

7º SILUSBA

**CALIBRAÇÃO DE UM MODELO DE BALANÇO HIDROLÓGICO  
aplicado a uma  
sub-bacia hidrográfica da Ribeira de Valverde**

**Maria Madalena MOREIRA**

Professora Auxiliar Dep. Eng.ª Rural UE, Apartado 94 Dep. Eng.ª Rural 7000 Évora, mmmvmv@uevora.pt

**Luís RAMALHO**

Licenciado em Engenharia dos Recursos Hídricos da UE

**Resumo**

Apresenta-se neste trabalho a proposta de um Modelo de Balanço Hidrológico, desenvolvido com base na aplicação do Princípio da Conservação da Massa ao volume de control, definido pela delimitação da bacia hidrográfica e constituído por quatro zonas sobrepostas.

Este modelo permite estimar o escoamento na secção de referência da linha de água, quando não existam medições, e a recarga de águas subterrâneas para as seguintes hipóteses simplificativas: a delimitação da bacia hidrográfica com base na topografia coincide com a delimitação freática e os limites do aquífero coincidem com os limites da bacia hidrográfica.

O modelo foi aplicado a uma sub-bacia hidrográfica da Ribeira de Valverde, relativa a uma secção a montante da Ponte de Valverde, que integra parcialmente a Herdade Experimental da Mitra da Universidade de Évora e que pertence à bacia hidrográfica da Ribeira das Alcáçovas, afluente do Sado.

Na calibração do Modelo de Balanço Hidrológico foram utilizados os resultados das medições de caudal na estação hidrométrica instalada na Herdade da Mitra.

Pretende-se com este trabalho contribuir para a definição de uma ferramenta de apoio à gestão das pequenas bacias hidrográficas do Alentejo, que apresentem características semelhantes à bacia estudada.

**Palavras-chave:** balanço hidrológico, escoamento superficial, Método da Decomposição do Hidrograma, Método de Temez, recarga de águas subterrâneas.

## **1. INTRODUÇÃO**

A modelação do ciclo da água tem vindo a ser aplicada por técnicos com diferentes formações e, conseqüentemente, com diferentes objectivos. Só assim se pode compreender que em trabalhos de planeamento e projecto sejam estudadas as águas superficiais e as águas subterrâneas em capítulos diferentes e de modo quasi-independente.

A modelação do balanço hídrico é determinante na gestão da água para identificação dos recursos, incluindo águas superficiais e águas subterrâneas, requisito da Directiva-Quadro da Água. No entanto, a quantificação de parcelas do balanço hídrico é um processo estimativo que obriga à calibração e validação do modelo proposto. Ficamos assim, dependentes da medição de parâmetros no terreno e conscientes de que o rigor do método depende da qualidade e quantidade das medições e da caracterização dos diferentes componentes.

Nesta comunicação apresenta-se um método de modelação do ciclo da água com base na aplicação do Princípio da Conservação da Massa ao volume de controlo definido pela delimitação da bacia hidrográfica e incluindo quatro zonas sobrepostas. É feita uma abordagem com base na aplicação do Método da Decomposição do Hidrograma e sua integração na metodologia apresentada no Método de Temez.

O Modelo é aplicado à sub-bacia hidrográfica da Ribeira de Valverde, relativa a uma secção a montante da Ponte de Valverde, que integra parcialmente a Herdade Experimental da Mitra da Universidade de Évora e que pertence à bacia hidrográfica da Ribeira das Alcáçovas, afluente do Sado. A área da bacia é de 72,2 km<sup>2</sup> e o perímetro de 39,5 km, a altitude varia entre 214 m e 418m, apresentando uma altitude média de 301m. A sub-bacia hidrográfica da Ribeira de Valverde apresenta maioritariamente cursos de água do tipo efémero e densidade de drenagem de 7,25 km/km<sup>2</sup>. Os solos predominantes são solos litólicos não húmicos e solos mediterrâneos pardos não calcários. O coberto vegetal predominante é o montado de azinheira e de sobro e as culturas arvenses de sequeiro. As formações geológicas predominantes na zona norte da bacia hidrográfica são as formações de tonolitos, o complexo migmatítico, as formações de granitos porfiróides de grão médio a grosseiro, na zona sul da bacia hidrográfica predomina a formação geológica de quartzodioritos e granodioritos de grão médio não porfiróide. A bacia hidrográfica apresenta um substrato geológico com permeabilidade relativamente baixa (Ramalho L. , 2004).

## **2. MODELO DE BALANÇO HIDROLÓGICO**

### **2.1 Introdução**

Considerando que a recarga de águas subterrâneas é a quantidade de água que é acrescentada à zona saturada de água subterrânea (Oliveira M.M., 2004), não pode ser medida directamente. Por outro lado, nem sempre existem medições de escoamento na secção em estudo. Neste caso, os dois parâmetros terão de ser estimados, para o que é necessário definir modelos que caracterizem os diferentes parâmetros e validem os resultados obtidos com medições no terreno. Os resultados obtidos serão tanto mais fiáveis quanto maior a série de medições realizadas.

Neste trabalho pretende-se apresentar um modelo de balanço hídrico e aplicá-lo à sub-bacia hidrográfica da Ribeira de Valverde. Estão disponíveis para a calibração a série de valores de escoamento diário na secção de referência relativa ao período de 1/2/2002 a 31/8/2003 medidos na estação hidrométrica instalada na secção em estudo (Ramalho L. e Moreira, M.M. 2004). É de todo o interesse a continuação do registo na estação hidrométrica de modo a se poder verificar os resultados obtidos.

Nesta comunicação são apresentadas: a aplicação do Princípio da Conservação da Massa a um dado volume de controlo, as hipóteses simplificadoras consideradas, a metodologia na caracterização

dos diferentes parâmetros e das leis específicas de transferência entre os parâmetros envolvidos no modelo e, finalmente, a calibração do modelo com aplicação dos dados medidos.

## 2.2 Volume de controlo

O volume de controlo a considerar é definido, em planta, pela delimitação da sub-bacia hidrográfica. São consideradas quatro zonas diferentes sobrepostas (Oliveira, 2004), figura 1:

Zona 1 – acima do solo, onde se dá o escoamento superficial;

Zona 2 – camada superior do solo, não saturada onde coexistem a água e o ar, até à profundidade das raízes das plantas;

Zona 3 – camada intermédia, não saturada onde coexistem água e ar; entre as raízes das plantas e o aquífero

Zona 4 – camada inferior do solo saturado, que corresponde ao aquífero.

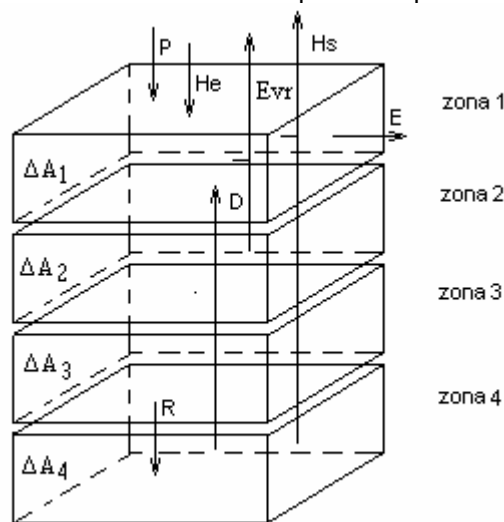


Figura 1 Volume de controlo a aplicar o Princípio da Conservação da Massa

## 2.3 Aplicação do Princípio da Conservação da Massa

O Princípio da Conservação da Massa aplicado ao volume de controlo representado na figura 1, pode ser escrito na seguinte forma:

$$m_s - m_e = \Delta m_{int} \quad (1)$$

em que  $m_s$  é a massa de água que sai do volume de controlo por unidade de tempo,  $m_e$  é a massa de água que entra no volume de controlo por unidade de tempo e  $\Delta m_{int}$  é a variação da massa de água dentro do volume de controlo na mesma unidade de tempo.

Foram consideradas as seguintes hipóteses simplificativas:

- A bacia hidrográfica é delimitada topograficamente, tendo sido assumida a coincidência com a delimitação freática, o que significa que não existe escoamento horizontal entre o exterior do volume de controlo e as zonas 2 e 3;
- O limite do aquífero coincide com o limite da sub-bacia hidrográfica, o que significa que não existe escoamento horizontal entre o exterior e a zona 4 (esta simplificação podia ser evitada com medição dos níveis freáticos de modo a quantificar o escoamento subterrâneo).

Na aplicação da equação 1, admitindo as hipóteses simplificativas descritas, a massa de água que entra no volume de controlo num dado intervalo de tempo é igual à soma dos seguintes parâmetros: a precipitação, P, e a entrada de água por acção do homem, He, (ex: excedência da rega, descarga de efluentes). A massa de água que sai ( $m_s$ ) do volume de controlo, no mesmo intervalo de tempo, é igual à soma dos seguintes parâmetros: a evapotranspiração real, Evr, o escoamento na secção de referência da linha de água em estudo, E, e a saída de água por acção do homem, Hs, (ex: captação superficial ou subterrânea). A variação da massa de água dentro do volume de controlo ( $\Delta m_{ini}$ ) é a soma das quatro parcelas de variação da massa de água armazenada correspondente a cada uma das zonas,  $\Delta A$ . Toma o sinal negativo se a massa de água dentro da zona diminuir.

Assim a equação 1 transforma-se em:

$$(Evr + Hs + E) - (P + He) = \Delta A1 + \Delta A2 + \Delta A3 + \Delta A4 \quad (2)$$

em que:

P – precipitação ponderada sobre a área da zona 1

H – acções antropogénicas

E – escoamento na secção de referência

Evr – evapotranspiração real

$\Delta A$  – variação do armazenamento

índices: e - entrada;

s – saída;

1,2,3,4 classificação das zonas do volume de controlo

A precipitação ponderada sobre a bacia hidrográfica é calculada a partir das séries de precipitação medidas nos postos udométricos que influenciam a sub-bacia, aplicando o Método de Thiessen. Neste caso o posto udométrico de Évora-Mitra apresenta um coeficiente de Thiessen igual a 92%, sendo os restantes 8% relativos aos postos de Arraiolos e da Barragem do Divor. Optou-se por considerar a precipitação sobre a sub-bacia igual à precipitação no posto udométrico de Évora-Mitra.

As recargas e captações artificiais não foram consideradas, por serem de pequena importância.

A evapotranspiração real é estimada tendo como limite máxima a evapotranspiração de referência, calculada pela Equação de Penman-Monteith com base nas normais climatológicas correspondentes ao período 1951-1980, relativas à estação meteorológica de Évora.

O escoamento na secção de referência, na ausência de valores medidos, é um parâmetro a avaliar.

Relativamente à variação de armazenamento; na Zona 1 admitiu-se que é nula por não existirem retenções, na Zona 2 corresponde à quantidade de massa de água que fica retida no solo arável, que varia com a humidade inicial do solo e com a capacidade utilizável do solo. A variação de armazenamento na Zona 3 corresponde à quantidade de massa de água que pode ficar retida no solo por acção da tensão superficial. A variação de armazenamento na Zona 4 corresponde à variação do nível freático que, se não for medido, também é um parâmetro a estimar.

Na nossa aplicação, a equação 2 fica reduzida a:

$$Evr + E - P = \Delta A2 + \Delta A3 + \Delta A4 \quad (3)$$

## 2.4 Cálculo da recarga de águas subterrâneas

O parâmetro recarga de águas subterrâneas não está explícito na equação 3, pelo que foi aplicado o Princípio da Conservação da Massa à Zona 4, Figura 2.

$$D - R = \Delta A_4 \quad (4)$$

Assim, a recarga de águas subterrâneas pode ser estimada através da medição da variação do nível freático, que permite calcular a variação do armazenamento na zona 4, e pela aplicação do Método da Decomposição do Hidrograma, que permite determinar a descarga do aquífero se existirem valores do escoamento medido.

A hipótese simplificativa de que a recarga de águas subterrâneas é igual à descarga do aquífero significa que se despreza a variação de nível no aquífero.

Na maioria das aplicações não existem medições da variação do nível freático e/ou do escoamento na secção de referência.

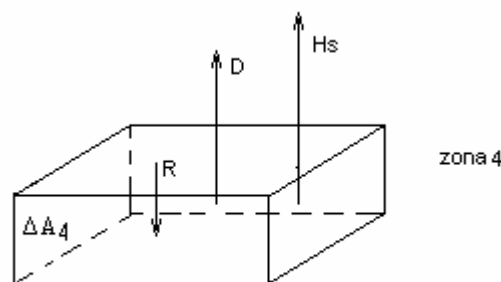


Figura 2 Aplicação do Princípio da Conservação da Massa à Zona 4

De modo a ultrapassar esta situação pode ser aplicado o Princípio da Conservação da Massa ao volume de controlo definido pelas Zonas 1, 2 e 3, figura 3. A equação de balanço, vem:

$$(E_{vr} + H_s + E + R) - (P + H_e + D) = \Delta A_1 + \Delta A_2 + \Delta A_3 \quad (5)$$

que permite calcular a recarga através da equação 6.

$$R = (P + H_e + D) - (E_{vr} + H_s + E) + \Delta A_1 + \Delta A_2 + \Delta A_3 \quad (6)$$

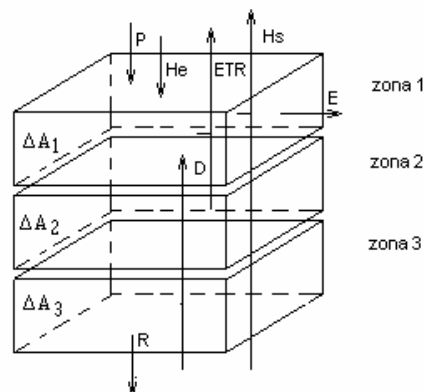


Figura 3 Aplicação do Princípio da Conservação da Massa às Zonas 1,2 e 3

Considerando que não existe entrada ou saída de água por acção humana e que não existe retenção de água à superfície, a equação 6 reduz-se a:

$$R = P + D - E_{vr} - E + \Delta A2 + \Delta A3 \quad (7)$$

Equação que permite determinar a série de recarga das águas subterrâneas, conhecidas as séries de precipitação, de descarga do aquífero e da evapotranspiração real e, ainda, a variação do armazenamento no solo (Zona 2 e 3)

## 2.5 Cálculo da descarga do aquífero - Método da Decomposição do Hidrograma

Admitimos o escoamento total na secção de uma linha de água como constituído pelo escoamento base e o escoamento directo. É desprezado, assim, o escoamento devido à precipitação directa sobre a rede hidrográfica e o escoamento intermédio. O escoamento de base desloca-se com velocidade muito inferior ao escoamento directo, surgindo na secção em estudo com um tempo de atraso, relativamente ao escoamento directo, contribuindo para manter o escoamento durante o período seco.

No caso de uma chuvada isolada, o hidrograma tipo apresenta a forma da curva de recessão independente das características da chuvada, com a representação da equação 8, (Linsley et al., 1982).

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (8)$$

em que:  $Q_0$  é o caudal na secção no instante inicial,  $t_0$ ;  
 $Q_t$  é o caudal na secção no instante  $t$ , em que a unidade de tempo será considerada igual a 1 dia.  
 $e^{-\alpha t}$  é a constante de recessão

A representação da equação 8, num sistema de eixos semi-logarítmicos, com o tempo em abcissa e  $\ln Q_t$  em ordenada, corresponde a uma recta com declive negativo igual a  $\alpha$ .

Foi representada a série de valores de escoamento total, medida na secção de referência, em papel semi-logarítmico que permitiu, através de uma análise qualitativa, observar que o último troço da recta de recessão, correspondentes a chuvadas isoladas, apresentavam o coeficiente angular com pequenas variações, tendo sido calculado o valor médio igual a  $\alpha = 0,10d^{-1}$ . Neste exemplo a curva de recessão correspondente ao escoamento de base de um evento de precipitação isolado, escreve-se do seguinte modo:

$$Q_t = Q_0 e^{-0,1t} \quad (9)$$

Para obter o valor do coeficiente angular da recta de recessão foram estudados vários intervalos de tempo em que o hidrograma se encontra na curva de recessão sem ocorrência de novo episódio de precipitação. Nesta análise foi tomada em atenção a duração do escoamento directo após a ponta de cheia (Linsley et al., 1982):

$$N = 0,8A^{0,2} \quad (10)$$

em que  $A$  é a área da bacia hidrográfica em  $km^2$  e  $N$  é o número de dias de duração do escoamento directo depois do pico do hidrograma. Neste caso, para a área de  $72,2 km^2$ , foi respeitada a análise para 2 dias após o pico (o valor calculado de  $N$  é 1,88 dias).

A integração da equação 8, no tempo, permite determinar o volume de água descarregado na secção entre o instante inicial  $t_0$  e o instante  $t$ , ou seja a diminuição do volume de água armazenado no aquífero devido à descarga do aquífero. O volume de água armazenado no aquífero no instante  $t$  é dado por:

$$S_t = \frac{Q_t}{\alpha} \quad (11)$$

Outro método para determinação do escoamento de base é o Método de Decomposição do Hidrograma que pressupõe a existência de medições de escoamento na secção de referência e das precipitações sobre a bacia hidrográfica, não existindo retenção superficial. Mais uma vez foi usada a série de escoamento diário medida na secção de referência e a série de precipitações diárias no posto udométrico de Évora-Mitra.

O Método de Decomposição do Hidrograma permite separar o escoamento directo do escoamento de base. O método baseia-se em que o tempo base do escoamento directo mantém-se relativamente constante de evento para evento. Considerou-se que o escoamento directo termina 2 dias após o pico do hidrograma, conforme a equação 10 (Linsley et al., 1982).

O processo de separação consistiu em unir o ponto de início da curva de crescimento do hidrograma, correspondente ao início da chuvada, com o ponto correspondente aos 2 dias depois do pico do hidrograma.

No caso de hidrograma complexo, resultado de dois ou mais episódios de chuvada, foi necessário separar os hidrogramas causados pelos diferentes episódios e depois separar o escoamento directo do escoamento de base. No caso de dois episódios seguidos, o hidrograma complexo apresenta duas pontas, a separação foi realizada projectando o segmento de recessão entre picos, representando a curva de recessão do escoamento total da bacia hidrográfica. Depois de individualizados os hidrogramas foi feita a separação como indicado atrás (Linsley et al., 1982).

O resultado do escoamento total medido, escoamento directo e escoamento de base é apresentado no Quadro I.

Quadro I – Séries mensais de escoamento total medido no campo, escoamento directo e escoamento de base

Ano	Mês	Escoamento Total (mm/mês)	Escoamento de base (mm/mês)	Escoamento directo (mm/mês)	Ano	Mês	Escoamento total (mm/mês)	Escoamento de base (mm/mês)	Escoamento directo (mm/mês)
2002	Fev	5,4	4,3	1,1	2003	Jan	15,7	11,0	4,7
	Mar	17,8	13,5	4,3		Fev	7,4	2,2	5,2
	Abr	11,3	8,8	2,5		Mar	2,0	1,1	0,9
	Mai	2,0	1,8	0,2		Abr	5,1	2,7	2,3
	Jun	0,4	0,3	0,1		Mai	0,1	0,1	0,0
	Jul	0,0	0,0	0,0		Jun	0,0	0,0	0,0
	Ago	0,0	0,0	0,0		Jul	0,0	0,0	0,0
	Set	0,4	0,2	0,2		Ago	0,0	0,0	0,0
	Out	1,9	1,8	0,1					
	Nov	15,9	4,6	11,0					
	Dez	35,6	17,4	18,2					

Na figura 4 está representada a relação entre o escoamento total e o escoamento de base e na figura 5 a relação entre o escoamento total e o escoamento directo, para a ribeira de Valverde na secção de referência. Pode constatar-se que estas relações ajustam a uma regressão linear com elevados coeficiente de correlação, 0,945 e 0,933, respectivamente.

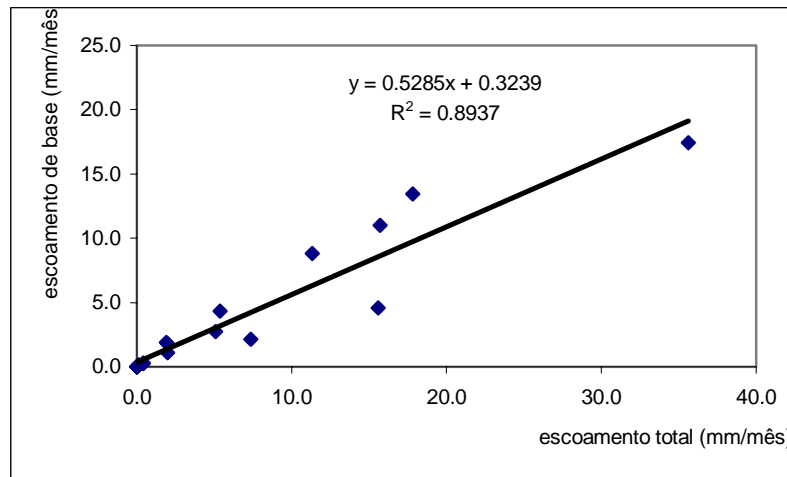


Figura 4 Relação entre o escoamento de base e o escoamento total

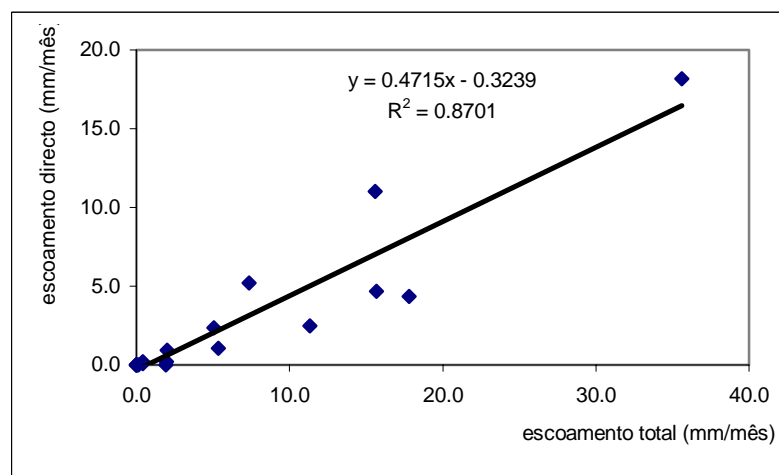


Figura 5 Relação entre o escoamento directo e o escoamento total

Conhecido o escoamento de base mensal, considerado como a descarga do aquífero, e o volume de armazenamento no aquífero que na curva de recessão de um hidrograma está relacionado com o escoamento base, através da equação 11, é possível calcular, aplicando o Princípio da Conservação da Massa à zona 4 do volume de controlo definido, a recarga de águas subterrâneas.

Assim, para cada um dos hidrogramas estudados foi aplicada a equação 4, considerando a variação de armazenamento na zona 4 igual à diferença entre o volume de água armazenado no início do episódio em estudo e o volume de água armazenada no dia anterior ao início de novo episódio de precipitação. Na análise mensal, dado que o período de ocorrência dos episódios de precipitação não coincide com os limites do mês, foi considerada a aproximação de que a recarga é constante ao longo do evento.

A série de valores de recarga no período em estudo calculada é apresentada no Quadro II.



Quadro II – Séries mensais de escoamento total medido no campo, escoamento de base e recarga de águas subterrâneas

Ano	Mês	Escoamento Total (mm/mês)	Escoamento de base (mm/mês)	Recarga Águas sub (mm/mês)	Ano	Mês	Escoamento total (mm/mês)	Escoamento de base (mm/mês)	Recarga Águas sub (mm/mês)
2002	Fev	5,4	4,3	3,0	2003	Jan	15,7	11,0	8,0
	Mar	17,8	13,5	16,7		Fev	7,4	2,2	0,4
	Abr	11,3	8,8	5,4		Mar	2,0	1,1	1,7
	Mai	2,0	1,8	1,7		Abr	5,1	2,7	3,0
	Jun	0,4	0,3	0,3		Mai	0,1	0,1	0,0
	Jul	0,0	0,0	0,0		Jun	0,0	0,0	0,0
	Ago	0,0	0,0	0,0		Jul	0,0	0,0	0,0
	Set	0,4	0,2	0,4		Ago	0,0	0,0	0,0
	Out	1,9	1,8	2,8					
	Nov	15,9	4,6	3,8					
	Dez	35,6	17,4	20,4					

## 2.6 Adaptação do Modelo de Temez

### 2.6.1 Considerações iniciais

O Modelo de Temez baseia-se na aplicação do Princípio da Conservação da Massa ao volume de controlo definido pelas zonas 1, 2 e 3, figura 3, representada pela equação 12.

$$P + D - E_{vr} - E - I + \Delta A_2 + \Delta A_3 = 0 \quad (12)$$

Neste modelo é considerado que parte da precipitação é drenada e surge na secção de referência, é a parcela denominada por excedente, T. O restante, aumenta o armazenamento no solo (zona 2 e zona3) e alimenta a evapotranspiração:

$$P = T + E_{vr} - \Delta A_2 - \Delta A_3 \quad (13)$$

Os parâmetros a calibrar no Modelo de Temez são:

- capacidade máxima de humidade no solo;
- capacidade máxima de infiltração no solo;
- parâmetro do excedente;
- coeficiente da descarga do aquífero.

### 2.6.2 Relação entre excedente e recarga de águas subterrâneas. Capacidade máxima de infiltração no solo

Substituindo a equação 13 na equação 12 e admitindo que o volume infiltrado corresponde à recarga das águas subterrâneas, obtém-se:

$$T = E - D + R \quad (14)$$

O excedente decompõe-se numa parcela que escoia superficialmente e noutra que infiltra até ao aquífero. A primeira escoia num período relativamente curto, enquanto que a parcela infiltrada vai alimentando o aquífero, originando descargas ao longo do tempo.

Relativamente à aplicação apresentada nesta comunicação é possível determinar o excedente através da equação 14, conhecida a série de escoamento total, escoamento de base e de recarga de águas subterrâneas, Quadro III.

Quadro III – Determinação da série de excedentes

Ano	Mês	Escoamento total (mm/mês)	Escoamento de base (mm/mês)	Recarga Águas sub (mm/mês)	Excedente (mm/mês)	Ano	Mês	Escoamento total (mm/mês)	Escoamento de base (mm/mês)	Recarga Águas sub (mm/mês)	Excedente (mm/mês)
2002	Fev	5,4	4,3	3,0	4,1	2003	Jan	15,7	11,0	8,0	12,7
	Mar	17,8	13,5	16,7	21,0		Fev	7,4	2,2	0,4	5,6
	Abr	11,3	8,8	5,4	7,9		Mar	2,0	1,1	1,7	2,6
	Mai	2,0	1,8	1,7	1,9		Abr	5,1	2,7	3,0	5,4
	Jun	0,4	0,3	0,3	0,4		Mai	0,1	0,1	0,0	0,0
	Jul	0,0	0,0	0,0	0,0		Jun	0,0	0,0	0,0	0,0
	Ago	0,0	0,0	0,0	0,0		Jul	0,0	0,0	0,0	0,0
	Set	0,4	0,2	0,4	0,6		Ago	0,0	0,0	0,0	0,0
	Out	1,9	1,8	2,8	2,8						
	Nov	15,9	4,6	3,8	14,8						
Dez	35,6	17,4	20,4	38,6							

Para caracterizar a relação entre a recarga das águas subterrâneas e o excedente, foram ajustados os resultados a uma função linear e à lei de infiltração em função da capacidade máxima de infiltração no solo, apresentada no Modelo de Temez, equação 15.

$$I_i = I_{max} * \frac{T_i}{T_i + I_{max}} \quad (15)$$

em que:

$I_i$  é a infiltração no mês em cálculo (mm)

$I_{max}$  é a capacidade máxima de infiltração no solo (mm)

A regressão linear apresenta um coeficiente de determinação igual a 0,9034 e o ajuste à equação 15 apresenta um coeficiente de determinação igual a 0,8558, para o valor da capacidade máxima de infiltração no solo de 37 mm, figura 6.

Optaremos assim por considerar que a recarga é directamente proporcional ao excedente, equação 15.

$$R = 0,561T \quad (16)$$

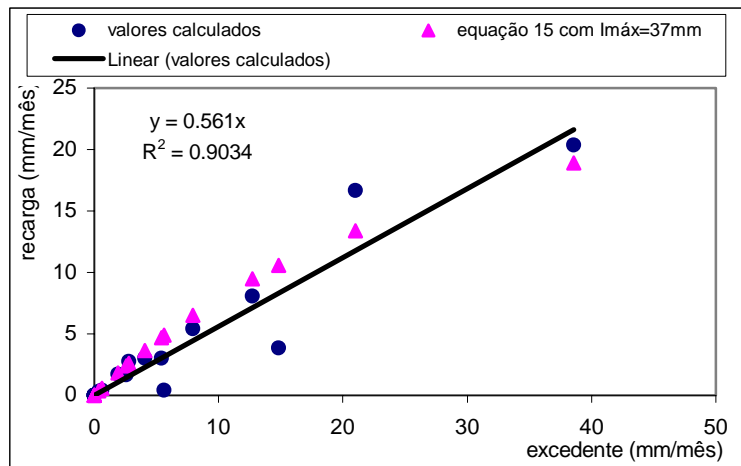


Figura 6 Relação entre a recarga das águas subterrâneas e o excedente

### 2.6.3 Relação entre escoamento subterrâneo e recarga de águas subterrâneas. Coeficiente de descarga do aquífero

No Modelo de Temez, o escoamento subterrâneo segue a lei exponencial de descarga do aquífero, equação 8; a relação entre o escoamento subterrâneo e o volume armazenado no aquífero verifica a equação 11 e a recarga por infiltração supõe-se concentrada no instante médio do intervalo de tempo em estudo, neste caso um mês. Assim, o escoamento subterrâneo é determinado pela equação seguinte:

$$Q_i = Q_{i-1}e^{-\alpha t} + \alpha R_i e^{-\frac{\alpha t}{2}} \quad (17)$$

O ajuste, das séries de valores de escoamento de base mensal e da recarga de águas subterrâneas mensal à equação 17 permitiu determinar o coeficiente de descarga do aquífero, à escala mensal, igual a 1,475 com um coeficiente de determinação igual a 0,9683.

### 2.6.4 Relação entre excedente e precipitação. Parâmetro de excedente e capacidade máxima de humidade no solo

A Lei de excedentes considerada pelo Modelo de Temez é representada pela seguinte equação:

$$\begin{cases} T_i = 0 & \text{se } P_i \leq P_0 \\ T_i = \frac{(P_i - P_0)^2}{P_i + \delta - 2P_0} & \text{se } P_i > P_0 \end{cases} \quad (18)$$

com:

$$\delta = H_{max} - H_{i-1} + EP_i \quad (19)$$

$$P_0 = C * (H_{max} - H_{i-1}) \quad (20)$$

em que:

- $P_i$  - precipitação no mês em cálculo (mm)
- $P_0$  - perdas iniciais no mês em cálculo (mm)
- $T_i$  - excedente no mês em cálculo (mm)
- $H_{max}$  - capacidade máxima de humidade no solo (mm)
- $H_{i-1}$  - humidade no solo no mês anterior ao de cálculo (mm)
- $EP_i$  - evapotranspiração potencial do mês em cálculo (mm)
- $C$  - parâmetro do excedente

Para estudar o ajuste da equação 18 à série de valores de excedente e de precipitação, Quadro IV, de modo a calcular os dois parâmetros do modelo; parâmetro de excedente e capacidade máxima de humidade no solo, foram estudados dois cenários na aplicação do Método da Regressão dos Mínimos Quadrados: Cenário 1 - melhor ajuste do valor máximo do excedente; Cenário 2 - maior coeficiente de determinação. Em cada mês é necessário conhecer a humidade do solo no mês anterior.

Nesta análise a humidade no solo é determinada através da seguinte expressão:

$$H_i = \text{Max}(0, H_{i-1} + P_i - T_i - EP_i) \quad (21)$$

em que:

$H_i$  - humidade no solo no mês em cálculo (mm)

$H_{i-1}$  - humidade no solo no mês anterior ao mês em cálculo (mm)

A Evapotranspiração real é determinada através da expressão:

$$Er = \text{min}(H_{i-1} + P_i - T_i, EP_i) \quad (22)$$

em que:

$Er$  é a evapotranspiração real do solo no mês em cálculo (mm)

Quadro IV – Séries de precipitação, evapotranspiração de referência e de excedente

Ano	Mês	Precipitação (mm/mês)	Evapotranspiração de referência (mm/mês)	Excedente (mm/mês)	Ano	Mês	Precipitação (mm/mês)	Evapotranspiração de referência (mm/mês)	Excedente (mm/mês)
2002	Fev	30,3	35,0	4,1	2003	Jan	94,1	24,1	12,7
	Mar	107,8	62,0	21,0		Fev	85,1	35,0	5,6
	Abr	92,6	90,6	7,9		Mar	53,5	62,0	2,6
	Mai	24,5	125,7	1,9		Abr	89,8	90,6	5,4
	Jun	8,8	149,1	0,4		Mai	9,6	125,7	0,0
	Jul	0,4	177,8	0,0		Jun	5,0	149,1	0,0
	Ago	5,3	166,2	0,0		Jul	2,0	177,8	0,0
	Set	129,5	113,4	0,6		Ago	3,7	166,2	0,0
	Out	55,1	68,6	2,8					
	Nov	116,5	34,9	14,8					
Dez	138,2	23,4	38,6						

Para o 1º cenário, figura 7, os resultados obtidos foram:

$C=0,17$

$H_{\text{máx}} = 260\text{mm}$

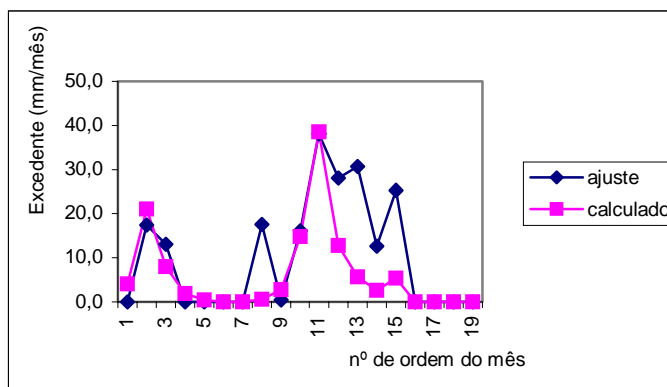


Figura 7 Comparação entre os valores de excedente calculados e ajustados – Cenário 1

Para o 2º cenário, figura 8, os resultados obtidos foram:

$C=0,07$

$H_{\text{máx}} = 400\text{mm}$

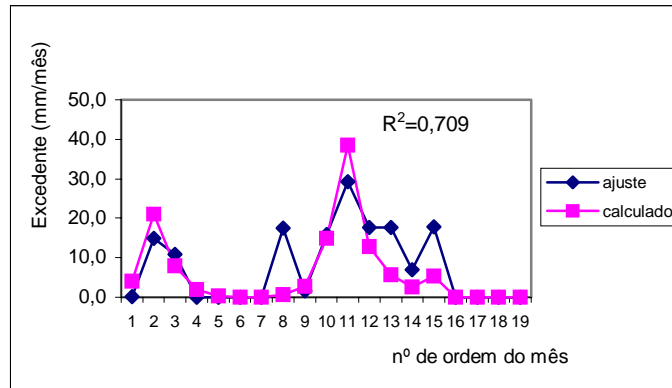


Figura 7 Comparação entre os valores de excedente calculados e ajustados – Cenário 2

O coeficiente de correlação para o ajuste relativo ao cenário 2 é de 0,842. Para o cálculo deste valor não foi considerado o quadrado da diferença para o mês de Setembro de 2002 por se admitir que pode existir erro de medição no escoamento total relativo a esse mês, dado que o escoamento total é de 0,6 mm com 129,5 mm de precipitação.

É verificado que existe uma relação bem definida entre o excedente calculado e a precipitação que lhe dá origem, figura 8, pelo que podemos concluir que a lei de excedentes representada pela equação 18 pode não ser a mais indicada para este caso prático.

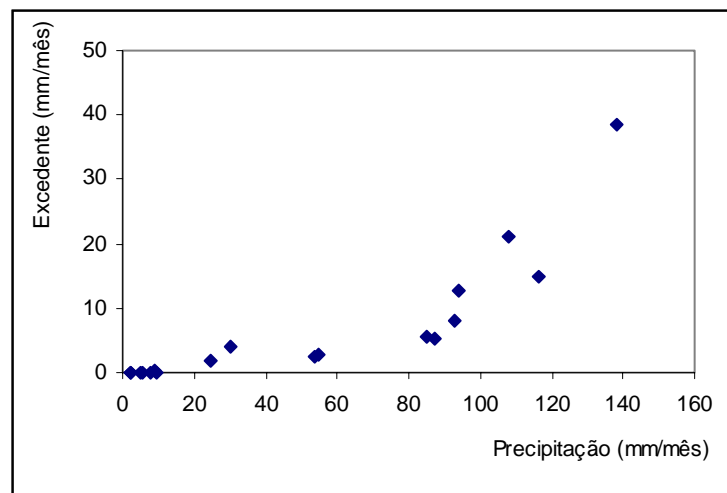


Figura 8 Representação da relação entre a série de excedentes calculados e a série de precipitações que lhe deu origem

### 2.6.5 Comparação da série de escoamentos calculados e medidos na secção de referência

Neste sub-capítulo é apresentada a comparação entre a série de escoamento mensal calculada com base no desenvolvimento anterior e a série de valores medidos, para os dois cenários referidos..

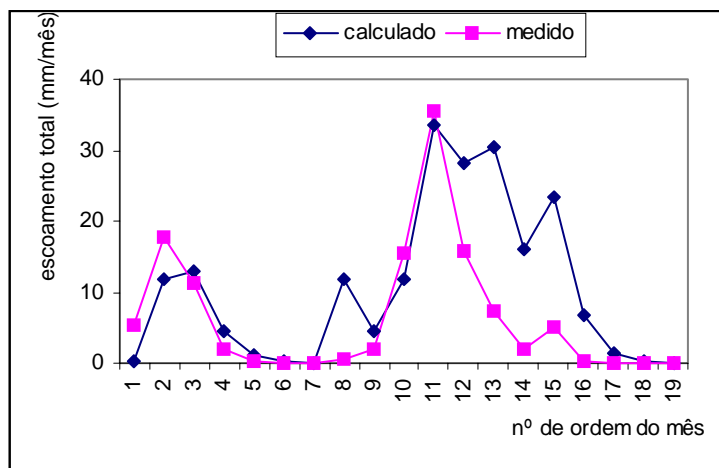


Figura 9 Representação das séries de escoamento calculados e medidos na secção de referência – Cenário 1

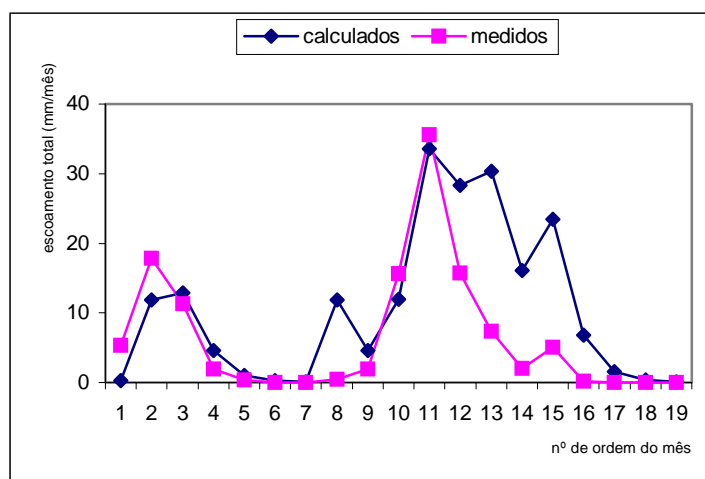


Figura 10 Representação das séries de escoamento calculados e medidos na secção de referência – Cenário 2

A análise das figuras 9 e 10 permite concluir que na relação entre excedente e precipitação, equação 18, quando a precipitação e evapotranspiração de referência apresentam valores semelhantes, o excedente é muito sensível à variação de armazenamento de água no solo. Refira-se os exemplos do 13º e 15º mês em que o excedente aumenta muito, relativamente ao mês anterior.

### 3. CONCLUSÕES

O Método de Balanço Hidrológico proposto permite determinar a recarga das águas subterrâneas e o escoamento total na secção de referência, com base na aplicação do Princípio da Conservação da Massa a um dado volume de controlo.

A aplicação do Método da Decomposição do Hidrograma medido na secção de referência permite determinar as séries de escoamento directo e escoamento de base mensal. Com base no Hidrograma é apresentada uma metodologia para determinar a recarga das águas subterrâneas.

Foi calculada a equação de regressão linear pelo Método dos Mínimos Quadrados entre o escoamento directo e o escoamento total e entre o escoamento de base e o escoamento total.

Para aplicação do Modelo de Temez foi calculada a série do excedente com base nas séries de escoamento directo e de recarga de águas subterrâneas. Foi verificado que a recarga, neste caso particular, é directamente proporcional ao excedente com um coeficiente de proporcionalidade de 0,561. No entanto, o ajuste à lei de infiltração apresentada no Modelo permitiu calcular a capacidade máxima de infiltração no solo.

A relação entre o escoamento subterrâneo e a recarga permitiu determinar o coeficiente de descarga do aquífero, à escala mensal, igual a 1,475.

A Lei de Excedentes do Modelo de Temez não se adapta bem aos resultados obtidos para o caso em estudo.

Nesta comunicação pretendeu-se apresentar o Método de Balanço Hidrológico proposto, no entanto a aplicação obriga a um elevado número de valores na série de escoamento total de modo a obter estimativas fiáveis do escoamento na secção de referência e da recarga de águas subterrâneas.

#### **BIBLIOGRAFIA:**

##### a) Livro

CARDOSO, J.C (1965) *Os Solos de Portugal. Sua Classificação e Génese*, Secretaria de Estado da Agricultura. Direcção Geral dos serviços Agrícolas.

COSTA, J. B. (1985) *Caracterização e Constituição do Solo*. Fundação Calouste Gulbenkian. 3ª Edição.

LENCASTRE, A; FRANCO, F.M. (1984) *Lições de Hidrologia*. Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia. Lisboa.

LINSLEY, R.K. Jr , KOHLER, M.A. and PAULHUS J.L.H. (1982) *Hydrology for Engineers 3th edn*. McGraw Hill.

OLIVEIRA, M.M., MOINANTE M.J., LOBO FERREIRA, J.P. (1997) Cartografia Automática da Vulnerabilidade de Aquíferos com Base na Aplicação do Método DRASTIC Relatório 60/97-GIAS, Relatório Final, LNEC.

RAMALHO, L. (2004) *Calibração do Modelo de Temez aplicado à Bacia Hidrográfica da Ribeira de Valverde*. Tese apresentada para obtenção do grau de Licenciado em Engenharia dos Recursos Hídricos.

SANTOS, F. L. (1997) *Transferência De Água e de Solutos no solo*. Publicações "Universidade de Évora". Ciências Agrárias.

##### b) Comunicação

OLIVEIRA, M.M. (2004) *Aplicação de dois métodos diferentes para a estimativa da recarga de águas subterrâneas numa área de Estarreja*. 7º Congresso da Água, LNEC.

OLIVEIRA, M. M. (2004) *Recharge estimation of a gneissic área in Ponte de Panasco (Portugal) using a daily surface flow hydrograph separation technique*. Congress XXXIII IAH - 7º ALHSUD Groundwater Flow Understanding from local to regional scales Zacatecas City, Mexico.

MONREAL, T.E. (1986) *Formulacion Teorica del Modelo Temez*. Curso Sobre Modelos Hidrologicos de Simulacion Continua de la Cuenca.

RAMALHO, L., Moreira M. M. (2004) *Avaliação do Escoamento Superficial na Bacia Hidrográfica da Ribeira de Valverde –Calibração do Modelo de Temez aplicado à Ribeira de Valverde* . 7º Congresso da Água, LNEC.