões urbanas e sub-urbanas	53
Quadro 5 - Valores do número característico de escoamento (NC) para regiões rurais	54
Quadro 6 - Condição antecedente de humidade em função da precipitação total nos cinco dias antecedentes	55
Quadro 7 – Influência do incremento de tempo, da precipitação, da distribuição da precipitação e da evaporação potencial nos valores calculados de evaporação a partir da superfície das plantas ao fim de um dia ($AGp = 0,5$ mm).....	118
Quadro 8 – Material de <i>solo</i> e respectivos parâmetros para o cálculo da infiltração superficial de acordo com o modelo de Philip.	120
Quadro 9 – Infiltração superficial e tempo para se atingir a saturação do <i>solo</i> à superfície obtidos a partir do modelo de Philip para precipitação diária de 48 mm/d e considerando diferentes tipos de <i>solo</i> e diferentes distribuições da precipitação e do teor de humidade inicial do <i>solo</i>	121
Quadro 10 – Síntese dos resultados obtidos pela corrida do modelo de Philip, para diferentes valores de teor de humidade inicial representando o número de situações para as quais a infiltração superficial é dada pela precipitação (independentemente do seu valor ou distribuição) e o valor mínimo de precipitação a partir do qual a infiltração superficial pode já não ser igual à precipitação	122
Quadro 11 – Valores do parâmetro $I_{s_{max}}$ e recta de regressão linear de I_s sobre P para os casos em que $P > P_{lim}$, em função da textura do <i>solo</i> e do teor de humidade inicial.	125
Quadro 12 – Características das culturas pertencentes à classe CA1 – Sequeiro+Pomar.....	131
Quadro 13 – Média diária da velocidade do vento (u), média diária da humidade relativa mínima (HR_m), K_{cb} médio e K_{cb} final corrigidos, para o período assinalado em dias de cada ano hidrológico, para o caso da cultura de sequeiro.....	131
Quadro 14 – Média diária da velocidade do vento (u), média diária da humidade relativa mínima (HR_m), K_{cb} médio e K_{cb} final corrigidos, para o período assinalado em dias de cada ano hidrológico, para o caso do pomar.....	132
Quadro 15 – Coeficiente cultural médio ajustado para o caso de culturas esparsas	132
Quadro 16 – Características de espessura das células utilizadas no modelo.....	144
Quadro 17 - Pressão mínima de água por classe textural para caracterização do perfil inicial de equilíbrio do <i>solo</i> , a usar nas corridas do modelo de escoamento.	146
Quadro 18 – Coeficientes da superfície polinomial de ajuste aos dados de infiltração profunda, obtidos para diferentes profundidades num <i>solo</i> arenoso.....	150
Quadro 19 – Caracterização sumária das diferenças (cm) entre o valor da regressão polinomial e o valor da corrida do modelo $Vs2dt$ (<i>solo</i> arenoso)	150
Quadro 20 – Coeficientes da superfície polinomial de ajuste aos dados de infiltração profunda, obtidos para diferentes profundidades num <i>solo</i> arenoso franco.....	152
Quadro 21 – Caracterização sumária das diferenças (cm) entre o valor da regressão polinomial e o valor da corrida do modelo $Vs2dt$ (<i>solo</i> arenoso franco)	152
Quadro 22 – Dias utilizados no cálculo do coeficiente de esgotamento (α) no caso de não ocorrer precipitação	172
Quadro 23 - Número característico de escoamento (NC) em função do mapa <i>Corine Land Cover</i>	186
Quadro 24 - Número característico de escoamento (NC) em função da Carta de Ocupação do Solo (COS'90) de Portugal Continental à escala 1:25 000 (CNIG).....	188

Quadro 25 – Caracterização do tipo de solo em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)	189
Quadro 26 – Classe textural do horizonte do solo considerado para o cálculo da infiltração superficial em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)	191
Quadro 27 – Classe textural seleccionada para o cálculo da infiltração superficial, para os casos em que existe mais do que um perfil de solo.....	194
Quadro 28 – Profundidade das raízes das plantas (<i>rp</i>) em função da ocupação do solo do mapa <i>Corine Land Cover</i> (escala 1:100 000).....	195
Quadro 29 – Profundidade das raízes das plantas (<i>rp</i>) em função das espécies vegetais contempladas na Carta de Ocupação do Solo (COS'90) à escala 1:25 000.....	196
Quadro 30 – Relação entre a legenda da carta de ocupação do solo à escala 1:25 000 e as culturas para as quais existem os parâmetros necessários à corrida do balanço hídrico	197
Quadro 31 – Assunções na atribuição de alguns dos parâmetros	199
Quadro 32 – Caracterização, por tipo de ocupação do solo, dos diversos parâmetros necessários à corrida do modelo de balanço hídrico sequencial diário	200
Quadro 33 – Valores de capacidade de campo (<i>cc</i>) e ponto de emurchecimento (<i>wp</i>) em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA).....	201
Quadro 34 - Propriedades hidrológicas médias do solo classificado em termos de textura.....	203
Quadro 35 – Valores de capacidade de campo (<i>cc</i>) e ponto de emurchecimento (<i>wp</i>) das unidades pedológicas da Carta de Solos à escala 1:25 000 ou 1:50 000 (IHERA) para as quais existem dois perfis de solos	204
Quadro 36 – Valores de porosidade (<i>n</i>) em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)	205
Quadro 37 – Valores de porosidade (<i>n</i>) calculados para as unidades pedológicas da Carta de Solos à escala 1:25 000 ou 1:50 000 (IHERA) para as quais existem dois perfis de solos	207
Quadro 38 – Solos que apresentam diferença entre a porosidade e a capacidade de campo inferior a 5 %, com indicação dos valores originais calculados	208
Quadro 39 – Condutividade hidráulica saturada (K_s) em função da textura do solo.....	209
Quadro 40 – Valores de condutividade hidráulica saturada (K_s) em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)	209
Quadro 41 – Valores de condutividade hidráulica saturada (K_s) calculados para as unidades pedológicas da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA) para as quais existem dois perfis de solos	211
Quadro 42 – Polígonos de Thiessen adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação.....	217
Quadro 43 – Polígonos de Thiessen adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação, para o caso da inclusão dos postos udométricos e da primeira geração de postos virtuais.....	218
Quadro 44 – Polígonos de Thiessen adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação, para o caso da inclusão dos postos udométricos e da primeira e segunda geração de postos virtuais	219
Quadro 45 – Áreas de influência adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação, para o caso da inclusão dos postos udométricos e da primeira e segunda geração de postos virtuais.....	224
Quadro 46 – Comparação entre os valores de recarga profunda de aquíferos calculados pelo BALSEQ com os valores estimados pelo método apresentado.....	232
Quadro 47 – Casos estudados para a comparação dos valores calculados de recarga para a ocupação do solo florestal.....	234
Quadro 48 – Resultados obtidos pela corrida do modelo BALSEQ para o caso da ocupação do solo florestal	234
Quadro 49 - Características dos solos na área de ocorrência dos sistemas aquíferos.....	241

Quadro 50 – Valores anuais médios de precipitação, escoamento directo, evapotranspiração real e infiltração profunda, por sistema aquífero e por formações cársicas e não cársicas, obtidos pelo Modelo BALSEQ_MOD	243
Quadro 51 - Características dos solos na área de ocorrência dos sistemas aquíferos, para a corrida do modelo BALSEQ clássico	245
Quadro 52 – Parâmetros derivados do mapa Corine Land Cover, para a corrida do modelo BALSEQ clássico	245
Quadro 53 – Valores anuais médios de precipitação, escoamento directo, evapotranspiração real e infiltração profunda, por sistema aquífero e por formações cársicas e não cársicas, obtidos pelo modelo BALSEQ clássico	246
Quadro 54 – Características sumárias das bacias hidrográficas estudadas	253
Quadro 55 – Comparação entre os escoamentos de base anuais médios obtidos utilizando diferentes opções de corrida do programa DECHIDR	275
Quadro 56 – Síntese das litologias dominantes, valores anuais médios resultantes da decomposição dos hidrogramas, e escoamento de base mediano, por sub-bacia hidrográfica	277
Quadro 57 – Equações de regressão linear do escoamento de base e do escoamento superficial sobre a precipitação, respectivos coeficientes de correlação (r) e limites de aplicação de cada uma das equações para definir o escoamento de base, por sub-bacia hidrográfica	278
Quadro 58 – Regressões do escoamento de base anual sobre a precipitação anual por conjuntos de sub-bacias associadas de acordo com a litologia	280
Quadro 59 – Comparação das rectas de regressão entre três conjuntos de dados que englobam todas as sub-bacias, todas as sub-bacias menos as sedimentares e todas as sub-bacias menos as sedimentares e Rasa	285
Quadro 60 – Desvios entre os escoamentos de base anuais médios obtidos pela decomposição dos hidrogramas e os obtidos pelas rectas de regressão	287
Quadro 61 – Escoamento de base estimado para o caso da precipitação anual média ser reduzida de 20 % [$E_b(80\%.P)$] e relação entre esse escoamento de base e o que existiria se não houvesse redução da precipitação anual média [$E_b(80\%.P) / E_b(100\%.P)$]	290
Quadro 62 – Principais classes de ocupação do solo e de solos representados na bacia hidrográfica a montante de Ponte Panasco	293
Quadro 63 – Comparação entre os resultados obtidos pelos métodos da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e do balanço hídrico sequencial (BALSEQ)	294
Quadro 64 – Resultados do balanço hídrico sequencial diário utilizando três opções diferentes de cálculo do escoamento directo	295
Quadro 65 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre os escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o NC constante ($NC = 80$) para o cálculo do escoamento directo	297
Quadro 66 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre os escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável ($NC2 = 75$) para o cálculo do escoamento directo	297
Quadro 67 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre os escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do <i>solo</i> para o cálculo do escoamento directo	297
Quadro 68 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre a descarga obtida pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e a infiltração profunda obtida pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC constante ($NC = 80$) para o cálculo do escoamento directo	299
Quadro 69 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre a descarga obtida pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e a infiltração profunda obtida pelo	

modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável ($NC2 = 75$) para o cálculo do escoamento directo	299
Quadro 70 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre a descarga obtida pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e a infiltração profunda obtida pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do <i>solo</i> para o cálculo do escoamento directo	300
Quadro 71 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre $P - (Ed+D)$ obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e $ETR + \Delta A_i$ obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC constante ($NC = 80$) para o cálculo do escoamento directo	302
Quadro 72 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre $P - (Ed+D)$ obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e $ETR + \Delta A_i$ obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável ($NC2 = 75$) para o cálculo do escoamento directo	302
Quadro 73 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre $P - (Ed+D)$ obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e $ETR + \Delta A_i$ obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do <i>solo</i> para o cálculo do escoamento directo	302
Quadro 74 – Desvio total médio (mm) entre os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os resultados obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC constante ($NC = 80$) para o cálculo do escoamento directo	304
Quadro 75 – Desvio total médio (mm) entre os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os resultados obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável ($NC2 = 75$) para o cálculo do escoamento directo.....	304
Quadro 76 – Desvio total médio (mm) entre os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os resultados obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do <i>solo</i> para o cálculo do escoamento directo.....	304
Quadro 77 – Localização, datas de amostragem, altitude piezométrica, altitude do terreno e da base do furo	308
Quadro 78 – Ocupação do solo de acordo com o mapa <i>Corine Land Cover</i> na área de estudo de Estarreja e extracções estimadas no aquífero superficial.....	309
Quadro 79 – Recarga estimada pela quantificação dos termos do balanço hídrico abaixo da superfície freática para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)..	312
Quadro 80 – Valores estimados dos parâmetros utilizados no cálculo da recarga para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)	312
Quadro 81 – Precipitação (mm) registada no posto udométrico 10E/03 – Gafanha da Nazaré	314
Quadro 82 – Evapotranspiração de referência mensal média (Penman-Monteith) calculada para a estação climatológica de Montemor-o-Velho	314
Quadro 83 – Caracterização do número característico do escoamento (NC) na área de estudo de Estarreja.	314
Quadro 84 – Caracterização dos parâmetros do coeficiente cultural dual dependentes da ocupação do solo da área de estudo de Estarreja.	315
Quadro 85 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja)	316
Quadro 86 – Áreas ocupadas por cada tipo de ocupação do solo em cada subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)	316
Quadro 87 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja).....	316
Quadro 88 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a totalidade da área de estudo [(1,1) – (46,51)]	319

Quadro 89 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(6,6) – (41,46)]	319
Quadro 90 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(11,11) – (36,41)]	320
Quadro 91 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(16,16) – (31,36)]	320
Quadro 92 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(21,21) – (26,31)]	320
Quadro 93 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja) .	320
Quadro 94 – Evapotranspiração real estimada com água proveniente da zona saturada, pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja).....	321
Quadro 95 – Recarga estimada pela quantificação dos termos do balanço hídrico abaixo da superfície freática acrescidos da evapotranspiração real estimada com água proveniente da zona saturada, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja).....	322
Quadro 96 – Diferenças (mm) dos valores de recarga obtidos pelas quatro aplicações dos modelos de balanço hídrico, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)	323
Quadro 97 – Características, parâmetros e dados de entrada dos modelos e métodos de cálculo da recarga	345

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 – A recarga no ciclo hidrológico.....	3
Fig. 2 – Definição de um volume de controlo	12
Fig. 3 – Balanço de massa de um volume de controlo	13
Fig. 4 - Teor de humidade possível no volume de controlo em função da profundidade.....	14
Fig. 5 - Variáveis presentes no balanço de massa do volume de controlo.....	15
Fig. 6 - Infiltração superficial tomando o volume de controlo acima da fronteira da infiltração superficial	20
Fig. 7 - Infiltração superficial tomando o volume de controlo abaixo da fronteira da infiltração superficial	20
Fig. 8 - Infiltração profunda tomando o volume de controlo acima da fronteira da infiltração profunda..	21
Fig. 9 - Infiltração profunda tomando o volume de controlo abaixo da fronteira da infiltração profunda.	21
Fig. 10 - Recarga tomando o volume de controlo acima da zona saturada.....	22
Fig. 11 - Recarga tomando o volume de controlo abaixo da zona saturada.....	22
Fig. 12 – Massa de soluto presente na infiltração superficial tomando o volume de controlo acima da fronteira da infiltração superficial	23
Fig. 13 – Massa de soluto presente na infiltração superficial tomando o volume de controlo abaixo da fronteira da infiltração superficial	23
Fig. 14 – Massa de soluto presente na infiltração profunda tomando o volume de controlo acima da fronteira da infiltração profunda	24
Fig. 15 – Massa de soluto presente na infiltração profunda tomando o volume de controlo abaixo da fronteira da infiltração profunda	24
Fig. 16 – Massa de soluto presente na água de recarga tomando o volume de controlo acima da zona saturada.....	25
Fig. 17 – Massa de soluto presente na água de recarga tomando o volume de controlo abaixo da zona saturada.....	25
Fig. 18 – Variação do teor de humidade em função da profundidade e do tempo para o caso de ocorrer infiltração superficial capaz de saturar a parte superior do solo	28
Fig. 19 – Variação do teor de humidade em função da profundidade após a saturação da parte superior do solo	28
Fig. 20 – Diagrama triangular para a classificação da textura do solo utilizada pelo Departamento de Agricultura dos EUA (adaptado de Costa, 1991)	31
Fig. 21 – Exemplo teórico da posição teórica da superfície de fluxo nulo (SFN) e do nível freático em função do tempo	32
Fig. 22 – Descarga das águas subterrâneas: A) um caso que traduz a realidade com escoamento tridimensional, B) um caso teórico com escoamento bi-dimensional.....	33
Fig. 23 – Balanço hídrico do submeio formado pelo coberto vegetal e seu enquadramento no balanço hídrico do meio superficial	39
Fig. 24 – Balanço hidrológico do meio superficial considerando que não há intervenção humana e o nível freático se encontra sempre abaixo da base do <i>solo</i>	44
Fig. 25 – Decomposição da precipitação em escoamento directo e retenção na bacia	50
Fig. 26 – Escoamento directo em função da precipitação calculado de acordo com a Eq. 67	52
Fig. 27 - Ábaco para determinação do número característico NC para condições antecedentes de humidade no <i>solo</i> diferentes da saturação da capacidade de campo	55
Fig. 28 – Balanço hidrológico da camada de <i>solo</i> considerando que o nível freático se encontra sempre abaixo da base do <i>solo</i>	57
Fig. 29 – Curva do coeficiente cultural definida a partir dos valores de K_c inicial, K_c médio e K_c final, utilizando os valores apresentados em Allen <i>et al.</i> (1998) referentes à cultura de amendoeiras	63
Fig. 30 – Balanço hidrológico da zona vadosa.	72
Fig. 31 – Características do hidrograma de escoamento	77

Fig. 32 – Métodos para fazer a separação do escoamento superficial em escoamentos directo e de base.....	78
Fig. 33 – Cálculo da recarga pelo método da decomposição do escoamento total.....	80
Fig. 34 - Cálculo da recarga pelo método da translação da curva de esgotamento.....	82
Fig. 35 – Recarga e processos de saída de água da zona saturada quando: A) o nível freático se encontra abaixo da espessura de <i>solo</i> sujeita a ET, B) o nível freático se encontra entre a superfície e a espessura de <i>solo</i> sujeita a ET, C) o nível freático se encontra à superfície	89
Fig. 36 – Determinação da recarga a partir do armazenamento na zona vadosa após a injeção de um traçador na zona vadosa e da determinação da posição desse traçador após um período de tempo.....	91
Fig. 37 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial, (4) escoamento subterrâneo lateral de entrada e de saída	92
Fig. 38 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial, (4) variação do armazenamento da zona saturada	93
Fig. 39 – Inexistência de escoamento subterrâneo de entrada: A) devido a limite impermeável; B) devido a limite impermeável e escoamento subterrâneo paralelo à direcção de escoamento	94
Fig. 40 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) diferença entre o escoamento subterrâneo de entrada e de saída, (4) variação do armazenamento da zona saturada.....	94
Fig. 41 – Coincidência entre o limite do volume de controlo e os locais de divergência do escoamento subterrâneo	95
Fig. 42 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial	96
Fig. 43 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) escoamento subterrâneo lateral de entrada e de saída	96
Fig. 44 – Configuração hidrogeológica de balanço de um soluto conservativo onde na zona vadosa o escoamento é vertical, o nível freático encontra-se sempre abaixo da superfície e nunca sujeito a evapotranspiração; no volume de controlo não existe ou pode-se desprezar: (1) deposição seca, (2) extracções de água superficial, (3) armazenamento de água superficial, (4) recarga artificial da zona vadosa, ou importação de água para o meio superficial, (5) ganhos ou perdas de soluto por interacção com o meio sólido ou por transformação do soluto.	101
Fig. 45 – Linhas de fluxo subterrâneo mostrando a área de recarga cujo escoamento subterrâneo é detectado pelo furo	104
Fig. 46 – Configuração hidrogeológica de balanço de um soluto na camada representativa do meio superficial, onde o volume de controlo coincide com as fronteiras de uma bacia hidrográfica e onde não existe ou pode-se desprezar: (1) deposição seca, (2) extracções de água superficial, (3) armazenamento de água superficial, (4) importação de água para o meio superficial, (5) ganhos ou perdas de soluto no meio superficial	107
Fig. 47 – Configuração hidrogeológica em que a única entrada de água no volume de controlo é a água de precipitação, o escoamento no <i>solo</i> e na zona vadosa é vertical, não há armazenamento de água à superfície pelo que também não há evaporação de água de superfície, e não há descarga de águas subterrâneas para a superfície	112
Fig. 48 – Fluxograma de funcionamento do modelo numérico de balanço hídrico sequencial diário BALSEQ	113
Fig. 49 – Significado dos termos $A_{I\text{ início}}$ e $A_{I\text{ falta}}$ quando se considera o período de desenvolvimento dos cobertos vegetais.....	116
Fig. 50 – Infiltração superficial obtida a partir do modelo de Philip para diferentes tipos de <i>solo</i> e para diferentes distribuições da precipitação e do teor de humidade inicial do <i>solo</i> (precipitação diária = 48 mm/d).	122

Fig. 51 – Infiltração superficial em função da precipitação diária e do teor de humidade inicial do <i>solo</i> obtida a partir do modelo de Philip para diferentes distribuições da precipitação.....	124
Fig. 52 – Volumes considerados para a realização do balanço hídrico cada coberto vegetal ou terreno descoberto.....	130
Fig. 53 – Coeficiente cultural basal (K_{cb}) de cada cultura, considerando que cada cultura individualmente vai ocupar a totalidade da área durante a fase média de desenvolvimento e sem tomar em consideração a interdependência dos respectivos coeficientes culturais basais.....	132
Fig. 54 – Coeficiente cultural basal esparso ($K_{cb\ esparso}$) de cada cultura, sem tomar em consideração a interdependência dos respectivos coeficientes culturais basais.....	133
Fig. 55 – Distribuição anual da fracção do terreno ocupada por cada uma das culturas e pelo terreno descoberto.....	134
Fig. 56 – Distribuição anual da espessura sujeita a evapotranspiração para cada uma das culturas e para o terreno descoberto.....	134
Fig. 57 – Coeficiente cultural basal esparso ($K_{cb\ esparso}$) de cada cultura, considerando a interdependência entre as culturas (a soma dos coeficientes é limitada superiormente pelo poder evaporante da atmosfera).....	135
Fig. 58 – Termos relativos à evaporação do coeficiente cultural dual.....	135
Fig. 59 – Evapotranspiração potencial por tipo de cultura (valores referidos à fracção de terreno ocupada por cada cultura).....	136
Fig. 60 – Situações consideradas durante o balanço hídrico para o caso do aumento ou da diminuição da fracção ocupada por um determinado coberto vegetal ou da espessura do <i>solo</i> sujeita a evapotranspiração.....	137
Fig. 61 – K_a em função da quantidade de água no <i>solo</i> e do limite de depleção.....	140
Fig. 62 – Perfil de equilíbrio inicial, considerando o caso de um <i>solo</i> arenoso franco com o nível freático a 500 cm de profundidade e com teor de água no <i>solo</i> = capacidade de campo.....	143
Fig. 63 – Modelo geométrico e condições iniciais e de fronteira para o estudo do escoamento na zona vadosa.....	145
Fig. 64 – Variação de armazenamento no <i>solo</i> acima da profundidade considerada e infiltração profunda ao fim de 24 horas calculada para um <i>solo</i> arenoso com teor de humidade inicial dado por $\theta = 0,5.cc + 0,5.n$ e infiltração superficial de 12 mm.....	148
Fig. 65 – Ajuste de uma superfície polinomial de grau 3 aos valores de infiltração profunda calculada ao fim de 24 h à profundidade de 130 cm em função do teor de humidade inicial e da infiltração superficial (<i>solo</i> arenoso).....	151
Fig. 66 – Termos representados no cálculo da infiltração profunda quando se utiliza o coeficiente cultural dual para o cálculo da evapotranspiração.....	154
Fig. 67 – Configuração hidrogeológica em que o nível freático se encontra dentro da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração, pelo que há evapotranspiração directamente a partir da zona saturada, o escoamento no <i>solo</i> (parte não saturada) é vertical, não há armazenamento de água à superfície pelo que também não há evaporação de água de superfície, e não há descarga de águas subterrâneas para a superfície.....	156
Fig. 68 – Relação entre a profundidade ao nível freático (prof. n.f.) e a espessura de <i>solo</i> sujeita a evapotranspiração (d) para uma determinada ocupação do <i>solo</i> : (A) representação espacial desta relação em função do tempo (dias a-d); (B) representação da evolução do nível freático em função do tempo para os locais A e B assinalados em (A); (C) representação em tabela, para cada dia, das áreas de cada cultura ou terreno descoberto, em que a prof. n.f. $\leq d$	158
Fig. 69 – Representação do balanço da perda de água na fracção que no dia anterior era ocupada pelo coberto e que entrou num período de dormência ou de inexistência no dia actual.....	163
Fig. 70 – Exemplo do processo de decomposição do hidrograma, para $n = 2$ dia, utilizando como critério (A) o dia do pico do hidrograma, (B) o último dia de chuva.....	170
Fig. 71 – Correção do escoamento de base para os casos em que no período de crescimento o escoamento de base calculado é superior ao escoamento.....	170

Fig. 72 – Decomposição por episódios do escoamento registado na estação hidrométrica de Ponte de Panasco em Janeiro de 1982.	171
Fig. 73 – Componentes consideradas na verificação do balanço de massa entre a precipitação e o escoamento correspondente a um episódio de precipitação/recarga	173
Fig. 74 – Janelas para A) introdução de nomes de ficheiros de dados de entrada e de saída, B) parâmetros relativos à corrida do programa, C) corrida do modelo, D) visualização dos resultados	175
Fig. 75 – Exemplo do formato do ficheiro de entrada	175
Fig. 76 – Exemplo dos três ficheiros de saída	176
Fig. 77 – Decomposição do escoamento do episódio número 5	177
Fig. 78 – Decomposição do escoamento no período definido pelo utilizador	177
Fig. 79 – Exemplo da folha de cálculo Excel com os dados contendo os resultados da corrida do modelo	178
Fig. 80 – Frequências relativas acumuladas dos escoamentos de base calculados para a estação hidrométrica de Ponte de Panasco (período de 10/1981 até 09/1990).....	178
Fig. 81 - Transformação do escoamento superficial. A) transformação do escoamento registado entre as 0h e as 24h num polígono de escoamento; B) transformação do polígono de escoamento no escoamento corrigido para as 9h do dia anterior às 9h do próprio dia; C) sobreposição de A) e B)	180
Fig. 82 – Diagrama triangular para a classificação da textura do solo utilizando os limites da classificação portuguesa (adaptado de SROA, 1970)	193
Fig. 83 – Determinação da precipitação num determinado local utilizando a precipitação registada em postos udométricos envolventes.....	215
Fig. 84 – Determinação da precipitação numa área através da discretização da mesma em subáreas e utilizando a precipitação registada nos postos udométricos envolventes	215
Fig. 85 – Postos udométricos com a respectiva designação, e correspondentes polígonos de Thiessen, com indicação das precipitações anuais médias registadas para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30	216
Fig. 86 – Postos udométricos e primeira geração de postos virtuais, e respectivos polígonos de Thiessen, com indicação das precipitações anuais médias para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30	218
Fig. 87 – Postos udométricos e primeira e segunda geração de postos virtuais, e respectivos polígonos de Thiessen, com indicação das precipitações anuais médias para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30	218
Fig. 88 – Exemplo da transformação da localização dos postos udométricos num meio anisotrópico, conhecidas o ponto de aplicação, a direcção de maior anisotropia e o coeficiente de anisotropia	220
Fig. 89 – Representação dos postos udométricos em sistemas de coordenadas transformados, caracterizados pela transformação (X,Y) aplicada a partir do posto udométrico 31G/02-Porches, sendo X a direcção de anisotropia maior e Y o coeficiente de anisotropia.	222
Fig. 90 – Conjunto de procedimentos que consideram a anisotropia da distribuição da precipitação para a definição das áreas de influência dos postos udométricos e da primeira e segunda geração de postos virtuais, com indicação das precipitações anuais médias para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30	223
Fig. 91 – Precipitação anual média para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30 na área de ocorrência dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira, calculada utilizando polígonos de Thiessen, desenhados num sistema de coordenadas transformado, a partir dos postos udométricos e de postos virtuais de primeira e segunda geração.....	224
Fig. 92 - Combinações de AGUT e NC possíveis e respectivas áreas numa mancha do mapa de base para o cálculo da recarga	227
Fig. 93 – Escoamento directo em função da precipitação e do número característico de escoamento (NC)	228

Fig. 94 - Comparação entre os valores de escoamento directo calculados pelo BALSEQ e os calculados pelo método	229
Fig. 95 - Evapotranspiração real em função da infiltração superficial e da quantidade máxima de água no solo utilizável pelas plantas (AGUT)	229
Fig. 96 – Projecção de <i>c</i> em função de AGUT	230
Fig. 97 – Valores de recarga estimados usando valores de AGUT médios ou fazendo a média ponderada pela área das recargas obtidas para as classes de ocupação do solo BB3, BB2, BB1 e BB0	235
Fig. 98 - Recarga calculada para a área de estudo utilizando o Modelo BALSEQ_MOD	244
Fig. 99 - Relação entre a recarga média (Modelo BALSEQ_MOD) e a precipitação média para a área de estudo	244
Fig. 100 - Recarga calculada para a área de estudo utilizando o modelo BALSEQ clássico	247
Fig. 101 - Relação entre a recarga média (modelo BALSEQ clássico) e a precipitação média para a área de estudo	247
Fig. 102 – Comparação dos resultados obtidos pelo Modelos BALSEQ_MOD (Método 1) e pelo Modelo BALSEQ clássico (Método 2)	248
Fig. 103 – Escoamento direto (Esc. dir.) e evapotranspiração real (ETR) estimados pelos Modelos BALSEQ_MOD e BALSEQ clássico	249
Fig. 104 – Localização das bacias hidrográficas estudadas pelo método da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial	254
Fig. 105 – Decomposição da precipitação anual nas diversas componentes do balanço hídrico (utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco)	255
Fig. 106 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas ígneas (incluindo ou excluindo Aspra)	281
Fig. 107 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas metamórficas (incluindo ou excluindo Rasa)	281
Fig. 108 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas ígneas e metamórficas (incluindo ou excluindo Ponte Junqueira)	282
Fig. 109 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas sedimentares	283
Fig. 110 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares	283
Fig. 111 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para todas as sub-bacias, todas as sub-bacias menos as sedimentares e todas as sub-bacias menos as sedimentares e Rasa	284
Fig. 112 – Regressões lineares do escoamento base anual médio sobre a precipitação anual média considerando diferentes conjuntos de sub-bacias	286
Fig. 113 – Comparação das regressões lineares obtidas por diferentes equações.	289
Fig. 114 – Regressão linear e regressão parabólica do escoamento de base anual médio sobre a precipitação para uma situação em que a precipitação anual média desce para 80 % da precipitação anual média estudada (totalidade das sub-bacias excepto Rasa, Ponte Junqueira e formações sedimentares).	291
Fig. 115 – Comparação entre os resultados obtidos pelos métodos da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e do balanço hídrico sequencial (BALSEQ)	294
Fig. 116 – Projecção dos escoamentos directos anuais máximos nas curvas de $E_d=f(P,NC)$	296
Fig. 117 – Comparação dos escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição do hidrograma ($E \leftrightarrow P$, nE/P , nP) com os obtidos pelas três corridas do balanço hídrico sequencial diário para as quais a raiz da média dos desvios quadráticos das diferenças dos resultados são menores	298
Fig. 118 – Comparação das descargas obtidas pelo método da decomposição do hidrograma (" $E \leftrightarrow P$ ", " E/P ", " nP ") com as infiltrações profundas obtidas pelas três corridas do balanço hídrico	

sequencial diário para as quais a raiz da média dos desvios quadráticos das diferenças dos resultados são menores.	301
Fig. 119 – Comparação das descargas obtidas pelo método da decomposição do hidrograma (" $E < > P$ ", " E/P ", " nP ") com as infiltrações profundas obtidas por três corridas do balanço hídrico sequencial diário que considera o horizonte superior do <i>solo</i> no cálculo do escoamento directo.	301
Fig. 120 - Comparação da diferença entre a precipitação e o escoamento total obtida pelo método da decomposição do hidrograma (" $E < > P$ ", " E/P ", " nP ") com a soma da evapotranspiração real com a variação de armazenamento de água no <i>solo</i> obtida pelas três corridas do balanço hídrico sequencial diário para as quais a raiz da média dos desvios quadráticos das diferenças dos resultados são menores.	303
Fig. 121 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) recarga artificial, (2) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial, (3) evapotranspiração a partir da zona saturada.....	307
Fig. 122 – Pontos de monitorização dos níveis piezométricos (ϕ) e limites das subáreas consideradas no cálculo da recarga (\square)	307
Fig. 123 – Classes de extracções anuais médias de águas subterrâneas do aquífero em estudo	310
Fig. 124 – Recarga calculada para diferentes períodos e diferentes áreas da área de estudo de Estarreja	312
Fig. 125 – Comparação da profundidade ao nível freático, registada no furo 7 nos dias assinalados com \square e interpolada para os restantes dias, com as espessuras de <i>solo</i> sujeitas a evaporação para a ocupação do solo C11, caracterizada pela cultura de milho, pela floresta de pinheiro e por terreno descoberto.....	318
Fig. 126 – Armazenamento subterrâneo transitório (A_{bt}) e permanente dinâmico (A_{bp}) de água drenável por acção da gravidade	330
Fig. 127 – Recarga anual média e volume extraível anual médio para as formações fracturadas do Maciço Antigo na área do Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo	332

SIMBOLOGIA

Variáveis e parâmetros:

α [-] fração de água da precipitação que evapora durante a chuvada (fórmula de cálculo de $Ev_{p\ cv}$)

α ($= 1 / h_b$) parâmetro da fórmula de van Genuchten

α [T^{-1}] coeficiente de esgotamento

α [-] probabilidade de ocorrência (no caso de teste estatístico)

β parâmetro que define a forma da curva de retenção de humidade do solo

Δ tangente da curva de pressão de vapor ($kPa/^\circ C$)

ΔA [L^3/T ou L/T] = $A_{fim} - A_{inicio} = A_{(t + \Delta t)} - A_{(t)}$

ΔA_b [L^3/T ou L/T] = $A_{b\ fim} - A_{b\ inicio} = A_{b(t + \Delta t)} - A_{b(t)}$

ΔA_{b+} [L^3 ou L] variação positiva do armazenamento da zona saturada

ΔA_l [L^3/T ou L/T] = $A_{l\ fim} - A_{l\ inicio} = A_{l(t + \Delta t)} - A_{l(t)}$

ΔA_p [L^3/T ou L/T] = $A_{p\ fim} - A_{p\ inicio} = A_{p(t + \Delta t)} - A_{p(t)}$

$\Delta A_{p\ cv}$ [L^3/T ou L/T] = $A_{p\ fim\ cv} - A_{p\ inicio\ cv} = A_{p\ cv(t + \Delta t)} - A_{p\ cv(t)}$

$\Delta A_{p\ st}$ [L^3/T ou L/T] = $A_{p\ fim\ st} - A_{p\ inicio\ st} = A_{p\ st(t + \Delta t)} - A_{p\ st(t)}$

ΔA_v [L^3/T ou L/T] = $A_{v\ fim} - A_{v\ inicio} = A_{v(t + \Delta t)} - A_{v(t)}$

Δh [L] variação do nível piezométrico

Δh_+ [L] variação positiva do nível piezométrico

ΔM_A [M/T] = $M_{A\ fim} - M_{A\ inicio} = M_{A(t + \Delta t)} - M_{A(t)}$

ΔM_{A_b} [M/T] = $M_{A_b\ fim} - M_{A_b\ inicio} = M_{A_b(t + \Delta t)} - M_{A_b(t)}$

ΔM_{A_l} [M/T] = $M_{A_l\ fim} - M_{A_l\ inicio} = M_{A_l(t + \Delta t)} - M_{A_l(t)}$

ΔM_{A_p} [M/T] = $M_{A_p\ fim} - M_{A_p\ inicio} = M_{A_p(t + \Delta t)} - M_{A_p(t)}$

ΔM_{A_v} [M/T] = $M_{A_v\ fim} - M_{A_v\ inicio} = M_{A_v(t + \Delta t)} - M_{A_v(t)}$

ΔM_C [M/T] variação de massa de substância devido à ocorrência de processos entre as fases líquida/sólida/gasosa, ou por decaimento radioactivo, que ocorrem dentro do VC

ΔM_{C_b} [M/T] $\rightarrow \Delta M_C$ dentro da zona saturada do VC

ΔM_{C_l} [M/T] $\rightarrow \Delta M_C$ dentro do meio solo do VC

ΔM_{C_p} [M/T] $\rightarrow \Delta M_C$ dentro do meio superficial do VC

ΔM_{C_v} [M/T] $\rightarrow \Delta M_C$ dentro da zona vadosa do VC (abaixo do solo)

Δs [L] distância na direcção do escoamento

Δt [T] intervalo de tempo

Δx [L] distância

Δy [L] distância

δ [rad] declinação solar

γ constante psicrométrica ($kPa/^\circ C$).

η [rad] ângulo solar médio acima do horizonte no período do dia com maior evapotranspiração

φ [rad] latitude

ϕ_a [L^3/L^3] porosidade do solo corrigida do ar aprisionado

θ [L^3/L^3] teor de humidade

θ_i [L^3/L^3] teor de humidade inicial

$\theta_{i\ falta1}$ [L^3/L^3] teor de humidade em falta para preencher a cc na zona do solo abaixo de fc

$\theta_{i\ falta2}$ [L^3/L^3] teor de humidade em falta para preencher a cc na zona do solo abaixo do terreno descoberto

θ_r [L^3/L^3] teor de humidade residual

ρ_d [M/L^3] densidade aparente do solo (massa de solo seco por unidade de volume total)

ω [rad] ângulo do tempo solar

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

- ψ [L] altura de pressão
- a [L] altura média da planta
- a [-] parâmetro de regressão
- A [L/T] parâmetro do modelo de Philip
- A [L²] área
- A_b [L³/T ou L/T] armazenamento de água na zona saturada do VC
- A_{bp} [L³ ou L] armazenamento subterrâneo permanente
- A_{bT} [L³ ou L] armazenamento subterrâneo total drenável por acção da gravidade e não influenciado pela acção humana
- A_{bt} [L³ ou L] armazenamento subterrâneo transitório
- ade [L] água disponível no *solo* para evaporação a 100 %
- $AGAQ$ [L] quantidade máxima de água que o *aquífero* pode conter acima do nível de drenagem da bacia
- AG_{cc} [L] água armazenada no *solo* quando o teor de humidade corresponde a cc
- AG_l [L³ ou L] capacidade de armazenamento do *solo*
- AG_{lim} [L] armazenamento do *solo* limite
- AG_{max} [L³ ou L] capacidade de armazenamento do *solo*
- AG_{min} [L] água armazenada no *solo* correspondente ao teor de humidade mínimo possível
- $AGNE$ [L] parâmetro relativo à quantidade máxima de água do *solo* drenável por acção da gravidade condicionada pela capacidade de infiltração desse *solo*
- AG_p [L³ ou L] capacidade de armazenamento superficial
- $AG_{p_{cv}}$ [L³ ou L] capacidade máxima de armazenamento pelas plantas
- $AG_{p_{st}}$ [L³ ou L] capacidade de armazenamento do meio superficial (excluindo as plantas)
- $AGUT$ [L] quantidade máxima de água disponível no *solo* que uma planta pode usar para evapotranspirar (= $AG_{cc} - AG_{wp}$)
- $AGUTe$ [L] quantidade máxima de água armazenável na camada superior do *solo* que pode ser utilizada para evaporação
- AG_{wp} [L] água armazenada no *solo* quando o teor de humidade é dado por wp
- A_l [L³/T ou L/T] armazenamento de água no *solo* do VC
- $A_{l \text{ antes } I_p}$ [L] quantidade de água no *solo* antes do cálculo da infiltração profunda
- $A_{l \text{ fim}^*}$ [L³ ou L] quantidade de água existente no *solo* calculada após a evapotranspiração
- $A_{l \text{ ETR}}$ [L] quantidade de água que existe no *solo* disponível para evapotranspiração
- $A_{l \text{ falta}}$ [L] quantidade de água que falta no *solo* para preencher AG_{cc} entre a profundidade das raízes das plantas e a profundidade máxima que alcançarão durante o seu ciclo de desenvolvimento
- $A_{l \text{ ganho}}$ [L] aumento da quantidade de água no *solo* devido ao aumento da área ocupada pelas raízes das plantas
- $A_{l \text{ inicio}}$ [L] quantidade de água existente no *solo* no início do dia
- $A_{l \text{ perda}}$ [L] quantidade de água perdida do *solo* ou do terreno descoberto, quando uma cultura entra em dormência ou quando há diminuição da área ocupada pelo terreno descoberto
- $A_{l \text{ restitui}}$ [L] quantidade de água utilizada para preencher a cc na zona do *solo* entre rp e rp_1
- A_{l1} [L] aumento da quantidade de água no *solo* devido ao aumento de rp na zona do *solo* por baixo da zona já ocupada pelo coberto vegetal
- A_{l2} [L] aumento da quantidade de água no *solo* devido ao aumento de fc na espessura do terreno descoberto
- A_{l3} [L] aumento da quantidade de água no *solo* devido ao aumento de fc na zona do *solo* abaixo do terreno descoberto
- A_p [L³/T ou L/T] armazenamento de água no meio superficial do VC
- $A_{p \text{ cv}}$ [L³/T ou L/T] armazenamento de água no coberto vegetal (meio superficial) do VC
- $A_{p \text{ st}}$ [L³/T ou L/T] armazenamento de água no meio superficial do VC excluindo o coberto vegetal
- $A_{p \text{ fim}}$ [L] quantidade de água existente no meio superficial no final do dia
- $A_{p \text{ inicio}}$ [L] quantidade de água existente no meio superficial no início do dia
- $area_t$ [L²] área total da ocupação do *solo*
- A_{is} [L²] área vertical do limite do volume de controlo, perpendicular à direcção s
- A_v [L³/T ou L/T] armazenamento de água na zona vadosa abaixo do *solo* do VC
- b [-] parâmetro de regressão

C [-] % em peso de argila em relação ao peso de areia + argila + silte

c [-] parâmetro de regressão

$calcula_Kcb_esp$ [-] parâmetro do programa BALSEQ_MOD que indica se o programa deve calcular $K_{cb\ aj}$ (1=sim, 0=não)

cc [L^3/L^3] capacidade de campo

$CEC = CECc / C$

$CECc$ [meq/M] capacidade de troca catiónica da argila

CEC_{solo} [meq/M] capacidade de troca catiónica do solo

C_K [M/L³] é a concentração de soluto determinada na água do processo K (K pode ser, p.ex. P, D, E_{ps})

d [-] parâmetro de regressão

d [L] espessura do solo, ou distância

D [L^3/T ou L/T] descarga da zona saturada para o meio superficial

d_h [L] espessura do horizonte do solo

dh_t/ds [L/L] gradiente hidráulico na direcção s

dia_ini [T] dia de início da cultura (a partir de 01/Outubro)

ds [L] incremento de distância infinitesimal

dt [T] incremento de tempo infinitesimal

E [L] escoamento ao fim de um tempo $t + \Delta t$ de descida do escoamento num hidrograma

E_0 [L] escoamento no tempo t de descida do escoamento num hidrograma

e_a pressão de vapor (kPa)

E_b [L^3/T ou L/T] escoamento de base

E_{b2e} [L^3/T ou L/T] escoamento subterrâneo proveniente de uma formação subjacente ao VC

E_{b2s} [L^3/T ou L/T] escoamento subterrâneo para uma formação subjacente ao VC

E_{be} [L^3/T ou L/T] escoamento subterrâneo lateral de entrada no VC

E_{bs} [L^3/T ou L/T] escoamento subterrâneo lateral de saída do VC

E_{cv} [L^3/T ou L/T] escoamento pelos troncos

Ed [L^3/T ou L/T] escoamento directo

Ed_b [L^3/T ou L/T] escoamento directo na área em que o n.f. se encontra dentro da espessura do solo sujeita a ET

Ed_t [L^3/T ou L/T] escoamento directo na área em que o n.f. se encontra abaixo da espessura do solo sujeita a ET

E_{le} [L^3/T ou L/T] escoamento lateral de entrada no solo do VC

E_{ls} [L^3/T ou L/T] escoamento lateral de saída do meio solo do VC

E_{pe} [L^3/T ou L/T] escoamento superficial de entrada no VC

E_{ps} [L^3/T ou L/T] escoamento superficial de saída do VC

e_s pressão do vapor de saturação (kPa)

E_{sm} [L] água cedida pela bacia quando o aquífero contém AGAQ

esp [L] espessura do horizonte do solo

E_{sp} [L] espessura do solo do terreno descoberto sujeita a ET

esp_{vc} [L] espessura do VC

ET_c [L/T] evapotranspiração potencial de um determinado coberto vegetal

ET_o [L/T] evapotranspiração de referência

ETP [L^3 ou L] evapotranspiração potencial

ETR [L^3/T ou L/T] evapotranspiração de água existente no solo do VC

ETR_b [L^3/T ou L/T] ET proveniente zona saturada

ETR_t [L^3/T ou L/T] ET na área em que o n.f. se encontra abaixo da espessura do solo sujeita a ET

Ev_a [L^3/T ou L/T] poder de evaporação da atmosfera

Ev_{ve} [L^3/T ou L/T] escoamento lateral de entrada no VC através da zona vadosa

Ev_p [L^3/T ou L/T] evaporação dos corpos hídricos do meio superficial do VC

$Ev_{p\ cv}$ [L^3/T ou L/T] evaporação de água a partir do coberto vegetal

$Ev_{p\ st}$ [L^3/T ou L/T] evaporação de água a partir do meio superficial do VC excluindo o coberto vegetal

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

- E_{vs} [L³/T ou L/T] escoamento lateral de saída do VC através da zona vadosa
- F água retida na bacia, não utilizada para escoamento directo
- $f.a.$ [-] fracção de área
- f_1, f_2 [-] proporção de áreas de ocorrência das culturas 1 e 2, respectivamente
- fc [-] fracção da superfície do terreno que se encontra coberta pela vegetação quando observada directamente por cima
- $fc_{efectivo}$ [-] fracção da superfície do terreno que fica coberta pela sombra da vegetação
- $fc_{(dia,i)}$ [-] fracção de área ocupada pelo coberto vegetal i num determinado dia ;
- f_{ew} [-] fracção de terreno húmida exposta ao sol
- F_r [-] factor de resistência para correcção do coeficiente cultural
- $fraccao$ [-] fracção da área ocupada pelas plantas no período de desenvolvimento máximo
- $fraccao_0$ [-] fracção da área ocupada pelas plantas no início do período inicial de desenvolvimento
- $fraccao_nada$ [-] fracção da área ocupada pelas plantas no período de dormência ou de inexistência
- G a densidade do fluxo de calor do *solo* (MJ/m²/d)
- h [L] altura piezométrica
- h_{cult} [L] parâmetro do programa BALSEQ_MOD com o significado de altura máxima da cultura
- H_0 [L] espessura da água armazenada na superfície do terreno
- H_b [L³/T ou L/T] termo que representa a acção humana no meio saturado, [positivo (entrada de água), negativo (saída de água)].
- h_b pressão de água no *solo* quando há entrada do ar ("bubbling pressure")
- H_{be} [L³/T ou L/T] água introduzida por acção humana na zona saturada do VC
- H_{bs} [L³/T ou L/T] extracção das águas subterrâneas do VC
- H_f [L] sucção da frente de humedecimento
- h_{final} [L] altura do nível freático no final do tempo ($t + \Delta t$)
- $h_{inicial}$ [L] altura do nível freático no início do tempo (t)
- H_{le} [L³/T ou L/T] água introduzida por acção humana no *solo* do VC
- h_o [L] altitude da base da zona saturada
- H_{pe} [L³/T ou L/T] água introduzida por acção humana no meio hídrico superficial do VC
- H_{ps} [L³/T ou L/T] captação de água do meio hídrico superficial do VC por acção humana
- HR_m [%] humidade relativa mínima
- H_{ve} [L³/T ou L/T] água introduzida por acção humana na zona vadosa do VC
- i [L/T] intensidade da precipitação
- I [L³/T ou L/T] intercepção
- IAF [] índice de área foliar
- Ip [L³/T ou L/T] infiltração profunda
- Ip_{solo} [L] quantidade de água de infiltração profunda calculada para o caso em que $rp < rp_1$
- Is [L³/T ou L/T] infiltração superficial
- Is_{max} [L/T] infiltração superficial máxima
- Is_0 [L³/T ou L/T] capacidade de infiltração inicial
- Is_c [L³/T ou L/T] capacidade de infiltração (superficial)
- Is_t [L³/T ou L/T] capacidade de infiltração constante
- K [L/T] condutividade hidráulica
- k constante do *solo* da fórmula empírica de Horton
- K_a [-] coeficiente de *stress* hídrico
- K_c [-] coeficiente cultural
- $K_{c_{final}}$ [-] K_c no final do estágio de final de estação do coberto vegetal
- $K_{c_{inicial}}$ [-] K_c do período de desenvolvimento inicial do coberto vegetal
- $K_{c_{maximo}}$ [-] coeficiente relativo à energia máxima disponível na atmosfera para evapotranspiração
- $K_{c_{medio}}$ [-] K_c do período de meia estação do coberto vegetal

- $K_{c\ min}$ [-] K_c mínimo para o terreno descoberto ($K_{c\ min} \approx 0,15$ a $0,20$)
- K_{cb} [-] coeficiente de cultura basal
- $K_{cb\ aj}$ [-] coeficiente cultural ajustado para coberto vegetal esparso
- $K_{cb\ esparso}$ [-] coeficiente cultural esparso ajustado para o caso de haver duas culturas
- $K_{cb\ fim\ conh}$ [-] K_{cb} no final do estágio de final de estação de um coberto vegetal conhecido
- $K_{cb\ final}$ [-] K_{cb} no final do estágio de final de estação do coberto vegetal
- $K_{cb\ final\ aj}$ [-] $K_{cb\ aj}$ no final do estágio de final de estação do coberto vegetal
- $K_{cb\ ini\ conh}$ [-] K_{cb} do período de desenvolvimento inicial de um coberto vegetal conhecido
- $K_{cb\ inicial}$ [-] K_{cb} do período de desenvolvimento inicial do coberto vegetal
- $K_{cb\ med\ conh}$ [-] K_{cb} durante o período de meia estação de um coberto vegetal conhecido
- $K_{cb\ médio}$ [-] K_{cb} durante o período de meia estação
- $K_{cb\ médio\ aj}$ [-] $K_{cb\ aj}$ durante o período de meia estação
- $K_{cb\ total}$ [-] coeficiente cultural basal durante o período de meia estação para a vegetação que cobre totalmente o terreno ou apresentando índice de área foliar > 3
- K_{cb_fim} [-] parâmetro do programa BALSEQ_MOD com o significado de $K_{cb\ final}$ para condições de $HR_m=45\%$, $u_2 = 2$ m/s
- K_{cb_ini} [-] parâmetro do programa BALSEQ_MOD com o significado de $K_{cb\ inicial}$
- K_{cb_med} [-] parâmetro do programa BALSEQ_MOD com o significado de $K_{cb\ médio}$ para condições de $HR_m=45\%$, $u_2=2$ m/s
- K_{cb_tot} [-] parâmetro do programa BALSEQ_MOD com o significado de $K_{cb\ total}$ para condições de $HR_m =45\%$, $u_2 = 2$ m/s
- K_e [-] coeficiente de evaporação do solo
- K_r [-] coeficiente de redução da evaporação
- K_s [L/T] condutividade hidráulica saturada
- K_x, K_y, K_z [L/T] condutividades hidráulicas nas direcções x , y e z ,
- L [L] distância média do curso de água à divisória hidrológica
- L_des [T] duração da fase de desenvolvimento do ciclo vegetativo
- L_fim [T] duração da fase final do ciclo vegetativo
- L_ini [T] duração da fase inicial do ciclo vegetativo
- L_med [T] duração da fase de meia estação do ciclo vegetativo
- m ($= 1 - 1 / \beta$)
- M_A [M/T] massa de substância armazenada no VC
- M_{A_b} [M/T] massa de substância armazenada na zona saturada do VC
- M_{A_l} [M/T] massa de substância armazenada no solo do VC
- M_{A_p} [M/T] massa de substância armazenada no meio superficial do VC
- M_{A_v} [M/T] massa de substância armazenada na zona vadosa do VC abaixo do solo
- M_D [M/T] massa de substância na água de descarga
- $M_{E_{b2e}}$ [M/T] massa de substância que entra no VC pela sua fronteira inferior
- $M_{E_{b2s}}$ [M/T] massa de substância que sai do VC pela sua fronteira inferior
- $M_{E_{be}}$ [M/T] massa de substância dissolvida no escoamento lateral de entrada na zona saturada do VC
- $M_{E_{bs}}$ [M/T] massa de substância que sai do VC dissolvida no escoamento lateral da zona saturada
- $M_{E_{le}}$ [M/T] massa de substância dissolvida no escoamento lateral de entrada no solo do VC
- $M_{E_{ls}}$ [M/T] massa de substância que sai do VC dissolvida no escoamento lateral do solo
- $M_{E_{pe}}$ [M/T] massa de substância dissolvida no escoamento superficial de entrada no VC
- $M_{E_{ps}}$ [M/T] massa de substância que sai do VC dissolvida no escoamento superficial
- M_{ETR} [M/T] massa de substância que é evapotranspirada do VC
- $M_{E_{ve}}$ [M/T] massa de substância dissolvida no escoamento lateral de entrada na zona vadosa do VC abaixo do solo
- $M_{E_{vp}}$ [M/T] massa de substância que se evapora dos corpos hídricos do meio superficial do VC
- $M_{E_{vs}}$ [M/T] massa de substância que sai do VC dissolvida no escoamento lateral da zona vadosa abaixo do solo
- M_F [M/T] massa de substância que entra no VC por deposição seca
- $M_{H_{be}}$ [M/T] massa de substância introduzida por acção humana na zona saturada do VC

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

- $M_{H_{bs}}$ [M/T] massa de substância extraída por acção humana da zona saturada do VC
- $M_{H_{le}}$ [M/T] massa de substância introduzida por acção humana no *solo* do VC
- $M_{H_{pe}}$ [M/T] massa de substância introduzida por acção humana no meio hídrico superficial do VC
- $M_{H_{ps}}$ [M/T] massa de substância extraída por acção humana do meio hídrico superficial do VC
- $M_{H_{ve}}$ [M/T] massa de substância introduzida por acção humana na zona vadosa do VC abaixo do *solo*
- M_{ip} [M/T] massa de substância na água de infiltração profunda
- M_{is} [M/T] massa de substância na água de infiltração superficial
- MO [-] % de matéria orgânica
- M_p [M/T] massa de substância que entra no VC dissolvida na precipitação
- M_R [M/T] massa de substância na água de recarga
- \underline{n} [L³/L³] média aritmética da porosidade
- n [L³/L³] porosidade (ou teor de humidade saturado)
- N [T] número de dias
- NC [-] número característico de escoamento
- \underline{ne} [L³/L³] média aritmética da porosidade eficaz
- ne [L³/L³] porosidade eficaz
- nu [L³/L³] capacidade utilizável do *solo*
- P [L³/T ou L/T] precipitação no VC
- p [-] limite de depleção da água do *solo* a 100 %.
- P_{cv} [L³/T ou L/T] penetração através da vegetação
- p_{desc} [-] limite de depleção de água do *solo* a 100 % para o terreno descoberto
- permeavel* [-] parâmetro do programa BALSEQ_MOD que indica se o meio é ou não permeável (1= sim, 0= não)
- P_{lim} [L/T] precipitação limite, acima da qual $I_s < P$ e abaixo da qual $I_s = P$
- P_{min} [L³/T ou L/T] perdas iniciais da água de precipitação que não é utilizada para escoamento directo
- P_s [L³/L³/T] água extraída pelas plantas, da zona vadosa
- P_u [L³/T ou L/T] precipitação anual a partir da qual a evapo(transpi)ração de uma bacia hidrográfica passa a ser constante
- Q [L³/T] escoamento superficial que passa numa secção de uma bacia hidrográfica
- Q [L³/T] caudal, caudal subterrâneo escoado, caudal de nascente
- Q_0 [L³/T] escoamento superficial inicial
- r [-] coeficiente de correlação
- R [L³/T ou L/T] recarga vertical
- r_l [TL⁻¹] resistência foliar média
- R_b [L³/T ou L/T] recarga na área em que o n.f. se encontra dentro da espessura do *solo* sujeita a ET
- re [L³/L³] retenção específica
- R_l [L³/T ou L/T] recarga na área em que o n.f. se encontra abaixo da espessura do *solo* sujeita a ET
- R_n a radiação útil na superfície do coberto vegetal (MJ/m²/d)
- rp [L] profundidade das raízes das plantas
- rp_0 [L] profundidade das raízes das plantas no início do período inicial de desenvolvimento
- rp_1 [L] profundidade máxima alcançável pelas raízes das plantas no seu ciclo vegetativo
- $R_{ponderado}$ [L³/T ou L/T] R de uma área ponderada pelas respectivas subáreas
- S [-] % em peso de areia em relação ao peso de areia + argila + silte
- S [L/L] coeficiente de armazenamento
- s [L/T] capacidade de absorção/adsorção do *solo* (modelo de Philip)
- sd [L] profundidade do *solo* sujeita a evaporação
- sld [-] parâmetro do programa BALSEQ_MOD com o significado de p
- S_m capacidade máxima de retenção da bacia após o início do escoamento directo
- S_s [L⁻¹] armazenamento específico
- T [°C] temperatura diária média a 2 m de altitude

T [L^2/T] transmissividade
 t [T] tempo
 t_{cr} [T] tempo crítico (relativamente à análise de hidrogramas)
 t_p [T] tempo necessário para se dar a saturação do solo à superfície
 u [L/T] velocidade do vento média durante o dia
 u_2 [L/T] velocidade do vento a 2 m de altitude
 v [L/T] fluxo específico ou velocidade de Darcy
 V [L^3] descarga potencial de água subterrânea
 w_p [L^3/L^3] ponto de emurchecimento das plantas
 z [L] altitude
 z_i [L] altura da base do volume de controlo

Índices:

b → zona saturada
 c_v → coberto vegetal
 e → entrada
 l → solo (i.e. espessura de terreno sujeita a ET)
 p → meio superficial
 s → saída
 st → superfície do terreno
 t → variável dependente do tempo.
 v → zona vadosa abaixo do solo

Siglas ou abreviaturas:

"E/P" → considerando o balanço entre a precipitação e o escoamento
"E<>P" → sem correcção do escoamento directo para as 24h a que se refere a precipitação
"E=P" → com correcção do escoamento directo para as 24h a que se refere a precipitação
"nE"/P → não considerando o balanço entre a precipitação e o escoamento
"nP" → sem considerar a ocorrência de precipitação para definir o início de um novo episódio P/R
"P" → considerando a ocorrência de precipitação para definir o início de um novo episódio P/R
a.h. → ano hidrológico
AMC → condição antecedente de humidade
CNIG → Centro Nacional de Informação Geográfica
COS' 90 → Carta de Ocupação do Solo
DAM → média das diferenças absolutas
DMAX- → diferença máxima negativa
DMAX+ → diferença máxima positiva
DQM → raiz quadrada da média do quadrado das diferenças
ET → evapotranspiração
gr → rochas ígneas
IHERA → Instituto de Hidráulica, Engenharia Rural e Ambiente
IM → Instituto de Meteorologia
INAG → Instituto da Água
LC → "Land Cover"
LNEC → Laboratório Nacional de Engenharia Civil
m → rochas metamórficas
MBASF → modelo de balanço hídrico abaixo da superfície freática

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

MBHSD → modelo de balanço hídrico sequencial diário

misto → rochas sedimentares e (ígneas ou metamórficas)

n.f. → nível freático

NRCS → *Natural Resources Conservation Service*

pF → logaritmo da altura da coluna de água (em centímetros) que exerce pressão equivalente à força de retenção ou atracção do solo para a água

prof. n.f. → profundidade ao nível freático

p.u → posto(s) udométrico(s)

R → recarga

SCS → *Soil Conservation Service*

sed → rochas sedimentares

SFN → superfície de fluxo nulo

SNIRH → Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos

VC → volume de controlo

VCMS → volume de controlo do meio saturado

AGRADECIMENTOS

Ao Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), local onde desenvolvi a Tese, que além das instalações e equipamentos utilizados, permitiu a minha formação ao abrigo de projectos de investigação que aí decorreram.

Ao Investigador-Coordenador Doutor João Paulo de Cárcamo Lobo Ferreira, chefe do Núcleo de Águas Subterrâneas do LNEC, pela sugestão do tema, incentivo ao longo do período de execução da Tese, orientação interna, leitura atenta da Tese e as subsequentes pertinentes sugestões de alteração.

Ao Professor Doutor Carlos Alberto da Costa Almeida, orientador da Tese, pelo encaminhamento inicial, pela leitura atenta da Tese e subsequentes sugestões de melhoramento dos capítulos finais.

Aos meus colegas de Núcleo, pelo apoio que me foram dando ao longo do tempo, e, principalmente, por, uns mais que outros, terem ficado sobrecarregados de trabalho durante o tempo que dediquei ao Doutoramento. Os agradecimentos estendem-se à sua atitude de (quase) não reclamarem com esta situação. Espero poder compensá-los no futuro. Os seus nomes, por ordem alfabética: Catarina, Emília, João, João Paulo, Maria, Maria José e Teresa.

Ao Professor Luís Santos Pereira, do Instituto Superior de Agronomia, pela prontidão com que me atendeu e pelas questões que me esclareceu relativamente à determinação da evapotranspiração utilizando o coeficiente cultural dual.

Ao Eng. Manuel Costa, da Universidade do Algarve, que me deu indicações sobre solos e algumas culturas agrícolas do Algarve.

À Eng^a. Cláudia Brandão e ao seu grupo de trabalho do Instituto da Água, pela disponibilização de informação de precipitações e escoamentos necessária à corrida dos modelos desenvolvidos nesta Tese

À Isabel Rodrigues, a quem recorri para algumas perguntas relacionadas com a agricultura, e aos docentes da Escola Superior Agrária de Castelo Branco, a quem ela passou algumas questões e que me responderam: Prof. Francisco Frazão, Prof. João Goulão, e Prof. Fernando Leite Pereira.

À Maria José Henriques pela digitalização da altimetria de Estarreja.

À Lígia Pinto pelo utilização do programa Statistica.

Ao José Paulo Monteiro com quem troquei algumas ideias no âmbito do projecto POCTI em que participámos.

Ao Eduardo Paralta pela interacção que tivemos na aplicação de alguns métodos de cálculo da recarga numa área de estudo dos Gabros de Beja.

À Tania Zakharova pelo trabalho desenvolvido para a caracterização espacial de parâmetros de cálculo da recarga e pelos artigos que me arranhou relativamente às profundidades das raízes das plantas.

Ao João Diogo pela preparação da figura com a localização das bacias hidrográficas estudadas.
A todos os que, pela sua presença, me ajudaram.

Os agradecimentos finais são para referir os principais Projectos de Investigação do LNEC e do Plano Operacional de Ciência Tecnologia e Inovação (POCTI) da Fundação para a Ciência e Tecnologia, no âmbito dos quais fiz investigação para esta Tese:

- Projecto de Investigação Programada (PIP) do LNEC, nº 12031 (Proc. 0607/11/14806), relativo ao quadrénio 2001-04: "Calibração de Métodos de Avaliação da Recarga Regional de Aquíferos, Ensaios de Laboratório e Modelação Matemática da Infiltração e do Escoamento, na Zona Vadosa e na Zona Saturada";
- Projecto de Investigação e Desenvolvimento (I&D) do LNEC (Proc. 607/11/13100), relativo ao quadriénio 1996-99: "Recursos Hídricos Subterrâneos Renováveis: Avaliação e Calibração";
- Programa POCTI/CTA/11204/98 para o período 1999-2003 (Proc. 0607/18/13730): "Modelação Matemática do Escoamento em Aquíferos Costeiros Cársicos do Algarve Central e o Efeito da Substituição do Abastecimento Público a partir de Albufeiras";
- Programa POCTI/ECM/2512/95 para o período 1999-2004 Proc. 0607/18/12159 - "Simulação e Optimização de Aquíferos Sujeitos a Intrusão Salina".

1. Introdução

1.1. Objectivos

A abordagem aos objectivos começa pela justificação do título desta Tese: "Recarga de Águas Subterrâneas. Métodos de Avaliação".

Em primeiro lugar, utiliza-se a designação **Águas Subterrâneas** para abranger toda a água existente dentro da rocha, na sua zona saturada. Esta designação foi preferida à de *Aquíferos*, uma vez que estes, além de se caracterizarem por possuir determinadas propriedades hidráulicas, incorporam na sua definição um conceito económico, que faz com que nem todas as massas de águas subterrâneas sejam classificadas como aquíferos. Independentemente deste conceito, e por comodidade, ao longo da Tese utilizar-se-á o termo *aquífero* para designar em sentido lato *todas as águas subterrâneas da zona saturada subsuperficial*.

Em segundo lugar, o conceito de **Recarga**. Sendo este o tema geral da Tese, desenvolve-se este conceito na secção seguinte.

Em terceiro lugar, destaca-se o que se pretende com a expressão **Métodos de Avaliação**. Esta expressão significa que se pretende desenvolver, caracterizar, e testar diversas metodologias para o cálculo da recarga de águas subterrâneas, comparando entre si, sempre que possível, os resultados por elas fornecidos. Isto significa que as referidas metodologias são aplicadas, com dados reais, mas não se pretende com essa aplicação chegar a resultados definitivos, médios, desvios padrão, anos secos, etc., caracterizadores da recarga de uma determinada área. As aplicações visam fundamentalmente testar os métodos. Esta situação decorre por exemplo da não disponibilidade para a Tese da totalidade dos dados para algumas aplicações, sem com isto querer significar que esses dados não existam.

Com esta Tese são objectivos explícitos:

- 1 – apresentar um modelo global que permita deduzir todos os modelos de cálculo da recarga;
- 2 – apresentar diferentes modelos e caracterizar diferentes métodos que permitem o cálculo da recarga;
- 3 – criar novos métodos ou aprofundar os métodos de cálculo da recarga;
- 4 – demonstrar a aplicabilidade desses métodos com dados de casos de estudo reais;
- 5 – validar os resultados obtidos pela aplicação desses métodos;
- 6 – definir os modelos e os métodos mais adequados em função das configurações hidrogeológicas existentes.

1.2. O conceito de recarga no ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico caracteriza-se, de uma forma muito simples, por um conjunto de processos que ocorrem na parte aérea, na superfície terrestre e na sub-superfície (Fig. 1).

Começando pela precipitação, a água atinge a superfície terrestre ou é interceptada pela vegetação. A água que é interceptada pela vegetação fica armazenada e posteriormente pode ser evaporada. A água que atinge a superfície terrestre pode acumular-se em corpos hídricos superficiais (lagos, mares) e daí evaporar-se ou infiltrar-se, pode cair sobre cursos de água e evaporar-se, ser transportada por esses cursos de água para outros locais (normalmente lagos ou mares) ou infiltrar-se, ou pode cair directamente na superfície terrestre seca e infiltrar-se até que a capacidade de infiltração do solo desse local seja atingida. Quando o solo fica saturado e a precipitação excede a capacidade de infiltração do solo, há encharcamento do solo e/ou geração de escoamento à superfície, em direcção aos cursos de água, aos mares ou aos lagos. A água que se infiltra no solo fica sujeita a evaporação, pode ser absorvida pelas plantas, sendo posteriormente evapotranspirada (regressando à atmosfera), ou pode escoar em profundidade em direcção à zona saturada sub-superficial. A água que atinge a zona saturada é a água de recarga. O escoamento na zona saturada dá-se dos locais de recarga para os locais de descarga (nascentes). A descarga devolve a água à superfície: directamente para os corpos hídricos superficiais (cursos de água, lagos ou oceanos), para zonas de encharcamento ou para o escoamento superficial que se encaminha para os corpos hídricos. Nos corpos hídricos superficiais a água pode escoar, evaporar-se ou infiltrar-se novamente no solo. A água evaporada forma nuvens que podem deslocar-se para outros locais. Quando as nuvens condensam, ocorre precipitação, fechando-se o ciclo hidrológico.

A acrescentar à parte natural do ciclo hidrológico há que considerar a intervenção do homem, que (1) pela prática da rega introduz água no solo, (2) pela construção de barragens cria formas de armazenamento superficial que podem induzir infiltração no terreno subjacente e evaporação; (3) pela rejeição de efluentes domésticos ou industriais, acrescenta água às zonas onde faz essa rejeição; (4) pode utilizar a água proveniente de outros locais para a sua injeção na subsuperfície (processo designado por recarga artificial); (5) extrai água dos corpos hídricos superficiais ou da zona saturada para diferentes utilizações.

Define-se **recarga de águas subterrâneas** como a **quantidade de água que é acrescentada à zona saturada de água subterrânea**. Esta recarga vai provocar o aumento do armazenamento de água da zona saturada.

Como se pode depreender, a recarga pode ocorrer por infiltração da água da chuva, por infiltração a partir de cursos de água e de outros corpos hídricos superficiais, por infiltração da água de rega e/ou por acção humana (recarga artificial). A recarga é um processo que ocorre dentro da terra, que não é visível, que ocorre de forma pontual ou difusa e que não é possível medir directamente.

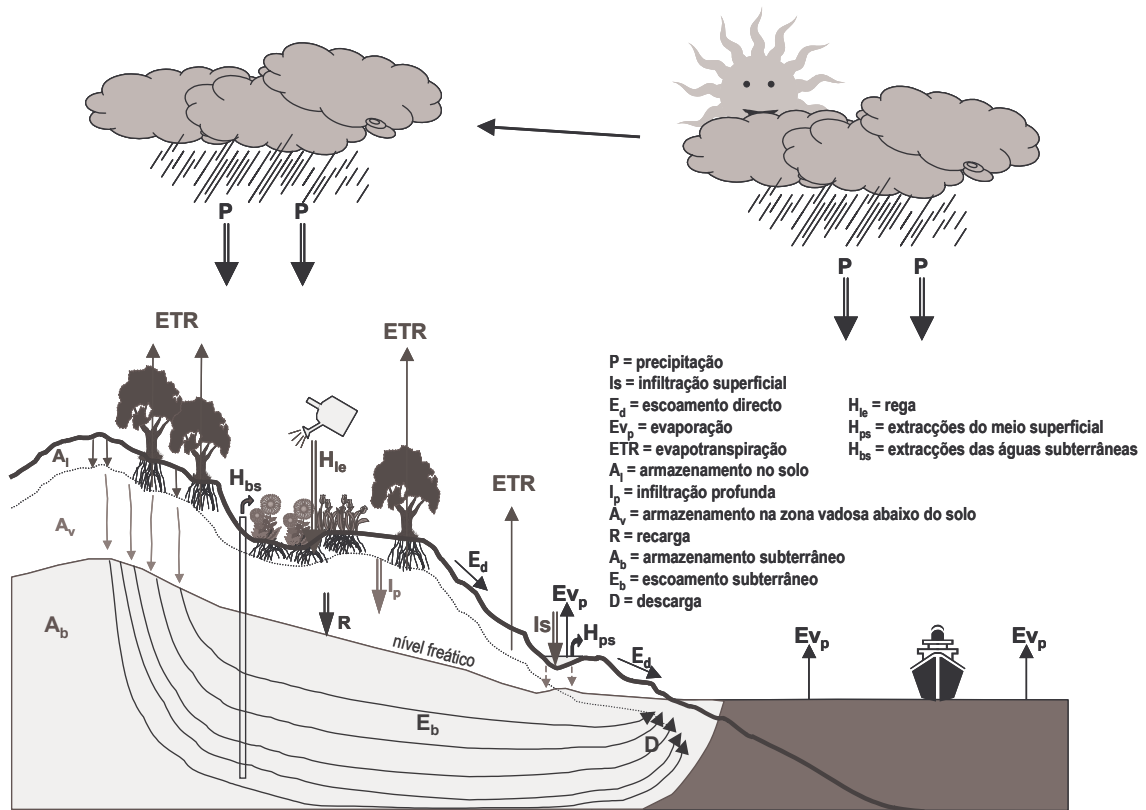


Fig. 1 – A recarga no ciclo hidrológico

1.3. Importância do tema

A recarga é um processo que traduz a entrada de água na zona saturada subsuperficial. A zona saturada pode constituir-se como uma entidade hidrogeológica, que armazena e transmite água, e que é susceptível de ser explorada, sendo a água dela extraída utilizável para abastecimento de populações, da indústria, e da agricultura. Como referido na secção 1.1, por facilidade de expressão, utilizar-se-á o termo *aquífero* para designar essas entidades hidrogeológicas.

Para se ter a noção da importância dos *aquíferos* como origens de água refira-se que em Portugal Continental e de acordo com a Versão Provisória do Plano Nacional da Água (PNA; MAOT, 2001), para abastecimento público são consumidos 349 hm³/a de água de origem subterrânea, que representa 62 % do total consumido; para a indústria foram calculados consumos de 179 hm³/a (46 % do total); e para a rega estimaram-se os consumos de águas subterrâneas em 4210 hm³/a (64 % do consumo total para rega). Ou seja, para estes três sectores utilizadores de água, os *aquíferos* são a origem de 4738 hm³/a de água (63 % do total de água consumida). Note-se que estes consumos são um indicador por defeito dos volumes extraídos, uma vez que não são consideradas as perdas nas redes de distribuição de água.

A exploração das águas subterrâneas está no entanto condicionada à manutenção do balanço hídrico das entradas e saídas de água dos sistemas aquíferos, e é aqui que a recarga assume um

papel de destaque. Se não houvesse recarga, depois de explorado, o *aquífero* ficaria vazio. A exploração de águas subterrâneas seria vista a exemplo de uma exploração mineira ou petrolífera. Contudo a recarga é um processo sazonal, e as águas subterrâneas são um recurso renovável.

Este aspecto da manutenção do balanço hídrico é focado na Directiva 2000/60/CE do Parlamento Europeu e do Conselho de 23 de Outubro de 2000, que estabelece um quadro de acção comunitária no domínio da política da água (JO L 327, de 22.12.2000, p. 1). Esta Directiva refere no seu Artigo 4 sobre Objectivos ambientais, ponto «1. Ao garantir a operacionalidade dos programas de medidas especificados nos planos de gestão de bacias hidrográficas», «b) Para as águas subterrâneas», «ii) Os Estados-Membros protegerão, melhorarão e reconstituirão todas as massas de água subterrâneas, garantirão o equilíbrio entre as captações e as recargas dessas águas, com o objectivo de alcançar um bom estado das águas subterrâneas (...) de acordo com o disposto no Anexo V (...)». O referido Anexo V define bom estado (quantitativo) das águas subterrâneas como «o nível da água na massa de águas subterrâneas é tal que os recursos hídricos subterrâneos disponíveis não são ultrapassados pela taxa média anual de captação a longo prazo».

Por sua vez os "recursos disponíveis de águas subterrâneas" são definidos na Directiva como «a taxa média anual a longo prazo de recarga total da massa de águas subterrâneas, a que se subtrai o caudal anual a longo prazo necessário para alcançar os objectivos de qualidade ecológica das águas de superfície associadas especificados no artigo 4.º, para evitar uma degradação significativa do estado ecológico dessas águas e prejuízos importantes para os ecossistemas terrestres associados».

Da leitura dos aspectos da Directiva apresentados ressalta para o tema desta Tese a importância do conhecimento da recarga das águas subterrâneas para cumprir o objectivo da captação de águas subterrâneas não ultrapassar os recursos disponíveis, que estão fortemente dependentes da recarga.

Neste contexto o estudo da recarga torna-se muito importante, ao permitir para cada origem de água calcular o volume de água renovável anualmente. Para além deste aspecto fundamental para a utilização da água pelo homem, a recarga é um processo importante em termos de poluição de águas subterrâneas, onde tem um impacto negativo, pois é o agente responsável pelo arraste de poluentes da superfície para o meio subterrâneo.

Para além dos aspectos já mencionados, refere-se a importância da recarga na caracterização de sistemas hidrogeológicos, no condicionamento do escoamento subterrâneo e superficial do meio e na construção de modelos de escoamento.

Refira-se a esse propósito, que nos modelos de escoamento subterrâneo, a recarga, e outro parâmetro fundamental nos modelos, a condutividade hidráulica, durante o processo de calibração dos modelos, compensam-se mutuamente. Ou seja, nessa situação, é muito difícil chegar a valores concretos de cada um destes parâmetros. A não ser que haja estimativas individuais do parâmetro

condutividade hidráulica, é extremamente desejável que haja uma estimativa independente da recarga, utilizando outros métodos, e que com isso a recarga seja uma variável fixa do modelo de escoamento.

Os próprios planos de bacia e o PNA consagram objectivos e medidas que implicam a necessidade de se conhecer a recarga das águas subterrâneas. Os objectivos gerais do PNA (MAOT, 2001) relacionados com esse assunto referem a necessidade (1) de se assegurar a integração dos aspectos da quantidade-qualidade da água e dos recursos hídricos subterrâneos e superficiais; (2) de promover a gestão sustentável da procura da água, baseada (...) nas disponibilidades existentes em cada bacia hidrográfica; e (3) de promover o aumento do conhecimento, estudo e investigação aplicada dos sistemas hídricos. Embora os primeiros dois objectivos apresentados refiram aspectos de quantidade e de disponibilidades, os programas e medidas apresentados não permitem a sua avaliação. Somente o programa apresentado para dar cumprimento ao terceiro objectivo permitirá a avaliação dos aspectos quantitativos (onde se inclui a recarga).

A avaliação da recarga revela-se importante não só ao nível do seu valor médio, mas também em termos de quantis de ocorrência de determinados valores de recarga. Assim um quantil 50 % (ou mediana) diz-nos que a probabilidade de ocorrência de recarga igual ou superior a ele é de 50 % (uma vez de dois em dois anos), ao passo que a recarga correspondente ao quantil 20 % nos diz que a probabilidade de ocorrência de recarga igual ou inferior a esse valor é de 20 % (duas vezes de dez em dez anos). A apresentação dos valores de recarga nestes moldes é muito útil em termos de planeamento uma vez que permite prever, para uma situação de escassez de água (seca), qual a recarga existente, sendo este aspecto particularmente relevante em *aquíferos* com um armazenamento permanente não muito superior ao volume de recarga anual médio. Em *aquíferos* com elevado armazenamento permanente, a ocorrência de situações de baixa precipitação em determinados anos não terá implicações a longo prazo, uma vez que, mesmo que haja exploração do armazenamento permanente, o volume de água extraído poderá ser restituído em anos mais pluviosos.

A recarga é alvo de investigação desde há muito tempo, sendo a sua determinação também importante para estudos de modelação, vulnerabilidade ou contaminação de águas subterrâneas. Mais recentemente, a determinação da recarga ganha importância a nível da "probabilidade de ocorrência de valores de recarga".

A Comissão Europeia apresentou a "Proposta de Decisão do Conselho que adopta o programa específico 2002-2006 de investigação, desenvolvimento tecnológico e demonstração com vista à integração e reforço do Espaço Europeu da Investigação" [COM(2001)279 final, de 30.05.2001], onde na Integração da investigação tem como um dos domínios temáticos prioritários de investigação o "desenvolvimento sustentável e alterações globais". Uma das prioridades de investigação deste domínio temático é o ciclo da água, onde o objectivo é avaliar o impacto das alterações globais e, em especial, das alterações climáticas **no ciclo da água** e na qualidade e **disponibilidade dos recursos**

hídricos, a fim de proporcionar as bases para ferramentas de gestão destinadas a atenuar os respectivos impactos. De acordo com a Proposta, a investigação incidirá no impacto das alterações climáticas nas variáveis hidrológicas, distribuição das águas subterrâneas/águas superficiais, ecossistemas de água doce e de zonas húmidas e qualidade da água; papel determinante dos oceanos no ciclo global da água; estratégias de gestão e seus impactos; cenários da procura e disponibilidade de recursos hídricos.

Uma das variáveis hidrológicas a considerar é portanto a recarga. Para o estudo do impacto das alterações climáticas na recarga torna-se necessária a criação de diversos modelos climatológicos e com eles a previsão das recargas que podem existir.

Os modelos de recarga actuais poderão prever as recargas que existirão se as precipitações forem alteradas, pela selecção dos valores de recarga calculados para diversas probabilidades acumuladas de ocorrência. Mas se o regime de precipitações for alterado, então a simples utilização das probabilidades acumuladas não será suficiente. Aí tornar-se-á necessário correr modelos para valores diferentes previstos de entradas (por exemplo, poucos episódios de precipitações, precipitações intensas, precipitações fracas, etc.)

Este tipo de preocupação encontra-se também presente na Versão Provisória do PNA (MAOT, 2001), onde se refere no Capítulo IV sobre "Paradigmas e Desafios para uma Nova Política" que um dos maiores desafios da humanidade do próximo século é o: «o aquecimento global, em resultado do efeito de estufa, com prováveis efeitos hidrológicos muito significativos. As previsões disponíveis sobre os efeitos de alterações climáticas no nosso país sugerem um aumento da temperatura média anual entre 3 a 4 °C e uma diminuição da precipitação média anual entre 10 a 20%.

(...) O cenário de diminuição da precipitação e de aumento da evapotranspiração provocará, necessariamente, uma diminuição do escoamento e da recarga de *aquíferos* e, conseqüentemente, das disponibilidades de água. Acresce que se prevê um aumento da variabilidade climática com uma intensificação dos fenómenos extremos, o que aumentará a pressão sobre os sistemas de abastecimento de água e poderá aumentar a probabilidade de ocorrência de cheias.» (MAOT, 2001).

Daí que seja necessário realizar estudos e utilizar modelos que permitam dar não só valores de recarga média mas também a distribuição dos valores de recarga. Neste sentido ganham grande importância os modelos que permitem o cálculo da recarga por episódio de precipitação/recarga, nomeadamente os modelos de balanço hídrico sequencial de incremento de tempo diário ou inferior.

1.4. Breve referência bibliográfica aos métodos de cálculo da recarga

A recarga de águas subterrâneas tem sido um assunto muito estudado. É uma etapa indispensável em qualquer estudo hidrogeológico, razão pela qual há uma quase infinidade de estudos acerca da recarga. Quando se aborda a avaliação da recarga é necessário ter presente que cada caso

é um caso e que há que definir o modelo e os melhores métodos que permitam fazer a sua estimativa, em função da informação existente ou a adquirir. No fundo, esta é a mensagem que se pretende passar com esta Tese: em função do caso de estudo, definir o modelo e seleccionar os melhores métodos.

Em termos metodológicos para o cálculo da recarga é importante a seguinte abordagem referida por Lerner *et al.* (1990): *a necessidade de começar por uma conceptualização bem definida dos processos de recarga e a necessidade de utilizar mais do que uma técnica para verificar os resultados, devendo a estimativa da recarga ser vista como um processo iterativo e não como um cálculo de "uma vez para todas".*

Seria extraordinariamente extensa qualquer tentativa de fazer uma resenha dos métodos existentes para a estimativa da recarga e como e onde foram aplicados. Seria praticamente impossível, também, para a realização desta Tese percorrer toda a bibliografia existente. Além disso, a consulta bibliográfica revelou em muitos casos uma repetição das abordagens, que permitiram por um lado consolidar a percepção do processo de recarga e dos processos de cálculo, mas que levou, por outro lado, à opção de no processo de realização desta Tese, não aprofundar a pesquisa bibliográfica, com a vantagem de se poder investir mais no estudo das situações existentes decorrentes da informação disponível em Portugal, das tentativas de aplicação e dos resultados que as aplicações realizadas forneceram.

Porque não é abordado nesta Tese, e porque é um tema abordado em muitas publicações, refira-se que um dos alvos de investigação do cálculo da recarga é as regiões (semi-)áridas. Nestas regiões, onde qualquer gota de água é importante, os métodos de balanço hídrico sequencial diário do *solo* são muito falíveis devido aos erros que estão associados à determinação das variáveis do balanço hídrico: a precipitação, mas principalmente os parâmetros característicos do *solo* e a evapotranspiração, cujos erros de estimação são muito superiores às recargas destas áreas (muitas vezes abaixo dos 10 mm/a). Nestas regiões os métodos mais indicados parecem ser os que se baseiam no escoamento e transporte na zona vadosa. Nesse sentido indicam-se os métodos baseados no perfil de solutos na zona vadosa (por exemplo Edmunds *et al.*, 1988).

Outro tipo de métodos que foram ou são muito utilizados para o cálculo da recarga, muito referidos na bibliografia e que não se abordam nesta Tese, são os métodos isotópicos. Por exemplo Allison (1988) apresenta uma descrição sumária acerca destes métodos.

Em relação aos estudos com estimativa da recarga realizados em Portugal, os métodos mais generalizados são o modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ, ver referências a casos de estudo na secção 6.3.1) e o método do balanço de cloretos utilizando a precipitação e os teores de cloretos na água de precipitação e na água subterrânea (referências na secção 5.3.3).

Outras aproximações utilizadas para a estimativa da recarga em Portugal são: a determinação do escoamento subterrâneo (Lobo Ferreira e Delgado Rodrigues, 1988); as análises de hidrogramas (Delgado Rodrigues, 1987; Abrunhosa, 1988; Simões, 1998; Pereira, 1999; Fernandes, 2001); o controlo de caudais de nascentes (Simões, 1998; Pereira, 1999); ou a calibração de modelos numéricos de escoamento subterrâneo (Lopo Mendonça, 1990; Duque, 1997).

É igualmente usual utilizar balanços hídricos sequenciais mensais para o cálculo dos excedentes hídricos em relação à precipitação e à evapotranspiração (Silva, 1984; Abrunhosa, 1988; Silva, 1988; Lopo Mendonça, 1990; Marques da Silva, 1990; Pedro, 1990; Vieira da Silva, 1991; Cupeto, 1991; Monteiro, 1993; Reis, 1993; Lima, 1994; Paralta, 1995; Afonso, 1997; Candeias, 1997; Pereira, 1999; Fernandes, 2001; Monteiro, 2001; Paralta, 2001).

Aos métodos referidos far-se-á referência ao longo desta Tese. Outras aproximações que não são abordadas nesta Tese mas que se utilizam muito em Portugal, são (1) a atribuição de um coeficiente de recarga ao valor da precipitação anual média em função, principalmente, da geologia e das produtividades médias das captações de água subterrânea; (2) o método de Kessler (Almeida, 1985; Costa, 1985; Monteiro, 1993; Reis, 1993; Monteiro, 2001), que foi desenvolvido para calcular o balanço hídrico de zonas cársticas na Hungria.

1.5. Estrutura da Tese

A Tese encontra-se organizada da seguinte forma:

O **Capítulo 2 - Formulações de base** apresenta o balanço de massa de um volume de controlo que abrange o meio superficial e o meio subsuperficial. Neste Capítulo enquadra-se o conceito de recarga e apresentam-se as equações de balanço de massa gerais, as equações de balanço de massa para a recarga e faz-se a descrição dos diversos processos que ocorrem no meio subterrâneo, desde a entrada de água à superfície até à sua descarga para o meio hídrico superficial. Apresenta-se também a formulação que rege o escoamento abaixo da superfície do *solo*: na zona vadosa (antes da recarga) e na zona saturada (após a recarga).

O **Capítulo 3 - Quantificação das variáveis do balanço hídrico** apresenta a forma de fazer a quantificação dos diversos termos do balanço de massa que depois serão utilizados no cálculo da recarga. Para os variáveis que representam a passagem de água entre os vários subvolumes dentro do volume de controlo é apresentada a formulação que permite caracterizar esses processos.

Dependendo das situações hidrogeológicas, as equações de balanço de massa podem assumir formas diferentes. Essas situações hidrogeológicas e correspondentes equações para o cálculo da recarga baseadas no balanço de massa são apresentadas no **Capítulo 4 - Modelos para a determinação da recarga baseados no balanço hídrico** para o caso da massa de água (balanço

hídrico) e no **Capítulo 5 - Modelos para a determinação da recarga baseados no balanço de massa de soluto** para o caso da massa de uma qualquer substância.

Alguns dos métodos baseados nas equações apresentadas no **Capítulo 4** são desenvolvidos no **Capítulo 6 - Desenvolvimento de métodos para o cálculo da recarga a partir do balanço hídrico sequencial** e no **Capítulo 7 - Desenvolvimento de métodos para a decomposição do hidrograma de escoamento superficial**. É feita a passagem da formulação teórica apresentada no **Capítulo 3** para o incremento de tempo diário do balanço sequencial e é estudado o efeito de se optar por determinados parâmetros.

Para se fazer a caracterização dos parâmetros de entrada nos modelos de balanço hídrico sequencial é necessário recorrer à informação existente. A informação cartográfica de base e a correspondente informação descritiva associada são analisadas no **Capítulo 8 - Caracterização de parâmetros necessários ao balanço hídrico sequencial a partir de informação cartográfica de base** tendo em vista a caracterização desses parâmetros.

Uma vez que a recarga calculada pelos métodos apresentados anteriormente é para condições locais ou refere-se a situações geográficas muito específicas, o **Capítulo 9 - Cálculo da recarga distribuída numa região de estudo** é dedicado à forma de se fazer a quantificação dos valores de recarga noutras áreas onde não se fez o seu cálculo utilizando o balanço de massa.

O **Capítulo 10 - Cálculo da recarga em diversas áreas de estudo** aplica vários métodos a três casos de estudo para quantificar a recarga: sistemas aquíferos de Quarteira e Albufeira-Ribeira de Quarteira, Estarreja e uma selecção de 16 bacias hidrográficas. Nesta aplicação procura-se sempre fazer a validação dos resultados obtidos.

Sustentabilidade de exploração e volume extraível anual de águas subterrâneas é o título do **Capítulo 11**, que faz a ponte entre o volume de recarga, estudado nos capítulos anteriores, e o volume disponível para a exploração de águas subterrâneas.

Finalmente, no **Capítulo 12 - Síntese e Conclusões** apresenta-se uma síntese do trabalho desenvolvido e avalia-se o sucesso da Tese em cumprir os objectivos traçados inicialmente. Com base nos estudos realizados é feita uma definição dos modelos e dos métodos mais adequados em função das configurações hidrogeológicas existentes. São também dadas indicações acerca do desenvolvimento de estudos futuros.

2. Formulações de base

2.1. Apresentação

Neste Capítulo apresenta-se um volume de controlo que contempla quatro compartimentos ou unidades que interferem nos processos que ocorrem desde a precipitação até à descarga de águas subterrâneas. Esses compartimentos são:

- o meio hídrico superficial
- o *solo* (entendido como a espessura de terreno sujeita a evapotranspiração)
- a zona vadosa abaixo do *solo*
- a zona saturada

Para a totalidade do volume de controlo e para cada um dos compartimentos são apresentadas as equações de balanço de massa de um soluto e do balanço de massa de água.

São definidos os conceitos de infiltração superficial, infiltração profunda, recarga e descarga utilizando estes balanços de massa.

São apresentadas as equações diferenciais que regem os escoamentos na zona vadosa e na zona saturada.

2.2. Equação de balanço de massa

2.2.1. Definição do volume de controle

Considere-se um volume de controle (VC) constituído por vegetação, corpos hídricos de superfície, solo e subsolo composto por materiais total ou parcialmente saturados em água (Fig. 2).

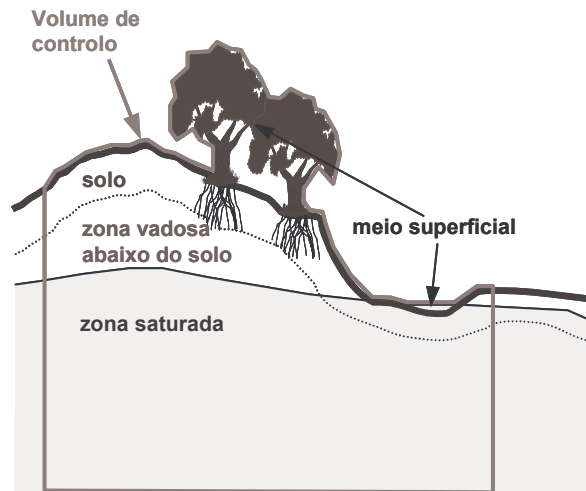


Fig. 2 – Definição de um volume de controle

De acordo com a lei de conservação de massa de uma determinada substância, para um determinado intervalo de tempo, a quantidade de massa que entra no VC através das suas fronteiras é igual à que sai através das suas fronteiras mais a variação de massa no interior menos a variação de massa que se origina (ou se perde) no interior do VC (Fig. 3). Esta lei pode ser traduzida pela equação de balanço de massa:

$$M_e - M_s + \Delta M_c = \Delta M_A \quad \text{Eq. 1}$$

$$M_e - M_s + \Delta M_c = M_{Af} - M_{Ai} \quad \text{Eq. 2}$$

sendo:

M_e a entrada (índice e) de massa da substância em balanço através das fronteiras do VC [M/T];

M_s a saída (índice s) de massa da substância em balanço através das fronteiras do VC [M/T];

ΔM_c a variação de massa dessa substância originada ou perdida no interior do VC (final - inicial) [M/T];

ΔM_A a variação do armazenamento de massa dessa substância no interior do VC (final - inicial) [M/T];

M_{Af} a massa existente dentro do VC no final (índice f) do período em análise

M_{Ai} a massa existente dentro do VC no início (índice i) do período em análise

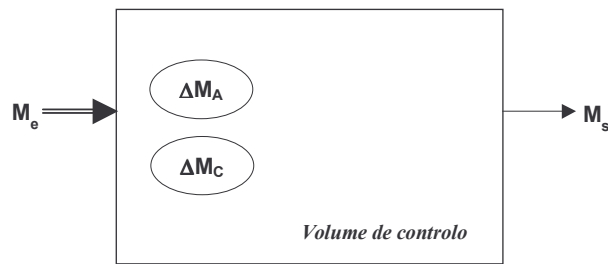


Fig. 3 – Balanço de massa de um volume de controle

O termo ΔM_c refere-se ao ganho (sinal positivo) ou perda (sinal negativo) de uma substância dentro do VC. Considerando as três fases existentes dentro do VC (sólida, líquida e gasosa) pode haver trocas de massa entre as três fases: por exemplo, reacções de troca catiónica (devidas ao equilíbrio entre a matriz sólida e a fase líquida), adsorção/desadsorção (imobilização de uma substância dissolvida na fase líquida nas superfícies da matriz sólida / libertação dessa mesma substância para a fase líquida), precipitação/dissolução. Igualmente podem haver ganhos ou perdas de massa de substância por decaimento radioactivo ou por decomposição das raízes das plantas.

Esta equação é válida para qualquer forma do VC e para qualquer intervalo de tempo considerado.

Para uma exposição mais fácil dos processos intervenientes no balanço hídrico, considere-se a coluna vertical dividida em quatro compartimentos ou unidades (Fig. 2):

- o compartimento superior formado pela água de superfície (acima do superfície do terreno);
- um compartimento intermédio onde ocorre evapo(transpi)ração (a que se dá a designação geral de **solo** para traduzir a **espessura de terreno sujeita a evapo(transpi)ração**);
- outro compartimento intermédio constituído pela zona vadosa abaixo do *solo* e que ocorre em profundidade até ao nível freático;
- o compartimento inferior constituído pela zona saturada.

Os dois compartimentos intermédios constituem a zona vadosa.

No compartimento intermédio onde se desenvolve o *solo* consideram-se duas parcelas que se diferenciam pelo teor de humidade: (1) água armazenada com teores de humidade abaixo ou até à capacidade de campo (ou retenção específica), constituindo a água do *solo* não drenável pela acção da gravidade; desta parcela a água só pode sair por evaporação ou por acção das raízes das plantas (transpiração); (2) água do *solo* com teores de humidade acima da capacidade de campo (ou retenção específica), constituindo a água do *solo* drenável por acção da gravidade; neste caso há circulação subterrânea.

O perfil do teor de humidade em função da profundidade pode assumir as configurações esquematizadas na Fig. 4. No meio superficial e na zona saturada o teor de humidade é o máximo possível, sendo dado pela porosidade do meio (n). Na zona vadosa abaixo do *solo* o teor de humidade mínimo que pode ocorrer é dado pela retenção específica (re). No *solo*, devido à possibilidade de

ocorrer evapotranspiração, o teor mínimo é dado pelo ponto de emurchecimento das plantas (w_p). Na camada mais superficial do *solo*, devido à evaporação, o teor de água pode ainda ser menor que o ponto de emurchecimento. Na totalidade da zona vadosa, o teor de humidade máximo é dado pela porosidade deste meio.

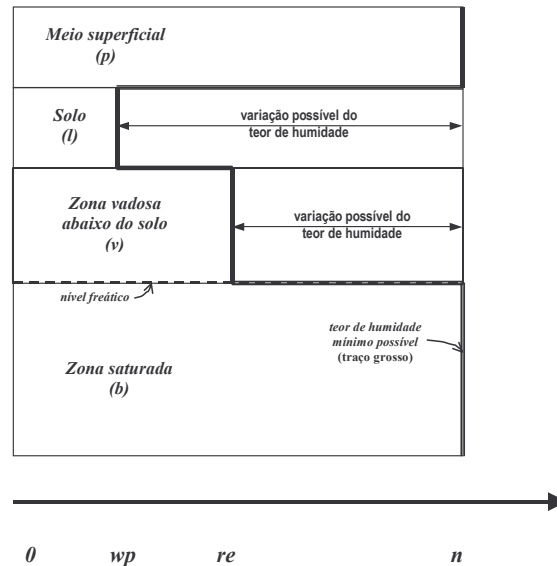
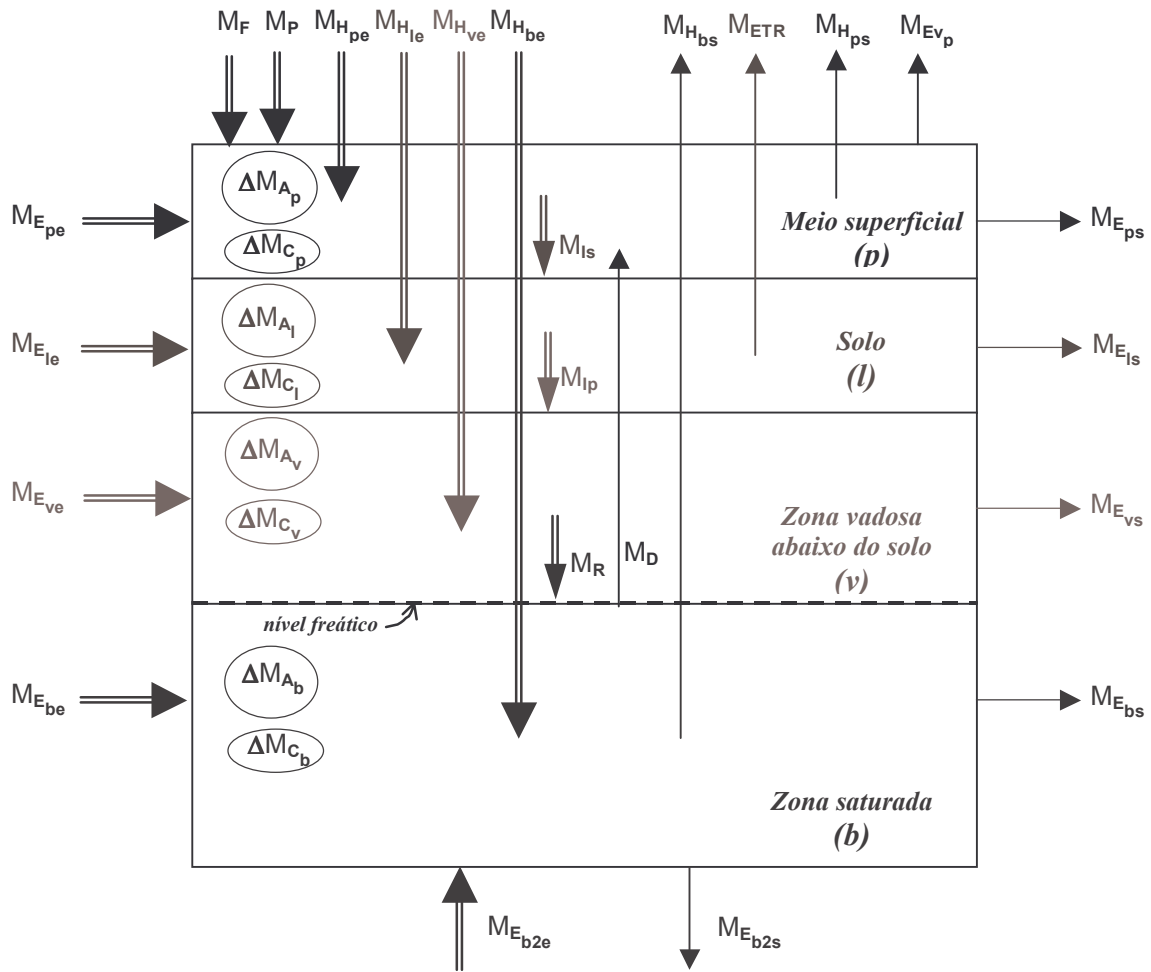


Fig. 4 - Teor de humidade possível no volume de controlo em função da profundidade

O limite entre a zona vadosa e a zona saturada é variável no tempo. O topo da zona saturada pode encontrar-se dentro do *solo*.

Tomando o VC dividido nas quatro camadas, podem-se definir diferentes termos ou variáveis (processos) relativos às entradas e saídas de água de cada camada, bem como as variações de concentração de massa ou de armazenamento dentro de cada camada. Os termos ou variáveis (processos) são apresentados na Fig. 5 e desenvolvidos nas secções seguintes. O desenvolvimento dos modelos para a estimativa da recarga das águas subterrâneas, que se baseiam nas equações de balanço de massa, faz-se com base nesta figura. Por esta razão, esta figura é muito importante na estruturação e apresentação da Tese.



M = massa

Índices:

F = deposição seca

P = precipitação

H = ações de origem humana

Ev = evaporação

ETR = evapotranspiração

E = escoamento

Is = infiltração superficial

Ip = infiltração profunda

R = recarga

D = descarga

ΔA = variação do armazenamento

ΔC = ganho ou perda originado no interior do volume de controle

Subíndices:

p = superficial

l = solo

v = zona vadosa

b = subterrâneo

e = entrada

s = saída

2 = aquífero subjacente

cores:

preto: meio superficial

vermelho: solo

verde: zona vadosa

azul: zona saturada

setas:

seta dupla = entrada

seta simples = saída

Fig. 5 - Variáveis presentes no balanço de massa do volume de controle

2.2.2. Definição dos termos relativos às entradas de massa no volume de controlo

Tendo em atenção as quatro camadas que se definiram no VC, o termo relativo às entradas de massa de uma determinada substância, M_e , pode traduzir-se pelos seguintes componentes:

$$M_e = M_F + M_P + M_{E_{pe}} + M_{E_{le}} + M_{E_{ve}} + M_{E_{be}} + M_{E_{b2e}} + M_{H_{pe}} + M_{H_{le}} + M_{H_{ve}} + M_{H_{be}} \quad \text{Eq. 3}$$

onde:

M_F [M/T] é a massa de substância que entra, à superfície do sistema, por deposição seca;

M_P [M/T] é a massa de substância que entra no VC dissolvida em qualquer forma de precipitação (neve, chuva, precipitação oculta, etc.);

$M_{E_{pe}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água de superfície que entra no VC;

$M_{E_{le}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água do *solo* que entra lateralmente no VC; este fluxo só é possível para situações onde o teor de humidade do *solo* na fronteira seja superior à retenção específica;

$M_{E_{ve}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água da zona vadosa abaixo do *solo* que entra lateralmente no VC;

$M_{E_{be}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água da zona saturada que entra no VC;

$M_{E_{b2e}}$ [M/T] é a massa de substância proveniente de uma formação subjacente que entra no VC pela sua fronteira inferior;

$M_{H_{pe}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água introduzida por acção humana no meio hídrico superficial; pode corresponder a importação de fora do VC ou à rejeição de substâncias dissolvidas resultantes de qualquer actividade humana (por exemplo, rejeições industriais e domésticas);

$M_{H_{le}}$ [M/T] é a massa de substância introduzida por acção humana no *solo*; em termos genéricos corresponde à água de rega;

$M_{H_{ve}}$ [M/T] é a massa de substância introduzida por acção humana na zona vadosa;

$M_{H_{be}}$ [M/T] é a massa de substância introduzida por acção humana na zona saturada, correspondendo à recarga artificial dos *aquíferos*.

2.2.3. Definição dos termos relativos às saídas de massa no volume de controlo

O termo relativo às saídas de massa de uma determinada substância, M_s , é composto pelos seguintes componentes:

$$M_s = M_{ETR} + M_{Ev_p} + M_{E_{ps}} + M_{E_{ls}} + M_{E_{vs}} + M_{E_{bs}} + M_{E_{b2s}} + M_{H_{ps}} + M_{H_{bs}} \quad \text{Eq. 4}$$

onde

M_{ETR} [M/T] representa a evapotranspiração de água existente no *solo*; é um termo composto que se refere a dois processos: (1) a massa de substância que é extraída de dentro da camada de *solo* necessária para a vida das plantas e que se pode perder pela transpiração ou fazer parte da planta; (2) a massa de substância que se evapora a partir do *solo*; em condições em que o nível freático se encontra dentro do *solo* também se pode dar evapotranspiração a partir da zona saturada;

M_{Ev_p} [M/T] é a massa de substância que se evapora dos corpos hídricos do meio superficial, onde se incluem (1) os cursos de água, albufeiras, lagos, charcas, poças de água, etc., (2) a água retida em edifícios, estradas e outras infra-estruturas artificiais; e (3) a água que foi interceptada pelas plantas e que se encontra na sua superfície;

$M_{E_{ps}}$ [M/T] é a massa de substância que sai do VC dissolvida na água de superfície;

$M_{E_{ls}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água do *solo* que sai lateralmente do VC; este fluxo só é possível para situações onde o teor de humidade do *solo* na fronteira seja superior à retenção específica;

$M_{E_{vs}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água da zona vadosa que sai lateralmente do VC;

$M_{E_{bs}}$ [M/T] é a massa de substância dissolvida na água da zona saturada que sai lateralmente do VC;

$M_{E_{b2s}}$ [M/T] é a massa de substância que sai da zona saturada através da fronteira inferior do VC e que se dirige para a formação subjacente;

$M_{H_{ps}}$ [M/T] é a massa de substância extraída por acção humana do meio hídrico superficial;

$M_{H_{bs}}$ [M/T] é a massa de substância extraída por acção humana da zona saturada, correspondendo à exploração das águas subterrâneas.

2.2.4. Definição dos termos relativos às variações de massa dentro do volume de controlo

O termo ΔM_A é definido pela variação de massa armazenada devida (1) à variação do volume de água, (2) à variação da concentração de uma substância, por efeito de ocorrência de evaporação de água (soluto conservativo), com conseqüente enriquecimento da massa de substância:

$$\Delta M_A = \Delta M_{A_p} + \Delta M_{A_l} + \Delta M_{A_v} + \Delta M_{A_b} \quad \text{Eq. 5}$$

Cada uma das componentes tem o seguinte significado:

ΔM_{A_p} [M/T] é a variação da massa de substância do armazenamento superficial, (1) devida à variação do volume de água existente em cursos de água, albufeiras, lagos, na superfície exterior das plantas, ou sobre superfícies impermeáveis artificiais (como o tecto de edifícios), etc., ou (2) devida à evaporação de água não acompanhada da respectiva evaporação da substância (soluto conservativo);

ΔM_{A_l} [M/T] é a variação da massa de substância armazenada no *solo*, (1) devida à variação do teor de humidade (θ) do *solo*, onde θ apresenta como valor máximo possível a porosidade total do *solo*; ou (2) devida ao enriquecimento da concentração da substância na água do *solo* provocada: (2a) pela evaporação de água a partir do *solo* não acompanhada da respectiva evaporação da substância, ou (2b) pela utilização selectiva pelas raízes das plantas que podem não utilizar alguns solutos;

ΔM_{A_v} [M/T] é a variação da massa de substância armazenada na zona vadosa abaixo do *solo*, que se pode dever (1) à variação do teor de humidade (θ), em que neste caso θ apresenta como valor mínimo possível a retenção específica do meio e como valor máximo possível a porosidade total do *solo*, ou (2) devido à variação da espessura da zona vadosa, uma vez que a fronteira desta com a zona saturada é variável no tempo (devido aos processos de recarga e de descarga);

ΔM_{A_b} [M/T] é a variação da massa de substância armazenada na zona saturada, causada pela variação do nível piezométrico.

Como referido na secção 2.2.1, as variações de massa de substância devido aos processos entre as fases líquida/sólida/gasosa que ocorrem no interior do VC ou por decaimento radioactivo são incorporados nos termos ΔM_C :

$$\Delta M_C = \Delta M_{C_p} + \Delta M_{C_l} + \Delta M_{C_v} + \Delta M_{C_b} \quad \text{Eq. 6}$$

onde o índice *C* se refere à concentração de substância dissolvida na água que pode ter sido alterada no meio hídrico superficial, no *solo*, na zona vadosa abaixo do *solo* ou no meio saturado.

2.2.5. Equação do balanço de massa relativo às diversas componentes de um volume de controlo

A equação de balanço hídrico de massa tomando em conta todas as componentes consideradas fica assim (Fig. 5):

$$\begin{aligned}
 &M_F + M_P + M_{E_{pe}} + M_{E_{le}} + M_{E_{ve}} + M_{E_{be}} + M_{E_{b2e}} + M_{H_{pe}} + M_{H_{le}} + M_{H_{ve}} + M_{H_{be}} \\
 &\quad - M_{ETR} - M_{Ev_p} - M_{E_{ps}} - M_{E_{ls}} - M_{E_{vs}} - M_{E_{bs}} - M_{E_{b2s}} - M_{H_{ps}} - M_{H_{bs}} \\
 &\quad + \Delta M_{c_p} + \Delta M_{c_l} + \Delta M_{c_v} + \Delta M_{c_b} = \Delta M_{A_p} + \Delta M_{A_l} + \Delta M_{A_v} + \Delta M_{A_b}
 \end{aligned} \tag{Eq. 7}$$

Normalmente, a análise de um soluto presente na água vem expressa em concentração de soluto por volume de solução (água mais soluto). A massa de soluto é dada pelo produto da concentração de soluto pelo volume de água onde ele se encontra dissolvido:

$$M_K = C_K K \tag{Eq. 8}$$

onde C_K é a concentração de soluto [M/L^3] no volume do termo K [L^3/T]. Por exemplo, a massa de soluto na água da chuva é $M_P = C_P \cdot P$. Esta igualdade dá-nos a indicação de que a variação de massa pode ser devida à variação de dois factores: a concentração de soluto ou o volume de água onde este está dissolvido.

2.3. Equação de balanço da massa de água (balanço hídrico)

Quando o balanço de massa se refere à massa da água, utiliza-se a designação mais simples de balanço hídrico.

Na equação de balanço hídrico, os termos relativos à deposição seca e aos ganhos ou perdas de água no interior do VC não existem ou são desprezáveis (M_F e $\Delta M_c = 0$). Se se puder considerar que a massa específica da água (massa por volume unitário [M/L^3]) é igual para todos os termos considerados é conveniente dividir-se toda a expressão pela massa específica da água, obtendo-se uma expressão cujos termos são volumes [L^3/T]:

$$\begin{aligned}
 &P + E_{pe} + E_{le} + E_{ve} + E_{be} + E_{b2e} + H_{pe} + H_{le} + H_{ve} + H_{be} \\
 &\quad - ETR - Ev_p - E_{ps} - E_{ls} - E_{vs} - E_{bs} - E_{b2s} - H_{ps} - H_{bs} - \Delta A_p - \Delta A_l - \Delta A_v - \Delta A_b = 0
 \end{aligned} \tag{Eq. 9}$$

Na grande maioria das situações, a massa específica da água é igual ou muito próxima entre as diferentes componentes pelo que em termos práticos a Eq. 9 está correcta.

Muitas vezes, e para possibilitar comparações entre áreas diferentes, os termos volumétricos são expressos em alturas de água [L/T] que se obtêm dividindo os volumes pela área horizontal utilizada para a elaboração do balanço.

2.4. Os conceitos de infiltração superficial, infiltração profunda e de recarga definidos a partir da equação de balanço hídrico

2.4.1. Introdução

As expressões apresentadas nas secções anteriores reflectem as entradas e saídas de água do VC. A separar as quatro camadas deste VC definem-se quatro processos, dos quais três representam fluxo descendente e um representa fluxo ascendente (Fig. 5). Os três termos que representam fluxo descendente são: (1) a infiltração superficial, (2) a infiltração profunda e (3) aquele que é objectivo desta Tese, a recarga. O termo que representa fluxo ascendente é a descarga, por oposição ao termo de recarga.

2.4.2. Infiltração superficial

A infiltração superficial (I_s [L^3/T] ou [L/T]) define-se como toda a água que em sentido descendente atravessa a fronteira entre o meio superficial e o solo, ou seja, fazendo o balanço hídrico no VC acima desta fronteira (Fig. 5 e Fig. 6):

$$I_s = P + E_{pe} + H_{pe} + D - E_{vp} - E_{ps} - H_{ps} - \Delta A_p \quad \text{Eq. 10}$$

Fazendo o balanço hídrico no VC abaixo desta fronteira, ou substituindo a Eq. 10 na Eq. 9, obtém-se (Fig. 5 e Fig. 7):

$$I_s = ETR + E_{ls} + E_{vs} + E_{bs} + E_{b2s} + H_{bs} + \Delta A_l + \Delta A_v + \Delta A_b + D - E_{le} - E_{ve} - E_{be} - E_{b2e} - H_{le} - H_{ve} - H_{be} \quad \text{Eq. 11}$$

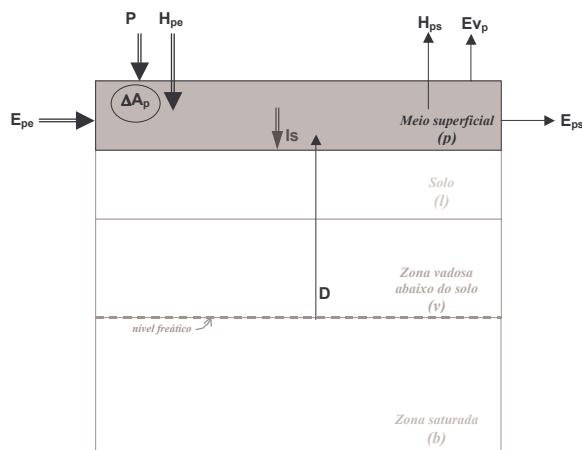


Fig. 6 - Infiltração superficial tomando o volume de controlo acima da fronteira da infiltração superficial

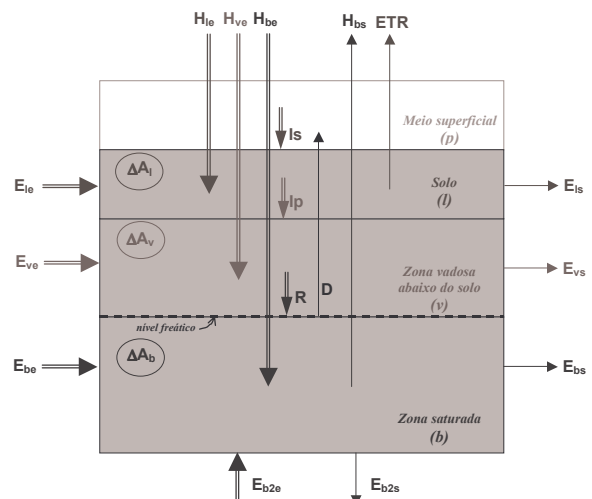


Fig. 7 - Infiltração superficial tomando o volume de controlo abaixo da fronteira da infiltração superficial

2.4.3. Infiltração profunda

A infiltração profunda (I_p [L^3/T] ou [L/T]) refere-se à quantidade de água que passa em sentido descendente para baixo da base do *solo*, de forma que não poderá ser reutilizada pelas plantas para a transpiração. O balanço hídrico na fronteira entre o *solo* e a zona vadosa que lhe fica subjacente é dado por (Fig. 5 e Fig. 8):

$$I_p = P + E_{pe} + E_{le} + H_{pe} + H_{le} + D - E_{vp} - E_{ps} - E_{ls} - H_{ps} - ETR - \Delta A_p - \Delta A_l \quad \text{Eq. 12}$$

Fazendo o balanço hídrico no VC abaixo do *solo*, ou substituindo a Eq. 12 na Eq. 9, obtém-se (Fig. 5 e Fig. 9):

$$I_p = E_{vs} + E_{bs} + E_{b2s} + H_{bs} + \Delta A_v + \Delta A_b + D - E_{ve} - E_{be} - E_{b2e} - H_{ve} - H_{be} \quad \text{Eq. 13}$$

Numa situação em que o nível freático se encontre local ou temporariamente dentro do *solo*, não se define infiltração profunda.

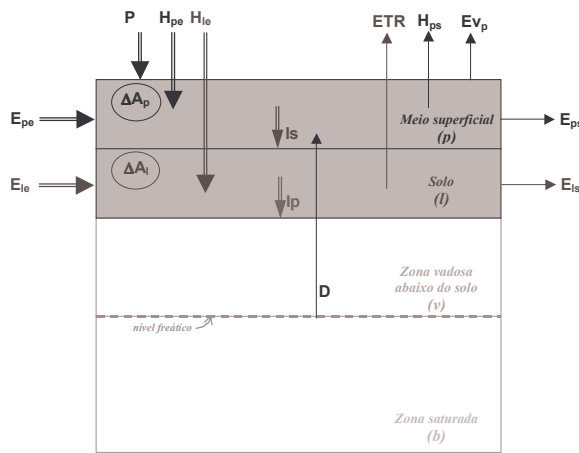


Fig. 8 - Infiltração profunda tomando o volume de controle acima da fronteira da infiltração profunda

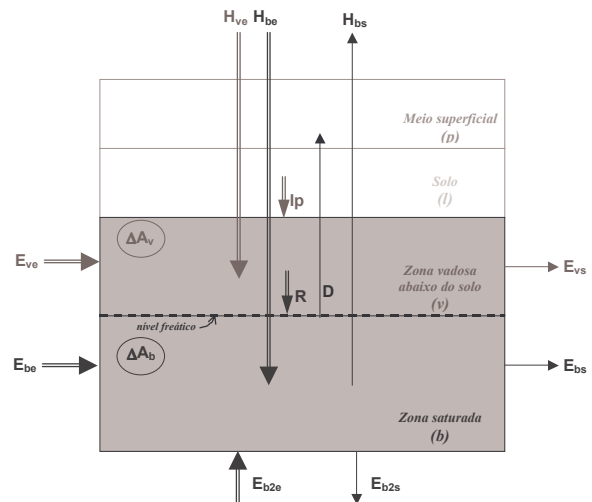


Fig. 9 - Infiltração profunda tomando o volume de controle abaixo da fronteira da infiltração profunda

2.4.4. Recarga

A recarga vertical (R [L^3/T] ou [L/T]) refere-se à quantidade de água que atinge o topo da zona saturada das águas subterrâneas por escoamento natural. Tomando o VC da Fig. 5, pode-se definir a recarga a partir dos termos do balanço de massa da secção do VC acima da fronteira onde se define a recarga (Fig. 10):

$$R = P + E_{pe} + E_{le} + E_{ve} + H_{ve} + H_{pe} + H_{le} + D - E_{vp} - E_{ps} - E_{ls} - E_{vs} - H_{ps} - ETR - \Delta A_p - \Delta A_l - \Delta A_v \quad \text{Eq. 14}$$

Ou, substituindo, a Eq. 12 na Eq. 14:

$$R = I_p + E_{ve} + H_{ve} - E_{vs} - \Delta A_v \quad \text{Eq. 15}$$

Também se pode definir a recarga a partir dos termos do balanço de massa da secção do VC abaixo da fronteira onde se define a recarga (Fig. 11), ou substituindo a Eq. 14 na Eq. 9:

$$R = E_{bs} + E_{b2s} + H_{bs} + D + \Delta A_b - E_{be} - E_{b2e} - H_{be} \quad \text{Eq. 16}$$

Para as situações em que local ou temporariamente o nível freático se encontre acima da base do solo (ou seja onde não se defina a camada da zona vadosa abaixo do solo), os termos relativos à zona vadosa abaixo do solo anulam-se, mantendo-se os restantes. Nestas situações, ocorre evapotranspiração directamente a partir da zona saturada.

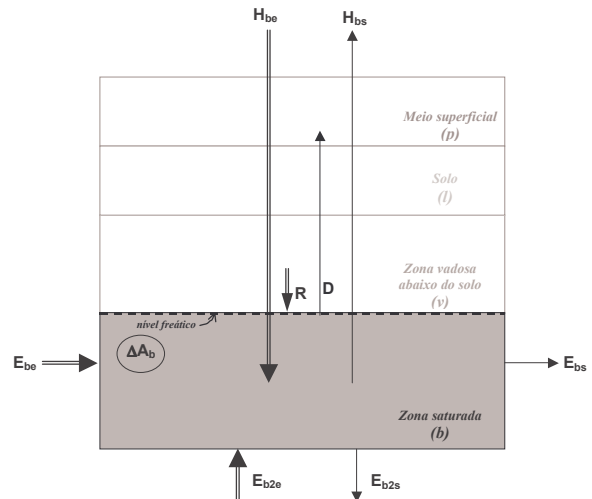
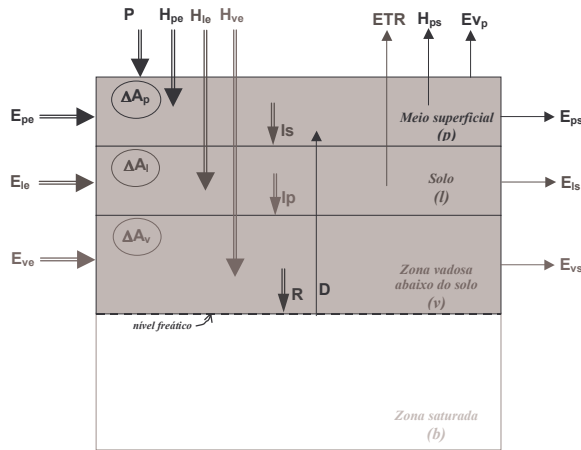


Fig. 10 - Recarga tomando o volume de controle acima da zona saturada Fig. 11 - Recarga tomando o volume de controle abaixo da zona saturada

2.4.5. Descarga

A descarga (D , [L^3/T] ou [L/T]) define-se como a saída natural de água da zona saturada (ou *aquífero*) que vai para o escoamento de superfície. Ocorre quando e onde o nível freático intersecta a superfície do terreno (Fig. 2). Pode ser calculada da mesma forma que a recarga, resolvendo as Eq. 14 e Eq. 16 em ordem a D . Esta descarga constitui o escoamento de base dos cursos de água.

Tomando a secção do VC acima da fronteira onde se define a descarga (Fig. 10), D vem dado por:

$$D = R + E_{vp} + E_{ps} + E_{ls} + E_{vs} + H_{ps} + ETR + \Delta A_p + \Delta A_l + \Delta A_v - P - E_{pe} - E_{le} - H_{ve} - H_{pe} - H_{le} - H_{ve} \quad \text{Eq. 17}$$

Tomando a secção do VC abaixo da fronteira onde se define a descarga (Fig. 11), D vem dado por:

$$D = E_{be} + E_{b2e} + H_{be} + R - E_{bs} - E_{b2s} - H_{bs} - \Delta A_b \quad \text{Eq. 18}$$

2.5. Os conceitos de infiltração superficial, infiltração profunda e de recarga definidos a partir da equação de balanço de massa de um determinado componente

2.5.1. Introdução

Alguns métodos disponíveis para a estimativa da recarga baseiam-se em balanços de massa de componentes químicos dissolvidos na água. É por isso útil, também, escrever as equações do balanço de massa relativas aos processos de infiltração superficial, infiltração profunda, recarga e descarga.

2.5.2. Infiltração superficial

A massa de soluto na infiltração superficial pode ser dada pela seguinte equação de balanço de massa para a zona representativa do meio superficial (Fig. 12):

$$M_{Is} = I_s \cdot C_{Is} = M_F + M_P + M_{E_{pe}} + M_{H_{pe}} + M_D + \Delta M_{c_p} - M_{E_{vp}} - M_{E_{ps}} - M_{H_{ps}} - \Delta M_{A_p} \quad \text{Eq. 19}$$

onde C_{Is} representa a concentração do soluto na água de infiltração superficial. Ou, considerando os termos abaixo da fronteira da infiltração superficial (Fig. 13):

$$M_{Is} = I_s \cdot C_{Is} = M_{ETR} + M_{E_{ls}} + M_{E_{vs}} + M_{E_{bs}} + M_{E_{b2s}} + M_{H_{bs}} + M_D + \Delta M_{A_l} + \Delta M_{A_v} + \Delta M_{A_b} - M_{E_{le}} - M_{E_{ve}} - M_{H_{le}} - M_{H_{ve}} - M_{E_{be}} - M_{E_{b2e}} - M_{H_{be}} - \Delta M_{c_l} - \Delta M_{c_v} - \Delta M_{c_b} \quad \text{Eq. 20}$$

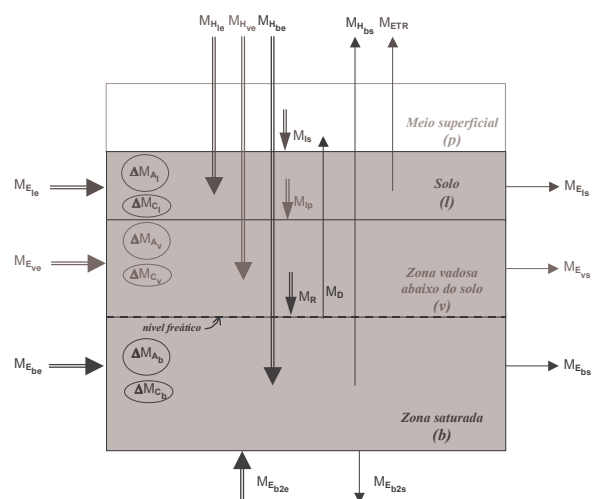
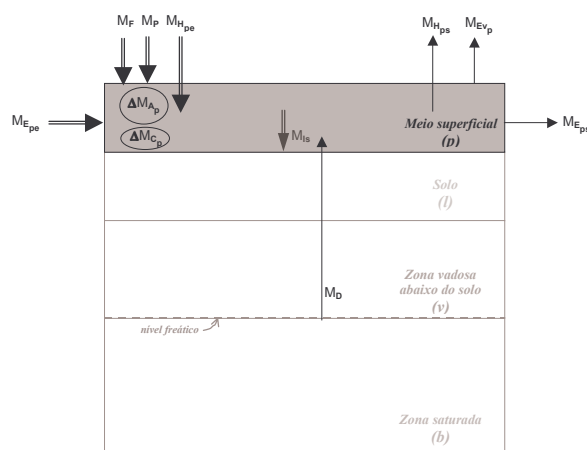


Fig. 12 – Massa de soluto presente na infiltração superficial tomando o volume de controle acima da fronteira da infiltração superficial

Fig. 13 – Massa de soluto presente na infiltração superficial tomando o volume de controle abaixo da fronteira da infiltração superficial

2.5.3. Infiltração profunda

As equações para a massa de soluto dissolvido na água da infiltração profunda são dadas por (Fig. 14 e Fig. 15):

$$M_{Ip} = Ip \cdot C_{Ip} = M_F + M_P + M_{E_{pe}} + M_{E_{le}} + M_{H_{pe}} + M_{H_{le}} + M_D + \Delta M_{c_p} + \Delta M_{c_l} - M_{ETR} - M_{E_{vp}} - M_{E_{ps}} - M_{E_{ls}} - M_{H_{ps}} - \Delta M_{A_p} - \Delta M_{A_l} \quad \text{Eq. 21}$$

$$M_{Ip} = Ip \cdot C_{Ip} = M_{E_{vs}} + M_{E_{bs}} + M_{E_{b2s}} + M_{H_{bs}} + M_D + \Delta M_{A_v} + \Delta M_{A_b} - M_{E_{ve}} - M_{H_{ve}} - M_{E_{be}} - M_{E_{b2e}} - M_{H_{be}} - \Delta M_{c_v} - \Delta M_{c_b} \quad \text{Eq. 22}$$

onde C_{Ip} representa a concentração do soluto na água de infiltração profunda.

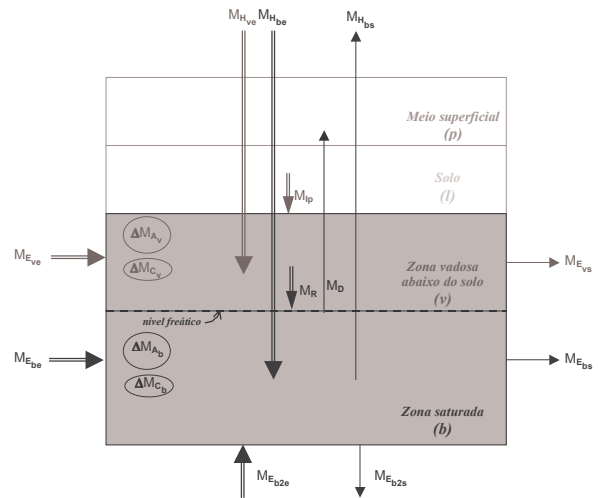
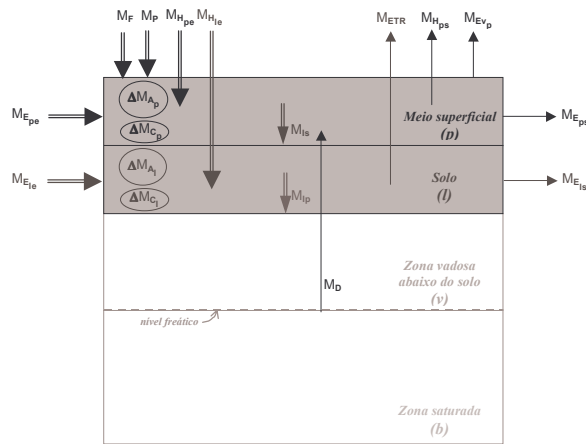


Fig. 14 – Massa de soluto presente na infiltração profunda tomando o volume de controle acima da fronteira da infiltração profunda **Fig. 15 – Massa de soluto presente na infiltração profunda tomando o volume de controle abaixo da fronteira da infiltração profunda**

2.5.4. Recarga

As equações para a recarga são semelhantes às Eq. 14 e Eq. 16 do balanço hídrico, mas considerando a massa da substância em análise e consequentemente as outras formas de entrada e de saída da massa de substância no VC. Considerando as Eq. 7, Eq. 8 e Eq. 14, pode-se definir a recarga a partir dos termos do balanço de massa da secção do VC acima da fronteira onde se define a recarga (Fig. 16):

$$M_R = R \cdot C_R = M_F + M_P + M_{E_{pe}} + M_{E_{le}} + M_{E_{ve}} + M_{H_{pe}} + M_{H_{le}} + M_{H_{ve}} + M_D + \Delta M_{c_p} + \Delta M_{c_l} + \Delta M_{c_v} - M_{ETR} - M_{E_{vp}} - M_{E_{ps}} - M_{E_{ls}} - M_{E_{vs}} - M_{H_{ps}} - \Delta M_{A_p} - \Delta M_{A_l} - \Delta M_{A_v} \quad \text{Eq. 23}$$

onde C_R representa a concentração da substância no volume de recarga.

Também se pode definir a recarga a partir dos termos do balanço de massa da secção do VC abaixo da fronteira onde se define a recarga (Fig. 17), ou substituindo a Eq. 23 na Eq. 7:

$$M_R = R \cdot C_R = M_{E_{bs}} + M_{E_{b2s}} + M_{H_{bs}} + M_D + \Delta M_{A_b} - M_{E_{be}} - M_{E_{b2e}} - M_{H_{be}} - \Delta M_{c_b} \quad \text{Eq. 24}$$

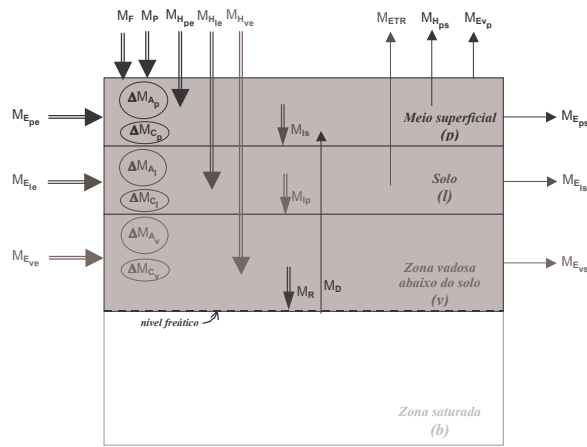


Fig. 16 – Massa de soluto presente na água de recarga tomando o volume de controle acima da zona saturada

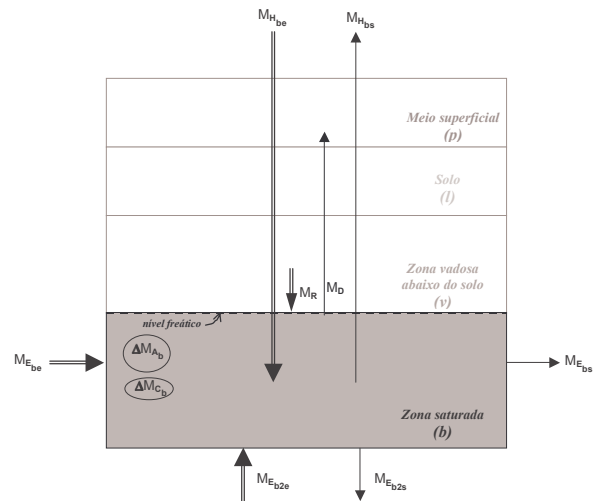


Fig. 17 – Massa de soluto presente na água de recarga tomando o volume de controle abaixo da zona saturada

2.5.5. Descarga

Finalmente, o balanço de massa de soluto na água de descarga encontra-se resolvendo as Eq. 23 e Eq. 24 em ordem a M_D (Fig. 16 e Fig. 17):

$$M_D = D \cdot C_D = M_R + M_{ETR} + M_{Ev_p} + M_{E_{ps}} + M_{E_{ls}} + M_{E_{vs}} + M_{H_{ps}} + \Delta M_{A_p} + \Delta M_{A_l} + \Delta M_{A_v} - M_F - M_P - M_{E_{pe}} - M_{E_{le}} - M_{E_{ve}} - M_{H_{pe}} - M_{H_{le}} - M_{H_{ve}} - \Delta M_{C_p} - \Delta M_{C_l} - \Delta M_{C_v} \quad \text{Eq. 25}$$

$$M_D = D \cdot C_D = M_R + M_{E_{be}} + M_{E_{b2e}} + M_{H_{be}} + \Delta M_{C_b} - M_{E_{bs}} - M_{E_{b2s}} - M_{H_{bs}} - \Delta M_{A_b} \quad \text{Eq. 26}$$

2.6. O escoamento subsuperficial

2.6.1. Introdução

De acordo com Lerner *et al.* (1990), podem-se considerar três tipos de recarga de águas subterrâneas: (1) recarga directa; (2) recarga indirecta; (3) recarga localizada.

A **recarga directa** ocorre quando o local de recarga se encontra aproximadamente na vertical abaixo do ponto de impacto no solo da água da chuva ou de irrigação, e após o processo de evapotranspiração no *solo* e do percurso na zona vadosa. Este tipo de recarga também se pode designar por **recarga difusa** devido à sua distribuição espacial.

A **recarga indirecta** dá-se por infiltração no leito dos corpos hídricos de superfície (cursos de água, lagos, albufeiras, etc.).

A **recarga localizada** ocorre quando o local de recarga não se encontra aproximadamente na vertical abaixo do ponto de impacto no solo da água da chuva ou de irrigação; traduz uma situação onde, antes de se dar a infiltração superficial, existe escoamento superficial por uma determinada área, sem conduzir à formação de cursos de água. Como exemplo deste tipo de recarga, considere-se zonas

de afloramento de rochas cristalinas fissuradas ou carsificadas, sem solo, onde os locais de infiltração de água são cavidades cársticas ou fissuras.

Estas designações permitem definir os mecanismos de entrada de água no *solo* embora em termos práticos não tenham importância em termos de definição da recarga.

A quantidade de água que atinge a superfície do solo e que se infiltra nele (infiltração superficial) depende da capacidade de infiltração do solo. Numa determinada região em estudo, podem-se definir áreas onde pode ocorrer infiltração superficial e áreas onde esta não pode ocorrer. As áreas onde não pode ocorrer infiltração superficial são, ou as áreas impermeabilizadas, ou as áreas onde o solo se encontra saturado devido à descarga das águas subterrâneas. A dimensão destas áreas é variável, pois depende da ocorrência de escoamento subterrâneo, que por sua vez depende da piezometria, que depende da recarga que existe fora dessas áreas. Nas restantes áreas pode sempre haver infiltração superficial.

Uma vez que a infiltração superficial é um dos termos do balanço hídrico, este assunto será retomado na secção 3.6. Nas secções seguintes aborda-se o escoamento na zona vadosa e o escoamento na zona saturada. Embora fizesse sentido abordar igualmente a formulação matemática do transporte de massa, esta não é apresentada porque não será utilizada no desenvolvimento desta Tese.

2.6.2. O escoamento na zona vadosa (incluindo o solo)

2.6.2.1 Descrição teórica do processo

Depois de se processar a infiltração superficial a água entra na zona vadosa. Até uma certa profundidade, a água pode ser evapotranspirada. A partir dessa profundidade a água não está sujeita à evapotranspiração. O caminho através da zona vadosa pode corresponder a escoamento **em meio de porosidade intergranular**, regendo-se pelas leis deste escoamento. O escoamento pode também seguir **caminhos preferenciais** (ou atalhos) que levam a água mais rapidamente em profundidade, podendo muitas vezes intersectar a zona saturada. Os caminhos preferenciais são macroporos que podem ser fendas de dessecação em argilas, fracturas em rochas, fissuras em sedimentos, buracos de vermes ou canais de antigas raízes (Hendrickx e Walker, 1997). No caso de fracturas, o escoamento em macroporos pode ser traduzido pela equação de Poiseuille.

A existência de macroporos faz com que o tempo de passagem da água da superfície do solo até à zona saturada seja mais rápido em várias ordens de grandeza. Contudo, os macroporos não ocupam continuamente o espaço, encontrando-se distanciados entre si. Isto significa que co-existem os escoamentos no meio de porosidade intergranular e os escoamentos segundo caminhos preferenciais. O escoamento segundo caminhos preferenciais adquire maior importância quando o solo está saturado e se gera escoamento directo que acaba por ser interceptado, à superfície, pelos macroporos. Esta

situação é equivalente ao mecanismo de recarga localizada. A presença destes macroporos é muitas vezes invisível no campo.

Para um caso de estudo investigado por Gunn (1983, *in* Hendrickx e Walker, 1997), numa área cársica, as depressões fechadas (dolinas, algares) funcionam como funis onde se identificam três mecanismos de concentração da água que aí se infiltra: (1) escoamento directo, (2) escoamento lateral do solo, (3) escoamento lateral na zona superior alterada da zona vadosa. O escoamento vertical através da zona vadosa processa-se também de três formas: (1) escoamento em filme (através das paredes do algar), (2) escoamento em fracturas ou macroporos, (3) escoamento em meio intergranular.

Para além dos aspectos referidos de escoamento por meio intergranular ou por macroporos, o escoamento de água na zona vadosa (1) pode ser **uniforme** conduzindo a frentes de humedecimento estáveis ou (2) pode ser **digitado** provocando frentes de humedecimento instáveis. Uma frente de humedecimento estável pode ser modelada utilizando modelos numéricos unidimensionais.

No escoamento digitado, os dedos facilitam a recarga, e a velocidade de escoamento é muito superior às velocidades calculadas para as frentes de humedecimento estáveis (Hendrickx e Walker, 1997). Os mesmos autores apontam várias situações para a ocorrência do escoamento digitado: (1) infiltração superficial com compressão de ar adiante da frente de humedecimento, (2) redistribuição de água no perfil de solo, (3) solos repelentes de água (devido à presença de materiais orgânicos hidrofóbicos), (4) aumento do teor de água com a profundidade, (5) infiltração contínua sem encharcamento à superfície, (6) existência de horizontes mais grosseiros sobre horizontes menos permeáveis no perfil de solo. De acordo com Hendrickx e Walker (1997), à data não era possível quantificar em que quantidade o escoamento digitado afectava a taxa de recarga.

A título indicativo mostra-se na Fig. 18 como um perfil do teor de humidade pode evoluir numa zona vadosa, de características homogéneas, ao longo do tempo, para uma situação em que se tem um perfil estabilizado (t_0) e onde ocorre infiltração superficial que é suficiente para saturar a parte superior do solo (t_3). As curvas t_1 e t_2 mostram perfis intermédios até se dar a saturação. O perfil t_3 reflecte o teor de humidade quando termina a infiltração superficial e os perfis t_4 e t_5 mostram a redistribuição de água na zona vadosa até que finalmente se atinge o perfil t_0 novamente. Note-se que aqui há um efeito de escoamento subterrâneo lateral de saída. Se não houvesse escoamento subterrâneo, após a redistribuição de água, o acréscimo de água induziria uma subida do nível freático, ou seja, o perfil final apresentar-se-ia saturado a menor profundidade do que a representada no perfil t_0 .

Durante ou após a ocorrência de infiltração superficial que satura a parte superior do solo (correspondente ao perfil t3 da Fig. 18), ao longo do perfil da zona vadosa podem-se definir as seguintes zonas em função do teor de humidade, da superfície para baixo (Fig. 19, Lencastre e Franco, 1984): (1) zona de saturação, na parte superior, onde o solo se encontra saturado, e cuja espessura é muito pequena (aproximadamente 1 cm); (2) zona de transição, onde se regista uma grande quebra do teor de humidade, com pouca espessura (aproximadamente 5 cm); (3) zona de transmissão, que avança em profundidade à medida que se processa a infiltração superficial, com um teor de humidade aproximadamente uniforme e (4) zona de humedecimento, que estabelece uma nova quebra no teor de humidade, sendo que o limite inferior da zona de humedecimento constitui a frente de humedecimento, abaixo da qual o teor de humidade é o existente da redistribuição de humidade resultante de processos de infiltração superficial anteriores.

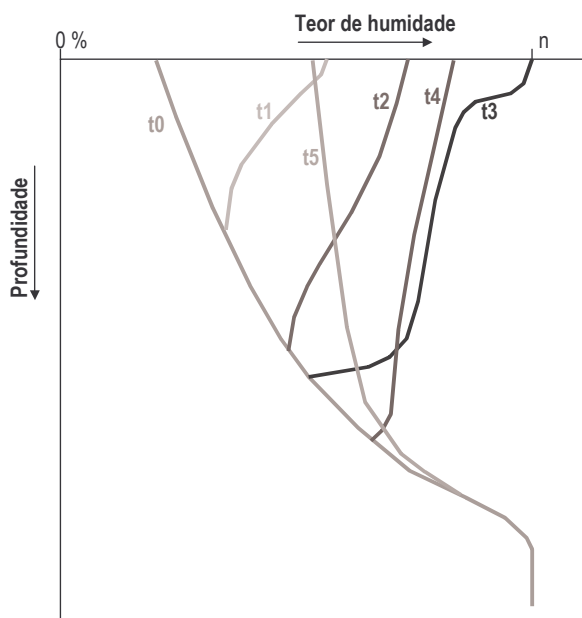


Fig. 18 – Variação do teor de humidade em função da profundidade e do tempo para o caso de ocorrer infiltração superficial capaz de saturar a parte superior do solo

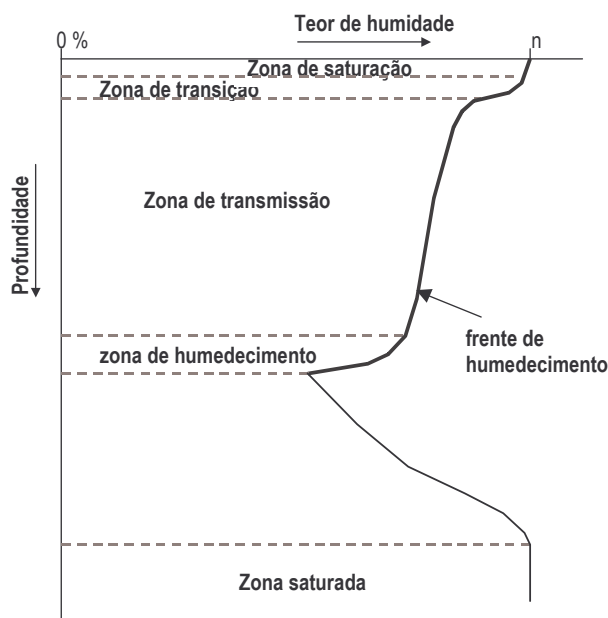


Fig. 19 – Variação do teor de humidade em função da profundidade após a saturação da parte superior do solo

2.6.2.2 Descrição matemática do processo

Todo o escoamento subterrâneo, onde se inclui o da zona vadosa e o da zona saturada é condicionado pelo altura piezométrica. Na sua forma mais simples (após simplificações que consideram fluido incompressível e velocidade de escoamento lenta, a altura piezométrica (h) é dada por:

$$h = \psi + z \quad \text{Eq. 27}$$

sendo ψ a altura de pressão (= altura de água acima do ponto de medição da altura piezométrica) e z a altitude do ponto de medição.

Na zona vadosa, em condições de não saturação, ψ assume valores negativos, e relaciona-se com a força com que a água é retida nos poros.

Tendo em vista uma descrição do escoamento na zona vadosa e a introdução dos factores que o condicionam, para posterior caracterização, apresenta-se uma adaptação do texto de Hendrickx e Walker (1997).

O movimento de água unidimensional através de uma coluna vertical de zona vadosa expressa-se matematicamente pela relação (lei de Darcy):

$$v = \frac{Q}{A} = -K(\psi) \frac{dh}{dz} = -K(\psi) \frac{d\psi}{dz} - K(\psi) \quad \text{Eq. 28}$$

onde v é o fluxo específico ou velocidade de Darcy [L/T], Q é o caudal [L³/T] que passa numa secção de área A [L²] perpendicular à direcção de fluxo, $K(\psi)$ é a condutividade hidráulica [L/T], e z representa a altitude [L].

A equação da continuidade traduz a lei da conservação de massa apresentada na secção 2.2.1, que, a uma dimensão (vertical), se representa por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial v}{\partial z} - P_s \quad \text{Eq. 29}$$

onde θ é o teor de humidade [L³/L³], t é o tempo [T] e P_s é a água que é retirada pelas plantas [L³/L³/T] (a quase totalidade dessa água é devolvida à atmosfera por transpiração, sendo a restante água utilizada para a fotossíntese ou integrada na estrutura da planta – no fundo P_s é equivalente ao conceito de *ETR* apresentado em 2.2.3).

Combinando as Eq. 28 e Eq. 29, obtém-se:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\psi) \left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] \right\} - P_s \quad \text{Eq. 30}$$

ou, aplicando a regra da cadeia para expandir $\partial \theta / \partial t$:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\psi) \left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] \right\} - P_s \quad \text{Eq. 31}$$

onde $C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t}$ é a capacidade de água (humidade) específica, que representa a tangente da curva de retenção de humidade do solo.

Para resolver as Eq. 30 e Eq. 31 é necessário conhecer as seguintes propriedades hidráulicas que dependem da altura de pressão (ψ): (1) $\theta(\psi)$: a curva de retenção de humidade do solo [L³/L³] e (2) $K(\psi)$: a curva da condutividade hidráulica não saturada [L/T].

A curva de retenção de humidade no solo e a curva da condutividade hidráulica não saturada dependem do tipo de material por onde se dá o escoamento. Estas curvas apresentam histerese, consoante a variação da altura de pressão é positiva ou negativa.

Existem vários métodos para o cálculo destas curvas, como por exemplo os de Brooks e Corey (1964), Campbell (1974) ou van Genuchten (1980), que por sua vez dependem de parâmetros como a

porosidade, teor de humidade residual, condutividade hidráulica saturada ou o índice de dimensão dos poros. Estes métodos encontram-se apresentados em Rawls e Brakensiek (1989), ou em Hendrickx e Walker (1997).

No caso do modelo de van Genuchten, que será utilizado posteriormente nos cálculos, a curva de retenção de humidade do solo [$\theta(\psi)$] define-se por:

$$\frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha \cdot \psi)^\beta]^m} \quad \text{Eq. 32}$$

e a curva da condutividade hidráulica não saturada [$K(\theta)$] por:

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{0,5} \cdot \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{1/\beta} \right]^m \right\}^2 \quad \text{Eq. 33}$$

sendo θ_r o teor de humidade residual, K_s a condutividade hidráulica saturada, n a porosidade (ou teor de humidade saturado); $\alpha (= 1 / h_b)$, β e $m (= 1 - 1 / \beta)$ são parâmetros que definem a forma da curva de retenção de humidade do solo. h_b define-se como a pressão de água no solo quando há entrada do ar ("bubbling pressure"), isto é a pressão à qual os poros maiores preenchidos com água são capazes de drenar.

Carsel e Parrish (1988) e Rawls e Brakensiek (1989), apresentam valores para estes parâmetros, agrupados para diferentes classes de solos, que foram obtidos a partir de análises estatísticas de mais de um milhar de perfis de solos existentes nos E.U.A.. Os resultados apresentam valores médios e desvios padrão. Os valores referidos por Rawls e Brakensiek (1989) encontram-se tabelados no Quadro 1. As classes texturais referem-se à classificação do Departamento de Agricultura dos EUA, que se representam na Fig. 20.

As condições de fronteira da Eq. 30 são, à superfície, o limite entre a zona vadosa e os meios hídricos superficiais ou a atmosfera, e em profundidade o limite superior da zona saturada.

No limite superior da zona saturada a altura de pressão é nula ($\psi = 0$) e conseqüentemente o teor de humidade é igual à porosidade e a condutividade hidráulica é igual à condutividade hidráulica saturada.

À superfície, no caso de se ter um corpo hídrico superficial pode-se considerar que o meio está saturado ocorrendo uma situação semelhante à do limite da zona saturada. No caso do limite ser com a atmosfera, a condição de fronteira pode traduzir entrada de água, no caso de haver infiltração superficial da água da chuva ou de rega, ou saída de água no caso de haver evaporação do solo. Quando não há encharcamento à superfície ou não há infiltração superficial, a altura de pressão e a condutividade hidráulica são função do teor de humidade aí existente.

Os processos de evaporação e de evapotranspiração serão abordados em secções específicas, respectivamente a secção 3.5 e a secção 3.9.

Quadro 1 - Condutividade hidráulica saturada (K_s) e parâmetros de retenção de umidade do modelo de van Genuchten (α , β , θ), por classe textural do solo

Textura	K_s (cm/h)	n (-)	α (cm ⁻¹)	θ (-)	β (-)	cc
Arenoso	21,00	0,437	0,138	0,020	1,592	0,091
Arenoso franco	6,11	0,437	0,115	0,035	1,474	0,125
Franco arenoso	2,59	0,453	0,068	0,041	1,322	0,207
Franco	0,68	0,463	0,090	0,027	1,220	0,270
Limoso (*)	0,14	0,443	0,041	0,023	1,355	0,297
Franco argilo-arenoso	0,43	0,398	0,036	0,068	1,250	0,255
Franco limoso	1,32	0,501	0,048	0,015	1,211	0,330
Franco argiloso	0,23	0,464	0,039	0,075	1,194	0,318
Franco argilo-limoso	0,15	0,471	0,031	0,040	1,151	0,366
Argilo-arenoso	0,12	0,430	0,034	0,109	1,168	0,339
Argilo-limoso	0,09	0,479	0,029	0,056	1,127	0,387
Argiloso	0,06	0,475	0,027	0,090	1,131	0,396

(*) calculado de acordo com a Eq. 75, utilizando $S=6$, $C=6$, $MO=1$.

(adaptada de Rawls e Brakensiek, 1989)

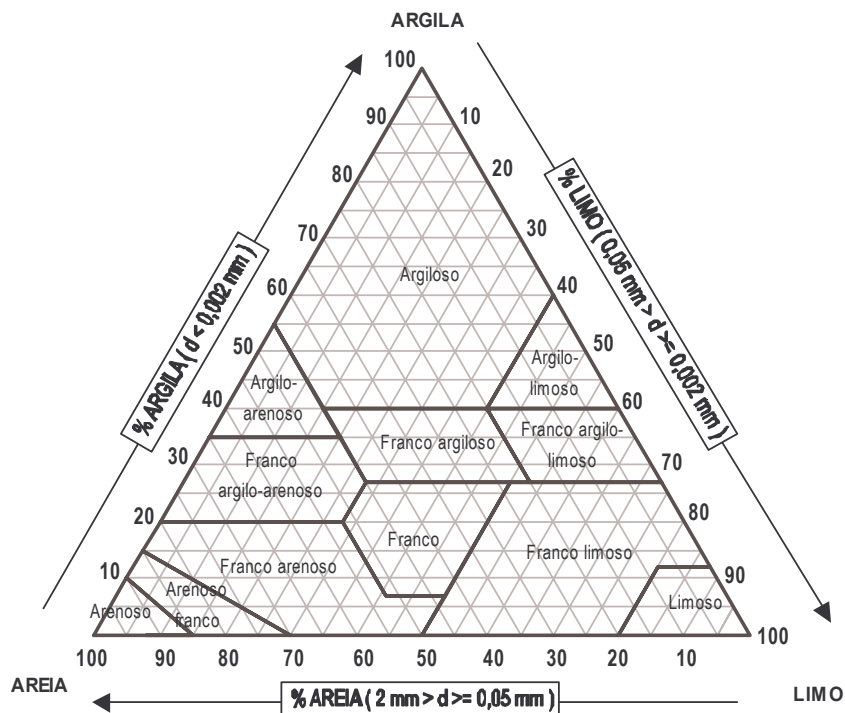


Fig. 20 – Diagrama triangular para a classificação da textura do solo utilizada pelo Departamento de Agricultura dos EUA (adaptado de Costa, 1991)

Pela resolução da Eq. 30 ou da Eq. 31 verifica-se que ao longo do perfil pode haver zonas de fluxo ascendente e zonas de fluxo descendente e que o limite entre estas zonas varia no tempo (Fig. 21, adaptada de Wellings e Bell, 1980). Em condições de infiltração superficial há normalmente fluxo descendente, uma vez que as alturas piezométricas próximas da superfície são superiores às existentes em profundidade. Em períodos em que não há infiltração superficial e em que há evaporação à superfície, e extração de água pelas raízes das plantas, as alturas piezométricas próximas da superfície diminuem e pode haver fluxo ascendente. A três dimensões definem-se

superfícies de fluxo nulo (SFN), onde os gradientes hidráulicos são nulos. A SFN pode ser divergente quando os sentidos de fluxo se fazem para baixo ou para cima a partir dela; ou pode ser convergente, quando os sentidos de fluxo acima e abaixo se fazem em direcção a ela.

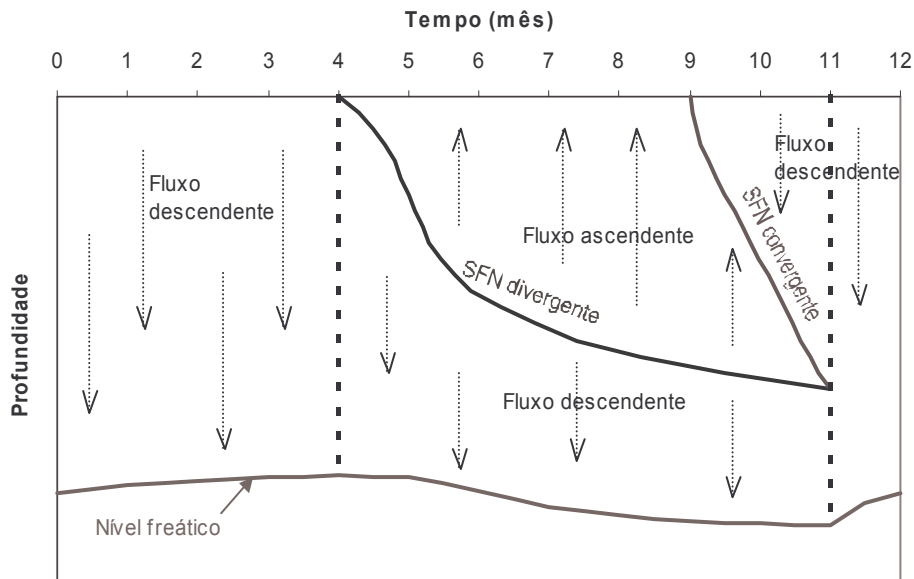


Fig. 21 – Exemplo teórico da posição teórica da superfície de fluxo nulo (SFN) e do nível freático em função do tempo

2.6.3. O escoamento na zona saturada

Quando a água atinge a zona saturada (recarga) dá-se escoamento subterrâneo da zona saturada. O escoamento subterrâneo faz-se em direcção aos locais de descarga. O tempo que a água demora a fazer o seu percurso subterrâneo depende da configuração hidrogeológica e do local de recarga.

O escoamento subterrâneo em meio saturado traduz-se matematicamente a três dimensões combinando a lei de Darcy com a equação da continuidade da seguinte forma:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) + H_b + R \quad \text{Eq. 34}$$

onde S_s é o armazenamento específico, h a altura piezométrica, K_x , K_y e K_z são as condutividades hidráulicas nas direcções x , y e z , respectivamente, H_b é um termo para representar a acção humana no meio saturado e que pode ser positivo (recarga artificial) ou negativo (captação de água) e R é a recarga do meio saturado. H_b e R expressam-se em volumes por volume unitário do meio saturado.

Nas situações em que o escoamento subterrâneo é aproximadamente horizontal, pode-se considerar a equação de fluxo a duas dimensões, desprezando os termos em ordem a z (ou seja $\partial h/\partial z = 0$):

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + H_b + R \quad \text{Eq. 35}$$

A descarga da água subterrânea obtém-se pela definição das condições de fronteira na área de descarga (potencial hidráulico em função da geometria da área de descarga - Fig. 22A). Uma vez que o escoamento junto à área de descarga tem normalmente componente horizontal e vertical ascendente deve-se utilizar a Eq. 34 para o cálculo da descarga. Somente em casos quase puramente teóricos de escoamento horizontal na zona de descarga é que se poderia utilizar a Eq. 35 (Fig. 22B).

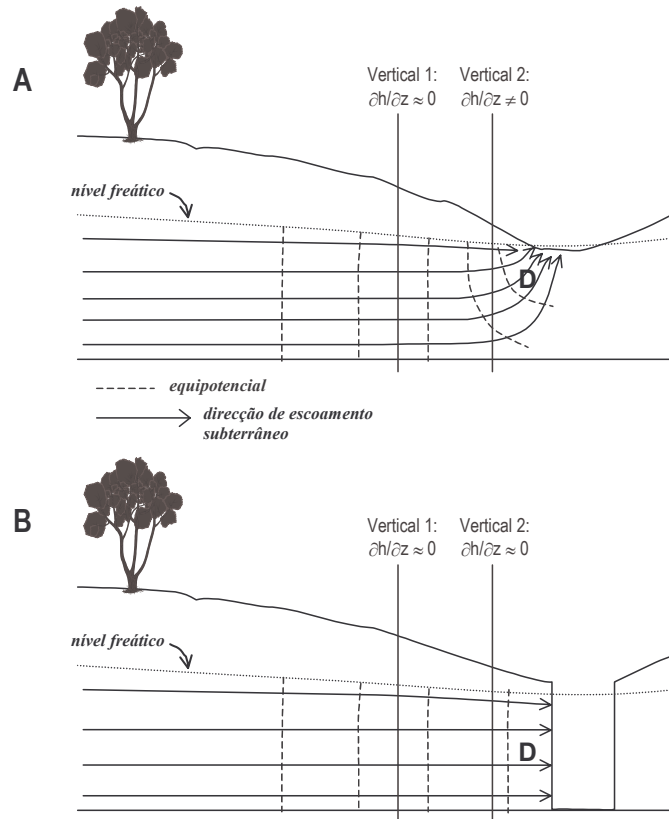


Fig. 22 – Descarga das águas subterrâneas: A) um caso que traduz a realidade com escoamento tridimensional, B) um caso teórico com escoamento bi-dimensional

3. Quantificação das variáveis do balanço hídrico

3.1. Apresentação

Neste Capítulo descrevem-se métodos para quantificar cada um dos processos que se podem considerar na realização do balanço hídrico. O conteúdo deste Capítulo é de base fundamentalmente bibliográfica, ou de simples resolução das equações de balanço hídrico apresentadas no Capítulo 2, em ordem aos diferentes processos.

Este Capítulo serve de ponto de partida para o desenvolvimento de novos métodos para a quantificação de alguns dos processos, ou para a aplicação a casos de estudo, tendo em vista a quantificação da recarga a realizar em secções posteriores.

Os processos que se abordam neste Capítulo, distribuídos pelas diversas secções que o compõem, são:

- precipitação;
- armazenamento do meio superficial;
- evaporação;
- infiltração superficial;
- escoamento superficial;
- armazenamento no *solo*;
- evapotranspiração;
- escoamento lateral do *solo*;
- infiltração profunda;
- armazenamento de água na zona vadosa abaixo do *solo*;
- escoamento lateral da zona vadosa;
- armazenamento da zona saturada;
- escoamento lateral na zona saturada;
- descarga;
- factores humanos.

3.2. Introdução

Para o cálculo da recarga e dependendo do modelo a utilizar é necessário quantificar um ou vários processos do balanço de massa. A quantificação pode ser feita mediante medição directa, através da medição de outros processos e aplicação de fórmulas que os relacionam com o processo a caracterizar ou através de balanço de massa. Os processos podem ser agrupados da seguinte forma:

- meio superficial: (1) precipitação, (2) variação do armazenamento de água, (3) evaporação, (4) escoamento superficial de entrada e de saída, (5) descarga das águas subterrâneas para a superfície;
- meio do *solo*: (1) infiltração superficial, (2) variação do armazenamento de água, (3) evapotranspiração, (4) escoamento lateral de entrada e de saída;
- zona vadosa abaixo do *solo*: (1) infiltração profunda, (2) variação do armazenamento de água, (3) escoamento lateral de entrada e de saída;
- zona saturada: (1) recarga, (2) variação do armazenamento de água, (3) escoamento lateral e vertical na base, de entrada e de saída;
- processos de acção humana: refere-se a todas as recargas ou extracções com origem na acção humana e que podem incidir sobre qualquer um dos meios em que se subdividiu o volume de controlo.

Neste Capítulo apresenta-se a forma de caracterizar cada um dos processos, à excepção da recarga cuja quantificação será abordada nos Capítulos 4 e 5.

3.3. Precipitação

A precipitação constitui para a quase totalidade dos métodos a única origem natural de água para dentro do volume de controlo. A precipitação é das poucas variáveis que se podem medir directamente, mediante a utilização de udómetros (registo discreto no tempo) ou udógrafos (registo contínuo no tempo). Nesta Tese a precipitação é considerada como um dado de entrada ou que já existe disponível. Para uma descrição dos processos de formação da precipitação ou da sua medição consulte-se por exemplo Lencastre e Franco (1984).

Para o País existe uma boa rede de postos udométricos/udográficos, que pertencem ao Instituto de Meteorologia (IM), ao Instituto da Água (INAG) ou a outras entidades públicas e privadas. Para os postos do IM e do INAG existem pelo menos registos com periodicidade diária. Isto significa que há uma boa informação relativamente à precipitação do País, o que faz do parâmetro precipitação aquele que pode ser melhor caracterizado.

Contudo, é de salientar que para além desta precipitação interessa também referir a humidade do ar que condensa nas folhas das plantas (precipitação oculta) e que normalmente não é medida nos udómetros.

Existem diversos procedimentos para fazer a verificação da consistência das séries de precipitação. Estes procedimentos estão descritos em diversos textos de hidrologia, climatologia, hidrogeologia (e.g. Custodio e Llamas, 1976), e são utilizados frequentemente em trabalhos da especialidade (incluindo teses de mestrado e de doutoramento). Muitas vezes estes procedimentos são utilizados para verificar a consistência de séries mensais. Este assunto não é aqui abordado.

Outro tipo de procedimento efectuado com as séries de precipitações é o preenchimento de lacunas de registos. Neste caso utilizam-se formulações que utilizam os dados registados em postos udométricos/udográficos próximos para o preenchimento das mesmas. Mais uma vez, estes procedimentos são generalizados na bibliografia e a eles não se faz referência.

3.4. Variação do armazenamento de água no meio superficial

3.4.1. Introdução

Este armazenamento corresponde à água que fica retida nos corpos hídricos do meio superficial, onde se incluem (1) os cursos de água, albufeiras, lagos, charcas, poças de água, etc., (2) a água retida em edifícios, estradas e outras infra-estruturas; e (3) a água que fica retida na superfície das plantas.

A variação do armazenamento corresponde à diferença entre o volume armazenado no final e no início do período de tempo considerado. Ou seja, importa caracterizar qual a diferença entre a água que foi adicionada e a que foi removida do armazenamento no período de tempo considerado.

Esta diferença é traduzida no balanço hídrico apresentado na Fig. 6 ou resolvendo a Eq. 10 em ordem à variação do armazenamento:

$$\Delta A_p = A_{p\text{ fim}} - A_{p\text{ inicio}} = P + E_{pe} + H_{pe} + D - Ev_p - E_{ps} - H_{ps} - Is \quad \text{Eq. 36}$$

Os principais processos que podem fazer aumentar o armazenamento dos corpos hídricos superficiais são a precipitação, a água de escoamento superficial de entrada, a descarga do meio subterrâneo ou as transferências de água por parte do homem.

A descida do armazenamento (variação negativa) pode ser devida aos seguintes processos: evaporação, infiltração superficial, escoamento superficial que abandona o volume de controlo ou extracções de água por parte do Homem ou outros animais.

Para períodos de tempo longos (meses, anos) a diferença entre a água entrada e saída do armazenamento pode ser muito pequena ou desprezável em relação aos volumes envolvidos noutros

processos do balanço hídrico. Contudo, para períodos de tempo curtos ela pode ser significativa e deve ser tomada em atenção.

A variação do armazenamento pode ser medida nos casos de se estar perante a albufeira de uma barragem, ou de haver registos de altura de água em lagos ou em rios. Na maioria das situações, a determinação do armazenamento é feita através de balanço hídrico.

No caso de albufeiras de barragem, algumas infra-estruturas e da vegetação, a variação do armazenamento é limitada superiormente pela capacidade de armazenamento superficial (AG_p). Ou seja, $A_{p\ fim} \leq AG_p$. AG_p pode definir-se como a quantidade máxima de água que o meio superficial pode armazenar se não houver saídas de água.

No caso dos cursos de água este conceito não é aplicável, embora aí seja possível determinar o seu armazenamento em função do caudal.

A determinação da variação do armazenamento superficial por balanço hídrico é mais simples nos casos em que enquanto a capacidade de armazenamento do meio superficial não se encontra completa as únicas saídas de água que existam sejam por evaporação. Assim só é necessário calcular por balanço hídrico as entradas de água e estimar a evaporação. No caso de ocorrerem outras saídas é necessário encontrar relações que permitam o cálculo dessas saídas. Possivelmente seriam muitas as soluções possíveis para o seu cálculo, por exemplo uma relação entre a altura de água de uma albufeira e a infiltração superficial. Uma vez que estas situações ou não vão ser consideradas ou vão-se considerar desprezáveis neste trabalho, este tema não é desenvolvido.

3.4.2. Balanço hídrico sequencial da água armazenada na superfície das folhas das plantas

O coberto vegetal constitui um submeio dentro do meio superficial. Inclusivamente poderia ser tratado como um meio à parte, porque para ele também é possível fazer um balanço hídrico sequencial (Fig. 23):

$$P - P_{cv} - E_{cv} - Ev_{p\ cv} = \Delta A_{p\ cv} \quad \text{Eq. 37}$$

Neste balanço só se considera como entrada de água a precipitação (P). Esta água pode ficar armazenada na superfície da vegetação (folhas, ramos e troncos), correspondendo o termo $\Delta A_{p\ cv}$ à variação deste armazenamento, pode constituir a água de penetração através da vegetação (P_{cv}) ou de escoamento pelos troncos (E_{cv}), ou pode ser evaporada a partir da copa da vegetação ($Ev_{p\ cv}$) – (o índice cv refere-se a coberto vegetal).

Para se realizar o balanço hídrico utiliza-se o conceito de capacidade máxima de armazenamento pela superfície das plantas ($AG_{p\ cv}$).

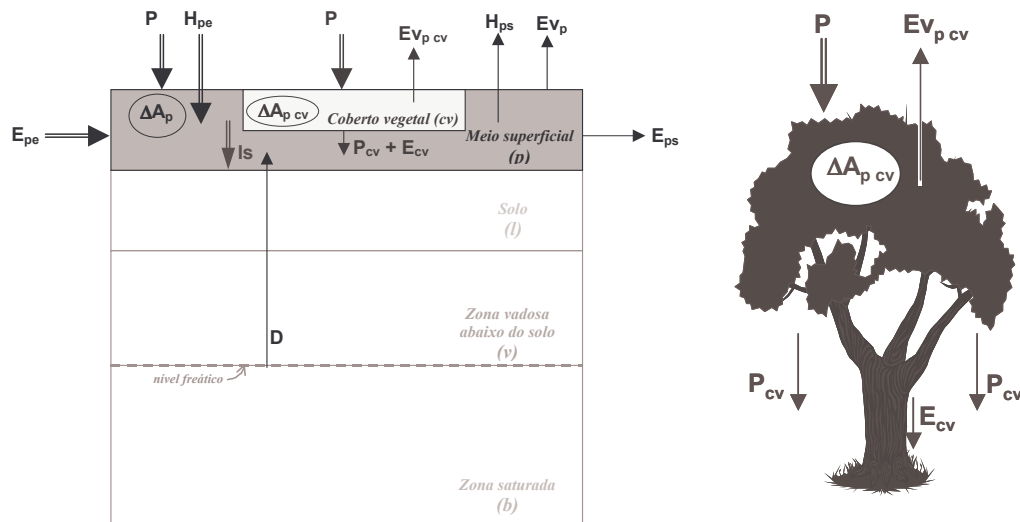


Fig. 23 – Balanço hídrico do submeio formado pelo coberto vegetal e seu enquadramento no balanço hídrico do meio superficial

Considerando que só pode haver penetração através da vegetação ou escoamento pelos troncos quando AGp_{cv} se encontrar preenchida, o armazenamento do coberto vegetal no final do período em análise pode ser calculado por:

$$A_{p\ cv\ fim} = \min (AGp_{cv}, A_{p\ cv\ inicio} + P - Ev_{p\ cv}) \quad \text{Eq. 38}$$

Para a aplicação desta equação torna-se necessário conhecer $Ev_{p\ cv}$ e AGp_{cv} . O primeiro termo será abordado na secção 3.5.4. Quanto ao termo AGp_{cv} , não existindo valores para uma determinada área em estudo, pode-se fazer uma estimativa em função dos resultados obtidos noutras áreas, experimentalmente ou utilizando modelos. Os valores de AGp_{cv} dependem do estado de desenvolvimento das plantas e da existência ou não de vento (na presença de vento os valores são menores). Alguns dos valores recolhidos na literatura são apresentados no Quadro 2. Neste quadro não foram incluídos os 168 valores que compõem, em 2004-01-07, a base de dados PlaPaDa ("Plant Parameter Database", <http://www.uni-giessen.de/~gh1461/plapada/plapada.html>, Breuer e Frede, 2003). Os valores máximo, mínimo, médio, desvio padrão e mediano de AGp_{cv} , relativos às várias espécies de plantas e de ocupações de solo destas 168 determinações são: 11,6 mm; 0,1 mm; 1,78 mm; 0,14 mm e 1,27 mm; respectivamente.

3.5. Evaporação

3.5.1. Introdução

Pretende-se quantificar a evaporação de água armazenada no meio superficial. O conhecimento da evaporação é necessário para a resolução da Eq. 38.

Em casos muito controlados é possível fazer a determinação da evaporação, normalmente por balanço hídrico, através da medição dos outros processos do balanço. Contudo, quando não há medições, a forma de fazer a sua quantificação consiste na determinação do poder de evaporação da

atmosfera, considerando que enquanto houver água disponível no armazenamento superficial a água é evaporada até esse limite.

Quadro 2 – Valores de capacidade máxima de armazenamento das plantas (AG_{cv}) referidos na literatura

Espécie	AG_{cv} (mm)	Período	Local	Referência	Notas
Pinheiro bravo (<i>Pinus pinaster</i>)	0,41	1992-01-04 a 1994-07-31	Pinhal da Carrasqueira - Porto Alto	Valente <i>et al.</i> (1997)	1
Resinosas	0,5-9			David (1982)	
Pinheiro	3,3-3,8		EUA	Helvey (1971, <i>in</i> Ebener, 2000)	
Pinheiro silvestre	1-3,8		R.U., Suécia, França	vários trabalhos, <i>in</i> Ebener (2000)	
Pinheiro silvestre	1,2-2,7	Jan97- Ago98	Pirinéus orientais (Espanha)	Llorens e Gallart (2000)	2
Pinheiro alvar	0,6-5,2		Europa, EUA	vários trabalhos, <i>in</i> Ebener (2000)	
Florestas de <i>Pinus sp.</i>	0,25-1			vários trabalhos, <i>in</i> Valente <i>et al.</i> (1997)	
Florestas de coníferas	0,1-3,1			vários trabalhos, <i>in</i> Llorens e Gallart (2000)	
Misto de pinheiro/faia	0,6		Alemanha	Mitscherlich e Moll (1970, <i>in</i> Ebener, 2000)	
Faia	0,6-2,6		R.U., Europa, Bélgica	vários trabalhos, <i>in</i> Ebener, 2000)	
Abetos	6,6		EUA	Helvey (1971, <i>in</i> Ebener, 2000)	
<i>Eucalyptus globulus</i>	0,21	1992-01-04 a 1994-07-31	Herdade da Espirra - Marateca	Valente <i>et al.</i> (1997)	3
Eucaliptos (várias espécies)	0,08-0,77			vários trabalhos, <i>in</i> Llorens e Gallart (2000)	
Florestas de eucaliptos	0,2-0,8			Hall <i>et al.</i> (1992 <i>in</i> Valente <i>et al.</i> , 1997)	
Folhosas (período de crescimento)	0,1-2			David (1982)	
Folhosas (período de dormência)	0,1-0,5			David (1982)	
Carvalho alvarinho	0,4-1,0		R.U.	Thompson (1972, <i>in</i> Ebener, 2000)	
Milho	2,5-3,0			Carsel <i>et al.</i> (2003)	4
Soja	2,0-2,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	5
Trigo	0-1,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	6
Aveia	0-1,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	6
Cevada	0-1,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	6
Batata	0-1,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	6
Amendoim	0-1,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	6
Algodão	2,0-2,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	5
Tabaco	2,0-2,5			Carsel <i>et al.</i> (2003)	5

Notas: 1-fracção de terreno ocupada pelas copas = 64%; 2-método de imersão (e pesagem); foram considerados 16 eventos de precipitação; 3-fracção de terreno ocupada pelas copas = 60%; 4-densidade de cultura forte; 5-densidade de cultura moderada; 6-densidade de cultura fraca

3.5.2. Balanço hídrico sequencial

A quantidade de água evaporada ao longo do tempo depende do poder de evaporação da atmosfera (E_{va}) e da água disponível para evaporação, que existe no armazenamento do meio hídrico superficial. Ao poder de evaporação da atmosfera vai designar-se por **evaporação potencial**.

A equação de balanço hídrico em ordem à evaporação escreve-se:

$$E_{vp} = A_{p\text{ inicio}} + P + E_{pe} + H_{pe} + D - A_{p\text{ fim}} - E_{ps} - I_s - H_{ps} \quad \text{Eq. 39}$$

A resolução desta equação obriga ao conhecimento de muitas variáveis. Algumas destas podem ser determinadas, por exemplo o escoamento superficial de saída pode ser medido (secção 3.7.1) ou pode ser possível estabelecer uma relação entre a infiltração superficial e a água armazenada no meio superficial. Outras podem ser nulas, por exemplo no caso de não haver intervenção humana, ou de não haver escoamento superficial de entrada.

Pelos motivos apontados, algumas situações, as únicas incógnitas podem ser Ev_p e $A_{p, fim}$. Nesta situação, a partir da ordem na ocorrência dos processos é possível determinar Ev_p se se assumir que enquanto houver água no armazenamento superficial esta é utilizada para evaporação tendo como limite o poder evaporante da atmosfera. Ou seja:

$$Ev_p = \min \{Ev_a, A_{p, inicio} + P + E_{pe} + H_{pe} + D - (E_{ps} + Is + H_{ps})\} \quad \text{Eq. 40}$$

A determinação da evaporação potencial é assim um passo necessário para a aplicação desta equação.

3.5.3. Balanço hídrico sequencial da água armazenada em lagos, albufeiras, rios ou charcas

Existem diversas fórmulas para estimar a evaporação potencial em lagos e albufeiras, como as referidas em Lencastre e Franco (1984), ou em Burman e Pochop (1994). Nestes meios, em princípio, a quantidade de água existente no armazenamento é sempre superior à evaporação potencial e como tal $Ev_p = Ev_a$. Uma outra forma de calcular a evaporação potencial é através do cálculo da evapotranspiração de referência e aplicação de um coeficiente (K_c) a esse valor. Uma vez que este método foi desenvolvido para os cobertos vegetais, a apresentação deste processo de cálculo é feito na secção 3.9. O coeficiente a aplicar é de $K_c = 1,05$, aplicável para superfícies de água até 2 m de profundidade ou em climas subhúmidos (Allen *et al.*, 1998). Para climas temperados, com água com mais de 5 m de profundidade os mesmos autores referem que, devido às grandes mudanças de temperatura que ocorrem nos corpos hídricos ao longo do ano, na Primavera e Verão a radiação é absorvida pelas águas mais profundas e como tal a evaporação é baixa ($K_c = 0,65$). No Outono e Inverno, o calor é libertado do corpo hídrico o que faz aumentar a evaporação em relação à evapotranspiração de referência ($K_c = 1,25$). Contudo estes valores devem ser utilizados com precaução (Allen *et al.*, 1998).

No caso dos cursos de água, das charcas ou das infra-estruturas artificiais pensa-se que se poderá aplicar o mesmo método e o mesmo coeficiente, embora tal afirmação não se baseie em referências da literatura. É provável que pelo menos nas charcas e em parte das infraestruturas artificiais, pela sua dimensão espacial mais pequena, o coeficiente K_c possa ser mais elevado.

3.5.4. Balanço hídrico sequencial da água armazenada na superfície das folhas das plantas

No caso do volume de controlo ser constituído por um coberto vegetal, antes que a água de precipitação atinja a superfície do terreno, dá-se a **intercepção** pelo coberto vegetal. A intercepção (I) é a parte da água de precipitação que não atinge a superfície do solo, ficando retida nas copas das árvores (folhas, ramos e troncos), noutras plantas, ou na manta morta vegetal e que retorna à

atmosfera por evaporação. Tomando como ponto de partida a Eq. 37, esta situação pode ser descrita, para o coberto vegetal, pelo seguinte balanço hídrico:

$$I = P - P_{cv} - E_{cv} = \Delta A_{p_{cv}} + E_{V_{p_{cv}}} \quad \text{Eq. 41}$$

De acordo com Beven (2001) pode ocorrer evaporação de água interceptada mesmo durante períodos de precipitação, especialmente a partir de cobertos rugosos, quando existe vento e o ar não está saturado de vapor.

Para demonstrar a importância da interceptação no balanço hídrico apresentam-se no Quadro 3 valores de interceptação para diferentes espécies vegetais referidos na literatura. A interceptação depende da espécie vegetal, do seu estado vegetativo, da sua idade, da densidade do coberto vegetal e do clima.

Quadro 3 – Valores de interceptação referidos na literatura

Coberto vegetal (inclui terreno descoberto)	Intercepção (% Precipitação)	Período de observação	Intercepção (mm)	Local	Referência	Nota
Pinheiro (<i>Pinus pinaster</i>) – 64% terreno coberto	17,1%	Janeiro de 1992 a Julho de 1994	234	Pinhal da Carrasqueira - Porto Alto	Valente <i>et al.</i> (1997)	
Eucalipto (<i>Eucalyptus globulus</i>) – 60% terreno coberto	10,8%	Janeiro de 1992 a Julho de 1995	167	Herdade da Espirra - Marateca		
Florestas de coníferas	10-60%				vários trabalhos, <i>in</i> Valente <i>et al.</i> (1997)	1
Eucaliptos	10-22%				Aussenac e Bouleangeat (1980, <i>in</i> Ebener, 2000)	
Faia (<i>Fagus silvatica</i>)	6% (inverno)-21% (verão)				Nizinski e Saugier (1988, <i>in</i> Ebener, 2000)	
Carvalho (<i>Quercus petraea</i>)	22% (inverno)-34%(verão)					
Zonas habitadas	1,4%-5,6%	Os intervalos correspondem à variação dos valores mensais		Bacia de Allondon, Suíça/França	Ebener (2000)	2
Relvados	3,1%-15,2%					
Culturas	0%-21,2%					
Folhosas	7,1%-32,0%					
Coníferas	25,5%-40,0%					
Florestas mistas	16,3%-36,0%					
Vinhas	0,3%-6,0%					
Luzerna	35,6%	época de maior desenvolvimento vegetativo	98	Dados dos E.U.A.	Lencastre e Franco (1994)	
Milho	15,5%		28			
Soja	14,6%		23			
Aveia	7,0%		12			
Luzerna	22,0%	época de menor desenvolvimento vegetativo				
Milho	3,0%					
Soja	9,0%					
Aveia	3,0%					
Trigo de Primavera	10 a 35%	época de produção		U.R.S.S.		
Centeio	4 a 6%	--				
Aveia	16,0%	Julho				
Aveia	23,0%	Agosto				
Florestas de folhosas	13,0%					3
Florestas resinosas	22,0%					4
Plantas herbáceas	10-20%	desenvolvimento vegetativo máximo				5

Notas: 1 - clima temperado; 2 - Valores obtidos por um modelo de distribuição espacial; 3 - valores medianos; # observações = 10; 4 - valores medianos; # observações = 11; 5 - para cada chuva

A interceptação pode ser determinada por métodos directos ou por métodos indirectos. Os métodos directos baseiam-se normalmente na determinação do coeficiente de armazenamento

específico da superfície das plantas (volume de água retido por unidade de superfície das folhas, dos ramos e dos troncos). Este é calculado através do humedecimento artificial de amostras das superfícies das plantas (Llorens e Gallart, 2000): folhas, ramos e troncos são pesados, humedecidos, e depois pesados novamente. A diferença de pesos traduz a água que neles fica retida. Depois é necessário transformar estes valores nos valores para a totalidade do coberto vegetal.

Os métodos indirectos baseiam-se na realização do balanço hídrico, a nível das plantas, na fracção de terreno ocupada pelo coberto vegetal:

$$I = P - P_{cv} - E_{cv} \quad \text{Eq. 42}$$

A aplicação desta fórmula obriga à medição dos termos do lado direito da equação. Por vezes pode-se desprezar o termo E_{cv} , pois corresponde a uma pequena fracção da precipitação (por exemplo, Valente *et al.* (1997) apontam para valores de 0,3 % e 1,7 % da precipitação para os casos estudados de *Pinus pinaster* e de *Eucalyptus globulus*).

Independentemente de poder ser determinada localmente, na maior parte dos casos, não existem registos das variáveis que permitem o cálculo da intercepção. Assim recorre-se aos modelos que consideram os processos apresentados, como por exemplo o modelo de Rutter, o modelo de Gash, ou a adaptação destes modelos a povoamentos florestais esparsos (Valente *et al.*, 1997). Estes modelos utilizam parâmetros relativos à penetração, ao escoamento pelos troncos, à capacidade de armazenamento do coberto e à capacidade de armazenamento dos troncos. Os dados de entrada para a corrida destes modelos são a precipitação, a evaporação potencial, as fracções de área ocupadas pelo terreno coberto e pelo terreno descoberto e um parâmetro relativo à proporção de água que passa pela copa e pelos troncos.

Outros modelos, empíricos, que relacionam a intercepção com a precipitação e a espécie vegetal são apresentados em Ebener (2000).

O modelo que se apresenta agora resulta de uma simplificação dos modelos referidos e do balanço hídrico sequencial apresentado na secção anterior. Aplica-se apenas à área de terreno coberto. O modelo utiliza o conceito de capacidade máxima de armazenamento pela superfície das plantas (AGp_{cv}). Esta depende do coberto vegetal. Para valores baixos de precipitação a relação entre a intercepção e a precipitação (taxa de intercepção) é grande, mas para valores elevados de precipitação a intercepção máxima é limitada pela evaporação potencial (E_{va}) ou por AGp_{cv} (eventualmente acrescido de uma pequena quantidade de água – ver-se-á adiante) e logo a taxa de intercepção é mais baixa.

Considerando que enquanto a capacidade de armazenamento do meio superficial não está completa, o único processo de saída de água é a evaporação e que só ocorre penetração e escoamento ao longo dos troncos quando a água já não pode ficar armazenada na superfície das folhas ou dos troncos, então, dependendo dos valores de E_{va} e de AGp_{cv} , tem-se que:

$$E_{v_{p_{cv}}} = \min (A_{p_{início\ cv}} + P, E_{v_a}, AGp_{cv}) \quad \text{Eq. 43}$$

Esta equação ainda pode ser simplificada se se considerar que antes do início de uma chuvada a superfície das plantas se encontra seca ($A_{p_{início\ cv}} = 0$). Pode também ser mais complexa se se considerar que durante a chuvada há uma parte da água da precipitação que se evapora. Neste caso, onde se considera o termo AGp_{cv} deve-se considerar $AGp_{cv} + \alpha \cdot P$, sendo α a fracção de água da precipitação que evapora durante a chuvada.

Outra forma de calcular $E_{v_{p_{cv}}}$ é considerar que a evaporação é proporcional à quantidade de água armazenada (como referido em Valente *et al.*, 1997):

$$E_{v_{p_{cv}}} = \min (AGp_{cv}, A_{p_{início\ cv}} + P) / AGp_{cv} \cdot E_{v_a} \quad \text{Eq. 44}$$

No caso de uma área ocupada por um coberto vegetal, a evaporação potencial (E_{v_a}) pode ser determinada pela fórmula de Penman-Monteith considerando que quando a capacidade máxima de armazenamento do coberto se encontra repleta a resistência do coberto é nula (Rutter *et al.*, 1971, in Valente *et al.*, 1997). Para a fórmula de Penman-Monteith consulte-se, por exemplo, a página 19 de Allen *et al.* (1998).

3.6. Infiltração superficial

3.6.1. Introdução

No caso de um terreno descoberto a infiltração superficial pode ser estimada utilizando infiltrómetros. Estes fornecem valores muito localizados de infiltração.

No caso de não haver descarga de águas subterrâneas, e de não haver extracções ou recarga do meio hídrico superficial (Fig. 24), a infiltração superficial num volume de controlo é dada pela seguinte simplificação da Eq. 10:

$$I_s = P + E_{pe} - E_{ps} - E_{v_p} - \Delta A_p \quad \text{Eq. 45}$$

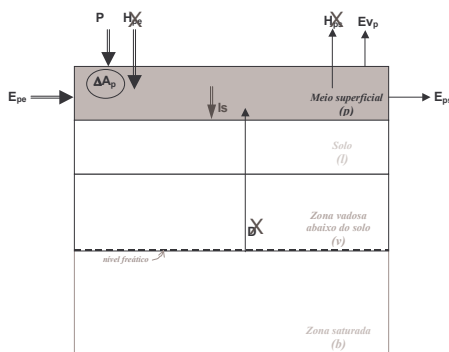


Fig. 24 – Balanço hidrológico do meio superficial considerando que não há intervenção humana e o nível freático se encontra sempre abaixo da base do solo.

Considerando que nos termos do meio superficial se incluem os referentes ao coberto vegetal (quando este existe), que interferem no balanço hídrico antes da água chegar à superfície do terreno, e considerando que neste caso estes termos já foram caracterizados nas secções 3.5.4 e 3.4.2, é útil

decompor-se os termos relativos a ΔA_p e E_{vp} na parte que concerne ao coberto vegetal (índice cv) e na parte que concerne à superfície do terreno (índice st), passando a Eq. 45 a assumir a seguinte forma:

$$I_s = (P - \Delta A_{p\ cv} - E_{vp\ cv}) + E_{pe} - E_{ps} - E_{vp\ st} - \Delta A_{p\ st} \quad \text{Eq. 46}$$

sendo necessário definir-se $E_{pe} - E_{ps} - E_{vp\ st} - \Delta A_{p\ st}$ para caracterizar a infiltração superficial. Na secção 3.7.2 apresenta-se um procedimento para calcular a diferença ($E_{ps} - E_{pe}$).

Alternativamente, desenvolve-se na secção 3.6.3 um procedimento que permite fazer, por balanço hídrico na parte superior do *solo*, a decomposição da água de precipitação que atinge o *solo* ($P - \Delta A_{p\ cv} - E_{vp\ cv}$) em I_s e em ($E_{pe} - E_{ps} - E_{vp\ st} - \Delta A_{p\ st}$).

É possível ainda determinar a infiltração superficial sob condições controladas: isolam-se parcelas de terreno, e em situações onde não haja condições para se produzir armazenamento superficial, com a correspondente evaporação a tender para zero, controla-se a precipitação incidente e mede-se o volume de escoamento superficial, que é produzido dentro dessa parcela de terreno e que é encaminhado para uma saída. Nestas condições controladas, será:

$$I_s = P - E_{ps} \quad \text{Eq. 47}$$

3.6.2. Caracterização do processo de infiltração superficial

O processo de infiltração superficial encontra-se descrito em numerosos livros de hidrologia, pelo que aqui apresenta-se uma síntese desenvolvida a partir de Lencastre e Franco (1984). Quando se dá uma chuvada, o solo começa por absorver a água. A partir de uma certa altura da chuvada, o solo já não é capaz de receber mais água, fica saturado na sua camada mais superficial e começa-se a formar escoamento directo. A quantidade de água que o solo é capaz de absorver ao longo do tempo define a capacidade de infiltração (I_{sc}). A capacidade de infiltração varia com o material do solo, com o teor de humidade do solo e com a ocupação do solo. Durante uma chuvada, com o decorrer do tempo, o teor de humidade do solo vai aumentando e a capacidade de infiltração vai diminuindo, tendendo o seu valor mínimo para a condutividade hidráulica vertical do solo.

A ocupação do solo também condiciona a capacidade de infiltração: um solo exposto, principalmente se constituído por materiais mais argilosos, encontra-se muito susceptível à compactação pela água da chuva, pelo que a sua capacidade de infiltração pode ficar muito reduzida; ao contrário, um solo com uma cobertura vegetal encontra-se muito mais protegido desse efeito. A formação de crostas e a sua influência na capacidade de infiltração tem sido estudada por diversos autores (por exemplo Rawls e Brakensiek, 1989; Mualem e Assouline, 1996).

Também o ar que preenche os espaços vazios tem que ser desalojado quando se dá a infiltração, o que pode induzir uma diminuição da capacidade de infiltração. Outros factores que afectam a capacidade de infiltração são a compactação pelo homem e animais (diminui), a lavra de

terrenos (aumenta), a ocorrência de geada (diminui) ou a variação da viscosidade dinâmica da água devido à mudança da temperatura (3%/°C, a capacidade de infiltração aumenta com o aumento da temperatura da água porque a viscosidade dinâmica diminui e a condutividade hidráulica aumenta – estas variações normalmente não são consideradas nas águas subterrâneas).

A capacidade de infiltração ao longo do tempo pode ser aproximada pela **fórmula empírica de Horton** (Lencastre e Franco, 1984):

$$I_{S_c}(t) = I_{S_t} + (I_{S_0} - I_{S_t}).e^{-k \cdot t} \quad \text{Eq. 48}$$

onde I_{S_t} é a capacidade de infiltração constante que se regista ao fim de um longo tempo de chuvada (valor idêntico ao da condutividade hidráulica vertical saturada), I_{S_0} é a capacidade de infiltração inicial quando começa a chover, k é uma constante do solo e t é o tempo desde o início da chuvada. Para que esta equação seja aplicada é necessário que a precipitação seja sempre superior à capacidade de infiltração.

A infiltração superficial obtém-se integrando a equação anterior para a totalidade do tempo:

$$I_S = \int_0^t I_{S_c}(t).dt = I_{S_t} \cdot t - \frac{I_{S_0} - I_{S_t}}{k} (e^{-k \cdot t} - 1) \quad \text{Eq. 49}$$

Existem modelos de infiltração que resultam da resolução da equação de escoamento na zona vadosa (2.6.2) utilizando diferentes técnicas ou condições de fronteira. Rawls e Brakensiek (1989, p. 287) referem os seguintes: Green-Ampt, Philip, Morel-Seytoux e Khanji, Smith-Parlange. Estes modelos foram derivados considerando que o solo se encontra sempre saturado à superfície, o que pode acontecer passado um tempo desde o início da chuvada. Até ocorrer esse tempo toda a água de precipitação se infiltra (é como se a capacidade de infiltração fosse infinita); após esse tempo a água infiltra-se de acordo com a capacidade de infiltração.

Os modelos utilizam parâmetros dos solos que Rawls e Brakensiek (1989) estimam a partir da textura, da capacidade de troca catiónica e do teor em matéria orgânica do solo. A título de exemplo apresentam-se os modelos de Green-Ampt e de Philip.

Modelo de Green-Ampt (1911, in Rawls e Brakensiek, 1989):

$$I_{S_c}(t) = K_s \cdot \left[1 + \frac{(\phi - \theta_i) \cdot H_f}{I_s(t)} \right] \quad \text{Eq. 50}$$

onde I_{S_c} (cm/h) é a capacidade de infiltração, K_s (cm/h) é a condutividade hidráulica vertical saturada, ϕ é a porosidade, θ_i é o teor de humidade inicial, I_s (cm) é a infiltração superficial acumulada, H_f (cm) é a sucção da frente de humedecimento, que Rawls e Brakensiek (1989) estimam a partir das propriedades do solo de acordo com a seguinte fórmula:

$$\begin{aligned} \ln H_f = & 6,5309 - 7,32561 \cdot \phi_a + 0,001583 \cdot C^2 + 3,809479 \cdot \phi_a^2 \\ & + 0,000344 \cdot S \cdot C - 0,049837 \cdot S \cdot \phi_a + 0,001608 \cdot S^2 \cdot \phi_a^2 \\ & + 0,001602 \cdot C^2 \cdot \phi_a^2 - 0,0000136 \cdot S^2 \cdot C - 0,003479 \cdot C^2 \cdot \phi_a - 0,000799 \cdot S^2 \cdot \phi_a \end{aligned} \quad \text{Eq. 51}$$

sendo S a % em peso de areia, C a % em peso de argila (sendo que % de areia + % de argila + % de silte perfazem 100 %) e ϕ_a a porosidade do solo corrigida do ar aprisionado. ϕ_a pode ser calculado a partir da equação (Alberts *et al.*, 1995):

$$\phi_a = \phi \cdot \left\{ 1 - \left[3,8 + 0,00019 \cdot C^2 - 0,0337 \cdot S + 0,126 \cdot CEC \cdot C + MO \cdot (S/200)^2 \right] / 100 \right\} \quad \text{Eq. 52}$$

onde CEC é a razão entre a capacidade de troca catiónica da argila (CEC_c) e o teor de argila (C) e MO é a % de matéria orgânica. CEC_c pode ser estimado a partir de (Alberts *et al.*, 1995):

$$CEC_c = CEC_{solo} - MO \cdot (1,42 + 1,70 \cdot d_h) \quad \text{Eq. 53}$$

sendo CEC_{solo} a capacidade de troca catiónica determinada para o solo (meq/100 g) e d_h a espessura do horizonte do solo (m).

A condutividade hidráulica vertical saturada, K_s , também pode ser estimada a partir das propriedades do solo (Rawls e Brakensiek, 1989):

$$\begin{aligned} \ln K_s = & 19,52348 \cdot \phi - 8,96847 - 0,028212 \cdot C + 0,00018107 \cdot S^2 \\ & - 0,0094125 \cdot C^2 - 8,395215 \cdot \phi^2 + 0,077718 \cdot S \cdot \phi - 0,00298 \cdot S^2 \cdot \phi^2 \\ & - 0,019492 \cdot C^2 \cdot \phi^2 + 0,0000173 \cdot S^2 \cdot C + 0,02733 \cdot C^2 \cdot \phi \\ & + 0,001434 \cdot S^2 \cdot \phi - 0,0000035 \cdot C^2 \cdot S \end{aligned} \quad \text{Eq. 54}$$

Nesta equação K_s vem dado em cm/h, C e S são expressos em % e a equação é válida para $5\% < C < 60\%$ e $5\% < S < 70\%$.

Estas equações são aqui apresentadas porque este tipo de informação sobre os solos existe publicada em SROA (1973) para parte de Portugal Continental.

Modelo de Philip (1957, *in* Lencastre e Franco, 1984; Rawls e Brakensiek, 1989):

$$I_{s_c}(t) = 0,5 \cdot s \cdot t^{-0,5} + A \quad \text{Eq. 55}$$

onde A (cm/h) é um parâmetro próximo da condutividade hidráulica saturada (não havendo outra indicação, pode-se assumir igual) e s (cm/h) é a capacidade de absorção/adsorção do solo, que pode ser estimada por Rawls e Brakensiek (1989):

$$s = [2 \cdot (H_0 + H_f) \cdot (\phi - \theta_i) \cdot K_s]^{0,5} \quad \text{Eq. 56}$$

onde H_0 (cm) é a espessura da água armazenada na superfície do solo e os restantes parâmetros são definidos como anteriormente.

O volume total de água infiltrada obtém-se integrando a Eq. 55 para o tempo desde que a infiltração se dá com a superfície do solo saturada:

¹ A areia refere-se às partículas de solo com granulometria entre 2 e 0,05 mm e a argila às partículas com dimensão inferior a 0,002 mm. As análises de solos feitas em Portugal normalmente consideram como areia as partículas com dimensão entre 2 e 0,02 mm (por exemplo dados apresentados em SROA, 1973), distinguindo entre areia grossa (entre 2 e 0,2 mm) e areia fina (entre 0,2 e 0,02 mm). Para fazer o reajustamento dos dados Portugueses para os utilizados nas equações apresentadas, utiliza-se uma relação empírica que consiste em tirar da percentagem total de areia (areia grossa + areia fina), 40 % da areia fina (Costa, 1991).

$$I_s = s \cdot t^{0,5} + A \cdot t \quad \text{Eq. 57}$$

O tempo necessário para se dar a saturação do solo à superfície (t_p) é dado por (Chow *et al.*, 1988):

$$t_p = \frac{s^2 \cdot (i - A/2)}{2 \cdot i \cdot (i - A)^2} \quad \text{Eq. 58}$$

equação válida para $i > A$ sendo i a intensidade da precipitação.

O comportamento que é dado pela aplicação destes modelos baseia-se no pressuposto que a zona vadosa (ou pelo menos o seu topo – a zona do solo) constitui um meio homogéneo. Uma vez que este tipo de comportamento é definido em função da frente de humedecimento, se se tiver um meio estratificado, as condições de propagação desta frente são alteradas e a capacidade de infiltração pode seguir outro andamento. Neste caso o processo de infiltração superficial pode ser previsto utilizando modelos numéricos de escoamento.

3.6.3. Balanço hídrico da camada superficial do solo

Tendo em atenção a descrição do processo de infiltração superficial e a Eq. 46, é possível estabelecer a seguinte ordem de ocorrência de processos após a água atingir a superfície topográfica ($P - \Delta A_{p\ cv} - E_{v_{p\ cv}}$):

Infiltração superficial (I_s) → variação de armazenamento de corpos hídricos que assentam sobre a superfície topográfica ($\Delta A_{p\ st}$) → evaporação a partir de corpos hídricos que assentam sobre a superfície topográfica ($E_{v_{p\ st}}$) → escoamento superficial (E_{ps}).

Considerando que inicialmente não há encharcamento do terreno (armazenamento superficial = 0) e que o solo não está saturado, quando há entrada de água no volume de controlo, toda essa água vai constituir infiltração superficial até que a camada superior do solo se encontre saturada, altura em que o terreno começa a ficar encharcado. Nessa altura ocorrem simultaneamente os processos de infiltração superficial, de variação de armazenamento de água à superfície, e de evaporação de água da superfície. Quando este armazenamento de superfície atinge um determinado valor ($AG_{p\ st}$), a água já não pode ficar armazenada nele e começa-se a formar escoamento directo.

Do exposto na secção anterior relativamente à variação da capacidade de infiltração de um solo ao longo do tempo, pode-se definir um valor de quantidade de infiltração superficial máxima ($I_{s\ max}$) em função do solo e do intervalo de tempo considerado. Tendo em conta a ordem de ocorrência dos processos apresentados, que faz com que, enquanto a capacidade de infiltração não é atingida, $\Delta A_{p\ st}$, $E_{v_{p\ st}}$ e E_{ps} sejam nulos, a infiltração superficial no volume de controlo é dada por:

$$I_s = \min(P - \Delta A_{p\ cv} - E_{v_{p\ cv}} + E_{pe}, I_{s\ max}) \quad \text{Eq. 59}$$

Na secção 6.4.4 desenvolve-se um método para calcular $I_{s\ max}$.

3.7. Escoamento superficial de entrada e de saída

3.7.1. Introdução

Pretende-se quantificar o escoamento superficial de entrada e de saída do volume de controlo. Os escoamentos superficiais podem ser medidos nos cursos de água. Estas medições representam toda a água que escoar à superfície na bacia hidrográfica a montante do local de medição, sem que alguma vez se tenha infiltrado no solo, mais a água que se infiltrou na bacia hidrográfica a montante ou fora dela, e que escoou subterraneamente para o meio hídrico superficial (descarga).

A forma de medir o escoamento superficial pode ser consultada por exemplo em Lencastre e Franco (1984).

O escoamento superficial que é produzido dentro do volume de controlo à custa de água de precipitação que nunca se chegou a infiltrar no solo designa-se por **escoamento directo**. Este escoamento directo pode gerar-se (1) quer porque a quantidade de água disponível para a infiltração superficial é superior à capacidade de infiltração do solo, (2) quer porque a zona saturada se encontra à superfície não sendo possível que entre mais água no solo.

Para as condições apresentadas para a formulação da Eq. 46 (não haver descarga de águas subterrâneas nem extracções ou recarga do meio hídrico superficial), o escoamento directo representa o escoamento superficial produzido dentro do volume de controlo ($E_{ps} - E_{pe}$), o que deduzido da Eq. 10 dá (Fig. 24):

$$Ed = E_{ps} - E_{pe} = (P - \Delta A_{p\ cv} - Ev_{p\ cv}) - \Delta A_{p\ st} - Ev_{p\ st} - Is \quad (\text{considerando } D = 0) \quad \text{Eq. 60}$$

O escoamento directo pode assim ser calculado directamente a partir do balanço hídrico (Eq. 60), uma vez quantificados os outros termos da equação, tal como apresentado nas secções anteriores, ou alternativamente, não sendo conhecida ainda a infiltração superficial, pode ser estimado a partir de um método que utiliza o número característico de escoamento (NC).

3.7.2. Método que utiliza o número característico de escoamento (NC)

A aplicação do método para a determinação do escoamento directo tendo em vista a quantificação da recarga das águas subterrâneas foi feita pela primeira vez em Portugal por Lobo Ferreira (1981) e Lobo Ferreira *et al.* (1981).

Este método permite a estimativa do escoamento directo sem que seja necessário calcular a infiltração superficial. A Fig. 25 mostra como os processos envolvidos neste método se relacionam, desde que o nível freático se encontre abaixo da superfície do terreno. Considera-se a distribuição da precipitação ao longo do tempo [$P(t)$] e a capacidade de infiltração do solo ao longo do tempo [$Is_c(t)$], expressas nas mesmas unidades. Enquanto $P(t)$ é inferior a $Is_c(t)$, a água começa por ficar retida no armazenamento dos corpos hídricos superficiais (incluindo as plantas - interceptação) de onde pode ser

evaporada; a água que atinge o solo infiltra-se, aumentando o teor de humidade do solo. Este aumento do teor de humidade faz baixar a capacidade de infiltração do solo e a certa altura $P(t)$ iguala $I_{sc}(t)$. Até essa altura não há formação de escoamento directo (Ed). Por esse motivo, do ponto de vista da formação do escoamento directo, ao volume de água de precipitação que ocorre até $P(t) = I_{sc}(t)$ dá-se a designação de "perdas iniciais" (P_{min}). Estas perdas iniciais referem-se à água que pode ser interceptada e evaporada para a atmosfera, ou pode servir para a saturação da parte superior do solo. Quando $P(t)$ é superior a $I_{sc}(t)$, o volume de água de precipitação acima da curva da capacidade de infiltração constitui o escoamento directo (+ a variação do armazenamento de superfície, que para o desenvolvimento desta metodologia se vai considerar desprezável); o volume de água de precipitação abaixo da curva da capacidade de infiltração constitui a água que fica retida na bacia (F). No fundo F traduz a água da infiltração superficial, uma vez que a capacidade máxima de armazenamento das plantas deverá ter ficado completa pela água das perdas iniciais.

Assim é possível estabelecer a seguinte relação:

$$Ed = P - P_{min} - F \quad \text{Eq. 61}$$

sendo P a precipitação acumulada.

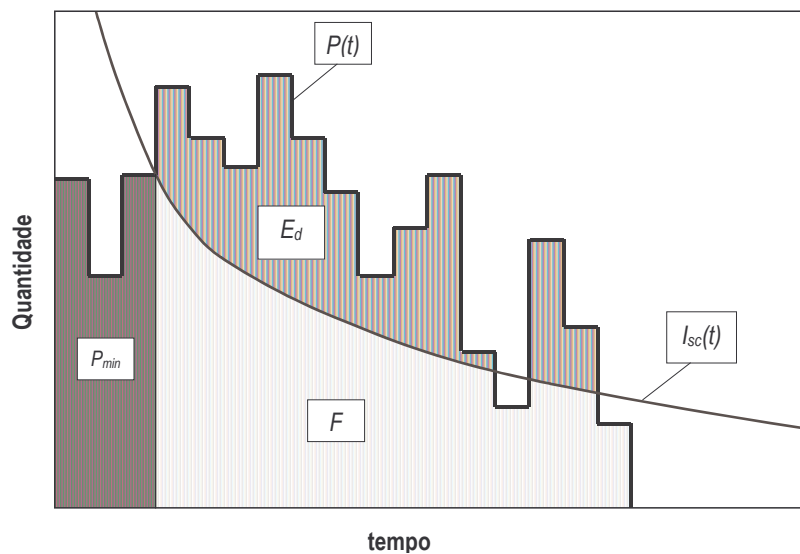


Fig. 25 – Decomposição da precipitação em escoamento directo e retenção na bacia

Mockus (1972) refere a seguinte relação entre a precipitação acumulada (P), as perdas iniciais acumuladas (P_{min}), o escoamento directo acumulado (Ed), a retenção na bacia acumulada após o início do escoamento directo (F) e a capacidade máxima de retenção da bacia após o início do escoamento directo (S_m):

$$\frac{F}{S_m} = \frac{Ed}{P - P_{min}} \quad \text{Eq. 62}$$

S_m procura exprimir de alguma forma a capacidade potencial máxima de uma bacia para "absorver" água que se torna assim não utilizável para escoamento directo. Basicamente, o que esta equação expressa é que a relação entre a retenção na bacia (que traduz a infiltração superficial) e a capacidade máxima de armazenamento da bacia é a mesma que existe entre o escoamento directo e a precipitação que cai na bacia após o início do escoamento directo.

Esta equação está na base do desenvolvimento do **método do número característico de escoamento** (NC) do *Soil Conservation Service*¹ (SCS) do Departamento de Agricultura dos EUA (U.S.D.A., 1972, 1975, in Correia, 1983; Mockus, 1972). Resolvendo a Eq. 61 em ordem a F , substituindo na Eq. 62, e resolvendo esta em ordem a Ed obtém-se:

$$Ed = \frac{(P - P_{min})^2}{P - P_{min} + S_m} \quad \text{Eq. 63}$$

aplicável nos casos em que a precipitação (P) ultrapassa o valor das "perdas iniciais" (P_{min}).

Tendo em vista a redução do número de variáveis na equação anterior, o SCS procurou relacionar P_{min} com S_m , tendo chegado à seguinte relação (Mockus, 1972):

$$P_{min} = 0,2 \cdot S_m \quad \text{Eq. 64}$$

Este valor resulta de, em 50 % dos casos observados, as perdas iniciais se encontrarem entre 10 % e 40 % da capacidade máxima de retenção da bacia (S_m), apresentando um valor médio de 20 % (Correia, 1983). A forma de determinar S_m e P_{min} , assim como a relação entre eles será referida e comentada adiante.

Em vez de se utilizar S_m pode-se utilizar uma outra variável, o número característico de escoamento (NC), que torna mais próximas da linearidade as operações de interpolação, cálculo de médias e ponderação utilizando esta variável:

$$S_m = 25400 / NC - 254 \quad \text{Eq. 65}$$

sendo S_m nesta equação dado em milímetros. O valor de NC depende do tipo de solo, do uso do solo e de uma condição da superfície do solo para gerar escoamento superficial. O seu valor varia entre 0 e 100, correspondendo 0 a uma bacia onde não há escoamento directo, qualquer que seja a precipitação e a sua intensidade, e 100 a um caso onde toda a precipitação escoa superficialmente.

Sendo assim, utilizando o valor médio, $P_{min} = 0,2 S_m$, virá:

$$P_{min} \text{ (mm)} = 5080 / NC - 50,8 \text{ (mm)} \quad \text{Eq. 66}$$

Substituindo P_{min} e S_m na equação Eq. 63, o escoamento directo é dado por:

$$Ed = \frac{25,4 \cdot (P / 25,4 - 200 / NC + 2)^2}{P / 25,4 + 800 / NC - 8} \quad \text{Eq. 67}$$

¹ Actualmente *Natural Resources Conservation Service* (NRCS)

com Ed e P dados em mm, equação válida para $P > P_{min}$.

Resolvendo a Eq. 67 em ordem a diferentes valores de P e de NC é possível representar graficamente as curvas de Ed vs P (Fig. 26).

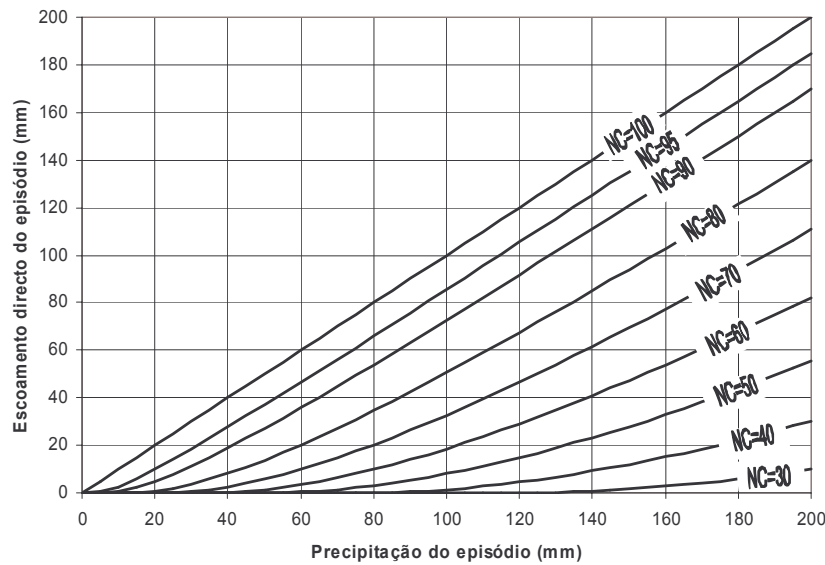


Fig. 26 – Escoamento directo em função da precipitação calculado de acordo com a Eq. 67

A forma de determinar NC para uma dada área de estudo consiste em projectar valores de escoamento directo em função da precipitação na Fig. 26, e verificar qual a curva de NC que faz com que metade dos pontos se encontrem acima da curva (e a outra metade abaixo da curva). De acordo com NRCS (2001, Cap. 5), os valores de escoamento directo a utilizar devem ser os máximos registados em cada ano e as precipitações devem ser as correspondentes a esses máximos de escoamento directo. Uma vez que o NC foi determinado assumindo que $P_{min} = 0,2 S_m$ estes valores só são válidos para esse caso, ou seja uma mudança na relação entre P_{min} e S_m , implicaria uma mudança do NC .

Utilizando este procedimento Mockus (1969) apresentou valores de NC em função do **complexo hidrológico** (associação de um tipo de solo com um uso do solo). Para estabelecer estes valores seleccionaram-se bacias hidrográficas com áreas normalmente inferiores a 2,56 km², caracterizadas pela ocorrência de um complexo hidrológico simples (tipo de solo e uso do solo únicos), utilizando os pares de escoamento directo/precipitação que produzem os escoamentos máximos anuais, e tendo essas precipitações a duração de um dia ou menos. Havendo mais do que uma bacia caracterizada pelo mesmo complexo hidrológico, para cada complexo hidrológico foi determinado o NC médio. Com base nestes procedimentos, foi possível tabelar os valores de NC apresentados nos Quadro 4 e Quadro 5 (valores derivados pelo SCS, apresentados em David, 1976, Lobo Ferreira, 1981, 1982, Correia, 1983).

Quadro 4 - Valores do número característico de escoamento (NC) para regiões urbanas e sub-urbanas

Uso ou cobertura do solo	Tipo de solo			
	A	B	C	D
Zonas cultivadas:				
sem medidas de conservação do solo	72	81	88	91
com medidas de conservação do solo	62	71	78	81
Pastagens ou baldios:				
em más condições	68	79	86	89
em boas condições	39	61	74	80
Prado em boas condições	30	58	71	78
Bosques ou zonas florestais:				
cobertura má, sem "Mulch"	45	66	77	83
boa cobertura	25	55	70	77
Espaços abertos, relvados, parques, campos de golfe, cemitérios, etc.				
boas condições: relva cobrindo mais de 75 % da área	39	61	74	80
condições razoáveis: relva cobrindo de 50 a 75 % da área	49	69	79	84
Zonas comerciais e de escritórios (85 % de área impermeável)	89	92	94	95
Zonas industriais (72 % de área impermeável)	81	88	91	93
Zonas residenciais				
Áreas médias dos lotes				
< 500 m ²		% média impermeável		
1000 m ²		65 %	77	85
1300 m ²		38 %	61	75
2000 m ²		30 %	57	72
4000 m ²		25 %	54	70
		20 %	51	68
Parques de estacionamento	98	98	98	98
Arruamentos e estradas:				
asfaltadas e com drenagem de águas pluviais	98	98	98	98
gravilha	76	85	89	91
terra	72	82	87	89

(in Correia, 1983)

Os tipos de solos considerados agrupam-se em quatro classes, A, B, C e D, com as seguintes características:

Os solos do tipo A apresentam baixo potencial de escoamento directo e elevadas intensidades de infiltração, mesmo quando completamente humedecidos. Incluem principalmente areias profundas com drenagem boa ou excessiva. Possuem uma elevada transmissividade.

Os solos do tipo B apresentam potencial de escoamento directo abaixo da média e intensidades de infiltração moderadas, quando completamente humedecidos. Incluem principalmente solos medianamente profundos, com textura moderadamente fina e moderadamente grosseira, e medianamente drenados. Possuem uma transmissividade média.

Os solos do tipo C têm potencial de escoamento directo acima da média e baixas intensidades de infiltração, quando completamente humedecidos. Incluem principalmente solos com camadas impermeáveis subjacentes e solos com textura moderadamente fina. Estes solos possuem uma transmissividade baixa.

Os solos do tipo D apresentam um potencial de escoamento directo elevado e intensidades de infiltração muito baixas quando completamente humedecidos. Incluem essencialmente solos argilosos

expansíveis, solos com o nível freático permanentemente próximo da superfície e solos com substratos impermeáveis a pouca profundidade. Estes solos possuem uma transmissividade muito baixa.

Quadro 5 - Valores do número característico de escoamento (NC) para regiões rurais

Uso ou cobertura do solo	Condições de superfície	Tipo de solo			
		A	B	C	D
Solo lavrado		77	86	91	94
Culturas arvenses	segundo o maior declive	64	76	84	88
	segundo as curvas de nível	62	74	82	85
	segundo as curvas de nível e em terraços	60	71	79	82
Rotações de cultura	segundo o maior declive	62	75	83	87
	segundo as curvas de nível	60	72	81	84
	segundo as curvas de nível e em terraços	57	70	78	82
Pastagens	pobre	68	79	86	89
	normal	49	69	79	84
	boa	39	61	74	80
	pobre, segundo as curvas de nível	47	67	81	88
	normal, segundo as curvas de nível	25	59	75	83
	boa, segundo as curvas de nível	6	35	70	79
Prado permanente	normal	30	58	71	78
Zonas sociais rurais	normal	59	74	82	86
Estradas	pavimento permeável	72	82	87	89
	pavimento impermeável	74	84	90	92
Florestas	muito abertas ou de baixa transpiração	56	75	86	91
	abertas ou de baixa transpiração	46	68	78	84
	normal	36	60	70	76
	densas ou de alta transpiração	26	52	62	69
	muito densas ou de alta transpiração	15	44	54	61
Superfície impermeável		100	100	100	100

(in David, 1976)

Os valores de *NC* representados no Quadro 4 e no Quadro 5 são relativos à ocorrência de condições antecedentes de humidade média na bacia (AMC II - traduzindo um teor de água do solo próximo da capacidade de campo). Estes valores deverão ser corrigidos para situações antecedentes de humidade particularmente secas (AMC I - solos secos mas não no ponto de emurchecimento) ou particularmente húmidas (AMC III - solos quase saturados).

O SCS sugere um critério para decidir sobre a condição antecedente de humidade, baseado na precipitação total ocorrida nos cinco dias antecedentes ao dia da precipitação em estudo (Quadro 6, in Correia, 1983). A Fig. 27 é um ábaco para determinação dos valores corrigidos do número de escoamento para AMC I e AMC III.

A determinação dos valores de *NC* para AMC I e AMC III utilizou o mesmo procedimento da determinação do *NC* para AMC II: a partir da projecção dos pontos na Fig. 26, seleccionaram-se os *NC* cujas curvas melhor se ajustavam aos terços superior (AMC III) e inferior (AMC I) dos pontos (Mockus, 1972).

A Eq. 67 foi desenvolvida para calcular o escoamento directo associado à precipitação total ocorrida durante uma chuvada. Utilizando um balanço hídrico sequencial, desde que se possa considerar que uma parte significativa da precipitação ocorrida no período de tempo em análise

corresponde a uma única chuvada, esta expressão poderá ser igualmente considerada válida. Mockus (1972) alarga a aplicação dessa equação a outras situações: (1) áreas caracterizadas por complexos hidrológicos múltiplos, (2) episódios com duração de vários dias, (3) áreas onde o NC não é constante, por exemplo devido ao estado de desenvolvimento de uma cultura agrícola.

Nas áreas caracterizadas por mais do que um complexo hidrológico, são referidas duas abordagens possíveis para o cálculo do escoamento directo: (1) para cada complexo hidrológico calcula-se o escoamento directo com o NC respectivo, calculando-se o escoamento directo total pela média ponderada pelas áreas ocupadas por cada complexo; (2) calcula-se o NC médio ponderado pelas áreas caracterizadas por cada NC e depois calcula-se o escoamento directo total pelo processo normal (Eq. 67). De acordo com Beven (2001) a segunda aproximação não deve ser utilizada pois a relação entre o escoamento directo e o NC não é linear e a utilização de um valor médio de NC ponderado pela área subestima o valor de escoamento directo calculado. Deve-se por isso calcular o escoamento directo para cada área homogénea de NC .

No caso dos episódios de precipitação/escoamento directo que duram mais do que um dia, aplica-se a Eq. 67 à precipitação registada em cada dia, calculando o escoamento directo em cada dia. O valor total do escoamento directo obtém-se somando os valores calculados para cada dia.

Quadro 6 - Condição antecedente de humidade em função da precipitação total nos cinco dias antecedentes

Precipitação total nos cinco dias antecedentes (mm)		Condição antecedente de humidade a considerar
período dormente	período de crescimento	
< 13	< 36	AMC I
13 a 28	36 a 53	AMC II
> 28	> 53	AMC III

(in Correia, 1993)

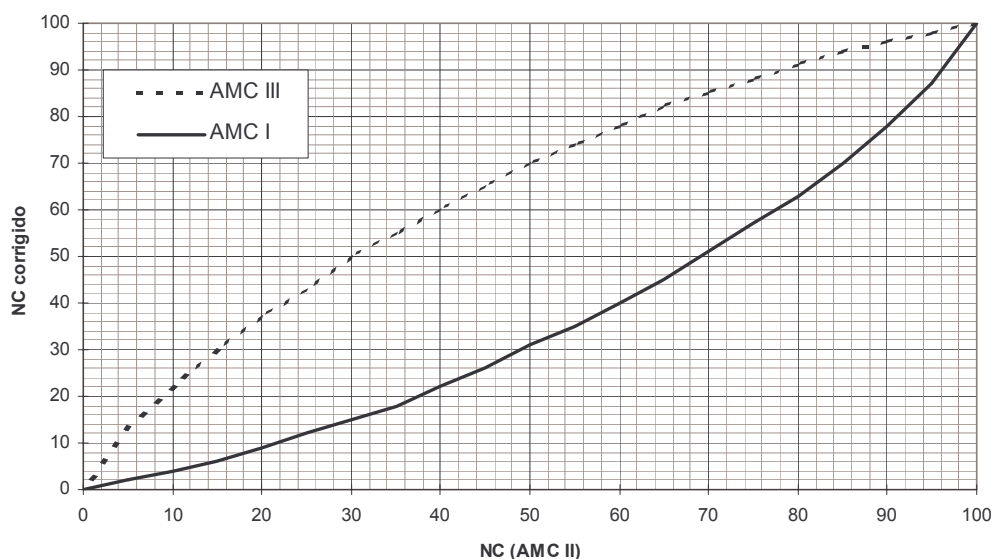


Fig. 27 - Ábaco para determinação do número característico NC para condições antecedentes de humidade no solo diferentes da saturação da capacidade de campo

Para áreas onde devido ao desenvolvimento de uma cultura agrícola, a área de terreno coberta pela cultura e o próprio tamanho da cultura vão aumentando, o NC pode ir diminuindo. Nesse caso, é sugerida uma forma de variar o NC entre o valor para o terreno em pousio (NC_{pousio}), um valor intermédio que é o dado pelo NC apresentado para a cultura em desenvolvimento ($NC_{médio}$) e um valor mínimo de NC que se regista no máximo do crescimento da cultura dado em função dos dois NC anteriores ($= 2 \cdot (NC_{médio}) - NC_{pousio}$).

3.7.3. Comentários ao método que utiliza o número característico de escoamento

Em relação a toda a metodologia apresentada há alguns aspectos que merecem alguma reflexão. Primeiro, a utilização da Eq. 62 e o conceito de S_m . Como Correia (1983) refere, a natureza física deste conceito é bastante discutível. Por outro lado, não se percebe muito bem qual a razão da proporcionalidade referida nessa equação, ou seja qual a razão pela qual a relação entre o escoamento directo e a diferença entre a precipitação e as perdas iniciais há-de ser igual à relação entre a infiltração superficial após o início do escoamento directo e o S_m .

Depois, a determinação da Eq. 64. De acordo com Mockus (1972) projectaram-se os valores de P_{min} vs S_m determinados para episódios individuais, a partir de dados de precipitação e escoamento directo registados em bacias pequenas (com área < 40470 m²). Cada valor de S_m foi calculado pelo processo descrito anteriormente: projecção de Ed vs P na Fig. 26, determinação do NC e aplicação de Eq. 65 para o cálculo de S_m . Cada valor de P_{min} foi estimado considerando a quantidade de precipitação desde o início da chuvada até ao momento em que se inicia o escoamento directo. São apontadas várias incertezas na determinação de P_{min} . Contudo, se a metodologia para a determinação da Eq. 64 não foi alterada, esta equação está afectada pelo facto da determinação do NC ter sido já feita assumindo que $P_{min} = 0,2 \cdot S_m$.

Finalmente a aplicação da metodologia a áreas caracterizadas por complexos hidrológicos múltiplos, ou para casos de episódios com duração de vários dias: provavelmente estas aplicações afastam-se muito das condições para as quais os NC e as relações Ed vs P foram determinados. Por esse motivo é de esperar aqui a introdução de alguns erros no cálculo do escoamento directo. Contudo, em dias sucessivos, ou em episódios sucessivos estes erros poderão compensar-se.

Apesar do carácter médio representado pelo NC e de haver algumas questões conceptuais não completamente esclarecidas acerca das fórmulas apresentadas, o método do número característico de escoamento tem sido largamente utilizado para decompor a precipitação em escoamento directo e em infiltração superficial (despreza-se a possibilidade de, antes de ocorrer o escoamento directo, se formar armazenamento de água à superfície e posterior evaporação da mesma).

3.8. Variação do armazenamento de água no solo

3.8.1. Introdução

O armazenamento de água no solo pode ser determinado através da determinação do teor de humidade no solo utilizando diagrfias de neutrões ou utilizando processos gravimétricos (pesagem de amostras de solo recolhidas a diferentes profundidades, secagem e nova pesagem).

Alternativamente pode ser estimado utilizando um balanço hídrico sequencial.

3.8.2. Balanço hídrico sequencial

Os factores que entram no balanço hídrico sequencial do solo estão representados na Fig. 28. A equação de balanço hídrico deste meio é:

$$\Delta A_l = A_{l\text{ fim}} - A_{l\text{ início}} = (I_s + E_{le} + H_{le}) - (I_p + E_{ls} + ETR) \quad \text{Eq. 68}$$

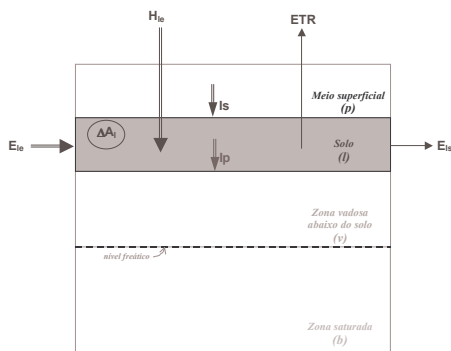


Fig. 28 – Balanço hidrológico da camada de solo considerando que o nível freático se encontra sempre abaixo da base do solo.

O valor de $A_{l\text{ fim}}$ nunca pode ser superior à capacidade de armazenamento do solo (AG_l). Quando se dá a entrada de água no solo, por qualquer um dos processos de infiltração superficial (I_s), escoamento lateral de entrada (E_{le}) ou entrada de água directamente por acção humana (H_{le}), a quantidade de água armazenada no solo vai aumentar. Simultaneamente podem estar a ocorrer os processos de saída de água no solo, a saber a evapotranspiração (ETR), a infiltração profunda (I_p), ou o escoamento lateral de saída (E_{ls}).

Nos solos, muitas vezes, os gradientes hidráulicos são verticais e como tal o escoamento lateral é nulo ou pelo menos desprezável, tanto o de entrada, como o de saída. Nestas circunstâncias pode-se desprezar o escoamento lateral no solo ($E_{le}=0$; $E_{ls}=0$). Na secção 3.10 discute-se este assunto.

Enquanto a quantidade de água armazenada no solo se encontra abaixo de um valor limite AG_{cc} , o único processo possível de retirar água do solo é a evapotranspiração (ETR). Só quando a quantidade de água no solo se encontra acima de AG_{cc} é que se produz infiltração profunda (I_p), coexistindo neste caso os processos de ETR e I_p . O cálculo da evapotranspiração é abordado na secção 3.9. O processo de infiltração profunda é abordado na secção 3.11.

3.8.3. Caracterização de parâmetros do solo

A quantidade de água armazenada no *solo* pode ser calculada por balanço hídrico sequencial. A exemplo do procedimento utilizado na secção 3.4.1 para o meio hídrico superficial, introduz-se um parâmetro que reflecte a quantidade máxima de água que um *solo* pode armazenar (AG_l):

$$AG_l = AG_{max} = n \cdot d \quad \text{Eq. 69}$$

onde d representa a espessura do *solo* (dada pela profundidade das raízes das plantas que nele existem – rp – ou da profundidade do *solo* sujeita a evaporação – sd) e n representa a porosidade do *solo*.

Só é possível haver escoamento por acção da gravidade quando o teor de humidade do *solo* for superior à capacidade de campo (cc). Abaixo da capacidade de campo a água fica retida por forças de capilaridade. A água armazenada no *solo* quando o teor de humidade corresponde à capacidade de campo (AG_{cc}) é dada por:

$$AG_{cc} = cc \cdot d \quad \text{Eq. 70}$$

sendo d a espessura do *solo* sujeita a evapo(transpi)ração (dada pela profundidade das raízes das plantas – rp – quando há ocupação vegetal; ou dada pela espessura do *solo* sujeita a evaporação – sd – quando se trata de um *solo* sem ocupação vegetal).

Só as raízes das plantas, que exercem sucção, conseguem utilizar essa água, que por isso sai do *solo* devido ao processo de evapotranspiração (ETR). Quando o teor de humidade no *solo* é muito baixo, nem as raízes das plantas conseguem sugar água. Nessa altura o *solo* atinge o seu teor de humidade mais baixo, dado pelo ponto de emurchecimento das plantas (wp). A água armazenada no *solo*, quando o teor de humidade é dado por wp é (AG_{wp}):

$$AG_{wp} = wp \cdot rp \quad \text{Eq. 71}$$

Nos solos sem coberto vegetal, sujeitos a evaporação, o teor de água pode descer até metade daquele que seria dado pelo ponto de emurchecimento das plantas (de acordo com Allen *et al.*, 1998). A quantidade de água armazenada no *solo* (AG_{min}), correspondente ao teor de humidade mínimo possível seria

$$AG_{min} = 0,5 \cdot wp \cdot sd \quad \text{Eq. 72}$$

Os valores de cc e wp podem ser determinados laboratorialmente. Nas condições de capacidade de campo, a tensão de água no *solo* varia entre 0,1 e 0,33 atmosferas. Considerando que 1 atmosfera são 1033 centímetros de coluna de água, se se expressar em termos de logaritmo da altura da coluna de água (em centímetros) que exerce pressão equivalente à força de retenção ou atracção do *solo* para a água (pF), 0,1 atmosfera corresponde a aproximadamente pF 2 e 0,33 atmosfera corresponde a aproximadamente pF 2,5.

À medida que as plantas extraem humidade do *solo*, a água só subsiste em poros cada vez menores e as plantas têm necessidade de exercer uma sucção cada vez maior para absorver a água. Grande parte das plantas podem criar uma sucção até 15 atmosferas (pF 4,2). Quando as plantas não podem retirar mais água, começam a secar e atinge-se o ponto ou coeficiente de emurchecimento permanente, w_p . Abaixo deste teor de humidade no *solo*, as plantas mostram-se incapazes de recuperar a turgência depois de colocadas, às escuras, numa atmosfera saturada (Lencastre e Franco, 1984).

Assim, apesar do poder de sucção depender também do tipo de planta, é possível estimar cc e w_p em laboratório, considerando para tal que cc corresponde ao volume de água retido por uma amostra de solo quando sujeita a uma tensão de sucção de 0,1 bar (aprox. pF 2) a 0,33 bar (aprox. pF 2,5) e que w_p corresponde ao teor de humidade medido em amostras de solo submetidas a uma sucção de 15 bar (aprox. pF 4,2).

As plantas só podem utilizar a parcela de água contida entre a capacidade de campo e o coeficiente de emurchecimento, a qual se denomina capacidade utilizável, nu :

$$nu = cc - w_p \quad \text{Eq. 73}$$

A capacidade de campo de um solo pode ser estimada mediante a equação:

$$cc = \sum [(pF\ 2\ \text{ou}\ pF\ 2,5)_i * esp_i] / \sum esp_i \quad \text{Eq. 74}$$

onde o somatório se desenvolve de 1 ao número de horizontes presentes no solo e esp_i se refere à espessura do horizonte em questão.

Para alguns perfis de solos existe a determinação de pF 2 em laboratório.

No caso desta não existir utiliza-se a seguinte fórmula que permite estimar pF 2,5 (Rawls e Brakensiek, 1989) em função das percentagens de areia (S), argila (C) e de matéria orgânica (MO):

$$pF\ 2,5 = 0,2576 - 0,002 \cdot S + 0,0036 \cdot C + 0,0299 \cdot MO \quad \text{Eq. 75}$$

Utilizando o mesmo procedimento calcula-se o ponto de emurchecimento do solo através da equação:

$$w_p = \sum (pF\ 4,2_i * esp_i) / \sum esp_i \quad \text{Eq. 76}$$

pF 4,2 é determinado em laboratório. Para os perfis em que não é determinado, pF 4,2 pode ser estimado pela equação de Rawls e Brakensiek (1989):

$$pF\ 4,2 = 0,026 + 0,005 \cdot C + 0,0158 \cdot MO \quad \text{Eq. 77}$$

A Eq. 75 e a Eq. 77 representam equações de regressão linear determinadas para 1323 solos dos E.U.A. Os coeficientes de correlação encontrados foram de 87 % para a Eq. 75 e de 80 % para a Eq. 77.

A porosidade de um solo pode ser estimada mediante a equação:

$$n = \sum (n_i * esp_i) / \sum esp_i \quad \text{Eq. 78}$$

onde o somatório se desenvolve de 1 ao número de horizontes presentes no solo e esp_i se refere à respectiva espessura do horizonte em questão.

A porosidade de cada horizonte também pode ser determinada laboratorialmente ou pode ser estimada a partir de equações que relacionam a porosidade com outros parâmetros do solo mais facilmente determináveis. Rawls e Brakensiek (1989) apresentam as seguintes equações:

$$n = (2,65 - \rho_d) / 2,65 \quad \text{Eq. 79}$$

sendo ρ_d a densidade aparente [M/L³]:

$$\rho_d = 1,51 + 0,0025 \cdot S - 0,0013 \cdot S \cdot MO - 0,0006 \cdot C \cdot MO - 0,0048 \cdot C \cdot CEC \quad \text{Eq. 80}$$

onde CEC é a razão entre a capacidade de troca catiónica da argila (CEC_c), dada pela Eq. 53, e o teor de argila (C).

3.9. Evapotranspiração

3.9.1. Introdução

A evapotranspiração refere-se ao efeito conjunto da extracção de água pelas plantas (para a transpiração e o seu crescimento) e à evaporação de água do *solo*. Depende essencialmente do clima (que define o poder de evaporação da atmosfera), da água disponível no armazenamento do *solo*, e da vegetação (no caso desta existir).

Uma vez que tanto a evapotranspiração como a evaporação do meio hídrico superficial (secção 3.5 – incluindo a água armazenada na superfície das plantas, ou a água existente à superfície do terreno ou nos corpos hídricos superficiais), estão condicionadas pelo poder de evaporação da atmosfera, ambos os processos devem ser considerados simultaneamente, estando limitados pelo referido poder de evaporação da atmosfera.

A determinação da evapotranspiração não é directa, a não ser em situações pontuais muito controladas. Como alternativa para o seu cálculo utilizam-se métodos que se baseiam em informação climática, no tipo de vegetação e na disponibilidade de água no *solo*.

Defina-se **evapotranspiração potencial** como aquela que existiria se a quantidade de água do *solo* não limitasse a evapotranspiração. A evapotranspiração que na realidade ocorre, designada por **evapotranspiração real**, é aquela que se pretende quantificar. O processo normalmente utilizado para quantificar a evapotranspiração real consiste em calcular em primeiro lugar a evapotranspiração potencial e depois realizar um balanço hídrico a nível do *solo*.

Para o cálculo da evapotranspiração potencial existem muitos métodos, que usam maior ou menor quantidade de informação e cuja complexidade pode ser grande. Estes métodos não são aqui descritos, podendo-se consultar por exemplo, Custodio e Llamas (1976), Doorenbos e Pruitt (1977),

Lencastre e Franco (1984), Burman e Pochop (1994), Allen *et al.* (1998) para a apresentação de alguns deles.

A utilização de um outro conceito, o de **evapotranspiração de referência** (ET_o), refere-se à evapotranspiração de uma superfície que Allen *et al.* (1998) definem como **uma cultura de referência hipotética com uma altura de 0,12 m, uma resistência superficial fixa de 70 s.m⁻¹ e um albedo de 0,23**. No cálculo da ET_o , o *solo* possui a humidade necessária para não limitar o desenvolvimento normal das plantas. Para o seu cálculo, Allen *et al.* (1998) seleccionaram o método de **Penman-Monteith** da FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*), apresentando uma descrição muito detalhada do mesmo e da forma de quantificar os seus parâmetros.

O método de Penman-Monteith da FAO foi utilizado em Portugal durante a realização dos Planos de Bacia Hidrográfica. Por esse motivo existe actualmente disponível para utilização uma boa base de dados com séries de evapotranspiração de referência, com periodicidade mensal. O método de Penman-Monteith encontra-se detalhadamente descrito em Allen *et al.* (1998). Não havia inicialmente a intenção de fazer aqui a sua apresentação, uma vez que a evapotranspiração de referência seria encarada como um dado de entrada, já existente, para o cálculo da recarga. Contudo, o caso de estudo a apresentar na secção 10.2, sobre a estimativa da recarga na área abrangida pelos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira, obrigou a fazer o cálculo da evapotranspiração de referência. Por esse motivo apresenta-se aqui a equação geral para o seu cálculo e no Anexo 1 apresenta-se a forma de calcular as diversas variáveis desta equação.

O método de Penman-Monteith da FAO foi derivado a partir do método original de Penman-Monteith, utilizando a resistência aerodinâmica e a resistência do coberto definidas para a superfície de referência da relva (Allen *et al.*, 1998):

$$ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad \text{Eq. 81}$$

sendo:

ET_o a evapotranspiração de referência (mm/d);

R_n a radiação útil na superfície do coberto vegetal (MJ/m²/d);

G a densidade do fluxo de calor do *solo* (MJ/m²/d);

T a temperatura diária média a 2 m de altitude (°C);

u_2 a velocidade do vento a 2 m de altitude (m/s);

e_s a pressão do vapor de saturação (kPa);

e_a a pressão de vapor (kPa);

$e_s - e_a$ o défice da pressão do vapor de saturação (kPa);

Δ a tangente da curva de pressão de vapor (kPa/°C);

γ a constante psicrométrica (kPa/°C).

A passagem da evapotranspiração de referência para a evapotranspiração potencial de um determinado coberto vegetal (ET_c) faz-se pela aplicação de um coeficiente cultural (K_c):

$$ET_c = ET_o \cdot K_c \quad \text{Eq. 82}$$

Este coeficiente cultural comporta as diferenças físicas e fisiológicas entre o coberto vegetal e a superfície de referência, pelo que o seu valor pode variar ao longo do tempo (em dependência do período vegetativo).

Por seu lado a passagem da evapotranspiração potencial de um determinado coberto vegetal (ET_c) para a sua evapotranspiração real (ETR) faz-se também pela aplicação de um coeficiente, que é variável em função da quantidade de água armazenada no *solo*.

3.9.2. Cálculo do coeficiente cultural

3.9.2.1 Coeficiente cultural simples

De acordo com a Eq. 82, a relação entre a evapotranspiração potencial e a de referência é dada pelo factor K_c . O valor de K_c varia em função do coberto vegetal e do seu período de desenvolvimento.

Podem-se considerar quatro períodos distintos de desenvolvimento: (1) inicial (até 10 % de cobertura ou, para cobertos vegetais perenes, o tempo durante o qual ocorre iniciação de novas plantas), (2) desenvolvimento da cultura (até a cobertura ser total), (3) meia estação (até ao início da maturidade, indicada pelo amarelecimento ou senescência das folhas, pela queda das folhas ou pelo amadurecimento dos frutos), e (4) final de estação (até ao corte das culturas ou completo envelhecimento).

A definição da curva do coeficiente cultural em função do tempo faz-se definindo os valores de $K_{c\text{ inicial}}$, $K_{c\text{ médio}}$ e $K_{c\text{ final}}$ (Fig. 29). O $K_{c\text{ inicial}}$ verifica-se durante todo o período de desenvolvimento inicial. Durante o período de desenvolvimento das culturas o K_c cresce linearmente até atingir o valor do $K_{c\text{ médio}}$ no início da meia estação. Durante o período da meia estação o K_c mantém-se constante e igual ao $K_{c\text{ médio}}$. Finalmente, no final de estação o K_c começa a diminuir linearmente até atingir o valor do $K_{c\text{ final}}$, no final deste estágio.

O cálculo da evapotranspiração potencial do coberto vegetal (ET_c) e de K_c termina nesta altura, à excepção da vegetação perene em que o final deste período coincide com o começo do período inicial.

A transformação da evapotranspiração de referência em evapotranspiração potencial faz-se mediante os seguintes quatro passos (Allen *et al.*, 1998): (1) identificação dos estádios de desenvolvimento do coberto vegetal, da sua duração e selecção dos K_c correspondentes; (2) ajustamento dos K_c a condições de irrigação durante cada estágio; (3) construção da curva do K_c ; (4) aplicação da Eq. 82: $ET_c = K_c \cdot ET_o$.

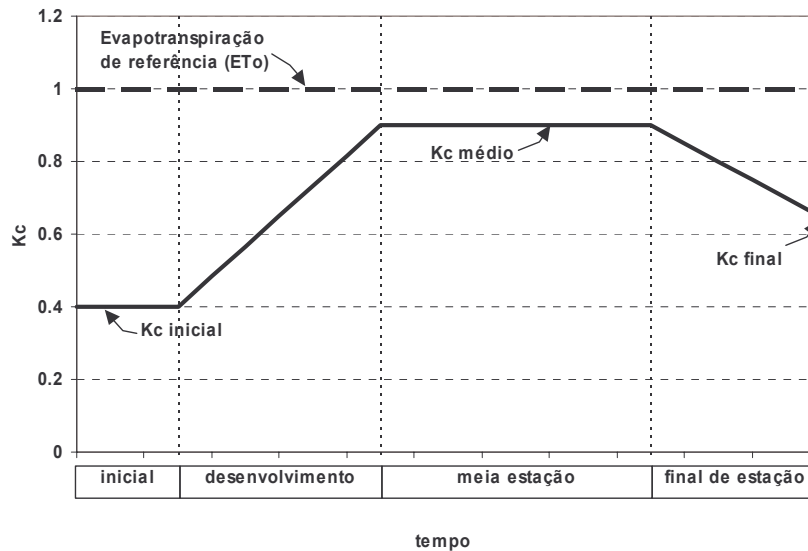


Fig. 29 – Curva do coeficiente cultural definida a partir dos valores de K_c inicial, K_c médio e K_c final, utilizando os valores apresentados em Allen *et al.* (1998) referentes à cultura de amendoeiras

Allen *et al.* (1998) apresentam uma tabela (Anexo 2 - tabela 11 dessa referência) com os valores indicativos para a duração dos estádios de desenvolvimento de muitos tipos de cobertos vegetais. A duração dos diversos períodos é muito variável de cultura para cultura. No caso de árvores de folha caduca e arbustos a duração dos períodos inicial e de desenvolvimento pode ser muito curta.

Allen *et al.* (1998) apresentam também uma tabela (Anexo 2 - tabela 12 dessa referência) com os valores típicos dos K_c inicial, K_c médio e K_c final para muitos tipos de coberto vegetal e para diferentes períodos de crescimento.

Os valores de K_c no período inicial e de desenvolvimento estão sujeitos aos efeitos de grandes variações da frequência de humedecimento, devido ao facto da proporção do solo exposta ao ar ser muito grande. No caso de humedecimentos frequentes (irrigação ou chuva) os valores de K_c inicial podem aumentar muito.

Também os valores de K_c médio e K_c final são determinados para condições climáticas padrão, de um clima sub-húmido com humidade relativa mínima (HR_m) durante o dia de aproximadamente 45 % e velocidades do vento médias durante o dia (u) de cerca de 2 m/s. Os valores de K_c médio e K_c final devem ser corrigidos para fora destas condições utilizando a seguinte equação:

$$K_{ci} = K_{ci(\text{tabela})} + [0,04 \cdot (u - 2) - 0,004 \cdot (HR_m - 45)] \cdot (a_i / 3)^{0,3} \quad \text{Eq. 83}$$

onde $K_{ci(\text{tabela})}$ é o valor de K_c determinado para as condições climáticas padrão, i se refere a médio ou a final, e a é a altura média da planta. Os limites de aplicação da expressão acima são $1 \text{ m/s} \leq u \leq 6 \text{ m/s}$, $20\% \leq HR_m \leq 80\%$ e $0,1 \text{ m} \leq a \leq 10 \text{ m}$. As diferenças dos coeficientes culturais para situações climáticas diferentes são pequenas para cobertos vegetais baixos mas são grandes para cobertos vegetais altos. No caso do período final de desenvolvimento, a Eq. 83 só se aplica para valores de K_c tabelados superiores a 0,45.

Os valores de K_c médio também aumentam no caso de haver muita rega ou precipitação, passando, no caso de valores inferiores a 1,0, para 1,1 a 1,3, para tomar em consideração o efeito combinado de solo continuamente húmido, evaporação por interceptação e rugosidade da vegetação.

A adopção destas correcções significa que, para o cálculo da evapotranspiração potencial, para além dos valores de ET_o e de K_c , é necessário conhecer os valores de HR_m , de u , ou até de rega ou de precipitação para tomar em atenção a última correcção referida.

3.9.2.2 Coeficiente cultural dual

No caso de haver eventos específicos de precipitação/irrigação, estes podem ser tomados em consideração no valor do coeficiente cultural (K_c). Tal faz-se decompondo o K_c em dois coeficientes separados, um para a transpiração das plantas – o coeficiente de cultura basal (K_{cb}) – e outro para a evaporação do solo (K_e):

$$K_c = K_{cb} + K_e \quad \text{Eq. 84}$$

Esta abordagem designa-se por coeficiente cultural dual. Utilizando este coeficiente duplo, a transformação da evapotranspiração de referência em evapotranspiração potencial faz-se mediante os seguintes passos (Allen *et al.*, 1998): (1) identificação dos estádios de crescimento do coberto vegetal, da sua duração e selecção dos K_{cb} correspondentes; (2) ajustamento dos K_{cb} às condições climáticas durante cada estágio; (3) construção da curva do K_{cb} ; (4) determinação de valores diários de K_e ; (5) aplicação da equação $ET_c = (K_{cb} + K_e) \cdot ET_o$.

K_{cb} refere-se à relação entre a evapotranspiração da cultura e a evapotranspiração de referência quando a superfície do solo está seca mas não há limitações de água para a transpiração. Este termo inclui uma componente de evaporação difusa residual dada pela água do solo abaixo da superfície seca e pela água do solo existente abaixo de vegetação densa. Os valores indicativos de K_{cb} também se encontram tabelados em Allen *et al.* (1998, adaptada no Anexo 2 - tabela 17 desta referência). Os procedimentos para o cálculo do K_{cb} são idênticos aos utilizados para o cálculo do K_c , incluindo a correcção do K_{cb} médio e K_{cb} final para condições de humidade relativa mínima e de velocidade do vento média diferentes de 45 % e de 2 m/s respectivamente (deve-se utilizar a Eq. 83 com K_{cb} no lugar de K_c).

K_e descreve a componente de evaporação de ET_c . Quando o solo está húmido, a evaporação a partir do solo ocorre à taxa máxima. Contudo, $K_e + K_{cb}$ não pode exceder um valor limite (K_c máximo) determinado pela energia disponível para evapotranspiração na superfície do solo ($K_e \leq K_c$ máximo - K_{cb}). Por outro lado não pode exceder a energia disponível na fracção de terreno húmida exposta (f_{ew}): ($K_e \leq f_{ew} \cdot K_c$ máximo). Enquanto a humidade da camada superior do solo se encontrar acima de um valor limite, K_e é dado por:

$$K_e = \min(K_c \text{ máximo} - K_{cb}; f_{ew} \cdot K_c \text{ máximo}) \quad \text{Eq. 85}$$

Ao longo do tempo, após a paragem da precipitação ou da irrigação, o *solo* começa a secar e a quantidade de evaporação reduz-se proporcionalmente à quantidade de água existente na superfície do *solo*:

$$K_e = \min(K_r \cdot (K_c \text{ máximo} - K_{cb}); f_{ew} \cdot K_c \text{ máximo}) \quad \text{Eq. 86}$$

sendo K_r um coeficiente de redução da evaporação dependente da quantidade de água armazenada na camada superior do *solo*.

$K_c \text{ máximo}$ apresenta valores entre 1,05 e 1,30, podendo ser estimado pela seguinte fórmula Allen *et al.* (1998):

$$K_c \text{ máximo} = \max \left(\left\{ 1,2 + [0,04 \cdot (u - 2) - 0,004 \cdot (HR_m - 45)] \cdot (a/3)^{0,3} \right\}; \left\{ K_{cb} + 0,05 \right\} \right) \quad \text{Eq. 87}$$

O termo "1,2" representa os efeitos dos intervalos de humedecimento superiores a 3 ou 4 dias. Se a precipitação ou a irrigação são mais frequentes, esse termo pode ser reduzido para "1,1".

A determinação de K_r requer um balanço hídrico diário da camada superior do *solo*. O seu valor varia entre 1 para o caso de um *solo* com teor de humidade correspondente à capacidade de campo e 0 para o caso de um *solo* seco. Até um certo valor de água armazenada no *solo* abaixo do armazenamento do *solo* correspondente à capacidade de campo (ade = água disponível para evaporação a 100 %), K_r mantém-se igual a 1. O valor de ade pode ser estimado em função do tipo de *solo*: interpretando os dados fornecidos pela tabela 19 de Allen *et al.* (1998), e considerando apenas os valores médios apresentados, $ade \approx 45$ % do armazenamento utilizável para os solos arenoso, arenoso franco, franco arenoso, franco e franco limoso; e $ade \approx 40$ % do armazenamento utilizável para os solos limoso, franco argilo-limoso, argilo-limoso e argiloso. O **armazenamento utilizável** define-se como $(AG_{cc} - AG_{min})$, calculados pelas Eq. 70 e Eq. 72, assumindo sd valores entre 0,10 m a 0,15 m (Allen *et al.*, 1998).

A partir desse valor K_r vai diminuindo linearmente em função da água armazenada no *solo*, até atingir o valor zero quando a água armazenada no *solo* corresponde ao valor de AG_{min} .

No caso de um *solo* descoberto pode considerar-se $K_e = 1,15$ (Allen *et al.*, 1998, p.263). Este valor deve-se ao albedo baixo do *solo* húmido e à possibilidade de haver calor armazenado na camada superior do *solo* resultante de períodos secos anteriores.

3.9.2.3 Estimativa do coeficiente cultural em casos não tabelados

Os valores de K_c e de K_{cb} apresentados no Anexo 2 podem não representar todas as situações existentes de ocupação vegetal. Para as situações que não se encontram aí representadas apresenta-se um resumo dos procedimentos a utilizar para o cálculo de K_c e de K_{cb} (de acordo com Allen *et al.*,

1998). Estes autores apresentam diversas formas de calcular os coeficientes culturais. Aqui só se apresentam os procedimentos baseados na cobertura de terreno efectiva.

No caso do coeficiente cultural dual, calcula-se $K_{cb\ aj}$ ($aj =$ ajustado) pelo procedimento que se descreverá, devendo-se calcular K_e da mesma forma que foi apresentada anteriormente, considerando $K_{cb\ aj}$ no lugar de K_{cb} .

Para o caso de vegetação esparsa, no período de meia estação, $K_{cb\ médio\ aj}$ pode ser calculado por (Allen *et al.*, 1998):

$$K_{cb\ médio\ aj} = K_{c\ min} + (K_{cb\ total} - K_{c\ min}) \cdot \min \left[1; 2 \cdot f_c; \left(f_{c\ efectivo} \right)^{\left(\frac{1}{1+a} \right)} \right] \quad \text{Eq. 88}$$

sendo $K_{cb\ médio\ aj}$ o coeficiente cultural basal durante o período de meia estação quando a densidade das plantas e/ou a área das folhas é inferior às condições de cobertura total; $K_{cb\ total}$ o coeficiente cultural basal durante o período de meia estação (no pico do tamanho ou da altura das plantas) para a vegetação que cobre totalmente o terreno ou apresentando índice de área foliar > 3 ; $K_{c\ min}$ é o coeficiente cultural (K_c) mínimo para o solo descoberto ($K_{c\ min} \approx 0,15$ a $0,20$); f_c é a fracção da superfície do solo que se encontra coberta pela vegetação quando observada directamente por cima ($f_c \approx 0,01$ a 1); $f_{c\ efectivo}$ é a fracção da superfície do solo que fica coberta pela sombra da vegetação ($f_{c\ efectivo} \approx 0,01$ a 1).

Allen *et al.* (1998, pp. 187-188) apresentam a forma de calcular $f_{c\ efectivo}$ (1) para copas de forma rectangular, caso da maioria das plantações agrícolas em filas, onde $f_{c\ efectivo}$ é função, entre outros, do ângulo solar médio acima do horizonte no período do dia com maior evapotranspiração e do ângulo como se dispõe a cultura em relação à direcção este-oeste; e (2) para copas de forma redonda, como é o caso das árvores. No caso das copas de forma redonda a fórmula de cálculo é mais simples:

$$f_{c\ efectivo} = f_c / \sin(\eta) \leq 1 \quad \text{Eq. 89}$$

$$\sin(\eta) = \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) \quad \text{Eq. 90}$$

onde η é o ângulo solar médio acima do horizonte no período do dia com maior evapotranspiração (geralmente entre as 11h e as 15h), φ é a latitude (rad); δ é a declinação solar (rad, ver Anexo 1), é o ω ângulo do tempo solar (rad). Muitas vezes considera-se que a altura de maior evapotranspiração ocorre às 12h do tempo solar, pelo que $\omega = 0$ e a Eq. 90 fica simplificada.

Para o caso de culturas agrícolas que não se desenvolveram no seu máximo potencial, o $K_{cb\ total}$ é dado pelo valor de $K_{cb\ médio}$ para as condições de máximo desenvolvimento (apresentado na tabela 17 de Allen *et al.*, 1998, reproduzida no Anexo 2) - $K_{cb\ médio, tabela}$, corrigido para condições de temperatura e humidade relativa diferentes das condições padrão:

$$K_{cb\ total} = K_{cb\ médio, tabela} + [0,04 \cdot (u_2 - 2) - 0,004 \cdot (HR_m - 45)] \cdot (a / 3)^{0,3} \quad \text{Eq. 91}$$

onde a é a média das alturas máximas das plantas (m); u_2 é a velocidade média do vento durante o período de meia estação, determinada ou corrigida a 2 m de altitude (m/s, ver Anexo 1), HR_m é a média, para o período de meia estação, da humidade relativa mínima diária (%).

Para o caso de vegetação natural ou de culturas que não foram consideradas no Anexo 2, para áreas superiores a alguns hectares, o $K_{cb\ total}$ pode ser aproximado por:

$$K_{cb\ total} = \min(1,20; 1,0+0,1.h) + [0,04.(u_2 - 2) - 0,004.(HR_m - 45)].(a / 3)^{0,3} \quad \text{Eq. 92}$$

Para locais isolados, de pequena dimensão, ou de árvores alinhadas numa fila rodeadas de vegetação baixa, o $K_{cb\ total}$ pode ter que ser aumentado para além do valor dado pela Eq. 92, podendo ser superior a 2,0 (os procedimentos são apresentados em Allen *et al.*, 1998, pp. 200-203).

No caso de o controlo estomático das plantas ser elevado, como no caso de alguns tipos de vegetação do deserto ou árvores com resistência das folhas significativamente superiores às da maioria das culturas agrícolas onde a resistência foliar média (r_l) é normalmente aproximadamente de 100 s/m, o $K_{cb\ médio\ aj}$ deve ser afectado de um factor de correcção de resistência (F_r):

$$K_{cb\ médio\ aj} = F_r \cdot K_{cb\ médio\ aj, (Eq. 88)} \quad \text{Eq. 93}$$

$$F_r = \frac{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2 \cdot \frac{r_l}{100})} \quad \text{Eq. 94}$$

tendo os parâmetros o mesmo significado que na Eq. 81. Os valores de r_l para muitas culturas agrícolas e não agrícolas encontram-se em [Körner *et al.* (1978) e Allen *et al.* (1996)], in Allen *et al.* (1998).

Para o período do final de estação, $K_{cb\ final\ aj}$ pode ser calculado igualmente pela Eq. 88, considerando $K_{cb\ final}$ no lugar de $K_{cb\ médio}$.

3.9.2.4 Coeficiente cultural no caso da presença de duas espécies vegetais

Para o caso em que há mais do que uma cultura presente, Allen *et al.* (1998) sugerem os seguintes procedimentos, devendo-se sempre ter em conta que há um limite superior de energia disponível para a evaporação que é dado por $K_c\ máximo$ (Eq. 87), com a dado pela altura da cultura mais alta. A equação é válida para campos cultivados maiores que 3-5 ha.

No caso de vegetação contígua, em que a foliação da cultura mais alta desce até à altura da vegetação mais baixa, Allen *et al.* (1990) sugerem: (1) no caso das duas culturas ocuparem aproximadamente a mesma área, que se utilize o K_c da cultura mais alta; (2) no caso das culturas ocuparem áreas diferentes, que se estime o K_c com base nas alturas individuais das culturas (a_1, a_2), nas proporções das áreas de ocorrência (f_1, f_2) e no K_c de cada cultura (K_{c1}, K_{c2}):

$$K_{c, conjunto} = \frac{f_1 \cdot a_1 \cdot K_{c1} + f_2 \cdot a_2 \cdot K_{c2}}{f_1 \cdot a_1 + f_2 \cdot a_2} \quad \text{Eq. 95}$$

No caso de vegetação sobreposta, em que não há contacto entre as partes foliares de cada cultura, ou seja a base da foliação mais alta está acima do topo da foliação mais baixa, o índice de área foliar (*IAF*) do conjunto aumenta, e o $K_{c,conjunto}$ também deve aumentar.

A relação entre K_c conjunto e *IAF* pode ser estimada por (Allen *et al.*, 1998):

$$K_{c\text{ médio, conjunto}} = K_{c\text{ médio, cultura alta}} \left[\frac{1 - \exp(-0,7 \cdot IAF_{\text{conjunto}})}{1 - \exp(-0,7 \cdot IAF_{\text{cultura alta}})} \right] \quad \text{Eq. 96}$$

referindo-se o subíndice "cultura alta" à vegetação mais alta. O IAF_{conjunto} refere-se à soma dos *IAF* de cada tipo de vegetação. O *IAF* de cada tipo de vegetação pode ser estimado a partir dos respectivos K_c (Allen *et al.*, 1998):

$$IAF = -1,4 \cdot \ln \left[1 - \frac{K_{cb} - K_{c\text{ min}}}{K_{cb\text{ total}} - K_{c\text{ min}}} \right] \quad \text{Eq. 97}$$

3.9.3. Cálculo da evapotranspiração real

Quando o *solo* está humedecido, a água é facilmente tomada pelas raízes das plantas. Quando o *solo* está muito seco, as forças de capilaridade e de absorção retêm a água na matriz do *solo* e as plantas têm mais dificuldade em retirar essa água. A partir de um certo teor de humidade a planta já não consegue retirar mais humidade do *solo* e murcha; esse teor de humidade é o ponto de emurhecimento da planta.

Num *solo* possuindo teor de humidade entre a capacidade de campo e um determinado teor de humidade limite (inferior à capacidade de campo), a planta é capaz de retirar a humidade do *solo* de acordo com a sua evapotranspiração potencial. Abaixo desse teor de humidade limite, a planta não é capaz de retirar a totalidade da água necessária para satisfazer a evapotranspiração potencial, pelo que a evapotranspiração real será inferior à potencial.

Assim, a evapotranspiração real será dada para o caso do coeficiente cultural dual, por:

$$ETR = (K_a \cdot K_{cb} + K_e) \cdot ET_o \quad \text{Eq. 98}$$

ou, no quase do coeficiente cultural simples, por:

$$ETR = K_a \cdot K_c \cdot ET_o = K_a \cdot ET_c \quad \text{Eq. 99}$$

onde K_a é o coeficiente de *stress* hídrico, função da água armazenada no *solo*: assume o valor unitário entre AG_{cc} e um valor de armazenamento limite, e assume valores inferiores a 1 abaixo desse valor de armazenamento limite. A aplicação do K_a usando a Eq. 98 é mais correcta do que usando a Eq. 99. Contudo, em situações onde a evaporação do *solo* não é uma fracção importante da evapotranspiração, o uso da Eq. 99 dá resultados razoáveis (Allen *et al.*, 1998).

O armazenamento do *solo* limite (AG_{lim}) é dado por:

$$AG_{lim} = AG_{cc} - p \cdot (AG_{cc} - AG_{wp}) \quad \text{Eq. 100}$$

onde p é um parâmetro que varia entre 0 e 1 e que depende do tipo de coberto vegetal. Os valores de p , encontram-se caracterizados em Allen *et al.* (1998, reproduzido no Anexo 2 - tabela 22 dessa referência), para o caso de $ET_c = 5$ mm/d [$p_{(ET_c=5\text{mm/d})}$]. Para outros valores de ET_c a percentagem pode ser corrigida de acordo com a equação:

$$p = p_{(ET_c=5\text{mm/d})} + 0,04 \cdot (5 - ET_c) \quad \text{Eq. 101}$$

O valor de p corrigido deverá ser de 0,1 quando desce abaixo desse valor ou de 0,8 quando sobe acima desse valor. A percentagem p varia normalmente entre 0,30 para plantas de raízes pouco profundas com valores altos de ET_c (> 8 mm/d) e 0,70 para plantas de raízes profundas e valores baixos de ET_c (< 3 mm/d). Usualmente, para muitas culturas utiliza-se o valor de 0,50 (Allen *et al.*, 1998).

O valor de p deve também ser corrigido em função do tipo de solo. Geralmente pode dizer-se que para solos de textura fina (argila), $p_{(ET_c=5\text{mm/d})}$ deve ser reduzido de 5 a 10 % e para solos de textura mais grosseira (areia) deve ser aumentado de 5 a 10 % (Allen *et al.*, 1998).

3.10. Escoamento lateral de entrada e de saída do solo

Corresponde à água que entra e sai lateralmente do compartimento *solo* do volume de controlo (VC).

Hendrickx e Walker (1997) referem três situações que podem originar escoamento lateral no *solo* e na restante zona vadosa: (1) quando há uma camada mais permeável sobre uma camada menos permeável, em que a primeira camada fica saturada e a segunda não, produz-se escoamento lateral em regime saturado; (2) quando há uma camada que apresenta uma condutividade hidráulica saturada menor sobre uma camada que apresenta condutividade hidráulica saturada maior, mas em que devido ao facto de nenhuma das camadas se encontrar saturada, a camada superior apresenta-se mais permeável do que a inferior, produzindo-se escoamento lateral em regime não saturado; esta situação toma maior importância quando as interfaces entre as camadas se apresentam inclinadas; (3) devido à anisotropia vertical e horizontal da condutividade hidráulica não saturada em solos homogêneos, que aumenta com o aumento da sucção da água no *solo*.

Em muitas situações de realização do balanço hídrico para o cálculo da recarga, não se considera o escoamento lateral de entrada e de saída do *solo*, considerando-se antes, normalmente, que este apresenta um valor desprezável relativamente à componente vertical. Este aspecto justifica-se principalmente quando o VC apresenta uma área horizontal muito superior à espessura, pelo que os volumes envolvidos na direcção vertical são muito superiores aos da direcção horizontal. Por outro lado, pode-se assumir que horizontalmente o *solo* apresenta características hidráulicas semelhantes pelo que, no caso de infiltração superficial igual no limite entre o meio superficial e o *solo*, não se

geram, dentro do *solo*, gradientes hidráulicos horizontais mas apenas verticais, ou seja pode-se assumir um escoamento unidireccional vertical no *solo*.

Contudo, se se pretende ter este factor em consideração e tratando-se o escoamento do *solo* de um escoamento em meio não saturado, ele rege-se pelas leis de escoamento na zona vadosa. O escoamento pode ser determinado aplicando a lei de Darcy com condutividade hidráulica variável na fronteira do VC. É igualmente necessário determinar o potencial hidráulico em toda a fronteira do VC. Há entrada de água quando o potencial hidráulico é maior fora do que dentro do VC e há saída de água na situação inversa.

3.11. Infiltração profunda

A infiltração profunda (I_p) refere-se à quantidade de água que atravessa, em sentido descendente, a base do *solo* podendo ser calculada (1) por balanço hídrico ou (2) aplicando as equações de escoamento em meio não saturado (secção 2.6).

No segundo caso é necessário quantificar, para o período de tempo considerado, o teor de humidade, a condutividade hidráulica e o potencial hidráulico na fronteira da base do *solo*. Uma vez que este processo é de difícil aplicação, utiliza-se normalmente o balanço hídrico.

O balanço hídrico é dado pelas Eq. 12 e Eq. 13, quando se consideram todos os termos do balanço hídrico. Se se considerar as variáveis já conhecidas pelos procedimentos apresentados anteriormente, então pode-se determinar a infiltração profunda resolvendo a equação de balanço hídrico do *solo* Eq. 68 em ordem a I_p (ver também Fig. 28):

$$I_p = I_s + E_{le} + H_{le} - E_{ls} - ETR - \Delta A_l \quad \text{Eq. 102}$$

No caso de não se conhecer ΔA_p , que como se referiu na secção 3.8.2, se for calculado por balanço hídrico, requer o conhecimento da infiltração profunda, é necessário arranjar uma forma de decompor o membro $I_p + A_{l\text{fim}}$ da equação seguinte:

$$I_p + A_{l\text{fim}} = I_s + E_{le} + H_{le} - E_{ls} - ETR + A_{l\text{inicio}} = A_{l\text{antes } I_p} \quad \text{Eq. 103}$$

Existem várias formas de o fazer. Todas elas consideram que quando a quantidade de água armazenada no *solo* se encontra abaixo da quantidade de água correspondente à capacidade de campo (AG_{cc}) não ocorre infiltração profunda. O termo $A_{l\text{antes } I_p}$ refere-se à quantidade de água no *solo* antes de se calcular a infiltração profunda.

O processo mais simples é o utilizado no modelo BALSEQ (secção 6.3), que considera o valor de AG_{cc} :

Processo 1): Quando a quantidade de água no *solo* é superior a AG_{cc} , a infiltração profunda é dada pela quantidade de água que existe no *solo* em excesso relativamente a AG_{cc} :

$$I_p = A_{l\text{antes } I_p} - AG_{cc} \quad \text{Eq. 104}$$

Outros processos [Processos 2) e 3)], utilizados no modelo Visual Balan (Samper *et al.*, 1999), consideram, para além de AG_{cc} , outros dois parâmetros do *solo*: a condutividade hidráulica vertical saturada (K_s) e a porosidade (n). Para além de requerer que a quantidade de água no *solo* seja superior a AG_{cc} , requer ainda que a infiltração profunda num determinado tempo não possa exceder o produto da condutividade hidráulica vertical por esse tempo ($K_s \cdot \Delta t$).

Processo 2): A infiltração profunda é dada pelo excesso de água que existe no *solo* em relação a AG_{cc} e é limitada superiormente pela quantidade máxima de água que o *solo* pode transmitir no intervalo de tempo considerado ($K_s \cdot \Delta t$):

$$I_p = \min \{ (A_{l \text{ antes } I_p} - AG_{cc}); (K_s \cdot \Delta t) \} \quad \text{Eq. 105}$$

Processo 3): Este método considera também a porosidade do *solo*. Até se atingir a saturação (AG_l), a infiltração profunda aumenta exponencialmente em relação à diferença entre a quantidade de água no *solo* e AG_{cc} . A partir da saturação do *solo*, varia linearmente com essa diferença. Assim, podem-se distinguir duas situações, consoante AG_l seja maior ou menor do que $AG_{cc} + K_s \cdot \Delta t$.

Processo 3a) Se $AG_l < AG_{cc} + K_s \cdot \Delta t$ (o *solo* pode comportar menos água do que aquela que pode transmitir no intervalo de tempo considerado):

$$\text{Se } AG_{cc} < A_{l \text{ antes } I_p} < AG_l \Rightarrow I_p = (A_{l \text{ antes } I_p} - AG_{cc})^2 / (AG_l - AG_{cc}) \quad \text{Eq. 106}$$

$$\text{Se } A_{l \text{ antes } I_p} > AG_l \Rightarrow I_p = \min \{ (A_{l \text{ antes } I_p} - AG_{cc}); (K_s \cdot \Delta t) \}$$

Processo 3b) Se $AG_l > AG_{cc} + K_s \cdot \Delta t$ (o *solo* pode comportar mais água do que aquela que pode transmitir no intervalo de tempo considerado):

$$I_p = \min \{ (A_{l \text{ antes } I_p} - AG_{cc})^2 / (K_s \cdot \Delta t); (K_s \cdot \Delta t) \} \quad \text{Eq. 107}$$

A condutividade hidráulica vertical de um *solo* (K_s) contendo vários horizontes é calculada a partir da condutividade hidráulica vertical de cada horizonte (K_{si}) e da respectiva espessura (esp_i):

$$K_s = \sum esp_i / \sum (esp_i / K_{si}) \quad \text{Eq. 108}$$

onde o somatório se desenvolve de 1 ao número de horizontes presentes no *solo*.

3.12. Variação do armazenamento de água na zona vadosa abaixo do *solo*

A zona vadosa só se pode definir no caso de o nível freático se encontrar abaixo da base do *solo*. A determinação do armazenamento de água na zona vadosa abaixo do *solo* pode ser feita da mesma forma que para o *solo* (secção 3.8). Conceptualmente, e por definição, esta zona não deve conter teores de humidade abaixo da sua retenção específica. Ou seja, considera-se que nesta zona não podem ocorrer processos que possam fazer diminuir o teor de humidade abaixo da retenção específica (em oposição à zona do *solo* onde as raízes das plantas ou a evaporação têm esta capacidade).

A equação de balanço hídrico da zona vadosa resolvida em relação à variação do armazenamento é a seguinte (Fig. 30):

$$\Delta A_v = A_{v\text{ fim}} - A_{v\text{ início}} = (I_p + E_{ve} + H_{ve}) - (R + E_{vs}) \quad \text{Eq. 109}$$

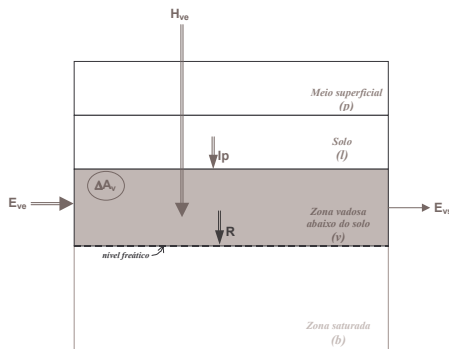


Fig. 30 – Balanço hidrológico da zona vadosa.

Pelas mesmas razões apontadas para o solo, os escoamentos laterais de entrada e de saída de água na zona vadosa podem ser nulos ($E_{ve} = 0$; $E_{vs} = 0$). Também não é normal a existência de entrada de água por mecanismos artificiais directamente nesta zona ($H_{ve} = 0$). Nestas circunstâncias, a zona vadosa é apenas uma zona de passagem de água, desde a infiltração profunda até à recarga. Durante este percurso, e dado que este meio não está saturado, há mudanças no teor de humidade dentro da zona vadosa, o que se reflecte na variação do armazenamento neste meio. O teor de humidade (e a sua variação) dentro da zona vadosa podem ser modelados numericamente pelas equações de escoamento apresentadas na secção 2.6.2.2. Este assunto será abordado na secção 6.4.7.2.

3.13. Escoamento lateral de entrada e de saída da zona vadosa abaixo do solo

As considerações que foram feitas em 3.10 a propósito do escoamento lateral de entrada e de saída do solo aplicam-se igualmente à zona vadosa.

3.14. Variação do armazenamento de água na zona saturada

A variação do armazenamento da zona saturada traduz-se fisicamente pela variação do nível piezométrico. Este é um dos poucos processos considerados no balanço hídrico que tem expressão "visível" pelo Homem, uma vez que a variação do nível pode ser observada em poços ou furos.

Ao longo de uma vertical, a quantidade total de água existente na zona saturada pode ser dada por $\underline{n} \cdot (h - h_o)$, sendo \underline{n} a média aritmética da porosidade ao longo da espessura da zona saturada. A espessura da zona saturada é dada pela diferença entre a altura piezométrica (h) e a altitude da base da zona saturada (h_o), estando ambas (h e h_o) referidas ao mesmo referencial.

Na realidade, desde que se esteja abaixo da espessura sujeita a evapotranspiração, na zona de oscilação da posição do nível freático o teor de humidade nunca é inferior ao valor de retenção específica (re), porque não há processos físicos para retirar a água quando o teor de humidade é

inferior à retenção específica. Quando o nível freático desce (devido ao escoamento lateral de água subterrânea), o teor de humidade na zona de descida, também nunca desce abaixo da retenção específica. Ou seja, o teor de humidade mínimo possível é o da retenção específica.

Por outro lado, o escoamento de água subterrânea mobiliza apenas a água que se encontra livre de drenar por acção da gravidade. Essa água é a que corresponde ao teor de humidade entre a retenção específica e a porosidade do meio. No meio saturado este teor de humidade é referido por porosidade eficaz ($ne = n - re$). Esta é também a água que é possível extrair pelas obras de captação de água subterrânea.

Assim, define-se como **armazenamento da zona saturada**, a quantidade de água que nela existe e que pode escoar por acção da gravidade, ou seja, expressa em termos de altura de água:

$$A_b = \underline{ne} \cdot (h - h_o) \quad \text{Eq. 110}$$

sendo \underline{ne} a média aritmética da porosidade eficaz ao longo da espessura da zona saturada.

A variação do armazenamento é dada pela variação da quantidade de água armazenada quando o nível freático muda de posição. No caso de subida do nível, a variação do armazenamento corresponde à passagem, na espessura de variação do nível, de uma situação de não saturação (teor de humidade < porosidade) para uma situação de saturação (teor de humidade = porosidade). No caso de descida do nível piezométrico, passa-se de uma situação de saturação para de não saturação. Estas variações traduzem-se pela equação:

$$\Delta A_b = \underline{ne} \cdot (h_{final} - h_{inicial}) \quad \text{Eq. 111}$$

onde \underline{ne} corresponde agora à média aritmética da porosidade eficaz ao longo da espessura de variação do nível freático, dada por $h_{final} - h_{inicial}$, sendo h_{final} a altura do nível freático no final do período de tempo e $h_{inicial}$ a altura do nível freático no início desse período de tempo.

3.15. Escoamento lateral e vertical na base, de entrada e de saída da zona saturada

3.15.1. Introdução

O escoamento subterrâneo de entrada ou de saída pode ser medido pontualmente através do uso de molinetes que medem a velocidade do escoamento subterrâneo dentro de furos. Contudo esta técnica não é exequível ao longo da fronteira de todo o volume de controlo (VC) nem através da sua base. Assim a técnica mais utilizável consiste na determinação dos gradientes hidráulicos junto à fronteira do VC e, mediante o conhecimento da condutividade hidráulica nesses locais, aplicar a lei de Darcy.

3.15.2. Determinação do escoamento subterrâneo mediante a lei de Darcy

O escoamento subterrâneo que atravessa os limites do VC num determinado período de tempo obtém-se integrando o caudal escoado Q_t durante esse período de tempo:

$$E_b = \int_{t=0}^{t_{final}} Q_t . dt \quad \text{Eq. 112}$$

Por sua vez o caudal numa dada direcção s pode ser determinado pela aplicação da Lei de Darcy:

$$Q_{ts} = -A_{ts} K \frac{dh_t}{ds} \quad \text{Eq. 113}$$

onde A_{ts} representa a área vertical do limite do VC, perpendicular à direcção s , com altura dada pela espessura da zona saturada, K representa a condutividade hidráulica, dh_t/ds representa o gradiente hidráulico na direcção s , ou seja a variação do potencial hidráulico (dh_t) com a distância (ds). O índice t é introduzido para significar que as variáveis estão dependentes, também, do tempo.

Dividindo: (1) o período de tempo em $t = 1$ até m intervalos de tempo de duração Δt_t , onde se possa assumir que o potencial hidráulico (h_t) é aproximadamente constante; (2) a área do limite vertical do VC em $i = 1$ até n subáreas, onde para cada subárea, de largura Δx_i e altura ($h_{ti} - z_i$), sendo z_i a altura da base do VC, se pode considerar que a diferença de potencial hidráulico seja aproximadamente constante; o escoamento subterrâneo lateral (E_b) é dado por:

$$E_b = \sum_{t=1}^m \sum_{i=1}^n Q_{ti} . \Delta t_t = - \sum_{t=1}^m \sum_{i=1}^n (h_{ti} - z_i) K_s \frac{\Delta h_{ti}}{\Delta s} . \Delta x_i . \Delta t_t \quad \text{Eq. 114}$$

As equações apresentadas servem para calcular directamente a diferença entre os escoamentos subterrâneos laterais de entrada e de saída ($E_{bs} - E_{be}$). Para se calcular separadamente o escoamento subterrâneo lateral de entrada (E_{be}) e o escoamento subterrâneo lateral de saída (E_{bs}), é necessário decompor a Eq. 114 nos termos positivos e nos termos negativos.

$$\text{se } \frac{\Delta h_{ti}}{\Delta s} < 0 \Rightarrow E_{bs} = E_b \text{ (Eq. 114)} \quad \text{Eq. 115}$$

$$\text{se } \frac{\Delta h_{ti}}{\Delta s} > 0 \Rightarrow E_{be} = E_b \text{ (Eq. 114)} \quad \text{Eq. 116}$$

No caso do escoamento subterrâneo vertical através da base do VC (E_{b2}), as equações são semelhantes embora a área ($\Delta x_i . \Delta y_i$) não dependa da altura piezométrica:

$$E_{b2} = \sum_{t=1}^m \sum_{i=1}^n Q_{ti} . \Delta t_t = - \sum_{t=1}^m \sum_{i=1}^n K_z \frac{\Delta h_{ti}}{\Delta s} . \Delta x_i . \Delta y_i . \Delta t_t \quad \text{Eq. 117}$$

$$\text{se } \frac{\Delta h_{ti}}{\Delta s} < 0 \Rightarrow E_{b2s} = E_{b2} \text{ (Eq. 117)} \quad \text{Eq. 118}$$

$$\text{se } \frac{\Delta h_{ti}}{\Delta s} > 0 \Rightarrow E_{b2e} = E_{b2} \text{ (Eq. 117)} \quad \text{Eq. 119}$$

Estas expressões são utilizadas nos modelos numéricos de escoamento, onde se calcula o balanço para cada elemento ou célula em que se divide o modelo. Nas equações apresentadas, Δs tem o sentido de fora para dentro do VC.

3.16. Descarga de água subterrânea para o meio hídrico superficial

3.16.1. Introdução

A descarga do meio hídrico subterrâneo pode fazer-se (1) pontualmente através de nascentes, sendo possível fazer a sua medição directa, (2) de uma forma difusa, de tal forma que a sua saída para o meio hídrico superficial não é visível ou mensurável no local de saída. Em condições em que não haja armazenamento de água superficial e em que a evaporação de água superficial seja desprezável, a descarga constituirá o escoamento de base dos cursos de água que saem do volume de controlo (VC).

3.16.2. Controlo de caudais de nascentes

Se as saídas se derem através de nascentes, então o somatório dos volumes escoados por todas as nascentes existentes dentro do VC traduz o volume de água que recarregou o sistema. Ou seja, medindo os caudais das nascentes pode-se quantificar a descarga. Se se discretizar o tempo em que se fazem as observações de caudal, a descarga para o período em análise vem dada por:

$$D = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m Q_{j,i} \cdot \Delta t_j \quad \text{Eq. 120}$$

onde $Q_{j,i}$ é o caudal da nascente i durante o intervalo de tempo j com a duração Δt_j , n é o número de nascentes e m é o número de intervalos de tempo .

3.16.3. Determinação do escoamento de base dos cursos de água

3.16.3.1 O hidrograma de escoamento superficial

O escoamento de um curso de água superficial é composto (1) por **escoamento directo**, produzido na bacia hidrográfica a montante do local onde é medido, resultante da água de precipitação que não se infiltra à superfície do *solo* e que não fica retida (por exemplo nas copas das árvores, em edifícios, em barragens, etc.), e (2) por **escoamento de base**, resultante de água que se infiltra no

solo, escoar subterraneamente e acaba por no seu percurso aflorar à superfície, constituindo por isso a descarga das águas subterrâneas para a bacia hidrográfica.

Considere-se a Fig. 6, relativamente ao balanço hídrico da camada do meio superficial, e a Eq. 10 do correspondente balanço hídrico, mas decompondo os termos ΔA_p e E_{vp} relativamente à cobertura vegetal (índice cv) e à superfície do terreno (índice st):

$$I_s = P + E_{pe} + H_{pe} + D - E_{vp\ cv} - E_{vp\ st} - E_{ps} - H_{ps} - \Delta A_{p\ cv} - \Delta A_{p\ st} \quad \text{Eq. 121}$$

No caso de se ter um VC com limite superior coincidente com os limites de uma bacia hidrográfica, o escoamento superficial de entrada no volume de controlo é nulo ($E_{pe} = 0$). Considerando que dentro da camada referente ao meio superficial não há armazenamento na superfície do terreno ($\Delta A_{p\ st} = 0$) e por isso a evaporação directa existente a partir dos cursos de água é desprezável ($E_{vp\ st} = 0$), que não há extracções de água ($H_{ps} = 0$) nem injeção (transvase) de água originada fora da bacia ($H_{pe} = 0$), então a Eq. 121, resolvida em ordem ao escoamento superficial de saída, fica:

$$E_{ps} = (P - E_{vp\ cv} - \Delta A_{p\ cv}) - I_s + D \quad \text{Eq. 122}$$

A diferença $(P - E_{vp\ cv} - \Delta A_{p\ cv}) - I_s$ reflecte o escoamento directo (Ed) gerado na área em questão. Ou seja, a água que precipita na bacia hidrográfica, que não fica retida (por exemplo nas copas das árvores ou em edifícios) e que escoar à superfície sem se infiltrar, até à secção de medição. O escoamento superficial de saída pode-se escrever como:

$$E_{ps} = Ed + D \quad \text{Eq. 123}$$

A relação entre estas três componentes ao longo do tempo é traduzida pelo hidrograma de escoamento (Fig. 31). No hidrograma definem-se as seguintes partes distintas (Lencastre e Franco, 1984): (1) curva de crescimento; (2) ponta do hidrograma; (3) curva de decrescimento; (4) curva de esgotamento. A curva de crescimento corresponde ao aumento do escoamento que ocorre por efeito da chuva. A ponta do hidrograma ocorre no valor máximo de escoamento. A curva de decrescimento corresponde à diminuição progressiva do escoamento directo até que este se anula. O tempo de crescimento mais o tempo de decrescimento definem o tempo base do hidrograma e corresponde ao período durante o qual se verifica o escoamento directo. A curva de esgotamento ou de recessão corresponde ao decréscimo do escoamento que provém somente do escoamento de base.

As duas grandes componentes do escoamento (directo e de base) podem ser individualizadas no hidrograma. Teoricamente, pode ser difícil localizar no hidrograma a posição do ponto onde se dá o fim do escoamento directo. Linsley *et al.* (1975) apresentam a seguinte expressão para calcular aproximadamente o tempo desde o pico do hidrograma até um ponto seleccionado arbitrariamente na curva de esgotamento que pretende traduzir o fim do escoamento directo:

$$N = 0,8 \cdot A^{0,2} \quad \text{Eq. 124}$$

onde A é a área em km^2 e N é o número de dias. Os mesmos autores referem que o tempo N pode ser melhor determinado após inspecção de vários hidrogramas, tendo em atenção que o tempo durante o qual ocorre escoamento directo não deve ser excessivamente longo e a subida do escoamento de base não deve ser muito grande (Linsley *et al.*, 1975).

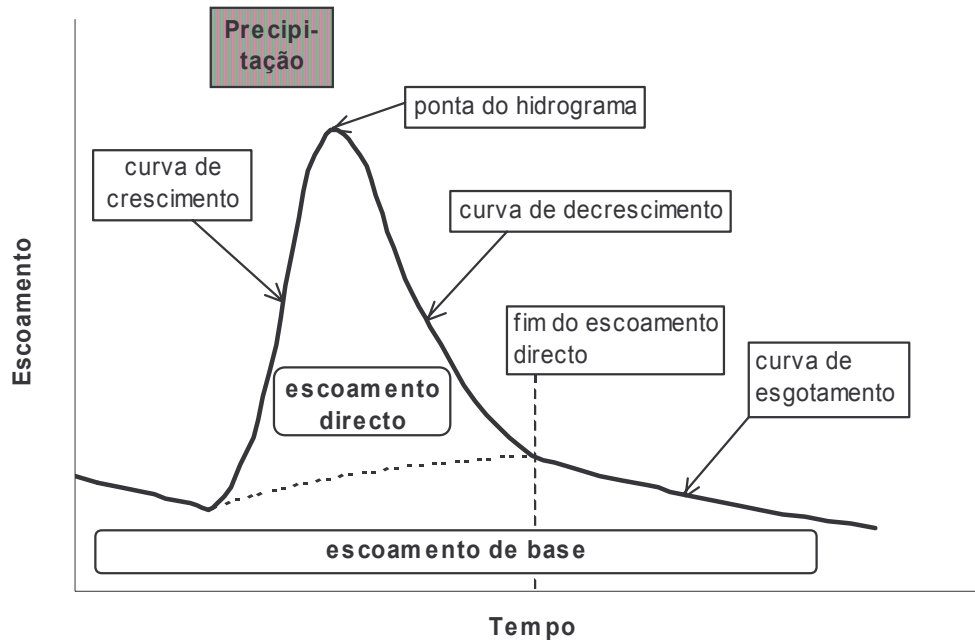


Fig. 31 – Características do hidrograma de escoamento

Em casos referidos em Beven (2001), a utilização de isótopos ambientais de hidrogénio e de oxigénio, em modelos de mistura de dois componentes, revelou que a água armazenada no meio subterrâneo (escoamento de base) contribua com uma fracção importante para o escoamento superficial.

Linsley *et al.* (1975) referem três métodos para fazer a separação dos escoamentos directo e de base (Fig. 32). Um método consiste em prolongar a curva de esgotamento (que existia antes do novo episódio de precipitação) até um ponto por baixo do pico do hidrograma e depois unir este ponto ao hidrograma no último dia de escoamento directo (Fig. 32A). Este método justifica-se porque quando o nível de água dos cursos de água aumenta, o potencial nos cursos de água é mais elevado do que a superfície piezométrica nas suas margens pelo que a descarga para os cursos de água diminui.

Outro método consiste em unir os escoamentos registados no início da subida e no final do escoamento directo (Fig. 32B).

Um terceiro método consiste em projectar para trás no tempo a curva de esgotamento até um ponto por baixo de um ponto de inflexão da curva de decrescimento do hidrograma, e depois unir este ponto com o escoamento no início da subida (Fig. 32C). Este método é aplicável quando o escoamento subterrâneo é muito rápido, como por exemplo em regiões cársicas.

Outro método, antagónico dos anteriores, referido em Custodio e Llamas (1976) consiste em considerar que quando se dá o episódio de precipitação, devido à subida da altura de água, o curso de água alimenta a zona saturada, ficando a água armazenada nas formações que envolvem o curso de água. Neste caso o escoamento directo seria ainda maior e o escoamento de base seria negativo, uma vez que, em vez de ser o meio saturado a libertar a água para o curso de água, se passaria o contrário (Fig. 32D).

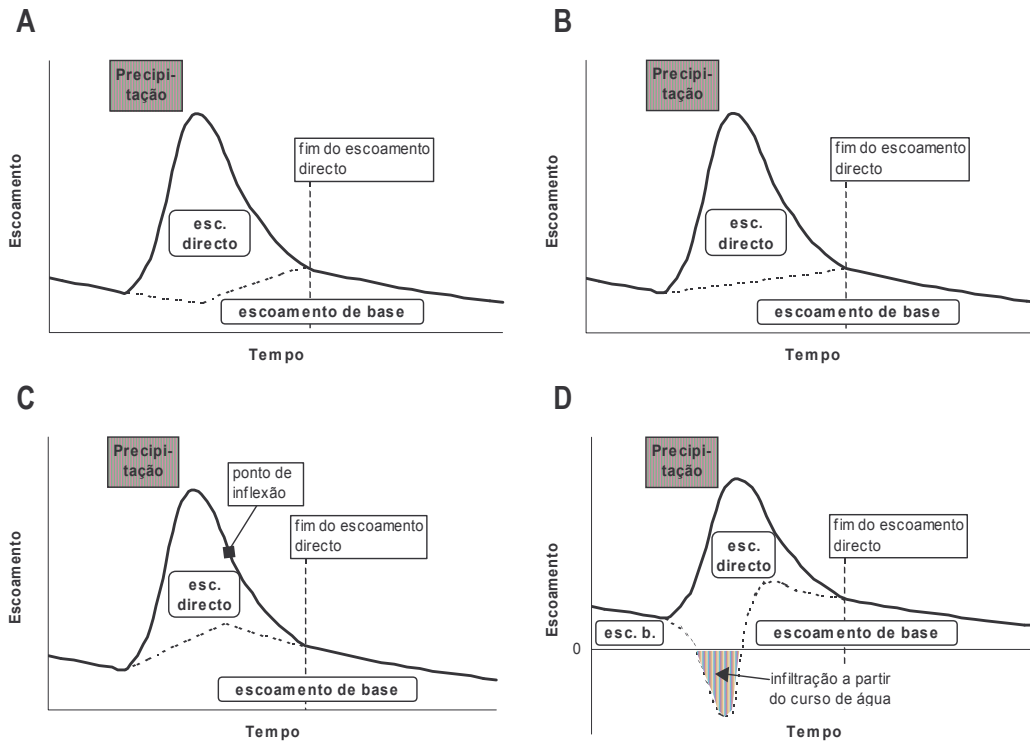


Fig. 32 – Métodos para fazer a separação do escoamento superficial em escoamentos directo e de base

Contudo, o escoamento pelo curso de água faz-se a uma velocidade muito superior à da infiltração nas formações geológicas envolventes. Ou seja, a variação da quantidade de água armazenada nas margens do curso de água pode ser muito baixa a desprezável. Eventualmente, em vez de haver infiltração nas formações geológicas envolventes, pode haver, devido à maior subida do nível nos cursos de água, principalmente na sua parte mais junto à foz, o impedimento da entrada do escoamento de base no curso de água. Mas, nas zonas mais a montante, e pensando a nível dos afluentes do curso de água principal, onde não se regista um aumento importante do nível nos cursos de água, a contribuição dos escoamentos de base e directo para o escoamento total pode ser descrita de acordo com uma das primeiras três situações referidas.

Enquanto os três primeiros métodos referidos produzem resultados que não se afastam muito entre si, o quarto método produz resultados totalmente diferentes, até porque, no escoamento de base do quarto método, inclui-se água que já pertenceu ao escoamento directo.

A análise das séries de escoamento superficial complica-se quando antes de terminar o escoamento directo relativo a um episódio de precipitação, ocorre outro episódio de precipitação em

que o escoamento se vai sobrepor ao escoamento já existente. Nestes casos a análise das séries de escoamento torna-se mais complexa.

Existem vários métodos para decompor séries diárias de escoamento superficial. Nas secções seguintes apresentam-se dois métodos distintos para a separação do escoamento superficial:

- método apresentado em Shirmohammadi *et al.* (1984);
- método da translação da curva de esgotamento (*recession curve displacement*), apresentado em Rutledge e Daniel (1994), onde é referido como o método de Rorabaugh.

Para além destes métodos, Sloto e Crouse (1996) incluíram três métodos desenvolvidos por Pettyjohn e Henning (1979, *in* Sloto e Crouse, 1996) no programa de computador HYSEP: o método do intervalo fixo, o método do intervalo deslizante e o método do mínimo local.

A vantagem da utilização destes métodos é que existem registos em papel das variáveis hidrológicas necessárias (precipitação e escoamento superficial). Actualmente muitos desses registos também existem disponíveis em ficheiros de computador, e por vezes acessíveis através da Internet.

3.16.3.2 Método apresentado em Shirmohammadi *et al.* (1984)

A apresentação deste método é feita de acordo com o artigo de Shirmohammadi *et al.* (1984). Estes autores referem que Knisel e Sheridan (1985) realizaram partições preliminares do escoamento superficial para verificar se era viável um procedimento simplificado. O método utiliza como principal hipótese que os valores diários de escoamento superficial e de precipitação podem ser utilizados para fazer a separação do escoamento superficial em escoamento directo e em escoamento de base. O método requer a definição de qual a condição necessária para a ocorrência de um episódio de escoamento directo e qual a duração desse episódio.

A condição necessária para a ocorrência do escoamento directo pode expressar-se por um **limiar de precipitação**, ou seja a precipitação mínima que é preciso ocorrer para que em alguma parte da bacia hidrográfica em análise se produza escoamento directo. A duração do episódio de escoamento directo, obtém-se pela análise detalhada dos hidrogramas. Apesar de se assumir um valor constante de limiar de precipitação, este depende da humidade do *solo*, da retenção superficial (charcas, poças de água) e da intensidade da precipitação. É, em princípio, menor no Inverno, quando a evapotranspiração é menor, chove em quantidade, e a humidade do *solo* é elevada, do que no Verão, quando a evapotranspiração é elevada, a precipitação é reduzida e a humidade do *solo* é reduzida.

O método consiste em utilizar séries de valores diários de precipitação e de escoamento superficial. O seu funcionamento entende-se com maior facilidade a partir do exemplo fictício que se reproduz na Fig. 33, idêntica à apresentada por Shirmohammadi *et al.* (1984). O procedimento é igualmente extraído do texto dos mesmos autores. Considera-se que o tempo de duração do escoamento directo é o da chuvada mais dois dias e que o valor mínimo de precipitação para haver

escoamento é de 5 mm. No dia 4, choveram 4 mm. Dado que este valor é inferior ao valor mínimo, não se estima escoamento directo. No dia 6, choveram 12 mm, pelo que se assume que o escoamento directo ocorreu naquele dia e nos dois dias seguintes. O escoamento directo é dado pela área compreendida entre o escoamento superficial nesses dias e a linha que une o escoamento superficial no dia 5 com o escoamento superficial no dia 9. Nos dias 11, 12 e 13, a precipitação foi superior ao valor mínimo necessário para provocar escoamento directo, pelo que se assume que há escoamento directo nos dias 11 a 15. Para determinar o escoamento directo une-se o escoamento total dos dias 10 a 16. A área acima da linha representa o escoamento directo e a área abaixo desta linha representa o escoamento de base. Nos dias 21 e 23, a precipitação foi superior à precipitação mínima. Uma vez que se assume que o escoamento directo ocorre nos dois dias seguintes ao dia de chuva, unem-se os escoamentos totais dos dias 20 e 26.

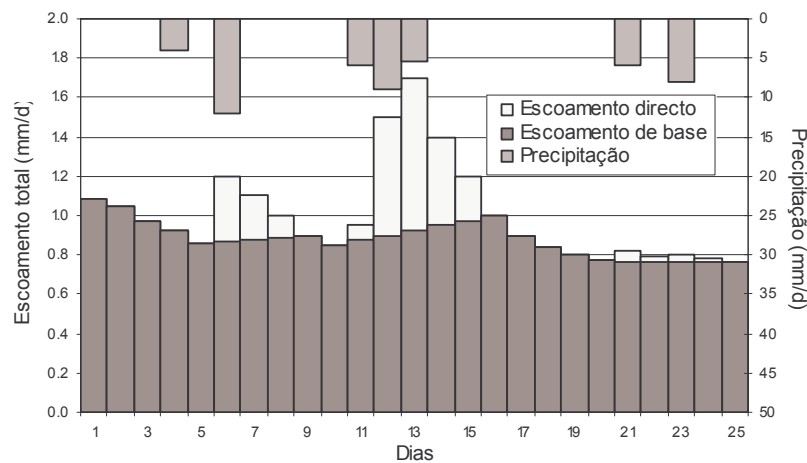


Fig. 33 – Cálculo da recarga pelo método da decomposição do escoamento total.

Como se pode verificar pelo exemplo apresentado, este método é aplicado à série de escoamentos observados, onde existe sobreposição de episódios de precipitação/recarga, e onde não se consideram estes episódios separadamente.

3.16.3.3 Método da translação da curva de esgotamento

O método baseia-se num conjunto de procedimentos que permite calcular a recarga associada a cada pico de escoamento total. De acordo com Rutledge e Daniel (1994), este método é utilizável na análise de sistemas de fluxo caracterizados por recarga difusa e onde se pode considerar o rio como o local de descarga do sistema subterrâneo. A recarga é considerada aproximadamente coincidente com os picos de escoamento.

O método consiste no prolongamento, para trás, da curva de esgotamento. Para tal só se utiliza a parte do hidrograma que corresponde somente à descarga das águas subterrâneas. O ponto no hidrograma a partir do qual só se tem contribuição do escoamento de base pode ser dado pela Eq. 124.

De acordo com Rutledge e Daniel (1994), em relação ao método apresentado na secção 3.16.3.2, este método é mais fundamentado teoricamente. Definindo descarga potencial de água subterrânea (V) como o volume total de água que drenaria o sistema durante um tempo infinito sem novo episódio de recarga, esta é dada por:

$$V = Q_0 / \alpha \quad \text{Eq. 125}$$

que corresponde à integração da equação

$$Q = Q_0 \exp(-\alpha \cdot t) \quad \text{Eq. 126}$$

onde Q é o escoamento superficial ao fim de um tempo t , Q_0 é o escoamento superficial inicial, e α é o coeficiente de esgotamento, que se relaciona com as propriedades hidráulicas e geométricas do meio subterrâneo (Custodio e Llamas, 1976) por:

$$\alpha = \pi^2 T / (4 S L^2) \quad \text{Eq. 127}$$

sendo L a distância média do curso de água à divisória hidrológica; T a transmissividade; e S o coeficiente de armazenamento.

De acordo com Rutledge e Daniel (1994), Rorabaugh (1964) expressou a descarga de água subterrânea para um rio como uma função complexa do tempo após a recarga, tendo contudo constatado que essa função pode ser aproximada após um "tempo crítico" por uma relação que expressa o logaritmo do escoamento como uma função linear do tempo. O **tempo crítico** (t_{cr}) é dado por:

$$t_{cr} = 0,2 L^2 S / T \quad \text{Eq. 128}$$

Substituindo a Eq. 127 na Eq. 128, o tempo crítico vem dado em função do coeficiente de esgotamento:

$$t_{cr} = 0,2 \pi^2 / (4 \alpha) = 0,4935 / \alpha \quad \text{Eq. 129}$$

As formulações de Glover (1964) e de Rorabaugh (1964), referidas em Rutledge e Daniel (1994), mostram que no tempo crítico após o pico do caudal total, a descarga de água subterrânea potencial é aproximadamente metade do volume total de água que recarregou o sistema, ou seja:

$$R = 2 [Q_2 / \alpha - Q_1 / \alpha] \quad \text{Eq. 130}$$

representando Q_2 / α o volume de água subterrânea descarregado desde o tempo crítico após o pico do escoamento, determinado a partir da extrapolação da curva de recessão após o pico do escoamento, e Q_1 / α o volume de água subterrânea descarregado desde o tempo crítico após o pico do escoamento, determinado a partir da extrapolação da curva de recessão anterior ao pico do escoamento agora em análise (Fig. 34).

O funcionamento do método da translação da curva de esgotamento é facilmente compreensível pela Fig. 34, que representa um hidrograma de escoamento superficial com um episódio de

precipitação que provocou recarga. O procedimento é extraído de Rutledge e Daniel (1994). Calcula-se o coeficiente de esgotamento a partir do hidrograma e calcula-se t_{cr} utilizando a Eq. 129. Os valores determinados por este procedimento manter-se-ão fixos para toda a série de registos. Depois, para cada pico, utiliza-se t_{cr} para determinar o tempo no hidrograma a partir do qual se extrapolam as curvas de esgotamento. A partir da extrapolação da curva de esgotamento anterior ao pico e para a curva de esgotamento correspondente ao pico em análise, calculam-se os valores de Q_1 e Q_2 que se substituem na Eq. 130 para calcular a recarga provocada pelo episódio de precipitação em análise.

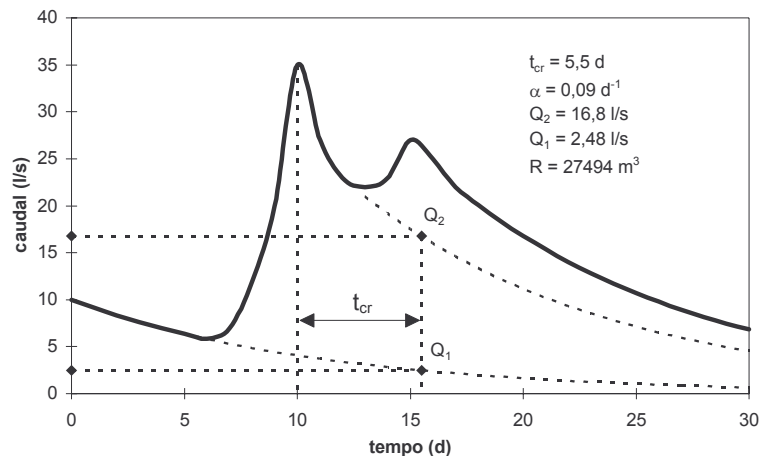


Fig. 34 - Cálculo da recarga pelo método da translação da curva de esgotamento

Da exposição feita, constata-se que o método da translação da curva de esgotamento é aplicado à série de escoamentos observados, e considera separadamente os episódios de precipitação/recarga quando existe sobreposição de escoamentos.

3.17. Factores humanos

3.17.1. Introdução

A interferência do homem no ciclo hidrológico é outra variável, por vezes muito importante em termos de volume, a ter em atenção. Esta interferência faz-se através da importação ou de exportação de água do ou para o volume de controlo (VC), ou internamente dentro do VC, entre os diversos meios em que este se divide.

Os factores humanos mais comuns são os seguintes:

A) Entrada de água

- importação de água para o meio superficial;
- rega (no *solo*);
- recarga artificial da zona vadosa ou da zona saturada;
- rejeição de efluentes resultantes de actividades domésticas ou industriais, em qualquer um dos meios.

Estas entradas de água podem ser provenientes de outros meios de dentro ou de fora do VC.

B) Saída de água

- extracção de águas subterrâneas;
- extracção de águas superficiais.

Estas extracções podem ser utilizadas dentro do VC ou podem ser exportadas para fora do VC.

Qualquer um destes factores pode ser medido, caso em que a sua quantificação não levanta dificuldades. Contudo, muitas vezes, estes volumes não são medidos e é necessário recorrer a outras técnicas para a sua estimativa. Pela sua maior importância quantitativa, aborda-se sumariamente a estimativa das extracções de águas subterrâneas que são depois utilizadas quer para a rega, quer para o abastecimento público quer ainda para a indústria.

3.17.2. Extracções de água subterrânea

3.17.2.1 Abastecimento público

No caso de não haver quantificação das extracções de água para uso doméstico, é possível estimar as extracções de água (superficial ou subterrânea) a partir de uma capitação média por habitante (quantidade de água necessária por unidade de tempo para uso do habitante).

No caso de não haver quantificação das extracções de água para redes de abastecimento, é possível fazer a sua estimativa utilizando uma capitação geral média, que é função do tipo de aglomerado populacional e das actividades económicas existentes na área estudada. A capitação geral traduz a quantidade de água que cada habitante utiliza por unidade de tempo e inclui já a água utilizada para o desenvolvimento dessas actividades económicas, razão pela qual é muito variável de local para local. É necessário considerar que, no caso de haver redes de adução e distribuição de água existe uma parcela, que pode ser considerável, de água que se perde através das condutas (perdas). Esta parcela deve ser também considerada no volume de água extraída:

$$H_{Is} = (\text{capitação} + \text{perdas}) * \text{número de habitantes} * \text{período de tempo} \quad \text{Eq. 131}$$

Por outro lado, estas perdas dão-se muitas vezes a nível do *solo*, razão pela qual deveriam ser consideradas também como entradas de água no *solo* de origem humana (H_{Ie})

3.17.2.2 Rega

O processo utilizado na quantificação das extracções para rega é feito com base nas necessidades de água das culturas. Por sua vez, estas são determinadas por balanço hídrico a nível do *solo*. As necessidades são dadas pela quantidade de água que é necessário acrescentar ao *solo* para que o seu teor de humidade atinja a capacidade de campo, possibilitando com este mecanismo que as plantas tenham o seu desenvolvimento normal.

A água que existe no *solo* para ser utilizada pelas plantas provém da precipitação (processo natural), pode provir da zona saturada (no caso, pouco frequente, de se encontrar dentro do *solo*) ou é

fornecida por acção humana. Mediante a determinação do teor de humidade no *solo* (secção 3.8) é possível verificar se é necessário acrescentar artificialmente água a este para o desenvolvimento normal das plantas.

Assim, fazendo o balanço hídrico sequencial, o volume de água para rega é estimado, para cada período considerado no balanço, por:

$$necessidades = \max(AG_{cc} - A_{l_{fm}^*}, 0) \quad \text{Eq. 132}$$

onde $A_{l_{fm}^*}$ representa a quantidade de água existente no *solo* calculada após a evapotranspiração (secção 3.9.3) e o processo de infiltração profunda (secção 3.11) e antes de haver rega. Ou seja, no caso da quantidade de água no *solo* ser inferior à quantidade máxima de água disponível para evapotranspiração, as necessidades de água assumem o valor dessa diferença.

A partir dos balanços hídricos que definem as necessidades de água, é possível definir dotações médias de rega em função do tipo de cultura e do clima. A dotação de rega consiste no volume de água que é necessário fornecer a uma cultura por unidade de área e por unidade de tempo. Definida a dotação de rega, pode-se fazer uma estimativa da quantidade de água que em média é fornecida às culturas por este processo, sem ser necessário correr novos balanços hídricos, ou seja:

$$necessidades = \text{dotação} * \text{área ocupada pela cultura} * \text{período de tempo} \quad \text{Eq. 133}$$

Na elaboração recente dos Planos de Bacia Hidrográfica foram apresentadas tabelas que fornecem valores de dotações anuais em função de grandes grupos de culturas e da área geográfica do País.

O volume total necessário durante um período de tempo em análise corresponde ao somatório dos volumes determinados pela Eq. 132 para cada período de tempo do balanço sequencial. Frequentemente, na estimativa do volume extraído assume-se que existe uma determinada **eficiência de rega**, definida como a relação entre a quantidade de água evapotranspirada por uma cultura e a quantidade de água fornecida pelo sistema de rega. Assumindo que a quantidade de água evapotranspirada por uma cultura é a calculada pelas necessidades, no caso de se utilizar águas subterrâneas, as extracções de água subterrânea (H_{bs}), se feitas dentro do VC, são estimadas por:

$$H_{bs} = \text{necessidades} / \text{eficiência de rega} \quad \text{Eq. 134}$$

3.17.2.3 Indústria

No caso das extracções por captações próprias para as indústrias, é possível estimar essas extracções em função do tipo de indústria e do número de trabalhadores.

Os Planos de Bacia Hidrográfica definiram captações médias e estimativas dos consumos de água para a indústria por captações próprias.

3.17.3. Estimativa da quantidade de água utilizada para rega

A quantidade de água utilizada para rega estima-se considerando-a idêntica à relação entre as necessidades e a eficiência de rega, qualquer que seja a origem de água e se esta se situa dentro ou fora do VC. Esta quantidade de água deve ser utilizada quer como entrada de água no solo (H_{le}) quer como entrada de água no meio superficial (H_{pe}). A parte que entra no meio superficial é utilizada nos processos de escoamento directo (Ed), evaporação à superfície ($Ev_{ps\ st}$) e aumento do armazenamento de superfície ($\Delta A_{p\ st}$). A parte que entra no solo será utilizada para o aumento do armazenamento do solo (ΔA_l), a evapotranspiração (ETR), e a infiltração profunda (Ip).

4. Modelos para a determinação da recarga baseados no balanço hídrico

4.1. Apresentação

Neste Capítulo apresentam-se vários modelos conceptuais correspondentes a várias configurações hidrogeológicas. Em função destes modelos conceptuais simplificam-se as equações de balanço hídrico para o cálculo da recarga (Eq. 14 e Eq. 16), mostrando como é possível fazer o cálculo da recarga a partir da caracterização de apenas alguns dos parâmetros intervenientes nessas equações.

São apresentados modelos conceptuais, e as respectivas equações de balanço hídrico, que permitem o cálculo da recarga através do conhecimento dos seguintes parâmetros:

- parâmetros do balanço hídrico acima da base do *solo*;
- armazenamento da zona vadosa;
- variação do armazenamento da zona saturada;
- escoamento subterrâneo;
- descarga das águas subterrâneas para o meio hídrico superficial;
- escoamento subterrâneo + variação do armazenamento da zona saturada;
- descarga + variação do armazenamento da zona saturada.

São ainda referidos os casos em que há intervenção humana no ciclo hidrológico e em que há escoamento através da base do volume de controlo. Aborda-se também a situação da recarga dos *aquíferos* semi-confinados.

Finalmente é feita referência para a (possível) existência de outros modelos conceptuais não considerados nos casos anteriores.

4.2. Introdução

As Eq. 14 e Eq. 16 traduzem o processo de recarga. Consoante os processos que fazem parte destas equações, há situações para as quais os seus valores são baixos ou desprezáveis, ou em que se cancelam mutuamente. Assim dependendo do volume de controlo (VC), que considera as características do meio hidrogeológico e a sua utilização, a sua extensão, o meio sobrejacente e a sua utilização, e do intervalo de tempo considerado, é possível fazer simplificações nas referidas equações que levem à eliminação de alguns dos termos.

As simplificações que normalmente se fazem, dependendo das configurações hidrogeológicas, são as seguintes:

- considerar que o escoamento superficial no VC não contribui para a infiltração superficial; esta consideração é normalmente válida excepto quando a área para a qual se faz o balanço coincide com áreas de linhas de água ou de planos de água influentes (*i. e.* que recarregam as águas subterrâneas);
- considerar que o escoamento superficial de entrada é nulo ($E_{pe} = 0$); esta opção é válida quando se está perante uma área em estudo que corresponde a uma bacia hidrográfica;
- considerar que a extracção ou a injeção de água superficial pelo homem é nula; embora ocorram muitas situações onde possa ser aplicada, esta simplificação não é tão óbvia noutras situações; é o caso da rega a partir de água com origem dentro da área em balanço; neste caso, o volume da água de rega deve ser incluído nos termos H_{ie} e H_{pe} ; se a água de rega é proveniente da água armazenada à superfície, dentro da área de balanço, então os termos $(H_{ie} + H_{pe})$ e H_{ps} têm o mesmo valor pelo que se anulam. Mas, ao contrário, se na área em estudo há extracção de água de superfície para exportação para outra área, esta deve ser incluída no termo H_{ps} ;
- considerar que a evaporação da água de superfície é reduzida ou nula ($E_{vp} = 0$) e que a variação de armazenamento de água superficial é muito pouco importante ($\Delta A_p = 0$); estas simplificações são válidas quando não há formas de armazenamento à superfície (artificiais ou naturais); estas situações são verdadeiras para a maioria dos casos práticos excepto quando a área para a qual se faz o balanço coincide com áreas de linhas de água; a longo prazo o volume de água envolvido pela variação de armazenamento é pouco importante quando comparado com os restantes volumes envolvidos no balanço hídrico.

A Fig. 35 mostra como a posição do nível freático num VC condiciona os modelos utilizáveis para o cálculo da recarga: A) nível freático abaixo do *solo*: a saída natural de água da zona saturada só se pode fazer por escoamento subterrâneo de saída pelo que se pode utilizar um modelo de balanço

hídrico a nível do *solo*; B) nível freático entre a superfície e a base do *solo*: a saída natural de água da zona saturada pode fazer-se pelo escoamento subterrâneo de saída, pelo escoamento lateral no *solo* de saída, ou por evapotranspiração, pelo que os modelos de balanço hídrico deverão contemplar a posição do nível freático no *solo*; C) nível freático à superfície: neste caso não há recarga e a descarga pode fazer-se pelos mesmos processos apresentados em B). Ao longo do tempo, num mesmo VC podem ter-se as três situações descritas pelo que é necessário definir o intervalo temporal para cada uma destas situações.

Em termos de dimensão espacial as equações apresentadas são válidas tanto para um volume de controlo com uma área horizontal pequena (por exemplo 1 m²) como para um volume de controlo com a área horizontal de uma bacia hidrográfica (centenas ou milhares de km²).

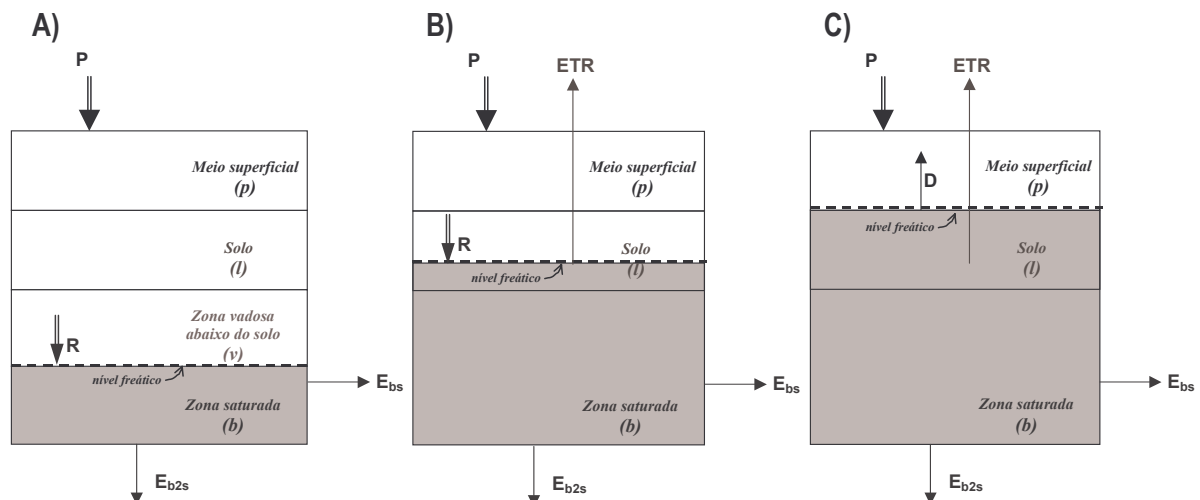


Fig. 35 – Recarga e processos de saída de água da zona saturada quando: A) o nível freático se encontra abaixo da espessura de *solo* sujeita a ET, B) o nível freático se encontra entre a superfície e a espessura de *solo* sujeita a ET, C) o nível freático se encontra à superfície

4.3. Balanço hídrico do *solo* (acima da fronteira onde se define a infiltração profunda)

No balanço hídrico do *solo* calcula-se a infiltração profunda a partir do VC acima da base do *solo* (Eq. 12 e Fig. 8).

$$I_p = P + E_{pe} + E_{le} + H_{pe} + H_{le} + D - E_{vp} - E_{ps} - E_{ls} - H_{ps} - ETR - \Delta A_p - \Delta A_l \quad \text{Eq. 12}$$

Quando o nível freático se situa abaixo da base do *solo*, a ocorrência das seguintes simplificações, plausíveis na realidade:

- 1) escoamento na zona vadosa vertical ($E_{vs} = 0$, $E_{ve} = 0$), com sentido descendente,
- 2) inexistência de recarga artificial no volume de controlo na zona vadosa ($H_{ve} = 0$),

faz com que, de acordo com a Eq. 15, a recarga se relacione com a infiltração profunda da seguinte forma:

$$R = I_p - \Delta A_v \quad \text{Eq. 135}$$

Ou seja a recarga é dada pela infiltração profunda acrescida da água que é libertada do armazenamento da zona vadosa ($\Delta A_v < 0$), ou reduzida da água que ficou armazenada na zona vadosa ($\Delta A_v > 0$). A longo prazo (intervalos de tempo grandes, por exemplo para o período de um ano, ou para períodos superiores), pode-se considerar que a variação do armazenamento na zona vadosa é nula ou muito pequena, pelo que a recarga vem dada pela infiltração profunda. O efeito do armazenamento da zona vadosa reflecte-se no tempo que a água demora desde a base do *solo* até atingir a zona saturada. O percurso na zona vadosa processa-se de acordo com o exposto na secção 2.6, e a variação do armazenamento ao longo da zona vadosa deve-se a um processo de redistribuição da água num meio não permanentemente saturado.

Ou seja, nos casos em que se verificam as simplificações apresentadas, a recarga será dada pela infiltração profunda, havendo um atraso entre o volume de água que forma a infiltração profunda e a chegada desse volume de água à zona saturada. Esse atraso está relacionado com as características hidráulicas do meio e com a distância da base do *solo* à zona saturada.

A forma de fazer a determinação da recarga a partir do balanço hídrico a nível do *solo* é alvo de um desenvolvimento aprofundado no Capítulo 6.

4.4. Armazenamento na zona vadosa (A_v)

Lerner *et al.* (1990) apresentam vários métodos de cálculo da recarga através do escoamento na zona vadosa. São métodos que exigem a determinação do teor de humidade nesta zona, para os quais normalmente não existe informação facilmente disponível. A título de exemplo apresenta-se um destes métodos, que consiste na utilização de um traçador, injectado a uma certa profundidade dentro da zona vadosa abaixo do *solo*.

Um dos primeiros aspectos que interessa realçar na aplicação deste método é que se vai considerar que o escoamento dentro da zona em estudo é do tipo pistão, ou seja, processa-se na vertical, de cima para baixo e não há caminhos preferenciais. Esta situação implica que não haja escoamento lateral de entrada ou de saída na zona vadosa.

Neste método considera-se que o VC é variável no tempo (Fig. 36). O topo do VC é dado pela profundidade a que se introduz o traçador e a base, cuja posição varia no tempo, é dada pelas profundidades a que se encontra o traçador ao fim dos tempos utilizados para se fazer o cálculo da recarga. No tempo correspondente à injeção do traçador, a espessura da zona vadosa é nula, pelo que o armazenamento inicial dentro desta espessura é nulo. Esta espessura vai aumentando à medida que a superfície que contém o traçador vai descendo em profundidade, devido à entrada de água pelo seu topo. Na realidade o traçador não se desloca de acordo com uma superfície (frente) mas pode-se assumir que o local onde ocorre a velocidade de escoamento média é dada pela profundidade em que o traçador apresenta maior concentração.

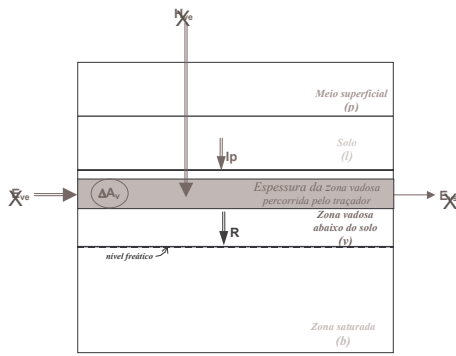


Fig. 36 – Determinação da recarga a partir do armazenamento na zona vadosa após a injeção de um traçador na zona vadosa e da determinação da posição desse traçador após um período de tempo

Uma vez que a base do VC acompanha o escoamento médio, o volume de água de saída deste VC é nulo. Por isso, considera-se que a entrada no VC corresponde à variação do seu armazenamento. Uma vez que no tempo correspondente à injeção do traçador esse armazenamento era zero, esta variação do armazenamento, corresponde à água armazenada na espessura em consideração que escoar livremente por acção da gravidade. Esta situação expressa-se por:

$$\Delta A_v = \sum_{i=1}^m (\theta_i - re_i) \cdot esp_{VCi} \quad \text{Eq. 136}$$

onde a espessura do VC (esp_{VC}) foi dividida em $i = 1$ até m partes, cada uma delas caracterizada pela espessura esp_{VCi} , com teor de humidade θ_i e retenção específica re_i .

Uma vez que se assumiu escoamento vertical, esta variação de volume acabará por constituir o volume de recarga, embora ao fim de um tempo diferente daquele que está a ser considerado para o cálculo da variação do armazenamento.

Este método parece ser de muito difícil aplicação uma vez que se refere à introdução de um traçador aplicado, a uma determinada profundidade. Para ser minimamente representativo obrigaria a que este traçador fosse aplicado numa área razoável e que depois se determinasse os teores de humidade em vários locais e em várias profundidades entre a profundidade de aplicação do traçador e a profundidade a que ele se encontra na altura da quantificação da recarga. Uma das dificuldades que este método apresenta é na determinação da retenção específica.

4.5. Variação do armazenamento da zona saturada (ΔA_b)

Quando a água que escoar pela zona vadosa atinge a zona saturada, o efeito desta chegada vai ser uma subida do nível freático. O modelo da variação do armazenamento da zona saturada baseia-se neste facto. A forma de determinar essa variação foi abordada na secção 3.14. Esta variação expressa-se pela Eq. 111.

A Fig. 37 reproduz a configuração hidrogeológica que está na base das simplificações que permitem a utilização deste modelo:

- 1) o VC corresponde a um meio hidrogeológico com base impermeável: os termos E_{b2s} e E_{b2e} são nulos;
- 2) não há recarga artificial da zona saturada: H_{be} é nulo;

- 3) no VC considerado não há saída de água subterrânea para a superfície, ou seja o VC não integra uma zona de descarga de águas subterrâneas: o termo D é nulo;
- 4) não há extracções de águas subterrâneas do VC: H_{bs} é nulo;
- 5) os escoamento subterrâneos de entrada (E_{be}) e de saída (E_{bs}) são nulos ou desprezáveis em relação à variação do armazenamento, ou a diferença ($E_{bs} - E_{be}$) é nula.

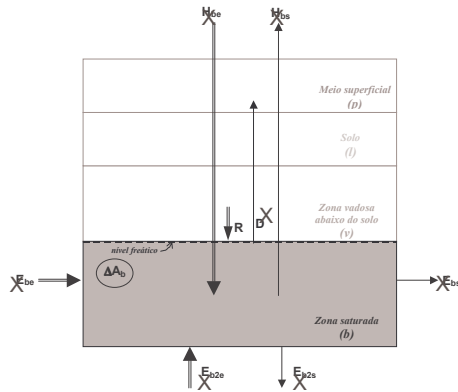


Fig. 37 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial, (4) escoamento subterrâneo lateral de entrada e de saída

O método consiste em detectar a variação positiva do armazenamento da zona saturada (ΔA_{b+}) em intervalos de tempo curtos. Com estes períodos de tempo curtos (período diário) pretende-se que a diferença entre o escoamento subterrâneo de saída e o de entrada possa ser desprezável. Considerando todas as subidas de nível possíveis, Δh_+ , multiplicadas pela porosidade eficaz, ne , obtém-se o volume de recarga:

$$R = \Delta A_{b+} = ne \cdot \Delta h_+ = ne \cdot (h_{final} - h_{inicial})_+ \quad \text{Eq. 137}$$

Sendo um método de fácil aplicação, os seus resultados estão sujeitos a erros que podem ser importantes, porque:

- a estimativa da porosidade eficaz pode introduzir um erro muito grande;
- pode existir escoamento subterrâneo de saída (mesmo em pequena quantidade);
- é difícil saber se uma subida do nível freático se deve a recarga por escoamento subterrâneo lateral ou a recarga vertical (p.ex., Oliveira e Lobo Ferreira, 1994, mostram uma simulação por modelo numérico em que um episódio de recarga vertical que ocorre a uma certa distância do local em análise induz a subida do nível sem que aí tenha havido recarga vertical).

Esta abordagem é em princípio utilizável em qualquer situação hidrogeológica. Se se pretende ter uma relação causa-efeito (precipitação-recarga) mais perceptível, o método aplica-se fundamentalmente em áreas de tempo de percurso rápidos através da zona vadosa. Estão nestas condições as zonas cársicas ou muito fracturadas.

4.6. Escoamento subterrâneo (E_b)

Considere-se o VC abaixo da fronteira onde se define a recarga e a seguinte configuração hidrogeológica (Fig. 38):

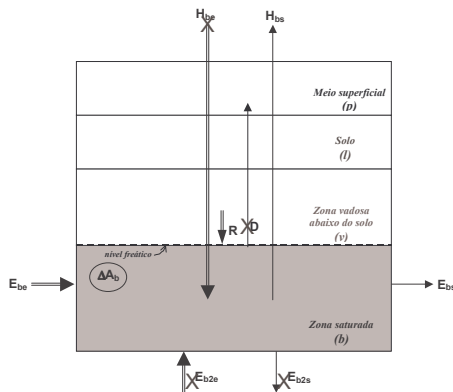


Fig. 38 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial, (4) variação do armazenamento da zona saturada

- 1) o VC corresponde a um meio hidrogeológico com base impermeável: os termos E_{b2s} e E_{b2e} são nulos;
- 2) não há recarga artificial da zona saturada: H_{be} é nulo;
- 3) no VC não há saída de água subterrânea para a superfície, ou seja o VC não integra uma zona de descarga de águas subterrâneas: o termo D é nulo;
- 4) não há extracções de águas subterrâneas do VC: H_{bs} é nulo;
- 5) o armazenamento de água na zona saturada é aproximadamente constante entre o final e o início do intervalo de tempo considerado, de tal forma que ΔA_b é nula ou desprezável relativamente aos outros factores. Esta situação corresponde a uma posição semelhante do nível piezométrico no final e no início do período de tempo considerado (por exemplo no final de um ano hidrológico);

Nestes casos, a recarga é dada pela diferença entre os escoamentos subterrâneos de entrada e de saída:

$$R = E_{bs} - E_{be} \quad \text{Eq. 138}$$

sendo E_{bs} e E_{be} dados pelas Eq. 115 e Eq. 116.

Se se considerar uma configuração hidrogeológica simples, em que para além das simplificações apresentadas, se pode considerar que a entrada de escoamento subterrâneo no VC é muito pequena ou nula, o que acontece quando o VC na zona montante de escoamento subterrâneo é impermeável, ou o VC é paralelo à direcção de escoamento subterrâneo (Fig. 39). Nesta situação o termo E_{be} é nulo, e a recarga de acordo com a Eq. 138 vem dada por

$$R = E_{bs} \quad \text{Eq. 139}$$

ou seja, a recarga é igual ao escoamento subterrâneo de saída.

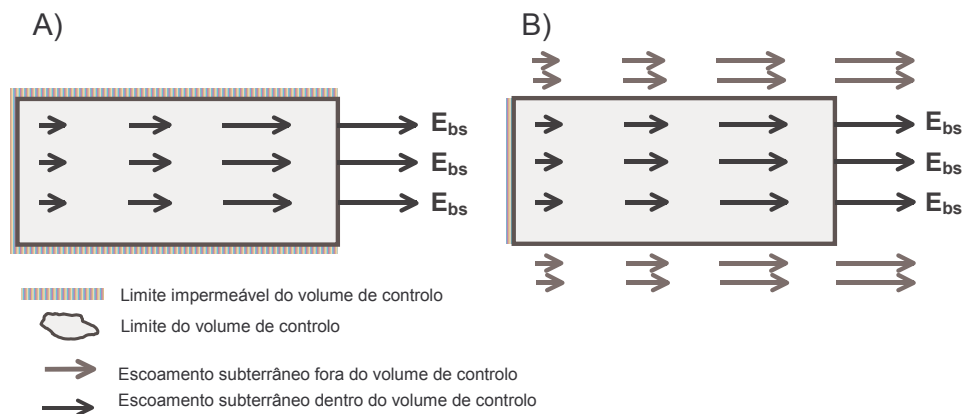


Fig. 39 – Inexistência de escoamento subterrâneo de entrada: A) devido a limite impermeável; B) devido a limite impermeável e escoamento subterrâneo paralelo à direcção de escoamento

Considere-se ainda que o meio é homogêneo, o escoamento subterrâneo se faz aproximadamente numa só direcção e o potencial hidráulico, para um tempo fixo, é constante ao longo de toda a área de saída. Nesta situação não é necessário decompor o espaço, K é constante e o escoamento subterrâneo de saída (Eq. 115) simplifica-se para:

$$\text{se } \frac{\Delta h_t}{\Delta s} < 0 \Rightarrow E_{bs} = \sum_{t=1}^m Q_t \cdot \Delta t_t = -K \sum_{t=1}^m A_t \cdot \frac{\Delta h_t}{\Delta s} \cdot \Delta t_t \quad \text{Eq. 140}$$

Se se tiver uma secção de medição onde se possa considerar um gradiente hidráulico médio ao longo de um determinado período de tempo, a recarga poderá ser estimada pela seguinte expressão:

$$R = E_{bs} = Q \cdot \Delta t = -K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{\Delta s} \cdot \Delta t \quad \text{Eq. 141}$$

4.7. Descarga (D)

Considere-se a seguinte configuração hidrogeológica (Fig. 40):

- 1) o VC corresponde a um meio hidrogeológico com base impermeável: os termos E_{b2s} e E_{b2e} são nulos;
- 2) não há recarga artificial da zona saturada: H_{be} é nulo;

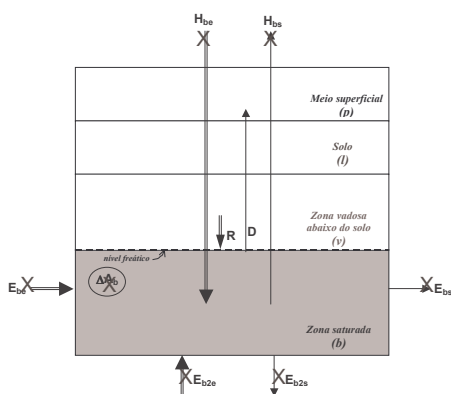


Fig. 40 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) diferença entre o escoamento subterrâneo de entrada e de saída, (4) variação do armazenamento da zona saturada

- 3) a entrada de escoamento subterrâneo no VC é muito pequena ou nula, o que acontece quando os limites horizontais do VC coincidem com os locais de divergência das direcções de escoamento subterrâneo (Fig. 41): o termo E_{be} é nulo;
- 4) a saída de escoamento subterrâneo pelos limites (verticais) do VC é muito pequena ou nula, o que acontece quando dentro do VC o escoamento subterrâneo descarrega para os cursos de água que nele ocorrem (Fig. 41): o termo E_{bs} é nulo;
- 5) não há extracções de águas subterrâneas do VC: H_{bs} é nulo;
- 6) o armazenamento de água na zona saturada é aproximadamente constante entre o final e o início do intervalo de tempo considerado, de tal forma que ΔA_b é nula ou desprezável relativamente aos outros processos. Esta situação corresponde a uma posição semelhante do nível piezométrico no final e no início do período de tempo considerado (por exemplo no final de um ano hidrológico);

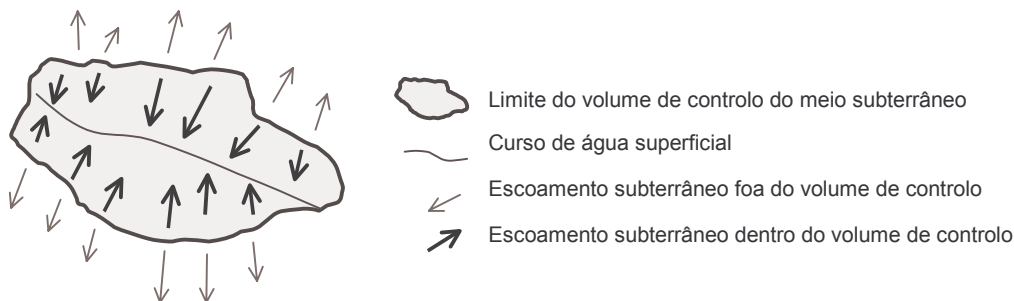


Fig. 41 – Coincidência entre o limite do volume de controle e os locais de divergência do escoamento subterrâneo

Nos casos em que é possível fazer as simplificações apresentadas na secção anterior, a recarga vem dada por

$$R = D \quad \text{Eq. 142}$$

onde D representa a descarga da zona saturada, ou seja, todas as saídas do sistema hidrogeológico para a superfície, podendo ser calculada de acordo com a secção 3.16.

4.8. Escoamento subterrâneo (E_b) e variação do armazenamento (ΔA_b)

Esta situação é semelhante à apresentada na secção 4.6, mas como os níveis piezométricos inicial e final não são iguais, considera-se também o termo ΔA_b . Considere-se o VC abaixo da fronteira onde se define a recarga e a seguinte configuração hidrogeológica (Fig. 42):

- 1) o VC corresponde a um meio hidrogeológico com base impermeável: os termos E_{b2s} e E_{b2e} são nulos;
- 2) não há recarga artificial da zona saturada: H_{be} é nulo;
- 3) no VC não há saída de água subterrânea para a superfície, ou seja o VC não integra uma zona de descarga de águas subterrâneas: o termo D é nulo;

- 4) não há extracções de águas subterrâneas do VC: H_{bs} é nulo;
- 5) o nível piezométrico encontra-se sempre abaixo da base do *solo*, pelo que não há possibilidade de haver evapotranspiração a partir da zona saturada.

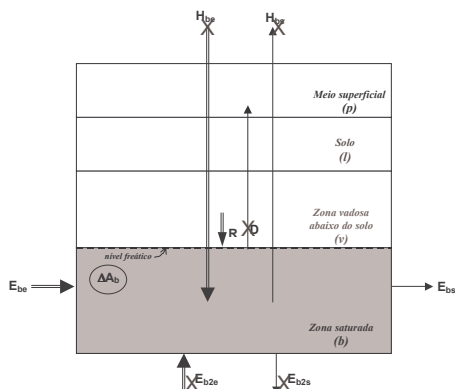


Fig. 42 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial

Nestes casos, a recarga é dada pela diferença entre os escoamentos subterrâneos de entrada e de saída e pela variação do armazenamento da zona saturada:

$$R = E_{bs} - E_{be} + \Delta A_b \quad \text{Eq. 143}$$

sendo E_{bs} e E_{be} dados pelas Eq. 115 e Eq. 116 e ΔA_b dado por:

$$\Delta A_b = ne \cdot \Delta h = ne \cdot (h_{final} - h_{inicial}) \quad \text{Eq. 144}$$

onde ne é a porosidade eficaz e h_{final} e $h_{inicial}$ são os níveis piezométricos final e inicial.

4.9. Descarga (D) e variação do armazenamento (ΔA_b)

Esta situação é semelhante à apresentada na secção 4.7, mas como os níveis piezométricos inicial e final não são iguais, considera-se também o termo ΔA_b . Considere-se o VC abaixo da fronteira onde se define a recarga e a seguinte configuração hidrogeológica (Fig. 42):

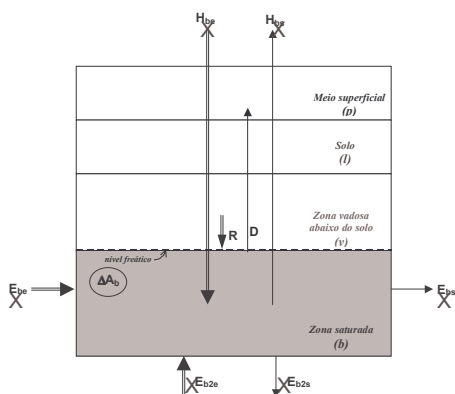


Fig. 43 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) extracções, (2) recarga artificial, (3) escoamento subterrâneo lateral de entrada e de saída

- 1) no VC não há entrada ou saída de água por escoamento subterrâneo lateral ou vertical: os termos E_{bs} , E_{be} , E_{b2s} e E_{b2e} são nulos;
- 2) não há recarga artificial da zona saturada: H_{be} é nulo;
- 3) não há extracções de águas subterrâneas do VC: H_{bs} é nulo;

- 4) o nível piezométrico encontra-se sempre abaixo da base do *solo*, pelo que não há possibilidade de haver evapotranspiração a partir da zona saturada.

Nestes casos, a recarga é dada pela descarga de água subterrânea para a superfície e pela variação do armazenamento da zona saturada:

$$R = D + \Delta A_b \quad \text{Eq. 145}$$

sendo D calculado de acordo com a secção 3.16 e ΔA_b dado pela Eq. 144.

4.10. Considerando os factores humanos

Os factores humanos referem-se essencialmente à recarga artificial (onde se inclui a água de rega) e às extracções de água. A forma de fazer a sua determinação foi referida na secção 3.17. A sua inclusão consiste em considerar os volumes de água utilizados, no período em análise, em cada uma das secções do volume de controlo. Ou seja, nos casos apresentados ao longo deste Capítulo 4, em vez de se desprezarem as extracções ou a recarga artificial, devem-se considerar os seus valores.

4.11. Considerando que a base da zona saturada é permeável

No caso de haver escoamento através da base do meio saturado é necessário tomar em atenção os termos E_{b2s} e E_{b2e} que retiram (E_{b2s}) ou adicionam (E_{b2e}) água ao volume de controlo.

A existência do termo E_{b2s} faz com que a recarga obtida por qualquer um dos métodos apresentados anteriormente esteja calculada por defeito, devendo ser acrescida desse valor.

A existência do termo E_{b2e} tem o efeito contrário, levando ao cálculo da recarga por excesso, devendo por isso ser deduzido do valor de recarga calculado pelos métodos apresentados anteriormente.

Uma das formas encontradas para o cálculo do escoamento subterrâneo vertical foi apresentada na secção 3.15.2.

4.12. Em aquíferos (semi-)confinados

Considerando um sub-volume de controlo que coincide com parte de um *aquífero* (semi-)confinado e cuja fronteira superior é a base de uma camada de condutividade hidráulica vertical baixa, as entradas de água naturais possíveis são o escoamento subterrâneo vertical e/ou o escoamento subterrâneo lateral de entrada. Este escoamento subterrâneo lateral de entrada corresponde à água infiltrada em locais fora do VC, quer onde o *aquífero* em questão seja livre, quer, também, por escoamento vertical através de camada(s) confinante(s).

Nesta situação não se pode utilizar o termo recarga, tal como definido na secção 1.2, podendo utilizar-se o termo **drenância** para designar o escoamento subterrâneo vertical de entrada de água. A

determinação da drenância corresponde à determinação do termo E_{b2s} do VC referido nas secções anteriores e que se situa acima do sub-volume de controlo agora considerado.

Por isso, para se determinar a drenância de um *aquífero* (semi-)confinado pode-se aplicar a lei de Darcy, considerando os potenciais hidráulicos do meio saturado livre e do meio saturado (semi-)confinado e a condutividade hidráulica do meio confinante, procedimento que foi descrito na secção 3.15.2. Esta é a forma como os modelos de escoamento calculam a drenância entre um *aquífero* superior, livre, e um *aquífero* inferior, confinado.

4.13. Outras situações

Esta secção serve para alertar para a existência de muitos outros métodos ou modelos de cálculo da recarga, todos eles baseadas nas Eq. 14 e Eq. 15. Qualquer combinação de parâmetros destas equações pode caracterizar uma configuração hidrogeológica específica. Na secção 10.5.4, apresentar-se-á um caso em que se estima a recarga utilizando o modelo que considera o escoamento subterrâneo e a variação do armazenamento da zona saturada (secção 4.8), as extracções por parte do homem (como referidas na secção 4.10) e ainda a evapotranspiração a partir da zona saturada, para contemplar a situação em que o nível freático está dentro do *solo* (este processo será desenvolvido na secção 6.4.8). A equação que permite o cálculo da recarga nesta situação é (ver secção 10.5.4):

$$R = E_{bs} + H_{bs} + \Delta A_b - E_{be} + ETR_b \quad \text{Eq. 146}$$

5. Modelos para a determinação da recarga baseados no balanço de massa de soluto

5.1. Apresentação

Neste Capítulo são apresentados dois modelos e referidos os métodos de cálculo de recarga utilizando o balanço de massa de solutos:

- a partir do balanço da massa de soluto conservativo acima da zona saturada;
- a partir da descarga e do escoamento superficial de um soluto conservativo.

São referidos alguns aspectos gerais relativamente às características dos solutos utilizáveis para a aplicação destes métodos.

5.2. Introdução

Os modelos baseados no balanço de massa de um determinado soluto exigem o conhecimento de algumas parcelas do balanço hídrico e, fundamentalmente, requerem a determinação das concentrações nas águas do(s) soluto(s) utilizado(s) no(s) balanço(s) de massa.

Na dinâmica dos solutos dentro do volume de controlo há que considerar dois aspectos importantes que podem fazer variar a sua concentração na água de circulação:

- remoção/acréscimo de solutos dentro dos compartimentos em que se divide o volume de controlo (termo ΔM_c da Eq. 1);
- enriquecimento/manutenção da concentração do soluto dentro do volume de controlo por evaporação ou evapotranspiração (situação englobada no termo ΔM_A da Eq. 1).

Entre os factores que podem remover solutos na água do *solo* incluem-se os seguintes: (1) remoção pelas raízes das plantas, (2) precipitação mineral, (3) adsorção, e (4) decaimento, no caso de elementos radioactivos;

Os factores que podem levar ao aumento dos solutos na água do *solo* são: (1) decaimento de material de plantas mortas, (2) dissolução mineral, (3) desabsorção, ou (4) decaimento de elementos radioactivos.

Dependendo do soluto, ele pode ser evapo(transpi)rado com a água de evaporação, ou pode manter-se na água que permanece dentro do volume de controlo.

Por soluto **conservativo** entende-se aquele que não é evapo(transpi)rado, pelo que se concentra na água de infiltração profunda e posteriormente de recarga. Os solutos conservativos normalmente utilizados como traçadores em estudos de águas subterrâneas são: cloro, bromo, carbono 13, carbono 14, cloro 36, crómio 51, cobalto 58, cobalto 60, iodo 131 (Lerner *et al.*, 1990).

Por soluto **não conservativo** entenda-se aquele que é evapo(transpi)rado. Exemplos destes elementos, normalmente utilizados em estudos hidrogeológicos, são os isótopos do hidrogénio (deutério e trítio) e do oxigénio (oxigénio 18) (Lerner *et al.*, 1990).

Na bibliografia, existem muitos métodos para a estimativa da recarga baseados no balanço de massa. Uma vez que estes métodos de balanço de massa não vão ser utilizados no desenvolvimento desta Tese, só se faz referência a dois deles, um por ser geralmente aplicado em Portugal, o outro por parecer ser promissor para investigações futuras. Para consultar outros métodos veja-se p.ex. Lerner *et al.* (1990).

5.3. Determinação da recarga a partir do balanço da massa de soluto conservativo acima da zona saturada

5.3.1. Simplificações

Considere-se a seguinte configuração hidrogeológica (Fig. 44):

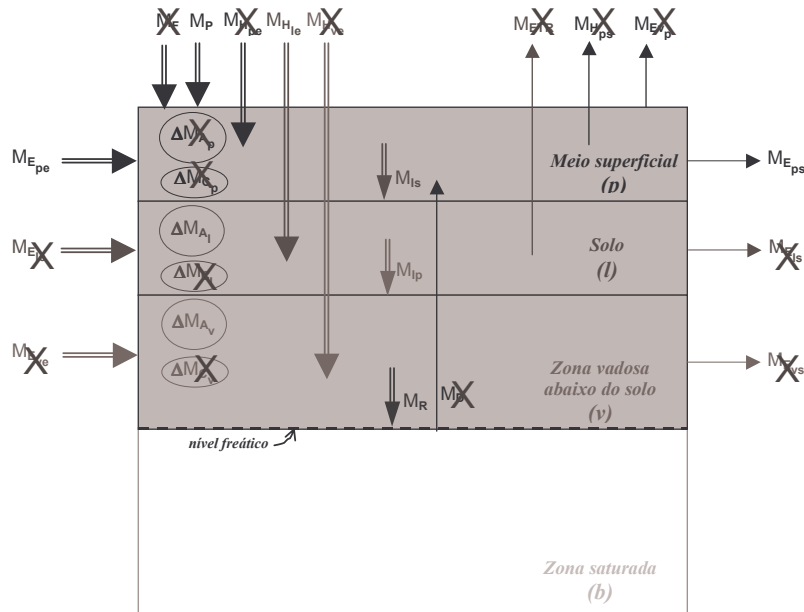


Fig. 44 – Configuração hidrogeológica de balanço de um soluto conservativo onde na zona vadosa o escoamento é vertical, o nível freático encontra-se sempre abaixo da superfície e nunca sujeito a evapotranspiração; no volume de controlo não existe ou pode-se desprezar: (1) deposição seca, (2) extracções de água superficial, (3) armazenamento de água superficial, (4) recarga artificial da zona vadosa, ou importação de água para o meio superficial, (5) ganhos ou perdas de soluto por interacção com o meio sólido ou por transformação do soluto.

A Eq. 23 representa o balanço de massa acima da fronteira onde se define a recarga. Podem-se considerar as seguintes simplificações:

- 1) o soluto é conservativo, logo por definição não é evapotranspirado $C_{ETR} = 0 \Rightarrow M_{ETR} = 0$; esta simplificação implica que a água que passa abaixo da zona de evapotranspiração apresente maior concentração nesse soluto; pelo mesmo motivo, M_{Ev_p} é nulo;
- 2) não há deposição seca: M_F é nulo;
- 3) o escoamento processa-se na vertical até atingir a zona saturada (e são desprezáveis os processos de difusão na zona vadosa): $M_{E_{le}}, M_{E_{ve}}, M_{E_{ls}}, M_{E_{vs}}$ são nulos;
- 4) não há entradas de águas superficiais originadas pelo homem (transvases artificiais de fora do volume de controlo): $M_{H_{pe}}$ é nulo;
- 5) não há recarga artificial da zona vadosa abaixo do solo: $M_{H_{ve}}$ é nulo;
- 6) no volume de controlo em análise não há descarga de águas subterrâneas para o meio hídrico superficial, o que significa que a zona saturada está sempre abaixo da superfície do terreno: M_D é nulo;

- 7) não há evapotranspiração a partir da zona saturada, o que significa que a zona saturada está sempre abaixo do limite inferior do *solo*;
- 8) não há extracções de águas superficiais pelo homem: $M_{H_{ps}}$ é nulo;
- 9) não existem corpos hídricos superficiais ou não há variação do seu armazenamento: $\Delta M_{A_{p_{st}}}$ é nulo;
- 10) não há variação de soluto armazenado na vegetação: $\Delta M_{A_{p_{cv}}}$ é nulo; considera-se que há um equilíbrio entre a quantidade de substância retida nas plantas por interceptação e a quantidade que se deposita no *solo* por deposição seca com origem nessas plantas
- 11) o soluto não reage com o meio envolvente nem se decompõe ou se transforma: ΔM_{c_p} , ΔM_{c_l} e ΔM_{c_v} são nulos;

Nos casos em que é possível fazer as simplificações apresentadas, a recarga vem dada por

$$R \cdot C_R = M_P + M_{E_{pe}} + M_{H_{le}} - M_{E_{ps}} - \Delta M_{A_l} - \Delta M_{A_v} \quad \text{Eq. 147}$$

Esta expressão implica que para o intervalo de tempo considerado, se conheça as variações de armazenamento de soluto no *solo* e na zona vadosa, o que implica a amostragem de água nestas zonas, periodicamente dentro do intervalo de tempo considerado e a diversas profundidades, para determinação da concentração do soluto, e ainda a respectiva determinação do teor de humidade. Estas determinações são muito dispendiosas e este procedimento é pouco prático.

Se por outro lado, se tiver um intervalo de tempo grande, e com isso se puder considerar que a variação do armazenamento do soluto é muito pequena ou nula entre o fim e o início desse intervalo, relativamente à massa de soluto presente na água de recarga (ou seja, $R \cdot C_R \gg |\Delta M_{A_l} + \Delta M_{A_v}|$), então pode-se desprezar os termos ΔM_{A_l} e ΔM_{A_v} :

$$R \cdot C_R = M_P + M_{E_{pe}} + M_{H_{le}} - M_{E_{ps}} \quad \text{Eq. 148}$$

Esta situação acaba por ser provável se se considerar como início e fim do intervalo de tempo considerado os finais dos anos hidrológicos, onde se possa assumir que os perfis de humidade no *solo* e na zona vadosa são aproximadamente os mesmos, no início e no fim e, para além disso, onde se possa assumir que os perfis das concentrações de solutos se apresentem também aproximadamente iguais no início e no fim do intervalo de tempo.

5.3.2. Determinação dos parâmetros da equação

5.3.2.1 Considerações gerais

Para a aplicação deste modelo, assume-se que as concentrações de entrada de soluto pela água da precipitação são aproximadamente constantes de ano para ano, de forma a que se possa

assumir que a água que atinge actualmente a zona saturada resulte de um processo de entrada de água à superfície semelhante ao actual.

Dado que este modelo necessita da consideração de intervalos de tempo grandes durante os quais ocorrem vários períodos de recarga e onde os perfis de humidade e de concentrações sejam aproximadamente constantes entre o final e o início do intervalo em análise, os valores de recarga obtidos por este método são valores médios, para o intervalo analisado, não sendo possível determinar a recarga por episódio.

Os valores de precipitação, recarga e de concentração de soluto devem também ser determinados espacialmente para se poder ter uma melhor estimativa dos valores de entrada e saída do volume de controlo. Em princípio, a variação da concentração do soluto na água de precipitação em função do espaço pode não ser grande. Já a variação da concentração do soluto nas águas subterrâneas em função do espaço poderá ser maior (dentro do mesmo volume de controlo) e tal dever-se-á à diferente taxa de recarga (que está dependente por exemplo da evapotranspiração do meio, e conseqüentemente da sua ocupação vegetal).

5.3.2.2 Determinação da concentração de soluto na água de recarga

A concentração de soluto na água de recarga pode ser determinada fazendo a amostragem de águas subterrâneas no topo da zona saturada, na perspectiva de se poder determinar a concentração de soluto que existe na água que chega ao *aquífero*. Com este objectivo, para se fazer esta amostragem, podem-se utilizar furos (de pequeno diâmetro) que intersectem apenas o topo da zona saturada, devendo-se ter sempre em atenção que não podem ser recarregados directamente pela água de precipitação a partir da superfície, nem permitir a evaporação da água neles contida.

Eventualmente, no caso da zona saturada não se encontrar a uma profundidade grande, e se as condições o permitirem, pode-se utilizar um trado para abrir um acesso à água subterrânea.

Os poços (de largo diâmetro) só poderão ser amostrados no caso de estarem tapados, para evitar entrada ou saída directa de água (por precipitação ou evaporação). Caso contrário, só deverão ser amostrados se for possível bombear a água que se encontra dentro do poço previamente.

Não se deve utilizar águas subterrâneas de furos mais profundos pois estas águas poderão ter sofrido efeitos de enriquecimento ou perda do soluto em análise, devido a um tempo de permanência maior no meio saturado. No caso destes efeitos poderem ser nulos, então também é possível a determinação de soluto em furos mais profundos.

O valor de concentração de soluto na água subterrânea deve ser determinado várias vezes por ano, a não ser que se verifique que haja uma constância destes valores ao longo do tempo. O valor final a considerar será:

$$C_R = \frac{\sum_{i=1}^n \{t_{(i)} \cdot C_{R(i)}\}}{\sum_{i=1}^n t_{(i)}} \quad \text{Eq. 149}$$

sendo $i = 1$ até n os períodos de tempo com amostragem, e $t_{(i)}$ a duração do período de tempo i .

É preciso ter em atenção que os valores determinados por amostragem nas condições referidas já são valores médios no tempo e no espaço, uma vez que se amostra uma certa espessura da zona saturada e esta contém água subterrânea infiltrada anteriormente em locais próximos e que entretanto já escoou subterraneamente até ao local do furo (Fig. 45).

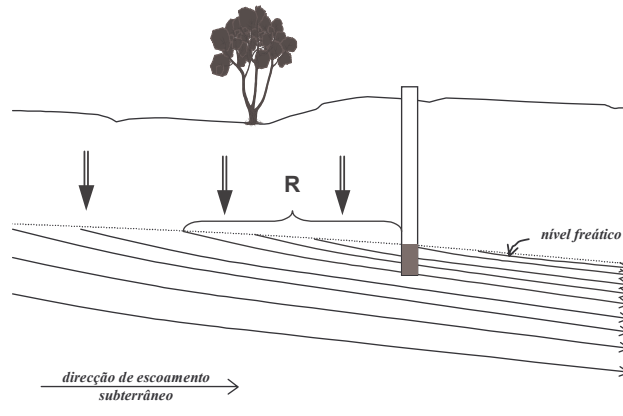


Fig. 45 – Linhas de fluxo subterrâneo mostrando a área de recarga cujo escoamento subterrâneo é detectado pelo furo

5.3.2.3 Determinação da massa de soluto na água de precipitação

A resolução da Eq. 148 obriga ao conhecimento da quantidade de precipitação útil durante o intervalo de tempo considerado e do respectivo teor de soluto. Devem-se fazer algumas determinações periódicas da concentração do soluto durante o intervalo de tempo em análise. Conhecendo a precipitação útil que ocorre dentro do volume de controlo e as concentrações de soluto, pode-se estimar a massa de soluto que entra no volume de controlo, fazendo:

$$M_P = \sum_{i=1}^n \{P_{(i)} \cdot C_{P(i)} \cdot t_i\} \quad \text{Eq. 150}$$

sendo o somatório relativo ao intervalo de tempo considerado, dividido em $i = 1$ até n períodos de tempo de duração $t_{(i)}$ e $P_{(i)}$ a precipitação útil acumulada no período i . Esse período pode ser o dia, o mês ou qualquer outro período que se considere. O valor de concentração de soluto relativo ao período i ($C_{P(i)}$) pode ser o valor de concentração de soluto determinado no período de tempo mais próximo.

5.3.2.4 Determinação da massa de soluto na água de escoamento superficial

De acordo com a simplificação 6) de inexistência de descarga de águas subterrâneas para o meio hídrico superficial, a água do escoamento superficial é composta apenas por água de escoamento directo. Neste sentido, perspectiva-se que a água do escoamento directo tenha uma concentração de soluto muito próxima da da precipitação pelo que se poderá assumir:

$$C_{E_{pe}^{(i)}} = C_{E_{ps}^{(i)}} = C_{P^{(i)}} \quad \text{Eq. 151}$$

calculando-se a massa de soluto que entra ou sai por escoamento directo mediante as expressões:

$$M_{E_{pe}} = \sum_{i=1}^n \{E_{pe^{(i)}} \cdot C_{P^{(i)}} \cdot t_{(i)}\} \quad \text{Eq. 152}$$

$$M_{E_{ps}} = \sum_{i=1}^n \{E_{ps^{(i)}} \cdot C_{P^{(i)}} \cdot t_{(i)}\} \quad \text{Eq. 153}$$

Nestes casos é necessário determinar os volumes de escoamento superficial (igual ao escoamento directo) (ver secção 3.7).

Nalgumas situações pode acontecer que o escoamento directo seja muito pequeno, ou mesmo nulo, como seja o caso de áreas planas e/ou de precipitação baixa. Nesta situação a Eq. 148 simplifica-se muito como se verá na secção 5.3.3.

5.3.2.5 Determinação da massa de soluto na água de rega

Nesta situação é necessário conhecer o volume de água de rega aplicado durante o intervalo de tempo em análise e a respectiva concentração de soluto ao longo do tempo. A massa de soluto total pode ser dada por:

$$M_{H_{le}} = \sum_{i=1}^n \{H_{le^{(i)}} \cdot C_{H_{le}^{(i)}} \cdot t_{(i)}\} \quad \text{Eq. 154}$$

onde $i = 1$ até n são os períodos para os quais se quantifica o volume de água de rega e $C_{H_{le}^{(i)}}$ é a concentração de soluto nessa água determinada para o período i , de duração $t_{(i)}$.

Se se utiliza água subterrânea para a rega, a concentração de soluto é a da água subterrânea. No caso da água subterrânea não ter sofrido efeitos de enriquecimento ou perda do soluto em análise, ou no caso de se utilizar águas subterrâneas com origem em captações pouco profundas (que capturem apenas o topo da zona saturada) a concentração de soluto é a mesma que a da água de recarga:

$$C_{H_{le}^{(i)}} = C_{R^{(i)}} \quad \text{Eq. 155}$$

5.3.3. Caso particular da variação do escoamento superficial ser nula ou desprezável

Em áreas relativamente planas ou onde não ocorrem episódios de precipitação muito fortes ou o solo é muito permeável, a capacidade de infiltração superficial é superior à precipitação. Neste caso, o escoamento superficial de entrada e de saída de um volume de controlo aí localizado é nulo ou desprezável. Assim, além das simplificações apresentadas em 5.3.1 acrescentam-se outras duas que consideram que o escoamento superficial de entrada e de saída é nulo ($E_{pe} = 0 \Rightarrow M_{E_{pe}} = 0$, $E_{ps} = 0 \Rightarrow M_{E_{ps}} = 0$).

Nesta situação a Eq. 148 passa a:

$$R \cdot C_R = M_P + M_{H_{le}} \quad \text{Eq. 156}$$

Se dentro do volume de controlo não houver rega, e se fizer $M_P = P \cdot C_P$, onde C_P representa a média ponderada pelo volume da precipitação obtém-se:

$$R = \frac{C_P}{C_R} \cdot P \quad \text{Eq. 157}$$

Esta equação tem sido aplicada em muitos casos de estudo em Portugal para a estimativa da recarga, utilizando o ião cloreto (Almeida, 1985; Marques da Silva, 1990; Velho, 1989; Cupeto, 1991; Vieira da Silva, 1991; Monteiro, 1993; Lima, 1994; Afonso, 1997; Candeias, 1997; Pereira, 1999; Monteiro, 2001; Paralta, 2001).

5.4. Determinação da recarga a partir do escoamento superficial de um soluto conservativo

5.4.1. Simplificações

De acordo com a secção 4.7, numa situação em que o volume de controlo (VC) corresponde a um meio hidrogeológico com base impermeável, não há recarga artificial da zona saturada, os limites horizontais do VC coincidem com os locais de divergência das direcções de escoamento subterrâneo, a saída de escoamento subterrâneo faz-se para os cursos de água que nele ocorrem, não há extracções de águas subterrâneas do VC e o intervalo de tempo considerado é grande, a descarga corresponde à recarga do meio.

$$R = D \quad \text{Eq. 142}$$

Considere-se agora a configuração hidrogeológica da Fig. 46, que representa o balanço de massa na camada representada pelo meio hídrico superficial (Eq. 19), onde é possível fazer as seguintes simplificações:

- 1) o soluto é conservativo, logo por definição não é evaporado: $M_{Ev_p} = 0$
- 2) não há deposição seca: M_F é nulo;
- 3) a fronteira do VC coincide com o limite da bacia hidrográfica pelo que não há escoamento superficial de entrada: $M_{E_{pe}}$ é nulo;
- 4) não há entradas de águas superficiais originadas pelo homem (transvases artificiais de fora do volume de controlo): $M_{H_{pe}}$ é nulo;
- 5) não há extracções de águas superficiais pelo homem: $M_{H_{ps}}$ é nulo;
- 6) não existem formas de armazenamento superficial ou não há variação do seu armazenamento: $\Delta M_{A_{pst}}$ é nulo;

- 7) não há variação de soluto armazenado na vegetação: $\Delta M_{A_{p_{cv}}}$ é nulo; considera-se que há um equilíbrio entre a quantidade de substância retida nas plantas por interceptação e a quantidade que se deposita no *solo* por deposição seca com origem nessas plantas
- 8) o soluto não reage com o meio envolvente nem se decompõe ou se transforma: ΔM_{c_p} é nulo.

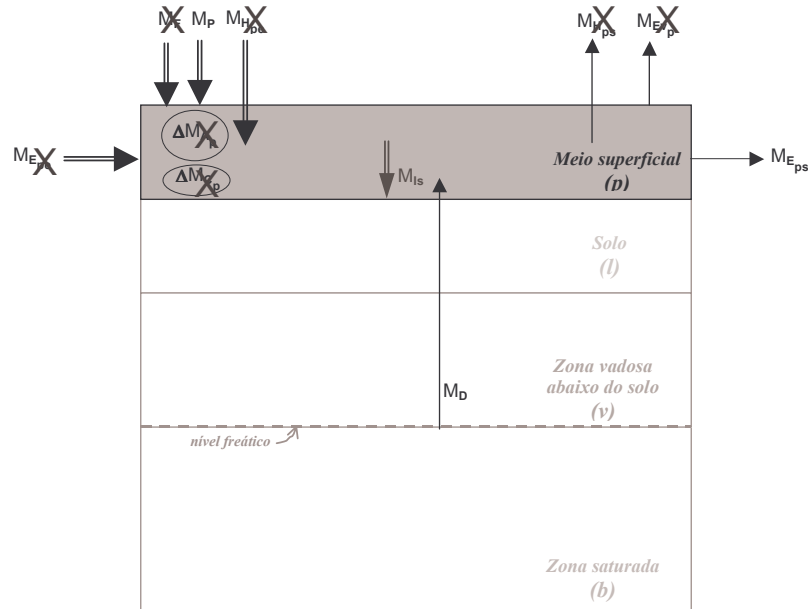


Fig. 46 – Configuração hidrogeológica de balanço de um soluto na camada representativa do meio superficial, onde o volume de controlo coincide com as fronteiras de uma bacia hidrográfica e onde não existe ou pode-se desprezar: (1) deposição seca, (2) extracções de água superficial, (3) armazenamento de água superficial, (4) importação de água para o meio superficial, (5) ganhos ou perdas de soluto no meio superficial

Para as condições apresentadas, a Eq. 19 simplifica-se para:

$$M_{Is} = M_P + M_D - M_{E_{ps}} \quad \text{Eq. 158}$$

Para essas condições, a massa de soluto presente no escoamento directo é dada pela diferença entre a massa de soluto da água de precipitação e a massa de soluto que se infiltra superficialmente ($M_{Ed} = M_P - M_{Is}$), ou seja, a Eq. 158 transforma-se em:

$$M_{E_{ps}} = M_{Ed} + M_D \quad \text{Eq. 159}$$

onde M_D representa a massa de soluto na água de descarga das águas subterrâneas e M_{Ed} representa a massa de soluto dissolvido no escoamento directo. Esta equação é válida sempre que não ocorram precipitações químicas devidas à mistura das águas de escoamento directo e de descarga (Custodio e Llamas, 1976). De acordo com Custodio e Llamas (1976), a mesma equação pode aplicar-se para o total de substâncias dissolvidas em vez de um só ião.

Utilizando a Eq. 8, a equação anterior passa a:

$$C_{E_{ps}} \cdot E_{ps} = C_{Ed} \cdot Ed + C_D \cdot D \quad \text{Eq. 160}$$

ou, resolvendo em ordem à descarga do *aquífero*, e fazendo $Ed = E_{ps} - D$ (de acordo com a Eq. 123):

$$D = E_{ps} \cdot \frac{C_{E_{ps}} - C_{Ed}}{C_D - C_{Ed}} \quad \text{Eq. 161}$$

Esta equação obriga à determinação frequente do escoamento superficial de saída (E_{ps}) e das suas concentrações dos solutos ($C_{E_{ps}}$). As concentrações dos solutos do escoamento directo, C_{Ed} , e da descarga, C_D , são mais constantes ao longo do tempo não obrigando a determinações frequentes.

5.4.2. Determinação dos parâmetros da equação

A determinação de C_D pode ser feita amostrando a água do curso de água aquando da ocorrência de caudais mínimos (na prática após um período de tempo sem ocorrência de precipitação de forma a que o escoamento do curso de água seja escoamento de base). Esta água de descarga do meio hídrico subterrâneo possui uma concentração de soluto que é função dos processos anteriores (recarga mais quaisquer processos que possam ocorrer dentro do meio subterrâneo). Independentemente dos processos que aí ocorreram, o que importa é que a água de descarga transporta uma assinatura própria.

A determinação de C_{Ed} apresenta maiores dificuldades. Normalmente, o seu valor é mais próximo da realidade quando a amostragem se faz num período de maior subida do escoamento superficial, durante ou após uma chuvada. Para o conjunto de simplificações apresentado na secção anterior também poderá ser determinado a partir da água de precipitação.

A aplicação deste método obriga a que seja válida a hipótese de que a concentração do soluto em análise seja aproximadamente constante ao longo do tempo tanto na água do escoamento de base como na do escoamento directo, por forma a que não seja obrigatório que a gota de água que recarrega o *aquífero* seja aquela que descarrega para o curso de água (ou seja, permite que haja um intervalo de tempo grande entre a água que recarrega as águas subterrâneas e a que descarrega para a superfície).

6. Desenvolvimento de métodos para o cálculo da recarga a partir do balanço hídrico sequencial

6.1. Apresentação

Desenvolve-se um conjunto de procedimentos para quantificar alguns dos processos que intervêm nos modelos de balanço hídrico para o cálculo da recarga.

Ao conjunto dos desenvolvimentos dá-se a designação BALSEQ_MOD. Alguns destes desenvolvimentos foram englobados num programa de computador de cálculo do balanço hídrico e foram testados através de aplicações apresentadas no Capítulo 10. Para outros parâmetros desenvolveu-se a forma de fazer o seu cálculo sem contudo ter sido feita a sua implementação num programa de computador.

Em relação à versão de base do programa de computador (BALSEQ), que se descreve também neste Capítulo, integraram-se os seguintes desenvolvimentos:

- forma de calcular a infiltração superficial utilizando informação relacionada com a porosidade do *solo*;
- forma de calcular o escoamento directo permitindo que o número característico de escoamento varie em função do teor de humidade no *solo*;
- forma de calcular a evapotranspiração real utilizando a evapotranspiração de referência e o coeficiente cultural dual, com possibilidade de numa área existirem até dois cobertos vegetais mais o terreno descoberto;
- forma de calcular a quantidade de água armazenada no *solo* e a infiltração profunda considerando a espessura do *solo* e a fracção de terreno descoberto variáveis com o desenvolvimento do coberto vegetal;
- possibilidade de considerar a posição do nível freático dentro ou fora da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração;

Os desenvolvimentos realizados para a caracterização de processos mas que não foram integrados num programa de computador foram:

- forma de calcular a evaporação a partir da superfície das plantas (intercepção);
- forma de calcular a infiltração profunda em dois tipos de meios (arenoso e areno-argiloso), com base nos resultados da modelação do escoamento na zona vadosa.

6.2. Introdução

Existem inúmeros modelos para quantificar o balanço hídrico sequencial, que entram em consideração com muitas variáveis do balanço hídrico, por exemplo o armazenamento de água à superfície ou a redistribuição da humidade na zona vadosa.

A título de exemplo referem-se o modelo OMEGA de Correia (1984), os modelos GSF¹, IHACRES² e LASCAM³ apresentados e comparados em Ye *et al.* (1997), o modelo VISUAL BALAN (Samper *et al.*, 1999), ou o modelo VS2DT do United States Geological Survey (ver secção 6.4.7.2).

Dado o número elevado de modelos, a sua exposição seria exaustiva. Por esse motivo apresentam-se os modelos e os métodos que foram alvo de desenvolvimento total ou parcial por parte do autor e que serão utilizados nos Capítulos seguintes para quantificar a recarga. Pela sua importância como modelo de partida para a realização dos estudos desenvolvidos, descreve-se também o modelo BALSEQ (secção 6.3; Lobo Ferreira, 1981, 1982).

Basicamente, o modelo BALSEQ é constituído por um conjunto de submodelos, relativos, cada submodelo, à quantificação de cada processo considerado no modelo BALSEQ. Além disso, o BALSEQ é também o nome de um programa de computador que usa o modelo BALSEQ.

Da mesma forma, o modelo BALSEQ_MOD é constituído pelo conjunto de submodelos, que se apresentam nas secções seguintes, podendo existir mais do que um submodelo para a quantificação de um mesmo processo (ou seja diferentes opções de cálculo). Esses submodelos resultam do desenvolvimento de novas formas para a caracterização de diversos parâmetros do balanço hídrico e neles se incluem, também, os considerados no modelo BALSEQ. Alguns dos submodelos foram também programados num programa de computador e foram utilizados nas aplicações a casos de estudo, a apresentar no Capítulo 10.

A cada combinação de submodelos que permitem a realização do balanço hídrico sequencial diário dá-se a designação de modelo de balanço hídrico sequencial diário (MBHSD).

O modelo BALSEQ_MOD teve como antecedente o modelo BALSEQ_M, que era também um programa de computador (apresentado em Oliveira *et al.*, 1997a). Esse programa integra um conjunto de quatro opções diferentes para se fazer o balanço hídrico sequencial:

- (1) modelo BALSEQ clássico (secção 6.3);
- (2) modelo que em relação ao anterior considera o número característico de escoamento (NC) variável em função do teor de humidade no solo nos dias anteriores (secção 3.7.2);
- (3) modelo que, em relação aos anteriores, no cálculo do escoamento directo, em vez de considerar o NC , considera um parâmetro que é a quantidade máxima de água do solo

¹ GSF: Generalized Surface Infiltration Baseflow

² IHACRES: Identification of Hydrographs and Components from Rainfall, Evaporation and Streamflow data

³ LASCAM: Large Scale Catchment Model

drenável por acção da gravidade condicionada pela capacidade de infiltração desse solo (*AGNE*);

- (4) modelo que considera, para além do mesmo que o anterior, a quantidade máxima de água que o *aquífero* pode conter acima do nível de drenagem da bacia (*AGAQ*) e a água cedida pela bacia quando o *aquífero* contém essa quantidade máxima de água (E_{sm}).

Para as aplicações desenvolvidas no âmbito desta Tese não se utilizaram os modelos com as opções (3) e (4), que por isso não são apresentadas.

6.3. Modelo de balanço hídrico sequencial diário BALSEQ

6.3.1. Introdução

O modelo BALSEQ é um modelo numérico de balanço hídrico sequencial diário a nível do *solo*, desenvolvido por Lobo Ferreira (1981) para a estimativa da recarga de águas subterrâneas na ilha de Porto Santo.

Desde a sua criação este modelo já foi aplicado em diversas situações: Porto Santo (*cf.* Lobo Ferreira *et al.*, 1981), Faro (*cf.* Lobo Ferreira, 1981b), Rio Maior (*cf.* Lobo Ferreira, 1982), bacia do Rio Ave (*cf.* Delgado Rodrigues, 1987), ilha de S. Miguel (Zona dos Picos) (*cf.* Lobo Ferreira, 1991), Valada, no Vale do Tejo (*cf.* Lobo Ferreira *et al.*, 1992), Península de Setúbal (*cf.* Oliveira *et al.*, 1994); ilha da Madeira (ribeira de S. Vicente, ribeira dos Socorridos, ribeira Brava, ribeira do Machico, Paúl da Serra) (*cf.* Novo *et al.*, 1994), bacia hidrográfica a montante de Ponte de Panasco (ribeira de Nisa), no Alto Alentejo, e bacia hidrográfica a montante de Ponte Velha Capitão (ribeira de Zacarias), em Trás-os-Montes (Oliveira *et al.*, 1997a), sistema aquífero de Monte Gordo e parte oriental do sistema aquífero de S. Bartolomeu (Leitão *et al.*, 2001), formações hidrogeológicas do concelho de Bardez (estado de Goa, Índia) (Chachadi *et al.*, 2001), formações hidrogeológicas de áreas de estudo em Thane e Kakinada (Índia) (Chachadi *et al.*, 2002a,b), formações hidrogeológicas do concelho de Montemor-o-Novo (Oliveira, 2002), sistema aquífero da Mexilhoeira Grande (Oliveira *et al.*, 2004).

A mesma formulação que foi adoptada no modelo BALSEQ foi também adoptada por Cruz (1992) para o cálculo da recarga na ilha de Santa Maria e posteriormente aplicada por Lima (1994) para o cálculo da recarga na região de Braga.

6.3.2. Características do modelo

O modelo BALSEQ modela a seguinte configuração hidrogeológica (Fig. 47):

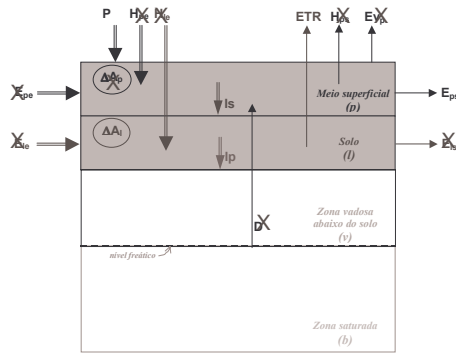


Fig. 47 – Configuração hidrogeológica em que a única entrada de água no volume de controlo é a água de precipitação, o escoamento no solo e na zona vadosa é vertical, não há armazenamento de água à superfície pelo que também não há evaporação de água de superfície, e não há descarga de águas subterrâneas para a superfície

- 1) A única entrada de água no volume de controlo é a água de precipitação ($E_{pe} = 0, E_{le} = 0, H_{pe} = 0, H_{le} = 0$);
- 2) Não há descarga de águas subterrâneas para o meio superficial ($D = 0$);
- 3) O escoamento no solo é vertical, pelo que não há saída lateral do volume de controlo por este meio ($E_{ls} = 0$);
- 4) Não há formas de armazenamento de água superficial pelo que também não há evaporação de água superficial ou ambas são desprezáveis ($\Delta A_p = 0, E_{vp} = 0$);
- 5) Não há extracções de água superficial ($H_{ps} = 0$).

Nas circunstâncias apontadas a infiltração profunda vem dada pela equação:

$$I_p = P - E_{ps} - ETR - \Delta A_l \quad \text{Eq. 162}$$

O modelo BALSEQ clássico requer a introdução da seguinte informação de entrada:

- precipitação diária (P) – secção 3.3;
- evapotranspiração potencial mensal (ETP) – secção 3.9.2;
- número característico do escoamento (NC) – secção 3.7.2;
- quantidade máxima de água disponível no solo que uma planta pode usar para evapotranspirar ($AGUT$);
- humidade do solo no primeiro dia do cálculo ($A_{l\text{ inicio}}$).

A parcela $AGUT$ é função da profundidade (eficaz) das raízes das plantas (rp) e da diferença entre a capacidade de campo (cc) e o ponto de emurchecimento (wp):

$$AGUT = AG_{cc} - AG_{wp} = (cc - wp) \cdot rp \quad \text{Eq. 163}$$

com AG_{cc} e AG_{wp} dados pelas Eq. 70 e Eq. 71. A caracterização destas variáveis é abordada na secção 8.5.

No caso de não haver coberto vegetal e de haver um solo descoberto sujeito a evaporação, em vez de $AGUT$ utiliza-se a quantidade máxima de água armazenável na camada superior do solo que pode ser utilizada para evaporação ($AGUTe$):

$$AGUTe = AG_{cc} - AG_{min} = (cc - 0,5 \cdot wp) \cdot sd \quad \text{Eq. 164}$$

onde sd é a profundidade da camada superior do *solo*, que varia normalmente entre 0,10 m e 0,15 m (de acordo com Allen *et al.*, 1998) e AG_{min} vem dado pela Eq. 72.

6.3.3. Descrição do funcionamento do modelo

O modelo BALSEQ segue a estrutura representada na Fig. 48.

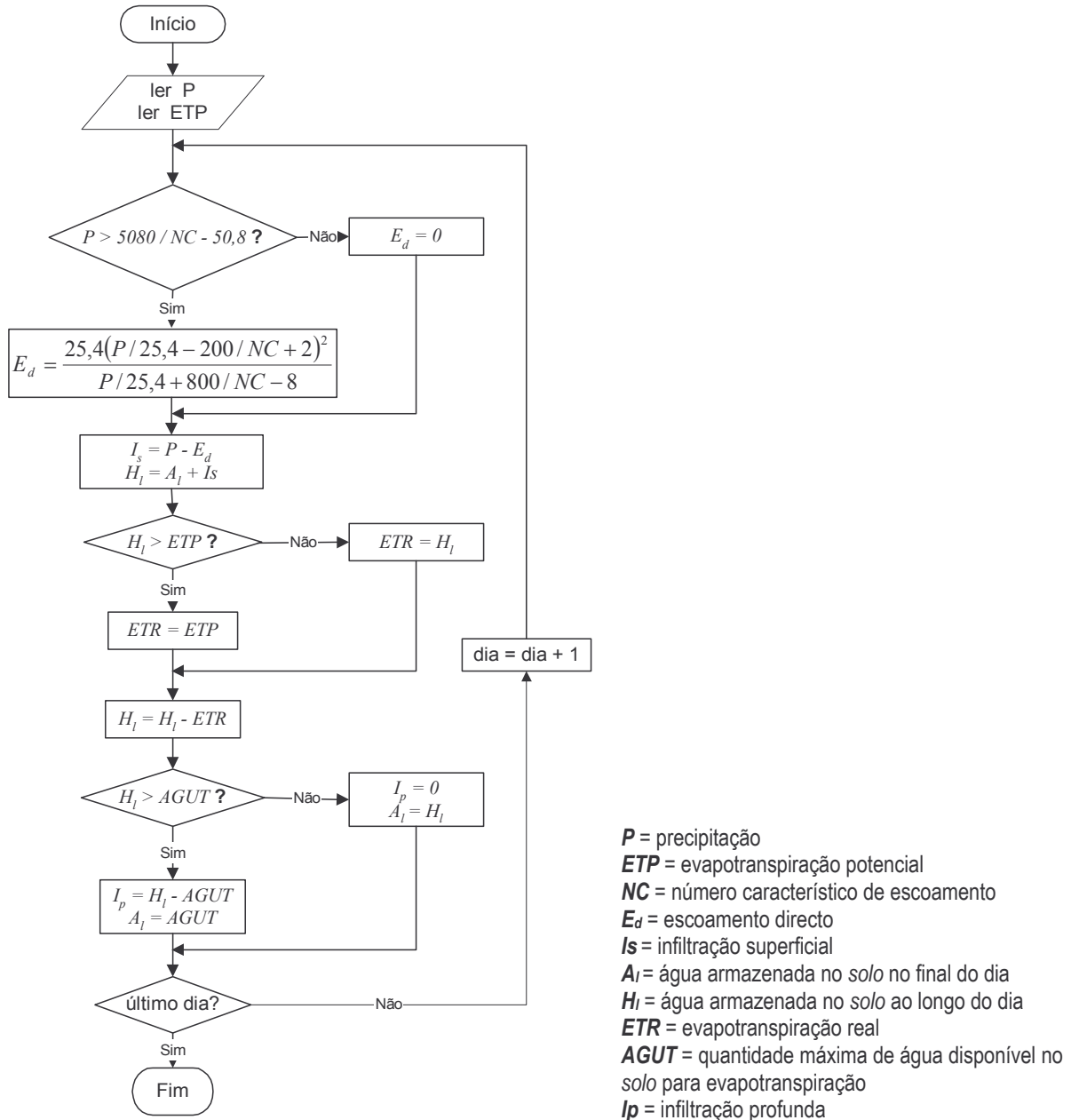


Fig. 48 – Fluxograma de funcionamento do modelo numérico de balanço hídrico sequencial diário BALSEQ

O escoamento directo (Ed) é calculado de acordo com o método apresentado na secção 3.7.2. O programa calcula a precipitação mínima necessária para haver escoamento (P_{min}) - Eq. 66. Se a precipitação que ocorre é superior a P_{min} , calcula o Ed através da Eq. 67 (que depende da precipitação diária e do NC). Se a precipitação que ocorre é inferior a P_{min} , então $Ed = 0$.

A infiltração superficial é calculada pela diferença entre a precipitação e o escoamento directo.

A água de infiltração superficial é adicionada à humidade do *solo*, sendo evapotranspirada em seguida até ao valor máximo da evapotranspiração potencial desse dia. A restante água permanece no *solo*.

A infiltração profunda ocorre sempre que a humidade do *solo* excede o valor inicialmente calculado para a variável *AGUT* (ou *AGUT_e*). O excesso de água constituirá o valor diário da infiltração profunda que se assume igual à recarga da zona saturada.

O programa actualiza diariamente as variáveis do ciclo hidrológico e apresenta em tabelas os seguintes elementos:

- valores mensais e anuais e respectivas médias e desvios padrão da precipitação e evapotranspiração potencial;
- valores mensais e anuais e respectivas médias e desvios padrão do escoamento superficial, evapotranspiração real e infiltração profunda (recarga de *aquíferos*);
- humidade do *solo* no último dia de cada mês;
- dados sobre o escoamento superficial mensal e anual e as respectivas médias e desvios padrão.

6.3.4. Vantagens e limitações

O modelo BALSEQ é aplicável quando o nível freático se encontra abaixo da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração. Caso contrário, dá um valor por defeito quando a zona saturada se encontra no *solo*, e dá um valor por excesso quando se está numa zona de descarga.

O modelo apresenta a vantagem de permitir estimar a infiltração profunda diária a partir de um conjunto de informação original normalmente disponível ou de caracterização mais ou menos fácil.

Sendo um modelo, apresenta as limitações inerentes às correspondentes simplificações. Considerando como válidas as condições de aplicação do modelo (secção 6.3.2), algumas dessas limitações são: utilizar o *NC* constante para calcular o escoamento directo, não considerar a interceptação, considerar que toda a água em excesso em relação ao *AGUT* é infiltração profunda (não considerando o tempo de escoamento no *solo*), considerar o *AGUT* constante. Além disso, o modelo não modela o processo de recarga em si, assumindo, antes, que a infiltração profunda traduz a recarga do meio, o que só acontece se a condutividade hidráulica do meio não condicionar o escoamento.

6.4. Modelos de balanço hídrico sequencial diário BALSEQ_MOD

6.4.1. Introdução

Ao conjunto de desenvolvimentos realizados para o cálculo dos diversos processos que interessam ao balanço hídrico e que se apresentam nas secções seguintes dá-se a designação de

BALSEQ_MOD (**balanço hídrico sequencial diário: modelos**). Cada conjunto de procedimentos que permite calcular um processo do balanço hídrico designa-se por submodelo.

Alguns destes submodelos correspondem a processos que não foram considerados no modelo BALSEQ clássico (caso da interceptação). A maior parte dos submodelos corresponde a novas formas de calcular as variáveis do balanço hídrico.

Enquanto que o modelo BALSEQ clássico (secção 6.3) está integralmente contido num programa de computador, nem todos os submodelos que se apresentam seguidamente foram incluídos num programa de computador (caso da evaporação a partir do meio superficial – secção 6.4.3 – e do cálculo da infiltração profunda com base nos resultados da modelação do escoamento na zona vadosa – secção 6.4.7.2).

Nas secções seguintes começa-se por se definir as condições iniciais (necessárias para se iniciar a realização do balanço hídrico). Depois faz-se a apresentação dos submodelos seguindo a ordem em que as variáveis que eles caracterizam são calculadas no MBHSD.

6.4.2. Condições iniciais

Para cada uma dos compartimentos considerados no modelo de balanço hídrico sequencial, é necessário definir as quantidades de água existentes no primeiro dia ($A_p \text{ início}$ para o compartimento superficial, e $A_l \text{ início}$ para o compartimento do solo).

Embora este valor possa ser qualquer um que se queira introduzir na corrida do modelo, é normal considerar, nas corridas que se fazem e por se estar no início do ano hidrológico, que estes valores são nulos:

$$A_p \text{ início}(\text{dia} = 1) = 0 \quad \text{Eq. 165}$$

$$A_l \text{ início}(\text{dia} = 1, \text{coberto } i) = 0 \quad \text{Eq. 166}$$

referindo-se o coberto i , no caso de se utilizar o coeficiente cultural simples para o cálculo da *ETR* (secção 3.9.2) ao coberto que lá se encontra, ou, no caso de se utilizar o coeficiente cultural dual no cálculo da *ETR* (também secção 3.9.2), ao coberto vegetal 1 ou 2 (no caso de existir) ou ao terreno descoberto. No caso do compartimento *solo*, o valor nulo significa que o teor de humidade do *solo* é o do ponto de emurchecimento das plantas ($w_p = AG_{wp}/rp$).

No modelo que considera o período de desenvolvimento dos cobertos vegetais, o que se reflecte na variação, ao longo do tempo, da profundidade das raízes das plantas, e por isso, da quantidade máxima de água no *solo* disponível para evapotranspiração (*AGUT*), é necessário também definir qual a quantidade de água que falta ($A_l \text{ falta}$) entre a profundidade das raízes das plantas no primeiro dia do balanço e a profundidade máxima que alcançarão durante o seu ciclo de desenvolvimento, para que o teor de humidade desta zona atinja a sua capacidade de campo (Fig. 49; este conceito é melhor explicado na secção 6.4.6.3). Normalmente, considera-se que o teor de humidade nesta zona é o do

seu ponto de emurchecimento, pelo que a quantidade de água em falta é dada por, no caso do coeficiente cultural simples:

$$A_{l\,falta}(\text{dia} = 1) = [rp_1 - rp(\text{dia}=1)] * (cc - wp) \quad \text{Eq. 167}$$

e, no caso do coeficiente cultural dual:

$$A_{l\,falta}(\text{dia} = 1, \text{coberto } i, 1) = [rp_1(\text{coberto } i) - rp(\text{dia}=1, \text{coberto } i)] * (cc - wp) \quad \text{Eq. 168}$$

$$A_{l\,falta}(\text{dia} = 1, \text{coberto } i, 2) = [rp_1(\text{coberto } i) - Esp(\text{dia}=1)] * (cc - wp) \quad \text{Eq. 169}$$

sendo rp_1 a profundidade máxima alcançável pelas raízes das plantas no seu ciclo vegetativo, coberto i , o coberto vegetal 1 ou 2 (no caso de existir), Esp a espessura do terreno descoberto sujeita a ET (normalmente considera-se constante ao longo do ano). O terceiro índice em $A_{l\,falta}$, refere-se, o índice 1, à profundidade abaixo da área onde se desenvolvem as raízes das plantas no dia 1 do balanço, e o índice 2, à profundidade abaixo da espessura do *solo* descoberto mas que um dia, durante o desenvolvimento dos cobertos vegetais será considerado também como coberto vegetal (Fig. 49; a secção 6.4.6.3 permitirá compreender melhor estes conceitos).

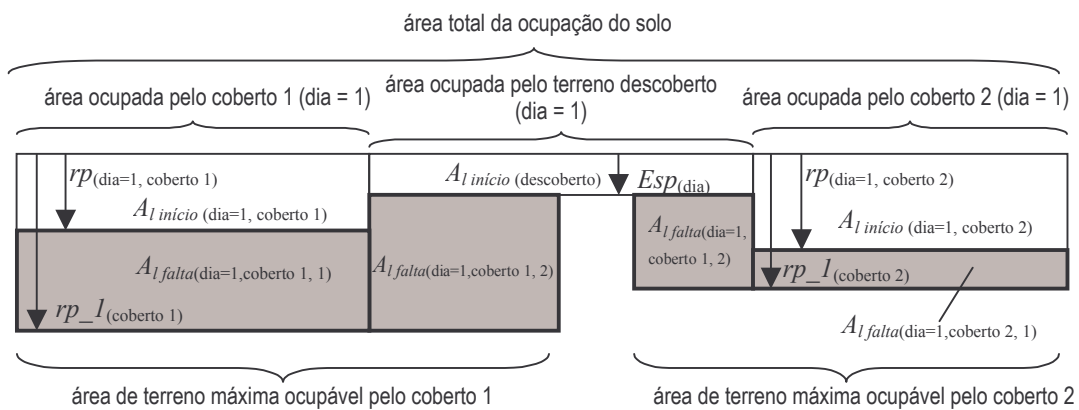


Fig. 49 – Significado dos termos $A_{l\,inicio}$ e $A_{l\,falta}$ quando se considera o período de desenvolvimento dos cobertos vegetais

6.4.3. Modelação da evaporação a partir da superfície das plantas (intercepção)

No caso da intercepção, que foi descrita na secção 3.5.4, é necessário definir AGp_{cv} . O cálculo da intercepção (ou de evaporação da água da superfície das plantas) utiliza a Eq. 43:

$$Ev_{p\,cv} = \min (A_{p\,inicio\,cv} + P, Ev_a, AGp_{cv}) \quad \text{Eq. 43}$$

Como se refere nessa secção, onde se considera o termo AGp_{cv} pode-se considerar $AGp_{cv} + \alpha \cdot P$, sendo α a fracção de água da precipitação que evapora durante a chuvada. O α varia em função da forma como se processa a precipitação, se num período de tempo curto, ou se num período de tempo mais longo.

Utilizando o incremento de tempo diário, se a precipitação diária ocorre concentrada num período pequeno, por exemplo numa hora, a evaporação potencial possível para essa hora é muito pequena, a precipitação em excesso penetra pelas folhas ou escorre pelos troncos e o α deverá ser muito pequeno de tal forma que o termo $\alpha \cdot P$ pode ser desprezado. Se ao contrário, a precipitação ocorre ao longo de todo o dia, a existência de evaporação simultânea faz com que esteja continuamente a ser criado espaço no armazenamento superficial das plantas e assim, parte da precipitação que existiria em excesso no caso de ser concentrada, vai preencher esse espaço criado. Logo, para os casos em que haja água disponível e dependendo das situações, $Ev_{p\ cv}$ estará compreendida entre $AG_{p\ cv}$ e Ev_a .

Para estudar teoricamente a forma como a distribuição da precipitação influencia a evaporação e a água disponível para a infiltração superficial e para a produção de escoamento directo, fez-se um modelo de balanço hídrico aplicando as Eq. 38, Eq. 43, Eq. 59 e Eq. 60. Para além disso estudou-se também o efeito do valor da precipitação (10 mm/d e 1mm/d) e do valor relativo de Ev_a (0,3 mm/d e 5 mm/d) em relação a AG_p (0,5 mm). Na corrida do modelo considerou-se que a Ev_a se distribuía uniformemente durante todo o dia e consideraram-se as seguintes distribuições da precipitação: (1) uniforme; (2) concentrada na 1ª hora; (3) distribuída uniformemente pelas 1ª e 2ª horas; (4) distribuída uniformemente pelas 1ª, 2ª, 13ª e 14ª horas. O modelo foi corrido (1) aplicando sequencialmente as Eq. 38, Eq. 43, Eq. 59 e Eq. 60 com um incremento de tempo de 1 hora até atingir 1 dia, e (2) através da aplicação das mesmas equações para apenas um incremento de tempo de 1 dia. Quando o modelo é corrido com um incremento de 1 dia, os resultados obtidos (Quadro 7 e Anexo 3) são independentes do regime de precipitação.

A partir dos resultados obtidos, e tendo presente que se pretende utilizar um incremento diário no modelo de balanço hídrico sequencial, é possível tirar as seguintes conclusões:

1) quando $Ev_a < AG_p$:

- $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ d) = Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ h)$;
- $A_{p\ fim}(\Delta t = 1\ d) \geq A_{p\ fim}(\Delta t = 1\ h)$;
- $Ep_s + Is(\Delta t = 1\ d) \leq Ep_s + Is(\Delta t = 1\ h)$;

2) quando $Ev_a > AG_p$:

- $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ d)$ pode ser muito inferior a $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ h)$;

3) quando Ev_a é grande:

- $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ d)$ está mais próxima de $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ h)$ quando P ocorre concentrada;
- $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ d)$ pode estar muito afastada de $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1\ h)$ se P ocorre distribuída ao longo do dia (este é o caso em que há uma maior diferença).

Note-se que assumindo AG_p um valor muito mais baixo que P e que Ev_a , a evaporação pode ser muito grande (caso $P = 10,00$ mm/d distribuída uniformemente e $Ev_a = 5,00$ mm/d).

Quadro 7 – Influência do incremento de tempo, da precipitação, da distribuição da precipitação e da evaporação potencial nos valores calculados de evaporação a partir da superfície das plantas ao fim de um dia ($AGp = 0,5 \text{ mm}$)

P	Ev_a	$\Delta t = 1 \text{ hora (1 dia = 24 } \Delta t)$				$\Delta t = 1 \text{ dia}$		
		$Ev_{p\ cv}$	$A_{p\ fim}$	$Ep_s + Is$	Ocorrência da P	$Ev_{p\ cv}$	$A_{p\ fim}$	$Ep_s + Is$
10,00	0,30	0,30	0,50	9,20	uniforme	0,30	0,50	9,20
10,00	0,30	0,30	0,21	9,49	concentrada em #t = 1			
10,00	0,30	0,30	0,23	9,48	distribuída em #t = 1 e 2			
10,00	0,30	0,30	0,38	9,33	distribuída em #t = 1 e 2, 13 e 14			
10,00	5,00	5,00	0,50	4,50	uniforme	0,50	0,50	9,00
10,00	5,00	0,71	0,00	9,29	concentrada em #t = 1			
10,00	5,00	0,92	0,00	9,08	distribuída em #t = 1 e 2			
10,00	5,00	1,83	0,00	8,17	distribuída em #t = 1 e 2, 13 e 14			
1,00	0,30	0,30	0,50	0,20	uniforme	0,30	0,50	0,20
1,00	0,30	0,30	0,21	0,49	concentrada em #t = 1			
1,00	0,30	0,30	0,23	0,48	distribuída em #t = 1 e 2			
1,00	0,30	0,30	0,38	0,33	distribuída em #t = 1 e 2, 13 e 14			
1,00	5,00	1,00	0,00	0,00	uniforme	0,50	0,50	0,00
1,00	5,00	0,71	0,00	0,29	concentrada em #t = 1			
1,00	5,00	0,92	0,00	0,08	distribuída em #t = 1 e 2			
1,00	5,00	1,00	0,00	0,00	distribuída em #t = 1 e 2, 13 e 14			

Considerando que:

- para os casos estudados, desde que P não ocorra distribuída uniformemente ao longo do dia, $Ev_{p\ cv}(\Delta t = 1 \text{ h})$ situa-se entre AGp e $4.AGp$;
- a determinação de AGp é difícil;
- os valores possíveis de $Ev_{p\ cv}$ variam muito de situação para situação, o que introduz grande incerteza no valor de AGp ;

no balanço hídrico sequencial diário utiliza-se $2.AGp$ em vez de AGp . Esta é uma forma de entrar com a distribuição da precipitação, apesar desta ser desconhecida. Assim, a Eq. 43, no modelo sequencial diário passa a ter a forma:

$$Ev_{p\ cv} = \min (A_{p\ inicio} + P, Ev_a, 2.AGp) \quad \text{Eq. 170}$$

Ou seja, este modelo do processo de interceptação apenas considera o parâmetro AGp , a precipitação e a evaporação potencial.

Este modelo não foi programado no programa de computador BALSEQ_MOD.

6.4.4. Modelação da infiltração superficial

6.4.4.1 Estudo do processo de infiltração superficial

A infiltração superficial pode ser calculada em conjunto com a interceptação utilizando o método do número característico de escoamento (NC , utilizado no modelo BALSEQ clássico – secção 6.3). Neste método o processo de infiltração superficial está apenas implícito.

Na secção 3.6 descreveu-se o processo da infiltração superficial e utilizou-se o conceito de capacidade de infiltração superficial para calcular a infiltração superficial ao longo do tempo. Num modelo de balanço hídrico sequencial diário não é possível utilizar as formulações apresentadas, uma vez que o incremento de tempo é demasiado grande relativamente ao tempo do processo de infiltração superficial, que dura enquanto ocorre a precipitação ou enquanto há água na superfície do *solo*.

Para ultrapassar este inconveniente, introduz-se um outro conceito que é a **quantidade máxima diária de infiltração** (parâmetro Is_{max}). Este parâmetro deve conjugar vários factores que condicionam a capacidade de infiltração, a saber, teor de humidade inicial, porosidade, textura e condutividade hidráulica. A infiltração superficial é então dada pela Eq. 59.

Esta abordagem foi inicialmente desenvolvida em Oliveira *et al.* (1997a) para caracterizar o escoamento directo, embora aí o parâmetro Is_{max} , tivesse a designação de quantidade máxima de água do *solo* drenável por acção da gravidade condicionada pela capacidade de infiltração desse *solo* (*AGNE*).

Para estudar o efeito de se considerar o parâmetro Is_{max} no cálculo da infiltração, utilizou-se o modelo de Philip (secção 3.6.2) para estimar a infiltração superficial. Utilizaram-se seis valores de precipitação diária: 12 mm/d, 24 mm/d, 36 mm/d, 48 mm/d, 60 mm/d e 72 mm/d. Estes valores pretendem representar as quantidades de precipitações diárias que podem ocorrer em Portugal, embora seja possível ter valores ainda superiores a 72 mm/d num dia. Estes valores de precipitação foram considerados distribuídos de forma diferente ao longo do dia, tendo-se considerado as seguintes situações: (1) distribuídos uniformemente ao longo do dia – intensidade de precipitação $i = P / 24$; (2) concentrados em duas horas – $i = P / 2$; (3) concentrados em uma hora – $i = P / 1$; (4) concentrados em meia hora – $i = P / 0,5$.

Neste estudo considerou-se que tanto o escoamento superficial de entrada (E_{pe}) como a interceptação (I) eram nulos ($E_{pe} = 0, I = 0$). Contudo estes podem estar incluídos se se considerar que o valor atribuído a P nos estudos desenvolvidos é o resultante de $P - I + E_{pe}$.

Para se poder considerar diferentes tipos de meios, que condicionam os valores de diversos parâmetros do modelo de Philip, utilizaram-se valores típicos para diferentes solos (classificados de acordo com a Fig. 20), tal como apresentados em Rawls e Brakensiek (1989). O teor de humidade inicial (θ_i) foi variado tendo em atenção os valores de ponto de emurchecimento (w_p), da capacidade

de campo (cc) e da porosidade do meio (n); consideraram-se sete situações: (1) $\theta_i = wp$; (2) $\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$; (3) $\theta_i = cc$; (4) $\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$; (5) $\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$, (6) $\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$ e (7) $\theta_i = n$.

O estudo assume que as características físicas do solo se mantêm constantes ao longo da profundidade por onde se distribui a água que se infiltra à superfície. Os parâmetros de entrada no modelo de Philip foram calculados a partir dos valores e parâmetros dependentes do material do solo apresentados no Quadro 8, pela aplicação das Eq. 51 a Eq. 58. Assumiu-se que a espessura da camada superior do solo era de 50 cm.

Quadro 8 – Material de solo e respectivos parâmetros para o cálculo da infiltração superficial de acordo com o modelo de Philip.

Textura →	Arenoso	Arenoso franco	Franco arenoso	Franco	Franco limoso	Franco argilo-arenoso	Franco argiloso	Franco argilo-limoso	Argilo-arenoso	Argilo-limoso	Argiloso	Limoso
%Argila	5	5	10	20	15	30	33	35	45	50	60	6
%Areia	90	80	60	40	20	60	33	10	50	5	20	6
%m.o.	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
** n (%)	43,7	43,7	45,3	46,3	50,1	39,8	46,4	47,1	43	47,9	47,5	44,3
** cc (%)	9,1	12,5	20,7	27	33	25,5	31,8	36,6	33,9	38,7	39,6	29,7
** K_s (cm/h)	21	6,11	2,59	0,68	1,32	0,43	0,23	0,15	0,12	0,09	0,06	0,14
CTC _t (meq/100g)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10

%Argila = % em peso de argila (partículas com dimensão inferior a 0,002 mm) relativamente ao peso da fracção inferior a 2 mm; %Areia = % em peso da areia (partículas com dimensão entre 2 e 0,05 mm) relativamente ao peso da fracção inferior a 2 mm; %m.o. = % em peso da matéria orgânica na fracção inferior a 2 mm; n = porosidade total; cc = capacidade de campo determinada a partir da água retida para uma sucção de 0,33 bar; K_s = condutividade hidráulica saturada; CTC_t = capacidade de troca catiónica total. Os parâmetros assinalados com ** foram extraídos de Rawls e Brakensiek (1989), excepto o do solo limoso que foi calculado de acordo com as equações apresentadas pelos mesmos autores (Eq. 75, Eq. 79, Eq. 80, Eq. 53 e Eq. 54, utilizando $S=6$, $C=6$, $MO=1$, $CEC = 10$, $d_h = 50$ cm).

Uma vez que se utilizaram 6 precipitações diárias, 4 distribuições de precipitação ao longo do dia, 12 materiais de solos diferentes e 7 valores de teor de humidade inicial, ao todo obtiveram-se resultados para 2016 situações diferentes. Os resultados obtidos apresentam-se no Anexo 4.

Estes resultados podem ser analisados de diversas formas: por tipo de solo, por precipitação, por teor de humidade inicial, etc. A título de exemplo representa-se no Quadro 9 e na Fig. 50 os resultados obtidos para $P = 48$ mm/d. Os resultados obtidos são válidos apenas para as situações estudadas e com os condicionamentos inerentes ao modelo utilizado. Contudo permitem ter uma percepção da forma como o processo se desenrola. O Quadro 10 apresenta uma síntese, por material do solo e teor de humidade inicial, relativamente ao número de casos em que se obteve $I_s = P$. Para as situações em que as diversas corridas forneceram $I_s < P$ apresenta-se o valor de P abaixo do qual I_s é sempre igual a P .

Quadro 9 – Infiltração superficial e tempo para se atingir a saturação do solo à superfície obtidos a partir do modelo de Philip para precipitação diária de 48 mm/d e considerando diferentes tipos de solo e diferentes distribuições da precipitação e do teor de umidade inicial do solo.

Textura →	Arenoso	Arenoso franco	Franco arenoso	Franco	Franco limoso	Franco argilo-arenoso	Franco argiloso	Franco argilo-limoso	Argilo-arenoso	Argilo-limoso	Argiloso	Limoso													
**n (%)	43,7	43,7	45,3	46,3	50,1	39,8	46,4	47,1	43	47,9	47,5	44,3													
**cc (%)	9,1	12,5	20,7	27	33	25,5	31,8	36,6	33,9	38,7	39,6	29,7													
**wp (%)	3,3	5,5	9,5	11,7	13,3	14,8	19,7	20,8	23,9	25	27,2	7,2													
**K _s (cm/h)	21	6,11	2,59	0,68	1,32	0,43	0,23	0,15	0,12	0,09	0,06	0,14													
P	θ _i	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)	t _p (h)	Is (cm)		
i = 0,2 cm/h t = 24 h	=wp	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	711	4,8	53,9	4,8	156	4,8	66,5	4,8	519	4,8		
	=.5wp + .5cc	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	497	4,8	39,8	4,8	110	4,8	46,1	4,8	361	4,8		
	=cc	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	284	4,8	25,7	4,8	62,8	4,8	25,9	4,8	204	4,8		
	=(cc+n)/2	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	142	4,8	12,8	4,62	31,4	4,8	12,9	4,46	102	4,8		
	=0,25*cc + 0,75*n	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	71,0	4,8	6,42	4,27	15,7	4,66	6,47	3,80	51,0	4,8		
	=0,1*cc + 0,9*n	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	28,4	4,8	2,57	3,84	6,28	4,03	2,59	3,03	20,4	4,79		
	=n	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	--	4,8	0,00	3,60	0,00	2,88	0,00	2,16	0,00	1,44	0,00	3,36		
i = 2,4 cm/h t = 2 h	=wp	--	4,8	--	4,8	1,45	4,68	9,96	4,8	0,29	2,97	0,42	3,15	0,54	3,40	0,09	1,62	0,45	3,11	0,28	2,50	0,55	3,40		
	=.5wp + .5cc	--	4,8	--	4,8	1,13	4,49	7,29	4,8	0,23	2,75	0,32	2,86	0,38	2,96	0,07	1,43	0,31	2,68	0,19	2,13	0,38	2,95		
	=cc	--	4,8	--	4,8	0,81	4,17	4,63	4,8	0,17	2,49	0,23	2,51	0,22	2,36	0,04	1,20	0,18	2,11	0,11	1,64	0,21	2,33		
	=(cc+n)/2	--	4,8	--	4,8	0,40	3,50	2,31	4,8	0,08	2,03	0,11	1,93	0,11	1,78	0,02	0,92	0,09	1,56	0,05	1,20	0,11	1,76		
	=0,25*cc + 0,75*n	--	4,8	--	4,8	0,20	2,94	1,16	4,64	0,04	1,70	0,06	1,51	0,05	1,35	0,01	0,72	0,05	1,16	0,03	0,89	0,05	1,33		
	=0,1*cc + 0,9*n	--	4,8	--	4,8	0,08	2,38	0,46	4,11	0,02	1,39	0,02	1,13	0,02	0,97	0,00	0,55	0,02	0,80	0,01	0,61	0,02	0,95		
	=n	--	4,8	--	4,8	0,00	1,36	0,00	2,64	0,00	0,86	0,00	0,46	0,00	0,30	0,00	0,24	0,00	0,18	0,00	0,12	0,00	0,28		
i = 4,8 cm/h t = 1 h	=wp	--	4,8	--	4,8	1,45	4,8	0,27	3,55	1,14	4,8	0,06	1,98	0,10	2,21	0,13	2,45	0,02	1,11	0,11	2,23	0,07	1,78	0,13	2,45
	=.5wp + .5cc	--	4,8	--	4,8	1,22	4,8	0,21	3,26	0,84	4,76	0,05	1,81	0,07	1,98	0,09	2,09	0,02	0,97	0,08	1,90	0,05	1,50	0,09	2,09
	=cc	--	4,8	--	4,8	1,00	4,80	0,15	2,91	0,53	4,43	0,04	1,61	0,05	1,71	0,05	1,63	0,01	0,80	0,04	1,47	0,03	1,14	0,05	1,62
	=(cc+n)/2	--	4,8	--	4,8	0,50	4,55	0,08	2,30	0,27	3,74	0,02	1,27	0,03	1,28	0,03	1,21	0,01	0,60	0,02	1,07	0,01	0,83	0,03	1,19
	=0,25*cc + 0,75*n	--	4,8	--	4,8	0,25	4,14	0,04	1,84	0,13	3,12	0,01	1,03	0,01	0,98	0,01	0,90	0,00	0,46	0,01	0,79	0,01	0,61	0,01	0,89
	=0,1*cc + 0,9*n	--	4,8	--	4,8	0,10	3,64	0,02	1,42	0,05	2,50	0,00	0,81	0,01	0,70	0,01	0,63	0,00	0,34	0,00	0,53	0,00	0,41	0,01	0,61
	=n	--	4,8	--	4,8	0,00	2,59	0,00	0,68	0,00	1,32	0,00	0,43	0,00	0,23	0,00	0,15	0,00	0,12	0,00	0,09	0,00	0,06	0,00	0,14
i = 9,6 cm/h t = 0,5 h	=wp	--	4,8	0,80	4,8	0,17	3,99	0,06	2,49	0,22	4,10	0,01	1,32	0,02	1,54	0,03	1,73	0,01	0,76	0,03	1,59	0,02	1,26	0,03	1,74
	=.5wp + .5cc	--	4,8	0,73	4,8	0,14	3,82	0,05	2,25	0,16	3,72	0,01	1,20	0,02	1,37	0,02	1,47	0,00	0,66	0,02	1,34	0,01	1,06	0,02	1,47
	=cc	--	4,8	0,66	4,8	0,12	3,62	0,03	1,97	0,10	3,20	0,01	1,06	0,01	1,17	0,01	1,13	0,00	0,54	0,01	1,03	0,01	0,80	0,01	1,13
	=(cc+n)/2	--	4,8	0,33	4,72	0,06	3,01	0,02	1,51	0,05	2,51	0,00	0,81	0,01	0,86	0,01	0,83	0,00	0,40	0,01	0,74	0,00	0,58	0,01	0,82
	=0,25*cc + 0,75*n	--	4,8	0,16	4,42	0,03	2,54	0,01	1,17	0,03	1,99	0,00	0,64	0,00	0,65	0,00	0,61	0,00	0,30	0,00	0,54	0,00	0,42	0,00	0,60
	=0,1*cc + 0,9*n	--	4,8	0,07	4,01	0,01	2,09	0,00	0,87	0,01	1,51	0,00	0,48	0,00	0,45	0,00	0,41	0,00	0,21	0,00	0,36	0,00	0,27	0,00	0,41
	=n	--	4,8	0,00	3,06	0,00	1,30	0,00	0,34	0,00	0,66	0,00	0,22	0,00	0,12	0,00	0,08	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,07

n = porosidade total; cc = capacidade de campo determinada a partir da água retida para uma sucção de 0,33 bar; wp = ponto de emurchecimento determinado a partir da água retida para uma sucção de 15 bar; K_s = condutividade hidráulica saturada; P = precipitação; i = intensidade da precipitação; t = tempo de duração da precipitação com a intensidade i; θ_i = teor de umidade inicial; t_p = tempo para se atingir a saturação do solo à superfície (hora); Is = infiltração superficial (cm/d). Os parâmetros assinalados com ** foram extraídos de Rawls e Brakensiek (1989).

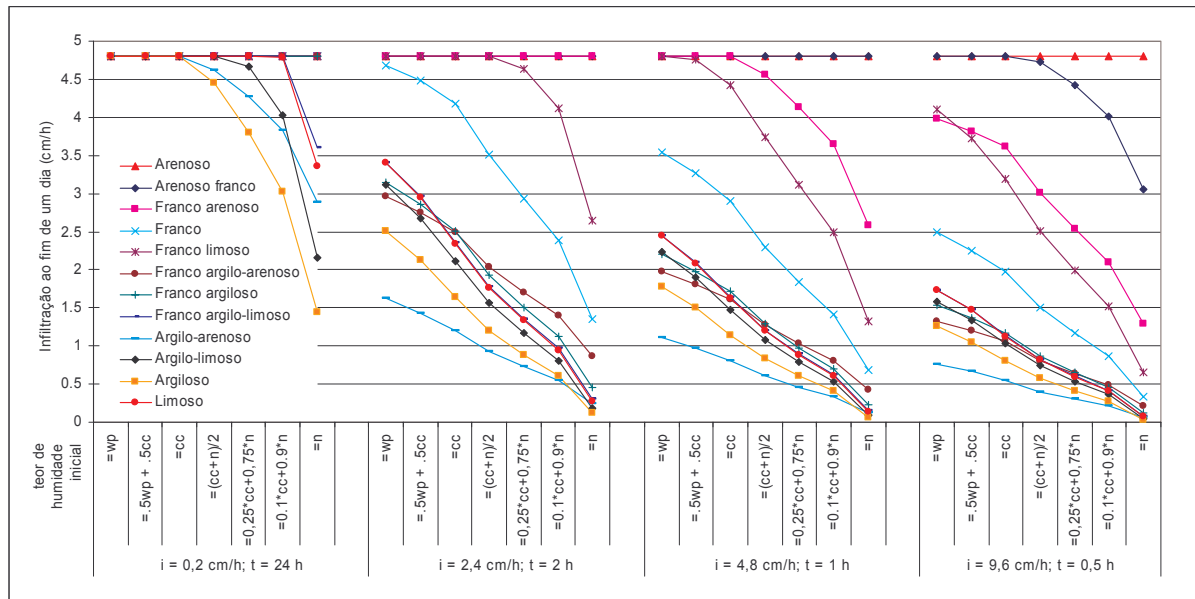


Fig. 50 – Infiltração superficial obtida a partir do modelo de Philip para diferentes tipos de solo e para diferentes distribuições da precipitação e do teor de humidade inicial do solo (precipitação diária = 48 mm/d).

Quadro 10 – Síntese dos resultados obtidos pela corrida do modelo de Philip, para diferentes valores de teor de humidade inicial representando o número de situações para as quais a infiltração superficial é dada pela precipitação (independentemente do seu valor ou distribuição) e o valor mínimo de precipitação a partir do qual a infiltração superficial pode já não ser igual à precipitação

solo	número de casos com $l_s = P$								Valor mínimo de P (cm/d) para que $l_s < P$						
	total	$\theta_i = wp$	$\theta_i = 0,5wp+0,5cc$	$\theta_i = cc$	$\theta_i = 0,5cc+0,5n$	$\theta_i = 0,25cc+0,75n$	$\theta_i = 0,1cc+0,9n$	$\theta_i = n$	$\theta_i = wp$	$\theta_i = 0,5wp+0,5cc$	$\theta_i = cc$	$\theta_i = 0,5cc+0,5n$	$\theta_i = 0,25cc+0,75n$	$\theta_i = 0,1cc+0,9n$	$\theta_i = n$
arenoso	168	24	24	24	24	24	24	24	--	--	--	--	--	--	--
arenoso franco	147	22	22	22	21	21	20	19	6,0	6,0	6,0	4,8	4,8	4,8	3,6
franco-arenoso	111	18	18	17	16	15	14	13	3,6	3,6	3,6	3,6	2,4	2,4	2,4
franco	65	12	12	10	9	8	7	7	2,4	2,4	2,4	1,2	1,2	1,2	1,2
franco limoso	94	18	16	16	13	12	10	9	3,6	3,6	2,4	2,4	2,4	1,2	1,2
franco argilo-arenoso	49	8	8	7	7	7	6	6	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
franco argiloso	46	8	8	8	7	6	5	4	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
franco argilo-limoso	42	10	8	7	6	4	4	3	2,4	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
argilo-arenoso	22	4	4	4	3	3	2	2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
argilo-limoso	32	8	8	6	4	3	2	1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
argiloso	25	7	6	4	3	2	2	1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
limoso	40	10	8	7	6	4	3	2	2,4	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
Todos os solos	841	149	142	132	119	109	99	91	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2

Nota: por tipo de solo o total de casos possível é de 168 e por teor de humidade inicial e tipo de solo é de 24.

De todo o conjunto de resultados obtidos, algumas observações que é possível fazer são:

- 1) a infiltração superficial é maior quando a precipitação ocorre distribuída ao longo do dia;
- 2) para o mesmo *solo*, a infiltração superficial é menor quando o teor de humidade inicial é maior;
- 3) a infiltração superficial é no máximo igual à precipitação (considerando que não há inicialmente armazenamento à superfície) e no mínimo é igual ao produto da condutividade hidráulica saturada pelo tempo durante o qual ocorre precipitação;
- 4) num *solo* arenoso, a infiltração superficial é sempre dada pela precipitação (pelo que não se vai gerar escoamento directo);

6.4.4.2 Análise dos resultados de infiltração superficial em função do solo e do teor de humidade inicial

Para o modelo de balanço hídrico sequencial só são conhecidos a precipitação, o teor de humidade inicial e o material do *solo*. Assim, para se caracterizar o parâmetro $I_{s\ max}$ da Eq. 59 não tem interesse analisar a relação entre a infiltração superficial e a distribuição da precipitação. A Fig. 51 projecta por tipo de *solo* os valores de infiltração superficial apenas em função da precipitação e do teor de humidade inicial.

Para utilizar a Eq. 59, pretende-se que o parâmetro $I_{s\ max}$ seja constante para cada tipo de *solo* e teor de humidade inicial e que seja independente da precipitação. Para encontrar o valor de $I_{s\ max}$, seleccionam-se os n pares de (P, I_s) cuja precipitação é igual ou superior ao valor mínimo de P para que $I_s < P$ (Quadro 10). Por exemplo, para o caso de um *solo* arenoso franco, para o teor de humidade inicial $\theta_i = wp$, o valor mínimo de P para que $I_s < P$ é de 6,0 cm/d. No estudo realizado, para o valor de precipitação abaixo seguinte (4,8 cm/d), a infiltração superficial foi sempre igual à precipitação. Então utilizam-se todos os pares de (P, I_s) com $P = 6,0$ cm/d e $P = 7,2$ cm/d (mesmo aqueles para os quais $I_s = P$) para se calcular $I_{s\ max}$ através da média das infiltrações superficiais:

$$I_{s\ max} = \sum_1^n I_s / n \quad \text{Eq. 171}$$

Para os casos estudados, $I_{s\ max}$, o desvio padrão em torno de $I_{s\ max}$ e o número de pares (I_s, P) considerados são apresentados no Quadro 11.

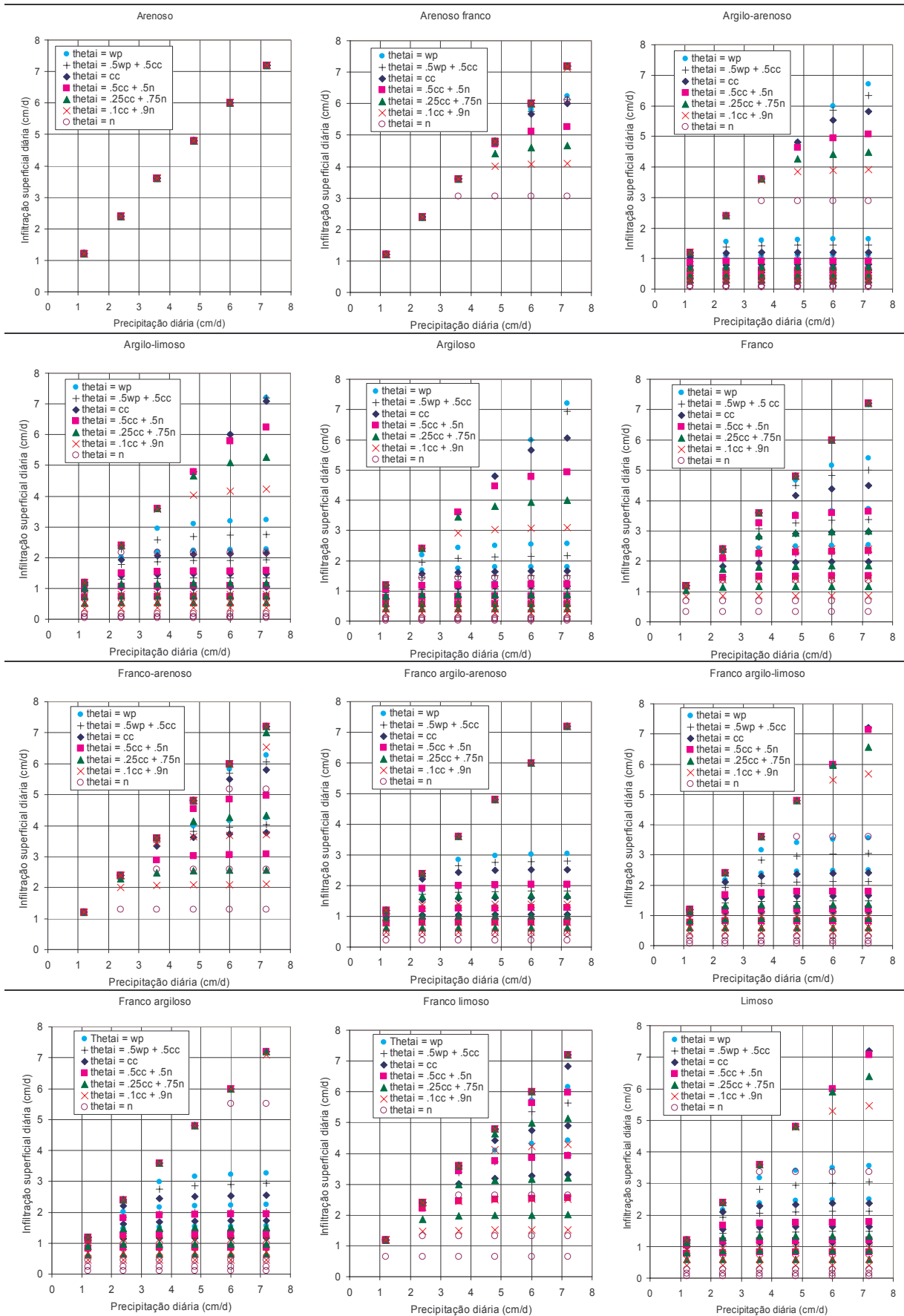


Fig. 51 – Infiltração superficial em função da precipitação diária e do teor de humidade inicial do solo obtida a partir do modelo de Philip para diferentes distribuições de precipitação.

Quadro 11 – Valores do parâmetro $I_{s\ max}$ e recta de regressão linear de I_s sobre P para os casos em que $P > P_{lim}$, em função da textura do solo e do teor de humidade inicial.

Textura	θ	Nº casos	$I_{s\ max}$ (cm/d)	desvio padrão	P_{lim} (cm/d) [$=b/(1-a)$]	b em $I_s = a P + b$	a em $I_s = a P + b$	correlação (r)
Arenoso franco	$\theta_i = wp$	8	6,46	0,63	5,72	0,924	0,838	0,86
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	8	6,44	0,64	5,64	0,967	0,828	0,83
	$\theta_i = cc$	8	6,41	0,66	5,55	1,005	0,819	0,79
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	12	5,76	1,00	4,75	0,918	0,807	0,83
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	12	5,64	1,10	4,40	0,987	0,776	0,72
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	12	5,51	1,24	4,03	0,999	0,752	0,62
Argilo-arenoso	$\theta_i = n$	16	4,75	1,51	3,34	1,064	0,682	0,63
	$\theta_i = wp$	24	1,87	1,68	1,08	0,803	0,255	0,32
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	24	1,76	1,66	1,01	0,770	0,235	0,30
	$\theta_i = cc$	24	1,60	1,62	0,92	0,729	0,208	0,27
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	1,39	1,53	0,81	0,677	0,169	0,23
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	1,22	1,43	0,74	0,637	0,139	0,20
Argilo-limoso	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	1,06	1,34	0,67	0,598	0,109	0,17
	$\theta_i = n$	24	0,74	1,10	0,52	0,489	0,059	0,11
	$\theta_i = wp$	24	2,60	1,53	1,64	1,028	0,375	0,51
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	24	2,41	1,57	1,50	0,995	0,336	0,45
	$\theta_i = cc$	24	2,13	1,63	1,28	0,907	0,292	0,37
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	1,82	1,61	1,09	0,832	0,236	0,31
Argiloso	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	1,54	1,50	0,95	0,775	0,182	0,25
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	1,24	1,33	0,81	0,708	0,126	0,20
	$\theta_i = n$	24	0,58	0,86	0,47	0,459	0,029	0,07
	$\theta_i = wp$	24	2,33	1,59	1,44	0,973	0,323	0,43
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	24	2,14	1,61	1,31	0,928	0,289	0,38
	$\theta_i = cc$	24	1,85	1,55	1,15	0,883	0,231	0,31
Franco	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	1,53	1,40	1,00	0,834	0,166	0,25
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	1,26	1,23	0,87	0,772	0,115	0,20
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	0,98	1,04	0,73	0,682	0,070	0,14
	$\theta_i = n$	24	0,40	0,59	0,38	0,373	0,007	0,03
	$\theta_i = wp$	20	3,70	1,42	2,65	1,362	0,487	0,60
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	20	3,54	1,43	2,54	1,420	0,442	0,54
Franco arenoso	$\theta_i = cc$	20	3,34	1,46	2,40	1,465	0,390	0,47
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	2,66	1,57	1,67	1,010	0,394	0,53
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	2,40	1,61	1,48	0,978	0,340	0,44
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	2,15	1,68	1,27	0,894	0,298	0,37
	$\theta_i = n$	24	1,64	1,87	0,76	0,568	0,255	0,28
	$\theta_i = wp$	16	4,98	1,28	3,79	0,999	0,737	0,80
Franco argilo-arenoso	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	16	4,91	1,29	3,72	1,077	0,710	0,76
	$\theta_i = cc$	16	4,83	1,31	3,63	1,158	0,681	0,72
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	16	4,58	1,43	3,32	1,312	0,604	0,58
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	20	3,95	1,60	2,67	1,068	0,600	0,65
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	20	3,73	1,65	2,49	1,155	0,537	0,57
	$\theta_i = n$	20	3,22	1,76	2,14	1,268	0,407	0,40
Franco argilo-arenoso	$\theta_i = wp$	24	2,47	1,58	1,54	1,000	0,351	0,47
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	24	2,37	1,60	1,46	0,977	0,332	0,43
	$\theta_i = cc$	24	2,25	1,63	1,36	0,938	0,312	0,40
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	2,03	1,71	1,17	0,835	0,284	0,35
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	1,86	1,77	1,00	0,734	0,269	0,32
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	1,71	1,83	0,85	0,630	0,257	0,29
	$\theta_i = n$	24	1,43	1,96	0,50	0,376	0,250	0,27

Textura	θ	Nº casos	Is_{max} (cm/d)	desvio padrão	P_{lim} (cm/d) [$=b/(1-a)$]	b em $Is = a P + b$	a em $Is = a P + b$	correlação (r)
Franco argilo- limoso	$\theta_i = wp$	20	3,03	1,48	2,17	1,460	0,327	0,38
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	24	2,52	1,55	1,59	1,018	0,359	0,49
	$\theta_i = cc$	24	2,25	1,62	1,37	0,942	0,310	0,40
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	1,96	1,71	1,12	0,809	0,275	0,34
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	1,72	1,72	0,94	0,713	0,241	0,29
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	1,46	1,66	0,78	0,629	0,199	0,25
	$\theta_i = n$	24	0,88	1,34	0,54	0,491	0,093	0,15
Franco argiloso	$\theta_i = wp$	24	2,59	1,54	1,63	1,022	0,374	0,51
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	24	2,46	1,57	1,54	1,004	0,347	0,46
	$\theta_i = cc$	24	2,30	1,61	1,41	0,959	0,319	0,42
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	2,02	1,70	1,16	0,835	0,283	0,35
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	1,81	1,78	0,96	0,706	0,264	0,31
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	1,61	1,85	0,74	0,556	0,251	0,28
	$\theta_i = n$	24	1,16	1,79	0,44	0,357	0,191	0,22
Franco limoso	$\theta_i = wp$	16	4,99	1,24	3,85	1,007	0,738	0,82
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	16	4,84	1,28	3,67	1,191	0,676	0,73
	$\theta_i = cc$	20	4,14	1,49	2,90	0,998	0,655	0,77
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	20	3,80	1,48	2,67	1,254	0,531	0,62
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	20	3,47	1,52	2,45	1,377	0,437	0,50
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	2,80	1,62	1,73	0,985	0,432	0,56
	$\theta_i = n$	24	2,13	1,74	1,24	0,867	0,301	0,36
Limoso	$\theta_i = wp$	20	3,03	1,48	2,17	1,461	0,327	0,38
	$\theta_i = 0,5.wp + 0,5.cc$	24	2,52	1,55	1,59	1,017	0,358	0,48
	$\theta_i = cc$	24	2,24	1,62	1,36	0,939	0,309	0,40
	$\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$	24	1,95	1,70	1,11	0,810	0,271	0,33
	$\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$	24	1,70	1,70	0,94	0,721	0,234	0,29
	$\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$	24	1,44	1,62	0,79	0,644	0,189	0,24
	$\theta_i = n$	24	0,83	1,26	0,53	0,491	0,081	0,14

Nota: para o solo arenoso $Is = P$ (pelo que $a = 1$, $b = 0$)

Fazendo este tipo de tratamento sobre os dados, se se tivesse escolhido outras distribuições de precipitação ao longo do dia, os resultados seriam diferentes. Por exemplo, se se tivesse também considerado o caso da precipitação se distribuir ao longo de 20 h, os resultados obtidos seriam mais semelhantes aos obtidos para as 24 h, e a média das infiltrações superficiais seria mais elevada, conduzindo a valores de Is_{max} mais elevados. Por outro lado, se se tivessem considerado valores de precipitação mais baixos (abaixo dos 72 mm/d), o valor de Is_{max} calculado por este processo teria sido menor, uma vez que se teriam tomado em conta valores de Is mais baixos.

Desta forma, esta abordagem ao problema não é robusta e a utilização da Eq. 59, tendo em vista também a enorme variação da infiltração superficial em função dos parâmetros estudados, não se mostra adequada.

6.4.4.3 Análise dos resultados de infiltração superficial em função do solo, do teor de humidade inicial e da precipitação

Uma forma mais adequada para calcular a infiltração superficial seria então torná-la dependente da precipitação e sem considerar o parâmetro I_s *max*. Nesse caso deixa de ser objectivo aplicar a Eq. 59. Pretende-se encontrar uma relação que permita o cálculo directo da infiltração superficial, tendo em atenção que a distribuição da precipitação ao longo do dia não é um dado de entrada no balanço hídrico.

Utilizando um procedimento semelhante ao do cálculo de I_s *max*, seleccionam-se os n pares de (P, I_s) cuja precipitação é igual ou superior ao valor mínimo de P para que $I_s < P$ (Quadro 10). Com os n pares de (P, I_s) calcula-se a regressão linear de I_s sobre P . Esta regressão linear é válida quando a precipitação é superior a uma precipitação limite (P_{lim}) acima da qual $I_s < P$ e abaixo da qual $I_s = P$. P_{lim} é calculado pela intersecção das duas rectas $I_s = P$ e $I_s = a.P + b$; pelo que $P_{lim} = b / (1-a)$.

Os valores de P_{lim} , a e b , assim como do coeficiente de correlação encontrado, são apresentados no Quadro 11. Os coeficientes de correlação encontrados são, por vezes, muito baixos, mas este procedimento permite dar um valor de infiltração superficial em função da precipitação.

Por este procedimento a infiltração superficial calcula-se por:

$$I_s = \begin{cases} P & \text{se } P \leq P_{lim} \\ a.P + b & \text{se } P > P_{lim} \end{cases} \quad \text{Eq. 172}$$

Com esta solução já não se põe o problema de se utilizar valores de precipitação elevados ou apenas baixos, embora se mantenha a questão levantada no caso anterior de se considerar outras distribuições da precipitação ao longo do dia (p.ex., 20 h), que fariam com que as rectas de regressão se dispusessem de outra forma.

Apesar de para as corridas do modelo de Philip se ter considerado que o escoamento superficial de entrada e a intercepção eram nulos ($E_{pe} = 0, I = 0$), quando se pretende aplicar este processo a um volume de controlo, se E_{pe} ou I não forem nulos basta substituir a precipitação, P , por $P + E_{pe} - I$.

Tentou-se obter uma equação de regressão linear múltipla que permitisse calcular os valores de I_s utilizando uma só fórmula em função de $\{P, \%areia, \%argila, \theta_i$ expresso como uma fracção da água existente entre cc e $n\}$. Contudo a correlação encontrada foi muito baixa e por isso abandonou-se este processo.

Das observações realizadas, a partir da aplicação de um modelo de infiltração superficial – modelo de Philip – verifica-se que a infiltração superficial é um processo demasiadamente complexo, e que a sua modelação por balanço hídrico sequencial diário reflecte apenas uma aproximação com muitas incertezas.

6.4.4.4 Opções do programa de computador BALSEQ_MOD

A modelação da infiltração superficial no programa de computador BALSEQ_MOD apresenta duas opções:

(1) a utilizada no modelo BALSEQ clássico (secção 6.3), onde é calculada simultaneamente com o escoamento directo, a partir do parâmetro NC ;

(2) a partir das equações de regressão linear apresentadas no Quadro 11.

Na opção (2), se o teor de humidade inicial (θ_i) não for um dos apresentados no Quadro 11, os parâmetros da equação de regressão linear são estimados considerando uma variação linear entre os parâmetros a e b das equações de regressão dos teores de humidade acima e abaixo mais próximos (θ_2 é o teor de humidade inicial acima, a_2 e b_2 são os parâmetros da correspondente equação de regressão tal como apresentados no Quadro 11, θ_1 é o teor de humidade inicial abaixo, a_1 e b_1 são os parâmetros da correspondente equação de regressão tal como apresentados no Quadro 11):

$$\left\{ \begin{array}{l} a_i = a_1 + \frac{(a_2 - a_1)}{(\theta_2 - \theta_1)} \cdot (\theta_i - \theta_1) \\ b_i = b_1 + \frac{(b_2 - b_1)}{(\theta_2 - \theta_1)} \cdot (\theta_i - \theta_1) \end{array} \right. \quad \text{Eq. 173}$$

Por exemplo a infiltração superficial de um *solo* argilo limoso com $\theta_i = 0,35.cc + 0,65.n = 44,7\%$, será dada por:

$$I_s = \begin{cases} P & \text{se } P \leq 1,00 \\ 0,203 \cdot P + 0,797 & \text{se } P > 1,00 \end{cases} \quad \text{Eq. 174}$$

Esta equação foi calculada utilizando as equações de regressão (Quadro 11) para $\theta_{i2} = 0,25.cc + 0,75.n = 45,6\%$ ($I_s = 0,182 \cdot P + 0,775$; $a_2 = 0,182$ e $b_2 = 0,775$) e para $\theta_{i1} = 0,5.cc + 0,5.n = 43,3\%$ ($I_s = 0,236 \cdot P + 0,832$; $a_1 = 0,236$ e $b_1 = 0,832$) e as Eq. 173 e Eq. 172, com $P_{lim} = b_i / (1 - a_i)$.

A opção (2) é conceptualmente mais correcta pois permite considerar o teor de humidade inicial do *solo*, que tem que ser calculado para cada dia. Com as fórmulas apresentadas no Quadro 11, esta opção apresenta a desvantagem de as fórmulas terem sido desenvolvidas a partir de determinadas distribuições de precipitações; se se tivessem utilizado outras distribuições as equações seriam diferentes. O cálculo de I_s a partir das equações dá apenas aproximações aos valores de I_s ; é de esperar que nuns casos dê valores por defeito, noutros por excesso, embora a soma dos erros se deva compensar para um período grande de análise. Provavelmente, a maior desvantagem desta opção é que não considera a ocupação do *solo*, ou seja, pode-se ter uma ocupação do *solo* que impermeabilize mais o terreno mas se o *solo* considerado for o mesmo, a infiltração superficial é idêntica. Esta aproximação considera, ainda, um *solo* médio, com as propriedades referidas no Quadro 9, tendo que se optar por um desses *solos* para se caracterizar a infiltração superficial.

Ao contrário, a opção (1) não considera o teor de humidade inicial do *solo*, o que não é conceptualmente correcto, mas apresenta a vantagem de ser mais simples. Na opção (1), uma forma de considerar indirectamente o teor de humidade no *solo* é através da condição antecedente de humidade, que se define a partir da precipitação registada nos últimos cinco dias. Também a utilização desta opção leva à obtenção de valores de I_s que se pretende minimizem os erros, sendo que o somatório desses erros deve ser nula para períodos grandes de análise.

6.4.5. Modelação do escoamento directo

Mais uma vez faz-se aqui a distinção entre escoamento directo e escoamento superficial. O escoamento directo corresponde ao escoamento que se produz ou porque a capacidade de infiltração superficial é ultrapassada e a água não tem possibilidade de se infiltrar ou porque se está numa área de descarga de águas subterrâneas. O escoamento superficial compreende não só o escoamento directo como também a descarga das águas subterrâneas, que é abordada no Capítulo 7.

No programa de computador BALSEQ_MOD encontra-se disponível a possibilidade de calcular o escoamento directo por balanço hídrico, quando as outras variáveis do balanço são conhecidas – secção 3.7.1 – ou pelo método do número característico do escoamento (NC) – secção 3.7.2 – sendo para isso necessário caracterizar este parâmetro, aspecto a abordar na secção 8.3.

6.4.6. Modelação da evapotranspiração

6.4.6.1 Introdução

Para o cálculo da evapotranspiração real desenvolve-se a metodologia que utiliza o coeficiente cultural dual para se poder aplicar às áreas cartografadas de ocupação do solo (secção 3.9).

Esta metodologia considera a possibilidade de existência, numa área, de até duas fracções ocupáveis por dois cobertos vegetais e uma fracção ocupada pelo terreno descoberto. O procedimento consiste em fazer dois ou três balanços hídricos numa mesma área, um para cada coberto vegetal e outro balanço para o terreno descoberto [equivalente a dois ou três volumes de controlo (VC) relacionados entre si].

Para cada balanço considera-se um VC, caracterizado horizontalmente por uma fracção da área total (Fig. 52):

- 1) a fracção de área ocupada pelo coberto vegetal 1 num determinado dia ($fc_{(dia,1)}$);
- 2) a fracção de área ocupada pelo coberto vegetal 2 num determinado dia ($fc_{(dia,2)}$);
- 3) a fracção de área ocupada por terreno descoberto ($1 - fc_{(dia,1)} - fc_{(dia,2)}$).

No caso de só existir um coberto, considera-se $fc_{(dia,2)} = 0$.

A profundidade de cada VC, também varia ao longo do tempo sendo caracterizada por (Fig. 52):

- 1) a profundidade das raízes do coberto vegetal 1 num determinado dia ($rp_{(dia,1)}$);

- 2) a profundidade das raízes do coberto vegetal 2 num determinado dia ($rp_{(dia,2)}$);
- 3) a espessura do terreno descoberto sujeita a evaporação ($Esp_{(dia)}$).

No caso de só existir um coberto, não se define $rp_{(dia,2)}$.

A dimensão destes volumes de controlo varia com o estágio de desenvolvimento do coberto vegetal, atingindo a sua maior dimensão na fase de desenvolvimento intermédia e final.

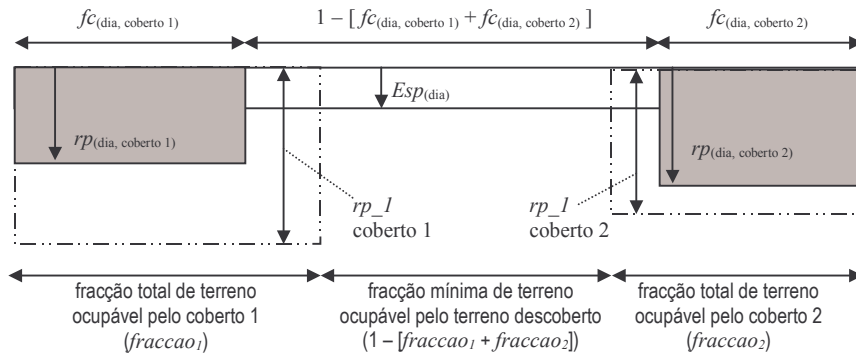


Fig. 52 – Volumes considerados para a realização do balanço hídrico cada coberto vegetal ou terreno descoberto

Para calcular a evapotranspiração real é necessário conhecer a infiltração superficial no *solo*, a evapotranspiração de referência, a espessura do *solo* e o teor de humidade no *solo*.

A evapotranspiração de referência é calculada da forma apresentada sumariamente na secção 3.9.1 e com maior detalhe no Anexo 1.

Assume-se que a zona de influência das raízes das plantas é horizontalmente dada pela área de ocorrência do coberto vegetal, não se estendendo lateralmente, ou seja, é dada por f_c . Assume-se que na zona do terreno descoberto só pode existir evaporação (ou seja, considera-se que não existem raízes da vegetação que se encontra ao lado). Esta assunção é discutível mas considera-se que, em termos de balanço, a água que é retirada a mais do *solo* (na fracção do *solo* ocupada pelo coberto vegetal) por se considerar uma área de influência das raízes menor, é compensada pela água que as raízes não vão buscar na fracção de terreno descoberto, ou seja, considera-se que em termos de área total (cobertos vegetais + terreno descoberto) estes valores se compensam.

6.4.6.2 Cálculo dos coeficientes culturais

A implementação deste módulo segue a metodologia apresentada na secção 3.9. Apresentam-se os passos seguidos no programa de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ_MOD), ilustrando-se esses passos com figuras e valores correspondentes ao caso da ocupação de solo caracterizada por CA1 (sequeiro + pomar) de acordo com a Carta de Ocupação do Solo (escala 1:25 000, CNIG) – ver secção 8.5.1.2.

Os parâmetros necessários ao cálculo das curvas dos coeficientes culturais apresentam-se no Quadro 12. Os dados climatológicos utilizados foram os da estação meteorológica de Faro (Aeroporto) pertencente ao Instituto de Meteorologia.

Quadro 12 – Características das culturas pertencentes à classe CA1 – Sequeiro+Pomar.

Parâmetro	Código	sequeiro	pomar
Permeável (1= sim, 0= não)	permeavel	1	1
Calcula Kcb esparso (1= sim, 0= não)	calcula_Kcb_esp	1	1
dia de início da cultura (a partir de 01/Outubro)	dia_ini	32	152
duração da fase inicial (d)	L_ini	30	30
duração da fase de desenvolvimento (d)	L_des	140	50
duração da fase de meia estação (d)	L_med	40	130
duração da fase final (d)	L_fim	30	30
$K_{cb\ inicio}$	Kcb_ini	0,15	0,35
$K_{cb\ médio}$ ($HR_m = 45\%$, $u = 2$ m/s)	Kcb_med	1,1	0,9
$K_{cb\ final}$ ($HR_m = 45\%$, $u = 2$ m/s)	Kcb_fim	0,15	0,65
altura máxima da cultura (m)	h_cult	1	4
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento máximo (mm)	rp_1	1200	1500
profundidade das raízes na fase de desenvolvimento mínimo (mm)	rp_0	150	1500
limite de depleção da água do solo a 100% (adim.)	sld_	0,55	0,5
$K_c\ mínimo$	Kc_min	0,15	0,15
$K_{cb\ total}$ ($HR_m = 45\%$, $u = 2$ m/s)	Kcb_tot	1,1	0,9
fracção da área ocupada pelas plantas no período de máximo desenvolvimento (adim.)	fraccao	0,6	0,2
fracção da área ocupada pelas plantas no período inicial de desenvolvimento (adim.)	fraccao_0	0,1	0,2
fracção da área ocupada pelas plantas no período de dormência ou de inexistência (adim.)	fraccao_nada	0	0

O procedimento para calcular os coeficientes culturais consiste no seguinte:

1. definir, no ano hidrológico, os períodos de desenvolvimento para cada cultura (consideram-se iguais para todos os anos hidrológicos);
2. calcular, para o período de meia estação, para o período de final de estação, e para cada cultura, a média da velocidade do vento (u) e a média da humidade relativa mínima (HR_m) (é preciso fazer estes cálculos para cada ano hidrológico) - Quadro 13 e Quadro 14;
3. calcular o $K_{cb\ médio}$ e o $K_{cb\ final}$ corrigidos para a velocidade do vento e a humidade relativa calculados no passo 2 (é preciso fazer estes cálculos para cada ano hidrológico) - Quadro 13 e Quadro 14:

$$K_{cbi} = K_{cbi(tabela)} + [0,04.(u - 2) - 0,004.(HR_m - 45)].(a_i/3)^{0,3} \quad \text{Eq. 175}$$

4. calcular, para cada cultura, a curva do coeficiente cultural K_{cb} , de acordo com os procedimentos apresentados na secção 3.9.2 (para todo o período em análise) - Fig. 53;

Quadro 13 – Média diária da velocidade do vento (u), média diária da humidade relativa mínima (HR_m), $K_{cb\ médio}$ e $K_{cb\ final}$ corrigidos, para o período assinalado em dias de cada ano hidrológico, para o caso da cultura de sequeiro

Ano hidrológico	Período (dias do a.h.)	u (m/s)	HR_m (%)	$K_{cb\ médio}$	Ano hidrológico	Período (dias do a.h.)	u (m/s)	HR_m (%)	$K_{cb\ final}$
1995/96	202-241	3,14	58	1,09	1995/96	242-271	3,00	46	0,15
1996/97		3,36	59	1,10	1996/97		3,46	55	0,15
1997/98		2,72	58	1,08	1997/98		2,88	50	0,15
1998/99		3,09	59	1,09	1998/99		2,69	50	0,15

a.h. = ano hidrológico

Quadro 14 – Média diária da velocidade do vento (u), média diária da humidade relativa mínima (HR_m), K_{cb} médio e K_{cb} final corrigidos, para o período assinalado em dias de cada ano hidrológico, para o caso do pomar

a.h.: ano hidrológico	Período (dias do a.h.)	u (m/s)	HR_m (%)	K_{cb} médio	Ano hidrológico	Período (dias do a.h.)	u (m/s)	HR_m (%)	K_{cb} final
					início 1995/96	1-26	2,70	62	0,60
1995/96	232-361	2,97	49	0,92	1995/96-1996/97		2,52	52	0,64
1996/97		2,94	53	0,90	1996/97-1997/98	362-26	3,01	62	0,62
1997/98		2,68	52	0,90	1997/98-1998/99		2,80	55	0,64
1998/99		2,80	55	0,89	fim 1998/99	362-365	1,96	67	0,55

a.h. = ano hidrológico

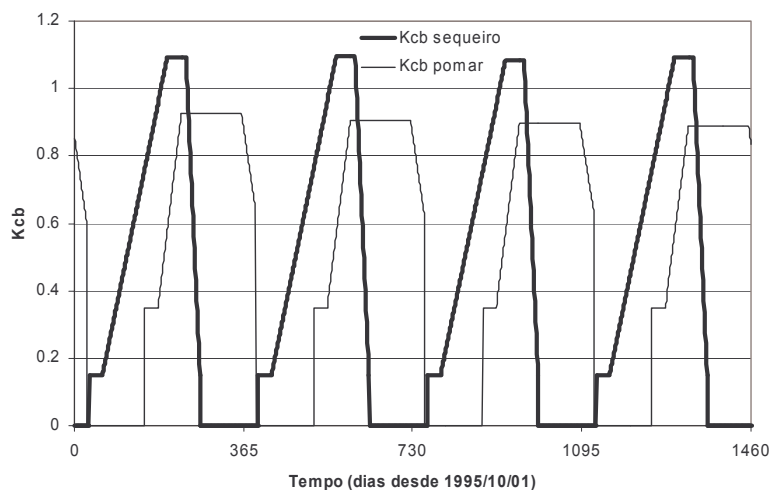


Fig. 53 – Coeficiente cultural basal (K_{cb}) de cada cultura, considerando que cada cultura individualmente vai ocupar a totalidade da área durante a fase média de desenvolvimento e sem tomar em consideração a interdependência dos respectivos coeficientes culturais basais.

5. tratando-se de culturas esparsas, i.e. que não se desenvolvem ao longo da totalidade da área, calcular o K_{cb} médio aj - Quadro 15:

$$K_{cb\text{ médio } aj} = K_{c\text{ min}} + (K_{cb\text{ total}} - K_{c\text{ min}}) \cdot \min \left[1; 2 \cdot f_c; \left(f_{c\text{ efectivo}} \right)^{\left(\frac{1}{1+a} \right)} \right] \quad \text{Eq. 88}$$

para a aplicação actual assume-se que $f_{c\text{ efectivo}} = f_c$.

Este cálculo só é realizado se a variável Calcula_Kcb_esp = 1. Caso contrário, os valores são os que já haviam sido calculados em 4.

Quadro 15 – Coeficiente cultural médio ajustado para o caso de culturas esparsas

Ano hidrológico	Cultura 1: Sequeiro	Cultura 2: Pomar
	K_{cb} médio aj	K_{cb} médio aj
1995/96	0,88	0,46
1996/97	0,88	0,45
1997/98	0,87	0,45
1998/99	0,88	0,45

6. calcular, para cada cultura, a curva do coeficiente cultural esparsa K_{cb} esparsa, assumindo-se que todos os K_{cb} calculados no passo 4 são afectados de um coeficiente dado pela relação $(K_{cb}$ médio $aj. / K_{cb}$ médio) - Fig. 54:

$$K_{cb \text{ esparso}} = K_{cb} \cdot K_{cb \text{ médio aj}} / K_{cb \text{ médio}}$$

Eq. 176

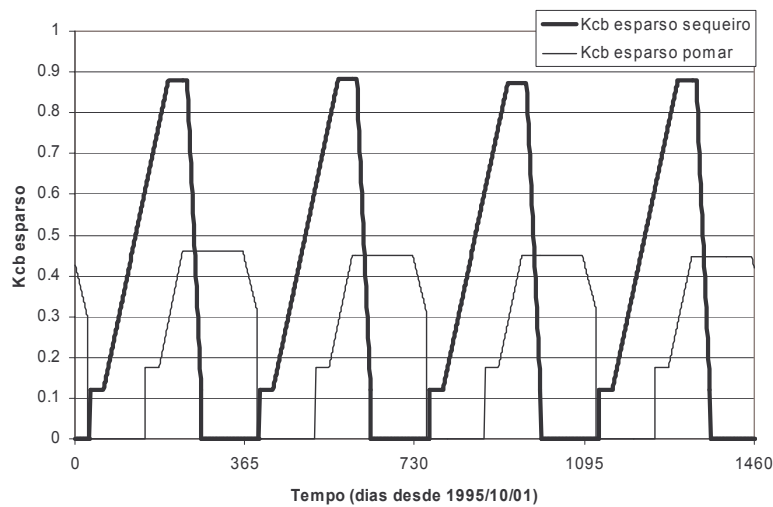


Fig. 54 – Coeficiente cultural basal esparso ($K_{cb \text{ esparso}}$) de cada cultura, sem tomar em consideração a interdependência dos respectivos coeficientes culturais basais.

7. definir a fracção de terreno (f_c) ocupada por cada cultura e a fracção de terreno descoberta - Fig. 55 (consideram-se iguais para todos os anos hidrológicos): considera-se os seguintes valores em função do período de desenvolvimento:

- antes da fase inicial, ou depois da final: $f_c = \text{fraccao_nada}$;
- na fase inicial: $f_c = \text{fraccao_0}$;
- na fase de desenvolvimento: f_c varia entre fraccao_0 , no primeiro dia, e fraccao , no último dia;
- na fase intermédia e final: $f_c = \text{fraccao}$.

A fracção do terreno descoberta é dada pelo complementar das fracções de *solo* ocupadas por cada coberto, ou seja $[1 - f_{c(\text{coberto } 1)} - f_{c(\text{coberto } 2)}]$.

8. definir a espessura do *solo* sujeita a evapotranspiração (rp) (considera-se igual para todos os anos hidrológicos) - Fig. 56: o procedimento é semelhante ao utilizado no passo 7, considerando-se, para cada cultura, os seguintes valores em função do período de desenvolvimento:

- antes da fase inicial, ou depois da final: $rp = 0$;
- na fase inicial: $rp = rp_0$;
- na fase de desenvolvimento: rp varia entre rp_0 , no primeiro dia, e rp_1 , no último dia;
- na fase intermédia e final: $rp = rp_1$.

Para a fracção do terreno descoberta assume-se um valor fixo ao longo do ano. Para o exemplo actual considera-se $rp = 150$ mm.

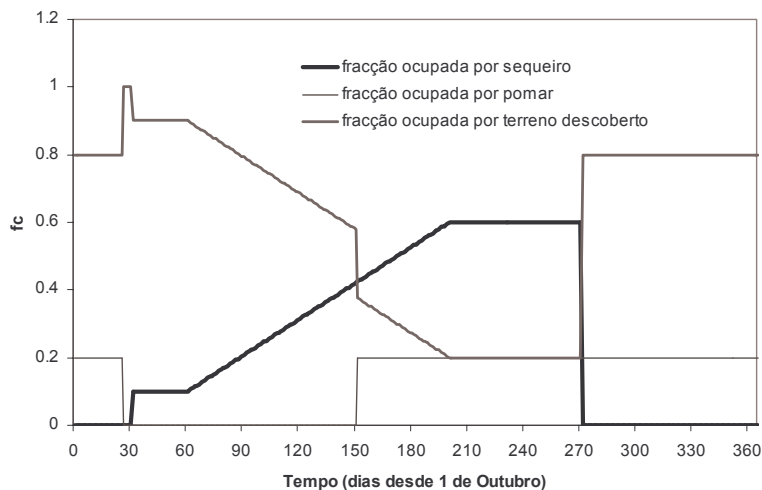


Fig. 55 – Distribuição anual da fracção do terreno ocupada por cada uma das culturas e pelo terreno descoberto.

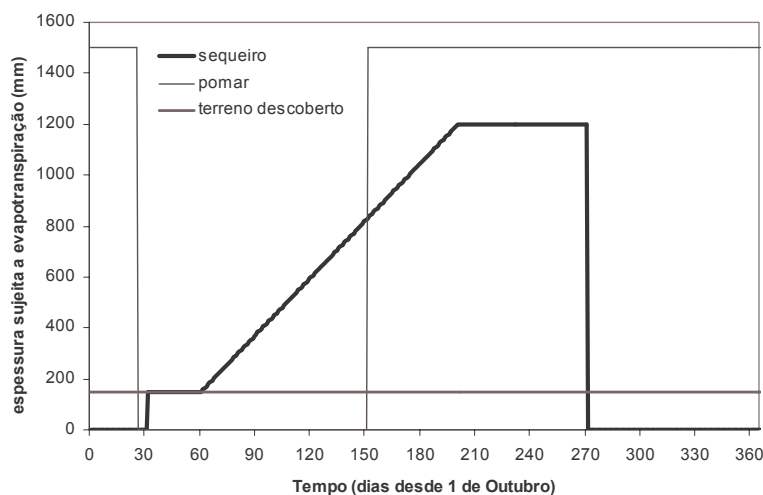


Fig. 56 – Distribuição anual da espessura sujeita a evapotranspiração para cada uma das culturas e para o terreno descoberto.

9. Corrigir os K_{cb} individuais (esparso), para os casos em que a soma dos K_{cb} *esparso* de cada cultura ultrapassa o K_c *máximo* possível (que é condicionado pelo poder evaporante da atmosfera) - Fig. 57:

$$K_c \text{ máximo} = \max \left(\left\{ 1,2 + [0,04 \cdot (u - 2) - 0,004 \cdot (HR_m - 45)] \cdot (a/3)^{0,3} \right\}; \left\{ K_{cb} + 0,05 \right\} \right) \quad \text{Eq. 87}$$

K_{cb} e a referem-se ao K_{cb} *esparso* e a maiores dos dois cobertos presentes.

No caso da soma dos K_{cb} *esparso* ser superior ao K_c *máximo*, o K_{cb} *esparso* de cada cultura é corrigido de acordo com:

$$K_{cb \text{ esparso}}(i, \text{ corrigido}) = K_{cb \text{ esparso}}(i) \cdot K_c \text{ máximo} / (K_{cb \text{ esparso}}(1) + K_{cb \text{ esparso}}(2)) \quad \text{Eq. 177}$$

onde i se refere à cultura: 1-sequeiro ou 2-pomar.

Este procedimento só é aplicado no caso de se ter mais do que uma cultura e é feito para todo o período em análise.

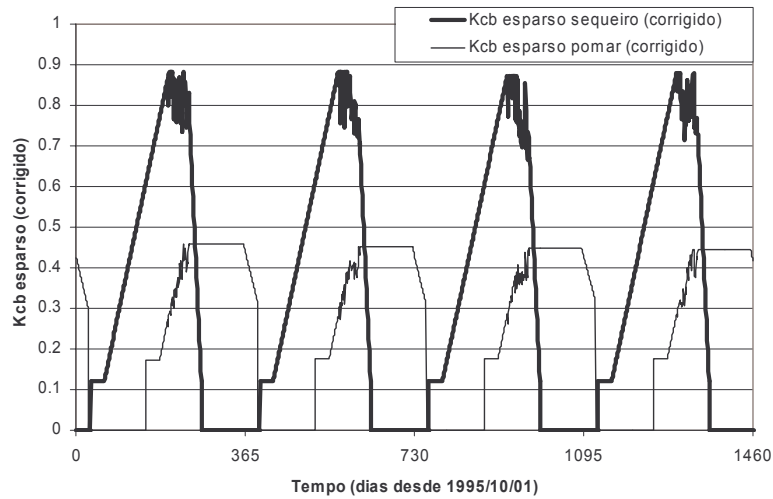


Fig. 57 – Coeficiente cultural basal esparso ($K_{cb\ esparso}$) de cada cultura, considerando a interdependência entre as culturas (a soma dos coeficientes é limitada superiormente pelo poder evaporante da atmosfera).

10. Calcular os termos relativos à componente da evaporação do coeficiente cultural dual ($K_{e1} = K_c\ máximo - K_{cb}$ e $K_{e2} = f_{ew} \cdot K_c\ máximo$), onde K_{cb} refere-se à soma dos $K_{cb\ esparso}$ de cada cultura, f_{ew} refere-se à fracção de terreno descoberta (calculada no passo 7). Este cálculo é feito para todo o período em análise.

$$K_e = \min(K_r \cdot (K_c\ máximo - K_{cb}) ; f_{ew} \cdot K_c\ máximo) \quad \text{Eq. 86}$$

A aplicação desta equação só pode ser feita durante o balanço hídrico, altura em que se determina o coeficiente de redução da evaporação K_r .

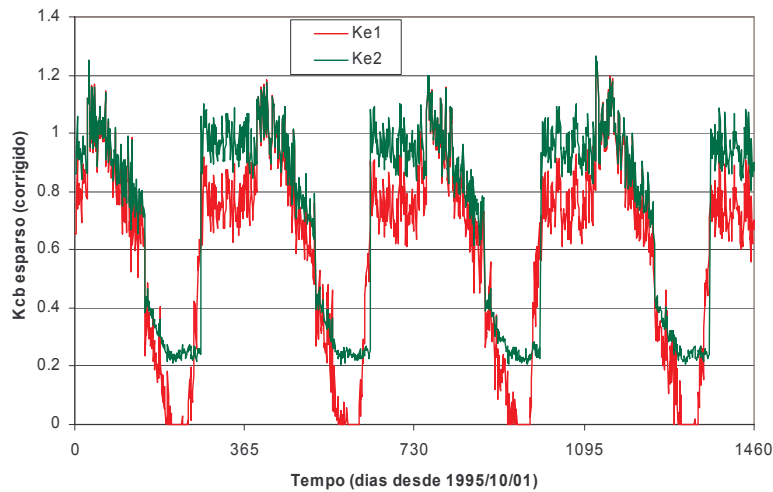


Fig. 58 – Termos relativos à evaporação do coeficiente cultural dual.

11. Para cada uma das culturas presentes, calcular a evapotranspiração potencial multiplicando a evapotranspiração de referência pelo coeficiente cultural ($K_{cb\ esparso}$) - Fig. 59. Este valor é convertido para a área de ocorrência de cada cultura:

$$ET_c = ET_o \cdot K_{cb\ esparso} / f_c \quad \text{Eq. 178}$$

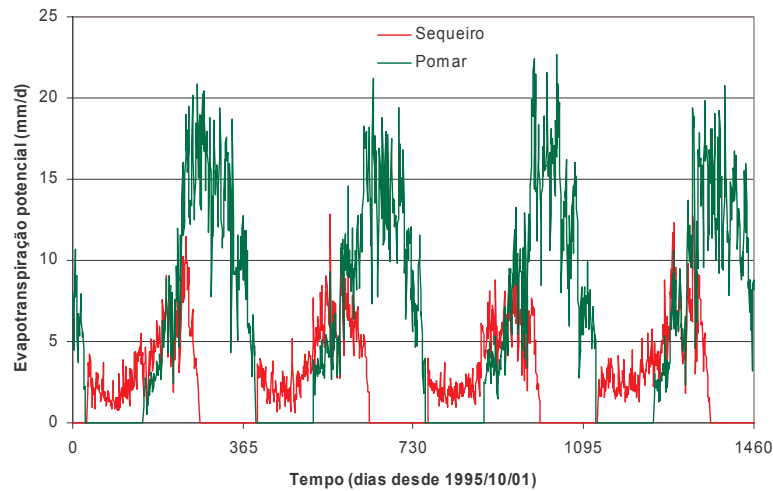


Fig. 59 – Evapotranspiração potencial por tipo de cultura (valores referidos à fracção de terreno ocupada por cada cultura).

12. Fazer o balanço hídrico sequencial diário para o cálculo da evapotranspiração real. Esta parte é descrita nas duas secções seguintes.

6.4.6.3 Cálculo da variação do armazenamento de água no solo antes de ocorrer a evapotranspiração

Nesta secção os valores relativos à quantidade de água no solo (A_i) referem-se à quantidade de água no solo acima de AG_{wp} (secção 3.8.3).

Para o cálculo da evapotranspiração por balanço hídrico sequencial diário considera-se que a quantidade de água que existe no solo disponível para evapotranspiração [$A_{I ETR}(\text{dia}, \text{coberto } i)$], expressa em altura de água na área ocupada pelo coberto i (que representa o coberto vegetal 1 ou 2 ou o terreno descoberto), é dada por:

$$A_{I ETR}(\text{dia}, \text{coberto } i) = A_{I \text{ início}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + I_s(\text{dia}, \text{coberto } i) + A_{I \text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) \quad \text{Eq. 179}$$

sendo $A_{I \text{ início}}$ a quantidade de água que existe no solo no final do dia anterior, I_s a infiltração superficial calculada para o próprio dia (secção 6.4.4), representando $A_{I \text{ ganho}}$, no caso do coberto vegetal, o aumento da quantidade de água devido ao aumento da área coberta pelas plantas ou ao aumento da profundidade das raízes das plantas.

Para o caso do terreno descoberto este termo é nulo, excepto para os dias em que cada um dos cobertos vegetais passa a estar inactivo. Nesses dias, a quantidade de água do terreno descoberto é incrementada da quantidade de água que existia na zona do coberto, vindo $A_{I \text{ ganho}}$ do terreno descoberto dado por:

$$A_{I \text{ ganho}}(\text{dia}, \text{terreno descob.}) = [A_{I \text{ início}}(\text{dia}, \text{coberto}) / rp_1(\text{coberto}) \cdot Esp(\text{dia})] \cdot fc(\text{dia-1}, \text{coberto}) / fc(\text{dia}, \text{terreno descob.}) \quad \text{Eq. 180}$$

onde Esp representa a espessura do terreno descoberto sujeita a evaporação, rp_1 representa a profundidade máxima alcançável pelas raízes das plantas do coberto, fc a fracção de área ocupada, dia o próprio dia, e $dia-1$ o dia anterior.

Para cada coberto vegetal, são os seguintes os termos relativos ao aumento da quantidade de água no *solo*, expressos em altura de água na zona ocupada pelo coberto vegetal (Fig. 60):

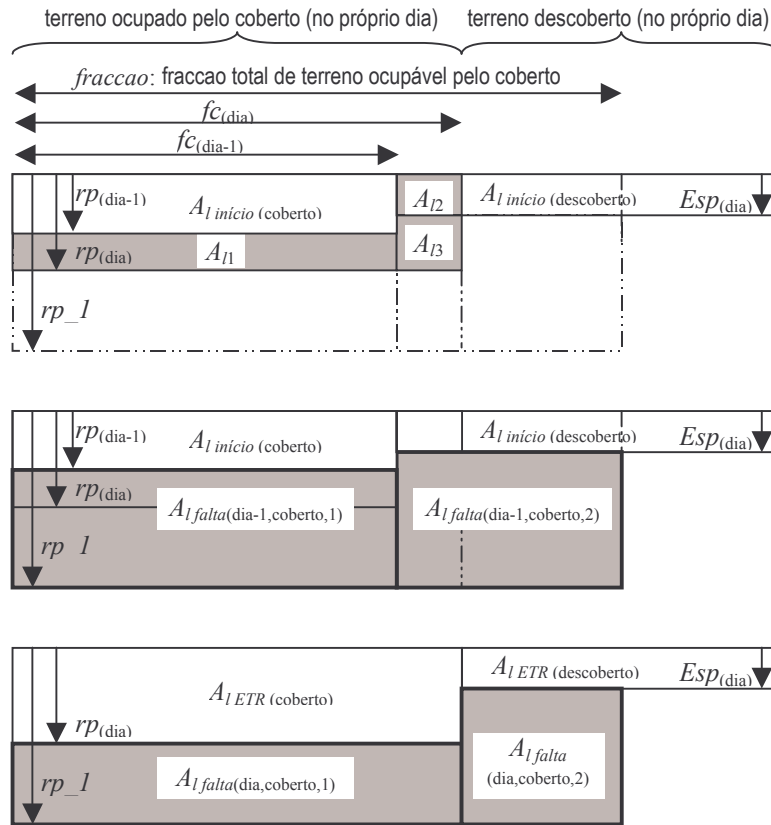


Fig. 60 – Situações consideradas durante o balanço hídrico para o caso do aumento ou da diminuição da fracção ocupada por um determinado coberto vegetal ou da espessura do *solo* sujeita a evapotranspiração.

a) termo relativo ao aumento da espessura do *solo* (A_{I1}), considerando o teor de humidade que existe no *solo* na zona do crescimento das raízes das plantas:

$$A_{I1} = [rp_{(dia, coberto)} - rp_{(dia-1)}] \cdot (cc - wp - \theta_{I falta1}) \cdot fc_{(dia-1, coberto)} / fc_{(dia, coberto)} \quad \text{Eq. 181}$$

onde $\theta_{I falta1}$ é dado por:

$$\theta_{I falta1} = A_{I falta(dia-1, coberto, 1)} / [rp_{-1(coberto)} - rp_{(dia-1, coberto)}] \quad \text{Eq. 182}$$

$A_{I falta (dia-1, coberto, 1)}$ representa a quantidade de água do *solo* em falta para que, na área do *solo* entre a profundidade das raízes das plantas no dia anterior [$rp_{(dia-1)}$] e a profundidade máxima alcançável pelas raízes das plantas (rp_{-1}), o teor de humidade do *solo* atinja a capacidade de campo (cc). O termo wp representa o ponto de emurchecimento.

Devido ao aumento da profundidade das raízes das plantas, o termo $A_{I falta (dia, coberto, 1a)}$ é actualizado para a nova profundidade que ainda falta preencher pelas raízes das plantas [entre rp_{-1} e $rp_{(dia)}$]:

$$A_{I falta(dia, coberto, 1a)} = A_{I falta(dia-1, coberto, 1)} / [rp_{-1(coberto)} - rp_{(dia-1, coberto)}] \cdot [rp_{-1(coberto)} - rp_{(dia, coberto)}] \cdot fc_{(dia-1, coberto)} / fc_{(dia, coberto)} \quad \text{Eq. 183}$$

b) termo relativo ao aumento de área na zona de terreno descoberto (A_{I2}), considerando o teor de humidade existente nesta zona:

$$A_{I2} = [fc_{(dia,coberto)} - fc_{(dia-1,coberto)}] * A_{I\ inicio} (dia, terreno descoberto) / fc_{(dia,coberto)} \quad \text{Eq. 184}$$

c) termo relativo ao aumento de área abaixo da profundidade sujeita a evaporação no terreno descoberto (A_{I3} , aplicável se $rp_{(dia)} >$ espessura da zona evaporante [$Esp_{(dia)}$]), considerando o teor de humidade que existe no *solo* na zona do aumento da profundidade das raízes das plantas:

$$A_{I3} = [rp_{(dia,coberto)} - Esp_{(dia)}] \cdot (cc - wp - \theta_{I\ falta2}) \cdot [fc_{(dia,coberto)} - fc_{(dia-1,coberto)}] / fc_{(dia,coberto)} \quad \text{Eq. 185}$$

onde $\theta_{I\ falta2}$ é dado por:

$$\theta_{I\ falta2} = A_{I\ falta}(dia-1,coberto,2) / [rp_{-1}(coberto) - Esp_{(dia-1)}] \quad \text{Eq. 186}$$

$A_{I\ falta}$ representa a quantidade de água do *solo* em falta para que, na área do *solo* entre a espessura do terreno descoberto no dia anterior [$Esp_{(dia-1)}$] e a profundidade máxima alcançável pelas raízes das plantas (rp_{-1}), o teor de humidade do *solo* atinja a capacidade de campo.

É necessário ter em atenção que na área que anteriormente se encontrava por baixo do terreno descoberto e que agora passou a estar também ocupada pelo coberto vegetal, há uma variação da quantidade de água em falta. Uma vez que esta área passou a fazer parte da fracção ocupada pelo coberto vegetal, tem-se que:

$$A_{I\ falta} (dia,coberto,1b) = A_{I\ falta} (dia-1,coberto, 2) / [rp_{-1}(coberto) - Esp_{(dia-1)}] \cdot [rp_{-1}(coberto) - rp_{(dia,coberto)}] \cdot [fc_{(dia,coberto)} - fc_{(dia-1,coberto)}] / fc_{(dia,coberto)} \quad \text{Eq. 187}$$

O ganho de água resultante do aumento da espessura ou área do coberto vegetal, expresso em altura de água na zona ocupada pelo coberto vegetal, é de:

$$A_{I\ ganho} (dia, coberto) = A_{I1} + A_{I2} + A_{I3} \quad \text{Eq. 188}$$

e a quantidade de água em falta para que o teor de humidade entre a profundidade das raízes das plantas e a sua profundidade máxima preencha a capacidade de campo é dada por:

$$A_{I\ falta} (dia,coberto,1) = A_{I\ falta} (dia,coberto,1a) + A_{I\ falta} (dia,coberto, 1b) \quad \text{Eq. 189}$$

No caso do coberto vegetal considerado deixar de existir ou entrar num período de dormência, a quantidade de água no *solo* relativa a esse coberto considera-se nula:

$$A_{I\ ETR}(dia,coberto) = 0 \quad \text{Eq. 190}$$

e os termos relativos a $A_{I\ falta}$ passam a:

$$A_{I\ falta}(dia,coberto,1) = 0 \quad \text{Eq. 191}$$

porque deixa de haver coberto, e por isso, não se define quantidade de água em falta abaixo do coberto. Na área abaixo do terreno que agora ficou descoberto, e que será ocupável pelas raízes das plantas no ciclo vegetativo seguinte, ficará:

$$A_{l\text{ falta}}(\text{dia, coberto}, 2) = [rp_{-1}(\text{coberto}) - Esp(\text{dia-1})] * [cc - (wp + A_{l\text{ inicio}}(\text{dia, coberto}) / rp(\text{dia-1, coberto}))] \quad \text{Eq. 192}$$

ou seja, falta a quantidade de água necessária para que o teor de humidade corresponda à capacidade de campo do solo no último dia em que a cultura existiu nesse ciclo vegetativo ($A_{l\text{ inicio}}$ corresponde à quantidade de água no solo no final do dia anterior).

6.4.6.4 Cálculo da evapotranspiração real

Para se fazer o cálculo da evapotranspiração real de cada uma das culturas presentes multiplica-se a evapotranspiração potencial pelo coeficiente de stress hídrico K_a :

$$ETR(\text{dia, coberto } i) = K_a \cdot ET_c(\text{dia, coberto } i) \quad \text{Eq. 193}$$

O coeficiente K_a é determinado em função da quantidade máxima de água utilizável para evapotranspiração [$AGUT = rp \cdot (cc - wp)$], do limite de depleção da água do solo a 100 % (p) e da quantidade de água no solo [$A_{l\text{ ETR}}(\text{dia, coberto } i)$] (ver Fig. 61):

$$K_a = 1 \quad \text{se } A_{l\text{ ETR}}(\text{dia, coberto } i) \geq rp(\text{dia, coberto } i) \cdot [cc - p \cdot (cc - wp)]$$

$$K_a = A_{l\text{ ETR}}(\text{dia, coberto } i) \cdot [rp(\text{dia, coberto } i) \cdot (1 - p) \cdot (cc - wp)]^{-1} \quad \text{caso contrário} \quad \text{Eq. 194}$$

Ou seja, K_a é constante para quantidades de água no solo entre o teor de humidade correspondente à capacidade de campo (cc) e o teor de humidade dado por $\{cc - p \cdot (cc - wp)\}$; K_a decresce linearmente entre o valor unitário e zero para teores de humidade entre o ponto de emurchecimento $\{cc - p \cdot (cc - wp)\}$ e (wp).

Para o caso do terreno descoberto, determina-se K_r da mesma forma que se determinou K_a , utilizando o limite de depleção de água do solo a 100 % para o terreno descoberto (p_{desc}):

$$K_r = 1 \quad \text{se } A_{l\text{ ETR}}(\text{dia, terreno descob.}) \geq Esp(\text{dia}) \cdot [cc - p_{desc} \cdot (cc - wp)]$$

$$K_r = A_{l\text{ ETR}}(\text{dia, terreno descob.}) \cdot [Esp(\text{dia}) \cdot (1 - p_{desc}) \cdot (cc - wp)]^{-1} \quad \text{caso contrário} \quad \text{Eq. 195}$$

Depois aplica-se a equação:

$$K_e = \min(K_r \cdot (K_c \text{ máximo} - K_{cb}); f_{ew} \cdot K_c \text{ máximo}) \quad \text{Eq. 86}$$

A evaporação (real) do terreno descoberto é calculada multiplicando a evapotranspiração de referência pelo coeficiente K_e . Este valor é convertido para a área de terreno descoberto ($fc_{\text{terreno descob.}}$):

$$ETR = ET_o \cdot K_e / fc_{\text{terreno descob.}} \quad \text{Eq. 196}$$

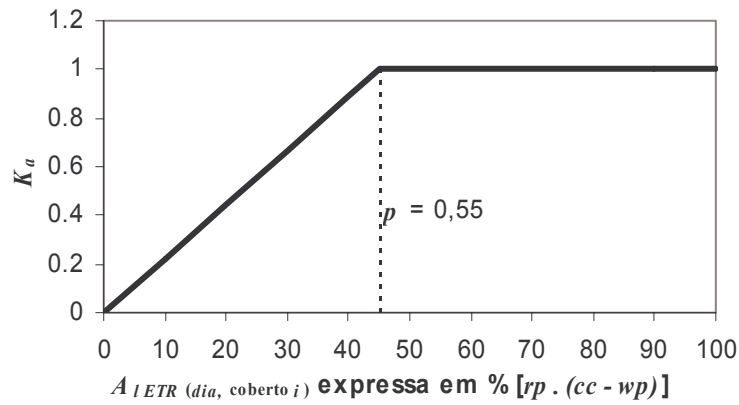


Fig. 61 – K_a em função da quantidade de água no solo e do limite de depleção

6.4.6.5 Programa de computador BALSEQ_MOD

A metodologia apresentada foi integrada no programa de computador BALSEQ_MOD.

6.4.7. Modelação do armazenamento de água no solo e da infiltração profunda

6.4.7.1 Processos lineares

Como se referiu na secção 3.8.2, a água que chega ao solo pode distribuir-se da seguinte forma: aumentar o armazenamento do solo, ser evapotranspirada, sair por escoamento lateral no solo e/ou constituir infiltração profunda. As entradas de água no solo já foram caracterizadas nos passos anteriores. Também a evapotranspiração (ET) já foi calculada na secção anterior. Na maior parte das situações o escoamento lateral no solo é desprezável, que é a situação que se assume no modelo BALSEQ_MOD ($E_{le} = E_{ls} = 0$). Quando se considera, também, que não há entrada de água directamente no solo por acção humana (rega; $H_{le} = 0$), a Eq. 68 simplifica-se para

$$A_{l\ fim} + Ip = A_{l\ inicio} + Is - ETR \quad \text{Eq. 197}$$

ou seja, resta a situação de quantificar $A_{l\ fim}$ e Ip .

Contudo, no caso de se considerar o coeficiente cultural dual e o desenvolvimento do coberto vegetal, e como já se fez na secção anterior para o cálculo da evapotranspiração, há uma parcela que tem que ser considerada relativa ao ganho adicional de água no solo devido à expansão da profundidade do solo sujeita a ET ou da sua área. Nesse caso a equação Eq. 197 deverá ser aplicada a cada coberto vegetal, ou terreno descoberto, apresentando a forma:

$$A_{l\ fim}(dia, coberto i) + Ip(dia, coberto i) = A_{l\ inicio}(dia, coberto i) + Is(dia, coberto i) + A_{l\ ganho}(dia, coberto i) - ETR(dia, coberto i) \quad \text{Eq. 198}$$

tendo $A_{l\ ganho}(dia, coberto i)$ sido caracterizado na secção 6.4.6.3.

De acordo com as considerações feitas na secção 3.11, o processo mais simples para calcular a infiltração profunda consiste em assumir que a quantidade de água armazenada no solo em excesso em relação a AG_{cc} (armazenamento do solo quando o teor de humidade corresponde à capacidade de

campo) drena livremente por acção da gravidade. Quando a quantidade de água no *solo* é inferior a AG_{cc} , a água fica retida no *solo* por acção das forças de capilaridade. Uma forma de calcular a infiltração profunda é assumir que toda a água capaz de drenar livremente por acção da gravidade constituirá infiltração profunda. Neste caso, a quantidade de água armazenada no *solo* fica limitada superiormente a AG_{cc} . Quando essa quantidade de água ultrapassa AG_{cc} a água drena em profundidade, constituindo infiltração profunda:

$$I_p(\text{dia}, \text{coberto } i) = \max(AI_{\text{inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + IS(\text{dia}, \text{coberto } i) + AI_{\text{ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) - ETR(\text{dia}, \text{coberto } i) - AG_{cc}(\text{dia}, \text{coberto } i); 0) \quad \text{Eq. 199}$$

Conhecido I_p e substituindo na Eq. 198, calcula-se $A_{l \text{ fim}}$, o que equivale a:

$$A_{l \text{ fim}}(\text{dia}, \text{coberto } i) = \min(AI_{\text{inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + IS(\text{dia}, \text{coberto } i) + AI_{\text{ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) - ETR(\text{dia}, \text{coberto } i); AG_{cc}(\text{dia}, \text{coberto } i)) \quad \text{Eq. 200}$$

A aplicação destas equações só é válida quando o nível freático se encontra abaixo da base do *solo*. A utilização destas equações no modelo de balanço hídrico sequencial diário implica que ao fim do dia toda a água que se encontrava no *solo* em excesso relativamente ao armazenamento correspondente ao valor da capacidade de campo tenha conseguido drenar através de toda a espessura do *solo*. Esta situação é muito simplificadora uma vez que o escoamento vai depender da condutividade hidráulica, do potencial hidráulico e da distância a percorrer, como apresentado na secção 2.6.2.2. Utilizando a formulação apresentada está-se a considerar que no final do intervalo de tempo toda a água que entrou no *solo* nesse intervalo de tempo sai imediatamente do *solo*. Em muitos casos isso não deverá acontecer permanecendo a água no *solo*, ou seja, este vai ter uma quantidade de água armazenada maior do que a dada por AG_{cc} . Se a água permanece para o dia ou dias seguintes, ela poderia ser utilizada para os processos de ETR ou de E_{ls} (que passa a ser mais plausível no caso de o *solo* se apresentar próximo da saturação).

Esta situação já foi também considerada na secção 3.11, quando se referiram outros processos de cálculo da infiltração profunda. Para o BALSEQ_MOD adoptou-se o **Processo 2)** referido nessa secção, em que a infiltração profunda é dada pelo excesso de água que existe no *solo* em relação a AG_{cc} e é limitada superiormente pela quantidade máxima de água que o *solo* pode transmitir no intervalo de tempo considerado ($K_s \cdot \Delta t$):

$$I_p(\text{dia}, \text{coberto } i) = \min\{\max[AI_{\text{inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + IS(\text{dia}, \text{coberto } i) + AI_{\text{ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) - ETR(\text{dia}, \text{coberto } i) - AG_{cc}(\text{dia}, \text{coberto } i); 0]; (K_s \cdot \Delta t)\} \quad \text{Eq. 201}$$

sendo K_s a condutividade hidráulica saturada vertical.

Pela aplicação da última equação pode acontecer que a quantidade de água no *solo* exceda a quantidade máxima de água que o *solo* pode conter (AG_T). Nesse caso assume-se que se $A_{l \text{ fim}}$ dado

pela aplicação da Eq. 198 excede AG_I , a diferença será acrescentada ao escoamento directo ou ao armazenamento de água no *solo* (que no BALSEQ_MOD se considera nulo: $\Delta A_p = 0$), ou seja:

$$Ed_{(dia, coberto\ i)} = Ed_{calculado\ anteriormente(dia, coberto\ i)} + (A_{I\ fim(dia, coberto\ i)} - AG_I(dia, coberto\ i)) \quad \text{Eq. 202}$$

A quantidade de água armazenada no *solo* passa a ser:

$$A_{I\ fim(dia, coberto\ i)} = AG_I(dia, coberto\ i) \quad \text{Eq. 203}$$

Os modelos de cálculo da infiltração profunda baseados nas Eq. 199 e Eq. 201 foram implementados no programa de computador BALSEQ_MOD.

6.4.7.2 Modelação do escoamento na zona vadosa

6.4.7.2.1 Introdução

Uma outra forma de quantificar a infiltração profunda é através do desenvolvimento de modelos de escoamento na zona vadosa, e verificar como se processa a infiltração profunda em função do tipo de *solo* (em termos de propriedades hidráulicas e de porosidade), da precipitação/infiltração superficial, e do teor de humidade do *solo*. Este estudo permitirá averiguar para que tipo de *solos* e em que circunstâncias é que se podem assumir como válidas as equações apresentadas na secção anterior.

Pretende-se estudar como se processa o escoamento na zona vadosa, e especialmente no *solo*, para verificar quanto tempo demora a água que se infiltra à superfície a chegar à base do *solo*, tendo em vista a obtenção de valores médios que permitam considerar o tipo de *solo* no modelo de balanço hídrico. Os trabalhos desenvolvidos para as corridas dos modelos de escoamento foram apresentados em Oliveira (2003a). Aqui apresenta-se uma parte desses trabalhos, mas não se apresenta os formatos dos ficheiros de entrada e de saída, a forma de obter os resultados a partir dos ficheiros de saída, nem a verificação do erro de balanço de corrida do modelo, aspecto muito importante para a aceitação dos resultados que o modelo fornece.

6.4.7.2.2 O modelo Vs2dt

A modelação do escoamento na zona vadosa foi feita utilizando o modelo numérico Vs2dt. Este modelo pertence ao pacote de programas de computador VS2DI, do United States Geological Survey (USGS) disponível na Internet (em Novembro de 2002) em: <http://water.usgs.gov/software/vs2di.html>.

O modelo numérico Vs2dt foi concebido para simular o escoamento de fluido e de soluto em meio poroso de saturação variável. Trata-se de um modelo de diferenças finitas, bi-dimensional, que incorpora quatro funções diferentes para calcular a relação entre pressão, condutividade hidráulica não saturada e teor de humidade.

A nível de fluido aceita como condições de fronteira: (1) condições de infiltração e encharcamento ("ponding"), (2) evaporação, (3) evapotranspiração, (4) superfície de exsudação ("seepage face"), (5) fontes-sumidouros. As condições iniciais obrigam a especificar a distribuição de

potenciais em todos os pontos do domínio, que devem representar uma situação de equilíbrio. Estes podem ser introduzidos (1) a partir de especificação de pressões, (2) a partir de teores de humidade, ou (3) a partir da especificação de um perfil de equilíbrio.

Para o perfil de equilíbrio é preciso especificar dois parâmetros: (1) a coordenada z a que se encontra o nível freático e (2) a pressão mínima no perfil. Se se pretende estudar o escoamento da zona vadosa para um determinado teor de humidade mínimo (estabelecido à partida), pode-se calcular o correspondente valor de pressão de água mínima (sucção máxima) no *solo* resolvendo a fórmula de van Genuchten (Eq. 32) em ordem a ψ .

$$\psi = \left[\frac{\left(\frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} \right)^{(-1/\gamma)} - 1}{\alpha^\beta} \right]^{1/\beta} \tag{Eq. 204}$$

sendo $\gamma = 1 - 1/\beta$.

O perfil inicial de equilíbrio tem as seguintes características (Fig. 62): entre o nível freático (pressão = 0) e a profundidade dada por (profundidade do nível freático – pressão de água mínima), a pressão de água varia uniformemente entre 0 (no nível freático) e o valor de pressão de água mínima. Neste espaço, o potencial hidráulico mantém-se constante (= potencial da zona saturada). Acima dessa profundidade, a pressão mantém-se igual à pressão mínima e o potencial hidráulico vai aumentando uniformemente até à superfície (profundidade = 0 cm).

Os parâmetros médios necessários para a aplicação da Eq. 32 e da Eq. 204 encontram-se tabelados em função da textura do *solo*. O Quadro 1 mostra os parâmetros médios apresentados por Rawls e Brakensiek (1989).

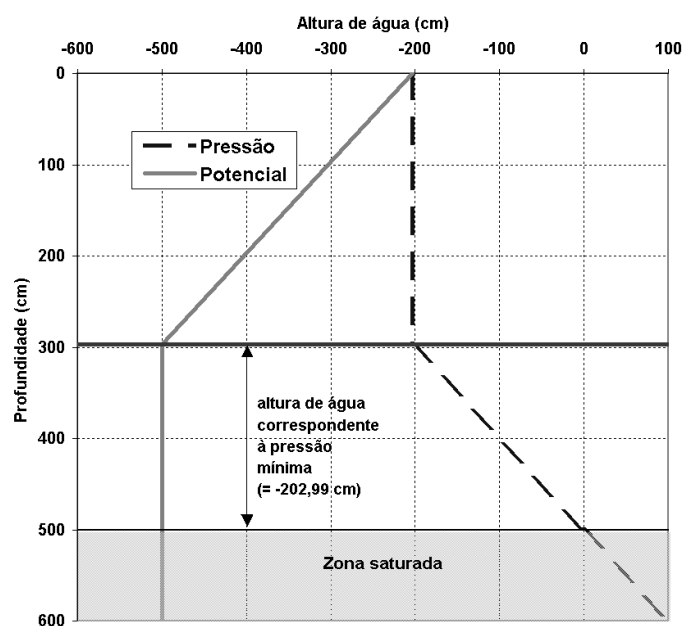


Fig. 62 – Perfil de equilíbrio inicial, considerando o caso de um *solo* arenoso franco com o nível freático a 500 cm de profundidade e com teor de água no *solo* = capacidade de campo.

6.4.7.2.3 Modelo conceptual, modelo geométrico e condições de fronteira

O modelo conceptual consiste no escoamento vertical, unidimensional, em sentido descendente, ao longo de um *solo* com propriedades homogêneas, em regime transitório, não saturado. Há infiltração na superfície do *solo*, condicionada pela precipitação e pela capacidade de infiltração do *solo*, e pretende-se que o nível freático nunca suba acima da base do *solo*.

Na construção do modelo geométrico pretende-se (1) estudar a infiltração profunda que pode ocorrer até à profundidade de 275 cm (que é, na aplicação dos modelos feita nesta Tese, a profundidade máxima considerada alcançável pelas raízes das plantas), e (2) que o escoamento não seja condicionado por a base do modelo estar próxima dessa profundidade. Por esse motivo estabeleceu-se um modelo geométrico com 350 cm de profundidade, constituído por 3 colunas e 134 linhas. A primeira e a terceira colunas e a primeira e a 134^a linhas são internas ao modelo, sendo impermeáveis. O Quadro 16 e a Fig. 63 mostram as características de espessura e profundidade da base de cada célula.

Quadro 16 – Características de espessura das células utilizadas no modelo

linha	espessura de cada célula (cm)	Profundidade da base da última linha (cm)
1	0,5	0,0
2 - 9	0,5	4,0
10	1,0	5,0
11 - 118	2,5	275,0
119 - 133	5,0	350,0
134	5,0	355,0

Nas corridas realizadas não se considera nem a evaporação nem a transpiração.

As células onde são definidas condições de fronteira (Fig. 63) são as células número 2, onde se dá a infiltração superficial e números 131 e 132, onde se definiu uma superfície de exsudação.

A entrada de água no modelo dá-se sempre na célula 2, através de uma fronteira de infiltração que inicialmente traduz uma condição de fronteira de fluxo, e que passa a condição de potencial constante, quando a capacidade de infiltração do *solo* é excedida e a altura de água no *solo* acima da superfície é superior à altura de encharcamento. Considerou-se uma altura máxima de encharcamento de 0,1 cm.

Durante a corrida dos modelos verificou-se que o nível freático subia acima da profundidade de 275 cm, o que condicionava os escoamentos em profundidade. Por esse motivo criou-se uma condição de fronteira artificial, que não existe na realidade numa situação destas: uma superfície de exsudação ("seepage face") dos 335 cm aos 345 cm de profundidade. As superfícies de exsudação caracterizam-se por fronteiras onde o potencial hidráulico é igual à altitude e que funcionam só no sentido da saída de água do sistema. Isto é, se o potencial hidráulico é superior à altitude, há saída de água; se o potencial hidráulico é inferior à altitude não há entrada de água e é como se não existisse condição de fronteira.

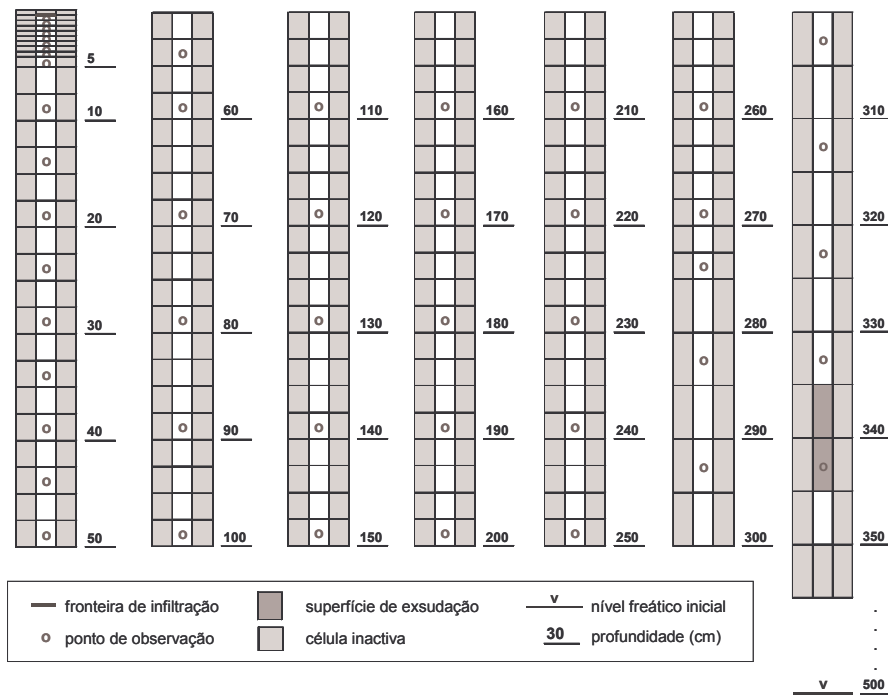


Fig. 63 – Modelo geométrico e condições iniciais e de fronteira para o estudo do escoamento na zona vadosa

Ao considerar a superfície de exsudação o escoamento processa-se normalmente até a água atingir a base da coluna (350 cm de profundidade), aí começa a acumular-se e a saturar a última célula, quando a saturação atinge a penúltima célula, onde está a fronteira da superfície de exsudação, a pressão negativa da água (ou tensão) anula-se, e o potencial hidráulico torna-se igual à altitude. Assim, a zona saturada nunca sobe acima da superfície de exsudação, não se dá a saturação da zona do *solo* que se pretende estudar, e este processo ainda ocorre longe da profundidade máxima de estudo.

Para a corrida do programa assumiu-se sempre que o nível freático inicial se encontra a 500 cm de profundidade, sendo este o valor utilizado também para o estabelecimento do perfil de equilíbrio inicial.

Para se fazer o estudo da variação da infiltração profunda a diferentes profundidades utilizaram-se diferentes condições de teor de humidade inicial do *solo*, de precipitação diária e de distribuição da precipitação. Num modelo de balanço hídrico sequencial diário, em relação à precipitação, só é conhecido o seu valor diário, não se sabendo como se distribui a precipitação ao longo do dia.

Assim, tendo em conta o estudo da distribuição da precipitação, consideram-se cinco distribuições distintas: (05H_I) totalidade da precipitação ocorre distribuída uniformemente na primeira meia hora do dia; (2H_I) totalidade da precipitação ocorre distribuída uniformemente nas primeiras duas horas do dia; (2H_F) totalidade da precipitação ocorre distribuída uniformemente nas últimas duas horas do dia; (2H_M) totalidade da precipitação ocorre distribuída uniformemente nas 12^a e 13^a horas do dia; (24H) totalidade da precipitação ocorre distribuída uniformemente pelas 24 horas do dia.

Consideram-se os seguintes cinco valores de precipitação diária: 1 mm, 12 mm, 24 mm, 48 mm e 72 mm.

Tendo em vista o estudo do processo de escoamento na zona vadosa, definiram-se várias situações iniciais de humidade do *solo*. A exemplo do estudo que já se havia feito para a infiltração superficial (secção 6.4.4.1), consideraram-se teores de humidade iniciais (θ_i) correspondentes a: (1) cc ; (2) $0,5.cc+0,5.n$; (3) $0,25.cc+0,75.n$; (4) $0,1.cc+0,9.n$; (5) n . Não se consideraram teores de humidade iniciais inferiores a cc porque teoricamente, abaixo deste valor, não haveria escoamento ou este seria muitíssimo lento.

Para cada classe textural de *solo* consideram-se 125 combinações possíveis de teor de humidade inicial, precipitação e distribuição da precipitação.

Os valores de pressão mínima de água por classe textural são apresentados no Quadro 17, tendo sido calculados utilizando a Eq. 204 com os valores de n e cc apresentados no Quadro 1.

Para se poder controlar os resultados do modelo seleccionaram-se 50 pontos de observação (máximo permitido pelo modelo, embora se possa alterar este valor no código original e recompilar o modelo). As células seleccionadas foram (Fig. 63): todas as células de 2 a 12; células de número par de 14 a 32; células múltiplos de quatro desde a 36 até à 112; células pares desde a célula 116 até à célula 132.

Quadro 17 - Pressão mínima de água por classe textural para caracterização do perfil inicial de equilíbrio do *solo*, a usar nas corridas do modelo de escoamento.

Textura	n	cc	$\psi(\theta=cc)$	$\psi(\theta=.5cc+.5n)$	$\psi(\theta=.25cc+.75n)$	$\psi(\theta=.1cc+.9n)$	$\psi(\theta=n)$
Arenoso	0,437	0,091	-143,67	-15,15	-6,65	-3,13	0,00
Arenoso franco	0,437	0,125	-202,99	-20,74	-8,43	-3,71	0,00
Franco arenoso	0,453	0,207	-242,23	-36,07	-14,01	-5,71	0,00
Franco	0,463	0,270	-153,84	-27,47	-10,38	-3,99	0,00
Limoso	0,443	0,297	-68,54	-25,45	-12,63	-5,80	0,00
Franco argilo-arenoso	0,398	0,255	-259,52	-56,39	-22,88	-9,20	0,00
Franco limoso	0,501	0,330	-150,90	-37,34	-15,40	-6,13	0,00
Franco argiloso	0,464	0,318	-279,11	-57,52	-22,23	-8,53	0,00
Franco argilo-limoso	0,471	0,366	-185,31	-51,41	-21,33	-8,28	0,00
Argilo-arenoso	0,430	0,339	-194,15	-50,40	-20,63	-8,02	0,00
Argilo-limoso	0,479	0,387	-211,92	-56,97	-23,08	-8,76	0,00
Argiloso	0,475	0,396	-188,88	-54,83	-22,89	-8,83	0,00

6.4.7.2.4 Interpretação dos resultados da corrida do modelo

Para que os resultados das corridas do modelo sejam aceites estabelecem-se valores máximos de tempo permitido para que o erro de balanço seja superior a 1%. No caso destes valores máximos serem ultrapassados, é necessário correr novamente o programa alterando os parâmetros que mais condicionam os resultados finais: critério de convergência, parâmetro de relaxação, ou, para cada período de recarga, o incremento de tempo mínimo a considerar, ou eventualmente ainda, o incremento de tempo máximo a considerar. A geometria do modelo nunca foi alterada.

Um dos ficheiros de saída contém os valores de altura piezométrica, pressão, teor de humidade e grau de saturação para os pontos de observação seleccionados e para cada intervalo de tempo utilizado durante a corrida do programa.

Em termos de infiltração profunda, este conjunto de dados pode ser utilizado para calcular a quantidade de água que passa abaixo de uma determinada profundidade do *solo*. As variáveis presentes no balanço hídrico na modelação efectuada (entradas, saídas e variação de armazenamento) são: a infiltração superficial, a variação do armazenamento e a saída pela condição de fronteira imposta aos -340 cm de profundidade. Nuns casos a infiltração superficial é igual à precipitação, noutros não, porque o meio não é capaz de absorver toda a água, pelo que se forma encharcamento à superfície e escoamento directo.

O programa não produz um ficheiro com os valores de infiltração profunda registados a diversas profundidades da zona vadosa. Contudo a infiltração profunda pode ser calculada a partir da equação de conservação de massa apresentada na secção 3.8.1:

$$\Delta A_l = A_{l\text{ fim}} - A_{l\text{ inicio}} = (I_s + E_{le} + H_{le}) - (I_p + E_{ls} + ETR) \quad \text{Eq. 68}$$

Neste caso não se considera escoamento lateral de entrada ou saída no *solo* ($E_{le} = E_{ls} = 0$), nem evapotranspiração ($ETR = 0$), nem recarga artificial do *solo* ($H_{le} = 0$) pelo que a equação acima se simplifica para:

$$I_p = I_s - \Delta A_l \quad \text{Eq. 205}$$

A infiltração superficial é constante e é dada pelo escoamento total de entrada durante 1 dia.

A quantificação da variação do armazenamento (ΔA_l) até à profundidade final desejada faz-se pela diferença entre o teor de humidade no *solo* no final do dia e o existente no início do dia.

A Fig. 64 mostra o resultado do cálculo da infiltração profunda, mediante a aplicação da Eq. 205, para um caso que é estudado na subsecção seguinte. Verifica-se que dependendo da forma como se distribui a precipitação (com o valor diário de 12 mm), a infiltração profunda assume valores muito diferentes em função da profundidade. À superfície do terreno, a infiltração "profunda" é dada pelo valor da infiltração superficial. A partir de uma profundidade a infiltração profunda encontra-se estabilizada (devido ao equilíbrio do perfil inicial o gradiente hidráulico é constante e a variação de potencial provocada pela infiltração superficial ainda não atingiu essa profundidade). Os valores finais encontram-se condicionados pela superfície de exsudação que foi definida no modelo, mas para além da profundidade limite que se pretende estudar de 275 cm.

Em quatro dos casos estudados, há inicialmente aumento da infiltração profunda com a profundidade. Tal justifica-se por um lado porque a água de infiltração superficial fez aumentar o armazenamento do *solo*, e por outro lado porque ocorreu o esvaziamento do armazenamento do *solo* devido ao gradiente hidráulico (esse armazenamento aumenta com a espessura do *solo*). Em dois

desses casos (quando a precipitação ocorreu no início do dia) a infiltração profunda chega a atingir valores superiores aos da infiltração profunda do perfil de equilíbrio, descendo depois para esse valor.

Num dos casos estudados (aquele em que a precipitação ocorreu nas últimas duas horas) começa por haver uma descida da infiltração profunda, o que se deve ao facto de a entrada de água à superfície ainda estar acumulada no armazenamento da parte superior do *solo*, não tendo ainda escoado em profundidade. A partir de uma certa profundidade o esvaziamento do armazenamento do *solo* que lhe fica acima já é suficiente para produzir valores de infiltração profunda crescentes.

Com os resultados obtidos com as 125 corridas do programa Vs2dt para cada classe de *solo*, pretende-se obter uma ou várias equações que permitam estimar a infiltração profunda (I_p) em função da precipitação (ou, mais exactamente, da infiltração superficial que foi calculada em função da precipitação), do teor de humidade inicial e da profundidade:

$$I_p = f(\text{profundidade, infiltração superficial, teor de humidade inicial}) \quad \text{Eq. 206}$$

Esta função é necessária para o caso em que no modelo de balanço hídrico sequencial diário se considera a variação da espessura do *solo* sujeita a evapotranspiração ao longo do tempo.

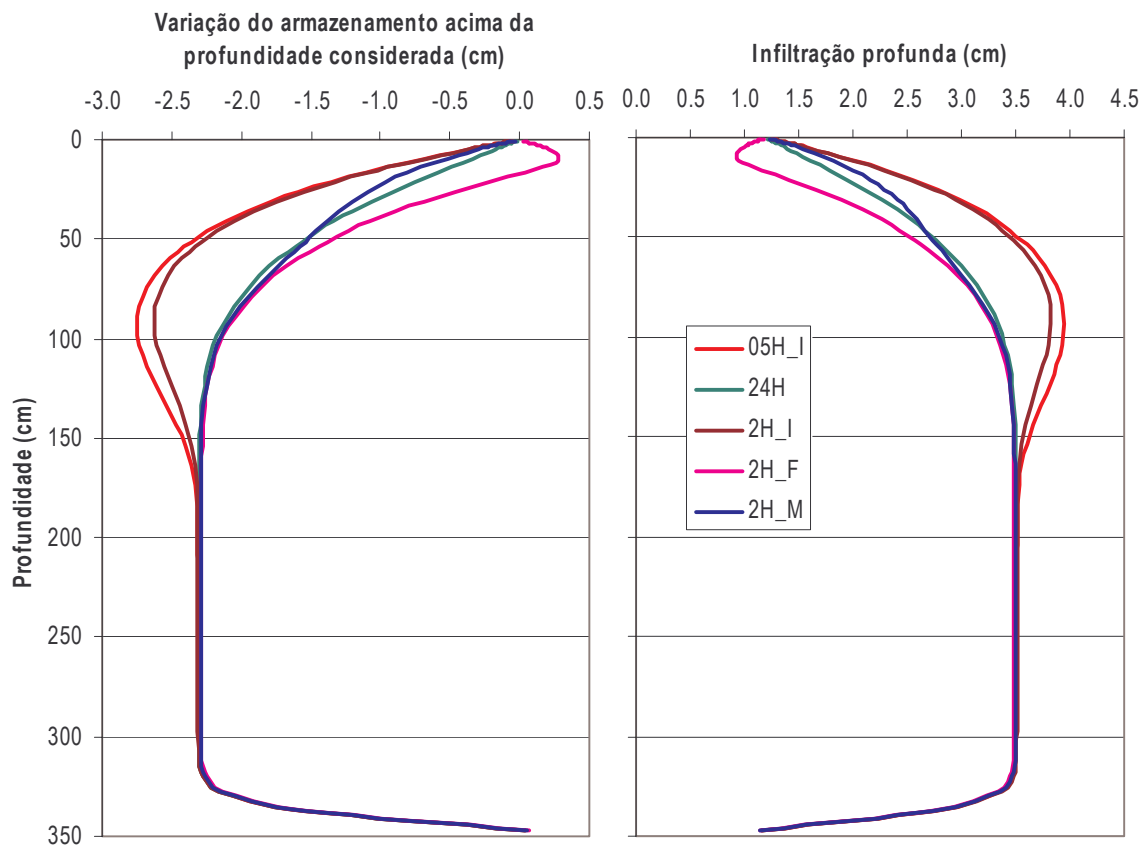


Fig. 64 – Variação de armazenamento no *solo* acima da profundidade considerada e infiltração profunda ao fim de 24 horas calculada para um *solo* arenoso com teor de humidade inicial dado por $\theta_i = 0,5.cc + 0,5.n$ e infiltração superficial de 12 mm

Com os dados dos 50 pontos de observação do modelo, mais 12 dados interpolados a profundidades fixas, estima-se uma função polinomial cúbica que minimiza o quadrado das distâncias entre a infiltração profunda do modelo e o valor dado pela função:

$$\begin{aligned}
 I_p(x,D,Is) = & A_{000} + A_{100}.x + A_{010}.D + A_{001}.Is + A_{200}.x^2 + A_{020}.D^2 + A_{002}.Is^2 + \\
 & A_{110}.x.D + A_{101}.x.Is + A_{011}.D.Is + A_{111}.x.D.Is + A_{210}.x^2.D + A_{201}.x^2.Is + A_{120}.x.D^2 + \\
 & A_{102}.x.Is^2 + A_{021}.D^2.Is + A_{012}.D.Is^2 + A_{300}.x^3 + A_{030}.D^3 + A_{003}.Is^3
 \end{aligned}
 \tag{Eq. 207}$$

onde x (%) se relaciona com o teor de humidade inicial através da equação $\theta_i = (100-x).cc + x.n$, D é a profundidade (cm), Is é a infiltração superficial e A_{ijk} representam os coeficientes de ajustamento da superfície polinomial aos dados calculados pelo modelo Vs2dt.

No caso em que no modelo de balanço hídrico sequencial diário se atribui um $AGUT$ constante, ou seja, quando se considera que a profundidade do *solo* sujeita a evapotranspiração é constante, e uma vez que a dependência de três variáveis faz com que uma função definida num espaço de dimensão 4 seja relativamente complexa, congela-se a variável da espessura da zona sujeita a evapotranspiração. O problema reduz-se à definição de uma superfície polinomial num espaço tridimensional, onde as duas dimensões independentes são o teor de humidade inicial e a infiltração superficial, e a terceira dimensão, que reflecte a variável dependente, é a infiltração profunda.

Para diferentes profundidades e para cada classe textural de *solo*, calculam-se regressões polinomiais de grau 3:

$$I_p(\text{profundidade}) = f(\text{infiltração superficial}, \text{teor de humidade inicial}) \tag{Eq. 208}$$

Para cada valor de precipitação, obtêm-se até cinco valores de infiltração profunda, por vezes muito diferentes entre si, uma vez que resultam de diferentes distribuições da precipitação. Considera-se que estes valores de I_p traduzem as várias hipóteses de distribuição da precipitação diária, pelo que podem ser considerados valores médios num modelo de balanço hídrico sequencial. Esta situação representa uma aproximação uma vez que não contempla todas as possibilidades de distribuição da precipitação.

Mas assume-se que essa amostra de cinco possibilidades de distribuição da precipitação representa razoavelmente os valores de infiltração profunda possíveis de encontrar. Com os valores obtidos calcula-se a superfície polinomial de grau 3 que minimiza os desvios entre os valores calculados por essa superfície e os valores calculados pelo modelo Vs2dt.

$$\begin{aligned}
 I_p(x,Is) = & A_{00} + A_{01}.Is + A_{02}.Is^2 + A_{03}.Is^3 + A_{10}.x + A_{11}.x.Is + \\
 & A_{12}.x.Is^2 + A_{20}.x^2 + A_{21}.x^2.Is + A_{30}.x^3
 \end{aligned}
 \tag{Eq. 209}$$

onde A_{ij} representam os coeficientes de ajustamento da superfície polinomial aos dados calculados pelo modelo Vs2dt.

A partir do momento em que se obtém a função dessa superfície, é possível estimar, com um erro associado que se conhece, o valor da infiltração profunda.

6.4.7.2.5 Resultados da corrida do modelo para o caso de um solo arenoso

Os resultados de infiltração profunda obtidos para diversas profundidades são sumarizados no Anexo 5. Das 125 corridas realizadas, seis produziram resultados insatisfatórios, devido ao erro de balanço ter apresentado tempos considerados excessivos – ver Notas do Anexo 5.

Para diferentes profundidades, as equações das superfícies polinomiais de grau 3 de ajustamento aos resultados apresentados no Anexo 5 são apresentadas no Quadro 18. O Quadro 19 apresenta a raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (DQM), as diferenças máximas [acima (DMAX+) e abaixo (DMAX-)] e a média das diferenças absolutas (DAM) entre os valores dados pela superfície de ajustamento e os valores obtidos pelo modelo Vs2dt. As diferenças são dadas por [valor da regressão polinomial] – [valor da corrida do modelo Vs2dt]. A Fig. 65 exemplifica o ajustamento da superfície polinomial aos valores de infiltração profunda calculados a 130 cm de profundidade, ao fim de 24 h.

O que se conclui da observação do Quadro 19, é que há uma relativa dispersão dos valores, que podem chegar aos 48 mm de diferença aos 50 cm de profundidade. Esta diferença maior ocorre para $\theta_i = 0,25.cc + 0,75.n$; com precipitação de 72 mm, ocorrendo nas últimas duas horas. Esta diferença refere-se a uma infiltração profunda calculada de 67 mm, mas estimada em 115 mm. Contudo, o máximo do erro médio (DAM), para todas as profundidades, é de 9 mm. Este valor é aceitável, tendo em vista a utilização que se pretende dar a este método de cálculo da infiltração profunda.

Quadro 18 – Coeficientes da superfície polinomial de ajuste aos dados de infiltração profunda, obtidos para diferentes profundidades num solo arenoso

Coeficientes	Profundidade (cm)											
	10	15	20	25	50	60	80	100	120	130	150	275
A00	-1,178E-01	-9,815E-02	-7,692E-02	-4,994E-02	7,203E-02	6,849E-02	7,362E-02	6,920E-02	6,072E-02	5,700E-02	5,539E-02	7,674E-02
A01	3,226E-01	9,723E-02	-1,986E-02	-7,277E-02	-1,766E-01	-1,550E-01	-1,466E-01	-1,187E-01	-8,229E-02	-6,796E-02	-5,722E-02	-7,042E-02
A02	1,016E-01	1,133E-01	1,005E-01	7,758E-02	5,087E-02	4,801E-02	4,362E-02	3,117E-02	1,599E-02	1,038E-02	6,686E-03	1,851E-02
A03	-5,188E-03	-4,886E-03	-3,248E-03	-1,226E-03	-2,621E-03	-3,624E-03	-3,419E-03	-2,207E-03	-7,726E-04	-2,642E-04	2,137E-05	-1,682E-03
A10	9,726E-03	8,616E-03	4,486E-03	-2,459E-03	-5,930E-02	-8,745E-02	-1,484E-01	-2,128E-01	-2,777E-01	-3,091E-01	-3,680E-01	-5,855E-01
A11	5,560E-03	8,483E-03	1,087E-02	1,274E-02	1,636E-02	1,548E-02	1,358E-02	1,177E-02	1,009E-02	9,289E-03	7,814E-03	2,223E-04
A12	-3,293E-04	-4,295E-04	-4,472E-04	-4,255E-04	-7,209E-06	1,908E-04	2,639E-04	2,751E-04	2,706E-04	2,666E-04	2,503E-04	1,197E-04
A20	2,295E-04	4,154E-04	6,468E-04	9,237E-04	2,691E-03	3,513E-03	5,221E-03	6,939E-03	8,610E-03	9,398E-03	1,085E-02	1,559E-02
A21	-2,029E-05	-3,443E-05	-4,900E-05	-6,215E-05	-1,052E-04	-1,082E-04	-9,712E-05	-8,312E-05	-6,875E-05	-6,176E-05	-4,806E-05	3,482E-05
A30	-6,966E-07	-1,295E-06	-2,082E-06	-3,085E-06	-1,001E-05	-1,346E-05	-2,081E-05	-2,812E-05	-3,506E-05	-3,823E-05	-4,377E-05	-5,256E-05

Quadro 19 – Caracterização sumária das diferenças (cm) entre o valor da regressão polinomial e o valor da corrida do modelo Vs2dt (solo arenoso)

Diferenças	Profundidade (cm)											
	10	15	20	25	50	60	80	100	120	130	150	275
DQM	0,57	0,77	0,97	1,12	1,36	1,36	1,38	1,41	1,42	1,43	1,43	1,36
DMAX+	1,45	2,13	2,79	3,42	4,79	4,63	4,34	4,08	3,84	3,72	3,49	3,01
DMAX-	-0,72	-1,05	-1,36	-1,66	-2,57	-2,74	-2,99	-3,21	-3,44	-3,57	-3,81	-4,52
DAM	0,43	0,56	0,68	0,76	0,88	0,88	0,90	0,92	0,93	0,94	0,94	0,84

DAM = média das diferenças absolutas (cm)

DMAX- = diferença máxima negativa (cm)

DMAX+ = diferença máxima positiva (cm)

DQM = raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (cm)

6.4.7.2.6 Resultados da corrida do modelo para o caso de um *solo* arenoso franco

Os resultados de infiltração profunda obtidos para diversas profundidades são sumarizados no Anexo 6. Das 125 corridas realizadas, seis produziram resultados considerados não satisfatórios, quer devido ao erro de balanço, quer por não terem resolvido adequadamente a condição de "encharcamento" ("ponding") – ver Notas do Anexo 6. Nalguns casos o programa não convergiu, normalmente em uma ou duas iterações, para as quais o tempo de corrida é ínfimo. Apesar de se terem feito diversas tentativas com a alteração dos valores dos vários parâmetros, não se conseguiram melhores resultados do que os apresentados.

Para diferentes profundidades, as equações das superfícies polinomiais de grau 3 de ajustamento aos resultados apresentados no Anexo 6 são apresentadas no Quadro 20. O Quadro 21 apresenta a raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (DQM), as diferenças máximas [acima (DMAX+) e abaixo (DMAX-)] e a média das diferenças absolutas (DAM) entre os valores dados pela superfície de ajustamento e os valores obtidos pelo modelo.

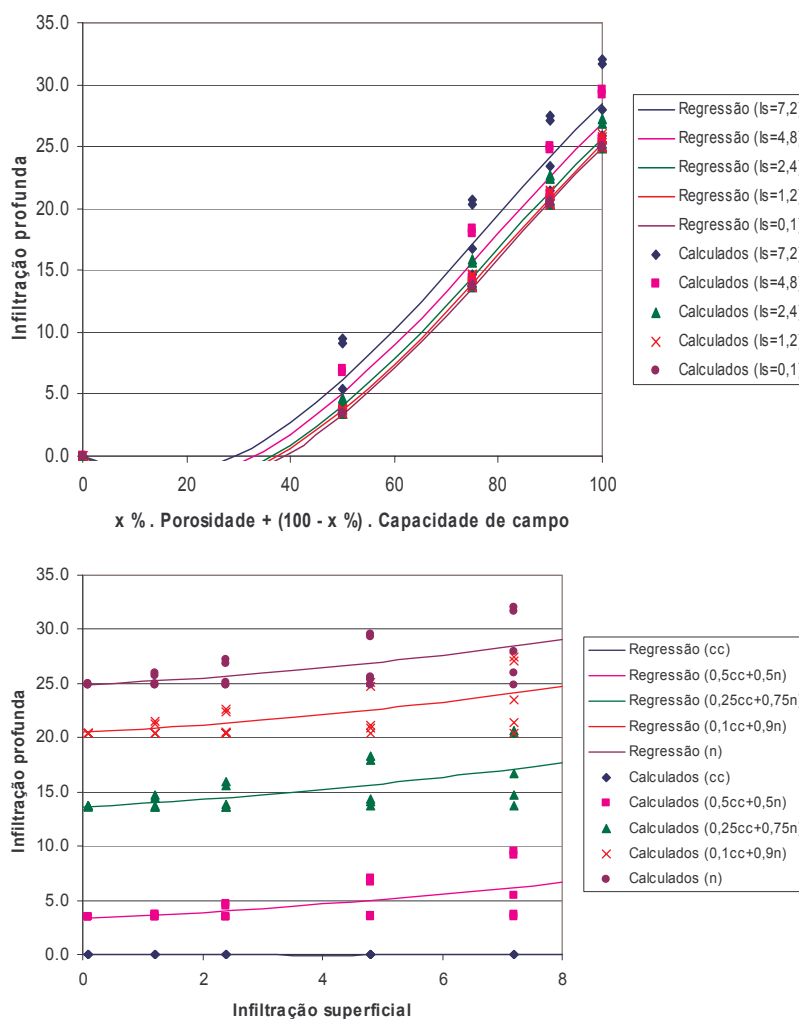


Fig. 65 – Ajuste de uma superfície polinomial de grau 3 aos valores de infiltração profunda calculada ao fim de 24 h à profundidade de 130 cm em função do teor de humidade inicial e da infiltração superficial (*solo* arenoso).

O que se conclui da observação do Quadro 21, é que há uma relativa dispersão dos valores, que podem chegar aos 57 mm de diferença no caso da profundidade de 275 cm. Esta diferença maior

ocorre para $\theta_i = 0,1.cc + 0,9.n$, correspondente a uma infiltração profunda estimada de 227 mm (cerca de 25% do valor). Contudo, o máximo do erro médio (DAM), para todas as profundidades, é de 8 mm. Este valor é aceitável, tendo em vista a utilização que se pretende dar a este método de cálculo da infiltração profunda.

Quadro 20 – Coeficientes da superfície polinomial de ajuste aos dados de infiltração profunda, obtidos para diferentes profundidades num solo arenoso franco

Coeficientes	Profundidade (cm)											
	10	15	20	25	50	60	80	100	120	130	150	275
A00	-1,594E-01	-1,135E-01	-6,724E-02	-3,539E-02	3,912E-02	5,893E-02	7,371E-02	5,706E-02	2,180E-02	6,122E-03	-1,666E-02	6,145E-02
A01	2,898E-01	7,213E-02	-1,084E-02	-8,398E-03	-2,645E-02	-3,454E-02	-1,278E-02	3,826E-02	1,016E-01	1,252E-01	1,599E-01	1,308E-03
A02	8,789E-02	8,305E-02	5,187E-02	9,802E-03	-7,795E-03	-9,799E-03	-2,412E-02	-4,191E-02	-5,968E-02	-6,539E-02	-7,422E-02	-2,242E-02
A03	-3,859E-03	-2,139E-03	7,238E-04	3,962E-03	1,753E-03	2,125E-03	3,653E-03	5,131E-03	6,401E-03	6,753E-03	7,347E-03	3,186E-03
A10	-1,474E-03	-9,771E-03	-2,137E-02	-3,526E-02	-1,034E-01	-1,246E-01	-1,512E-01	-1,549E-01	-1,407E-01	-1,291E-01	-1,005E-01	1,342E-01
A11	7,645E-03	1,149E-02	1,422E-02	1,577E-02	1,385E-02	1,196E-02	8,018E-03	4,925E-03	2,860E-03	2,198E-03	1,372E-03	1,921E-03
A12	-4,534E-04	-5,736E-04	-5,531E-04	-4,686E-04	-1,946E-04	-2,161E-04	-2,263E-04	-2,273E-04	-2,250E-04	-2,246E-04	-2,303E-04	-4,207E-04
A20	2,722E-04	4,920E-04	7,633E-04	1,080E-03	2,636E-03	3,105E-03	3,631E-03	3,541E-03	2,959E-03	2,537E-03	1,532E-03	-6,383E-03
A21	-2,697E-05	-4,525E-05	-6,267E-05	-7,520E-05	-6,755E-05	-4,893E-05	-1,118E-05	1,718E-05	3,460E-05	3,950E-05	4,471E-05	3,727E-05
A30	-7,426E-07	-1,384E-06	-2,239E-06	-3,339E-06	-8,933E-06	-1,041E-05	-1,094E-05	-7,744E-06	-1,518E-06	2,416E-06	1,130E-05	7,552E-05

Quadro 21 – Caracterização sumária das diferenças (cm) entre o valor da regressão polinomial e o valor da corrida do modelo Vs2dt (solo arenoso franco)

Diferenças	Profundidade (cm)											
	10	15	20	25	50	60	80	100	120	130	150	275
DQM	0,50	0,67	0,81	0,91	1,19	1,19	1,16	1,14	1,12	1,12	1,13	1,15
DMAX+	1,13	1,60	2,04	2,47	3,95	3,90	3,66	3,45	3,24	3,15	2,96	2,21
DMAX-	-0,83	-1,18	-1,50	-1,79	-2,97	-3,23	-3,63	-3,91	-4,21	-4,37	-4,65	-5,70
DAM	0,39	0,51	0,58	0,64	0,77	0,78	0,77	0,74	0,73	0,72	0,71	0,73

DAM = média das diferenças absolutas (cm)

DMAX- = diferença máxima negativa (cm)

DMAX+ = diferença máxima positiva (cm)

DQM = raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (cm)

6.4.7.2.7 Conclusões

O estudo que se fez para os solos arenosos e arenosos francos pretende-se estender às restantes classes texturais de solos: franco arenoso, franco, limoso, franco argilo-arenoso, franco limoso, franco argiloso, franco argilo-limoso, argilo-arenoso, argilo-limoso, argiloso. Para estas classes texturais, as primeiras corridas que se realizaram com o programa Vs2dt apresentaram erros de balanço que se consideraram excessivos para uma análise posterior dos resultados obtidos.

Com a totalidade dos resultados (estudos por desenvolver) pretender-se-ia fazer uma abordagem que consiste em, a partir da quantidade inicial de água armazenada no solo ($A_{l\text{ inicio}} = \theta_i \cdot esp$) descontada da evapotranspiração real (ETR), calcular a infiltração profunda (I_p). A quantidade de água no solo no final do dia seria dada pela Eq. 197 resolvida em ordem a $A_{l\text{ fim}}$:

$$A_{l\text{ fim}} = A_{l\text{ inicio}} + Is - ETR - I_p \quad \text{Eq. 210}$$

Esta seria também a quantidade de água no solo no início do dia seguinte.

Procedendo desta forma assume-se que há uma redistribuição de água no *solo* e que este passou a ter um novo perfil de equilíbrio inicial. Por esta abordagem despreza-se a continuação do processo de escoamento na zona vadosa (abaixo da profundidade considerada), ou seja a forma como este processo poderia continuar a condicionar a infiltração profunda (que ocorre acima, à profundidade considerada).

No caso de se terem *solos* com horizontes de texturas diferentes (situação mais próxima da realidade), uma abordagem possível seria considerar que, na fronteira entre dois horizontes diferentes, a infiltração profunda do horizonte superior pudesse ser considerada como infiltração superficial do horizonte inferior, aplicando-se o mesmo tipo de metodologia. Nesse caso teria que se subdividir o *solo* em várias camadas. Os desenvolvimentos destes aspectos são deixados para estudos posteriores.

As situações estudadas são muito simplificadoras e podem dar origem a erros nos resultados do modelo. Contudo, considera-se que a implementação desta metodologia constituiria um avanço considerável no módulo de cálculo da infiltração profunda no modelo BALSEQ_MOD.

Através das corridas realizadas, verifica-se que a infiltração profunda num dia pode ser muito superior à altura de água infiltrada à superfície nesse dia devido ao processo de esvaziamento da água armazenada no *solo*. Este aspecto não é tido em atenção nos outros processos de cálculo da infiltração profunda referidos em 6.4.7.1, embora se possa supor que em dias seguidos do balanço hídrico as quantidades de água infiltradas se pudessem compensar.

6.4.7.3 Considerando a variação da espessura de terreno sujeita a transpiração

No caso de se considerar que há variação da profundidade sujeita a transpiração ao longo do ano hidrológico, os processos referidos nas secções 6.4.7.1 e 6.4.7.2 não traduzem, ainda, a infiltração profunda de um determinado dia. Porque, enquanto as raízes das plantas se estão a desenvolver em profundidade, o volume entre a profundidade das raízes das plantas num determinado dia [$rp_{(dia)}$] e a profundidade máxima alcançável pelas raízes das plantas (rp_{-1}) pode apresentar um teor de humidade abaixo da capacidade de campo.

A quantidade de água de infiltração profunda calculada pelas Eq. 199, Eq. 201, ou Eq. 205, que se designa agora por Ip_{solo} , não drena livremente em profundidade, indo antes colmatar a quantidade de água em falta para se atingir o teor de humidade correspondente à capacidade de campo nessa área.

Considerem-se as três zonas representadas na Fig. 66:

- 1 – abaixo da fracção de terreno ocupada pelo coberto vegetal do coberto 1 [$fc_{(dia,1)}$];
- 2 – abaixo da fracção de terreno ocupada pelo coberto vegetal do coberto 2 [$fc_{(dia,2)}$] – no caso deste existir;
- 3 – abaixo do terreno descoberto, que também se pode decompor em três sub-zonas:

3.1 – aquela que durante o desenvolvimento do coberto vegetal 1 acabará por ficar ocupada por este, ou seja a área por baixo de $[fraccao_1 - fc_{(dia, coberto 1)}]$;

3.2 – aquela que durante o desenvolvimento do coberto vegetal 2 (no caso deste existir) acabará por ficar ocupada por este, ou seja a área por baixo de $[fraccao_2 - fc_{(dia, coberto 2)}]$;

3.3 – abaixo do terreno descoberto que nunca será ocupado por coberto vegetal ($1 - [fraccao_1 + fraccao_2]$).

No caso das duas primeiras zonas, a quantidade de água em falta abaixo da fracção de terreno ocupada pelo coberto vegetal $[fc_{(dia, coberto 1)}$ e $fc_{(dia, coberto 2)}$; Fig. 66] é representada por $A_{1falta}(dia, coberto 1, 1)$ e $A_{1falta}(dia, coberto 2, 1)$ como calculados na Eq. 189. $I_{p solo}$ é o calculado para os cobertos vegetais $\{I_{p solo}[dia, coberto 1]$ e $I_{p solo}[dia, coberto 2]\}$. A infiltração profunda e os novos valores da quantidade de água em falta, são calculados da seguinte forma:

$$I_p [dia, coberto i] = \max(I_{p solo} [dia, coberto i] - A_{1falta} \text{ Eq. 189 } (dia, coberto i, 1); 0) \quad \text{Eq. 211}$$

$$A_{1falta}(dia, coberto i, 1) = \max(A_{1falta} \text{ Eq. 189 } (dia, coberto i, 1) - I_{p solo} [dia, coberto i]; 0) \quad \text{Eq. 212}$$

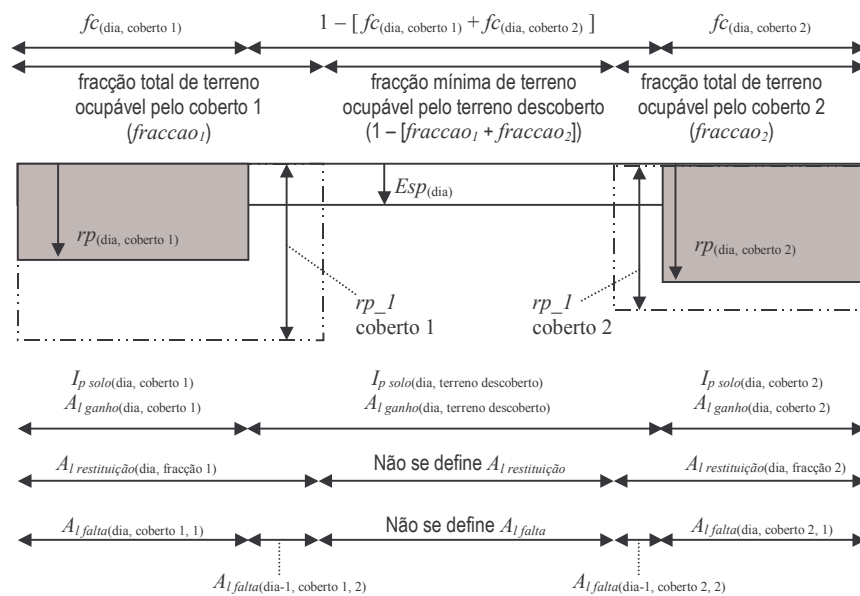


Fig. 66 – Termos representados no cálculo da infiltração profunda quando se utiliza o coeficiente cultural dual para o cálculo da evapotranspiração

onde i assume os valores 1 ou 2. No caso do coberto 2 não existir, i só assume o valor 1.

No caso da terceira zona, para se determinar a infiltração profunda é necessário fazer os cálculos para as três sub-zonas. No caso das sub-zonas 3.1 e 3.2, a quantidade de água em falta é dada por $A_{1falta}(dia-1, coberto 1, 2)$ e $A_{1falta}(dia-1, coberto 2, 2)$; os termos A_{1falta} referem-se aos calculados no dia anterior uma vez que ainda não foram actualizados para o dia corrente do balanço. No caso da subzona 3.3 não ocorrem teores de humidade abaixo da capacidade de campo pelo que aí não se define A_{1falta} e a infiltração profunda é dada directamente por $I_{p solo}[dia, terreno descoberto]$.

I_p e A_{1falta} por baixo das zonas 3.1 e 3.2 vêm dados por:

$$Ip_{3.i}(dia) = \max(Ip_{solo}[dia, \text{terreno descoberto}] - A_{1falta}(dia-1, \text{coberto } i, 2); 0) \quad \text{Eq. 213}$$

$$A_{1falta}(dia, \text{coberto } i, 2) = \max(A_{1falta}(dia-1, \text{coberto } i, 2) - Ip_{solo}[dia, \text{terreno descoberto}]; 0) \quad \text{Eq. 214}$$

onde i assume os valores 1 ou 2. No caso do coberto 2 não existir, i só assume o valor 1.

Ip por baixo da zona 3.3 vem dado por (não se define A_{1falta} por baixo desta zona):

$$Ip_{3.3}(dia) = Ip_{solo}[dia, \text{terreno descoberto}] \quad \text{Eq. 215}$$

Assim, para a totalidade da área abaixo do terreno descoberto, Ip vem dado por:

$$Ip_{[dia, \text{terreno descoberto}]} = \{Ip_{3.1}(dia) * [fraccao_1 - fc_{(dia, \text{coberto } 1)}] + Ip_{3.2}(dia) * [fraccao_2 - fc_{(dia, \text{coberto } 2)}] + Ip_{3.3}(dia) * (1 - [fraccao_1 + fraccao_2])\} / \{1 - [fc_{(dia, \text{coberto } 1)} + fc_{(dia, \text{coberto } 2)}]\} \quad \text{Eq. 216}$$

Uma vez que a água que vai colmatar o défice de água que traduz a capacidade de campo não é considerada em nenhuma das parcelas relativas às saídas do balanço hídrico definidas até agora (ETR , Ed , Ip), define-se uma nova parcela que traduz a variação do armazenamento de água abaixo desta zona: $A_{1restitui}$.

Esta parcela assume os seguintes valores, referidos às áreas máximas ocupáveis pelas culturas ($fraccao_1$ e $fraccao_2$):

$$A_{1restitui}(dia, fraccao_i) = \{(Ip_{solo}[dia, \text{coberto } i] - Ip_{[dia, \text{coberto } i]}) * fc_{(dia, \text{coberto } i)} + (Ip_{solo}[dia, \text{terreno descoberto}] - Ip_{3.i}(dia)) * [fraccao_i - fc_{(dia, \text{coberto } i)}]\} / fraccao_i \quad \text{Eq. 217}$$

onde i assume os valores 1 ou 2. No caso do coberto 2 não existir, i só assume o valor 1.

6.4.8. Modelação considerando a posição do nível freático

6.4.8.1 Introdução

A estimativa da recarga para o caso de estudo de Estarreja (apresentada na secção 10.4), já na fase final de elaboração desta Tese, levantou a questão do caso em que o nível freático (n.f.) se encontra próximo da superfície do terreno, dentro da espessura (d) do terreno sujeita a evapotranspiração (ET).

Este tipo de questão já havia sido abordada anteriormente em Oliveira *et al.* (1997a), referido nesse trabalho como o "método 4" de cálculo do balanço hídrico. Esse método foi abordado de uma forma puramente teórica, ao considerar no balanço hídrico a capacidade de armazenamento do *aquífero* e a quantidade máxima de água descarregada pelo *aquífero* quando a sua capacidade de armazenamento está preenchida. A caracterização de mais esses dois parâmetros, em acréscimo aos restantes parâmetros do balanço hídrico, tornava a aplicação desse método mais complexa.

Nesse "método 4", a recarga era considerada como a água que passava abaixo da base da espessura do *solo* sujeita a ET, ao contrário da situação actual, onde se define como a água que atinge a zona saturada, quer ela se encontre dentro ou abaixo da espessura de terreno sujeita a ET.

Todos os restantes desenvolvimentos e as aplicações de métodos de balanço hídrico até agora efectuados pelo autor impunham, como condição, que a profundidade ao nível freático (prof. n.f.) fosse sempre superior à espessura do solo sujeita a ET (prof. n.f. > d), por um lado para que não houvesse descarga do sistema subterrâneo para a superfície, por outro lado, de forma a se poder quantificar a infiltração profunda, como processo subsequente à infiltração superficial e à evapotranspiração real.

Para o caso de estudo de Estarreja juntou-se uma componente de monitorização (dados de níveis piezométricos) ao método do balanço hídrico sequencial. Este novo desenvolvimento permite considerar o caso em que o nível freático se encontra ou dentro ou abaixo da espessura de solo sujeita a evapotranspiração (Fig. 47 para o caso de se encontrar abaixo, Fig. 67 para o caso de se encontrar dentro). Esta abordagem continua a obrigar a que a descarga para o meio hídrico superficial seja nula.

A modelação que inclui a posição do n.f. introduz alterações na quantificação do teor de humidade do solo. A quantificação da interceptação (secção 6.4.2), da infiltração superficial (secção 6.4.4), do escoamento directo (secção 6.4.5) e da infiltração profunda (secção 6.4.7) é igual. A caracterização dos coeficientes culturais (secção 6.4.6.2) faz-se da mesma forma. A quantificação da evapotranspiração real (secção 6.4.6.4) é igualmente idêntica, com $K_a = 1$ na Eq. 193, uma vez que se considera que existe toda a água no solo necessária para a evapotranspiração. As alterações à formulação utilizada no modelo só se reflectem na determinação do armazenamento de água no solo (secção 6.4.6.3), para os dias em que o n.f. se encontra dentro da espessura do solo sujeita a ET.

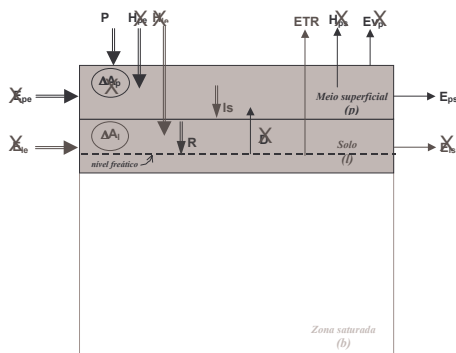


Fig. 67 – Configuração hidrogeológica em que o nível freático se encontra dentro da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração, pelo que há evapotranspiração directamente a partir da zona saturada, o escoamento no solo (parte não saturada) é vertical, não há armazenamento de água à superfície pelo que também não há evaporação de água de superfície, e não há descarga de águas subterrâneas para a superfície

6.4.8.2 Modelação do armazenamento de água no solo no caso do nível freático se encontrar dentro da espessura do solo sujeita a evapotranspiração

6.4.8.2.1 Introdução

A assunção principal para a definição do armazenamento de água no solo é que, no caso de prof. n.f. $\leq d$, a água armazenada no solo no início do dia é dada por $AGUT$. Esta situação é uma simplificação, uma vez que desde que o n.f. não esteja à superfície, o teor de humidade na parte não saturada do solo pode estar abaixo da capacidade de campo. Contudo, para o caso da modelação que

se pretende fazer, não se pensa que esta assunção tenha implicações sensíveis nos resultados do balanço hídrico.

Se se utilizar o coeficiente cultural dual para a estimação da ET (como se utilizou para o caso de estudo de Estarreja) pode acontecer que, dentro de uma ocupação do *solo*, para um coberto vegetal, $\text{prof. n.f.} \leq d$, e para o outro tipo cultural ou restante terreno não seja. (ver Fig. 68B-Local A, para exemplificação desta situação). O balanço hídrico tem por isso que actualizar diariamente e para cada parcela de ocupação do *solo* (até 3 parcelas) o teor de humidade no *solo*.

No primeiro dia em que $\text{prof. n.f.} > d$, entra-se no processo normal de cálculo do balanço hídrico, actualizando-se os valores da quantidade de água do *solo* em função da existente no dia anterior (= *AGUT*) e das entradas (por exemplo *I_s*) e saídas de água desse dia (por exemplo *ETR*).

6.4.8.2.2 Determinação da profundidade ao nível freático

A determinação de prof. n.f. é fundamental para se verificar se o prof. n.f. se encontra dentro ou fora da espessura de terreno sujeita a ET. Também é imprescindível determinar essa espessura, que é dada, para cada parcela de uma determinada ocupação do *solo*, pelo processo descrito na secção 6.4.6.2, passo 8.

Para uma área de estudo, calcula-se prof. n.f. interpolando/extrapolando as profundidades aos níveis medidos em pontos de monitorização dessa área para a totalidade da área. Entre duas medições sucessivas de níveis assume-se uma lei para a variação dos níveis, sendo a mais simples a variação linear. De acordo com esta lei, como exemplo, se a profundidade ao nível medida num dia é de 1 m e se passado 10 dias é de 2 m, isso significa que cada dia, a profundidade ao nível aumentou 10 cm.

Para cada tipo de ocupação do *solo* (e dentro de cada ocupação, para cada coberto vegetal ou terreno descoberto) compara-se, para cada dia, d com prof. n.f. , e calcula-se a área para a qual essa espessura sujeita a ET é superior à profundidade ao prof. n.f. (Fig. 68).

O resultado é uma tabela para cada tipo de ocupação do *solo* contendo, por tipo de cultura ou terreno descoberto dentro da ocupação do *solo*, a área para a qual o prof. n.f. se encontra dentro da espessura do *solo* sujeita a ET (Fig. 68C).

O procedimento de cálculo do armazenamento de água no *solo* é o apresentado na secção 6.4.6.3 mas, devido à entrada de água no *solo* proveniente da zona saturada, sujeito a adaptações. Estas adaptações, que se apresentam seguidamente, incidem nos ganhos de água à zona saturada, que se reflectem na quantidade de água armazenada no *solo*, e nas restituições de água em falta na zona entre a base da espessura do *solo* sujeita a ET e a profundidade máxima alcançável pelo coberto.

6.4.8.2.3 Condições iniciais

No primeiro dia do balanço, para os cobertos vegetais ou terreno descoberto, de uma ocupação do *solo* em que $\text{prof. n.f.} \leq d$, considera-se que a quantidade máxima de água disponível para

evapotranspiração (*AGUT*) se encontra preenchida, pelo que:

$$A_{l\text{início}}(\text{dia}=1, \text{coberto } i) = AGUT = rp(\text{dia}=1, \text{coberto } i) * (cc - wp) \quad \text{Eq. 218}$$

onde *i* representa o coberto 1 ou 2 (no caso deste existir) ou o terreno descoberto. Nesta situação, não há água em falta entre a profundidade das raízes das plantas desse dia e a profundidade máxima alcançável pelas raízes das plantas. Ou seja:

$$A_{l\text{falta}}(\text{dia}=1, \text{coberto } 1 \text{ ou } 2, 1) = 0 \quad \text{Eq. 219}$$

Contudo, na zona abaixo do terreno descoberto que um dia, durante o ciclo vegetativo do coberto vegetal em análise, será ocupada por esse coberto vegetal [*fracção* – *fc_(i)*] (ver Fig. 60)], podem-se considerar duas situações, consoante a área com prof. n.f. ≤ *d* no terreno descoberto seja superior a 0:

$$A_{l\text{falta}}(\text{dia}=1, \text{coberto } 1 \text{ ou } 2, 2) = 0 \quad \text{Eq. 220}$$

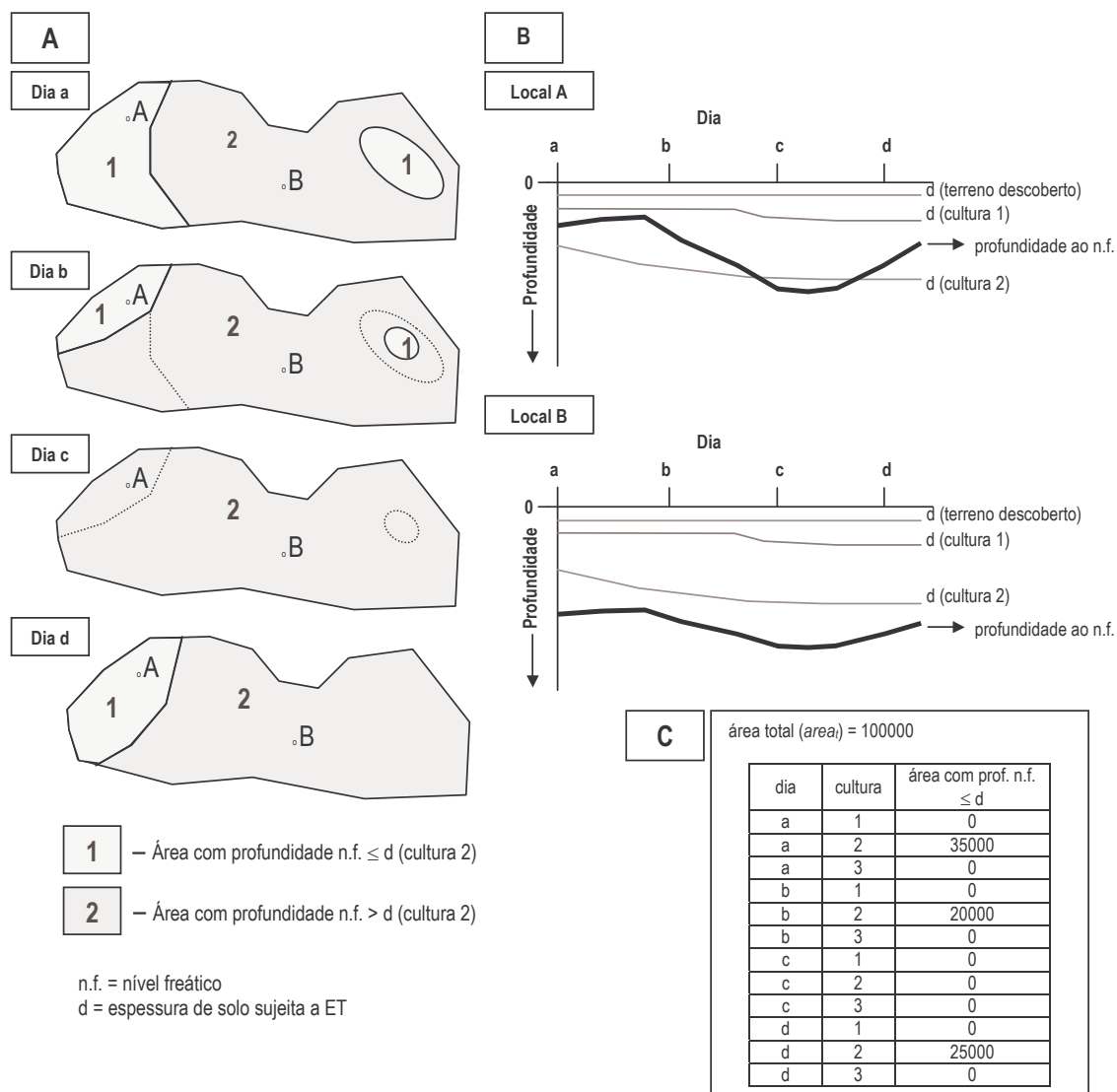


Fig. 68 – Relação entre a profundidade ao nível freático (prof. n.f.) e a espessura de *solo* sujeita a evapotranspiração (*d*) para uma determinada ocupação do *solo*: (A) representação espacial desta relação em função do tempo (dias a-d); (B) representação da evolução do nível freático em função do tempo para os locais A e B assinalados em (A); (C) representação em tabela, para cada dia, das áreas de cada cultura ou terreno descoberto, em que a prof. n.f. ≤ *d*.

ou igual a 0:

$$A_{l\text{ falta}}(\text{dia}=1, \text{coberto } 1 \text{ ou } 2) = [rp_{-1}(\text{coberto } 1 \text{ ou } 2) - Esp_{(1)}] * (cc - wp) / 2 \quad \text{Eq. 221}$$

A consideração do factor 1/2 na Eq. 221, resulta de dividir o valor dado pela Eq. 169 (para o caso em que $fc(1) < fraccao$) por 2, assumindo-se que, uma vez que o n.f. está dentro da espessura de terreno sujeita a ET ocupada pelo coberto vegetal mas abaixo da espessura do terreno descoberto, a quantidade de água em falta deve situar-se entre 0 e o valor dado pela Eq. 169.

6.4.8.2.4 Actualização dos valores durante o balanço sequencial

A equação que permite calcular o armazenamento de água no *solo*, antes de ocorrer a evapotranspiração é a que já foi apresentada na secção 6.4.6.3:

$$A_{l\text{ ETR}}(\text{dia}, \text{coberto } i) = A_{l\text{ inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + Is(\text{dia}, \text{coberto } i) + A_{l\text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) \quad \text{Eq. 179}$$

O termo $A_{l\text{ ganho}}$ desta equação é dado, para o caso do coberto vegetal 1 ou 2, pela aplicação da Eq. 188, e para o caso do terreno descoberto pela aplicação da Eq. 180, acrescido dos termos respeitantes a mais duas possíveis origens de ganho de água, a saber:

(1) no dia em que prof. n.f. passa a ser $\leq d$ (após um período em que prof. n.f. $> d$), se a quantidade de água no *solo* é inferior a $AGUT$. Esse termo corresponde à quantidade de água necessária para passar da quantidade de água existente no *solo* para o $AGUT$:

$$A_{l\text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) = AGUT(\text{dia}, \text{coberto } i) - [A_{l\text{ inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + Is(\text{dia}, \text{coberto } i) + A_{l\text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i, \text{secção } 6.4.6.3)] \quad \text{Eq. 222}$$

$$[\text{se } A_{l\text{ inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + Is(\text{dia}, \text{coberto } i) + A_{l\text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i, \text{secção } 6.4.6.3) < AGUT(\text{dia}, \text{coberto } i)]$$

Nesta situação a quantidade de água no *solo* antes de ocorrer a evapotranspiração passa a ser dada por $AGUT$:

$$A_{l\text{ ETR}}(\text{dia}, \text{coberto } i) = AGUT(\text{dia}, \text{coberto } i) \quad \text{Eq. 223}$$

$$[\text{se } A_{l\text{ inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + Is(\text{dia}, \text{coberto } i) + A_{l\text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i, \text{secção } 6.4.6.3) < AGUT(\text{dia}, \text{coberto } i)]$$

(2) para qualquer dia do balanço em que prof. n.f. $\leq d$, uma vez que se assume que $ETR = ETP$, sendo a água proveniente da zona saturada, ou seja, não proveniente do armazenamento do *solo*, há que considerar que esta água constitui um ganho de água no volume de controlo. Por esse motivo, nesta situação define-se mais uma origem de ganho de água $A_{l\text{ ganho}}$:

$$A_{l\text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) = ETR(\text{dia}, \text{coberto } i) \quad \text{Eq. 224}$$

No dia em que prof. n.f. passa a ser $\leq d$, os termos $A_{l\text{ falta}}$ passam a zero (uma vez que esta zona passou a estar saturada), sendo a quantidade de água utilizada para preencher o $A_{l\text{ falta}}$ traduzida pelo parâmetro $A_{l\text{ restitui}}$. Este parâmetro é calculado antes de se tornar $A_{l\text{ falta}}$ nulo, assumindo os seguintes valores, referidos às áreas máximas ocupáveis pelos cobertos ($fraccao_1$ e $fraccao_2$):

$$A_{l\text{restitui}}(\text{dia}, \text{fraccao } i) = \{A_{l\text{falta}}[\text{dia}, \text{coberto } i,1] * fc(\text{dia}, \text{coberto } i) +$$

Eq. 225

$$+ A_{l\text{falta}}[\text{dia}, \text{coberto } i,2] * (\text{fraccao } i - fc(\text{dia}, \text{coberto } i)) \} / \text{fraccao } i$$

$$A_{l\text{falta}}[\text{dia}, \text{coberto } i,j] = 0$$

Eq. 226

onde i se refere ao coberto 1 ou 2 (no caso deste existir) e j se refere ao índice 1 ou 2 (índice 1 = zona por baixo do coberto desse dia, índice 2 = zona por baixo do terreno descoberto que durante o ciclo vegetativo da planta acabará por ser ocupada pelo coberto).

6.4.8.3 Programa de computador BALSEQ_MOD

O conjunto de procedimentos que permite o cálculo do armazenamento de água no *solo* no caso do n.f. se encontrar dentro da espessura de *solo* sujeita a ET foi incluído no programa BALSEQ_MOD.

É necessário introduzir o nome de um ficheiro com a tabela referida na secção 6.4.8.2.2, que contém por tipo de cultura ou terreno descoberto dentro da ocupação do *solo*, a área para a qual o n.f. se encontra dentro da espessura de terreno sujeita a ET (Fig. 68C).

O que o programa faz é verificar, para cada coberto ou terreno descoberto, se existe alguma área em que $\text{prof. n.f.} \leq d$, seguindo o procedimento apresentado ao longo da secção 6.4.8.2, em função dessa condição. Nesta fase, o programa não utiliza o valor dessa área para o balanço.

6.4.8.4 Balanço hídrico de uma área caracterizada por um determinado tipo de ocupação do solo

Para se fazer o balanço hídrico de uma área caracterizada por um tipo de ocupação do solo ($area_i$), correm-se dois modelos de balanço hídrico sequencial: (1) o que considera que o n.f. está sempre abaixo da espessura de *solo* sujeita a ET (ou seja, não é possível haver ET da zona saturada), seguindo o procedimento apresentado na secção 6.4.6.3; e (2) o que considera que o n.f. pode estar dentro da espessura de *solo* sujeita a ET (ou seja, é possível haver ET da zona saturada), seguindo o procedimento apresentado na secção 6.4.8.2.

Após a corrida destes dois modelos tem-se:

(1) informação proveniente do modelo que não considera a posição do n.f.:

- escoamento directo na cultura 1, na cultura 2 e no terreno descoberto: Ed_{1l} , Ed_{2l} , e Ed_{3l} , respectivamente;
- evapotranspiração real da cultura 1, da cultura 2 e do terreno descoberto: ETR_{1l} , ETR_{2l} , e ETR_{3l} , respectivamente;
- recarga na área ocupada pela cultura 1, pela cultura 2 e pelo terreno descoberto: R_{1l} , R_{2l} , e R_{3l} , respectivamente;

(2) informação proveniente do modelo que considera a posição do n.f.:

- escoamento directo na cultura 1, na cultura 2 e no terreno descoberto: Ed_{1b} , Ed_{2b} , e Ed_{3b} , respectivamente;

- evapotranspiração real da cultura 1, da cultura 2 e do terreno descoberto: ETR_{1b} , ETR_{2b} , e ETR_{3b} , respectivamente;
- recarga na área ocupada pela cultura 1, pela cultura 2 e pelo terreno descoberto: R_{1b} , R_{2b} , e R_{3b} , respectivamente.

Além disso, é necessária a seguinte informação resultante, ou da corrida dos modelos, ou que é necessário determinar para a corrida dos mesmos:

- área da cultura 1, da cultura 2 e do terreno descoberto em que o n.f. se encontra dentro da espessura do solo sujeita a ET: $area_1$, $area_2$, e $area_3$, respectivamente;
- fracção ocupada pela cultura 1, pela cultura 2 e pelo terreno descoberto na área total ($area_t$) caracterizada pela ocupação do solo que se está a modelar: fc_1 , fc_2 , e fc_3 , respectivamente;

Com a informação listada é possível determinar as variáveis Ed , ETR e R , para a totalidade de uma área caracterizada por uma determinada ocupação do solo, desagregadas pelas áreas em que o n.f. está dentro ou abaixo da espessura de terreno sujeita a ET.

Os valores diários das variáveis Ed , ETR e R , na área em que os n.f. de cada cultura se encontram dentro da espessura de terreno sujeita a ET (Ed_b , ETR_b e R_b , respectivamente), expressos em relação à área total da ocupação do solo ($area_t$), vêm dados por:

$$Ed_b = [Ed_{1b} \cdot area_1 \cdot fc_1 + Ed_{2b} \cdot area_2 \cdot fc_2 + Ed_{3b} \cdot area_3 \cdot fc_3] / area_t \quad \text{Eq. 227}$$

$$ETR_b = [ETR_{1b} \cdot area_1 \cdot fc_1 + ETR_{2b} \cdot area_2 \cdot fc_2 + ETR_{3b} \cdot area_3 \cdot fc_3] / area_t \quad \text{Eq. 228}$$

$$R_b = [R_{1b} \cdot area_1 \cdot fc_1 + R_{2b} \cdot area_2 \cdot fc_2 + R_{3b} \cdot area_3 \cdot fc_3] / area_t \quad \text{Eq. 229}$$

Para a área em que os n.f. de cada cultura se encontram abaixo da espessura de terreno sujeita a ET, os valores diários das variáveis Ed , ETR e R (Ed_l , ETR_l e R_l , respectivamente), expressos em relação à área total da ocupação do solo ($area_t$), vêm dados por:

$$Ed_l = [Ed_{1l} \cdot (area_t - area_1) \cdot fc_1 + Ed_{2l} \cdot (area_t - area_2) \cdot fc_2 + Ed_{3l} \cdot (area_t - area_3) \cdot fc_3] / area_t \quad \text{Eq. 230}$$

$$ETR_l = [ETR_{1l} \cdot (area_t - area_1) \cdot fc_1 + ETR_{2l} \cdot (area_t - area_2) \cdot fc_2 + ETR_{3l} \cdot (area_t - area_3) \cdot fc_3] / area_t \quad \text{Eq. 231}$$

$$R_l = [R_{1l} \cdot (area_t - area_1) \cdot fc_1 + R_{2l} \cdot (area_t - area_2) \cdot fc_2 + R_{3l} \cdot (area_t - area_3) \cdot fc_3] / area_t \quad \text{Eq. 232}$$

Finalmente, podem-se calcular os valores diários das variáveis Ed , ETR e R , para uma determinada ocupação do solo, pela soma dos valores apresentados:

$$Ed = Ed_b + Ed_l \quad \text{Eq. 233}$$

$$ETR = ETR_b + ETR_l \quad \text{Eq. 234}$$

$$R = R_b + R_l \quad \text{Eq. 235}$$

6.4.8.5 Comentários

Das diversas parcelas apresentadas, realce-se que ETR_b é uma estimativa da evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada, ou seja, é água que se assumiu no modelo que não provém do armazenamento do solo mas sim do armazenamento da zona saturada,

constituindo por isso uma entrada adicional de água no balanço hídrico do *solo*, que acresce assim à outra entrada de água considerada – a precipitação.

Note-se que no caso da fracção de área em que o n.f. se encontra abaixo da espessura de terreno sujeita a ET, a variável calculada não é a recarga mas sim a infiltração profunda (I_p). As Eq. 232 e Eq. 235 só são válidas quando se considera que a recarga é dada pela infiltração profunda.

O método do balanço hídrico sequencial diário que considera a posição do n.f. é válido para uma aplicação local (onde a profundidade do n.f. seja aproximadamente constante no espaço).

No caso de uma aplicação espacial em que a profundidade ao n.f. varie no espaço, a metodologia que se apresentou constitui uma aproximação, pois utiliza: (1) duas séries de resultados, uma que traduz a situação em que o n.f. está mais perto da superfície, e outra que traduz a situação em que o n.f. está sempre abaixo da espessura de terreno sujeita a ET, e (2) duas séries de áreas, para cada cultura, uma contendo as áreas em que o n.f. está dentro da espessura de terreno sujeita a ET e outra as áreas em que o n.f. está abaixo da espessura de terreno sujeita a ET.

A aproximação resulta de se estar a considerar as duas situações extremas das séries de resultados (casos dos locais A e B da Fig. 68). Na realidade, existem espacialmente situações intermédias entre estas duas, por exemplo a área do lado direito da Fig. 68A, que nos dias **a** e **b** tem prof. n.f. $\leq d$ e nos dias **c** e **d** não tem.

Uma forma de resolver esta situação mais adequadamente é decompor a área em estudo em n subáreas e para cada uma delas estabelecer uma série diária de n.f. dentro ou fora da espessura de terreno sujeita a ET. Depois correr para cada uma dessas n subáreas o modelo de balanço hídrico, integrando os resultados no final para a totalidade da área.

6.4.9. Verificação do balanço hídrico

A introdução do coeficiente cultural dual, da possibilidade de se considerar duas culturas, e da profundidade das raízes das plantas e da área ocupada pelos cobertos poderem variar ao longo do ano hidrológico introduziu uma maior complexidade ao nível das parcelas que constituem o balanço hídrico. Mesmo a nível da infiltração superficial, utilizando o método desenvolvido na secção 6.4.4, uma vez que o teor de humidade no solo varia em função do coberto vegetal, vai ser necessário calcular a infiltração superficial para cada uma das até três fracções em que se pode dividir uma área (Fig. 52).

Para cada uma destas fracções define-se um volume de controlo. Para cada dia do balanço calculam-se os seguintes termos:

- precipitação: P (é um dado de entrada);
- escoamento directo: E_d (secção 6.4.5) ou $E_d = P - I_s$ (secção 6.4.4);
- evapotranspiração real: ETR (secção 6.4.6.4);
- quantidade de água no *solo* no final do dia (secções 6.4.7.1, 6.4.7.3);

- quantidade de água no *solo* ganha devido ao aumento do volume ocupado pelas plantas (em área ou em profundidade), ou devido ao aumento da área ocupada pelo terreno descoberto: $A_{l\text{ganho}}(\text{dia})$ (secção 6.4.6.3);
- quantidade de água perdida do *solo*, quando uma cultura entra em dormência e a área ocupada passa a zero, ou quando há diminuição da área ocupada pelo terreno descoberto: $A_{l\text{perda}}(\text{dia})$;
- quantidade de água utilizada para preencher a quantidade de água em falta na zona situada entre a profundidade actual das raízes das plantas [$rp_{(\text{dia})}$] e a sua profundidade máxima (rp_{-1}), até à capacidade de campo: $A_{l\text{restitui}}(\text{dia})$ (secção 6.4.7.3);
- infiltração profunda: I_p (secção 6.4.7)

De todos os termos referidos, somente aquele relativo às perdas não foi caracterizado nas secções anteriores. Contudo, para a verificação do balanço hídrico diário, este termo tem que ser considerado, uma vez que nalguns dias há água que fazia parte do volume de controlo e que deixou de fazer.

As perdas definem-se em duas situações:

1) após o período de existência de uma cultura, ou o início do período de dormência (Fig. 69), a água que existia no *solo* sujeita a transpiração [$A_{l\text{inicio}}(\text{coberto})$] deixa de ser considerada no balanço, sendo esta considerada uma perda de água no balanço hídrico do coberto, que passa a ter $fc = 0$. Esta perda, expressa em altura de água distribuída pela área total (= 1), é calculada por:

$$A_{l\text{perda}}(\text{coberto}) = A_{l\text{inicio}}(\text{coberto}) \cdot fc_{(\text{dia-1}, \text{coberto})} / 1 \quad \text{Eq. 236}$$

Devido ao aumento da área ocupada pelo terreno descoberto a parte desta água de perda que passa a ser ocupada pelo terreno descoberto é incluída no termo $A_{l\text{ganho}}(\text{dia})$ do terreno descoberto (secção 6.4.6.3);

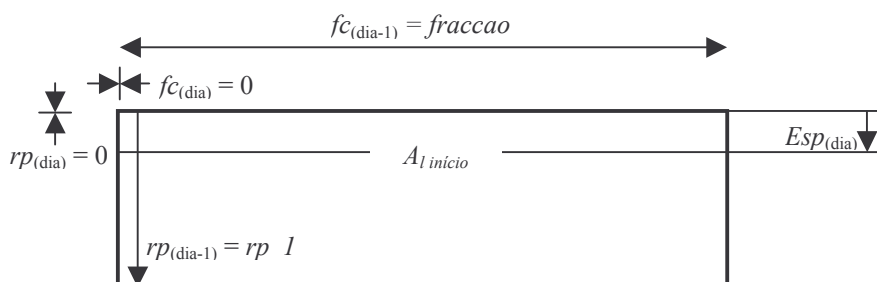


Fig. 69 – Representação do balanço da perda de água na fracção que no dia anterior era ocupada pelo coberto e que entrou num período de dormência ou de inexistência no dia actual

2) devido ao período vegetativo das culturas, que implica ao longo do tempo um aumento ou manutenção da área que ocupam e das profundidades das raízes, a fracção ocupada pelo terreno descoberto vai diminuindo, o que implica uma diminuição da quantidade de água armazenada no

terreno descoberto. Esta perda, expressa em altura de água distribuída pela área total (= 1), é calculada por (Fig. 60):

$$A_{l\text{perda}}(\text{terreno descoberto}) = A_{l\text{inicio}}(\text{terreno descoberto}) \cdot [f_{c(\text{dia-1, coberto})} - f_{c(\text{dia, coberto})}] / 1 \quad \text{Eq. 237}$$

Parte desta água de perda é incluída na parcela da quantidade de água no *solo* ganha devido ao aumento do volume ocupado pelas plantas (em área ou em profundidade): termo $A_{l\text{ganho}}(\text{dia})$ do coberto considerado (secção 6.4.6.3), correspondendo na sua totalidade ao termo A_{l2} (Eq. 184).

O balanço de massa concretiza-se melhor para a totalidade da área uma vez que, de dia para dia, as fracções de área ocupadas pelo coberto e pelo terreno descoberto vão variando.

Para a totalidade da área ($f_{c1} + f_{c2} + f_{c\text{terreno descoberto}} = 1$), os vários termos do balanço hídrico obtêm-se fazendo:

$$Ed = Ed_1 \cdot f_{c1} + Ed_2 \cdot f_{c2} + Ed_{\text{terreno descoberto}} \cdot f_{c\text{terreno descoberto}} \quad \text{Eq. 238}$$

$$ETR = ETR_1 \cdot f_{c1} + ETR_2 \cdot f_{c2} + ETR_{\text{terreno descoberto}} \cdot f_{c\text{terreno descoberto}} \quad \text{Eq. 239}$$

$$Ip = Ip_1 \cdot f_{c1} + Ip_2 \cdot f_{c2} + Ip_{\text{terreno descoberto}} \cdot f_{c\text{terreno descoberto}} \quad \text{Eq. 240}$$

$$A_{l\text{ganho}} = A_{l\text{ganho}1} \cdot f_{c1} + A_{l\text{ganho}2} \cdot f_{c2} + A_{l\text{ganho}} \text{ terreno descoberto} \cdot f_{c\text{terreno descoberto}} \quad \text{Eq. 241}$$

$$A_{l\text{fim}} = A_{l\text{fim}1} \cdot f_{c1} + A_{l\text{fim}2} \cdot f_{c2} + A_{l\text{fim}} \text{ terreno descoberto} \cdot f_{c\text{terreno descoberto}} \quad \text{Eq. 242}$$

$$A_{l\text{perda}} = A_{l\text{perda}1} + A_{l\text{perda}2} + A_{l\text{perda}} \text{ terreno descoberto} \quad \text{Eq. 243}$$

$$A_{l\text{restitui}} = A_{l\text{restitui}1} \cdot \text{fraccao}_1 + A_{l\text{restitui}2} \cdot \text{fraccao}_2 \quad \text{Eq. 244}$$

sendo f_{ci} a fracção de área ocupada por cada uma das culturas ou terreno descoberto e fraccao_i a fracção máxima ocupável pelo coberto i .

O balanço hídrico total para cada dia, para o caso abordado em que há variação de áreas ocupadas pelos cobertos ou da sua profundidade sujeita a evapotranspiração, obtêm-se fazendo:

$$P = Ed + ETR + Ip + (A_{l\text{fim}} - A_{l\text{inicio}}) + A_{l\text{restitui}} - A_{l\text{ganho}} + A_{l\text{perda}} \quad \text{Eq. 245}$$

No fundo, os termos $A_{l\text{ganho}}$ e $A_{l\text{perda}}$ são termos que reflectem trocas de água dentro do volume de controlo "exterior", ou seja do volume de controlo que inclui as três fracções consideradas até à sua profundidade máxima (Fig. 52). Estas trocas fazem-se entre o terreno descoberto e os cobertos, ou entre os cobertos e o *solo* envolvente que estará sujeito a evapotranspiração no período de desenvolvimento intermédio e final das plantas.

Este balanço é verificado pelo programa de computador BALSEQ_MOD para confirmar a adequada execução do programa.

No caso de não haver variação de áreas ocupadas pelos cobertos ou da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração, como no caso considerado no BALSEQ clássico (secção 6.3), e no caso

de não se considerar a posição do nível freático, não se definem os termos $A_{l\text{ restitui}}$, $A_{l\text{ ganho}}$ e $A_{l\text{ perda}}$ e o balanço vem dado pela equação mais simples:

$$P = Ed + ETR + Ip + (A_{l\text{ fim}} - A_{l\text{ início}}) \quad \text{Eq. 246}$$

6.4.10. Vantagens e limitações do BALSEQ_MOD

O que se pretendeu com o modelo BALSEQ_MOD foi integrar outros processos, ou desenvolver novas formas de caracterizar os diversos processos envolvidos no balanço hídrico, em relação às formas que eram utilizadas no modelo BALSEQ (secção 6.3).

As vantagens são ao nível da possibilidade de cálculo de processos do balanço hídrico utilizando novos métodos, com base em determinado tipo de informação. Assim os novos métodos permitem:

- calcular a evaporação a partir da superfície das plantas;
- calcular a infiltração superficial utilizando informação relacionada com a porosidade do *solo*;
- calcular o escoamento directo permitindo que o número característico de escoamento varie em função do teor de humidade no *solo*;
- calcular a evapotranspiração real utilizando a evapotranspiração de referência e o coeficiente cultural dual, com possibilidade de numa área existirem até dois tipos vegetais mais o terreno descoberto;
- calcular a quantidade de água armazenada no *solo* e a infiltração profunda considerando a espessura do *solo* e a fracção de terreno descoberto variáveis com o desenvolvimento do coberto vegetal;
- considerar a posição do nível freático dentro ou fora da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração;
- calcular a infiltração profunda em dois tipos de meios (arenoso e areno-argiloso), com base nos resultados da modelação do escoamento na zona vadosa.

Para estes métodos normalmente há informação de base que permite estimar os parâmetros necessários à sua aplicação.

As limitações são as inerentes às simplificações que foi necessário fazer para desenvolver cada um dos métodos. Contudo, quanto mais completo é o modelo utilizado, mais parâmetros é necessário caracterizar para que se possa correr o modelo. Estes parâmetros, por sua vez, podem ser de difícil validação.

A título indicativo, assinalam-se algumas limitações específicas:

- para o cálculo do escoamento directo, o número de escoamento (NC) não traduz um aspecto físico da realidade;
- assume-se que cc e wp são constantes ao longo de toda a espessura do *solo*, quando na realidade variam em profundidade;

- na realização do balanço assume-se que a água se distribui uniformemente pelos volumes de controlo em balanço (por exemplo, sempre que há uma entrada de água no *solo*, ou na zona entre a profundidade actual das raízes das plantas ($rp_{(dia)}$) e a profundidade máxima possível das raízes das plantas (rp_1), assume-se que a água se redistribui uniformemente por toda a área em balanço;
- apesar de se considerar que a espessura de terreno sujeita a ET varia com o ciclo vegetativo, é necessário ter também em atenção que à medida que a disponibilidade de água no *solo* varia, as plantas vão extrair água a profundidades diferentes, podendo ultrapassar a espessura de terreno sujeita a ET considerada nos modelos. A não consideração deste facto nos modelos subestima a evapotranspiração nos períodos secos, mantém na capacidade de campo o teor de humidade na zona abaixo da espessura de terreno sujeita a ET considerada nos modelos, o que significa que a água que se infiltra à superfície, em vez de ir colmatar a menor quantidade de água que existe nessa zona, é considerada como água que escoa livremente, tornando o valor estimado de recarga mais elevado;
- possibilidade de existência de componente horizontal do escoamento subterrâneo no percurso entre a base do *solo* sujeita a evapotranspiração e a zona saturada; este processo retira água ao volume de controlo, pelo que a não consideração deste processo quantifica esta água como recarga.

Outras vantagens e limitações acerca destes modelos foram apresentadas nas secções respectivas.

7. Desenvolvimento de métodos para a decomposição do hidrograma de escoamento superficial

7.1. Apresentação

Neste Capítulo desenvolve-se uma nova metodologia para quantificar a recarga a partir da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial. O escoamento superficial, registado em estações hidrométricas, é decomposto em escoamento directo e em escoamento de base. Esta metodologia foi programada no programa de computador Dechidr_VB do qual se faz a apresentação e permite três conjuntos de opções:

- corrigir (ou não) os escoamentos diários para o período comum ao registo da precipitação diária;
- considerar (ou não) um valor de precipitação mínima para se considerar o início de um novo episódio de precipitação/recarga;
- controlar (ou não) o balanço entre a precipitação e o escoamento de um episódio de precipitação/recarga.

7.2. Introdução

O método da decomposição do hidrograma de escoamento superficial consiste em separar as componentes de escoamento directo e de escoamento de base. Uma vez que ao longo de uma série temporal existe sobreposição de episódios distintos de precipitação/recarga (P/R), o método é aplicado individualizando o episódio e depois aplicando a técnica geral de decomposição.

Para a aplicação do método apresentado devem-se seleccionar bacias hidrográficas que apresentem as seguintes características:

- coincidam aproximadamente com bacias hidrogeológicas;
- existam simultaneamente registos diários de precipitação e de escoamento;
- sejam de área pequena (o que implicitamente significa que se situem na parte montante dos cursos de água);
- possuam litologia homogénea (se se pretender estudar o escoamento em função do tipo litológico);
- não existam barragens (para não impedir a detecção na estação hidrométrica, da reacção natural da bacia aos episódios de precipitação);
- não existam extracções de água feitas pelo homem ou então, no caso de existirem, que sejam desprezáveis ou que possam ser quantificadas no tempo, de forma a poderem ser consideradas posteriormente nos cálculos.

O modelo da decomposição dos hidrogramas de escoamento que se apresenta tem como pressuposto que os cursos de água são apenas e sempre receptores. Ou seja, recebem os escoamentos de base e directo, mas nunca cedem água para as formações geológicas das suas margens. Nesta situação não há variação de armazenamento de água nos leitos devido a escoamento proveniente do curso de água.

Para justificar este modelo, supõe-se que quando a altitude do nível de água num curso de água aumenta, não haja variação do armazenamento do seu leito com água proveniente do curso de água. Esta situação é possível se: (1) a condutividade hidráulica do leito não permitir que haja infiltração (rápida) a partir do curso de água, (2) o tempo em que o curso de água apresenta altitudes mais elevadas da sua superfície for reduzido, ou (3) o nível piezométrico do leito do curso de água for superior à altitude do nível de água do curso de água. A segunda situação justifica-se porque o curso de água apresenta velocidades de escoamento elevadas, o que faz baixar os seus caudais e altitudes hidrométricas rapidamente. Embora as justificações apresentadas sejam aceitáveis, também é pertinente que, se, ou enquanto, a altitude do nível de água no curso de água for mais elevada do que o nível piezométrico do leito, não haja descarga das margens para o curso de água. Por outro lado, no

caso de haver variação do armazenamento no leito do curso de água, parte dessa água é água subterrânea originada mais a montante.

Para evitar o efeito do armazenamanto nos leitos dos cursos de água, é conveniente ter bacias hidrográficas pequenas.

Este método começou a ser desenvolvido em Oliveira *et al.* (1997a) e Oliveira (1997) e sofreu uma actualização que se apresentou em Oliveira (2001). É essa actualização que agora é apresentada, acrescida de duas novas opções.

A primeira versão do programa de computador (DECHIDR.BAS) foi aplicada em diversos estudos para o cálculo do escoamento de base, nomeadamente a sua primeira aplicação em Oliveira *et al.* (1997a, b) a sete bacias hidrográficas de Portugal Continental, que se desenvolvem em *rochas do Maciço Antigo*, a montante das seguintes estações hidrométricas pertencentes ao Instituto da Água: 03D01-Aspra, 05E01-Ponte Junqueira, 06P01-Ponte Velha Capitão, 17L01-Ponte Panasco, 22G02-Herdade das Pancas, 27L01-Entradas e 30G01-Monte dos Pachecos.

Foi igualmente feita a aplicação deste programa aos estudos desenvolvidos para o Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo (Oliveira *et al.*, 1999, Oliveira e Lobo Ferreira, 1999), com aplicação a mais seis bacias hidrográficas a montante das seguintes estações hidrométricas: 18I01-Moinho Novo, 18L01-Couto de Andreiros, 19C01-Penedos de Alenquer, 19C02-Ponte Barnabé, 20I04-Pavia, 21F01-Ponte Canha. As bacias 18L01-Couto de Andreiros e 20I04-Pavia desenvolvem-se quase exclusivamente no *Maciço Antigo*; as bacias 18I01-Moinho Novo e 21F01-Ponte Canha, desenvolvem-se, a montante, no *Maciço Antigo* e, a jusante, na *Bacia Terciária do Tejo*; e as bacias 19C01-Penedos de Alenquer e 19C02-Ponte Barnabé desenvolvem-se na *Orla Meso-Cenozóica Ocidental*.

O programa DECHIDR.BAS foi ainda utilizado por Pereira (1999) para a estimativa da recarga em quatro bacias hidrográficas a montante das seguintes estações hidrométricas: 03P/01-Vinhais, 04O/02-Ponte de Guide, 04O/03-Ponte de Vilar e 05M/01-Murça, todas elas desenvolvendo-se em rochas do Maciço Antigo. Fernandes (2001) utilizou o programa para estimar a recarga numa área da bacias hidrográfica de Fervença.

7.3. Procedimentos para fazer a decomposição do escoamento

A técnica geral da decomposição segue o método apresentado em Shirmohammadi *et al.* (1984) – secção 3.16.3.2. Consiste em marcar uma linha que une a origem do hidrograma do episódio em análise ao escoamento existente no início do dia $n + 1$ após o pico do hidrograma [Fig. 70(A)] ou o final da chuvada [Fig. 70(B)]. O dia n refere-se ao número de dias durante o qual ainda ocorre escoamento directo após o pico do hidrograma ou o final da chuvada, podendo ser calculado pela Eq. 124.

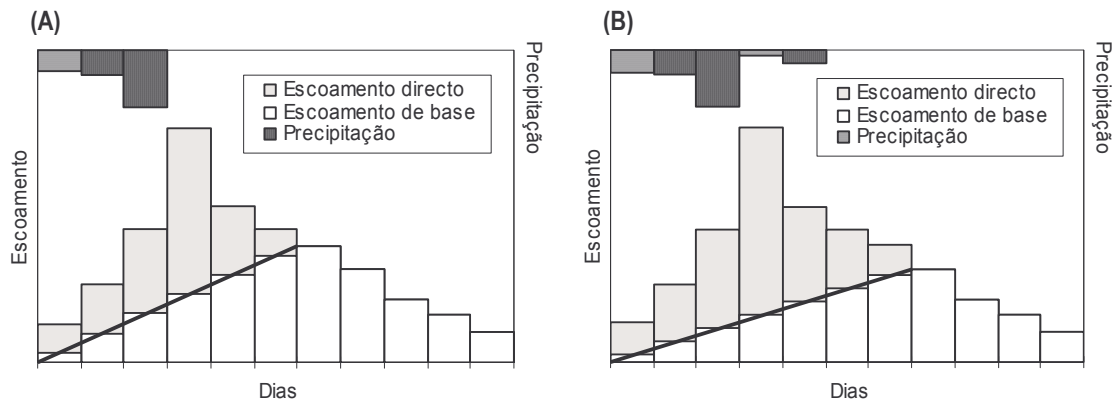


Fig. 70 – Exemplo do processo de decomposição do hidrograma, para $n = 2$ dia, utilizando como critério (A) o dia do pico do hidrograma, (B) o último dia de chuva.

A área acima da linha constitui o escoamento directo do episódio em análise e a área abaixo da linha constitui o escoamento de base.

Pode acontecer que quando se marca a linha de separação, o escoamento de base obtido por este processo seja superior ao escoamento superficial desse dia (Fig. 71). Para ultrapassar esta situação, corrige-se o escoamento de base para metade do escoamento do dia e recalculam-se os escoamentos dos dias seguintes a partir do último valor que foi corrigido (Fig. 71).

A complexidade da decomposição dos hidrogramas de escoamento reside na existência de sobreposição de episódios distintos. Ou seja, num mesmo dia pode-se estar a assistir ao esgotamento de vários episódios de P/R que ocorreram anteriormente (como exemplo veja-se o dia 19/01/1982 na Fig. 72).

Neste sentido torna-se necessário desenvolver um conjunto de procedimentos que permitam a individualização dos episódios distintos de P/R.

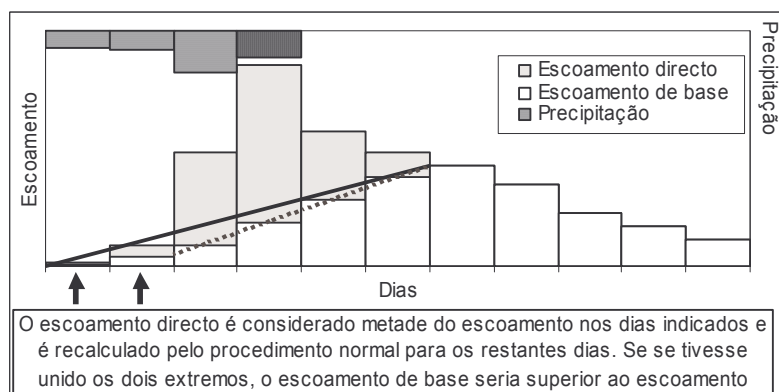


Fig. 71 – Correção do escoamento de base para os casos em que no período de crescimento o escoamento de base calculado é superior ao escoamento

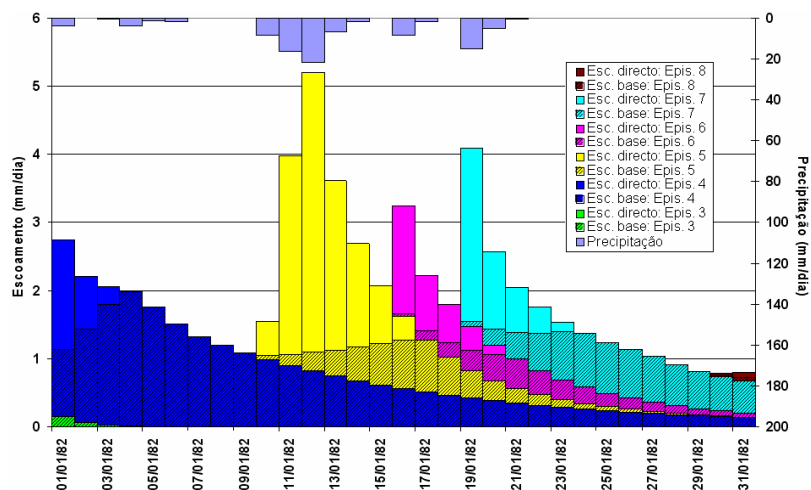


Fig. 72 – Decomposição por episódios do escoamento registado na estação hidrométrica de Ponte de Panasco em Janeiro de 1982.

A individualização é feita sequencialmente considerando a série de dados de entrada: data, escoamento e precipitação. O **primeiro passo** consiste em determinar o primeiro dia de um novo episódio de P/R (episódio B). Para tal, considerando os escoamentos superficiais existentes desde o início do episódio em análise (episódio A)¹, considera-se que se está na presença de um novo episódio P/R (episódio B) no dia em que:

- 1) o escoamento é superior ou igual ao do dia anterior e o do dia anterior é inferior ao registado dois dias antes;
- 2) o escoamento é superior ao do dia anterior e o do dia anterior é igual ao registado dois dias antes.

Na versão do programa Dechidr_VB.VBP apresentada em Oliveira (2001), o início desse episódio só se considera válido se durante a subida do escoamento se registar precipitação superior a uma precipitação mínima necessária para haver escoamento directo². Caso contrário não é considerado como novo episódio. No caso de não se considerar um novo episódio o procedimento continua até ao dia em que se observem as condições referidas.

As condições apresentadas significam que não são considerados como início de um novo período de escoamento directo os casos em que (1) o aumento do escoamento directo não é suficiente para provocar uma subida do escoamento; (2) havendo uma subida do escoamento, não ocorre precipitação superior à precipitação mínima necessária para haver escoamento.

Na aplicação desta metodologia a vários casos de estudo, a apresentar na secção 10.3, constatou-se que, nalgumas situações, pode ser difícil calcular a precipitação e que, nalguns casos,

¹ Este procedimento constitui uma alteração maior ao procedimento utilizado na versão anterior do programa (DECHIDR.BAS), apresentado em Oliveira *et al.* (1997) e Oliveira (1997), onde se utilizava a série total dos escoamentos, ou seja não se estava a utilizar somente os escoamentos do episódio em análise e seguintes, mas também os escoamentos dos episódios anteriores.

² Na versão anterior do programa DECHIDR.BAS, o primeiro dia do episódio era considerado o primeiro dia em que ocorria precipitação superior à precipitação mínima para ocorrer escoamento directo.

ocorre aumento do escoamento superficial sem que tenha sido estimada precipitação na bacia hidrográfica. Por esse motivo, optou-se por se disponibilizar a hipótese de se fazer a decomposição do escoamento sem se impor a existência de precipitação. Com esta opção, aplica-se o procedimento descrito sem se verificar se durante a subida do escoamento superficial se regista precipitação.

Tendo sido determinado o primeiro dia do episódio B, o **segundo passo** consiste em determinar o esgotamento do episódio A. Para tal calcula-se o coeficiente de esgotamento (α) do episódio A pelo melhor ajustamento de uma curva exponencial negativa do tipo:

$$E = E_0 \cdot EXP(-\alpha \cdot t) \quad \text{Eq. 247}$$

aos escoamentos correspondentes ao período de decrescimento ou de esgotamento até ao dia anterior ao início do episódio B¹, sendo E o escoamento total ao fim do tempo t de um período de descida e E_0 o escoamento total quando $t = 0$.

A escolha dos dias para o cálculo do α é feita começando no último dia e recuando no tempo enquanto o escoamento do dia for inferior ao do dia anterior². Se ocorrer um dia com precipitação e já existem pelo menos dois valores para o cálculo do ajustamento exponencial, então esse dia e os restantes já não são considerados³. Se não ocorrer precipitação, os dias utilizados para o ajustamento da curva exponencial negativa são os indicados no Quadro 22.

Quadro 22 – Dias utilizados no cálculo do coeficiente de esgotamento (α) no caso de não ocorrer precipitação

nº de dias de descida do escoamento superficial	2	3	4	5	6 ou mais
dias utilizados	1 e 2	2 e 3	2, 3 e 4	3, 4 e 5	4 em diante

A rejeição, quando possível, dos primeiros dias de descida para o cálculo do α deve-se a estes valores de escoamento se encontrarem afectados pelo escoamento directo e, como tal, tenderem a dar um valor muito maior do que o valor representativo do esgotamento do escoamento.

Com o α calculado faz-se uma verificação do balanço de massa: determina-se a quantidade de precipitação que contribui para o episódio e determina-se a quantidade de escoamento existente nesse episódio. Para que o α seja aceite, é necessário que o escoamento do episódio não seja superior à precipitação. Se for superior procura-se um novo α que verifique a igualdade entre o escoamento e a precipitação ocorrida, da forma que se apresenta a seguir.

¹ Na sequência da nota 1 o coeficiente de esgotamento é na nova versão do programa calculado utilizando somente os dados de escoamentos da curva de decrescimento ou de esgotamento do episódio em análise, e não a totalidade dos escoamentos registado nesses dias (ou seja, já foram deduzidos os escoamentos dos episódios anteriores).

² Ao contrário da versão anterior onde, para a escolha dos dias, se iniciava o processo no pico do hidrograma e se caminhava até ao início do episódio seguinte.

³ Na versão anterior, numa situação em que ocorria precipitação superior à precipitação mínima, eram precisos no mínimo 3 dias para o cálculo do α . Ocorrendo precipitação fazia-se uma correcção para o dobro do valor de α . Essa correcção baseava-se no facto de embora o escoamento estar a descer, não descer tão acentuadamente como se não tivesse ocorrido precipitação.

Considere-se a existência de um episódio P/R – episódio A – com início no dia $i = 1$ para o qual se pretende determinar a curva de esgotamento, e de um outro episódio – episódio B – que se inicia no dia $i = m + 1$ e cujos escoamentos se adicionam aos escoamentos do episódio A (Fig. 73).

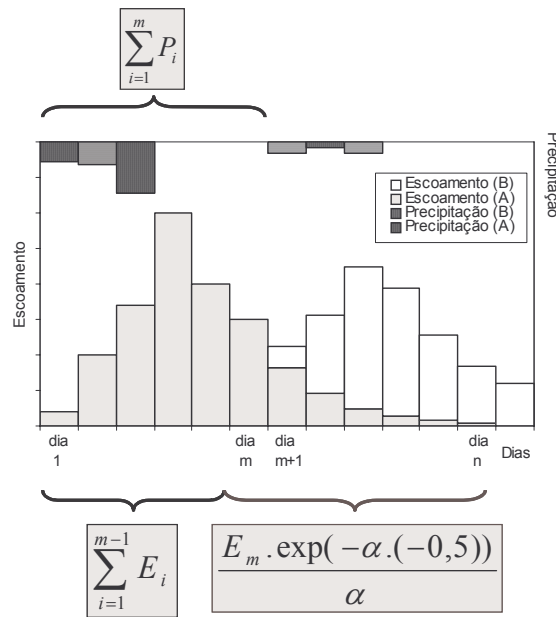


Fig. 73 – Componentes consideradas na verificação do balanço de massa entre a precipitação e o escoamento correspondente a um episódio de precipitação/recarga

Pretende-se determinar qual o α que satisfaz a condição:

$$\sum_{i=1}^m P_i = \sum_{i=1}^n E_i \quad \text{Eq. 248}$$

onde P_i é a precipitação no dia i , E_i o escoamento no dia i , e n o último dia de escoamento do episódio A.

O membro $\sum_{i=1}^n E_i$ pode decompor-se nos seguintes termos:

$$\sum_{i=1}^n E_i = \sum_{i=1}^{m-1} E_i + \frac{E_m \cdot \exp(-\alpha \cdot (-0,5))}{\alpha} \quad \text{Eq. 249}$$

onde $E_m \cdot \exp(-\alpha \cdot (-0,5))$ representa o escoamento no início do dia m e $\frac{E_m \cdot \exp(-\alpha \cdot (-0,5))}{\alpha}$

representa o escoamento total desde o início do dia m até ao esgotamento do episódio A.

Ou seja, substituindo a Eq. 249 na Eq. 248:

$$\alpha - \frac{\exp(0,5 \cdot \alpha)}{\sum_{i=1}^m P_i - \sum_{i=1}^{m-1} E_i} \cdot E_m = 0 \quad \text{Eq. 250}$$

No programa Dechidr_VB, a resolução desta equação faz-se com recurso ao método da bissecção, utilizando como α mínimo o calculado inicialmente (aquele que fez com que o escoamento

fosse superior à precipitação) e como α máximo 100 d⁻¹. A equação pode apresentar mais do que uma solução para α pelo que se escolhe aquele mais próximo do valor do α calculado inicialmente.

No caso de o escoamento até à véspera do início do episódio B ser superior à precipitação relativa ao episódio A, não é possível encontrar uma solução, pelo que se assume um $\alpha = 100$ d⁻¹, não se observando o critério do balanço de massa.

A introdução deste procedimento de verificação do balanço de massa robustece o método da decomposição do hidrograma de escoamento, mas torna-o mais dependente do cálculo correcto da precipitação que ocorre na bacia. Se a precipitação na bacia é estimada por defeito, este procedimento vai condicionar em muito o cálculo do α e a decomposição dos escoamentos, penalizando o escoamento de base. Por esse motivo, é também dada no programa a hipótese de não verificação do balanço de massa.

O **terceiro passo** consiste em calcular o escoamento do episódio A nos dias seguintes ao início do episódio B. Este cálculo é feito pela aplicação da Eq. 247, sendo E_0 o escoamento do dia anterior ao início do episódio B, e α o coeficiente de esgotamento calculado no passo anterior. Os escoamentos do episódio A são calculados até ao dia em que o seu valor atinge um mínimo (que se considerou de 0,01 mm/d). Concretizando com recurso à Fig. 72, suponha-se que os episódios A e B correspondem respectivamente aos episódios 4 e 5. No dia 10/01/82 tem início o episódio B. A Eq. 247 vai ser aplicada ao escoamento registado do dia 09/01/82.

7.4. Programa Dechidr_VB.VBP

Os procedimentos apresentados foram programados no programa de computador Dechidr_VB.VBP. A Fig. 74 mostra os menus com as opções correspondentes.

No menu **Ficheiros** [Fig. 74A)] introduz-se o nome do ficheiro de entrada e os nomes dos três ficheiros de saída. O ficheiro de entrada é um ficheiro ASCII contendo três colunas onde os valores se separam por vírgulas. A primeira coluna contém a data, por ordem crescente, a segunda contém o escoamento superficial (mm/dia) e a terceira contém a precipitação média na bacia (mm/dia). As datas têm o formato utilizado pelo *Microsoft Excel for Windows*, correspondente ao número de dias desde 01/01/1900 até à data (Fig. 75).

Há três ficheiros de saída, todos em formato ASCII. Um é geral e conterá as diversas mensagens do programa e os resultados da decomposição, por dia, mês e ano.

O segundo ficheiro conterá os resultados diários da decomposição, por episódio, a apresentar em quatro colunas, 1^a: data, 2^a: escoamento superficial desse episódio obtido pela individualização do episódio na série de dados, 3^a: escoamento de base obtido pela decomposição do episódio e 4^a: número de ordem do episódio.

O terceiro ficheiro conterá os resultados totais por episódio, a apresentar nas seguintes dez colunas: 1ª: número de ordem do episódio, 2ª: data de início da precipitação, 3ª data do último dia de precipitação considerada para se fazer a decomposição do episódio, 4ª: data do último dia do episódio, 5ª: coeficiente de esgotamento (α), 6ª: total da precipitação até à data da 3ª coluna, 7ª: total do escoamento superficial resultante da individualização do episódio, 8ª: total do escoamento directo resultante da decomposição, 9ª: total do escoamento de base resultante da decomposição, 10ª total da precipitação desde o dia seguinte à data da 3ª coluna até à data do início do episódio seguinte.

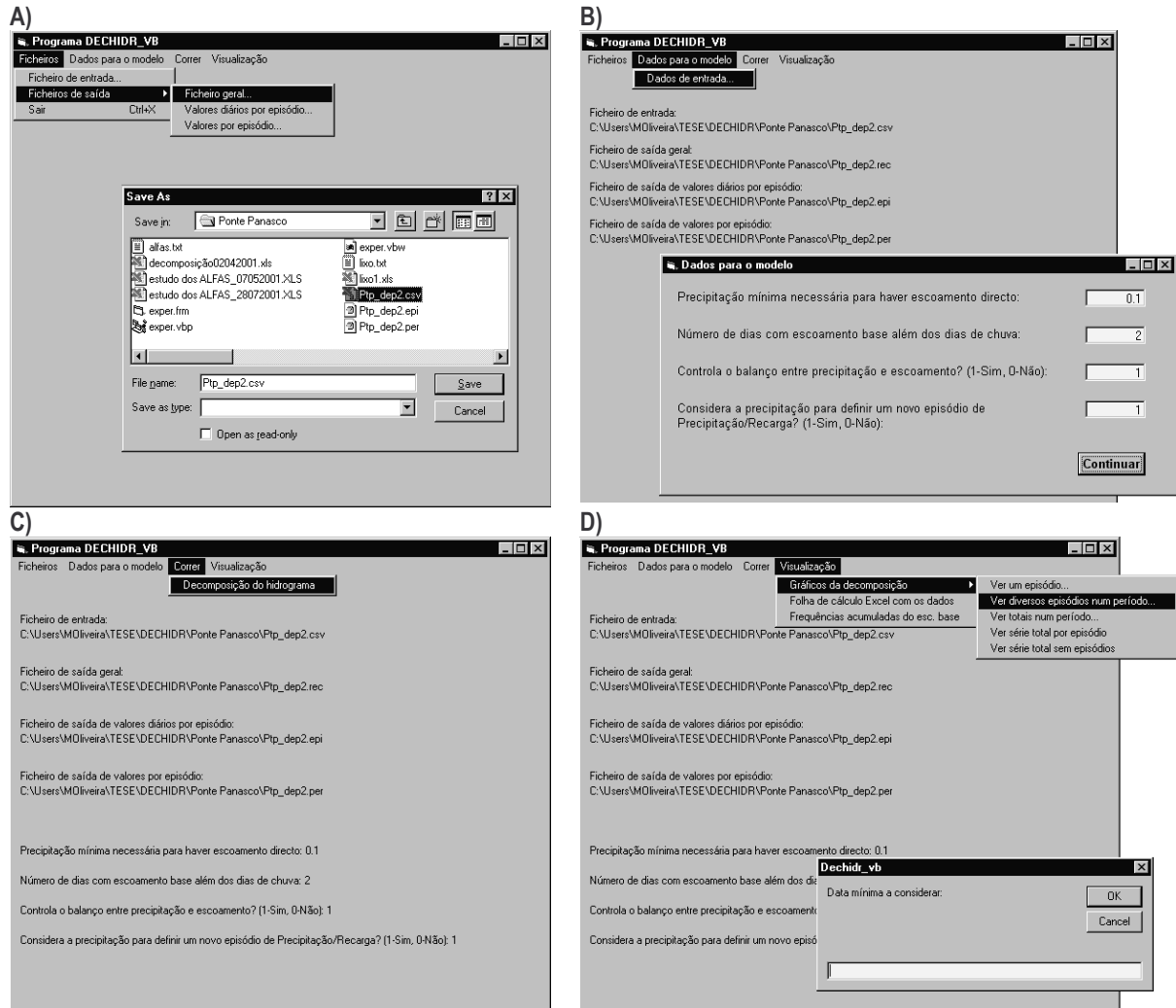


Fig. 74 – Janelas para A) introdução de nomes de ficheiros de dados de entrada e de saída, B) parâmetros relativos à corrida do programa, C) corrida do modelo, D) visualização dos resultados

```

29860, 0.02, 2.88
29861, 0.02, 0.28
29862, 0.02, 5.97
29863, 0.02, 3.91
29864, 0.02, 2.32
...
    
```

<- data, escoamento superficial, precipitação

Fig. 75 – Exemplo do formato do ficheiro de entrada

O menu **Dados para o modelo** [Fig. 74B)] abre uma janela onde se introduzem dois parâmetros necessários para a corrida do programa: precipitação mínima para haver escoamento (0,1 mm/d) e número de dias com escoamento directo além dos dias de chuva (2 d). Os valores entre parêntesis são os utilizados no exemplo apresentado.

Além disso são aqui definidas duas opções de corrida do programa e cuja aplicação e resultados serão abordados na secção 10.3: não considerar o balanço entre a precipitação e o escoamento para definir o coeficiente de esgotamento (a versão do programa apresentada em Oliveira (2001) não tinha esta opção) e não considerar a precipitação mínima necessária para haver escoamento.

No menu **Correr** [Fig. 74C)] fazem-se os cálculos da Decomposição do Hidrograma. Os resultados são gravados nos três ficheiros de saída, cujos nomes foram introduzidos no menu **Ficheiros**. A Fig. 76 ilustra extractos dos ficheiros de saída.

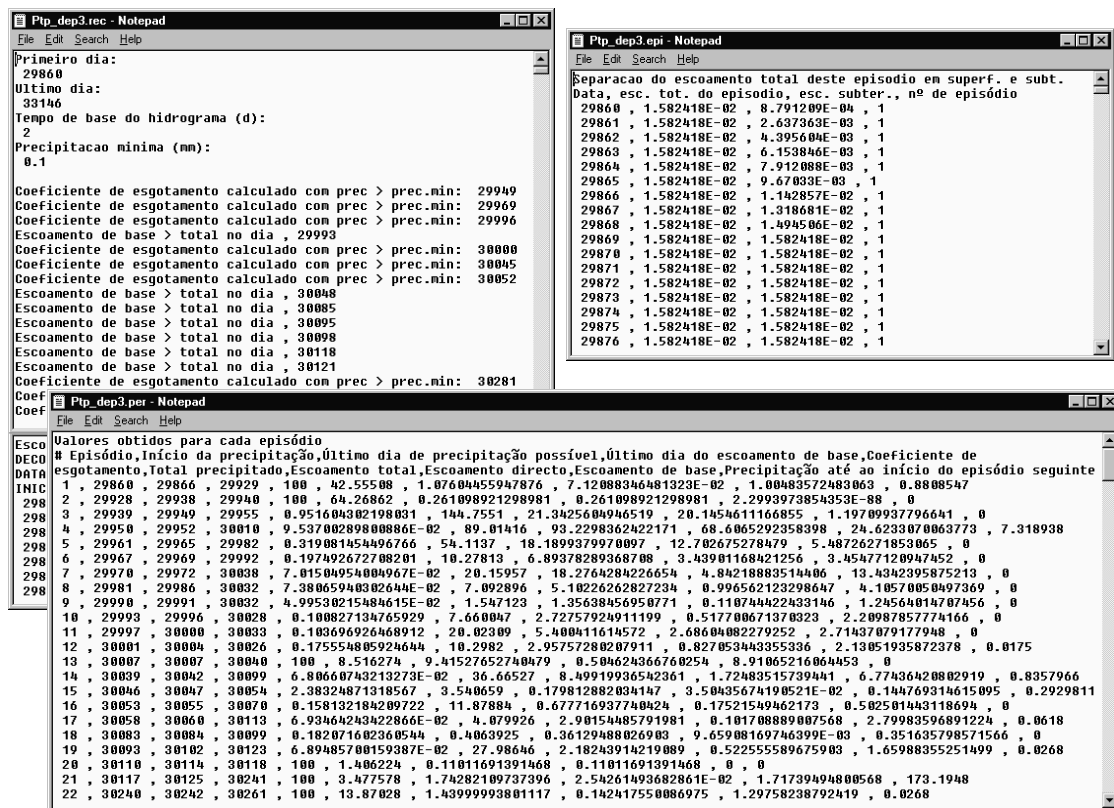


Fig. 76 – Exemplo dos três ficheiros de saída

O menu **Visualização** [Fig. 74D)] permite ver os resultados obtidos no monitor, quer sob a forma de gráficos e tabelas (opção **Gráficos da decomposição** e opção **Frequências acumuladas do esc. base**) quer sob a forma de tabelas (opção **Folha de cálculo Excel com os dados**). Todos os gráficos são produzidos em Excel. Desde que já se tenha feito a decomposição uma vez, para se visualizar os resultados não é necessário fazer novamente a decomposição. É suficiente introduzir no menu **Ficheiros** os nomes dos ficheiros de entrada e de saída (que variam consoante a opção que se pretende utilizar).

A opção **Gráficos da decomposição** permite visualizar os seguintes tipos de gráficos: (1) decomposição de um episódio (Fig. 77); (2) decomposição de diversos episódios num período definido pelo utilizador (Fig. 72); (3) decomposição num período definido pelo utilizador (Fig. 78, este período é o mesmo do utilizado para a Fig. 72); (4) decomposição de todos os episódios para toda a série; e (5) totais resultantes da decomposição de toda a série.

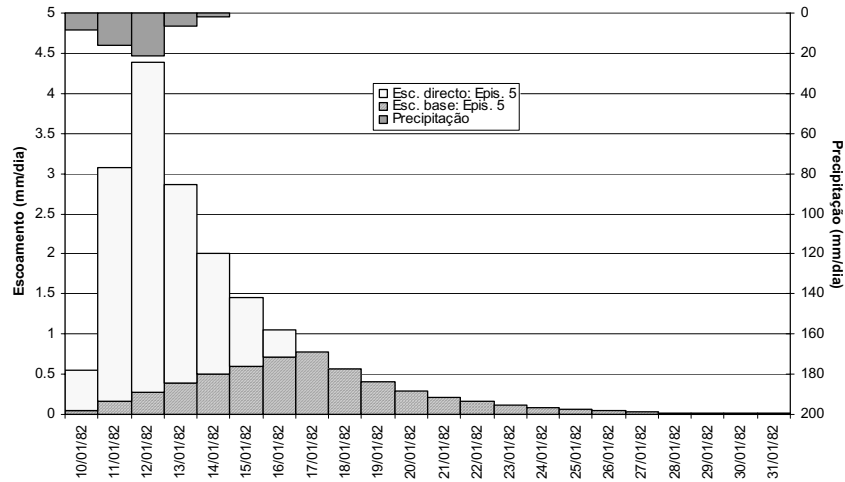


Fig. 77 – Decomposição do escoamento do episódio número 5.

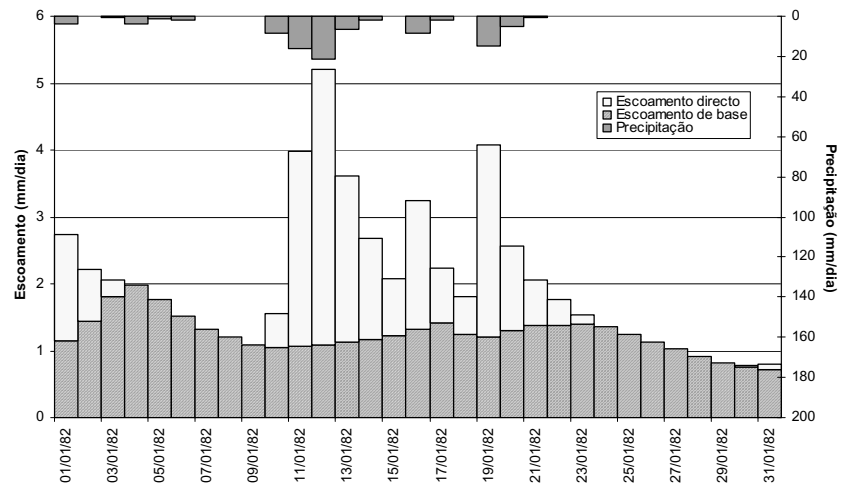


Fig. 78 – Decomposição do escoamento no período definido pelo utilizador

Na opção (1) o utilizador introduz o número de ordem do episódio que pretende ver representado; nas opções (2) e (3) introduz a data mínima e máxima do período de tempo a representar; nas opções (4) e (5) o programa desenha gráficos para períodos sucessivos de três meses para toda a série existente no ficheiro de saída que contém os resultados diários da decomposição por episódios. Os gráficos das opções (4) e (5) são equivalentes aos das opções (2) e (3) respectivamente, mas são gerados para toda a série do ficheiro de entrada.

A opção **Folha de cálculo Excel com os dados** reúne num único ficheiro quatro folhas de cálculo contendo cada uma os dados dos ficheiros de entrada e de saída do programa (como exemplo, apresenta-se a Fig. 79).

A opção **Frequências acumuladas do escoamento de base** constrói um gráfico, com o intervalo de valores do escoamento de base no eixo das abcissas, que reflecte o número de casos, expressos em frequências relativas acumuladas no eixo das ordenadas direito, ou em dias por ano no eixo das ordenadas esquerdo, em que o escoamento de base é superior ou inferior a um determinado valor diário. O cruzamento das linhas do escoamento de base acima e abaixo de um determinado valor diário dá a mediana dos escoamentos de base diários. O mesmo gráfico representa a média dos escoamentos de base. Este gráfico é importante pois sintetiza a informação obtida e dá uma indicação mais precisa sobre a disponibilidade temporal dos escoamentos de base (Fig. 80).

# Episódio	Início da precipitação	Último dia de precipitação possível	Último dia do escoamento de base	Coefficiente de esgotamento	Total precipitado	Escoamento total	Escoamento directo	Escoamento de base	Precipitação até ao início do episódio seguinte
1	01/10/1981	07/10/1981	09/12/1981	100	42.55508	1.076044559	7.12E-02	1.004835725	0.8809547
2	08/12/1981	18/12/1981	20/12/1981	100	64.26862	0.261098921	0.261098921	2.30E-88	0
3	19/12/1981	29/12/1981	04/01/1982	0.951604302	144.7551	21.34256049	20.14546112	1.197099378	0
4	30/12/1981	01/01/1982	28/02/1982	9.54E-02	89.01416	93.22983624	68.60652924	24.62330701	7.318938
5	10/01/1982	14/01/1982	31/01/1982	0.319081454	54.1137	18.189938	12.70267528	5.487262719	0
6	16/01/1982	18/01/1982	10/02/1982	0.197492673	10.27813	6.893782894	3.439011684	3.454771209	0
236	25/01/1990	01/02/1990	01/03/1990	0.191080063	56.6338	20.91374631	9.410846281	11.50290003	0
237	02/02/1990	04/02/1990	12/03/1990	0.106190485	8.589518	5.2252274	1.385204889	3.840022512	0
238	05/02/1990	06/02/1990	18/03/1990	9.18E-02	4.406375	4.356434398	0.632132998	3.7243014	0
239	09/02/1990	19/02/1990	04/03/1990	100	1.310127	5.656597614	1.140116215	4.5164814	0.2385
240	03/03/1990	05/03/1990	05/06/1990	2.10E-02	19.18943	20.56143648	1.401343822	19.16009265	12.48232
241	22/03/1990	25/03/1990	03/04/1990	0.342161406	0.4399813	0.420056782	0.094002903	0.32605388	0
242	30/03/1990	03/04/1990	07/04/1990	41.87710027	19.47313	0.598859429	0.598859429	0	3.523442
243	06/04/1990	08/04/1990	19/05/1990	2.52E-02	25.48462	1.23802168	0.464411323	0.773610358	0
244	09/04/1990	10/04/1990	21/04/1990	0.890052665	3.822488	7.09E-02	3.02E-02	0.040640818	0.1063
245	20/04/1990	01/05/1990	17/05/1990	0.042351246	28.75838	2.43124774	0.449565053	1.981682687	0.3418858
246	07/05/1990	10/05/1990	30/09/1990	0.042351246	5.940143	1.83661	1.25667	0.5799405	48.6528

Fig. 79 – Exemplo da folha de cálculo Excel com os dados contendo os resultados da corrida do modelo

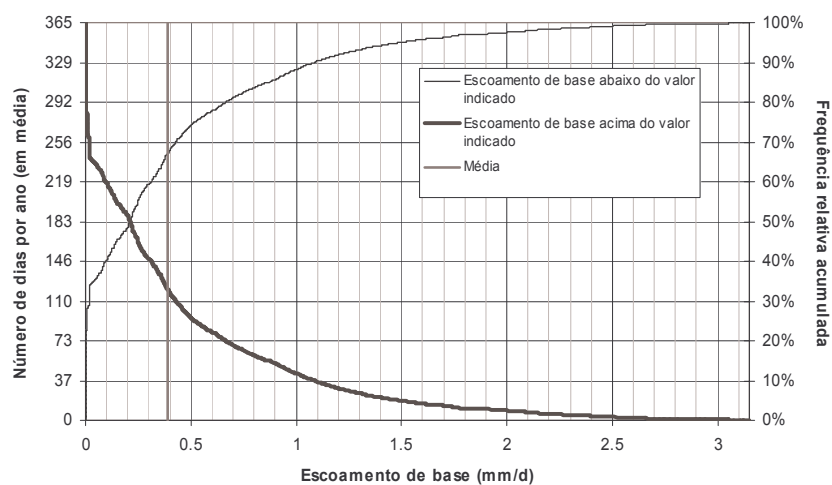


Fig. 80 – Frequências relativas acumuladas dos escoamentos de base calculados para a estação hidrométrica de Ponte de Panasco (período de 10/1981 até 09/1990)

Qualquer um dos gráficos ou tabelas produzidas em Excel pode ser gravado num ficheiro à parte.

7.5. Transformação dos valores de escoamento para uma base temporal comum aos da precipitação

A decomposição dos escoamentos superficiais é feita utilizando os valores de escoamento superficial na bacia e os valores de precipitação média diária na bacia.

Em Portugal, as medições diárias feitas pelo INAG referem-se a:

- precipitação: precipitação ocorrida no período desde as 09h do dia anterior até às 09h do próprio dia a que se reportam os dados;
- escoamento superficial: escoamento medido no período das 00h até às 24h do dia a que se reportam os dados.

Uma vez que existe um desfasamento de 15 horas nos períodos a que se referem estes elementos, é útil que os dados se refiram exactamente ao mesmo período. Daí que se procure fazer uma transformação dos valores de forma a que a base temporal seja a mesma. A precipitação de um dia é a precipitação acumulada nesse dia. O escoamento superficial de um dia é o escoamento médio que ocorreu nesse dia. Enquanto a precipitação ocorre de uma forma descontínua e, como tal, não se sabe se ocorreu igualmente distribuída pelo dia ou se, pelo contrário, ocorreu concentrada num só período do dia e em que período ocorreu, o escoamento superficial tem uma variação suave, sem descontinuidades. Estes factos fazem com que seja mais pertinente fazer a transformação do escoamento superficial para a base temporal da precipitação do que o contrário, se bem que, associada a esta modificação, se possam estar a cometer erros.

Desenvolveu-se um procedimento, para modificar o escoamento superficial, que envolve duas transformações, tendo como condição base que o escoamento médio medido num dia não é alterado (Fig. 81). A primeira alteração consiste em transformar cada rectângulo de escoamento total médio (com base = a 1 dia e altura = ao escoamento superficial) em dois polígonos que obedeçam a determinado critério, mas cujo somatório das áreas seja igual à área do rectângulo (Fig. 81A). A segunda alteração consiste em calcular o novo escoamento superficial médio pelo somatório das áreas dos polígonos compreendidas entre $X/24$ do dia anterior e $X/24$ do próprio dia, sendo X a hora em que se quer dividir o escoamento superficial (Fig. 81B).

O critério referido para a primeira alteração é, para cada rectângulo, determinar as coordenadas de 3 pontos: o ponto A correspondente às 00h do rectângulo, o ponto B correspondente às 24h desse rectângulo e o ponto C compreendido entre A e B , podendo coincidir com um deles. Há três possibilidades:

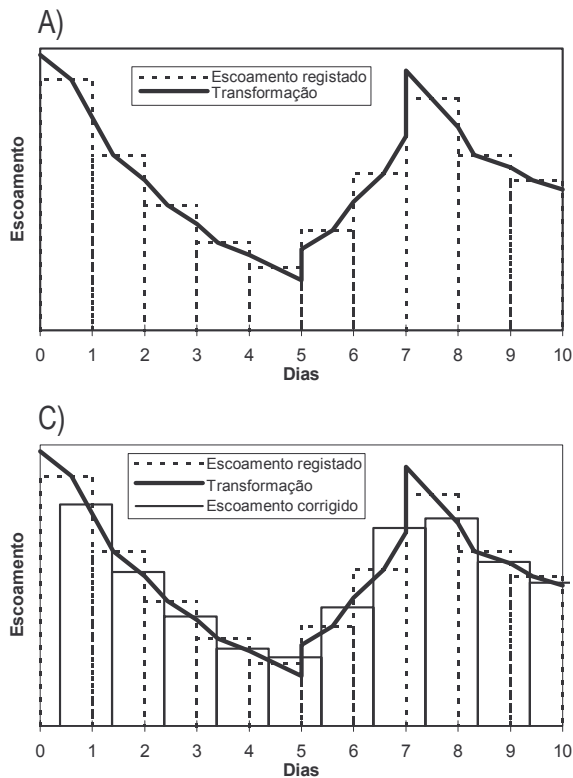


Fig. 81 - Transformação do escoamento superficial. A) transformação do escoamento registado entre as 0h e as 24h num polígono de escoamento; B) transformação do polígono de escoamento no escoamento corrigido para as 9h do dia anterior às 9h do próprio dia; C) sobreposição de A) e B)

(1) o escoamento está a subir ou a descer, (2) o escoamento é um pico do hidrograma, (3) o escoamento é um ponto mínimo do hidrograma. Se se considerar que o escoamento no dia anterior é E_{i-1} , que o escoamento do próprio dia é E_i e que o escoamento do dia seguinte é E_{i+1} , a possibilidade (1) traduz-se pela expressão seguinte¹:

$$E_{i-1} < E_i < E_{i+1} \vee E_{i-1} > E_i > E_{i+1} \quad \text{Eq. 251}$$

a possibilidade (2) por

$$E_{i-1} < E_i \wedge E_i > E_{i+1} \quad \text{Eq. 252}$$

e a possibilidade (3) por

$$E_{i-1} > E_i \wedge E_i < E_{i+1} \quad \text{Eq. 253}$$

Na possibilidade (1), os pontos A, B e C têm os seguintes valores:

$$\begin{aligned} A(\text{tempo} = 00\text{h}, \text{escoamento total} &= [E_{i-1} + E_i] / 2) \\ B(24\text{h}, [E_i + E_{i+1}] / 2) \\ C(1/(1 + a/b), E_i) \end{aligned} \quad \text{Eq. 254}$$

com $a = E_i - [E_{i-1} + E_i] / 2$; $b = [E_i + E_{i+1}] / 2 - E_i$.

Na possibilidade (2), os pontos A, B e C apresentam os seguintes valores:

$$\begin{aligned} A(00\text{h}, E_i) \\ B(24\text{h}, [E_i + E_{i+1}]/2) \\ C(1 - 1/b, E_i + 1) \end{aligned} \quad \text{Eq. 255}$$

¹ \wedge significa conjunção ("e"); \vee significa disjunção ("ou").

com $b = E_i - [E_i + E_{i+1}] / 2$; $I = b \cdot fp$ é a altura máxima do pico, onde fp é o factor de ponta compreendido entre 0 e 1. O valor de $fp = 1$ implica um pico mais elevado.

Na possibilidade (3), os pontos A, B e C apresentam os seguintes valores:

$$\begin{aligned} &A(00h, [E_{i-1} + E_i] / 2) \\ &B(24h, E_i) \\ &C(I/a, E_i - I) \end{aligned} \quad \left| \text{Eq. 256} \right.$$

com $a = [E_{i-1} + E_i] / 2 - E_i$; $I = a \cdot fm$ é o escoamento mínimo, onde fm é o factor de minimização, compreendido entre 0 e 1. Se I for maior que E_i então considera-se $I = E_i$.

7.6. Vantagens e limitações

O método apresenta como vantagens:

- é de aplicação fácil com dados de precipitação e escoamento normalmente existentes e disponíveis;
- só requer a definição de dois parâmetros (1- número de dias em que ocorre escoamento directo após a precipitação ou o pico do hirograma e 2- precipitação mínima);
- não se restringe a parâmetros fixos da bacia hidrográfica porque cada episódio de precipitação/recarga é determinado separadamente;
- pode controlar e manter o balanço de massas entre a precipitação e o escoamento produzido.
- integra todos os processos do ciclo hidrológico que ocorrem na área de estudo, medindo a resposta do sistema aos diversos processos que aí ocorrem.
- aplica-se à totalidade de uma bacia hidrográfica, não requerendo a definição das zonas de recarga e de descarga.

O método apresenta como limitações:

- está susceptível a erros de medição e de transformação de alturas hidrométricas em caudais;
- está dependente de uma estimativa o mais correcta possível da precipitação;
- no caso de controlar o balanço de massas entre a precipitação e o escoamento superficial, o método torna-se sensível ao valor estimado da precipitação;
- não considera a possibilidade de armazenamento de água do leito do rio.

8. Caracterização de parâmetros necessários ao balanço hídrico sequencial a partir de informação cartográfica de base

8.1. Apresentação

Neste Capítulo utiliza-se a informação que acompanha a cartografia de base para caracterizar os parâmetros que interessam à corrida dos modelos de balanço hídrico sequencial diário. Esta caracterização é acompanhada de uma descrição dos procedimentos efectuados. Cada variável do balanço hídrico é apresentada numa subsecção e para cada fonte de informação cartográfica de base utilizável é apresentado um quadro que relaciona o valor do parâmetro com a legenda da carta. As subsecções e quadros produzidos são os seguintes:

- escoamento directo: apresentam-se dois quadros que relacionam o número característico de escoamento [1] com a carta *Corine Land Cover* e [2] com a Carta de Ocupação do Solo COS'90; apresenta-se um outro quadro que relaciona o tipo de *solo* (necessário para a utilização dos quadros anteriores) com a Carta de Solos;
- infiltração superficial: apresenta-se um quadro que relaciona o código da textura do horizonte superior do solo com a Carta de Solos;
- evapotranspiração real: apresentam-se quatro quadros que relacionam: [1] a profundidade das raízes das plantas com a carta *Corine Land Cover* e [2] a profundidade das raízes das plantas com a Carta de Ocupação do Solo COS'90; [3] os parâmetros necessários à caracterização da evapotranspiração real utilizando a metodologia do coeficiente cultural dual com a Carta de Ocupação do Solo COS'90; [4] a capacidade de campo e o ponto de emurchecimento com a Carta de Solos;
- infiltração profunda: apresenta dois quadros que relacionam [1] a porosidade e [2] a condutividade hidráulica vertical saturada, com a Carta de Solos.

8.2. Introdução

A caracterização de cada um dos parâmetros necessários à utilização do balanço hídrico pode nalguns casos ser feita pontualmente, através da realização de medições ou de ensaios, casos dos parâmetros n , rp , cc ou wp . Noutros casos os parâmetros têm uma representatividade espacial, em função de práticas de utilização do solo ou da ocupação do solo, casos do NC e dos coeficientes K_c , K_e ou K_{cb} . O objectivo da caracterização destes parâmetros é que os seus valores possam ser extrapoláveis para áreas de estudo tendo em vista a sua aplicação nos balanços hídricos sequenciais.

Contudo, sabe-se que qualquer um destes parâmetros tem uma variabilidade muito grande, e mesmo em áreas que estão definidas como constituídas por um mesmo solo, ou por uma mesma ocupação do solo, os seus valores podem ser muito variáveis. Este facto é uma limitação à aplicação de qualquer método de balanço hídrico, tornando a aplicação do método vulnerável segundo esta perspectiva. Não é o método em si que está em causa, uma vez que este procura traduzir os processos que ocorrem desde que chove até à recarga, mas sim os valores que caracterizam as variáveis do método.

Assim, o que se pretende pela aplicação do método é ter valores médios, característicos de uma determinada área e não um valor pontual, característico de um só local. Neste sentido é necessário que mesmo nos casos em que haja determinações pontuais, estas sejam utilizáveis para caracterizar domínios espaciais maiores com características afins.

Tendo presente as limitações apresentadas, procura-se neste Capítulo utilizar informação cartográfica de base que delimite esses domínios espaciais com características afins para estimar cada um dos parâmetros.

A cartografia de base utilizada para caracterizar cada um dos parâmetros é:

(1) Mapa *Corine Land Cover*, produzido pelo Centro Nacional de Investigação Geográfica (CNIG), que dá informação à escala 1:100 000 para Portugal Continental para o período de referência de 1 de Agosto de 1985 até 1 de Agosto de 1987; esta informação pode ser obtida da Internet a partir do endereço:

http://snig.igeo.pt/cgi-bin/snig/lgd/mostra_dataset.cgi?cod=C200

A legenda desta carta é apresentada no Anexo 7.

(2) Carta de Ocupação do Solo [COS' 90], produzida pelo CNIG, que dá informação à escala 1:25 000 para Portugal Continental para o período de referência de Agosto de 1990; esta informação pode ser obtida da Internet a partir do endereço:

http://snig.igeo.pt/cgi-bin/snig/lgd/mostra_dataset.cgi?cod=C471

De acordo com as indicações fornecidas pelas "Notas relativas à Nomenclatura da Carta de Ocupação do Solo" (COS'90, da autoria do CNIG), «as manchas são definidas tendo em conta a homogeneidade das parcelas, tendo uma área mínima fotointerpretável de 1 hectare, e deverão ter largura igual ou superior a 40 metros.».

«Os códigos relativos a cada mancha compõem-se de três dígitos: duas letras seguidas de um valor numérico ou um x, no caso dos mistos de pomares. As letras indicam o tipo de cobertura enquanto que o valor numérico poderá indicar tanto o grau de coberto (no caso das espécies florestais) como do tipo específico de cobertura (em especial relevo para as coberturas agrícolas).»

«Consideram-se manchas mistas só de ocorrências florestais quando estas têm um grau de coberto superior a 75% da área da parcela e são definidas da seguinte forma: 1º Dígito- Espécie dominante; 2º Dígito- Espécie dominada; 3º Dígito- Grau de coberto relativo às duas ocorrências.»

A classificação utilizada apresenta os seguintes grupos de ocupação do solo: (1) áreas artificiais; (2) áreas agrícolas; (3) florestas; (4) meios semi-naturais; (5) meios aquáticos e (6) superfícies com água.

No Anexo 8 apresenta-se o documento "Nomenclatura da Carta de Ocupação do Solo de Portugal Continental" (da autoria do CNIG), e que apresenta a classificação da carta de ocupação do solo.

(3) Carta de Solos de Portugal, do Instituto de Hidráulica, Engenharia Rural e Ambiente (IHERA), disponível em formato digital à escala 1:25 000 e reproduzidas em papel à escala 1:50 000. Estas cartas cobrem essencialmente a área do rio Tejo e toda a área a sul do mesmo rio, mais alguma parte da região de Lisboa, Peniche, e algumas áreas do interior de Portugal Continental a N do rio Tejo.

A correspondência entre as unidades pedológicas cartografadas e a caracterização das suas propriedades é feita a partir de diversos trabalhos que acompanham a legenda da carta. A sua legenda é apresentada no Anexo 9.

Nas secções seguintes apresenta-se a forma como a informação representada nestas cartas foi interpretada tendo em vista a caracterização dos diversos parâmetros. Na utilização das cartografias de ocupação do solo tem-se presente que a ocupação do solo está em constante alteração, por vezes de uma forma cíclica, e que por isso a ocupação que é representada na cartografia pode não ser a que existe para um determinado período de análise.

8.3. Caracterização do Número Característico de Escoamento para o cálculo do escoamento directo

A caracterização do número característico de escoamento (*NC*) é importante para o cálculo do escoamento directo (secção 3.7.2). Com base na informação apresentada nos Quadro 4 e Quadro 5

Vermeulen *et al.* (1993) adaptaram essa informação à legenda do mapa *Corine Land Cover*. O Quadro 23 apresenta a correspondência entre o parâmetro *NC* e a ocupação do solo.

O mesmo tipo de procedimento foi aplicado à legenda da Carta de Ocupação do Solo [COS' 90], para caracterizar o *NC* de uma área estendida do sistema aquífero da Mexilhoeira Grande-Portimão (Zakharova *et al.*, 2002) e para caracterizar o *NC* da área do concelho de Montemor-o-Novo (Oliveira, 2002). A junção da informação proveniente destas duas fontes encontra-se sintetizada no Quadro 24. Este Quadro mostra os valores típicos utilizados. Nas aplicações feitas nas áreas de estudo referidas, a observação simultânea da fotografia aérea permitiu definir, em função do grau de coberto vegetal, percentagens de área de coberto vegetal diferentes dos indicados na cartografia, o que levou à atribuição, para esses casos específicos, de valores de *NC* diferentes dos indicados no Quadro 24. As ocupações dos solos da COS'90 que não ocorrem nas áreas estudadas não são apresentadas neste Quadro.

Quadro 23 - Número característico de escoamento (*NC*) em função do mapa *Corine Land Cover*

Ocupação do solo (código)	<i>NC</i>			
	Tipo de solo			
	A	B	C	D
Tecido urbano contínuo (111)	100	100	100	100
Tecido urbano descontínuo (112)	69	80	86	89
Espaços de actividades industriais, comerciais e de equipamentos gerais (121)	85	90	92	94
Redes rodoviárias e ferroviárias e terrenos associados (122)	82	88	93	94
Zonas portuárias (123)	81	88	91	93
Aeroportos (124)	98	98	98	98
Pedreiras, zonas de extracção de areias, minas a céu aberto (131), Zonas de descargas industriais, zonas de espalhamento de lixos (132), Estaleiros (133)	81	88	91	93
Espaços urbanos verdes (141), Zonas com equipamentos desportivos e de ocupação dos tempos livres (142)	44	65	76	82
Zonas de utilização agrícola fora dos perímetros de rega (211), Perímetros regados (212)	60	73	80	85
Arrozais (213), Vinhas (221), Vinha + Pomar (2212), Vinha + Olival (2213), Pomares (222), Pomar + Vinha (2221), Pomar + Olival (2223), Olivais (223), Olival + Vinha (2231), Olival + Pomar (2232)	62	74	82	85
Pastagens (231)	38	61	77	83
Culturas anuais associadas a culturas permanentes (241), Sistemas culturais e parcelares complexos (242)	62	74	82	85
Terras ocupadas principalmente por agricultura com espaços naturais importantes (243)	46	61	72	77
Territórios agroflorestais (244), Folhosas (311), Sobreiro (3111), Azinheira (3112), Sobreiro / Azinheira (3113), Castanheiro (3114), Carvalho (3115), Eucalipto (3116), Resinosas (312), Pinheiro Bravo (3121), Pinheiro Manso (3122), Florestas mistas (313)	36	60	70	76
Pastagens pobres, trilhos (321), Pântanos e charnecas (322), Vegetação esclerófito (p. ex.: maquia, carrascal e esteval) (323)	30	58	71	78
Espaços florestais degradados (324)	56	75	86	91
Praias, dunas, areias e solos sem cobertura vegetal (331)	30	60	70	80
Rochas nuas (332)	81	88	91	93
Estepes subdesérticas (333), Zonas áridas recentemente (334)	30	58	71	78
Pântanos (411), Turfeiras (412), Sapais (421)	90	92	94	96
Salinas (422), Zonas intertidais (423), Cursos de água (511), Planos de água, lagos (512), Lagunas e cordões litorais (521), Estuários (522)	100	100	100	100

(adaptado de Vermeulen *et al.*, 1993)

Refira-se que a adaptação da informação dos Quadro 4 e Quadro 5 às legendas dos mapas de ocupação do solo foi apenas feita com base na descrição das diversas formas de ocupação do solo. Até ao momento, tanto quanto se saiba, em Portugal não foram individualizadas pequenas bacias hidrográficas com registos hidrométicos de forma a se poderem definir valores de *NC* para as respectivas ocupações do solo (ver secção 10.4.2 para uma tentativa de definição de valores de *NC*).

Os valores de *NC* dependem do tipo de solo. A nível do tipo de solo presente, existem diversos trabalhos publicados que fazem a correspondência entre a legenda das cartas de solos e o tipo de solos. O primeiro trabalho a fazer esta correspondência foi apresentado em VERMEULEN *et al.* (1993, 1994), que, com o objectivo de caracterizar uma das variáveis utilizadas para o cálculo da recarga, fazia a correspondência entre a carta de solos à escala 1:1000000 (CNA, 1978) e o tipo de solo. Contudo, apesar desta carta de solos ser a única que cobre a totalidade do País, a sua escala não permite que contribua convenientemente para a caracterização local a regional do tipo de solo, por um lado porque representa grandes associações de solos e por outro lado, porque os seus limites são muito aproximados.

A escala seguinte disponível, com expressão importante a nível nacional é a escala 1:25 000 das cartas de solos de Portugal do Instituto de Hidráulica, Engenharia Rural e Ambiente (IHERA). As mesmas cartas existem disponíveis em formato digital. Estas cartas cobrem essencialmente a área do rio Tejo e toda a área a sul do mesmo rio, mais alguma parte da região de Lisboa, Peniche, e algumas áreas do interior de Portugal Continental a N do rio Tejo. A legenda destas cartas foi interpretada em Oliveira *et al.* (1997a) em termos de tipo de solo, tendo-se analisado a seguinte informação:

- espessura do solo (informação proveniente de SROA, 1973);
- teor em elementos grosseiros (informação proveniente de SROA, 1973);
- teor em argila (informação proveniente de SROA, 1973);
- permeabilidade constante (informação proveniente de SROA, 1973);
- drenagem e espessura do solo (informação proveniente de SROA, 1965);
- descrição qualitativa das famílias, quanto à textura, profundidade, existência ou não de água, tipo de argila presente (informação proveniente de SROA, 1970);
- descrição da legenda da carta de solos de Portugal Continental à escala 1:1 000 000 e comparação com as famílias representadas na carta de solos à escala 1:50 000 (informação proveniente de Cardoso *et al.*, 1973).

O procedimento utilizado consistiu na análise da informação apresentada e posterior conjugação de forma a se escolher a melhor opção quanto ao tipo de solo. A caracterização de cada solo quanto à informação referida encontra-se apresentada no Anexo 11 e o Quadro 25 apresenta a correspondência entre o tipo de solos e os solos representados na carta de solos do IHERA à escala 1:25 000.

Quadro 24 - Número característico de escoamento (NC) em função da Carta de Ocupação do Solo (COS'90) de Portugal Continental à escala 1:25 000 (CNIG)

Descrição	Código	NC			
		Tipo de solo			
		A	B	C	D
Tecido Urbano contínuo	UU1	98	98	98	98
Tecido Urbano descontínuo	UU2	60	74	83	87
Outros espaços fora do tecido urbano consolidado	UU9	60	74	83	87
Zonas industriais e comerciais	SW1	85	90	93	94
Vias de comunicação (rodoviárias e ferroviárias)	SW2	82	88	91	93
Zonas portuárias	SW3	81	88	91	93
Equipamentos para desporto e lazer	SL1	46	68	78	84
Outras infraestruturas e equipamentos	SW9	85	90	93	94
Pedreiras, saibreiras, minas a céu aberto	JJ1	81	88	91	93
Sequeiro	CC1	60	72	81	84
Regadio	CC2	60	72	81	84
Arrozais	CC3	100	100	100	100
Outros (estufas, viveiros, etc)	CC9	98	98	98	98
Vinha	VV1	62	74	82	85
Vinha + Pomar	VA1	62	74	82	85
Vinha + Olival	VO1	62	74	82	85
Citrinos	AA1	62	74	82	85
Prumoides (sem a amendoeira)	AA3	62	74	82	85
Amendoeiras	AA4	62	74	82	85
Alfarrobeiras	AA6	46	68	78	84
Mistos de pomares	AAx	62	74	82	85
Pomar + Cultura anual	AC(1-x)	61	73	82	85
Pomar + Vinha	AV(1-x)	62	74	82	85
Pomar + Olival	AO(1-X)	62	74	82	85
Olival	OO1	62	74	82	85
Olival + Cultura anual	OC1	61	73	82	85
Olival + Vinha	OV1	62	74	82	85
Olival + Pomar	OA1	62	74	82	85
Medronheiro	DD1	62	74	82	85
Prados e lameiros	GG1	30	58	71	78
Culturas anuais + Vinha	CV(1-x)	61	73	82	85
Culturas anuais + Pomar	CA(1-2)	61	73	82	85
Culturas anuais + Olival	CO(1-2)	61	73	82	85
Sistemas culturais e parcelares complexos	CX1	61	73	82	85
Culturas anuais + espécie florestal ⁽¹⁾	C_0	53	70	80	84
Espécie florestal + culturas anuais ⁽¹⁾	_C(1-2)	53	70	80	84
Floresta ⁽²⁾ : Grau de coberto < 10 %	_ _0	56	75	86	91
Floresta ⁽²⁾ : Grau de coberto entre 10 % e 30 %	_ _1	46	68	78	84
Floresta ⁽²⁾ : Grau de coberto entre 30 % e 50 %	_ _2	36	60	70	76
Floresta ⁽²⁾ : Grau de coberto > 50 %	_ _3	26	52	62	69
Floresta ⁽²⁾ : Espécie espontânea	_ _6	15	44	54	61
Pastagens naturais pobres	II1	49	69	79	84
Vegetação arbustiva baixa- matos	II2	30	58	71	78
Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição ⁽³⁾	I_0	56	75	86	91
Praia, dunas, areais e solos sem cobertura vegetal	JY1	30	60	70	80
Rocha nua	JY2	98	98	98	98
Sapais	HY2	90	92	94	96
Salinas	HY3	100	100	100	100
Cursos de água	HH1	100	100	100	100
Lagoas e albufeiras	HH2	100	100	100	100
Lagunas e cordões litorais	HH3	100	100	100	100
Estuários	HH4	100	100	100	100
Mar e Oceano	HH5	100	100	100	100

(adaptado de Zakharova *et al.*, 2002, e de Oliveira, 2002)⁽¹⁾ O dígito "__" deve ser substituído pelo código da espécie florestal.⁽²⁾ As letras "__" do coberto florestal devem ser substituídas de acordo com: Sobreiro: B; Azinheira: Z; Castanheiro bravo: T; Castanheiro manso: N; Carvalho: Q; Eucalipto: E; Outras folhosas: F; Pinheiro bravo: P; Pinheiro manso: M; Outras resinosas: R. No caso de só haver uma espécie repetem-se as duas letras. No caso de povoamentos florestais mistos, faz-se a combinação das letras indicadas para cada espécie (máximo de duas) em que a primeira é a dominante ocupando as duas até 75% da superfície.⁽³⁾ Excepto IO0 e IO1: NC para solos A, B, C, D, respectivamente: 62, 74, 82, 85

Quadro 25 – Caracterização do tipo de solo em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)

Solo	Código	Tipo de solo	Solo	Código	Tipo de solo	Solo	Código	Tipo de solo	Solo	Código	Tipo de solo
(Água)	410	Z	Ca	810103	D	Pcs	311104	D	Scv	521102	C
(Albuf)	401	Z	Caa	810105	D	Pct	311105	D	Sg	810201	D
(ArPr)	501	A	Caac	810106	D	Pcx	311106	D	Sn	200	Z
A	131102	B	Cac	810104	D	Pcz	810302	D	Sp	910001	D
Aa	131103	D	Cal	810101	D	Pdc	511201	D	Spb	822001	D
Aac	131203	D	Calc	810102	D	Pdg	512305	D	Spç	311203	D
Ac	131202	C	Cb	421001	D	Pg	221103	B	Spg	910002	D
Al	131101	B	Cbc	422302	D	Pga	221104	B	Spqx	512110	C
Alc	131201	C	Cd	810301	D	Pgm	221105	B	Sq	221111	B
Ap	611101	A	Cp	412201	D	Pgn	512103	B	Sr	522104	C
Aph	621001	C	Cpc	412301	D	Pm	512201	D	Sr*	522401	C
Apr	611201	A	Cpv	422201	D	Pmc	511103	D	Srt	522105	C
Arb	105	D	Eb	111001	D	Pmg	512104	D	Srth	512309	D
Arc	101	D	Ec	111002	D	Pmh	512306	D	Ss	712201	Z
Arct	106	D	Ed	111003	D	Pmn	512105	C	Svc'	321201	D
Arcx	107	D	Eg	111004	D	Ppg	221106	C	Svqx	522106	C
Ard	108	D	Egn	111005	D	Ppm	512307	D	Va	522107	D
Arg	102	D	Ep	111006	D	Ppn	221107	B	Vac	321101	D
Argn	109	D	Eq	111007	C	Ppq	221108	B	Vag	522301	D
Arm	110	D	Et	111010	D	Ppr	612001	A	Val	522115	C
Arp	111	D	Etc	111009	D	Ppt	612002	B	Vc	321102	D
Arq	103	B	Ets	111008	D	Ppx	512106	C	Vc'	321202	D
Ars	112	D	Ex	111011	D	Pqx	512107	C	Vcc	521103	C
Art	113	D	Mnga	211105	B	Ps	821001	D	Vcd	521104	D
Arx	104	D	Mnq	211101	B	Psn	221109	B	Vcm	521201	D
As	711103	D	Mnqx	211102	B	Pt	221110	B	Vcr	321103	D
Asa	711105	D	Mns	211103	B	Ptc	311107	C	Vcs	321104	C
Asac	711106	D	Mnsx	211106	B	Pv	522101	D	Vct	321105	C
Asc	711104	D	Mnt	211107	C	Pvc	521101	C	Vcv	521105	D
Asl	711101	D	Mnx	211104	C	Pvl	522102	D	Vcx	321106	D
Aslc	711102	D	Pa	512101	D	Pvx	522103	C	Vdc	521301	D
Asoc	300	Z	Pac	511101	C	Px	512108	D	Vdg	522302	D
Ass	712103	D	Pag	512301	D	Pxr	512109	D	Vf	221112	C
Assa	712105	D	Pagn	512302	D	Pz	612003	A	Vgn	522108	C
Assac	712106	D	Pagp	512303	D	Pzh	622001	C	VI	221115	B
Assc	712104	D	Pagx	512304	D	Qx	221201	B	Vm	522201	C
Assl	712101	D	Par	221101	B	Rc	311108	B	Vmc	521202	D
Asslc	712102	D	Par*	221102	B	Rg	121101	A	Vmg	522109	C
At	132102	C	Pat	512102	B	Rgc	121201	B	Vq	522110	C
Ata	132103	D	Pb	810401	D	S	711201	Z	Vqx	522111	C
Atac	132203	D	Pbc	511102	D	Sag	810402	D	Vt	221113	B
Atc	132202	C	Pc	311101	C	Sah	512308	D	Vtc	522112	D
Atl	132101	C	Pc'	311201	C	Sb	140102	C	Vtd	521106	D
Atlc	132201	C	Pca	311202	D	Sba	140103	C	Vts	221114	B
Bp	411001	D	Pcd	311301	D	Sbac	140203	C	Vx	522113	D
Bpc	412101	D	Pcg	311102	C	Sbc	140202	C	Vxr	522114	C
Bva	422301	D	Pcn	311109	C	Sbl	140101	B			
Bvc	422101	D	Pcr	311103	D	Sblc	140201	B			

Notas:

(adaptado de Oliveira *et al.*, 1997a)

Solo corresponde à designação nas cartas em formato digital (ver Anexo 9).

Código refere-se à designação utilizada em Oliveira *et al.* (1997a)

tipo de solo = Z significa sem valor atribuído

8.4. Caracterização do horizonte superior do solo para o cálculo da infiltração superficial

A caracterização destes parâmetros visa a aplicação da metodologia definida em 6.4.4. No desenvolvimento dessa metodologia considerou-se um solo homogêneo, que levou às diversas fórmulas em função da textura do solo apresentadas no Quadro 11.

Para a aplicação à situação real, onde num solo se definem vários horizontes, vai-se assumir que o horizonte que condiciona a infiltração superficial é o horizonte mais próximo da superfície, excluindo o horizonte Ap, que é um horizonte onde o solo se encontra remexido. Este horizonte Ap só foi considerado quando no perfil não se identificaram outros horizontes.

A informação de base é a Carta de Solos do IHERA à escala 1:25 000, complementada com diversas fontes de informação sobre os perfis dos solos (SROA, 1970, 1973) que permitiram caracterizar o horizonte mais superficial.

O Quadro 26 apresenta para cada solo representado na Carta de Solos, qual o horizonte mais próximo da superfície, a classe textural a que pertence, um código utilizado no modelo numérico BALSEQ_MOD, e o procedimento utilizado para a caracterização da classe textural. A Fig. 82 mostra a classificação textural dos solos. Os casos em que a textura é indicada por "--" significam que existem dois perfis, tendo-se seleccionado a classe textural para a qual a P_{lim} apresenta valor mais baixo (no Quadro 11). Estes casos apresentam-se no Quadro 27.

A exemplo do que acontece para outros parâmetros caracterizados com base nos perfis dos solos, verifica-se que a camada superficial do solo constitui uma escolha que pode ser subjectiva pois nem sempre dois perfis diferentes de um solo da mesma classe apresenta os mesmos valores.

8.5. Caracterização dos parâmetros para o cálculo da evapotranspiração real

8.5.1. Parâmetros dependentes do uso do solo

8.5.1.1 Profundidade do solo sujeita a evapotranspiração

A caracterização da profundidade do solo sujeita a evapo(transpi)ração – profundidade das raízes das plantas (rp) no caso de se considerar a evapotranspiração ou espessura da camada superior do solo (sd) no caso de se considerar a evaporação – serve para, em conjunto com os valores de cc e wp , caracterizar os parâmetros $AGUT$ (Eq. 163) e $AGUTe$ (Eq. 164), ou AG_{wp} (Eq. 71) e AG_{min} (Eq. 72).

A profundidade aproximada das raízes das plantas vem referida em diversa literatura (por exemplo Karanth, 1987, De Troch, 1987, Canadell *et al.*, 1996). Allen *et al.* (1998) apresentam profundidades de raízes para numerosas espécies vegetais agrícolas e para diferentes estádios de crescimento.

Esta profundidade depende do tipo de planta, do clima, do solo e da humidade que nele existe. Por isso os valores que se vão indicar pretendem ser apenas valores médios, a utilizar nos modelos de cálculo da recarga. Na realidade, em caso de falta de água, as plantas têm capacidade para ir buscá-la a maior profundidade (e.g. a azinheira - David *et al.*, 2002). A água extraída pelas plantas na estação

húmida provém da parte superior do solo, onde a densidade das raízes é maior; à medida que a parte superior do solo seca, as plantas vão buscar água a maior profundidade (Canadell *et al.*, 1996).

Quadro 26 – Classe textural do horizonte do solo considerado para o cálculo da infiltração superficial em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)

Solo	Código	Horiz.	Textura	Código de textura	Notas	Solo	Código	Horiz.	Textura	Código de textura	Notas
(Agua)	410			9999		Pcr	311103	C	Franco arenoso		7
(Albuf)	401			9999		Pcs	311104	C	Franco		6
(ArPr)	501		Arenoso	1	1	Pct	311105	C	Franco		6
A	131102	C1	Franco arenoso	7		Pcx	311106	C	Franco argiloso		10
Aa	131103	C1	Argiloso	5		Pcz	810302	Bg	Franco argiloso		10
Aac	131203	C1	Franco argilo-limoso	9		Pdc	511201	A1	Franco argilo arenoso		8
Ac	131202	C	Franco argiloso	10		Pdg	512305	A1	Franco arenoso		7
Al	131101	C1	Arenoso franco	2		Pg	221103	C1	Franco arenoso		7
Alc	131201	C1	Franco	6		Pga	221104	A3 / B	Franco arenoso		7 9
Ap	611101	A1	Arenoso franco	2		Pgm	221105	B	Franco arenoso		7
Aph	621001	A2	Arenoso	1		Pgn	512103	B	Franco arenoso		7
Apr	611201	A1	--	2	10	Pm	512201	B1	--		5 10
Arb	105		Argiloso	5	2	Pmc	511103	A1	Argiloso		5 9
Arc	101		Argiloso	5	2	Pmg	512104	B	--		10 10
Arct	106		Argiloso	5	2	Pmh	512306	A2	Franco arenoso		7
Arcx	107		Argiloso	5	2	Pmn	512105	A11	Arenoso franco		2
Ard	108		Argiloso	5	2	Ppg	221106	B	Franco arenoso		7
Arg	102		Argiloso	5	2	Ppm	512307	A2	Franco arenoso		7
Argn	109		Argiloso	5	2	Ppn	221107	A1	Franco arenoso		7 9
Arm	110		Argiloso	5	2	Ppq	221108	Ac / B	Franco arenoso		7
Arp	111		Argiloso	5	2	Ppr	612001	A1	--		2 10
Arq	103		Argiloso	5	2	Ppt	612002	B2	Franco arenoso		7
Ars	112		Argiloso	5	2	Ppx	512106	B1	Franco limoso		11
Art	113		Argiloso	5	2	Pqx	512107	A11	Franco arenoso		7
Arx	104		Argiloso	5	2	Ps	821001	A1	Franco arenoso		7
As	711103	C1	Franco arenoso	7		Psn	221109	A1	Franco		6
Asa	711105	C1	Franco	6		Pt	221110	C	Franco arenoso		7
Asac	711106	C1	Argiloso	5		Ptc	311107	C	Franco limoso		11
Asc	711104	C2	Franco argilo arenoso	8		Pv	522101	B	Argiloso		5
Asl	711101	C1	Franco	6		Pvc	521101	A11	--		6 10
Aslc	711102		Franco arenoso	7	3	Pvl	522102	A1	Franco arenoso		7
Asoc	300			9999		Pvx	522103	A12	--		11 10
Ass	712103	C1	Franco argilo-limoso	9		Px	512108	B2	--		6 10
Assa	712105	C1	Franco argilo-limoso	9		Pxr	512109	A1	Franco limoso		11
Assac	712106	C1	Franco argilo-limoso	9		Pz	612003	A1	--		7 10
Assc	712104		Franco limoso	11	4	Pzh	622001	A2	Arenoso franco		2
Assl	712101		Franco arenoso	7	3	Qx	221201	A1	Franco limoso		11
Asslc	712102		Franco arenoso	7	3	Rc	311108	A1	Franco arenoso		7
At	132102	C1	Franco	6		Rg	121101	C1	Arenoso		1
Ata	132103	C1	--	9	10	Rgc	121201	A1	Arenoso		1
Atac	132203		Argilo-limoso	4	5	S	711201				9999
Atc	132202	C1	Franco argiloso	10		Sag	810402	A1g	Franco arenoso		7
Atl	132101	C1	--	7	10	Sah	512308	A1	Franco		6
Atlc	132201	C1	Arenoso franco	2		Sb	140102	C1	Franco limoso		11
Bp	411001	B	--	5	10	Sba	140103		Argilo-limoso		4 5
Bpc	412101	B	--	5	10	Sbac	140203		Argilo-limoso		4 5
Bva	422301	B	Argilo-limoso	4		Sbc	140202		Franco limoso		11 4
Bvc	422101	B	--	5	10	Sbl	140101	C1	Franco arenoso		7
Ca	810103	A1	Franco argilo-limoso	9		Sblc	140201	C1	Arenoso franco		2
Caa	810105	A1	Argilo-limoso	4		Scv	521102	A1	Franco arenoso		7 9
Caac	810106	Bg	Argilo-limoso	4		Sg	810201	A1	Franco arenoso		7
Cac	810104		Franco limoso	11	4	Sn	200				9999
Cal	810101	A1	Franco arenoso	7		Sp	910001	A12	Franco limoso		11
Calc	810102		Franco arenoso	7	3	Spb	822001	A1	--		9 10

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo	Código	Horiz.	Textura	Código de textura	Notas	Solo	Código	Horiz.	Textura	Código de textura	Notas
Cb	421001	B2	Argiloso	5		Spc'	311203	A11	Argilo-limoso	4	
Cbc	422302	Bc	Franco argilo-limoso	9		Spg	910002	Bg	Argilo-limoso	4	
Cd	810301	B2g	Franco argilo arenoso	8		Spqx	512110	A11	Franco	6	
Cp	412201	B	Argiloso	5		Sq	221111	A1	Franco arenoso	7	
Cpc	412301	B	Argiloso	5		Sr	522104	A1	Franco arenoso	7	9
Cpv	422201	B	Argilo-limoso	4		Sr*	522401	A3	--	6	10
Eb	111001	A1	Franco arenoso	7		Srth	522105	A1	Franco arenoso	7	
Ec	111002	A1	Franco limoso	11		Srth	512309	A1	Franco limoso	11	
Ed	111003		Arenoso franco	2	6	Ss	712201			9999	
Eg	111004	C	Arenoso franco	2		Svc'	321201	A11	Franco	6	
Egn	111005	C	Arenoso franco	2		Svqx	522106	A11	Franco arenoso	7	
Ep	111006	Ap	Franco arenoso	7	7	Va	522107	I	Franco arenoso	7	
Eq	111007	I	Arenoso franco	2		Vac	321101	B1	Argiloso	5	
Et	111010	A1	Arenoso franco	2		Vag	522301	A1	Franco arenoso	7	
Etc	111009		Arenoso franco	2	6	Val	522115	A1	--	7	10
Ets	111008	CeR	Franco argilo arenoso	8		Vc	321102	C	--	10	10
Ex	111011		Argiloso	5	8	Vc'	321202	Ap	Franco argiloso	10	7,9
Mnga	211105	A1	--	7	10	Vcc	521103	B	--	5	10
Mnq	211101	A1	Franco arenoso	7		Vcd	521104	A1	--	4	10
Mnqx	211102	A1	Franco arenoso	7		Vcm	521201	B	Argiloso	5	
Mns	211103	A1	Franco arenoso	7		Vcr	321103	C	Franco argilo arenoso	8	
Mnsx	211106	A1	Franco limoso	11		Vcs	321104	B	Franco argilo arenoso	8	
Mnt	211107	A1	Arenoso franco	2		Vct	321105	C	Franco	6	
Mnx	211104	A1	Franco arenoso	7		Vcv	521105	A1	Franco	6	
Pa	512101	A1	Franco	6		Vcx	321106	B	Argiloso	5	
Pac	511101	B1	Franco argilo arenoso	8		Vdc	521301	A1	Franco argilo arenoso	8	
Pag	512301	A3	--	8	10	Vdg	522302	A1	Franco argilo arenoso	8	
Pagn	512302	A1	Arenoso franco	2	9	Vf	221112	A1	Franco limoso	11	
Pagp	512303	A1	Franco	6		Vgn	522108	A1	Franco arenoso	7	
Pagx	512304	II B	Argiloso	5		VI	221115	B	--	7	10
Par	221101	B1	Franco arenoso	7		Vm	522201	A1	Franco argilo arenoso	8	
Par*	221102		Franco arenoso	7	6	Vmc	521202	A1	Franco argilo arenoso	8	9
Pat	512102	A1	Limoso	12		Vmg	522109	A1	Franco arenoso	7	
Pb	810401	Bg	Argilo-limoso	4		Vq	522110	A1	Franco arenoso	7	
Pbc	511102		Argiloso	5	9	Vqx	522111	A1	Franco arenoso	7	
Pc	311101	Cca C	--	9	10	Vt	221113	A1	--	7	10
Pc'	311201	C	--	10	10	Vtc	522112	B	Argiloso	5	
Pca	311202	C	Franco argilo arenoso	8		Vtd	521106	A1	Franco arenoso	7	
Pcd	311301	Ap	Franco argiloso	10	7	Vts	221114	B	Franco arenoso	7	
Pcg	311102	C	Franco arenoso	7		Vx	522113	B2	--	4	10
Pcn	311109	C	Franco arenoso	7		Vxr	522114	A11	Franco arenoso	7	

Notas: 1: Por definição de areia de praia; 2: Nos afloramentos rochosos, considerou-se sempre que a capacidade de infiltração era a dada por um solo argiloso; 3: Família com divisão baseada na textura (textura ligeira); 4: Família com divisão baseada na textura (textura mediana); 5: Família com divisão baseada na textura (textura pesada); 6: características de solos semelhantes: 111003 com 111004, 111009 com 111010, 221102 com 221101; 7: Foi utilizado o horizonte Ap (único deste perfil); 8: Escolheu-se esta opção porque se trata de um solo incipiente derivado de xistos ou grauvaques; 9: Descrição de SROA (1970); 10: Existem dois perfis de solos, tendo-se seleccionado o que apresenta P_{im} menor (de acordo com o Quadro 11)

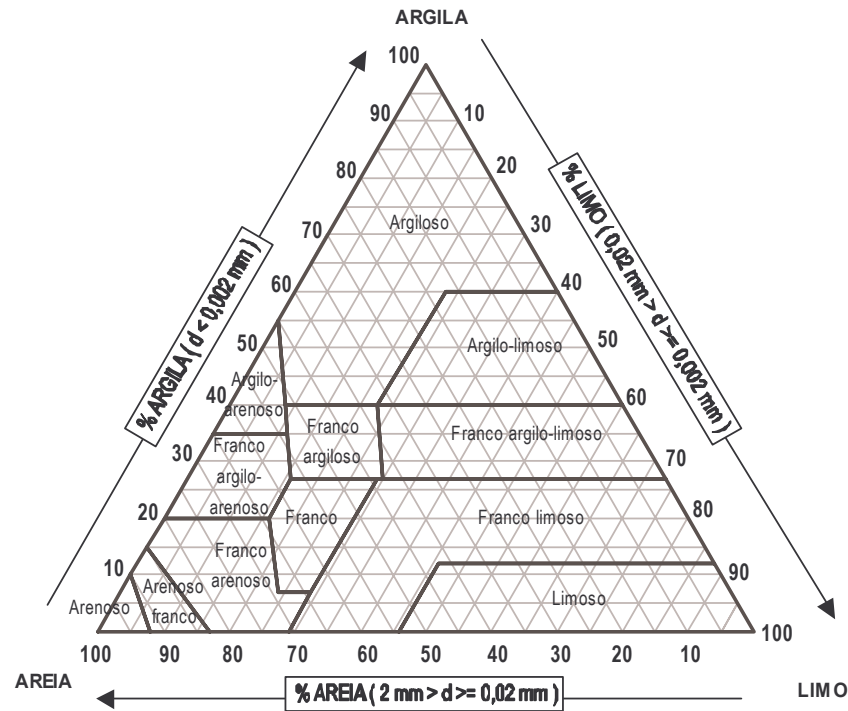


Fig. 82 – Diagrama triangular para a classificação da textura do solo utilizando os limites da classificação portuguesa (adaptado de SROA, 1970)

As fontes de informação à escala nacional utilizáveis para, a partir da caracterização do coberto vegetal, atribuir a profundidade das raízes das plantas são o mapa *Corine Land Cover*, à escala 1:100 000, produzido pelo CNIG, e a Carta de Ocupação do Solo [COS' 90], à escala 1:25 000, produzida pelo CNIG.

A interpretação das profundidades das raízes das plantas em função da legenda do mapa *Corine Land Cover* foi elaborada por Vermeulen *et al.* (1993, 1994), a partir dos valores publicados em Karanth (1987) e De Troch (1987). O Quadro 28 apresenta a relação entre a legenda desse mapa e as profundidades das raízes das plantas.

Para a elaboração deste Quadro assumiu-se que cada ocupação do solo ocupava uniforme e totalmente toda a área onde estava cartografada. [Por exemplo, numa área florestal, ocupada por sobreiros (código 3111), assumiu-se que estes se distribuíam uniformemente pela área representada e que as suas raízes possuíam em 100 % do espaço uma profundidade média de 2750 mm.]

A Carta de Ocupação do Solo [COS' 90], à escala 1:25 000, permitiu individualizar, dentro de cada mancha cartografada, alguns dos tipos de ocupação vegetal e de outras ocupações. Pretendeu-se analisar a legenda desta carta e atribuir, para cada tipo de ocupação dentro da mesma mancha de ocupação do solo, um valor de profundidade do *solo* sujeita a evapo(transpi)ração. A atribuição do valor de *rp* ou de *sd* é feita considerando as espécies que lá se encontram separadamente. O Quadro 29 apresenta as espécies vegetais que são contempladas na legenda da

COS' 90 e os correspondentes valores de profundidades de raízes das plantas, utilizando as mesmas fontes utilizadas no Quadro 28.

Quadro 27 – Classe textural seleccionada para o cálculo da infiltração superficial, para os casos em que existe mais do que um perfil de solo

Solo	Código	Perfil	Horiz.	Textura	Código de textura	Perfil	Horiz.	Textura	Código de textura	Opção
Atl	132101	325	C1	Franco arenoso	7	558	C1	Franco arenoso	7	7
Ata	132103	554	C1	Franco argilo-limoso	9	556	C1	Franco limoso	11	9
Mnga	211105	739	A1	Arenoso franco	2	811	A1	Franco arenoso	7	7
Vt	221113	61	A1	Franco arenoso	7	284	A1	Franco arenoso	7	7
VI	221115	905	B	Franco arenoso	7	906	B11	Franco arenoso	7	7
Pc	311101	81	CcaC	Franco arenoso	7	487	Ac/B	Franco argilo-limoso	9	9
Pc'	311201	265	C	Franco argilo-limoso	9	181	Cca	Franco argiloso	10	10
Vc	321102	390	C	Franco arenoso	7	232	B	Franco argiloso	10	10
Bp	411001	41	B	Argiloso	5	57	B	Franco argiloso	10	5
Bpc	412101	153	B	Argiloso	5	155	B	Argiloso	5	5
Bvc	422101	204	B	Argilo-limoso	4	202	B	Argiloso	5	5
Pmg	512104	374	B	Franco argilo arenoso	8	372	B	Franco argiloso	10	10
Px	512108	455	B2	Franco	6	457	A1	Franco limoso	11	6
Pm	512201	83	B1	Argiloso	5	90	B2	Argiloso	5	5
Pag	512301	289	A3	Franco arenoso	7	293	B21	Franco argilo arenoso	8	8
Pvc	521101	732	A11	Franco	6	221	A11	Franco limoso	11	6
Vcc	521103	238	B	Argiloso	5	287	A1	Franco limoso	11	5
Vcd	521104	29	A1	Argilo-limoso	4	241	A11	Argilo-limoso	4	4
Pvx	522103	879	A12	Franco arenoso	7	733	A1	Franco limoso	11	11
Vx	522113	460	B2	Argilo-limoso	4	459	A1	Franco limoso	11	4
Val	522115	792	A1	Franco arenoso	7	793	A1	Franco arenoso	7	7
Sr*	522401	299	A3	Franco	6	4	B	Franco arenoso	7	6
Apr	611201	884	A1	Arenoso franco	2	886	A1	Arenoso franco	2	2
Ppr	612001	69	A1	Arenoso franco	2	70	A1	Arenoso franco	2	2
Pz	612003	314	A1	Arenoso	1	303	A2	Franco arenoso	7	7
Spb	822001	900	A1	Franco arenoso	7	901	A1	Franco argilo-limoso	9	9

Nota: O critério de escolha é o solo que apresenta P_{lim} menor (de acordo com a metodologia desenvolvida para o cálculo da infiltração superficial na secção 6.4.4 - Quadro 11).

Os valores de profundidades de raízes das plantas apresentados referem-se à planta individualmente e não a toda a área cartografada com uma determinada ocupação do solo.

Estes valores devem ser ajustados localmente a partir do conhecimento existente sobre as espécies vegetais utilizadas. Por exemplo, na COS'90 apenas se consideram CX1 – Sistemas culturais e parcelares complexos, onde se podem incluir toda a espécie de vegetais [pequenos (brócolos, cenouras, cebolas, etc.); tomates; família da Cucumber (pepinos, melões, melancias); tubérculos (batatas); legumes (feijões); vegetais perenes (morango, espargo); culturas de óleos (sésamo, girassol); etc.]. Estas espécies vegetais possuem profundidades de raízes diferentes pelo que o conhecimento local e temporal de um tipo de cultura permite escolher mais correctamente quais os valores a utilizar.

Quadro 28 – Profundidade das raízes das plantas (*rp*) em função da ocupação do solo do mapa Corine Land Cover (escala 1:100 000)

Ocupação do solo (código)	<i>rp</i> (mm)
Tecido urbano contínuo (111)	0
Tecido urbano descontínuo (112), Espaços de actividades industriais, comerciais e de equipamentos gerais (121), Redes rodoviárias e ferroviárias e terrenos associados (122), Zonas portuárias (123), Aeroportos (124)	200
Pedreiras, zonas de extracção de areias, minas a céu aberto (131), Zonas de descargas industriais, zonas de espalhamento de lixos (132), Estaleiros (133)	250
Espaços urbanos verdes (141)	1000
Zonas com equipamentos desportivos e de ocupação dos tempos livres (142), Zonas de utilização agrícola fora dos perímetros de rega (211), Perímetros regados (212)	500
Arrozais (213)	600
Vinhas (221), Vinha + Pomar (2212), Vinha + Olival (2213)	1300
Pomares (222), Pomar + Vinha (2221), Pomar + Olival (2223)	1500
Olivais (223), Olival + Vinha (2231), Olival + Pomar (2232)	1300
Pastagens (231)	800
Culturas anuais associadas a culturas permanentes (241), Sistemas culturais e parcelares complexos (242)	1000
Terras ocupadas principalmente por agricultura com espaços naturais importantes (243)	1200
Territórios agroflorestais (244), Folhosas (311), Sobreiro (3111), Azinheira (3112), Sobreiro / Azinheira (3113), Castanheiro (3114), Carvalho (3115), Eucalipto (3116), Resinosas (312), Pinheiro Bravo (3121), Pinheiro Manso (3122), Florestas mistas (313)	2750
Pastagens pobres, trilhos (321)	800
Pântanos e charnecas (322)	500
Vegetação esclerófito - p. ex.: maquia, carrascal e esteval (323)	600
Espaços florestais degradados (324)	1500
Praias, dunas, areias e solos sem cobertura vegetal (331), Rocha nua (332), Estepes subdesérticas (333), Zonas áridas recentemente (334), Pântanos (411), Turfeiras (412), Sapais (421)	250
Salinas (422), Zonas intertidais (423), Cursos de água (511), Planos de água, lagos (512), Lagunas e cordões litorais (521), Estuários (522)	0

(adaptado de Vermeulen *et al.*, 1993)

8.5.1.2 Coeficientes culturais, períodos de desenvolvimento, fracção de terreno ocupada e valores limite de profundidade do solo sujeita a evapotranspiração

A caracterização dos coeficientes culturais é importante para transformar a evapotranspiração de referência na evapotranspiração potencial da cultura em análise. Os conceitos relacionados com este assunto foram apresentados na secção 3.9.2.

Nos modelos de balanço hídrico sequencial diário apresentados em Oliveira *et al.* (1997a) já se havia tomado em atenção o coeficiente cultural para afectar a série de entrada da evapotranspiração de referência, mas não se desenvolveu uma tabela de relação entre o coeficiente cultural e a espécie cultural.

Para o cálculo da recarga nas áreas de estudo dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira (ver secção 10.2.2.1) foi necessário caracterizar os coeficientes culturais para os tipos de ocupação do solo existentes nestas áreas. O procedimento para a atribuição dos coeficientes culturais a outros tipos de ocupação do solo é semelhante ao utilizado para os casos estudados.

Quadro 29 – Profundidade das raízes das plantas (*rp*) em função das espécies vegetais contempladas na Carta de Ocupação do Solo (COS'90) à escala 1:25 000

Espécie vegetal	<i>rp</i> (mm)
Espaços verdes urbanos (florestais) – só a parte florestal	2750
Espaços verdes urbanos (florestais) – só a parte de relva	500
Espaços verdes (não florestais) para as actividades desportivas e de lazer	500
Sequeiro (1)	1200
Regadio (2)	1200
Arrozais	600
Vinha	1500
Citrinos	1500
Pomoídeas (3)	1500
Prumoídeas (sem a amendoeira) (4)	1500
Amendoeiras	1500
Figueiras	1500
Alfarrobeiras	2750
Olival	1500
Medronheiro	1000
Outras arbustivas (em culturas permanentes)	1000
Prados permanentes e lameiros	800
Sobreiro	2750
Azinhreira	2750
Castanheiro bravo	2750
Castanheiro manso	2750
Carvalho	2750
Eucalipto	2750
Outras folhosas	2750
Pinheiro bravo	2750
Pinheiro manso	2750
Outras resinosas	2750
Pastagens naturais pobres	500
Vegetação arbustiva baixa- matos	1000
Vegetação esclerofítica- carrascal	600
Vegetação arbustiva alta (e floresta degradada ou de transição)	100

(1) inclui culturas de cereais (trigo, cevada, aveia), forragens, girassol de sequeiro

(2) inclui milho, sorgo, girassol, beterraba

(3) Pomoídeas: inclui macieiras, marmeleiros, nespereiras, pereiras

(4) Prunoídeas: inclui pessegueiro, ameixeira, cerejeira, damasqueiro, ginjeira, nectarina, (amendoeira)

Alguns dos parâmetros caracterizados que dependem da legenda da carta de ocupação do solo à escala 1:25 000, também são função do solo, principalmente o limite de depleção a 100 %. Contudo, vão-se considerar valores médios e com isso torná-los independentes do solo presente.

Os valores apresentados para os parâmetros K_{cb} , períodos de desenvolvimento vegetativo, limite de depleção de água do solo a 100 %, etc., pretendem representar situações típicas. Estas podem não ser as situações que ocorrem localmente. Neste sentido, para cada aplicação, a caracterização das culturas presentes e respectivos parâmetros deve ser feita com a participação de pessoas conhecedoras do assunto.

A carta de ocupação do solo da área estudada à escala 1:25 000 apresenta os usos de solo indicados no Quadro 30. Este Quadro interpreta esses usos do solo em termos de culturas para as quais existe informação em Allen *et al.* (1998) e Anexo 2 relativamente aos parâmetros necessários ao cálculo da evapotranspiração. No caso de não se terem valores para algum tipo de ocupação nem

forma de os calcular, assumiram-se valores, indicando-se as ocupações do solo nessa situação no Quadro 30.

Quadro 30 – Relação entre a legenda da carta de ocupação do solo à escala 1:25 000 e as culturas para as quais existem os parâmetros necessários à corrida do balanço hídrico

Código	Legenda	Culturas consideradas em Allen <i>et al.</i> (1998) - Anexo 2
AA1	Citrinos	"Citrinos", sem cobert. de solo, 70% copa
AA4	Amendoeiras	"Amendoeira"
AA5	Figueiras	"Pomar folha caduca Calif."
AA6	Alfarrobeiras	Para os tempos, considera-se "Pomar de folha caduca"
AAx	Mistos de pomares	2 x "Pomar folha caduca Calif."
AC6	Alfarrobeiras + Culturas anuais	AA6 + "Tomate (Calif.,USA)"
ACx	Mistos de pomares+Culturas anuais	"Pomar folha caduca Calif." + "Tomate (Calif.,USA)"
AD6	Alfarrobeira+Medronheiro	AA6 + DD1
AF3	Prumoidea(sem amendoeira)+outras folhosas	"Pessegueiro", sem cobertura de terreno, com tempos de desenvolvimento de "Pomar folha caduca Calif." + "Pomar folha caduca Calif."
AM6	Alfarrobeira+Pinheiro manso	AA6 + "Coníferas"
AMX	Mistos de pomares+Pinheiro manso	"Pomar folha caduca Calif." + "Coníferas"
AO1	Citrinos+Olival	"Citrinos", sem cobert. de solo, 50% copa + "Olival"
AO5	Figueiras+Olival	"Pomar folha caduca Calif." + "Olival"
AO6	Alfarrobeiras+Olival	AA6 + "Olival"
AOx	Mistos de pomares+Olival	"Pomar folha caduca Calif." + "Olival"
AVx	Mistos de pomares + Vinha	"Pomar folha caduca Calif." + "Vinha para vinho (Calif., USA)"
BB3	Sobreiro (grau de coberto superior a 50%)	Considera-se $K_{cb} = K_{cb\ total}$ de acordo com Eq. 92
BM3	Sobreiro + Pinheiro manso (grau de coberto superior a 50%)	Considera-se $K_{cb} = K_{cb\ total}$ de acordo com Eq. 92 + "Coníferas"
CA1	Sequeiro + Pomar	"Trigo de Inverno" + "Pomar folha caduca Calif."
CA2	Regadio + Pomar	"Milho (Espanha)" + "Pomar folha caduca Calif."
CB0	Culturas anuais+Sobreiro	"Trigo de Inverno" + "Sobreiro"
CC1	Sequeiro	"Trigo de Inverno"
CC2	Regadio	"Milho (Espanha)"
CC9	Outros (estufas, viveiros, etc)	<i>Não se calcula</i>
C11	Áreas principalmente de sequeiro com espaços naturais importantes	Valores assumidos: "Trigo de Inverno" (30 %) + "Coníferas" (20 %) + Terreno descoberto (50 %)
CM0	Culturas anuais+Pinheiro manso	"Trigo de Inverno" + "Coníferas"
CM1	Culturas anuais+Pinheiro manso	"Trigo de Inverno" + "Coníferas"
CV1	Sequeiro+Vinha	"Trigo de Inverno" + "Vinha"
CX1	Sistemas culturais e parcelas complexos	Culturas assumidas: "Tomate (Calif.,USA)" + "Batata(Europa)"
DA1	Medronheiro+pomar (grau de coberto de 10% a 30%)	DD1 + "Pomar folha caduca Calif."
DB1	Medronheiro + Sobreiro (grau de coberto de 10% a 30%)	DD1 + "Sobreiro"
DD1	Medronheiro	Na sequência de indicações dadas pelo Eng. Manuel Costa da Univ. do Algarve, assumem-se os valores apresentados
DM1	Medronheiro+Pinheiro manso (grau de coberto de 10% a 30%)	DD1 + "Coníferas"
FM0	Outras folhosas+Pinheiro manso (grau de coberto inferior a 10%)	Utiliza-se os períodos de desenvolvimento da "Nogueira (Utah,USA)" + "Coníferas"
FM1	Outras folhosas+Pinheiro manso (grau de coberto de 10% a 30%)	Utiliza-se os períodos de desenvolvimento da "Nogueira (Utah,USA)" + "Coníferas"
FM3	Outras folhosas+Pinheiro manso (grau de coberto superior a 50%)	Utiliza-se os períodos de desenvolvimento da "Nogueira (Utah,USA)" + "Coníferas"
HH1	Cursos de água	<i>Não se calcula</i>
HH2	Lagoas e albufeiras	<i>Não se calcula</i>
ID0	Vegetação arbustiva alta e floresta de medronheiro degradada ou de transição	Valores assumidos
IF0	Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição	Valores assumidos
II1	Pastagens naturais pobres	"Relva (época fria)"
II2	Vegetação arbustiva baixa- matos	Valores assumidos
IM0	Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição	Valores assumidos
IZ0	Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição (azinheira?)	Valores assumidos
JJ1	Pedreiras, saibreas, minas a céu aberto	Terreno descoberto. (Atribuem-se valores à primeira cultura para o programa correr. Estes valores não influenciam o resultado porque $f_c = 0$).

Código	Legenda	Culturas consideradas em Allen <i>et al.</i> (1998) - Anexo 2
JM0	Áreas descobertas sem ou com pouca vegetação	Terreno descoberto. (Atribuem-se valores à primeira cultura para o programa correr. Estes valores não influenciam o resultado porque $f_C = 0$).
JY1	Praia, dunas, areais e solos sem cobertura vegetal	Terreno descoberto. (Atribuem-se valores à primeira cultura para o programa correr. Estes valores não influenciam o resultado porque $f_C = 0$).
MB3	Pinheiro manso+Sobreiro (grau de coberto superior a 50%)	"Coníferas" + "Sobreiro"
MD2	Pinheiro manso+medronheiro (grau de coberto de 30% a 50%)	"Coníferas" + DD1
MD3	Pinheiro manso+medronheiro (grau de coberto superior a 50%)	"Coníferas" + DD1
MF2	Pinheiro manso + Outras folhosas (grau de coberto de 30% a 50%)	"Coníferas" + Utiliza-se os períodos de desenvolvimento da "Nogueira (Utah,USA)"
MF3	Pinheiro manso + Outras folhosas (grau de coberto superior a 50%)	"Coníferas" + Utiliza-se os períodos de desenvolvimento da "Nogueira (Utah,USA)"
MM2	Pinheiro Manso (grau de coberto de 30% a 50%)	"Coníferas"
MM3	Pinheiro Manso (grau de coberto superior a 50%)	"Coníferas"
MP3	Pinheiro manso+Pinheiro bravo (grau de coberto superior a 50%)	"Coníferas" + "Coníferas"
OA1	Olival + Pomar	"Olival" + "Pomar folha caduca Calif."
OO1	Olival	"Olival"
SL1	Espaços verdes urbanos (florestais)	"Coníferas" + "Relva (época fria)"
SL5	Espaços verdes urbanos(?)	"Coníferas" + "Relva (época fria)" – assume-se que a relva existe o tempo inteiro.
SW1	Zonas industriais e comerciais	<i>Não se calcula</i>
SW2	Vias de comunicação (rodoviárias e ferroviárias)	<i>Não se calcula</i>
SW3	Zonas portuárias	<i>Não se calcula</i>
SW9	Outras infraestruturas e equipamentos	Terreno descoberto. (Atribuem-se valores à primeira cultura para o programa correr. Estes valores não influenciam o resultado porque $f_C = 0$).
UU1	Tecido urbano contínuo	Considera-se impermeável + Terreno descoberto (em apenas 10 % da área).
UU2	Tecido urbano descontínuo	Coníferas (20 % da área) + Área impermeável (30 %) + Terreno descoberto (em 50 % da área)
UU9	Outros espaços fora do tecido urbano consolidado	Idem "Tecido urbano descontínuo"
VV1	Vinha	"Vinha para vinho (Calif., USA)"

Em muitos casos, por exemplo "Culturas anuais", quando aparecem associadas a outro tipo de ocupação principal (AC6, ACx), e não se tendo informação de campo para o período em análise, assumiu-se como cultura típica o tomate. No caso de se estar perante outra cultura, deve-se substituir os parâmetros do tomate pelos da cultura presente.

Para os casos em que Allen *et al.* (1998) e Anexo 2 não apresentam valores dos coeficientes culturais e não se encontrou uma cultura à qual esses casos se pudessem assemelhar, foi necessário fazer a sua estimativa, tendo-se feito as suposições apresentadas no Quadro 31. Nos casos em que foi necessário estimar os valores de K_{cb} , calculou-se o $K_{cb\ total}$ de acordo com a Eq. 92. Depois assumiu-se $K_{cb\ med} = K_{cb\ total}$. Os valores de $K_{cb\ ini}$ e $K_{cb\ fim}$ foram calculados em função dos mesmos valores de uma cultura conhecida indicada no Quadro 31 ($K_{cb\ med\ conh}$, $K_{cb\ ini\ conh}$ e $K_{cb\ fim\ conh}$), da seguinte forma:

$$K_{cb\ ini} = K_{cb\ med} / K_{cb\ med\ conh} \cdot K_{cb\ ini\ conh} \quad \text{Eq. 257}$$

$$K_{cb\ fim} = K_{cb\ med} / K_{cb\ med\ conh} \cdot K_{cb\ fim\ conh} \quad \text{Eq. 258}$$

O Quadro 32 sintetiza os valores atribuídos a cada parâmetro em função do uso do solo, tendo em conta as relações e assunções apresentadas nos Quadro 30 e Quadro 31.

Quadro 31 – Assunções na atribuição de alguns dos parâmetros

Ocupação	Códigos com a ocupação referida	Assunções
Amendoeiras	AA4	Os tempos de desenvolvimento utilizados foram os de "Pomar folha caduca Calif."
Alfarrobeiras	AA6, AC6, AD6, AM6, AO6	Os tempos de desenvolvimento utilizados foram os de "Pomar folha caduca Calif.". Considera-se $Kcb_{med} = Kcb_{total}$ de acordo com a Eq. 92. Para o Kcb_{ini} e Kcb_{fim} utilizaram-se as Eq. 257 e Eq. 258, utilizando os valores conhecidos de "Pomar folha caduca Calif.". $sld = ao$ do "Pomar folha caduca Calif."
Outras folhosas	AF3, FM0, FM1, FM3, MF2, MF3	Os tempos de desenvolvimento utilizados foram os de "Pomar folha caduca Calif.". Considera-se $Kcb_{med} = Kcb_{total}$ de acordo com a Eq. 92. Para o Kcb_{ini} e Kcb_{fim} utilizaram-se as Eq. 257 e Eq. 258, utilizando os valores conhecidos de "Pomar folha caduca Calif.". $sld = ao$ do "Pomar folha caduca Calif."
Pinheiro manso ou Pinheiro bravo	AM6, AMx, BM3, CM0, CM1, DM1, FM0, FM1, FM3, MB3, MD2, MD3, MF2, MF3, MM2, MM3, MP3, UU2, UU9	Uma vez que o Kcb é constante, é indiferente a atribuição dos tempos de desenvolvimento.
Sobreiro	BB3, BM3, CB0, DB1, MB3	Considera-se Kcb constante = Kcb_{total} de acordo com a Eq. 92.
Medronheiro	DD1, AD6, DA1, DB1, DM1, MD2, MD3	Descrição genérica do medronheiro ¹ : porte arbustivo, podendo em condições de vegetação melhores atingir 5 m e até 8 m; contudo, no Algarve, normalmente não deve ultrapassar os 3 m; as folhas são curiáceas para reduzir a transpiração e os solos onde vegeta são normalmente pobres (em água, nutrientes e espessura), devendo por isso transpirar muito pouco; as folhas são sempre verdes ao longo do ano. Em função desta descrição, foram assumidos os parâmetros atribuídos.
Pastagens naturais pobres	II1	Assume-se que a relva existe o tempo inteiro.
Olival	OO1	Os valores de Kcb foram aumentados de 0,05 em relação às tabelas que se referiam a uma fracção de terreno coberta de 0,4 a 0,6 de cobertura de terreno (aqui considera-se 0,7)
Espaços verdes urbanos (florestais)	SL1	Assume-se que a relva existe o tempo inteiro.
Espaços verdes urbanos(?)	SL5	idem SL1

Nota: Na atribuição dos "Kcb", considera-se que a cultura ocupa a totalidade do terreno. No caso de isso não acontecer, os "Kcb" serão posteriormente corrigidos durante a corrida do BALSEQ_MOD para os "Kcb" esparsos utilizando a Eq. 88.

¹ De acordo com as indicações pessoais (em 2003) do Eng. Manuel Costa, da Universidade do Algarve

8.5.2. Parâmetros dependentes do solo: capacidade de campo e ponto de emurchecimento

O ponto de emurchecimento (wp) e a capacidade de campo (cc) foram utilizados em Oliveira *et al.* (1997a) para caracterizar a capacidade utilizável ($nu = cc - wp$) a partir da legenda das cartas de solos à escala 1:50 000 ou 1:25 000.

Uma vez que importa definir $AGUT$ (Eq. 163) e $AGUTe$ (Eq. 164), ou AG_{cc} (Eq. 70), AG_{wp} (Eq. 71) e AG_{min} (Eq. 72), não é suficiente a caracterização da capacidade utilizável, tornando-se necessário caracterizar os parâmetros que lhe deram origem. O Quadro 33 apresenta os valores de cc e de wp obtidos para as unidades pedológicas representadas nas Cartas de Solos do IHERA à escala 1:50 000 ou 1:25 000.

Quadro 33 – Valores de capacidade de campo (cc) e ponto de emurchecimento (wp) em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)

Solo	Código	cc	wp	Notas	Solo	Código	cc	wp	Notas	Solo	Código	cc	wp	Notas
(Agua)	410	9999	9999	11	Egn	111005	0,27	0,04	1	Pxr	512109	0,31	0,16	2
(Albuf)	401	9999	9999	11	Ep	111006	0,24	0,10	2	Pz	612003	0,07	0,02	1,5
(ArPr)	501	0,09	0,03	13	Eq	111007	0,23	0,03	1	Pzh	622001	0,09	0,03	1
A	131102	0,27	0,12	2	Et	111010	0,30	0,16	2	Qx	221201	0,44	0,20	2
Aa	131103	0,36	0,24	2	Etc	111009	0,30	0,16	6	Rc	311108	0,19	0,10	2
Aac	131203	0,26	0,14	2	Ets	111008	0,27	0,14	2	Rg	121101	0,09	0,04	2
Ac	131202	0,31	0,18	2	Ex	111011	0,24	0,12	2,5	Rgc	121201	0,15	0,07	2
Al	131101	0,14	0,06	2	Mnga	211105	0,22	0,11	2,5	S	711201	9999	9999	11
Alc	131201	0,25	0,13	2	Mnq	211101	0,29	0,13	2	Sag	810402	0,32	0,12	1
Ap	611101	0,02	0,01	1	Mnqx	211102	0,29	0,13	2	Sah	512308	0,33	0,20	2
Aph	621001	0,09	0,03	12	Mns	211103	0,27	0,12	2	Sb	140102	0,31	0,15	2
Apr	611201	0,11	0,05	2,5	Mnsx	211106	0,26	0,10	2	Sba	140103	0,36	0,22	3
Arb	105	0,0100	0,0050	10	Mnt	211107	0,23	0,16	2	Sbac	140203	0,36	0,22	3
Arc	101	0,0250	0,0050	8	Mnx	211104	0,29	0,13	2	Sbc	140202	0,31	0,16	3
Arct	106	0,0500	0,0200	7	Pa	512101	0,30	0,12	1	Sbl	140101	0,22	0,06	1
Arcx	107	0,0030	0,0015	10	Pac	511101	0,26	0,10	1	Sb1c	140201	0,13	0,05	2
Ard	108	0,0015	0,0007	10	Pag	512301	0,29	0,15	1,2,5	Scv	521102	0,27	0,16	4
Arg	102	0,0015	0,0007	10	Pagn	512302	0,24	0,13	4	Sg	810201	0,14	0,04	1
Argn	109	0,0005	0,0002	10	Pagp	512303	0,32	0,19	2	Sn	200	9999	9999	11
Arm	110	0,0025	0,0010	10	Pagx	512304	0,38	0,25	2	Sp	910001	0,75	0,19	12
Arp	111	0,0015	0,0007	10	Par	221101	0,16	0,03	1	Spb	822001	0,29	0,12	2,5
Arq	103	0,0015	0,0007	10	Par*	221102	0,16	0,03	6	Spc'	311203	0,46	0,33	2
Ars	112	0,0015	0,0007	10	Pat	512102	0,18	0,03	2	Spg	910002	0,69	0,20	1
Art	113	0,0500	0,0200	7	Pb	810401	0,33	0,08	1	Spqx	512110	0,28	0,13	2
Arx	104	0,0200	0,0100	9	Pbc	511102	0,40	0,27	4	Sq	221111	0,23	0,09	2
As	711103	0,21	0,07	2	Pc	311101	0,28	0,09	1,5	Sr	522104	0,30	0,17	4
Asa	711105	0,34	0,19	2	Pc'	311201	0,36	0,15	1,5	Sr*	522401	0,26	0,14	2,1,5
Asac	711106	0,49	0,35	2	Pca	311202	0,30	0,20	2	Srt	522105	0,24	0,14	2
Asc	711104	0,30	0,18	2	Pcd	311301	0,31	0,10	1	Srth	512309	0,30	0,16	2
Asl	711101	0,20	0,08	2	Pcg	311102	0,19	0,07	1	Ss	712201	9999	9999	11
Aslc	711102	0,14	0,06	3	Pcn	311109	0,23	0,10	2	Svc'	321201	0,35	0,22	2
Asoc	300	9999	9999	11	Pcr	311103	0,28	0,16	2	Svqx	522106	0,28	0,14	2
Ass	712103	0,40	0,22	2	Pcs	311104	0,30	0,06	1	Va	522107	0,39	0,24	12
Assa	712105	0,38	0,23	2	Pct	311105	0,28	0,15	2	Vac	321101	0,32	0,15	1
Assac	712106	0,64	0,36	2	Pcx	311106	0,31	0,19	2	Vag	522301	0,31	0,19	2
Assc	712104	0,31	0,16	3	Pcz	810302	0,33	0,15	12	Val	522115	0,23	0,11	2,5
Assl	712101	0,14	0,06	3	Pdc	511201	0,29	0,18	2	Vc	321102	0,24	0,10	1,5
Asslc	712102	0,14	0,06	3	Pdg	512305	0,26	0,16	2	Vc'	321202	0,36	0,23	4
At	132102	0,25	0,12	2	Pg	221103	0,13	0,04	1	Vcc	521103	0,31	0,15	1,5
Ata	132103	0,32	0,09	1,5	Pga	221104	0,17	0,08	4	Vcd	521104	0,31	0,18	1,5

Solo	Código	cc	wp	Notas	Solo	Código	cc	wp	Notas	Solo	Código	cc	wp	Notas
Atac	132203	0,36	0,22	3	Pgm	221105	0,20	0,05	1	Vcm	521201	0,22	0,14	1
Atc	132202	0,30	0,17	2	Pgn	512103	0,18	0,04	1	Vcr	321103	0,30	0,20	2
Atl	132101	0,15	0,06	2,1,5	Pm	512201	0,33	0,16	1,12,5	Vcs	321104	0,18	0,06	1
Attc	132201	0,15	0,08	2	Pmc	511103	0,37	0,25	4	Vct	321105	0,22	0,14	1
Bp	411001	0,35	0,16	1,5	Pmg	512104	0,21	0,10	12,1,5	Vcv	521105	0,34	0,19	2
Bpc	412101	0,40	0,19	1,5	Pmh	512306	0,27	0,08	1	Vcx	321106	0,24	0,13	1
Bva	422301	0,38	0,22	2	Pmn	512105	0,23	0,12	2	Vdc	521301	0,29	0,19	2
Bvc	422101	0,31	0,20	1,5	Ppg	221106	0,14	0,04	1	Vdg	522302	0,34	0,23	2
Ca	810103	0,31	0,17	2	Ppm	512307	0,20	0,06	12	Vf	221112	0,25	0,12	2
Caa	810105	0,35	0,21	2	Ppn	221107	0,19	0,09	4	Vgn	522108	0,30	0,13	12
Caac	810106	0,52	0,34	2	Ppq	221108	0,22	0,04	1	VI	221115	0,18	0,09	2,5
Cac	810104	0,31	0,16	3	Ppr	612001	0,17	0,08	2,5	Vm	522201	0,23	0,14	2
Cal	810101	0,14	0,06	2	Ppt	612002	0,19	0,07	1	Vmc	521202	0,35	0,23	4
Calc	810102	0,14	0,06	3	Ppx	512106	0,32	0,14	2	Vmg	522109	0,28	0,15	2
Cb	421001	0,30	0,12	1	Pqx	512107	0,31	0,13	2	Vq	522110	0,26	0,09	1
Cbc	422302	0,43	0,19	1	Ps	821001	0,25	0,12	1	Vqx	522111	0,29	0,15	2
Cd	810301	0,26	0,11	1	Psn	221109	0,35	0,16	1	Vt	221113	0,13	0,04	1,5
Cp	412201	0,41	0,20	1	Pt	221110	0,14	0,04	1	Vtc	522112	0,47	0,32	2
Cpc	412301	0,47	0,33	2	Ptc	311107	0,36	0,07	1	Vtd	521106	0,32	0,19	2
Cpv	422201	0,49	0,29	1	Pv	522101	0,28	0,16	1	Vts	221114	0,17	0,06	1
Eb	111001	0,23	0,11	2	Pvc	521101	0,23	0,10	1,2,5	Vx	522113	0,37	0,16	1,5
Ec	111002	0,34	0,16	2	Pvl	522102	0,26	0,14	2	Vxr	522114	0,26	0,12	2
Ed	111003	0,11	0,04	6	Pvx	522103	0,27	0,11	2,5					
Eg	111004	0,11	0,04	1	Px	512108	0,31	0,12	12,1,5					

Notas:

Solo corresponde à referência nas cartas em formato digital (ver Anexo 9 para a designação completa das unidades pedológicas). Código refere-se à designação utilizada em Oliveira *et al.* (1997a). valor = 9999 significa sem valor atribuído. Na aplicação das Eq. 74 e Eq. 76, a espessura considerada é a espessura média da descrição do perfil do solo. No caso de não haver informação sobre a espessura de um horizonte, assume-se uma espessura de 10 cm.

1: a partir da determinação laboratorial de pF2 e pF4,2; 2: aplicação da Eq. 75 e da Eq. 77. No caso de não haver determinação do teor de matéria orgânica (MO) assume-se que o seu valor é nulo; 3: sem descrição em SROA (1970), mas correspondem a famílias com divisões baseadas na textura; 4: descrições de SROA (1970) e os valores obtidos em laboratório para sucções de 0,33 bar ($\approx 0,33$ atm) e 15 bar (≈ 15 atm); 5: representa um valor médio de dois perfis; 6: características de solos semelhantes: 111003 com 111004, 111009 com 111010, 221102 com 221101; 7: arenitos. Baseado em Custodio e Llamas (1976, p. 468): valores médios $n = 15\%$, $ne = 10\%$, pelo que $cc = 5\%$. Assume-se $wp = 2\%$; 8: calcários e dolomitos. Baseado em Custodio e Llamas (1976, p. 468): valores médios n (calcário) = 8% , n (dolomito) = 5% . Assume-se $n = 5\%$, $cc = 2,5\%$, e $wp = 0,5\%$; 9: xistos. Baseado em Custodio e Llamas (1976, p. 1464): $n = 3\%$ e em Custodio e Llamas (1976, p. 468): $ne < 2\%$, assumindo 1% , virá $cc = 2\%$. Assume-se $wp = cc / 2 = 1\%$; 10: para estes afloramentos rochosos assumiu-se n tal como dado em Custodio e Llamas (1976, p. 468), e depois $cc = n / 2$ e $wp = cc / 2$; 11: casos não contemplados; 12: uns horizontes basearam-se no método 1, outros no método 2; 13: considerou-se = a um solo arenoso, de acordo com os valores obtidos em laboratório para sucções de 0,33 bar ($\approx 0,33$ atm) e 15 bar (≈ 15 atm).

Os procedimentos utilizados para caracterizar cada um destes parâmetros apresentam-se seguidamente.

A informação cartográfica de base utilizada para a caracterização de cc e wp , foi a mesma que foi utilizada para a caracterização do tipo de solo (secção 8.3).

O primeiro trabalho que fez esta análise para os parâmetros cc e wp foi o de Vermeulen *et al.* (1993, 1994), que utilizou a Carta de Solos à escala 1:1 000 000 (CNA, 1978). Contudo, os mesmos comentários apresentados acerca da utilização desta informação na secção 8.3 são aqui aplicados.

Para uma caracterização mais detalhada utilizaram-se as cartas de solos de Portugal do IHERA, à escala 1:25 000. As descrições das unidades pedológicas destas cartas foram interpretadas em Oliveira *et al.* (1997a) onde se apresentaram os valores de nu em função do material do solo. A

informação original voltou agora a ser analisada tendo em vista a consideração numa tabela dos valores de cc e wp .

A atribuição dos valores de cc e wp a cada unidade pedológica considerada na legenda das cartas de solos de Portugal do IHERA à escala 1:25 000 ou 1:50 000, foi feita utilizando as seguintes aproximações:

1) utilizando dados analíticos fornecidos por SROA (1973) para ensaios laboratoriais de retenção de água em solos sujeitos a sucções de pF 2 e pF 4,2, para aplicação das Eq. 74 e Eq. 76;

2) utilizando os resultados de análises granulométricas apresentadas em SROA (1973) aplicaram-se as Eq. 75 e Eq. 77 que permitem estimar pF 2,5 e pF 4,2, e aplicação das Eq. 74 e Eq. 76. Na aplicação das Eq. 75 e Eq. 77, as fracções areia, limo e argila são calculadas para 100 %. A areia refere-se às partículas de solo com granulometria entre 2 e 0,05 mm e a argila às partículas com dimensão inferior a 0,002 mm. Os dados analíticos dos perfis representativos de solos fornecidos em SROA (1973) dão as percentagens de areia grossa (entre 2 e 0,2 mm), areia fina (entre 0,2 e 0,02 mm), limo (entre 0,02 e 0,002 mm) e argila (abaixo de 0,002 mm). Estes valores são diferentes dos intervalos utilizados nas equações anteriores pelo que é necessário fazer um reajustamento destas classes. Para tal utiliza-se uma relação empírica que consiste em tirar da percentagem total de areia (areia grossa + areia fina), 40 % da areia fina que passa a ser considerada como limo (Costa, 1991);

3) não existindo disponível informação que permitisse aplicar as técnicas anteriores, a partir das descrições dos solos de SROA (1970), aplicou-se uma tabela que relaciona a textura com a água retida a pF 2,5 e pF 4,2 (Quadro 34). A Fig. 82 mostra a relação entre as classes texturais e o teor de argila, silte e areia;

4) no caso de uma unidade pedológica possuir dois perfis, fez-se a caracterização dos valores de cada perfil e depois apresentou-se o valor médio.

Quadro 34 - Propriedades hidrológicas médias do solo classificado em termos de textura

Classe textural	Porosidade	Água retida a uma sucção de 0,33 bar (cm ³ /cm ³)	Água retida a uma sucção de 15 bar (cm ³ /cm ³)	Número de amostras
Arenoso	0,437	0,091	0,033	762
Arenoso franco	0,437	0,125	0,055	338
Franco arenoso	0,453	0,207	0,095	666
Franco	0,463	0,270	0,117	383
Limoso (*)	0,443 (*)	0,297 (*)	0,072 (*)	(*)
Franco limoso	0,501	0,330	0,133	1206
Franco argilo-arenoso	0,398	0,255	0,148	498
Franco argiloso	0,464	0,318	0,197	366
Franco argilo-limoso	0,471	0,366	0,208	689
Argilo-arenoso	0,430	0,339	0,239	45
Argilo-limoso	0,479	0,387	0,250	127
Argiloso	0,475	0,396	0,272	291

(*) calculado de acordo com as Eq. 75, Eq. 77, Eq. 79, Eq. 80 e Eq. 53, utilizando $S=6$, $C=6$, $MO=1$, $CEC = 10$, $d_h = 50$ cm.

(adaptada de Rawls e Brakensiek, 1989)

5) finalmente, para os afloramentos rochosos, tomaram-se em atenção os valores de porosidade eficaz publicados na literatura.

Os valores apresentados no Quadro 33 são valores obtidos pela metodologia apresentada. Um solo com a mesma designação pode ter um perfil diferente noutra local e com isso valores de *cc* e *wp* diferentes. Essa situação é facilmente comprovada para o caso das unidades pedológicas possuindo dois perfis (Quadro 35).

Da observação deste Quadro, verifica-se que das 27 unidades pedológicas contendo dois perfis seis delas apresentam diferenças de capacidade utilizável e de ponto de emurchecimento superiores a 0,06 e 16 apresentam diferenças de capacidade de campo superiores a 0,06. Estas diferenças indiciam que os perfis de solos não podem ser representativos dos valores de *cc* e *wp* da totalidade da unidade pedológica. Para as unidades pedológicas representadas por um perfil coloca-se a hipótese de no caso de existir outro perfil, este poder dar valores bastante diferentes.

Quadro 35 – Valores de capacidade de campo (*cc*) e ponto de emurchecimento (*wp*) das unidades pedológicas da Carta de Solos à escala 1:25 000 ou 1:50 000 (IHERA) para as quais existem dois perfis de solos

Solo	Código	Perfil	<i>cc</i>	<i>wp</i>	Notas	Perfil	<i>cc</i>	<i>wp</i>	Notas	diferença <i>cc</i>	diferença <i>wp</i>
Apr	611201	884	0,13	0,06	2	886	0,09	0,04	2	0,04	0,02
Ata	132103	554	0,29	0,09	1	556	0,34	0,10	1	0,05	0,00
Atl	132101	325	0,17	0,08	2	558	0,13	0,03	1	0,03	0,05
Bp	411001	41	0,40	0,18	1	57	0,31	0,14	1	0,09	0,04
Bpc	412101	153	0,40	0,20	1	155	0,39	0,19	1	0,01	0,01
Bvc	422101	202	0,25	0,17	1	204	0,37	0,22	1	0,11	0,05
Ex	111011	140	0,31	0,18	2	144	0,16	0,07	2	0,15	0,11
Mnga	211105	739	0,20	0,09	2	811	0,24	0,12	2	0,04	0,03
Pag	512301	289	0,25	0,16	2	293	0,32	0,15	1	0,07	0,02
Pc	311101	81	0,31	0,06	1	487	0,24	0,12	1	0,07	0,06
Pc'	311201	181	0,40	0,16	1	265	0,33	0,13	1	0,06	0,03
Pm	512201	83	0,27	0,10	1	90	0,38	0,22	12	0,12	0,12
Pmg	512104	372	0,24	0,14	12	374	0,19	0,07	1	0,05	0,08
Ppr	612001	69	0,17	0,08	2	70	0,16	0,07	2	0,01	0,01
Pvc	521101	221	0,17	0,06	1	732	0,29	0,14	2	0,12	0,07
Pvx	522103	733	0,31	0,14	2	879	0,23	0,09	2	0,09	0,05
Px	512108	455	0,27	0,14	12	457	0,36	0,11	1	0,09	0,02
Pz	612003	303	0,12	0,03	1	314	0,03	0,01	1	0,10	0,02
Spb	822001	900	0,24	0,10	2	901	0,33	0,14	2	0,09	0,05
Sr*	522401	4	0,30	0,19	2	299	0,22	0,09	1	0,08	0,10
Val	522115	792	0,30	0,15	2	793	0,15	0,07	2	0,14	0,08
Vc	321102	232	0,21	0,11	1	390	0,26	0,08	1	0,05	0,03
Vcc	521103	238	0,24	0,16	1	287	0,38	0,14	1	0,14	0,02
Vcd	521104	29	0,26	0,16	1	241	0,37	0,21	1	0,11	0,05
VI	221115	905	0,16	0,08	2	906	0,20	0,10	2	0,04	0,02
Vt	221113	61	0,14	0,06	1	284	0,13	0,03	1	0,00	0,03
Vx	522113	459	0,39	0,18	1	460	0,36	0,15	1	0,03	0,03

Notas: valores determinados com base nos seguintes métodos

1: a partir da determinação laboratorial de pF2 e pF4,2.

2: a partir da relação entre pF2,5, pF4,2 e os teores de argila, areia e matéria orgânica. No caso de não haver determinação do teor de matéria orgânica (%mo) assume-se que o seu valor é nulo.

12: uns horizontes basearam-se no método 1, outros no método 2.

Por este motivo o Quadro 33 deve ser utilizado no sentido de dar valores indicativos, a utilizar no caso de não haver outra fonte de informação. Sempre que possível devem-se utilizar análises de solos de perfis locais. Contudo, a variabilidade espacial dentro da mesma unidade pedológica pode fazer com que mesmo nessa situação os valores desse perfil reflectam as características médias dessa unidade. No caso dos valores atribuídos aos afloramentos rochosos, devem ser sempre utilizados outros valores se houver indicações nesse sentido.

8.6. Caracterização dos parâmetros para o cálculo da infiltração profunda

8.6.1. Porosidade

A porosidade (n) é um dos parâmetros do *solo* que é necessário caracterizar numa das opções disponíveis para o cálculo da infiltração profunda (secção 3.11, Eq. 106 ou Eq. 107).

O Quadro 36 apresenta os valores de n obtidos para as unidades pedológicas representadas nas Cartas de Solos do IHERA à escala 1:25 000. As unidades pedológicas para as quais existem dois perfis são apresentadas no Quadro 37, tendo-se seleccionado o valor médio para a atribuição da porosidade.

Quadro 36 – Valores de porosidade (n) em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)

Solo	Código	n	Método	Notas	Solo	Código	n	Método	Notas	Solo	Código	n	Método	Notas
(Agua)	410	-9			Egn	111005	0,45	1		Pxr	512109	0,47	3+2+2+2	
(Albuf)	401	-9			Ep	111006	0,45	2		Pz	612003	0,26	--	19
(ArPr)	501	0,44	3		Eq	111007	0,38	1		Pzh	622001	0,24	1	
A	131102	0,44	3+2		Et	111010	0,48	2		Qx	221201	0,55	2	
Aa	131103	0,47	2+3		Etc	111009	0,48		11	Rc	311108	0,41	2	
Aac	131203	0,42	2		Ets	111008	0,44	2		Rg	121101	0,44	3	
Ac	131202	0,44	2		Ex	111011	0,43	--	19	Rgc	121201	0,44	3	
Al	131101	0,44	3		Mnga	211105	0,43	--	19	S	711201	-9		
Alc	131201	0,42	2		Mnq	211101	0,51	2+2+3		Sag	810402	0,38	1	
Ap	611101	0,32	1		Mnqx	211102	0,46	2		Sah	512308	0,45	2	
Aph	621001	0,35	1		Mns	211103	0,42	3+2+2		Sb	140102	0,46	2	
Apr	611201	0,44	--	19	Mnsx	211106	0,46	2+3+2		Sba	140103	0,48	4	
Arb	105	0,02	1		Mnt	211107	0,42	3+2+2		Sbac	140203	0,48	4	
Arc	101	0,05	2		Mnx	211104	0,48	2		Sbc	140202	0,50	4	
Arct	106	0,15	3		Pa	512101	0,46	1		Sbl	140101	0,43	1	
Arcx	107	0,01	4		Pac	511101	0,44	1		Sblc	140201	0,41	2+2+3	
Ard	108	0,00	5		Pag	512301	0,42	--	19	Scv	521102	0,41	3	14
Arg	102	0,00	6		Pagn	512302	0,44	3	10	Sg	810201	0,42	1	
Argn	109	0,00	7		Pagp	512303	0,47	2		Sn	200	-9		
Arm	110	0,01	8		Pagx	512304	0,46	2+3+2		Sp	910001	0,80	1	20
Arp	111	0,00	5		Par	221101	0,32	1		Spb	822001	0,44	--	19
Arq	103	0,00	5		Par*	221102	0,32		11	Spc'	311203	0,51	2+3+2+2	20
Ars	112	0,00	5		Pat	512102	0,44	3		Spg	910002	0,74	1	20
Art	113	0,15	3		Pb	810401	0,46	1		Spqx	512110	0,45	2	
Arx	104	0,03	9		Pbc	511102	0,48	3		Sq	221111	0,43	2	
As	711103	0,42	2		Pc	311101	0,46	--	19	Sr	522104	0,46	3	15
Asa	711105	0,47	3		Pc'	311201	0,55	--	19	Sr*	522401	0,42	--	19
Asac	711106	0,54	3+3+2+2+2	20	Pca	311202	0,46	2		Srt	522105	0,44	2+3+2+2	
Asc	711104	0,42	2		Pcd	311301	0,51	1		Srth	512309	0,42	2	
Asl	711101	0,44	3+2		Pcg	311102	0,42	1		Ss	712201	-9		
Aslc	711102	0,45	4		Pcn	311109	0,47	2		Svc'	321201	0,46	2+2+3	

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo	Código	n	Método	Notas	Solo	Código	n	Método	Notas	Solo	Código	n	Método	Notas
Asoc	300	-9			Pcr	311103	0,44	2		Svqx	522106	0,46	2	
Ass	712103	0,46	2		Pcs	311104	0,45	1		Va	522107	0,47	1	
Assa	712105	0,76	2		Pct	311105	0,46	2		Vac	321101	0,44	1	
Assac	712106	0,69	3+2+2	20	Pcx	311106	0,42	2		Vag	522301	0,48	2	
Assc	712104	0,50	4		Pcz	810302	0,51	1		Val	522115	0,43	--	19
Assl	712101	0,45	4		Pdc	511201	0,46	2		Vc	321102	0,44	--	19
Asslc	712102	0,45	4		Pdg	512305	0,45	2		Vc'	321202	0,46	3	16
At	132102	0,41	2		Pg	221103	0,33	1		Vcc	521103	0,49	--	19
Ata	132103	0,49	--	19	Pga	221104	0,45	3	12	Vcd	521104	0,47	--	19
Atac	132203	0,48	4		Pgm	221105	0,39	1		Vcm	521201	0,45	1	
Atc	132202	0,43	2		Pgn	512103	0,38	1		Vcr	321103	0,43	2	
Atl	132101	0,37	--	19	Pm	512201	0,46	--	19	Vcs	321104	0,39	1	
Atlc	132201	0,44	3		Pmc	511103	0,46	3		Vct	321105	0,48	1	
Bp	411001	0,48	--	19	Pmg	512104	0,40	--	19	Vcv	521105	0,44	2	
Bpc	412101	0,52	--	19	Pmh	512306	0,38	1+1+2		Vcx	321106	0,50	1	
Bva	422301	0,50	2+2+2+3		Pmn	512105	0,44	2		Vdc	521301	0,46	2	
Bvc	422101	0,48	--	19	Ppg	221106	0,35	1		Vdg	522302	0,47	2	
Ca	810103	0,44	2		Ppm	512307	0,35	1+1+2+2		Vf	221112	0,42	2	
Caa	810105	0,44	2		Ppn	221107	0,45	3	13	Vgn	522108	0,50	1	
Caac	810106	0,57		20	Ppq	221108	0,38	1		Vl	221115	0,41	--	19
Cac	810104	0,50	4		Ppr	612001	0,44	--	19	Vm	522201	0,44	2	
Cal	810101	0,45	2+3+3+3		Ppt	612002	0,33	1		Vmc	521202	0,44	3	17
Calc	810102	0,45	4		Ppx	512106	0,45	3+3+2+2+2		Vmg	522109	0,46	2	
Cb	421001	0,44	1		Pqx	512107	0,49	2		Vq	522110	0,46	1	
Cbc	422302	0,54	1		Ps	821001	0,43	1		Vqx	522111	0,46	2	
Cd	810301	0,46	1		Psn	221109	0,50	1		Vt	221113	0,38	--	19
Cp	412201	0,48	1		Pt	221110	0,45	1		Vtc	522112	0,52	2	20
Cpc	412301	0,52	2+2+3+3+2	20	Ptc	311107	0,47	1		Vtd	521106	0,46	2	18
Cpv	422201	0,57	1		Pv	522101	0,42	1		Vts	221114	0,42	1	
Eb	111001	0,43	2		Pvc	521101	0,42	--	19	Vx	522113	0,51	--	19
Ec	111002	0,46	2		Pvl	522102	0,44	2+2+2+3		Vxr	522114	0,43	2	
Ed	111003	0,41		11	Pvx	522103	0,44	--	19					
Eg	111004	0,41	1		Px	512108	0,45	--	19					

Métodos:

- 1: resultados da análise textural realizada em laboratório.
- 2: utilização das Eq. 79, Eq. 80 e Eq. 53 para o cálculo da porosidade.
- 3: descrição qualitativa dos perfis apresentados em SROA (1970).
- 4: designação da família.

Notas:

Quando é utilizado mais do que um método, indica-se para cada horizonte do perfil de solo (do mais superficial para o mais profundo), os métodos utilizados. No caso de não haver informação sobre a espessura de um horizonte, assume-se uma espessura de 10 cm. A descrição de SROA (1970) refere-se à descrição qualitativa que é feita dos diversos horizontes do solo.

1: Basaltos densos. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 468); 2: Calcários. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 468); 3: Arenitos. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 468); 4: Mármore. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 1464); 5: Assumiu-se valor equivalente ao do granito; 6: Granito. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 468); 7: Gneiss. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 1464); 8: Rochas metamórficas. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 468); 9: Xistos. De acordo com Custodio e Llamas (1976, p. 1464); 10: Descrição de SROA, 1970: 25cm*arenoso franco+ 20cm*franco arenoso+20cm*argilo-arenoso; 11: Com base nas semelhanças entre solos: 111003 com 111004, 111009 com 111010, 221102 com 221101; 12: Descrição de SROA, 1970: franco arenoso; 13: Descrição de SROA, 1970: franco arenoso; 14: Descrição de SROA, 1970: 25cm*arenoso franco+ 60cm*franco argilo-arenoso; 15: Descrição de SROA, 1970: 20cm*franco-arenoso+ 35cm*franco argiloso; 16: Descrição de SROA, 1970: franco argiloso; 17: Descrição de SROA, 1970: 25cm*franco-argilo-arenoso+ 45cm*franco argiloso; 18: Não foi considerado o horiz. BC por não possuir informação; 19: Valor médio determinado para dois solos; 20: Valor corrigido de acordo com o Quadro 38.

Quadro 37 – Valores de porosidade (n) calculados para as unidades pedológicas da Carta de Solos à escala 1:25 000 ou 1:50 000 (IHERA) para as quais existem dois perfis de solos

Solo	Código	Perfil	n	Método	Perfil	n	Método	Média
Apr	611201	884	44,3	3	886	43,7	3	44,0
Ata	132103	554	46,5	1	556	51,2	1	48,9
Atl	132101	325	38,7	2	558	35,2	1	37,0
Bp	411001	41	48,1	1	57	47,0	1	47,5
Bpc	412101	153	51,4	1	155	51,8	1	51,6
Bvc	422101	202	52,6	1	204	43,0	1	47,8
Ex	111011	140	46,0	2	144	40,0	2	43,0
Mnga	211105	739	41,2	3+2+2+2	811	45,8	2	43,5
Pag	512301	289	41,0	3+2+2+2	293	42,1	1	41,5
Pc	311101	81	47,2	1	487	45,3	1	46,2
Pc'	311201	181	55,7	1	265	54,0	1	54,8
Pm	512201	83	44,2	1	90	47,1	1	45,7
Pmg	512104	372	41,4	1+2	374	37,9	1	39,7
Ppr	612001	69	43,0	3+2+2+2+3+2	70	44,4	3+2+3+3+3	43,7
Pvc	521101	221	38,7	1	732	46,0	2	42,3
Pvx	522103	733	45,9	2	879	41,9	2	43,9
Px	512108	455	38,7	1	457	51,9	1	45,3
Pz	612003	303	31,7	1	314	19,9	1	25,8
Spb	822001	900	41,8	2	901	45,4	2	43,6
Sr*	522401	4	42,4	2	299	41,8	1	42,1
Val	522115	792	43,6	2	793	43,0	2	43,3
Vc	321102	232	45,1	1	390	42,8	1	43,9
Vcc	521103	238	44,0	1	287	54,3	1	49,2
Vcd	521104	29	47,6	1	241	45,9	1	46,7
VI	221115	905	41,4	2+2+3	906	40,1	2	40,8
Vt	221113	61	41,3	2+3+2+2	284	35,5	1	38,4
Vx	522113	459	50,6	1	460	51,7	1	51,2

Métodos:

- 1: resultados da análise textural realizada em laboratório.
- 2: utilização das Eq. 79, Eq. 80 e Eq. 53 para o cálculo da porosidade.
- 3: descrição qualitativa dos perfis apresentados em SROA (1970).

Para a caracterização da porosidade utilizaram-se procedimentos diferentes consoante a informação disponível. Os procedimentos foram utilizados pela ordem em que são apresentados:

- 1) utilizando os resultados laboratoriais de determinação da porosidade fornecidos por SROA (1973);
- 2) utilizando os resultados de análises granulométricas apresentadas em SROA (1973), e aplicando as equações para cálculo da porosidade (Eq. 79, Eq. 80 e Eq. 53). No caso de não haver determinação do teor de matéria orgânica, considerou-se 0 %;
- 3) utilizando os resultados da descrição qualitativa dos perfis apresentados em SROA (1970), e em função destes, nos valores médios de porosidade apresentados no Quadro 34;
- 4) utilizando a designação da família a que pertence o solo quando esta depende da textura: ligeira, mediana, pesada. Selecciona-se uma textura intermédia para cada uma dessas texturas e utiliza-se o procedimento 3).

A comparação dos valores de porosidade obtidos da forma descrita com os valores da capacidade de campo representados no Quadro 33 permitiu verificar que em seis solos, os valores de porosidade foram inferiores aos da capacidade de campo. Noutros dois casos, a diferença entre a porosidade e a capacidade de campo foi inferior a 0,05. Para esses oito solos, assumiu-se que o valor de porosidade era igual ao da capacidade de campo apresentada no Quadro 33 + 0,05. Os solos em questão, bem como os valores inicialmente calculados e os valores finais são representados no Quadro 38.

Quadro 38 – Solos que apresentam diferença entre a porosidade e a capacidade de campo inferior a 5 %, com indicação dos valores originais calculados

Solo	Código	n	cc	n corrigido
Asac	711106	0,48	0,49	0,54
Assac	712106	0,43	0,64	0,69
Caac	810106	0,50	0,52	0,57
Cpc	412301	0,48	0,47	0,52
Sp	910001	0,56	0,75	0,80
Spc'	311203	0,48	0,46	0,51
Spg	910002	0,56	0,69	0,74
Vtc	522112	0,44	0,47	0,52

8.6.2. Condutividade hidráulica saturada

A caracterização da condutividade hidráulica saturada (K_s) é necessária para algumas das opções disponíveis para o cálculo da infiltração profunda (secção 3.11, Eq. 105, Eq. 106 ou Eq. 107). A sua caracterização depende do solo presente. O cálculo de K_s de um solo é feito de acordo com a Eq. 108. Para o cálculo de K_{si} (para cada horizonte) utilizam-se diferentes aproximações consoante a informação disponível. No caso de não haver informação sobre a espessura de um horizonte, assume-se uma espessura de 10 cm. São os seguintes os procedimentos utilizados:

- 1) valores de permeabilidade constante determinados em laboratório e publicados em SROA (1973);
- 2) valores de K_s estimados pela Eq. 54, com porosidade aproximada pela Eq. 79, peso específico aparente estimado pela Eq. 80, sendo os restantes parâmetros da análise textural e da matéria orgânica determinados laboratorialmente (dados apresentados em SROA, 1973);
- 3) K_s determinado com base na Eq. 54, com porosidade e parâmetros da análise textural determinados laboratorialmente (dados apresentados em SROA, 1973);
- 4) K_s estimado com base na textura do horizonte (Quadro 39); a textura pode ter sido determinada laboratorialmente (SROA, 1973), mas os valores encontrarem-se fora do domínio de aplicação da Eq. 79, ou, não havendo dados da análise textural, utilizou-se a descrição de SROA (1970) para caracterizar a textura de cada horizonte;
- 5) para os afloramentos rochosos, através da relação entre a litologia e o K_s (de acordo com Heath, 1983, figura publicada em Anderson e Woessner, 1992, p. 40).

A caracterização da condutividade hidráulica saturada por unidade pedológica representada na Carta de Solos do IHERA à escala 1:25 000 está apresentada no Quadro 40. Para as unidades pedológicas para as quais existem dois perfis utiliza-se o valor médio apresentado no Quadro 41.

Quadro 39 – Condutividade hidráulica saturada (K_s) em função da textura do solo

Textura	K_s (cm/h)	K_s (mm/d)
Arenoso	21,00	5040,0
Arenoso franco	6,11	1466,4
Franco arenoso	2,59	621,6
Franco	0,68	163,2
Limoso (*)	0,14	33,6
Franco argilo-arenoso	0,43	103,2
Franco limoso	1,32	316,8
Franco argiloso	0,23	55,2
Franco argilo-limoso	0,15	36,0
Argilo-arenoso	0,12	28,8
Argilo-limoso	0,09	21,6
Argiloso	0,06	14,4

(*) calculado de acordo com as Eq. 54, Eq. 79, Eq. 80, utilizando $S=6$, $C=6$, $MO=1$, $CEC = 10$.

(adaptada de Rawls e Brakensiek, 1989)

Quadro 40 – Valores de condutividade hidráulica saturada (K_s) em função da legenda da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA)

Solo	Código	K_s	Método	Notas	Solo	Código	K_s	Método	Notas	Solo	Código	K_s	Método	Notas
(Agua)	410	-9			Egn	111005	598.2	1		Pxr	512109	24.6	4+2+2+2	
(Albuf)	401	-9			Ep	111006	203.0	2		Pzh	612003	3050.6	--	19
(ArPr)	501	5040	4		Eq	111007	381.6	1		Pzh	622001	260.5	1	
A	131102	91.32	4+2+2		Et	111010	354.3	2		Qx	221201	579.4	2	
Aa	131103	19.52	4+2+2		Etc	111009	354.3		10	Rc	311108	799.4	2	
Aac	131203	34.20	2		Ets	111008	202.7	2		Rg	121101	5040	4	
Ac	131202	17.11	2		Ex	111011	423.2	--	19	Rgc	121201	5040	4	
Al	131101	1466	4		Mnga	211105	790.1	--	19	S	711201	-9		
Alc	131201	100.8	2		Mnq	211101	616.4	2+2+4		Sag	810402	19.4	1	14
Ap	611101	5840	1		Mnqx	211102	59.3	2		Sah	512308	16.1	2	
Aph	621001	3930	1		Mns	211103	351.6	4+2+2		Sb	140102	86.2	2	
Apr	611201	1834	--	19	Mnsx	211106	233.0	2+4+2		Sba	140103	21.6	4	8
Arb	105	0.001	5	1	Mnt	211107	186.3	4+2+2		Sbac	140203	21.6	4	8
Arc	101	10.0	5	2	Mnx	211104	156.4	2		Sbc	140202	316.8	4	7
Arct	106	0.10	5	3	Pa	512101	209.7	1		Sbl	140101	308.3	1	
Arcx	107	10.0	5	2	Pac	511101	537.1	1		Sblc	140201	548.8	2+2+4	
Ard	108	0.001	5	4	Pag	512301	118.5	--	19	Scv	521102	142.0	4	15
Arg	102	0.001	5	4	Pagn	512302	87.4	4	11	Sg	810201	1390.8	1	
Argn	109	0.001	5	4	Pagp	512303	25.6	2		Sn	200	-9		
Arm	110	0.001	5	4	Pagx	512304	8.3	2+4+2		Sp	910001	325.6	1	
Arp	111	0.001	5	4	Par	221101	332.8	1		Spb	822001	61.9	--	19
Arq	103	0.001	5	4	Par*	221102	332.8		12	Spc'	311203	7.88	2+4+2+2	
Ars	112	0.001	5	4	Pat	512102	33.6	4		Spg	910002	508.6	1	
Art	113	0.10	5	3	Pb	810401	467.9	1		Spqx	512110	168.8	2	
Arx	104	0.001	5	5	Pbc	511102	14.4	4		Sq	221111	233.1	2	
As	711103	118.3	2		Pc	311101	378.1	--	19	Sr	522104	82.6	4	16
Asa	711105	47.2	4		Pc'	311201	499.0	--	19	Sr*	522401	104.8	--	19
Asac	711106	4.63	4+4+2+2+2		Pca	311202	242.6	2		Srt	522105	190.9	2+4+2+2	
Asc	711104	19.85	2		Pcd	311301	2856	1		Srth	512309	11.0	2	
Asl	711101	135.1	4+2		Pcg	311102	1473	1		Ss	712201	-9		
Aslc	711102	621.6	4	6	Pcn	311109	474.7	2		Svc'	321201	8.72	2+2+4	
Asoc	300	-9			Pcr	311103	414.9	2		Svqx	522106	148.1	2	
Ass	712103	7.18	2		Pcs	311104	433.0	1		Va	522107	432.9	1	

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo	Código	K_s	Método	Notas	Solo	Código	K_s	Método	Notas	Solo	Código	K_s	Método	Notas
Assa	712105	728.9	2		Pct	311105	231.6	2		Vac	321101	354.2	1	
Assac	712106	9.55	4+2+2		Pcx	311106	15.6	2		Vag	522301	28.0	2+2+2+2+4	
Assc	712104	316.8	4	7	Pcz	810302	131.2	1		Val	522115	262.6	--	19
Assl	712101	621.6	4	6	Pdc	511201	127.4	2		Vc	321102	547.2	--	19
Asslc	712102	621.6	4	6	Pdg	512305	158.3	2		Vc'	321202	55.2	4	17
At	132102	102.3	2		Pg	221103	390.5	1		Vcc	521103	1310.2	--	19
Ata	132103	74.89	--	19	Pga	221104	621.6	4	13	Vcd	521104	647.8	--	19
Atac	132203	21.60	4	8	Pgm	221105	425.2	1		Vcm	521201	163.3	1	
Atc	132202	23.02	2		Pgn	512103	1019.0	1		Vcr	321103	24.1	2	
Atl	132101	356.1	--	19	Pm	512201	247.9	--	19	Vcs	321104	795.0	1	
Atlc	132201	1466	4		Pmc	511103	19.7	4	21	Vct	321105	1299	1	
Bp	411001	279.6	--	19	Pmg	512104	121.0	--	19	Vcv	521105	9.54	2	
Bpc	412101	276.5	--	19	Pmh	512306	35.3	1+1+2		Vcx	321106	441.0	1	
Bva	422301	5.08	2+2+2+4		Pmn	512105	392.9	2		Vdc	521301	146.5	2	
Bvc	422101	95.4	--	19	Ppg	221106	305.2	1		Vdg	522302	18.8	2	
Ca	810103	26.02	2		Ppm	512307	44.9	1+1+2+2		Vf	221112	106.7	2	
Caa	810105	8.21	2		Ppn	221107	621.6	4	13	Vgn	522108	292.8	1	
Caac	810106	5.44	4+2		Ppq	221108	217.0	1		VI	221115	435.6	--	19
Cac	810104	316.8	4	7	Ppr	612001	1162	--	19	Vm	522201	213.6	2+2+4	
Cal	810101	969.1	2+4+4+4		Ppt	612002	639.5	1		Vmc	521202	66.2	4	18
Calc	810102	621.6	4	6	Ppx	512106	21.9	4+4+2+2+2		Vmg	522109	169.4	2	
Cb	421001	326.3	1		Pqx	512107	320.3	2		Vq	522110	321.8	1	
Cbc	422302	849.2	1		Ps	821001	940.7	1		Vqx	522111	200.0	2	
Cd	810301	138.1	1		Psn	221109	879.1	1		Vt	221113	1081	--	19
Cp	412201	79.6	1		Pt	221110	3570	1		Vtc	522112	1.66	2+2+4	
Cpc	412301	5.09	2+2+4+4+2		Ptc	311107	314.8	1		Vtd	521106	20.1	2	20
Cpv	422201	271.0	1		Pv	522101	930.7	1		Vts	221114	1506	1	
Eb	111001	599.4	2		Pvc	521101	128.4	--	19	Vx	522113	75.1	--	19
Ec	111002	44.8	2		Pvl	522102	68.13	2+2+2+4		Vxr	522114	23.1	4+2+2+2+2	
Ed	111003	2458		9	Pvx	522103	123.1	--	19					
Eg	111004	2458	1		Px	512108	212.7	--	19					

Métodos:

- 1: Permeabilidade constante determinada em laboratório (SROA, 1973);
 - 2: K_s determinado pela Eq. 54, com porosidade aproximada pela Eq. 79, peso específico aparente estimado pela Eq. 80 (restantes dados apresentados em SROA, 1973);
 - 3: K_s determinado pela Eq. 54 com porosidade e restantes parâmetros apresentados em SROA (1973);
 - 4: K_s determinado com base na textura do horizonte (Quadro 39);
 - 5: Relação entre a litologia e o K_s (de acordo com Heath, 1983, figura publicada em Anderson e Woessner, 1992, p.40).
- Notas: No caso de não haver informação sobre a espessura de um horizonte, assume-se uma espessura de 10 cm.
- 1: valor intermédio para basaltos (não fracturados); 2: valor intermédio para rochas carbonatadas (fracturadas); 3: valor intermédio para arenitos (fracturados); 4: valor intermédio para rochas ígneas e metamórficas (não fracturadas); 5: valor intermédio para xistos; 6: Família com divisão baseada na textura (textura ligeira): franco-arenoso; 7: Família com divisão baseada na textura (textura mediana): franco-limoso; 8: Família com divisão baseada na textura (textura pesada): argilo-limoso; 9: Semelhante a 111004; 10: Semelhante a 111010; 11: Descrição de SROA, 1970: 25cm*arenoso franco+ 20cm*franco arenoso+20cm*argilo-arenoso; 12: Semelhante a 221101; 13: Descrição de SROA, 1970: franco arenoso; 14: Considerou-se onde $K_s = 0$, $K_s = .06$ cm/h (valor médio das argilas); 15: Descrição de SROA, 1970: 25cm*arenoso franco+ 60cm*franco argilo-arenoso; 16: Descrição de SROA, 1970: 20cm*franco-arenoso+ 35cm*franco argiloso; 17: Descrição de SROA, 1970: franco argiloso; 18: Descrição de SROA, 1970: 25cm*franco-argilo-arenoso+ 45cm*franco argiloso; 19: Valor médio determinado para dois solos; 20: Não foi considerado o horiz. BC por não possuir informação; 21: Descrição de SROA, 1970: 25cm*(franco argilo-arenoso a argiloso) + 45cm*argiloso

Quadro 41 – Valores de condutividade hidráulica saturada (K_s) calculados para as unidades pedológicas da Carta de Solos à escala 1:25 000 (IHERA) para as quais existem dois perfis de solos

Solo	Código	Perfil	K_s (mm/d)	Método	Perfil	K_s (mm/d)	Método	K_s média (mm/d)
Apr	611201	884	995,7	4	886	2672,1	4	1833,9
Ata	132103	556	57,4	1	554	92,4	1	74,9
Atl	132101	325	540,5	2	558	171,7	1	356,1
Bp	411001	41	161,5	1	57	397,7	1	279,6
Bpc	412101	155	176,7	1	153	376,4	1	276,5
Bvc	422101	204	27,4	4+1	202	163,4	1+1+3	95,4
Ex	111011	140	131,1	2	144	715,3	2	423,2
Mnga	211105	811	777,1	2	739	803,2	4+2+2+2	790,1
Pag	512301	289	71,6	4+2+2+2	293	165,4	1	118,5
Pc	311101	81	251,7	1	487	504,5	1	378,1
Pc'	311201	265	203,7	1	181	794,4	1	499,0
Pm	512201	90	112,3	1	83	383,5	1	247,9
Pmg	512104	374	181,0	3	372	61,0	1+2	121,0
Ppr	612001	69	1091,0	4+2+2+2+4+2	70	1233,1	4+2+4+4+4	1162,0
Pvc	521101	221	82,4	1	732	174,3	2	128,4
Pvx	522103	733	117,2	2	879	129,1	2	123,1
Px	512108	455	0,3	1+1+3	457	425,1	1	212,7
Pz	612003	303	184,4	1	314	5916,7	1	3050,6
Spb	822001	901	46,1	2	900	77,7	2	61,9
Sr*	522401	4	26,5	2	299	183,1	1	104,8
Val	522115	792	32,4	2	793	492,8	2+2+4	262,6
Vc	321102	390	394,0	1	232	700,4	1	547,2
Vcc	521103	238	0,6	3	287	2619,7	1	1310,2
Vcd	521104	241	563,1	1	29	732,5	1	647,8
VI	221115	906	329,3	2	905	541,9	2+2+4	435,6
Vt	221113	61	733,9	1	284	1427,3	1	1080,6
Vx	522113	460	41,3	1+3	459	108,9	1	75,1

Métodos:

- 1: Permeabilidade constante determinada em laboratório (SROA, 1973);
- 2: K_s determinado pela Eq. 54, com porosidade aproximada pela Eq. 79, peso específico aparente estimado pela Eq. 80 (restantes dados apresentados em SROA, 1973);
- 3: K_s determinado pela Eq. 54 com porosidade e restantes parâmetros apresentados em SROA (1973);
- 4: K_s determinado com base na textura do horizonte (Quadro 39);

9. Cálculo da recarga distribuída numa região de estudo

9.1. Apresentação

Neste Capítulo abordam-se diferentes formas de estimar a recarga anual média distribuída por uma área de estudo, a partir de um conjunto de informação de base.

Os assuntos abordados são:

- a forma de fazer a caracterização da precipitação no espaço;
- a forma de obter um mapa de base que caracteriza os diversos parâmetros ou variáveis relativamente aos aspectos físicos do meio que são necessários para os modelos de cálculo da recarga;
- a apresentação de um método de cálculo da recarga anual, utilizando como informação de base a precipitação anual, o número característico de escoamento e a quantidade máxima de água disponível para evapotranspiração;
- a forma como os valores finais de recarga são condicionados pela maneira como os parâmetros derivados da ocupação do solo são considerados no modelo;
- apresentação de uma metodologia para estimar os valores de recarga anual numa área de estudo, para o caso em que se pode assumir que a precipitação e a evapotranspiração potencial são constantes em toda a área;
- uma referência à forma de estimar a recarga anual média com base em rectas de regressão linear determinadas a partir de estimativas de recarga obtidas por outros processos.

9.2. Introdução

Nos Capítulos 4 a 7 apresentaram-se modelos e métodos para o cálculo da recarga num determinado volume de controlo. No Capítulo 8 caracterizaram-se os parâmetros necessários às corridas dos modelos de balanço hídrico utilizando informação disponível. Com a informação apresentada nesses Capítulos é possível correr os modelos de balanço hídrico e fazer estimativas da recarga.

Neste Capítulo apresentam-se formas de estimar a recarga anual média distribuída por uma área de estudo, a partir de um conjunto de informação de base. A estimativa é feita mediante o desenvolvimento de procedimentos ou de funções matemáticas que nalguns casos tornam desnecessárias as corridas dos modelos de balanço hídrico apresentados nas secções anteriores.

A informação necessária para se proceder ao cálculo espacial da recarga refere-se a:

- dados de entrada, variáveis no tempo: precipitação, evapotranspiração de referência ou evapotranspiração potencial;
- dados acerca das propriedades físicas do solo, constantes no tempo: capacidade de campo, ponto de emurchecimento, porosidade, condutividade hidráulica vertical;
- informação acerca da ocupação do solo, que pode caracterizar diversos aspectos variáveis no tempo: áreas de ocupação, profundidades de raízes das plantas, coeficientes culturais.

Além de se indicarem formas de estimar a recarga com base na informação de base, referem-se ou apresentam-se também métodos para a estimativa da precipitação diária distribuída por uma área de estudo.

9.3. Caracterização Espacial da Precipitação

9.3.1. Inverso do quadrado da distância

A precipitação num determinado local pode ser estimada interpolando os valores de precipitação registados em postos udométricos (p.u.) vizinhos (Fig. 83), por exemplo ponderando a precipitação registada em cada posto P_i pelo inverso do quadrado da distância d_i a esse local :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n P_i / d_i^2}{\sum_{i=1}^n 1/d_i^2} \quad \text{Eq. 259}$$

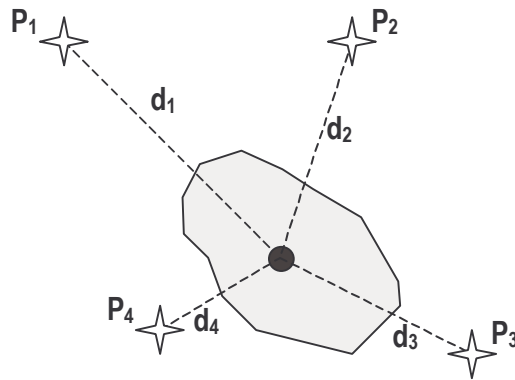


Fig. 83 – Determinação da precipitação num determinado local utilizando a precipitação registada em postos udométricos envolventes

Este procedimento funciona na grande maioria das situações, excepto se o local a caracterizar se situa a uma altitude muito diferente da dos p.u.. Nesses casos pode ser preferível utilizar correlações entre a precipitação e a altitude determinadas para outros locais.

A precipitação numa área maior (por exemplo uma bacia hidrográfica) pode ser calculada discretizando a área em diversas subáreas A_j e calculando a precipitação para cada uma dessas subáreas P_j utilizando a Eq. 259. A precipitação da área maior calcula-se pela média ponderada pelas subáreas, Fig. 84:

$$P = \frac{\sum_{j=1}^m (A_j \cdot P_j)}{\sum_{j=1}^m A_j} \quad \text{Eq. 260}$$

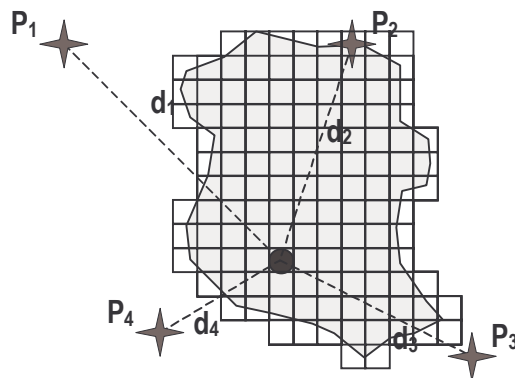


Fig. 84 – Determinação da precipitação numa área através da discretização da mesma em subáreas e utilizando a precipitação registada nos postos udométricos envolventes

Em Oliveira *et al.* (1997a,b) mostra-se a aplicação deste método para o cálculo da série de precipitações diárias médias na bacia hidrográfica da ribeira de Nisa a montante da estação hidrométrica 17L01-Ponte de Panasco para o período de 1981/10/01 até 1990/09/30. Este método é utilizado na secção 10.3 para o cálculo da precipitação diária média das bacias hidrográficas.

9.3.2. Polígonos de Thiessen

Uma forma alternativa de caracterizar a precipitação de uma área é através das áreas de influência de cada p.u. utilizando os polígonos de Thiessen. Este assunto é aqui abordado porque se desenvolveu a metodologia para o caso de estudo apresentado na secção 10.2.

No Algarve pretendeu-se correr modelos de balanço hídrico sequencial diário para a estimativa da recarga dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira. Para caracterizar as precipitações diárias da área de estudo utilizaram-se as precipitações registadas de 1995/10/01 até 1999/09/30 nos seguintes seis p.u.: 30H03-S.Bartolomeu de Messines¹, 30H05-Paderne¹, 30I03-Salir¹, 31G02-Porches¹, 31I01-Loulé¹ e 31J02-Faro (aeroporto)². Para se fazer a distribuição da precipitação diária na área em estudo optou-se por se utilizar os polígonos de Thiessen (Fig. 85). A toda a área de cada polígono de Thiessen é atribuída a série de precipitação do p.u. que lhe deu origem.

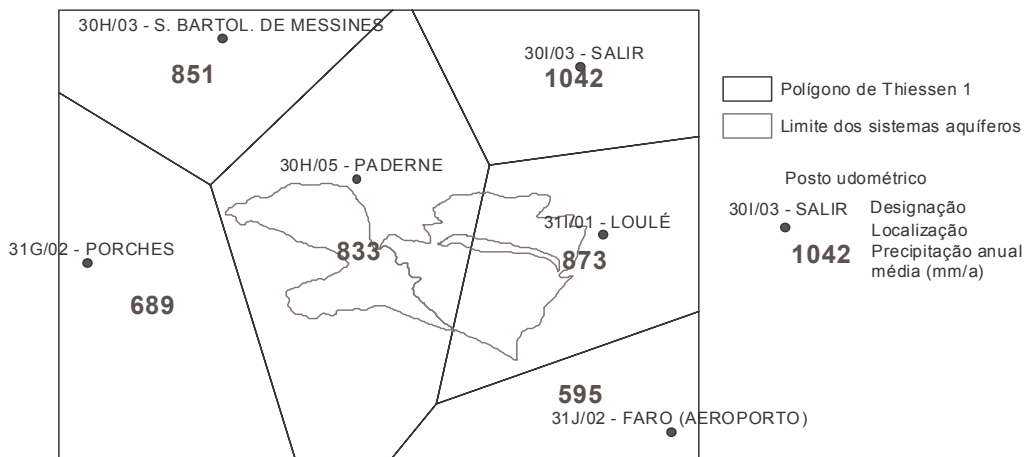


Fig. 85 – Postos udométricos com a respectiva designação, e correspondentes polígonos de Thiessen, com indicação das precipitações anuais médias registadas para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30

Como se pode observar na Fig. 85 há saltos significativos na precipitação de polígonos de Thiessen adjacentes, como se traduz no Quadro 42, sendo que a diferença máxima é de 278 mm/a. As corridas dos modelos de balanço hídrico mostram que a utilização da precipitação desta forma origina saltos grandes nas zonas de fronteira, o que provoca uma descontinuidade importante nos valores de recarga sem que haja mudança física do meio (*AGUT* ou *NC* diferentes, no caso do modelo *BALSEQ*).

¹ Dados em formato digital provenientes do SNIRH

² Dados do Boletim Meteorológico Diário do IM

Quadro 42 – Polígonos de Thiessen adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação

Polígono do posto udométrico	Maior diferença para o polígono adjacente (mm/a)	Polígono adjacente com maior diferença
30H03-S.Bartolomeu de Messines	162	31G02-Porches
30H05-Paderne	209	30I03-Salir
30I03-Salir	209	30H05-Paderne
31G02-Porches	162	30H03-S.Bartolomeu de Messines
31I01-Loulé	278	31J02-Faro (aeroporto)
31J02-Faro (aeroporto)	278	31I01-Loulé
Maior diferença entre polígonos	278	-
Média das maiores diferenças	216	-

Por esse motivo procurou-se uma forma de atenuar essas discontinuidades. Para fazê-lo definiram-se pontos entre os p.u. onde se pudessem calcular séries de precipitação virtuais que tomariam em conta as precipitações registadas nos p.u.. Procurando um critério lógico para a localização desses pontos, a solução foi considerar os pontos comuns a cada três polígonos de Thiessen. Esses pontos comuns constituem p.u. virtuais. A série de precipitação diária de cada posto virtual é calculada pela média das precipitações diárias atribuídas aos p.u. dos polígonos de Thiessen vizinhos. (Considera-se a média porque o p.u. virtual está equidistante desses p.u.). Com os p.u. virtuais torna-se a definir novos polígonos de Thiessen na região em estudo (Fig. 86). Os novos valores de precipitação situam-se sempre entre os valores mais baixo e mais alto dos p.u. vizinhos, pelo que os novos polígonos de Thiessen atenuam as discontinuidades entre os polígonos existentes anteriormente.

O Quadro 43 mostra que as diferenças máximas entre polígonos adjacentes diminuíram em média (para 155 mm/a), embora continuem a haver diferenças iguais às apresentadas no Quadro 42 pelo facto de nalguns casos não ter sido criado um polígono entre os polígonos originais. Por outro lado, algumas distâncias que foram diminuídas continuam a ser ainda altas. O mesmo processo de criação de p.u. virtuais (segunda, terceira geração, etc...) pode ser repetido quantas vezes se quiser até se considerar que as diferenças já são suficientemente curtas. Uma vez que para fora da área representada não se consideraram mais p.u., junto ao limite da área representada não são criados novos polígonos. Contudo esta zona de fronteira já é envolvente da área de estudo pelo que não vai ser utilizada pelo que as diferenças aí encontradas não são consideradas.

Nos pontos comuns a cada três polígonos de Thiessen criou-se uma segunda geração de postos virtuais e criaram-se os respectivos polígonos de Thiessen. Os resultados são apresentados na Fig. 87 e no Quadro 44. Como se pode verificar, as diferenças máximas entre polígonos adjacentes diminuíram em média (para 96 mm/a).

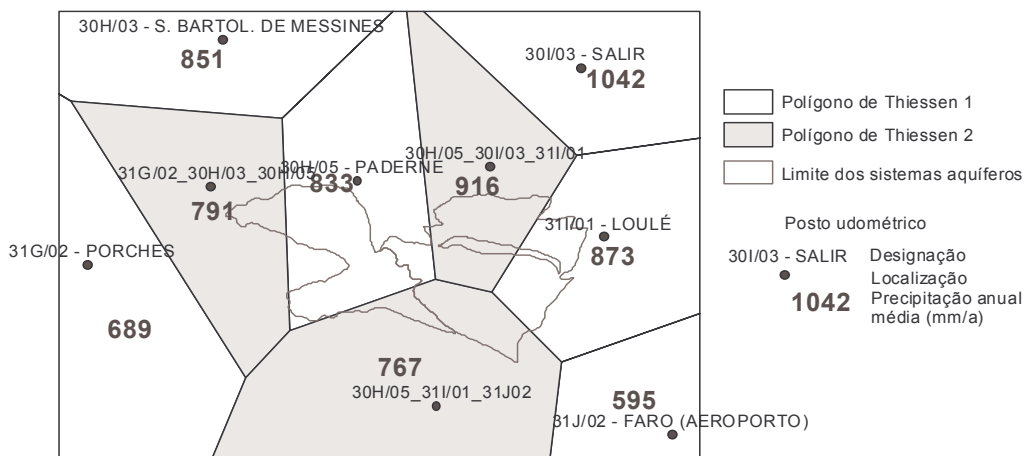


Fig. 86 – Postos udométricos e primeira geração de postos virtuais, e respectivos polígonos de Thiessen, com indicação das precipitações anuais médias para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30

Quadro 43 – Polígonos de Thiessen adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação, para o caso da inclusão dos postos udométricos e da primeira geração de postos virtuais

Polígono do posto udométrico	Maior diferença para o polígono adjacente (mm/a)	Polígono adjacente com maior diferença
30H03-S.Bartolomeu de Messines (1)	60 (1)	31G/02_30H/03_30H/05 (1)
30H05-Paderne	83	30H/05_30I/03_31I/01
30I03-Salir	169	31I01-Loulé
31G02-Porches (2)	102 (2)	31G/02_30H/03_30H/05 (2)
31I01-Loulé	278	31J02-Faro (aeroporto)
31J02-Faro (aeroporto)	278	31I01-Loulé
31G/02_30H/03_30H/05	102	31G02-Porches
30H/05_31I/01_31J02	172	31J02-Faro (aeroporto)
30H/05_30I/03_31I/01	149	30H/05_31I/01_31J02
Maior diferença entre polígonos	278	-
Média das maiores diferenças	155	-

(1) apresenta diferença maior de 162 mm/a para o polígono 31G02-Porches, apenas na zona de fronteira

(2) apresenta diferença maior de 162 mm/a para o polígono 30H03-S.Bartolomeu de Messines, apenas na zona de fronteira

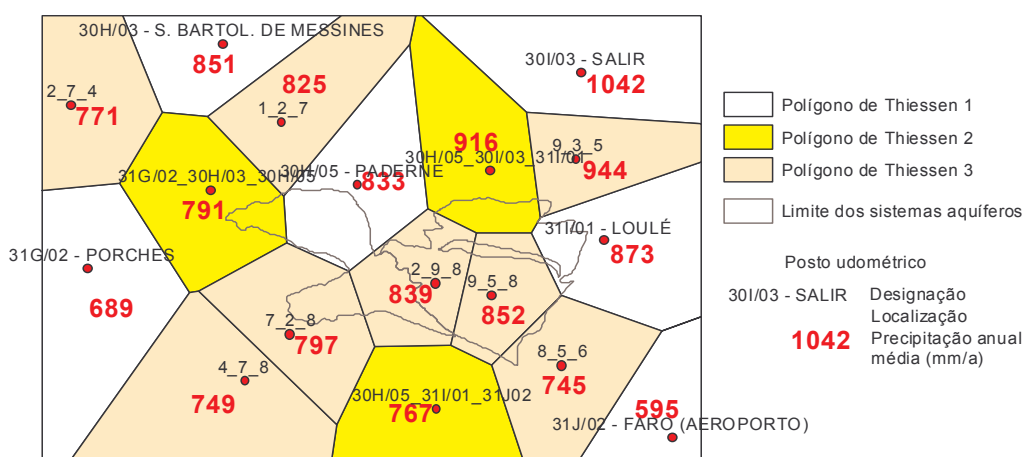


Fig. 87 – Postos udométricos e primeira e segunda geração de postos virtuais, e respectivos polígonos de Thiessen, com indicação das precipitações anuais médias para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30

Quadro 44 – Polígonos de Thiessen adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação, para o caso da inclusão dos postos udométricos e da primeira e segunda geração de postos virtuais

#	Polígono do posto udométrico	Maior diferença para o polígono adjacente (mm/a)	Polígono adjacente com maior diferença
1	30H03-S.Bartolomeu de Messines	80	2_7_4 (*)
2	30H05-Paderne	83	30H/05_30I/03_31I/01
3	30I03-Salir	126	30H/05_30I/03_31I/01
4	31G02-Porches	102	31G/02_30H/03_30H/05
5	31I01-Loulé (1)	128 (1)	8_5_6 (*) (1)
6	31J02-Faro (aeroporto) (2)	150 (2)	8_5_6 (*) (2)
7	31G/02_30H/03_30H/05	102	31G02-Porches
8	30H/05_31I/01_31J02	85	9_5_8 (*)
9	30H/05_30I/03_31I/01	126	30I03-Salir
10	2_7_4 (*)	82	31G02-Porches
11	4_7_8 (*)	60	31G02-Porches
12	1_2_7 (*) (3)	34 (3)	31G/02_30H/03_30H/05 (3)
13	7_2_8 (*)	48	4_7_8 (*)
14	2_9_8 (*)	77	30H/05_30I/03_31I/01
15	9_5_8 (*)	107	8_5_6 (*)
16	8_5_6 (*)	150	31J02-Faro (aeroporto)
17	9_3_5 (*)	98	30I03-Salir
Maior diferença entre polígonos		150	
Média das maiores diferenças		96	

(*) Os dígitos do identificador representam os # dos polígonos de Thiessen cujas intersecções formam esse ponto

(1) apresenta diferença maior de 278 mm/a para o polígono 31J02-Faro (aeroporto), apenas na zona de fronteira

(2) apresenta diferença maior de 278 mm/a para o polígono 31I01-Loulé, apenas na zona de fronteira

(3) apresenta diferença maior de 91 mm/a para o polígono 30H/05_30I/03_31I/01, apenas na zona de fronteira

9.3.3. Polígonos de Thiessen em meios onde se identifica uma direcção preferencial para a ocorrência de maior precipitação

Os procedimentos descritos na secção anterior mostram como se pode "suavizar" a distribuição espacial da precipitação de forma às diferenças entre polígonos não serem tão grandes. Contudo, no caso de estudo apresentado há uma forte tendência para a precipitação aumentar muito do litoral para o interior, numa direcção aproximadamente perpendicular à linha de costa, e de variar muito menos na direcção ortogonal (aproximadamente paralela à linha de costa). Esse comportamento é identificado nas diversas cartas existentes com a distribuição da precipitação no zona, por exemplo, a carta de "Precipitação (Quantidade Total)" para o período 1931-1960, do Atlas do Ambiente, ou a carta da "Distribuição Espacial da Precipitação Total Anual - Continente (1959/60 - 1990/91)" do Instituto da Água.

Analisando essas cartas verifica-se que as precipitações na parte sul dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira deverão ser da mesma ordem das verificadas em Porches e em Faro, e que na parte norte devem ser aproximadamente semelhantes às registadas em Paderne e em Loulé. O que se verifica quando se observa os polígonos de Thiessen da Fig. 85 é que toda a área de estudo fica abrangida pelas precipitações registadas em Paderne e Loulé; observando a Fig. 86 já existe uma área a sul com precipitações mais baixas (mesmo assim claramente superiores às registadas em Porches); observando a Fig. 87, com a inclusão de novos polígonos de Thiessen, a

situação piorou novamente, uma vez que se geraram polígonos intermédios com precipitações mais elevadas. Esta situação ocorre porque não se toma em conta a anisotropia do comportamento da precipitação.

A forma encontrada para ultrapassar esta situação foi introduzir a anisotropia na localização dos p.u. de forma a que o espaçamento entre eles traduza um comportamento mais uniforme da precipitação em função da direcção.

O procedimento para introduzir a anisotropia passa pela definição de dois parâmetros: (1) a direcção de maior anisotropia (direcção segundo a qual a variação da precipitação é maior) e (2) o coeficiente de anisotropia (relação entre a variação da precipitação ao longo da direcção de maior anisotropia e a variação da precipitação ao longo da direcção perpendicular). Fixando um p.u., é possível calcular a posição dos restantes p.u. no novo espaço. O procedimento foi aplicado ao mesmo caso de estudo apresentado na secção anterior. Foram testadas várias direcções de maior anisotropia e vários coeficientes de anisotropia.

A Fig. 88 esquematiza a transformação que é feita a cada p.u..

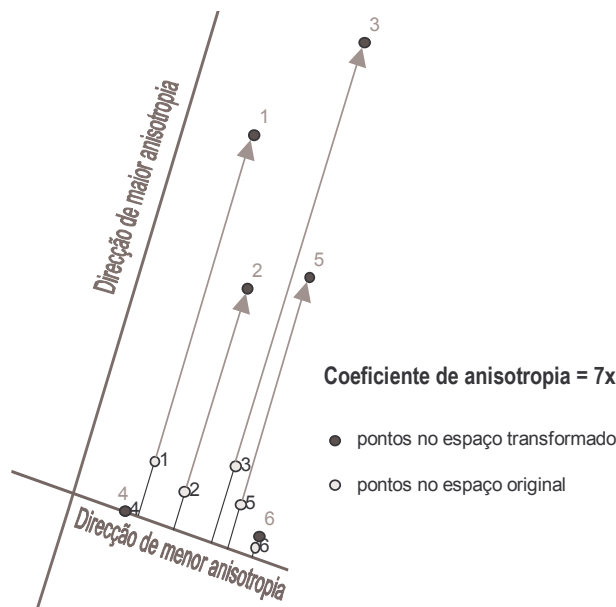


Fig. 88 – Exemplo da transformação da localização dos postos udométricos num meio anisotrópico, conhecidas o ponto de aplicação, a direcção de maior anisotropia e o coeficiente de anisotropia

Na Fig. 89 pode-se observar as transformações de coordenadas resultantes da aplicação ao p.u. 31G/02-Porches de uma direcção de maior anisotropia X° e de um coeficiente de anisotropia Y , sendo cada transformação identificada como (X,Y) . No caso $(90,10)$, verifica-se que a direcção de anisotropia não é a ideal porque, de baixo para cima, as precipitações médias não se dispõem de uma forma crescente (30H/03 – 851 mm/a está acima de 30I/03 – 1042 mm/a; 30H/05 – 833 mm/a está acima de 31I/01 – 873 mm/a). O coeficiente de anisotropia provavelmente foi excessivo uma vez que os p.u. se encontram muito afastados ao longo da direcção de maior anisotropia.

Considerando uma direcção de maior anisotropia mais perpendicular à costa, 80° , verifica-se que 30I/03 já se encontra acima de 30H/03, embora numa posição muito lateral para diferenças de precipitação tão grandes, mas que 30H/05 continua acima de 31I/01, embora numa posição muito mais lateral o que não vai contra o objectivo que se pretende, uma vez que os valores de precipitação são relativamente semelhantes. No caso (80,8) não há pontos comuns a três polígonos de Thiessen entre 30I/03 e 30H/03, pelo que não é possível atenuar a diferença elevada de precipitação entre estes dois postos.

O caso (70,7) mostra que todos os postos apresentam posições relativas correctas excepto 31J/02 – 595 mm/a que já se encontra acima de 31G/02 – 689 mm/a, o que significa que a direcção de maior anisotropia rodou demasiadamente no sentido dos ponteiros do relógio.

O caso (73,7) foi o que apresentou uma melhor solução de compromisso entre as posições relativas dos p.u. ao longo da maior direcção de anisotropia (73°) e o espaçamento entre esses postos também parece adequado, devido ao coeficiente de anisotropia de 7.

Os mesmos procedimentos que foram aplicados na secção anterior para o espaço real são agora aplicados aos novos polígonos de Thiessen, mas trabalhando sempre no espaço transformado. Para além dos p.u. criaram-se duas gerações de postos virtuais.

A Fig. 90 mostra os passos sucessivos deste processo. Os casos A, C, E e G mostram as projecções dos postos e das áreas de influência de cada um deles no espaço original. Os casos B, D e F mostram as projecções dos postos e dos polígonos de Thiessen após se ter feito a transformação das coordenadas originais numas coordenadas em que os pontos são deslocados $7x$ ao longo da direcção de maior anisotropia (73°) medidos a partir da direcção perpendicular que passa pelo posto 31G/02 - Porches. O caso A é o caso original de partida (igual ao da Fig. 85). O caso B mostra os polígonos de Thiessen desenhados depois de se ter feito a transformação. O caso C mostra os mesmos polígonos de Thiessen projectados no espaço original. O caso D mostra os polígonos de Thiessen obtidos após se terem considerado os postos virtuais (primeira geração) no ponto comum a três polígonos de Thiessen. O caso E mostra os mesmos polígonos de Thiessen no espaço original. O caso F mostra os polígonos de Thiessen obtidos após se terem considerado os novos postos virtuais (segunda geração) no ponto comum a três polígonos de Thiessen. Finalmente o caso G mostra a representação, no espaço original, dos polígonos de Thiessen que foram desenhados no espaço transformado utilizando os p.u. reais e virtuais de primeira e segunda geração. Em cada caso são sempre apresentadas as precipitações calculadas.

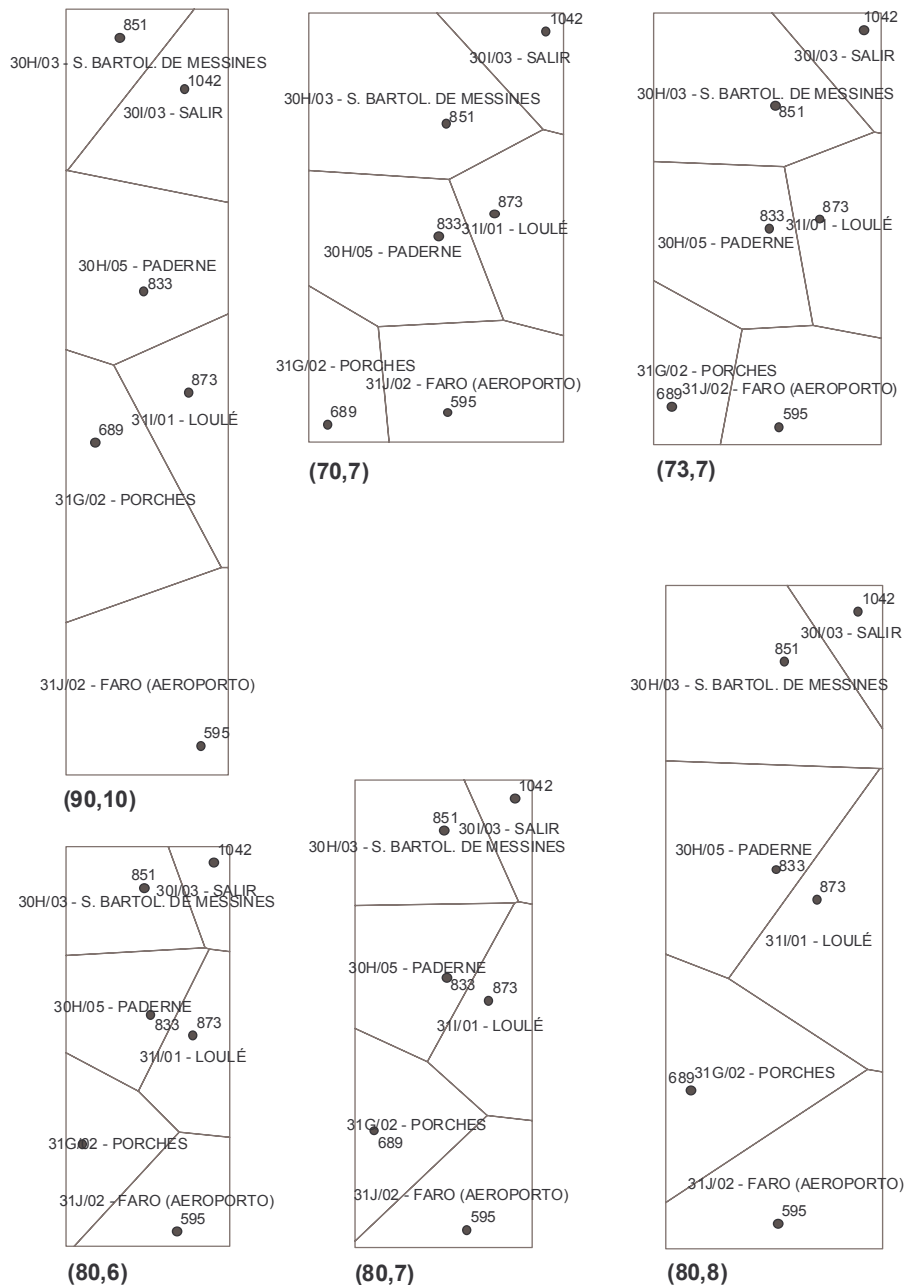


Fig. 89 – Representação dos postos udométricos em sistemas de coordenadas transformados, caracterizados pela transformação (X,Y) aplicada a partir do posto udométrico 31G/02-Porches, sendo X a direção de anisotropia maior e Y o coeficiente de anisotropia.

O resultado final obtido é mostrado na Fig. 91 (mesmo caso do que o da Fig. 90G). Como se pode ver há um crescimento da precipitação em direção ao interior, com o comportamento pretendido. As diferenças entre áreas de influência vizinhas podem ser traduzidas pela maior diferença existente entre uma área de influência e as áreas de influência adjacentes (Quadro 45) na área de estudo. O valor médio das maiores diferenças é de 65 mm/a. Este valor é cerca de dois terços do valor apresentado para os polígonos de Thiessen criados no espaço original (Quadro 44), o que significa que esta metodologia para além de reproduzir melhor a distribuição da precipitação (ou por isso mesmo) também reduz as diferenças entre as áreas de influência adjacentes.

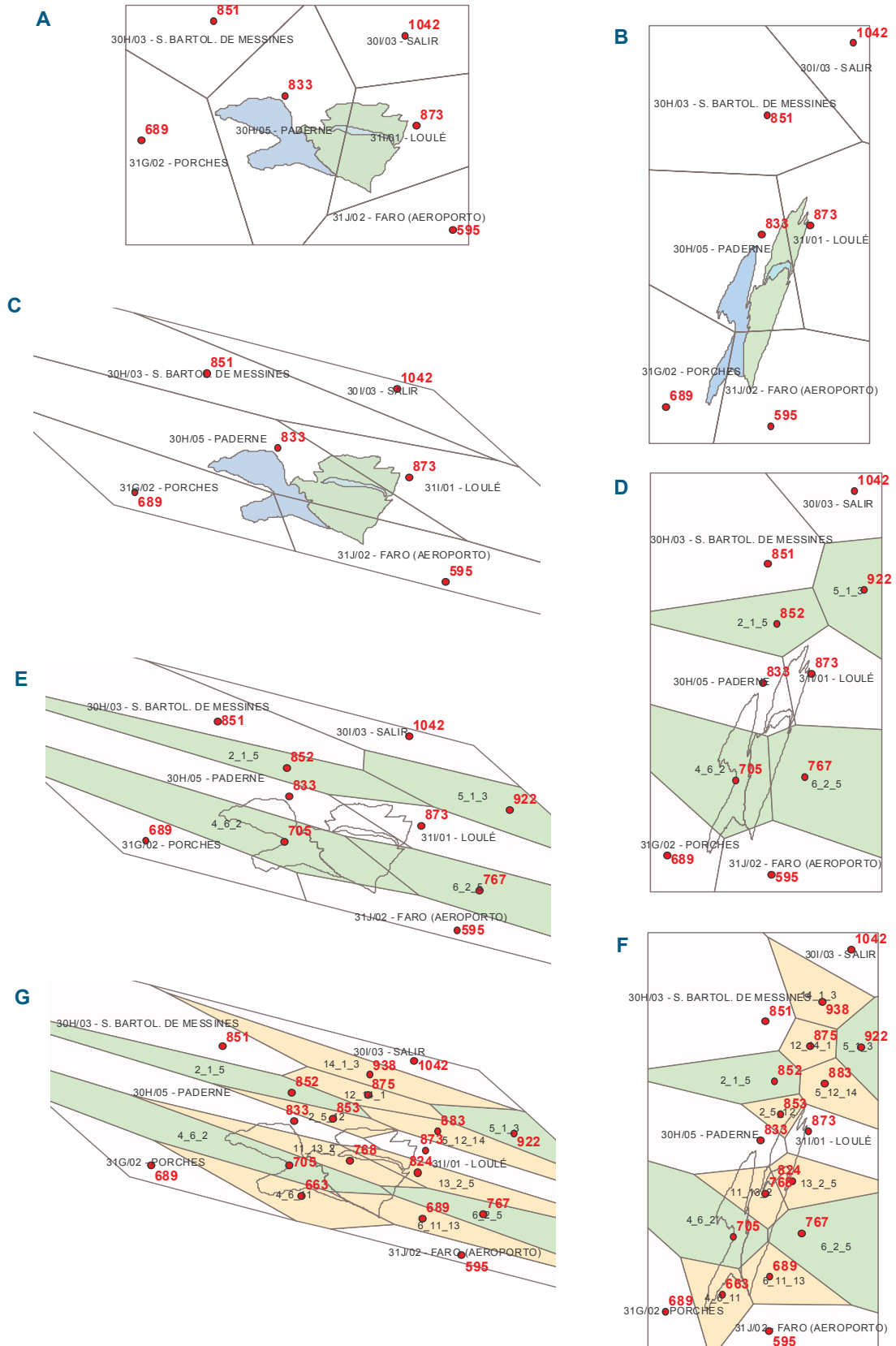


Fig. 90 – Conjunto de procedimentos que consideram a anisotropia da distribuição da precipitação para a definição das áreas de influência dos postos udométricos e da primeira e segunda geração de postos virtuais, com indicação das precipitações anuais médias para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30

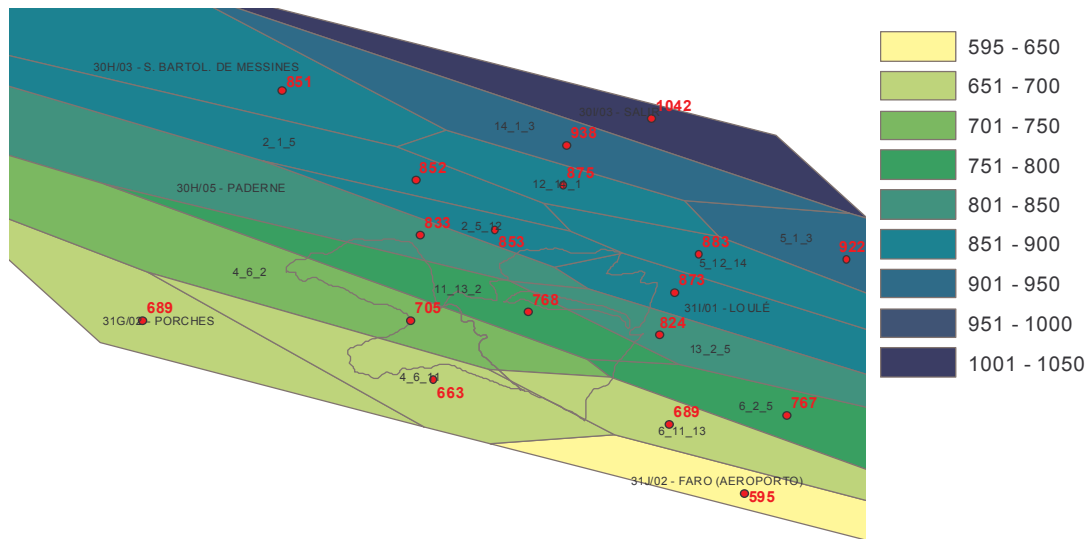


Fig. 91 – Precipitação anual média para o período de 1995/10/01 até 1999/09/30 na área de ocorrência dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira, calculada utilizando polígonos de Thiessen, desenhados num sistema de coordenadas transformado, a partir dos postos udométricos e de postos virtuais de primeira e segunda geração.

A precipitação diária em cada posto virtual é calculada a partir da média das precipitações diárias que foram registadas (p.u.) ou que foram calculadas (postos virtuais) nos três postos mais próximos do posto virtual.

Quadro 45 – Áreas de influência adjacentes apresentando maiores diferenças nos valores registados de precipitação, para o caso da inclusão dos postos udométricos e da primeira e segunda geração de postos virtuais

#	Polígono do posto udométrico	Maior diferença para o polígono adjacente (mm/a)	Polígono adjacente com maior diferença
1	30H03-S.Bartolomeu de Messines	87	14_1_3
2	30H05-Paderne	65	11_13_2
3	30I03-Salir	104	14_1_3
4	31G02-Porches	26	4_6_11
5	31I01-Loulé	49	13_2_5
6	31J02-Faro (aeroporto)	94	6_11_13
11	4_6_2 (*)	63	11_13_2
12	2_1_5 (*)	31	5_12_14
13	6_2_5 (*)	78	6_11_13
14	5_1_3 (*)	47	12_14_1
21	4_6_11 (*)	68	31J02-Faro (aeroporto)
22	6_11_13 (*)	94	31J02-Faro (aeroporto)
23	11_13_2 (*)	65	30H05-Paderne
24	13_2_5 (*)	57	6_2_5
25	2_5_12 (*)	30	5_12_14
26	5_12_14 (*)	39	5_1_3
27	12_14_1 (*)	63	14_1_3
28	14_1_3 (*)	104	30I03-Salir
-	Maior diferença entre polígonos	104	-
-	Média das maiores diferenças	65	-

(*) Os dígitos do identificador representam os # dos polígonos de Thiessen cujas intersecções formam esse ponto

9.4. Caracterização da informação de base a partir da informação à escala 1:25 000.

9.4.1. Cartografia de base

Para os modelos numéricos de balanço hídrico sequencial é possível caracterizar os parâmetros de entrada desses modelos a partir da informação cartográfica de base (como se apresentou no Capítulo 8). Basicamente, nesta Tese, utilizou-se (1) a carta de ocupação do solo, do CNIG, à escala 1:25 000 (COS'90) – formato digital; e (2) a carta de solos, do IHERA, à escala 1:25 000 – formato digital.

O detalhe fornecido pela COS'90 permite para cada mancha caracterizada individualizar até três tipos de ocupação. Logo, para cada mancha cartografada é possível definir até três profundidades máximas do *solo* sujeitas a evapo(transpi)ração. Por exemplo uma mancha classificada como BM2 representa uma associação de sobreiro + pinheiro manso com um grau de coberto de 30 % a 50 %. Assumindo que 40 % da área é ocupada por sobreiro e por pinheiro manso, os restantes 60 % podem ser ocupados por prado, ou terreno descoberto, ou arbustos, etc. Nas aplicações realizadas do modelo de balanço hídrico sequencial com coeficiente cultural dual para o cálculo da evapotranspiração considerou-se sempre terreno descoberto.

A percentagem de ocupação do solo de cada mancha cartografada pode ser estimada a partir da própria legenda da carta ou pode ser validada recorrendo à observação de fotografia aérea (Zakharova *et al.*, 2002), sendo muito útil a informação disponibilizada na página da Internet do Instituto Geográfico Português em <http://ortos.igeo.pt/ortofotos/indexp.html>, referente ao ano de 1995.

A informação derivada a partir da carta de ocupação do solo permite estimar (1) fracção de área máxima ocupada por cada um dos três tipos possíveis de ocupação em cada mancha cartografada (Per1, Per2, Per3); (2) respectivas profundidades máximas de terreno sujeitas a evapo(transpi)ração (Rp1, Rp2, Rp3) – secção 8.5.1.1; (3) atribuição do valor do *NC* a cada mancha cartografada – secção 8.3.

A atribuição do valor do horizonte superior do solo (secção 8.4), da capacidade de campo (*cc*) e do ponto de emurchecimento (*wp*) (secção 8.5.2), do tipo de solo (A, B, C ou D) (secção 8.3), da porosidade (*n*) (secção 8.6.1) e da condutividade hidráulica saturada vertical (*K_s*) (secção 8.6.2), pode ser feita a partir da carta de solos à escala 1:25000, do IHERA. Uma vez que cada mancha de solos cartografada pode representar uma associação de até três solos diferentes, é possível ter até três tipos de solos numa só mancha.

No caso das associações de solos, pode existir disponível a percentagem que cada solo representa na mancha.

9.4.2. Cálculo da recarga

A sobreposição da Carta de Solos com a Carta de Ocupação de Solo fornece a informação necessária para a atribuição dos parâmetros de corrida do modelo de balanço hídrico sequencial. O mapa resultante é o mapa de base para o cálculo da recarga.

Para exemplificar, considere-se o modelo de balanço hídrico que depende dos parâmetros NC e $AGUT$, e que utiliza o coeficiente cultural simples. Nesta situação, para cada uma das manchas do mapa de base para o cálculo da recarga é possível definir:

- até três tipos diferentes de NC (uma vez que cada mancha da Carta de Solos pode representar uma associação de até três solos e que o NC depende do tipo de solo);
- até nove valores diferentes de $AGUT$, resultantes da possibilidade de cada mancha da Carta de Solos poder apresentar até três valores de capacidade utilizável (nu) (um para cada solo presente) e de cada mancha da Carta de Ocupação do Solo poder também apresentar até três tipos possíveis de ocupação ou seja até três valores de profundidade das raízes das plantas.

No caso do NC não se considera a dependência em relação aos três tipos possíveis de ocupação do solo, uma vez que o NC é caracterizado em função da mancha da ocupação do solo e não dos diferentes tipos de ocupação presentes nessa mancha.

Não sendo possível definir as áreas ocupadas por cada um dos valores de $AGUT$, assume-se que a percentagem de área ocupada por cada um destes nove $AGUT$ é dada pelo produto das percentagens de área ocupadas por cada um dos tipos de ocupação do solo com as percentagens de área dadas por cada solo (até três).

Cada mancha do mapa de base para o cálculo da recarga pode apresentar 1, 2, 3, 4, 6 ou 9 pares dos parâmetros ($AGUT$, NC). A Fig. 92 ilustra o caso de haver 9 possibilidades de pares de ($AGUT$, NC) e mostra a forma de estimar as suas áreas.

Também se poderia fazer a média dos $AGUT$ e a média dos NC e utilizar estes valores para correr o modelo de balanço hídrico sequencial diário, mas, como se verá na secção 9.6, os resultados finais produzidos são muito diferentes.

No caso de se utilizar o modelo que considera o coeficiente cultural dual, só se definem até três subáreas dependentes da associação de um até três solos presentes. Isto acontece porque o próprio modelo de balanço hídrico sequencial utiliza nos seus cálculos os até três tipos de ocupação do solo possíveis dentro da mesma mancha.

Para cada uma das subáreas definidas, corre-se o modelo de balanço hídrico sequencial diário, calculando-se depois o valor da recarga (R) da mancha do mapa de base fazendo:

$$R = \sum_{j=1}^m (A_j \cdot R_j) \quad \text{Eq. 261}$$

onde m é o número de subáreas considerado, R_j é a recarga calculada pelo modelo de balanço para a subárea j e A_j é a fracção da mancha do mapa de base caracterizada pelo par $(AGUT, NC)$.

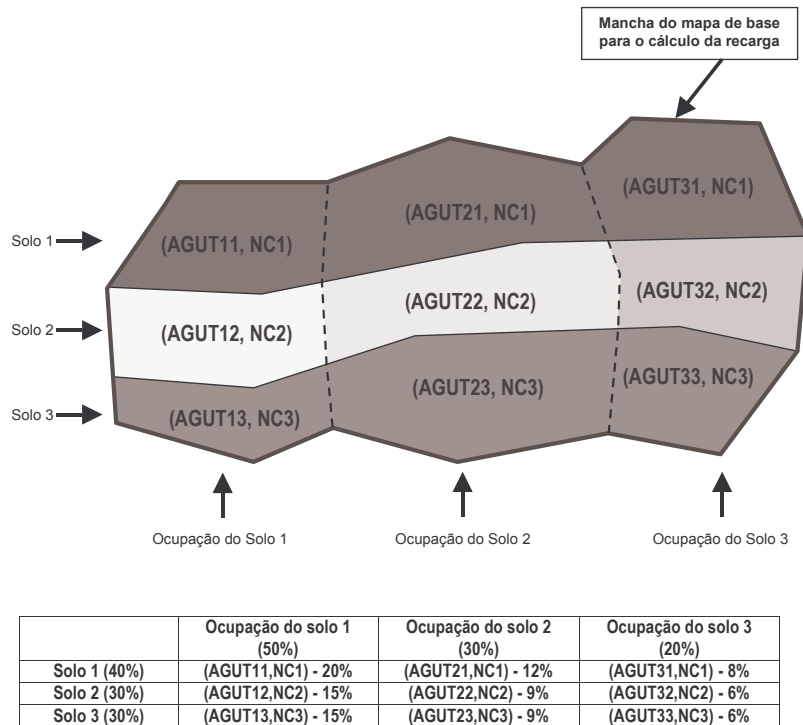


Fig. 92 - Combinações de AGUT e NC possíveis e respectivas áreas numa mancha do mapa de base para o cálculo da recarga

9.5. Método para o cálculo da recarga anual a partir da precipitação, do número característico de escoamento e da quantidade máxima de água disponível para evapotranspiração

9.5.1. Introdução

Nesta secção faz-se referência ao método desenvolvido e apresentado em Vermeulen *et al.* (1993, 1994).

O método baseia-se nos resultados obtidos por várias corridas do modelo BALSEQ (secção 6.3) utilizando dados de precipitação registados em sete p.u., localizadas um no sul de Portugal Continental, dois no centro e quatro no norte.

Este método apresenta funções que permitem estimar os valores de recarga obtidos pelo BALSEQ em função da precipitação e dos parâmetros caracterizadores do meio: NC e $AGUT$. Por sua vez estes parâmetros são caracterizados a partir dos mapas de solos e de ocupação do solo (NC : secção 8.3 e $AGUT$: secção 8.5).

Este método, pela sua simplicidade, e entre outras aplicações, foi utilizado para estimar a recarga de formações de porosidade intergranular nas áreas abrangidas pelos planos de bacia hidrográfica do rio Tejo (Oliveira *et al.*, 1999), Sado (Lobo Ferreira *et al.*, 1999a), Mira (Lobo Ferreira *et al.*, 1999b) e ribeiras do Oeste (Oliveira *et al.*, 2001).

9.5.2. Apresentação do método

Uma vez que, segundo o modelo BALSEQ, o escoamento directo (Ed) depende apenas da precipitação (P) e do número característico de escoamento (NC), começou por se projectar Ed médio como função de P médio e do NC (Fig. 93). Como se pode verificar, Ed cresce de forma exponencial quer com P quer com o NC , pelo que se procurou ajustar uma expressão do tipo:

$$Ed = a \cdot (P / 100)^b \quad \text{Eq. 262}$$

sendo a e b parâmetros de regressão e P e Ed dados em mm/a.

Diversos cálculos apresentados em Vermeulen *et al.* (1993, 1994) levaram a que se optasse pelas seguintes expressões para o cálculo de a e b em função do valor de NC :

- $NC < 80$:

$$\log_{10} a = 0,1407 NC - 12,04 \quad \text{Eq. 263}$$

$$b = - 0,082 NC + 9,11 \quad \text{Eq. 264}$$

- $80 \leq NC < 90$:

$$\log_{10} a = 0,1399 NC - 12,04 \quad \text{Eq. 265}$$

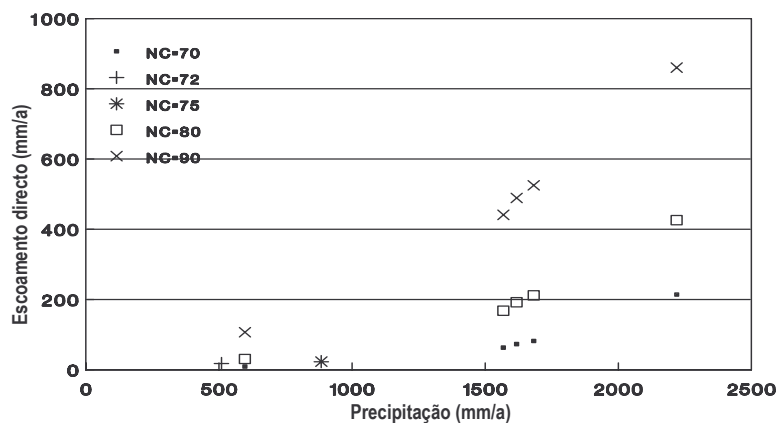
$$b = - 0,082 NC + 9,11 \quad \text{Eq. 266}$$

- $NC \geq 90$:

$$\log_{10} a = 0,1459 NC - 12,59 \quad \text{Eq. 267}$$

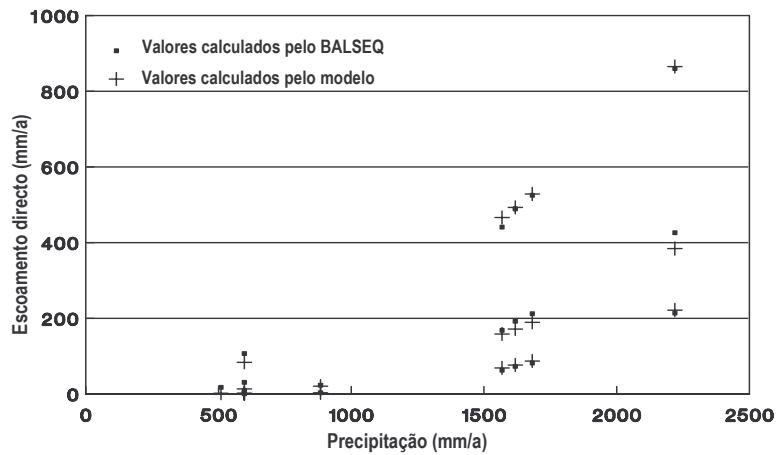
$$b = - 0,078 NC + 8,8 \quad \text{Eq. 268}$$

O resultado da aplicação destas fórmulas apresenta-se na Fig. 94.



adaptado de Vermeulen *et al.* (1993)

Fig. 93 – Escoamento directo em função da precipitação e do número característico de escoamento (NC)



adaptado de Vermeulen *et al.* (1993)

Fig. 94 - Comparação entre os valores de escoamento directo calculados pelo BALSEQ e os calculados pelo método

Estimado E_d , o próximo passo é calcular a evapotranspiração real (ETR). Para tal procuraram-se as relações entre a ETR calculada pelo BALSEQ, o $AGUT$ e a infiltração superficial (I_s) calculada pelo BALSEQ, definida como a diferença entre a precipitação total e o escoamento directo (Fig. 95). Nesta figura pode-se observar que ETR aumenta com o aumento do $AGUT$ e de I_s . Procurou-se a seguinte relação entre os valores:

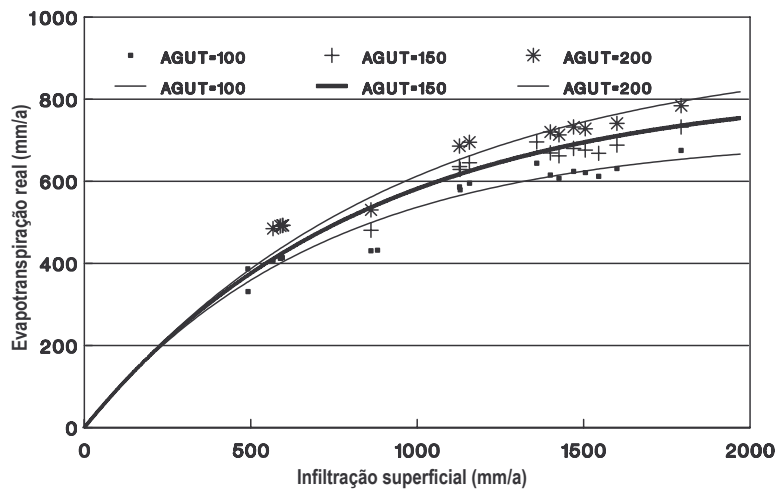
$$ETR = c \cdot [1 - \exp(-I_s / d)] \quad \text{Eq. 269}$$

onde c e d são parâmetros. Dado que pelas regressões, para cada caso de $AGUT$, c e d são aproximadamente iguais, assume-se que d é igual a c , resultando a seguinte equação:

$$ETR = c \cdot [1 - \exp(-I_s / c)] \quad \text{Eq. 270}$$

A projecção de c em função de $AGUT$ permitiu chegar à seguinte relação (Fig. 96):

$$c = 118 \cdot AGUT^{0,388} \quad \text{Eq. 271}$$



adaptado de Vermeulen *et al.* (1993)

Fig. 95 - Evapotranspiração real em função da infiltração superficial e da quantidade máxima de água no solo utilizável pelas plantas ($AGUT$)

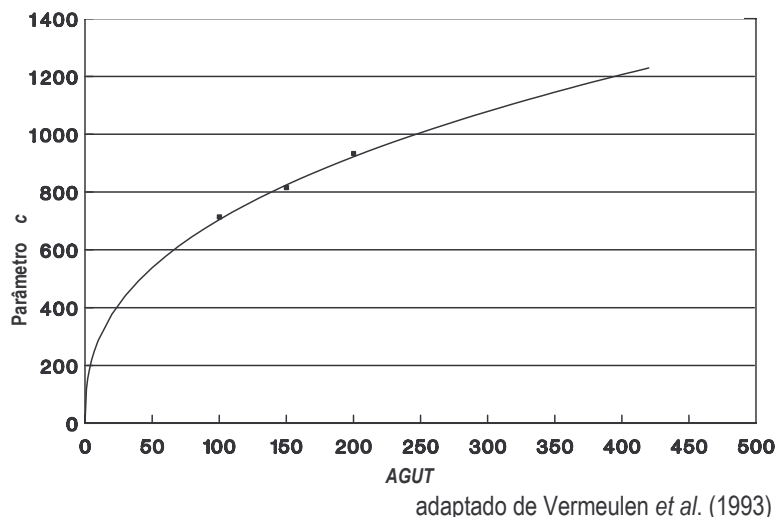


Fig. 96 – Projeção de c em função de AGUT

A Fig. 95 compara igualmente os valores de *ETR* obtidos pelo BALSEQ com os valores obtidos pelo método agora apresentado.

Após a estimação dos valores de *Ed* e de *ETR*, calcula-se a infiltração profunda (*Ip*) através da expressão:

$$R = P - Ed - ETR \quad \text{Eq. 272}$$

que não é mais do que a Eq. 162 utilizada no BALSEQ com variação do armazenamento no *solo* nulo ou desprezável, devido ao facto de se estar a utilizar valores anuais médios dos diferentes parâmetros.

Para a aplicação deste método Vermeulen *et al.* (1993, 1994) apresentam ainda quadros que relacionam *NC* e *AGUT* com a cartografia de solos e de ocupação do solo existente. Estes quadros foram referidos no Capítulo 8.

9.5.3. Comentários acerca dos resultados produzidos pelo método

O Quadro 46 compara os valores de recarga calculados pelo BALSEQ com os valores de recarga estimados pelo método apresentado. Para os 47 cenários de comparação utilizados na formulação deste método obteve-se um erro médio de -12,13 mm/a (o novo método apresenta em média valores superiores aos calculados pelo BALSEQ), com um desvio padrão dos desvios de 30,86 mm/a. O erro relativo máximo registado é de 80% (para valores absolutos da ordem da centena de mm/a de recarga BALSEQ), tendo-se observado um erro absoluto máximo de cerca de 70 mm/a.

Para além desta comparação, Oliveira e Lobo Ferreira (1999) apresentam uma comparação entre os resultados obtidos pela aplicação do método e os obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (Capítulo 7). No caso das sub-bacias hidrográficas de Ponte Barnabé e Penedos de Alenquer (que serão estudadas nas secções 10.3.4.11 e 10.3.4.12, respectivamente) os valores de recarga obtidos por este método são superiores em cerca do dobro aos valores dados pelo método da decomposição do hidrograma.

Estas diferenças podem ser explicadas, (1) para além das componentes dos erros dos métodos em confronto, assumindo, pelas características de ambos os métodos, que o método agora apresentado produz um erro maior, (2) pela ocorrência de extracções importantes de água que não foram consideradas e que fariam neste caso aumentar o valor de recarga dado pelo método da decomposição do hidrograma de escoamento; e (3) por outro lado, por não se verificar, para a totalidade da área, a condição de aplicação deste método, que obriga a que o nível freático esteja sempre abaixo da espessura do *solo* sujeita a evapotranspiração.

Os valores produzidos pelo método apresentado resultaram da aplicação das tabelas de relação entre a cartografia de solos e de ocupação do solo e os valores a atribuir aos parâmetros *NC* e *AGUT*. Se se tivessem alterado os valores destes parâmetros, os resultados finais obtidos teriam sido diferentes. Ou seja, poder-se-ia obter resultados mais próximos entre os métodos, alterando os valores de *NC* e de *AGUT*.

9.5.4. Vantagens e limitações do método

O método apresenta as seguintes vantagens:

- as mesmas do modelo BALSEQ;
- dá estimativas de recarga anual média;
- é um método simples de aplicar porque se baseia numa equação simples;
- como dados de entrada só precisa da precipitação anual média, do *NC* e do *AGUT*;
- a informação para os parâmetros *NC* e *AGUT* é derivável a partir de cartografia de solos e de ocupação de solo existente e existem tabelas que relacionam essa cartografia com os parâmetros necessários à aplicação do método.

E apresenta as seguintes limitações:

- as mesmas do modelo BALSEQ;
- a recarga anual média é independente do regime de precipitação, não se distinguindo por este método duas situações em que a precipitação anual média seja semelhante mas com distribuição totalmente diferente durante o ano;
- a *ETR* depende apenas da *I_s* e não depende da evapotranspiração potencial (*ETP*);
- o método foi derivado a partir da análise dos resultados obtidos pelas corridas do modelo BALSEQ em apenas sete locais.

Quadro 46 – Comparação entre os valores de recarga profunda de aquíferos calculados pelo BALSEQ com os valores estimados pelo método apresentado

Estação	precipitação (mm/a)	recarga BALSEQ (mm/a)	NC	AGUT	recarga estimada (mm/a)	erro %	erro (BALSEQ - estimativa) (mm/a)
Faro	509	161	72	100	146	9,3	+ 15
Rio Ave ¹	1568	523	90	100	545	-4,2	- 22
Rio Ave ²	1618	549	90	100	563	-2,6	- 14
Rio Ave ¹	1568	852	70	100	879	-3,2	- 27
Rio Ave ³	1682	560	90	100	586	-4,6	- 26
Rio Ave ⁴	2219	1319	70	100	1334	-1,1	- 15
Rio Ave ³	1682	964	70	100	964	0,0	0
Rio Ave ⁴	2219	712	90	100	752	-5,6	- 40
Rio Ave ²	1618	929	70	100	916	1,4	+ 13
Rio Ave ³	1682	842	80	100	873	-3,7	- 31
Rio Ave ¹	1568	758	80	100	800	-5,5	- 42
Rio Ave ⁴	2219	1113	80	100	1182	-6,2	- 69
Rio Ave ²	1618	817	80	100	832	-1,8	- 15
Rio Ave ³	1682	509	90	150	533	-4,7	- 24
Rio Ave ⁴	2219	660	90	150	689	-4,4	- 29
Rio Ave ²	1618	761	80	150	764	-0,4	- 3
Rio Ave ¹	1568	488	90	150	494	-1,2	- 6
Rio Ave ¹	1568	825	70	150	809	1,9	+ 16
Rio Ave ²	1618	873	70	150	844	3,3	+ 29
Rio Ave ⁴	2219	1259	70	150	1246	1,0	+ 13
Rio Ave ³	1682	905	70	150	890	1,7	+ 15
Rio Ave ²	1618	499	90	150	511	-2,4	- 12
Rio Ave ¹	1568	728	80	150	734	-0,8	- 6
Rio Ave ³	1682	785	80	150	803	-2,3	- 18
Rio Ave ⁴	2219	1055	80	150	1099	-4,2	- 44
Rio Ave ³	1682	853	70	200	836	2,0	+ 17
Rio Ave ¹	1568	438	90	200	459	-4,8	- 21
Rio Ave ³	1682	459	90	200	495	-7,8	- 36
Rio Ave ¹	1568	772	70	200	759	1,7	+ 13
Rio Ave ¹	1568	676	80	200	687	-1,6	- 11
Rio Ave ²	1618	710	80	200	716	-0,8	- 6
Rio Ave ⁴	2219	1004	80	200	1039	-3,5	- 35
Rio Ave ³	1682	734	80	200	753	-2,6	- 19
Rio Maior	884	449	63	100	378	15,8	+ 71
Rio Maior	884	430	75	100	366	14,9	+ 64
Rio Maior	884	380	75	150	328	13,7	+ 52
Rio Maior	884	331	75	200	303	8,5	+ 28
Rio Maior	884	287	75	250	284	1,0	+ 3
Rio Maior	884	247	75	300	269	-8,9	- 22
Valada	597	182	60	100	194	-6,6	- 12
Valada	597	161	80	100	187	-16,1	- 26
Valada	597	106	90	100	149	-40,6	- 43
Valada	597	178	70	100	193	-8,4	- 15
Valada	597	104	60	200	158	-51,9	- 54
Valada	597	84	80	200	151	-79,8	- 67
Valada	597	99	70	200	156	-57,6	- 57
Valada	597	106	50	200	158	-49,1	- 52

¹ Posto de Viatodos; ² Posto de Barcelos; ³ Posto de Fafe; ⁴ Posto de Guilhofrei

(Oliveira e Lobo Ferreira, 1994)

9.6. Influência da forma como se considera a ocupação do solo nos resultados dos modelos

9.6.1. Introdução

A forma como a ocupação do solo é considerada nos modelos numéricos de balanço hídrico influencia os valores estimados de recarga. No método apresentado por Vermeulen *et al.* (1993, 1994) – secção 9.5 – que originalmente utilizou a cartografia do Corine Land Cover (escala 1:100 000), foi considerada apenas uma profundidade do *solo* sujeita a evapotranspiração, que se considerou média para cada mancha de ocupação do solo considerada (Quadro 28). O detalhe fornecido pela cartografia 1:25 000 permite para cada mancha caracterizada individualizar até três profundidades do *solo* sujeitas a evapotranspiração (de acordo com os procedimentos desenvolvidos em Zakharova *et al.* (2002) apresentados na secção 9.4).

Exemplifica-se como a consideração de um valor médio de *AGUT* ou os valores individuais separadamente podem condicionar o valor estimado de recarga.

9.6.2. Exemplo de ocupação do solo da classe BB0-4 (sobreiro)

Considere-se o caso em que a ocupação do solo é feita por sobreiros, com diferentes graus de coberto (códigos BB0, BB1, BB2 e BB3).

Considerando, para todas estas manchas, uma capacidade utilizável de 0,10 e os *NC* de 60, 70, 80 e 90 (embora os valores de *NC* variem com o código da mancha – secção 8.3, Quadro 24), correu-se o modelo BALSEQ para os casos representados no Quadro 47. A série de precipitação utilizada para se fazer este teste é a registada de 1/10/1980 até 30/09/1990 no posto udométrico 31F02-Mexilhoeira Grande¹, com precipitação anual média de 588 mm/a (Oliveira *et al.*, 2004). As evapotranspirações de referência mensais utilizadas foram as calculadas para o Plano de Bacia das Ribeiras do Algarve, publicadas no Anexo Temático 6A, calculadas a partir dos dados climatológicos registados na estação meteorológica da Praia da Rocha (estação pertencente ao IM), sendo o seu valor anual médio de 1133 mm/a.

A forma mais imediata de estimar a recarga desta classe de ocupação do solo consiste em determinar um *AGUT* médio e utilizar esse *AGUT* médio no modelo de balanço hídrico. Uma forma mais elaborada consiste em atribuir um *AGUT* a cada um dos tipos de ocupação do solo da mancha, correr o modelo de balanço hídrico para cada um destes tipos de ocupação e ponderar o valor da recarga (como se apresenta na secção 9.4.2). Considera-se que este segundo procedimento é mais correcto que o primeiro pois traduz melhor a situação real.

¹ pertencente à rede de postos udométricos do INAG, que cedeu os elementos

Quadro 47 – Casos estudados para a comparação dos valores calculados de recarga para a ocupação do solo florestal

	caso 1	caso 2	caso 3	caso 4	caso 5	caso 6
código de ocupação do solo →	(sobreiro)	(descoberto)	BB3	BB2	BB1	BB0
ocupação do solo 1 ($rp = 2750$ mm)	$f.a. = 1$	$f.a. = 0$	$f.a. = 0,7$	$f.a. = 0,4$	$f.a. = 0,2$	$f.a. = 0,05$
ocupação do solo 2 ($rp = 250$ mm)	$f.a. = 0$	$f.a. = 1$	$f.a. = 0,3$	$f.a. = 0,6$	$f.a. = 0,8$	$f.a. = 0,95$
rp médio	2750	250	2000	1250	750	375
$AGUT[rp \times (nu = 0,10)]$	275	25	200	125	75	38

$f.a.$ = fracção da área ocupada pela profundidade de *solo* sujeita à evapotranspiração referida

Os resultados de recarga obtidos pela corrida do modelo encontram-se representados no Quadro 48 e na Fig. 97. No mesmo Quadro 48 apresentam-se os resultados obtidos da forma que se considera mais correcta, ponderando o valor de recarga ($R_{ponderado}$):

$$R_{ponderado} = R_{(AGUT=275)} \cdot f.a._{(AGUT=275)} + R_{(AGUT=25)} \cdot f.a._{(AGUT=25)} \quad \text{Eq. 273}$$

Quadro 48 – Resultados obtidos pela corrida do modelo BALSEQ para o caso da ocupação do solo florestal

Ocupação do solo	$AGUT$ médio	NC	ED	ETR	$R_{(AGUT \text{ médio})}$	$R_{ponderado}$	Diferença	%erro (Diferença/ $R_{ponderado}$)
100 % sobreiro	275			504	77	77	0	0%
100 % descoberto	25			302	279	279	0	0%
BB3	200	60	7	463	118	138	19	14%
BB2	125			410	171	198	27	14%
BB1	75			369	212	239	26	11%
BB0	38			326	255	269	15	5%
100 % sobreiro	275					503	66	66
100 % descoberto	25			302	267	267	0	0%
BB3	200	70	19	462	107	127	19	15%
BB2	125			409	160	187	27	14%
BB1	75			368	201	227	26	12%
BB0	38			326	243	257	14	6%
100 % sobreiro	275					497	42	42
100 % descoberto	25			301	238	238	0	0%
BB3	200	80	49	457	82	101	19	19%
BB2	125			405	134	160	26	16%
BB1	75			365	174	199	25	13%
BB0	38			325	214	228	14	6%
100 % sobreiro	275					443	12	12
100 % descoberto	25			290	165	165	0	0%
BB3	200	90	133	424	30	58	27	47%
BB2	125			383	72	103	31	30%
BB1	75			343	111	134	23	17%
BB0	38			311	144	157	14	9%

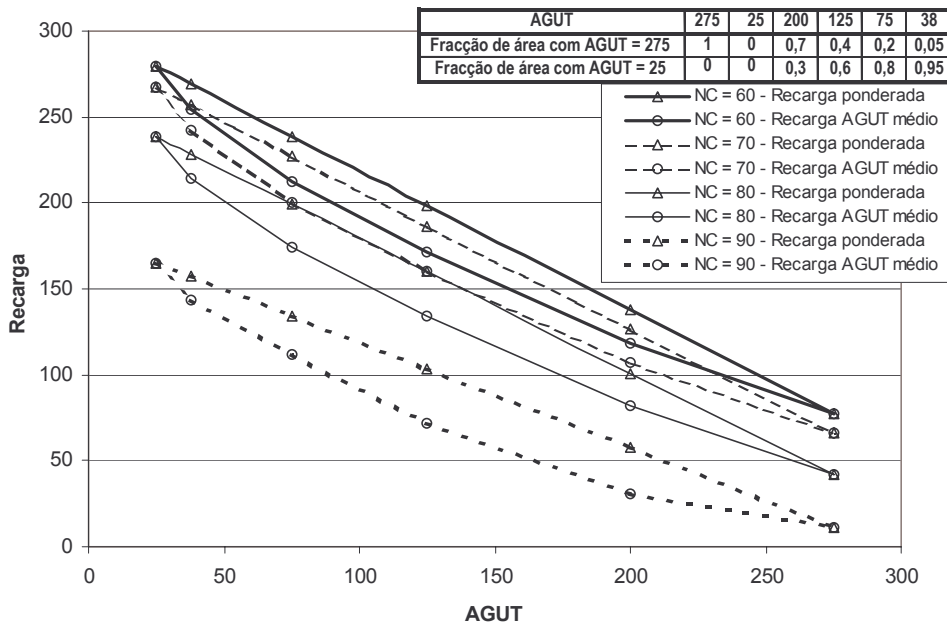


Fig. 97 – Valores de recarga estimados usando valores de *AGUT* médios ou fazendo a média ponderada pela área das recargas obtidas para as classes de ocupação do solo BB3, BB2, BB1 e BB0.

As diferenças obtidas utilizando um valor de *AGUT* médio ou fazendo as médias das recargas obtidas para as diferentes percentagens de ocupações de solo podem ser significativas, atingindo 47 % do valor de recarga estimado utilizando o valor médio para o caso da ocupação do solo BB3 e *NC* = 90.

Estas diferenças devem-se ao facto de que quanto maior for o *AGUT* menor será a recarga. Acima de um certo valor de *AGUT*, para infiltrações superficiais abaixo de um determinado valor, a infiltração profunda é nula ou é muito baixa. Contudo, a mancha é formada por dois tipos de ocupação do solo. Para o caso do *NC* = 90, enquanto que na área ocupada pelas raízes das árvores a recarga é muito baixa (em média 12 mm/a), na área onde só ocorre terreno descoberto, a recarga é muito alta (em média 165 mm/a). É nestas zonas que essencialmente se processará a recarga. Por esse motivo, no caso da ocupação pela classe BB3 (e *NC* = 90), com o valor de *AGUT* médio de 200 mm, a recarga estimada é de apenas 30 mm/a, enquanto que se se considerar separadamente os dois tipos de ocupação do solo, a recarga ponderada estimada, é de 58 mm/a.

Para o caso da classe BB3, e de acordo com a secção 8.3, Quadro 24, os valores de *NC* são respectivamente de 26, 52, 62 e 69 para os tipos de solo A, B, C e D. Assim, neste caso, não se escolheria para esta área um valor de *NC* = 90. Para valores de *NC* = 70, as % de erro vão até 15 %.

9.6.3. Conclusões

O exemplo apresentado mostra que a forma como se considera a ocupação do solo na caracterização da variável *AGUT* condiciona os valores finais de recarga (ou, mais correctamente, de infiltração profunda). Os dois processos utilizados foram: (1) recarga calculada com um *AGUT* médio

ponderado ou (2) recarga calculada pela média ponderada das recargas obtidas com o *AGUT* representativo de cada tipo de ocupação do solo.

As maiores diferenças ocorrem quando a infiltração superficial é mais baixa. Utilizando o modelo BALSEQ, a infiltração superficial varia apenas em função do *NC*. Para os exemplos apresentados os seus valores são: $NC = 60 \rightarrow I_s = 581 \text{ mm/a}$; $NC = 70 \rightarrow I_s = 569 \text{ mm/a}$; $NC = 80 \rightarrow I_s = 539 \text{ mm/a}$; $NC = 90 \rightarrow I_s = 455 \text{ mm/a}$.

Quando a infiltração superficial desce abaixo de um determinado valor, a recarga reduz-se drasticamente, porque a água vai preencher essencialmente o armazenamento do solo e não existe excesso de água para infiltração profunda. Com valores baixos de infiltração superficial a infiltração profunda obtida é mais sensível à existência de diversos valores de *AGUT*. A ocorrência de uma fracção da área de uma mancha com *AGUT* baixo vai implicar uma maior diferença entre os valores de recarga encontrados pelos dois processos utilizados.

No caso do modelo de balanço hídrico sequencial que considera o coeficiente cultural dual no cálculo da evapotranspiração, o próprio modelo considera esta situação, calculando separadamente as infiltrações profundas para cada tipo de ocupação do solo e integrando-as para o valor final da ocupação do solo.

9.7. Método que utiliza precipitação constante dentro da área de influência de um posto udométrico

Este método baseia-se nos resultados das corridas do modelo BALSEQ (secção 6.3). O método consiste em dividir uma região em estudo em diversas áreas onde se assume que a precipitação diária é aproximadamente a mesma. Uma forma de fazer esta divisão é dividir a região em estudo em polígonos de Thiessen, cujo centro é o posto udométrico onde a precipitação diária é conhecida. Depois para cada área dentro de cada polígono de Thiessen caracterizam-se os pares (*NC*, *AGUT*) que aí ocorrem. No caso de haver uma grande dispersão de valores, em vez de se correr o modelo para todas as combinações possíveis, seleccionam-se diversos pares (*NC*, *AGUT*) que permitam cobrir todo o espectro de pares existentes nessa área.

Para cada um desses pares corre-se o modelo BALSEQ e verificam-se os valores de recarga obtidos. Podem-se tomar os valores anuais médios, o desvio padrão, as medianas, ou quaisquer percentis (percentil 25, 75, por exemplo). Estes valores de recarga são utilizados para procurar uma superfície de regressão da recarga em função do *NC* e do *AGUT*. Estabelecidas as funções, estas podem ser utilizadas para estimar a recarga para todos os pares (*NC*, *AGUT*) que caracterizam a área em estudo.

Por exemplo numa área que apresente valores de NC entre 43 e 100 e de $AGUT$ entre 30 e 450 pode-se correr o modelo BALSEQ utilizando sempre a mesma série de precipitação e de evapotranspiração potencial para todas as seguintes combinações possíveis de $(NC, AGUT)$:

40,450	60,450	70,450	80,450	90,450	95,450	98,450
40,400	60,400	70,400	80,400	90,400	95,400	98,400
40,300	60,300	70,300	80,300	90,300	95,300	98,300
40,200	60,200	70,200	80,200	90,200	95,200	98,200
40,100	60,100	70,100	80,100	90,100	95,100	98,100
40,25	60,25	70,25	80,25	90,25	95,25	98,25

Na escolha dos valores de NC a utilizar, reduz-se o intervalo nos valores de NC mais elevados uma vez que os resultados do modelo são muito mais sensíveis a estes valores.

As funções de regressão a utilizar podem ser lineares do tipo ($R = a_{00} + a_{10}.NC + a_{01}.AGUT$) onde a_{ij} são parâmetros da regressão, quadráticas ($R = a_{00} + a_{10}.NC + a_{01}.AGUT + a_{11}.NC.AGUT + a_{20}.NC^2 + a_{02}.AGUT^2$), cúbicas ($R = a_{00} + a_{10}.NC + a_{01}.AGUT + a_{11}.NC.AGUT + a_{20}.NC^2 + a_{02}.AGUT^2 + a_{21}.NC^2.AGUT + a_{12}.NC.AGUT^2 + a_{30}.NC^3 + a_{03}.AGUT^3$), etc.

Em relação ao método apresentado na secção 9.5, este método apresenta a vantagem de os valores de recarga estimados se referirem às condições de precipitação (regime de precipitação) que ocorrem na área em estudo e não de um valor que não considera o regime de precipitação.

Esta abordagem foi aplicada para a estimativa da recarga das águas subterrâneas do concelho de Montemor-o-Novo (Oliveira, 2002) e no sistema aquífero da Mexilhoeira Grande (Oliveira *et al.*, 2004).

9.8. Recta de regressão linear

Uma das formas de caracterizar espacialmente a recarga é a partir de rectas que relacionam a recarga com a precipitação. Estas rectas são determinadas a partir de regressões entre estas variáveis para condições hidro-geo-morfológicas semelhantes. Para as formações rochosas do Maciço Antigo Oliveira *et al.* (1997a, b, 1999) e Oliveira e Lobo Ferreira (1999) apresentaram relações deste tipo. Uma vez que esta matéria foi sujeita a novos desenvolvimentos, este assunto é retomado na secção 10.3.

10. Cálculo da recarga em diversas áreas de estudo

10.1. Apresentação

Neste Capítulo faz-se a aplicação dos métodos desenvolvidos em secções anteriores. A aplicação dos diversos métodos é agrupada em quatro secções diferentes, correspondentes ou a áreas de estudo ou à aplicação específica de um método:

- área dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira; utilizam-se dois métodos de balanço hídrico sequencial diário acima do limite inferior do *solo* (zona sujeita a evapotranspiração), um utilizando o coeficiente cultural dual e a sua variabilidade ao longo do tempo, outro considerando um coeficiente cultural simples e constante; ambas as aplicações consideram a variabilidade da ocupação do solo e dos solos;
- áreas de 16 sub-bacias hidrográficas; aplica-se o método da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial;
- área da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica 17L01 - Ponte de Panasco; comparam-se os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas de escoamento apresentados na secção anterior, com os resultados das corridas de um modelo de balanço hídrico sequencial diário acima do limite inferior do *solo*, utilizando várias opções de cálculo do escoamento directo;
- área de estudo em Estarreja; aplicam-se quatro métodos diferentes de cálculo da recarga: o método de balanço hídrico abaixo da superfície freática, o método de balanço hídrico sequencial diário acima do limite inferior do *solo*, e para cada um deles, considerando ou não a posição do nível freático dentro da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração.

As aplicações apresentadas permitem inferir acerca das potencialidades e limitações de cada um dos métodos.

10.2. Aplicação do balanço hídrico sequencial diário aos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira

10.2.1. Introdução

Os sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira apresentam resumidamente as seguintes características (Almeida *et al.*, 2000):

Sistema aquífero de Quarteira: tem como principal suporte os calcários do Miocénico (a sul) e do Malm (a norte). As principais áreas de recarga situam-se a norte, na área de ocorrência de calcários do Jurássico superior, sendo que parte deles afloram numa superfície aplanada e cársica. A sul, a cobrir os calcários do Miocénico, ocorrem areias vermelhas, pouco permeáveis ou mesmo impermeáveis nalguns locais. Almeida *et al.* (2000) consideram uma recarga média de 50 % para a área coberta pelos calcários do Jurássico superior (e precipitação = 600 mm); consideram também que a recarga do aquífero freático associado às formações detríticas de cobertura é de 3 hm³/ano, sem referirem a área que ocupam.

Sistema aquífero de Albufeira-Ribeira de Quarteira: é constituído por dois aquíferos principais cujos suportes são, a sul, a Formação carbonatada de Lagos-Portimão (Miocénico) e a norte, as formações calcárias e dolomíticas do Jurássico superior. A recarga é feita a norte, por infiltração directa no planalto do Escarpão, onde a topografia é aplanada e ocorrem formas epicársicas abundantes. Em menor escala, ocorre recarga nas formações cretácicas e miocénicas. As formações de cobertura do Miocénico, dada a sua fracção argilosa, dificultam a recarga directa. Os valores estimados de recarga são de 50 % nos calcários jurássicos (precipitação = 550 mm). A recarga do Miocénico é estimada em 1,7 hm³/ano. Estes valores encerram grandes incertezas.

Para a caracterização da recarga destes sistemas aquíferos fizeram-se dois balanços hídricos sequenciais diários: utilizando os métodos desenvolvidos no âmbito desta Tese (secção 6.4), com opções de caracterização de parâmetros e de cálculo mais complexas, incluídas no **modelo BALSEQ_MOD**; utilizando o **modelo BALSEQ clássico** (secção 6.3), utilizando as tabelas de caracterização de parâmetros já desenvolvidas anteriormente a esta Tese e de cálculos mais simples.

Os resultados obtidos e a aplicação do **modelo BALSEQ_MOD** foram apresentados em Oliveira (2003b).

A utilização dos dois modelos tem como objectivo verificar se é compensador utilizar-se um modelo que procura traduzir mais correctamente a realidade, mas que obriga à utilização de métodos mais complexos em termos de cálculo, ou se o esforço despendido na utilização desse modelo não é compensado pelo facto de a utilização do modelo mais simples produzir resultados semelhantes.

Em ambas as corridas utilizaram-se como dados de entrada as séries de precipitação calculadas de acordo com o exposto na secção 9.3.3 e a série de evapotranspiração de referência calculada a partir dos dados climatológicos registados na estação meteorológica de Faro (Aeroporto). Os valores de evapotranspiração de referência diária são apresentados no Anexo 1.

Nas áreas de afloramento de formações cársticas, assume-se que o escoamento directo calculado pelos modelos se infiltra após percorrer uma pequena distância à superfície e, nesses casos, a infiltração profunda calculada pelo modelo é acrescida do valor calculado de escoamento directo. As formações geológicas onde se faz esta assunção são, de acordo com a legenda da carta geológica à escala 1:100 000: J3EA e J3E – Calcários do Escarpão; e J3N – Dolomitos e calcários dolomíticos de Sta Bárbara de Nexe.

10.2.2. Balanço hídrico sequencial diário utilizando o Modelo BALSEQ_MOD

10.2.2.1 Procedimentos

Para a caracterização dos parâmetros que interessam para o balanço hídrico cruzou-se a informação do mapa de solos à escala 1:25 000 com a do mapa de ocupação do solo à mesma escala. A geologia foi incluída para definir as áreas de ocorrência de formações cársticas.

A infiltração superficial e o escoamento directo foram calculados em função do material do horizonte superior do solo, utilizando o processo desenvolvido na secção 6.4.4. Os solos presentes na área e respectivas características são apresentados no Quadro 49. Este Quadro foi construído a partir dos Quadros 36, Quadro 33, Quadro 26 e Quadro 40.

Para a corrida do modelo, não se considerou a hipótese de intercepção pelas copas das árvores nem de encharcamento à superfície.

Quadro 49 - Características dos solos na área de ocorrência dos sistemas aquíferos.

Solo	Porosidade	Capacidade de campo	Ponto de emurchecimento	Material do horizonte superior (excluindo Ap)	Condutividade hidráulica saturada (mm/d)
A	0,44	0,27	0,12	7-franco arenoso	91,32
Aa	0,47	0,36	0,24	5-argiloso	19,52
Aac	0,42	0,26	0,14	9-franco argilo-limoso	34,20
Arc	0,05	0,03	0,01	5-argiloso	10,00
Asoc	--	--	--	--	--
Assa	0,76	0,38	0,23	9-franco argilo-limoso	728,90
At	0,41	0,25	0,12	6-franco	102,29
Atl	0,37	0,15	0,06	7-franco arenoso	356,10
Ec	0,46	0,34	0,16	11-franco limoso	44,82
Et	0,48	0,30	0,16	2-arenoso franco	354,28
Pc	0,46	0,28	0,09	9-franco argilo-limoso	378,13
Ps	0,43	0,25	0,12	7-franco arenoso	940,69
Pz	0,26	0,07	0,02	7-franco arenoso	3050,55
Rg	0,44	0,09	0,04	1-arenoso	5040,00
Sb	0,46	0,31	0,15	11-franco limoso	86,16
Sbc	0,50	0,31	0,16	11-franco limoso	316,80
Sr	0,46	0,30	0,17	7-franco arenoso	82,55
Vc	0,44	0,24	0,10	10-franco argiloso	547,19
Vcd	0,47	0,31	0,18	4-argilo-limoso	647,82
Vt	0,38	0,13	0,04	7-franco arenoso	1080,62
Vtc	0,52	0,47	0,32	5-argiloso	1,66

A evapotranspiração real foi calculada utilizando o coeficiente cultural dual (processo descrito na secção 6.4.6). Os parâmetros que são necessários definir para a utilização deste método são, para cada cultura presente: o dia de início da cultura, os seus períodos iniciais, de desenvolvimento, médios, e finais; os coeficientes culturais inicial, médio e final; a altura máxima da cultura; a profundidade das raízes das plantas mínima e média; o limite de depleção de água do *solo* a 100 %; os coeficientes culturais mínimo e para a cobertura total da área; e a fracção máxima e mínima de terreno ocupada pela cultura. Introduzem-se ainda dois parâmetros para a superfície de terreno descoberta: a espessura do *solo* sujeita a evaporação e o limite de depleção de água do *solo* a 100 % (valores que foram considerados constantes para todas as áreas definidas: 150 mm e 0,42, respectivamente). Para este caso de estudo estes parâmetros foram apresentados na secção 8.5.1 (Quadro 32). Os valores de capacidade de campo e de ponto de emurchecimento foram determinados a partir do mapa de solos (valores apresentados no Quadro 49).

A infiltração profunda (I_p) foi calculada pelo modelo descrito na secção 6.4.7.1:

$$I_p(\text{dia}, \text{coberto } i) = \min \{ \max [A_{l \text{ inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + I_s(\text{dia}, \text{coberto } i) + A_{l \text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) - ETR(\text{dia}, \text{coberto } i) - AG_{cc}(\text{dia}, \text{coberto } i); 0]; (K_s, \Delta t) \} \quad \text{Eq. 201}$$

com $A_{l \text{ fim}}$ calculado substituindo $I_p(\text{dia}, \text{coberto } i)$ na equação seguinte:

$$A_{l \text{ fim}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + I_p(\text{dia}, \text{coberto } i) = A_{l \text{ inicio}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + I_s(\text{dia}, \text{coberto } i) + A_{l \text{ ganho}}(\text{dia}, \text{coberto } i) - ETR(\text{dia}, \text{coberto } i) \quad \text{Eq. 198}$$

ou, no caso do valor de $A_{l \text{ fim}}$ exceder AG_l , recalculando o escoamento directo (Ed):

$$Ed(\text{dia}, \text{coberto } i) = Ed_{\text{calculado anteriormente}}(\text{dia}, \text{coberto } i) + (A_{l \text{ fim}}(\text{dia}, \text{coberto } i) - AG_l(\text{dia}, \text{coberto } i)) \quad \text{Eq. 202}$$

passando $A_{l \text{ fim}}$ a ser dado por:

$$A_{l \text{ fim}}(\text{dia}, \text{coberto } i) = AG_l(\text{dia}, \text{coberto } i) \quad \text{Eq. 203}$$

Os valores de porosidade, necessários para o cálculo de AG_l , e de condutividade hidráulica saturada (K_s) dependem do mapa de solos (Quadro 49).

Para o início da corrida do modelo assumiu-se que o teor de humidade no *solo* se encontrava no ponto de emurchecimento:

$$A_{l \text{ inicio}}(\text{dia}=1) = 0$$

No caso da profundidade das raízes das plantas de um determinado coberto vegetal não se encontrar na sua profundidade máxima, ou da área ocupada pelo coberto vegetal não ser a máxima, devido ao facto do coberto ainda se estar a desenvolver, assumiu-se que o teor de humidade inicial na área entre a profundidade das raízes ou entre a espessura do terreno descoberto sujeito a evaporação, e a profundidade máxima que as raízes alcançam no período de desenvolvimento intermédio e final, se encontra também no ponto de emurchecimento. Ou seja, os termos $A_{l \text{ falta}}$ para o primeiro dia vêm definidos como:

$A_{l,falta(dia=1,1)} = (cc - wp) * [rp_l - rp_{(dia)}]$, na zona por baixo da fracção ocupada pelo coberto [$fc_{(dia=1)}$];

$A_{l,falta(dia=1,2)} = (cc - wp) * [rp_l - Esp_{(dia)}]$, na zona por baixo do terreno descoberto, mas que será ocupada pelo coberto quando este tiver o seu desenvolvimento máximo [ou seja, numa área dada por $fraccao - fc_{(dia=1)}$].

O cruzamento da informação proveniente da carta de solos, da carta de ocupação de solos e da carta de distribuição da precipitação levou à realização de 691 corridas do modelo de balanço hídrico sequencial diário BALSEQ_MOD.

10.2.2.2 Valores de recarga encontrados

Para cada sistema aquífero foram calculadas as séries diárias médias de precipitação, escoamento directo, evapotranspiração real e infiltração profunda, para as áreas de ocorrência de formações cársicas e não cársicas. Os valores anuais médios obtidos para cada uma destas áreas são os apresentados no Quadro 50.

Quadro 50 – Valores anuais médios de precipitação, escoamento directo, evapotranspiração real e infiltração profunda, por sistema aquífero e por formações cársicas e não cársicas, obtidos pelo Modelo BALSEQ_MOD

Sistema aquífero	Formações	Área (km ²)	Precipitação (mm/ano)	Escoamento directo (mm/ano) (% precipitação)	Evapotranspiração real (mm/ano) (% precipitação)	Infiltração profunda (mm/ano) (% precipitação)
Quarteira	cársicas	36,3	824	0 (0 %)	253 (31 %)	570 (69 %)
	não cársicas	42,5	737	267 (36 %)	309 (42 %)	160 (22 %)
	Total	78,8	777	144 (19 %)	283 (36 %)	349 (45 %)
Albufeira-Ribeira de Quarteira	cársicas	25,4	750	0 (0 %)	278 (37 %)	471 (63 %)
	não cársicas	29,0	695	242 (35 %)	286 (41 %)	166 (24 %)
	Total	54,4	721	129 (18 %)	282 (39 %)	308 (43 %)

A Fig. 98 mostra a distribuição da recarga média calculada para os quatro anos em análise. Note-se os valores de recarga mais elevados na parte norte devido à ocorrência das rochas carbonatadas e carsificadas. Por sistema aquífero a recarga calculada foi de 308 mm/ano no sistema aquífero de Albufeira-Ribeira de Quarteira e de 349 mm/ano no sistema aquífero de Quarteira. Nota-se a ocorrência de valores elevados de recarga, a sul, associados à ocorrência dos solos arenosos.

A Fig. 99 mostra os valores da relação recarga média/precipitação média. Na zona norte (formações cársicas) os valores de recarga estimados variam entre 50 % e 80 % da precipitação. Na parte sul, onde ocorrem as formações detríticas, a recarga é normalmente inferior a 40 % da precipitação.

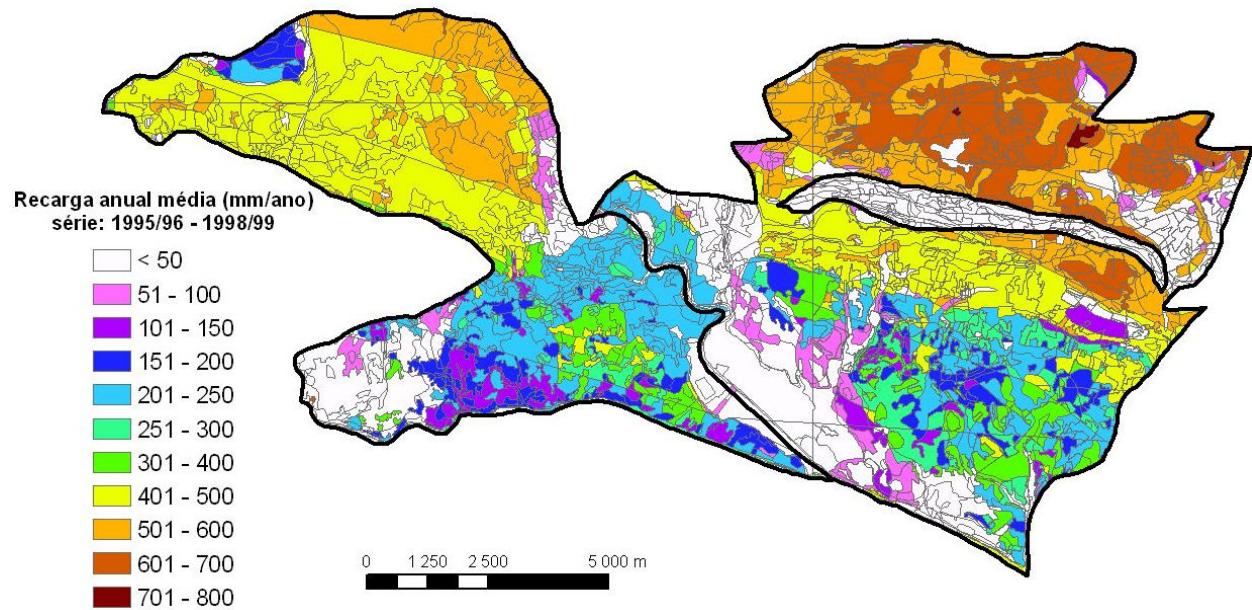


Fig. 98 - Recarga calculada para a área de estudo utilizando o Modelo BALSEQ_MOD

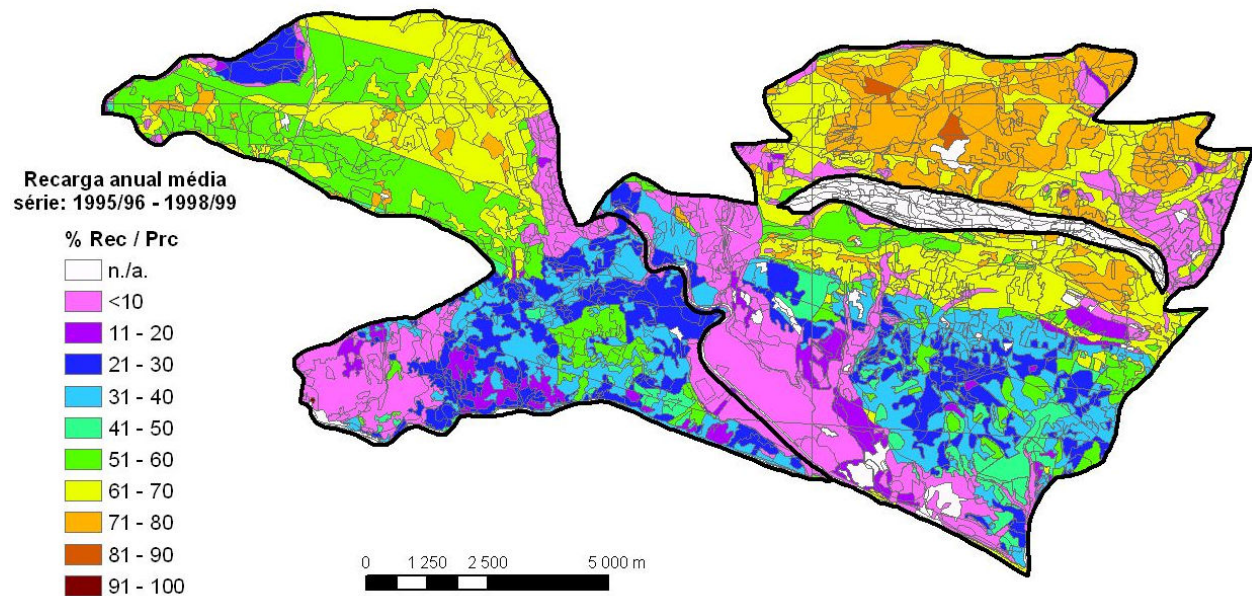


Fig. 99 - Relação entre a recarga média (Modelo BALSEQ_MOD) e a precipitação média para a área de estudo

10.2.3. Balanço hídrico sequencial diário utilizando o Modelo BALSEQ clássico

10.2.3.1 Procedimentos

Para este cálculo da recarga utilizaram-se as opções do modelo BALSEQ clássico (secção 6.3), embora com a adaptação de se considerar valores diários de evapotranspiração potencial em vez de mensais.

Os parâmetros *NC* e *AGUT* foram caracterizados a partir da Carta de Solos à escala 1:25 000 e do Corine Land Cover à escala 1:100 000. A profundidade das raízes das plantas é derivada do Quadro 28; os valores de capacidade de campo e de ponto de emurchecimento são extraídos do

Quadro 33; o tipo de solo (classes A, B, C, D) é retirado do Quadro 25; e o *NC* é caracterizado no Quadro 23. A geologia foi incluída para definir as áreas de ocorrência de formações cársticas.

A informação derivada da Carta de Solos apresenta-se no Quadro 51 e a informação derivada do Corine Land Cover apresenta-se no Quadro 52.

A evapotranspiração potencial foi considerada igual à evapotranspiração de referência.

A humidade do solo no primeiro dia do balanço foi considerada = 0.

Quadro 51 - Características dos solos na área de ocorrência dos sistemas aquíferos, para a corrida do modelo BALSEQ clássico

Solo	capacidade de campo	ponto de emurchecimento	Tipo de Solo
A	0,27	0,12	B
Aa	0,36	0,24	D
Aac	0,26	0,14	D
Arc	0,03	0,01	D
Asoc	--	--	--
Assa	0,38	0,23	D
At	0,25	0,12	C
Atl	0,15	0,06	C
Ec	0,34	0,16	D
Et	0,30	0,16	D
Pc	0,28	0,09	C
Ps	0,25	0,12	D
Pz	0,07	0,02	A
Rg	0,09	0,04	A
Sb	0,31	0,15	C
Sbc	0,31	0,16	C
Sr	0,30	0,17	C
Vc	0,24	0,10	D
Vcd	0,31	0,18	D
Vt	0,13	0,04	B
Vtc	0,47	0,32	D

Quadro 52 – Parâmetros derivados do mapa Corine Land Cover, para a corrida do modelo BALSEQ clássico

Código	Uso de solo	<i>rp</i> (mm)	<i>NC</i>			
			A	B	C	D
111	Tecido urbano contínuo	0	100	100	100	100
112	Tecido urbano descontínuo	200	69	80	86	89
123	Zonas portuárias	200	81	88	91	93
131	Pedreiras, zonas de extracção de areias, minas a céu aberto	250	81	88	91	93
133	Estaleiros	250	81	88	91	93
142	Zonas com equipamentos desportivos e de ocupação dos tempos livres	500	44	65	76	82
211	Zonas de utilização agrícola fora dos perímetros de rega	500	60	73	80	85
222	Pomares	1500	62	74	82	85
241	Culturas anuais associadas a culturas permanentes	1000	62	74	82	85
242	Sistemas culturais e parcelares complexos	1000	62	74	82	85
243	Terras ocupadas principalmente por agricultura com espaços naturais importantes	1200	46	61	72	77
244	Territórios agroflorestais	2750	36	60	70	76
312	Resinosas	2750	36	60	70	76
321	Pastagens pobres, trilhos	800	30	58	71	78
323	Vegetação esclerófito	600	30	58	71	78
331	Praias, dunas, areias e solos sem cobertura vegetal	250	30	60	70	80

10.2.3.2 Valores de recarga encontrados

Para cada sistema aquífero foram calculadas as séries diárias médias de precipitação, escoamento directo, evapotranspiração real e infiltração profunda, para as áreas de ocorrência de formações cársicas e não cársicas. Os valores anuais médios obtidos para cada uma destas áreas são os apresentados no Quadro 53.

Quadro 53 – Valores anuais médios de precipitação, escoamento directo, evapotranspiração real e infiltração profunda, por sistema aquífero e por formações cársicas e não cársicas, obtidos pelo modelo BALSEQ clássico

Sistema aquífero	Formações	Área (km ²)	Precipitação (mm/ano)	Escoamento directo (mm/ano) (% precipitação)	Evapotranspiração real (mm/ano) (% precipitação)	Infiltração profunda (mm/ano) (% precipitação)
Quarteira	cársicas	36,8	824	0 (0 %)	439 (53 %)	385 (47 %)
	não cársicas	42,8	738	45 (6 %)	407 (55 %)	286 (39 %)
	Total	79,6	777	24 (3 %)	422 (54 %)	332 (43 %)
Albufeira-Ribeira de Quarteira	cársicas	25,5	750	0 (0 %)	411 (55 %)	339 (45 %)
	não cársicas	28,8	696	41 (6 %)	377 (54 %)	277 (40 %)
	Total	54,3	721	22 (3 %)	393 (55 %)	306 (42 %)

A Fig. 100 mostra a distribuição da recarga média calculada para os quatro anos em análise. Por sistema aquífero a recarga calculada foi de 306 mm/ano no sistema aquífero de Albufeira-Ribeira de Quarteira e de 332 mm/ano no sistema aquífero de Quarteira. Há uma relativa homogeneidade, maioritariamente entre 251 mm/ano e 400 mm/ano, nos valores de recarga encontrados ao longo de toda a área, excepto valores mais elevados nalgumas áreas de afloramento de regiões cársicas e valores mais baixos nas áreas de ocorrência de formações aluvionares e na zona urbanizada a NE da cidade de Albufeira.

A Fig. 101 mostra os valores da relação recarga média/precipitação média. Há também uma certa homogeneidade desta relação, que se apresenta maioritariamente entre os 30 % e os 50 %, havendo na área de afloramento das formações cársicas recargas estimadas de até 70 % (ou mesmo 80 %) da precipitação.

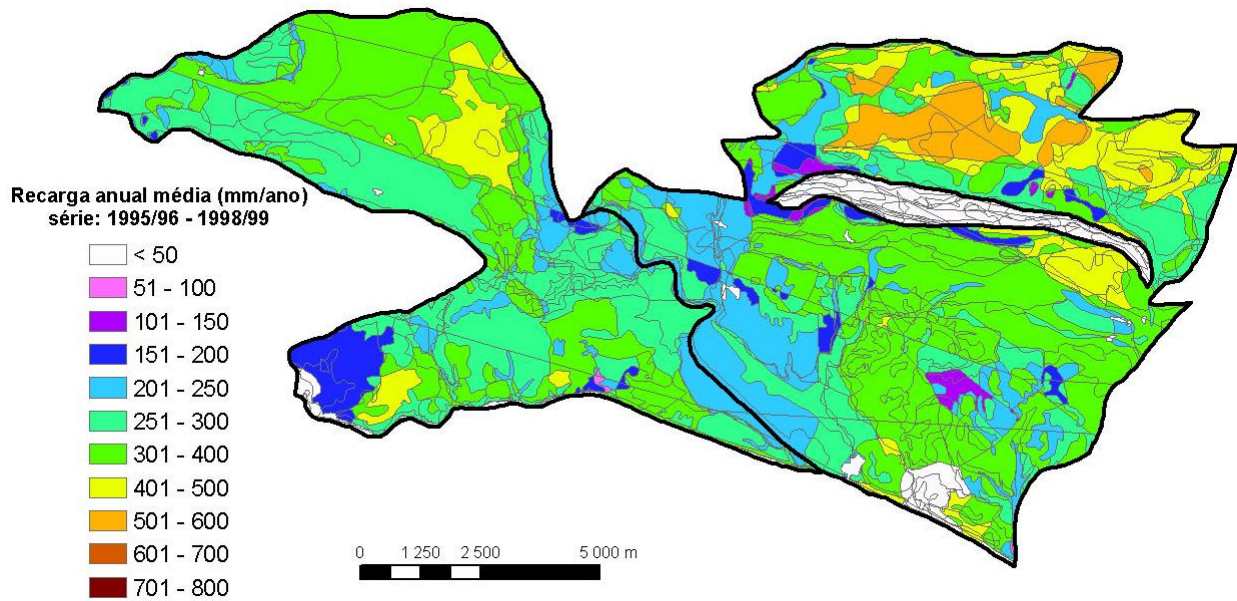


Fig. 100 - Recarga calculada para a área de estudo utilizando o modelo BALSEQ clássico

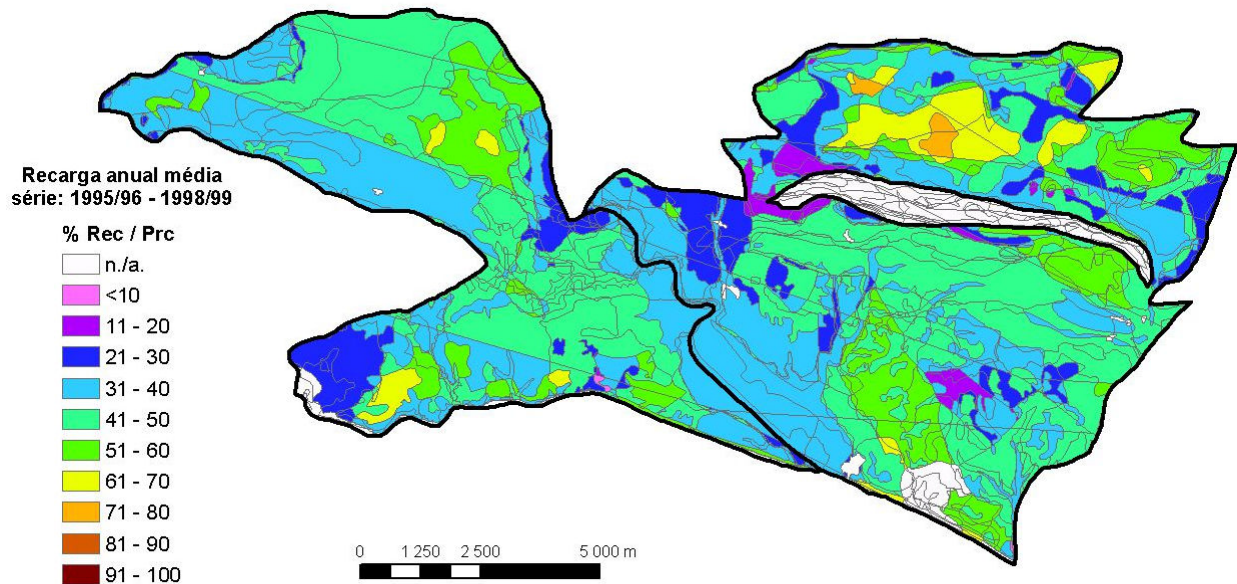


Fig. 101 - Relação entre a recarga média (modelo BALSEQ clássico) e a precipitação média para a área de estudo

10.2.4. Comparação dos resultados obtidos

A comparação dos Quadro 50 e Quadro 53 deixa antever que apesar dos valores de recarga médios considerados para cada área poderem ser semelhantes, as evapotranspirações e os escoamentos directos calculados são muito diferentes. O Modelo BALSEQ_MOD apresenta escoamentos directos mais elevados do que o Modelo BALSEQ clássico. Isto deve-se ao facto de o escoamento directo ter sido calculado por opções diferentes. A evapotranspiração real obtida pelo Modelo BALSEQ_MOD é muito inferior à obtida pelo Modelo BALSEQ clássico. Tal dever-se-á ao facto de no Modelo BALSEQ_MOD se considerar o período vegetativo das plantas, o que se reflecte nos coeficientes culturais, e consequentemente em evapotranspirações potenciais muito menores do que

as utilizados no Modelo BALSEQ clássico. A proximidade dos valores de recarga anual média obtidos pelos dois modelos deve-se ao facto do somatório das evapotranspirações com os escoamentos directos serem semelhantes.

Os valores de recarga obtidos pelo Modelo BALSEQ clássico apresentam máximos mais baixos e mínimos mais elevados do que os valores obtidos pelo Modelo BALSEQ_MOD. Assim o Modelo BALSEQ clássico origina uma distribuição mais concentrada de valores enquanto que o Modelo BALSEQ_MOD apresenta uma distribuição mais dispersa.

A Fig. 102 mostra espacialmente as diferenças obtidas entre os valores médios de recarga utilizando o Modelo BALSEQ_MOD e o Modelo BALSEQ clássico. Estas diferenças são muito grandes pelo que se procuram as causas que levam a estas diferenças observando os valores de escoamento directo anual médio e de evapotranspiração real anual média obtidos pelos dois modelos (Fig. 103).

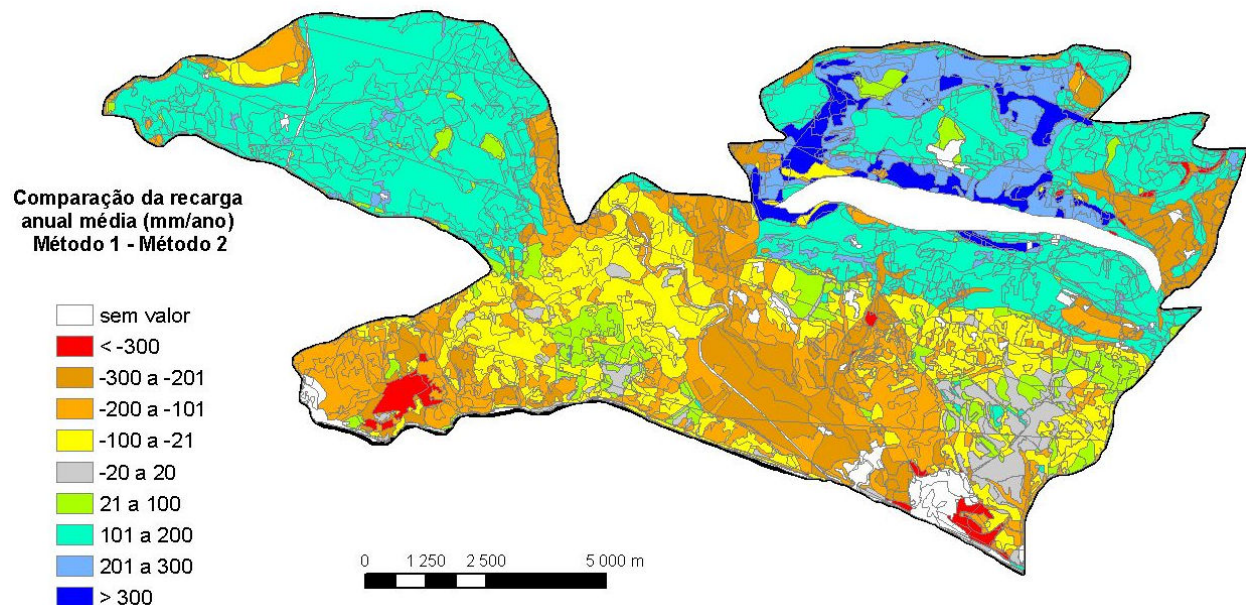


Fig. 102 – Comparação dos resultados obtidos pelo Modelos BALSEQ_MOD (Método 1) e pelo Modelo BALSEQ clássico (Método 2)

Da análise das Fig. 103, Fig. 98 e Fig. 100 pode constatar-se o seguinte:

- **Modelo BALSEQ_MOD**

- o escoamento directo anual apresenta uma grande diversidade de valores, com maior ocorrência de valores entre 100 mm/ano e 400 mm/ano (fora das zonas cársicas; nestas zonas, pelo modelo conceptual assumido, o escoamento directo é nulo);

- a evapotranspiração real também é muito variável, encontrando-se principalmente entre 250 e 350 mm/ano;

- a recarga situa-se entre menos de 50 mm/ano e 400 mm/ano (excepto as regiões cársicas).

- **Modelo BALSEQ clássico**

- o escoamento directo anual médio é em quase toda a área de estudo inferior a 100 mm/ano;

- a evapotranspiração real anual média encontra-se maioritariamente entre 350 mm/ano e 500 mm/ano;

- a recarga situa-se principalmente entre 200 mm/ano e 400 mm/ano (excepto regiões cársicas).

Comparando com o Modelo BALSEQ clássico, a recarga calculada para as regiões cársicas pelo Modelo BALSEQ_MOD é superior porque a evapotranspiração real aí calculada é menor.

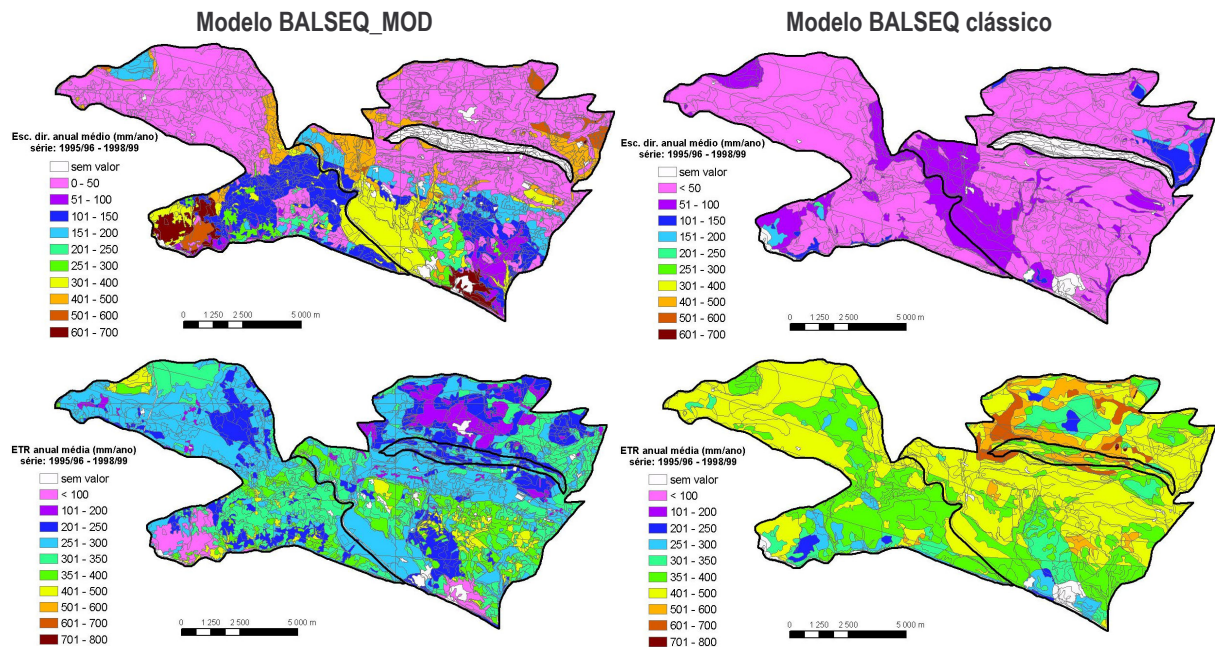


Fig. 103 – Escoamento direto (Esc. dir.) e evapotranspiração real (ETR) estimados pelos Modelos BALSEQ_MOD e BALSEQ clássico

É opinião do autor que o escoamento directo dado pela opção utilizada no Modelo BALSEQ_MOD é mais correcta porque a opção utilizada tem em consideração as características de permeabilidade do *solo* presente e os valores encontrados parecem mais próximos do expectável. O Modelo BALSEQ clássico, ao utilizar o número característico de escoamento (*NC*), caracterizado a partir da ocupação do solo e do tipo de solo (Quadro 52), apresenta valores que levam a que o escoamento directo calculado seja baixo. Nesse sentido, seria desejável que o *NC* atribuído em função das tabelas apresentadas fosse mais elevado.

O procedimento utilizado para calcular o escoamento directo no Modelo BALSEQ_MOD considera as propriedades do horizonte superior do solo e não considera a ocupação do solo. Esta pode tornar o terreno mais ou menos permeável. Ou seja, o modelo é corrido considerando que o terreno é descoberto, não havendo obstáculos ou factores favoráveis à infiltração superficial. Se existissem áreas impermeáveis, o escoamento directo deveria ser superior. Se existisse uma ocupação vegetal, o escoamento directo poderia ser inferior na medida em que a presença do coberto vegetal pode facilitar a infiltração superficial.

A evapotranspiração real calculada pelo Modelo BALSEQ clássico é normalmente maior do que a calculada pelo Modelo BALSEQ_MOD porque no Modelo BALSEQ_MOD: (1) considerou-se o ciclo

vegetativo das plantas que faz com que a evapotranspiração potencial na área por elas ocupada seja menor (o coeficiente cultural apresenta valores baixos), (2) considerou-se a espessura do *solo* sujeita a evapotranspiração na fracção ocupada pelo terreno descoberto, que sendo muito pequena (150 mm), faz com que a quantidade de água no *solo* disponível para evapotranspiração seja mais reduzida.

Na quantificação da evapotranspiração real pelo Modelo BALSEQ clássico, considerou-se que a mesma profundidade das raízes das plantas abrangia a totalidade de cada área cartografada na ocupação do solo, ou seja não considerando a hipótese de, por exemplo numa área cartografada como pomar, haver uma área de terreno descoberto. Esta situação leva a considerar uma maior quantidade de água disponível para evapotranspiração e, com isso, a uma maior evapotranspiração real. Este aspecto já foi no entanto considerado em trabalhos recentes (Oliveira, 2002 e Oliveira *et al.*, 2004) onde tendo-se utilizado apenas uma evapotranspiração de referência sem ser afectada por qualquer coeficiente cultural, se consideraram profundidades de *solos* sujeitas a evapotranspiração fixas mas considerando ao mesmo tempo a possibilidade de ocorrência de área ocupada por terreno descoberto.

10.2.5. Validação dos resultados e comentários

Os modelos de balanço hídrico, com processos mais ou menos trabalhosos, produzem resultados cuja validade é importante verificar. Contudo, só muito dificilmente se consegue fazer a sua validação, a não ser para áreas onde exista a possibilidade de aplicar outras metodologias, com pressupostos diferentes. Por exemplo, se existissem registos de caudais na ribeira de Quarteira, no local onde esta intersecta, a norte, o sistema aquífero de Albufeira-Ribeira de Quarteira, e a sul, no local onde esta deixa de contactar as formações carbonatadas jurássicas, seria possível estimar a descarga dos sistemas aquíferos na área de ocorrência das formações carsificadas, e com isso comparar com os valores de recarga calculados para estas formações.

Também seria importante ter um conhecimento muito exaustivo das extracções dos sistemas aquíferos, o que para o caso de abastecimento público é possível (veja-se Monteiro *et al.*, 2003), mas, para o caso da agricultura, é muito mais difícil. A soma das extracções com a descarga do meio, quer para a ribeira de Quarteira ou outras linhas de água, quer para a o mar, teria que ser equivalente ao valor da recarga.

Uma vez que os níveis piezométricos traduzem a resposta do meio às diversas solicitações a que ele é sujeito, foi tentada a comparação dos níveis registados em furos de observação pertencentes à Direcção Regional do Ambiente e do Ordenamento do Território do Algarve, com as séries de recarga estimadas para o local onde ocorrem esses piezómetros. Nesta comparação o que se pretendia verificar era se os níveis subiam quando havia recarga e se desciam quando não havia recarga. Os resultados obtidos não foram conclusivos. Na realidade, nalguns casos isto aconteceu, mas noutros o modelo não estimou recarga mas os níveis piezométricos subiram.

No entanto, deve-se realçar que os níveis estão muito condicionados pela existência de captações próximas a extrair água ou da distância aos locais de descarga. Por outro lado, não é a infiltração profunda no local que vai condicionar os níveis nesse local, mas sim a infiltração profunda regional. Em Oliveira e Lobo Ferreira (1994) apresentou-se um caso teórico onde se demonstrou que:

- na zona de recarga o aumento do nível é inferior ao que seria provocado se a precipitação ocorresse uniformemente por toda a área de estudo;
- em qualquer ponto de uma área em estudo, após um episódio de recarga, o nível pode estar a descer;
- também em qualquer local de uma área em estudo, o nível pode estar a subir devido a um episódio de recarga que tenha ocorrido no passado, numa área afastada.

Em termos práticos de relação causa-efeito, a causa pode ocorrer num local diferente daquele em que se está a medir o efeito.

Assim, e como conclusão em relação aos valores obtidos não se vislumbra maneira de validar os dados com a informação existente.

Comparando os resultados com os valores apresentados por outros autores, verifica-se que para o Modelo BALSEQ_MOD, há um desfasamento razoável entre os valores apresentados em Almeida *et al.* (2000) e os agora apresentados. A Fig. 101 mostra os valores da relação recarga média/precipitação média. Na zona norte (formações cársicas) os valores de recarga agora estimados excedem os 50 % apontados por esses autores, ocorrendo valores entre os 50 % e os 80 % da precipitação. Também as precipitações são mais elevadas do que as consideradas por esses autores, entre 700 mm e 800 mm. Na parte sul, onde ocorrem as formações detríticas, a recarga é normalmente inferior a 40 % da precipitação.

Como comentários às metodologias utilizadas e aos resultados apresentados refira-se que a recarga está largamente dependente do *solo* e do uso do *solo*. O desenvolvimento anual das espécies vegetais condiciona a recarga (reflectindo-se nos coeficientes culturais, na variação da área de ocorrência das espécies vegetais e na profundidade da zona do *solo* sujeita a evapotranspiração).

A informação de base introduz incerteza nos resultados finais (esta incerteza não foi aqui estudada): por um lado, a própria cartografia (por exemplo, a ocupação do *solo*) pode não estar actualizada, ou a informação que ela fornece não ser suficiente para definir os tipos de vegetação ou a área que ocupam; por outro lado, e assumindo que a cartografia está correcta, os valores dos diversos parâmetros que interessam ao balanço hídrico podem ser muito variáveis e não reflectirem por isso os valores reais (por exemplo no caso dos parâmetros característicos dos *solos* apresentados nos Quadro 49 e Quadro 51).

No caso do Modelo BALSEQ_MOD, a atribuição dos parâmetros (coeficientes culturais, períodos de desenvolvimento vegetativo, limite de depleção de água do *solo* a 100 %, etc.) representa um

esforço para dar consistência ao processo de cálculo da evapotranspiração real. Contudo, muitas vezes não se sabe os valores destas variáveis e corre-se o risco de também estar a atribuir valores desfasados da realidade. Sempre que possível este trabalho deve ser desenvolvido com a participação de pessoas conhecedoras do assunto para que a pretendida consistência possa ser em muito aumentada.

No caso do modelo de balanço hídrico, entre as condições de aplicação do modelo que é necessário salvaguardar, há uma que nalguns casos pode não se verificar. Trata-se da necessidade de o nível *aquífero* se encontrar sempre abaixo da espessura do terreno sujeita a evapotranspiração. Os estudos realizados no âmbito do Projecto POCTI ¹, mostram que os níveis piezométricos se encontram normalmente a mais de 1,5 m de profundidade, sendo expectável que apenas nas zonas aluvionares estas condições possam não se verificar.

A metodologia utilizada fornece estimativas da infiltração profunda, definida como a quantidade de água que passa abaixo da espessura do terreno sujeita a evapotranspiração. No caso de haver escoamento horizontal na zona vadosa abaixo desta espessura, a totalidade da quantidade de água que foi estimada pode não chegar ao nível freático, pelo que os valores de recarga podem estar calculados por excesso.

Uma vez que se considera que o conjunto de opções utilizado para correr o Modelo BALSEQ_MOD traduz mais adequadamente a realidade, aceitam-se os resultados fornecidos por este modelo, destacando-se a importância de considerar o coeficiente cultural dual na determinação da evapotranspiração real.

¹ Projecto POCTI/CTA/11204/98 - "Modelação Matemática de Fluxo em Aquíferos Costeiros Cársicos do Algarve e Avaliação do Impacte da Substituição do Abastecimento Público Actual por Águas de Barragens da Região" (Proc. LNEC 607/18/13730)

10.3. Decomposição dos hidrogramas de escoamento

10.3.1. Introdução

Como referido na secção 4.7, nas circunstâncias aí referidas, a recarga pode ser estimada pela descarga do sistema. Por sua vez, a descarga do sistema subterrâneo pode ser calculada decompondo o escoamento superficial de saída (Eq. 123, secção 3.16.3.1). Esta é conseguida pelo método da decomposição dos hidrogramas de escoamento (secção 7.3), que foi aplicado às sub-bacias hidrográficas cujas características sumárias se apresentam no Quadro 54 e cuja localização se pode ver na Fig. 104. A aplicação a estas sub-bacias resulta de estudos desenvolvidos no LNEC, nomeadamente Oliveira *et al.* (1997a) e Oliveira *et al.* (1999). Os escoamentos registados nas sub-bacias caracterizadas por esses estudos foram novamente trabalhados para esta Tese, utilizando-se as opções actuais do programa Dechidr_VB.

Quadro 54 – Características sumárias das bacias hidrográficas estudadas

Estação hidrométrica-Código (Curso de água, Bacia Hidrográfica)	Área (km ²)	Cota (m)		Litologia	Nº de anos analizados	Prec. méd. (mm/ano)	Esc. médio (mm/ano)
		mín	máx				
Ponte Algalé-19N02 (rib ^a Algalé, Guadiana)	125	240	438	Granito, gabro, xistos e calcários e mármorens carsificados	6	489	49
Pavia-20I04 (rio Tera, Tejo)	608	130	600	Rochas metamórficas e Granito	9	611	95
Entradas-27I/01 (rib ^a de Terres, Guadiana)	52	186	260	Xisto e vulcano-sedimentar	7	603	152
Ponte Canha-21F01 (rio Canha, Tejo)	492	33	300	Rochas sedimentares, Granito e Rochas metamórficas	10	662	129
Herdade das Pancas-22G/02 (rib ^a de S. Martinho, Sado)	60	40	327	Xisto	9	669	166
Couto de Andreiros-18L01 (rio Raia, Tejo)	243	200	650	Granito e Rochas metamórficas	10	693	169
Ponte Velha Capitão-06P/01 (rib ^a de Zacarias, Douro)	145	200	1199	Xisto	9	715	171
Moinho Novo-18I01 (rio Sor, Tejo)	646	90	300	Rochas sedimentares e Granito	10	723	184
Monte dos Pachecos-30G01 (rio Arade, Arade)	394	50	500	Xisto	8	758	462
MontePisão-19N01 (rio Caia, Guadiana)	220	248	1027	Rochas metamórficas, granito, gabro e vulcanitos	9	783	195
Ponte Barnabé-19C02 (rio Alenquer, Tejo)	114	28	373	Calcários, margas, arenitos	10	795	181
Ponte Panasco-17L/01 (rib ^a de Niza, Tejo)	109	320	940	Granito	9	801	248
Penedos de Alenquer-19C01 (rio Alenquer, Tejo)	5,5	100	373	Calcários, margas e argilas	10	807	247
Rasa-17M01 (rib ^a de Apartadura, Tejo)	8,4	500	1027	Xistos com intercalações de quartzitos	4	936	623
Ponte Junqueira-05E/01 (rio Este, Ave)	236	43	567	Granito e Xisto	7	1570	791
Aspra-03D/01 (rio Âncora, Âncora)	64	10	780	Granito	9	2006	1412

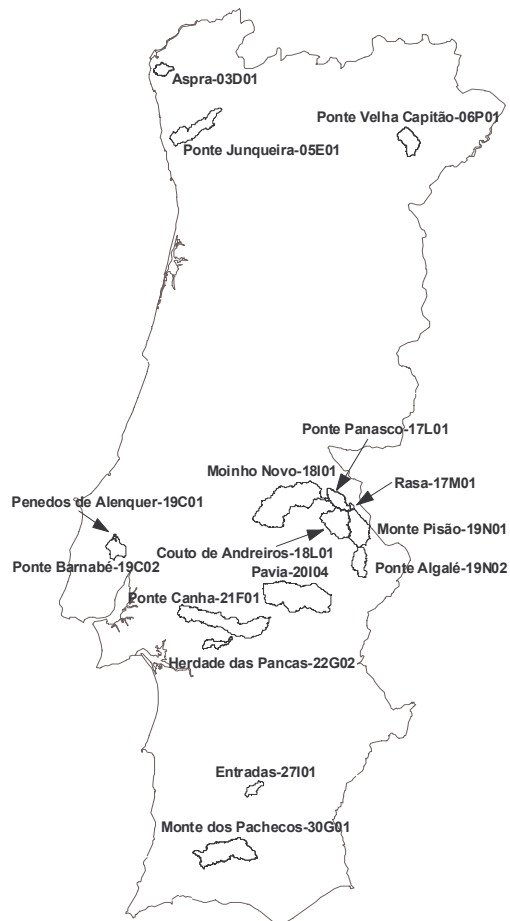


Fig. 104 – Localização das bacias hidrográficas estudadas pelo método da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial

10.3.2. Relações teóricas entre as componentes do balanço hídrico

Os resultados anuais obtidos considerando a precipitação da bacia e a decomposição dos hidrogramas de escoamento de uma bacia hidrográfica exprimem a seguinte relação, obtida a partir da Eq. 9, no caso de se poderem desprezar as acções humanas (termos $H = 0$), considerar que todo o escoamento subsuperficial de uma bacia descarrega para dentro da bacia (E_{b2s} , E_{bs} , E_{vs} e E_{ls} nulos), e que a única entrada de água subsuperficial é a infiltração superficial (E_{b2e} , E_{be} , E_{ve} e E_{le} nulos):

$$P = ETR + Ev_p + E_{ps} + \Delta A_p + \Delta A_l + \Delta A_v + \Delta A_b = (ETR + Ev_p + \Delta A) + Ed + D \quad \text{Eq. 274}$$

De acordo com esta equação, a água de precipitação é distribuída pelos restantes processos indicados na equação. A Fig. 105 ilustra a repartição dos valores de precipitação anual pelas diversas componentes do balanço hídrico. Tomando os valores calculados para um ano hidrológico e considerando que o volume de água armazenado no volume de controlo no final e no início do ano hidrológico é semelhante (termos ΔA nulos), até um certo valor de precipitação anual toda a água que cai na bacia é evapo(transpi)rada. Só a partir de um certo valor anual é que se pode gerar escoamento que pode ser directo ou de origem subterrânea. À medida que a precipitação aumenta, tanto o escoamento como a evapo(transpi)ração real também aumentam. A partir de um certo valor de precipitação, esta origina um valor de armazenamento de água no solo e no meio superficial tal que a evapo(transpi)ração real é limitada não pela água disponível para este processo mas pela

evapotranspiração potencial. Em termos anuais, é então de esperar que a partir de um certo valor de precipitação, esta forneça a quantidade de água necessária para que se atinja a evapo(transpi)ração potencial, razão pela qual, a partir desse valor, a evapo(transpi)ração se mantém constante e a variação do escoamento da bacia é a mesma que a variação da precipitação. É de esperar que nos anos mais húmidos, que em Portugal podem estar associados a temperaturas mais baixas, quando a precipitação ultrapassa um determinado valor, a evapotranspiração potencial possa ser mais baixa, devido ao facto de haver maior humidade no ar e de provavelmente as temperaturas também serem mais baixas. Este aspecto não será considerado nos estudos apresentados seguidamente, assumindo-se que a evapotranspiração potencial anual de uma bacia hidrográfica é constante.

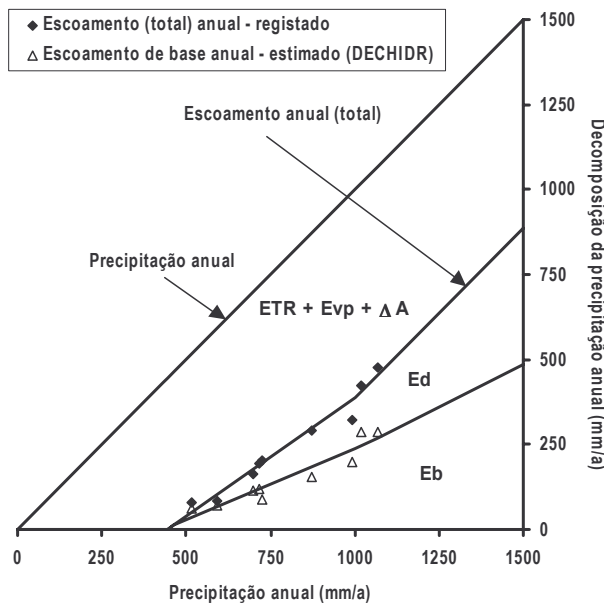


Fig. 105 – Decomposição da precipitação anual nas diversas componentes do balanço hídrico (utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco)

A relação escoamento/precipitação para o intervalo entre a precipitação aquém da qual não se produz escoamento e aquela a partir da qual a evapotranspiração é dada pela evapotranspiração potencial é normalmente descritível por uma equação parabólica até ao valor em que o pendente da parábola é unitário (P_u), altura em que passa a ser descrito por uma recta. O valor de P_u reflecte a precipitação a partir da qual a evapotranspiração passa a ser constante.

Outra forma possível de relacionar o escoamento com a precipitação para o intervalo entre a precipitação aquém da qual não se produz escoamento e aquela a partir da qual a evapotranspiração é dada pela evapotranspiração potencial é através de uma equação de um segmento de recta $E = E(P) = a.P + b$ válida para o intervalo de P em que $E = 0$ e o valor de P para o qual a evapotranspiração iguala a evapotranspiração potencial (que se considera constante para uma bacia; $P = P_u$). Uma forma de escrever a equação anterior que traduz melhor o processo físico em análise é $E = E(P) = a.(P + b/a)$, traduzindo a relação $-b/a$ o valor mínimo de precipitação que é necessário ocorrer para que haja produção de escoamento. Abaixo desse valor toda a precipitação é utilizada no processo de evapo(transpi)ração. A partir de P_u , dado que se pretende que $ETR + E_{vp}$ seja constante, o escoamento passa a ser descrito pela recta $E = P + E(P_u) - P_u$.

A forma de caracterizar os pontos de mudança das equações que descrevem o escoamento em função da precipitação é apresentada com pormenor no Anexo 11.

De acordo com Quintela (1967), nas aplicações feitas para seis bacias de Portugal Continental, nas três bacias com escoamento mais elevado não foi possível ajustar as equações parabólicas (por apresentarem a concavidade voltada para baixo). Com base nos resultados da aplicação da regressão linear a 15 bacias e da equação parabólica a sete dessas bacias (aquelas com $P < 800$ mm/a) Quintela adoptou as equações de regressão linear para representar a relação escoamento/precipitação em todas as bacias.

Uma vez que $P - E = ETR + Evp$, as equações de cálculo da $ETR + Evp$ obtêm-se pela diferença entre a precipitação e o escoamento calculado pelas equações anteriores.

Relativamente à decomposição do escoamento (total), após o início do ano hidrológico o primeiro escoamento a formar-se tanto pode ser (1) o directo, no caso de as primeiras chuvadas serem muito concentradas e os horizontes superiores do *solo* saturarem originando escoamento directo, como pode ser (2) o de base, no caso de as chuvadas não serem intensas, a água se infiltrar e este processo acabar por provocar a descarga do meio subterrâneo. Nos anos de precipitação mais baixa pode ocorrer qualquer uma destas situações.

Com o aumento dos valores de precipitação anual, ambos os tipos de escoamento anual (directo e de base) crescem com a precipitação de uma forma que dentro da mesma bacia depende das suas propriedades físicas (capacidade para infiltrar água), do regime de precipitação e da distribuição da precipitação na bacia hidrográfica. Uma bacia com uma maior facilidade de infiltração e com o nível freático afastado da superfície tenderá a ter uma componente de escoamento de base muito superior, enquanto que uma bacia menos permeável à infiltração ou com o nível freático próximo da superfície tenderá a ter uma componente de escoamento directo superior.

A variação dos escoamentos (superficial, de base ou directo) em função da precipitação poderá ser descrita igualmente por equações parabólicas ou lineares, situação que se verificará em função dos resultados obtidos pela decomposição dos hidrogramas.

Há um intervalo de valores de P , entre o valor de P a partir do qual o escoamento (superficial) deixa de ser nulo e o valor de P a partir do qual ocorrem as duas formas de escoamento (directo e de base), em que apenas existe uma das formas de escoamento, sendo o valor dessa forma de escoamento dado pelo escoamento superficial. O valor de P a partir do qual passam a existir as duas formas de escoamento é o correspondente à intersecção das funções da forma de escoamento que se produz em primeiro lugar e do escoamento (superficial). A maneira de determinar estes valores é descrita no Anexo 11.

Teoricamente, o escoamento de base anual tende para um limite superior, quando a água de precipitação anual for suficiente para saturar todo o meio subsuperficial, altura em que toda a

precipitação acima desse valor constituiria escoamento directo. Nesta situação (teórica) o escoamento de base tenderia a estabilizar, embora pudesse continuar a haver infiltração superficial (condicionada pela condutividade hidráulica vertical do meio) e com isso o escoamento de base anual continuar a aumentar.

Numa pesquisa feita na Internet em Maio de 2004 **não foram encontradas referências** às relações entre as diversas componentes do escoamento superficial e a precipitação.

Para os valores anuais de uma bacia, as diferenças entre os valores obtidos pela decomposição dos hidrogramas e os valores estimados pela correlação utilizada, podem ser justificadas pela distribuição espacial e temporal da precipitação dentro da bacia, uma vez que os restantes parâmetros da bacia se mantêm constantes, ou por diferentes valores de evapotranspiração potencial anual (devidos à ocorrência de temperaturas e ventos diferentes).

Quando se juntam os valores anuais de várias bacias, é possível utilizar o mesmo tipo de equações de regressão, embora aumente o número de causas possíveis para os desvios entre os valores da decomposição dos hidrogramas e os da equação de correlação. Espera-se que uma boa parte da variância dos valores da componente do escoamento anual (que se traduz pelo quadrado do coeficiente de correlação) se deva à variância da precipitação anual, mas aqui também crescem as características hidrogeológicas e geomorfológicas das bacias, assim como possíveis condições climáticas diferentes entre bacias.

Para a ocorrência destes desvios, crescem ainda, como causas, os erros de determinação dos escoamentos e da precipitação e os erros inerentes à técnica utilizada da decomposição dos hidrogramas.

Considera-se que o comportamento das diversas componentes da decomposição da precipitação em função da precipitação é idêntico quando se utilizam os valores anuais médios de cada bacia.

10.3.3. Corrida do programa Dechidr_VB

Como referido na secção 7.5, existe um desfasamento de 15 horas nos períodos a que se referem os registos de precipitação e os do escoamento. Em vez de se utilizarem os registos da forma como são disponibilizados ao público, o que seria mais cómodo, parece útil que os dados se refiram exactamente ao mesmo período. Por este motivo pode-se fazer a transformação apresentada na secção 7.5, embora esta transformação introduza algum erro nos cálculos.

A introdução no programa da rotina para controlar o balanço entre a precipitação e o escoamento, não deixando que este seja superior àquela, torna o procedimento de individualização dos episódios teoricamente mais correcto, mas também o torna dependente da correcta caracterização da precipitação na bacia. Como referido na secção 9.3 o processo de caracterização da precipitação na bacia é passível de erros, uma vez que a precipitação é estimada com base em observações pontuais

localizadas dentro ou na periferia da bacia.

É comum acontecer que, em períodos em que não haja registo de ocorrência de precipitação, se verifique um aumento do escoamento total. Para bacias relativamente pequenas, esta situação não é expectável, a não ser que haja formas de armazenamento de água à superfície que entretanto libertem água, ou que haja erros de medição. Mas uma causa mais provável é que haja precipitação na bacia que não seja detectada em nenhum dos postos udométricos utilizados para a caracterização da precipitação. Por este motivo pode ser útil fazer a decomposição dos hidrogramas sem que seja necessário considerar a ocorrência de precipitação para definir o início de um novo episódio de precipitação/recarga.

Com o objectivo de verificar se os resultados do modelo são muito sensíveis às situações apresentadas, foi feita uma comparação entre os resultados obtidos pela corrida do modelo Dechidr_VB.VBP utilizando as oito combinações possíveis entre as seguintes três opções:

(1) fazendo a transformação do período de escoamento (superficial) para o mesmo período de 24 h a que se refere a determinação da precipitação (situação referida como "E=P") ou sem fazer essa transformação ("E<>P");

(2) considerando o balanço entre a precipitação e o escoamento (situação referida como "E/P"), ou não considerando esse balanço ("nE/P");

(3) considerando a ocorrência de precipitação para definir o início de um novo episódio de precipitação/recarga (situação referida como "P") ou não considerando a ocorrência de precipitação ("nP").

Para cada sub-bacia apresenta-se nas secções seguintes uma caracterização geológica sumária, as séries de precipitação utilizadas, a identificação de lacunas e um sumário dos resultados obtidos. Assume-se que, salvo indicação em contrário, **as séries de precipitação utilizadas traduzem correctamente a precipitação na sub-bacia**. Este sumário consiste nos escoamentos de base calculados utilizando cada uma das opções de corrida do modelo e os quadros com os valores anuais da decomposição para o conjunto de opções considerado conceptualmente mais correcto, que é: opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P". Para este conjunto de opções faz-se um gráfico de frequências acumuladas do escoamento de base diário (interpretável de acordo com a secção 7.4), onde se pode verificar qual o escoamento de base mediano (cruzamento das curvas de frequências acumuladas) e o valor médio. Noutro gráfico projectam-se os pares dos diversos tipos de escoamento anual (total, base e directo) vs precipitação anual, apresentando-se, na sequência da discussão feita na secção anterior (secção 10.3.2), as respectivas equações de regressão linear.

Esta apresentação é feita sob a forma de caixas, uma para cada sub-bacia estudada. Os resultados da decomposição para cada sub-bacia hidrográfica e para cada opção utilizada encontram-se reproduzidos na directoria [Dechidr] do CD anexo à Tese.

10.3.4. Resultados da decomposição dos hidrogramas de escoamento

10.3.4.1 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Algalé (19N02)

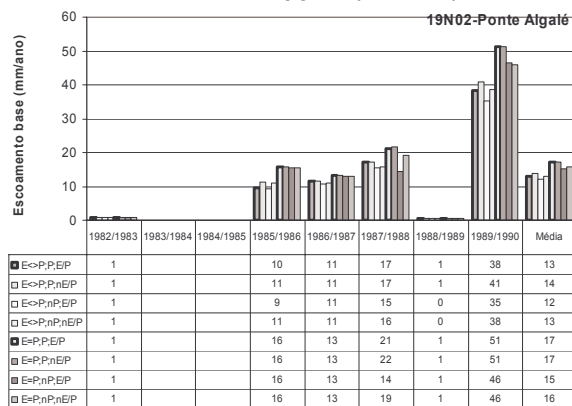
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira (2004). A Caixa 1 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por rochas sedimentares e metamórficas do Maciço Antigo (xistos, arenitos, calcários dolomíticos, mármore), e por rochas eruptivas (granitos, gabros, dioritos) (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000).

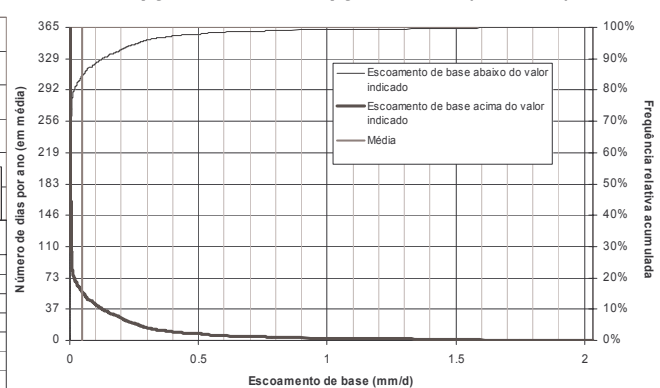
Séries de precipitação utilizadas: 19N01- Arronches, 19M01- Monforte, 19N02- Sta Eulália.

Notas e comentários: devido à inexistência de registos hidrométricos nos períodos: 01-11-1983 a 08-11-1983; 20-12-1983 a 01-11-1984; 21-01-1985 a 22-01-1985; 25-01-1985 a 26-01-1985 e 09-02-1985, optou-se por não se considerar os anos hidrológicos 1983/84 e 1984/85. Falta o registo de precipitação do dia 29-09-1983 no posto 19N02-Sta Eulália (foi assumido P = 0).

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=2 dias):

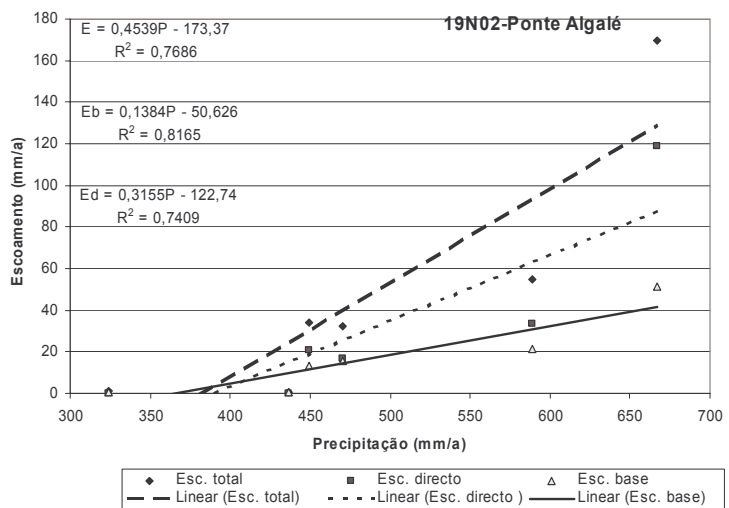


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=2 dias):



Resultados da decomposição para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=2 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1982/1983	324	1	0	1
1983/1984				
1984/1985				
1985/1986	470	32	17	16
1986/1987	450	34	21	13
1987/1988	589	55	33	21
1988/1989	437	1	0	1
1989/1990	667	170	119	51
Média	489	49	32	17



Caixa 1 – Resultado da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Ponte Algalé

10.3.4.2 Bacia hidrográfica a montante de Pavia (20104)

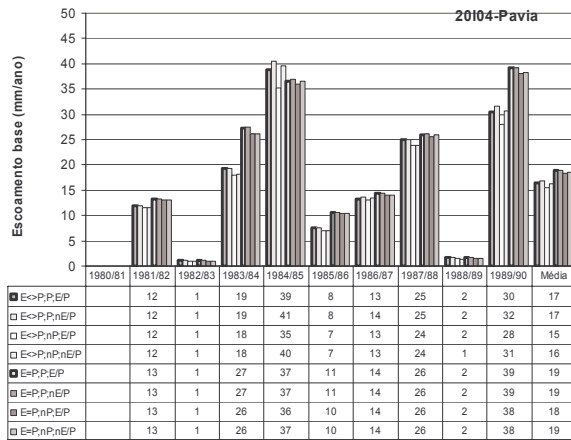
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1999). A Caixa 2 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por filitos, micaxistos, gnaisses, granitos e gnaisses graníticos (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folhas 36A, 36B e 36D).

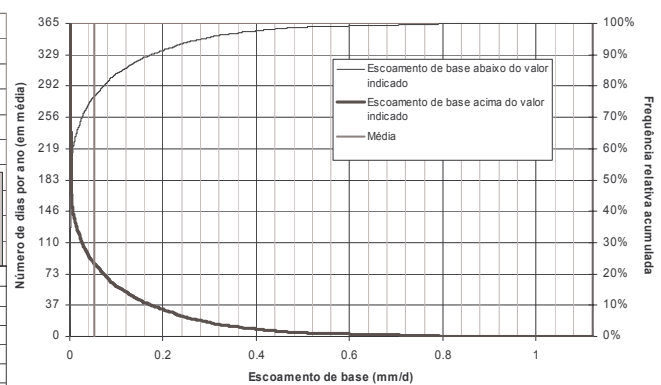
Séries de precipitação utilizadas: 20101-Pavia, 20K02-Casa Branca, 20L01-Estremoz, 21J01-Vimeiro, 21J03-Barrag. Divor, 21K02-Évora - Monte, para o período de 1/10/1981 a 30/09/1990.

Notas e comentários: ----

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=3 dias):

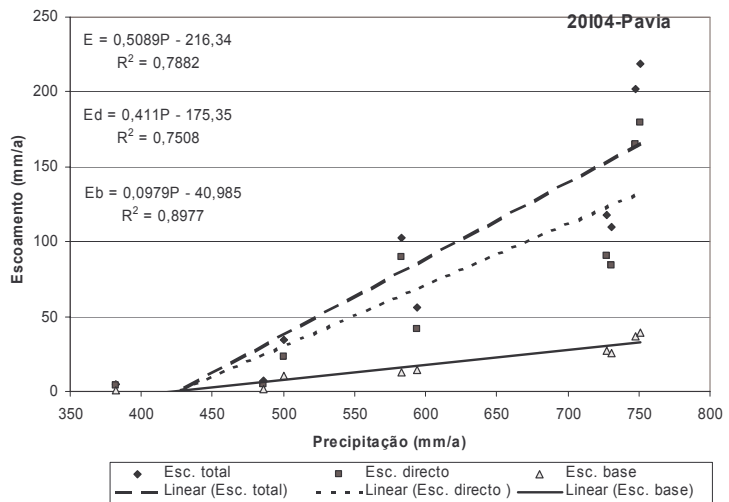


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=3 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=3 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	Ed (mm/a)	Eb = D (mm/a)
1981/1982	583	103	89	13
1982/1983	382	5	4	1
1983/1984	727	118	91	27
1984/1985	748	202	165	37
1985/1986	500	34	24	11
1986/1987	594	56	42	14
1987/1988	731	110	84	26
1988/1989	486	7	5	2
1989/1990	751	219	179	39
Média	611	95	76	19



Caixa 2 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Pavia

10.3.4.3 Bacia hidrográfica a montante de Entradas (27L01)

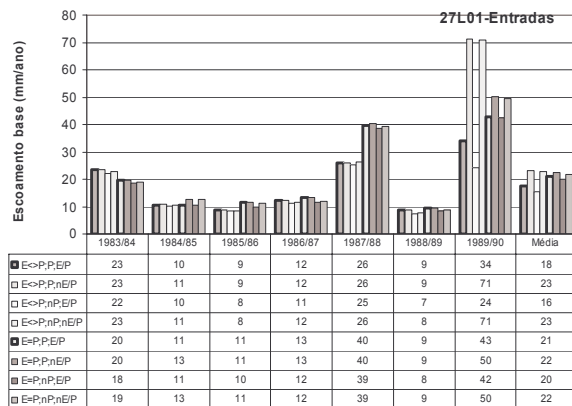
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a). A Caixa 3 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por xistos, filádios e grauvaques com raras intercalações conglomeráticas. Na parte SW da bacia ocorre um afloramento de rochas eruptivas com direcção NW-SE, passando por Castro Verde, e que corresponde a doleritos, espilitos e pórfiros (*cf.* Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folha 46-A).

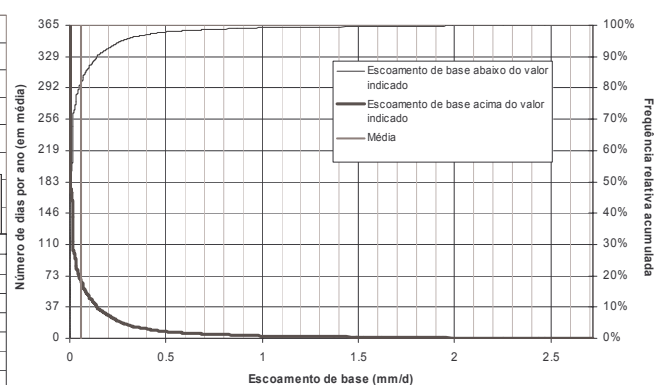
Séries de precipitação utilizadas: 27H01-Panóias, 27I01-Castro Verde, 28H02-Aldeia de Palheiros, 28I02-Rosário, 27H02-Barragem Mte. da Rocha, 26I02-Barragem do Roxo.

Notas e comentários: A compilação dos elementos da série de escoamento diário revelou a ocorrência de duas folhas de valores para o ano hidrológico 1982/1983, cujo mês de Agosto apresentava valores diferentes. Optou-se pelo caso em que os caudais medidos nesse mês são nulos (excepto no dia 31, cujo caudal medido foi de 2,8 m³/s).

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=2 dias):

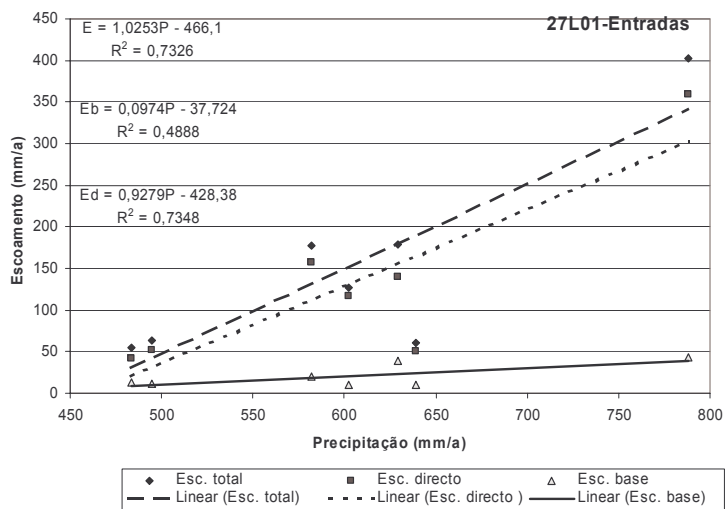


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 \rightarrow "E=P"; opção 2 \rightarrow "E/P" e opção 3 \rightarrow "P" (N=2 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 \rightarrow "E=P"; opção 2 \rightarrow "E/P" e opção 3 \rightarrow "P" (N=2 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1983/1984	582	177	158	20
1984/1985	602	127	117	11
1985/1986	495	63	52	11
1986/1987	483	55	41	13
1987/1988	629	180	140	40
1988/1989	639	60	51	9
1989/1990	788	402	359	43
Média	603	152	131	21



Caixa 3 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Entradas

10.3.4.4 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Canha (21F01)

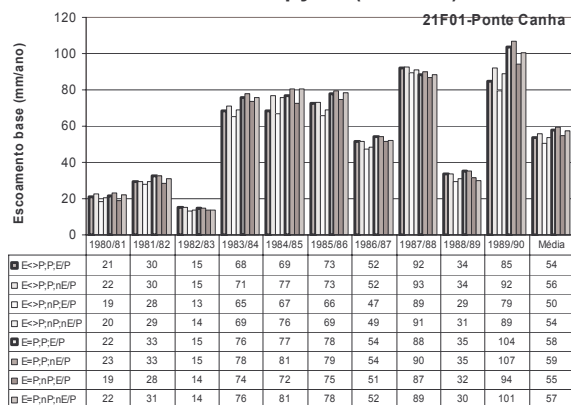
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1999). A Caixa 4 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia pode ser dividida em duas áreas distintas: a metade W é constituída essencialmente por arenitos argilosos, argilas arenosas, areias, areias argilosas e margas; a metade E é constituída essencialmente por tonalitos, migmatitos e gnaisses migmatíticos (*cf.* Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folhas 35C e 35D).

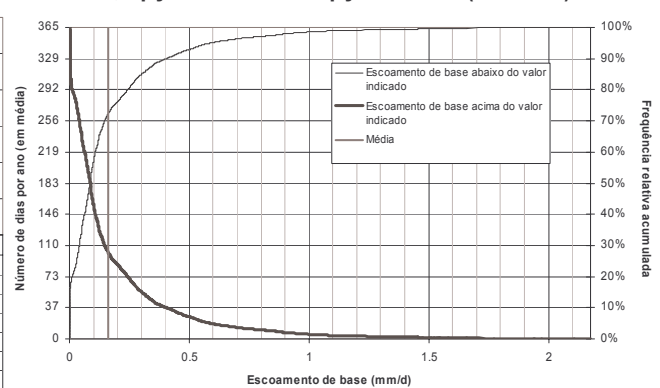
Séries de precipitação utilizadas: 21F01-Canha, 21G01-Vendas Novas, 21H01-S. Geraldo, 21I01-Represa, 21J03-Barrag. Divor, 22H01-Montemor-o-Novo, 22H02-Santiago do Escoural.

Notas e comentários: 1) Área extensa e com dois tipos hidrogeológicos muito diferentes: rochas detríticas e rochas fissuradas do Maciço Antigo. Contém algumas povoações importantes pelo que seria talvez importante determinar o volume de água rejeitado e o local (não foi determinado). Aparentemente, os depósitos detríticos são horizontais ou subhorizontais pelo que estruturalmente, o escoamento nesta zona se faz com o mesmo sentido do escoamento superficial, não inviabilizando a utilização do modelo. 2) Há duas lacunas nos registos hidrométricos, nos dias 30/12/1981 e 31/12/1981 e no período de 04/06/1982 a 05/10/1982, que foram preenchidas a partir dos escoamentos registados na estação 20104 – Pavia, utilizando a expressão $0,3053 + 0,6039 \times E$.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=3 dias):

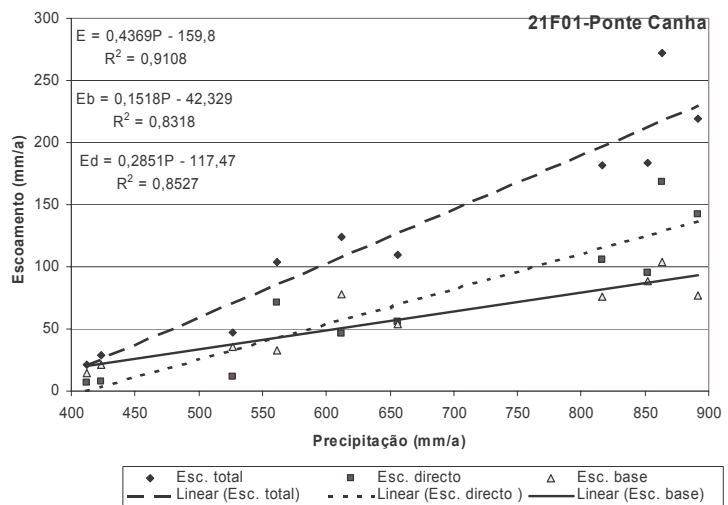


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=3 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=3 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1980/1981	423	29	7	22
1981/1982	561	104	71	33
1982/1983	412	22	7	15
1983/1984	817	182	106	76
1984/1985	892	220	143	77
1985/1986	612	124	46	78
1986/1987	656	110	56	54
1987/1988	852	183	95	88
1988/1989	526	47	11	35
1989/1990	864	272	169	104
Média	662	129	71	58



Caixa 4 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Ponte Canha

10.3.4.5 Bacia hidrográfica a montante de Herdade das Pancas (22G02)

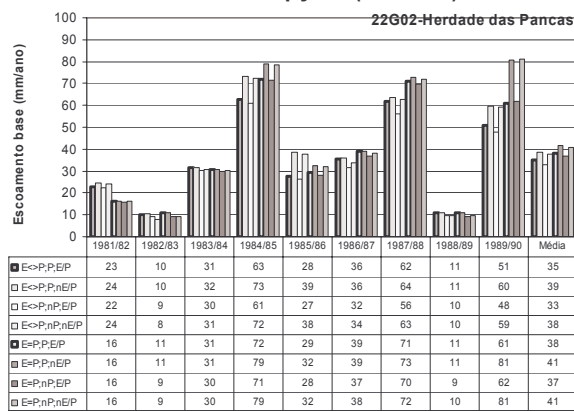
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a). A Caixa 5 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por rochas metamórficas, mais concretamente por xistos, e por rochas eruptivas, nomeadamente pórfiros quartzíferos e outras rochas porfíricas do Maciço de Beja (*cf.* Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000).

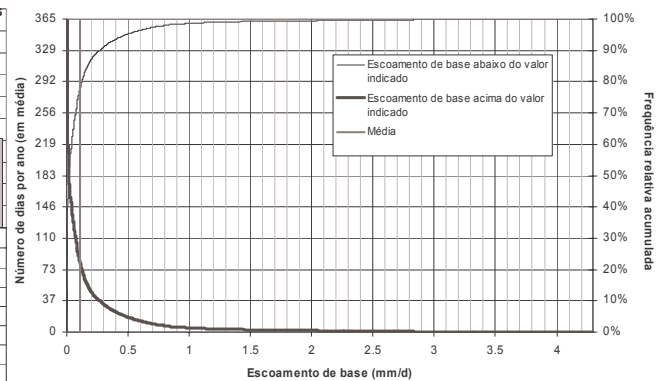
Séries de precipitação utilizadas: 22F03-Moinhola, 22G01-S. Martinho, 22H01-Montemor-o-Novo, 22H02-Santiago do Escoural, 23G01-B. Pego do Altar.

Notas e comentários: ---.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=2 dias):

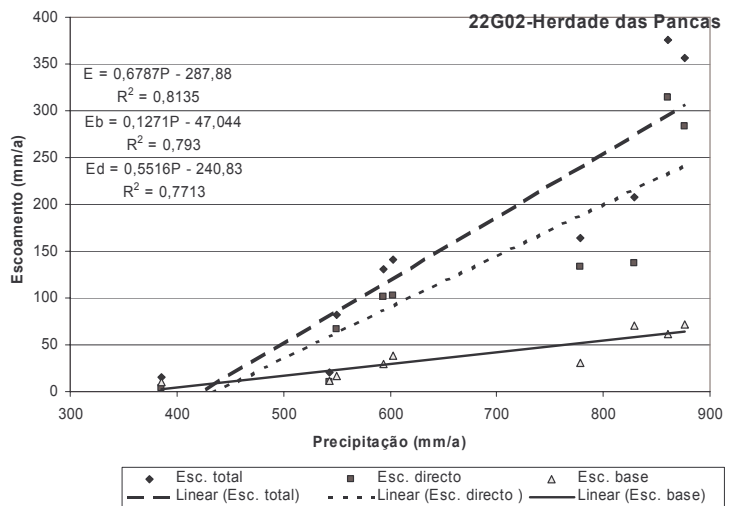


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=2 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=2 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1981/1982	550	83	66	16
1982/1983	386	15	4	11
1983/1984	778	164	133	31
1984/1985	876	356	284	72
1985/1986	594	131	102	29
1986/1987	602	141	102	39
1987/1988	829	208	137	71
1988/1989	544	21	10	11
1989/1990	861	376	315	61
Média	669	166	128	38



Caixa 5 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Herdade das Pancas

10.3.4.6 Bacia hidrográfica a montante de Couto de Andreiros (18L01)

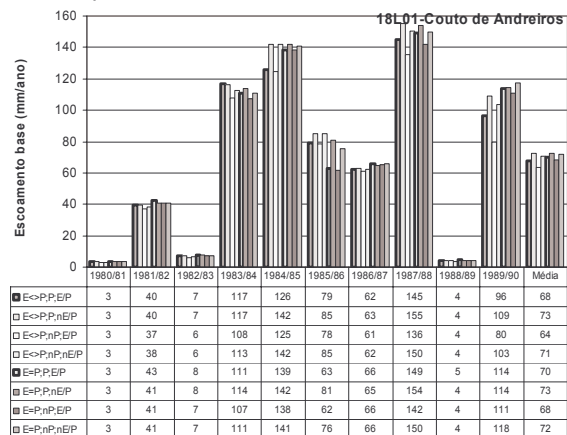
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1999). A Caixa 6 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por granitos alcalinos na parte norte e centro; na parte sul ocorrem essencialmente xistos e grauvaques cujos afloramentos alternam com afloramentos de rochas ultrametamórficas, quartzitos, calcários, dolomitos, conglomerados e arcoses (*cf.* Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folha 32B).

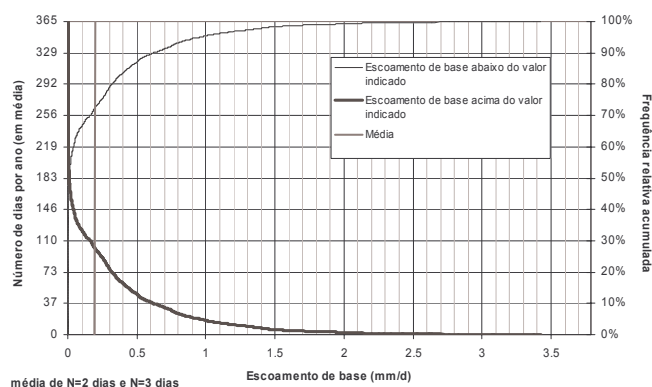
Séries de precipitação utilizadas: 17L02-Vale do Peso, 18L01-Alter do Chão, 18M01-Portalegre, 19L01-Cabeço de Vide, 19M01-Monforte, 19N01-Arronches, para o período de 1/10/1980 a 30/09/1990.

Notas e comentários: Há uma lacuna nos registos hidrométricos, no período de 13/02/1988 a 06/03/1988, que foi preenchida a partir dos escoamentos registados na estação 17L01 – Ponte Panasco, utilizando a expressão $-0,3066 + 1,0529 \times E$.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (média de N=2 dias e N=3 dias):

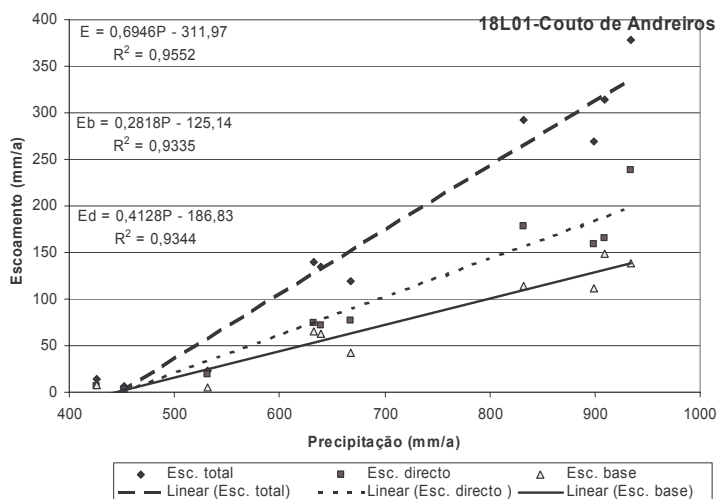


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (média de N=2 dias e N=3 dias):



Resultados da decomposição para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (média de N=2 dias e N=3 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1980/1981	453	6	3	3
1981/1982	668	120	77	43
1982/1983	426	14	6	8
1983/1984	899	270	159	111
1984/1985	934	378	239	139
1985/1986	640	135	71	63
1986/1987	633	140	74	66
1987/1988	910	314	165	149
1988/1989	531	23	19	5
1989/1990	832	292	178	114
Média	693	169	99	70



Caixa 6 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Couto de Andreiros

10.3.4.7 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Velha Capitão (06P01)

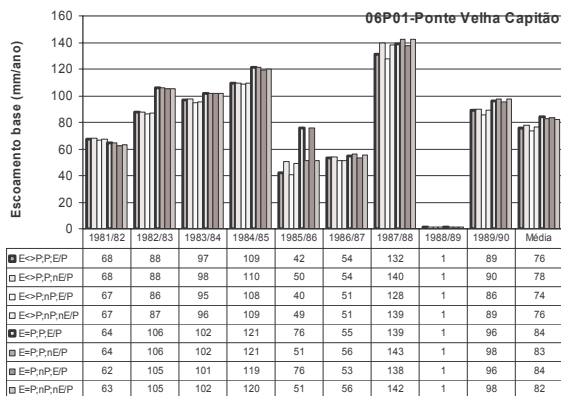
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a). A Caixa 7 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por xistos, ocorrendo também afloramentos de metavulcanitos ácidos e básicos na zona E da bacia (*cf.* Ribeiro, 1974).

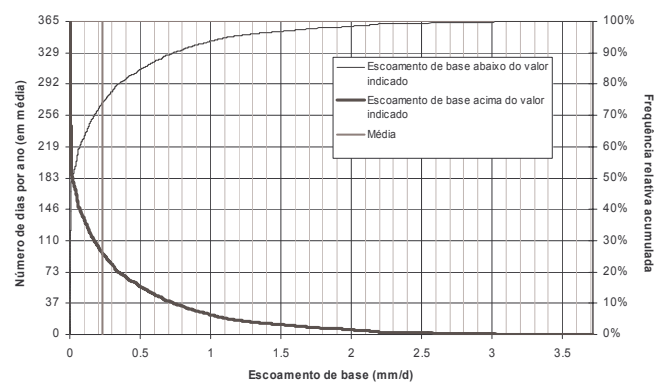
Séries de precipitação utilizadas: 05P01-Chacim, 05P02-Peredo, 05P03-Vales, 05P04-Alfândega da Fé, 05Q04-Mogadouro, 06O06-Junqueira, 06P01-Cerejais, 04N01-Rio Torto.

Notas e comentários: Estação hidrométrica de Ponte Velha Capitão (06P01): De 25/4/89 a 24/5/89 - valores de caudal não registados: optou-se por 0 m³/s (este valor deverá estar próximo da realidade). De 19/1/90 a 5/2/90 e de 09/4/90 a 24/4/90: valores de caudal não registados; optou-se por 0 m³/s (valor longe da realidade). Posto udométrico de Alfândega da Fé (05P04): dia 25/7/82 optou-se pelo valor 0 mm. Estação climatológica de Mogadouro (05Q04): De 1/1/88 a 31/1/88 - não há registos de precipitação; neste mês, esta estação não foi considerada nos cálculos de precipitação média da bacia. 28/8/82: assumiu-se 5 mm; 29/8/82 assumiu-se 0,3 mm; 30/8/82: substituiu-se por 0 mm; 11/2/83, 12/2/83, 13/3/83, 16/3/83 3/2/84, 28/2/84 e 16/1/85: assumiu-se 0 mm.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=2 dias):

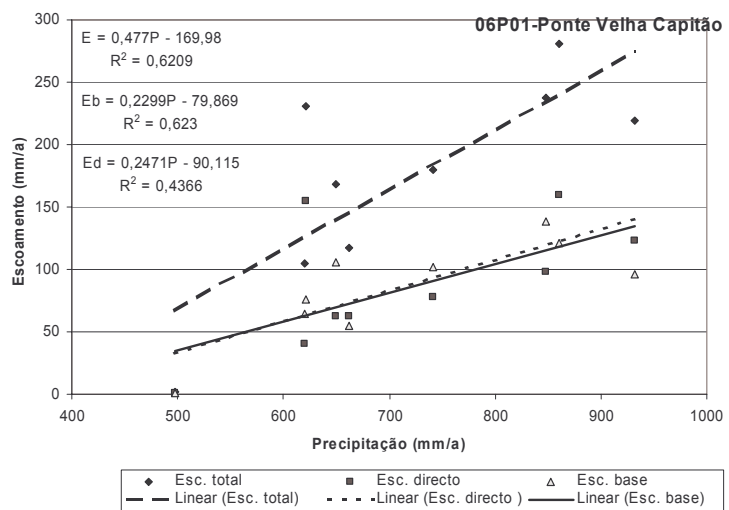


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=2 dias):



Resultados da decomposição para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=2 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	Ed (mm/a)	Eb = D (mm/a)
1981/1982	620	104	40	64
1982/1983	650	168	62	106
1983/1984	742	180	78	102
1984/1985	860	281	160	121
1985/1986	621	231	155	76
1986/1987	662	117	63	55
1987/1988	849	237	98	139
1988/1989	498	2	1	1
1989/1990	932	219	123	96
Média	715	171	87	84



Caixa 7 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Ponte Velha Capitão

10.3.4.8 Bacia hidrográfica a montante de Moínho Novo (18101)

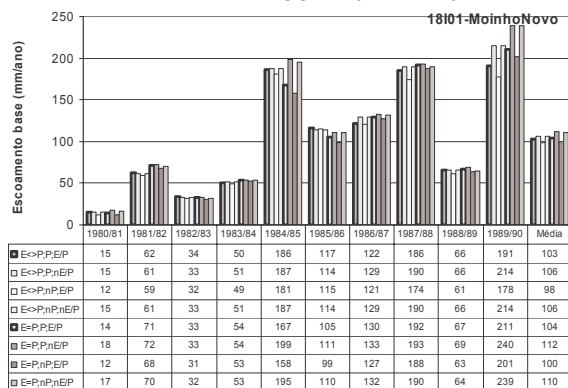
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a) e em Oliveira (2004). A Caixa 8 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por areia, calhaus rolados, arenitos pouco consolidados, argilas; na parte leste da bacia ocorrem essencialmente materiais graníticos (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folhas 28-C, 28-D e 32-A).

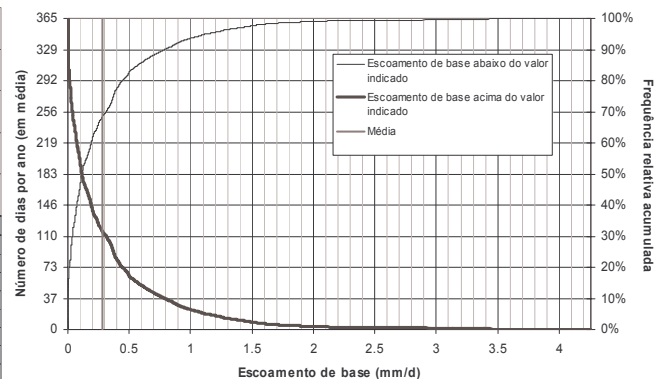
Séries de precipitação utilizadas: 17101-Alvega, 17102-Bemposta, 17K01-Comenda, 17L02-Vale do Peso, 17L03-Alpalhão, 18101-Laranjal/Pte. Sor, 18K01-C.Expe.Crato/ Chança.

Notas e comentários: Há uma lacuna nos registos hidrométricos, no período de 08/01/1988 a 17/02/1988, que foi preenchida a partir dos escoamentos registados na estação 17L01 – Ponte Panasco, utilizando a expressão $0,0041 + 0,7765 \times E$.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=3 dias):

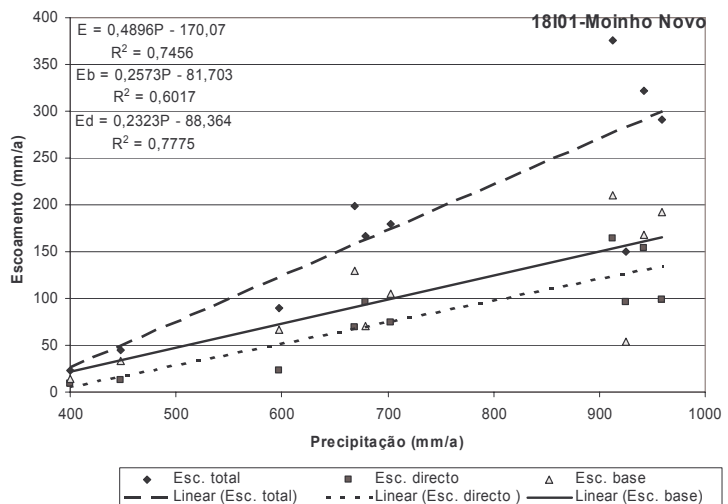


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=3 dias):



Resultados da decomposição para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=3 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1980/1981	400	23	9	14
1981/1982	679	166	96	71
1982/1983	447	45	13	33
1983/1984	925	150	96	54
1984/1985	942	322	154	167
1985/1986	703	179	74	105
1986/1987	669	199	69	130
1987/1988	959	291	99	192
1988/1989	597	90	23	67
1989/1990	912	375	165	211
Média	723	184	80	104



Caixa 8 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Moínho Novo

10.3.4.9 Bacia hidrográfica a montante de Monte dos Pachecos (30G01)

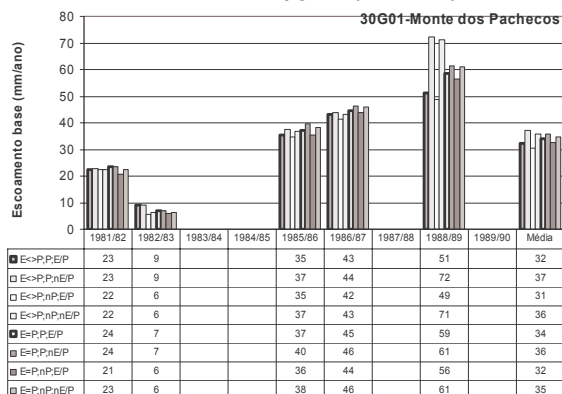
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a). A Caixa 9 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é essencialmente constituída por xistos, siltitos, argilitos e raras intercalações calcárias (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, Folha 7).

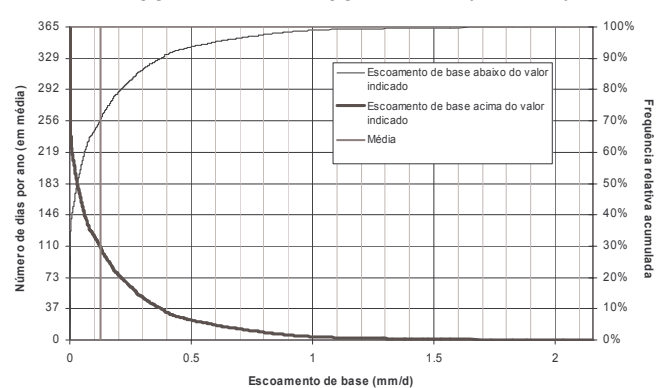
Séries de precipitação utilizadas: 28H02-S. Sebastião G. Aires, 28H03-Santana da Serra, 29G02-S. Marcos da Serra, 29I01-S. Bernabé, 29I02-Sta. Clara a Nova, 30G01-Alferce, 30G03-B. Arade, 30H02-Vale de Barriga.

Notas e comentários: Estação udográfica de S. Marcos da Serra (29G 02), de 1/2/88 a 31/3/88 não há registo da precipitação pelo que neste período de tempo não foi considerada nos cálculos da precipitação média da bacia. Estação climatológica de Santa Clara a Nova (29I 02), de 29/2/84 a 4/3/84 não há registo da precipitação pelo que neste período de tempo não foi considerada nos cálculos de precipitação média da bacia; dia 23/3/84 – assumiu-se 0 mm por comparação com a estação mais próxima 28H02 - S. Sebastião G. Aires. Por não haver registos de precipitação, os postos seguintes não foram utilizados no cálculo da precipitação média da bacia nos períodos indicados: Alferce (30G01), de 1/10/83 a 31/12/83, Vale de Barriga (30H02), de 01/09/83 a 30/09/83. Os anos hidrológicos em que ocorrem situações anómalas entre a precipitação e o escoamento são os de 1984/85, 1985/86, 1987/88, 1988/89 e 1989/90. As diferenças registadas nos anos hidrológicos de 1985/86 e de 1988/89 não são muito importantes. Para os restantes anos hidrológicos, que correspondem aos anos de precipitações mais elevadas, o de 1989/90 é o que se encontra mais afectado.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=3 dias):



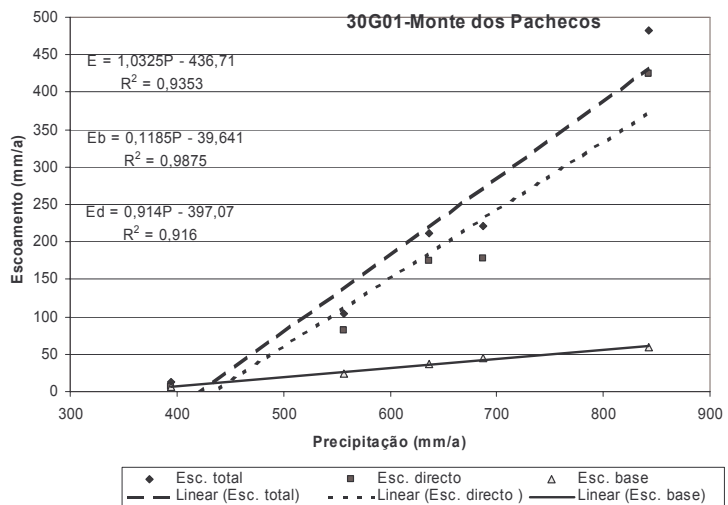
Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=3 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=3 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	Ed (mm/a)	Eb = D (mm/a)
1981/1982	557	105	81	24
1982/1983	395	13	6	7
1983/1984	689	--	--	--
1984/1985*	798	581	511	70
1985/1986	636	212	175	37
1986/1987	687	222	177	45
1987/1988*	950	803	726	76
1988/1989	842	482	424	59
1989/1990*	1204	1275	1224	51
Média	623	207	173	34

*Devido à ocorrência de situações anómalas entre as precipitações estimadas e os escoamentos registados estes anos não foram considerados na determinação das médias nem das regressões



Caixa 9 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Monte dos Pachecos

10.3.4.10 Bacia hidrográfica a montante de Monte Pisão (19N01)

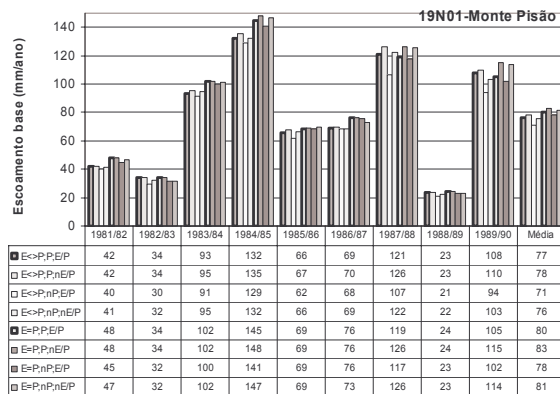
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira (2004). A Caixa 10 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por rochas sedimentares e metamórficas do Maciço Antigo (xistos, arenitos, calcários, mármore, quartzitos, conglomerados, grauvaques, anfíbolitos, gnaisses, migmatitos), e por rochas eruptivas (granitos, porfíroides, rochas peralcalinas, vulcanitos ácidos, gabros, dioritos) (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000).

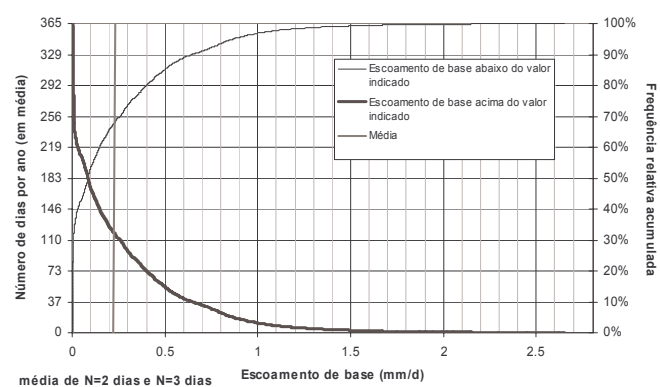
Séries de precipitação utilizadas: 18M01- Portalegre, 18N01- S.Julião, 18N02- Alegrete, 19N01- Arronches.

Notas e comentários: Há uma lacuna nos registos hidrométricos, de 1983-07-01 a 1983-09-30. Assumiu-se para este período caudal nulo, de acordo com a correlação encontrada com os valores registados na estação hidrométrica 17L01 - Pte Panasco (coef. de corr. = 0,90), utilizando a fórmula $-25739 + 1.148304 \times E$. Faltam três registos de precipitação no posto 18N02 - Alegrete (6/11/82; 1/5/88; 7/12/89). Uma vez que o valor do dia seguinte é o acumulado dos dois dias utilizou-se a mesma relação que o do posto 19N01 - Arronches. Os valores passaram a ser: 1982-11-06 → 37,7; 1982-11-07 → 55,6; 1988-05-01 → 4,3; 1988-05-02 → 2,6; 1989-12-07 → 6,5; 1989-12-08 → 6,4.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (média de N=2 dias e N=3 dias):

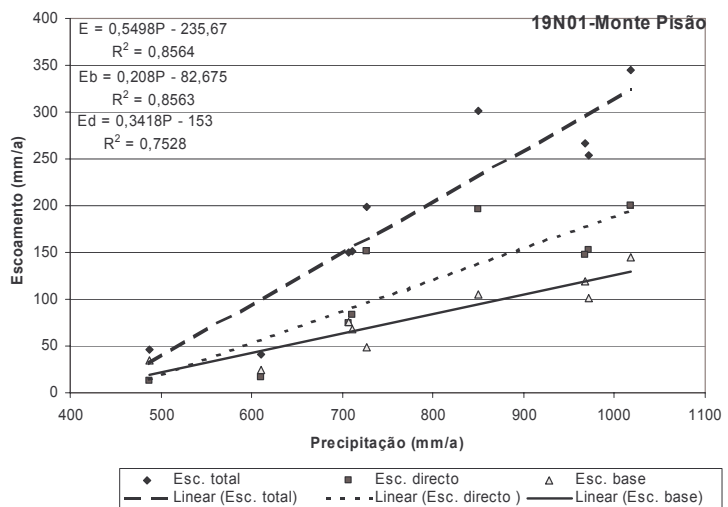


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (média de N=2 dias e N=3 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (média de N=2 dias e N=3 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1981/1982	726	199	151	48
1982/1983	487	47	12	34
1983/1984	972	254	152	102
1984/1985	1019	345	200	145
1985/1986	711	152	83	69
1986/1987	707	150	74	76
1987/1988	967	267	148	119
1988/1989	610	40	16	24
1989/1990	849	301	196	105
Média	783	195	115	80



Caixa 10 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Monte Pisão

10.3.4.11 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Barnabé (19C02)

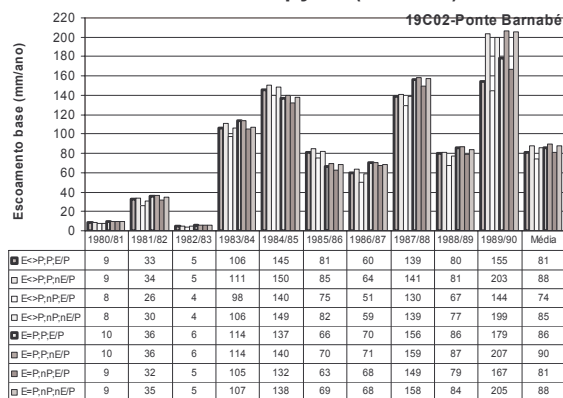
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1999). A Caixa 11 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída pelas seguintes formações: a - Aluviões (Moderno), C¹⁻² – Grés de Torres Vedras (Albiano, Aptiano e Neocomiano), J⁵ – Camadas do Freixial, etc., J⁴ – Complexo pteroceriano, incluindo as Camadas com “Lima pseudo-alternicosta” (Kimmeridgiano), J³⁻⁴ – Calcários de Ota, Alenquer e Silveira (Kimmeridgiano), J^{3d} – Calcários corálcos de Amaral (Kimmeridgiano), J^{3c} – Camadas da Abadia (Kimmeridgiano), J^{3a,b} – Camadas de Montejuento e de Cabaços (Oxfordiano), Traquitos (pequeno afloramento), Basaltos (pequeno afloramento) - (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folhas 30-B e 30-D).

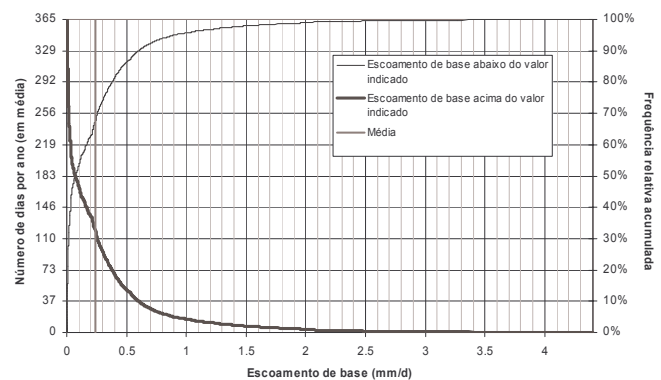
Séries de precipitação utilizadas: 19C04-Penedos de Alenquer, 19D02-Ota, 19C/10-Alenquer, 19C/11-Pereiro da Palhacana.

Notas e comentários: 1) Esta bacia hidrográfica inclui a bacia hidrográfica da estação 19C01 – Penedos de Alenquer. 2) Há duas lacunas nos registos hidrométricos, no período de 14/11/1983 a 06/12/1983 e no dia 31/03/1984, que foram preenchidas a partir dos escoamentos registados na estação 19C01 – Penedos de Alenquer, utilizando a expressão $0,0760 + 0,6480 \times E$.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=2 dias):

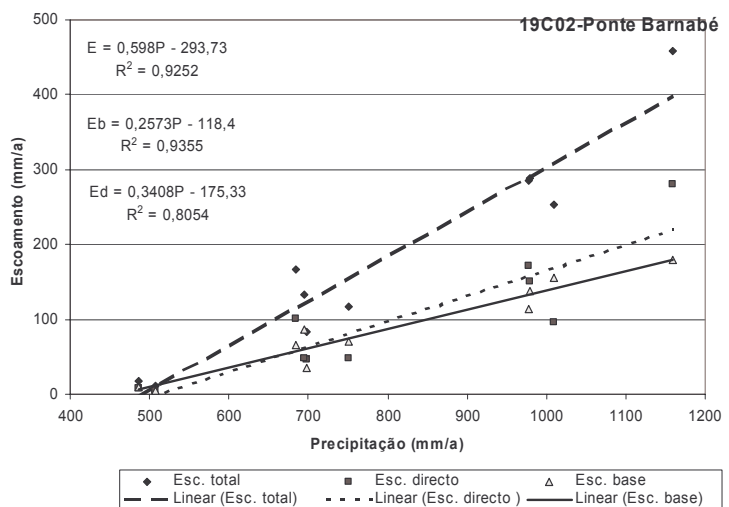


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=2 dias):



Resultados da decomposição para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=2 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1980/1981	486	18	7	10
1981/1982	698	83	47	36
1982/1983	508	11	5	6
1983/1984	977	285	171	114
1984/1985	979	288	151	137
1985/1986	684	167	101	66
1986/1987	751	117	47	70
1987/1988	1009	253	97	156
1988/1989	694	134	47	86
1989/1990	1159	459	280	179
Média	795	181	95	86



Caixa 11 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Ponte Barnabé

10.3.4.12 Bacia hidrográfica a montante de Penedos de Alenquer (19C01)

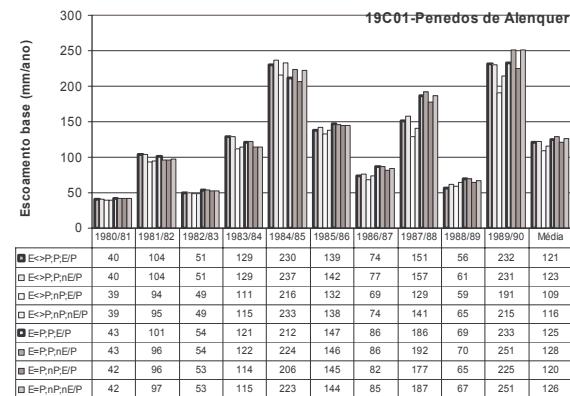
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1999). A Caixa 12 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída pelas seguintes formações: J⁴ – Complexo Pteroceriano, incluindo as Camadas com “Lima pseudo-alternicosta” (Kimmeridgiano) , J^{3_d} – Calcários corálícos de Amaral (Kimmeridgiano) , J^{3_c} – Camadas da Abadia (Kimmeridgiano) - (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folha 30-B).

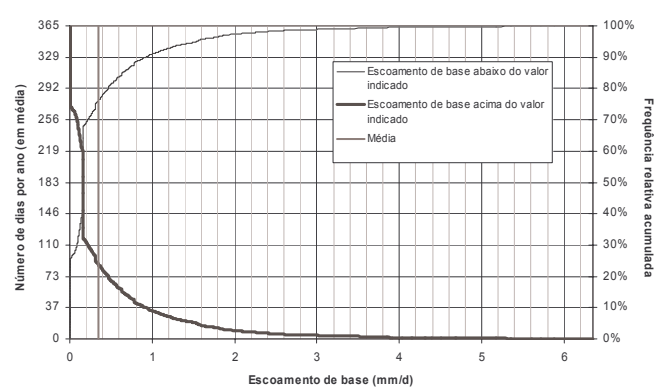
Séries de precipitação utilizadas: 19C04-Penedos de Alenquer.

Notas e comentários: 1) Existe uma lacuna nos registos de precipitação do posto 19C04-Penedos de Alenquer, no período de 01/07/1988 a 31/07/1988, que foi preenchida com os valores registados no posto 19D02-Ota. 2) Há uma lacuna nos registos hidrométricos, no período de 01/10/1984 a 02/11/1985, que foi preenchida a partir dos escoamentos registados na estação 19C02 – Ponte Barnabé, utilizando a expressão $0,0790 + 1,2342 \times E$.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=1 dia):

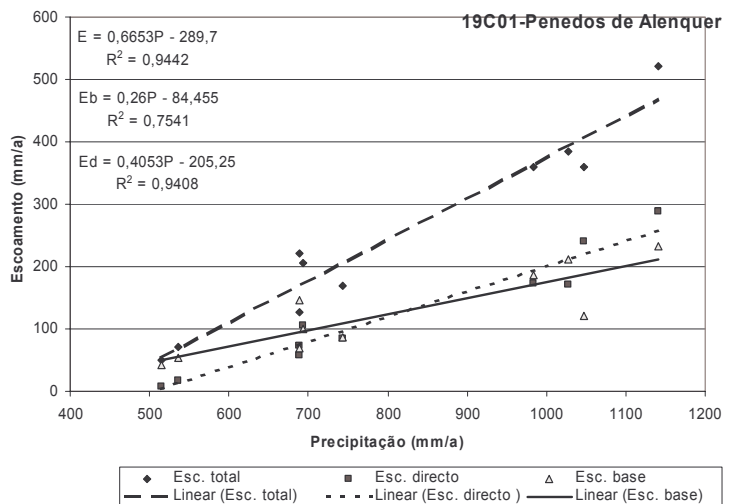


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=1 dia):



Resultados da decomposição para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=1 dia):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1980/1981	515	50	7	43
1981/1982	693	206	106	101
1982/1983	536	71	17	54
1983/1984	1047	360	240	121
1984/1985	1028	385	172	212
1985/1986	689	220	74	147
1986/1987	743	170	84	86
1987/1988	984	359	173	186
1988/1989	689	127	57	69
1989/1990	1141	521	288	233
Média	807	247	122	125



Caixa 12 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Penedos de Alenquer

10.3.4.13 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Panasco (17L01)

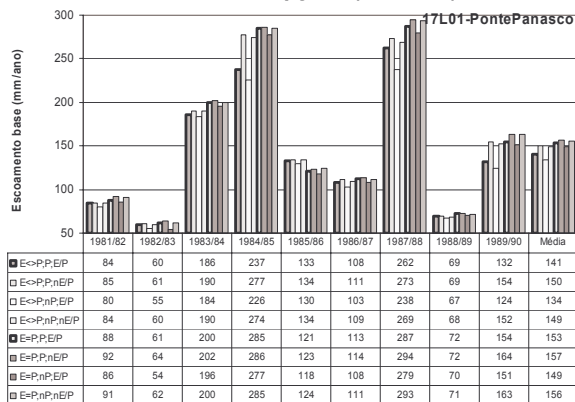
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a), Oliveira *et al.* (1999) e Oliveira (2001). A Caixa 13 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: a bacia é constituída essencialmente por rochas graníticas ou derivadas de granitos, com excepção do seu limite NE, na serra de Castelo de Vide onde ocorrem arcoses e quartzitos, e do seu extremo SE onde ocorrem xistos (*cf.* Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folhas 28D e 29C).

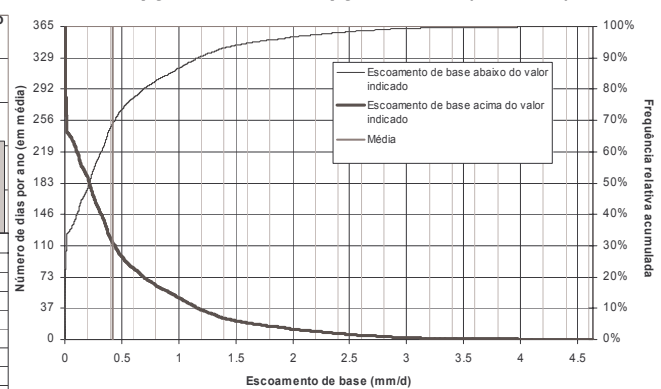
Séries de precipitação utilizadas: 17L02-Vale do Peso, 17L03-Alpalhão, 17M01-Castelo de Vide, 17M03-Beirã, 18M01-Portalegre, para o período de 1/10/1981 a 30/09/1990.

Notas e comentários: 1) Há uma lacuna no período de 01/10/1985 a 26/11/1985. Há três registos francamente anómalos nos dias 28, 29 e 30/12/1981. Os registos em falta foram estimados e os registos anómalos foram corrigidos a partir dos escoamentos registados na estação 18101 – Moinho Novo, utilizando a expressão $0,1668 + 1,0276 \times E$.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=2 dias):

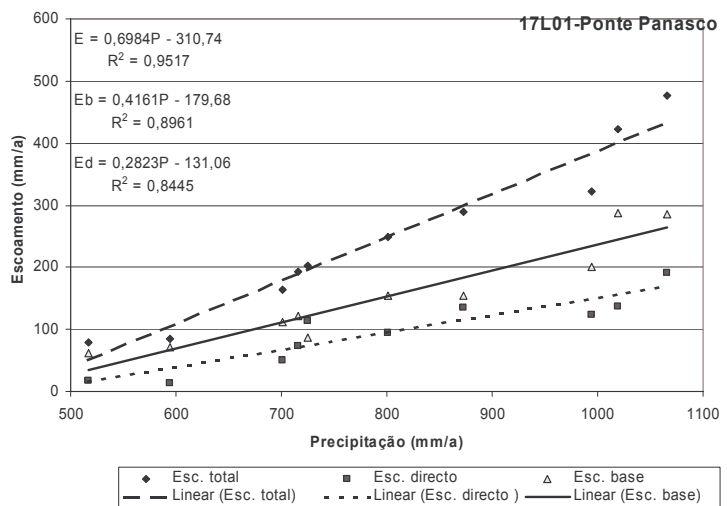


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=2 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=2 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1981/1982	726	202	114	88
1982/1983	517	79	18	61
1983/1984	994	323	123	200
1984/1985	1066	477	192	285
1985/1986	715	194	73	121
1986/1987	701	163	51	113
1987/1988	1020	423	136	287
1988/1989	594	85	13	72
1989/1990	873	290	136	154
Média	801	248	95	153



Caixa 13 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Ponte Panasco

10.3.4.14 Bacia hidrográfica a montante de Rasa (17M01)

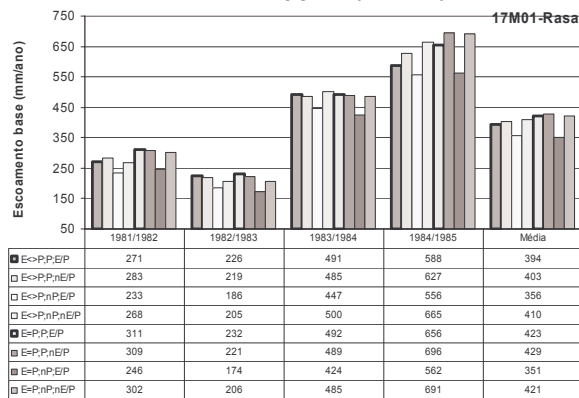
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira (2004). A Caixa 14 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: A bacia é constituída por Xistos, bancadas de quartzitos e grés com xistos argilosos intercalados e Xistos argilosos e quartzitos associados (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folha 29C).

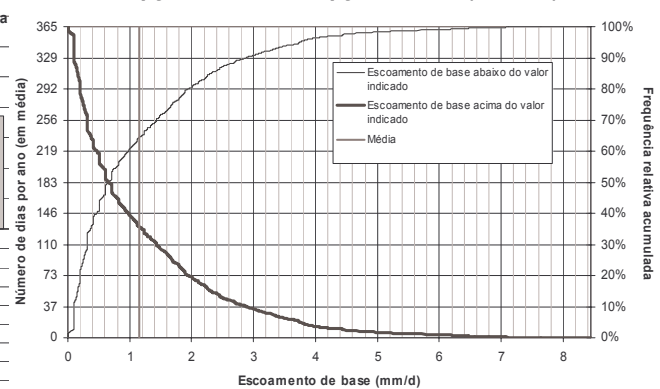
Séries de precipitação utilizadas: 17M04-Ribeira de Nisa, 18M01-Portalegre, 18N01-S.Julião, para o período de 1981-10-01 a 1985-09-30.

Notas e comentários: Não há registos hidrométricos no período de 1981-12-26 a 1982-01-04. Os registos em falta foram estimados a partir dos escoamentos registados na estação 17L01-Ponte de Panasco, utilizando a expressão $0,4604 + 1.6788 \times E$.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=1 dia):

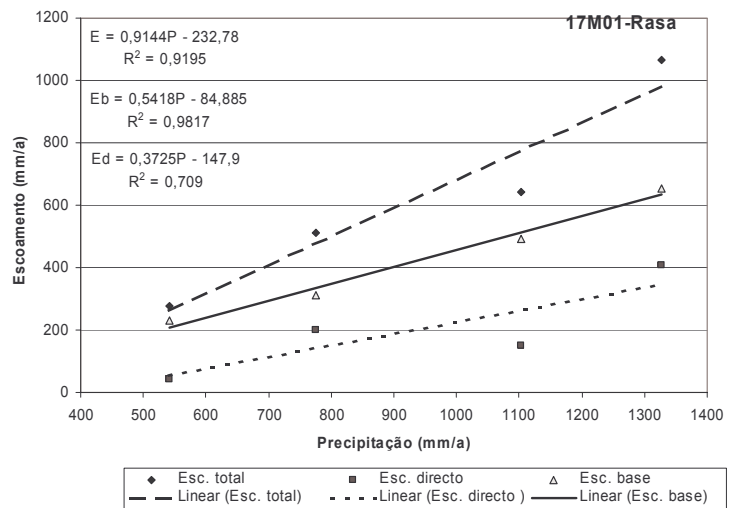


Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=1 dia):



Resultados da decomposição para opção 1→"E=P"; opção 2→"E/P" e opção 3→"P" (N=1 dia):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	E _d (mm/a)	E _b = D (mm/a)
1981/1982	775	512	201	311
1982/1983	542	276	44	232
1983/1984	1102	641	149	492
1984/1985	1327	1065	409	656
Média	936	623	201	423



Caixa 14 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Rasa

10.3.4.15 Bacia hidrográfica a montante de Ponte Junqueira (05E01)

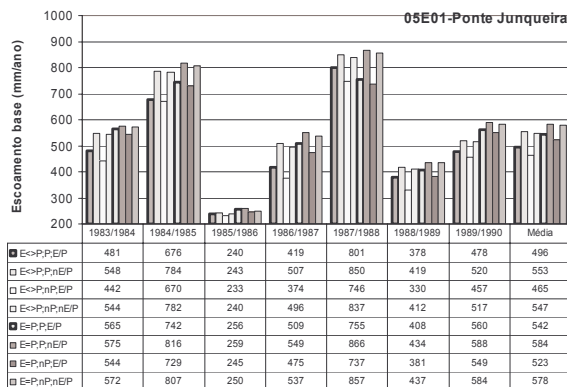
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a). A Caixa 15 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: bacia constituída essencialmente por granitos de grão médio a grosseiro, com excepção de uma faixa de direcção NW-SE que atravessa a parte SW da bacia e que é constituída em grande parte por xistos, ocorrendo também grés micáceos, conglomerados, grauvaques e intercalações quartzíticas (*cf.* Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folhas 5C, 5D, 9A e 9B).

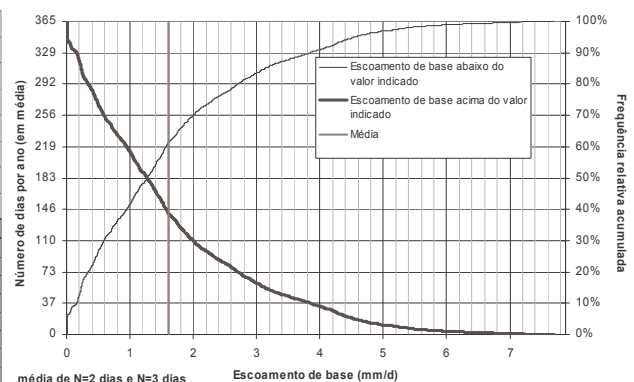
Séries de precipitação utilizadas: 04F01-Barcelos, 04G01-Braga (Posto Agrário), 04G02-Sameiro, 04G05-Vilaça, 04G06-Gondizalves, 05E03-Póvoa do Varzim, 05F01-Viatodos, 05F03-Faria, 05G05-Escudeiros.

Notas e comentários: Estação hidrométrica de Ponte Junqueira (05E 01): lacuna entre 2/8/89 e 15/9/89 – assumiu-se o valor de 0 mm. Estação climatológica de Barcelos (04F 01): dia 3/6/87 assumiu-se 0 mm. Estação climatológica de Braga (04G 01): de 14/1/87 a 16/1/87 registou-se no dia 16 a precipitação acumulada ao longo dos três dias; realizaram-se cálculos para estimar a precipitação ocorrida em cada um dos dias, com base nos valores medidos nas estações de Sameiro e Gondizalves, por serem as mais próximas (dia 14 - 2 mm, dia 15 - 12,5 mm e dia 16 - 11 mm); esta estação não foi considerada nos cálculos de precipitação média relativos aos meses de Setembro e Outubro de 1987 e Agosto de 1988. Posto udométrico de Vilaça (04G 05): dias 5/4/86, 1/6/86 e 1/1/87 optou-se por 0 mm. Posto udométrico de Póvoa do Varzim (05E 03): não foi considerada nos cálculos de precipitação média da bacia de 1/8/87 a 31/10/87.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (média de N=2 dias e N=3 dias):



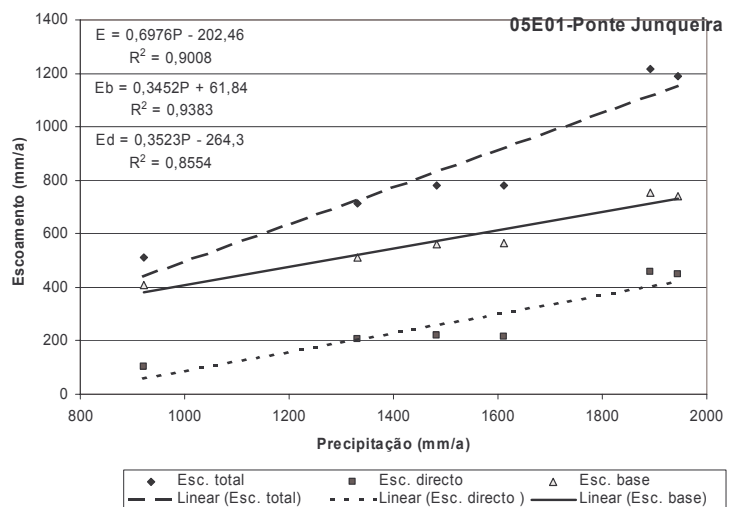
Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (média de N=2 dias e N=3 dias) – excluindo o ano hidrológico de 1985/86:



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (média de N=2 dias e N=3 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	Ed (mm/a)	Eb = D (mm/a)
1983/1984	1612	780	215	565
1984/1985	1945	1191	448	742
1985/1986*	1807	349	92	256
1986/1987	1330	715	205	509
1987/1988	1891	1214	459	755
1988/1989	922	512	103	408
1989/1990	1482	779	218	560
Média	1530	865	275	590

* O ano hidrológico de 1985/1986 apresenta valores de escoamento anormalmente baixos em relação à precipitação estimada. Este ano foi excluído das médias e regressões apresentadas



Caixa 15 - Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Ponte Junqueira

10.3.4.16 Bacia hidrográfica a montante de Aspra (03D01)

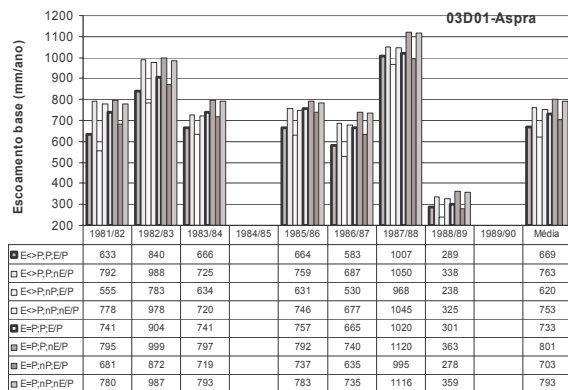
Os escoamentos desta subbacia hidrográfica foram alvo de estudo em Oliveira *et al.* (1997a). A Caixa 16 apresenta os resultados obtidos.

Litologia: xistos andaluzíticos, granatíferos, luzentes, etc., com algumas intercalações conglomeráticas, quartzíticas e filoneanas, na parte central; granitos de grão médio, ou fino a médio, no extremo W; e granitos de grão grosseiro, ou médio a grosseiro, no extremo E (cf. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, folhas 1C e 5A).

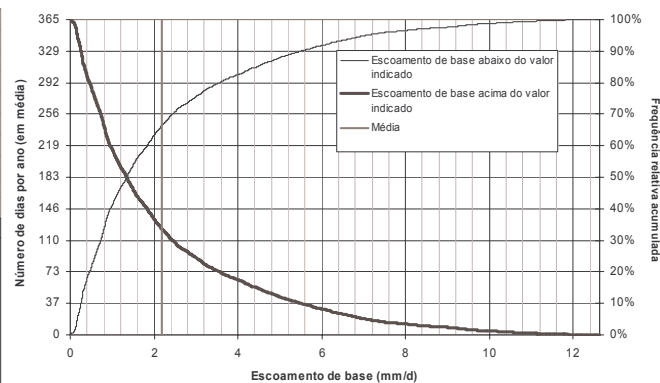
Séries de precipitação utilizadas: 02E03-Arga de Baixo, 03E02-Nogueira, 03E03-Viana do Castelo, 03E04-Valadares, 03E05-Montaria.

Notas e comentários: Os anos hidrológicos em que ocorrem situações anómalas entre a precipitação e o escoamento são os de 1984/85, 1988/89 e 1989/90. A diferença registada no ano hidrológico de 1988/89 não é importante. Para o ano hidrológico de 1984/85, o escoamento registado em dois episódios foi de 1000 mm para uma precipitação de 827 mm (+ 173 mm). Para o ano hidrológico de 1989/90, a diferença é muito superior, tendo o escoamento registado sido superior à precipitação estimada na bacia (+ 398 mm). Os cálculos relativos a esta bacia hidrográfica foram realizados para o período de 1/10/81 a 31/8/90.

Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções (N=2 dias):



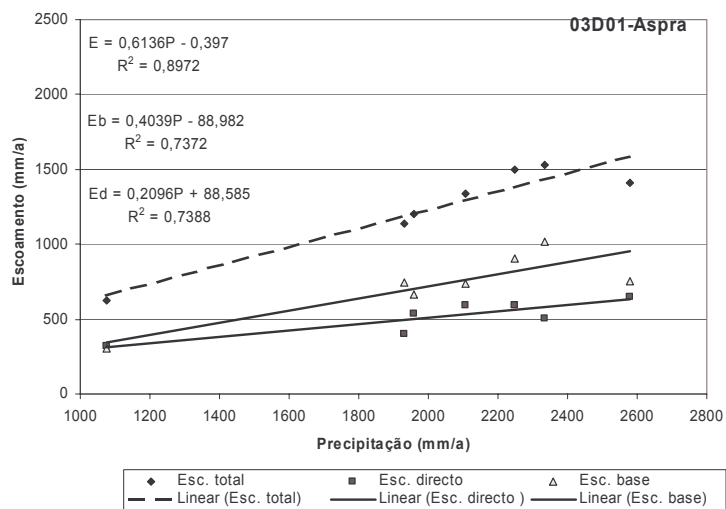
Frequências acumuladas do escoamento de base para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=2 dias):



Resultados da decomposição para opção 1 → "E=P"; opção 2 → "E/P" e opção 3 → "P" (N=2 dias):

Ano hidrológico	P (mm/a)	E = E _{ps} (mm/a)	Ed (mm/a)	Eb = D (mm/a)
1981/1982	1930	1139	398	741
1982/1983	2249	1495	591	904
1983/1984	2107	1337	596	741
1984/1985*	2688	2444	1059	1386
1985/1986	2581	1406	649	757
1986/1987	1960	1204	539	665
1987/1988	2336	1529	508	1020
1988/1989	1077	624	323	301
1989/1990*	1127	1525	938	587
Média	2034	1248	515	733

*Dado que os valores de escoamento são pouco abaixo ou inclusivamente superiores aos de precipitação, não se consideraram estes anos nem na determinação das médias nem das regressões



Caixa 16 – Resultados da decomposição do hidrograma de escoamento na bacia a montante de Aspra

10.3.5. Comparação dos escoamentos de base obtidos para cada sub-bacia pelas diferentes opções do programa DECHIDR

Os escoamentos de base anuais estão representados em cada "Gráfico e tabela com resultados do escoamento de base obtidos com as oito opções" das Caixa 1 a Caixa 16. Para verificar a semelhança de resultados produzidos pelas várias opções, faz-se a comparação dos escoamentos de base anuais médios. Esta comparação é feita através das diferenças entre os escoamentos de base das duas situações comparadas ($Eb_1 - Eb_2$) ou, de forma relativa aos escoamentos de base em causa, pela relação $(Eb_1 - Eb_2) / \{(Eb_1 + Eb_2) / 2\}$. O Quadro 55 apresenta estas comparações.

Quadro 55 – Comparação entre os escoamentos de base anuais médios obtidos utilizando diferentes opções de corrida do programa DECHIDR

Situação a comparar	Casos	Diferenças (mm): $[Eb_1 - Eb_2]$															
		Ponte Algalé-19N08	Entradas-27I/01	Pavia-20113	Monte dos Pachecos-30G01	Ponte Canha-21F01	Herdade das Pancas-22G/02	Couto de Andreiros-18L01	Ponte Velha Capitão-06P/01	Moinho Novo-18I01	MontePisão-19N01	Ponte Barnabé-19C02	Ponte Panasco-17L/01	Penedos de Alenquer-19C01	Rasa-17M01	Ponte Junqueira-09E/01	Aspra-03D/01
"E<>P" vs. "E=P"	P; E/P	-4	-3	-2	-2	-4	-3	-2	-9	-2	-4	-5	-12	-5	-29	-51	-64
	P; nE/P	-4	1	-2	1	-4	-3	0	-5	-6	-4	-2	-7	-5	-25	-34	-38
	nP; E/P	-3	-4	-3	-2	-4	-4	-4	-10	-2	-7	-7	-15	-12	4	-66	-83
	nP; nE/P	-3	1	-2	1	-4	-3	-1	-6	-4	-5	-2	-7	-10	-12	-34	-41
"P" vs. "nP"	E<>P; E/P	1	2	1	2	3	2	4	2	5	5	7	7	12	38	36	49
	E<>P; nE/P	1	0	1	1	2	1	2	1	0	2	3	1	6	-6	7	10
	E=P; E/P	2	1	0	2	3	1	2	1	4	2	5	5	5	71	21	30
	E=P; nE/P	1	1	0	1	2	1	1	0	2	1	2	1	2	8	6	8
"E/P" vs. "nE/P"	P; E<>P	-1	-5	0	-5	-2	-4	-5	-2	-3	-2	-7	-9	-2	-9	-66	-94
	nP; E<>P	-1	-7	-1	-5	-3	-5	-7	-3	-8	-5	-11	-15	-8	-54	-95	-133
	P; E=P	0	-1	0	-1	-1	-4	-3	2	-8	-2	-4	-3	-3	-6	-48	-68
	nP; E=P	-1	-2	0	-2	-3	-4	-4	2	-10	-3	-7	-7	-6	-70	-63	-91
		Diferenças relativas (%): $[(Eb_1 - Eb_2) / \{(Eb_1 + Eb_2) / 2\}] \cdot 100$															
"E<>P" vs. "E=P"	P; E/P	-27	-17	-13	-6	-8	-8	-3	-11	-1	-5	-6	-8	-4	-7	-9	-9
	P; nE/P	-23	3	-11	4	-6	-7	0	-6	-5	-5	-2	-4	-4	-6	-5	-5
	nP; E/P	-23	-25	-18	-6	-8	-12	-7	-13	-2	-9	-9	-10	-10	1	-12	-13
	nP; nE/P	-20	4	-13	3	-7	-8	-1	-7	-4	-7	-3	-4	-8	-3	-6	-5
"P" vs. "nP"	E<>P; E/P	8	13	7	6	7	7	6	3	5	7	9	5	10	10	7	8
	E<>P; nE/P	6	2	4	3	4	3	3	1	0	3	3	1	5	-2	1	1
	E=P; E/P	13	5	2	5	6	3	3	1	4	3	6	3	4	18	4	4
	E=P; nE/P	8	3	2	2	4	2	1	1	2	2	2	1	2	2	1	1
"E/P" vs. "nE/P"	P; E<>P	-5	-27	-2	-14	-4	-10	-6	-3	-3	-2	-8	-6	-2	-2	-11	-13
	nP; E<>P	-7	-37	-5	-16	-6	-14	-10	-4	-8	-6	-14	-11	-7	-14	-17	-19
	P; E=P	-1	-7	0	-4	-2	-9	-4	2	-7	-3	-4	-2	-2	-1	-8	-9
	nP; E=P	-5	-9	-1	-7	-5	-10	-5	2	-10	-4	-8	-4	-5	-18	-11	-12

Para o caso da comparação das opções "E=P" e "E<>P" [isto é, fazendo a correcção do escoamento total para o mesmo período de registo da precipitação ("E=P") ou não fazendo essa correcção ("E<>P")], verifica-se que, em quase todas as situações consideradas, o valor de

escoamento de base é superior quando se faz essa correcção. As diferenças são mais significativas para as sub-bacias com precipitação mais elevada. Contudo, expresso em relação ao escoamento de base, são as sub-bacias com precipitação menor que apresentam as diferenças relativas maiores.

No caso da comparação das corridas com opções "P" e "nP" [ou seja, considerando a precipitação para definir o início de um episódio novo de precipitação/recarga ("P") ou não considerando ("nP")], as diferenças encontradas são normalmente mais baixas do que no caso anterior, sendo o escoamento de base calculado com a opção "P" maior do que o calculado com a opção "nP" em todas as ocasiões excepto numa. As diferenças expressas em função do escoamento de base são também mais baixas do que no caso anterior.

Na comparação dos escoamentos de base obtidos com as opções "E/P" e "nE/P" [isto é, controlando ("E/P") ou não ("nE/P") o balanço entre o escoamento total e a precipitação], verifica-se que, no caso de não se fazer esse controlo, o escoamento de base calculado é quase sempre superior, assumindo diferenças muito grandes no caso das sub-bacias com precipitação mais elevada.

Se se comparar as médias dos desvios absolutos (opções "E<>P" vs. "E=P": 11,0 mm ou 8,1 %; opções "P" vs. "nP": 6,5 mm ou 4,3 %; opções "E/P" vs. "nE/P": 15,7 mm ou 7,8 %), verifica-se que, em termos médios, a consideração da precipitação para definir um novo episódio de precipitação/recarga é dos três factores comparados, aquele que produz menor diferença nos resultados.

Considera-se que as diferenças de escoamento de base obtidas pelas diversas opções de corrida do modelo são elevadas, o que se traduz nos valores médios apresentados no parágrafo anterior.

10.3.6. Estudo do escoamento de base anual em função da precipitação anual por sub-bacia hidrográfica

O resultado da comparação de opções apresentada na secção anterior e a impossibilidade de definir qual dos conjuntos de opções é o mais correcto, levou a considerar que o método da decomposição dos hidrogramas que melhor traduz a realidade é aquele que se considera conceptualmente mais correcto, ou seja, aquele que apresenta como opções: escoamento corrigido para o mesmo período de registo da precipitação (opção "E=P"), controlo do balanço entre precipitação e escoamento (opção "E/P"), e ocorrência de precipitação para se iniciar um novo episódio de escoamento directo (opção "P").

Para este conjunto de opções, o Quadro 56 sintetiza a litologia, os valores anuais médios encontrados para cada sub-bacia, apresenta o valor mediano do escoamento de base, e apresenta as fracções do escoamento de base em relação à precipitação e ao escoamento superficial. O Quadro 57 apresenta as equações de regressão linear do escoamento de base anual e do escoamento

(superficial) anual sobre a precipitação anual e respectivos coeficientes de correlação. Os valores apresentados referem-se ao número de anos referidos no Quadro 56.

Em relação aos coeficientes de correlação entre E_b e P todas as sub-bacias apresentam coeficiente de correlação superior a 0,70.

Como referido na secção 10.3.2 e no Anexo 11, o escoamento de base pode ser descrito, em função da precipitação, por segmentos de recta. No caso da primeira forma de escoamento (directo ou de base) que ocorre ser o E_b , este é descrito pelo segmento de recta de regressão de E sobre P desde a precipitação correspondente a $E = 0$ até à precipitação em que as rectas de E e de E_b se intersectam, sendo descrito pelo segmento da recta de regressão de E_b sobre P a partir desse ponto até à precipitação máxima considerada. Neste estudo não se considerou o limite de precipitação a partir da qual $ETR + E_{vp}$ é constante. No caso da primeira forma de escoamento a gerar-se ser o E_d , então E_b é descrito somente pelo segmento de recta de regressão de E_b sobre P entre a precipitação para a qual $E_b = 0$ e a precipitação máxima. O Quadro 57 apresenta os valores de P a partir dos quais se aplica cada uma das equações.

Quadro 56 – Síntese das litologias dominantes, valores anuais médios resultantes da decomposição dos hidrogramas, e escoamento de base mediano, por sub-bacia hidrográfica

Bacia hidrográfica	Litologia dominante	Nº de anos utilizados nos cálculos	Precipitação média (P) (mm/a)	Escoamento total médio (E) (mm/a)	Escoamento directo médio (E_d) (mm/a)	Escoamento de base médio (E_b) (mm/a)	Escoamento de base mediano (mm/d)	E_b/P (%)	E_b/E (%)
Ponte Algalé-19N08	gr	6	489	49	32	17	0,000	3	35
Entradas-27I/01	m	7	603	152	131	21	0,000	3	14
Pavia-20I13	gr+m	9	611	95	76	19	0,001	3	20
Monte dos Pachecos-30G01	m	5	623	207	173	34	0,030	5	16
Ponte Canha-21F01	misto	10	662	129	71	58	0,087	9	45
Herdade das Pancas-22G/02	m	9	669	166	128	38	0,015	6	23
Couto de Andreiros-18L01	gr+m	10	693	169	99	70	0,007	10	41
Ponte Velha Capitão-06P/01	m	9	715	171	87	84	0,020	12	49
Moinho Novo-18I01	misto	10	723	184	80	104	0,115	14	57
MontePisão-19N01	gr+m	9	783	195	115	80	0,085	10	41
Ponte Barnabé-19C02	sed	10	795	181	95	86	0,071	11	48
Ponte Panasco-17L/01	gr	9	801	248	95	153	0,217	19	62
Penedos de Alenquer-19C01	sed	10	807	247	122	125	0,157	15	51
Rasa-17M01	m	4	936	623	201	423	0,664	45	68
Ponte Junqueira-05E/01	gr+m	6	1530	865	275	590	1,274	39	68
Aspra-03D/01	gr	7	2034	1248	515	733	1,360	36	59

Litologia dominante: gr→rochas ígneas, m→rochas metamórficas, sed→rochas sedimentares, misto→rochas sedimentares e (ígneas ou metamórficas)

De acordo com as equações apresentadas para todas as sub-bacias, excepto Aspra, a primeira forma de escoamento a ocorrer, estimada a partir das rectas de regressão, é o escoamento de base.

Aspra constitui também um caso anómalo porque, de acordo com a equação do escoamento (superficial), apresenta escoamento anual independentemente da precipitação anual considerada (a

partir de 0,6 mm de precipitação por ano já estima escoamento). Refira-se que abaixo da precipitação anual mínima calculada para cada sub-bacia, não se tem informação, pelo que a extrapolação realizada, nesta sub-bacia, não faz sentido. Esta situação não retira a validade das equações apresentadas dentro do intervalo registado de precipitações. Para as outras sub-bacias, as extrapolações são mais válidas, uma vez que os escoamentos (superficiais) mínimos registados são muito mais próximos de zero.

Em relação aos resultados obtidos, verifica-se que nas duas sub-bacias mais a sul (Monte dos Pachecos e Entradas) e de alguma forma também em Rasa, o pendor da recta do escoamento é aproximadamente unitário, o que significa que não há variação da parcela $ETR + E_{vp}$ com a P , o que pode indicar que nestas bacias, quando há produção de escoamento, já se satisfaz a evapo(transpi)ração potencial.

Quadro 57 – Equações de regressão linear do escoamento de base e do escoamento superficial sobre a precipitação, respectivos coeficientes de correlação (r) e limites de aplicação de cada uma das equações para definir o escoamento de base, por sub-bacia hidrográfica

Bacia hidrográfica	Regressão linear do escoamento de base sobre a precipitação (mm/a)		Regressão linear do escoamento sobre a precipitação (mm/a)		Segmentos de recta do escoamento de base	
	Equação 1	r	Equação 2	r	Equação 2	Equação 1
					P mínima	P mínima
Ponte Algalé-19N08	$Eb=0,1384*P-50,6$	0,904	$E=0,4539*(P-382,0)$	0,877	382,0	389,2
Entradas-27I/01	$Eb=0,0974*P-37,7$	0,699	$E=1,0253*(P-454,6)$	0,856	454,6	461,7
Pavia-20I13	$Eb=0,0979*P-41,0$	0,947	$E=0,5089*(P-425,0)$	0,888	425,0	426,5
Monte dos Pachecos-30G01	$Eb=0,1185*P-39,6$	0,994	$E=1,0325*(P-423,0)$	0,967	423,0	434,5
Ponte Canha-21F01	$Eb=0,1518*P-42,3$	0,912	$E=0,4369*(P-365,8)$	0,954	365,8	412,1
Herdade das Pancas-22G/02	$Eb=0,1271*P-47,0$	0,891	$E=0,6787*(P-424,2)$	0,902	424,2	436,7
Couto de Andreiros-18L01	$Eb=0,2818*P-125,1$	0,966	$E=0,6946*(P-449,2)$	0,977	449,2	452,8
Ponte Velha Capitão-06P/01	$Eb=0,2299*P-80,0$	0,789	$E=0,4770*(P-356,4)$	0,788	356,4	364,2
Moinho Novo-18I01	$Eb=0,2573*P-81,7$	0,776	$E=0,4896*(P-347,4)$	0,863	347,4	380,5
MontePisão-19N01	$Eb=0,2080*P-82,7$	0,925	$E=0,5498*(P-428,7)$	0,925	428,7	447,6
Ponte Barnabé-19C02	$Eb=0,2573*P-118,4$	0,967	$E=0,5980*(P-491,1)$	0,962	491,1	514,5
Ponte Panasco-17L/01	$Eb=0,4161*P-179,7$	0,947	$E=0,6984*(P-444,9)$	0,976	444,9	464,0
Penedos de Alenquer-19C01	$Eb=0,2600*P-84,5$	0,868	$E=0,6653*(P-435,4)$	0,972	435,4	506,3
Rasa-17M01	$Eb=0,5418*P-84,9$	0,991	$E=0,9144*(P-254,6)$	0,959	254,6	396,9
Ponte Junqueira-05E/01	$Eb=0,3452*P+61,8$	0,969	$E=0,6976*(P-290,2)$	0,546	290,2	750,0
Aspra-03D/01	$Eb=0,4039*P-89,0$	0,859	$E=0,6136*(P-0,6)$	0,947	-	220,4

10.3.7. Estudo intersub-bacias hidrográficas do escoamento de base anual em função da precipitação anual

10.3.7.1 Introdução

O estudo intersub-bacia processa-se sobre dois conjuntos de dados: os resultados anuais e os resultados anuais médios. Para os resultados anuais faz-se igualmente um estudo por tipo litológico dominante nas sub-bacias. Neste estudo utilizaram-se os resultados obtidos com o conjunto de opções considerado conceptualmente mais correcto na decomposição dos hidrogramas: escoamento corrigido para o mesmo período de registo da precipitação (opção "E=P"), controlo do balanço entre precipitação

e escoamento (opção "E/P"), e ocorrência de precipitação superior à precipitação mínima para se iniciar um novo episódio de escoamento directo (opção "P").

Para este estudo, e de acordo com o apresentado na secção 10.3.2, **procuraram-se regressões lineares entre os escoamentos de base e as precipitações**. Consideraram-se somente os valores correspondentes ao segundo troço do segmento de recta ou da função parabólica que relaciona os valores de escoamento de base com a precipitação (ver Anexo 11). Para que este estudo ficasse completo seria necessário definir o primeiro troço do segmento de recta ou da função parabólica que descreve a situação em que o escoamento de base é igual ao escoamento superficial. Não foi também considerado o terceiro troço, a partir de P_u , quando $ETR + E_{vp}$ são dadas pela evapo(transpi)ração potencial do *solo* e do meio superficial (ver secção 10.3.2).

O estudo das regressões lineares do escoamento de base sobre a precipitação é um procedimento utilizado noutros trabalhos do autor, quer num Protocolo de Cooperação entre o LNEC e o INAG (Oliveira *et al.*, 1997a, b) quer nos trabalhos realizados para o Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo (Oliveira *et al.*, 1999). No primeiro dos trabalhos, utilizando sete bacias que se desenvolvem sobre formações do Maciço Antigo, chegaram-se às seguintes regressões lineares do escoamento de base sobre a precipitação e respectivos coeficientes de correlação r (Oliveira *et al.*, 1997a, b):

- utilizando os valores anuais ($r = 0,929$):

$$Eb = 0,518 * P - 286 = 0,518 * (P - 552) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 275}$$

- utilizando os valores anuais médios ($r = 0,998$):

$$Eb = 0,551 * P - 323 = 0,551 * (P - 586) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 276}$$

No segundo dos trabalhos, que juntou os resultados obtidos para essas sub-bacias com os resultados obtidos para cinco outras sub-bacias situadas na área do Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo que se desenvolvem total ou parcialmente sobre rochas do Maciço Antigo (sendo a sub-bacia de Ponte de Panasco comum aos dois trabalhos), chegou-se à seguinte regressão linear e $r = 0,998$ utilizando os valores anuais médios (Oliveira *et al.*, 1999, Oliveira e Lobo Ferreira, 1999):

$$Eb = 0,5448 * P - 311 = 0,5448 * (P - 571) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 277}$$

10.3.7.2 Estudo dos resultados anuais

Nesta análise agruparam-se as sub-bacias em função da litologia (de acordo com os tipos litológicos referidos no Quadro 56) procurando relações entre o escoamento de base anual e a precipitação anual.

O Quadro 58 sintetiza os valores das regressões encontradas, incluindo a totalidade das sub-bacias ou excluindo algumas delas. Para melhor compreender estes resultados faz-se seguidamente uma análise das projecções e das regressões encontradas. Apesar de as equações serem apresentadas sob a forma $a_{Eb} \cdot [P - P(0)]$ ou $a_{Eb} \cdot [P - P(1z)] \cdot [P - P(0)]$ onde $P(0)$ representa a intersecção da função com o eixo do escoamento nulo, a precipitação mínima necessária para haver

escoamento de base é condicionada pela função que relaciona o escoamento total com a precipitação, sendo superior a $P(0)$ no caso do escoamento de base ser a primeira forma de escoamento a ocorrer.

Quadro 58 – Regressões do escoamento de base anual sobre a precipitação anual por conjuntos de sub-bacias associadas de acordo com a litologia

Litologia	Tipo de regressão	Caso	Equação	r
Rochas ígneas (Ponte Algalé-19N08; Ponte Panasco-17L/01; Aspra-03D/01)	Linear	Todas	$Eb=0,4542.(P - 446,5)$	0,979
	Linear	Todas - Aspra	$Eb=0,3987.(P - 428,1)$	0,952
	Parabólica	Todas - Aspra	$Eb=0,0004.(P - 73,4).$ $(P - 327,3)$	0,972
Rochas metamórficas (Entradas-27I/01; Monte dos Pachecos-30G01; Herdade das Pancas-22G/02; Ponte Velha Capitão-06P/01; Rasa-17M01)	Linear	Todas	$Eb=0,5404.(P - 522,9)$	0,754
	Linear	Todas - Rasa	$Eb=0,1866.(P - 405,9)$	0,736
Rochas ígneas + metamórficas (Pavia-20I13; Couto de Andreiros-18L01; MontePisão-19N01; Ponte Junqueira-05E/01)	Linear	Todas	$Eb=0,5274.(P - 473,5)$	0,948
	Linear	Todas - Ponte Junqueira	$Eb=0,2394.(P - 458,0)$	0,894
Rochas sedimentares (Ponte Barnabé-19C02; Penedos de Alenquer-19C01)	Linear	Todas	$Eb=0,2607.(P - 395,6)$	0,877
Rochas ígneas ou metamórficas + sedimentares (Ponte Canha-21F01; Moinho Novo-18I01)	Linear	Todas	$Eb=0,2246.(P - 330,5)$	0,764
	Linear	Todas	$Eb=0,4680.(P - 513,2)$	0,932
	Linear	Todas - sedimentares	$Eb=0,4766.(P - 507,6)$	0,938
Todas as sub-bacias	Linear	Todas - sedimentares - Rasa	$Eb=0,4703.(P - 521,0)$	0,955

A Fig. 106 mostra a correlação obtida para as sub-bacias onde ocorrem principalmente **rochas ígneas** (Ponte Algalé, Ponte Panasco e Aspra). Como se pode verificar os valores dispõem-se em dois conjuntos diferenciados, ocorrendo precipitações e escoamentos de base muito elevados na sub-bacia de Aspra. Por esse motivo calculou-se a regressão linear considerando e não considerando a sub-bacia de Aspra. Considerando apenas as sub-bacias de Ponte Algalé e de Ponte Panasco, a projecção dos dados levou também à realização de uma regressão parabólica. A regressão parabólica realizada não permite uma boa aproximação aos valores obtidos para a bacia de Aspra.

As relações entre o escoamento de base e a precipitação nas sub-bacias que se desenvolvem em formações essencialmente **metamórficas** (Entradas, Monte dos Pachecos, Herdade das Pancas, Ponte Velha Capitão e Rasa), podem ser visualizadas na Fig. 107. Como se pode verificar há um conjunto de dados que se projecta distintamente dos restantes. Esses pontos são os da sub-bacia de Rasa. Uma das causas para esta diferença é que as condições hidrogeológicas, geomorfológicas e de ocupação do solo da bacia podem ser diferentes das condições das outras bacias consideradas, de forma que na sub-bacia de Rasa o escoamento é privilegiado em detrimento da evapotranspiração. Em termos médios, para os quatro anos estudados (ver secção 10.3.4.14), a evapotranspiração real, o escoamento directo e o escoamento de base são 33 %, 21 % e 46 % da precipitação, respectivamente.

Embora os valores de Rasa possam estar correctamente determinados, põem-se no entanto outras hipóteses para justificar a sua posição no gráfico.

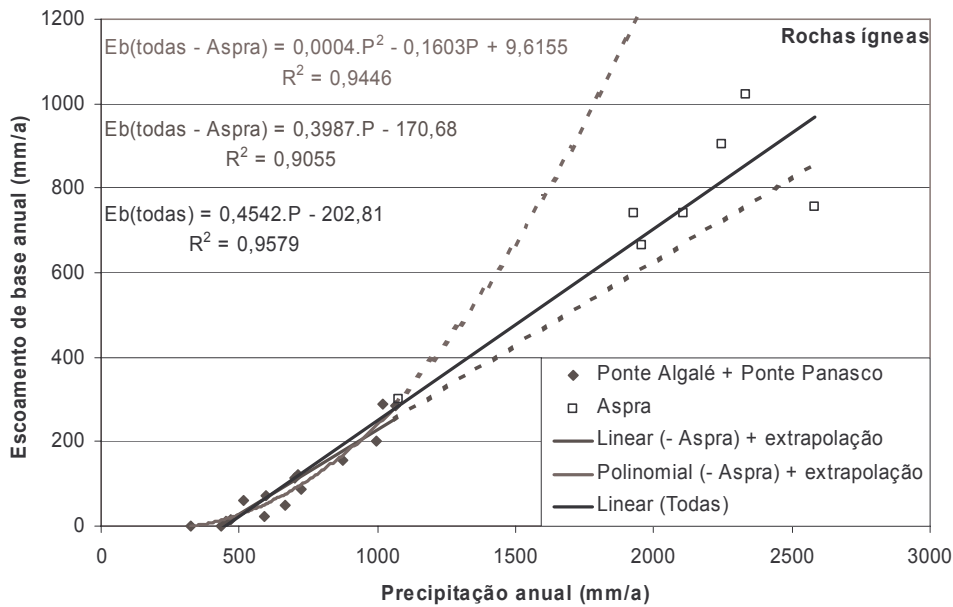


Fig. 106 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas ígneas (incluindo ou excluindo Aspra)

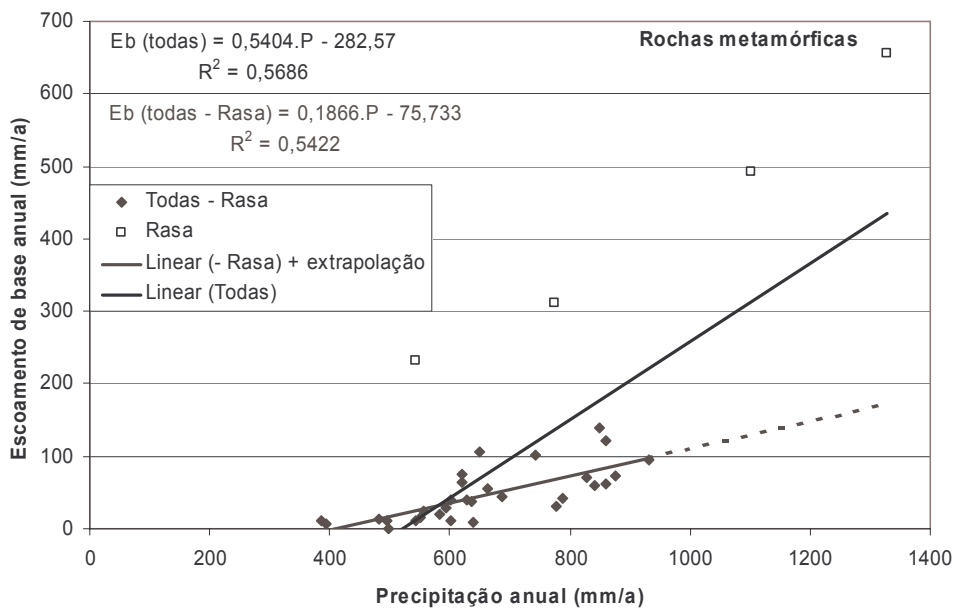


Fig. 107 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas metamórficas (incluindo ou excluindo Rasa)

A primeira hipótese é que a precipitação nesta bacia pode ser superior à calculada. Esta bacia tem o seu ponto mais alto na Serra de S. Mamede e nesse local não há nenhum posto udométrico. Provavelmente pode haver dias sem precipitação registada em qualquer um dos postos udométricos utilizados e no entanto ocorrer precipitação na bacia. Neste caso, os pontos estariam mais deslocados para a direita.

A segunda hipótese é que, dado que a área da sub-bacia é muito pequena, um pequeno erro na determinação da área provoca uma alteração nos valores de escoamento. Se a área for superior à

utilizada, os escoamentos serão inferiores aos utilizados, pelo que os pontos deslocar-se-ão para baixo.

Qualquer uma das duas situações referidas colocaria os pontos mais próximos da recta de regressão calculada não considerando os valores da sub-bacia de Rasa.

Considerando os valores sem os da sub-bacia de Rasa, verifica-se que há uma grande dispersão em torno da recta, o que justifica o coeficiente de correlação baixo, inclusivamente mais baixo do que o obtido utilizando os valores da sub-bacia de Rasa. Contudo, é nítido que as distâncias entre os pontos e a recta de correlação que considera a sub-bacia de Rasa são muito superiores às distâncias que se verificam quando se utilizam somente os pontos que não pertencem à sub-bacia de Rasa (e correspondente recta de regressão).

A Fig. 108 mostra a correlação obtida para as sub-bacias onde ocorrem **rochas ígneas e rochas metamórficas** (Pavia, Couto de Andreiros, Monte Pisão e Ponte Junqueira). Também aqui se diferencia uma sub-bacia das restantes, devido aos seus valores mais elevados: Ponte Junqueira. Por esse motivo fez-se a análise considerando a totalidade das sub-bacias ou excluindo Ponte Junqueira. Apesar de o coeficiente de correlação que considera a totalidade das sub-bacias ser superior, a regressão linear que não considera a sub-bacia de Ponte Junqueira permite estimar muito melhor os escoamentos de base destas sub-bacias. Além disso, verifica-se nitidamente um comportamento distinto entre o posicionamento dos pontos da estação hidrométrica de Ponte Junqueira em relação aos restantes. Esta situação pode indicar que as características (hidro)geológicas de Ponte Junqueira e das restantes sub-bacias são distintas.

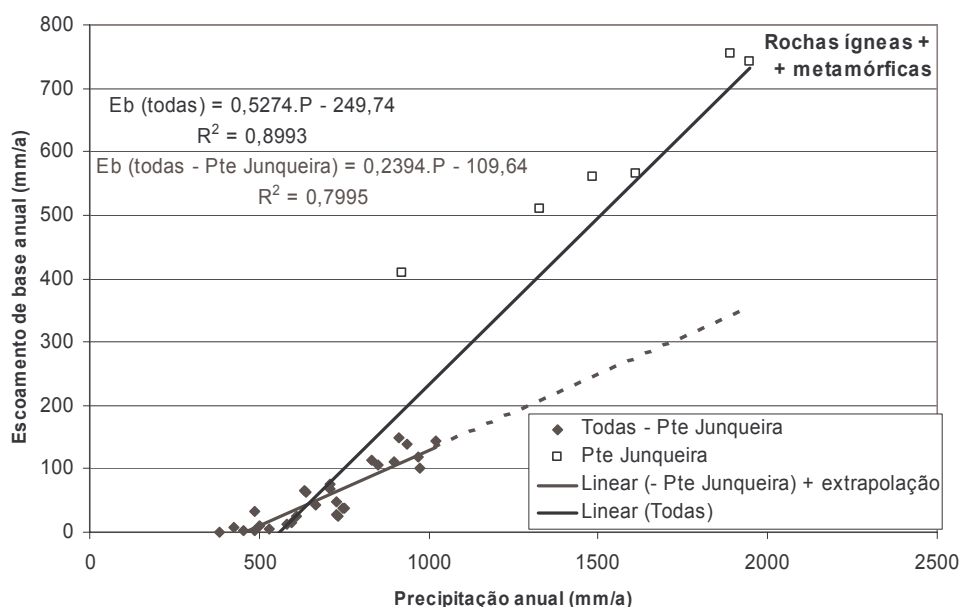


Fig. 108 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas ígneas e metamórficas (incluindo ou excluindo Ponte Junqueira)

A Fig. 109 projecta os resultados anuais obtidos para as únicas duas **bacias sedimentares** estudadas: Penedos de Alenquer e Ponte Barnabé. As características geológicas destas duas sub-bacias são semelhantes (Penedos de Alenquer inclui-se dentro de Ponte Barnabé), com a ocorrência de formações margosas e argilosas. Assim, os resultados aqui obtidos não podem ser extrapolados para outras formações sedimentares com porosidade mais elevada.

Finalmente, a Fig. 110 mostra as duas sub-bacias que se desenvolvem em **formações sedimentares, ígneas e metamórficas**: Ponte Canha e Moinho Novo. O coeficiente de correlação encontrado entre os escoamentos de base anuais e as precipitações anuais não é muito elevado.

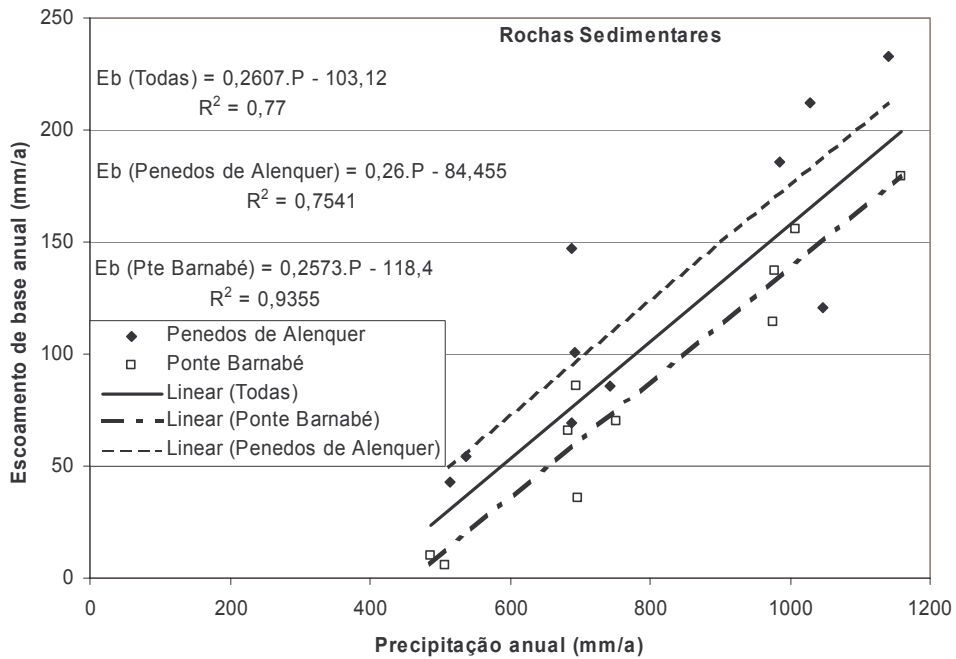


Fig. 109 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas sedimentares

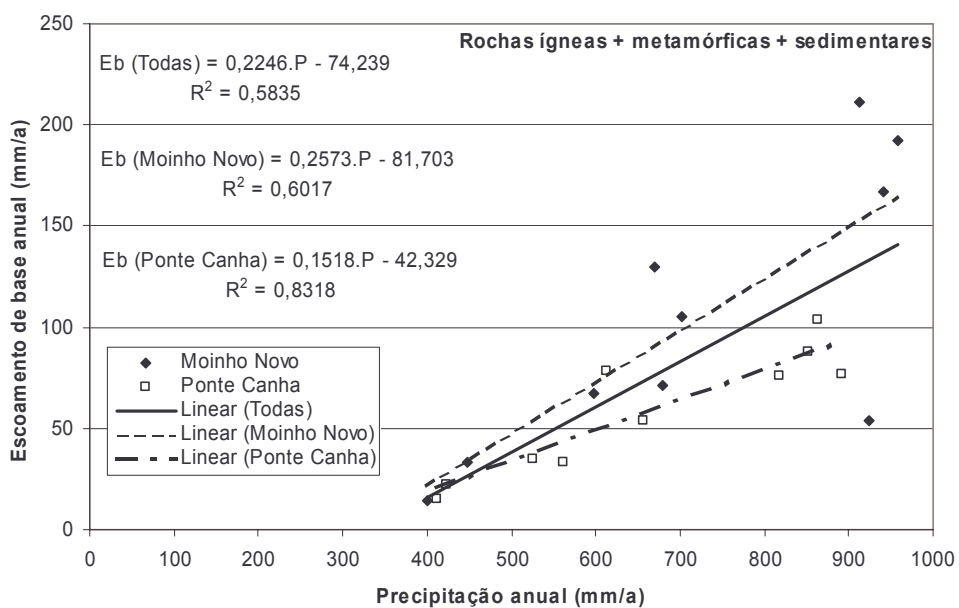


Fig. 110 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para as sub-bacias caracterizadas pela ocorrência de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares

Procuraram-se ainda regressões para outros três conjuntos de associações de litologias: (1) todas as sub-bacias, (2) todas menos as sedimentares e (3) todas menos as sedimentares e Rasa (a exclusão de Rasa deve-se às mesmas razões que se referiram anteriormente) - Fig. 111. As rectas de regressão obtidas apresentam parâmetros a e b semelhantes entre si. Para consolidar esta observação realizou-se um teste estatístico sobre as três séries partindo do pressuposto de que a população dos escoamentos de base anuais vs. precipitações anuais segue uma relação linear.

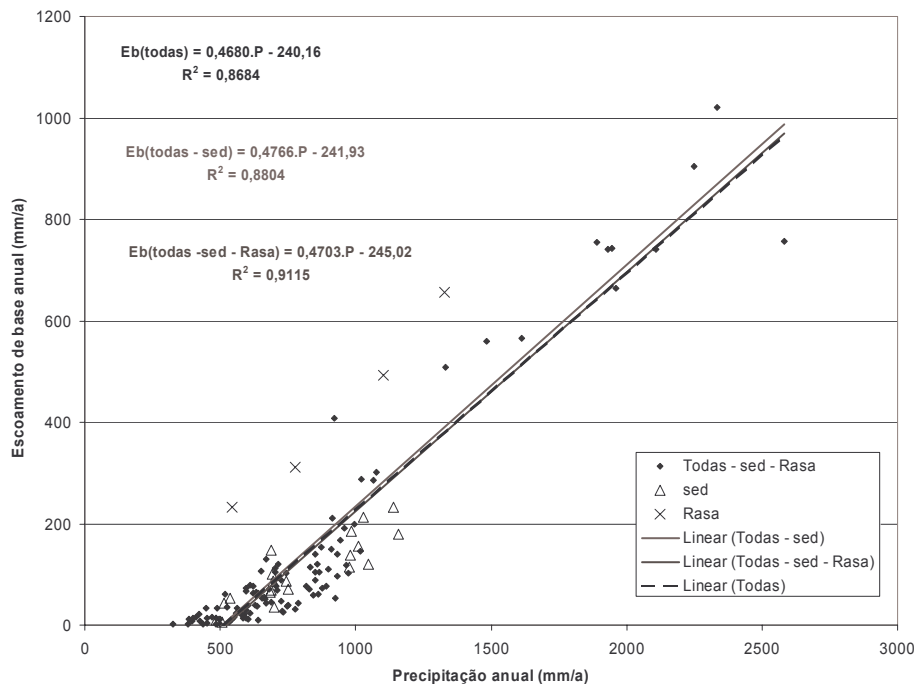


Fig. 111 – Regressões entre o escoamento de base anual e a precipitação anual para todas as sub-bacias, todas as sub-bacias menos as sedimentares e todas as sub-bacias menos as sedimentares e Rasa

O teste foi aplicado a cada conjunto de dados, tendo as seguintes características:

- H_0 : as rectas podem provir de uma mesma população original;
- H_1 : as rectas não provêm de uma mesma população original;
- nível de significância (α) = 5 %.

De acordo com Till (1980), calculam-se intervalos de confiança para a e b (com nível de significância α):

$$a - t_{(\alpha/2; n-2)} \sqrt{\frac{s^2}{C\text{SSP}}} < \gamma < a + t_{(\alpha/2; n-2)} \sqrt{\frac{s^2}{C\text{SSP}}} \quad \text{Eq. 278}$$

$$b - t_{(\alpha/2; n-2)} \sqrt{\frac{s^2 \sum P^2}{n \cdot C\text{SSP}}} < \delta < b + t_{(\alpha/2; n-2)} \sqrt{\frac{s^2 \sum P^2}{n \cdot C\text{SSP}}} \quad \text{Eq. 279}$$

sendo:

$t_{(\alpha/2;n-2)}$ o valor da distribuição t de Student sendo α a probabilidade de ocorrência de um valor superior a $|t|$ (se os valores dos conjuntos de dados possuírem distribuição normal) e n o número de pontos utilizados;

$$CSSP = \Sigma P^2 - \Sigma P \cdot \Sigma P / n;$$

$$s^2 = [CSSEb - CSCp^2 / CSSP] / (n-2);$$

$$CSSEb = \Sigma Eb^2 - \Sigma Eb \cdot \Sigma Eb / n;$$

$$CSCp = \Sigma P \cdot Eb - \Sigma P \cdot \Sigma Eb / n.$$

Ou seja, estimando os parâmetros da recta de regressão da população original (de equação $Eb = \gamma \cdot P + \delta + \varepsilon$, sendo ε o termo do erro aleatório, cuja média é 0 e a variância é s^2) a partir da amostra (que é o conjunto de dados utilizado), o valor de γ e o valor de δ devem estar contidos dentro dos intervalos referidos nas Eq. 278 e Eq. 279. Realizando esta estatística para cada um dos três conjuntos de dados, pode-se verificar se os valores de recta de regressão de um conjunto de dados estão dentro do intervalo de confiança dos valores possíveis da população estimados a partir de outro conjunto de dados (ao nível de significância de 5 %).

O Quadro 59 sumariza os resultados obtidos. Uma vez que os parâmetros a e b estimados para cada recta estão dentro dos intervalos de confiança para os parâmetros γ e δ estimados a partir da terceira recta, o teste realizado não apresentou razões para recusar a hipótese nula, a um nível de significância de 5 %. Assim, as três rectas podem provir de uma mesma população original, e qualquer uma delas poderá servir para estimar o escoamento de base anual em função da precipitação anual.

Quadro 59 – Comparação das rectas de regressão entre três conjuntos de dados que englobam todas as sub-bacias, todas as sub-bacias menos as sedimentares e todas as sub-bacias menos as sedimentares e Rasa

Sub-bacia	Nº de pontos (n)	$t_{(\alpha/2;n-2)}$ $\alpha = 5\%$	a	b	intervalo de confiança para γ	intervalo de confiança para δ
Todas	130	1,9787	0,468	-240,160	[0,436; 0,500]	[-269,296; -211,025]
Todas – sedimentares	110	1,9822	0,477	-241,931	[0,443; 0,510]	[-273,058; -210,805]
Todas – sedimentares – Rasa	106	1,9830	0,470	-245,024	[0,442; 0,499]	[-271,442; -218,605]

Equação da recta de regressão das sub-bacias: $Eb = a \cdot P + b$. Equação da recta de regressão da população: $Eb = \gamma \cdot P + \delta + \varepsilon$. O valor da distribuição t de Student foi calculado com a função TINV do Excel.

Verifica-se que utilizando as equações lineares de regressão entre valores anuais, os desvios podem ser muito grandes (média dos desvios absolutos é de 54,5 mm/a considerando todas as sub-bacias, de 55,9 mm/a não considerando as sedimentares e de 48,9 mm/a não considerando nem as sedimentares nem Rasa). Estas diferenças são importantes, principalmente no caso de precipitações baixas.

10.3.7.3 Estudo dos resultados anuais médios

Esta análise utiliza somente os valores anuais médios representados no Quadro 56. Para estes valores foram procuradas as regressões lineares entre os escoamentos de base e as precipitações. Inicialmente utilizou-se a totalidade das sub-bacias. Depois e pelos motivos apresentados na secção anterior calcularam-se as regressões excluindo a sub-bacia de Rasa e excluindo as sub-bacias de Rasa e das formações sedimentares.

Uma vez que os coeficientes de correlação apresentam valores muito elevados quando se utilizam pontos extremos, fez-se a mesma análise excluindo além das sub-bacias de Rasa e das formações sedimentares, as sub-bacias de Ponte Junqueira e de Aspra. A projecção dos pontos e das rectas de regressão linear encontra-se representada na Fig. 112.

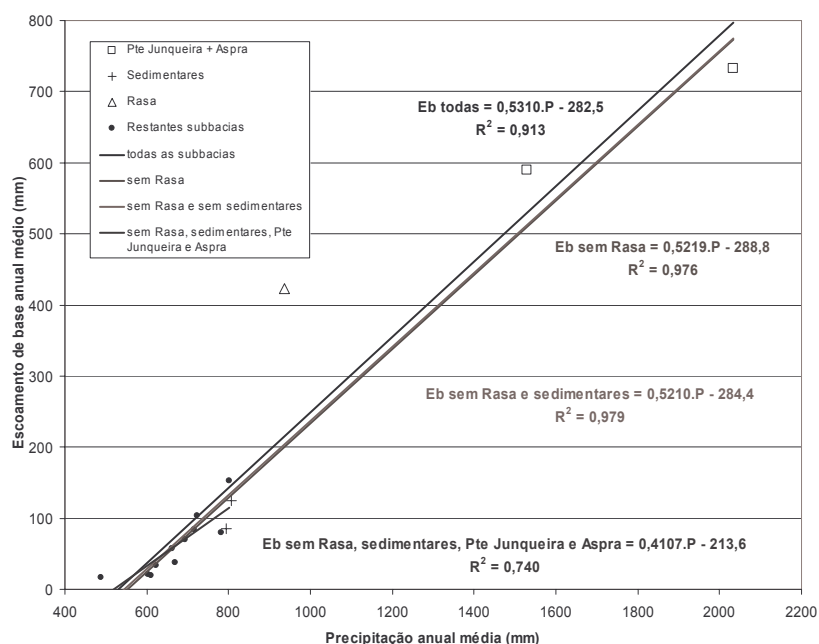


Fig. 112 – Regressões lineares do escoamento base anual médio sobre a precipitação anual média considerando diferentes conjuntos de sub-bacias

As equações de regressão linear e respectivos coeficientes de correlação (r) são os seguintes:

- todas as sub-bacias ($r = 0,956$):

$$Eb = 0,5310 * P - 282 = 0,5310 * (P - 532) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 280}$$

- sem Rasa ($r = 0,988$):

$$Eb = 0,5219 * P - 289 = 0,5219 * (P - 553) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 281}$$

- sem Rasa e bacias sedimentares ($r = 0,989$):

$$Eb = 0,5210 * P - 284 = 0,5210 * (P - 546) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 282}$$

- sem Rasa, bacias sedimentares, Ponte Junqueira e Aspra ($r = 0,860$):

$$Eb = 0,4107 * P - 214 = 0,4107 * (P - 520) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 283}$$

Os declives e ordenadas na origem das rectas de regressão são próximos no caso das três primeiras associações de sub-bacias (Eq. 280 a Eq. 282). Pelo contrário, o coeficiente de correlação

baixou bastante ao não se considerarem as sub-bacias de Ponte Junqueira e Aspra, e os valores dos parâmetros da recta de regressão também se alteraram (Eq. 283). Isto significa que os resultados que se tiram das análises realizadas estão sempre condicionados pelo facto de não haver uma distribuição uniforme dentro do intervalo analisado de precipitações de sub-bacias. Os parâmetros e coeficientes de correlação observados nos primeiros três casos são próximos devido à presença das duas sub-bacias com precipitações mais elevadas.

Os desvios entre os valores preditos utilizando cada uma das rectas de correlação e os valores de escoamento de base médios obtidos pela decomposição dos hidrogramas podem ser visualizados no Quadro 60. Verifica-se que a média dos desvios absolutos é mais baixa no caso de se considerar a Eq. 283. É mais alta se se considerar a Eq. 281 ou a Eq. 282, sendo estas duas semelhantes entre si. Somente no caso de se considerar a Eq. 280, que inclui a sub-bacia de Rasa, para a qual se colocam dúvidas relativamente à adequada determinação da precipitação e da área da bacia, é que se tem um desvio médio muito mais elevado.

Quadro 60 – Desvios entre os escoamentos de base anuais médios obtidos pela decomposição dos hidrogramas e os obtidos pelas rectas de regressão

Bacia hidrográfica	P (mm/a)	Eb (mm/a)	Desvios: Eb Dechidr – Eb regressão (mm/a)			
			todas as sub-bacias Eb=0,5310 * P – 282	sem Rasa Eb=0,5219 * P – 289	sem Rasa e bacias sedimentares Eb=0,5210 * P – 284	sem Rasa, bacias sedimentares, Pte Junqueira e Aspra Eb=0,4107 * P – 214
Couto de Andreiros-18L01	693	70	-16	-3	-7	-1
Entradas-27I/01	603	21	-17	-5	-9	-13
Herdade das Pancas-22G/02	669	38	-35	-22	-26	-23
Moinho Novo-18I01	723	104	3	15	12	21
Monte dos Pachecos-30G01	623	34	-14	-2	-6	-8
MontePisão-19N01	783	80	-53	-40	-44	-28
Pavia-20I13	611	19	-23	-11	-15	-18
Ponte Algalé-19N08	489	17	40	51	47	30
Ponte Canha-21F01	662	58	-11	1	-3	0
Ponte Panasco-17L/01	801	153	10	24	20	38
Ponte Velha Capitão-06P/01	715	84	-13	0	-4	4
Ponte Junqueira-05E/01	1530	590	60	80	77	(175)
Aspra-03D/01	2034	733	-65	-40	-42	(111)
Penedos de Alenquer-19C01	807	125	-21	-7	(-11)	(7)
Ponte Barnabé-19C02	795	86	-54	-40	(-44)	(-27)
Rasa-17M01	936	423	208	(223)	(220)	(252)
média dos desvios absolutos média ($ Eb\ Dechidr - Eb\ regressão $)			40,1	22,8	23,9	16,7

Nota: Os valores entre parêntesis não foram considerados no cálculo da média dos desvios absolutos

Em princípio, poderia não se esperar uma boa correlação entre o escoamento de base médio e a precipitação média utilizando os valores obtidos para diversas sub-bacias, uma vez que estes dependem, entre outras características, da capacidade de infiltração do solo, da hidrogeologia (coeficiente de armazenamento, transmissividade), da geomorfologia e do regime de precipitação. Na

realidade obtém-se uma razoável correlação, que se deve ao facto de o escoamento de base estar condicionado pela precipitação, ou seja não se tratam de duas variáveis verdadeiramente independentes. A diferença entre os pontos e a recta de regressão pode justificar-se principalmente pela dependência das características referidas atrás. Outras justificações para os desvios são as imprecisões no cálculo do escoamento total, no processo de cálculo do escoamento de base e na determinação da precipitação.

O facto de se registar uma boa correlação entre o escoamento de base anual médio e a precipitação anual média, faz com que se possa utilizar a recta de regressão para se poder ter uma estimativa do escoamento de base anual médio. Em princípio uma das características que pode fazer variar esta relação é a geologia (da qual depende a hidrogeologia). Assim, seria lógico poder definir relações deste tipo ($E_b = a_{Eb} \cdot P + b_{Eb}$) ou relações exponenciais ($E_b = a_{Eb} * e^{a_{Eb} \cdot P}$, sendo e o número de Nepper) ou parabólicas ($E_b = a_{Eb} \cdot P^2 + b_{Eb} \cdot P + c_{Eb}$), para cada conjunto de sub-bacias com características geológicas semelhantes. Pretendendo-se aplicar este tipo de metodologia a uma área grande, por exemplo Portugal Continental, seria necessário definir zonas do País com características geológicas semelhantes, para as quais se procurariam as relações correspondentes.

Foram tentadas outras associações de sub-bacias, por exemplo, considerando apenas as sub-bacias que se desenvolvem totalmente em formações do Maciço Antigo (excepto Rasa) (considerando Ponte Junqueira e Aspra $\rightarrow E_b = 0,521 \cdot P - 286$; $r = 0,989$; não considerando $\rightarrow E_b = 0,3948 \cdot P - 205$; $r = 0,859$; $E_b = 0,0015 \cdot P^2 - 1,5179 \cdot P + 408$; $r = 0,925$), ou considerando apenas as sub-bacias com área inferior a 250 km² (excepto Rasa, incluindo as total ou parcialmente sedimentares $\rightarrow E_b = 0,522 \cdot P - 289$, $r = 0,987$). Os resultados obtidos são semelhantes aos das regressões determinadas anteriormente.

Com os dados tratados nesta Tese, e tendo sempre presente que representam no máximo médias de dez anos, poder-se-ia estabelecer uma recta para as formações do Maciço Antigo, utilizando as sub-bacias que aí se desenvolvem total ou parcialmente. Apesar de os erros médios obtidos pela aplicação da Eq. 283 serem consideravelmente mais baixos do que os obtidos pela Eq. 282, a Eq. 282 é mais abrangente uma vez que considera também os valores de escoamento de base determinados para sub-bacias com precipitação média mais elevada. Por esse motivo, e enquanto não houver disponível mais informação, propõe-se o uso da Eq. 282 para a estimativa da recarga das formações geológicas do Maciço Antigo:

$$E_b = 0,5210 * P - 284 = 0,5210 * (P - 546) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 282}$$

Uma vez que em dois trabalhos anteriores já se haviam definido outras equações de regressão linear apresenta-se na Fig. 113 a comparação entre os valores dados por estas equações [Eq. 276

(Oliveira *et al.*, 1997a, b), Eq. 277 (Oliveira *et al.*, 1999, Oliveira e Lobo Ferreira, 1999) e Eq. 282 (regressão actual)].

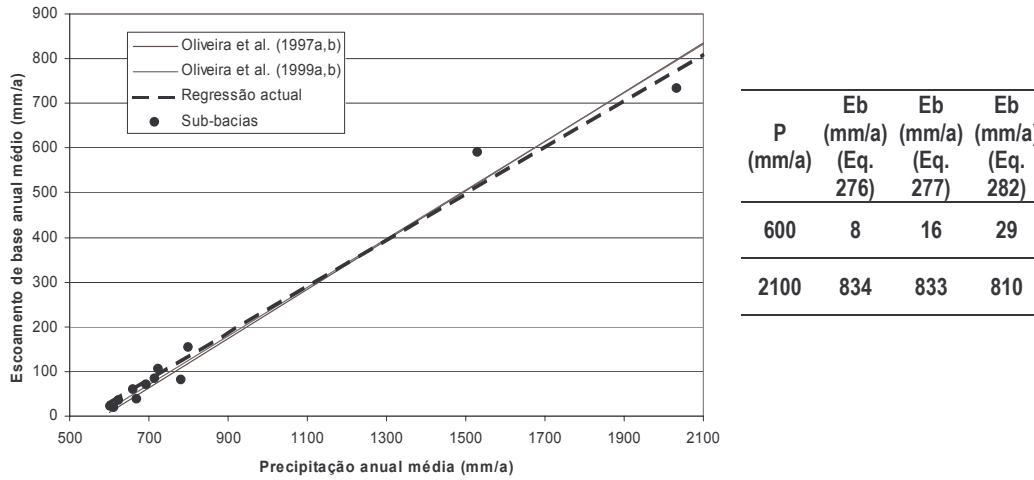


Fig. 113 – Comparação das regressões lineares obtidas por diferentes equações.

As diferenças obtidas devem-se à inclusão de um maior número de sub-bacias (13) e à correcção do valor correspondente à sub-bacia de Aspra. Realce-se, pela observação da Fig. 113, que há apenas dois valores entre os 900 e os 2100 mm, pelo que a inclusão de mais valores neste intervalo seria desejável e originaria uma relação linear diferente.

No caso de formações sedimentares do tipo das encontradas nas sub-bacias de Ponte Barnabé e de Penedos de Alenquer, com uma componente argilosa importante, os escoamentos de base também seguem aproximadamente a recta apresentada.

É de supor que no caso de se ter formações detríticas de porosidade intergranular e de permeabilidade razoável, os escoamentos de base se situem acima da recta. Esta situação não foi no entanto testada devido à ausência de sub-bacias onde o método da decomposição dos hidrogramas de escoamento tivesse sido aplicado ou fosse aplicável.

10.3.7.4 Situação de escassez de água

Os resultados apresentados nas secções anteriores foram também utilizados para estimar o escoamento de base no caso de uma situação de escassez de água. A situação de escassez de água foi definida como a ocorrência de uma precipitação anual correspondente a 80 % da precipitação anual média.

Para cada sub-bacia calculou-se o valor de escoamento de base anual médio, correspondente a 80 % da precipitação anual média [$Eb(80\%.P)$], utilizando a equação de regressão linear (Quadro 57). Os valores de Eb e de P estão representados no Quadro 61. No mesmo Quadro representa-se a relação entre o escoamento de base e o que existiria se não houvesse redução da precipitação anual média [$Eb(80\%.P) / Eb(100\%.P)$]. Para as sub-bacias com precipitação mais baixa, estima-se que o escoamento de base seja reduzido para próximo de 20 % do escoamento de base médio calculado.

Para as sub-bacias com precipitações maiores, os valores de escoamento de base tendem para 80 % do escoamento de base médio calculado. A sub-bacia de Ponte Junqueira é uma excepção devido ao facto de só apresentar escoamento de base nulo quando a precipitação é negativa (situação absurda, e que por isso não será considerada neste tipo de tratamento). Saliente-se que as equações utilizadas correspondem ao segundo troço do segmento da recta de regressão de E_b sobre P . Inferiormente, excepto para Aspra, este segmento de recta é limitado pelo do escoamento superficial (ver secções 10.3.6 e 10.3.7.2)

Quadro 61 – Escoamento de base estimado para o caso da precipitação anual média ser reduzida de 20 % [$E_b(80\%.P)$] e relação entre esse escoamento de base e o que existiria se não houvesse redução da precipitação anual média [$E_b(80\%.P) / E_b(100\%.P)$]

Bacia hidrográfica	Regressão linear	P média (mm/a)	80% P (mm/a)	$E_b(80\%.P)$ (mm/a)	$E_b(80\%.P) / E_b(100\%.P)$ (%)
Ponte Algalé-19N08	$E_b=0,1384*P-50,6$	489	391	4	21
Entradas-27I/01	$E_b=0,0974*P-37,7$	603	482	9	44
Pavia-20I13	$E_b=0,0979*P-41,0$	611	489	7	36
Monte dos Pachecos-30G01	$E_b=0,1185*P-39,6$	623	498	19	57
Ponte Canha-21F01	$E_b=0,1518*P-42,3$	662	530	38	66
Herdade das Pancas-22G/02	$E_b=0,1271*P-47,0$	669	535	21	55
Couto de Andreiros-18L01	$E_b=0,2818*P-125,1$	693	554	31	44
Ponte Velha Capitão-06P/01	$E_b=0,2299*P-80,0$	715	572	52	61
Moinho Novo-18I01	$E_b=0,2573*P-81,7$	723	578	67	65
MontePisão-19N01	$E_b=0,2080*P-82,7$	783	626	48	59
Ponte Barnabé-19C02	$E_b=0,2573*P-118,4$	795	636	45	53
Ponte Panasco-17L/01	$E_b=0,4161*P-179,7$	801	641	87	57
Penedos de Alenquer-19C01	$E_b=0,2600*P-84,5$	807	646	83	67
Rasa-17M01	$E_b=0,5418*P-84,9$	936	749	321	76
Ponte Junqueira-05E/01 (*)	$E_b=0,3452*P+61,8$	1530	1224	484	82
Aspra-03D/01	$E_b=0,4039*P-89,0$	2034	1627	568	78

(*) resultados não utilizáveis directamente

Com os valores obtidos e utilizando só as bacias consideradas para a dedução da Eq. 282, mas não considerando Ponte Junqueira pela razão apresentada (as outras bacias excluídas são as de Rasa, Ponte Barnabé e Penedos de Alenquer), é possível calcular também regressões de E_b sobre P (Fig. 114), para o caso em que há uma redução da precipitação média para 80 %:

- regressão linear ($r = 0,994$):

$$E_b = 0,4817 * P - 223 = 0,4817 * (P - 463) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 284}$$

- regressão parabólica ($r = 0,997$):

$$E_b = 0,0002 * P^2 + 0,1605 * P - 96 = 0,0002 * (P + 1202) * (P - 399) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 285}$$

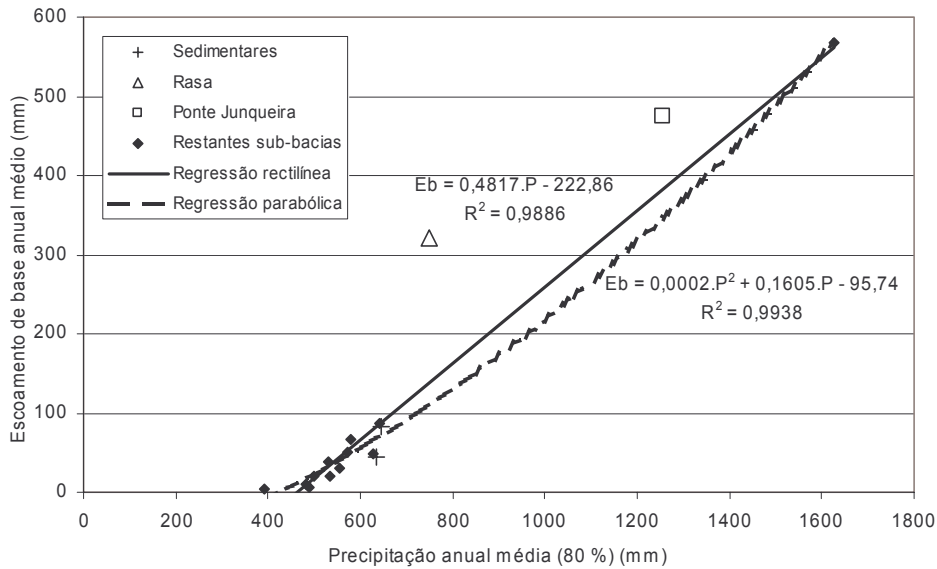


Fig. 114 – Regressão linear e regressão parabólica do escoamento de base anual médio sobre a precipitação para uma situação em que a precipitação anual média desce para 80 % da precipitação anual média estudada (totalidade das sub-bacias excepto Rasa, Ponte Junqueira e formações sedimentares).

Neste caso a regressão parabólica dá um resultado melhor devido ao facto de haver um só ponto com precipitação anual média superior a 700 mm e que apresenta uma precipitação anual média muito elevada (1627 mm/a). Se houvesse um ponto intermédio, provavelmente a correlação seria muito mais baixa. Os coeficientes de correlação elevados devem-se ao facto de se utilizar um ponto muito afastado dos restantes (Aspra). Sem este ponto os coeficientes de correlação desceriam para 0,867 (regressão linear $\rightarrow E_b = 0,3254 * P - 140$) e 0,897 (regressão parabólica $\rightarrow E_b = 0,0010 * P^2 - 0,7091 * P + 126$). Contudo, a utilização destas regressões para estimar o escoamento de base em Aspra, conduziria a desvios muito grandes.

Assim propõe-se utilizar a Eq. 284 (regressão linear) para estimar o escoamento de base anual médio de uma bacia correspondente a uma situação de diminuição da precipitação anual média para 80 % do valor calculado.

10.4. Área da bacia hidrográfica a montante da estação 17L01-Ponte Panasco

10.4.1. Introdução

A área da bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica 17L01-Ponte Panasco foi objecto de estudo:

- pela aplicação do método da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial para o cálculo das variáveis do balanço hídrico, através das oito opções disponíveis, que correspondem às oito combinações possíveis de (1) considerar ou não o balanço entre a precipitação e o escoamento para definir o coeficiente de esgotamento, (2) considerar ou não a precipitação mínima necessária para haver escoamento, (3) corrigir ou não os dados de escoamento total para o mesmo período dos registos de precipitação (Capítulo 7);
- pelas corridas do modelo de balanço hídrico sequencial diário (MBHSD), utilizando três opções diferentes de cálculo do escoamento directo: (1) *NC* constante (método do modelo BALSEQ clássico), (2) *NC* variável e (3) procedimento de cálculo da infiltração superficial com base no tipo de solo e na quantidade de água armazenada no *solo* (secção 6.4.4.1).

Nesta secção faz-se a comparação dos resultados obtidos pela aplicação destes dois métodos com as diferentes opções utilizadas, tendo-se utilizado valores diferentes de *NC* ou de material do horizonte do *solo* e de *AGUT* na corrida dos métodos.

A vantagem de fazer esta comparação é: (1) validar os métodos utilizados; (2) ter maior fiabilidade dos resultados obtidos; (3) poder utilizar os valores de *NC* ou material do horizonte superior do *solo* e de *AGUT* noutras áreas com características geomorfológicas, hidrogeológicas e de ocupação do solo semelhantes e para as quais não existem dados de escoamento; (4) poder utilizar o modelo de balanço hídrico sequencial diário mais adequado, com os valores de parâmetros correctos, para fazer previsões em função de alterações climáticas esperadas.

Os resultados obtidos pelas aplicações dos dois métodos podem ser comparados mesmo sabendo que as suas condições de aplicação são diferentes. Na realidade enquanto que a aplicação do MBHSD impõe que não haja descarga de águas subterrâneas para a superfície na área de aplicação do método, o método da decomposição dos hidrogramas de escoamento baseia-se precisamente na medição da descarga da água subterrânea para a superfície. A aparente contradição entre as condições de aplicação dos dois modelos justifica-se porque dentro da bacia hidrográfica a área de recarga onde se aplica o modelo de balanço hídrico é complementar da área de descarga.

No caso da descarga se fazer ao longo dos cursos de água, ou para nascentes que alimentam os cursos de água, ou ao longo de uma área que envolve os cursos de água, as áreas de descarga são nulas ou podem ser muito pequenas (e por isso desprezáveis) relativamente à área total de recarga. Nesta situação pode-se assumir uma concordância total nas áreas de aplicação dos dois modelos.

Ao longo do tempo, as áreas de recarga e de descarga, que no conjunto, fazem a totalidade da área a caracterizar, podem variar. As áreas de descarga serão maiores na estação húmida e menores na estação seca.

Este tipo de comparação entre métodos aplicados à bacia hidrográfica a montante de Ponte Panasco já tinha sido feita em Oliveira *et al.* (1997a), quando se compararam os resultados obtidos pelo programa DECHIDR.BAS (opções equivalentes a "E=P", "nE/P", "P") com os resultados obtidos pelo MBHSD, utilizando várias opções de cálculo. Este modelo (MBHSD) utilizou como dados de entrada a série de precipitação diária calculada como uma média ponderada para a totalidade da área da bacia e valores mensais de evapotranspiração de referência calculadas pelo método de Penman modificado (Doorenbos e Pruitt, 1977) para os dados da estação climatológica de Portalegre, pertencente ao Instituto de Meteorologia.

Para a aplicação actual utilizou-se a mesma série de precipitação média diária na bacia e recalculou-se a evapotranspiração de referência com o método de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) igualmente com os dados mensais provenientes da estação de Portalegre.

De acordo com Oliveira *et al.* (1997a), o *AGUT* médio ponderado para a bacia é de 133 mm, tendo sido calculado com base na cartografia de ocupação do solo *Corine Land-Cover* e nos solos representados na carta de solos de Portugal à escala 1:50 000. A capacidade utilizável ($nu=cc-wp$) é de 0,09. O horizonte superior do solo médio da bacia é o franco arenoso. O Quadro 62 apresenta as classes de ocupação do solo e os solos mais representados na área em estudo.

Quadro 62 – Principais classes de ocupação do solo e de solos representados na bacia hidrográfica a montante de Ponte Panasco

Ocupação do solo (<i>Corine Land Cover</i>)	Área (km ²)	Solos (carta de solos)	Área (km ²)
Terras ocupadas principalmente por agricultura com espaços naturais importantes - 243	37,1	Pg - 221103	97,5
Folhosas – 311	35,3	Arg - 102	5,2
Pântanos e Charnecas - 322	19,7	Ex - 111011	2,6
Zonas de utilização agrícola fora dos perímetros de rega - 211	12,6	Sbl - 140101	1,6

Para se fazer a comparação dos resultados, em Oliveira *et al.* (1997a) utilizaram-se os dados anuais e mensais das diversas variáveis do balanço hídrico dadas pelo método da decomposição dos hidrogramas de escoamento e pelo balanço hídrico sequencial. Não se utilizaram os valores diários devido ao desfasamento temporal entre o valor calculado de I_p pelo balanço hídrico sequencial diário e o valor de D que se assume igual a R calculado pela decomposição do hidrograma. [Enquanto I_p é

calculado para cada dia, o valor de D referente a esse I_p corresponde ao esgotamento, ao longo de vários dias, do meio saturado].

Com a versão do programa Dechidr_VB apresentada na secção 7.4 é possível fazer os cálculos da decomposição dos hidrogramas de escoamento por episódio de precipitação/escoamento. Isto significa que se podem comparar directamente estes valores com os valores do balanço hídrico sequencial diário obtidos para o mesmo período.

A forma de fazer esta comparação, por episódio, entre os dois métodos, apresenta-se na Fig. 115 e no Quadro 63. A precipitação é um dado de entrada pelo que o seu valor é igual nos dois métodos. Os restantes três processos são calculados pelas corridas dos modelos.

Os resultados, por episódio, da decomposição dos hidrogramas e das corridas do MBHSD são apresentados na directoria [Pte_Panasco] do CD anexo à Tese.

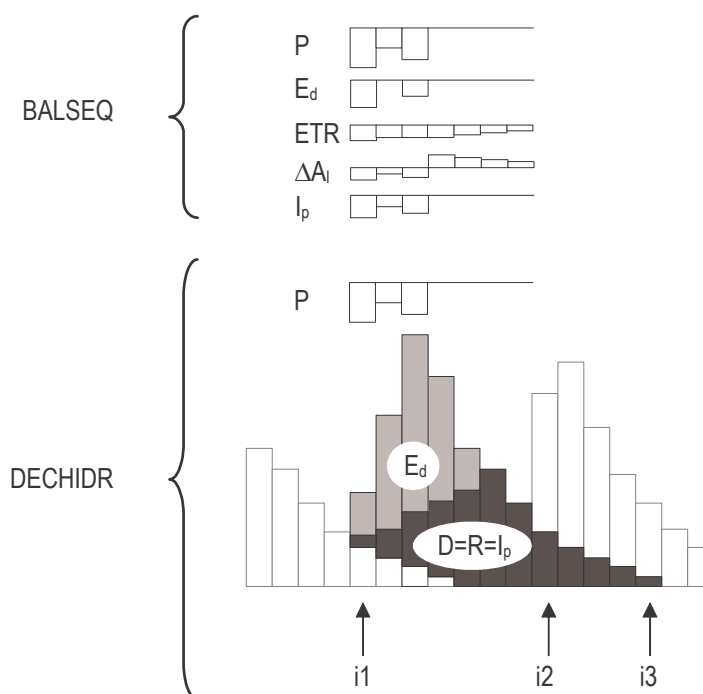


Fig. 115 – Comparação entre os resultados obtidos pelos métodos da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e do balanço hídrico sequencial (BALSEQ)

Quadro 63 – Comparação entre os resultados obtidos pelos métodos da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e do balanço hídrico sequencial (BALSEQ)

Decomposição dos hidrogramas	Balanço hídrico sequencial diário
P (acumulada entre o dia i_1 e o dia i_2-1)	P (acumulada entre o dia i_1 e o dia i_2-1)
E_d (acumulado desde dia i_1 até n dias após a ponta do hidrograma ou final da precipitação [ver secção 7.4])	E_d (acumulado entre o dia i_1 e o dia i_2-1)
$D (=R=I_p)$ (acumulada entre dia i_1 e dia i_3)	I_p (acumulada entre o dia i_1 e o dia i_2-1)
$P - (E_d + D)$ (calculados nos passos anteriores)	ETR (acumulada entre o dia i_1 e o dia i_2-1) + ΔA_t (entre o dia i_1 e o dia i_2-1)

Nota: O episódio começa no dia i_1 . O episódio seguinte começa dia i_2 . O último dia em que há descarga do episódio em análise é dia i_3 (\geq dia i_2-1)

10.4.2. Resultados globais obtidos pela aplicação do modelo de balanço hídrico sequencial diário

Apresenta-se uma síntese dos resultados obtidos pelas corridas das diversas opções dos MBHSD (Quadro 64), para diferentes valores dos parâmetros de entrada do modelo. Como se justifica na secção 10.4.3, nas corridas com *NC* constante utilizou-se *NC* = 80 e nas corridas com *NC* variável utilizou-se *NC* = 75. Na corrida que calcula o escoamento directo em função do material do primeiro horizonte do solo considerou-se o horizonte franco arenoso.

A evapotranspiração potencial foi considerada igual à evapotranspiração de referência. A humidade do solo no primeiro dia do balanço foi considerada = 0.

As restantes opções de corrida são as do BALSEQ clássico (secção 6.3): (1) não se considera a interceptação pelas plantas; (2) a evapotranspiração real é dada pela quantidade de água no solo quando esta é inferior à evapotranspiração potencial ou é dada pela evapotranspiração potencial quando a água no solo é superior a esse valor; (3) a infiltração profunda é calculada como sendo a água em excesso no solo no final do dia em relação ao *AGUT*.

Quadro 64 – Resultados do balanço hídrico sequencial diário utilizando três opções diferentes de cálculo do escoamento directo

NC constante (*NC* =80)

a.h.	<i>AGUT</i>			75			100			133			150			200			250			275		
	<i>P</i>	<i>ETP</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	
1981-1982	726	1469	403	66	209	428	66	184	461	66	151	478	66	134	528	66	84	578	66	34	603	66	9	
1982-1983	517	1327	510	23	30	535	23	5	541	23	0	541	23	0	541	23	0	541	23	0	541	23	0	
1983-1984	994	1343	612	77	306	638	77	279	671	77	246	688	77	229	738	77	179	788	77	129	813	77	104	
1984-1985	1066	1394	579	67	420	604	67	395	637	67	362	654	67	345	704	67	295	754	67	245	779	67	220	
1985-1986	715	1413	457	32	213	482	32	188	515	32	155	532	32	138	582	32	88	632	32	38	657	32	13	
1986-1987	701	1456	579	35	100	604	35	75	637	35	42	654	35	25	679	35	0	679	35	0	679	35	0	
1987-1988	1020	1290	684	53	282	714	53	253	747	53	220	764	53	203	814	53	153	864	53	103	889	53	78	
Média	820	1385	547	50	223	572	50	197	601	50	168	616	50	153	655	50	114	691	50	78	709	50	61	

NC variável (*NC*2 = 75)

a.h.	<i>AGUT</i>			75			100			133			150			200			250			275		
	<i>P</i>	<i>ETP</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	
1981-1982	726	1469	406	42	223	431	42	198	464	42	165	481	42	148	531	42	98	581	42	48	606	42	23	
1982-1983	517	1327	524	13	33	549	13	8	557	13	0	557	13	0	557	13	0	557	13	0	557	13	0	
1983-1984	994	1343	616	43	336	643	43	308	676	43	275	693	43	258	743	43	208	793	43	158	818	43	133	
1984-1985	1066	1394	581	35	449	608	35	423	641	35	390	658	35	373	708	35	323	758	35	273	783	35	248	
1985-1986	715	1413	458	14	225	483	14	200	516	14	167	533	14	150	583	14	100	633	14	50	658	14	25	
1986-1987	701	1456	593	16	110	618	16	85	651	16	52	668	16	35	703	16	0	703	16	0	703	16	0	
1987-1988	1020	1290	692	26	301	729	26	265	762	26	232	779	26	215	829	26	165	879	26	115	904	26	90	
Média	820	1385	553	27	240	580	27	213	609	27	183	624	27	169	665	27	128	700	27	92	718	27	74	

Horizonte superior do solo = franco arenoso

a.h.	<i>AGUT</i>			75			100			133			150			200			250			275		
	<i>P</i>	<i>ETP</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	<i>ETR</i>	<i>Ed</i>	<i>R</i>	
1981-1982	726	1469	381	139	163	405	138	138	438	137	107	455	136	91	505	134	42	549	133	0	550	132	0	
1982-1983	517	1327	477	82	1	480	80	0	482	79	0	482	78	0	483	77	0	484	77	0	484	77	0	
1983-1984	994	1343	562	200	232	587	200	208	618	200	176	634	200	160	683	200	111	731	200	63	756	199	39	
1984-1985	1066	1394	542	222	302	567	222	278	599	222	246	615	222	229	664	221	181	714	219	134	738	218	110	
1985-1986	715	1413	442	135	131	467	134	107	500	133	75	516	132	59	566	130	11	579	128	0	580	128	0	
1986-1987	701	1456	525	126	58	550	125	34	582	124	2	585	123	0	587	122	0	588	121	0	589	120	0	
1987-1988	1020	1290	648	193	178	674	191	155	708	189	123	725	188	107	774	187	59	823	186	11	834	185	0	
Média	820	1385	511	157	152	533	156	131	561	155	104	573	154	92	609	153	58	638	152	30	647	151	21	

10.4.3. Escoamento directo

O escoamento directo determinado para o balanço hídrico sequencial diário (utilizando o método do número característico de escoamento (NC) – secção 3.7.2 – ou o balanço hídrico considerando a textura do horizonte superior do solo – secção 6.4.4) pode ser confrontado com o escoamento directo calculado para uma bacia hidrográfica utilizando o método da decomposição do hidrograma de escoamento superficial.

Antes de se proceder à comparação dos métodos, utilizaram-se os dados da decomposição dos hidrogramas registados na bacia hidrográfica 17L01-Ponte de Panasco para se fazer a determinação do NC da forma apresentada na secção 3.7.2. A Fig. 116 é um gráfico com as curvas de Ed vs. P calculadas de acordo com a Eq. 67. No gráfico projectaram-se os valores de escoamento directo anuais máximos e respectivas precipitações obtidos pelo método da decomposição do hidrograma para as opções $[E=P, E/P, P]$. Verifica-se que há uma grande dispersão dos valores. A curva do NC tal que metade dos valores se situem acima e outra metade abaixo é a do $NC = 72$.

Para as corridas do balanço hídrico sequencial diário o conjunto de valores experimentados incluiu este valor. Os valores utilizados foram $NC \in \{50, 60, 70, 72, 75, 80, 85, 90, 95\}$.

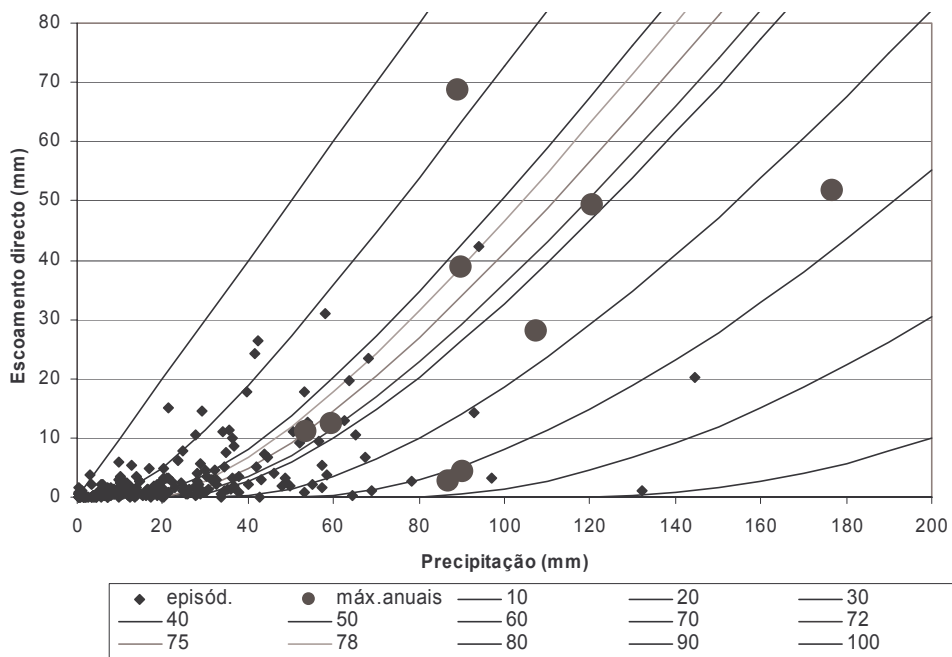


Fig. 116 – Projecção dos escoamentos directos anuais máximos nas curvas de $Ed=f(P,NC)$

A comparação dos resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os resultados do modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) foi feita utilizando os valores por episódio definido pelo método da decomposição do hidrograma de escoamento. Para cada episódio foi calculado o quadrado da diferença entre os valores obtidos pelos dois métodos. Para a totalidade dos episódios calculou-se a raiz quadrada da média dos quadrados das diferenças (DQM) dos resultados obtidos pela aplicação destes métodos. Quanto menor a DQM

mais próximos são os resultados dos métodos. Os resultados obtidos são apresentados nos Quadro 65, Quadro 66 e Quadro 67.

Quadro 65 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre os escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o NC constante (NC = 80) para o cálculo do escoamento directo

BALSEQ DECHIDR	NC									# episódios
	NC=72	NC=50	NC=60	NC=70	NC=75	NC=80	NC=85	NC=90	NC=95	
E=P,E/P,P	8,11	9,73	9,31	8,37	7,69	6,99	7,09	10,04	18,82	170
E=P,E/P,nP	6,45	7,73	7,40	6,66	6,12	5,55	5,56	7,73	14,43	270
E=P,nE/P,P	7,91	9,51	9,09	8,17	7,49	6,81	6,92	9,84	18,48	176
E=P,nE/P,nP	6,35	7,63	7,30	6,56	6,02	5,45	5,48	7,68	14,38	273
E<>P,E/P,P	6,95	8,14	7,86	7,15	6,62	6,10	6,27	8,75	16,11	202
E<>P,E/P,nP	5,55	6,49	6,27	5,71	5,29	4,86	4,90	6,62	12,04	320
E<>P,nE/P,P	6,43	7,69	7,39	6,65	6,08	5,54	5,77	8,48	16,03	204
E<>P,nE/P,nP	5,17	6,18	5,94	5,34	4,89	4,43	4,51	6,45	12,12	317

Quadro 66 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre os escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável (NC2 = 75) para o cálculo do escoamento directo

BALSEQ DECHIDR	NC2									# episódios
	NC2=72	NC2=50	NC2=60	NC2=70	NC2=75	NC2=80	NC2=85	NC2=90	NC2=95	
E=P,E/P,P	6,49	8,46	7,66	6,45	6,38	6,44	7,48	9,47	15,24	170
E=P,E/P,nP	5,18	6,66	6,03	5,14	5,09	5,13	5,94	7,40	11,54	270
E=P,nE/P,P	6,31	8,26	7,46	6,27	6,20	6,26	7,30	9,27	14,94	176
E=P,nE/P,nP	5,07	6,63	6,00	5,03	4,98	5,04	5,87	7,44	11,90	273
E<>P,E/P,P	5,80	7,23	6,70	5,74	5,68	5,74	6,45	7,65	12,14	202
E<>P,E/P,nP	4,65	5,79	5,37	4,61	4,56	4,61	5,16	6,06	9,47	320
E<>P,nE/P,P	5,22	6,74	6,17	5,15	5,12	5,23	6,09	7,48	12,13	204
E<>P,nE/P,nP	4,20	5,41	4,96	4,15	4,12	4,21	4,89	5,95	9,54	317

Quadro 67 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre os escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do solo para o cálculo do escoamento directo

BALSEQ DECHIDR	AGUT						# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	
E=P,E/P,P	7,58	7,51	7,44	7,43	7,42	7,42	170
E=P,E/P,nP	5,78	5,73	5,67	5,66	5,65	5,64	270
E=P,nE/P,P	7,42	7,35	7,29	7,27	7,26	7,26	176
E=P,nE/P,nP	5,76	5,70	5,65	5,63	5,62	5,62	273
E<>P,E/P,P	6,77	6,71	6,66	6,64	6,61	6,61	202
E<>P,E/P,nP	4,91	4,86	4,82	4,80	4,78	4,79	320
E<>P,nE/P,P	6,40	6,33	6,27	6,25	6,22	6,23	204
E<>P,nE/P,nP	4,76	4,71	4,66	4,65	4,63	4,63	317

As comparações efectuadas permitem concluir que os métodos que produzem resultados mais próximos em termos de escoamento directo, e de acordo com o critério definido, são (1) o modelo de balanço hídrico sequencial diário com NC variável que utiliza o NC2 (NC médio) de 75 (DQM = 4,12 mm) e (2) o método de decomposição do hidrograma de escoamento sem correcção do

escoamento total para o mesmo período da precipitação, sem balanço escoamento precipitação e sem utilizar a precipitação para a definição de um novo episódio de precipitação/recarga ["E<>P", "nE/P", "nP"].

Apesar do método que utiliza o *NC* variável dar uma DQM mais baixa verifica-se, por inspecção visual da comparação dos métodos, que o método de cálculo do escoamento directo baseado no horizonte superior do *so/lo* origina uma maior concordância no caso dos valores de escoamento directo mais elevados. A Fig. 117 permite ver para as corridas do MBHSD que produziram as DQMs mais baixas as relações entre os escoamentos directos calculados.

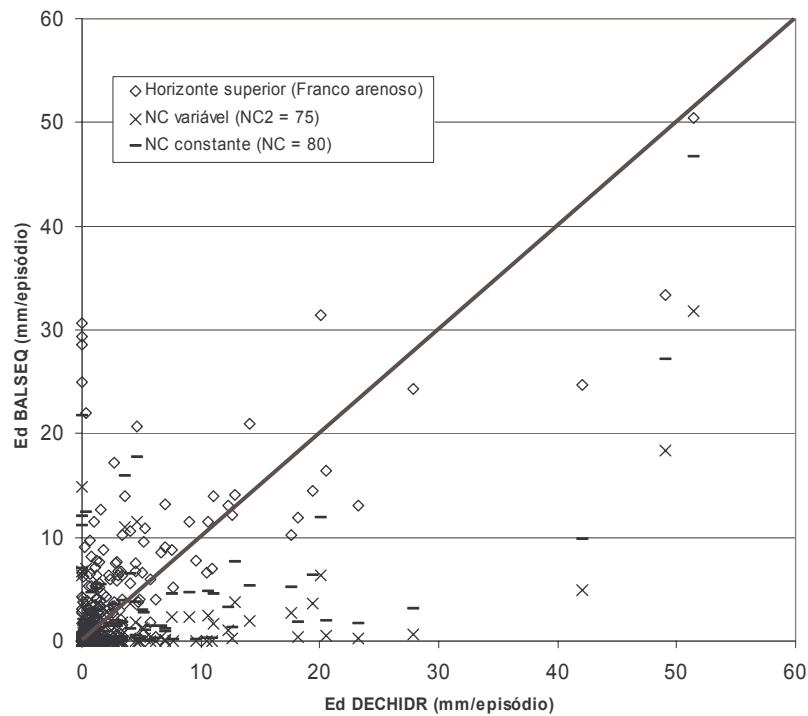


Fig. 117 – Comparação dos escoamentos directos obtidos pelo método da decomposição do hidrograma (E<>P, nE/P, nP) com os obtidos pelas três corridas do balanço hídrico sequencial diário para as quais a raiz da média dos desvios quadráticos das diferenças dos resultados são menores.

10.4.4. Infiltração profunda / descarga

Na aplicação realizada, assume-se que toda a água de infiltração profunda acabará por recarregar a zona saturada e que a quantidade de água que recarrega a zona saturada induz a descarga (para o meio hídrico superficial), ao longo do tempo, de quantidade idêntica de água. Assim, os termos infiltração profunda e descarga assumem o mesmo significado que recarga, em termos quantitativos.

Para a comparação dos resultados de descarga dados pelo método da decomposição dos hidrogramas com os resultados de infiltração profunda dados pelos MBHSD, seleccionou-se para o caso dos métodos que calculam o escoamento directo com base no *NC*, aqueles que produziram DQMs mais baixas, ou seja, (1) no caso de *NC* constante, *NC*=80 e (2) no caso de *NC* variável, *NC*=75.

No caso do modelo que calcula o escoamento directo com base no horizonte superior do *solo*, ao se fixar o *solo* como franco arenoso, os valores do modelo estão apenas dependentes do *AGUT*.

Para cada uma das três opções de cálculo do escoamento directo correu-se o MBHSD para $AGUT \in \{75, 100, 133, 150, 200, 250, 275\}$.

Fez-se a comparação dos resultados obtidos pela aplicação dos vários métodos, calculando a DQM entre os resultados de descarga obtidos pelo DECHIDR e os de infiltração profunda obtidos pelo BALSEQ (Quadro 68, Quadro 69, Quadro 70).

As comparações efectuadas permitem concluir que os dois métodos que se encontram mais próximos (produziram uma DQM = 6,20 mm [1,31 mm abaixo da DQM seguinte]) são (1) o modelo de balanço hídrico sequencial diário que considera o horizonte superior do *solo* para o cálculo do escoamento directo e um $AGUT = 250$ mm e (2) o método de decomposição do hidrograma de escoamento sem correcção do escoamento total para o mesmo período da precipitação, com balanço escoamento precipitação e sem utilizar a precipitação para a definição de um novo episódio de precipitação/recarga ("E<>P", "E/P", "nP").

Quadro 68 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre a descarga obtida pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e a infiltração profunda obtida pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC constante (NC = 80) para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	19,45	18,49	15,93	14,96	12,79	11,83	11,68	170
E=P,E/P,nP	15,48	14,71	12,67	11,84	9,86	9,07	8,95	270
E=P,nE/P,P	19,97	19,08	16,69	15,71	13,40	12,48	12,29	176
E=P,nE/P,nP	16,15	15,46	13,55	12,75	10,85	10,11	9,96	273
E<>P,E/P,P	16,23	15,06	13,11	12,51	11,77	10,55	9,81	202
E<>P,E/P,nP	12,84	11,88	10,32	9,78	9,06	8,07	7,51	320
E<>P,nE/P,P	17,11	16,01	14,22	13,60	12,84	11,72	11,10	204
E<>P,nE/P,nP	13,84	12,94	11,51	11,00	10,36	9,50	8,99	317

Quadro 69 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre a descarga obtida pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e a infiltração profunda obtida pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável (NC2 = 75) para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	21,02	20,23	17,69	16,59	14,06	12,59	12,40	170
E=P,E/P,nP	16,75	16,09	14,08	13,20	10,90	9,71	9,53	270
E=P,nE/P,P	21,46	20,72	18,33	17,29	14,58	13,21	12,97	176
E=P,nE/P,nP	17,34	16,77	14,86	14,03	11,80	10,71	10,50	273
E<>P,E/P,P	17,42	16,47	14,47	13,79	12,83	11,59	10,90	202
E<>P,E/P,nP	13,83	13,02	11,42	10,86	9,92	8,90	8,40	320
E<>P,nE/P,P	18,20	17,28	15,41	14,76	13,71	12,58	11,97	204
E<>P,nE/P,nP	14,73	13,95	12,46	11,94	11,04	10,17	9,68	317

Quadro 70 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre a descarga obtida pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e a infiltração profunda obtida pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do solo para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P, E/P, P	15,30	13,79	12,84	12,19	10,90	10,97	11,68	170
E=P, E/P, nP	12,12	10,91	9,90	9,37	8,30	8,36	8,95	270
E=P, nE/P, P	16,03	14,65	13,47	12,86	11,68	11,66	12,25	176
E=P, nE/P, nP	13,02	11,91	10,91	10,42	9,47	9,45	9,92	273
E<>P, E/P, P	12,49	11,77	11,69	11,12	9,32	8,22	8,43	202
E<>P, E/P, nP	9,75	8,79	8,36	8,12	7,11	6,20	6,36	320
E<>P, nE/P, P	14,00	12,96	12,51	12,37	11,19	10,31	10,62	204
E<>P, nE/P, nP	11,34	10,52	10,09	10,00	9,08	8,37	8,60	317

A Fig. 118 mostra os resultados com DQMs menores para cada uma das opções de corrida do modelo de balanço hídrico sequencial. Da observação desta figura verifica-se que há muitos episódios em que a decomposição dos hidrogramas de escoamento calculou a descarga, com valores que podem chegar até aos 40 mm/episódio e que contudo o balanço hídrico sequencial calculou com infiltração profunda nula. Isto significa que o facto de se ter uma DQM mais baixa não é sinónimo de se estar a traduzir melhor o processo de recarga. Na realidade esta DQM é mais baixa porque considerando valores de zero na infiltração profunda introduzem desvios quadráticos menores do que utilizando outros valores de infiltração profunda diferentes de zero.

Para melhor compreender esta situação consulte-se a Fig. 119, que mostra, para três valores distintos de $AGUT$ na corrida do MBHSD que considera o horizonte superior do solo para o cálculo do escoamento directo, a comparação dos resultados obtidos com os obtidos pela decomposição do hidrograma (com as mesmas opções "E<>P", "E/P", "nP"). Os valores representados com $AGUT = 250$ são aqueles que apresentam menor DQM (representado na Fig. 118); contudo, estes valores apresentam muitos casos com $I_p = 0$ e $D > 0$. A série apresentada com $AGUT = 150$ é aquela que apresenta um valor mediano do quadrado dos desvios mais baixo; neste caso já existem mais valores com $I_p > 0$. A série que apresenta mais valores de $I_p > 0$ é a representada pelo $AGUT = 100$; contudo a distância dos valores de I_p aos valores de D é maior do que a distância dos valores de D a $I_p = 0$.

A utilização da série obtida com $AGUT = 250$, apesar de fornecer um valor de DQM mais baixo, calcula a recarga por defeito, porque apresenta sistematicamente $I_p < D$. A série obtida com $AGUT = 100$, apesar de dar uma DQM mais elevada, apresenta tanto valores com $I_p < D$ como valores com $I_p > D$, ou seja, aproxima-se mais da média, embora também não traduza adequadamente o processo de recarga.

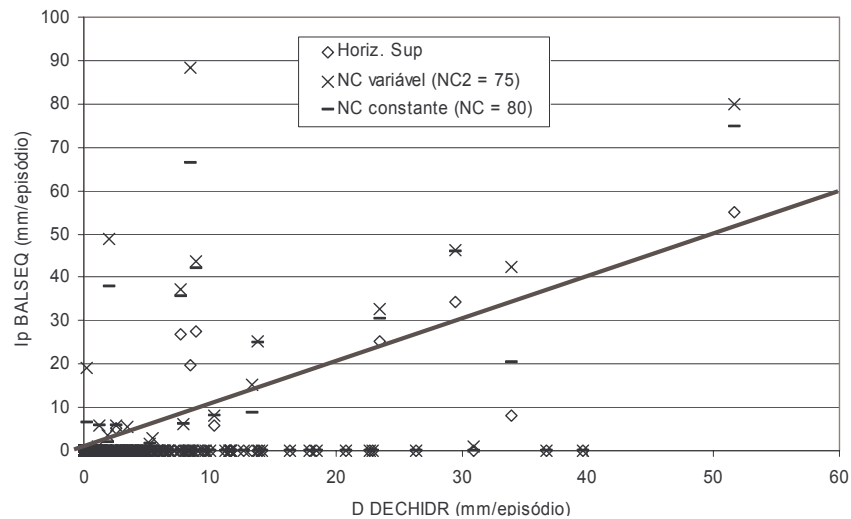


Fig. 118 – Comparação das descargas obtidas pelo método da decomposição do hidrograma ("E<>P", "E/P", "nP") com as infiltrações profundas obtidas pelas três corridas do balanço hídrico sequencial diário para as quais a raiz da média dos desvios quadráticos das diferenças dos resultados são menores.

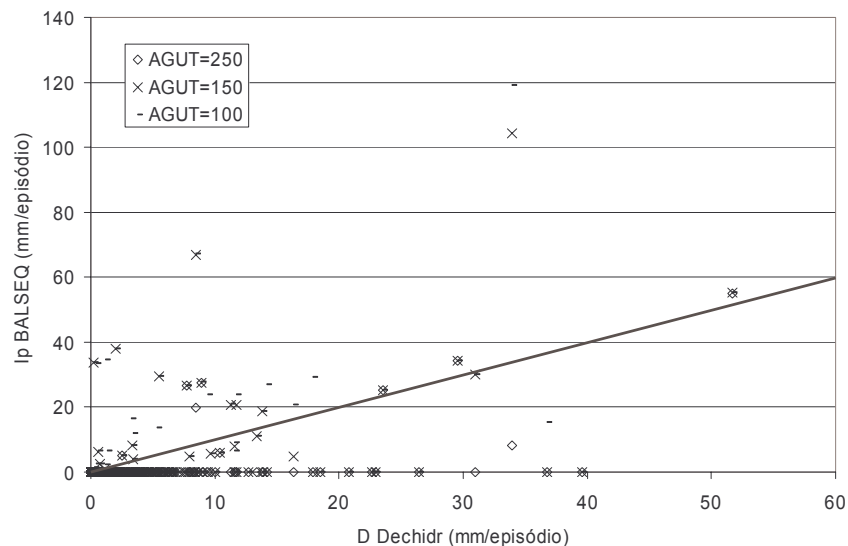


Fig. 119 – Comparação das descargas obtidas pelo método da decomposição do hidrograma ("E<>P", "E/P", "nP") com as infiltrações profundas obtidas por três corridas do balanço hídrico sequencial diário que considera o horizonte superior do solo no cálculo do escoamento directo.

10.4.5. Evapotranspiração real + Teor de humidade do solo / Precipitação – escoamento total

Um terceiro parâmetro conjunto que é comparável entre os dois métodos é o da soma da evapotranspiração real com a variação de água armazenada no solo ($ETR + \Delta A_1$), determinados pelo MBHSD, com a diferença entre a precipitação total na bacia e o escoamento total [$P - (Ed + D)$], determinados pelo método da decomposição dos hidrogramas de escoamento.

As mesmas situações utilizadas no estudo da recarga são aqui utilizadas: (1) no caso de *NC* constante, $NC = 80$, (2) no caso de *NC* variável, $NC = 75$. Os valores de *AGUT* considerados são: $AGUT \in \{75, 100, 133, 150, 200, 250, 275\}$.

Fez-se a comparação dos resultados obtidos pela aplicação dos vários métodos, calculando a DQM entre os resultados obtidos pelo DECHIDR e obtidos pelo BALSEQ (Quadro 71, Quadro 72 e Quadro 73).

Quadro 71 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre $P - (Ed+D)$ obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e $ETR + \Delta A_i$ obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC constante ($NC = 80$) para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	17,64	16,82	14,54	13,82	13,51	13,87	14,20	170
E=P,E/P,nP	14,06	13,39	11,59	10,94	10,47	10,75	11,02	270
E=P,nE/P,P	18,34	17,59	15,50	14,74	14,14	14,40	14,64	176
E=P,nE/P,nP	14,89	14,30	12,64	12,02	11,49	11,68	11,87	273
E<>P,E/P,P	14,39	13,25	11,59	11,24	11,31	10,80	10,66	202
E<>P,E/P,nP	11,38	10,47	9,14	8,80	8,73	8,33	8,27	320
E<>P,nE/P,P	16,11	15,10	13,69	13,32	13,29	12,84	12,75	204
E<>P,nE/P,nP	13,08	12,28	11,16	10,85	10,80	10,47	10,39	317

Quadro 72 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre $P - (Ed+D)$ obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e $ETR + \Delta A_i$ obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável ($NC2 = 75$) para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	17,66	17,06	14,89	14,11	13,64	14,26	14,75	170
E=P,E/P,nP	14,10	13,58	11,86	11,23	10,54	11,06	11,44	270
E=P,nE/P,P	18,36	17,81	15,80	15,07	14,25	14,80	15,16	176
E=P,nE/P,nP	14,90	14,48	12,88	12,29	11,56	12,01	12,28	273
E<>P,E/P,P	14,51	13,67	11,98	11,54	11,67	11,35	11,38	202
E<>P,E/P,nP	11,41	10,70	9,33	8,96	8,87	8,61	8,71	320
E<>P,nE/P,P	16,22	15,47	14,01	13,62	13,54	13,28	13,32	204
E<>P,nE/P,nP	13,09	12,46	11,29	10,98	10,86	10,68	10,71	317

Quadro 73 – Raiz quadrada da média do quadrado das diferenças (mm) entre $P - (Ed+D)$ obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e $ETR + \Delta A_i$ obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do solo para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	16,76	14,88	13,38	12,89	12,14	12,15	12,97	170
E=P, E/P, nP	13,27	11,78	10,33	9,93	9,30	9,31	9,98	270
E=P, nE/P, P	17,50	15,77	14,10	13,63	12,94	12,81	13,51	176
E=P, nE/P, nP	14,16	12,78	11,39	11,02	10,45	10,34	10,90	273
E<>P, E/P, P	12,48	11,53	11,18	11,03	10,95	10,59	11,09	202
E<>P, E/P, nP	10,55	9,36	8,57	8,33	7,42	7,06	7,51	320
E<>P, nE/P, P	15,44	14,19	13,39	13,25	12,22	11,87	12,44	204
E<>P, nE/P, nP	12,50	11,50	10,81	10,72	9,91	9,63	10,06	317

A exemplo do que aconteceu para o parâmetro recarga, os dois métodos que apresentaram resultados mais próximos (em termos de DQM) são (1) o modelo de balanço hídrico sequencial diário que considera o horizonte superior do *solo* para o cálculo do escoamento directo e um $AGUT = 250$ mm e (2) o método de decomposição do hidrograma de escoamento sem correcção do escoamento total para o mesmo período da precipitação, com balanço escoamento precipitação e sem utilizar a precipitação para a definição de um novo episódio de precipitação/recarga ("E<>P", "E/P", "nP"). A DQM obtida foi de 7,06 mm.

A Fig. 120 projecta a melhor situação obtida entre cada MBHSD e o da decomposição dos hidrogramas. Neste caso pode-se verificar um bom comportamento na comparação dos resultados produzidos pelos métodos utilizados.

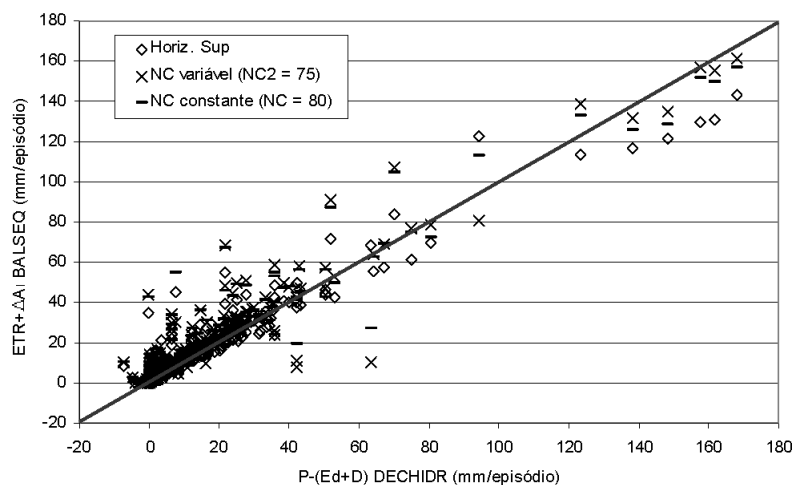


Fig. 120 - Comparação da diferença entre a precipitação e o escoamento total obtida pelo método da decomposição do hidrograma ("E<>P", "E/P", "nP") com a soma da evapotranspiração real com a variação de armazenamento de água no *solo* obtida pelas três corridas do balanço hídrico sequencial diário para as quais a raiz da média dos desvios quadráticos das diferenças dos resultados são menores.

10.4.6. Desvios totais e Conclusões

Uma vez que se pretende encontrar o par de métodos que na globalidade reproduz melhor o processo de recarga, apresenta-se um índice aglutinador, designado de desvio total médio, que consiste na soma das três DQMs de cada um dos parâmetros analisados nas três secções anteriores ($=DQM_{Ed} + DQM_R + DQM_{ETR+\Delta AI}$). O desvio total médio mais baixo é um indicador do par de métodos que produz resultados mais próximos. Os valores obtidos estão representados nos Quadro 82, Quadro 83 e Quadro 84.

Da observação dos quadros verifica-se que os dois métodos que produzem um desvio total mais baixo ($=18,04$ mm) são (1) o modelo de balanço hídrico sequencial diário que considera o horizonte superior do *solo* para o cálculo do escoamento directo e um $AGUT = 250$ mm e (2) o método de decomposição do hidrograma de escoamento sem correcção do escoamento total para o mesmo

período da precipitação, com balanço entre o escoamento e a precipitação e sem utilizar a precipitação para a definição de um novo episódio de precipitação/recarga ("E<>P", "E/P", "nP").

Quadro 74 – Desvio total médio (mm) entre os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os resultados obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC constante (NC = 80) para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	44,08	42,30	37,46	35,77	33,30	32,68	32,87	170
E=P,E/P,nP	35,09	33,65	29,81	28,33	25,88	25,38	25,51	270
E=P,nE/P,P	45,12	43,47	39,00	37,25	34,35	33,68	33,74	176
E=P,nE/P,nP	36,49	35,21	31,65	30,22	27,79	27,25	27,28	273
E<>P,E/P,P	36,72	34,41	30,81	29,84	29,19	27,45	26,58	202
E<>P,E/P,nP	29,09	27,21	24,33	23,45	22,65	21,27	20,65	320
E<>P,nE/P,P	38,77	36,66	33,45	32,46	31,67	30,10	29,39	204
E<>P,nE/P,nP	31,35	29,65	27,11	26,28	25,59	24,40	23,81	317

Quadro 75 – Desvio total médio (mm) entre os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os resultados obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando NC variável (NC2 = 75) para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	45,05	43,67	38,96	37,07	34,08	33,23	33,53	170
E=P,E/P,nP	35,93	34,75	31,02	29,51	26,53	25,86	26,06	270
E=P,nE/P,P	46,03	44,73	40,33	38,56	35,03	34,21	34,33	176
E=P,nE/P,nP	37,23	36,22	32,72	31,30	28,34	27,70	27,75	273
E<>P,E/P,P	37,61	35,82	32,14	31,02	30,18	28,62	27,96	202
E<>P,E/P,nP	29,81	28,28	25,32	24,38	23,36	22,07	21,68	320
E<>P,nE/P,P	39,54	37,87	34,55	33,51	32,37	30,99	30,42	204
E<>P,nE/P,nP	31,94	30,54	27,88	27,04	26,02	24,97	24,52	317

Quadro 76 – Desvio total médio (mm) entre os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas (DECHIDR) e os resultados obtidos pelo modelo de balanço hídrico sequencial diário (BALSEQ) utilizando o horizonte superior do solo para o cálculo do escoamento directo

DECHIDR \ BALSEQ	BALSEQ							# episódios
	AGUT=75	AGUT=100	AGUT=133	AGUT=150	AGUT=200	AGUT=250	AGUT=275	
E=P,E/P,P	39,65	36,18	33,66	32,51	30,46	30,54	32,07	170
E=P,E/P,nP	31,18	28,41	25,91	24,97	23,26	23,32	24,58	270
E=P,nE/P,P	40,95	37,77	34,87	33,77	31,88	31,72	33,02	176
E=P,nE/P,nP	32,94	30,39	27,95	27,07	25,54	25,41	26,44	273
E<>P,E/P,P	31,74	30,01	29,53	28,78	26,88	25,42	26,13	202
E<>P,E/P,nP	25,21	23,00	21,75	21,25	19,31	18,04	18,66	320
E<>P,nE/P,P	35,84	33,48	32,16	31,86	29,63	28,41	29,29	204
E<>P,nE/P,nP	28,60	26,73	25,56	25,36	23,61	22,64	23,30	317

Como conclusão geral refira-se que, de acordo com o apresentado nas três secções anteriores, há uma razoável diferença entre os valores obtidos pela aplicação dos dois métodos em comparação. Para além da questão de as áreas de aplicação dos dois métodos serem complementares, embora isso

possa interferir pouco nos valores finais se a área de descarga for pequena, há dois aspectos principais que podem originar as diferenças observadas:

(1) no modelo de balanço hídrico sequencial diário não se consideraram os caminhos preferenciais, que fazem com que a água chegue à zona saturada sem passar pelo processo de escoamento através do *solo* contemplado por estes modelos; no método da decomposição do hidrograma de escoamento, esta situação não se coloca uma vez que este método é integrador de todos os processos que ocorrem na bacia hidrográfica (ou seja traduz a resposta dessa bacia);

(2) no modelo de balanço hídrico sequencial diário utilizaram-se séries de precipitação e de evapotranspiração potencial médias, e mais simplificador ainda, apenas um valor de *AGUT* e de *NC* ou de material do horizonte superior do *solo*, que pretende traduzir a situação média da bacia. Esta situação pode introduzir enormes diferenças nos resultados, uma vez que as discrepâncias observadas nos resultados da aplicação dos dois métodos pode dever-se ao facto destes valores de *AGUT* e de *NC* terem uma distribuição na bacia que não é tida em atenção.

Para ultrapassar o segundo aspecto dever-se-ia fazer um modelo distribuído, que considerasse diferentes subáreas em função do *solo* e ocupação do solo. Para cada subárea dever-se-ia correr o MBHSD, integrando os resultados obtidos por este modelo para a totalidade da bacia (a exemplo do caso de estudo dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira apresentados na secção 10.2.2).

Contudo, aqui levanta-se uma dificuldade que consiste no facto de se poder ter muitas combinações possíveis de soluções que forneçam o resultado dado pelo da decomposição dos hidrogramas de escoamento (se se assumir que os resultados deste, com uma das oito opções diferentes de corrida, é o resultado correcto). As "combinações possíveis de soluções" devem-se ao facto de se poder utilizar, por exemplo, vários *AGUT*, e o resultado final ser equivalente quer se considere, por exemplo, em três áreas diferentes, *AGUT* de 100, 167 e 221, ou *AGUT* de 80, 180 e 190. Desta forma, não seria possível garantir que uma solução fosse a correcta, a não ser que esses parâmetros pudessem ser determinados de uma forma independente (por exemplo, pela aplicação dos quadros apresentados no Capítulo 8, que foram estabelecidos com base na análise da informação disponível).

10.5. Caso de estudo de Estarreja

10.5.1. Método baseado nos termos do balanço abaixo da superfície freática

10.5.1.1 Introdução

O caso que se vai apresentar baseia-se nos dados de Leitão (1996) relativamente à área de estudo de cerca de 25 km² do aquífero superior do sistema aquífero Quaternário de Aveiro. No canto SE desta área situa-se a cidade de Estarreja. De acordo com esse autor, este aquífero é formado por areias de dunas e por terraços fluviais, com características de aquífero livre. A sua base assenta sobre argilas "impermeáveis" do Quaternário. A espessura aproximada deste aquífero é de 15 m.

Diversos estudos realizados para esta área apontam para os seguintes valores de recarga:

Leitão (1996), aplicando o método de Vermeulen *et al.* (1993) (secção 9.5) estimou a recarga em 462 mm/a (área florestal), 659 mm/a (área agrícola) e 527 mm/a (área urbana descontínua), tendo partido de uma precipitação anual média de 1151 mm/a. Os valores de escoamento directo estimados foram de 7 mm/a (área florestal), 35 mm/a (área agrícola) e 72 mm/a (área urbana descontínua).

Peixinho de Cristo (1985) refere, para a totalidade do sistema aquífero Quaternário de Aveiro (650 km²), uma recarga anual e espacial média de 200-250 hm³/a (ou seja de 308 mm/a a 385 mm/a).

Nesta área, a recarga é estudada a partir dos termos do balanço hídrico abaixo da superfície freática. Considera-se a existência de extracções de água subterrânea (H_{bs}), e considerou-se que o nível freático se encontra sempre abaixo da espessura do *solo*, situação em que não existe descarga para o meio hídrico superficial ou evapotranspiração a partir da zona saturada. Assim, os termos que restam para a área considerada são o escoamento subterrâneo de entrada (E_{be}) e de saída (E_{bs}), e a variação do armazenamento na zona saturada (ΔA_b) - Fig. 121.

A equação para o cálculo da recarga, obtida a partir da Eq. 16, assume a forma:

$$R = E_{bs} + H_{bs} + \Delta A_b - E_{be} \quad \text{Eq. 286}$$

Realce-se que apesar de se desprezarem os termos relativos à evapotranspiração, esta poderá de facto existir, uma vez que nalguns pontos de medição, nalgumas alturas, o nível freático se encontrava a menos de 1 m de profundidade (como se pode calcular a partir dos dados de níveis registados no Quadro 77). Nas situações em que a recarga se dá dentro do *solo* e considerando a evapotranspiração, a equação que permite o cálculo da recarga passa a ter a forma:

$$R = E_{bs} + H_{bs} + \Delta A_b - E_{be} + ETR_b \quad \text{Eq. 146}$$

sendo que ETR_b se refere à parte da evapotranspiração com água proveniente da zona saturada (note-se que também pode haver evapotranspiração a partir do *solo* não saturado).

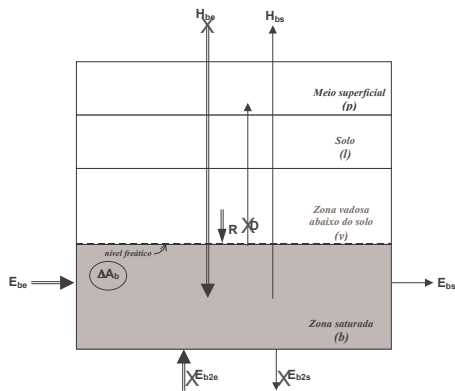


Fig. 121 – Configuração hidrogeológica em que a base é impermeável e não existe: (1) recarga artificial, (2) descarga das águas subterrâneas para o meio superficial, (3) evapotranspiração a partir da zona saturada

10.5.1.2 Caracterização dos parâmetros do balanço hídrico

A informação existente refere-se aos níveis piezométricos medidos em 41 furos de monitorização, em oito campanhas de monitorização entre Outubro de 1993 e Fevereiro de 1995 (Fig. 122, Quadro 77).

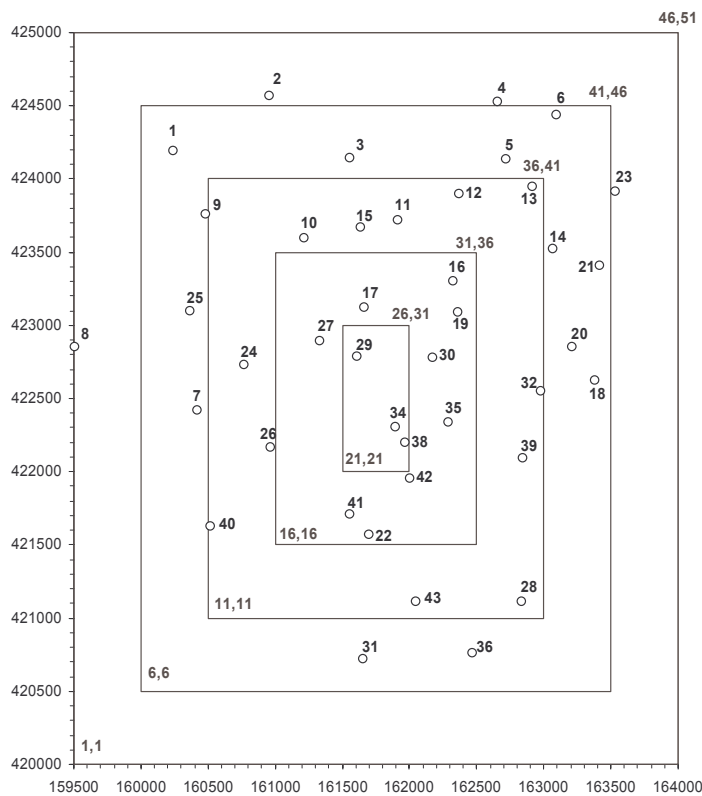


Fig. 122 – Pontos de monitorização dos níveis piezométricos (o) e limites das subáreas consideradas no cálculo da recarga (□)

A condutividade hidráulica determinada por ensaio de bombagem no furo 22 foi de 13,2 m/d. Outros estudos referidos por Leitão (1996) apontam para condutividades hidráulicas de 17 m/d e 19 m/d.

A porosidade eficaz deste tipo de formações referida na bibliografia aponta para valores entre 15 e 20 % (Moinante *et al.*, 1994).

A cota da base do aquífero é dada em função da profundidade de cada furo, que foi aberto até atingir a camada argilosa (Quadro 77).

Quadro 77 – Localização, datas de amostragem, altitude piezométrica, altitude do terreno e da base do furo

ID	M	P	Data de amostragem / Altitude piezométrica (m)									Altitude (m)	
			1993-10-26	1993-11-24	1994-01-06	1994-01-27	1994-02-24	1994-05-31	1994-09-07	1995-02-01	Média	terreno	base do furo
1	160246	424193		10,33	10,81	11,30	11,32	11,06	9,83	10,31	10,71	13,33	2,03
2	160962	424570		9,15	9,33	8,94	9,02	8,97	8,78	9,28	9,07	10,09	2,62
3	161560	424144				14,14	14,22	14,05	13,06	14,31	13,96	14,59	4,90
4	162659	424528	23,41	23,53	23,90	23,81	23,86	23,72	22,35	23,70	23,54	25,35	19,19
5	162720	424134		23,52	23,99	24,09	24,11	23,86	22,56	23,66	23,68	24,69	19,55
6	163098	424439	25,76	25,76	26,29	25,67	26,02	25,70	24,64	26,19	25,75	26,29	23,25
7	160425	422420		8,86	9,28	8,87	9,05	8,81	7,78	9,28	8,85	9,14	2,98
8	159510	422855		8,92		8,99	9,00	9,19	7,91	9,19	8,87	9,19	3,67
9	160481	423760		12,53	13,08	13,41	13,40	13,19	11,95	12,85	12,92	15,98	4,34
10	161215	423595			15,45	15,56	15,57	15,42	14,09	15,28	15,23	16,50	3,37
11	161912	423715	17,39	17,42	17,78	17,61	17,66	17,51	16,40	17,69	17,43	18,22	7,28
12	162369	423893	22,71	20,79	22,28		22,71	21,42	19,96	20,91	21,54	22,57	15,75
13	162921	423943	25,60	25,75	26,04	26,07	26,05	25,95	24,64	25,80	25,74	28,09	22,31
14	163074	423524		28,61	29,03	28,73	28,80	28,75	27,76	28,76	28,63	29,48	23,77
15	161634	423667	15,40	15,48	16,01	16,44	15,98	15,75	14,41	15,69	15,58	17,54	4,57
16	162328	423300	19,99	19,93	20,40	20,14	20,18	19,99	19,03	20,19	19,98	21,06	10,23
17	161662	423124	15,54	15,70	16,04	16,44	16,41	16,13	15,05	15,67	15,87	20,47	9,84
18	163383	422624		26,09	26,84	26,98	27,42	26,74	25,63	26,88	26,65	28,61	21,48
19	162362	423092	20,43	20,40	20,85	20,53	20,69	20,42	19,72	20,78	20,48	20,99	11,58
20	163211	422852	24,23	24,49	24,95	25,62	25,56				24,97	29,00	19,19
21	163419	423407		28,66	29,13	28,95	29,03	28,95	27,93	29,13	28,83	29,89	23,91
22	161700	421567	11,22	11,23	11,53	11,37	11,36	11,17	10,16	11,53	11,20	11,53	3,98
23	163532	423912	29,85	29,93	30,90	30,28	30,33	29,94	30,28	30,33	30,23	31,10	28,10
24	160774	422728	9,39	9,40	9,69	9,50	9,53	9,41	8,55	9,63	9,39	9,81	1,60
25	160364	423099	9,30	9,40	9,68	9,44	9,51	9,43	8,35	9,68	9,35	9,68	1,65
26	160964	422169	10,46	10,44	10,73	10,51	10,58	10,36	9,59	10,70	10,42	10,96	1,04
27	161334	422896	14,31	14,36	14,89	14,86	14,92	14,69	13,57	14,64	14,53	15,57	2,54
28	162835	421110	3,83	3,93	4,15	4,36	4,29	4,03	3,10	3,78	3,93	7,17	1,67
29	161610	422789	14,24	14,41	14,98	15,06	15,12	14,79	13,67	14,63	14,61	15,53	3,20
30	162175	422778	19,00	18,99	19,64	19,11	19,13	18,84	18,14	19,29	19,02	19,49	9,99
31	161660	420721		4,93	5,26	5,36	4,93	4,84	4,24	5,10	4,95	6,11	1,61
32	162980	422553		22,28	22,53	22,42	22,45	22,39	21,56	22,47	22,30	23,19	18,54
34	161899	422305	13,41	13,38	13,93	13,72	13,79	13,43	12,35	13,81	13,48	14,33	1,22
35	162292	422335		16,16	16,89	16,22	16,30	15,99	15,15		16,12	16,79	6,21
36	162471	420761	5,89	5,87	6,01	5,88	5,92	5,84	5,57	5,99	5,87	6,38	-1,12
38	161968	422197	13,42	13,50	14,04	13,64	13,69	13,51	12,31	14,04	13,52	14,04	3,24
39	162844	422095	20,85	20,84	21,24	20,81	20,92	20,93			20,93	21,79	16,09
40	160520	421629	8,96	9,01	9,56	9,39	9,47	9,13	7,77	9,35	9,08	10,45	1,44
41	161562	421708	10,83	10,84	11,37	11,02	11,06	10,80	9,66	11,24	10,85	12,05	0,55
42	162009	421950	12,42	12,39	12,70	12,48	12,55	12,34	11,30	12,63	12,35	12,95	2,32
43	162050	421115	7,49	7,50	7,71		7,59	7,49	6,99	7,78	7,51	8,20	3,63

adaptado de Leitão (1996)

As extracções são estimadas em função da ocupação do solo. Utilizando a informação do *Corine Land Cover*, tem-se a ocupação do solo representada no Quadro 78.

Quadro 78 – Ocupação do solo de acordo com o mapa Corine Land Cover na área de estudo de Estarreja e extracções estimadas no aquífero superficial

Código Corine – Ocupação do solo	Área (km ²)	Extracções (mm/a)	Classe de extracção (*)
3120 – Florestas de resinosas	9,52	0	0
2110 – Zonas de utilização agrícola fora dos perímetros de rega	9,31	261	1
1120 – Tecido urbano descontínuo	1,88	52	2
1210 – Espaços de actividades industriais, comerciais e de equipamentos gerais	0,95	52	2
3130 – Florestas mistas	0,66	0	0
3220 – Pântanos e charnecas	0,44	0	0
2430 – Terras ocupadas principalmente por agricultura com espaços naturais importantes	0,34	261	1
1310 – Pedreiras, zonas de extracção de areias, minas a céu aberto	0,34	0	0
2410 – Culturas anuais associadas a culturas permanentes	0,01	261	1

(*) acresce a classe 3 para as áreas com espessura saturada baixa na parte SE do aquífero (extracções = 26 mm/a) e a classe 4 para o local com as extracções camarárias (extracções = 3838 mm/a)

As extracções do aquífero superficial em estudo (Quadro 78) são estimadas, de acordo com algumas assunções de Leitão (1996), da seguinte forma:

- áreas ocupadas por floresta (3120, 3130), por pântanos e charnecas (3220) e por pedreiras, zonas de extracção de areias, minas a céu aberto (1310): assumem-se extracções nulas.

- áreas agrícolas (2110, 2430 e 2410): resultam de dividir o volume estimado por Peixinho de Cristo (1985), de 170 hm³/ano, pela área total do sistema aquífero (650 Km²), ou seja equivalente a um valor de 261 mm/a.

- área coberta por tecido urbano descontínuo (1120), intercalada com pequenos campos agrícolas, foi estimada como 20 % do valor estimado para as áreas agrícolas (52 mm/a).

- à informação das extracções representada no Quadro 78 há que sobrepor a informação disponível sobre extracções para abastecimento público, pertencentes à C.M. de Estarreja, que, de acordo com Leitão (1996), são de 307000 m³/ano, e localizam-se num rectângulo de coordenadas (M=163200, P=423100) - (M=163400, P=422700), o que equivale a 3838 mm/ano.

- finalmente, no sector SE da área em estudo, dado que a espessura saturada do aquífero é baixa, assume-se para esta área que as extracções são metade do valor utilizado para o tecido urbano descontínuo (26 mm/a).

A Fig. 123 mostra a distribuição das classes de extracção de águas subterrâneas da área em estudo (de acordo com o Quadro 78).

$$E_b = \sum_{t=1}^m \sum_{i=1}^n Q_{ii} \cdot \Delta t_t = - \sum_{t=1}^m \sum_{i=1}^n (h_{ii} - z_i) K_s \frac{\Delta h_{ii}}{\Delta S} \cdot \Delta x_i \cdot \Delta t_t \quad \text{Eq. 114}$$

com K_s considerado constante = 15 m/d, $\Delta x = 100$ m e Δt variável consoante os períodos em que se fizeram medições (Quadro 77). Com Δt variável e por vezes extenso, pressupõe-se que o escoamento subterrâneo de um determinado período é dado pela média dos escoamentos subterrâneos calculados utilizando os níveis piezométricos no início e no final desse período.

A altitude da superfície freática foi calculada pela diferença entre (1) a altitude representada no modelo digital de terreno com uma malha de 100 m de célula, criado a partir da informação topográfica apresentada nas cartas militares 163 e 174, e (2) a profundidade ao nível freático interpolada/extrapolada para toda a área de estudo, por krigagem (opções utilizadas: modelo linear, isótropo, pendur = 1), numa malha de célula quadrada com 100 m de lado utilizando o programa Surfer (da Golden Software Inc., versão 7).

A altitude da base do aquífero foi interpolada/extrapolada pelo mesmo processo mas utilizando a profundidade à base do aquífero.

Inicialmente havia-se tentado interpolar/extrapolar as altitudes da superfície freática e da base do aquífero, utilizando os dados de altitude em vez dos dados de profundidade. Contudo a utilização deste processo fez com que nalgumas áreas a base do aquífero se encontrasse acima do nível freático, razão pela qual se optou pela solução apresentada.

As extracções (H_{bs}) são calculadas de acordo com o Quadro 78 e a Fig. 123.

A variação do armazenamento (ΔA_b) é calculada pela Eq. 144:

$$\Delta A_b = ne \cdot \Delta h = ne \cdot (h_{final} - h_{inicial}) \quad \text{Eq. 144}$$

tendo-se assumido que $ne = 15\%$.

Os cálculos foram feitos para todos os intervalos de tempo com informação disponível (Quadro 77) e utilizando áreas de cálculo diferentes (representadas na Fig. 122). O objectivo de utilizar áreas diferentes é verificar qual a sensibilidade do método a diferentes volumes de controlo, o que permite indagar à cerca da sua robustez. Recorde-se que as extracções foram consideradas diferentes de acordo com a ocupação do solo (Fig. 123) e que a mesma ocupação do solo influencia a recarga vertical. Estes dois factos deveriam reflectir-se nos resultados obtidos. Os intervalos de tempo considerados foram entre monitorizações consecutivas e entre monitorizações em datas distintas.

A síntese dos resultados obtidos encontra-se na Fig. 124, e, apenas para os períodos de medição consecutivos, no Quadro 79 para o caso da recarga, e no Quadro 80 para os três termos da Eq. 286 cuja soma dá a recarga. No Anexo 12 apresentam-se os mesmos resultados para a totalidade dos intervalos de tempo considerados.

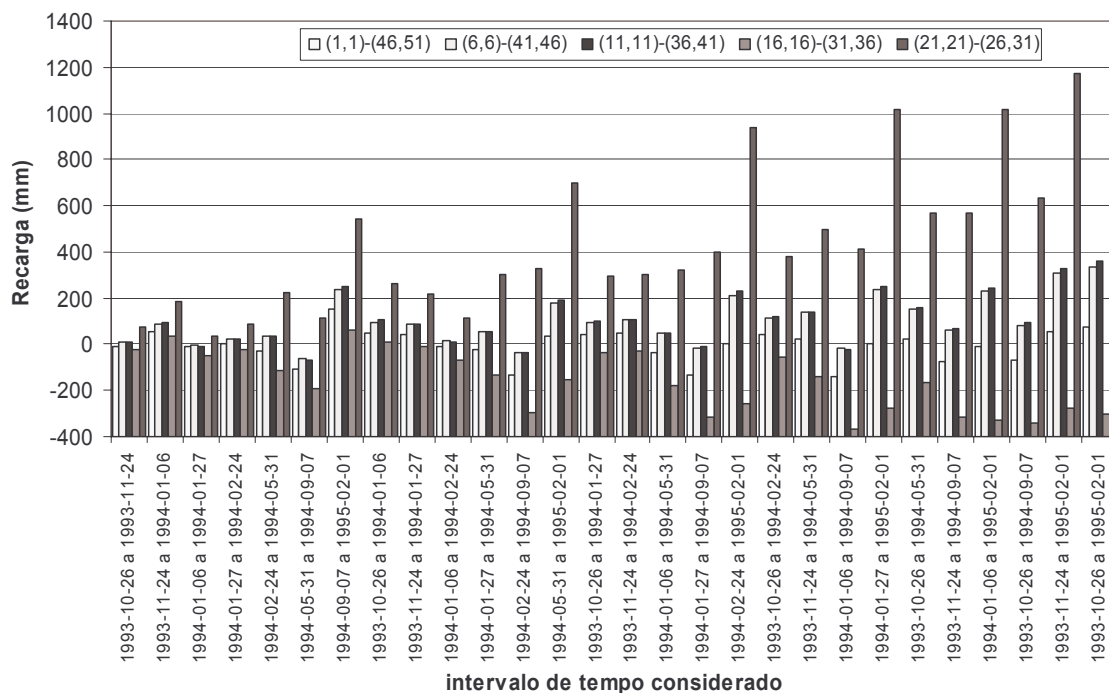


Fig. 124 – Recarga calculada para diferentes períodos e diferentes áreas da área de estudo de Estarreja

Quadro 79 – Recarga estimada pela quantificação dos termos do balanço hídrico abaixo da superfície freática para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Período	Recarga (mm) por subárea de cálculo				
	(1,1) – (46,51)	(6,6) – (41,46)	(11,11) – (36,41)	(16,16) – (31,36)	(21,21) – (26,31)
1993-10-26 a 1993-11-24	-7	6	8	-24	77
1993-11-24 a 1994-01-06	55	88	97	36	184
1994-01-06 a 1994-01-27	-11	-2	-9	-47	33
1994-01-27 a 1994-02-24	1	20	21	-21	84
1994-02-24 a 1994-05-31	-29	33	34	-111	221
1994-05-31 a 1994-09-07	-106	-65	-67	-195	113
1994-09-07 a 1995-02-01	149	238	252	60	544
Total	52	319	336	-302	1256

Quadro 80 – Valores estimados dos parâmetros utilizados no cálculo da recarga para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Período	Parâmetros (mm) por subárea de cálculo														
	(1,1) – (46,51)			(6,6) – (41,46)			(11,11) – (36,41)			(16,16) – (31,36)			(21,21) – (26,31)		
	H_{bs}	ΔA_b	E_b	H_{bs}	ΔA_b	E_b	H_{bs}	ΔA_b	E_b	H_{bs}	ΔA_b	E_b	H_{bs}	ΔA_b	E_b
1993-10-26 a 1993-11-24	4	-6	-5	5	-9	11	3	-9	14	4	0	-28	3	8	67
1993-11-24 a 1994-01-06	4	61	-11	5	69	15	3	75	19	3	76	-43	2	78	104
1994-01-06 a 1994-01-27	2	-7	-6	2	-11	8	1	-20	10	2	-27	-22	1	-22	54
1994-01-27 a 1994-02-24	3	6	-8	3	6	10	2	6	13	2	6	-29	2	8	75
1994-02-24 a 1994-05-31	26	-30	-25	27	-28	34	22	-30	42	25	-36	-101	18	-46	249
1994-05-31 a 1994-09-07	55	-140	-21	53	-149	32	48	-155	39	55	-152	-98	39	-157	231
1994-09-07 a 1995-02-01	29	153	-32	30	162	46	22	172	58	26	179	-144	18	184	341
Total	123	37	-107	125	39	155	101	40	195	-359	45	-465	83	53	1121

Os resultados mostram valores de recarga negativos, que representam saídas de água do volume de controlo. Assumindo que todos os termos da Eq. 286 estão bem caracterizados, então esses valores negativos significam que o modelo conceptual não está correcto, e que pode por exemplo haver outras saídas de água da zona saturada, por exemplo descarga do aquífero ou até, com uma forte probabilidade de acontecer, evapotranspiração.

Verificam-se grandes diferenças entre os valores obtidos considerando subáreas diferentes. Os valores obtidos para a subárea mais pequena [(21,21) – (26,31)] são muito superiores aos obtidos para as outras subáreas, e isto deve-se principalmente ao facto do termo relativo ao escoamento subterrâneo de saída ser muito elevado em relação ao de entrada. Isto implica que, no caso dos termos da Eq. 286 estarem todos adequadamente caracterizados, haja uma fonte de recarga importante nessa área, que pode não ser unicamente a água da chuva.

Independentemente do modelo conceptual, há que ter em conta que neste tipo de aproximação existem muitas incertezas. Para além das incertezas devidas à caracterização espacial de alguns parâmetros (ne , K , H_{bs}), há também a questão da extrapolação/interpolação dos valores dos níveis piezométricos e da base do aquífero. Todas somadas, estas incertezas não permitem que, com a informação disponível, se utilize o método exposto com alguma segurança para o caso de estudo presente.

Uma das formas de reduzir estas incertezas seria por uma avaliação mais adequada das extracções e por um controlo mais sistemático dos níveis piezométricos. Nesta situação, os resultados a obter poderiam oferecer outra fiabilidade e permitir até estimar mais adequadamente os parâmetros ne e K .

De uma forma geral, este método apresenta a desvantagem de os termos da fórmula de cálculo da recarga (Eq. 286) dependerem linearmente desses parâmetros, pelo que os resultados obtidos por este método são muito sensíveis à sua variação. [Por exemplo, se se utilizar $ne = 5\%$, que poderia também ser um valor plausível para o material em questão, a componente relativa à variação do nível seria 1/3 do valor calculado].

10.5.2. Balanço hídrico sequencial diário

10.5.2.1 Introdução

O método do balanço hídrico sequencial diário foi realizado para a mesma área e subáreas de estudo apresentadas na secção 10.5.1. O objectivo é poder comparar os resultados obtidos por mais do que um método. Os dados de precipitação diária utilizados foram os registados no posto udométrico 10E/03 – Gafanha da Nazaré, pertencente à rede de medição do INAG (dados disponíveis no SNIRH). O Quadro 81 apresenta os valores de precipitação registados entre cada período de medição dos níveis piezométricos.

Quadro 81 – Precipitação (mm) registada no posto udométrico 10E/03 – Gafanha da Nazaré

Período	Precipitação (mm)
1993-10-26 a 1993-11-24	95
1993-11-24 a 1994-01-06	124
1994-01-06 a 1994-01-27	103
1994-01-27 a 1994-02-24	107
1994-02-24 a 1994-05-31	227
1994-05-31 a 1994-09-07	17
1994-09-07 a 1995-02-01	401
Total	1074

Os dados de evapotranspiração de referência que se utilizaram foram os valores mensais médios calculados no Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Vouga (MA, 1998), para a estação climatológica de Montemor-o-Velho (Quadro 82), que apesar de se localizar muito a sul da área em estudo, se considerou, entre a informação existente, como sendo a mais representativa da evapotranspiração nessa área.

Quadro 82 – Evapotranspiração de referência mensal média (Penman-Monteith) calculada para a estação climatológica de Montemor-o-Velho

Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
20,3	27,0	45,6	63,0	79,5	93,4	96,8	96,8	69,9	45,6	28,4	21,3	687,6

Fonte: MA (1998)

De acordo com o mesmo plano de bacia, as quatro culturas de regadio mais importantes no concelho de Estarreja são: milho (87,0 % da área irrigada), batata (8,3 %), prados (4,2 %) e pomares (0,6 %). Assume-se que na área em estudo, se tem a mesma proporcionalidade.

A infiltração superficial foi estimada utilizando a opção do número característico de escoamento (*NC*), cujos valores se sintetizam no Quadro 83. Esta informação foi extraída do Quadro 23, considerando o tipo de solo B.

Quadro 83 – Caracterização do número característico do escoamento (NC) na área de estudo de Estarreja.

Código Corine LC	312	211	112	121	313	322	243	131	241
<i>NC</i>	60	73	80	-	60	58	61	88	74

A exemplo do caso de estudo dos dois sistemas aquíferos do Algarve (secção 10.2.2.1), a evapotranspiração real foi calculada utilizando o coeficiente cultural dual, adaptando a informação do Corine Land Cover à informação representada no Quadro 32 (secção 8.5.1), referente à cartografia de Ocupação do Solo (COS'90). Os dados para a caracterização do coeficiente cultural dual são os apresentados no Quadro 84.

Quadro 84 – Caracterização dos parâmetros do coeficiente cultural dual dependentes da ocupação do solo da área de estudo de Estarreja.

Código Corine LC	312	211	112	121	313	322	243	131	241
Código COS'90	MM3	CC2	UU2(*)	SW1	ME3	JM0	CI1(**)	JJ1	CA2
tipo de ocupação	pinheiro	milho	urbana + batata	indústrias	pinheiro + eucalipto	terrenos descobertos	milho + pinheiro	terreno descoberto	milho + pomar
permeável(1)	1	1	1		1	1	1	1	1
Dia_ini(1)	1	183	183		1	1	183	1	183
L_ini(1)	100	30	30		100	10	30	10	30
L_des(1)	100	40	35		100	10	40	10	40
L_med(1)	100	50	50		100	10	50	10	50
L_fim(1)	65	30	30		65	10	30	10	30
Kcb_ini(1)	0,95	0,15	0,15		0,95	0,15	0,15	0,15	0,15
Kcb_med(1)	0,95	1,15	1,1		0,95	0,15	1,15	0,15	1,15
Kcb_fim(1)	0,95	0,15	0,65		0,95	0,15	0,15	0,15	0,15
h_cult(1)	10	2	0,6		10	1	2	1	2
rp_1(1)	2750	1200	500		2750	1	1200	1	1200
rp_0(1)	2750	150	150		2750	1	150	1	150
sld_(1)	0,7	0,55	0,35		0,7	1	0,55	1	0,55
Kc_min(1)	0,15	0,15	0,15		0,15	0,15	0,15	0,15	0,15
Kcb_tot(1)	0,95	1,15	1,1		0,95	0,15	1,15	0,15	1,15
fraccao(1)	0,7	1	0,4		0,42	0	0,5	0	0,5
fraccao_0(1)	0,7	0,1	0,1		0,42	0	0,1	0	0,1
fraccao_nada(1)	0,7	0	0		0,42	0	0	0	0
permeável(2)			0	não se calculou	1		1		1
Dia_ini(2)			1		1		1		152
L_ini(2)			100		100		100		30
L_des(2)			100		100		100		50
L_med(2)			100		100		100		130
L_fim(2)			65		65		65		30
Kcb_ini(2)			0,01		1,2		0,95		0,35
Kcb_med(2)			0,01		1,2		0,95		0,9
Kcb_fim(2)			0,01		1,2		0,95		0,65
h_cult(2)			1		10		10		4
rp_1(2)			1		2750		2750		1500
rp_0(2)			1		2750		2750		1500
sld_(2)			1		0,5		0,7		0,5
Kc_min(2)			0,01		0,15		0,15		0,15
Kcb_tot(2)			0,01		1,2		0,95		0,9
fraccao(2)			0,5		0,28		0,2		0,3
fraccao_0(2)			0,5		0,28		0,2		0,3
fraccao_nada(2)			0,5		0,28		0,2		0
rp_1(3)	150	150	150		150	150	150	150	150
sld_(3)	0,42	0,42	0,42		0,42	0,42	0,42	0,42	0,42

(*) UU2: Em relação ao referido no Quadro 32, aqui alterou-se o tipo de cultura (1) para batata, com ocupação máxima até 0,4 [fraccao(1)] da área e a área urbana considerada foi de 50 % [fraccao(2)].

(**) CI1: Em relação ao referido no Quadro 32, aqui alterou-se o tipo de cultura (1) para milho, com ocupação máxima até 0,5 [fraccao(1)] da área e a espécie vegetal (2) foi deixada como pinheiro.

Permeável = código para a infiltração superficial: (0) é nula, (1) calculada pelo modelo, Dia_ini = dia de início de desenvolvimento da cultura, L = comprimento (d): L_ini = da fase inicial, L_des = da fase de desenvolvimento, L_med = da meia estação, L_fim = da fase final, Kcb = coeficiente cultural basal: Kcb_ini = da fase inicial, Kcb_med = da meia estação, Kcb_fim = da fase final, h_cult = altura da cultura na fase de meia estação (m), rp_1 = profundidade máxima das raízes das plantas (m), rp_0 = profundidade mínima das raízes das plantas (m), sld = limite de depleção da água do solo a 100%, Kc_min = coeficiente cultural mínimo, Kcb_tot = coeficiente cultural basal total, fraccao = fracção máxima de terreno ocupada pela cultura, fraccao_0 = fracção mínima de terreno ocupada pela cultura no período inicial, fraccao_nada = fracção de terreno ocupada quando a cultura é inexistente ou está em dormência.

A infiltração profunda foi calculada utilizando o procedimento do modelo BALSEQ clássico (secção 6.3):

$$I_p = P - E_{ps} - ETR - \Delta A_l \quad \text{Eq. 162}$$

10.5.2.2 Resultados e comentários

A execução do balanço hídrico sequencial diário, para além de fornecer uma estimativa da recarga, teve como objectivo fazer a comparação com os resultados obtidos pelo método apresentado na secção 10.5.1 (método baseado nos termos do balanço abaixo da superfície freática). Por esse motivo integraram-se os valores fornecidos pelo modelo para as diversas subáreas de estudo (representadas na Fig. 122), e para os diversos intervalos de tempo considerados (equivalentes ao período entre duas monitorizações sucessivas de níveis).

O Quadro 85 apresenta os resultados da corrida do modelo para cada tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado. O Quadro 86 apresenta as áreas ocupadas por cada tipo de ocupação do solo nas subáreas de cálculo. E o Quadro 87, que foi calculado a partir dos dois quadros anteriores, apresenta os valores integrados para cada subárea de cálculo e para cada intervalo de tempo considerado.

Quadro 85 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja)

Período	Recarga (mm) por ocupação do solo								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	62	71	34	55	71	62	60	67	-
1993-11-24 a 1994-01-06	72	82	39	68	83	75	72	82	-
1994-01-06 a 1994-01-27	97	95	46	96	97	97	81	94	-
1994-01-27 a 1994-02-24	68	74	37	65	74	70	68	74	-
1994-02-24 a 1994-05-31	50	131	60	64	137	119	109	111	-
1994-05-31 a 1994-09-07	0	0	0	0	0	0	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	124	192	116	125	267	192	232	198	-
Total	473	645	331	473	729	615	621	626	-

Quadro 86 – Áreas ocupadas por cada tipo de ocupação do solo em cada subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Subárea de cálculo	Áreas de ocupação do solo (km ²)									Total
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1	
(1,1) – (46,51)	9,52	9,31	1,89	0,66	0,44	0,34	0,34	0,01	0,95	23,46
(6,6) – (41,46)	6,73	4,74	1,53	0	0,22	0,25	0,34	0	0,95	14,76
(11,11) – (36,41)	3,59	2,42	0,68	0	0	0,17	0,34	0	0,86	8,06
(16,16) – (31,36)	1,48	1,31	0,06	0	0	0,01	0,33	0	0,17	3,36
(21,21) – (26,31)	0,42	0,21	0	0	0	0	0,04	0	0	0,66

Quadro 87 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Período	Recarga (mm) por subárea de cálculo				
	(1,1)–(46,51)	(6,6)–(41,46)	(11,11)–(36,41)	(16,16)–(31,36)	(21,21)–(26,31)
1993-10-26 a 1993-11-24	60	58	55	61	64
1993-11-24 a 1994-01-06	71	68	65	72	75
1994-01-06 a 1994-01-27	88	84	81	88	95
1994-01-27 a 1994-02-24	65	63	60	66	70
1994-02-24 a 1994-05-31	85	78	74	85	79
1994-05-31 a 1994-09-07	0	0	0	0	0
1994-09-07 a 1995-02-01	151	143	137	155	151
Total	520	493	471	528	534

Os valores de recarga calculados pelo MBHSD utilizando subáreas diferentes são próximos entre si, ao contrário do que aconteceu com os valores obtidos com o balanço abaixo da superfície freática (secção 10.5.1).

10.5.3. Balanço considerando a posição do nível freático

10.5.3.1 Introdução

A abordagem anterior pressupôs que o nível freático (n.f.) se encontrava sempre abaixo da espessura do *solo* sujeita a evapotranspiração (ET). Contudo, as observações de campo mostraram que, nalguns períodos, acontecia o contrário. Nesta situação é de supor que as plantas consigam evapotranspirar à taxa máxima (dada pela evapotranspiração potencial), indo buscar a água directamente à zona saturada. Para os períodos em que esta situação acontece assume-se que a evapotranspiração real é dada pela evapotranspiração potencial, que toda a água de infiltração superficial constitui recarga, e que no final de cada dia do balanço o teor de humidade no *solo* é dado pela variável *AGUT*. O desenvolvimento da metodologia de cálculo do balanço hídrico foi feito na secção 6.4.8.

10.5.3.2 Procedimentos

Para a área de estudo de Estarreja, para cada dia do balanço hídrico, podem-se ter duas situações distintas: (1) a área em que o n.f. está dentro da espessura do *solo* sujeita a ET, (2) a área em que o n.f. está abaixo da espessura do *solo* sujeita a ET. Ao longo do tempo, a posição do n.f. varia, podendo estar dentro ou fora da espessura sujeita a ET. Por esses motivos foi necessário correr o modelo de balanço hídrico para cada subárea considerada e para cada tipo de ocupação do solo. Além disso, para o mesmo tipo de ocupação do solo, e dependendo da cultura (e/ou do seu estágio de desenvolvimento) ou do terreno descoberto, a profundidade ao n.f. pode estar dentro da espessura do *solo* sujeita a ET para uma cultura, e estar abaixo da espessura do *solo* sujeita a ET para a outra cultura ou para o terreno descoberto (ver Fig. 68).

Utilizando as profundidades aos n.f. medidas, gerou-se para a área completa de estudo (1,1)-(46,51), e para cada período de monitorização (num total de oito períodos), uma rede com espaçamento de 100 m com as profundidades ao n.f. Essa rede foi gerada interpolando/extrapolando os dados medidos, com o programa Surfer (da *Golden Software Inc.*, versão 7), utilizando a opção *krigagem* (modelo linear, isótropo, pendor=1).

Desenvolveu-se um programa em Visual Basic que, utilizando estas oito redes de profundidades aos n.f., e os valores diários das espessuras sujeitas a evapotranspiração (*d*, estabelecidas de acordo com o descrito na secção 6.4.6.2, passo 8, para cada tipo de cultura dentro de cada tipo de ocupação do solo), calcula a área em que, cada dia, a profundidade (prof.) ao n.f. se encontra dentro da espessura de *solo* sujeita a ET.

A prof. ao n.f. foi calculada para cada dia, assumindo que entre cada duas monitorizações consecutivas, os níveis variam linearmente. No caso do período mais extenso, de Setembro de 1994 a Fevereiro de 1995, esta assunção é mais discutível, mas uma vez que corresponde a um período de chuvas, admite-se que a subida de nível registada possa ser considerada linear. Por este procedimento, foi possível estimar, para cada dia do balanço e para cada ponto da rede, a prof. ao n.f..

Para cada dia, esse valor foi confrontado com a espessura do *solo* sujeita a evapotranspiração (d). No caso de $\text{prof. n.f.} \leq d$, acumula-se a área da rede em que isso acontece. Uma vez que cada ponto da rede representa uma área de 100 X 100 m², cada célula com $\text{prof. n.f.} < d$ acrescenta uma área de 10000 m². Este procedimento é feito para cada ocupação do solo, resultando para cada ocupação do solo, um ficheiro para cada subárea da rede considerada [(1,1)–(46,51); (6,6)–(41,46); (11,11)–(36,41); (16,16)–(31,36); (21,21)–(26,31)]. Esse ficheiro contém, para cada tipo de ocupação do solo, as áreas ocupadas por cada parcela aí representada (até três). Por exemplo, no caso MM3, é só pinheiro e terreno descoberto; no caso C11 é milho + pinheiro + terreno descoberto (ver exemplo teórico dessa tabela na Fig. 68C). A Fig. 125 exemplifica para a ocupação do solo C11 e para o furo de monitorização nº 7 a relação entre prof. n.f. e as espessuras de *solo* sujeito a ET que caracterizam a ocupação do solo C11.

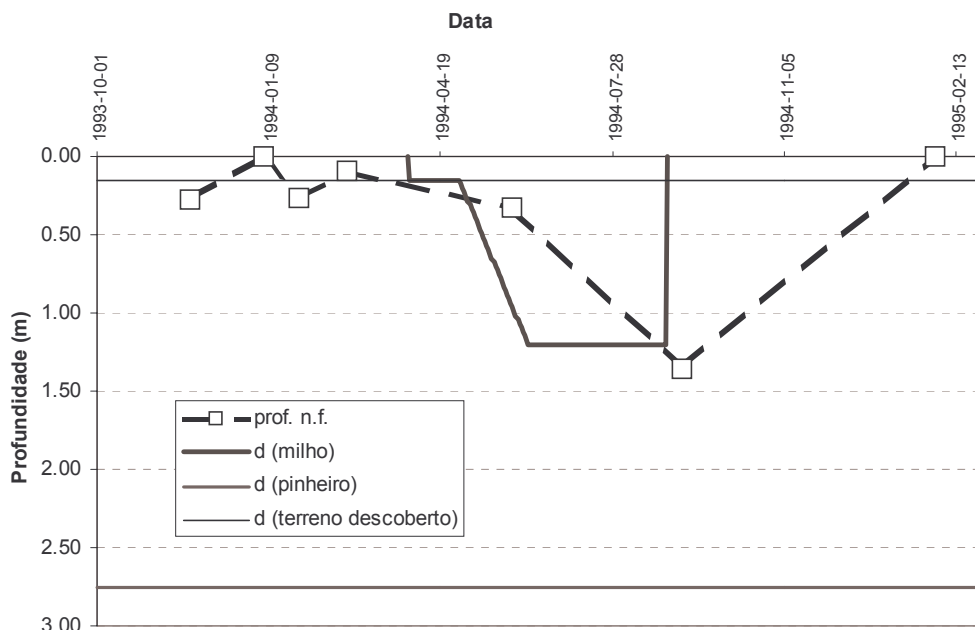


Fig. 125 – Comparação da profundidade ao nível freático, registada no furo 7 nos dias assinalados com □ e interpolada para os restantes dias, com as espessuras de *solo* sujeitas a evaporação para a ocupação do solo C11, caracterizada pela cultura de milho, pela floresta de pinheiro e por terreno descoberto.

Este ficheiro é utilizado como ficheiro de entrada no programa de cálculo do balanço hídrico sequencial diário considerando o n.f. e com coeficiente cultural dual. Se num dia a área ocupada por um tipo de ocupação do solo é superior a zero, isso significa que nessa área, o n.f. está dentro da espessura de *solo* sujeita a ET.

Para cada área de ocupação do solo, calculam-se os diversos parâmetros do balanço hídrico (Ed , ETR e Ip ou R) afectando os valores calculados com o modelo que considera a posição do n.f e os valores calculados com o modelo que não considera (secção 10.5.2.2) pelas respectivas áreas de ocorrência (Eq. 227 a Eq. 235).

Para a corrida do modelo assumiu-se que o teor de água no solo no primeiro dia era nulo no caso de o n.f. estar abaixo da espessura do solo sujeita a ET, ou era igual ao $AGUT$ no caso de estar dentro.

10.5.3.3 Resultados

Os resultados de recarga obtidos encontram-se sumarizados por intervalo de tempo considerado nos Quadro 88 a Quadro 92 (um para cada subárea). A integração dos valores de recarga para a totalidade das subáreas de estudo encontra-se representada no Quadro 93. A integração é feita utilizando as áreas representadas no Quadro 86. O Quadro 93 pode ser comparado directamente com o Quadro 87. O que se verifica pela comparação destes dois Quadros é que a recarga estimada pelo modelo que considera a posição do n.f. é superior à recarga estimada pelo modelo que não considera a posição do n.f. Tal deve-se ao facto de a água utilizada para a evapotranspiração provir, numa parte da área em estudo, da zona saturada, havendo assim maior quantidade de água disponível para a infiltração profunda.

Quadro 88 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a totalidade da área de estudo [(1,1) – (46,51)]

Período	Recarga (mm) por ocupação do solo								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	86	71	34	91	71	74	60	66	-
1993-11-24 a 1994-01-06	112	83	39	120	85	102	72	82	-
1994-01-06 a 1994-01-27	101	95	46	102	97	101	81	94	-
1994-01-27 a 1994-02-24	99	74	37	104	77	86	68	74	-
1994-02-24 a 1994-05-31	202	133	60	212	164	178	109	111	-
1994-05-31 a 1994-09-07	11	3	0	12	1	8	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	345	192	116	380	279	257	232	198	-
Total	957	650	331	1023	774	805	621	626	-

Quadro 89 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(6,6) – (41,46)]

Período	Recarga (mm) por ocupação do solo								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	86	71	34	0	71	78	60	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	111	83	39	0	88	103	72	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	101	95	46	0	98	102	81	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	99	74	37	0	79	86	68	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	202	134	60	0	148	182	109	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	11	4	0	0	0	10	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	338	192	116	0	276	275	232	0	-
Total	949	654	331	0	760	837	621	0	-

Quadro 90 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(11,11) – (36,41)]

Período	Recarga (mm) por ocupação do solo								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	87	71	34	0	0	77	60	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	112	84	39	0	0	102	72	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	101	95	46	0	0	102	81	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	99	74	37	0	0	85	68	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	200	137	60	0	0	178	109	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	11	6	0	0	0	10	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	340	192	116	0	0	269	232	0	-
Total	949	658	331	0	0	823	621	0	-

Quadro 91 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(16,16) – (31,36)]

Período	Recarga (mm) por ocupação do solo								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	84	71	34	0	0	62	60	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	109	84	39	0	0	75	72	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	101	96	46	0	0	97	81	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	98	74	37	0	0	70	68	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	191	139	60	0	0	119	109	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	10	7	0	0	0	0	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	323	192	116	0	0	192	232	0	-
Total	917	663	331	0	0	615	621	0	-

Quadro 92 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(21,21) – (26,31)]

Período	Recarga (mm) por ocupação do solo								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	88	71	0	0	0	0	60	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	114	83	0	0	0	0	72	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	102	95	0	0	0	0	81	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	101	74	0	0	0	0	68	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	209	139	0	0	0	0	109	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	12	6	0	0	0	0	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	355	193	0	0	0	0	232	0	-
Total	979	660	0	0	0	0	621	0	-

Quadro 93 – Recarga estimada pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Período	Recarga (mm) por subárea de cálculo				
	(1,1)–(46,51)	(6,6)–(41,46)	(11,11)–(36,41)	(16,16)–(31,36)	(21,21)–(26,31)
1993-10-26 a 1993-11-24	71	69	67	71	81
1993-11-24 a 1994-01-06	89	86	83	89	102
1994-01-06 a 1994-01-27	90	86	83	91	98
1994-01-27 a 1994-02-24	79	77	74	80	91
1994-02-24 a 1994-05-31	153	149	143	150	181
1994-05-31 a 1994-09-07	6	7	7	7	9
1994-09-07 a 1995-02-01	249	242	234	243	297
Total	737	717	691	730	858

10.5.4. Método baseado nos termos do balanço abaixo da superfície freática considerando a posição desta superfície em relação à espessura do solo sujeita a evapotranspiração

A quantidade de água de evapotranspiração proveniente da zona saturada é um factor importante para a aplicação do método que utiliza os termos do balanço abaixo da superfície freática. Como referido na secção 10.5.1.1, a equação que permite calcular a recarga deve conter um termo relativo à evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada (ETR_b):

$$R = E_{bs} + H_{bs} + \Delta A_b - E_{be} + ETR_b \quad \text{Eq. 146}$$

Com a corrida do modelo de balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do n.f., foi possível estimar, para cada subárea de estudo considerada e para cada período de análise utilizado, a quantidade de água proveniente da zona saturada utilizada na evapotranspiração. Por esse motivo refazem-se os cálculos então feitos utilizando a Eq. 286, aplicando desta vez a Eq. 146. No Quadro 94 apresentam-se os valores de ETR encontrados por subárea e por intervalo de tempo considerado. As diferenças encontradas entre as diversas subáreas de cálculo devem-se ao facto de, dentro de cada uma dessas subáreas de cálculo, a fracção de área em que o n.f. se encontra dentro da espessura do solo em relação à área total ser diferente. No Anexo 13 apresentam-se os valores de ETR_b para cada tipo de ocupação do solo em cada subárea do modelo considerada.

Quadro 94 – Evapotranspiração real estimada com água proveniente da zona saturada, pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Período	Evapotranspiração real (mm) com água proveniente da zona saturada por subárea de cálculo				
	(1,1)–(46,51)	(6,6)–(41,46)	(11,11)–(36,41)	(16,16)–(31,36)	(21,21)–(26,31)
1993-10-26 a 1993-11-24	12	14	12	11	17
1993-11-24 a 1994-01-06	13	15	13	12	18
1994-01-06 a 1994-01-27	6	8	6	6	9
1994-01-27 a 1994-02-24	11	12	11	10	16
1994-02-24 a 1994-05-31	82	87	83	79	121
1994-05-31 a 1994-09-07	146	155	159	164	215
1994-09-07 a 1995-02-01	64	69	63	56	94
Total	333	360	347	337	491

Os resultados de recarga obtidos acrescentando os valores de ETR_b do Quadro 94 aos valores de recarga do Quadro 79 são apresentados no Quadro 95. Verifica-se que, mesmo considerando a posição do nível freático e com isso considerando as saídas do volume de controlo por evapotranspiração, continuam a ocorrer valores negativos de recarga. Esta situação pode dever-se à incorrecta caracterização das diferentes variáveis que interessam ao cálculo da recarga, ou à ocorrência de outras saídas do volume de controlo que não foram tidas em atenção.

Quadro 95 – Recarga estimada pela quantificação dos termos do balanço hídrico abaixo da superfície freática acrescidos da evapotranspiração real estimada com água proveniente da zona saturada, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Período	Recarga (mm) por subárea de cálculo				
	(1,1) – (46,51)	(6,6) – (41,46)	(11,11) – (36,41)	(16,16) – (31,36)	(21,21) – (26,31)
1993-10-26 a 1993-11-24	5	20	20	-13	94
1993-11-24 a 1994-01-06	68	103	110	48	202
1994-01-06 a 1994-01-27	-5	6	-3	-41	42
1994-01-27 a 1994-02-24	12	32	32	-11	100
1994-02-24 a 1994-05-31	53	120	117	-32	342
1994-05-31 a 1994-09-07	40	90	92	-31	328
1994-09-07 a 1995-02-01	213	307	315	116	638
Total	385	679	683	35	1747

10.5.5. Comentários aos resultados obtidos pela aplicação dos diferentes métodos

Na área de estudo de Estarreja utilizaram-se duas abordagens inicialmente complementares quanto aos termos do balanço hídrico utilizados (secções 10.5.1 e 10.5.2). Contudo, um dos requisitos necessários à aplicação destas abordagens não se verificou para a totalidade da área de estudo: o nível freático não se encontrava permanentemente abaixo da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração.

Assim, para ultrapassar esta situação, desenvolveram-se novas aplicações que permitiram considerar a evapotranspiração a partir da espessura saturada (secções 10.5.3 e 10.5.4).

No Quadro 96 apresenta-se uma comparação dos resultados obtidos pelas quatro aplicações realizadas à área de estudo de Estarreja. A comparação consiste na diferença entre os valores de recarga obtidos pelas diversas aplicações.

O principal objectivo desta comparação é verificar se há convergência dos resultados obtidos pelos métodos MBASF e MBHSD. É igualmente interessante comparar dentro de cada tipo de método, as diferenças de resultados por se considerar ou não a existência de evapotranspiração a partir da espessura saturada.

O que seria expectável é que os dois métodos que consideram a evapotranspiração a partir da espessura saturada apresentassem valores próximos entre si, uma vez que se aproximam melhor das condições que existem no local. Contudo, o que se verifica da observação dos valores representados no Quadro 96 (última coluna e última linha) é que as diferenças encontradas pelo MBASF e pelo MBHSD são muito grandes (ou seja sem concordância de resultados).

Quadro 96 – Diferenças (mm) dos valores de recarga obtidos pelas quatro aplicações dos modelos de balanço hídrico, para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

← Método	Método →	MBASF sem ETRb (secção 10.5.1)					MBHSD sem n.f. (secção 10.5.2)					MBHSD com n.f. (secção 10.5.3)				
	Subárea	(1,1) – (46,51)	(6,6) – (41,46)	(11,11) – (36,41)	(16,16) – (31,36)	(21,21) – (26,31)	(1,1) – (46,51)	(6,6) – (41,46)	(11,11) – (36,41)	(16,16) – (31,36)	(21,21) – (26,31)	(1,1) – (46,51)	(6,6) – (41,46)	(11,11) – (36,41)	(16,16) – (31,36)	(21,21) – (26,31)
Período																
MBHSD sem n.f. (secção 10.5.2)	1993-10-26 a 1993-11-24	67	52	47	85	-13	xxxx					xxxx				
	1993-11-24 a 1994-01-06	16	-20	-32	36	-109										
	1994-01-06 a 1994-01-27	99	86	90	135	62										
	1994-01-27 a 1994-02-24	64	43	39	87	-14										
	1994-02-24 a 1994-05-31	114	45	40	196	-142										
	1994-05-31 a 1994-09-07	106	65	67	195	-113										
	1994-09-07 a 1995-02-01	2	-95	-115	95	-393										
Total	468	174	135	830	-722											
MBHSD com n.f. (secção 10.5.3)	1993-10-26 a 1993-11-24	78	63	59	95	4	11	11	12	10	17	xxxx				
	1993-11-24 a 1994-01-06	34	-2	-14	53	-82	18	18	18	17	27					
	1994-01-06 a 1994-01-27	101	88	92	138	65	2	2	2	3	3					
	1994-01-27 a 1994-02-24	78	57	53	101	7	14	14	14	14	21					
	1994-02-24 a 1994-05-31	182	116	109	261	-40	68	71	69	65	102					
	1994-05-31 a 1994-09-07	112	72	74	202	-104	6	7	7	7	9					
	1994-09-07 a 1995-02-01	100	4	-18	183	-247	98	99	97	88	146					
Total	685	398	355	1032	-398	217	224	220	202	324						
MBASF com ETRb (secção 10.5.4)	1993-10-26 a 1993-11-24	12	14	12	11	17	-55	-38	-35	-74	30	-66	-49	-47	-84	13
	1993-11-24 a 1994-01-06	13	15	13	12	18	-3	35	45	-24	127	-21	17	27	-41	100
	1994-01-06 a 1994-01-27	6	8	6	6	9	-93	-78	-84	-129	-53	-95	-80	-86	-132	-56
	1994-01-27 a 1994-02-24	11	12	11	10	16	-53	-31	-28	-77	30	-67	-45	-42	-91	9
	1994-02-24 a 1994-05-31	82	87	83	79	121	-32	42	43	-117	263	-100	-29	-26	-182	161
	1994-05-31 a 1994-09-07	146	155	159	164	215	40	90	92	-31	328	34	83	85	-38	319
	1994-09-07 a 1995-02-01	64	69	63	56	94	62	164	178	-39	487	-36	65	81	-127	341
Total	333	360	347	337	491	-135	186	212	-493	1213	-352	-38	-8	-695	889	

Os valores das diferenças representados correspondem à diferença entre o método apresentado na horizontal (linha) e o método representado na vertical (coluna)

MBASF = modelo de balanço hídrico considerando os termos abaixo da superfície freática; MBHSD = modelo de balanço hídrico sequencial diário.

Estas diferenças elevadas podem justificar-se pela (menor) qualidade da informação utilizada no MBASF, o que reflecte, por seu lado, a maior dificuldade em aplicar este método. Inclusivamente, a precipitação que ocorre nalguns períodos é inferior à recarga calculada pelo MBASF para algumas das subáreas consideradas [compare-se o Quadro 81 com o Quadro 79 ou com o Quadro 95]. Esta situação pode dever-se principalmente a três causas: (1) precipitação sub-avaliada; (2) recarga com água proveniente de outras origens que não apenas a precipitação; (3) deficiência na caracterização dos diversos parâmetros utilizados na Eq. 286. Embora qualquer das três causas seja possível, a principal causa deverá ser a (3), dado o tipo de informação utilizado.

Independentemente dos resultados obtidos pela aplicação do MBASF à área de Estarreja, pensa-se que, com o conhecimento mais exaustivo das variáveis que interessam a esse balanço hídrico, é possível calcular a recarga com alguma segurança. A informação mais detalhada inclui:

- registos piezométricos (mais) contínuos no tempo;
- registos das extracções de água;
- valores de condutividade hidráulica e de porosidade eficaz, determinados a partir de ensaios adequados (ensaios de bombagem) em várias zonas da área em estudo;
- geometria da base do aquífero.

Um local para o qual existe actualmente informação detalhada dos aspectos referidos é uma parte da área do sistema aquífero dos Gabros de Beja. Para este sistema têm sido desenvolvidos estudos de recarga (p.ex. Paralta *et al.*, 2003). Com a informação existente sobre este sistema será possível aplicar o método do balanço hídrico considerando os termos abaixo da superfície freática.

11. Sustentabilidade de exploração e volume extraível anual de águas subterrâneas

11.1. Apresentação

Este Capítulo aborda a sustentabilidade da exploração das águas subterrâneas, utilizando três conceitos:

- *recursos disponíveis de águas subterrâneas,*
- *disponibilidade hídrica subterrânea anual,*
- *volume subterrâneo extraível anual.*

São apresentadas metodologias para caracterizar cada um destes conceitos. Sendo a recarga das águas subterrâneas o processo que constitui a origem de água num sistema aquífero, o seu conhecimento é indispensável para a aplicação dessas metodologias.

11.2. Introdução

As secções anteriores foram dedicadas à estimativa da recarga, onde foram apresentados diversos métodos utilizáveis em função de diversas situações hidrogeológicas e da disponibilidade de informação. Como se referiu na secção 1.2, o processo de recarga faz parte do ciclo hidrológico, estabelecendo a ligação entre o escoamento na zona vadosa e o escoamento na zona saturada que leva a água subterrânea a descarregar novamente para o meio hídrico superficial. Pretende-se neste Capítulo fazer uma abordagem à recarga como origem de água subterrânea que condiciona a quantidade de água que pode ser explorada por acção humana para abastecimento, sujeita a algumas restrições. Esta abordagem é feita do ponto de vista da extracção de água e tem como objectivo demonstrar como a recarga, assim como outros factores e processos, condicionam essas extracções.

Ao longo do tempo têm sido apresentados alguns conceitos relacionados com a quantidade de água subterrânea extraível. A designação de **caudal seguro** (*safe yield*) tem sido muito utilizada nesse sentido. O seu conceito, como refere Domenico e Schwartz (1998), tem sofrido evolução desde que foi introduzido por Lee, em 1915, como o *limite da quantidade de água que pode ser extraída regular e permanentemente sem causar perigo de depleção do armazenamento subterrâneo*. Meinzer (1923, in Domenico e Schwartz, 1998) definiu caudal seguro como a *taxa a que se pode extrair água de um aquífero para uso humano sem reduzir o abastecimento a um ponto em que a extracção a esta taxa já não seja economicamente viável*. Conkling (1946, in Domenico e Schwartz, 1998) especificou a forma de calcular o caudal seguro, como a *extracção anual de água subterrânea que não (1) exceda a recarga anual média, (2) baixe o nível freático a ponto de o custo de extracção de águas subterrâneas ser superior ao admissível, (3) baixe o nível freático a ponto de permitir a intrusão de água de qualidade indesejável*. Almeida *et al.* (2000) definem caudal seguro como «caudal de extracção de um aquífero que pode manter-se permanentemente sem produzir resultados indesejáveis (económicos, ecológicos ou sociais)».

A forma de não se produzirem esses resultados indesejáveis pode ser definida considerando os processos que ocorrem na parte subterrânea saturada do ciclo hidrológico. As abordagens de Alley *et al.* (1999) e de Sophocleous (2000) consideram estes processos, enquadrando a questão do volume de água subterrânea extraível no contexto da sustentabilidade da exploração do recurso.

11.3. Relação entre as extracções e a componente subterrânea saturada do ciclo hidrológico

Para compreender como as extracções se relacionam com os diversos processos relacionados com a zona saturada considere-se um volume de controlo do meio saturado (VCMS) e formule-se a Eq. 16 em ordem às extracções (H_{bs}):

$$H_{bs} = R + E_{be} + E_{b2e} + H_{be} - E_{bs} - E_{b2s} - D - \Delta A_b \quad \text{Eq. 287}$$

Esta fórmula mostra que qualquer extracção de água subterrânea por acção humana tem implicações no restante ciclo hidrológico. O incremento do volume de extracções é possível à custa de:

(A) um aumento das entradas de água no VCMS devidas:

- à recarga (R),
- ao escoamento subterrâneo lateral (E_{be}),
- ao escoamento proveniente de um *aquífero* sobre ou subjacente (E_{b2e}), ou
- à recarga artificial directa na zona saturada (H_{be} – processo que se vai desprezar);

(B) uma redução das saídas de água do VCMS devidas:

- ao escoamento subterrâneo lateral (E_{bs}),
- ao escoamento para um *aquífero* sobre ou subjacente ao VCMS (E_{b2s}),
- à descarga do *aquífero* (D);

(C) uma redução da quantidade de água armazenada no *aquífero* (ΔA_b), que se traduz por um rebaixamento do nível piezométrico.

No caso de não haver extracções (H_{bs} nulo), num intervalo de tempo grande, a variação do armazenamento subterrâneo é nula ou desprezável relativamente às outras componentes do VCMS (ΔA_b nulo), pelo que as entradas de água no VCMS (onde se inclui a recarga), encontram-se em equilíbrio com as saídas de água do VCMS.

Considerando as extracções de águas subterrâneas ($H_{bs} > 0$), quando se começa a extrair água subterrânea do VCMS provoca-se um rebaixamento do nível piezométrico ($\Delta A_b < 0$), que se traduz num cone de rebaixamento à volta da captação. Quando o limite deste cone de rebaixamento ultrapassa algum dos limites do VCMS, há um acréscimo do escoamento de água subterrânea de entrada no VCMS ($E_{be} > 0$, e, eventualmente, se existir, $E_{b2e} > 0$). Se o cone de rebaixamento atingir um corpo hídrico superficial, induz-se recarga a partir desse corpo hídrico superficial (**recarga induzida**). Esta é a única forma expectável para aumentar a recarga no VCMS, uma vez que o volume de recarga natural (por infiltração directa de água da chuva) se pode considerar independente da extracção de águas subterrâneas. Para além do rebaixamento que é provocado, alguma da água subterrânea que antes do início da captação de água saía por escoamento subterrâneo do VCMS ($E_{bs} > 0$, $E_{b2s} > 0$) ou descarregava para o meio superficial ($D > 0$), também pode ser captada, reduzindo por isso o volume de água envolvido nestes processos. A soma da recarga induzida e do escoamento subterrâneo de entrada com a diminuição da descarga e do escoamento subterrâneo de saída pode designar-se por **captura**.

Ao capturar água que antes de haver extracções de água subterrânea descarregaria para o meio hídrico superficial, automaticamente está-se a provocar uma diminuição do escoamento de base (e do

escoamento superficial). Se a extracção de água induzir recarga a partir do meio hídrico superficial, também aí se reduz o escoamento ou armazenamento superficial.

Somente no caso das zonas costeiras, com descarga para o mar, é que a extracção de águas subterrâneas não vai provocar redução do escoamento superficial.

A longo prazo, mantendo-se os caudais de extracção, o rebaixamento do nível piezométrico atinge uma dimensão que gera uma situação de equilíbrio hidrodinâmico, ou seja o nível piezométrico deixa de baixar e ocorre um equilíbrio entre as entradas de água no sistema e as saídas. Se o VCMS coincidir com a área total do sistema aquífero, as entradas de água são só a recarga (R) e as saídas de água são o volume extraído (H_{bs}) e a descarga (D). É possível ter uma situação em que o volume extraído iguala a recarga (onde se inclui a recarga por infiltração da água de precipitação e a recarga induzida) e deixa de haver descarga para o meio hídrico superficial.

11.4. Sustentabilidade da exploração de águas subterrâneas

Tendo em vista que a extracção de águas subterrâneas tem implicações ao nível dos outros processos do ciclo hidrológico, importa definir até que ponto (volume) se pode aceitar a captação de águas subterrâneas. A extracção de águas subterrâneas pode, a longo prazo, desencadear o risco de ocorrerem:

- em zonas costeiras, o avanço para terra da interface água doce/água salgada, com possibilidade de salinização das águas captadas,
- a nível ambiental, a secagem de zonas húmidas,
- o aumento dos custos de captação de água,
- a possibilidade de subsidência de terrenos,
- a diminuição do escoamento dos cursos de água, com possibilidade deste se tornar inferior ao caudal ecológico,

No caso das extracções anuais serem continuamente superiores à recarga anual, há também o risco de:

- a extinção do escoamento de base dos cursos de água superficiais,
- o esgotamento do recurso hídrico subterrâneo.

Sendo a recarga a entrada de água no meio saturado, um dos limites à extracção de água deverá ser precisamente o volume de recarga.

Mas se, para além do objectivo de suprir as necessidades de água por parte do Homem, houver outras preocupações, com especial destaque para a questão ambiental que é a manutenção dos caudais ecológicos dos cursos de água superficial, então é necessário impor que o volume de água captada seja apenas uma fracção da recarga anual média (por infiltração de água de precipitação).

À extracção do volume correcto de água subterrânea de forma a que os impactos da sua exploração no ambiente sejam mínimos, ou seja, fundamentalmente, que permita a manutenção do funcionamento dos ecossistemas a jusante das explorações, dá-se a designação de **sustentabilidade da exploração de água subterrânea**.

É neste contexto que surge o conceito de **recursos disponíveis de águas subterrâneas**, referido no Capítulo inicial, que, lembre-se, é definido na Directiva 2000/60/CE como «a taxa média anual a longo prazo de recarga total da massa de águas subterrâneas, a que se subtrai o caudal anual a longo prazo necessário para alcançar os objectivos de qualidade ecológica das águas de superfície associadas (...), para evitar uma degradação significativa do estado ecológico dessas águas e prejuízos importantes para os ecossistemas terrestres associados».

O procedimento mais simples consiste em atribuir um valor fixo para essa fracção, embora esse valor devesse depender da configuração hidrogeológica dos locais de captação. Esse valor pode ser difícil de fundamentar em termos científicos. Para o Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo, Oliveira *et al.* (1999) propõem um valor de 70 % da recarga. Na Parte VI - Normas orientadores do Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo (Decreto Regulamentar n.º 18/2001, de 7 de Dezembro) é sugerido que «A afectação de recursos subterrâneos a utilizações futuras só deverá ser aplicável para extracções totais anuais não superiores a 50% da recarga média anual (aquíferos não sobreexplorados).»

O conceito de recursos disponíveis de águas subterrâneas da Directiva 2000/60/CE pode não ser suficiente para definir o volume de águas subterrâneas disponível para extracção. Este conceito apenas entra em linha de conta com a recarga e as preocupações ambientais; não considera questões hidrogeológicas, como o armazenamento de água do *aquífero*, ou questões técnicas relativamente à captação de água. Estes dois últimos aspectos foram introduzidos nos conceitos de **disponibilidade hídrica subterrânea anual** e de **volume subterrâneo extraível anual** (cf. Oliveira *et al.*, 1999).

Para se chegar a estes conceitos, começa-se por definir **armazenamento subterrâneo total** de água drenável por acção da gravidade em regime natural (não influenciado pela acção humana) (A_{bT}) como:

$$A_{bT} = \sum (ne_i \cdot V_i) \quad \text{Eq. 288}$$

onde o somatório se refere aos i volumes (V) com propriedades idênticas de porosidade eficaz (ne) em que se pode dividir a zona saturada. Deste valor total de armazenamento, há uma parte que é praticamente fixa, a que se vai dar a designação de **armazenamento subterrâneo permanente** (A_{bp}) e que, no limite se poderia definir como a quantidade de água drenável por acção da gravidade que se manteria no volume da zona saturada se não houvesse nem extracções de água subterrânea nem recarga da zona saturada (situação a que corresponderia um escoamento de base nulo). Contudo, o sistema subterrâneo é dinâmico, pelo que a situação descrita não ocorre em regime natural. Assim, sugere-se que o **armazenamento subterrâneo permanente** (dinâmico), se defina, para condições de

regime natural, como a quantidade de água que existe na zona saturada, drenável por acção da gravidade, *abaixo do nível piezométrico mínimo registado no tempo* (Fig. 126).

Complementarmente a este último conceito define-se **armazenamento subterrâneo transitório** (A_{bt}), em regime natural, como a quantidade de água subterrânea drenável por acção da gravidade armazenada entre o nível piezométrico actual e o nível piezométrico mínimo registado no tempo (Fig. 126).

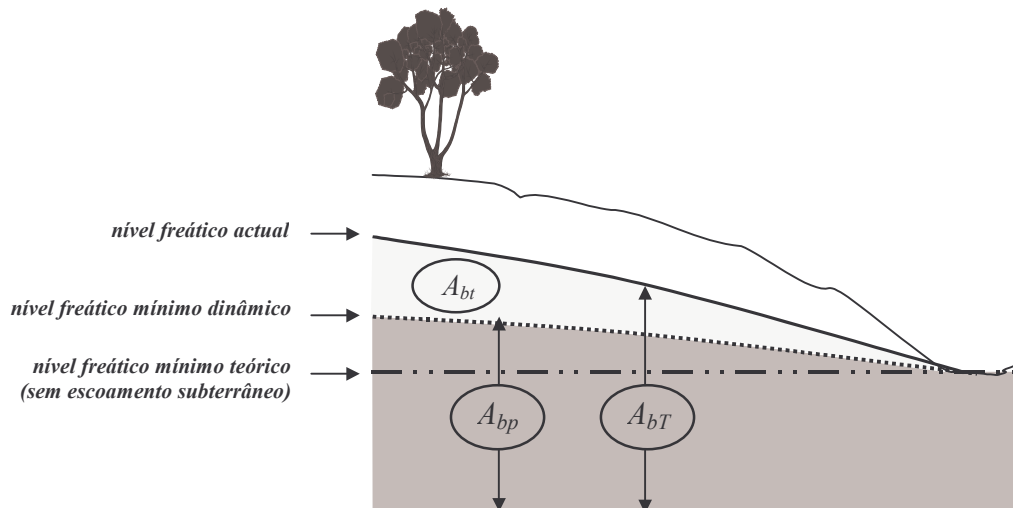


Fig. 126 – Armazenamento subterrâneo transitório (A_{bt}) e permanente dinâmico (A_{bp}) de água drenável por acção da gravidade

O volume de água que passa pela zona onde se define A_{bt} ao longo do tempo traduz as quantidades de água envolvidas no processo de recarga / escoamento subterrâneo / descarga. Isto não significa que seja só a água que se encontra dentro deste volume que descarrega para o meio superficial, porque toda a zona saturada o faz.

A introdução destes conceitos de armazenamento subterrâneo justifica que o facto de se ter um determinado volume de recarga anual média não implica que exista no meio subterrâneo pelo menos essa mesma quantidade de recurso hídrico, uma vez que o armazenamento subterrâneo pode ser inferior à quantidade de água que recarrega a zona saturada anualmente.

Assim, um primeiro aspecto a considerar é o balanço entre o volume de recarga anual média e o armazenamento da zona saturada.

Este aspecto é atendido no conceito de **disponibilidade hídrica subterrânea anual média**. Esta pode ser calculada pelo *mínimo entre o volume de recarga anual média e o armazenamento subterrâneo total de água drenável por acção da gravidade*, sugerindo-se que, por razões de segurança quanto aos volumes disponíveis, se considere o armazenamento subterrâneo permanente, que é um volume que existe em qualquer época do ano. Este conceito é independente da percentagem de água que é destinada ao caudal ecológico.

Em termos de possibilidade de exploração do recurso subterrâneo há ainda a acrescentar um aspecto técnico relativo à captação de água, e que se traduz numa limitação do rebaixamento do nível piezométrico, uma vez que este factor tem implicações na forma de captar água e no seu custo. Esta situação foi integrada conjuntamente com a do caudal ecológico no conceito de **volume extraível anual médio**, definido como uma *percentagem do volume de recarga anual média, limitado pelo rebaixamento máximo que se pode provocar no armazenamento subterrâneo permanente* (Oliveira et al., 1999). Este conceito pode ser variável no tempo, dependendo da tecnologia disponível e de questões económicas, relacionadas com a localização das captações, as infraestruturas necessárias e o custo da energia necessária para proceder à extracção de água.

Por analogia com a designação **recursos disponíveis de águas subterrâneas** apresentado na Directiva 2000/60/CE, o *volume extraível anual médio* poderia também ser designado de **recursos extraíveis de águas subterrâneas**.

11.5. Exemplo de aplicação

A necessidade de introduzir o conceito de armazenamento subterrâneo permanente, deve-se ao facto de nalgumas configurações hidrogeológicas o seu valor ser inferior ao da recarga anual. Ou seja, se por hipótese se esvaziasse o meio subterrâneo, este não teria capacidade para armazenar ao longo do ano toda a água de recarga, cujo excesso se encaminharia para o meio superficial. Estão nestas condições, essencialmente, os meios fracturados e alguns sistemas cársicos onde a porosidade eficaz é mais baixa. Nos sistemas porosos e com os valores de recarga estimados, os valores de porosidade eficaz e consequentemente de armazenamento do *aquífero*, são suficientemente elevados para conter toda a água de recarga nos metros superiores do sistema.

Isto significa que os valores de recarga anual média estimados a partir do escoamento de base das bacias hidrográficas instaladas em formações fracturadas do Maciço Antigo, estudadas na secção 10.3 e com resultados extrapoláveis por rectas de regressão (secção 10.3.7.3), não correspondem ao volume extraível de água subterrânea, sendo necessário fazer o cruzamento com o armazenamento subterrâneo na espessura de terreno definida pelo rebaixamento máximo e com a percentagem de volume de recarga de forma a garantir o caudal ecológico.

Para a área do Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo, o *volume extraível anual médio* foi estimado considerando uma percentagem de 70 % do volume de recarga anual média e assumindo um rebaixamento máximo permitido de 30 m (Fig. 127). Nesse trabalho consideraram-se quatro grupos distintos de situações (*cf.* Oliveira et al., 1999):

(1) presença de rochas intrusivas ou afins, onde se considerou 7 % de porosidade eficaz na zona de porosidade dupla e 0,2 % na zona de porosidade por fracturas;

(2) presença de rochas xistosas ou afins, onde se considerou 2 % de porosidade eficaz na zona de porosidade dupla e 0,2 % na zona de porosidade por fracturas;

(3) declives de terreno até 6 % (calculados com base num modelo de elevação de terreno com célula quadrada com 500 m de lado), onde se assumiu 5 m de espessura de meio de porosidade dupla, e o restante como meio de porosidade por fracturas; e

(4) declives de terreno acima de 6 %, onde se assumiu 1 m de espessura de meio de porosidade dupla no caso das rochas intrusivas ou afins, e o restante como meio de porosidade por fracturas; e no caso das rochas xistosas ou afins só se considerou porosidade por fracturas.

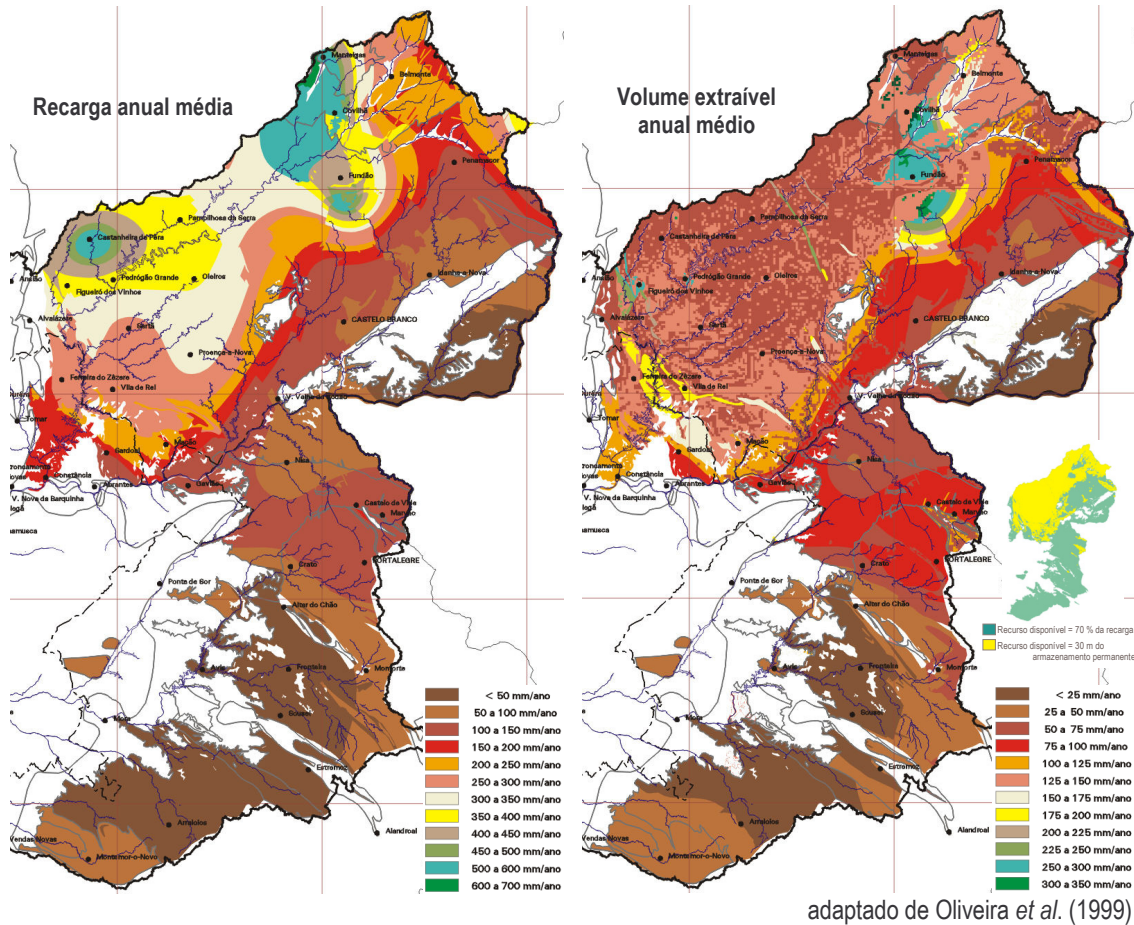


Fig. 127 – Recarga anual média e volume extraível anual médio para as formações fracturadas do Maciço Antigo na área do Plano de Bacia Hidrográfica do Tejo

11.6. Considerações finais

A metodologia apresentada, sendo de concepção fácil, é de aplicação difícil. Para além da necessidade de se definir o valor da fracção de água que deve ser deixada para o caudal ecológico, é necessário definir o valor de rebaixamento máximo (que até pode ser variável no espaço, por exemplo mais baixo junto às zonas de linha de água e mais elevado nas zonas de interflúvio) e, o mais difícil de tudo, definir o armazenamento (ou a porosidade eficaz) na espessura de rebaixamento máximo.

Contudo, esta situação pode-se resolver na prática, permitindo a extracção de uma quantidade de água tal que o rebaixamento provocado seja menor que o rebaixamento máximo permitido, mas que

garanta que pelo menos uma determinada percentagem de água estimada de recarga não seja captada. Para se definir o recurso extraível de águas subterrâneas só seria necessário conhecer, à partida, o volume de recarga, sendo os procedimentos restantes resultantes da resposta do meio saturado subterrâneo às extracções.

Sophocleous (2000) apresenta uma forma de, com base na exploração de captações já existentes, condicionar o caudal de extracção de novas captações. Uma nova captação e respectivo caudal é autorizada se num círculo centrado nessa captação, cujo raio é dado pela distância a partir da qual o rebaixamento é limitado (raio definido com base nas propriedades hidráulicas do meio saturado – na aplicação apresentada esse raio é de 3,2 km), o somatório das extracções existentes mais a da nova captação for inferior à recarga anual média nesse círculo.

Como notas finais, há que referir que os recursos extraíveis de águas subterrâneas (volumes subterrâneos extraíveis anuais), os recursos disponíveis de águas subterrâneas e as disponibilidades hídricas subterrâneas foram definidos unicamente do ponto de vista quantitativo. A extracção de águas subterrâneas pode capturar água de qualidade imprópria (incluindo a proveniente da intrusão marinha) pelo que esta situação também deve ser incorporada na definição quantitativa.

A abordagem mais completa para a definição dos volumes extraíveis consiste na construção de um modelo de escoamento, que deverá ser também de transporte de massa no caso de os aspectos de qualidade da água serem importantes, e que modele, pelo menos, a zona saturada e as relações entre esta zona e o meio hídrico superficial na situação de descarga e de recarga induzida. Neste modelo a recarga por infiltração da água de precipitação é uma variável de entrada do modelo, calculada por qualquer um dos modelos apresentados nos Capítulos anteriores. A utilização do modelo para além de permitir perceber o funcionamento do sistema em regime natural e de prever a resposta desse sistema às possíveis extracções de água, permite ainda entrar com a variação sazonal da recarga, do escoamento subterrâneo e da descarga.

Por ser a abordagem mais completa é também a abordagem mais complexa, uma vez que obriga a definir a distribuição espacial das variáveis de corrida do modelo. Os resultados desta abordagem podem ser potenciados se o modelo de escoamento e de transporte for acoplado a um modelo de optimização dos locais de extracção dos caudais de água, de forma a determinar a localização das captações que permitam a extracção do caudal máximo para o impacto admissível nos meios a jusante do escoamento subterrâneo.

12. Síntese e Conclusões

12.1. Síntese

Nesta Síntese destacam-se alguns dos aspectos desta Tese considerados mais relevantes que enquadram o leitor para as Conclusões a apresentar na secção seguinte.

Definiu-se **recarga de águas subterrâneas** como a **quantidade de água que se acrescenta à zona saturada de água subterrânea**. Esta recarga vai provocar o aumento do armazenamento de água da zona saturada.

Nesta Tese "**Recarga de Águas Subterrâneas Métodos de Avaliação**" criaram-se novos métodos, caracterizaram-se métodos existentes, e testaram-se diversas metodologias para o cálculo da recarga de águas subterrâneas, comparando entre si, sempre que possível, os resultados por elas fornecidos.

Para desenvolver os modelos de recarga considerou-se uma secção do ciclo hidrológico que funciona como um **volume de controlo** onde se definem todas as formas de entrada e de saída de água bem como do seu armazenamento. Para esse volume de controlo escreveu-se a equação de conservação de massa e a seguinte equação de balanço hídrico:

$$P + E_{pe} + E_{le} + E_{ve} + E_{be} + E_{b2e} + H_{pe} + H_{le} + H_{ve} + H_{be} - ETR - Ev_p - E_{ps} - E_{ls} - E_{vs} - E_{bs} - E_{b2s} - H_{ps} - H_{bs} - \Delta A_p - \Delta A_l - \Delta A_v - \Delta A_b = 0 \quad \text{Eq. 9}$$

sendo P a precipitação, E_{pe} o escoamento superficial de entrada, E_{le} o escoamento lateral de entrada no solo, E_{ve} o escoamento lateral de entrada através da zona vadosa, E_{be} o escoamento subterrâneo lateral de entrada, E_{b2e} o escoamento subterrâneo proveniente de uma formação subjacente, H_{pe} a água introduzida por acção humana no meio hídrico superficial, H_{le} a água introduzida por acção humana no solo (água de rega), H_{ve} a água introduzida por acção humana na zona vadosa, H_{be} a água introduzida por acção humana na zona saturada, correspondendo à recarga artificial dos aquíferos, ETR a evapotranspiração de água existente no solo, Ev_p a evaporação dos corpos hídricos do meio superficial, E_{ps} o escoamento superficial de saída, E_{ls} o escoamento lateral de saída do solo, E_{vs} o escoamento lateral de saída através da zona vadosa, E_{bs} o escoamento subterrâneo lateral de saída, E_{b2s} o escoamento subterrâneo para uma formação subjacente, H_{ps} a captação de água do meio hídrico superficial por acção humana, H_{bs} a extracção das águas subterrâneas, ΔA_p a variação do armazenamento de água no meio superficial, ΔA_l a variação do armazenamento de água no solo,

ΔA_v , a variação do armazenamento de água na zona vadosa abaixo do *solo*, ΔA_b a variação do armazenamento de água na zona saturada.

Nesta equação não se considerou o processo de recarga, que ocorre dentro do volume de controlo. Para se poder considerar o processo de recarga, definiram-se dois volumes de controlo, um entre a zona de precipitação e a fronteira de recarga, e outro entre a fronteira da recarga e a base da zona saturada. Para cada um desses volumes de controlo escreveram-se as equações de balanço hídrico que consideram o processo de recarga:

- Volume de controlo acima da fronteira onde se define a recarga (R):

$$R = P + E_{pe} + E_{le} + E_{ve} + H_{ve} + H_{pe} + H_{le} + D - E_{vp} - E_{ps} - E_{ls} - E_{vs} - H_{ps} - ETR - \Delta A_p - \Delta A_l - \Delta A_v \quad \text{Eq. 14}$$

- Volume de controlo abaixo da fronteira onde se define a recarga:

$$R = E_{bs} + E_{b2s} + H_{bs} + D + \Delta A_b - E_{be} - E_{b2e} - H_{be} \quad \text{Eq. 16}$$

No texto foram também apresentadas as equações de balanço de massa de qualquer substância, que são da forma geral:

$$M_e - M_s + \Delta M_c = \Delta M_A \quad \text{Eq. 1}$$

sendo M_e a entrada de massa de substância, M_s a saída de massa de substância, ΔM_c a variação de massa dessa substância originada ou perdida no interior do volume de controlo, e ΔM_A a variação do armazenamento de massa dessa substância no interior do volume de controlo.

Estas equações servem de base aos modelos que se desenvolveram para o cálculo da recarga. Consoante as características dos processos que fazem parte destas equações, há situações para as quais os seus valores são baixos ou desprezáveis, ou em que se cancelam mutuamente. Assim dependendo das características do meio hidrogeológico e da sua utilização, da sua extensão, do meio sobrejacente e da sua utilização e do intervalo de tempo considerado, é possível fazer simplificações nas referidas equações que levem à eliminação de alguns dos termos. Nesse caso é possível definir **modelos de recarga** baseados na caracterização de menos processos do que os apresentados nas equações anteriores e, muitas vezes, de apenas um parâmetro. Os modelos apresentados são (1) balanço hídrico acima da base do *solo*; (2) armazenamento da zona vadosa; (3) variação do armazenamento da zona saturada; (4) escoamento subterrâneo; (5) descarga das águas subterrâneas para o meio hídrico superficial; (6) escoamento subterrâneo + variação do armazenamento da zona saturada; (7) descarga + variação do armazenamento da zona saturada; (8) os mesmos modelos considerando as intervenções humanas; (9) outros modelos, considerando por exemplo a posição do nível freático; (10) modelos de balanço de massa.

Para resolver estes modelos é necessário quantificar cada um dos **processos das equações de balanço**. Assim, para cada um dos processos intervenientes, fez-se a descrição dos processos e onde

são referidos um ou mais métodos de cálculo já existentes. Os processos considerados são: precipitação (P); armazenamento do meio superficial (A_p); evaporação (E_{vp}); infiltração superficial (I_s); escoamento superficial (E_p); armazenamento no *solo* (A_l); evapotranspiração (ETR ou ET); escoamento lateral do *solo* (E_l); infiltração profunda (I_p); armazenamento de água na zona vadosa abaixo do *solo* (A_v); escoamento lateral da zona vadosa (E_v); armazenamento da zona saturada (A_b); escoamento lateral na zona saturada (E_b); descarga (D); factores humanos (H). No caso dos modelos de balanço de massa, é necessário determinar as concentrações de soluto na água envolvida nesses processos. Esta descrição foi essencialmente uma revisão dos métodos de cálculo referidos na Bibliografia.

Para além desta revisão foram desenvolvidas outras formas de cálculo de alguns dos processos do balanço hídrico que foram incluídas num modelo de balanço hídrico sequencial diário, que se designou de **BALSEQ_MOD**, e quase todas elas num **programa de computador** com o mesmo nome.

Criaram-se e integraram-se no programa de computador os seguintes procedimentos: (1) forma de calcular I_s utilizando informação relacionada com a porosidade do *solo*; (2) forma de calcular o escoamento directo (Ed) permitindo que o número característico de escoamento varie em função do teor de humidade no *solo*; (3) forma de calcular ETR utilizando a evapotranspiração de referência e o coeficiente cultural dual, com possibilidade de numa área existirem até dois tipos vegetais mais o terreno descoberto; (4) forma de calcular A_l e a I_p considerando a espessura do *solo* e a fracção de terreno descoberto variáveis com o desenvolvimento do coberto vegetal; (5) possibilidade de considerar a posição do nível freático dentro ou fora da espessura de *solo* sujeita a ET .

Os desenvolvimentos realizados para a caracterização de parâmetros mas que não foram integrados num programa de computador foram: (1) forma de calcular a evaporação a partir da superfície das plantas; (2) forma de calcular a I_p em dois tipos de meios (arenoso e arenoso franco), com base nos resultados da modelação do escoamento na zona vadosa.

Dos desenvolvimentos referidos, destacam-se alguns. A utilização do **coeficiente cultural dual para o cálculo da ET** porque introduz um procedimento novo, pelo menos em Portugal, para o cálculo da ET nos modelos de balanço hídrico sequencial diário para o cálculo da recarga e porque se ajusta bem ao tipo de informação existente de ocupação do *solo*. [Esta metodologia é utilizada em agronomia para os balanços do *solo* tendo em vista a definição das necessidades de rega].

A possibilidade de **consideração da posição do nível freático** (nf) dentro ou fora da espessura de *solo* sujeita a ET é um desenvolvimento muito interessante, e surgiu já na fase final da realização desta Tese quando se procurou estimar a recarga para o caso de estudo de **Estarreja**. Nesta situação os registos de nf mostravam que nalguns períodos do ano este se encontrava à superfície ou muito próximo. Qualquer dos modelos de balanço hídrico desenvolvidos anteriormente obrigavam a que o nf se encontrasse sempre abaixo da espessura do *solo* sujeita a ET . Ou seja, não eram aplicáveis a esta

situação. Desenvolveu-se por isso um novo modelo que considera a posição do nf no espaço e no tempo. Este modelo utiliza os registos de profundidade ao nf para calcular a ET, considerando que a água evapotranspirada provém da zona saturada quando as raízes das plantas alcançam o nf.

Um terceiro desenvolvimento consistiu em calcular I_p a partir do conhecimento de P , A_l , material do *solo* e espessura de *solo* sujeita a ET. Esse cálculo foi feito pela **modelação do escoamento na zona vadosa** utilizando o modelo Vs2dt. Apresentaram-se relações de I_p em função das variáveis referidas para as classes texturais dos *solos* arenoso e arenoso franco.

Além dos desenvolvimentos referidos, concebeu-se uma metodologia para fazer a **decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial**, tendo em vista a determinação do escoamento de base dos cursos de água, isto é, da descarga da zona saturada, que corresponde, em determinadas circunstâncias, à recarga que ocorreu anteriormente na bacia a montante da secção de determinação do hidrograma (essas circunstâncias correspondem ao modelo de descarga referido anteriormente). Esta metodologia foi implementada no **programa de computador Dechidr_VB** que foi corrido para **16 bacias hidrográficas** com registos hidrométricos diários.

Alguns dos métodos utilizados para o cálculo dos termos do balanço hídrico requerem a caracterização de parâmetros do meio. Esta caracterização pode ser feita mediante medições locais no terreno, ou pode ser estimada a partir de cartografia de base, por exemplo cartas de solos ou de ocupação de solo. Os parâmetros enumerados a seguir foram estimados a partir da descrição da informação representada na cartografia de base, apresentando-se **tabelas de relacionamento** entre as entidades representadas na cartografia e os valores dos parâmetros: número característico de escoamento, tipo de *solo*, horizonte superior do *solo*, profundidade das raízes das plantas, parâmetros necessários à caracterização da evapotranspiração real utilizando a metodologia do coeficiente cultural dual, capacidade de campo, ponto de emurchecimento, porosidade e condutividade hidráulica vertical saturada.

Com esta informação e com a cartografia correspondente em sistema de informação geográfica, é possível fazer aplicações dos modelos de estimativa de recarga e calcular a distribuição espacial da recarga de uma forma (quase) automática.

Nesse sentido, apresentaram-se vários processos de fazer a **caracterização da precipitação** no espaço, utilizando a técnica dos polígonos de Thiessen e através da criação de novos polígonos de Thiessen, com base em postos udométricos virtuais. Tendo em vista a caracterização da precipitação no caso de estudo dos **sistemas aquíferos de Quarteira** e de **Albufeira-Ribeira de Quarteira**, onde existe uma direcção bem marcada de variação da precipitação na direcção perpendicular à da linha de costa, esta técnica dos polígonos de Thiessen foi aplicada num espaço transformado de acordo com essa direcção de variação da precipitação, o que resultou, após conversão para o espaço normal, numa melhor caracterização da precipitação na área em estudo.

Fez-se a apresentação de um método de cálculo da recarga anual, utilizando como informação de base a precipitação anual, o número característico de escoamento e a quantidade máxima de água disponível para evapotranspiração. Este método pode ser aplicado localmente ou, no caso destas variáveis estarem distribuídas no espaço, pode ser aplicado para calcular e mapear a recarga no espaço.

Verificou-se que a forma como os parâmetros derivados da ocupação do solo são considerados no modelo condiciona os valores finais de recarga. Por exemplo, numa área caracterizada por dois tipos de ocupação vegetal diferentes, se se utilizar a média das profundidades das raízes dos dois tipos de ocupação, os valores finais de recarga são diferentes daqueles que se obtêm se se considerar isoladamente cada um dos tipos de ocupação vegetal.

Foi apresentada uma metodologia para estimar os valores de recarga anual numa área de estudo, para o caso em que se pode assumir que a precipitação e a evapotranspiração potencial são constantes em toda a área, através da interpolação/extrapolação de valores de recarga estimados pelas corridas dos modelos de balanço hídrico sequencial diário para parâmetros fixos.

Ao longo desta Síntese foram referidas algumas **aplicações** a casos de estudo, feitas nesta Tese, das metodologias de cálculo da recarga. Estas aplicações permitem inferir acerca das potencialidades e limitações de cada um dos métodos. Basicamente estudaram-se quatro situações:

(1) área dos **sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira** onde se utilizaram dois métodos de balanço hídrico sequencial diário acima do limite inferior do *solo* (zona sujeita a evapotranspiração), um utilizando o coeficiente cultural dual e a sua variabilidade ao longo do tempo, outro considerando um coeficiente cultural simples e constante; ambas as aplicações consideram a variabilidade da ocupação do solo e dos *solos*. O primeiro método considera o ciclo vegetativo das plantas (através do coeficiente cultural variável) ao contrário do segundo método que considera um coeficiente cultural constante. Por esse motivo, os dois métodos produziram estimativas de recarga diferentes. Estando o modelo conceptual do primeiro método mais próximo da realidade, aceita-se que este produz resultados mais correctos;

(2) áreas de **16 bacias hidrográficas** onde se aplicou o método da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial e se testaram opções diferentes de corrida do programa. Aos valores obtidos para as treze bacias hidrográficas que se desenvolvem total ou parcialmente em formações do Maciço Antigo fez-se o ajustamento de uma recta de **regressão linear**, de equação

$$Eb = 0,5210 * P - 284 = 0,5210 * (P - 546) \quad (\text{mm/a}) \quad \text{Eq. 282}$$

que se propõe para a estimativa da recarga anual média de formações geológicas do Maciço Antigo afins de granitos e de xistos. O coeficiente de correlação (r) é de 0,989, influenciado pela presença de duas bacias com precipitação muito mais elevada que as restantes. Os desvios em relação aos valores

calculados para as bacias hidrográficas variam entre -44 mm/a e $+77$ mm/a, com média dos desvios absolutos de 24 mm/a.

Apresentou-se também uma recta de regressão do escoamento de base sobre a precipitação para o caso em que há uma redução da precipitação anual média em 20 %. Os valores utilizados foram os escoamentos de base estimados em cada bacia hidrográfica para o caso em que a precipitação é 80 % da precipitação anual média da bacia. Neste caso, estima-se a seguinte relação entre o escoamento de base e a precipitação ($r = 0,994$):

$$Eb = 0,4817 * P - 223 = 0,4817 * (P - 463) \text{ (mm/a)} \quad \text{Eq. 284}$$

Este valor serve para estimar a recarga anual média nas formações geológicas do Maciço Antigo referidas, no caso de haver uma redução da precipitação anual média para 80 % do valor actual;

(3) área da **bacia hidrográfica a montante da estação hidrométrica 17L01 - Ponte de Panasco**; para esta área calcularam-se os parâmetros do meio que constituem a informação de base para se fazer corridas de um modelo de balanço hídrico sequencial diário (MBHSD) acima do limite inferior do *solo*, utilizando várias opções de cálculo do escoamento directo. Os resultados destas corridas foram comparados com os resultados obtidos pelo método da decomposição dos hidrogramas de escoamento. Este estudo permitiu comparar os valores de escoamento directo, evapotranspiração real e recarga obtidos pelas duas metodologias. Verificou-se uma razoável diferença entre os valores obtidos, apontando-se dois aspectos principais que podem originar as diferenças observadas: (A) no modelo de balanço hídrico sequencial diário não se consideram os caminhos preferenciais, que fazem com que a água chegue à zona saturada sem passar pelo processo de escoamento através do *solo* contemplado por estes modelos; (B) ter-se utilizado séries de precipitação e de evapotranspiração potenciais médias no MBHSD, e apenas um valor para cada parâmetro do meio, que pretende traduzir a situação média da bacia; este aspecto seria ultrapassável se se fizesse um modelo distribuído, que considerasse diferentes subáreas em função do *solo* e ocupação do solo, e para cada uma utilizasse um parâmetro do meio diferente;

(4) área de estudo em **Estarreja**; aplicaram-se quatro métodos diferentes de cálculo da recarga: o método de balanço hídrico abaixo da superfície freática (MBASF), o método de balanço hídrico sequencial diário acima do limite inferior do *solo* (MBHSD), e para cada um deles, considerando ou não a posição do nf dentro da espessura de *solo* sujeita a evapotranspiração. As diferenças observadas entre os resultados obtidos pela aplicação dos vários métodos são elevadas e podem justificar-se pela qualidade da informação utilizada, principalmente nos MBASF, o que reflecte, por seu lado, a maior dificuldade em aplicar este método. As diferenças podem dever-se principalmente a três causas: (a) precipitação sub-avaliada; (b) recarga com água proveniente de outras origens que não apenas a precipitação; (c) deficiência na caracterização dos diversos parâmetros utilizados nas fórmulas de

cálculo. Pelo tipo de informação utilizado pensa-se que a principal causa para estes resultados seja a terceira.

Calculada a recarga, é necessário referir que a nível da gestão das águas subterrâneas, o volume de recarga estimado pelos diversos métodos apresentados não corresponde ao recurso hídrico subterrâneo disponível (para extracção). Esta disponibilidade não é limitada somente pela capacidade de armazenamento da zona saturada, mas também por questões de ordem ambiental, que obrigam à manutenção de um caudal ecológico e por questões técnicas, relativamente à capacidade de extrair água. Assim propôs-se a definição de **recursos extraíveis de águas subterrâneas** como uma **percentagem do volume de recarga anual média, limitado pelo rebaixamento máximo que se pode provocar no armazenamento subterrâneo permanente** da zona saturada.

A secção seguinte conclui esta Tese.

12.2. Conclusões

12.2.1. Introdução

As Conclusões desenvolvem-se com base na apreciação do cumprimento dos objectivos explícitos definidos no Capítulo 1 (secção 1.1) e termina com sugestões de acções para continuação dos estudos.

Objectivo 1 – apresentar um modelo global que permita deduzir todos os modelos de cálculo da recarga: estabeleceu-se um modelo global de balanço de massa, que serve de cobertura para a partir dele construir todos os modelos conceptuais que permitem a utilização dos diversos métodos de cálculo da recarga apresentados.

Objectivo 2 – apresentar diferentes modelos e caracterizar diferentes métodos que permitem o cálculo da recarga: apresentaram-se diferentes modelos e métodos de cálculo da recarga, em função das áreas de estudo, do horizonte temporal utilizado e do tipo de informação disponível: balanço hídrico sequencial a nível do *solo*, armazenamento na zona vadosa, variação do armazenamento na zona saturada, escoamento subterrâneo, descarga, combinação desses métodos, balanço de solutos na água subterrânea, decomposição de solutos do escoamento superficial;

Objectivo 3 – criar novos métodos ou aprofundar os métodos de cálculo da recarga: tomando como ponto de partida os modelos e/ou métodos de cálculo de recarga já existentes e as correspondentes aplicações, desenvolveram-se outras formas para estimar a recarga e que concretamente passaram por (1) novas formas de cálculo das parcelas do balanço hídrico sequencial diário, que tornam os modelos mais próximos da realidade, embora seja necessário caracterizar mais variáveis ou parâmetros intervenientes; (2) o desenvolvimento de métodos de decomposição de hidrogramas de escoamento superficial; (3) o estabelecimento de novos modelos conceptuais que consideram a posição do nível freático no balanço hídrico. Estes desenvolvimentos foram implementados em programas de computador.

Objectivo 4 - demonstrar a aplicabilidade desses métodos com dados de casos de estudo reais: os métodos desenvolvidos foram testados através da aplicação a quatro situações de estudo para quantificar a recarga: (1) sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira, (2) Estarreja, (3) uma selecção de 16 bacias hidrográficas localizadas em Portugal, (4) área da bacia hidrográfica de Nisa a montante da estação hidrométrica de Ponte de Panasco. As aplicações foram bem sucedidas, tendo beneficiado da existência dos sistemas de informação geográfica para as aplicações distribuídas no espaço, e permitiram obter resultados que foram discutidos nas secções específicas do Capítulo 10.

Objectivo 5 – validar os resultados obtidos pela aplicação desses métodos: ao fazer-se a aplicação de mais do que um método a cada situação de estudo, procurou-se a validação dos métodos através da comparação dos resultados obtidos por eles. As aplicações realizadas deram resultados diferentes. Contudo, esta diferença pode justificar-se ou por não se terem verificado os requisitos necessários para a aplicação dos métodos ou por não se dispor a informação necessária para caracterizar todas as parcelas do balanço. Apesar destas razões é preciso ter presente que a informação que se utilizou nas aplicações realizadas é normalmente a informação que existe disponível.

Objectivo 6 – definir os modelos e os métodos mais adequados em função das configurações hidrogeológicas existentes: a compreensão da globalidade do balanço hídrico, baseada no ciclo da água, a aplicação dos modelos já existentes e dos modelos agora desenvolvidos, a percepção do que esses modelos representam e os resultados obtidos, permitem definir os modelos e os métodos mais adequados ao cálculo da recarga numa situação específica. Acabando este objectivo por resultar do cumprimento dos objectivos anteriores, os resultados a que se chegou são apresentados na secção seguinte.

12.2.2. Modelos de cálculo da Recarga

12.2.2.1 Introdução

A escolha do modelo e/ou do método de cálculo da recarga parte da conceptualização do processo de recarga na área de estudo. Esta conceptualização consiste, basicamente, na definição do modelo da realidade física: definição espaço-temporal das áreas de recarga, das áreas de descarga, das áreas onde pode ocorrer evapotranspiração a partir da zona saturada, dos limites do corpo hídrico subterrâneo, dos volumes de entrada de água no sistema em estudo, incluindo a precipitação, e das extracções e utilizações de água superficial e subterrânea e respectivas localizações.

As condições ideais para se fazer a estimativa da recarga, são portanto o conhecimento tanto exaustivo quanto possível dos níveis piezométricos, no tempo e no espaço; o conhecimento das propriedades hidráulicas do meio; o inventário de todas as saídas do meio, quer as naturais (descarga) como as artificiais (bombagem), ao longo do tempo; o conhecimento da precipitação; as medidas do teor de humidade no *solo* em vários locais (em área, em profundidade e no tempo); a quantificação dos volumes de água para rega ao longo do tempo e no espaço; o conhecimento da ocupação do solo, dos ciclos vegetativos das plantas, das propriedades do *solo* em termos de retenção de água; o conhecimento de teores de solutos tanto na água da chuva como na água subterrânea.

Se fosse possível ter esta informação toda, seria possível aplicar vários métodos distintos de cálculo da recarga. Uma vez que normalmente só existe uma parte desta informação, devem-se utilizar os modelos para os quais existe informação disponível. Assim, os modelos e os métodos são aplicáveis

em função da configuração hidrogeológica, da informação disponível e da distribuição espaço-temporal pretendida da recarga.

Como metodologia de cálculo, a estimativa da recarga deve começar com uma boa conceptualização do processo de recarga na área em estudo; com essa conceptualização estabelecer o modelo de balanço hídrico; definir os métodos de cálculo que se adequam a esse modelo e para os quais existe informação disponível; caracterizar espacialmente as variáveis de estado que descrevem a área de estudo; aplicar os métodos e estimar a recarga; esta estimativa faz parte de um processo iterativo, que, à medida que se vai obtendo mais informação, pode ser actualizada.

Com base na descrição dos modelos, nas aplicações realizadas e nos resultados obtidos, sintetizam-se no Quadro 97 as propriedades, os parâmetros e os dados de entrada dos modelos e métodos de estimativa da recarga referidos ao longo da Tese. As subsecções seguintes caracterizam os modelos e os métodos mais adequados ao cálculo da recarga.

12.2.2.2 Modelos de balanço hídrico acima da zona saturada

Os modelos de balanço hídrico acima da zona saturada são **modelos de previsão** na medida em que estimam a recarga a partir da quantificação dos processos que a antecedem. Basicamente, referiram-se dois tipos de modelos: modelos de balanço hídrico sequencial diário e modelo de cálculo através do armazenamento na zona vadosa. Destes dois tipos, aquele que foi desenvolvido e aplicado foi o de balanço hídrico sequencial diário. O desenvolvimento restante desta secção refere-se somente aos modelos de balanço hídrico sequencial diário.

No caso de inexistência de informação acerca de níveis piezométricos ou de caudais escoados, os modelos de balanço hídrico sequencial diário podem ser os únicos modelos utilizáveis. Necessitam, no entanto, do conhecimento de dados climáticos para caracterizar a precipitação e a evapotranspiração potencial, e do conhecimento de parâmetros característicos do meio. Dependendo da complexidade do modelo utilizado, o número de parâmetros necessário pode ser elevado (ver Quadro 97). Estes modelos permitem obter estimativas de valores de infiltração profunda por incremento de tempo considerado no balanço. Pelo processo de escoamento na zona vadosa os impulsos de infiltração profunda estimados para cada incremento de tempo são atenuados devido à redistribuição da humidade na zona vadosa pelo que um valor de infiltração profunda não reflecte o mesmo valor de recarga um determinado tempo depois.

Quadro 97 – Características, parâmetros e dados de entrada dos modelos e métodos de cálculo da recarga

Modelos/métodos	Propriedades dos modelos				Parâmetros necessários à corrida dos modelos	Dados de entrada necessários							
	Previsão (P) / Resposta (R)	Distribuídos (D) / Integradores (I)	Recarga média (M) / por episódios (E)	Resultados afectados pelo escoamento horizontal na zona vadosa (Sim/Não)		ocupação do solo	propriedades do solo	propriedades da zona vadosa	níveis	propriedades da zona saturada	escoamentos superficiais	extracções	análises de solutos ou medição de parâmetros físicos
Modelos de balanço hídrico acima da zona saturada													
BALSEQ	P	D	E	S	NC, AGUT	x	x	x					
BALSEQ_MOD :	P	D	E	S		x	x						
• intercepção pelas plantas (*)	P	D	--	--	AGp cv	x	x						
• infiltração superficial	P	D	--	--	Horizonte superior do solo	x	x						
• escoamento directo	P	D	--	--	NC	x	x						
• ETR dual	P	D	--	--	cc, wp, permeavel, calcula_Kcb_esp, dia_ini, L_ini, L_des, L_med, L_fim, Kcb_ini, Kcb_med, Kcb_fim, h_cult, rp_1, rp_0, sid_, Kc_min, Kcb_tot, fracao_0, fracao_nada	x	x						
• ETR como no BALSEQ	P	D	--	--	wp, rp_1	x	x						
• infiltração profunda como no BALSEQ	P	D	--	--	AGUT		x						
• infiltração profunda considerando a condutividade hidráulica do solo	P	D	--	--	cc, Ks, rp_1		x						
• infiltração profunda considerando a condutividade hidráulica do solo e a porosidade do solo	P	D	--	--	cc, Ks, n, rp_1		x						
• infiltração profunda em função do escoamento no solo	P	D	--	--	materiais do solo		x						
• considerando a posição do nível freático	P/R	D	--	--			x						
armazenamento na zona vadosa	P	D	M	N	cc					x			
Modelos de balanço hídrico abaixo da zona saturada													
variação do armazenamento na zona saturada	R	I	E	N	ne						x		
escoamento subterrâneo	R	I	E	N	K						x		
descarga de nascentes	R	I	E	S								x	
decomposição dos hidrogramas de escoamento	R	I	E	S	Ndias, Pmin							x	
qualquer modelo anterior mas considerando factores humanos (**)	R	I	E	N									x
Modelos de balanço de massa de soluto													
balanço de massa (clóretos)	R	I	M	N									x
decomposição dos hidrogramas de escoamento a partir da massa de solutos	R	I	E	S									x

(*) - opção não contemplada no programa de computador

(**) - indica-se o dado de entrada que é necessário acrescentar aos modelos anteriores

Com estes modelos podem-se ter estimativas da **recarga distribuída** (ou mais correctamente, da infiltração profunda distribuída) por uma região de estudo. No caso de se caracterizar uma região em estudo pelas suas séries médias de precipitação e evapotranspiração potencial e pelos parâmetros médios característicos dessa região, pode-se obter uma estimativa da recarga média; no entanto este procedimento não é recomendado porque o processo de recarga distribuída não é linear. Neste caso recomenda-se o cálculo da recarga distribuída dessa região, dividindo a região em áreas homogéneas onde se possa considerar que as séries utilizadas e os parâmetros caracterizadores do meio sejam constantes (secção 10.4.6).

A aplicação dos modelos de balanço hídrico sequencial diário acima da zona saturada requer a definição das áreas (a) de recarga, (b) de evapotranspiração a partir do nível freático e (c) de descarga, devendo-se aplicar o método “geral” nas áreas (a), o método que considera a posição do nível freático nas áreas (b), e considerando recarga nula nas áreas (c). É preciso ter em atenção que estas áreas variam temporalmente e que esta situação deve ser considerada.

Estes modelos podem ser utilizados para estimar a recarga em qualquer meio geológico, quer seja de **porosidade intergranular**, de **porosidade por fissuras**, um **meio carsificado** ou um **meio de porosidade mista**.

Há um aspecto importante a ter em atenção, que foi parcialmente considerado nas aplicações realizadas mas que não foi incluído nos métodos de cálculo da recarga acima da zona saturada e que é a *existência de caminhos preferenciais*, que fazem com que uma parte da água de precipitação passe directamente para baixo da espessura de *solo* sujeita a evapotranspiração (referido na secção 2.6.2.1). Esta situação pode ser introduzida nos modelos de balanço hídrico sequencial diário considerando que uma parte do escoamento directo calculado por esses modelos se infiltra. Neste caso é necessário definir qual é essa fracção do escoamento directo. Esta aproximação é totalmente diferente de se considerar (a) que uma parte do volume de precipitação é encaminhado para esses caminhos preferenciais e (b) que o restante vai seguir o processo normal de escoamento no *solo* sendo modelado pelo balanço hídrico sequencial. Porque nesse caso (a) o volume de água restante podia-se infiltrar superficialmente, não ocorrendo por isso escoamento directo, e (b) toda a água de infiltração superficial poderia ser utilizada para o processo de evapotranspiração, não ocorrendo, por isso infiltração profunda. Os meios cársicos e fissurados podem ser considerados como casos particulares de meios em que existem caminhos preferenciais. No caso do meio cársico desenvolvido superficialmente, em muitos casos, pode-se assumir que a totalidade do escoamento directo constitui infiltração profunda (secção 10.2);

12.2.2.3 Modelos de balanço hídrico abaixo da zona saturada

Em oposição aos modelos anteriores, há um conjunto de modelos de balanço hídrico que permitem a estimativa da recarga a partir da reacção do meio subterrâneo ao processo de recarga, sendo por isso **modelos de resposta**. Os métodos apresentados são a decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial, a variação do armazenamento da zona saturada (variação de níveis piezométricos), a quantificação dos escoamentos em secções da zona saturada, a quantificação dos caudais de nascentes, ou as combinações de alguns destes métodos. Os métodos podem ainda considerar as extracções por parte do homem. Estes métodos são **integradores** para uma área de estudo e podem fornecer estimativas de valores de **recarga por episódios**.

Para resolver o modelo que calcula a recarga em função da descarga do meio, apresentaram-se dois métodos, o da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial e o da quantificação dos caudais de nascentes.

No caso do **método da decomposição dos hidrogramas de escoamento**, no volume de água quantificado como descarga pode estar incluído escoamento proveniente de zonas saturadas de pequena espessura que se formam entre o *solo* e a zona saturada, pelo que neste caso, a descarga estimada é superior à recarga. O escoamento de base resultante da decomposição do hidrograma é uma estimativa da recarga que ocorre na área definida por uma bacia hidrográfica nos casos em que todo o escoamento subterrâneo dessa bacia hidrográfica convirja para os cursos de água superficial da bacia hidrográfica em análise (ou seja a bacia hidrográfica seja coincidente com a bacia hidrogeológica).

As situações hidrogeológicas mais favoráveis para a observação desse requisito correspondem às áreas de ocorrência de rochas ígneas e metamórficas, com **porosidade intergranular** ou por **fissuras (rochas cristalinas do Maciço Antigo)**. No caso de ocorrência de **rochas sedimentares de porosidade intergranular**, mesmo que estratificadas, esse requisito ainda se pode observar em muitas situações. Somente no caso de ocorrência de **rochas carsificadas** é que o escoamento subterrâneo da área definida por uma bacia hidrográfica pode ser feito para fora dos limites dessa bacia. Neste caso a aplicação do método não seria suficiente uma vez que seria também necessário quantificar os escoamentos subterrâneos laterais de entrada e de saída em relação aos limites da bacia hidrográfica.

De todos os métodos que permitem o cálculo da recarga, provavelmente o método da decomposição dos hidrogramas é o de mais fácil aplicação. Apresenta a vantagem sobre todos os restantes métodos de não precisar da caracterização de parâmetros do meio (somente a área), sendo apenas necessário para a sua aplicação as séries de precipitação e de escoamento, que são processos normalmente monitorizados em Portugal.

A aplicação do método de cálculo da recarga a partir das **descargas de nascentes** apresenta a dificuldade de saber qual a bacia drenante de cada nascente. Por outro lado, no caso de se estar a considerar a totalidade de um corpo hídrico subterrâneo, não se sabe se toda a água subterrânea é canalizada para essas nascentes ou se há outros pontos de descarga do sistema, pelo que nesta situação este método pode estimar um valor de recarga por defeito. A exemplo do método anterior, no volume de água das nascentes pode também estar incluído escoamento proveniente de zonas saturadas de pequena espessura que se formam entre o *solo* e a zona saturada, pelo que por esta situação, a descarga estimada seria superior à recarga. Devido à hierarquização do escoamento subterrâneo e aos volumes de água mais significativos que convergem para as nascentes este método é aplicável principalmente em **meios cárnicos**. Nos restantes meios, apesar de poderem ocorrer nascentes com caudais apreciáveis, é natural que haja muita descarga difusa de águas subterrâneas pelo que não é possível quantificar os seus caudais ao longo de superfícies de exsudação.

O modelo que dá a recarga em função do **escoamento em secções da zona saturada**, pode ser aplicado em **qualquer tipo de meio** mas requer o conhecimento da área de recarga a montante da secção da zona saturada e a monitorização constante de níveis piezométricos ao longo da secção da zona saturada bem como o conhecimento da transmissividade na direcção perpendicular à secção em análise. A necessidade do conhecimento destas variáveis dificulta a aplicação deste método.

O modelo que traduz mais fielmente o processo de recarga é o que dá a recarga em função da **variação positiva do armazenamento subterrâneo** (subida do nível freático) uma vez que esta variação é consequência directa da recarga. O período de tempo para a aplicação deste método é muito curto. Contudo para que este modelo fosse aplicável seria necessária a ocorrência de uma situação em que a diferença entre o escoamento subterrâneo lateral de entrada e de saída fosse insignificante relativamente à subida do nível freático. A maior dificuldade na aplicação deste modelo deve-se à necessidade de caracterizar a porosidade eficaz na zona de oscilação dos níveis. Apesar de não se ter conseguido utilizar este modelo com dados reais prevê-se que só muito dificilmente originará resultados fiáveis.

Nas aplicações efectuadas utilizou-se um modelo de cálculo da recarga com base na **variação do armazenamento subterrâneo**, nas **extrações** e no **escoamento subterrâneo lateral de entrada e de saída**. Este método também é aplicável em **qualquer tipo de meio** mas os resultados obtidos mostraram a dificuldade que existe na sua aplicação devido à necessidade de caracterizar espacialmente uma série de parâmetros do meio (fundamentalmente a porosidade eficaz e a transmissividade).

12.2.2.4 Modelos de balanço de massa de soluto

Para além dos modelos de balanço hídrico há a considerar os modelos de balanço de massa de soluto. O modelo de balanço de massa, considerando ou não escoamento superficial, do tipo **balanço de cloretos**, é simples e é adequado para dar estimativas de valores de **recarga anual média**, para as situações em que se pode assumir que ao longo do tempo (pelo menos do tempo que demora desde a infiltração superficial até à recarga) as características de precipitação e de ocupação do solo se mantêm. Tem também a vantagem de ser um modelo que dá a **resposta** do meio hídrico à ocorrência de recarga, sendo por isso um modelo **integrador**.

O outro tipo de modelo de balanço de massa apresentado, que faz a **decomposição do hidrograma de escoamento superficial** em escoamento directo e em escoamento de base, a partir da **concentração de soluto** na água de escoamento superficial é também um modelo de **resposta, integrador** da bacia e que permite fazer a estimativa da recarga por **episódios**, parecendo ser de aplicação simples.

12.2.2.5 Comparação entre os modelos de balanço hídrico acima e abaixo da zona saturada

Entre todos os modelos abordados nesta Tese (e excluindo o modelo de cálculo através do armazenamento na zona vadosa, que como se referiu na secção 4.4 é de aplicação difícil), os modelos de balanço hídrico sequencial diário são os únicos modelos com características de previsão. Por serem modelos de previsão, permitem a estimativa da recarga distribuída, tendo como consequência a vantagem de permitirem, por exemplo, o estudo do impacto das alterações climáticas na recarga das águas subterrâneas. Os modelos apresentados nesta Tese incorporam, fundamentalmente, a recarga devida à infiltração da água da chuva. Contudo apresentam a desvantagem de os seus resultados estarem dependentes da existência de caminhos preferenciais para a infiltração e a recarga.

Ao contrário, os modelos de balanço hídrico abaixo da zona saturada têm a vantagem de serem modelos de resposta, integradores do meio subterrâneo e, por isso, serem independentes da existência de caminhos preferenciais para a ocorrência de recarga, que nalguns casos pode ser um factor limitativo à utilização dos modelos acima da zona saturada. Apresentam também a vantagem sobre os modelos anteriores de integrarem todas as formas de recarga (infiltração de água da chuva, de cursos de água superficial, de excesso de água de rega ou de recarga artificial).

Há uma situação de fronteira, que constitui um processo comum à aplicação dos dois tipos de modelos e que ocorre quando o nível freático está dentro da espessura de terreno sujeita a evapotranspiração. Neste caso se originalmente se estiver a utilizar o modelo de balanço hídrico abaixo da zona saturada, é necessário quantificar a evapotranspiração (que à priori não era um parâmetro necessário de conhecer). Se originalmente se estava a utilizar o modelo de balanço hídrico acima da zona saturada, então a recarga deve ser quantificada utilizando a posição do nível freático (que era também à priori uma variável que não seria necessária conhecer para a aplicação do modelo).

12.2.3. Desenvolvimentos futuros

12.2.3.1 A nível do aprofundamento dos métodos

Nesta Tese desenvolveram-se e aprofundaram-se métodos de cálculo da recarga e de processos que permitem o seu cálculo. Seguidamente indicam-se algumas tarefas suplementares às que foram desenvolvidas nesta Tese:

(1) integrar o processo de intercepção por parte das plantas no modelo de balanço hídrico sequencial diário. Uma abordagem possível seria estimar a intercepção separadamente e descontá-la ao valor da precipitação, utilizando-se neste caso um valor de precipitação disponível para escoamento directo ou infiltração superficial. Contudo, qualquer que seja o método utilizado, é preciso ter em atenção que o processo de evapotranspiração a partir das plantas e do *solo*, por um lado, e de evaporação da água interceptada pelas plantas, por outro, é limitado pelo poder evaporante da atmosfera. Isto significa que se há evaporação da água que foi retida nas folhas das plantas, a energia utilizada para este processo já não existe disponível para a evapotranspiração;

(2) definir os ciclos vegetativos e caracterizar os coeficientes culturais basais das plantas, para a globalidade dos cobertos vegetais existentes em Portugal. Os resultados desta tarefa, a desenvolver fundamentalmente por agrónomos, seriam utilizados nos modelos de balanço hídrico sequencial diário que estimam a evapotranspiração utilizando o coeficiente cultural dual;

(3) fazer o estudo da infiltração profunda e da variação do armazenamento no *solo* a partir da modelação do escoamento na zona vadosa das classes texturais de *solos* que não foram apresentadas nesta Tese: franco arenoso, franco, limoso, franco argilo-arenoso, franco limoso, franco argiloso, franco argilo-limoso, argilo-arenoso, argilo-limoso e argiloso. Este estudo serviria para definir qual a quantidade de água que o *solo* poderia drenar em função do material do *solo* e do seu teor de humidade inicial.

(4) aprofundar o(s) processo(s) para fazer a decomposição do hidrograma de escoamento. De acordo com o apresentado na secção 3.16.3.1, é necessário definir qual o processo de se fazer a separação dos escoamentos directo e de base. Nessa secção foram apresentadas várias formas de traçar essa divisão no hidrograma de escoamento, tendo-se optado no desenvolvimento apresentado no Capítulo 7 pela que liga o escoamento registado no dia anterior ao início da subida do hidrograma ao escoamento registado *n* dias após o pico do hidrograma ou a paragem da precipitação. Seria bom compreender exactamente qual seria a melhor forma de traçar a divisão e para isso poder-se-ia aplicar um modelo de balanço de massa para a decomposição do hidrograma.

(5) aplicar o método de balanço de massa que faz a decomposição do hidrograma de escoamento superficial em escoamento directo e em escoamento de base a partir da concentração de soluto na água de escoamento superficial. Verificar a possibilidade de aplicação do método utilizando, em vez da concentração de um soluto, um indicador dessa concentração de mais fácil medição e registo ao longo do tempo, como por exemplo, a condutividade eléctrica.

12.2.3.2 A nível da aplicação dos métodos

A nível da aplicação dos métodos de cálculo da recarga, indicam-se algumas actividades de desenvolvimento futuro:

(1) verificar como a variação dos diversos parâmetros do modelo de balanço hídrico sequencial diário (por exemplo, a variação da profundidade das raízes das plantas, ou da área ocupada por um coberto vegetal vs. área descoberta), condicionam os valores de recarga obtidos. Esta tarefa, importante para se saber quais são os parâmetros cuja variação condiciona mais os resultados de recarga, pode ser muito trabalhosa se se utilizarem os modelos mais complexos (por exemplo aquele que utiliza o coeficiente cultural dual com duas espécies vegetais, considerando profundidade de raízes e fracções de terreno ocupadas, variáveis no tempo);

(2) aplicar simultaneamente vários métodos a uma bacia hidrogeológica de estudo para a qual exista monitorização espacial e/ou temporal da precipitação, dos níveis piezométricos, do escoamento superficial e das extracções, para além do conhecimento das propriedades hidráulicas das formações geológicas bem como das características físicas dos solos, teores de humidade e da ocupação do terreno. A aplicação simultânea de métodos diferentes a uma área de estudo serviria para aferir mais profundamente as potencialidades dos diversos métodos ou, eventualmente, encaminhar o desenvolvimento de aspectos necessários a esses métodos de forma a que todos eles possam reproduzir os valores de recarga.

(3) estudar o impacto das alterações climáticas e da alteração do uso do solo na recarga. O estudo do impacto das alterações climáticas consiste na utilização de modelos de previsão (balanço hídrico sequencial diário) introduzindo séries de precipitação e de evapotranspiração simuladas, com distribuições diferentes das actuais, podendo também introduzir-se parâmetros característicos do meio (relativos à ocupação do solo) diferentes dos actuais. Eventualmente, no caso de se considerar que as alterações climáticas só ocorrem a nível da quantidade de precipitação e não a nível da sua distribuição, nem da quantidade de evapotranspiração ou da distribuição dos seus valores, também se poderão utilizar os resultados dos métodos de decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial, como se fez na secção 10.3.7.4 para caracterizar uma situação de escassez de água. A alteração da ocupação do solo traduz-se numa mudança da área impermeabilizada e condiciona a quantidade máxima de água utilizável para evapotranspiração. Exemplos de alteração do uso do solo são: desflorestação/florestação, incêndios, construção de infra-estruturas (por exemplo auto-estradas, zonas urbanas, etc.), mudança de práticas agrícolas;

(4) produzir modelos de recarga vs. precipitação ou outras variáveis descritíveis do meio, tendo em vista a caracterização da recarga em áreas onde não são corridos os métodos de cálculo da recarga. Como exemplos de modelos deste tipo refira-se o apresentado com base em corridas do modelo BALSEQ (secção 9.5) e o desenvolvido a partir do estudo dos resultados da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial (secção 10.3.7.3):

(4a) seria útil seguir a filosofia do modelo apresentado na secção 9.5, fazendo mais aplicações a situações de estudo, para desenvolver um modelo que permita calcular a recarga anual média distribuída no espaço em função de informação de base já existente. O que se pretendia era correr o modelo BALSEQ ou o BALSEQ_MOD para muitas séries de precipitação e de evapotranspiração potencial, distribuídas uniformemente pelo País e procurar novas relações, eventualmente com a necessidade de recorrer a outros parâmetros e outras variáveis, por exemplo para considerar a

evapotranspiração potencial específica de cada coberto vegetal presente. Esta situação faria com que, associada a uma série de precipitação, existissem várias séries de evapotranspiração potencial. O resultado seriam equações de recarga em função da precipitação, da evapotranspiração potencial, da ocupação do solo e dos parâmetros do *solo*, que poderiam ser aplicadas para qualquer local onde se tivesse essa informação;

(4b) para tornar o modelo resultante da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial mais abrangente, seria desejável aplicar a técnica da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial a bacias hidrográficas com precipitações anuais médias acima dos 810 mm/a, uma vez que, das 13 bacias utilizadas na secção 10.3 para a elaboração do modelo de Recarga vs. Precipitação, apenas duas apresentam precipitações anuais médias superiores;

(5) com o conhecimento adquirido ao longo da Tese, com a experiência adquirida relativamente à aplicabilidade dos métodos, os resultados obtidos pela sua aplicação, o estudo desenvolvido com base nos resultados da decomposição dos hidrogramas de escoamento superficial, e o desenvolvimento de novos modelos que permitam estimar a recarga em função da precipitação ou de outras variáveis descritíveis do meio, **realizar um mapa da recarga (natural) anual média das águas subterrâneas de Portugal Continental** que possa ser utilizado no planeamento da ocupação do território e para a gestão dos recursos hídricos.

(6) encarando o recurso hídrico **como um todo e aprofundando a abordagem** feita no Capítulo 11 que entra em linha de conta com a interligação das águas subterrâneas e das águas superficiais, incluindo a manutenção de caudais ecológicos e os condicionamentos, por questões técnicas de exploração, dos rebaixamentos máximos admissíveis nos níveis piezométricos dos corpos hídricos subterrâneos, utilizar esse mapa de recarga anual média das águas subterrâneas para **cartografar o volume extraível anual médio de águas subterrâneas de Portugal Continental**.

F I M.

Lisboa, 05 de Agosto de 2004

BIBLIOGRAFIA

Abrunhosa, M.J. (1988) – "Síntese Hidrogeológica da Bacia Hidrográfica do Rio Ave (Portugal)". Barcelona, 22º Curso Internacional de Hidrología Subterránea.

Afonso, M.J. (1997) – "Hidrogeologia de rochas graníticas da região do Porto". Dissertação apresentada na Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, 150 pp.

Alberts, E.E.; Nearing, M.A.; Weltz, M.A.; Risse, L.M.; Pierson, F.B.; Zhang, X.C.; Laflen, J.M.; Simanton, J.R. (1995) – "Chapter 7. Soil component" in USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP), NSERL Report No. 10. <http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb/weppmain/docs/chap7.pdf> (em 2002-11-28).

Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D.; Smith, M. (1998) – "Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements", FAO, Irrigation and Drainage Paper, nr. 56.

Alley, W.M.; Reilly, T.E.; Franke, O.L. (1999) – "Sustainability of Ground-Water Resources". U.S. Geological Survey Circular 1186, 79 pp. <http://water.usgs.gov/pubs/circ/circ1186/> (em 2004-06-15).

Allison, G.B. (1988) – "A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge" in I. Simmers (ed.), "Estimation of Natural Groundwater Recharge", NATO ASI Series, C222, p. 49-72

Almeida, C.A.C. (1985) – "Hidrogeologia do Algarve Central". Lisboa, Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia.

Almeida, C.; Mendonça, J.J.L.; Duarte, R.S.; Quina, A.P.; Neves, J.R. (2000) – "Glossário de Termos Hidrogeológicos", Centro de Geologia e Instituto da Água. 54 pp.

Almeida, C.; Mendonça, J.J.L.; Jesus, M.R. e Gomes, A.J. (2000) – "Actualização do Inventário dos Sistemas Aquíferos de Portugal Continental", Centro de Geologia e Instituto da Água.

Anderson, M.P. e Woessner, W.W. (1992) – "Applied Groundwater Modeling - Simulation of Flow and Advective Transport". Academic Press, Inc., 381 pp.

Beven, K.J. (2001) – "Rainfall-runoff modelling: the primer". John Wiley & Sons, 360 pp.

Breuer, L.; Frede, H. (2003). "PlaPaDa - An online plant parameter data drill for eco-hydrological modelling approaches". <http://www.uni-giessen.de/~gh1461/plapada/plapada.html>. (em 2004-01-07)

Brooks, R.H. e Corey, A.T. (1964) – "Hydraulic Properties of Porous Media". Colorado State Univ. Hydrol. Paper nr 3, 27 p. Burman e Pochop (1994)

Campbell, G.S. (1974) - "A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data". *Soil Sci.* 117: 311-314.

Canadell, J.; Jackson, R.B.; Ehleringer, J.R.; Mooney, H.A.; Sala, O.E.; Schulze, E.-D. (1996) – "Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale", *Oecologia*, 108, pp. 583-595.

Candeias, I.R. (1997) – "Estudo quantitativo e qualitativo dos recursos hídricos subterrâneos da área de Viana do Alentejo-Alvito (Alentejo)". Dissertação apresentada na Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, 242 pp.

Cardoso, J.C.; Bessa, M.T.; Marado, M.B. (1973) – "Carta de Solos de Portugal". *Agronomia Lusitana*, Vol. 33, 481-602.

Carsel & Parrish (1988) - "Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics". *Water Resources Research*, 24(5): 755-769.

Carsel, R.F.; Imhoff, J.C.; Hummel, P.R.; Cheplick, J.M.; Donigian, A.S. (2003) – "PRZM-3, A Model for Predicting Pesticide and Nitrogen Fate in the Crop Root and Unsaturated Soil Zones: Users Manual for Release 3.12". Center for Exposure Assessment Modeling (CEAM). <http://www.epa.gov/ceampubl/gwater/przm3/index.htm> (em 2004-01-11).

Chachadi, A.G., Raikar, P.S., Lobo Ferreira, J.P. & Oliveira, M.M. (2001) – GIS and Mathematical Modelling for the Assessment of Groundwater Vulnerability to Pollution: Application to an Indian Case Study Area in Goa. Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Relatório 115/01-GIAS, April 2001 (69 pp).

Chachadi, A.G., Moinante, M.J.; Oliveira, M.M., (2002a) – Measuring, Monitoring and Managing Sustainability: The Coastal Dimension – Coastin. GIS and Mathematical Modelling for the Assessment of Groundwater Vulnerability to Pollution: Application to an Indian Case-Study Area in Thane. Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Relatório 278/02 – GIAS, October/2002, 43 pp.

Chachadi, A.G., Moinante, M.J.; Oliveira, M.M., (2002b) – Measuring, Monitoring and Managing Sustainability: The Coastal Dimension – Coastin. GIS and Mathematical Modelling for the Assessment of Groundwater Vulnerability to Pollution: Application to an Indian Case-Study Area in Kakinada. Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Relatório 279/02 – GIAS, October/2002, 43 pp.

Chow, V.T.; Maidment, D.R. e Mays, L.W. (1988) – "Applied Hydrology". McGraw-Hill International Editions, Civil Engineering Series, 572 pp.

CNA (1978) – "Carta dos Solos", Atlas do Ambiente, reprodução da Carta dos Solos do Serviço de Reconhecimento e de Ordenamento Agrário, delineada por J.C. Cardoso, M.T. Bessa e M.B. Marado, 1971

Correia, F.N. (1983) – "Alguns Procedimentos Adaptados pelo Soil Conservation Service na Determinação de Caudais de Cheia em Pequenas Bacias Naturais e Urbanas", in Seminário 290

"Contribuição para o Cálculo de Drenagem de Águas Pluviais em Zonas Urbanas". Lisboa. Laboratório Nacional de Engenharia Civil.

Correia, F.N. (1984) – "OMEGA: a watershed model for simulation, parameter calibration and real-time forecast of river flows". Ph.D. Thesis, Colorado State University, 146 pp.

Costa, F.E. (1985) – "Características Hidrogeológicas dos Principais Afloramentos de Formações Carbonatadas do Substrato Hercínico Alentejano". Beja, I Congresso do Alentejo.

Costa, J.B. (1991) - "Caracterização e Constituição do Solo". Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 4^a Ed.

Cruz, J.V. (1992) – "Estudo hidrogeológico da ilha de Santa Maria". Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada.

Cupeto, C.A. (1991) – "Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do maciço calcário de Estremoz-Cano-Sousel". Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada.

Custodio, E., e Llamas, M.R., (1976) - "Hidrologia Subterrânea". Barcelona, Ediciones Omega, SA. 2241 pp.

David, J.S. (1976) – "Drenagem de estradas, caminhos de ferro e aeródromos. Estudo Hidrogeológico. Determinação de caudais de ponta de cheia em pequenas bacias hidrográficas." Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, SH-DHF.

David, T.M. (1982) – "Alguns aspectos de hidrologia de áreas florestadas"; Instituto Superior de Agronomia, Relatório de Licenciatura; 64pp.

David, T.S.; David, J.S.; Ferreira, M.I.; Pereira, J.S. (2002) – "Disponibilidades hídricas e sobrevivência dos montados". Investigação Agrária, p. 64-65.

De Troch, F. (1987) – "Cultuurtechniek deel III". Notes with the classes "Cultuurtechniek". Faculty of Agricultural Engineering, University Ghent.

Delgado Rodrigues, J. (1987) – "Estudo das águas subterrâneas da bacia do rio Ave". Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, DG-NP.

Domenico, P.A. e Schwartz, F.W. (1998) – "Physical and Chemical Hydrogeology". John Wiley & Sons. Second Edition, 506 pp.

Doorenbos, J.; Pruitt, W.O. (1977) – "Crop water requirements". FAO Irrigation and Drainage Paper, 24.

Duque, J. M. (1997) – Caracterização hidrogeológica e modelação matemática do aquífero dos Gabros de Beja. Tese de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Lisboa, 210 pp.

Ebener, S. (2000) – "Utilisation d'un SIG en mode raster pour la spatialisation du bilan hydrique à l'échelle mensuelle. Application au bassin versant de l'Allondon (France, Suisse)". Thèse présentée à la

Faculté des Sciences de l'Université de Genève pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences, mention Sciences de la Terre. Terre & Environnement, vol. 20, 268 pp.

Edmunds, W.M.; Darling, W.G.; Kinniburgh, D.G. (1988) – "Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain" in I. Simmers (ed.), "Estimation of Natural Groundwater Recharge", NATO ASI Series, C222, p. 139-157.

Fernandes, P.G. (2000) – "Estudo hidrogeológico da bacia do Sado". Dissertação apresentada na Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, 175 pp.

Fernandes, L.F. (2001) – "Recursos hídricos e impactos antrópicos na Bacia do Rio Fervença (Bragança)", Dissertação apresentada na Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Hidrogeologia.

Hendrickx, J.M.H. e Walker, G.R. (1997) - "Recharge from Precipitation", in Simmers, I. (ed.) "Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas". International Association of Hydrogeologists, N° 19, Capítulo 2, pp. 19-143. A.A. Balkema, 277 p.

Karant, K.R. (1987) – "Ground water assessment, development and management". Tata McGraw-Hill Publishing Company Limited. New Delhi. 720 pp.

Leitão, T.E. (1996) – "Metodologias para a reabilitação de aquíferos poluídos". Tese de Doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, em Julho de 1996, para obtenção do grau de Doutor em Hidrogeologia, 489 pp.

Leitão, T.E.; Oliveira, M.M.; Lobo Ferreira, J.P.; Moinante, M.J.; Diamantino, C.; Henriques, M.J. (2001) – "Estudo das Condições Ambientais no Estuário do Guadiana e Zonas Adjacentes. Componente Águas Subterrâneas. Diagnóstico da Situação Actual e Identificação da Situação de Referência. Relatório da 2ª Fase", LNEC, Rel. 212/01–GIAS, Setembro 2001

Lencastre, A.; Franco, F.M. (1984) – "Lições de Hidrologia". Lisboa, Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia. 451 pp.

Lerner, D.N.; Issar, A.S.; Simmers, I. (1990) - "Groundwater Recharge - A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge", International Association of Hydrogeologists, International Contributions to Hydrogeology, vol. 8., Hannover, Heise.

Lima, A.S. (1994) – "Hidrogeologia de regiões graníticas (Braga – NW Portugal)". Dissertação apresentada à Universidade do Minho para a obtenção do grau de Mestre em Educação, especialização em Ensino de Biologia e Geologia; 202 pp.

Linsley Jr., R.K.; Kohler, M.A.; Paulhus, J.L.H. (1975) – "Hydrology for Engineers". Second Edition. McGraw Hill Kogakusha, Ltd.

Llorens, P.; Gallart, F. (2000) – "A simplified method for forest water storage capacity measurement", Journal of Hydrology, 240, pp.131-144.

Lobo Ferreira, J.P. (1981a) – "Mathematical Model for the Evaluation of the Recharge of Aquifers in Semiarid Regions with Scarce (Lack) Hydrogeological Data". Proceedings of Euromech 143/2-4 Setp. 1981, Rotterdam, A.A. Balkema (Ed. A. Verruijt e F.B.J. Barends). *Também* 1982, Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Memória Nº 582.

Lobo Ferreira, J.P. (1981b) – "Modelação matemática do balanço hídrico sequencial diário. Exemplo de aplicação à região Algarvia (Faro)". Comunicação ao Seminário "Os recursos hídricos subterrâneos e a sua utilização. O caso do Algarve". Lisboa, Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos.

Lobo Ferreira, J.P., Baptista, J.M.; Delgado Rodrigues, J. (1981) – "Estudo Global dos Recursos Hídricos da Ilha do Porto Santo". Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil. 411 pp.

Lobo Ferreira, J.P. (1982) – "Actualização do estudo hidrológico da bacia hidrográfica do Rio Maior". Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, DH-NHHF.

Lobo Ferreira, J.P.; Delgado Rodrigues, J. (1988) – "BALSEQ - A Model for the Estimation of Water Balances, Including Aquifer Recharge, Requiring Scarce Hydrogeological Data", in Estimation of Natural Groundwater Recharge. Dordrecht, D. Reidel, NATO ASI Series, Vol. 222.

Lobo Ferreira, J.P., 1991, "Plano para a Gestão dos Recursos Hídricos da Ilha de S. Miguel - Açores. Avaliação da Recarga dos Aquíferos da Ilha de S. Miguel". Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Relatório 239/91 - GIAS.

Lobo Ferreira, J.P., Leitão, T. Eira, Tore, C.S. e Aresu, A., 1992, "Modelação dos Recursos Hídricos Subterrâneos da Região de Valada". Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Relatório 150/92 - GIAS.

Lobo Ferreira, J.P.C., Moinante, M.J., Oliveira, M.M., Leitão, T.E., Novo, M.E., Moreira, P. e Henriques, M. J. (1999a) – "Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Sado. 1ª Fase. Caracterização dos Recursos Hídricos Subterrâneos da Área Abrangida pelo Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Sado. Anexo Temático 4 - Recursos Hídricos Subterrâneos". Relatório Interno. LNEC-GIAS, Outubro de 1999, 258 pp.

Lobo Ferreira, J.P.C., Moinante, M.J., Oliveira, M.M., Leitão, T.E., Novo, M.E., Moreira, P. e Henriques, M. J. (1999b) – "Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Mira. 1ª Fase. Caracterização dos Recursos Hídricos Subterrâneos da Área Abrangida pelo Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Mira. Anexo Temático 4 - Recursos Hídricos Subterrâneos". Relatório Interno. LNEC-GIAS, Setembro de 1999, 128 pp.

Lopo Mendonça, J.J. (1990) – "Sistema Aquífero Aluvionar do Vale do Tejo (V.N. Barquinha a Alverca): Características e Funcionamento Hidráulico". Coimbra, Tese de Doutoramento, Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

MA (1998) – "Plano de Bacia Hidrográfica do rio Vouga. 1ª Fase - Análise e diagnóstico da situação de referência. Usos e Necessidades de Água."

MAOT (2001) - Plano Nacional da Água, Versão Provisória.

Marques da Silva, M.A. (1990) – "Hidrogeologia del Sistema Multiacuifero Cretacico del Bajo Vouga-Aveiro (Portugal)". Barcelona, Universidad de Barcelona, Facultad de Geologia. Tesis Doctoral.

Mualem, Y. e Assouline, S. (1996) – Soil sealing, infiltration and runoff, *in* "Runoff, infiltration and subsurface flow of water in arid and semi-arid regions", editado por Issar, A.S e Resnick, S.D., Kluwer Academic Publishers, pp. 131-181.

Mockus, V. (1969) – "Hydrologic soil-cover complexes". National Engineering Handbook, Secção 4; Capítulo 9: <http://www.wcc.nrcs.usda.gov/water/quality/common/neh630/4content.html> (em 2002-10-16).

Mockus, V. (1972) – "Estimation of direct runoff from storm rainfall". National Engineering Handbook, Secção 4; Capítulo 10:

<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/water/quality/common/neh630/4content.html> (em 2002-10-16).

Moinante, M.J.; Oliveira, M.M.; Lobo Ferreira, J.P. (1994) - "Desenvolvimento de um Inventário das Águas Subterrâneas de Portugal - Caracterização dos Sistemas Hidrogeológicos de Portugal Continental e Avaliação das Suas Reservas Hídricas". Relatório 329/94-GIAS.

Monteiro, J.P.G. (1993) – "Hidrogeologia da Formação Carbonatada de Escusa (Castelo de Vide)". Lisboa, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia, Dissertação de Mestrado.

Monteiro, J.P. (2001) – "Characterisation of a carbonate aquifer for the application of a regional discrete continuum flow model (Castelo de Vide carbonate aquifer – Alentejo, Portugal). Thesis presented to the Faculty of Sciences of the Neuchâtel University to fulfil the requirements for the title of Docteur ès Sciences; 143 pp.

Monteiro, J.P.; Martins, R.R.; Nunes, P; Diogo, A. (2003) – "Evolução do Uso de Águas Subterrâneas nas Redes Urbanas de Abastecimento Público entre Albufeira e Quarteira (Algarve Central)". Jornadas Luso-Espanholas "As Águas Subterrâneas no Sul da Península Ibérica", Faro, Universidade do Algarve, 23 a 26 de Junho de 2003.

Novo, M.E.; Leitão, T. E.; Tore, C.; Lobo Ferreira, J.P. (1994) – "Avaliação dos Recursos Hídricos Subterrâneos da Ilha da Madeira". Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Relatório 99/94 - GIAS.

NRCS (2001) – "National Engineering Handbook":

<http://www.wcc.nrcs.usda.gov/water/quality/common/neh630/4content.html> (em 2002-10-16).

Oliveira, M.M.; Lobo Ferreira, J.P. (1994) – "Desenvolvimento de um inventário das águas subterrâneas de Portugal - Metodologias de análise da recarga de aquíferos". Lisboa, Laboratório

Nacional de Engenharia Civil, Relatório 319/94 - GIAS.

Oliveira, M.M.; Moinante, M.J.; Lobo Ferreira, J.P. (1994) – "Estudo da Caracterização dos Aquíferos e dos Consumos de Água na Península de Setúbal. Contribuição do LNEC para o Relatório da Hidrotécnica Portuguesa para a Empresa Portuguesa das Águas Livres, SA. Relatório Final". Relatório 37/94 - GIAS.

Oliveira (1997) – "DECHIDR.BAS - Um Programa de Computador para Estimar a Recarga de Águas Subterrâneas a Partir da Análise de Hidrogramas de Escoamento". Seminário sobre Águas Subterrâneas. Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, Lisboa, 10 a 12 de Dezembro de 1997.

Oliveira, M.M.; Moinante, M.J.; Lobo Ferreira, J.P. (1997a) – "Cartografia Automática da Vulnerabilidade de Aquíferos com Base na Aplicação do Método DRASTIC". Relatório Final. Lisboa, LNEC, Relatório 60/97-GIAS, 535 pp.

Oliveira, M.M.; Moinante, M.J.; Lobo Ferreira, J.P. (1997b). – "Determinação da Recarga de Águas Subterrâneas a Partir da Análise de Hidrogramas de Escoamento". Seminário sobre Águas Subterrâneas, Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, Lisboa, 10 a 12 de Dezembro de 1997.

Oliveira, M.M.; Lobo Ferreira, J.P. (1999) – "Comparação dos valores de recarga das águas subterrâneas obtidos pela aplicação de diferentes métodos em áreas seleccionadas dentro da área do Plano de Bacia do Tejo". Seminário sobre Águas Subterrâneas, Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, Lisboa, 15 a 17 de Dezembro de 1999.

Oliveira, M.M., Lobo Ferreira, J.P.C., Novo, M.E. (1999) – "Plano de Bacia Hidrográfica do Rio Tejo. 1ª Fase - Análise e Diagnóstico da Situação Actual. Anexo Temático 4 - Recursos Hídricos Subterrâneos. Tomo B - Caracterização do Balanço Hídrico Subterrâneo". Relatório Interno. LNEC-GIAS, Novembro de 1999, 302 pp.

Oliveira, M.M. (2001) – "A Estimativa da Recarga das Águas Subterrâneas a Partir da Decomposição de Hidrogramas de Escoamento Superficial – O Programa de Computador DECHIDR_VB.VBP", Seminário sobre "A Hidroinformática em Portugal", Publicação em CD-ROM, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 15-16 Novembro, 2001

Oliveira, M.M., Novo, M.E., Moinante, M.J., Henriques, M.J., Lobo Ferreira, J.P.C. (2001) – "Plano de Bacia Hidrográfica das Ribeiras do Oeste. 1ª Fase - Análise e Diagnóstico da Situação Actual. Anexo Temático 4 - Recursos Hídricos Subterrâneos ". Relatório Interno. Relatório Final, LNEC-GIAS, Janeiro de 2001, 299 pp.

Oliveira, M.M. (2002) – "Cartografia da Vulnerabilidade à Poluição das Águas Subterrâneas do Concelho de Montemor-o-Novo utilizando o Método DRASTIC", LNEC, Rel. 46/02-GIAS, Março, 2002

Oliveira, M.M. (2003a) – "Estudo (Teórico) da Infiltração Profunda em Solos Arenosos Francos", Seminário sobre Águas Subterrâneas, Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos, Lisboa, 27 e 28 de Fevereiro de 2003, 16 pp.

Oliveira, M.M. (2003b) – "Cálculo da recarga dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-ribeira de Quarteira recorrendo a uma actualização (do modelo de balanço hídrico sequencial diário) que utiliza o coeficiente cultural dual na estimativa da evapotranspiração real". Jornadas Luso-Espanholas "As Águas Subterrâneas no Sul da Península Ibérica", Faro, Universidade do Algarve, 23 a 26 de Junho de 2003.

Oliveira, M.M. (2004) – "Escoamento de base estimado em sub-bacias hidrográficas da folha 6 à escala 1:200 000" (Título provisório). Trabalho em fase de execução para o INETI. A editar em Relatório LNEC.

Oliveira, M.M.; Diamantino, C.; Moinante, M.J.; Lobo Ferreira, J.P. (2004) – "Caracterização hidrogeológica, estimativa da recarga e cartografia da vulnerabilidade à poluição das águas subterrâneas utilizando o método DRASTIC, do sistema aquífero Mexilhoeira Grande-Portimão". Estudo realizado para o Projecto POCTI / ECM / 2512 / 95 "Simulação e Optimização de Aquíferos Sujeitos à Intrusão Salina". Relatório141/04-NAS, Lisboa, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Abril/2004, 108 pp.

Paralta, E.A. (1995) – "Contribuição para o estudo hidrogeológico da bacia de Ourém". Estágio profissionalizante em Geologia Aplicada e do Ambiente. Fac. de Ciências da Univ. de Lisboa.

Paralta, E.A. (2001) – "Hidrogeologia e modelação estocástica da contaminação por nitratos do aquífero gabro-diorítico da região de Beja". Tese de Mestrado em Georrecursos. Instituto Superior Técnico, Lisboa, 157 pp.

Paralta, E.A.; Oliveira, M.M.; Lubczynski, M.W.; Ribeiro, L.F. (2003) – "Avaliação da Recarga do Sistema Aquífero dos Gabros de Beja segundo Critérios Múltiplos – Disponibilidades Hídricas e Implicações Agro-ambientais", 6º SILUSBA – Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa, Comunicações – Volume 2, p. 501-516, Cabo Verde, 10-13 Novembro 2003.

Pedro, A.C. (1990) – "Hidrogeologia da Região de Évora". Dissertação apresentada na Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, 126 pp.

Peixinho de Cristo, F. (1985) – "Estudo hidrogeológico do sistema aquífero do Baixo Vouga". Ministério do Equipamento Social, Secretaria de Estado das Obras Públicas, Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos.

Pereira, M.R. (1999) – "Hidrogeologia das rochas fracturadas da Terra Quente transmontana". Dissertação apresentada à Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, 299 pp.

Quintela, A. (1967) – "Recursos de águas superficiais em Portugal Continental". Dissertação apresentada ao Instituto Superior Técnico para a obtenção do grau de Doutor em Engenharia Civil, 276 pp.

Rawls, W.J. e Brakensiek, D.L. (1989) - "Estimation of soil water retention and hydraulic properties", in Morel-Seytoux, H.J. (ed.) "Unsaturated flow in hydrologic modeling". Fort Collins, USA. p 275-300.

Reis, M.E. (1993) - "Estudo Hidrogeológico das Formações do Lias-Dogger Situadas a Ocidente do Rio Arade (Algarve)". Lisboa, Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada.

Ribeiro, A. (1974) - "Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental". Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, Memória nº 24.

Rutledge, A.T.; Daniel, C.C. (1994) - "Testing and automated method to estimate ground-water recharge from streamflow records". *Ground Water*, 32 (2), pp. 180-189.

Samper, J.; Huguet, L.; Arés, J.; García, M.A. (1999) - "Manual del usuario del programa Visual Balan v. 1.0. Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga". Enresa, Publicación Técnica num. 05/99, 134 pp.

Shirmohammadi, A.; Knisel, W.G.; Sheridan, J.M. (1984) - "An approximate method for partitioning daily streamflow data". *Journal of Hydrology*, 74, pp. 335-354.

Silva, M.O. (1984) - "Hidrogeologia do Algarve Central". Lisboa, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia, Tese de Doutoramento.

Silva, M.J.B.L. (1988) - "Hidrogeologia do Miocénico do Algarve". Lisboa, Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia, Série Teses de Doutoramento e Mestrado, Secção de Geologia Económica e Aplicada.

Simões, M.M. (1998) - "Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do Cenozóico na Bacia do Baixo Tejo". Dissertação apresentada à Universidade Nova de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia, Vol. I, 270 pp.

Sloto, R.A.; Crouse, M.Y. (1996) - "HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis". U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4040, 46 pp: http://water.usgs.gov/cgi-bin/man_wrdapp?hysep (2000-08-29).

Sophocleous, M. (2000) - "From safe yield to sustainable development of water resources – the Kansas experience". *Journal of Hydrology*, 235, pp. 27-43.

S.R.O.A. (1965) - "Carta de capacidade de uso dos solos de Portugal. Bases e normas adoptadas na sua elaboração (Região a sul do Tejo)". Ministério da Economia, Secretaria de Estado da Agricultura, Serviço de Reconhecimento e de Ordenamento Agrário, 5ª Ed.

S.R.O.A. (1970) - "Carta dos Solos de Portugal. I Volume: Classificação e Caracterização Morfológica dos Solos". Ministério da Economia, Secretaria de Estado da Agricultura, Serviço de Reconhecimento e Ordenamento Agrário, Volume I, 6ª Ed.

S.R.O.A. (1971) - "Carta dos Solos de Portugal. Classificação e Caracterização dos Solos de Portugal. II Volume: Dados Analíticos das Unidades Pedológicas". Ministério da Economia, Secretaria de Estado da Agricultura, Serviço de Reconhecimento e Ordenamento Agrário, Volume II, 6ª Ed.

S.R.O.A. (1973) – "Carta dos solos de Portugal. II Volume: classificação e caracterização morfológica dos solos". Ministério da Economia, Secretaria de Estado da Agricultura, Serviço de Reconhecimento e Ordenamento Agrário, Volume II, 6ª Ed.

Till, R. (1980) - "Statistical Methods for the Earth Scientist - an Introduction", The Macmillan Press, 154 p.

Valente, F.; David, J.S.; Gash, J.H.C. (1997) – "Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models", *Journal of Hydrology*, 190, pp. 141-162.

Van Genuchten, M. T. (1980) - "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils." *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5): 892-898.

Velho, J.A.G.L. (1989) – "Hidrogeologia do Anticlinal de Verride". Lisboa, Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada.

Vermeulen, H., Lobo Ferreira, J.P., Oliveira, M.M., (1993) – "A method for estimating aquifer recharge in DRASTIC vulnerability mapping". Comunicação apresentada ao seminário "Águas Subterrâneas e Ambiente", realizado pela Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos (APRH) em Lisboa, em Maio de 1993.

Vermeulen, H., Lobo Ferreira, J.P., Oliveira, M.M., (1994) – "A method for estimating aquifer recharge in DRASTIC vulnerability mapping", in "Advances in Water Resources Technology and Management" (Ed. G. Tsakiris e M.A. Santos), "Proceedings of the Second European Conference on Advances in Water Resources Technology and Management", organizado pela European Water Resources Association, em Lisboa, no LNEC, em Junho de 1994. Rotterdam, A.A. Balkema.

Vieira da Silva, A.M. (1991) – "Hidrogeologia de uma Área do Sistema Aquifero Elvas-Vila Boim". Lisboa, Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada.

Wellings, S.R.; Bell, J.P. (1980) – "Movement of water and nitrate in the unsaturated zone of upper chalk near Winchester, Hants., England". *Journal of Hydrology*, Nr. 48, pp. 119-136.

Ye, W.; Bates, B.C.; Viney, N.R.; Sivapalan, M.; Jakeman, A.J. (1997) – "Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments", *Water Resources Research*, vol. 33(1), 153-166.

Zakharova, T.V.; Oliveira, M.M.; Lobo Ferreira, J.P. (2002) - "Estimation of the Maximum Amount of Water Available for Evapotranspiration and Selection of Runoff Curve Numbers for Groundwater Recharge Assessment", LNEC, Rel. 14/02-GIAS, January, 2002.

ANEXOS

Anexo 1 – Método de Penman-Monteith da FAO para o cálculo da evapotranspiração de referência e valores calculados para a estação meteorológica de Faro (Aeroporto)

Introdução

Para a avaliação da recarga dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira (secção 10.2) foi necessário calcular a evapotranspiração de referência para o período de quatro anos, de 1995/10/01 até 1999/09/30.

A evapotranspiração de referência foi calculada utilizando o método de Penman-Monteith da FAO (Allen *et al.*, 1998). A estação climatológica seleccionada foi a de Faro (Aeroporto), tendo-se utilizado duas fontes de informação: (1) os dados publicados no Boletim Meteorológico Diário, do Instituto de Meteorologia (IM), com observações de 6 em 6 horas; (2) os elementos facultados amavelmente pelo Instituto de Meteorologia. Estes elementos foram facultados em formato digital, com observações de 3 em 3 horas, no âmbito do Projecto POCTI/CTA/11204/98 - "Modelação Matemática de Fluxo em Aquíferos Costeiros Cársicos do Algarve e Avaliação do Impacte da Substituição do Abastecimento Público Actual por Águas de Barragens da Região" (Proc. LNEC 607/18/13730).

Os valores de evapotranspiração diária apresentados foram calculados no âmbito desse Projecto.

Cálculo da evapotranspiração de referência de acordo com o método de Penman-Monteith da FAO

O método de Penman-Monteith da FAO foi derivado a partir do método original de Penman-Monteith, e utilizando a resistência aerodinâmica e a resistência do coberto definidas para a superfície de referência da relva (Allen *et al.*, 1998):

$$ET_o = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad \text{Eq. 81}$$

sendo:

ET_o a evapotranspiração de referência (mm/d);

R_n a radiação útil na superfície do coberto vegetal (MJ/m²/d);

G a densidade do fluxo de calor do solo (MJ/m²/d);

T a temperatura diária média a 2 m de altitude (°C);

u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altitude (m/s);

e_s é a pressão do vapor de saturação (kPa);

e_a é a pressão de vapor (kPa);

$e_s - e_a$ é o défice da pressão do vapor de saturação (kPa);

Δ é a tangente da curva de pressão de vapor (kPa/°C);

γ é a constante psicrométrica (kPa/°C).

Apresentam-se seguidamente as equações que permitem o cálculo das diversas variáveis que compõem a equação (de acordo com Allen *et al.*, 1998). Note-se que todo o procedimento e as equações apresentadas têm a sua justificação, que não é aqui apresentada. Para compreender toda a lógica deste procedimento consulte-se Allen *et al.* (1998). As equações apresentadas são aquelas que permitem o cálculo da evapotranspiração de referência com os dados publicados no Boletim Meteorológico Diário, do IM, ou com os dados que nos foram fornecidos pelo IM.

- cálculo de Δ - tangente da curva de pressão de vapor (kPa/°C)

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e^{\circ}(T)}{(T + 237,3)^2} \quad \text{Eq. A- 1}$$

onde T é a temperatura média do ar (°C); $e^{\circ}(T)$ é a pressão do vapor de saturação à temperatura T (kPa)

- T - temperatura média do ar (°C)

$$T = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \quad \text{Eq. A- 2}$$

onde T_{\max} é a temperatura máxima do ar (°C); T_{\min} é a temperatura mínima do ar (°C);

- $e^{\circ}(T)$ - pressão do vapor de saturação à temperatura T (kPa)

$$e^{\circ}(T) = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}\right) \quad \text{Eq. A- 3}$$

- e_s - pressão do vapor de saturação (kPa)

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{\max}) + e^{\circ}(T_{\min})}{2} \quad \text{Eq. A- 4}$$

- e_a - pressão de vapor existente (kPa)

$$e_a = \frac{e^{\circ}(T_{\text{orvalho para } T_{\max}}) + e^{\circ}(T_{\text{orvalho para } T_{\min}})}{2} \quad \text{Eq. A- 5}$$

onde $T_{\text{orvalho para } T_{\max}}$ se refere à temperatura do ponto de orvalho para a pressão do vapor de ar que existe à temperatura T_{\max} (°C); $T_{\text{orvalho para } T_{\min}}$ se refere à temperatura do ponto de orvalho para a pressão do vapor de ar que existe à temperatura T_{\min} . A temperatura do ponto de orvalho é a temperatura a que seria necessário descer para que o ar ficasse saturado.

- γ - constante psicrométrica (kPa/°C)

$$\gamma = 0,000665 \cdot P \quad \text{Eq. A- 6}$$

sendo P a pressão atmosférica (kPa).

- u_2 - velocidade do vento a 2 m de altitude (m/s)

$$u_2 = u_z \cdot \frac{4,87}{\ln(67,8 \cdot z - 5,42)} \quad \text{Eq. A- 7}$$

sendo u_z a velocidade do vento medida à distância z da superfície do terreno (m/s).

- R_n - radiação útil na superfície do coberto vegetal (MJ/m²/d)

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad \text{Eq. A- 8}$$

sendo R_{ns} a radiação solar útil (MJ/m²/d); R_{nl} a radiação útil de onda longa (MJ/m²/d).

- R_{nl} – radiação útil de onda longa (MJ/m²/d)

$$R_{nl} = \sigma \cdot \left[\frac{(T_{\max} + 273,16)^4 + (T_{\min} + 273,16)^4}{2} \right] \cdot (0,34 - 0,14 \cdot \sqrt{e_a}) \cdot \left(1,35 \cdot \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad \text{Eq. A- 9}$$

sendo σ a constante de Stefan-Boltzmann = 4,903 . 10⁻⁹ MJ/K⁴/m²/d; R_s a radiação solar (MJ/m²/d); R_{so} a radiação solar que ocorreria se o céu estivesse limpo (MJ/m²/d).

- R_s – radiação solar (MJ/m²/d)

$$R_s = \left(a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a \quad \text{Eq. A- 10}$$

onde n é o número de horas de sol (h); N é o número máximo possível de horas de sol (h); R_a é a radiação extra-terrestre (MJ/m²/d); a_s e b_s são dois parâmetros (adimensionais), que devem ser calibrados para situações locais. No caso de não existir registos de n , a relação n/N pode ser aproximada a partir dos registos de nebulosidade (expressa em oitavos) da forma indicada no Quadro A- 1.

Quadro A- 1 – Relação entre a nebulosidade expressa em oitavos e a relação n/N

oitavos	0	1	2	3	4	5	6	7
n/N	0,95	0,85	0,75	0,65	0,55	0,45	0,35	0,15

Fonte: Doorenbos e Pruitt (1977)

- N – número máximo possível de horas de sol (h)

$$N = \omega_s \cdot 24 / \pi \quad \text{Eq. A- 11}$$

sendo ω_s o ângulo do sol à hora do pôr do sol (rad).

- ω_s – ângulo do sol à hora do pôr do solo (rad)

$$\omega_s = \arccos(-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)) \quad \text{Eq. A- 12}$$

onde φ é a latitude (rad); δ é a declinação solar (rad).

- δ – declinação solar (rad)

$$\delta = 0,409 \cdot \sin(2 \cdot \pi / 365 \cdot J - 1,39) \quad \text{Eq. A- 13}$$

onde J é o dia do ano desde 1 de Janeiro.

- a_s e b_s – parâmetros (adimensionais)

Com base em análise de regressão, Quintela (1967, in DGRAH, 1984) apresentou as seguintes equações para avaliar R_s a partir de R_a , em quatro estações meteorológicas portuguesas:

Porto (Serra do Pilar):	$R_s = (0,18 + 0,66 \cdot n/N) \cdot R_a$	Eq. A- 14
Coimbra:	$R_s = (0,27 + 0,55 \cdot n/N) \cdot R_a$	
Lisboa:	$R_s = (0,20 + 0,60 \cdot n/N) \cdot R_a$	
Faro:	$R_s = (0,10 + 0,80 \cdot n/N) \cdot R_a$	

Tendo em vista a determinação da ETo de referência em Portugal, para o cálculo da radiação solar em Portugal utilizaram-se as equações de Quintela (1967, in DGRAH, 1984) da seguinte forma:

- latitudes superiores a 41° N:	$R_s = (0,18 + 0,66 \cdot n/N) \cdot R_a$	Eq. A- 15
- latitudes entre 41° N e 39°30' N:	$R_s = (0,27 + 0,55 \cdot n/N) \cdot R_a$	
- latitudes entre 39°30' N e 38° N:	$R_s = (0,20 + 0,60 \cdot n/N) \cdot R_a$	
- latitudes inferiores a 38° N:	$R_s = (0,10 + 0,80 \cdot n/N) \cdot R_a$	

- R_{so} – radiação solar que ocorreria se o céu estivesse limpo (MJ/m²/d)

É calculada com a mesma fórmula que a utilizada para R_s , considerando $n/N = 1$

- R_a – radiação útil de onda longa (MJ/m²/d)

$$R_a = \frac{1440}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \quad \text{Eq. A- 16}$$

onde G_{sc} é a constante solar = 0,0820 MJ/m²/min; d_r é um parâmetro relacionado com a distância do céu à lua.

- d_r – parâmetro relacionado com a distância do céu à lua (adimensional)

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos(2 \cdot \pi / 365 \cdot J) \quad \text{Eq. A- 17}$$

- R_{ns} – radiação solar útil (MJ/m²/d)

$$R_{ns} = 0,77 \cdot R_s \quad \text{Eq. A- 18}$$

- G – densidade do fluxo de calor do solo (MJ/m²/d)

Para o caso de cálculos de evapotranspiração de referência diários ou de períodos de 10 dias, este valor é pequeno quando comparado com R_n . Por esse motivo Allen *et al.* (1998) sugerem que para estes períodos G pode ser desprezado.

Para o cálculo da evapotranspiração de referência mensal, utilizando valores médios mensais dos diversos parâmetros, G pode ser aproximado pela seguinte equação:

$$G = 0,14 (T_{mês} - T_{mês anterior}) \quad \text{Eq. A- 19}$$

sendo $T_{mês}$ a temperatura média do mês (°C) e $T_{mês anterior}$ a temperatura média do mês anterior (°C).

Evapotranspiração de referência calculada com os dados da estação de Faro (Aeroporto)

Com as séries completas de dados é possível proceder ao cálculo da evapotranspiração de referência diária de acordo com a Eq. 81. Os valores encontrados estão representados no Quadro A- 2

e na Fig. A-1. Os valores diários foram somados para calcular a série de evapotranspiração de referência mensal que se representa na Fig. A-2.

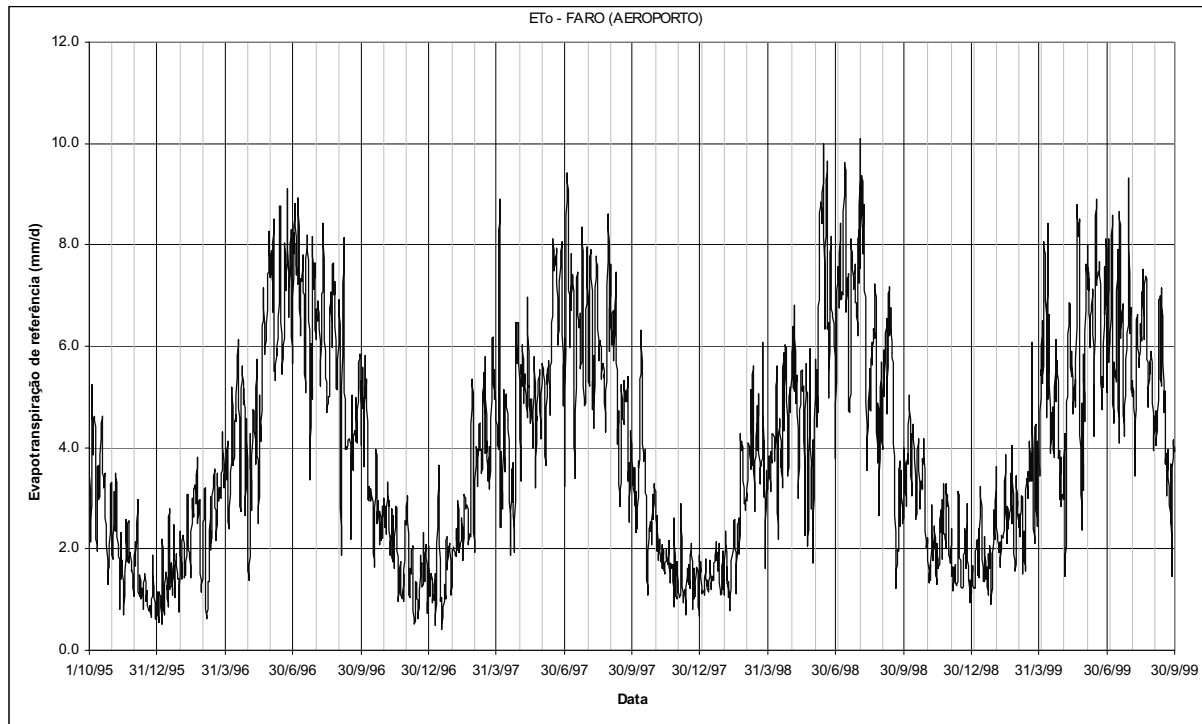


Fig. A-1 – Evapotranspiração de referência diária calculada para os dados registados na estação climatológica de Faro (Aeroporto)

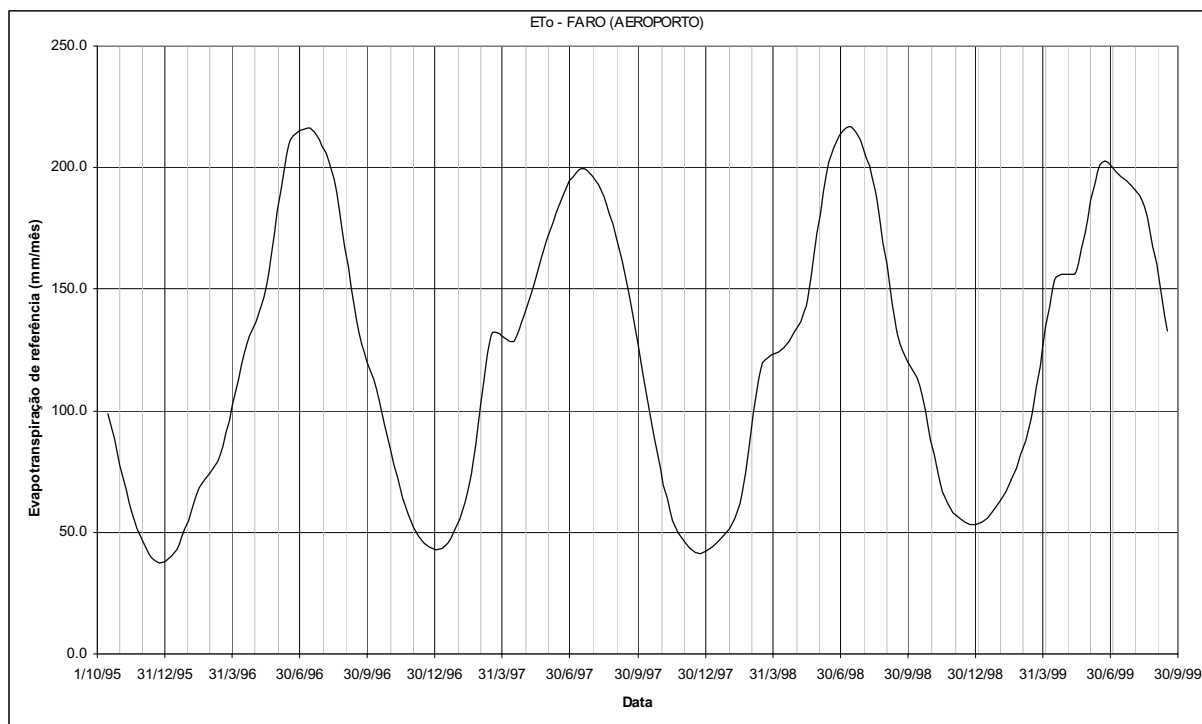


Fig. A-2– Evapotranspiração de referência mensal obtida a partir da evapotranspiração de referência diária para os dados registados na estação climatológica de Faro (Aeroporto)

Quadro A-2 – Valores de evapotranspiração de referência diários (mm) obtidos pelo método de Penman-Monteith a partir dos registros na estação climatológica de Faro (Aeroporto) – (Outubro 1995 / Setembro 1999)

ETO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31		
Outubro/95	3,78	2,58	2,16	3,24	5,26	3,88	4,41	4,62	4,06	2,80	1,96	3,51	3,66	2,98	3,06	3,37	4,63	3,74	3,34	3,34	3,50	2,88	2,32	1,33	1,48	1,65	1,72	2,54	3,21	3,32			
Novembro/95	2,09	1,83	3,10	2,56	2,36	3,48	3,17	2,61	1,93	1,65	0,81	2,31	1,40	1,77	1,76	1,22	0,71	1,27	2,34	2,59	1,76	2,36	2,52	1,75	1,93	1,57	1,59	1,52	1,46	1,08			
Dezembro/95	1,48	2,15	1,67	2,33	2,94	1,32	1,08	1,49	1,32	1,03	1,23	0,80	1,15	1,45	1,52	1,35	0,97	1,18	0,99	0,79	0,89	0,65	0,99	1,06	1,88	1,05	0,87	0,71	0,60	0,90			
Janeiro/96	1,16	0,93	0,55	1,15	0,98	0,56	2,16	1,89	0,93	0,70	1,00	1,55	1,21	1,28	0,88	2,15	2,75	1,19	1,30	1,73	1,10	2,46	1,92	1,05	1,49	1,80	1,89	1,41	1,40	0,74	1,75		
Fevereiro/96	2,35	1,41	1,95	2,27	1,84	1,42	1,50	1,54	2,06	2,99	3,07	2,03	1,94	1,44	1,72	2,92	3,00	2,64	2,99	3,25	2,89	2,96	3,80	2,52	2,76	2,88	2,98	2,05	1,15				
Março/96	1,89	2,48	2,59	3,13	3,21	1,21	0,63	1,09	1,32	1,35	1,56	3,03	2,01	2,34	3,57	2,94	2,72	2,17	2,62	3,50	2,94	3,21	3,13	3,00	3,54	3,54	4,31	3,54	3,31				
Abril/96	3,68	3,37	3,63	4,09	2,78	2,40	2,44	3,30	4,13	5,18	4,61	3,68	3,91	4,31	4,65	5,63	5,64	6,14	5,15	4,35	3,19	2,78	4,45	5,61	4,86	5,16	4,56	2,68	3,70	4,57			
Maior/96	3,45	2,08	1,40	2,63	4,27	2,78	3,29	4,38	4,75	4,73	3,67	4,35	5,75	3,71	3,76	5,51	5,04	4,11	5,53	6,23	6,60	7,13	6,22	5,85	6,25	7,15	7,42	7,46	8,26	7,38			
Junho/96	7,62	7,86	6,71	7,26	8,46	5,49	5,53	5,32	5,95	5,80	6,33	7,45	8,77	8,77	7,11	6,00	5,44	5,91	6,53	8,01	7,72	7,10	7,91	9,08	6,57	6,61	7,71	8,26	6,72	5,85			
Julho/96	5,69	8,21	7,83	8,81	7,45	8,04	7,26	8,90	8,13	7,49	6,21	7,33	7,29	7,81	7,23	6,91	6,12	5,12	6,95	8,19	7,00	6,72	6,07	3,37	5,21	6,06	5,00	8,11	7,11	7,64	6,69		
Agosto/96	6,12	6,73	6,51	6,89	6,53	6,68	6,25	6,33	7,03	7,08	8,44	7,43	6,80	5,45	5,19	4,68	4,96	5,01	6,18	7,07	5,97	7,50	7,64	7,05	7,02	7,25	5,46	5,18	5,14	6,92			
Setembro/96	6,92	6,21	4,23	1,88	4,10	6,35	8,13	5,43	4,84	3,98	4,03	3,96	4,04	4,10	4,18	3,87	2,22	5,02	3,61	3,56	4,03	4,34	4,14	4,99	4,09	4,20	5,29	5,40	5,80	4,04			
Outubro/96	5,32	4,78	5,58	4,31	3,68	5,79	4,97	5,31	3,59	3,04	2,95	3,23	2,96	3,19	3,02	2,78	2,28	1,63	2,14	3,49	3,96	3,78	2,53	2,94	2,08	2,73	2,65	2,16	2,85	2,21	3,00		
Novembro/96	2,43	2,83	2,29	2,34	3,29	3,30	2,83	2,95	1,88	2,79	1,98	1,76	2,65	1,83	1,65	2,84	2,82	2,14	1,74	1,00	1,23	1,40	1,74	1,28	1,01	1,51	0,99	2,26	2,56	2,55			
Dezembro/96	2,47	3,03	1,50	1,25	1,05	1,63	1,51	1,77	2,03	1,19	0,52	0,76	1,36	1,32	1,03	1,00	0,63	0,97	1,84	1,56	1,72	1,24	1,30	2,33	1,39	1,60	2,10	1,18	0,72	1,27	2,06		
Janeiro/97	1,12	1,08	1,51	1,20	0,95	1,11	1,00	1,52	0,50	1,09	1,57	2,71	3,66	2,67	1,57	0,98	1,05	0,43	0,76	1,15	1,30	1,05	1,97	2,25	1,58	1,93	1,93	2,10	1,37	1,09	1,33		
Fevereiro/97	1,94	2,00	2,04	1,90	1,86	2,40	1,99	2,91	2,72	1,97	2,11	2,23	2,61	2,31	1,76	2,41	3,07	2,96	2,79	2,86	2,63	2,09	2,26	2,29	2,24	3,37	5,31	4,40					
Março/97	2,99	1,84	2,77	3,85	4,01	3,96	3,23	4,41	4,50	3,95	3,97	3,48	3,57	4,39	5,47	3,88	5,78	3,95	4,12	3,42	3,34	4,02	3,19	3,71	6,08	6,09	6,18	5,88	4,87	5,53	4,69		
Abril/97	4,25	4,15	4,00	6,69	8,73	2,43	2,43	3,91	2,80	5,08	4,50	3,53	4,93	5,05	4,99	4,53	3,78	3,72	2,11	1,90	3,55	3,26	2,93	3,67	1,92	4,42	6,44	5,67	6,47	6,47			
Maior/97	6,30	4,92	3,35	5,61	5,22	6,02	5,58	4,87	5,46	4,89	4,62	6,97	5,18	5,20	4,49	4,92	4,96	3,98	4,44	5,03	5,80	4,96	3,20	4,62	4,54	5,23	5,52	5,36	4,18	4,82			
Junho/97	5,27	5,65	5,55	4,94	4,14	3,65	4,10	5,42	5,26	5,70	4,65	5,38	5,79	6,42	6,75	8,08	7,84	7,67	7,93	7,73	6,69	6,03	6,44	6,77	7,78	8,05	7,03	5,51	4,84				
Julho/97	6,12	3,24	7,49	7,63	9,38	8,44	7,31	6,92	6,00	7,82	6,72	7,42	6,49	4,88	3,46	5,99	5,59	7,13	7,47	6,97	6,36	6,62	5,55	5,76	8,30	7,34	5,76	4,83	5,01	6,47	6,97		
Agosto/97	7,94	6,28	5,47	5,25	7,37	7,87	6,10	4,75	5,81	4,39	5,52	6,36	7,76	7,22	6,97	5,74	5,88	6,10	6,06	6,00	5,35	5,66	5,37	5,44	4,33	4,74	5,42	5,58	6,68	6,97	5,90		
Setembro/97	7,60	6,89	6,03	6,55	6,67	5,71	6,51	7,45	5,98	5,39	4,07	4,72	3,91	2,84	4,04	5,22	4,85	4,75	4,47	5,32	4,90	5,11	4,92	5,35	3,37	3,70	2,52	3,76	4,33	3,92			
Outubro/97	3,25	3,60	2,86	3,59	2,31	3,14	2,39	3,73	3,59	3,77	5,20	5,46	6,31	5,46	4,51	3,77	3,93	3,21	2,96	1,87	1,09	1,47	2,39	2,53	2,35	2,54	2,08	3,09	2,58	3,00	3,30		
Novembro/97	3,04	1,96	2,67	1,96	1,78	2,20	2,20	1,76	2,07	1,63	1,99	1,72	1,50	1,68	1,77	1,98	1,69	2,15	2,03	1,34	1,72	1,69	1,60	1,69	0,88	2,60	1,35	1,18	1,05	1,75			
Dezembro/97	1,24	1,26	1,03	1,09	2,91	1,73	1,40	1,13	0,94	1,20	0,71	0,87	1,61	1,54	1,30	1,69	1,22	1,51	2,10	1,24	0,81	1,61	1,03	1,24	1,07	1,64	1,39	1,21	0,72	1,86	1,53		
Janeiro/98	1,74	1,12	1,17	1,15	1,21	1,09	1,77	1,59	1,29	1,39	1,15	1,77	1,70	1,40	1,27	1,37	1,39	1,65	1,80	2,13	1,76	1,93	1,56	2,11	1,62	1,10	1,20	1,28	1,28	1,95	1,19		
Fevereiro/98	1,46	1,12	2,35	1,42	1,64	1,05	1,35	0,96	0,78	1,33	1,67	1,89	2,17	2,46	2,59	2,14	1,85	1,13	2,39	2,61	1,91	2,48	4,26	3,95	4,13	3,96	3,81	2,88					
Março/98	2,90	2,77	3,10	2,85	3,52	4,09	4,02	3,60	5,14	3,65	5,05	5,60	4,55	2,77	3,47	3,99	4,82	3,95	5,02	4,55	3,31	3,47	3,70	3,79	6,07	3,08	4,11	2,21	1,64	3,49	3,09		
Abril/98	3,19	3,82	3,84	3,12	3,89	3,71	4,28	4,26	4,11	3,73	4,25	4,58	5,58	3,67	2,18	3,71	4,56	3,61	3,97	3,24	4,87	5,88	4,34	5,99	5,88	5,76	3,97	3,44	3,70	4,64			
Maior/98	5,19	4,71	5,63	6,40	5,45	5,14	6,82	5,27	4,87	5,37	3,29	2,99	3,80	4,51	4,97	5,46	5,53	5,12	5,21	3,1	3,68	5,61	5,15	5,09	2,11	2,77	5,87	5,00	3,09	2,79	4,13		
Junho/98	1,72	4,04	5,73	5,74	4,42	5,52	4,73	6,47	7,03	8,22	8,85	8,48	8,42	9,64	9,97	6,42	7,06	8,80	9,54	6,35	6,46	4,99	6,26	7,28	8,17	6,99	6,58	6,37	6,35	5,50			
Julho/98	3,78	6,24	6,48	7,56	6,76	7,07	8,41	6,91	6,93	7,07	7,01	7,59	9,59	8,99	6,74	7,12	7,13	7,42	4,81	4,70	5,70	8,05	7,64	7,78	7,23	7,12	7,61	6,89	6,87	6,24	7,64		
Agosto/98	8,30	7,30	10,10	7,53	9,30	8,96	7,83	8,80	7,45	6,84	6,26	3,57	3,81	4,65	5,56	4,79	4,72	5,28	6,08	5,65	6,33	6,19	2,22	6,81	5,25	3,70	4,87	4,72	2,66	4,63	5,68		
Setembro/98	4,43	3,96	4,19	5,93	5,00	5,91	6,50	4,66	6,23	6,75	7,14	6,21	6,28	6,77	5,87	5,54	4,90	3,33	3,16	2,06	1,23	1,99	1,95	3,17	3,71	2,46	3,22	3,52	2,52	2,85			
Outubro/98	3,95	3,68	3,47	2,85	3,41	3,89	3,70	5,04	3,93	3,96	3,06	4,27	4,21	4,47	3,77	3,08	2,99	3,77	3,56	4,18	3,78	3,31	2,78	3,34	3,18	3,78	3,67	4,17	3,35	2,73	2,06		
Novembro/98	2,23	2,10	1,43	1,32	1,70	1,39	2,19	2,88	1,79	2,46	2,42	2,21	1,82	1,32	1,21	1,62	1,91	2,29	2,75	2,31	2,87	3,11	2,28	2,31	2,28	2,04	3,25	2,83	3,07	2,71			
Dezembro/98	2,19	1,73	2,41	1,48	1,64	1,17	1,44	1,51	1,70	1,43	1,27	1,53	1,34	3,03	1,90	1,77	1,33	1,21	1,27	1,83	1,93	2,39	2,21	1,61	2,88	2,02	1,56	0,95	1,39	1,24	1,13		
Janeiro/99	1,66	1,34	1,23	1,24	1,85	2,01	2,15	2,19	1,49	2,40	1,44	3,23	2,22	1,94	1,64	1,41	1,35	2,23	2,44	1,64	1,51	1,10	1,91	1,61	2,07	1,89	0,92	1,45	2,75	2,35	2,28		
Fevereiro/99																																	

Anexo 2 - Parâmetros a utilizar para o cálculo da evapotranspiração real de acordo com o método de Penman-Monteith da FAO, em função da ocupação do solo

A tabela que se apresenta nas páginas seguintes resulta da junção das seguintes tabelas publicadas em Allen *et al.* (1998):

- Tabela 11 - Duração dos estádios de desenvolvimento para vários períodos de plantação e regiões climáticas (dia).
- Tabela 12 - Coeficientes culturais simples (ponderados pelo tempo), K_c , e média das alturas máximas das plantas, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (RHmin aprox. 45%, u_2 aprox. 2 m/s) para utilizar na E_{To} calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO
- Tabela 17 - Coeficientes culturais basais, K_{cb} , para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (RHmin aprox. 45%, u_2 aprox. 2 m/s) para utilizar na E_{To} calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO
- Tabela 22 - Intervalos de profundidade máxima efectiva das raízes das plantas (r_p), e fracção de depleção de água do solo para culturas comuns sem stress (p)

Tabela e título em Allen et al. (1998) →		Tabela 11 (*) - Duração dos estádios de desenvolvimento* para vários períodos de plantação e regiões climáticas (dia)										Tabela 12 - Coeficientes culturais simples (ponderados pelo tempo), Kc, e média das alturas máximas das plantas, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (Rhimin aprox. 45%, u2 aprox. 45%, u2 aprox. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 17 - Coeficientes culturais básicos, Kcb, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (Rhimin aprox. 45%, u2 aprox. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 22 - Intervalos de profundidade máxima efectiva das raízes das plantas (rp) e fracção de depleção de água do solo para culturas comuns sem stress (p)	
Nome (em português)	Nome referido em Allen et al. (1998)	Inicial (L _{ini})	Desenvolvimento (L _{dev})	Médio (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Plantação	Região	Kc inicial (f)	Kc médio	Kc final	Altura máxima da cultura	Kcb inicial (31)	Kcb médio (31)	Kcb final (31)	Profundidade máxima das raízes (m) (66)	p: Fracção de depleção (57) (para ET = 5 mm/day)				
a. Pequenos vegetais																					
brocólo	Broccoli	35	45	40	15	135	Set	Calif. Desert, EUA	0.7	1.05	0.95	0.3	0.15	0.95	0.85	0.4-0.6	0.45				
couve de bruxelas	Brussel Sprouts	40	60	50	15	165	Set	Calif. Desert, EUA	1.05	1.05	0.95	0.4	0.95	0.85	0.4-0.6	0.45					
couve	Cabbage	20	30	50/30	20	100	Out/Jan	Clima árido	1.05	1.05	0.95	0.4	0.95	0.85	0.5-0.8	0.45					
cenoura	Carrots	30	40	60	20	150	Fev/Mar	Mediterrâneo	1.05	1.05	0.95	0.3	0.95	0.85	0.5-1.0	0.35					
couve-flor	Cauliflower	30	50	40	15	140	Set	Calif. Desert, EUA	1.05	1.05	0.95	0.4	0.95	0.85	0.4-0.7	0.45					
alpo	Celery	25	40	95	20	180	Out	(Semi) Árido	1.05	1.05	0.95	0.6	0.95	0.9	0.3-0.5	0.2					
crucíferas (1)	Crucifers (1)	20	30	20	10	80	Jan	(Semi) Árido	1.05	1.05	1	0.6	0.95	0.9	0.3-0.5	0.2					
alho	Garlic	30	35	90	40	195	Out/Nov	Mediterrâneo	1	1	0.7	0.3	0.9	0.9	0.6	0.3-0.5	0.3				
alface	Lettuce	20	30	15	10	75	Abr	Mediterrâneo	1	1	0.95	0.3	0.9	0.9	0.9	0.3-0.5	0.3				
cebola (seca)	Onion (dry)	20	35	110	45	210	Out/Jan	Região Árida, Calif.	1.05	1.05	0.75	0.4	0.95	0.65	0.3-0.6	0.3					
cebola (verde)	Onion (green)	20	45	20	10	95	Out	Região Árida	1	1	1	0.3	0.9	0.9	0.3-0.6	0.3					
cebola (semente)	Onion (seed)	20	55	55	40	180	Mar	Calif. - EUA	1.05	1.05	0.8	0.5	1.05	0.7	0.3-0.6	0.35					
espinafre	Spinach	20	20	15/25	5	60/70	Abr, Set/Out	Calif. Desert, EUA	1	1	0.95	0.3	0.9	0.85	0.3-0.5	0.2					
rabanete	Radish	5	10	15	5	35	Mar/Abr	Medit. - Europa	0.9	0.9	0.85	0.3	0.85	0.75	0.3-0.5	0.3					
b. Vegetais (Solanaceae)																					
beringela	Egg plant	30	40	40	20	130	Out	Região Árida	0.6	1.15	0.8	0.8	0.15	1.1	0.7						
pimento	Sweet peppers (bell)	30	45	40	25	40	Mai/Jun	Mediterrâneo	1.05	1.05	0.9	0.8	1	1	0.8	0.7-1.2	0.45				
tomate	Tomato	25/30	35	40	20	125	Abr/Jun	Europa e Medit.	1.05 (7)	1.05 (7)	0.9	0.7	1.00 (32)	0.8	0.8	0.5-1.0	0.3				
c. Vegetais (Cucurbitaceae)																					
melaço	Cantaloupe	20	30	35	10	120	Jan	Calif. - EUA	0.5	1	0.8	0.3	0.15	0.95	0.7						
pepino	Cucumber	20	30	40	15	105	Jun/Ago	Região Árida	0.6	1.00 (7)	0.75	0.3	0.95 (32)	0.7	0.7-1.2	0.5					
pepino - mercado fresco	Cucumber - Fresh Market	25	35	50	20	130	Nov. - Fev	Região Árida	0.5	1	0.9	0.3	0.95	0.8	0.7-1.2	0.5					
pepino - colheita mecânica	Cucumber - Machine harvest	20	30	30	20	100	Mar, Ago	Mediterrâneo	0.5	1	0.8	0.4	0.95	0.7	1.0-1.5	0.35					
abóbora de Inverno	Pumpkin, Winter squash	25	35	25	15	120	Jun	Europa	1	1	0.8	0.4	0.95	0.7	1.0-1.5	0.35					
abóbora	Squash, Zucchini	20	30	25	15	100	Abr, Dez	Medit. - Reg. Árida	0.95	0.95	0.75	0.3	0.9	0.7	0.6-1.0	0.5					
melão	Sweet melons	25	35	40	20	140	Mai	Mediterrâneo	1.05	1.05	0.75	0.4	1	0.7	0.8-1.5	0.4					
melancia	Water melons	15	40	65	15	135	Mar	Calif. - EUA	1	1	0.75	0.4	1	0.7	0.8-1.5	0.4					
		30	45	65	20	160	Dez/Jan	Calif. Desert, EUA	0.4	1	0.75	0.4	0.95	0.7	0.8-1.5	0.4					
		20	30	30	30	110	Abr	Itália													
		10	20	20	30	80	Mar/Ago	Proximo Oriente (deserto)													

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Tabela e título em Allen et al. (1998) ->		Tabela 11 (*) - Duração dos estádios de desenvolvimento* para vários períodos de plantação e regiões climáticas (dia)										Tabela 12 - Coeficientes culturais simples (ponderados pelo tempo), Kc, e média das alturas máximas das plantas, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (RHmin aprox. 45%, u2 aprox. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 17 - Coeficientes culturais basais, Kcb, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (RHmin aprox. 45%, u2 aprox. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 22 - Intervalos de profundidade máxima efectiva das raízes das plantas (rp) e fracção de depleção de água do solo para culturas comuns sem stress (p)	
Nome (em português)	Nome referido em Allen et al. (1998)	Inicial (L _{ini})	Desenvolv Inimto (L _{dev})	Médio (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Plantação	Região	Kc inicial (6)	Kc médio	Kc final	Altura máxima da cultura	Kcb inicial (31)	Kcb médio (31)	Kcb final (31)	Profundidade máxima das raízes (m) (36)	p, Fracção de depleção (57) (para ETo = 5 mm/day)				
d. Tubérculos	d. Roots and Tubers																				
beterraba	Beets, table	15	25	20	10	70	Abr/Mai	Mediterrâneo	0.5	1.1	0.95	0.4	0.15	1	0.85	0.6-1.0	0.5				
mandioca: ano 1	Cassava: year 1	25	30	25	10	90	Fev/Mar	Mediterrâneo & Árida	0.3	1.05	0.95	0.4	0.15	0.95	0.85	0.6-1.0	0.5				
mandioca: ano 2	Cassava: year 2	20	40	90	60	210	Estação da chuva	Regiões Tropicais	0.3	0.80 (8)	0.3	1	0.70 (33)	0.2	0.2	0.5-0.8	0.35				
chervónia	Parsnip	150	40	110	80	360			0.3	1.1	0.5	1.5		1	0.45	0.7-1.0	0.4				
									0.5	1.05	0.95	0.4		0.95	0.85	0.5-1.0	0.4				
batata	Potato	25	30	30/45	30	115/130	Jan/Nov	Clima (Semi) Árido		1.15	0.75 (9)	0.6		1.1	0.65 (34)	0.4-0.6	0.35				
		25	30	45	30	130	Mai	Clima Continental													
		30	35	50	30	145	Abr	Europa													
		45	30	70	20	165	Abr/Mai	Idaho, EUA													
		30	35	50	25	140	Dez	Calif. Desert, EUA													
batata doce	Sweet potato	20	30	60	40	150	Abr	Mediterrâneo		1.15	0.65	0.4		1.1	0.55	1.0-1.5	0.65				
		15	30	50	30	125	Est. chuva	Regiões Tropicais						1	0.85	0.5-1.0	0.5				
Turnip (and Rutabaga)		30	45	90	15	180	Mar	Calif., EUA													
		25	30	90	10	155	Jun	Calif., EUA													
		25	65	100	65	255	Set	Calif. Desert, EUA													
beterraba de açúcar	Sugarbeet	50	40	50	40	180	Abr	Idaho, EUA	0.35	1.2	0.70 (10)	0.5		1.15	0.50 (35)	0.7-1.2	0.55 (68)				
		25	35	50	50	160	Mai	Mediterrâneo													
		45	75	80	30	230	Nov	Mediterrâneo													
		35	60	70	40	205	Nov	Região Árida													
e. Legumes (Leguminosae)	e. Legumes (Leguminosae)																				
feijão (verde)	Beans (green)	20	30	30	10	90	Fev/Mar	Calif., Mediterraneo	0.4	1.15	0.55	0.4	0.15	1.1	0.5						
		15	25	25	10	75	Ago/Set	Calif., Egipto, Líbano	0.5	1.05 (7)	0.9	0.4		1.00 (32)	0.8	0.5-0.7	0.45				
feijão (seco)	Beans (dry)	20	30	40	20	110	Mai/Jun	Climas Continentais						1.10 (32)	0.25	0.6-0.9	0.45				
		15	25	35	20	95	Jun	Paquistão, Calif.	0.4	1.15 (7)	0.35	0.4									
		25	25	30	20	100	Jun	Idaho, EUA													
feijão, lima	Beans, lima, large vines																				
grão de bico	Chick pea																				
faveira	Faba bean, broad bean	15	25	35	15	90	Mai	Europa		1	0.35	0.4		0.95	0.25	0.8-1.2	0.45				
faveira, seca	- dry	20	30	35	15	100	Mai/Abr	Mediterrâneo													
faveira, verde	- green	90	45	40	60	235	Nov	Europa	0.5	1.15 (7)	0.3	0.8		1.10 (32)	0.2	0.5-0.7	0.45				
faveira, fresca	- fresh	90	45	40	0	175	Nov	Europa	0.5	1.15 (7)	1.1	0.8		1.10 (32)	1.05	0.5-0.7	0.45				
grabanço (??)	Grabanço								0.4	1.15	0.35	0.8		1.05	0.25	0.6-1.0	0.45				
										0.60-0.35 (11)		0.4		1	0.55-0.25 (36)	0.6-1.0	0.45				
grão de bico, feijão frade	Green gram, cowpeas	20	30	30	20	110	Mar	Mediterrâneo													
		25	35	45	25	130	Estação seca	África Ocidental													
amendoim	Groundnut (peanut)	35	35	35	35	140		Latitudes altas													
		35	45	35	25	140	Mai/Mai/Jun	Mediterrâneo		1.15	0.6	0.4		1.1	0.5	0.5-1.0	0.5				
lentilha	Lentil	20	30	60	40	150	Abr	Europa						1.05	0.2	0.6-0.8	0.5				
		25	35	70	40	170	Out/Nov	Região Árida													
ervilha	Peas	15	25	35	15	90	Mai	Europa													
ervilha - fresca	Peas - fresh	20	30	35	15	100	Mar/Abr	Mediterrâneo													
ervilha - seca/semente	Peas - dry/seed	35	25	30	20	110	Abr	Idaho, EUA	0.5	1.15 (7)	1.1	0.5		1.10 (32)	1.05	0.6-1.0	0.35				
										1.15	0.3	0.5		1.1	0.2	0.6-1.0	0.4				
soja	Soybeans	15	15	40	15	85	Dez	Tropicais													
		20	30/35	60	25	140	Mai	EUA Central		1.15	0.5	0.5-1.0		1.1	0.3	0.6-1.3	0.5				
		20	25	75	30	150	Jun	Japão													
f. Vegetais perenes (com dormência no inverno e solo inicialmente nu ou com mulch)	f. Perennial Vegetables (with winter dormancy and initially bare or mulched soil)																				
alcachofra	Artichoke	40	40	250	30	360	Abr (1º ano)	California	0.5	1	0.8	0.7		0.95	0.9	0.6-0.9	0.45				
		20	25	250	30	325	Mar (2º ano)	(corte em Maio)	0.5	1	0.95	0.7	0.15	0.95	0.9	0.6-0.9	0.45				
espargos	Asparagus	50	30	100	50	230	Fev	Inverno quente	0.5	0.95 (12)	0.3	0.2-0.8	0.15	0.90 (37)	0.2	1.2-1.8	0.45				
hortelã	Mint	90	30	200	45	365	Fev	Mediterrâneo	0.6	1.15	1.1	0.6-0.8	0.4	1.1	1.05	0.4-0.8	0.4				
morangos	Strawberries								0.4	0.85	0.75	0.2	0.3	0.8	0.7	0.2-0.3	0.2				

Tabela e título em Allen et al. (1998) ->		Tabela 11 (*) - Duração dos estágios de desenvolvimento* para vários períodos de plantação e regiões climáticas (dia)										Tabela 12 - Coeficientes culturais simples (ponderados pelo tempo), Kc, e média das alturas máximas das plantas, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (R-Hmin approx. 45% u2 approx. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO					Tabela 17 - Coeficientes culturais basais, Kcb, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (R-Hmin approx. 45% u2 approx. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 22 - Intervalos de profundidade máxima efectiva das raízes das plantas (p), e fracção de depleção de água do solo para culturas comuns sem stress (p)	
Nome (em português)	Nome referido em Allen et al. (1998)	Inicial (L _{ini})	Desenvolvimento (L _{dev})	Médio (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Plantação	Região	Kc inicial (6)	Kc médio	Kc final	Altura máxima da cultura	Kcb inicial (31)	Kcb médio (31)	Kcb final (31)	Profundidade máxima das raízes (m) (56)	p: Fracção de depleção (57) (para ET ≈ 5 mm/day)					
g. Culturas de fibras	g. Fibre Crops								0.35				0.15									
algodão	Cotton	30	50	60	55	195	Mar/Mai	Egípcio; Paquistão/Calif. Calif. Desert. EUA		1.15-1.20	0.70-0.50	1.2-1.5		1.10-1.15	0.50-0.40	1.0-1.7	0.65					
linho	Flax	30	50	55	45	180	Set	Írlandês		1.1	0.25	1.2		1.05	0.2	1.0-1.5	0.5					
sisal (13, 38)	Sisal (13, 38)	30	40	100	50	220	Out	Europa Arizona		0.4-0.7	0.4-0.7	1.5		0.4-0.7	0.4-0.7	0.5-1.0	0.8					
h. Culturas oleaginosas	h. Oil Crops								0.35	1.15	0.35		0.15	1.1	0.25							
ricino	Castor beans	25	40	65	50	180	Mar	Climas (Semi) Áridos		1.15	0.55	0.3		1.1	0.45	1.0-2.0	0.5					
nabo	Rapeseed, Canola	20	40	50	25	135	Nov	Indonésia		1.0-1.15 (14)	0.35	0.6		0.95-1.10 (39)	0.25	1.0-1.5	0.6					
açafroa	Safflower	20	35	45	25	125	Abr	Califomia, EUA		1.0-1.15 (14)	0.25	0.8		0.95-1.10 (39)	0.2	1.0-2.0	0.6					
sésamo	Sesame	20	30	40	20	100	Out/Nov	Região Árida		1.1	0.25	1		1.05	0.2	1.0-1.5	0.6					
girassol	Sunflower	25	35	45	25	130	Abr/Mai	Medit.; California		1.0-1.15 (14)	0.35	2		0.95-1.10 (39)	0.25	0.8-1.5	0.45					
i. Cereais	i. Cereals								0.3	1.15	0.4		0.15	1.1	0.25							
cevada/aveia/trigo	Barley/Oats/Wheat	15	25	50	30	120	Nov	Índia Central		1.15	0.25	1		1.1	0.15	1.0-1.5	0.55					
trigo de primavera	Spring Wheat	20(2)	50(2)	70	30	180	Dez	Calif., EUA		1.15	0.25-0.4 (15)	1		1.1	0.15-0.3 (40)	1.0-1.5	0.55					
trigo de inverno	Winter Wheat	30	140	40	30	240	Nov	Mediterrâneo														
cereais (pequeno)	- com solos gelados - sem solos gelados	160	75	75	25	335	Out	Idaho, EUA	0.4	1.15	0.25-0.4 (15)	1	0.15-0.5 (41)	1.1	0.15-0.3 (40)	1.5-1.8	0.55					
	- with frozen soils - with non-frozen soils								0.7													
milho	Maize (grain)	20	30	40	30	150	Abr	Mediterrâneo		1.2	0.60-0.35 (16)	2		1.15	0.50-0.15 (42)	1.0-1.7	0.55					
milho (doce)	Maize (sweet)	25	35	65	40	165	Out/Nov	Paquistão, Reg. Áridas		1.15	1.05 (17)	1.5		1.1	1.00 (43)	0.8-1.2	0.5					
milho-miúdo	Millet	20	30	40	30	140	Jun	Índia (seco, frio)		1	0.3	1.5		0.95	0.2	1.0-2.0	0.55					
sorgo	Sorghum	20	35	40	30	130	Mar/Jun	EUA Central		1.00-1.10	0.55	1-2		0.95-1.05	0.35	1.0-2.0	0.55					
arroz	Rice	30	30	60	30	150	Dez, Mai	Trópicos; Mediterrâneo	1.05	1.2	0.90-0.60	1	1	1.15	0.70-0.45	0.5-1.0	0.20 (59)					

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Tabela e título em Allen et al. (1998) ->		Tabela 11 (*) - Duração dos estádios de desenvolvimento* para vários períodos de plantação e regiões climáticas (dias)										Tabela 12 - Coeficientes culturais simples (ponderados pelo tempo), Kc, e média das alturas máximas das plantas, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (R-Hmin aprox. 45%, u2 aprox. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO					Tabela 17 - Coeficientes culturais basais, Kcb, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (R-Hmin aprox. 45%, u2 aprox. 2 m/s) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 22 - Intervalos de profundidade máxima efectiva das raízes das plantas (rp) e fracção de depleção de água do solo para culturas comuns sem stress (p)	
Nome (em português)	Nome referido em Allen et al. (1998)	Inicial (L _{ini})	Desenvolvimento (L _{dev})	Médio (L _{mid})	Final (L _{fin})	Total	Plantação	Região	Kc inicial (6)	Kc médio	Kc final	Altura máxima da cultura	Kcb inicial (31)	Kcb médio (31)	Kcb final (31)	Profundidade máxima das raízes (m) (56)	p. Fracção de depleção (57) (para ET = 5 mm/day)					
J. Forragens																						
alfalfa, temporada total (4)	Alfalfa, total season (4)	10	30	var.	var.	var.		último-4°C na primavera primeiro -4°C no out.														
-efeitos de corte médios	- averaged cutting effects								0.4	0.95 (18)	0.9											
-efeitos de corte individuais	- individual cutting periods								0.40 (19)	1.20 (19)	1.15 (19)	0.7	0.30 (44)	1.15 (44)	1.10 (44)	1.0-2.0	0.55					
-para sementes	- for seed								0.4	0.5	0.5	0.7	0.3	0.45	0.45	1.0-3.0	0.6					
alfalfa (4), 1º ciclo	Alfalfa (4) 1 st cutting cycle	10	20	20	10	60	Jan Abr (último-4°C)	Calif., EUA.														
alfalfa (4), outros ciclos	Alfalfa (4), other cutting cycles	10	30	25	10	75	Mar	Idaho, EUA.														
erva das Bermudas para semente	Bermuda for seed	5	10	10	5	30	Jun	Idaho, EUA.														
erva das Bermudas para feno (vários cortes)	Bermuda for hay (several cuttings)	10	25	35	35	105	Mar	Calif. Desert, EUA.	0.35	0.9	0.65	0.4	0.15	0.85	0.6	1.0-1.5	0.6					
trevo de Alexandria, Bersim	Clover hay, Berseem	10	15	75	35	135	---	Calif. Desert, EUA.	0.55	1.00 (18)	0.85	0.35	0.5	0.95 (45)	0.8	1.0-1.5	0.55					
-efeitos de corte médios	- averaged cutting effects								0.4	0.90 (18)	0.85	0.6				0.6-0.9	0.5					
-efeitos de corte individuais	- individual cutting periods								0.40 (19)	1.15 (19)	1.10 (19)	0.6	0.30 (44)	1.10 (44)	1.05 (44)							
-períodos de corte individuais	- individual cutting periods								0.95	1.05	1	0.3	0.85	1.00 (45)	0.95	0.6-1.0	0.6					
azevém - efeitos de corte médios	Rye Grass hay - averaged cutting effects																					
Pasto de relva	Grass Pasture (4)	10	20	---	---	---																
Sudan, 1º ciclo	Sudan, 1 st cutting cycle	25	25	15	10	75	Abr	Calif. Desert, EUA.														
Sudan, outros ciclos	Sudan, other cutting cycles	3	15	12	7	37	Jun	Calif. Desert, EUA.														
feno de relva Sudan (anual)	Sudan Grass hay (annual)								0.5	0.90 (19)	0.85	1.2				1.0-1.5	0.55					
-efeitos de corte médios	- averaged cutting effects								0.50 (19)	1.15 (19)	1.10 (19)	1.2	0.30 (44)	1.10 (44)	1.05 (44)							
-efeitos de corte individuais	- individual cutting periods								0.4	0.85-1.05	0.85	0.15-0.30	0.3	0.80-1.00	0.8	0.5-1.5	0.6					
trevo de Alexandria, Bersim	Grazing pasture								0.3	0.75	0.75	0.1	0.3	0.7	0.7	0.5-1.5	0.6					
- em rotação	- Rotated Grazing																					
- extensa	- Extensive Grazing																					
relva	Turf grass																					
- época fria (20, 36, 60)	- cool season (20, 36, 60)								0.9	0.95	0.95	0.1	0.85	0.9	0.9	0.5-1.0	0.4					
- época quente (20, 36, 60)	- warm season (20, 36, 60)								0.8	0.85	0.85	0.1	0.75	0.8	0.8	0.5-1.0	0.5					
k. Cana do açúcar	k. Sugar Cane								0.4	1.25	0.75	3	0.15	1.2	0.7	1.2-2.0	0.65					
cana do açúcar, virgem	Sugarcane, virgin	35	60	190	120	405		Latitudes baixas														
cana do açúcar (rebentos, depois de cortada)	Sugarcane, ratoon	50	70	220	140	480		Trópicos														
l. Frutos tropicais e árvores	l. Tropical Fruits and Trees	75	105	330	210	720		Hawaii, EUA.														
banana, 1º ano	Banana, 1 st yr	25	70	135	50	280		Latitudes baixas														
banana, 2º ano	Banana, 2 nd yr	30	50	180	60	320		Trópicos														
ananas (21, 47)	Pineapple (21, 47)	35	105	210	70	420		Hawaii, EUA.														
- solo nu	- bare soil	120	90	120	60	390	Mar	Mediterrâneo	0.5	1.1	1	3	0.15	1.05	0.9	0.5-0.9	0.35					
- com cobertura de relva	- with grass cover	120	60	180	5	365	Fev	Mediterrâneo	1	1.2	1.1	4	0.6	1.1	1.05	0.5-0.9	0.35					
cacau	Cacao	60	120	600	10	790		Hawaii, EUA.	0.5	0.3	0.3	0.8-1.2	0.15	0.25	0.25	0.3-0.6	0.5					
café	Coffee								0.5	0.5	0.5	0.6-1.2	0.3	0.45	0.45							
- sem cobertura	- bare ground cover								1	1.05	1.05	3	0.9	1	1	0.7-1.0	0.3					
- com ervas daninhas	- with weeds								0.9	0.95	0.95	2-3	0.8	0.9	0.9	0.9-1.5	0.4					
tamareiras	Date Palms								1.05	1.1	1.1	2-3	1	1.05	1.05							
palmeiras	Palm Trees								0.9	0.95	0.95	8	0.8	0.85	0.85	1.5-2.5	0.5					
árvore da borracha	Rubber Trees								0.95	1	1	10	0.85	0.9	0.9	0.7-1.1	0.65					
chá	Tea								0.95	1	1	10	0.85	0.9	0.9	1.0-1.5	0.4					
- sem sombra	- non-shaded								0.95	1	1	1.5	0.9	0.95	0.9	0.9-1.5	0.4					
- com sombra (22, 48)	- shaded (22, 48)								1.1	1.15	1.15	2	1	1.1	1.05	0.9-1.5	0.45					

Tabela e título em Allen et al. (1998) ->		Tabela 11 (*) - Duração dos estádios de desenvolvimento* para vários períodos de plantação e regiões climáticas (dia)										Tabela 12 - Coeficientes culturais simples (ponderados pelo tempo), Kc, e média das alturas máximas das plantas, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (Rhinin aprox. 45%, u2 aprox. 45%, u2 aprox. 2 mis) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 17 - Coeficientes culturais básicos, Kcb, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (Rhinin aprox. 45%, u2 aprox. 2 mis) para utilizar na ETo calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 22 - Intervalos de profundidade máxima efectiva das raízes das plantas (p) e fração de depleção de água do solo para culturas comuns sem stress (p)	
Nome (em português)	Nome referido em Allen et al. (1998)	Inicial (L _{ini})	Desenvolvimento (L _{dev})	Médio (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Plantação	Região	Kc inicial (6)	Kc médio	Kc final	Altura máxima da cultura	Kcb inicial (31)	Kcb médio (31)	Kcb final (31)	Profundidade máxima das raízes (m) (56)	p: Fração de depleção (57) (para ET = 5 mm/day)				
m. Uvas e bagas bagas (arbustos)	m. Grapes and Berries Berries (bushes)	20	40	120	60	240	Abr	Latitudes baixas Calif., EUA	0.3	1.05	0.5	1.5	0.2	1	0.4	0.8-1.2	0.5				
uvas	Grapes	20	50	75	60	205	Mar	Latitudes altas													
- uvas ou passas - vinho	- Table or Raisin - Wine	20	50	90	20	180	Mai	Latitudes intermédias (vinho)													
lúpulo	Hops	30	60	40	80	210	Abr		0.3	0.85	0.45	2	0.15	0.8	0.4	1.0-2.0	0.35				
n. Árvores de fruto	n. Fruit Trees	25	40	80	10	155	Abr	Idaho, EUA	0.3	0.7	0.45	1.5-2	0.15	0.65	0.4	1.0-2.0	0.45				
amendoeiras, sem cobertura do terreno	Almonds, no ground cover								0.3	1.05	0.85	5	0.15	1	0.8	1.0-1.2	0.5				
maçã, cerejeira, pereira (24, 50)	Apples, Cherries, Pears (24, 50)								0.4	0.9	0.65 (23)	5	0.2	0.85	0.60 (49)	1.0-2.0	0.4				
- sem cobertura do terreno, geada	- no ground cover, killing frost								0.45	0.95	0.70 (23)	4	0.35	0.9	0.65 (49)						
- sem cobertura do terreno	- no ground cover, no frosts								0.6	0.95	0.75 (23)	4	0.5	0.9	0.70 (49)						
- com cobertura do terreno activa, geada	- active ground cover, killing frost								0.5	1.2	0.95 (23)	4	0.45	1.15	0.90 (49)	1.0-2.0	0.5				
- com cobertura do terreno activa	- active ground cover, no frosts								0.8	1.2	0.85 (23)	4	0.75	1.15	0.80 (49)						
damasqueiro, pessegueiro, ameixeira (24, 25, 50, 51)	Apricots, Peaches, Stone Fruit (24, 25, 50, 51)								0.45	0.9	0.65 (23)	3	0.35	0.85	0.60 (49)						
- sem cobertura do terreno, geada	- no ground cover, killing frost								0.55	0.9	0.65 (23)	3	0.45	0.85	0.60 (49)						
- sem cobertura do terreno	- no ground cover, no frosts								0.5	1.15	0.90 (23)	3	0.45	1.1	0.85 (49)	1.0-2.0	0.5				
- com cobertura do terreno activa, geada	- active ground cover, killing frost								0.8	1.15	0.85 (23)	3	0.75	1.1	0.80 (49)						
- com cobertura do terreno activa	- active ground cover, no frosts								0.6	0.85	0.75	3	0.5	0.8	0.7	0.5-1.0	0.7				
pêra abacate, sem cobertura do terreno	Avocado, no ground cover																				
citrinos, sem cobertura do terreno (26, 52)	Citrus, no ground cover (26, 52)																				
- 70% copa	- 70% canopy								0.7	0.65	0.7	4	0.65	0.6	0.65	1.2-1.5	0.5				
- 50% copa	- 50% canopy								0.65	0.6	0.65	3	0.6	0.55	0.6	1.1-1.5	0.5				
- 20% copa	- 20% canopy								0.5	0.45	0.55	2	0.45	0.4	0.5	0.8-1.1	0.5				
citrinos, com cobertura do terreno activa ou ervas daninhas (27, 53)	Citrus, with active ground cover or weeds (27, 53)	60	90	120	95	365	Jan	Mediterrâneo													
- 70% copa	- 70% canopy								0.75	0.7	0.75	4	0.75	0.7	0.75	1.2-1.5	0.5				
- 50% copa	- 50% canopy								0.8	0.8	0.8	3	0.75	0.75	0.75	1.1-1.5	0.5				
- 20% copa	- 20% canopy								0.85	0.85	0.85	2	0.8	0.8	0.85	0.8-1.1	0.5				
coníferas (28, 54)	Conifer Trees (28, 54)								1	1	1	10	0.95	0.95	0.95	1.0-1.5	0.7				
quivi	Kiwi								0.4	1.05	1.05	3	0.2	1	1	0.7-1.3	0.35				
pinhares (folha caduca)	Deciduous Orchard	20	70	90	30	210	Mar	Latitudes altas													
oliveiras (40 a 60% do terreno coberto pelas copas) (29, 55)	Olives (40 to 60% ground coverage by canopy) (29, 55)	20	70	120	60	270	Mar	Latitudes baixas Calif., EUA													
plátano, junco, sem geada	Cattails, Bulrushes, no frost	30	50	130	30	240	Mar														
vegetação psqueira, sem geada	Short Veg., no frost	30	90	60	90	270 (5)	Mar	Mediterrâneo	0.65	0.7	0.7	3-5	0.55	0.65	0.65	1.2-1.7	0.65				
pântano-canaviai, águas paradas	Reed Swamp, standing water	20	60	30	40	150	Fev	Mediterrâneo	0.4	1.1	0.45	3-5	0.2	1.05	0.4	1.0-1.5	0.4				
pântano-canaviai, solo húmido	Reed Swamp, moist soil	20	10	130	30	190	Abr	Utah, EUA	0.5	1.1	0.65 (23)	4-5	0.4	1.05	0.60 (49)	1.7-2.4	0.5				
zonas húmidas - clima temperado	o. Wetlands - Temperate Climate																				
zonas húmidas (tabua, junco)	Wetlands (Cattails, Bulrush)	10	30	80	20	140	Mai	Utah, EUA; geada													
tabua, junco, com geada	Cattails, Bulrushes, killing frost	180	60	90	35	365	Nov	Florida, EUA													
vegetação psqueira, sem geada	Short Veg., no frost								0.3	1.2	0.3	2									
pântano-canaviai, águas paradas	Reed Swamp, standing water								0.6	1.2	0.6	2									
pântano-canaviai, solo húmido	Reed Swamp, moist soil								1.05	1.1	1.1	0.3									
zonas húmidas (vegetação psqueira)	Wetlands (short veg.)	180	60	90	35	365	Nov	Clima sem geadas	0.9	1.2	0.7	1-3									

Nome (em português)	Nome referido em Allen <i>et al.</i> (1998)	Tabela 11 (*) - Duração dos estádios de desenvolvimento* para vários períodos de plantação e regiões climáticas (dia)							Tabela 12 - Coeficientes culturais simples (ponderados pelo tempo). Kc, e média das alturas máximas das plantas, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (Rfmin. aprox. 45%, u2 aprox. 2 mis) para utilizar na ETO calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO				Tabela 17 - Coeficientes culturais básicos, Kcb, para culturas sem stress e bem geridas, em climas sub-húmidos (Rfmin. aprox. 45%, u2 aprox. 2 mis) para utilizar na ETO calculada pelo método de Penman-Monteith da FAO			Tabela 22 - Intervalos de profundidade máxima efectiva da depleção de água do solo para culturas comuns sem stress (p)	
		Inicial (L _{ini})	Desenvolvimento (L _{dev})	Médio (L _{med})	Final (L _{fin})	Total	Plantação	Região	Kc inicial (6)	Kc médio	Kc final	Altura máxima da cultura	Kcb inicial (31)	Kcb médio (31)	Kcb final (31)	Profundidade máxima das raízes (m) (56)	p: Fração de depleção (57) (para ET = 5 mm/day)
p. Especial água, < 2m de profundidade ou em climas subhúmidos ou tropicos	Open Water, < 2 m depth or in subhumid climates or tropics			1,05					1,05	1,05							
água, > 5m de profundidade, sem turbidez, clima temperado	Open Water, > 5 m depth, clear of turbidity, temperate climate			0,65 (30)					0,65 (30)	1,25 (30)							
	Principais fontes de dados, como referidas em Allen <i>et al.</i> (1998) ->	FAO Irrigation and Drainage Paper 24 (Tabela 22 de Doorenbos and Pruitt, 1977)							Kc _{ini} : Doorenbos and Kassam (1979), Kc mid and Kc end: Doorenbos and Pruitt (1977); Pruitt (1986); Wright (1981, 1982), Snyder <i>et al.</i> (1989)				Kcb _{ini} : Doorenbos and Kassam (1979); Kcb _{mid} and Kcb _{end} : Doorenbos and Pruitt (1977); Pruitt (1986); Wright (1981, 1982), Snyder <i>et al.</i> (1989)				

(*) A duração dos estádios de desenvolvimento desta tabelas são apenas indicativos de condições gerais, mas podem variar substancialmente de região para região, com as condições de clima e de colheita, e com a variedade da cultura. O utilizador é fortemente aconselhado a obter informação local apropriada.

- (1) Crucíferas incluem couve, couve-flor, brócolos e couves de Bruxelas. O largo intervalo nos comprimentos das estações é devido a diferenças na variedade e nas espécies.
- (2) Estes períodos podem alargar-se em climas gelados de acordo com o potencial de crescimento nulo e dormência do trigo. Sob condições gerais, e na ausência de dados locais, pode-se presumir que no Outono, a plantação em climas temperados do norte ocorre quando a média móvel de 10 dias da temperatura média diária do ar desce aos 17°C ou o mais tardar 1 de Dezembro. A plantação do trigo da Primavera pode-se presumir que ocorre quando a média móvel de 10 dias da temperatura média diária do ar sobe até aos 5°C. A plantação da Primavera do milho pode-se presumir que ocorre quando a média móvel de 10 dias da temperatura média diária do ar sobe até aos 13°C.
- (3) O final de estação para o milho doce será de cerca de 35 dias se for permitido o amadurecimento e secagem do cereal.
- (4) Em climas com geadas mortíferas, as estações de crescimento podem ser calculadas, para a alfalfa e a relva, como: alfalfa: último -4° C na primavera até o primeiro -4° C no outono (Everson *et al.*, 1978, in Allen *et al.*, 1998); relva: 7 dias antes do último -4° C na primavera e 7 dias após o último -4° C no outono (Kruse e Haise, 1974, in Allen *et al.*, 1998).
- (5) As oliveiras têm folhas novas em Março. Ver nota nº 29 para informação adicional, onde o Kc continua fora do "período de crescimento".
- (6) Estes valores de Kc ini são genéricos e para uma situação típica de gestão da irrigação e de humedecimento do solo. Para humedecimentos frequentes, tais como irrigação sprinkle de elevada frequência ou precipitação diária, estes valores podem aumentar substancialmente até 1 a 1,2. Kc ini é função do intervalo de humedecimento e da taxa de evaporação potencial durante os períodos inicial e de desenvolvimento e pode ser estimada mais adequadamente utilizando as figuras 29 e 30 em Allen *et al.* (1998), ou a equação 7-3 em Allen *et al.* (1998), ou utilizando o coeficiente cultural duplo Kcb ini + Ke.
- (7)+(32) Feijões, ervilhas, legumes, tomates, pimentos e pepinos são por vezes criados em varas atingindo 1,5 a 2 m de altura. Nesses casos, devem-se utilizar valores superiores de Kc e de Kcb. Para feijões verdes, pimentos e pepinos, pode-se utilizar Kc = 1,15 e Kcb = 1,10; para tomates, feijões secos e ervilhas, Kc = 1,20 e Kcb = 1,15. Nestas condições h também deve ser aumentado.
- (8)+(33) Os valores de meia estação para mandioca assumem condições de não-stress durante ou após a estação da chuva. Os valores de Kc_{inicial} e de Kcb_{final} consideram a dormência durante a estação seca.
- (9)+(34) O valor de Kc_{final} para as batatas é de cerca de 0,40 com *vine kill*. O valor de Kcb_{final} é de 0,35.
- (10)+(35) Estes valores de Kc_{final} e de Kcb_{final} são para inexistência de irrigação durante o último mês da estação de crescimento. O valor de Kc_{final} para beterraba de açúcar é superior, até 1,0, quando ocorre irrigação ou chuva significativa durante o último mês. Nas mesmas condições o valor de Kcb_{final} também é mais elevado, até 0,9.
- (11)+(36) Os primeiros valores de Kc_{final} e de Kcb_{final} são para a colheita fresca. Os segundos valores são para colheita seca.
- (12)+(37) O Kc_{inicial} para espargos normalmente permanece em Kc_{inicial} durante a colheita das plantas jovens, devido à cobertura do terreno ser esparsa. O Kc_{inicial} é para o reocrescimento seguinte da vegetação após o final da colheita das plantas jovens. A mesma situação acontece para Kcb.
- (13)+(38) O Kc e o Kcb para o sisal depende da densidade da plantação e da gestão da água (p.e. stress de humidade intencional)
- (14)+(39) Os valores mais baixos são para culturas regadas pela água da chuva tendo populações de plantas menos densas.
- (15)+(40) Os valores mais altos são para colheitas manuais.
- (16)+(42) O primeiro Kc_{final} é para colheita com humidade do cereal elevada. O segundo Kc_{final} é para colheita após secagem completa do terreno do cereal (até cerca de 18 % de humidade, base de massa de humidade). As mesmas situações aplicam-se para o Kcb_{final}.
- (17)+(43) Se for colhido fresco, para consumo humano. Utilizar o Kc_{final} ou o Kcb_{final} para milho do campo se o milho doce for deixado amadurecer e secar no campo.
- (18)+(45) Este Kc_{médio} para culturas de feno é uma média global dos coeficientes de Kc_{médio} que utiliza os Kc antes e após o corte. É aplicado ao período que se segue ao primeiro período de desenvolvimento até ao princípio do período da última estação tardia da estação de crescimento. A mesma situação se aplica ao Kcb_{médio}.
- (19)+(44) Estes Kc para culturas de feno representam imediatamente após o corte; quando em cobertura total, e imediatamente antes do corte, respectivamente. Idem para Kcb. A estação de crescimento é descrita como uma série de períodos de corte individuais.

- (20)+(46)+(60) Variedades de relva da estação fresca incluem culturas densas de enva-de-febra (em inglês: bluegrass), azevém e festuca. As variedades da estação quente incluem enva das Bermudas e enva St. Augustine. Os valores de $K_c = 0,95$ e de $K_{cb} = 0,90$ para a estação fria representam uma altura de ceifa de 0,06 a 0,08 m sob condições gerais de turfa. No caso de haver uma gestão da água cuidadosa e não ser necessário um crescimento rápido, os K_c e K_{cb} para a turfa podem ser reduzidos de 0,10. As variedades de relva têm profundidades de raízes diferentes. Algumas atingem 1,2 m, enquanto outras apresentam profundidades baixas. As profundidades mais compridas representam condições em que há uma gestão de água cuidadosa, com maior depleção entre irrigações que favorecem o aprofundamento das raízes na procura da água.
- (21)+(47) Cultura multiannual. A planta do ananás tem uma transpiração muito baixa porque fecha os seus estomas durante o dia e abre-os durante a noite. Assim, a maioria da E_T do ananás é evaporação a partir do solo. K_c médio $< K_c$ inicial porque o K_c médio ocorre quando a cobertura do terreno é completa, pelo que a evaporação do solo é menor. Os valores atribuídos assumem que 50% da superfície do terreno é coberta de mulch de plástico preto e que a irrigação é por aspersão. Para irrigação gota a gota por baixo do mulch de plástico, os K_c podem ser reduzidos de 0,10.
- (22)+(48) Inclui as necessidades de água das árvores com sombra.
- (23) Estes K_{cb} representam K_c antes da queda das folhas. Após a queda, $K_{cb,final} = 0,20$ para solos nus e secos ou para cobertura do terreno activamente em crescimento.
- (24) Consultar as Eq. 94, 97 or 98 e notas 26 e 27 para estimar K_c para culturas imaturas, e notas 27 e 28 para estimar K_{cb} para culturas imaturas.
- (25)+(51) A categoria de frutas de caroço aplica-se a pêssegos, alperces, peras, ameixas e pecans.
- (26) Estes valores de K_c podem ser calculados a partir da Eq. 98 para $K_{c,min} = 0,15$ e $K_{c,full} = 0,75$, 0,70 e 0,75 para os períodos de estação inicial, média e final, e f_c e f_c em que $f_c =$ fração de terreno coberta pela copa das árvores (p.e., presume-se que o sol se encontra directamente acima). Os valores listados correspondem aos apresentados em Doorenbos and Pruitt (1977) e a medições mais recentes. O valor da meia estação é mais baixo que o inicial e o final devido aos efeitos do fecho dos estomas durante períodos de pico de E_T . Para climas húmidos e sub-húmidos onde há um controlo estomático menor pelos citrinos, os valores de $K_{c,inicial}$, $K_{c,médio}$, e $K_{c,final}$ podem ser aumentados de 0,1 – 0,2, de acordo com Rogers *et al.* (1983). Para uma cobertura do terreno não activa ou apenas moderadamente activa (activa indica uma cobertura do terreno verde e em crescimento com um índice de área foliar (LAI) $>$ cerca de 2 a 3), K_c deve ser ponderado entre K_c para inexistência de cobertura de terreno e K_c para cobertura de terreno activa, sendo a ponderação baseada no grau de verde e área foliar aproximada da cobertura de terreno.
- (28)+(54) As coníferas apresentam controlo estomático substancial devido à reduzida resistência aerodinâmica. Os K_c e K_{cb} podem facilmente ir abaixo dos valores apresentados, que representam condições com boa disponibilidade de água em grandes florestas.
- (29) Estes coeficientes representam cerca de 40 a 60% da cobertura do terreno. Utilize-se a Eq. 98 e as notas 26 e 27 para estimar K_c para culturas imaturas. Em Espanha, Pastor e Orgaz (1984) encontraram os seguintes valores mensais de K_c para olivais com 60% de cobertura do terreno: 0,50; 0,65; 0,60; 0,55; 0,50; 0,45; 0,55; 0,60; 0,65; 0,50 (Janeiro a Dezembro). Estes coeficientes podem ser invocados utilizando $K_{c,inicial} = 0,65$, $K_{c,médio} = 0,45$, e $K_{c,final} = 0,65$, com comprimentos de estádios de 30, 60 e 90 dias, respectivamente para os períodos inicial, de desenvolvimento, de estação e final de estação, e utilizando $K_c = 0,50$ durante o Inverno ("fora de estação"), de Dezembro a Fevereiro.
- (30) Estes K_c são para águas profundas em latitudes temperadas onde durante o ano ocorrem mudanças de temperatura grandes no corpo hídrico e a evaporação inicial e do período de pico é baixa uma vez que a energia da radiação é absorvida para dentro do corpo hídrico profundo. Durante os períodos de Outono e de Inverno ($K_{c,final}$), o calor é libertado do corpo hídrico o que faz aumentar a evaporação acima da relva. Assim, $K_{c,médio}$ corresponde ao período em que o corpo hídrico ganha energia térmica e $K_{c,final}$ ao período em que liberta energia térmica. Estes valores de K_c devem ser utilizados com precaução.
- (31) Estes são os valores para K_{cb} que representam condições contendo um solo com a superfície seca. Este valores devem ser utilizados somente para a aproximação do coeficiente cultural duplo ($K_{cb,ini} + K_{cb}$).
- (32) Ver nota 7.
- (33) Ver nota 8.
- (34) Ver nota 9.
- (35) Ver nota 10.
- (36) Ver nota 11.
- (37) Ver nota 12.
- (38) Ver nota 13.
- (39) Ver nota 14.
- (40) Ver nota 15.
- (41) Os dois valores de K_{cb} inicial para o trigo de Inverno são para os casos de cobertura do terreno inferior a 10% ou para o período de dormência, de Inverno, se a vegetação cobre completamente o terreno mas as condições não são de gelo no solo.
- (42) Ver nota 16.
- (43) Ver nota 17.
- (44) Ver nota 19.
- (45) Ver nota 18.
- (46) Ver nota 20.
- (47) Ver nota 21.
- (48) Ver nota 22.
- (49) Estes $K_{cb,final}$ representam K_{cb} antes da queda das folhas. Após a queda, $K_{cb,final} = 0,15$ para solos nus e secos ou para cobertura do terreno activamente em crescimento.

- (50) Ver nota 24.
- (51) = (25)
- (52) Estes valores de K_{cb} podem ser calculados a partir da Eq. 98 para $K_{c, \min} = 0,15$ e $K_{cb, \text{full}} = 0,70$, 0,65 e 0,70 para os períodos de estação inicial, média final, e f_c em que $f_c =$ fracção de terreno coberta pela copa das árvores (p.e., presume-se que o sol se encontra directamente acima). O valor da estação média é mais baixo que os valores dos estádios inicial e final devido aos efeitos do fecho dos estomas durante os períodos de evapotranspiração de pico. Para climas húmidos e sub-húmidos, em que há menor controlo estomático pelos citrinos, os valores de $K_{cb, \text{inicial}}$, $K_{cb, \text{médio}}$ e $K_{cb, \text{final}}$ podem ser aumentados de 0,1 - 0,2, de acordo com Rogers *et al.* (1983).
- (53) Estes valores de K_{cb} podem ser calculados por $K_{cb} = f_c K_{cb, \text{ref}} + (1 - f_c) K_{cb, \text{cover}}$ em que $K_{cb, \text{ref}}$ é o K_{cb} dos citrinos sem cobertura de terreno activa (calculada como na nota 27), $K_{cb, \text{cover}}$ é o K_{cb} para a cobertura de terreno activa (0,90), e f_c é definido na nota 27. Alternativamente, K_{cb} para os citrinos com cobertura de terreno activa pode ser estimado directamente pela Eq. 98 fazendo $K_{c, \min} = K_{cb, \text{cover}}$. Para climas húmidos e sub-húmidos, em que há o controlo estomático pelos citrinos é menor, os valores de $K_{cb, \text{inicial}}$, $K_{cb, \text{médio}}$, e $K_{cb, \text{final}}$ podem ser aumentados de 0,1 - 0,2, de acordo com Rogers *et al.* (1983). Para coberturas de terreno não activas ou apenas moderadamente activas (activa indica cobertura de terreno verde e em crescimento com LAI > cerca de 2 a 3), K_{cb} deve ser ponderado entre K_{cb} para ausência de cobertura de terreno e K_{cb} para cobertura de terreno activa, com a ponderação baseada no grau de verde e na área foliar aproximada da cobertura de terreno.
- (54) Ver nota 28.
- (55) Estes coeficientes representam 40 a 60% da cobertura do terreno. Utilize-se a Eq. 98, e as notas 27 e 28 para estimar K_{cb} em culturas imaturas.
- (56) Os valores mais elevados de Z, são para solos sem estratificação significativa ou outras características que possam restringir a profundidade das raízes. Os valores mais baixos de Z, podem ser utilizados para calendarização da irrigação e os valores mais elevados para modelar o stress hídrico do solo ou para condições de irrigação pela água da chuva.
- (57) Os valores de p aplicam-se para ETc aproximadamente igual a 5 mm/day. O valor de p pode ser ajustado para diferentes ETc de acordo com: **p = p tabela 22 + 0.04 (5 - ETc)**, em que p se expressa como uma fracção e ETc como mm/d.
- (58) A beterraba de açúcar experimenta frequentemente emurchecimento no final da tarde em climas áridos mesmo para $p < 0,55$, com um impacto normalmente baixo no rendimento de açúcar.
- (59) O valor de p para o arroz é de 0,20 da saturação.
- (60) Ver nota 20.

Anexo 3 - Resultados da corrida do modelo de balanço hídrico sequencial horário para o estudo da influência da precipitação, da distribuição da precipitação e da evaporação potencial nos valores calculados de evaporação a partir da superfície das plantas e da água disponível para a infiltração superficial e para a produção de escoamento directo.

Fórmulas utilizadas:

Ev_p:

$$Ev_{p\ cv} = \min (A_{p\ inicio\ cv} + P, Ev_a, AGp_{cv}) \quad \text{Eq. 43}$$

Ap_{fim}:

$$A_{p\ cv\ fim} = \min (AGp_{cv}, A_{p\ cv\ inicio} + P - Ev_{p\ cv}) \quad \text{Eq. 38}$$

Eps+Is:

$$I_s + E_{ps} = P - Ev_{p\ cv} - (A_{p\ cv\ fim} - A_{p\ cv\ inicio}) \quad \text{Eq. A-20}$$

Anexo 4 – Valores de infiltração superficial calculados pelo modelo de Philip em função da precipitação, distribuição da precipitação, teor de humidade inicial e da textura do solo

Neste anexo são utilizadas as seguintes designações:

$$CEC = CEC_c / C \text{ (\%)} \quad \text{Eq. A- 21}$$

$$CEC_c = CEC_{solo} - MO \cdot (1,42 + 1,70 \cdot d_h) \quad \text{Eq. 53}$$

ϕ_a = teor de humidade corrigido para o ar aprisionado na frente de humedecimento

$$\phi_a = \phi \cdot \left\{ 1 - \left[3,8 + 0,00019 \cdot C^2 - 0,337 \cdot S + 0,126 \cdot CEC \cdot C + MO \cdot (S/200)^2 \right] / 100 \right\} \quad \text{Eq. 52}$$

H_f (cm)

$$\begin{aligned} \ln H_f = & 6,5309 - 7,32561 \cdot \phi_a + 0,001583 \cdot C^2 + 3,809479 \cdot \phi_a^2 \\ & + 0,000344 \cdot S \cdot C - 0,049837 \cdot S \cdot \phi_a + 0,001608 \cdot S^2 \cdot \phi_a^2 \\ & + 0,001602 \cdot C^2 \cdot \phi_a^2 - 0,0000136 \cdot S^2 \cdot C - 0,003479 \cdot C^2 \cdot \phi_a - 0,000799 \cdot S^2 \cdot \phi_a \end{aligned} \quad \text{Eq. 51}$$

H_0 = espessura da saturação do meio superficial (cm): assumido = 0,1 cm

s (cm/h^{0.5})

$$s = [2 \cdot (H_0 + H_f) \cdot (\phi - \theta_i) \cdot K_s]^{0,5} \quad \text{Eq. 56}$$

t_p (h)

$$t_p = \frac{s^2 \cdot (i - A/2)}{2 \cdot i \cdot (i - A)^2} \quad \text{Eq. 58}$$

$$t_0 = \frac{1}{4A^2} \cdot \left(\sqrt{s^2 + 4 \cdot A \cdot i \cdot t_p} - s \right)^2 \quad \text{Eq. A- 22}$$

$MO = 1 \%$

d_h = espessura do horizonte do solo = 50 cm

K_s = condutividade hidráulica saturada do solo (cm/h)

$$\begin{aligned} \ln K_s = & 19,52348 \cdot \phi - 8,96847 - 0,028212 \cdot C + 0,00018107 \cdot S^2 \\ & - 0,0094125 \cdot C^2 - 8,395215 \cdot \phi^2 + 0,077718 \cdot S \cdot \phi - 0,00298 \cdot S^2 \cdot \phi^2 \\ & - 0,019492 \cdot C^2 \cdot \phi^2 + 0,0000173 \cdot S^2 \cdot C + 0,02733 \cdot C^2 \cdot \phi \\ & + 0,001434 \cdot S^2 \cdot \phi - 0,0000035 \cdot C^2 \cdot S \end{aligned} \quad \text{Eq. 54}$$

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo arenoso franco

$n = 0,437$
 $cc = 0,125$

$wp = 0,055$
 $A = Ks \text{ (cm/h)} = 6,11$

%areia (A) = 80
%argila (C) = 5

$n_a = 0,427$
 $Hf \text{ (cm)} = 6,04$

CEC = 1,55

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,055; s=5,36	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,281; s=3,42	i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	2	0,6		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4		i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	1	1,2		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8		i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	0,5	2,4		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6		0,33	0,09	4,72
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00
2,4	2	1,2		i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3		i<Ks	i<Ks	6,00
2,4	1	2,4		i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6		i<Ks	i<Ks	6,00
2,4	0,5	4,8		i<Ks	i<Ks	2,40	6	0,5	12		0,13	0,04	5,12
3,6	2	1,8		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	2	3,6		i<Ks	i<Ks	7,20
3,6	1	3,6		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2		2,84	0,37	7,20
3,6	0,5	7,2	6,95	0,91	3,60	7,2	0,5	14,4	0,07	0,02	5,27		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	1	4,8	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	0,5	9,6	0,80	0,21	4,80	1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	1	6	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	0,5	12	0,31	0,10	5,82	2,4	0,5	4,8	i<Ks	i<Ks	2,40		
7,2	2	3,6	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	6,95	0,91	7,20	3,6	1	3,6	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	0,5	14,4	0,16	0,06	6,24	3,6	0,5	7,2	1,42	0,19	3,60		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	5,n = 0,359; s=2,42	i<Ks	i<Ks	4,80	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6	0,16	0,04	4,42		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	0,5	4,8	i<Ks	i<Ks	2,40	6	0,5	12	0,06	0,02	4,60		
3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	2	3,6	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2	1,42	0,19	7,20		
3,6	0,5	7,2	6,31	0,83	3,60	7,2	0,5	14,4	0,03	0,01	4,67		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	1	4,8	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	0,5	9,6	0,73	0,19	4,80	1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	1	6	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	0,5	12	0,28	0,09	5,75	2,4	0,5	4,8	i<Ks	i<Ks	2,40		
7,2	2	3,6	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	6,31	0,83	7,20	3,6	1	3,6	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	0,5	14,4	0,15	0,05	6,13	3,6	0,5	7,2	0,57	0,07	3,60		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,15	0,1,cc+0,9,n = 0,406; s=1,53	i<Ks	i<Ks	3,60	
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6	0,07	0,02	4,01		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	0,5	4,8	i<Ks	i<Ks	2,40	6	0,5	12	0,03	0,01	4,08		
3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	2	3,6	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2	0,57	0,07	7,13		
3,6	0,5	7,2	5,68	0,75	3,60	7,2	0,5	14,4	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	24	0,3	0,01	0,00	4,10		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	1	4,8	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	0,5	9,6	0,66	0,17	4,80	1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	1	6	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	0,5	12	0,25	0,08	5,67	2,4	0,5	4,8	i<Ks	i<Ks	2,40		
7,2	2	3,6	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	5,68	0,75	7,20	3,6	1	3,6	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	0,5	14,4	0,13	0,05	6,01	3,6	0,5	7,2	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,2	0,00	0,00	3,06		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	0,437; s=0,00	i<Ks	i<Ks	4,80	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	3,06		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	0,5	4,8	i<Ks	i<Ks	2,40	6	0,5	12	0,00	0,00	3,06		
3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	2	3,6	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	0,5	7,2	2,84	0,37	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	6,11		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	24	0,3	0,00	0,00	3,06		

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo argilo-arenoso

n = 0,43
cc = 0,339

wp = 0,239
A = Ks (cm/h) = 0,12

%areia (A) = 50
%argila (C) = 45

n_a = 0,415
Hf (cm) = 21,39

CEC = 0,17

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,239; s=0,99	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		1,92	0,85	1,20
1,2	1	1,2		0,40	0,19	0,99
1,2	0,5	2,4		0,09	0,04	0,72
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
2,4	2	1,2		0,40	0,19	1,55
2,4	1	2,4		0,09	0,04	1,08
2,4	0,5	4,8		0,02	0,01	0,75
3,6	2	1,8		0,17	0,08	1,60
3,6	1	3,6		0,04	0,02	1,10
3,6	0,5	7,2		0,01	0,00	0,76
3,6	24	0,15		328,30	54,72	3,60
4,8	24	0,2		53,86	15,39	4,80
4,8	2	2,4		0,09	0,04	1,62
4,8	1	4,8		0,02	0,01	1,11
4,8	0,5	9,6		0,01	0,00	0,76
6	24	0,25		22,15	7,58	5,99
6	2	3		0,06	0,03	1,63
6	1	6		0,01	0,01	1,11
6	0,5	12		0,00	0,00	0,76
7,2	2	3,6		0,04	0,02	1,63
7,2	24	0,3		12,16	4,56	6,71
7,2	1	7,2		0,01	0,00	1,11
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,76
1,2	24	0,05	thetai = 0,5,wp+0,5, cc = 0,289; s=0,85	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		1,42	0,63	1,16
1,2	1	1,2		0,30	0,14	0,89
1,2	0,5	2,4		0,07	0,03	0,64
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
2,4	2	1,2		0,30	0,14	1,39
2,4	1	2,4		0,07	0,03	0,95
2,4	0,5	4,8		0,02	0,01	0,66
3,6	2	1,8		0,12	0,06	1,42
3,6	1	3,6		0,03	0,01	0,96
3,6	0,5	7,2		0,01	0,00	0,66
3,6	24	0,15		242,36	40,39	3,60
4,8	24	0,2		39,76	11,36	4,80
4,8	2	2,4		0,07	0,03	1,43
4,8	1	4,8		0,02	0,01	0,97
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,66
6	24	0,25		16,35	5,59	5,87
6	2	3		0,04	0,02	1,44
6	1	6		0,01	0,01	0,97
6	0,5	12		0,00	0,00	0,66
7,2	2	3,6		0,03	0,01	1,44
7,2	24	0,3		8,98	3,37	6,35
7,2	1	7,2		0,01	0,00	0,97
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,66
1,2	24	0,05	thetai = cc = 0,339; s=0,69	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		0,92	0,41	1,06
1,2	1	1,2		0,19	0,09	0,76
1,2	0,5	2,4		0,04	0,02	0,53
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
2,4	2	1,2		0,19	0,09	1,18
2,4	1	2,4		0,04	0,02	0,80
2,4	0,5	4,8		0,01	0,01	0,54
3,6	2	1,8		0,08	0,04	1,19
3,6	1	3,6		0,02	0,01	0,80
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,54
3,6	24	0,15		156,42	26,07	3,60
4,8	24	0,2		25,66	7,33	4,80
4,8	2	2,4		0,04	0,02	1,20
4,8	1	4,8		0,01	0,01	0,80
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,54
6	24	0,25		10,55	3,61	5,54
6	2	3		0,03	0,01	1,20
6	1	6		0,01	0,00	0,80
6	0,5	12		0,00	0,00	0,54
7,2	2	3,6		0,02	0,01	1,21
7,2	24	0,3		5,79	2,17	5,82
7,2	1	7,2		0,00	0,00	0,80
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,54
1,2	24	0,05	thetai = 0,5,cc+0,5, n = 0,385; s=0,48	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		0,46	0,20	0,86
1,2	1	1,2		0,10	0,05	0,59
1,2	0,5	2,4		0,02	0,01	0,40
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
2,4	2	1,2		0,10	0,05	0,91
2,4	1	2,4		0,02	0,01	0,60
2,4	0,5	4,8		0,01	0,00	0,40
3,6	2	1,8		0,04	0,02	0,92
3,6	1	3,6		0,01	0,00	0,60
3,6	24	0,15		78,21	13,03	3,60
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,40

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	
4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,385; s=0,48	12,83	3,67	4,62	
4,8	2	2,4		0,02	0,01	0,92	
4,8	1	4,8		0,01	0,00	0,60	
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,40	
6	24	0,25		5,28	1,80	4,95	
6	2	3		0,01	0,01	0,92	
6	1	6		0,00	0,00	0,60	
6	0,5	12		0,00	0,00	0,40	
7,2	24	0,3		2,90	1,09	5,07	
7,2	2	3,6		0,01	0,00	0,92	
7,2	1	7,2		0,00	0,00	0,60	
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,40	
1,2	24	0,05		thetai = 0,25,cc+0,75, n = 0,407; s=0,34	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6			0,23	0,10	0,70
1,2	1	1,2			0,05	0,02	0,46
1,2	0,5	2,4			0,01	0,01	0,30
2,4	24	0,1			i<Ks	i<Ks	2,40
2,4	2	1,2			0,05	0,02	0,72
2,4	1	2,4			0,01	0,01	0,46
2,4	0,5	4,8			0,00	0,00	0,30
3,6	2	1,8			0,02	0,01	0,72
3,6	24	0,15			39,10	6,52	3,60
3,6	1	3,6			0,00	0,00	0,46
3,6	0,5	7,2			0,00	0,00	0,30
4,8	24	0,2	6,42		1,83	4,27	
4,8	2	2,4	0,01		0,01	0,72	
4,8	1	4,8	0,00		0,00	0,46	
4,8	0,5	9,6	0,00		0,00	0,30	
6	24	0,25	2,64		0,90	4,42	
6	2	3	0,01		0,00	0,72	
6	1	6	0,00		0,00	0,46	
6	0,5	12	0,00		0,00	0,30	
7,2	24	0,3	1,45		0,54	4,47	
7,2	2	3,6	0,00		0,00	0,72	
7,2	1	7,2	0,00		0,00	0,46	
7,2	0,5	14,4	0,00		0,00	0,30	
1,2	24	0,05	thetai = 0,1,cc+0,9,n = 0,421; s=0,22	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6		0,09	0,04	0,54	
1,2	1	1,2		0,02	0,01	0,33	
1,2	0,5	2,4		0,00	0,00	0,21	
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2		0,02	0,01	0,54	
2,4	1	2,4		0,00	0,00	0,34	
2,4	0,5	4,8		0,00	0,00	0,21	
3,6	24	0,15		15,64	2,61	3,57	
3,6	2	1,8		0,01	0,00	0,55	
3,6	1	3,6		0,00	0,00	0,34	
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,21	
4,8	24	0,2		2,57	0,73	3,84	
4,8	2	2,4		0,00	0,00	0,55	
4,8	1	4,8		0,00	0,00	0,34	
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,21	
6	24	0,25		1,06	0,36	3,89	
6	2	3		0,00	0,00	0,55	
6	1	6		0,00	0,00	0,34	
6	0,5	12		0,00	0,00	0,21	
7,2	24	0,3		0,58	0,22	3,91	
7,2	2	3,6		0,00	0,00	0,55	
7,2	1	7,2		0,00	0,00	0,34	
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,21	
1,2	24	0,05	thetai = n = 0,430; s=0,00	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6		0,00	0,00	0,24	
1,2	1	1,2		0,00	0,00	0,12	
1,2	0,5	2,4		0,00	0,00	0,06	
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2		0,00	0,00	0,24	
2,4	1	2,4		0,00	0,00	0,12	
2,4	0,5	4,8		0,00	0,00	0,06	
3,6	24	0,15		0,00	0,00	2,88	
3,6	2	1,8		0,00	0,00	0,24	
3,6	1	3,6		0,00	0,00	0,12	
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,06	
4,8	24	0,2		0,00	0,00	2,88	
4,8	2	2,4		0,00	0,00	0,24	
4,8	1	4,8		0,00	0,00	0,12	
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,06	
6	24	0,25		0,00	0,00	2,88	
6	2	3		0,00	0,00	0,24	
6	1	6		0,00	0,00	0,12	
6	0,5	12		0,00	0,00	0,06	
7,2	24	0,3		0,00	0,00	2,88	
7,2	2	3,6		0,00	0,00	0,24	
7,2	1	7,2		0,00	0,00	0,12	
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,06	

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo argilo-limoso

n = 0,479
cc = 0,387

wp = 0,25
A = Ks (cm/h) = 0,09

%areia (A) = 5
%argila (C) = 50

n_a = 0,455
Hf (cm) = 118,35

CEC = 0,15

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,250; s=2,21	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		8,68	3,99	1,20
1,2	1	1,2		1,91	0,92	1,20
1,2	0,5	2,4		0,45	0,22	1,19
2,4	24	0,1		13426,66	1220,61	2,40
2,4	2	1,2		1,91	0,92	2,40
2,4	1	2,4		0,45	0,22	2,02
2,4	0,5	4,8		0,11	0,05	1,52
3,6	2	1,8		0,81	0,40	2,94
3,6	1	3,6		0,20	0,10	2,18
3,6	0,5	7,2		0,05	0,02	1,57
3,6	24	0,15		474,68	135,62	3,60
4,8	24	0,2		156,36	55,48	4,80
4,8	2	2,4		0,45	0,22	3,11
4,8	1	4,8		0,11	0,05	2,23
4,8	0,5	9,6		0,03	0,01	1,59
6	24	0,25		78,20	30,52	6,00
6	2	3		0,28	0,14	3,18
6	1	6		0,07	0,03	2,26
6	0,5	12		0,02	0,01	1,59
7,2	2	3,6		0,20	0,10	3,22
7,2	1	7,2		0,05	0,02	2,27
7,2	0,5	14,4		0,01	0,01	1,60
7,2	24	0,3		47,05	19,37	7,20
1,2	24	0,05	thetai = 0,5,wp+0,5, cc = 0,319; s=1,85	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		6,08	2,80	1,20
1,2	1	1,2		1,34	0,64	1,20
1,2	0,5	2,4		0,31	0,15	1,12
2,4	24	0,1		9410,39	855,49	2,40
2,4	2	1,2		1,34	0,64	2,28
2,4	1	2,4		0,31	0,15	1,78
2,4	0,5	4,8		0,08	0,04	1,30
3,6	2	1,8		0,57	0,28	2,58
3,6	1	3,6		0,14	0,07	1,87
3,6	0,5	7,2		0,03	0,02	1,33
3,6	24	0,15		332,69	95,05	3,60
4,8	24	0,2		109,59	38,89	4,80
4,8	2	2,4		0,31	0,15	2,68
4,8	1	4,8		0,08	0,04	1,90
4,8	0,5	9,6		0,02	0,01	1,34
6	24	0,25		54,80	21,39	6,00
6	2	3		0,20	0,10	2,72
6	1	6		0,05	0,02	1,92
6	0,5	12		0,01	0,01	1,34
7,2	2	3,6		0,14	0,07	2,75
7,2	1	7,2		0,03	0,02	1,92
7,2	0,5	14,4		0,01	0,00	1,35
7,2	24	0,3		32,98	13,58	7,20
1,2	24	0,05	thetai = cc = 0,387; s=1,40	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		3,49	1,60	1,20
1,2	1	1,2		0,77	0,37	1,17
1,2	0,5	2,4		0,18	0,09	0,94
2,4	24	0,1		5394,12	490,37	2,40
2,4	2	1,2		0,77	0,37	1,94
2,4	1	2,4		0,18	0,09	1,42
2,4	0,5	4,8		0,04	0,02	1,01
3,6	2	1,8		0,33	0,16	2,07
3,6	1	3,6		0,08	0,04	1,46
3,6	0,5	7,2		0,02	0,01	1,02
3,6	24	0,15		190,70	54,49	3,60
4,8	24	0,2		62,82	22,29	4,80
4,8	2	2,4		0,18	0,09	2,11
4,8	1	4,8		0,04	0,02	1,47
4,8	0,5	9,6		0,01	0,01	1,03
6	24	0,25		31,41	12,26	6,00
6	2	3		0,11	0,06	2,13
6	1	6		0,03	0,01	1,48
6	0,5	12		0,01	0,00	1,03
7,2	2	3,6		0,08	0,04	2,14
7,2	1	7,2		0,02	0,01	1,48
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	1,03
7,2	24	0,3		18,90	7,78	7,10
1,2	24	0,05	thetai = 0,5,cc+0,5, n = 0,433; s=0,99	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		1,74	0,80	1,19
1,2	1	1,2		0,38	0,18	0,97
1,2	0,5	2,4		0,09	0,04	0,71
2,4	24	0,1		2697,06	245,19	2,40
2,4	2	1,2		0,38	0,18	1,50
2,4	1	2,4		0,09	0,04	1,05
2,4	0,5	4,8		0,02	0,01	0,74
3,6	2	1,8		0,16	0,08	1,55
3,6	1	3,6		0,04	0,02	1,07
3,6	0,5	7,2		0,01	0,00	0,74
3,6	24	0,15		95,35	27,24	3,60

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	
4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,433; s=0,99	31,41	11,14	4,80	
4,8	2	2,4		0,09	0,04	1,56	
4,8	1	4,8		0,02	0,01	1,07	
4,8	0,5	9,6		0,01	0,00	0,74	
6	24	0,25		15,71	6,13	5,79	
6	2	3		0,06	0,03	1,57	
6	1	6		0,01	0,01	1,08	
6	0,5	12		0,00	0,00	0,74	
7,2	2	3,6		0,04	0,02	1,57	
7,2	1	7,2		0,01	0,00	1,08	
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,74	
7,2	24	0,3		9,45	3,89	6,25	
1,2	24	0,05		thetai = 0,25,cc+0,75 ,n = 0,456; s=0,70	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6			0,87	0,40	1,03
1,2	1	1,2			0,19	0,09	0,75
1,2	0,5	2,4			0,05	0,02	0,53
2,4	24	0,1			1348,53	122,59	2,40
2,4	2	1,2			0,19	0,09	1,14
2,4	1	2,4			0,05	0,02	0,78
2,4	0,5	4,8			0,01	0,01	0,54
3,6	2	1,8			0,08	0,04	1,16
3,6	1	3,6			0,02	0,01	0,79
3,6	0,5	7,2			0,00	0,00	0,54
3,6	24	0,15			47,68	13,62	3,60
4,8	24	0,2	15,70		5,57	4,66	
4,8	2	2,4	0,05		0,02	1,16	
4,8	1	4,8	0,01		0,01	0,79	
4,8	0,5	9,6	0,00		0,00	0,54	
6	24	0,25	7,85		3,06	5,09	
6	2	3	0,03		0,01	1,17	
6	1	6	0,01		0,00	0,79	
6	0,5	12	0,00		0,00	0,54	
7,2	2	3,6	0,02		0,01	1,17	
7,2	1	7,2	0,00		0,00	0,79	
7,2	0,5	14,4	4,73		1,95	5,27	
7,2	24	0,3	0,00		0,00	0,54	
1,2	24	0,05	thetai = 0,1,cc+0,9,n = 0,470; s=0,44	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6		0,35	0,16	0,77	
1,2	1	1,2		0,08	0,04	0,52	
1,2	0,5	2,4		0,02	0,01	0,35	
2,4	24	0,1		539,41	49,04	2,40	
2,4	2	1,2		0,08	0,04	0,80	
2,4	1	2,4		0,02	0,01	0,53	
2,4	0,5	4,8		0,00	0,00	0,36	
3,6	2	1,8		0,03	0,02	0,80	
3,6	1	3,6		0,01	0,00	0,53	
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,36	
3,6	24	0,15		19,07	5,45	3,58	
4,8	24	0,2		6,28	2,23	4,03	
4,8	2	2,4		0,02	0,01	0,80	
4,8	1	4,8		0,00	0,00	0,53	
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,36	
6	24	0,25		3,14	1,23	4,16	
6	2	3		0,01	0,01	0,80	
6	1	6		0,00	0,00	0,53	
6	0,5	12		0,00	0,00	0,36	
7,2	2	3,6		0,01	0,00	0,81	
7,2	1	7,2		1,89	0,78	4,22	
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,53	
7,2	24	0,3		0,00	0,00	0,36	
1,2	24	0,05	thetai = n = 0,479; s=0,00	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6		0,00	0,00	0,18	
1,2	1	1,2		0,00	0,00	0,09	
1,2	0,5	2,4		0,00	0,00	0,05	
2,4	24	0,1		0,00	0,00	2,16	
2,4	2	1,2		0,00	0,00	0,18	
2,4	1	2,4		0,00	0,00	0,09	
2,4	0,5	4,8		0,00	0,00	0,05	
3,6	2	1,8		0,00	0,00	0,18	
3,6	1	3,6		0,00	0,00	0,09	
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,05	
3,6	24	0,15		0,00	0,00	0,09	

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo argiloso

n = 0,475
cc = 0,396

wp = 0,272
A = Ks (cm/h) = 0,06

%areia (A) = 20
%argila (C) = 60

n_a = 0,452
Hf (cm) = 125,73

CEC = 0,13

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,272; s=1,75	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		4,99	2,37	1,20
1,2	1	1,2		1,15	0,56	1,20
1,2	0,5	2,4		0,28	0,14	1,08
2,4	24	0,1		670,52	191,58	2,40
2,4	2	1,2		1,15	0,56	2,19
2,4	1	2,4		0,28	0,14	1,68
2,4	0,5	4,8		0,07	0,03	1,22
3,6	2	1,8		0,50	0,24	2,42
3,6	1	3,6		0,12	0,06	1,75
3,6	0,5	7,2		0,03	0,01	1,25
3,6	24	0,15		151,37	56,76	3,60
4,8	24	0,2		66,47	27,37	4,80
4,8	2	2,4		0,28	0,14	2,50
4,8	1	4,8		0,07	0,03	1,78
4,8	0,5	9,6		0,02	0,01	1,26
6	24	0,25		37,36	16,13	6,00
6	2	3		0,18	0,09	2,54
6	1	6		0,04	0,02	1,79
6	0,5	12		0,01	0,01	1,26
7,2	2	3,6		0,12	0,06	2,55
7,2	1	7,2		0,03	0,01	1,80
7,2	0,5	14,4		0,01	0,00	1,26
7,2	24	0,3		23,95	10,64	7,20
1,2	24	0,05	thetai = 0,5,wp+0,5, cc = 0,334; s=1,46	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		3,47	1,64	1,20
1,2	1	1,2		0,80	0,39	1,18
1,2	0,5	2,4		0,19	0,09	0,95
2,4	24	0,1		465,73	133,07	2,40
2,4	2	1,2		0,80	0,39	1,95
2,4	1	2,4		0,19	0,09	1,44
2,4	0,5	4,8		0,05	0,02	1,04
3,6	2	1,8		0,35	0,17	2,08
3,6	1	3,6		0,08	0,04	1,49
3,6	0,5	7,2		0,02	0,01	1,05
3,6	24	0,15		105,14	39,43	3,60
4,8	24	0,2		46,17	19,01	4,80
4,8	2	2,4		0,19	0,09	2,13
4,8	1	4,8		0,05	0,02	1,50
4,8	0,5	9,6		0,01	0,01	1,06
6	24	0,25		25,95	11,21	6,00
6	2	3		0,12	0,06	2,15
6	1	6		0,03	0,01	1,51
6	0,5	12		0,01	0,00	1,06
7,2	2	3,6		0,08	0,04	2,16
7,2	1	7,2		0,02	0,01	1,51
7,2	0,5	14,4		0,01	0,00	1,06
7,2	24	0,3		16,63	7,39	6,94
1,2	24	0,05	thetai = cc = 0,396; s=36,15	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		1,94	0,92	1,20
1,2	1	1,2		0,45	0,22	1,01
1,2	0,5	2,4		0,11	0,05	0,76
2,4	24	0,1		260,94	74,55	2,40
2,4	2	1,2		0,45	0,22	1,56
2,4	1	2,4		0,11	0,05	1,12
2,4	0,5	4,8		0,03	0,01	0,79
3,6	2	1,8		0,19	0,10	1,62
3,6	1	3,6		0,05	0,02	1,14
3,6	0,5	7,2		0,01	0,01	0,80
3,6	24	0,15		58,91	22,09	3,60
4,8	24	0,2		25,87	10,65	4,80
4,8	2	2,4		0,11	0,05	1,64
4,8	1	4,8		0,03	0,01	1,14
4,8	0,5	9,6		0,01	0,00	0,80
6	24	0,25		14,54	6,28	5,66
6	2	3		0,07	0,03	1,65
6	1	6		0,02	0,01	1,15
6	0,5	12		0,00	0,00	0,80
7,2	2	3,6		0,05	0,02	1,65
7,2	1	7,2		0,01	0,01	1,15
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,80
7,2	24	0,3		9,32	4,14	6,06
1,2	24	0,05	thetai = 0,5,cc+0,5, n = 0,436; s=1,09	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		0,97	0,46	1,05
1,2	1	1,2		0,22	0,11	0,78
1,2	0,5	2,4		0,05	0,03	0,56
2,4	24	0,1		130,47	37,28	2,40
2,4	2	1,2		0,22	0,11	1,18
2,4	1	2,4		0,05	0,03	0,82
2,4	0,5	4,8		0,01	0,01	0,57
3,6	2	1,8		0,10	0,05	1,20
3,6	1	3,6		0,02	0,01	0,83
3,6	0,5	7,2		0,01	0,00	0,57
3,6	24	0,15		29,45	11,05	3,60

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,436; s=0,77	12,93	5,33	4,46
4,8	2	2,4		0,05	0,03	1,20
4,8	1	4,8		0,01	0,01	0,83
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,58
6	24	0,25		7,27	3,14	4,78
6	2	3		0,03	0,02	1,21
6	1	6		0,01	0,00	0,83
6	0,5	12		0,00	0,00	0,58
7,2	2	3,6		0,02	0,01	1,21
7,2	1	7,2		0,01	0,00	0,83
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,58
7,2	24	0,3		4,66	2,07	4,93
1,2	24	0,05	thetai = 0,25,cc+0,75, n = 0,455; s=0,55	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		0,49	0,23	0,83
1,2	1	1,2		0,11	0,05	0,59
1,2	0,5	2,4		0,03	0,01	0,41
2,4	24	0,1		65,24	18,64	2,40
2,4	2	1,2		0,11	0,05	0,88
2,4	1	2,4		0,03	0,01	0,60
2,4	0,5	4,8		0,01	0,00	0,41
3,6	2	1,8		0,05	0,02	0,89
3,6	1	3,6		0,01	0,01	0,60
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,42
3,6	24	0,15		14,73	5,52	3,46
4,8	24	0,2	thetai = 0,1,cc+0,9,n = 0,467; s=0,35	6,47	2,66	3,80
4,8	2	2,4		0,03	0,01	0,89
4,8	1	4,8		0,01	0,00	0,61
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,42
6	24	0,25		3,63	1,57	3,93
6	2	3		0,02	0,01	0,89
6	1	6		0,00	0,00	0,61
6	0,5	12		0,00	0,00	0,42
7,2	2	3,6		0,01	0,01	0,89
7,2	1	7,2		0,00	0,00	0,61
7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,42
7,2	24	0,3		2,33	1,04	3,99
1,2	24	0,05	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,475; s=0,00	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		0,19	0,09	0,59
1,2	1	1,2		0,04	0,02	0,40
1,2	0,5	2,4		0,01	0,01	0,27
2,4	24	0,1		26,09	7,46	2,40
2,4	2	1,2		0,04	0,02	0,60
2,4	1	2,4		0,01	0,01	0,40
2,4	0,5	4,8		0,00	0,00	0,27
3,6	2	1,8		0,02	0,01	0,61
3,6	1	3,6		0,00	0,00	0,40
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,27
3,6	24	0,15		5,89	2,21	2,92
4,8	24	0,2	thetai = n = 0,475; s=0,00	2,59	1,07	3,03
4,8	2	2,4		0,01	0,01	0,61
4,8	1	4,8		0,00	0,00	0,41
4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,27
6	24	0,25		1,45	0,63	3,07
6	2	3		0,01	0,00	0,61
6	1	6		0,00	0,00	0,41
6	0,5	12		0,00	0,00	0,27
7,2	2	3,6		0,00	0,00	0,61
7,2	1	7,2		0,00	0,00	0,41
7,2	0,5	14,4		0,93	0,41	3,09
7,2	24	0,3		0,00	0,00	0,27
1,2	24	0,05	thetai = n = 0,475; s=0,00	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		0,00	0,00	0,12
1,2	1	1,2		0,00	0,00	0,06
1,2	0,5	2,4		0,00	0,00	0,03
2,4	24	0,1		0,00	0,00	1,44
2,4	2	1,2		0,00	0,00	0,12
2,4	1	2,4		0,00	0,00	0,06
2,4	0,5	4,8		0,00	0,00	0,03
3,6	2	1,8		0,00	0,00	0,12
3,6	1	3,6		0,00	0,00	0,06
3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,03
3,6	24	0,15		0,00	0,00	1,44

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo franco

n = 0,463
cc = 0,27

wp = 0,117
A = Ks (cm/h) = 0,68

%areia (A) = 40
%argila (C) = 20

n_a = 0,447
Hf (cm) = 21,13

CEC = 0,39

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,117; s=3,16	i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	2	0,6		i<Ks	i<Ks	1,20
1,2	1	1,2		13,24	4,00	1,20
1,2	0,5	2,4		1,45	0,60	1,20
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
2,4	2	1,2		13,24	4,00	2,40
2,4	1	2,4		1,45	0,60	2,40
2,4	0,5	4,8		0,27	0,13	2,19
3,6	2	1,8		3,23	1,24	3,60
3,6	1	3,6		0,53	0,24	3,28
3,6	0,5	7,2		0,11	0,05	2,42
3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	
4,8	2	2,4	1,45	0,60	4,68	
4,8	1	4,8	0,27	0,13	3,55	
4,8	0,5	9,6	0,06	0,03	2,49	
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	
6	2	3	0,82	0,36	5,16	
6	1	6	0,17	0,08	3,66	
6	0,5	12	0,04	0,02	2,52	
7,2	2	3,6	0,53	0,24	5,39	
7,2	1	7,2	0,11	0,05	3,72	
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	
7,2	0,5	14,4	0,03	0,01	2,54	
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	1	1,2	10,31	3,12	1,20	
1,2	0,5	2,4	1,13	0,47	1,20	
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2	10,31	3,12	2,40	
2,4	1	2,4	1,13	0,47	2,40	
2,4	0,5	4,8	0,21	0,10	2,04	
3,6	2	1,8	2,52	0,96	3,60	
3,6	1	3,6	0,41	0,19	3,07	
3,6	0,5	7,2	0,09	0,04	2,20	
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	
4,8	2	2,4	1,13	0,47	4,49	
4,8	1	4,8	0,21	0,10	3,26	
4,8	0,5	9,6	0,05	0,02	2,25	
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	
6	2	3	0,64	0,28	4,83	
6	1	6	0,13	0,06	3,34	
6	0,5	12	0,03	0,01	2,27	
7,2	2	3,6	0,41	0,19	4,99	
7,2	1	7,2	0,09	0,04	3,38	
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	
7,2	0,5	14,4	0,02	0,01	2,29	
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	1	1,2	7,38	2,23	1,20	
1,2	0,5	2,4	0,81	0,34	1,20	
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2	7,38	2,23	2,40	
2,4	1	2,4	0,81	0,34	2,37	
2,4	0,5	4,8	0,15	0,07	1,84	
3,6	2	1,8	1,80	0,69	3,59	
3,6	1	3,6	0,30	0,13	2,79	
3,6	0,5	7,2	0,06	0,03	1,94	
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	
4,8	2	2,4	0,81	0,34	4,17	
4,8	1	4,8	0,15	0,07	2,91	
4,8	0,5	9,6	0,03	0,02	1,97	
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	
6	2	3	0,46	0,20	4,39	
6	1	6	0,09	0,04	2,96	
6	0,5	12	0,02	0,01	1,98	
7,2	2	3,6	0,30	0,13	4,50	
7,2	1	7,2	0,06	0,03	2,98	
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	
7,2	0,5	14,4	0,01	0,01	1,99	
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	1	1,2	3,69	1,12	1,20	
1,2	0,5	2,4	0,40	0,17	1,19	
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2	3,69	1,12	2,40	
2,4	1	2,4	0,40	0,17	2,09	
2,4	0,5	4,8	0,08	0,04	1,45	
3,6	2	1,8	0,90	0,35	3,27	
3,6	1	3,6	0,15	0,07	2,25	
3,6	0,5	7,2	0,03	0,01	1,49	
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5, n = 0,367; s=1,67	i<Ks	i<Ks	4,80
4,8	2	2,4		0,40	0,17	3,50
4,8	1	4,8		0,08	0,04	2,30
4,8	0,5	9,6		0,02	0,01	1,51
6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00
6	2	3		0,23	0,10	3,59
6	1	6		0,05	0,02	2,32
6	0,5	12		0,01	0,01	1,51
7,2	2	3,6		0,15	0,07	3,64
7,2	24	0,3		i<Ks	i<Ks	7,20
7,2	1	7,2		0,03	0,01	2,33
7,2	0,5	14,4		0,01	0,00	1,51
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	1	1,2	1,85	0,56	1,20	
1,2	0,5	2,4	0,20	0,08	1,04	
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2	1,85	0,56	2,40	
2,4	1	2,4	0,20	0,08	1,75	
2,4	0,5	4,8	0,04	0,02	1,15	
3,6	2	1,8	0,45	0,17	2,84	
3,6	1	3,6	0,07	0,03	1,82	
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	
3,6	0,5	7,2	0,02	0,01	1,16	
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	
4,8	2	2,4	0,20	0,08	2,94	
4,8	1	4,8	0,04	0,02	1,84	
4,8	0,5	9,6	0,01	0,00	1,17	
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	
6	2	3	0,11	0,05	2,97	
6	1	6	0,02	0,01	1,85	
6	0,5	12	0,01	0,00	1,17	
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	
7,2	2	3,6	0,07	0,03	2,99	
7,2	1	7,2	0,02	0,01	1,85	
7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	1,17	
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	1	1,2	0,74	0,22	1,19	
1,2	0,5	2,4	0,08	0,03	0,83	
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2	0,74	0,22	2,20	
2,4	1	2,4	0,08	0,03	1,39	
2,4	0,5	4,8	0,02	0,01	0,86	
3,6	2	1,8	0,18	0,07	2,35	
3,6	1	3,6	i<Ks	i<Ks	3,60	
3,6	0,5	7,2	0,03	0,01	1,41	
3,6	24	0,15	0,01	0,00	0,86	
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	
4,8	2	2,4	0,08	0,03	2,38	
4,8	1	4,8	0,02	0,01	1,42	
4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,87	
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	
6	2	3	0,05	0,02	2,40	
6	1	6	0,01	0,00	1,42	
6	0,5	12	0,00	0,00	0,87	
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	
7,2	2	3,6	0,03	0,01	2,40	
7,2	1	7,2	0,01	0,00	1,42	
7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,87	
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	
1,2	1	1,2	0,00	0,00	0,68	
1,2	0,5	2,4	0,00	0,00	0,34	
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	
2,4	2	1,2	0,00	0,00	1,36	
2,4	1	2,4	0,00	0,00	0,68	
2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	0,34	
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	
3,6	2	1,8	0,00	0,00	1,36	
3,6	1	3,6	0,00	0,00	0,68	
3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,34	
3,6	24	0,15	0,00	0,00	0,34	

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo franco arenoso

n = 0,453
cc = 0,207

wp = 0,095
A = Ks (cm/h) = 2,59

%areia (A) = 60
%argila (C) = 10

n_a = 0,440
Hf (cm) = 10,35

CEC = 0,77

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,095; s=4,40	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,330; s=2,58	i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	2	0,6		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4		i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	1	1,2		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8		0,50	0,16	4,55
1,2	0,5	2,4		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6		0,06	0,02	3,01
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00
2,4	2	1,2		i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3		11,26	1,35	6,00
2,4	1	2,4		i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6		0,22	0,08	4,85
2,4	0,5	4,8		1,45	0,46	2,40	6	0,5	12		0,03	0,01	3,05
3,6	2	1,8		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	2	3,6		2,09	0,46	7,20
3,6	1	3,6		6,08	1,33	3,60	7,2	1	7,2		0,13	0,05	4,98
3,6	0,5	7,2		0,37	0,15	3,54	7,2	24	0,3		i<Ks	i<Ks	7,20
3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4		0,02	0,01	3,08
4,8	24	0,2		i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	2	2,4		i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	2	0,6		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	1	4,8		1,45	0,46	4,80	1,2	1	1,2		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	0,5	9,6		0,17	0,07	3,99	1,2	0,5	2,4		i<Ks	i<Ks	1,20
6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
6	2	3		32,77	3,94	6,00	2,4	2	1,2		i<Ks	i<Ks	2,40
6	1	6		0,65	0,24	5,82	2,4	1	2,4		i<Ks	i<Ks	2,40
6	0,5	12		0,10	0,04	4,16	2,4	0,5	4,8		0,25	0,08	2,28
7,2	2	3,6		6,08	1,33	7,20	3,6	2	1,8		i<Ks	i<Ks	3,60
7,2	1	7,2		0,37	0,15	6,28	3,6	1	3,6		1,05	0,23	3,60
7,2	0,5	14,4		0,06	0,03	4,24	3,6	0,5	7,2		0,06	0,03	2,49
7,2	24	0,3		i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	0,25	0,08	4,14		
1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6	0,03	0,01	2,54		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	5,63	0,68	6,00		
2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6	0,11	0,04	4,27		
2,4	0,5	4,8	1,22	0,39	2,40	6	0,5	12	0,02	0,01	2,56		
3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	2	3,6	1,05	0,23	7,02		
3,6	1	3,6	5,13	1,12	3,60	7,2	1	7,2	0,06	0,03	4,33		
3,6	0,5	7,2	0,32	0,12	3,46	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	2,57		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	1	4,8	1,22	0,39	4,80	1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	0,5	9,6	0,14	0,06	3,82	1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	27,65	3,32	6,00	2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	1	6	0,55	0,20	5,69	2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	0,5	12	0,08	0,04	3,96	2,4	0,5	4,8	0,10	0,03	2,00		
7,2	2	3,6	5,13	1,12	7,20	3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	0,32	0,12	6,06	3,6	1	3,6	0,42	0,09	3,45		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	0,5	7,2	0,03	0,01	2,08		
7,2	0,5	14,4	0,05	0,02	4,02	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	0,10	0,03	3,64		
1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6	0,01	0,00	2,09		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	2,25	0,27	6,00		
2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6	0,04	0,02	3,69		
2,4	0,5	4,8	1,00	0,31	2,40	6	0,5	12	0,01	0,00	2,10		
3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	2	3,6	0,42	0,09	6,54		
3,6	1	3,6	4,18	0,92	3,60	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	0,5	7,2	0,26	0,10	3,34	7,2	1	7,2	0,03	0,01	3,71		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	2,10		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	1	4,8	1,00	0,31	4,80	1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	0,5	9,6	0,12	0,05	3,62	1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	22,52	2,71	6,00	2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	1	6	0,45	0,16	5,51	2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	0,5	12	0,07	0,03	3,72	2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	1,30		
7,2	2	3,6	4,18	0,92	7,20	3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	0,26	0,10	5,79	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	0,5	14,4	0,04	0,02	3,77	3,6	1	3,6	0,00	0,00	2,59		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	1,30		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	0,00	0,00	2,59		
1,2	0,5	2,4	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	1,30		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	0,00	0,00	5,18		
2,4	1	2,4	i<Ks	i<Ks	2,40	6	1	6	0,00	0,00	2,59		
2,4	0,5	4,8	0,50	0,16	2,40	6	0,5	12	0,00	0,00	1,30		
3,6	2	1,8	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	2,09	0,46	3,60	7,2	2	3,6	0,00	0,00	5,18		
3,6	0,5	7,2	0,13	0,05	2,90	7,2	1	7,2	0,00	0,00	2,59		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	1,30		

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo franco argilo-arenoso

n = 0,398
cc = 0,255

wp = 0,148
A = Ks (cm/h) = 0,43

%areia (A) = 60
%argila (C) = 30

n_a = 0,386
Hf (cm) = 11,59

CEC = 0,26

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,148; s=1,59	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,327; s=0,85	i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	2	0,6		27,90	6,16	1,20	4,8	2	2,4		0,08	0,04	2,03
1,2	1	1,2		1,74	0,68	1,20	4,8	1	4,8		0,02	0,01	1,27
1,2	0,5	2,4		0,29	0,13	1,12	4,8	0,5	9,6		0,00	0,00	0,81
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00
2,4	2	1,2		1,74	0,68	2,39	6	2	3		0,05	0,02	2,04
2,4	1	2,4		0,29	0,13	1,85	6	1	6		0,01	0,01	1,27
2,4	0,5	4,8		0,06	0,03	1,29	6	0,5	12		0,00	0,00	0,81
3,6	2	1,8		0,59	0,25	2,84	7,2	24	0,3		i<Ks	i<Ks	7,20
3,6	1	3,6		0,12	0,06	1,95	7,2	2	3,6		0,03	0,02	2,05
3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2		0,01	0,00	1,27
3,6	0,5	7,2		0,03	0,01	1,32	7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,81
4,8	24	0,2		i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	2	2,4		0,29	0,13	2,97	1,2	2	0,6		3,99	0,88	1,20
4,8	1	4,8		0,06	0,03	1,98	1,2	1	1,2		0,25	0,10	0,96
4,8	0,5	9,6		0,01	0,01	1,32	1,2	0,5	2,4		0,04	0,02	0,62
6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
6	2	3		0,18	0,08	3,02	2,4	2	1,2		0,25	0,10	1,65
6	1	6		0,04	0,02	1,99	2,4	1	2,4		0,04	0,02	1,02
6	0,5	12		0,01	0,00	1,33	2,4	0,5	4,8		0,01	0,00	0,64
7,2	2	3,6		0,12	0,06	3,05	3,6	2	1,8		0,08	0,04	1,68
7,2	24	0,3		i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60
7,2	1	7,2		0,03	0,01	2,00	3,6	1	3,6		0,02	0,01	1,02
7,2	0,5	14,4		0,01	0,00	1,33	3,6	0,5	7,2		0,00	0,00	0,64
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	21,93	4,84	1,20	4,8	2	2,4	0,04	0,02	1,70		
1,2	1	1,2	1,37	0,53	1,20	4,8	1	4,8	0,01	0,00	1,03		
1,2	0,5	2,4	0,23	0,10	1,05	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,64		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	1,37	0,53	2,33	6	2	3	0,03	0,01	1,70		
2,4	1	2,4	0,23	0,10	1,72	6	1	6	0,01	0,00	1,03		
2,4	0,5	4,8	0,05	0,02	1,18	6	0,5	12	0,00	0,00	0,64		
3,6	2	1,8	0,46	0,20	2,66	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	0,09	0,04	1,79	7,2	2	3,6	0,02	0,01	1,70		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2	0,00	0,00	1,03		
3,6	0,5	7,2	0,02	0,01	1,19	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,64		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,23	0,10	2,75	1,2	2	0,6	1,60	0,35	1,20		
4,8	1	4,8	0,05	0,02	1,81	1,2	1	1,2	0,10	0,04	0,78		
4,8	0,5	9,6	0,01	0,01	1,20	1,2	0,5	2,4	0,02	0,01	0,48		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,14	0,06	2,79	2,4	2	1,2	0,10	0,04	1,37		
6	1	6	0,03	0,01	1,82	2,4	1	2,4	0,02	0,01	0,80		
6	0,5	12	0,01	0,00	1,20	2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	0,48		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	2	3,6	0,09	0,04	2,81	3,6	2	1,8	0,03	0,01	1,39		
7,2	1	7,2	0,02	0,01	1,82	3,6	1	3,6	0,01	0,00	0,81		
7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	1,21	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,48		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	15,96	3,52	1,20	4,8	2	2,4	0,02	0,01	1,39		
1,2	1	1,2	1,00	0,39	1,20	4,8	1	4,8	0,00	0,00	0,81		
1,2	0,5	2,4	0,17	0,08	0,96	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,48		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	1,00	0,39	2,21	6	2	3	0,01	0,00	1,39		
2,4	1	2,4	0,17	0,08	1,55	6	1	6	0,00	0,00	0,81		
2,4	0,5	4,8	0,04	0,02	1,04	6	0,5	12	0,00	0,00	0,48		
3,6	2	1,8	0,34	0,15	2,43	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	0,07	0,03	1,60	7,2	2	3,6	0,01	0,00	1,39		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,81		
3,6	0,5	7,2	0,02	0,01	1,05	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,48		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,17	0,08	2,49	1,2	2	0,6	0,00	0,00	0,86		
4,8	1	4,8	0,04	0,02	1,61	1,2	1	1,2	0,00	0,00	0,43		
4,8	0,5	9,6	0,01	0,00	1,06	1,2	0,5	2,4	0,00	0,00	0,22		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,10	0,05	2,52	2,4	2	1,2	0,00	0,00	0,86		
6	1	6	0,02	0,01	1,62	2,4	1	2,4	0,00	0,00	0,43		
6	0,5	12	0,01	0,00	1,06	2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	0,22		
7,2	2	3,6	0,07	0,03	2,53	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	2	1,8	0,00	0,00	0,86		
7,2	1	7,2	0,02	0,01	1,62	3,6	1	3,6	0,00	0,00	0,43		
7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	1,06	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,22		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	7,98	1,76	1,20	4,8	2	2,4	0,00	0,00	0,86		
1,2	1	1,2	0,50	0,19	1,11	4,8	1	4,8	0,00	0,00	0,43		
1,2	0,5	2,4	0,08	0,04	0,77	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,22		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	0,50	0,19	1,92	6	2	3	0,00	0,00	0,86		
2,4	1	2,4	0,08	0,04	1,25	6	1	6	0,00	0,00	0,43		
2,4	0,5	4,8	0,02	0,01	0,81	6	0,5	12	0,00	0,00	0,22		
3,6	2	1,8	0,17	0,07	2,01	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	0,03	0,02	1,26	7,2	2	3,6	0,00	0,00	0,86		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,43		
3,6	0,5	7,2	0,01	0,00	0,81	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,22		

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo franco argilo-limoso

n = 0,471
cc = 0,366

wp = 0,208
A = Ks (cm/h) = 0,15

%areia (A) = 10
%argila (C) = 35

n_a = 0,449
Hf (cm) = 71,99

CEC = 0,22

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,208; s=2,38	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,419; s=1,07	141,94	28,39	4,80
1,2	2	0,6		12,29	5,27	1,20	4,8	2	2,4		0,11	0,05	1,78
1,2	1	1,2		2,42	1,13	1,20	4,8	1	4,8		0,03	0,01	1,21
1,2	0,5	2,4		0,54	0,26	1,20	4,8	0,5	9,6		0,01	0,00	0,83
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25		39,74	11,35	6,00
2,4	2	1,2		2,42	1,13	2,40	6	2	3		0,07	0,03	1,79
2,4	1	2,4		0,54	0,26	2,16	6	1	6		0,02	0,01	1,21
2,4	0,5	4,8		0,13	0,06	1,64	6	0,5	12		0,00	0,00	0,83
3,6	2	1,8		1,00	0,48	3,17	7,2	2	3,6		0,05	0,02	1,79
3,6	1	3,6		0,23	0,11	2,38	7,2	24	0,3		18,92	6,31	7,14
3,6	0,5	7,2		0,06	0,03	1,71	7,2	1	7,2		0,01	0,01	1,21
3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,83
4,8	24	0,2		711,03	142,21	4,80	1,2	24	0,05		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	2	2,4		0,54	0,26	3,40	1,2	2	0,6		1,23	0,53	1,14
4,8	1	4,8		0,13	0,06	2,45	1,2	1	1,2		0,24	0,11	0,84
4,8	0,5	9,6		0,03	0,02	1,73	1,2	0,5	2,4		0,05	0,03	0,59
6	24	0,25		199,09	56,88	6,00	2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
6	2	3		0,34	0,17	3,50	2,4	2	1,2		0,24	0,11	1,32
6	1	6		0,08	0,04	2,48	2,4	1	2,4		0,05	0,03	0,89
6	0,5	12		0,02	0,01	1,74	2,4	0,5	4,8		0,01	0,01	0,60
7,2	2	3,6		0,23	0,11	3,56	3,6	2	1,8		0,10	0,05	1,35
7,2	1	7,2		0,06	0,03	2,50	3,6	1	3,6		0,02	0,01	0,90
7,2	24	0,3		94,80	31,60	7,20	3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60
7,2	0,5	14,4		0,01	0,01	1,75	3,6	0,5	7,2		0,01	0,00	0,61
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	70,97	14,19	4,80		
1,2	2	0,6	8,60	3,68	1,20	4,8	2	2,4	0,05	0,03	1,35		
1,2	1	1,2	1,69	0,79	1,20	4,8	1	4,8	0,01	0,01	0,90		
1,2	0,5	2,4	0,38	0,18	1,17	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,61		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	19,87	5,68	5,97		
2,4	2	1,2	1,69	0,79	2,38	6	2	3	0,03	0,02	1,36		
2,4	1	2,4	0,38	0,18	1,92	6	1	6	0,01	0,00	0,90		
2,4	0,5	4,8	0,09	0,04	1,41	6	0,5	12	0,00	0,00	0,61		
3,6	2	1,8	0,70	0,33	2,82	7,2	24	0,3	9,46	3,15	6,57		
3,6	1	3,6	0,16	0,08	2,05	7,2	2	3,6	0,02	0,01	1,36		
3,6	0,5	7,2	0,04	0,02	1,45	7,2	1	7,2	0,01	0,00	0,90		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,61		
4,8	24	0,2	497,45	99,49	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,38	0,18	2,96	1,2	2	0,6	0,49	0,21	0,91		
4,8	1	4,8	0,09	0,04	2,09	1,2	1	1,2	0,10	0,05	0,61		
4,8	0,5	9,6	0,02	0,01	1,47	1,2	0,5	2,4	0,02	0,01	0,41		
6	24	0,25	139,29	39,80	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,24	0,12	3,02	2,4	2	1,2	0,10	0,05	0,96		
6	1	6	0,06	0,03	2,11	2,4	1	2,4	0,02	0,01	0,62		
6	0,5	12	0,01	0,01	1,47	2,4	0,5	4,8	0,01	0,00	0,41		
7,2	2	3,6	0,16	0,08	3,05	3,6	2	1,8	0,04	0,02	0,97		
7,2	24	0,3	66,33	22,11	7,20	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	0,04	0,02	2,12	3,6	1	3,6	0,01	0,00	0,62		
7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	1,48	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,41		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	28,39	5,68	4,80		
1,2	2	0,6	4,91	2,10	1,20	4,8	2	2,4	0,02	0,01	0,97		
1,2	1	1,2	0,97	0,45	1,20	4,8	1	4,8	0,01	0,00	0,63		
1,2	0,5	2,4	0,22	0,11	1,01	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,41		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	7,95	2,27	5,48		
2,4	2	1,2	0,97	0,45	2,11	6	2	3	0,01	0,01	0,97		
2,4	1	2,4	0,22	0,11	1,56	6	1	6	0,00	0,00	0,63		
2,4	0,5	4,8	0,05	0,03	1,11	6	0,5	12	0,00	0,00	0,41		
3,6	2	1,8	0,40	0,19	2,30	7,2	24	0,3	3,78	1,26	5,68		
3,6	1	3,6	0,09	0,05	1,62	7,2	2	3,6	0,01	0,00	0,97		
3,6	0,5	7,2	0,02	0,01	1,13	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,63		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,41		
4,8	24	0,2	283,87	56,77	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,22	0,11	2,36	1,2	2	0,6	0,00	0,00	0,30		
4,8	1	4,8	0,05	0,03	1,63	1,2	1	1,2	0,00	0,00	0,15		
4,8	0,5	9,6	0,01	0,01	1,13	1,2	0,5	2,4	0,00	0,00	0,08		
6	24	0,25	79,48	22,71	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,14	0,07	2,39	2,4	2	1,2	0,00	0,00	0,30		
6	1	6	0,03	0,02	1,64	2,4	1	2,4	0,00	0,00	0,15		
6	0,5	12	0,01	0,00	1,14	2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	0,08		
7,2	2	3,6	0,09	0,05	2,40	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	0,02	0,01	1,65	3,6	2	1,8	0,00	0,00	0,30		
7,2	24	0,3	37,85	12,62	7,20	3,6	1	3,6	0,00	0,00	0,15		
7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	1,14	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,08		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	0,00	0,00	0,30		
1,2	2	0,6	2,45	1,05	1,20	4,8	2	2,4	0,00	0,00	0,30		
1,2	1	1,2	0,48	0,23	1,05	4,8	1	4,8	0,00	0,00	0,15		
1,2	0,5	2,4	0,11	0,05	0,78	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,08		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	0,00	0,00	0,30		
2,4	2	1,2	0,48	0,23	1,69	6	2	3	0,00	0,00	0,30		
2,4	1	2,4	0,11	0,05	1,18	6	1	6	0,00	0,00	0,15		
2,4	0,5	4,8	0,03	0,01	0,82	6	0,5	12	0,00	0,00	0,08		
3,6	2	1,8	0,20	0,10	1,76	7,2	24	0,3	0,00	0,00	0,30		
3,6	1	3,6	0,05	0,02	1,20	7,2	2	3,6	0,00	0,00	0,30		
3,6	0,5	7,2	0,01	0,01	0,82	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,15		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,08		

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo franco argiloso

n = 0,464
cc = 0,318

wp = 0,197
A = Ks (cm/h) = 0,23

%areia (A) = 33
%argila (C) = 33

n_a = 0,446
Hf (cm) = 33,64

CEC = 0,23

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,197; s=2,04	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	thetai = 0,5, cc+0,5, n = 0,391; s=1,06	i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	2	0,6		12,24	4,67	1,20	4,8	2	2,4		0,11	0,05	1,93
1,2	1	1,2		1,99	0,89	1,20	4,8	1	4,8		0,03	0,01	1,28
1,2	0,5	2,4		0,42	0,20	1,19	4,8	0,5	9,6		0,01	0,00	0,86
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25		764,84	56,65	6,00
2,4	2	1,2		1,99	0,89	2,40	6	2	3		0,07	0,03	1,94
2,4	1	2,4		0,42	0,20	2,01	6	1	6		0,02	0,01	1,29
2,4	0,5	4,8		0,10	0,05	1,47	6	0,5	12		0,00	0,00	0,87
3,6	2	1,8		0,79	0,37	2,98	7,2	2	3,6		0,05	0,02	1,95
3,6	1	3,6		0,18	0,09	2,16	7,2	24	0,3		71,30	13,49	7,20
3,6	0,5	7,2		0,04	0,02	1,52	7,2	1	7,2		0,01	0,01	1,29
3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,87
4,8	24	0,2		i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	2	2,4		0,42	0,20	3,15	1,2	2	0,6		1,67	0,64	1,19
4,8	1	4,8		0,10	0,05	2,21	1,2	1	1,2		0,27	0,12	0,91
4,8	0,5	9,6		0,02	0,01	1,54	1,2	0,5	2,4		0,06	0,03	0,63
6	24	0,25		2797,41	207,22	6,00	2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
6	2	3		0,26	0,12	3,22	2,4	2	1,2		0,27	0,12	1,46
6	1	6		0,06	0,03	2,23	2,4	1	2,4		0,06	0,03	0,97
6	0,5	12		0,01	0,01	1,54	2,4	0,5	4,8		0,01	0,01	0,64
7,2	2	3,6		0,18	0,09	3,26	3,6	2	1,8		0,11	0,05	1,50
7,2	1	7,2		0,04	0,02	2,24	3,6	1	3,6		0,02	0,01	0,98
7,2	24	0,3		260,78	49,34	7,20	3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60
7,2	0,5	14,4		0,01	0,01	1,55	3,6	0,5	7,2		0,01	0,00	0,65
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	9,46	3,61	1,20	4,8	2	2,4	0,06	0,03	1,51		
1,2	1	1,2	1,54	0,69	1,20	4,8	1	4,8	0,01	0,01	0,98		
1,2	0,5	2,4	0,32	0,15	1,13	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,65		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	382,42	28,33	6,00		
2,4	2	1,2	1,54	0,69	2,35	6	2	3	0,04	0,02	1,52		
2,4	1	2,4	0,32	0,15	1,84	6	1	6	0,01	0,00	0,98		
2,4	0,5	4,8	0,07	0,04	1,33	6	0,5	12	0,00	0,00	0,65		
3,6	2	1,8	0,61	0,28	2,74	7,2	24	0,3	35,65	6,74	7,20		
3,6	1	3,6	0,14	0,07	1,94	7,2	2	3,6	0,02	0,01	1,52		
3,6	0,5	7,2	0,03	0,02	1,36	7,2	1	7,2	0,01	0,00	0,98		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,65		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,32	0,15	2,86	1,2	2	0,6	0,67	0,26	1,03		
4,8	1	4,8	0,07	0,04	1,98	1,2	1	1,2	0,11	0,05	0,68		
4,8	0,5	9,6	0,02	0,01	1,37	1,2	0,5	2,4	0,02	0,01	0,45		
6	24	0,25	2163,54	160,26	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,20	0,10	2,91	2,4	2	1,2	0,11	0,05	1,11		
6	1	6	0,05	0,02	1,99	2,4	1	2,4	0,02	0,01	0,70		
6	0,5	12	0,01	0,01	1,37	2,4	0,5	4,8	0,01	0,00	0,45		
7,2	2	3,6	0,14	0,07	2,93	3,6	2	1,8	0,04	0,02	1,13		
7,2	24	0,3	201,69	38,16	7,20	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	0,03	0,02	2,00	3,6	1	3,6	0,01	0,00	0,70		
7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	1,38	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,45		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	6,69	2,55	1,20	4,8	2	2,4	0,02	0,01	1,13		
1,2	1	1,2	1,09	0,49	1,20	4,8	1	4,8	0,01	0,00	0,70		
1,2	0,5	2,4	0,23	0,11	1,03	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,45		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	152,97	11,33	6,00		
2,4	2	1,2	1,09	0,49	2,20	6	2	3	0,01	0,01	1,13		
2,4	1	2,4	0,23	0,11	1,63	6	1	6	0,00	0,00	0,71		
2,4	0,5	4,8	0,05	0,03	1,15	6	0,5	12	0,00	0,00	0,45		
3,6	2	1,8	0,43	0,20	2,43	7,2	24	0,3	14,26	2,70	7,10		
3,6	1	3,6	0,10	0,05	1,69	7,2	2	3,6	0,01	0,00	1,13		
3,6	0,5	7,2	0,02	0,01	1,16	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,71		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,45		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,23	0,11	2,51	1,2	2	0,6	0,00	0,00	0,46		
4,8	1	4,8	0,05	0,03	1,71	1,2	1	1,2	0,00	0,00	0,23		
4,8	0,5	9,6	0,01	0,01	1,17	1,2	0,5	2,4	0,00	0,00	0,12		
6	24	0,25	1529,67	113,31	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,14	0,07	2,54	2,4	2	1,2	0,00	0,00	0,46		
6	1	6	0,03	0,02	1,72	2,4	1	2,4	0,00	0,00	0,23		
6	0,5	12	0,01	0,00	1,17	2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	0,12		
7,2	2	3,6	0,10	0,05	2,55	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	0,02	0,01	1,72	3,6	2	1,8	0,00	0,00	0,46		
7,2	24	0,3	142,60	26,98	7,20	3,6	1	3,6	0,00	0,00	0,23		
7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	1,18	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,12		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	3,35	1,28	1,20	4,8	2	2,4	0,00	0,00	0,46		
1,2	1	1,2	0,54	0,24	1,10	4,8	1	4,8	0,00	0,00	0,23		
1,2	0,5	2,4	0,11	0,05	0,81	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,12		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	0,00	0,00	5,52		
2,4	2	1,2	0,54	0,24	1,81	6	2	3	0,00	0,00	0,46		
2,4	1	2,4	0,11	0,05	1,25	6	1	6	0,00	0,00	0,23		
2,4	0,5	4,8	0,03	0,01	0,85	6	0,5	12	0,00	0,00	0,12		
3,6	2	1,8	0,22	0,10	1,90	7,2	24	0,3	0,00	0,00	5,52		
3,6	1	3,6	0,05	0,02	1,28	7,2	2	3,6	0,00	0,00	0,46		
3,6	0,5	7,2	0,01	0,01	0,86	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,23		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,12		

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo franco limoso

n = 0,501
cc = 0,33

wp = 0,133
A = Ks (cm/h) = 1,32

%areia (A) = 20
%argila (C) = 15

n_a = 0,480
Hf (cm) = 32,88

CEC = 0,52

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,133; s=5,66	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,416; s=2,73	i<Ks	i<Ks	4,80
1,2	2	0,6		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4		2,31	0,72	4,80
1,2	1	1,2		i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8		0,27	0,11	3,74
1,2	0,5	2,4		9,96	3,09	1,20	4,8	0,5	9,6		0,05	0,02	2,51
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00
2,4	2	1,2		i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3		1,03	0,37	5,64
2,4	1	2,4		9,96	3,09	2,40	6	1	6		0,15	0,07	3,87
2,4	0,5	4,8		1,14	0,48	2,40	6	0,5	12		0,03	0,01	2,54
3,6	2	1,8		44,04	9,27	3,60	7,2	2	3,6		0,58	0,23	5,97
3,6	1	3,6		2,52	0,98	3,60	7,2	1	7,2		0,10	0,04	3,93
3,6	0,5	7,2		0,42	0,19	3,57	7,2	24	0,3		i<Ks	i<Ks	7,20
3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4		0,02	0,01	2,56
4,8	24	0,2		i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	2	2,4		9,96	3,09	4,80	1,2	2	0,6		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	1	4,8		1,14	0,48	4,80	1,2	1	1,2		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	0,5	9,6		0,22	0,10	4,10	1,2	0,5	2,4		1,16	0,36	1,20
6	24	0,25		i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
6	2	3		4,43	1,59	6,00	2,4	2	1,2		i<Ks	i<Ks	2,40
6	1	6		0,65	0,29	5,73	2,4	1	2,4		1,16	0,36	2,40
6	0,5	12		0,13	0,06	4,32	2,4	0,5	4,8		0,13	0,06	1,87
7,2	2	3,6		2,52	0,98	7,20	3,6	2	1,8		5,12	1,08	3,60
7,2	1	7,2		0,42	0,19	6,17	3,6	1	3,6		0,29	0,11	2,99
7,2	0,5	14,4		0,09	0,04	4,43	3,6	0,5	7,2		0,05	0,02	1,96
7,2	24	0,3		i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,15		i<Ks	i<Ks	3,60
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	1,16	0,36	4,64		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	0,13	0,06	3,12		
1,2	0,5	2,4	7,29	2,26	1,20	4,8	0,5	9,6	0,03	0,01	1,99		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	0,51	0,18	5,00		
2,4	1	2,4	7,29	2,26	2,40	6	1	6	0,08	0,03	3,17		
2,4	0,5	4,8	0,84	0,35	2,40	6	0,5	12	0,02	0,01	2,00		
3,6	2	1,8	32,25	6,79	3,60	7,2	2	3,6	0,29	0,11	5,14		
3,6	1	3,6	1,84	0,71	3,60	7,2	1	7,2	0,05	0,02	3,20		
3,6	0,5	7,2	0,31	0,14	3,39	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	2,01		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	7,29	2,26	4,80	1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	1	4,8	0,84	0,35	4,76	1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	0,5	9,6	0,16	0,07	3,72	1,2	0,5	2,4	0,46	0,14	1,20		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	3,24	1,16	6,00	2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	1	6	0,48	0,21	5,35	2,4	1	2,4	0,46	0,14	2,26		
6	0,5	12	0,10	0,05	3,86	2,4	0,5	4,8	0,05	0,02	1,47		
7,2	2	3,6	1,84	0,71	7,19	3,6	2	1,8	2,05	0,43	3,60		
7,2	1	7,2	0,31	0,14	5,63	3,6	1	3,6	0,12	0,05	2,45		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	0,5	14,4	0,07	0,03	3,94	3,6	0,5	7,2	0,02	0,01	1,50		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	0,46	0,14	4,11		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	0,05	0,02	2,50		
1,2	0,5	2,4	4,63	1,44	1,20	4,8	0,5	9,6	0,01	0,00	1,51		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	0,21	0,07	4,24		
2,4	1	2,4	4,63	1,44	2,40	6	1	6	0,03	0,01	2,51		
2,4	0,5	4,8	0,53	0,22	2,40	6	0,5	12	0,01	0,00	1,52		
3,6	2	1,8	20,46	4,31	3,60	7,2	2	3,6	0,12	0,05	4,29		
3,6	1	3,6	1,17	0,45	3,60	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	0,5	7,2	0,20	0,09	3,02	7,2	1	7,2	0,02	0,01	2,52		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	1,52		
4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	4,63	1,44	4,80	1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	1	4,8	0,53	0,22	4,43	1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	0,5	9,6	0,10	0,05	3,20	1,2	0,5	2,4	0,00	0,00	0,66		
6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	2,06	0,74	6,00	2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	1	6	0,30	0,13	4,74	2,4	1	2,4	0,00	0,00	1,32		
6	0,5	12	0,06	0,03	3,27	2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	0,66		
7,2	2	3,6	1,17	0,45	6,84	3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60		
7,2	1	7,2	0,20	0,09	4,89	3,6	2	1,8	0,00	0,00	2,64		
7,2	0,5	14,4	0,04	0,02	3,31	3,6	1	3,6	0,00	0,00	1,32		
7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,66		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	i<Ks	i<Ks	4,80		
1,2	2	0,6	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	2	2,4	0,00	0,00	2,64		
1,2	1	1,2	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	1	4,8	0,00	0,00	1,32		
1,2	0,5	2,4	2,31	0,72	1,20	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,66		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	i<Ks	i<Ks	6,00		
2,4	2	1,2	i<Ks	i<Ks	2,40	6	2	3	0,00	0,00	2,64		
2,4	1	2,4	2,31	0,72	2,40	6	1	6	0,00	0,00	1,32		
2,4	0,5	4,8	0,27	0,11	2,21	6	0,5	12	0,00	0,00	0,66		
3,6	2	1,8	10,23	2,15	3,60	7,2	24	0,3	i<Ks	i<Ks	7,20		
3,6	1	3,6	0,58	0,23	3,42	7,2	2	3,6	0,00	0,00	2,64		
3,6	0,5	7,2	0,10	0,04	2,44	7,2	1	7,2	0,00	0,00	1,32		
3,6	24	0,15	i<Ks	i<Ks	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,66		

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

Solo limoso

n = 0,443
cc = 0,297

wp = 0,072
A = Ks (cm/h) = 0,14

%areia (A) = 6
%argila (C) = 6

n_a = 0,423
Hf (cm) = 55,18

CEC = 1,29

P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)	P diária (cm)	t (h)	i = P/t (cm/h)	thetai (fórmula)	tp (h)	t0 (h)	Inf. Total (cm)
1,2	24	0,05	thetai = wp = 0,133; s=2,40	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	thetai = 0,5,cc+0,5,n = 0,416; s=1,06	101,93	23,52	4,80
1,2	2	0,6		11,99	5,20	1,20	4,8	2	2,4		0,11	0,05	1,76
1,2	1	1,2		2,41	1,13	1,20	4,8	1	4,8		0,03	0,01	1,19
1,2	0,5	2,4		0,55	0,26	1,20	4,8	0,5	9,6		0,01	0,00	0,82
2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25		33,59	10,26	6,00
2,4	2	1,2		2,41	1,13	2,40	6	2	3		0,07	0,03	1,77
2,4	1	2,4		0,55	0,26	2,16	6	1	6		0,02	0,01	1,20
2,4	0,5	4,8		0,13	0,06	1,64	6	0,5	12		0,00	0,00	0,82
3,6	2	1,8		1,00	0,48	3,17	7,2	2	3,6		0,05	0,02	1,77
3,6	1	3,6		0,24	0,12	2,38	7,2	24	0,3		16,91	5,88	7,06
3,6	0,5	7,2		0,06	0,03	1,71	7,2	1	7,2		0,01	0,01	1,20
3,6	24	0,15		15320,84	957,55	3,60	7,2	0,5	14,4		0,00	0,00	0,82
4,8	24	0,2		518,67	119,69	4,80	1,2	24	0,05		i<Ks	i<Ks	1,20
4,8	2	2,4		0,55	0,26	3,40	1,2	2	0,6		1,18	0,51	1,13
4,8	1	4,8		0,13	0,06	2,45	1,2	1	1,2		0,24	0,11	0,83
4,8	0,5	9,6		0,03	0,02	1,74	1,2	0,5	2,4		0,05	0,03	0,58
6	24	0,25		170,93	52,23	6,00	2,4	24	0,1		i<Ks	i<Ks	2,40
6	2	3		0,34	0,17	3,50	2,4	2	1,2		0,24	0,11	1,30
6	1	6		0,08	0,04	2,48	2,4	1	2,4		0,05	0,03	0,88
6	0,5	12		0,02	0,01	1,75	2,4	0,5	4,8		0,01	0,01	0,60
7,2	2	3,6		0,24	0,12	3,55	3,6	2	1,8		0,10	0,05	1,32
7,2	1	7,2		0,06	0,03	2,50	3,6	1	3,6		0,02	0,01	0,89
7,2	24	0,3		86,03	29,92	7,20	3,6	24	0,15		1505,46	94,09	3,60
7,2	0,5	14,4		0,01	0,01	1,75	3,6	0,5	7,2		0,01	0,00	0,60
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	50,97	11,76	4,80		
1,2	2	0,6	8,35	3,62	1,20	4,8	2	2,4	0,05	0,03	1,33		
1,2	1	1,2	1,68	0,79	1,20	4,8	1	4,8	0,01	0,01	0,89		
1,2	0,5	2,4	0,38	0,18	1,17	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,60		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	16,80	5,13	5,91		
2,4	2	1,2	1,68	0,79	2,37	6	2	3	0,03	0,02	1,34		
2,4	1	2,4	0,38	0,18	1,92	6	1	6	0,01	0,00	0,89		
2,4	0,5	4,8	0,09	0,04	1,41	6	0,5	12	0,00	0,00	0,60		
3,6	2	1,8	0,70	0,33	2,81	7,2	24	0,3	8,45	2,94	6,40		
3,6	1	3,6	0,16	0,08	2,05	7,2	2	3,6	0,02	0,01	1,34		
3,6	0,5	7,2	0,04	0,02	1,45	7,2	1	7,2	0,01	0,00	0,89		
3,6	24	0,15	10671,34	666,96	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,60		
4,8	24	0,2	361,27	83,37	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,38	0,18	2,95	1,2	2	0,6	0,47	0,20	0,89		
4,8	1	4,8	0,09	0,04	2,09	1,2	1	1,2	0,09	0,04	0,60		
4,8	0,5	9,6	0,02	0,01	1,47	1,2	0,5	2,4	0,02	0,01	0,40		
6	24	0,25	119,06	36,38	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,24	0,12	3,01	2,4	2	1,2	0,09	0,04	0,94		
6	1	6	0,06	0,03	2,11	2,4	1	2,4	0,02	0,01	0,61		
6	0,5	12	0,01	0,01	1,47	2,4	0,5	4,8	0,01	0,00	0,40		
7,2	2	3,6	0,16	0,08	3,04	3,6	2	1,8	0,04	0,02	0,95		
7,2	24	0,3	59,92	20,84	7,20	3,6	24	0,15	602,18	37,64	3,60		
7,2	1	7,2	0,04	0,02	2,12	3,6	1	3,6	0,01	0,00	0,61		
7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	1,48	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,41		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	20,39	4,70	4,79		
1,2	2	0,6	4,71	2,05	1,20	4,8	2	2,4	0,02	0,01	0,95		
1,2	1	1,2	0,95	0,44	1,20	4,8	1	4,8	0,01	0,00	0,61		
1,2	0,5	2,4	0,21	0,10	1,00	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,41		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	6,72	2,05	5,30		
2,4	2	1,2	0,95	0,44	2,09	6	2	3	0,01	0,01	0,95		
2,4	1	2,4	0,21	0,10	1,55	6	1	6	0,00	0,00	0,61		
2,4	0,5	4,8	0,05	0,03	1,10	6	0,5	12	0,00	0,00	0,41		
3,6	2	1,8	0,39	0,19	2,28	7,2	24	0,3	3,38	1,18	5,47		
3,6	1	3,6	0,09	0,05	1,60	7,2	2	3,6	0,01	0,00	0,95		
3,6	0,5	7,2	0,02	0,01	1,12	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,61		
3,6	24	0,15	6021,85	376,37	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,41		
4,8	24	0,2	203,86	47,05	4,80	1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20		
4,8	2	2,4	0,21	0,10	2,33	1,2	2	0,6	0,00	0,00	0,28		
4,8	1	4,8	0,05	0,03	1,62	1,2	1	1,2	0,00	0,00	0,14		
4,8	0,5	9,6	0,01	0,01	1,13	1,2	0,5	2,4	0,00	0,00	0,07		
6	24	0,25	67,19	20,53	6,00	2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40		
6	2	3	0,13	0,07	2,36	2,4	2	1,2	0,00	0,00	0,28		
6	1	6	0,03	0,02	1,63	2,4	1	2,4	0,00	0,00	0,14		
6	0,5	12	0,01	0,00	1,13	2,4	0,5	4,8	0,00	0,00	0,07		
7,2	2	3,6	0,09	0,05	2,37	3,6	24	0,15	0,00	0,00	3,36		
7,2	1	7,2	0,02	0,01	1,63	3,6	2	1,8	0,00	0,00	0,28		
7,2	24	0,3	33,81	11,76	7,20	3,6	1	3,6	0,00	0,00	0,14		
7,2	0,5	14,4	0,01	0,00	1,13	3,6	0,5	7,2	0,00	0,00	0,07		
1,2	24	0,05	i<Ks	i<Ks	1,20	4,8	24	0,2	0,00	0,00	3,36		
1,2	2	0,6	2,36	1,02	1,20	4,8	2	2,4	0,00	0,00	0,28		
1,2	1	1,2	0,47	0,22	1,05	4,8	1	4,8	0,00	0,00	0,14		
1,2	0,5	2,4	0,11	0,05	0,77	4,8	0,5	9,6	0,00	0,00	0,07		
2,4	24	0,1	i<Ks	i<Ks	2,40	6	24	0,25	0,00	0,00	3,36		
2,4	2	1,2	0,47	0,22	1,67	6	2	3	0,00	0,00	0,28		
2,4	1	2,4	0,11	0,05	1,17	6	1	6	0,00	0,00	0,14		
2,4	0,5	4,8	0,03	0,01	0,81	6	0,5	12	0,00	0,00	0,07		
3,6	2	1,8	0,20	0,09	1,73	7,2	24	0,3	0,00	0,00	3,36		
3,6	1	3,6	0,05	0,02	1,19	7,2	2	3,6	0,00	0,00	0,28		
3,6	0,5	7,2	0,01	0,01	0,82	7,2	1	7,2	0,00	0,00	0,14		
3,6	24	0,15	3010,92	188,18	3,60	7,2	0,5	14,4	0,00	0,00	0,07		

Anexo 5 – Infiltração profunda calculada utilizando o modelo Vs2dt para o caso de um solo arenoso

Quadro A-3 – Infiltração superficial e infiltração profunda calculada a diferentes profundidades para diferentes valores de precipitação, distribuição da precipitação e teor de humidade do solo inicial (Solo arenoso – 1/3)

$$\theta_i = cc$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2		
	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,1	0,1	0,1	1,2	1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	4,8	4,8	4,8	7,2	7,2	7,2
10	0,0	0,0	0,0	0,5	0,4	0,0	1,5	1,5	1,3	3,8	3,6	3,0	6,2	6,0	4,1
15	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,0	1,1	1,1	0,8	3,3	3,2	2,1	5,6	5,3	2,6
20	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,7	0,6	0,4	2,7	2,7	2,2	5,0	5,0	4,6
25	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,1	2,1	2,1	1,5	4,4	4,4	3,8
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	1,0	0,0
60	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0
80	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
100	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
120	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
130	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
150	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
275	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

$$\theta_i = 0,5,cc + 0,5,n$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2		
	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,1	0,1	0,1	1,2	1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	4,8	4,8	4,8	7,2	7,2	7,2
10	0,9	0,9	0,8	1,9	1,8	0,9	3,1	3,1	2,9	5,5	5,3	4,7	7,9	7,9	6,9
15	1,2	1,2	1,1	2,2	2,0	1,1	3,4	3,4	3,1	5,8	5,5	4,6	8,2	8,2	6,8
20	1,5	1,5	1,4	2,5	2,1	1,4	3,7	3,7	3,2	6,1	6,1	4,6	8,5	8,5	6,6
25	1,7	1,7	1,6	2,7	2,3	1,6	3,9	3,9	3,3	6,3	6,3	4,5	8,7	8,7	6,5
50	2,6	2,6	2,6	3,5	3,5	2,7	4,7	4,6	3,5	7,1	7,0	4,2	9,5	9,4	5,8
60	2,9	2,9	2,8	3,7	3,6	2,8	4,9	4,8	3,4	7,3	7,1	4,1	9,7	9,5	5,5
80	3,2	3,2	3,2	3,9	3,8	3,1	5,1	4,9	3,3	7,4	7,3	3,2	9,8	9,7	4,9
100	3,4	3,4	3,4	3,9	3,8	3,3	5,0	4,8	3,4	7,4	7,2	3,4	9,8	9,6	4,4
120	3,5	3,5	3,5	3,8	3,7	3,4	4,8	4,6	3,5	7,2	6,9	3,5	9,6	9,3	3,9
130	3,5	3,5	3,5	3,8	3,7	3,5	4,7	4,4	3,5	7,1	6,7	3,5	9,5	9,1	3,7
150	3,5	3,5	3,5	3,6	3,6	3,5	4,3	4,1	3,5	6,6	6,3	3,5	9,1	8,7	3,6
275	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5

Quadro A- 3 – Infiltração superficial e infiltração profunda calculada a diferentes profundidades para diferentes valores de precipitação, distribuição da precipitação e teor de humidade do solo inicial (Solo arenoso – continuação: 2/3)

$$\theta_i = 0,25_{cc} + 0,75_{.n}$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2														
	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I												
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	4,8	4,8	4,8	4,8	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2		
10	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	1,7	2,8	2,8	2,6	1,8	2,4	2,4	4,0	4,0	3,8	2,4	3,4	3,4	4,5	5,5	8,8	8,8	8,6	6,7	7,8	7,8	
15	2,4	2,4	2,4	2,3	2,4	2,4	3,5	3,5	3,2	3,0	3,0	4,7	4,7	4,4	2,6	3,9	3,9	7,1	7,1	6,2	4,3	5,9	9,5	9,5	9,2	6,5	8,1
20	3,1	3,1	3,1	3,0	3,1	3,1	4,2	4,2	3,8	3,6	3,6	5,4	5,4	5,0	3,1	4,4	4,4	7,8	7,8	7,3	4,2	6,3	10,2	10,2	9,7	6,2	8,4
25	3,8	3,8	3,7	3,7	3,7	3,7	4,9	4,9	4,4	3,7	4,2	6,1	6,0	5,5	3,7	4,9	4,9	8,5	8,4	7,9	4,2	6,7	10,9	10,8	10,3	6,0	8,6
50	6,8	6,8	6,7	6,7	6,7	6,7	7,8	7,8	6,9	6,7	6,9	9,0	8,9	7,7	6,7	7,3	7,3	11,4	11,3	10,1	6,7	8,5	13,8	13,7	12,5	6,7	10,1
60	7,8	7,8	7,7	7,7	7,7	7,7	8,9	8,8	7,8	7,7	7,9	10,1	9,9	8,5	7,7	8,2	8,2	12,5	12,3	10,8	7,7	9,2	14,9	14,7	13,2	7,7	10,7
80	9,7	9,7	9,7	9,7	9,7	9,7	10,8	10,6	9,7	9,6	9,8	12,0	11,8	10,0	9,7	10,0	10,0	14,4	14,2	12,1	9,7	10,7	16,8	16,6	14,4	9,7	11,8
100	11,5	11,4	11,4	11,4	11,4	11,4	12,5	12,3	11,4	11,4	11,5	13,7	13,5	11,4	11,4	11,6	11,6	16,1	15,8	13,1	11,4	12,1	18,4	18,2	15,5	11,4	13,0
120	13,0	13,0	12,9	12,9	12,9	12,9	14,0	13,8	12,9	13,0	15,2	14,9	12,9	12,9	13,1	13,1	13,1	17,6	17,3	14,0	12,9	13,5	20,0	19,7	16,3	12,9	14,1
130	13,7	13,7	13,7	13,7	13,7	13,7	14,7	14,5	13,7	13,7	13,7	15,9	15,6	13,7	13,8	13,8	13,8	18,3	18,0	14,4	13,7	14,1	20,7	20,4	16,7	13,7	14,7
150	15,1	15,1	15,0	15,0	15,0	15,0	16,1	15,8	15,0	15,1	17,2	16,9	15,0	15,0	15,1	15,1	15,1	19,6	19,3	15,3	15,0	15,4	22,0	21,6	17,3	15,0	15,8
275	21,3	21,3	21,2	21,2	21,2	21,2	22,1	21,7	21,2	21,3	23,3	22,6	21,2	21,2	21,3	21,3	21,3	25,7	24,9	21,2	21,2	21,3	28,0	27,3	21,2	21,2	21,4

$$\theta_i = 0,1_{cc} + 0,9_{.n}$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2														
	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I												
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	2,4	4,8	4,8	4,8	4,8	4,8	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	
10	2,2	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	3,3	3,3	3,1	2,3	2,9	4,5	4,5	4,3	3,0	3,9	3,9	6,9	6,9	6,7	5,0	6,1	9,3	9,3	9,1	7,2	8,3
15	3,2	3,2	3,1	3,1	3,1	3,2	4,3	4,3	4,0	3,1	3,8	5,5	5,5	5,2	3,4	4,7	4,7	7,9	7,9	7,6	5,1	6,7	10,3	10,3	10,0	7,2	8,8
20	4,2	4,2	4,1	4,1	4,1	4,1	5,3	5,2	4,9	4,1	4,7	6,5	6,4	6,0	4,1	5,4	5,4	8,9	8,8	8,4	5,2	7,3	11,3	11,2	10,8	7,3	9,4
25	5,1	5,1	5,0	5,0	5,0	5,0	6,2	6,1	5,7	5,0	5,5	7,4	7,3	6,8	5,0	6,2	6,2	9,8	9,7	9,2	5,5	8,0	12,2	12,1	11,6	7,3	9,9
50	9,4	9,3	9,3	9,3	9,3	9,3	10,4	10,4	9,5	9,2	9,5	11,6	11,5	10,4	9,3	9,9	9,9	14,0	13,9	12,7	9,3	11,1	16,4	16,3	15,1	9,3	12,7
60	10,9	10,9	10,8	10,8	10,8	10,8	12,0	11,9	11,0	10,8	11,0	13,2	13,1	11,6	10,8	11,4	11,4	15,6	15,5	13,9	10,8	12,4	18,0	17,9	16,3	10,8	13,8
80	13,9	13,9	13,8	13,8	13,8	13,8	14,9	14,8	13,8	13,8	13,9	16,1	16,0	14,1	13,8	14,2	14,2	18,5	18,3	16,2	13,8	14,9	20,9	20,7	18,6	13,8	16,0
100	16,6	16,6	16,5	16,5	16,5	16,6	17,7	17,5	16,5	16,5	16,7	18,9	18,7	16,6	16,5	16,8	16,8	21,3	21,0	18,3	16,6	17,3	23,6	23,4	20,7	16,6	18,2
120	19,2	19,2	19,1	19,1	19,1	19,1	20,3	20,0	19,1	19,1	19,2	21,4	21,2	19,2	19,1	19,3	19,3	23,8	23,5	20,2	19,1	19,7	26,2	25,9	22,6	19,1	20,3
130	20,5	20,4	20,4	20,4	20,4	20,4	21,5	21,3	20,4	20,5	20,5	22,7	22,4	20,4	20,4	20,6	20,6	25,1	24,7	21,1	20,4	20,9	27,4	27,1	23,5	20,4	21,4
150	22,8	22,8	22,8	22,8	22,8	22,8	23,9	23,6	22,7	22,8	22,8	25,0	24,7	22,8	22,8	22,9	22,9	27,4	27,1	23,0	22,8	23,1	29,8	29,4	25,1	22,8	23,6
275	35,5	35,4	35,4	35,4	35,4	35,4	36,4	36,0	35,4	35,4	35,4	37,6	36,9	35,4	35,4	35,5	35,5	40,0	39,2	35,4	35,4	35,5	42,3	41,6	35,4	35,4	35,7

Quadro A-3 – Infiltração superficial e infiltração profunda calculada a diferentes profundidades para diferentes valores de precipitação, distribuição da precipitação e teor de humidade do solo inicial (Solo arenoso – continuação: 3/3)

$$\theta_i = n$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2													
	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I											
10	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,5	3,7	3,7	3,5	2,6	3,3	4,3	7,3	7,2	7,0	5,3	6,4	9,7	9,6	9,4	7,6	8,6				
15	3,7	3,7	3,6	3,6	3,6	3,6	4,8	4,8	4,5	3,6	4,3	5,2	8,4	8,4	8,1	5,6	7,2	10,8	10,8	10,5	7,8	9,4				
20	4,9	4,9	4,8	4,8	4,7	5,4	6,0	5,9	5,6	4,7	5,4	6,1	9,6	9,5	9,1	5,9	8,0	12,0	11,9	11,5	8,0	10,1				
25	6,0	6,0	5,9	5,9	5,8	6,4	7,1	7,0	6,6	5,8	6,4	7,1	10,7	10,6	10,0	6,3	8,8	13,1	13,0	12,4	8,2	10,8				
50	11,1	11,1	11,0	11,0	11,2	11,0	12,2	12,1	11,2	11,0	11,3	13,4	13,3	12,1	11,0	11,7	15,8	15,7	14,4	11,0	12,8	18,2	18,1	16,8	11,0	14,4
60	13,0	13,0	12,9	12,9	13,0	12,9	14,1	14,0	13,0	12,9	13,1	15,3	15,1	13,7	12,9	13,4	17,7	17,5	16,0	12,9	14,4	20,1	19,9	18,4	12,9	15,9
80	16,7	16,6	16,6	16,6	16,6	16,7	17,7	17,6	16,6	16,5	16,7	18,9	18,7	16,9	16,6	16,9	21,3	21,1	19,0	16,6	17,6	23,7	23,5	21,4	16,6	18,8
100	20,1	20,1	20,0	20,0	20,0	20,1	21,1	21,0	20,0	20,0	20,1	22,3	22,1	20,1	20,0	20,3	24,7	24,5	21,8	20,0	20,8	27,1	26,9	24,1	20,0	21,6
120	23,4	23,4	23,3	23,3	23,3	23,4	24,4	24,2	23,3	23,3	23,4	25,6	25,3	23,3	23,5	28,0	27,7	24,4	23,3	23,9	30,4	30,1	26,7	23,3	24,5	
130	25,0	24,9	24,9	24,9	24,9	25,0	26,0	25,8	24,9	24,8	25,0	27,2	26,9	24,9	24,9	25,1	29,6	29,3	25,7	24,9	25,4	32,0	31,6	28,0	24,9	25,9
150	28,0	28,0	28,0	28,0	28,0	28,0	29,1	28,8	27,9	27,9	28,0	30,2	29,9	28,0	28,1	32,6	32,3	28,2	28,0	28,3	35,0	34,7	30,4	28,0	28,8	
275	45,0	45,0	44,9	44,9	44,9	45,0	45,9	45,5	44,9	44,9	45,0	47,1	46,5	44,9	44,9	45,0	49,5	48,8	44,9	45,0	45,1	51,9	51,2	44,9	45,0	45,2

Nota: Distrib. P = distribuição da precipitação: 05H_I – primeira 0,5 h; 2H_I – primeiras 2 h; 2H_M – entre a 11ª e a 13ª hora; 2H_F – últimas 2 h; 24H – durante todo o dia.

O programa não cumpriu os critérios de "bons resultados" nas seguintes corridas: ($\theta_i = 0,25$.cc +0,75.n; P = 1,2 cm; Distrib.P = 2H_F); ($\theta_i = 0,1$.cc +0,9.n; P = 1,2 cm; Distrib.P = 2H_F); ($\theta_i = 0,1$.cc +0,9.n; P = 2,4 cm; Distrib.P = 2H_M); ($\theta_i = n$; P = 2,4 cm; Distrib.P = 2H_M); ($\theta_i = n$; P = 7,2 cm; Distrib.P = 05H_I).

Anexo 6 – Infiltração profunda calculada utilizando o modelo Vs2dt para o caso de um solo arenoso franco

Quadro A- 4 – Infiltração superficial e infiltração profunda calculada a diferentes profundidades para diferentes valores de precipitação, distribuição da precipitação e teor de humidade do solo inicial (Solo arenoso franco – 1/3)

$$\theta_i = cc$$

P (cm)	0,1					1,2					2,4					4,8					7,2									
	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H					
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,3	0,2	0,0	0,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	4,8	4,8	4,8	4,8	4,8	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2
10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,3	0,2	0,0	0,1	1,2	1,2	1,0	0,1	0,6	2,2	3,4	3,2	1,8	2,6	2,3	5,8	5,6	4,1	4,8					
15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,7	0,7	0,4	0,0	0,1	1,6	2,7	2,4	0,5	1,5	1,7	5,0	4,7	2,5	3,6					
20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,9	1,9	1,5	0,1	0,6	1,0	4,2	3,8	1,0	2,4					
25	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,2	0,7	0,1	0,1	0,4	3,4	2,8	0,2	1,3					
50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0					
60	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0					
80	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0					
100	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0					
120	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0					
130	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0					
150	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0					
275	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0					

$$\theta_i = 0,5,cc + 0,5,n$$

P (cm)	0,1					1,2					2,4					4,8					7,2									
	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H	05H_I	2H_I	2H_M	2H_F	24H					
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	1,4	1,4	1,2	0,4	1,0	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	3,3	4,8	4,8	4,8	4,8	3,3	7,2	7,2	7,2	7,2	3,3	7,2	7,2	7,2	7,2
10	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	1,4	1,4	1,2	0,4	1,0	2,6	2,6	2,4	1,1	1,9	3,4	5,0	4,7	3,3	4,1	3,5	7,4	7,1	5,7	6,3					
15	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	1,4	1,4	1,1	0,4	0,9	2,6	2,6	2,2	0,6	1,7	3,4	5,0	4,6	2,6	3,7	3,5	7,4	7,0	4,9	5,9					
20	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	1,4	1,4	1,0	0,5	0,9	2,6	2,5	2,1	0,5	1,5	3,4	4,9	4,5	1,8	3,4	3,5	7,3	6,9	4,1	5,4					
25	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	1,4	1,3	0,9	0,5	0,8	2,5	2,4	1,9	0,6	1,3	3,3	4,8	4,3	1,1	3,0	3,4	7,2	6,7	3,3	5,0					
50	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9	0,9	0,7	0,6	0,7	1,8	1,7	0,9	0,7	0,7	2,6	4,1	2,9	0,7	1,3	2,7	6,5	5,3	0,7	2,8					
60	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,6	0,7	1,5	1,4	0,7	0,7	0,7	2,2	3,6	2,2	0,7	0,9	2,3	6,0	4,6	0,7	2,0					
80	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	1,3	2,6	0,9	0,7	0,7	1,4	5,0	3,0	0,7	0,8					
100	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	1,4	0,7	0,7	0,7	0,8	3,7	1,3	0,7	0,7					
120	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	2,3	0,7	0,7	0,7					
130	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,6	0,7	0,7	0,7					
150	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7					
275	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7					

Quadro A- 4 – Infiltração superficial e infiltração profunda calculada a diferentes profundidades para diferentes valores de precipitação, distribuição da precipitação e teor de humidade do solo inicial (Solo arenoso franco – continuação: 2/3)

$$\theta_i = 0,25_{cc} + 0,75_{.n}$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2		
	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,1	0,1	0,1	1,2	1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	4,8	4,8	4,8	7,2	7,2	7,2
10	1,1	1,1	1,0	2,2	2,1	2,0	3,4	3,3	3,1	5,7	5,5	4,9	4,1	8,1	7,9
15	1,5	1,5	1,4	2,6	2,5	2,2	3,7	3,7	3,4	6,1	5,8	4,9	4,5	8,5	8,2
20	1,8	1,8	1,7	2,9	2,9	2,5	4,1	4,1	3,6	6,5	6,0	4,9	4,9	8,9	8,4
25	2,2	2,2	2,1	3,2	3,2	2,7	4,4	4,4	3,8	6,8	6,2	4,9	5,2	9,2	8,6
50	3,5	3,5	3,4	4,5	4,4	3,6	5,7	5,6	4,4	8,0	6,8	5,1	6,4	10,4	9,2
60	3,8	3,8	3,8	4,8	4,7	3,9	6,0	5,9	4,5	8,3	6,8	5,1	6,8	10,7	9,2
80	4,4	4,4	4,4	5,4	5,2	4,4	6,6	6,4	4,7	8,8	6,8	4,4	7,3	11,2	9,2
100	4,9	4,9	4,8	5,7	5,6	4,8	6,9	6,7	4,9	9,1	6,6	4,9	7,7	11,5	9,0
120	5,2	5,2	5,1	5,9	5,7	5,1	7,1	6,9	5,2	9,3	6,3	5,2	7,9	11,7	8,7
130	5,3	5,3	5,2	6,0	5,8	5,2	7,2	6,9	5,3	9,3	6,1	5,3	8,0	11,7	8,5
150	5,4	5,4	5,4	6,1	5,8	5,4	7,2	6,9	5,4	9,3	5,7	5,4	8,0	11,7	8,0
275	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	5,8	5,6	5,6	7,4	5,6	5,6	6,4	9,8	5,6

$$\theta_i = 0,1_{cc} + 0,9_{.n}$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2		
	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I	05H_I	2H_I	24H_I
Distrib. P -> Prof.(cm) v	0,1	0,1	0,1	1,2	1,2	1,2	2,4	2,4	2,4	4,8	4,8	4,8	7,2	7,2	7,2
10	1,5	1,5	1,4	2,6	2,6	2,4	3,8	3,8	3,6	6,2	6,0	5,3	4,5	8,6	8,4
15	2,2	2,2	2,1	3,3	3,2	2,9	4,5	4,4	4,1	6,8	6,5	4,4	5,1	9,2	8,9
20	2,8	2,8	2,7	3,8	3,8	3,4	5,0	5,0	4,6	7,4	7,0	4,3	5,7	9,8	9,4
25	3,3	3,3	3,2	4,4	4,4	3,9	5,6	5,6	5,0	8,0	7,4	4,2	6,3	10,4	9,8
50	5,7	5,7	5,7	6,8	6,7	5,8	8,0	7,9	6,7	10,3	9,1	5,7	8,7	12,7	11,5
60	6,6	6,6	6,5	7,6	7,5	6,6	8,8	8,7	7,3	11,1	9,6	6,5	9,5	13,5	12,0
80	8,1	8,1	8,0	9,1	9,0	8,0	10,3	10,1	8,3	12,5	10,6	8,0	11,0	14,9	13,0
100	9,4	9,4	9,3	10,4	10,2	9,3	11,6	11,4	9,4	13,8	11,3	9,3	12,3	16,2	13,7
120	10,6	10,5	10,5	11,6	11,3	10,5	12,8	12,5	10,5	14,9	11,9	10,5	13,4	17,3	14,3
130	11,1	11,0	11,0	12,1	11,8	11,0	13,3	13,0	11,0	15,4	12,2	11,0	14,0	17,8	14,6
150	12,1	12,0	12,0	13,1	12,8	12,0	14,3	13,9	12,0	16,3	12,7	12,0	14,9	18,7	15,0
275	16,4	16,4	16,4	17,3	16,9	16,4	18,5	17,9	16,4	20,3	16,4	16,4	19,2	22,7	16,5

Quadro A- 4 – Infiltração superficial e infiltração profunda calculada a diferentes profundidades para diferentes valores de precipitação, distribuição da precipitação e teor de humidade do solo inicial (Solo arenoso franco – continuação: 3/3)

$$\theta_i = n$$

P (cm)	0,1			1,2			2,4			4,8			7,2										
	05H_I	2H_I	24H	05H_I	2H_I	24H	05H_I	2H_I	24H	05H_I	2H_I	24H	05H_I	2H_I	24H								
10	1,8	1,8	1,7	1,8	2,9	2,7	1,9	2,5	4,1	4,1	3,9	2,6	3,5	4,8	6,5	6,3	4,9	5,6	4,8	8,9	8,7	7,2	7,9
15	2,6	2,6	2,5	2,6	3,7	3,4	2,5	3,2	4,9	4,9	4,6	2,9	4,0	5,6	7,3	7,0	4,9	6,1	5,6	9,7	9,4	7,2	8,2
20	3,4	3,4	3,3	3,3	4,5	4,4	3,3	3,8	5,7	5,6	5,2	3,3	4,6	6,3	8,0	7,6	4,9	6,5	6,3	10,4	10,0	7,2	8,6
25	4,1	4,1	4,0	4,0	5,2	5,1	4,0	4,5	6,4	6,3	5,8	4,0	5,1	7,0	8,7	8,2	5,0	6,9	7,0	11,1	10,6	7,2	8,9
50	7,3	7,3	7,2	7,2	8,4	8,3	7,4	7,4	9,6	9,5	8,3	7,2	7,8	10,2	11,9	10,6	7,2	9,0	10,2	14,3	13,0	7,4	10,6
60	8,4	8,4	8,4	8,4	9,5	9,4	8,4	8,5	10,7	10,6	9,2	8,4	8,8	11,4	13,0	11,5	8,4	9,8	11,4	15,4	13,9	8,4	11,3
80	10,6	10,5	10,5	10,5	11,6	11,5	10,5	10,6	12,8	12,6	10,8	10,5	10,8	13,5	15,0	13,0	10,5	11,5	13,5	17,4	15,4	10,5	12,7
100	12,5	12,5	12,4	12,4	13,5	13,3	12,4	12,5	14,7	14,5	12,5	12,4	12,6	15,4	16,9	14,4	12,4	13,1	15,4	19,3	16,8	12,4	14,0
120	14,3	14,2	14,2	14,2	15,3	15,1	14,2	14,3	16,5	16,2	14,2	14,4	14,4	17,1	18,6	15,6	14,2	14,7	17,1	21,0	18,0	14,2	15,4
130	15,1	15,1	15,0	15,0	16,1	15,9	15,0	15,1	17,3	17,0	15,0	15,2	15,2	18,0	19,4	16,2	15,1	15,5	18,0	21,8	18,6	15,0	16,1
150	16,7	16,7	16,6	16,6	17,7	17,4	16,6	16,7	18,9	18,6	16,6	16,8	16,8	19,6	21,0	17,3	16,7	17,0	19,6	23,4	19,7	16,6	17,4
275	24,9	24,9	24,9	24,9	25,9	25,4	24,9	24,9	27,1	26,5	24,9	24,9	24,9	27,7	28,9	24,9	24,9	25,0	27,7	31,2	25,0	24,9	25,1

Nota: Distrib. P = distribuição da precipitação: 05H_I – primeira 0,5 h; 2H_I – primeiras 2 h; 2H_M – entre a 11ª e a 13ª hora; 2H_F – últimas 2 h; 24H – durante todo o dia. O programa não cumpriu os critérios de "bons resultados" nas seguintes corridas: (θ = 0,25.cc + 0,75.n; P = 4,8 cm; Distrib. P = 05H_I); (θ = 0,25.cc + 0,75.n; P = 4,8 cm; Distrib. P = 24H); (θ = n; P = 2,4 cm; Distrib. P = 2H_I); (θ = n; P = 7,2 cm; Distrib. P = 2H_I). Não resolveu adequadamente a situação de "encharcamento" nas seguintes corridas: (θ = n; P = 4,8 cm; Distrib. P = 05H_I); (θ = n; P = 7,2 cm; Distrib. P = 05H_I).

Anexo 7 – Legenda da carta de Ocupação do Solo do mapa *Corine Land Cover*, disponível para Portugal Continental à escala 1:100 000 (da autoria do CNIG)

Código	Descrição
	1 - Territórios artificializados
	11 - Zonas com predominância de habitações:
111	Tecido urbano contínuo
112	Tecido urbano descontínuo
	12 - Zonas com revestimento predominantemente artificial:
121	Espaços de actividades industriais, comerciais e de equipamentos gerais
122	Redes rodoviárias e ferroviárias e terrenos associados
123	Zonas portuárias
124	Aeroportos
	13 - Zonas alteradas artificialmente sem vegetação:
131	Pedreiras, zonas de extracção de areias, minas a céu aberto
132	Zonas de descargas industriais, zonas de espalhamento de lixos
133	Estaleiros
	14 - Zonas verdes ordenadas:
141	Espaços urbanos verdes
142	Zonas com equipamentos desportivos e de ocupação dos tempos livres
	2 - Área com ocupação agrícola
	21 - Áreas agrícolas com culturas anuais
211	Zonas de utilização agrícola fora dos perímetros de rega
212	Perímetros regados
213	Arrozais
	22 - Culturas permanentes
221	Vinhas
2212	Vinha + Pomar
2213	Vinha + Olival
222	Pomares
2221	Pomar + Vinha
2223	Pomar + Olival
223	Olivais
2231	Olival + Vinha
2232	Olival + Pomar
	23 - Pastagens:
231	Pastagens
	24 - Zonas agrícolas heterogéneas:
241	Culturas anuais associadas a culturas permanentes
242	Sistemas culturais e parcelares complexos
243	Terras ocupadas principalmente por agricultura com espaços naturais importantes
244	Territórios agroflorestais

	3 - Florestas e meios semi-naturais
	31 - Florestas:
311	Folhosas
3111	Sobreiro
3112	Azinheira
3113	Sobreiro / Azinheira
3114	Castanheiro
3115	Carvalho
3116	Eucalipto
312	Resinosas
3121	Pinheiro Bravo
3122	Pinheiro Manso
313	Florestas mistas
	32 - Zonas com vegetação arbustiva ou herbácea:
321	Pastagens pobres, trilhos
322	Pântanos e charnecas
323	Vegetação esclerófita (p. ex.: maquia, carrascal e esteval)
324	Espaços florestais degradados
	33 - Zonas descobertas sem ou com pouca vegetação:
331	Praias, dunas, areias e solos sem cobertura vegetal
332	Rochas nuas
333	Estepes subdesérticas
334	Zonas áridas recentemente
335	Neves eternas e glaciares
	4 - Meios aquáticos
	41 - Zonas húmidas continentais:
411	Pântanos
412	Turfeiras
	42 - Zonas húmidas marítimas:
421	Sapais
422	Salinas
423	Zonas intertidais
	5 - Superfícies com água
	51 - Zonas de água doce:
511	Cursos de água
512	Planos de água, lagos
	52 - Zonas de água salgada:
521	Lagunas e cordões litorais
522	Estuários
523	Mar e oceano

Anexo 8 - Nomenclatura da Carta de Ocupação do Solo de Portugal Continental (da autoria do CNIG)



NOMENCLATURA DA CARTA DE OCUPAÇÃO DO SOLO DE PORTUGAL CONTINENTAL

1- Áreas artificiais

Espaço Urbano

- UU1 Tecido Urbano contínuo
- UU2 Tecido Urbano descontínuo
- UU9 Outros espaços fora do tecido urbano consolidado

Infraestruturas e Equipamentos

- SW1 Zonas industriais e comerciais
- SW2 Vias de comunicação (Rodoviárias e ferroviárias)
- SW3 Zonas portuárias
- SW4 Aeroportos
- SL1 Equipamentos para desporto e lazer
- SW9 Outras infraestruturas e equipamentos

Improdutivos

- JJ1 Pedreiras, saibreiras, minas a céu aberto
- JJ2 Lixeiros, descargas industriais e depósitos de sucata
- JJ3 Estaleiros de construção civil
- JJ9 Outras áreas degradadas

Espaços verdes artificiais

- SL1 Espaços verdes urbanos (florestais)
- SL2 Espaços verdes (não florestais) para as actividades desportivas e de lazer

2- Áreas agrícolas

Terras aráveis- Culturas anuais

- CC1 Sequeiro
- CC2 Regadio
- CC3 Arrozais
- CC9 Outros (estufas, viveiros, etc)

Culturas permanentes

- VV1 **Vinha**
- VA1 Vinha + Pomar
- VO1 Vinha + Olival
- VC1 Vinha+ Cultura anual

Pomar

- AA1 Citrinos
- AA2 Pomoideas
- AA3 Prumoideas (sem a amendoeira)
- AA4 Amendoeiras
- AA5 Figueiras
- AA6 Alfarrobeiras
- AA9 Outros pomares
- AAx Mistos de pomares
- AC(1-x) Pomar + Cultura anual
- AV(1-x) Pomar + Vinha
- AO(1-X) Pomar + Olival

OO1	Olival
OC1	Olival + Cultura anual
OV1	Olival + Vinha
OA1	Olival + Pomar

Outras arbustivas

DD1	Medronheiro
DD9	Outras arbustivas

Prados permanentes

GG1	Prados e lameiros
-----	-------------------

Áreas agrícolas heterogêneas

Culturas anuais associadas a culturas permanentes

CV(1-x)	Culturas anuais + Vinha
CA(1-2)	Culturas anuais + Pomar
CO(1-2)	Culturas anuais + Olival
CX1	Sistemas culturais e parcelares complexos
CI(1-2)	Áreas principalmente agrícolas com espaços naturais importantes

Territórios agro-florestais

C+_0	Culturas anuais + espécie florestal
+_C(1-2)	Espécie florestal + culturas anuais

3- Floresta

Código para o coberto florestal

0	grau de coberto inferior a 10%
1	grau de coberto de 10% a 30 %
2	grau de coberto de 30% a 50 %
3	grau de coberto superior a 50%
4	corte raso ou fogo
5	zona verde urbana ou de protecção
6	espécie espontânea

Folhosas

BB+_	Sobreiro
ZZ+_	Azinhreira
TT+_	Castanheiro bravo
NN+_	Castanheiro manso
QQ+_	Carvalho
EE+_	Eucalipto
FF+_	Outras folhosas

Resinosas

PP+_	Pinheiro bravo
MM+_	Pinheiro manso
RR+_	Outras resinosas

Povoamento florestal misto (Folhosas + Resinosas)

Combinação das letras indicadas para cada espécie (máximo de duas)
em que a primeira é a dominante ocupando as duas até 75% da superfície,
seguida da indicação do grau de coberto (de 0 a 3)

4- Meios semi-naturais

Ocupação arbustiva e herbácea

II1	Pastagens naturais pobres
II2	Vegetação arbustiva baixa- matos
QQ6/FF6 ZZ6/BB6	Vegetação esclerofítica- carrascal
I_+0	Vegetação arbustiva alta e floresta degradada ou de transição
J_+0	Áreas descobertas sem ou com pouca vegetação
JY1	Praia, dunas, areais e solos sem cobertura vegetal
JY2	Rocha nua

__+4 Zonas incendiadas recentemente

5- Meios aquáticos

Zonas húmidas continentais

HY1	Zonas pantanosas interiores e paúls
-----	-------------------------------------

Zonas húmidas marítimas

HY2	Sapais
HY3	Salinas
HY4	Zonas intertidais

6- Superfícies com água

Áreas continentais

HH1	Cursos de água
HH2	Lagoas e albufeiras

Águas marítimas

HH3	Lagunas e cordões litorais
HH4	Estuários
HH5	Mar e Oceano

Anexo 9 – Legenda da Carta de Solos de Portugal, disponível parcialmente para Portugal Continental às escalas 1:50 000 ou 1:25 000 (da autoria do IHERA)

Informação extraída de Oliveira *et al.* (1997a).

A legenda da carta de solos de Portugal às escalas 1:50 000 ou 1:25 000 vem apresentada em SROA (1970, 1973). Com base nessa legenda elaborou-se uma tabela de códigos que obedece ao seguinte esquema de codificação:

O So G Sg F F

onde:

O é a Ordem,

So é a Subordem,

G é o Grupo,

Sg é o Subgrupo, e

F F refere-se às famílias pertencentes ao mesmo Grupo ou Subgrupo.

Classificação SROA		Código
1	Solos Incipientes	100000
11	Litossolos	110000
111	Litossolos de Climas Sub-húmidos e Semiáridos	111000
	Eb - de basaltos ou doleritos ou outras rochas eruptivas básicas afins	111001
	Ec - de calcários compactos ou dolomias	111002
	Ed - de dioritos ou gabros	111003
	Eg - de granitos ou quartzodioritos	111004
	Egn - de gneisses ou rochas afins	111005
	Ep - de pórfiros	111006
	Eq - de quartzitos ou rochas afins	111007
	Ets - de grés de Silves ou rochas afins	111008
	Etc - de arenitos calcários	111009
	Et - de outros arenitos	111010
	Ex - de xistos ou grauvaques	111011
12	Regossolos	120000
121	Regossolos dos Climas Sub-húmidos e Semiáridos	121000
1211	Regossolos Psamíticos	121000
	Rg - não húmidos	121101
1212	Regossolos Psamíticos Para-Hidromórficos	121200
	Rgc - húmidos cultivados	121201
13	Aluviosolos	130000
131	Aluviosolos Modernos	131000
1311	Não Calcários	131100
	Al - de textura ligeira	131101
	A - de textura mediana	131102
	Aa - de textura pesada	131103
1312	Calcários (Para-Solos Calcários)	131200
	Alc - de textura ligeira	131201
	Ac - de textura mediana	131202
	Aac - de textura pesada	131203
132	Aluviosolos Antigos	132000
1321	Não Calcários	132100
	Atl - de textura ligeira	132101
	At - de textura mediana	132102
	Ata - de textura pesada	132103
1322	Calcários (Para-Solos Calcários)	132200
	Atlc - de textura ligeira	132201
	Atc - de textura mediana	132202
	Atac - de textura pesada	132203
14	Solos de Baixas (Coluviosolos)	140000
1401	Não Calcários	140100
	Sbl - de textura ligeira	140101
	Sb - de textura mediana	140102
	Sba - de textura pesada	140103
1402	Calcários (Para-Solos Calcários)	140200
	Sblc - de textura ligeira	140201
	Sbc - de textura mediana	140202
	Sbac - de textura pesada	140203
2	Solos Litólicos	200000
21	Solos Litólicos Húmicos	210000
211	Solos Litólicos Húmicos dos Climas Montanos	211000
2111	Normais	211100
	Mnq - de quartzitos	211101
	Mnqx - de material coluviado derivado de quartzitos e xistos não básicos	211102
	Mns - de sienitos	211103
	Mnx - de xistos ou grauvaques	211104
	Mnga - de microgranitos ou rochas cristalofílicas afins	211105
	Mnsx - de material coluviado de solos derivados de xistos ou grauvaques	211106
	Mnt - de arenitos grosseiros	211107
2112	Para-Litossolos ou Rankers	211200
22	Solos Litólicos Não Húmicos	220000
221	Solos Litólicos Não Húmicos dos Climas Sub-Húmidos e Semiáridos	221000

Classificação SROA		Código
2211	Normais	221100
	Par - de materiais arenáceos pouco consolidados (de textura arenosa ou franco-arenosa)	221101
	Par* - de materiais arenáceos pouco consolidados, com materiais lateríticos	221102
	Pg - de granitos	221103
	Pga - de microgranitos ou rochas cristalofílicas afins	221104
	Pgm - de granitos em transição para quartzodioritos	221105
	Ppg - de rochas microfílicas claras	221106
	Ppn - de gneisses ou rochas afins	221107
	Ppq - de quartzodioritos ou rochas afins	221108
	Psn - de sienitos	221109
	Pt - de arenitos finos micáceos	221110
	Sq - de material coluviado dos solos da família Ppq	221111
	Vf - de rochas ferruginosas	221112
	Vt - de arenitos grosseiros	221113
	Vts - de "grés de Silves" ou rochas afins	221114
	VI - de materiais arenáceos pouco consolidados (de textura franco-arenosa a franca)	221115
2212	Para-Litossolos ou Rankers	221200
	Qx - de xistos ou grauvaques	221201
3	Solos Calcários	300000
31	Solos Calcários Pardos	310000
311	Solos Calcários Pardos dos Climas Sub-húmidos e Semiáridos	311000
3111	Normais	311100
	Pc - de calcários não compactos	311101
	Pcg - de granitos ou quartzodioritos associados a depósitos calcários	311102
	Pcr - de conglomerados calcários	311103
	Pcs - de margas	311104
	Pct - de arenitos grosseiros associados a depósitos calcários	311105
	Pcx - de xistos ou grauvaques associados a depósitos calcários	311106
	Ptc - de arenitos finos calcários	311107
	Rc - de materiais arenáceos calcários pouco consolidados	311108
	Pcn - de gneisses associados a depósitos calcários	311109
3112	Para-Barros	311200
	Pc' - de calcários não compactos associados a dioritos ou gabros ou rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas ou de grés argilosos calcários ou de margas	311201
	Pca - de formações argiláceas associadas a depósitos calcários	311202
	SpC' - de materiais coluviados de solos calcários	311203
3113	Para-Litossolos	311300
	Pcd - de calcários compactos	311301
32	Solos Calcários Vermelhos	320000
321	Solos Calcários Vermelhos dos Climas Sub-Húmidos e Semiáridos	321000
3211	Normais	321100
	Vac - de rochas detríticas argiláceas calcárias	321101
	Vc - de calcários	321102
	Vcr - de conglomerados calcários	321103
	Vcs - de "grés de Silves" calcários	321104
	Vct - de arenitos grosseiros associados a depósitos calcários	321105
	Vcx - de xistos ou grauvaques associados a depósitos calcários	321106
3212	Para-Barros	321200
	Svc' - de materiais coluviados de solos calcários	321201
	Vc' - de calcários não compactos associados a dioritos ou gabros ou rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas ou de grés argilosos calcários ou de margas	321202
4	Barros	400000
41	Barros Pretos	410000
411	Barros Pretos Não Calcários	411000
	Bp - de dioritos ou gabros ou outras rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas	411001
412	Barros Pretos Calcários	412000
4121	Muito Descarboxados	412100
	Bpc - de dioritos ou gabros ou outras rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas, associados a calcário friável	412101
4122	Pouco Descarboxados	412200
	Cp - de rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas associados a calcário friável ou de grés argilosos, calcários ou margas	412201
4123	Não Descarboxados	412300
	Cpc - de rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas associados a calcário friável ou de grés argilosos,	412301

Classificação SROA		Código
	calcários ou margas	
42	Barros Castanho-Avermelhados	420000
421	Barros Castanho-Avermelhados Não Calcários	421000
	Cb - de basaltos ou doleritos ou outras rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas	421001
422	Barros Castanho-Avermelhados Calcários	422000
4221	Muito Descarboxinados	422100
	Bvc - de dioritos ou gabros ou rochas cristalofílicas básicas associados a calcário friável	422101
4222	Pouco Descarboxinados	422200
	Cpv - de rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas associadas a calcário friável ou de grés argilosos calcários ou de margas	422201
4223	Não Descarboxinados	422300
	Bva - de formações argilosas calcárias	422301
	Cbc - de basaltos ou doleritos ou outras rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas associados a calcário friável	422302
5	Solos Argiluvados Pouco Insaturados	500000
51	Solos Mediterrâneos Pardos	510000
511	Solos Mediterrâneos Pardos de Materiais Calcários	511000
5111	Para-Barros	511100
	Pac - de margas ou calcários margosos ou de calcários não compactos associados com xistos, grés argilosos, argilitos ou argilas ou de grés argilosos calcários	511101
	Pbc - de calcários margosos associados a arcoses ou rochas afins	511102
	Pmc - de dioritos ou quartzodioritos ou rochas microfaneríticas ou cristalofílicas afins associadas a depósitos calcários	511103
5112	Para-Solos-Hidromórficos	511200
	Pdc - de arcoses ou rochas afins associadas a depósitos calcários	511201
512	Solos Mediterrâneos Pardos de Materiais Não Calcários	512000
5121	Normais	512100
	Pa - de depósitos argiláceos não consolidados	512101
	Pat - de arenitos arcósicos argilosos	512102
	Pgn - de gneisses ou rochas afins	512103
	Pmg - de quartzodioritos	512104
	Pmn - de rochas cristalofílicas	512105
	Ppx - de pórfiros félsicos xistificados	512106
	Pqx - de material coluviado derivado de quartzitos e xistos não básicos	512107
	Px - de xistos ou grauvaques	512108
	Pxr - de xistos ou grauvaques associados a rochas detríticas arenáceas	512109
	Spqx - de material coluviado dos solos da família Pqx	512110
5122	Para-Barros	512200
	Pm - de dioritos ou quartzodioritos ou rochas microfaneríticas ou cristalofílicas afins	512201
5123	Para-Solos Hidromórficos	512300
	Pag - de arenitos ou conglomerados argilosos ou argilas	512301
	Pagn - de gneisses ou rochas afins associados a rochas detríticas arenáceas	512302
	Pagp - de rochas microfílicas (pórfiros) associados a rochas detríticas arenáceas	512303
	Pagx - de xistos ou grauvaques associados a rochas detríticas arenáceas	512304
	Pdg - de arcoses ou rochas afins	512305
	Pmh - de quartzodioritos	512306
	Ppm - de rochas microfílicas (pórfiros)	512307
	Sah - de depósitos argilosos não consolidados, em geral com substracto impermeável	512308
	Srth - de arenitos arcósicos ou arcoses	512309
52	Solos Mediterrâneos Vermelhos ou Amarelos	520000
521	Solos Mediterrâneos Vermelhos ou Amarelos de Materiais Calcários	521000
5211	Normais	521100
	Pvc - de material coluviado dos solos da Família Vcc	521101
	Scv - de material coluviado dos solos da Família Vcv	521102
	Vcc - de calcários cristalinos ou mármore ou rochas cristalofílicas cálcio-siliciosas	521103
	Vcd - de calcários compactos ou dolomias	521104
	Vcv - de calcários cristalinos associados a outras rochas cristalofílicas básicas	521105
	Vtd - de arenitos calcários	521106
5212	Para-Barros	521200
	Vcm - de margas ou calcários margosos	521201
	Vmc - de dioritos ou quartzodioritos ou rochas microfaneríticas ou cristalofílicas afins associados a depósitos calcários	521202
5213	Para-Solos Hidromórficos	521300
	Vdc - de arcoses ou rochas afins associadas a depósitos calcários	521301

Classificação SROA		Código
522	Solos Mediterrâneos Vermelhos ou Amarelos de Materiais Não Calcários	522000
5221	Normais	522100
	Pv - de rochas cristalofílicas	522101
	Pvl - de rochas microfílicas (pórfiros)	522102
	Pvx - de material coluviado de solos derivados de xistos	522103
	Sr - de "rañas" ou depósitos afins	522104
	Srt - de arenitos arcósicos ou arcoses	522105
	Svqx - de material coluviado dos solos da Família Vqx	522106
	Va - de depósitos argiláceos não consolidados	522107
	Vgn - de gneisses ou rochas afins	522108
	Vmg - de quartzodioritos ou rochas cristalofílicas afins	522109
	Vq - de quartzitos ou rochas afins	522110
	Vqx - de material coluviado derivado de quartzitos e xistos não básicos	522111
	Vtc - de arenitos	522112
	Vx - de xistos ou grauvaques	522113
	Vxr - de xistos ou grauvaques associados a rochas detríticas arenáceas	522114
	Val - de depósitos de textura mediana não consolidados	522115
5222	Para-Barros	522200
	Vm - de dioritos ou quartzodioritos ou rochas microfaneríticas afins	522201
5223	Para-Solos Hidromórficos	522300
	Vag - de arenitos argilosos ou rochas afins	522301
	Vdg - de arcoses ou rochas afins	522302
5224	Com Materiais Lateríticos	522400
	Sr* - de "rañas" ou depósitos afins	522401
5225	Para-Solos Argiluvitados Muito Insaturados	522500
6	Solos Podzolizados	600000
61	Podzóis (Não Hidromórficos)	610000
611	Podzóis Sem Surraipa	611000
6111	Normais	611100
	Ap - de areias ou arenitos	611101
6112	Para Solos-Litólicos	611200
	Apr - de materiais arenáceos pouco consolidados	611201
612	Podzóis Com Surraipa	612000
	Ppr - de materiais arenáceos pouco consolidados	612001
	Ppt - de ou sobre arenitos	612002
	Pz - de areias ou arenitos	612003
62	Podzóis Hidromórficos	620000
621	Podzóis Hidromórficos Sem Surraipa	621000
	Aph - de areias ou arenitos	621001
622	Podzóis Hidromórficos Com Surraipa	622000
	Pzh - de areias ou arenitos	622001
7	Solos Halomórficos	700000
71	Solos Salinos	710000
711	Solos Salinos de Salinidade Moderada	711000
7111	de Aluviões	711100
	Asl - de textura ligeira	711101
	Aslc - de textura ligeira, calcários	711102
	As - de textura mediana	711103
	Asc - de textura mediana, calcários	711104
	Asa - de textura pesada	711105
	Asac - de textura pesada, calcários	711106
7112	de Rochas Detríticas	711200
	S - não discriminadas	711201
712	Solos Salinos de Salinidade Elevada	712000
7121	de Aluviões	712100
	Assl - de textura ligeira	712101
	Asslc - de textura ligeira, calcários	712102
	Ass - de textura mediana	712103
	Assc - de textura mediana, calcários	712104
	Assa - de textura pesada	712105
	Assac - de textura pesada, calcários	712106
7122	de Rochas Detríticas	712200
	Ss - não discriminadas	712201
8	Solos Hidromórficos	800000

Classificação SROA		Código
81	Sem Horizonte Eluvial	810000
8101	Para-Aluviossolos (ou Para-Coluviossolos)	810100
	Cal - de aluviões ou coluviais de textura ligeira	810101
	Calc - de aluviões ou coluviais de textura ligeira, calcários	810102
	Ca - de aluviões ou coluviais de textura mediana	810103
	Cac - de aluviões ou coluviais de textura mediana, calcários	810104
	Caa - de aluviões ou coluviais de textura pesada	810105
	Caac - de aluviões ou coluviais de textura pesada, calcários	810106
8102	Para-Regossolos	810200
	Sg - de rochas detríticas arenáceas	810201
8103	Para-Barros	810300
	Cd - de rochas eruptivas ou cristalofílicas básicas	810301
	Pcz - de margas ou calcários margosos ou arenitos calcários	810302
8104	Para-Solos Argiluvitados Pouco Insaturados	810400
	Pb - de xistos ou grauvaques ou de materiais de ambos	810401
	Sag - de rochas detríticas argiláceas	810402
82	Com Horizonte Eluvial	820000
821	Planossolos	821000
	Ps - de arenitos ou conglomerados argilosos ou argilas	821001
822	Solos Planossólicos	822000
	Spb - de materiais aluvionares ou coluviais provenientes de xistos e/ou grauvaques	822001
9	Solos Orgânicos Hidromórficos	900000
91	Solos Turfosos ("Muck")	910000
	Sp - sobre materiais arenosos	910001
	Spg - sobre materiais argilosos	910002
	Afloramentos Rochosos	100
	Arc - de calcários ou dolomias	101
	Arg - de granitos ou quartzodioritos	102
	Arq - de quartzitos	103
	Arx - de xistos ou grauvaques	104
	Arb - de basaltos ou doleritos ou outras rochas eruptivas básicas afins	105
	Arct - de arenitos calcários	106
	Arcx - de calcários cristalinos associados a outras rochas cristalofílicas	107
	Ard - de dioritos ou gabros	108
	Argn - de gneisses ou rochas afins	109
	Arm - de corneanas ou rochas afins	110
	Arp - de pórfiros	111
	Ars - de sienitos	112
	Art - de arenitos	113
	Outros Elementos Cartográficos	
	Sn Salinas	200
A.soc.	Áreas Sociais	300
Albuf.	Albufeiras	401
Agua	Massas de água indiscriminadas	410
ArPr	Areias de Praia não consideradas na classificação	501

Anexo 10 – Caracterização do Tipo de Solo em função da Carta de Solos de Portugal do IHERA, às escalas 1:50 000 ou 1:25 000

Informação adaptada do Anexo II.4.2.2.1 de Oliveira *et al.* (1997a).

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

(1) Solo	(2) Código	(3) Perfil	(4) Espessura (cm)	(5) Teor em balastro (%)	(6) Teor em argila (%)	(7) Permeabilidade constante (cm/h)	(8) Critério 1 Hd	(9) Critério 2 E	(10) Critério 3	(11) Tipo de solo ^(a)	
A	131102	494	/Ap=45 /C1=50 /C2=35	/Ap=0 /C1=0 /C2=0	/Ap=14.5 /C1=8.4 /C2=21.6	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1	1	C-D	B (4,6,8)	
Aa	131103	130	/Ap=35 /C1=20 /C2=35	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	/Ap=35.2 /C1=46.3 /C2=43.2	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1 / 4	1 / 4	C-D	D (6,8,10)	
Aac	131203	329	/Ap=15 /C1=25 /C2=50	/Ap=0 /C1=0 /C2=7.5	/Ap=24.7 /C1=33.7 /C2=14.4	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1 / 4	1 / 4	C-D	D (4,6,8,10)	
Ac	131202	421	/Ap=40 /C=60	/Ap=0 /C=0	/Ap=19.3 /C=34.2	/Ap=-9 /C=-9	1	1	C-D	C (4,6,8,10)	
Al	131101	508	/Ap=30 /C1=19 /C2=36 /C3=22	/Ap=0 /C1=5 /C2=7.5 /C3=5	/Ap=4.8 /C1=6.2 /C2=6.1 /C3=5.6	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9 /C3=-9	1	1	C-D	B (4,6,8)	
Alc	131201	394	/Ap=20 /C1=40 /C2=40	/Ap=0 /C1=31 /C2=0	/Ap=13.3 /C1=14.8 /C2=23.5	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1	1	C-D	C (6,10)	
Ap	611101	311	/A1=20 /A2=40 /B2=60 /C=30	/A1=0 /A2=0 /B2=0 /C=0	/A1=6.4 /A2=6.4 /B2=4.4 /C=6.4	/A1=23.1 /A2=45 /B2=21.8 /C=18.1	1	1	A?	B	A (4,7,8,9)
Aph	621001	307	/Ap=36 /A2=21 /B2=39 /C=20	/Ap=0 /A2=0 /B2=0 /C=0	/Ap=2.7 /A2=1.5 /B2=2.3 /C=2	/Ap=7.57 /A2=28.3 /B2=29.55 /C=75.2	3 ou 4	1	C-D ⁽¹⁾	B	C (8,9)
Apr	611201	884	/A1=30 /B=40 /C=45	/A1=14 /B=11 /C=18	/A1=4.75 /B=7.43 /C=4.63	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			A	B	A (4,9)
Apr	611201	886	/A1=18 /B=22 /C1=40 /C2=30	/A1=25 /B=12 /C1=14 /C2=6	/A1=1.6 /B=4.05 /C1=2.49 /C2=1.3	/A1=-9 /B=-9 /C1=-9 /C2=-9			A	B	A (4,9)
As	711103	433	/Ap=30 /C1=30	/Ap=0 /C1=0	/Ap=7.3 /C1=8.3	/Ap=-9 /C1=-9			D ⁽²⁾	D (10)	
Asa	711105	370	/Ap=30 /C1=50	/Ap=0 /C1=1	/Ap=48.8 /C1=20	/Ap=-9 /C1=-9			D ⁽²⁾	D (6,10)	
Asac	711106	112	/Ap=30 /C1=20 /C2=30 /C3=15 /C4=15	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9 /C3=-9 /C4=-9	/Ap=70 /C1=74.2 /C2=57.6 /C3=53.6 /C4=43.8	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9 /C3=-9 /C4=-9			D ⁽²⁾	D (6,10)	
Asc	711104	123	/Ap=35 /C2=40	/Ap=-9 /C2=-9	/Ap=21.5 /C2=34.4	/Ap=-9 /C2=-9			D ⁽²⁾	D (6,10)	
Asl	711101	443	/Ap=30 /C1=30	/Ap=10.5 /C1=0	/Ap=4.1 /C1=16.1	/Ap=-9 /C1=-9			D ⁽²⁾	D (10)	
Aslc	711102	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9			D ⁽²⁾	D (10)	
Ass	712103	323	/Ap=20 /C1=20 /C2=40	/Ap=0 /C1=0 /C2=0	/Ap=33 /C1=37.6 /C2=35	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9			D ⁽²⁾	D (6,10)	
Assa	712105	403	/Ap=25 /C1=45	/Ap=3 /C1=0	/Ap=36 /C1=38	/Ap=-9 /C1=-9			D ⁽²⁾	D (6,10)	
Assac	712106	404	/Ap=20 /C1=30 /C2=30	/Ap=5.5 /C1=0 /C2=0	/Ap=37.5 /C1=38.7 /C2=30.7	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9			D ⁽²⁾	D (6,10)	
Assc	712104	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9			D ⁽²⁾	D (10)	
Assl	712101	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9			D ⁽²⁾	D (10)	
Asslc	712102	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9			D ⁽²⁾	D (10)	
At	132102	496	/Ap=15 /C1=35 /C2=40	/Ap=0 /C1=5 /C2=20	/Ap=18 /C1=15.8 /C2=19.3	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1	1	C-D	C (6,10)	
Ata	132103	554	/Ap=30 /C1=40	/Ap=-9 /C1=-9	/Ap=13.41 /C1=28.32	/Ap=33 /C1=44	1 / 2-3	1	C-D	D (6,7,10)	
Ata	132103	556	/Ap=20 /C1=40	/Ap=-9 /C1=-9	/Ap=21.31 /C1=24.69	/Ap=17 /C1=3	1 / 2-3	1	C-D	D (6,7,10)	
Atac	132203	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1 / 2-3	1	C-D	D (10)	
Atc	132202	326	/Ap=30 /C1=35 /C2=-9	/Ap=0 /C1=0 /C2=8.8	/Ap=19.6 /C1=32 /C2=34.5	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1	1	C-D	C (6,10)	
Atl	132101	325	/Ap=30 /C1=45 /C2=-9	/Ap=5 /C1=3 /C2=2.5	/Ap=7.3 /C1=12.9 /C2=9.1	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1	1	C-D	C (6,10)	
Atl	132101	558	/Ap=20 /C1=45 /C2=25	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	/Ap=7.6 /C1=11.43 /C2=5.89	/Ap=27 /C1=1.67 /C2=1.01	1	1	C-D	C (6,7,10)	
Atlc	132201	405	/Ap=40 /C1=40	/Ap=4.5 /C1=5	/Ap=6.1 /C1=9.1	/Ap=-9 /C1=-9	1	1	C-D	C (6,10)	
Bp	411001	41	/Ap=30 /B=15 /BC=20	/Ap=-9 /B=-9 /BC=-9	/Ap=45.6 /B=50 /BC=47.7	/Ap=6 /B=74 /BC=76	1 ⁽³⁾	1-2	D	D	D (6,7,9,10)
Bp	411001	57	/Ap=25 /B=25	/Ap=-9 /B=-9	/Ap=35.7 /B=38.4	/Ap=1.59 /B=1.73	1 ⁽³⁾	1-2	D	D	D (6,7,9,10)
Bpc	412101	153	/Ap=25 /B=15 /B Cca=15 /Cca C=20	/Ap=-9 /B=-9 /B Cca=9 /Cca C=-9	/Ap=51 /B=57.8 /B Cca=61.6 /Cca C=17.5	/Ap=2.84 /B=1.05 /B Cca=1.25 /Cca C=1.57	1	1	D	D	D (6,7,9,10)
Bpc	412101	155	/Ap=25 /B=25 /B Cca=15 /Cca C=25	/Ap=-9 /B=-9 /B Cca=9 /Cca C=-9	/Ap=42.8 /B=47.9 /B Cca=40.8 /Cca C=22.6	/Ap=57 /B=46 /B Cca=92 /Cca C=3.24	1	1	D	D	D (6,7,9,10)
Bva	422301	763	/Ap=10 /B=35 /BC=35 /C=-9	/Ap=1 /B=5 /BC=2 /C=3.7	/Ap=27.06 /B=59.24 /BC=14.02 /C=59.45	/Ap=-9 /B=-9 /BC=-9 /C=-9			D	D	D (6,9)
Bvc	422101	202	/Ap=25 /B=15 /BC=15	/Ap=47 /B=13.1 /BC=5.2	/Ap=53.9 /B=58.6 /BC=46	/Ap=2.84 /B=9.01 /BC=-9	1	1	D	D	D (6,7,9,10)
Bvc	422101	204	/Ap=30 /B=50	/Ap=-9 /B=-9	/Ap=60.7 /B=59.8	/Ap=-9 /B=25	1	1	D	D	D (6,7,9,10)
Ca	810103	413	/A1=30 /B2g=40 /B3g=50 /Cg=20	/A1=5 /B2g=0 /B3g=0 /Cg=3.5	/A1=28.6 /B2g=34.6 /B3g=23.8 /Cg=18	/A1=-9 /B2g=-9 /B3g=-9 /Cg=-9	2-4	1	D ⁽⁴⁾	D (6,8,9) ⁽⁴⁾	
Caa	810105	414	/A1=20 /Bg=40 /Cg=40	/A1=3 /Bg=0 /Cg=6.5	/A1=40.4 /Bg=44.9 /Cg=23.1	/A1=-9 /Bg=-9 /Cg=-9	2-4	1	D ⁽⁴⁾	D (6,8,9) ⁽⁴⁾	
Caac	810106	910	/Ap=25 /Bg=65	/Ap=5 /Bg=0	/Ap=60.55 /Bg=54.16	/Ap=-9 /Bg=-9	2-4	1	D ⁽⁴⁾	D (6,8,9) ⁽⁴⁾	
Cac	810104	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	2-4	1	D	D	D (8,9 e Ca)
Cal	810101	343	/A1=20 /B2g=10 /B3g=40 /Cg=15	/A1=10 /B2g=16.3 /B3g=20 /Cg=15	/A1=8.3 /B2g=8.5 /B3g=3.9 /Cg=4.8	/A1=-9 /B2g=-9 /B3g=-9 /Cg=-9	2-4	1	D ⁽⁴⁾	D (8,9) ⁽⁴⁾	
Calc	810102	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	2-4	1	D	D	D (8,9 e Cal)
Cb	421001	334	/Ap=32 /B2=28 /B3=18 /C=-9	/Ap=-9 /B2=-9 /B3=-9 /C=-9	/Ap=28.6 /B2=42.9 /B3=31.6 /C=14.9	/Ap=1.22 /B2=1.6 /B3=92 /C=7.01	1	1-2	D	D	D (6,7,9)
Cbc	422302	119	/Ap=25 /Bc=45	/Ap=-9 /Bc=-9	/Ap=29.4 /Bc=28.9	/Ap=17.65 /Bc=2.45	1	1	D	D	D (6,7,9)
Cd	810301	412	/Ap=30 /B2g=45 /B3g=15 /C=100	/Ap=8 /B2g=16 /B3g=0 /C=8.5	/Ap=17.6 /B2g=28.5 /B3g=36.2 /C=10.1	/Ap=2 /B2g=25 /B3g=13 /C=5.07	2 ou 4	1	D ⁽⁴⁾	D (6,7,8,9) ⁽⁴⁾	
Cp	412201	160	/Ap=25 /B=25 /B Cca=25 /Cca C=25	/Ap=-9 /B=-9 /B Cca=9 /Cca C=-9	/Ap=49.6 /B=59.4 /B Cca=62 /Cca C=63.6	/Ap=2.14 /B=35 /B Cca=17 /Cca C=35	1	1	D	D	D (6,7,9,10)
Cpc	412301	344	/Ap1=10 /Ap2=30 /B=70 /BCca=50 /C=40	/Ap1=6 /Ap2=23 /B=18 /BCca=12 /C=24	/Ap1=59.39 /Ap2=55.22 /B=62.6 /BCca=61.12 /C=52.52	/Ap1=-9 /Ap2=-9 /B=-9 /BCca=-9 /C=-9			D	D	D (6,9,10)
Cpv	422201	21	/Ap=40 /B=65 /BC=40	/Ap=-9 /B=-9 /BC=-9	/Ap=35.7 /B=52.8 /BC=52.4	/Ap=1.3 /B=76 /BC=3.3	1	1	D	D	D (6,7,9,10)
Eb	111001	327	/A1=8 /C=-9	/A1=7.5 /C=2.5	/A1=15.6 /C=11.5	/A1=-9 /C=-9			D	C/D	D (4,9,10)
Ec	111002	388	/A1=10	/A1=7.5	/A1=21.7	/A1=-9			D	C/D	D (4,9,10)
Ed	111003	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9			D	C/D	D (4,9,10)
Eg	111004	567	/Ap=8 /C=-9	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=3.8 /C=4.55	/Ap=5.49 /C=33.27			D	C/D	D (4,9,10)
Eqn	111005	607	/Ap=10 /C=-9	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=5.76 /C=2.37	/Ap=1.8 /C=4.05			D	C/D	D (4,9,10)
Ep	111006	148	/Ap=10	/Ap=18.5	/Ap=12.1	/Ap=-9			D	C/D	D (4,9,10)
Eq	111007	602	/I=10	/I=-9	/I=2.67	/I=1.59			D	C/D	C (6,7,10)
Et	111010	357	/A1=12 /C=13	/A1=28 /C=5	/A1=6.2 /C=26.8	/A1=-9 /C=-9			D	C/D	D (4,6,9,10)
Etc	111009	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9			D	C/D	D (9,10)
Ets	111008	491	/Ap=12 /C&R=18	/Ap=20 /C&R=0	/Ap=10.5 /C&R=23.8	/Ap=-9 /C&R=-9			D	C/D	D (4,9,10)
Ex	111011	140	/Ap=10	/Ap=30	/Ap=25.6	/Ap=-9			D	C/D	D (4,6,9,10)
Ex	111011	144	/Ap=10	/Ap=18	/Ap=6.1	/Ap=-9			D	C/D	D (4,9,10)
Mnga	211105	739	/A1=38 /B=22 /BC=25 /C=-9	/A1=2 /B=4 /BC=5 /C=-4	/A1=4.69 /B=9.04 /BC=12.69 /C=10.42	/A1=-9 /B=-9 /BC=-9 /C=-9			B	B	B (4,6,10)
Mnga	211105	811	/A1=32 /B=40 /C=23	/A1=3 /B=9.5 /C=17	/A1=9.02 /B=12.69 /C=15.38	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			B	B	B (4,6,10)
Mnq	211101	731	/A1=35 /B=30 /C=10	/A1=34 /B=-9 /C=6	/A1=8.48 /B=11.67 /C=1.64	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			B	B	B (4,6,10)

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

(1) Solo	(2) Código	(3) Perfil	(4) Espessura (cm)	(5) Teor em balastro (%)	(6) Teor em argila (%)	(7) Permeabilidade constante (cm/h)	(8) Critério 1 Hd	(9) Critério 2 E	(10) Critério 3	(11) Tipo de solo (a)	
Mnqx	211102	734	/A1=35 /B=65 /B2=20 /C=-9	/A1=35.5 /B=23.5 /B2=22.5 /C=8	/A1=12.68 /B=11.41 /B2=14.69 /C=36.22	/A1=-9 /B=-9 /B2=-9 /C=-9			B	B (4,5,6,10)	
Mns	211103	490	/A1=45 /B=45 /C=50	/A1=0 /B=0 /C=0	/A1=12.2 /B=7.9 /C=9.8	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			B	B (4,6,10)	
Mnsx	211106	877	/A1=25 /B=8 /C=22	/A1=36 /B=35 /C=23	/A1=8.76 /B=3.89 /C=7.23	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			B	B (4,5,6,10)	
Mnt	211107	908	/A1=20 /B=20 /C=30	/A1=10.5 /B=5 /C=19.5	/A1=6.98 /B=17.89 /C=36.78	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			B	C (4,6)	
Mnx	211104	736	/A1=30 /B=20 /C=-9	/A1=34.5 /B=23 /C=2.5	/A1=10.37 /B=8.32 /C=17.73	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			B	C (4,6)	
Pa	512101	562	/A1=15 /B=25 /C=30	/A1=-9 /B=-9 /C=-9	/A1=25.76 /B=38.8 /C=29.23	/A1=-.83 /B=-.55 /C=1.81	1	1	D	D (6,7,10)	
Pac	511101	298	/Ap=25 /B1=16 /B2=25 /C=25	/Ap=-9 /B1=-9 /B2=-9 /C=-9	/Ap=24.8 /B1=27.2 /B2=47.2 /C=40.8	/Ap=4.89 /B1=2.69 /B2=1.18 /C=2.97	1	1	C	C (4,7,8,9)	
Pag	512301	289	/Ap=15 /A3=10 /B1=15 /B2=60	/Ap=-9 /A3=-9 /B1=-9 /B2=-9	/Ap=10.4 /A3=17.6 /B1=25.4 /B2=32	/Ap=-9 /A3=-9 /B1=-9 /B2=-9	2-4	1-4	C	D	D (4,6,8,10)
Pag	512301	293	/Ap=10 /Ap2=10 /B21=10 /B22=20 /C=-9	/Ap=-9 /Ap2=-9 /B21=-9 /B22=-9 /C=-9	/Ap=12.5 /Ap2=14.7 /B21=34.6 /B22=68 /C=70.4	/Ap=10.87 /Ap2=7.8 /B21=2.04 /B22=.27 /C=1.7	2-4	1-4	C	D	D (4,6,8,10)
Pagn	512302	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	2-3	1-4	C	D	D (8,10)
Pagp	512303	737	/A1=30 /B1B21g=25 /B1B22g=20 /C=-9	/A1=25 /B1B21g=40 /B1B22g=24 /C=40	/A1=13.22 /B1B21g=39.46 /B1B22g=51.66 /C=15.6	/A1=-9 /B1B21g=-9 /B1B22g=-9 /C=-9			D ⁽⁴⁾	D	D (6,10) ⁽⁴⁾
Pagx	512304	482	/Ap=25 /B=30 /C=-9	/Ap=45 /B=14.5 /C=16.5	/Ap=9.2 /B=63.8 /C=44.9	/Ap=-9 /B=-9 /C=-9	2-4	1-4	C	D	D (6,8,10)
Par	221101	290	/Ap=20 /B1=25 /B2=25 /C1=25	/Ap=-9 /B1=-9 /B2=-9 /C1=-9	/Ap=10.9 /B1=12.8 /B2=14.8 /C1=17.1	/Ap=.65 /B1=1.2 /B2=1.92 /C1=6.42	1	1	????	B	B (4,6,8,10)
Par*	221102	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9				B	B (10 e Par)
Pat	512102	752	/A1=13.5 /B=11 /BC=6	/A1=42.66 /B=29.94 /BC=35.76	/A1=.69 /B=.47 /BC=.07	/A1=-9 /B=-9 /BC=-9			????	D	B (5,6)
Pb	810401	257	/Ap=15 /Bg=35	/Ap=-9 /Bg=-9	/Ap=33.5 /Bg=47	/Ap=3.71 /Bg=1.62	3-4	1-3	D ⁽⁴⁾		D(4,6,7,8,9) ⁽⁴⁾
Pbc	511102	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1	D		D (9)
Pc	311101	81	/Ap=20 /Cca C=60	/Ap=-9 /Cca C=-9	/Ap=17.1 /Cca C=18.3	/Ap=.83 /Cca C=1.15	1	1	C	D	C (6,9)
Pc	311101	487	/Ap=20 /Ac ou B=20 /C=20	/Ap=0 /Ac ou B=7.5 /C=6	/Ap=24.8 /Ac ou B=38.1 /C=14	/Ap=2.95 /Ac ou B=1.9 /C=1.78	1	1	C	D	C (6,9)
Pc'	311201	181	/Ap=25 /Cca=20	/Ap=29.2 /Cca=34	/Ap=40.6 /Cca=30.9	/Ap=3.89 /Cca=2.79	1	1 / 1-3	C	D	D (4,6,10)
Pc'	311201	265	/Ap=30 /C=-9	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=26.2 /C=27.6	/Ap=17.83 /C=.22	1	1 / 1-3	C	D	C (6,7,8,9)
Pca	311202	761	/Ap=33 /C=-9	/Ap=5.5 /C=7.5	/Ap=31.96 /C=27.47	/Ap=-9 /C=-9			C	D	D (4,6,10)
Pcd	311301	263	/Ap=20	/Ap=-9	/Ap=31.6	/Ap=11.9			D		D (4,6,9)
Pcg	311102	272	/Ap=40 /C=60	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=29.7 /C=14.7	/Ap=12.1 /C=4.62	1	1 / 1-3		D	C (4,6,7)
Pcn	311109	795	/Ap=27 /C=-9	/Ap=8 /C=6	/Ap=12.34 /C=11.27	/Ap=-9 /C=-9				D	C (6)
Pcr	311103	416	/Ap=40 /C=50	/Ap=25 /C=20	/Ap=32.56 /C=12.6	/Ap=-9 /C=-9	1	1-3	C-D	D	D (6,10)
Pcs	311104	96	/Ap=30 /C=60	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=22 /C=24.4	/Ap=2.52 /C=1.58	1	1		D	D (4,6,7,10)
Pct	311105	68	/Ap=25 /C=-9	/Ap=9 /C=33	/Ap=18.52 /C=26.25	/Ap=-9 /C=-9	1	1-3		D	D (4,6,10)
Pcx	311106	268	/Ap=35 /C=25	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=35.3 /C=28.8	/Ap=-9 /C=-9	1	1 / 1-3		D	D (4,6,10)
Pcz	810302	452	/Ap=30 /Bg=55 /C=25	/Ap=12 /Bg=14 /C=65.5	/Ap=18.1 /Bg=36.3 /C=38.1	/Ap=11.22 /Bg=4.2 /C=37	2 ou 4	1-4	D ⁽⁴⁾		D (6,7,8,9) ⁽⁴⁾
Pdc	511201	622	/A1=20 /Bg=30 /C=50	/A1=26 /Bg=15 /C=16	/A1=23.72 /Bg=38.5 /C=27.21	/A1=-9 /Bg=-9 /C=-9	2-4	1-4	D ⁽⁴⁾		D (6,8) ⁽⁴⁾
Pdg	512305	623	/A1=30 /Bg=50 /C=20	/A1=20 /Bg=33 /C=30	/A1=9.89 /Bg=36.95 /C=19.81	/A1=-9 /Bg=-9 /C=-9	2-4	1-4	D ⁽⁴⁾		D (6,8,10) ⁽⁴⁾
Pg	221103	213	/Ap=35 /C1=25	/Ap=-9 /C1=-9	/Ap=9.2 /C1=18.4	/Ap=2.59 /C1=1.07	1	1-3		B	B (4,6,8,10)
Pga	221104	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1-2		B	B (8,10)
Pgm	221105	375	/Ap=20 /B=20	/Ap=11 /B=12	/Ap=3.1 /B=14	/Ap=1.85 /B=1.7				B	B (6,10)
Pgn	512103	255	/Ap=20 /B=30	/Ap=-9 /B=-9	/Ap=7.6 /B=14.2	/Ap=4.54 /B=4.07	1	1-2		D	B (4,6,7,8)
Pm	512201	83	/Ap=20 /B1=20 /B2=30 /C=30	/Ap=-9 /B1=-9 /B2=-9 /C=-9	/Ap=18.5 /B1=48.2 /B2=34.4 /C=10.3	/Ap=4.32 /B1=1.2 /B2=.77 /C=12.92	1	1-2	D	D	D (6,7,9,10)
Pm	512201	90	/Ap=20 /B2=70 /B3=30 /C=40	/Ap=-9 /B2=-9 /B3=-9 /C=-9	/Ap=18.8 /B2=50 /B3=35.4 /C=19	/Ap=2.59 /B2=.31 /B3=.32 /C=2.73	1	1-2	D	D	D (6,7,9,10)
Pmc	511103	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1-2	D		D (9 + Pm)
Pmg	512104	372	/Ap=35 /B=55	/Ap=9 /B=-9	/Ap=4.3 /B=38.1	/Ap=2.24 /B=-9	1	1-2		D	D (4,6,10)
Pmg	512104	374	/Ap=30 /B=30	/Ap=3 /B=4	/Ap=5.1 /B=28.8	/Ap=-9 /B=-9	1	1-2		D	D (4,6,10)
Pmh	512306	92	/Ap=20 /A2=15 /B=20	/Ap=-9 /A2=-9 /B=-9	/Ap=12.5 /A2=12.6 /B=42.9	/Ap=.62 /A2=1.84 /B=0	2-4	1-4	C	D	D (6,7,8,10)
Pmn	512105	741	/A11=15 /A12=15 /B1=10 /B2=20 /C=21	/A11=15 /A12=12 /B1=9 /B2=7.5 /C=3.5	/A11=6.82 /A12=8.05 /B1=15.95 /B2=30.77 /C=16.83	/A11=-9 /A12=-9 /B1=-9 /B2=-9 /C=-9			C	D	C (6,9)
Ppq	221106	82	/Ap=20 /B=30 /C=25	/Ap=-9 /B=-9 /C=-9	/Ap=12.1 /B=14.2 /C=12.2	/Ap=1.32 /B=.89 /C=2.47	1	1-3	C	B	C (6,7,9)
Ppm	512307	527	/Ap=15 /A2=20 /B=15 /C=-9	/Ap=40 /A2=12.5 /B=12.5 /C=5	/Ap=5.6 /A2=9.2 /B=34 /C=16.1	/Ap=.41 /A2=.18 /B=0 /C=-9	2-4	1-4	C	D	D (4,6,7,8,10)
PPn	221107	601	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1-3		B	B (8,10)
Ppq	221108	601	/Ap=20 /Ac ou B=30 /C1=-9	/Ap=-9 /Ac ou B=-9 /C1=-9	/Ap=6.6 /Ac ou B=8.35 /C1=2.54	/Ap=.78 /Ac ou B=.76 /C1=7.97	1	1-3	B	B	B (6,8,9,10)
Ppr	612001	69	/A1=15 /B1=20 /B21=10 /B22=15 /C=60 /IIR=-9	/A1=6 /B1=20 /B21=33.5 /B22=27 /C=21 /IIR=14	/A1=5.75 /B1=5.53 /B21=6.16 /B22=10.35 /C=6.69 /IIR=21.1	/A1=-9 /B1=-9 /B21=-9 /B22=-9 /C=-9 /IIR=-9	1	1	A	B	A (4,5,6,8,9)
Ppr	612001	70	/A1=15 /B1=10 /B21=20 /B22=45 /C=35	/A1=25 /B1=31 /B21=26 /B22=21 /C=27	/A1=4.05 /B1=6.99 /B21=7.21 /B22=3.75 /C=3.01	/A1=-9 /B1=-9 /B21=-9 /B22=-9 /C=-9	1	1	A	B	A (4,5,6,8,9)
Ppt	612002	62	/Ap=25 /B2=25 /C=25	/Ap=-9 /B2=-9 /C=-9	/Ap=7.2 /B2=10.8 /C=55.9	/Ap=3.18 /B2=2.49 /C=2.44	1	1-3	A	B	B (4,6,7,8,10)
Ppx	512106	525	/Ap=30 /B1=20 /B2=25 /C1=20 /C2=35	/Ap=17.5 /B1=0 /B2=0 /C1=0 /C2=2.5	/Ap=8.4 /B1=21.4 /B2=31.9 /C1=24.2 /C2=7.1	/Ap=-9 /B1=-9 /B2=-9 /C1=-9 /C2=-9	1	1-2		D	C (média de 4,6,8,10)
Pqx	512107	728	/A11=35 /B12=30 /B=45 /C=-9	/A11=14 /B12=9 /B=14 /C=4	/A11=6.43 /B12=6.33 /B=13.46 /C=11.33	/A11=-9 /B12=-9 /B=-9 /C=-9	1	1		D	C (4,6,7,10)
Ps	821001	292	/A1=10 /A2=15 /B21g=20 /B22g=30 /C1g=15 /C2g=25	/A1=-9 /A2=-9 /B21g=-9 /B22g=-9 /C1g=-9 /C2g=-9	/A1=11.7 /A2=17 /B21g=26.8 /B22g=31.1 /C1g=31.2 /C2g=37.2	/A1=2.36 /A2=3 /B21g=5.97 /B22g=2.56 /C1g=5.78 /C2g=10.25	3-5	1-3	D ⁽⁴⁾	D	D (4,6,8,9,10) ⁽⁴⁾
Psn	221109	498	/A1=40 /B=20 /C=40	/A1=6 /B=0 /C=3	/A1=15.2 /B=32.1 /C=24.6	/A1=5.28 /B=2.46 /C=3.45	1	1-2		B	B (4,7,8,10)
Pt	221110	276	/Ap=30 /C=-9	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=10.1 /C=11.1	/Ap=15.6 /C=13.05	1	1-3	B	B	B (7,8,9,10)
Ptc	311107	266	/Ap=30 /C=-9	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=16.4 /C=17.4	/Ap=1.9 /C=.68	1	1-3		D	C (6,7)
Pv	522101	220	/Ap=20 /B=20	/Ap=-9 /B=-9	/Ap=31.8 /B=54.3	/Ap=4.05 /B=3.72	1	1-3		D/C	D (4,6)
Pvc	521101	221	/A11=15 /A12=30 /B=35	/A11=-9 /A12=-9 /B=-9	/A11=11.5 /A12=16.8 /B=35.9	/A11=.13 /A12=.37 /B=.96	1	1		C	C (4,6,7,10)
Pvc	521101	732	/A11=20 /A12=20 /Ac=-9	/A11=20.5 /A12=-9 /Ac=20	/A11=26.1 /A12=7.03 /Ac=9.43	/A11=-9 /A12=-9 /Ac=-9	1	1		C	C (4,6,7,10)
Pvl	522102	785	/A1=20 /B2=50 /B1B2=20 /IIC=30	/A1=10 /B2=3 /B1B2=6 /IIC=5	/A1=10.94 /B2=26.98 /B1B2=34.88 /IIC=8.3	/A1=-9 /B2=-9 /B1B2=-9 /IIC=-9			D/C	D (6,10)	
Pvx	522103	733	/A1=50 /B=-9	/A1=18 /B=-9	/A1=14.29 /B=15.05	/A1=-9 /B=-9	1	1		D/C	C (4,6,10)
Pvx	522103	879	/A1p=15 /A12=15 /B=35 /Bc=15	/A1p=27 /A12=27 /B=17 /Bc=16.6	/A1p=5.73 /A12=5.95 /B=12.71 /Bc=14	/A1p=-9 /A12=-9 /B=-9 /Bc=-9	1	1		D/C	C (4,6,10)

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

(1) Solo	(2) Código	(3) Perfil	(4) Espessura (cm)	(5) Teor em balastro (%)	(6) Teor em argila (%)	(7) Permeabilidade constante (cm/h)	(8) Critério 1 Hd	(9) Critério 2 E	(10) Critério 3	(11) Tipo de solo (a)		
Px	512108	455	/Ap=20 /B2=20 /C&R=20	/Ap=18 /B2=16.5 /C&R=64.9	/Ap=16.3 /B2=24.9 /C&R=39.7	/Ap=.43 /B2=1.16 /C&R=-9	1	1-3	D	D (4,6,7,10)		
Px	512108	457	/A1=15 /B2=20	/A1=38.5 /B2=15.5	/A1=16.7 /B2=26.5	/A1=1.76 /B2=1.78	1	1-3	D	D (4,6,7,10)		
Pxr	512109	730	/A1=15 /B1=15 //I B2=20 //I C=15	/A1=33 /B1=22 //I B2=5 //I C=2	/A1=0 /B1=9/21 //I B2=40.37 //I C=23.29	/A1=-9 /B1=-9 //I B2=-9 //I C=-9	1	1-2	D	D (4,6,10)		
Pz	612003	303	/Ap=20 /A2=25 /B2=25 /B3 C=12 /C=30	/Ap=-9 /A2=-9 /B2=-9 /B3 C=-9 /C=-9	/Ap=8.2 /A2=8.6 /B2=12.6 /B3 C=21.4 /C=33.4	/Ap=1.16 /A2=.64 /B2=1.78 /B3 C=.93 /C=48	1	1	A	B	B (6,7,10)	
Pz	612003	314	/A1=25 /A2=48 /B21=57 /B22=15	/A1=-9 /A2=-9 /B21=-9 /B22=-9	/A1=3.5 /A2=3.4 /B21=5 /B22=3.4	/A1=33.7 /A2=22.1 /B21=24.9 /B22=22.1	1	1	A	B	A (4,6,7,8,9)	
Pzh	622001	315	/Ap=20 /A2=47 /B2=23 /C=45	/Ap=-9 /A2=-9 /B2=-9 /C=-9	/Ap=6.4 /A2=6.4 /B2=12.8 /C=20.8	/Ap=4.53 /A2=1.97 /B2=1.8 /C=54	4 ou 3	1	C (5)	B	C (6,7,8,9) (5)	
Qx	221201	902	/A1=55	/A1=15	/A1=10.37	/A1=-9			B-C	B	B (4,5,6,9,10)	
Rc	311108	31	/A1=30 /A3=20	/A1=-9 /A3=-9	/A1=11.2 /A3=12.8	/A1=-9 /A3=-9	1	1-3	B	D	B (4,6,8,9)	
Rg	121101	504	/Ap=18 /C1=20 /C2=28 /C3=14 /C4=40	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9 /C3=-9 /C4=-9	/Ap=1.1 /C1=1 /C2=1.8 /C3=2.4 /C4=1.3	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9 /C3=-9 /C4=-9	1	1	A	A	A (4,6,8,9,10)	
Rgc	121201	309	/A1=40 /Cg=30	/A1=-9 /Cg=-9	/A1=7 /Cg=2.5	/A1=-9 /Cg=-9	1-4	1	B-C	A,B	B (4,6,8,9,10)	
S	711201	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9					-9	
Sag	810402	1	/A1g=12 /A3g=18 /B2g=30 /B3g=25 /C=25	/A1g=-9 /A3g=-9 /B2g=-9 /B3g=-9 /C=-9	/A1g=9.3 /A3g=14.6 /B2g=46.8 /B3g=51.8 /C=45.9	/A1g=1.49 /A3g=1.04 /B2g=0 /B3g=0 /C=0	4 ou 5	1-4	D (4)		D (6,8,9) (4)	
Sah	512308	743	/A1=20 /B21g=20 /B22g=50 //I C=30	/A1=18 /B21g=10 /B22g=32 //I C=15	/A1=10.17 /B21g=23.17 /B22g=39.49 //I C=40.48	/A1=-9 /B21g=-9 /B22g=-9 //I C=-9			D (4)	D	D (6,10) (4)	
Sb	140102	499	/Ap=35 /C1=-9	/Ap=12.5 /C1=5	/Ap=15.7 /C1=23.7	/Ap=-9 /C1=-9	1	1			C (4,6)	
Sba	140103	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1 / 4	1 / 4			C (8)	
Sbac	140203	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1 / 4	1 / 4			C (8)	
Sbc	140202	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1			C (Sb)	
Sbl	140101	604	/Ap=20 /C1=40 /C2=40	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	/Ap=7.63 /C1=6.55 /C2=8.75	/Ap=.87 /C1=1.51 /C2=1.41	1	1			B (4,6,7,8)	
Sblc	140201	436	/Ap=30 /C1=30 /C2=50	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	/Ap=10.1 /C1=6.7 /C2=2.5	/Ap=-9 /C1=-9 /C2=-9	1	1			B (4,6,7,8)	
Scv	521102	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1	C	C	C (9,10)	
Sg	810201	340	/A1p=20 /A1=40 /B1g=15 /B2g=15	/A1p=-9 /A1=-9 /B1g=-9 /B2g=-9	/A1p=9.8 /A1=12 /B1g=16.2 /B2g=20.3	/A1p=5.38 /A1=7.32 /B1g=5.23 /B2g=4.31	4 ou 3	1	D (6)		D (8,9) (6)	
Sp	910001	308	/A11p=22 /A12=40 /Cg=20	/A11p=0 /A12=0 /Cg=0	/A11p=13.7 /A12=9.7 /Cg=2	/A11p=67 /A12=1.46 /Cg=99.18	4 ou 5	1	D (7)		D (8,9) (7)	
Spb	822001	900	/A1=20 /A2g=20 /Bg=40 //IBg=-9	/A1=32 /A2g=20 /Bg=15 //IBg=40	/A1=5.58 /A2g=14.94 /Bg=14.41 //IBg=9.64	/A1=-9 /A2g=-9 /Bg=-9 //IBg=-9			D (4)		D (9) (4)	
Spb	822001	901	/A1=20 /A2g=20 /Bg=40 //IBg=-9	/A1=0 /A2g=4 /Bg=6 //IBg=0	/A1=36.81 /A2g=11.9 /Bg=11.48 //IBg=13.23	/A1=-9 /A2g=-9 /Bg=-9 //IBg=-9			D (4)		D (9) (4)	
Sp'c	311203	781	/A11=30 //IA12=40 //IIC=15 //IIIC=-9	/A11=24 //IA12=22 //IIC=17 //IIIC=2.4	/A11=54.29 //IA12=63.94 //IIC=39.74 //IIIC=50.1	/A11=-9 //IA12=-9 //IIC=-9 //IIIC=9			C	D	D (6,10)	
Sp'g	910002	513	/A11p=33 /Bg=21 /B Cg=28	/A11p=0 /Bg=0 /B Cg=0	/A11p=20.8 /Bg=47.2 /B Cg=46.8	/A11p=1.5 /Bg=2 /B Cg=4.52	4 ou 5	1	D		D (6,8,9)	
Spq'x	512110	735	/A11=20 /A12=10 /B=30 /C=-9	/A11=28 /A12=23 /B=23 /C=20	/A11=13.7 /A12=11.99 /B=14.08 /C=15.08	/A11=-9 /A12=-9 /B=-9 /C=-9			B-C	D	C (4,5,6)	
Sq	221111	753	/A1=25 /B=55 /C=-9	/A1=18.5 /B=30.5 /C=29.5	/A1=17.34 /B=9.79 /C=12.66	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			B-C	B	B (4,5,6,10)	
Sr	522104	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1	C	D/C	C (9,10)	
Sr*	522401	4	/Ap=20 /B=15 /BC1 on=40 /BC1 on=50	/Ap=29 /B=48.5 /BC1 on=62 /BC1 on=67.5	/Ap=9.2 /B=12.5 /BC1 on=29.9 /BC1 on=40.9	/Ap=-9 /B=-9 /BC1 on=-9 /BC1 on=-9	1	1	C	C	C (5,6,10)	
Sr*	522401	299	/Ap=25 /A3=25 /B2=12 /C1=30 /C2 on=15 /C3=25	/Ap=-9 /A3=-9 /B2=-9 /C1=-9 /C2 on=-9 /C3=-9	/Ap=17.7 /A3=24.3 /B2=35.6 /C1=42.5 /C2 on=43.8 /C3=47.3	/Ap=2.59 /A3=6.4 /B2=14.7 /C1=17.25 /C2 on=23.3 /C3=16	1	1			C	C (6,10)
Srt	522105	751	/A1=20 /A2=13 /B=27 /C=-9	/A1=30.5 /A2=36.5 /B=20 /C=27	/A1=6.02 /A2=2.85 /B=36.67 /C=21.93	/A1=-9 /A2=-9 /B=-9 /C=-9			B-C	D/C	C (6,9,10)	
Srth	512309	791	/A1=20 /A2=7 /Bg=28 /C=-9	/A1=20 /A2=26 /Bg=38 /C=20	/A1=11.96 /A2=15.32 /Bg=26.63 /C=51.82	/A1=-9 /A2=-9 /Bg=-9 /C=-9			D (4)	D	D (6,10) (4)	
Ss	712201	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9					-9	
Svc'	321201	782	/A11=20 //IA12=25 //IIC=-9	/A11=8 //IA12=14.4 //IIC=7	/A11=10.63 //IA12=47.24 //IIC=66.06	/A11=-9 //IA12=-9 //IIC=-9			C	D	D (4,6,10)	
Svq'x	522106	727	/A11=20 /A12=15 /B=15 /C=-9	/A11=28 /A12=20 /B=10 /C=12	/A11=8.82 /A12=9.92 /B=18.26 /C=27.74	/A11=-9 /A12=-9 /B=-9 /C=-9	1	1	C	D/C	C (6,9,10)	
Va	522107	564	/I=20 //II=35 //III=35	/I=-9 //II=-9 //III=-9	/I=16.74 //II=61.67 //III=56.13	/I=1.16 //II=2.03 //III=2.27	1	1	D	D/C	D (6,9,10)	
Vac	321101	310	/Ap=15 /B1=35 /B2=35 /C=25	/Ap=-9 /B1=-9 /B2=-9 /C=-9	/Ap=37.7 /B1=51 /B2=53 /C=41.5	/Ap=1.6 /B1=1.96 /B2=1.52 /C=1.03	1	1	D	D	D (6,7,9,10)	
Vag	522301	771	/A1=35 //I B21g=55 //II B22g=25 //III BC=7 //I C=9	/A1=23 //I B21g=6.5 //II B22g=2 //III BC=1 //I C=2	/A1=7.05 //II B21g=49.92 //III B22g=33.88 //III BC=17.15 //I C=6.93	/A1=-9 //II B21g=-9 //III B22g=-9 //III BC=-9 //I C=-9			D (4)		D (6,9) (4)	
Val	522115	792	/A1=26 /B=62 /C=42	/A1=50 /B=0 /C=0	/A1=9.45 /B=25.4 /C=26.46	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			D/C		C (5,6,10)	
Val	522115	793	/A1=21 /B=32 /C=77	/A1=60 /B=10 /C=10	/A1=5.53 /B=15.08 /C=4.72	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			D/C		C (5,6,10)	
Vc	321102	232	/Ap=40 /B=20 /C=-9	/Ap=24 /B=54 /C=71	/Ap=28.1 /B=36.2 /C=17.6	/Ap=2.83 /B=4.08 /C=2.02	1	1 / 1-3	D	D	D (5,6,7,9,10)	
Vc	321102	390	/Ap=26 /C=14	/Ap=0 /C=22.5	/Ap=23 /C=9.8	/Ap=2.33 /C=1.06	1	1 / 1-3	D	D	C (5,6,7)	
Vc'	321202	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1 / 1-3	C-D	D	D (9,10)	
Vcc	521103	238	/Ap=10 /B=30	/Ap=-9 /B=-9	/Ap=22.1 /B=53.7	/Ap=-9 /B=-9	1	1-2	C-D	C	C (6,7,9,10)	
Vcc	521103	287	/A1=20 /B=40	/A1=-9 /B=40	/A1=25.7 /B=43.7	/A1=17.7 /B=9.16	1	1-2	C-D	C	C (6,7,9,10)	
Vcd	521104	29	/A1=20 /B=40	/A1=0 /B=13	/A1=41 /B=52.8	/A1=3.14 /B=3.01	1	1-3	D	C	D (6)	
Vcd	521104	241	/A11=2 /A12=23 /B=25	/A11=-9 /A12=-9 /B=-9	/A11=42.7 /A12=42.1 /B=85.5	/A11=1.64 /A12=2.81 /B=2.1	1	1-3	D	D	D (6)	
Vcm	521201	243	/Ap=20 /B=25 /C=-9	/Ap=20 /B=14 /C=31	/Ap=26.7 /B=48.3 /C=23.6	/Ap=1.14 /B=46 /C=1.12	1	1	D	C	D (4,6,7,9,10)	
Vcr	321103	417	/Ap=42 /C=48	/Ap=24 /C=9	/Ap=43.75 /C=24.6	/Ap=9 /C=9	1	1-3	D	D	D (6,9,10)	
Vcs	321104	424	/Ap=16 /B=10 /C=84	/Ap=21 /B=15 /C=0	/Ap=10.6 /B=23.5 /C=15.1	/Ap=2.49 /B=2.38 /C=3.72	1	1-3	C-D	D	C (4,6,7,9)	
Vct	321105	205	/Ap=20 /C=-9	/Ap=-9 /C=-9	/Ap=2.3 /C=16.2	/Ap=6.36 /C=4.17	1	1-3	C-D	D	C (4,6,7,9)	
Vcv	521105	740	/A1=20 /B=45 /C=15	/A1=5 /B=4 /C=9	/A1=14.83 /B=34.23 /C=40.65	/A1=-9 /B=-9 /C=-9	1	1-3	D	C	D (6,9)	
Vcx	321106	245	/Ap=15 /B=10 /C=35	/Ap=38 /B=30 /C=30	/Ap=49 /B=54.3 /C=26.6	/Ap=4.91 /B=2.36 /C=1.38	1	1 / 1-3	D	D	D (6,9,10)	
Vdc	521301	784	/A1=20 /B21g=30 /B22g=35 /C=-9	/A1=4 /B21g=3 /B22g=13 /C=14	/A1=21.15 /B21g=32.98 /B22g=34.76 /C=21.6	/A1=-9 /B21g=-9 /B22g=-9 /C=-9			D (4)		D (6,9) (4)	
Vdg	522302	783	/A1=20 /B21g=30 /B22g=35 /C=-9	/A1=10 /B21g=3 /B22g=4 /C=1	/A1=23.55 /B21g=49.4 /B22g=43.62 /C=18.3	/A1=-9 /B21g=-9 /B22g=-9 /C=-9			D (4)		D (6,9) (4)	
Vf	221112	530	/A1=15 /B=25 /BC=25	/A1=40 /B=36.3 /BC=8	/A1=9.4 /B=15.7 /BC=22	/A1=-9 /B=-9 /BC=-9	1	1-3	C	B	C (4,5,6,9)	
Vgn	522108	609	/A1=20 /B=15 /C=-9	/A1=-9 /B=-9 /C=-9	/A1=11.49 /B=37.57 /C=17.64	/A1=-86 /B=1.64 /C=2.23	1	1-2	B-C	D/C	C (6,7,9,10)	
VI	221115	905	/Ap=16 /B=69 //I C=45	/Ap=14 /B=13 //I C=36.8	/Ap=12.33 /B=12.73 //I C=1.51	/Ap=-9 /B=-9 //I C=-9			B	B	B (4,6,9,10)	

Recarga de Águas Subterrâneas: Métodos de Avaliação

(1) Solo	(2) Código	(3) Perfil	(4) Espessura (cm)	(5) Teor em balastro (%)	(6) Teor em argila (%)	(7) Permeabilidade constante (cm/h)	(8) Critério 1		(9) Critério 2	(10) Critério 3	(11) Tipo de solo ^(a)
							Hd	E			
VI	221115	906	/Ap=18 /B11=47 /B12=25 /IIC=40	/Ap=9.5 /B11=9 /B12=11.5 /IIC=17	/Ap=11.27 /B11=7.58 /B12=12.11 /IIC=18.93	/Ap=-9 /B11=-9 /B12=-9 /IIC=-9			B		B (4,6,9)
Vm	522201	446	/A1=20 /B=40 /C=30	/A1=9 /B=6 /C=6	/A1=21.91 /B=26.14 /C=10.94	/A1=-9 /B=-9 /C=-9	1	1-2	C		C (6,9)
Vmc	521202	-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	/-9=-9	1	1-2	D		D (9,10)
Vmq	522109	738	/A1=15 /B=55 /C=-9	/A1=7 /B=2 /C=4	/A1=15.01 /B=24.67 /C=21.68	/A1=-9 /B=-9 /C=-9			C-D	D/C	C (4,6,9,10)
Vq	522110	603	/A1=20 /B=35 /C=-9	/A1=-9 /B=-9 /C=-9	/A1=4.45 /B=32.23 /C=5.63	/A1=1.26 /B=1.68 /C=.85	1	1-3	C-D	D/C	C (4,6,7,9,10)
Vqx	522111	726	/A1=26 /B=47 /C=-9	/A1=30 /B=15 /C=16	/A1=12.96 /B=19.45 /C=25.63	/A1=-9 /B=-9 /C=-9	1	1	C	D/C	C (4,6,9,10)
Vt	221113	61	/A1=15 /A31=20 /A32=20 /C=40	/A1=-9 /A31=-9 /A32=-9 /C=-9	/A1=5.5 /A31=6.5 /A32=6.5 /C=32.1	/A1=4.45 /A31=2.87 /A32=1.63 /C=4.73	1	1-3	A-B	B	B (4,6,7,8,9,10)
Vt	221113	284	/A1=22 /B2=16	/A1=-9 /B2=-9	/A1=8 /B2=11.5	/A1=6.35 /B2=5.47	1	1-3	A-B	B	B (6,7,8,9,10)
Vtc	522112	389	/Ap=22 /B=58 /BC=20	/Ap=10.5 /B=3 /BC=27.5	/Ap=34.9 /B=52.2 /BC=42.8	/Ap=-9 /B=-9 /BC=-9	1	1-2	C-D	D/C	D (6,9,10)
Vtd	521106	764	/A1=20 /B=40 /BC=30 /C=-9	/A1=8 /B=5 /BC=-9 /C=8	/A1=17.86 /B=38.42 /BC=-9 /C=14.82	/A1=-9 /B=-9 /BC=-9 /C=-9			D	C	D (6,9)
Vts	221114	464	/Ap=20 /B=40	/Ap=4.5 /B=7	/Ap=6.9 /B=17.7	/Ap=5.23 /B=6.97	1	1-3	B	B	B (4,6,7,8,9,10)
Vx	522113	459	/A1=15 /B2=35	/A1=45.5 /B2=16.5	/A1=27.1 /B2=55.2	/A1=-9 /B2=-43	1	1-2	C-D	D/C	D (6,7,9,10)
Vx	522113	460	/Ap=18 /B2=47	/Ap=38 /B2=32	/Ap=30.3 /B2=41.6	/Ap=8 /B2=-9	1	1-2	C-D	D/C	D (6,7,9,10)
Vxr	522114	729	/A11=15 /A12=25 /B1=5 /IIB=10	/A11=21 /A12=49 /B1=35 /IIB=6	/A11=0 /A12=6.26 /B1=14.2 /IIB=45.94	/A11=-9 /A12=-9 /B1=-9 /IIB=-9	1	1-2	C-D	D/C	C (6,9,10)

Critério 1:

Descrições em SROA (1965):

Tipo	Hd	E
A	1	1
B	1-2	1-3
C	3	-
D	4 ou 5	-

Hd = drenagem (1 = solos bem drenados, 4 = solos mal drenados, 5 = solos com nível freático alto)
E = espessura (1 > 45 cm, 35 < 2 < 45 cm, 25 < 3 < 35 cm, 4 < 25 cm)

Critério 2:

Definições das famílias em SROA (1970)

Critério 3:

Descrição e correspondências com a legenda da carta de solos de Cardoso *et al.* (1973)

Nota: A fase delgada deverá fazer aumentar num grau (no sentido do D) o valor do Tipo de Solo

Notas: ^(a) Entre parentesis indicam-se as colunas que originaram a escolha do tipo de solo indicado

⁽¹⁾ O lençol freático, no Inverno, chega a atingir a superfície do solo e no Verão o horizonte C e parte do B estão frequentemente submersos

⁽²⁾ Solos dependentes da água salgada, o que significa que os seus níveis freáticos deverão estar próximos da superfície

⁽³⁾ Os solos nas baixas apresentam-se em geral mal drenados

⁽⁴⁾ A presença de horizontes gleizados indica que estes se encontram saturados ou temporariamente saturados

⁽⁵⁾ Podzol hidromórfico

⁽⁶⁾ Solo hidromórfico

⁽⁷⁾ O lençol freático no Inverno pode chegar à superfície do solo e no Verão raramente está a mais de 1 m de profundidade.

Bibliografia:

- Cardoso, J.C., Bessa, M.T. e Marado, M.B., 1973 - "Carta de solos de Portugal". Agronomia Lusitana, Vol. 33, 481-602.
SROA, 1965 - "Carta de capacidade de uso dos solos de Portugal. Bases e normas adoptadas na sua elaboração (Região a sul do Tejo)". Ministério da Economia, Secretaria de Estado da Agricultura, Serviço de Reconhecimento e de Ordenamento Agrário, 5ª Ed.
S.R.O.A., 1970 - "Carta dos solos de Portugal. I Volume: classificação e caracterização morfológica dos solos". Ministério da Economia, Secretaria de Estado da Agricultura, Serviço de Reconhecimento e Ordenamento Agrário, Volume I, 6ª Ed.

Anexo 11 – Equações das parábolas e rectas que descrevem a relação entre as diversas componentes da decomposição da precipitação e a precipitação

Relações teóricas entre o escoamento (total), a evapo(transpi)ração e a precipitação

Nas equações seguintes utilizar-se-á a designação E para o termo E_{ps} . A relação escoamento/precipitação para o intervalo entre a precipitação aquém da qual não se produz escoamento e aquela a partir da qual a evaporação do meio superficial e a evapotranspiração são dadas pela evapotranspiração potencial do solo e do meio superficial é normalmente descritível por uma equação parabólica até ao valor em que o pendor da parábola é unitário ($P = Pu$), altura em que passa a ser descrito por uma recta:

$$E = \begin{cases} a_E.P^2 + b_E.P + c_E & ; P \leq Pu ; [Pu = (1 - b_E) / (2 \cdot a_E)] \\ (P - Pu) + E(Pu) & ; P > Pu \end{cases} \quad \text{Eq. A- 23}$$

O valor de Pu reflecte a precipitação a partir da qual a evapotranspiração passa a ser constante. Para que a equação parabólica (de fórmula geral: $a.P^2 + b.P + c$) seja aceitável é necessário (1) que a seja maior que zero; (2) que o valor mínimo que a parábola pode assumir [$E_{min} = -(b^2 - 4.a.c) / (4.a)$] seja inferior ou igual a 0, o que acontece se $b^2 \geq 4.a.c$, e (3) que o zero maior desta equação (dos dois possíveis), dado por $P(2z) = [-b + (b^2 - 4.a.c)^{0.5}] / (2.a)$ seja superior a zero (traduzindo o valor de P aquém do qual E é nulo). É igualmente aceitável que a equação não tenha zero (quando $b^2 < 4.a.c$), mas que o valor mínimo de E seja próximo de zero, com $P(E \text{ mínimo})$ dado por $-b/(2.a)$. Para uma melhor compreensão destes aspectos consulte-se a Fig. A- 3 .

Outra forma possível de relacionar E com P para o intervalo entre a precipitação aquém da qual não se produz escoamento e aquela a partir da qual a $E_{vp} + ETR$ é dada pela evapotranspiração potencial do meio superficial e do solo ($P=Pu$) é através de uma equação de um segmento de recta. E fica descrito pela seguinte equação (ver Fig. A- 4):

$$E = \begin{cases} a_E \cdot P + b_E & ; P \leq P_u \\ (P - P_u) + E(P_u) & ; P > P_u \end{cases} \quad \text{Eq. A- 24}$$

Para que o valor da equação seja aceitável é necessário que a_E seja positivo (para que o escoamento cresça com a precipitação) e que b_E tenha um valor negativo (para que só haja produção de escoamento a partir de um certo valor de precipitação).

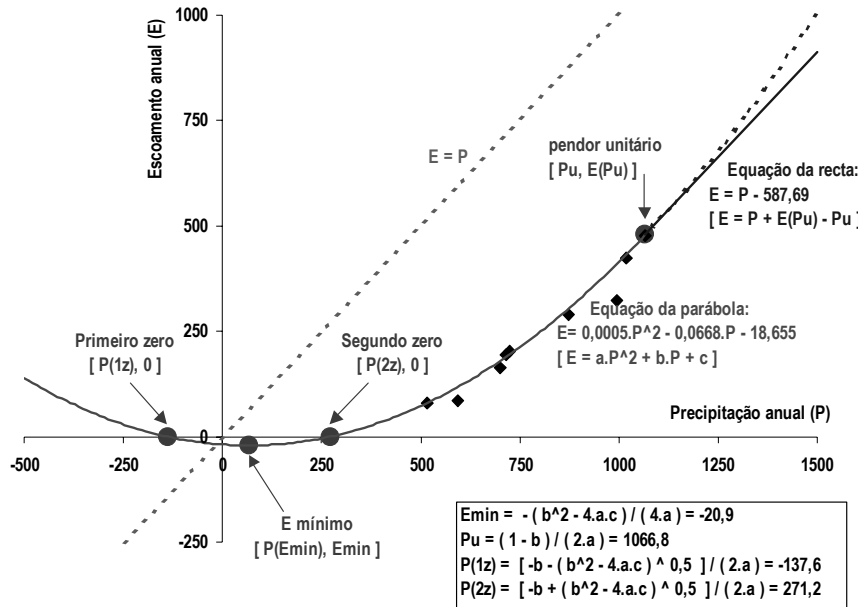


Fig. A- 3 - Equações que descrevem o escoamento em função da precipitação calculados pelo método dos mínimos quadrados utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, indicando-se os pontos importantes que descrevem a equação parabólica.

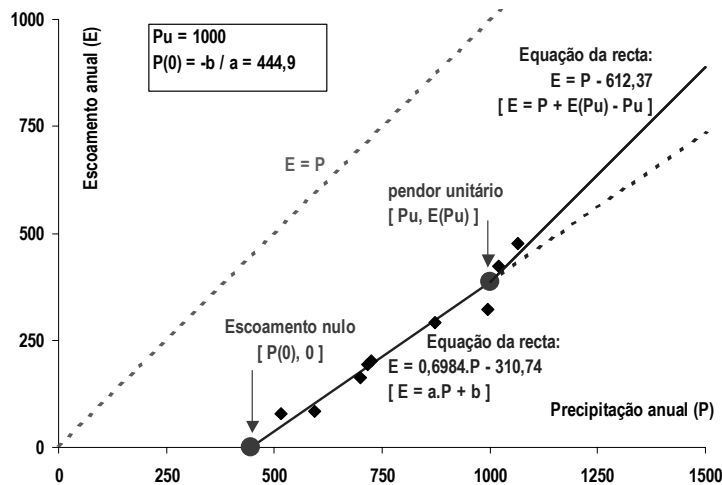


Fig. A- 4 – Equações das rectas que descrevem o escoamento em função da precipitação calculados pelo método dos mínimos quadrados utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, tendo-se considerado o valor de $P = P_u = 1000$ como o valor a partir do qual $ETR = ETP$.

As equações de cálculo da $ETR + E_{vp}$ (designadas genericamente nas equações e figuras seguintes apenas por ETR) são calculadas pela diferença entre a precipitação e o escoamento calculado pelas equações anteriores.

Para o caso descrito parcialmente pela equação parabólica será (Fig. A- 5):

$$ETR = \begin{cases} P & ; P \leq P(2z) \\ -a_E \cdot P^2 + (1 - b_E) \cdot P - c_E & ; P(2z) < P \leq P_u \\ P_u - E(P_u) & ; P > P_u \end{cases} \quad \text{Eq. A- 25}$$

Para o caso descrito pela equações lineares será (Fig. A- 6):

$$ETR = \begin{cases} P & ; P \leq P(0) \\ (1 - a_E) \cdot P - b_E & ; P(0) < P \leq P_u \\ P_u - E(P_u) & ; P > P_u \end{cases} \quad \text{Eq. A- 26}$$

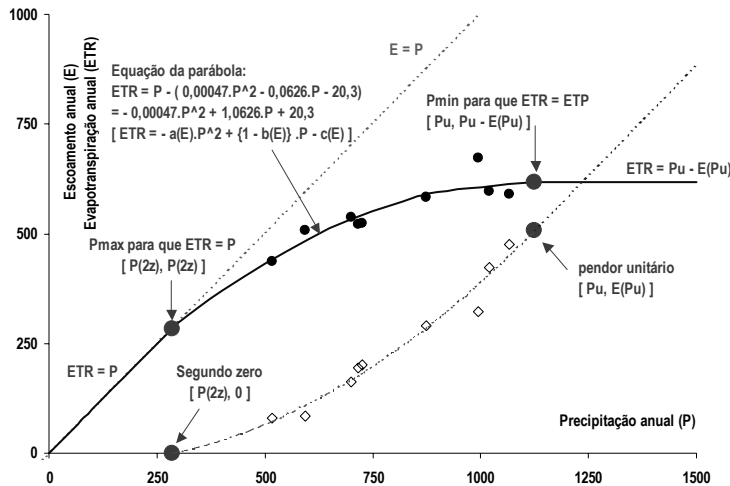


Fig. A- 5 – Equações que descrevem a evapotranspiração real + evaporação do meio superficial em função da precipitação utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, indicando-se os pontos onde há alteração das equações.

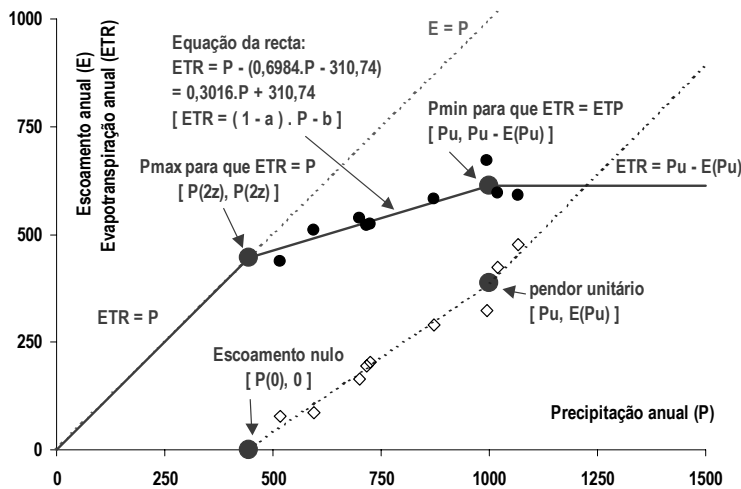


Fig. A- 6 – Equações das rectas que descrevem a evapotranspiração real + evaporação do meio superficial em função da precipitação utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, tendo-se considerado o valor de $P = P_u = 1000$ como o valor a partir do qual se atinge a evapotranspiração potencial.

Relações teóricas entre o escoamento directo, o escoamento de base e a precipitação

No caso de se considerar a equação parabólica para definir E , a decomposição de E pode produzir equações parabólicas ou rectilíneas. Sendo a equação rectilínea uma simplificação da primeira (constante que multiplica por $P^2 = 0$) vai-se só considerar o caso genérico das equações parabólicas entre $P_{(E=0)}$ e P_u . Para $E > 0$ somente uma das parábolas pode intersectar a parábola que descreve E . Isto significa que se se determinar os zeros das parábolas que descrevem E_d e E_b , aquela que não

tem zero para $E > 0$ representa a componente do escoamento que ocorre para precipitações abaixo da precipitação correspondente à intersecção das parábolas.

Para o caso em que a primeira componente do escoamento é o escoamento de base (situação equivalente às representadas nas Fig. A-7 e Fig. A-8), têm-se as seguintes equações para calcular as componentes do escoamento:

$$Eb = \begin{cases} E & ; P \leq P_{(Eb=E)} \\ a_{Eb} \cdot P^2 + b_{Eb} \cdot P + c_{Eb} & ; P_{(Eb=E)} < P \leq P_u \\ (2 \cdot a_{Eb} \cdot P_u + b_{Eb}) \cdot (P - P_u) + Eb(P_u) & ; P > P_u \end{cases} \quad \text{Eq. A- 27}$$

$$Ed = \begin{cases} a_{Ed} \cdot P^2 + b_{Ed} \cdot P + c_{Ed} & ; P_{(Eb=E)} < P \leq P_u \\ (2 \cdot a_{Ed} \cdot P_u + b_{Ed}) \cdot (P - P_u) + Ed(P_u) & ; P > P_u \end{cases} \quad \text{Eq. A- 28}$$

Os termos $(2 \cdot a_{Eb} \cdot P_u + b_{Eb})$ e $(2 \cdot a_{Ed} \cdot P_u + b_{Ed})$ das equações das rectas utilizadas para $P > P_u$ fazem com que as rectas sejam tangentes às parábolas no ponto em que a precipitação é P_u .

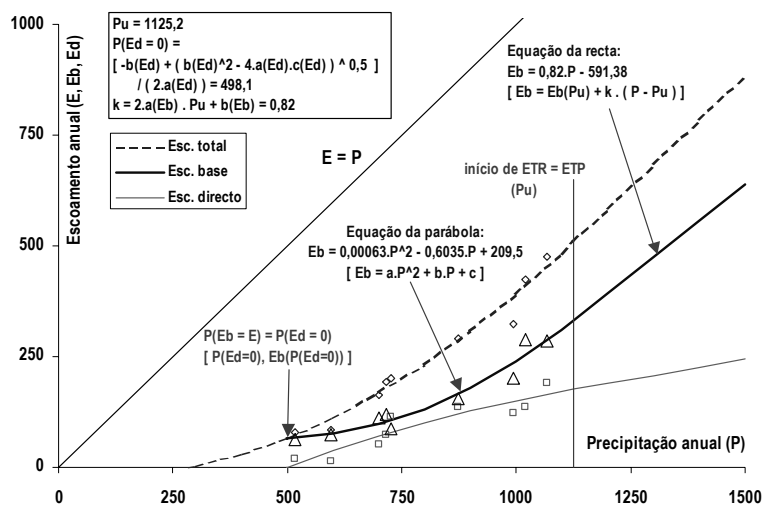


Fig. A-7 – Equações que descrevem o escoamento de base em função da precipitação utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, indicando-se os pontos onde há alteração das equações.

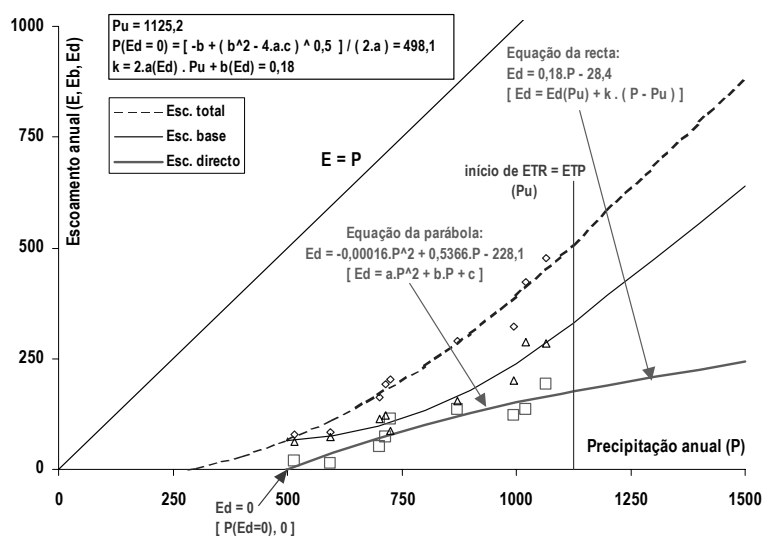


Fig. A-8 – Equações que descrevem o escoamento directo em função da precipitação utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, indicando-se os pontos onde há alteração das equações.

No caso em que a primeira componente do escoamento é o escoamento directo, têm-se as seguintes equações:

$$Eb = \begin{cases} a_{Eb} \cdot P^2 + b_{Eb} \cdot P + c_{Eb} & ; P_{(Ed=E)} < P \leq Pu \\ (2 \cdot a_{Eb} \cdot Pu + b_{Eb}) \cdot (P - Pu) + Eb(Pu) & ; P > Pu \end{cases} \quad \text{Eq. A- 29}$$

$$Ed = \begin{cases} E & ; P \leq P_{(Ed=E)} \\ a_{Ed} \cdot P^2 + b_{Ed} \cdot P + c_{Ed} & ; P_{(Ed=E)} < P \leq Pu \\ (2 \cdot a_{Ed} \cdot Pu + b_{Ed}) \cdot (P - Pu) + Ed(Pu) & ; P > Pu \end{cases} \quad \text{Eq. A- 30}$$

No caso de se optar pelo ajustamento rectilíneo do E , a sua decomposição produzirá uma recta para o Eb e outra para o Ed . Só uma destas rectas (Eb ou Ed) pode cruzar a recta do E (quando o E é positivo). Até ao valor em que essa recta cruza a do E , a totalidade do escoamento provém da componente do escoamento que essa recta representa.

A forma de determinar analiticamente qual das componentes do escoamento é que ocorre primeiro consiste em considerar as equações das rectas de (1) $E = a_E \cdot P + b_E$, (2) $Eb = a_{Eb} \cdot P + b_{Eb}$ e (3) $Ed = a_{Ed} \cdot P + b_{Ed}$. Sabendo que $E = Eb + Ed$, o cruzamento de Eb com E é dado por $P_{(Eb=E)} = -b_{Eb}/a_{Eb}$ e o cruzamento de Ed com E é dado por $P_{(Ed=E)} = -b_{Ed}/a_{Ed}$. O maior dos valores de P dá a componente do escoamento que se gera primeiro. Se $P_{(Eb=E)} > P_{(Ed=E)}$ forma-se primeiro escoamento de base, caso contrário forma-se primeiro escoamento directo.

No caso de $P_{(Eb=E)} > P_{(Ed=E)}$ (situação equivalente às representadas nas Fig. A- 9 e **Error! Reference source not found.**), têm-se as seguintes equações para calcular as componentes do escoamento:

$$Eb = \begin{cases} E & ; P \leq P_{(Eb=E)} \\ a_{Eb} \cdot P + b_{Eb} & ; P_{(Eb=E)} < P \leq Pu \\ a_{Eb}/a_E \cdot (P - Pu) + Eb(Pu) & ; P > Pu \end{cases} \quad \text{Eq. A- 31}$$

$$Ed = \begin{cases} a_{Ed} \cdot P + b_{Ed} & ; P_{(Eb=E)} < P \leq Pu \\ a_{Ed}/a_E \cdot (P - Pu) + Ed(Pu) & ; P > Pu \end{cases} \quad \text{Eq. A- 32}$$

As relações a_{Eb}/a_E e a_{Ed}/a_E utilizadas para $P > Pu$ mantêm a proporcionalidade que já existia entre os pendores das rectas para $P \leq Pu$.

No caso de $P_{(Eb=E)} < P_{(Ed=E)}$, têm-se as seguintes equações:

$$Eb = \begin{cases} a_{Eb} \cdot P + b_{Eb} & ; P_{(Ed=E)} < P \leq Pu \\ a_{Eb}/a_E \cdot (P - Pu) + Eb(Pu) & ; P > Pu \end{cases} \quad \text{Eq. A- 33}$$

$$Ed = \begin{cases} E & ; P \leq P_{(Ed=E)} \\ a_{Ed} \cdot P + b_{Ed} & ; P_{(Ed=E)} < P \leq Pu \\ a_{Ed}/a_E \cdot (P - Pu) + Ed(Pu) & ; P > Pu \end{cases} \quad \text{Eq. A- 34}$$

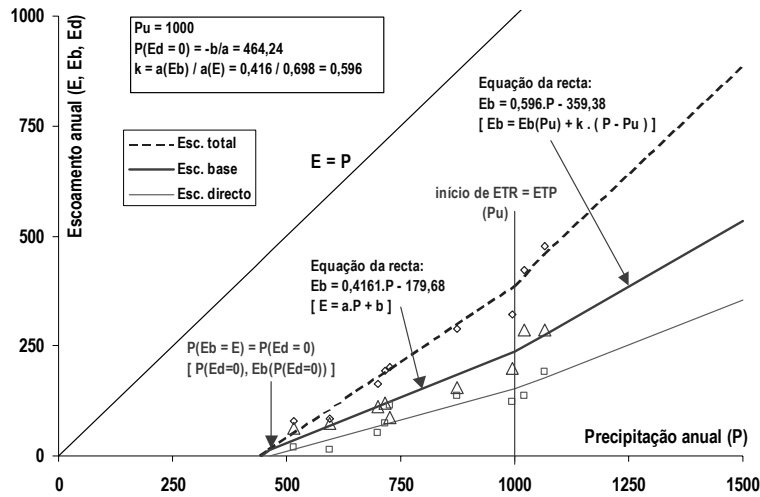


Fig. A-9– Equações das rectas que descrevem o escoamento de base em função da precipitação utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, tendo-se considerado o valor de $P = P_u = 1000$ como o valor a partir do qual se atinge a evapotranspiração potencial.

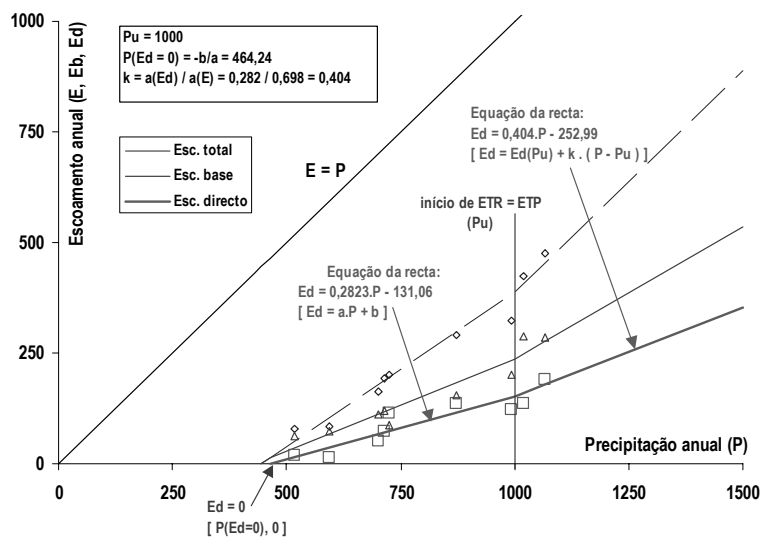


Fig. A-10– Equações das rectas que descrevem o escoamento directo em função da precipitação utilizando os dados calculados para 17L01 - Ponte de Panasco, tendo-se considerado o valor de $P = P_u = 1000$ como o valor a partir do qual se atinge a evapotranspiração potencial.

Anexo 12 – Valores estimados dos termos do balanço hídrico abaixo da superfície freática utilizados no cálculo da recarga para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Equação de cálculo da recarga:

$$R = E_{bs} + H_{bs} + \Delta A_b - E_{be} \quad \text{Eq. 286}$$

H_{bs} = extracções,

ΔA_b = variação de armazenamento de água no aquífero,

E_{bs} = escoamento subterrâneo de saída,

E_{be} = escoamento subterrâneo de entrada,

R = recarga

Quadro A- 5 – Valores estimados dos parâmetros utilizados no cálculo da recarga para cada período de análise e por subárea de cálculo (caso de estudo de Estarreja)

Período	Parâmetros (mm) por subárea de cálculo																			
	(1,1) – (46,51)				(6,6) – (41,46)				(11,11) – (36,41)				(16,16) – (31,36)				(21,21) – (26,31)			
	H_{bs}	ΔA_b	E_b	R	H_{bs}	ΔA_b	E_b	R	H_{bs}	ΔA_b	E_b	R	H_{bs}	ΔA_b	E_b	R	H_{bs}	ΔA_b	E_b	R
1993-10-26 a 1993-11-24	4	-6	-5	-7	-9	11	3	6	3	-9	14	8	4	0	-28	-24	3	8	67	77
1993-11-24 a 1994-01-06	4	61	-11	55	5	69	15	88	3	75	19	97	3	76	-43	36	2	78	104	184
1994-01-06 a 1994-01-27	2	-7	-6	-11	2	-11	8	-2	1	-20	10	-9	2	-27	-22	-47	1	-22	54	33
1994-01-27 a 1994-02-24	3	6	-8	1	3	6	10	20	2	6	13	21	2	6	-29	-21	2	8	75	84
1994-02-24 a 1994-05-31	26	-30	-25	-29	27	-28	34	33	22	-30	42	34	25	-36	-101	-111	18	-46	249	221
1994-05-31 a 1994-09-07	55	-140	-21	-106	53	-149	32	-65	48	-155	39	-67	55	-152	-98	-195	39	-157	231	113
1994-09-07 a 1995-02-01	29	153	-32	149	30	162	46	238	22	172	58	252	26	179	-144	60	18	184	341	544
1993-11-24 a 1994-01-06	9	55	-15	49	10	60	27	97	6	66	37	109	35	386	-370	10	5	86	172	262
1993-11-24 a 1994-01-27	7	54	-16	45	7	57	22	87	4	55	28	88	25	248	-323	-10	3	56	159	218
1993-11-24 a 1994-02-24	5	-1	-14	-10	6	-5	17	18	3	-14	23	12	19	-108	-260	-68	3	-14	127	116
1993-11-24 a 1994-05-31	29	-24	-31	-26	30	-22	45	53	24	-23	55	55	139	-153	-659	-132	19	-38	319	301
1993-11-24 a 1994-09-07	81	-170	-46	-135	79	-178	63	-35	70	-185	81	-33	408	-956	-969	-298	56	-202	473	327
1993-11-24 a 1995-02-01	83	13	-60	36	83	13	85	181	70	17	102	189	412	135	-1320	-152	57	28	613	698
1994-01-06 a 1994-01-27	11	48	-19	40	12	48	36	96	7	46	47	101	43	249	-472	-35	6	64	228	298
1994-01-06 a 1994-02-24	9	60	-24	46	11	63	31	105	6	61	40	108	36	278	-467	-30	5	64	231	300
1994-01-06 a 1994-05-31	31	-31	-38	-38	32	-34	51	50	25	-43	64	46	146	-290	-780	-181	20	-60	363	323
1994-01-06 a 1994-09-07	84	-164	-50	-131	83	-172	73	-15	72	-178	94	-12	420	-927	-1103	-316	58	-194	536	399
1994-01-06 a 1995-02-01	110	-17	-92	0	109	-15	119	213	92	-13	148	227	539	-47	-1809	-259	74	-18	884	940
1994-01-27 a 1994-02-24	14	54	-25	43	15	54	46	116	9	53	61	122	54	279	-617	-56	7	72	300	379
1994-01-27 a 1994-05-31	36	30	-43	23	37	35	64	136	28	32	79	138	163	95	-968	-139	22	18	455	495
1994-01-27 a 1994-09-07	86	-171	-57	-142	85	-183	78	-20	73	-198	104	-21	427	-1064	-1223	-365	59	-217	570	412
1994-01-27 a 1995-02-01	113	-11	-96	5	112	-9	130	234	94	-7	162	250	551	-18	-1949	-278	76	-10	948	1014
1994-02-24 a 1994-05-31	40	24	-40	25	42	26	82	151	31	23	104	158	182	96	-1122	-166	25	26	518	568
1994-02-24 a 1994-09-07	90	-110	-59	-78	90	-115	88	64	76	-123	114	67	444	-678	-1373	-316	61	-139	645	568
1994-02-24 a 1995-02-01	115	-19	-105	-9	115	-21	134	228	96	-27	172	241	558	-155	-2086	-331	77	-32	975	1019
1994-05-31 a 1994-09-07	95	-116	-49	-71	95	-123	110	81	79	-132	145	93	463	-678	-1518	-340	64	-131	700	632
1994-05-31 a 1995-02-01	119	43	-104	58	120	48	143	311	98	48	180	327	575	231	-2215	-277	79	46	1045	1169
1994-09-07 a 1995-02-01	123	37	-88	72	125	39	171	335	102	40	221	362	594	231	-2373	-304	82	53	1099	1234

H_{bs} = extracções, ΔA_b = variação de armazenamento de água no aquífero, E_b = diferença entre o escoamento subterrâneo de saída e o de entrada, R = recarga

Anexo 13 – Valores de evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada (ETR_b) calculados para o caso de estudo de Estarreja para cada tipo de ocupação do solo em cada subárea do modelo

Quadro A- 6 – Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada, estimada pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a totalidade da área de estudo [(1,1) – (46,51)]

Período	Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada (mm) por ocupação do solo (expressa em relação à totalidade da área com essa ocupação do solo)								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	26	0	0	35	0	11	0	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	28	0	0	36	2	19	0	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	13	0	0	16	1	9	0	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	23	0	0	29	2	12	0	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	175	5	0	220	72	110	0	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	263	65	0	351	5	229	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	142	0	0	198	10	62	0	0	-
Total	669	70	0	886	93	451	0	0	-

Quadro A- 7 – Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada, estimada pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(6,6) – (41,46)]

Período	Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada (mm) por ocupação do solo (expressa em relação à totalidade da área com essa ocupação do solo)								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	26	0	0	0	0	14	60	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	27	1	0	0	4	20	72	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	13	0	0	0	2	10	81	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	23	0	0	0	4	12	68	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	175	8	0	0	45	117	109	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	257	101	0	0	0	298	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	137	0	0	0	9	83	232	0	-
Total	658	110	0	0	65	553	621	0	-

Quadro A- 8 – Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada, estimada pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(11,11) – (36,41)]

Período	Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada (mm) por ocupação do solo (expressa em relação à totalidade da área com essa ocupação do solo)								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	27	0	0	0	0	13	0	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	27	1	0	0	0	20	0	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	13	1	0	0	0	10	0	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	23	0	0	0	0	11	0	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	173	13	0	0	0	108	0	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	255	132	0	0	0	286	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	138	0	0	0	0	77	0	0	-
Total	655	146	0	0	0	524	0	0	-

Quadro A- 9 – Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada, estimada pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(16,16) – (31,36)]

Período	Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada (mm) por ocupação do solo (expressa em relação à totalidade da área com essa ocupação do solo)								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	24	0	0	0	0	0	0	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	26	2	0	0	0	0	0	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	12	1	0	0	0	0	0	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	22	0	0	0	0	0	0	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	164	17	0	0	0	0	0	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	235	154	0	0	0	0	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	127	0	0	0	0	0	0	0	-
Total	610	173	0	0	0	0	0	0	-

Quadro A- 10 – Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada, estimada pelo balanço hídrico sequencial diário considerando a posição do nível freático, por tipo de ocupação do solo e para cada intervalo de tempo considerado (caso de estudo de Estarreja) para a subárea [(21,21) – (26,31)]

Período	Evapotranspiração real com água proveniente da zona saturada (mm) por ocupação do solo (expressa em relação à totalidade da área com essa ocupação do solo)								
	MM3	CC2	UU2	ME3	JM0	C11	JJ1	CA2	SW1
1993-10-26 a 1993-11-24	28	0	0	0	0	0	0	0	-
1993-11-24 a 1994-01-06	29	1	0	0	0	0	0	0	-
1994-01-06 a 1994-01-27	13	0	0	0	0	0	0	0	-
1994-01-27 a 1994-02-24	25	0	0	0	0	0	0	0	-
1994-02-24 a 1994-05-31	183	19	0	0	0	0	0	0	-
1994-05-31 a 1994-09-07	271	142	0	0	0	0	0	0	-
1994-09-07 a 1995-02-01	149	0	0	0	0	0	0	0	-
Total	697	162	0	0	0	0	0	0	-

