

## XI SIMPÓSIO DE RECURSOS HIDRÍCOS DO NORDESTE

### **BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL DIÁRIO EM VALE ALUVIAL E BACIA REPRESENTATIVA DO SEMIÁRIDO UTILIZANDO O MODELO BALSEQ\_MOD**

*Robertson Valério de Paiva Fontes Júnior<sup>1</sup>; Manuel José Pegado Mendes de Oliveira<sup>2</sup>;  
Abelardo Antônio de Assunção Montenegro<sup>1</sup> & João Paulo de Cárcomo Lobo Ferreira<sup>2</sup>*

**RESUMO** – Os recursos hídricos nas regiões semiáridas são restritos devido aos repetidos eventos de estiagem. Uma das alternativas estratégicas é o uso das águas subterrâneas de aquíferos aluvionares, que apesar de limitados possuem condições de atender usos difusos e a agricultura familiar irrigada em pequena escala. O presente trabalho tem como objetivo avaliar a recarga através do modelo de balanço hídrico sequencial diário BALSEQ\_MOD, na Bacia Hidrográfica do Riacho Mimoso e no seu vale aluvionar, que estão localizados no município de Pesqueira, Brasil. As principais áreas de recarga são aquelas próximas ao vale e ao norte da bacia, onde existe forte influência da vegetação e presença de solos arenosos. Para o período analisado, valores médios de recarga superiores a 120 mm/ano foram verificados em algumas regiões do vale aluvial.

**ABSTRACT**– Water resources in semiarid regions are restricted owing to the drought events. A strategic alternative is to use groundwater from alluvial aquifers, that even though with limited potential could support diffuse uses and small scale communal irrigated farming. The present work aims to evaluate recharge with sequential daily water balance model BALSEQ\_MOD in Mimoso watershed and alluvial valley, located in Pesqueira municipality, Brazil. The main recharge areas are nearby the valley and at the north of the basin, where there is strong influence of vegetation and sand soils. For the analyzed period mean recharge values above 120 mm/year have been observed in some regions of the alluvial valley.

**Palavras-Chave** – recarga, Riacho Mimoso, vale aluvial

---

1)DTR – UFRPE: Rua Dom Manoel de Medeiros, S/N, Dois Irmãos, Recife – PE, fone: 81 – 3320.6264, [rr\\_fontes@hotmail.com](mailto:rr_fontes@hotmail.com),  
[abelardo.montenegro@yahoo.com.br](mailto:abelardo.montenegro@yahoo.com.br).

2) NAS - LNEC: Av. do Brasil, 101, Lisboa – Portugal, fone: 351 218 443 436, fax: 351 218 443 016, [moliveira@lnec.pt](mailto:moliveira@lnec.pt), [lferreira@lnec.pt](mailto:lferreira@lnec.pt)

## INTRODUÇÃO

A região semiárida do Nordeste Brasileiro está sujeita a repetidos eventos de estiagem e a distribuição das chuvas no tempo é bastante irregular, tornando o uso dos recursos hídricos restritos. Estas restrições se devem a chuvas concentradas em um curto período de tempo, sendo a maior parte perdida por escoamento superficial e evaporação. Uma das alternativas para a subsistência é o uso e a disponibilidade das águas subterrâneas. (AUDRY & SUASSUNA, 1995).

A ocorrência de água subterrânea nessas regiões está limitada às fraturas e fissuras nas rochas, e nas zonas de deposição de sedimentos fluviais e materiais erodidos das encostas, os aluviões dos rios, sendo estas áreas as principais fontes de sustento para a agricultura familiar (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2004)

As limitações na disponibilidade hídrica nas micro e pequenas bacias do semiárido tornam o gerenciamento das águas subterrâneas, através da compreensão das variáveis básicas para o balanço hídrico, as quais geram as estimativas de recarga destas águas em escalas espaciais e temporais, muito importante para a proteção dos corpos hídricos e do seu uso racional (BRITO *et al.* 2008). Segundo Montenegro & Ragab (2010), o estudo e compreensão da recarga e do escoamento superficial em áreas semiáridas é um grande desafio por causa dos poucos dados e medições disponíveis que estão diretamente ligados à natureza local e aos seus processos.

A recarga pode ser considerada um dos processos do ciclo hidrológico que acontece na sub-superfície do solo e relaciona diretamente as águas superficiais e subterrâneas. Balek, (1987) afirma que a recarga da água subterrânea é um processo desencadeado pela força da gravidade que movimenta a água de forma descendente, pelas condições hidráulicas em uma determinada direção, ao encontro da zona saturada. Enquanto para Oliveira (2006), a recarga das águas subterrâneas é a quantidade de água que é acrescentada à zona saturada. Martínez-Santos & Andreu, (2010) definem como o processo em que a água da superfície atinge o lençol d'água na zona freática de um aquífero.

O BALSEQ\_MOD é uma modelo de balanço hídrico sequencial diário desenvolvido pelo Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), largamente utilizado para avaliação de recarga nas bacias portuguesas, tendo sido aplicado aos sistemas aquíferos da região hidrográfica do centro de Portugal (MARTINS *et al.* 2011), do Tejo (LOBO FERREIRA *et al.* 2011a) e das ribeiras do Oeste (LOBO FERREIRA *et al.* 2011b). Veja-se síntese em OLIVEIRA *et al.* (2012), na Bahia Blanca – Argentina, para calcular o escoamento direto através das propriedades do solo e evapotranspiração real, utilizando um duplo coeficiente cultural (OLIVEIRA, 2008). Também foi adotado nos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira (Algarve – Portugal) (OLIVEIRA, 2006).

No Brasil, tem-se a aplicação da versão anterior, BALSEQ (LOBO FERREIRA, 1981), em Área de Proteção Ambiental (APA) no município de Lagoa Santa – MG. O modelo permite a estimativa da infiltração profunda, apresentando valores próximos a 43% da precipitação total (CAMARGO *et al.* 2011). Brito *et al.* (2008) aplicaram o modelo na bacia sedimentar do Rio do Peixe, no Estado da Paraíba, tendo encontrado valores realísticos para as estimativas de recarga, demonstrando a eficiência do modelo para recarga no aquífero em questão.

Este trabalho tem como objetivo avaliar a recarga na Bacia Hidrográfica do Riacho Mimoso e do vale aluvial da bacia durante um período de 9 anos, utilizando o modelo BALSEQ\_MOD.

## MATERIAIS E MÉTODOS

### Área de estudo

A Bacia Experimental do Riacho Mimoso é uma sub-bacia da Bacia representativa do Alto Ipanema (Figura1), que é uma das sub-bacias em estudo pela Rede de Hidrologia do Semiárido (REHISA), ocupando uma área de 124,36 km<sup>2</sup>.

O clima é do tipo BSsh (extremamente quente, semiárido), de acordo com a classificação de Köppen, com precipitação total anual média de 730 mm e evapotranspiração potencial anual média de 1683 mm (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2006).

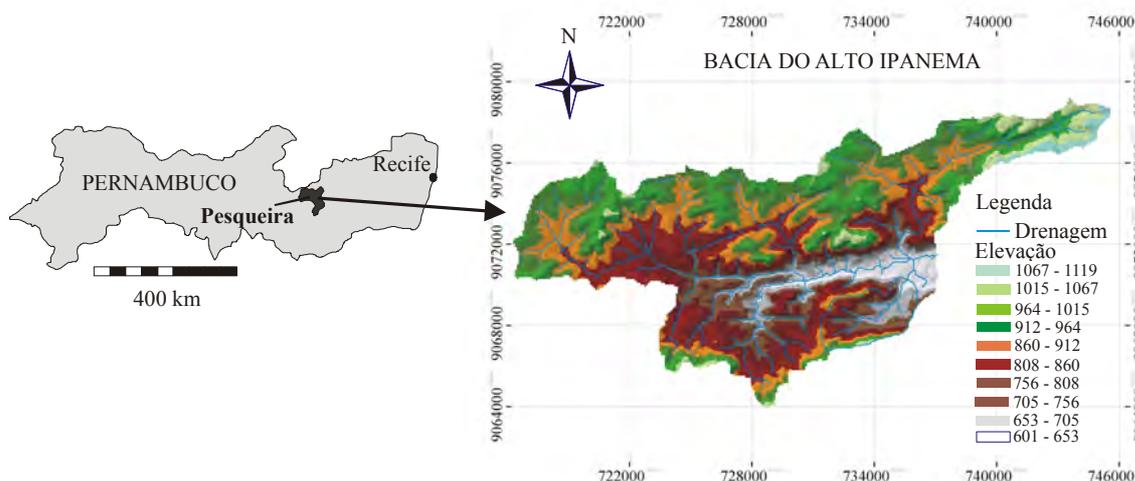


Figura 1 – Localização da Bacia do Alto Ipanema no estado de Pernambuco.

Os solos da bacia de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SBCS) distinguem-se em Argissolos Amarelos, Argissolos Vermelho-Amarelos, Neossolos Flúvicos, Neossolos Regolíticos e Neossolos Litólicos.

## BALSEQ\_MOD

Segundo Oliveira (2004, 2006), o modelo BALSEQ\_MOD considera desde a precipitação até a recarga, reunindo as equações clássicas de balanço hídrico que permitem quantificar os seguintes processos: Infiltração superficial ( $I_s$ ), Escoamento direto ( $E_{ps}$ ), evapotranspiração real (ETR), variação da quantidade de água armazenada no solo ( $\Delta A_l$ ) e infiltração profunda ( $I_p$ ). Uma boa descrição do método também pode ser encontrada em OLIVEIRA (2007).

A recarga ou infiltração profunda para um determinado período de tempo é dada pela equação:

$$I_p = P - E_{ps} - ETR - \Delta A_l = I_s - ETR - \Delta A_l \quad (1)$$

### Precipitação (P)

Os dados para a precipitação (P) foram os acumulados diários do período de 2002 a 2011, tendo sido considerados representativos tanto para toda a bacia quanto para o vale.

### Infiltração superficial ( $I_s$ )

Para o modelo, o processo seguinte após a chuva é a infiltração, desprezando-se a interceptação. Levando em consideração que não há encharcamento do terreno no momento inicial e o solo não se encontra saturado, quando ocorre a precipitação toda essa água irá constituir a infiltração superficial até que a camada superior do solo esteja saturada, encharcando o terreno. Quando a capacidade de infiltração do terreno é inferior à precipitação ocorre o escoamento direto.

A capacidade de infiltração ( $I_{sc}$ ) calculada pelo modelo é baseada na equação de Philip (Eq. 2) (Oliveira, 2006), com os atributos físicos estimados a partir dos modelos de Rawls & Brakensiek (1989), expressa com o:

$$I_{sc} = 0,5 s t^{-0,5} + A \quad (2)$$

em que  $I_{sc}$  ( $\text{cm h}^{-1}$ ),  $A$  ( $\text{cm h}^{-1}$ ) é um parâmetro que se aproxima da condutividade hidráulica saturada ( $K_{sat}$ ) (não havendo outra indicação, pode-se assumir igual) e  $s$  ( $\text{cm h}^{-1}$ ) é a capacidade de absorção/adsorção do solo. O valor de  $s$  é estimado pela Eq. 3 encontrada em Rawls & Brakensiek (1989) (OLIVEIRA, 2006):

$$s = [ 2 (H_0 + H_f) (\Theta - \Theta_i) K_s ]^{0,5} \quad (3)$$

em que,

$H_0$  – é a espessura da água armazenada na superfície do solo em centímetros;

$H_f$  – é a sucção da frente de umedecimento;

$\emptyset$  – é o teor de umidade inicial em termos volumétricos e;

$K_s$  – é a condutividade hidráulica vertical saturada (cm/h).

O cálculo do valor de  $H_f$  é determinado pela Eq. 4 a partir das propriedades do solo (RAWLS & BRAKENSIEK, 1989).

$$\begin{aligned} \ln H_f = & 6,5309 - 7,32561 \emptyset_a + 0,001583 C^2 + 3,809479 \emptyset_a^2 + 0,000344 S C \\ & - 0,049837 S \emptyset_a + 0,001608 S^2 \emptyset_a^2 + 0,001602 C^2 \emptyset_a^2 - 0,0000136 S^2 C \\ & - 0,003479 C^2 \emptyset_a^2 - 0,000799 S^2 \emptyset_a \end{aligned} \quad (4)$$

sendo S a porcentagem de areia em peso, C a porcentagem de argila em peso e  $\emptyset_a$  a porosidade do solo, corrigida do ar aprisionado.  $\emptyset_a$  pode ser calculado a partir da equação:

$$\emptyset_a = \emptyset \{1 - [3,8 + 0,00019 C^2 - 0,0337 S + 0,126 CEC C + MO (S/200)^2]/100\} \quad (5)$$

em que CEC é a razão entre a capacidade de troca catiônica da argila (CEC<sub>c</sub>) e o teor de argila (C) e MO é porcentagem de matéria orgânica. CEC<sub>c</sub> pode ser estimado a partir de:

$$CEC_c = CEC_{solo} - MO. (1.42 + 1.70. d_h) \quad (6)$$

sendo CEC<sub>solo</sub> a capacidade de troca catiônica determinada para o solo (meq 100<sup>-1</sup> g) e  $d_h$  a espessura do horizonte do solo (m).

No caso da não determinação da condutividade hidráulica saturada,  $K_{sat}$  também pode ser estimada a partir das propriedades do solo (RAWLS & BRAKENSIEK, 1989):

$$\begin{aligned} \ln K_{sat} = & 19,52348 \emptyset - 8,96847 - 0,28212 C + 0,00018107 S^2 - 0,0094125 C^2 \\ & - 8,395215 \emptyset^2 + 0,077718 S \emptyset - 0,00298 S^2 \emptyset^2 - 0,019429 C^2 \emptyset^2 \\ & + 0,0000173 S^2 C + 0,02733 C^2 \emptyset + 0,001434 S^2 \emptyset - 0,0000035 C^2 S \end{aligned} \quad (7)$$

em que  $K_{sat}$  vem em  $cm\ h^{-1}$ , C e S em % (porcentagem) e a equação é válida para  $5\% < C < 60\%$  e  $5\% < S < 70\%$ .

Através da integração da Eq. 2, desde que a infiltração se dê na superfície do solo saturada, obtêm-se a infiltração acumulada  $I_s(t)$  (cm):

$$I_s(t) = s t^{0,5} + A t \quad (8)$$

Segundo Oliveira (2006) o tempo necessário para se dar a saturação do solo à superfície ( $t_p$ ) (Eq. 21) é dado por (Crow *et al.* 1988).

$$t_p = s^2(i - A/2) / 2i (i - A)^2 \quad (9)$$

A equação é válida para  $i > A$ , sendo  $i$  a intensidade da precipitação. Enquanto não se atinge o tempo  $t_p$ , toda água infiltra no solo.

A Eq. 9 também pode ser utilizada para calcular o volume de água infiltrada se o parâmetro  $t$  dessa equação for acrescentado do tempo  $t_0$  (Crow *et al.* 1988 citado por Oliveira, 2006):

$$t_0 = 1/4A^2 [\sqrt{(s^2 + 4 A i t_p) - S}]^2 \quad (10)$$

Todas as equações apresentadas estão implementadas no modelo BALSEQ\_MOD, escrito em linguagem VISUAL BASIC<sup>TM</sup>. Segundo Oliveira (2006), o modelo assume que a zona vadosa para o modelo é um meio homogêneo, pois um meio estratificado as condições de propagação da frente de umedecimento são alteradas e segue outro comportamento.

Para textura foram utilizados os dados de Montenegro & Ragab (2010) (Tabela 4) e Corrêa & Ribeiro (2001) (Tabela 5), e com adaptação das texturas para o triângulo textural utilizado por Oliveira (2006), para utilização dos códigos disponíveis no programa.

### **Evapotranspiração**

Os cálculos de evapotranspiração de referência de acordo com o método de Penman-Monteith da FAO (Eq. 24) foram realizados utilizando os dados climatológicos registrados em estação total (ALLEN *et al.* 1998), Tem-se que:

$$ET_0 = [0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma (900/T + 273) u_2 (e_s - e_a)] / [\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)] \quad (11)$$

sendo:

$ET_0$  a evapotranspiração de referência ( $mm\ d^{-1}$ );

$R_n$  a radiação útil na superfície do coberto vegetal ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ );  
 $G$  a densidade do fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )  
 $T$  a temperatura diária média a 2 m de altitude ( $^{\circ}\text{C}$ );  
 $u_2$  a velocidade do vento a 2 m de altitude ( $\text{m s}^{-1}$ );  
 $e_s$  a pressão do vapor de saturação (kPa);  
 $e_a$  a pressão de vapor (kPa);  
 $e_s - e_a$  o déficit da pressão do vapor de saturação (kPa);  
 $\Delta$  a tangente da curva de pressão de vapor ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ );  
 $\gamma$  a constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ).

### **Coefficiente de cultura**

Para obter-se a evapotranspiração potencial de uma determinada cobertura vegetal ( $ET_c$ ) utiliza-se a evapotranspiração de referência multiplicado por um coeficiente cultural ( $K_c$ ):

$$ET_c = ET_0 \cdot K_c \quad (12)$$

O coeficiente cultural ( $K_c$ ) representa as diferenças físicas e fisiológicas da cobertura natural em relação a uma superfície de referência, em que seu valor pode variar de acordo com o período vegetativo.

Considerando-se quatro períodos distintos de desenvolvimento de uma cultura, tem-se:

1. Inicial – até 10% da 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; e
4. Final da estação – até ao corte das culturas ou completo envelhecimento,

Para definir a curva de coeficiente cultural em função do tempo utiliza-se os valores de  $K_{c \text{ inicial}}$ ,  $K_{c \text{ médio}}$  e  $K_{c \text{ final}}$  (Figura 2), (ALLEN *et al.* 1998).

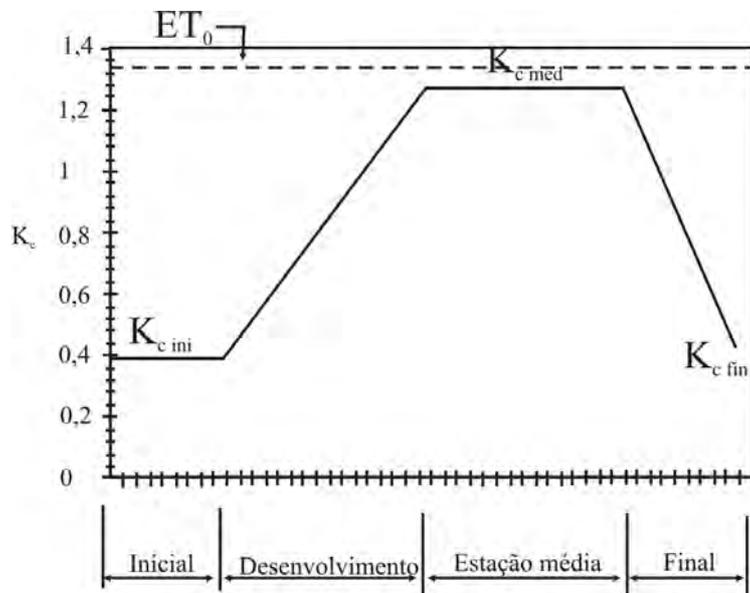


Figura 2 – Curva do coeficiente de cultura, (Adaptado Allen et al., (1998))

Outra abordagem utilizada no modelo BASLEQ\_MOD considera o coeficiente cultural dual. Nesta abordagem o coeficiente cultural ( $K_c$ ) desdobra-se no coeficiente cultural basal ( $K_{cb}$ ) e no coeficiente de evaporação do solo ( $K_e$ ) (ALLEN *et al.* 1998):  $K_c = K_{cb} + K_e$ .

Os valores de  $K_{cb}$  (Coeficiente cultural basal) inicial, médio e final para este trabalho foram retirados de Allen *et al.* (1998) seguindo algumas modificações para algumas culturas, sendo elas:

- Capim: Alfafa (temporada total) – (Alfafa – total season)
- Frutíferas: Citrinos sem cobertura do terreno (20% de copa) – Citrus, no ground cover (20% canopy)
- Mata: Arbustos – Berries (bushes)

Para manter uma relação entre a Bacia do Mimoso e o vale aluvial foram utilizados os mesmos parâmetros das culturas, mas seguindo a nomenclatura de Montenegro & Ragab (2010), em que o uso e ocupação do solo seguem na Tabela 1.

Tabela 1. Relação entre uso e ocupação entre a Bacia do Mimoso e o vale aluvial

Bacia do Mimoso		Vale aluvial	
Código	Uso e ocupação	Código	Uso e ocupação
SEAR	Solo Exposto e Areial	SC	Sem cobertura
UR	Urbano	UR	Urbano
AP	Agropastoril	CM	Capim
VAF	Vegetação Arbórea Fechada	MT	Mata (0,9)
VAAA	Vegetação Arbórea Arbustiva Aberta	MT	Mata (0,5)
MG	Mata Galeão (Galeria)	FR	Frutíferas
VAAF	Vegetação Arbórea Arbustiva Fechada	MT	Mata (0,7)

### **Cálculo da evapotranspiração real (ETR)**

No solo saturado, a água é extraída facilmente pelas raízes das plantas. No momento do solo seco ou muito seco, as forças de absorção e capilaridade retêm a água na matriz do solo, dificultando a sua retirada. A partir de certo teor de umidade, a planta não consegue retirar mais água do solo, atingindo-se o chamado ponto de murcha permanente. Já em um solo que tem o teor de água na capacidade de campo ou certo valor de umidade limite, inferior à capacidade de campo, a planta é capaz de retirar a água de acordo com sua evapotranspiração potencial. Abaixo desse teor de água, a planta não consegue retirar a quantidade de água necessária para realizar a sua evapotranspiração potencial, situação em que a evapotranspiração real será inferior à potencial.

Sendo assim, a evapotranspiração real calculada pelo modelo será (OLIVEIRA, 2006):

$$ETR = (K_a \cdot K_{cb} + K_e) ET_0 \quad (13)$$

em que  $K_a$  é o coeficiente de stress hídrico, função da água armazenada no solo.

### **Cálculo da variação do armazenamento de água no solo ( $\Delta A_1$ )**

A variação do armazenamento de água no solo é calculada por balanço hídrico sequencial. De uma forma simplificada, a água de infiltração superficial é acrescentada à quantidade de água armazenada no solo; deste armazenamento é retirada a água utilizada para evapotranspiração de acordo com a Eq. (13); o remanescente permanecerá armazenado no solo se o seu teor de umidade for inferior à capacidade de campo do solo; se for superior o armazenamento atinge o seu valor máximo, ficando a variação de água armazenada no solo limitada a este valor de armazenamento máximo. A descrição mais detalhada deste processo pode ser consultada em OLIVEIRA (2004, 2007).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na Tabela 2 estão os valores médios da Recarga (Ip) gerados pelo modelo BALSEQ\_MOD, juntamente com os dados de Escoamento direto (Es), Evapotranspiração real (ETR) e pluviometria, estimados para a bacia e para o vale aluvial. Na Figura 3 está apresentada a variação dos componentes do balanço hídrico para as áreas de estudo.

Tabela 2. Valores médios dos componentes do balanço hídrico para o período de 2002 a 2010

	Pluviometria	Ip Bacia (mm)	Es Bacia (mm)	ETR Bacia (mm)	Ip Vale (mm)	Es Vale (mm)	ETR Vale (mm)
Jan	95,79	8,27	28,15	51,54	11,64	36,53	39,22
Fev	71,51	4,59	19,14	47,98	5,86	25,37	39,34
Mar	120,38	9,73	34,39	64,76	15,41	45,38	53,61
Abr	59,88	4,98	14,93	49,03	5,49	19,87	40,62
Mai	77,62	4,08	18,16	50,15	5,91	24,65	40,62
Jun	115,86	14,99	30,21	55,42	16,96	39,66	46,24
Jul	64,88	2,51	12,78	60,34	3,43	17,89	48,51
Ago	60,50	3,71	11,37	53,10	4,04	15,67	41,00
Set	30,51	0,03	2,33	23,87	0,10	3,51	16,30
Out	18,96	2,88	5,61	7,51	3,41	7,27	5,88
Nov	5,23	0,00	0,81	6,00	0,06	1,19	4,19
Dez	31,10	1,25	8,49	18,89	2,35	11,40	14,57

Ip – Infiltração Profunda ou recarga; Es – Escoamento direto; ETR – Evapotranspiração real.

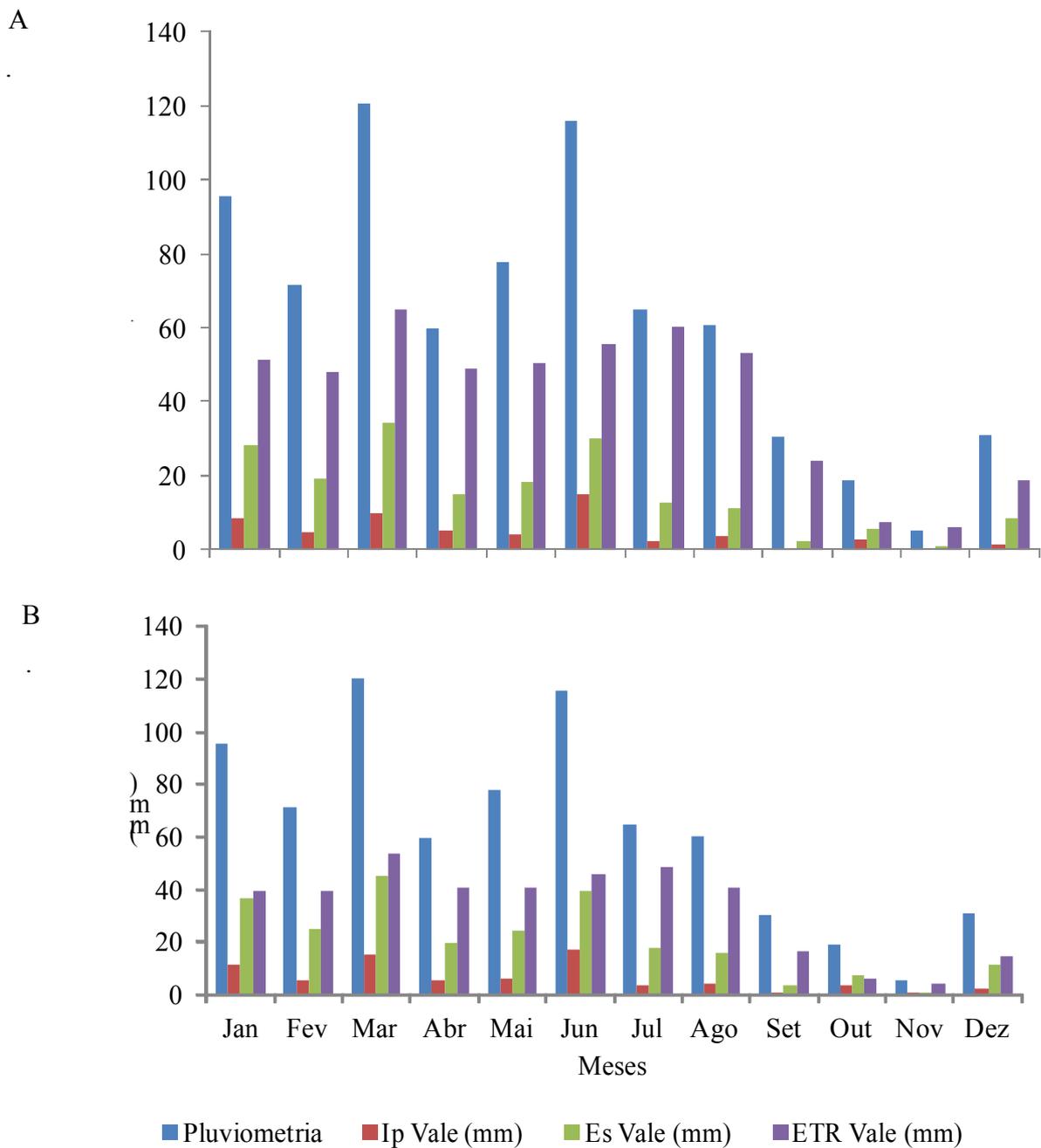


Figura 3 – Valores médios mensais dos componentes do balanço hídrico para o período de 2002-2010, para a Bacia do Mimoso (A) e para o vale aluvial (B)

Os meses de janeiro a junho apresentam os valores mais elevados de chuva e mais alta variação entre os componentes do balanço hídrico. Observa-se na Tabela 2 que os valores de recarga da Bacia são menores que o do vale; pelo fato dos solos da bacia serem rasos, o que limita a sua capacidade de infiltração. Os dados médios gerados pelo modelo BALSEQ\_MOD apresentaram boa correlação com a pluviometria média (Figura 4) para a Bacia e para o vale.

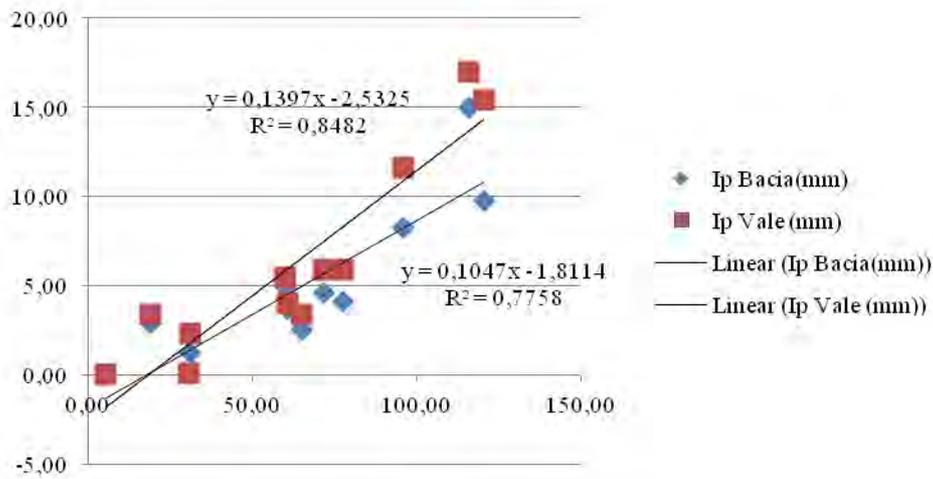


Figura 4 – Análise de correlação entre recarga e pluviometria (Ip) (mm mês<sup>-1</sup>)

Os mapas das Figuras 5, 6 e 7 apresentam a distribuição espacial do comportamento médio anual da recarga, evapotranspiração real e escoamento direto, respectivamente. As principais áreas responsáveis pela recarga são as próximas ao vale e ao norte da bacia. Nas áreas de menor recarga observa-se a presença do Argissolo Vermelho Amarelo e grandes extensões de mata arbustiva (caatinga), onde se tem os mais altos valores de escoamento (Figura 7) e valores médios de evapotranspiração (Figura 6). As áreas de maior recarga são as que exibem menor escoamento e valores médios de evapotranspiração real.

Na Figura 7 observa-se uma alta variabilidade do escoamento, o que contribui para a drenagem da bacia.

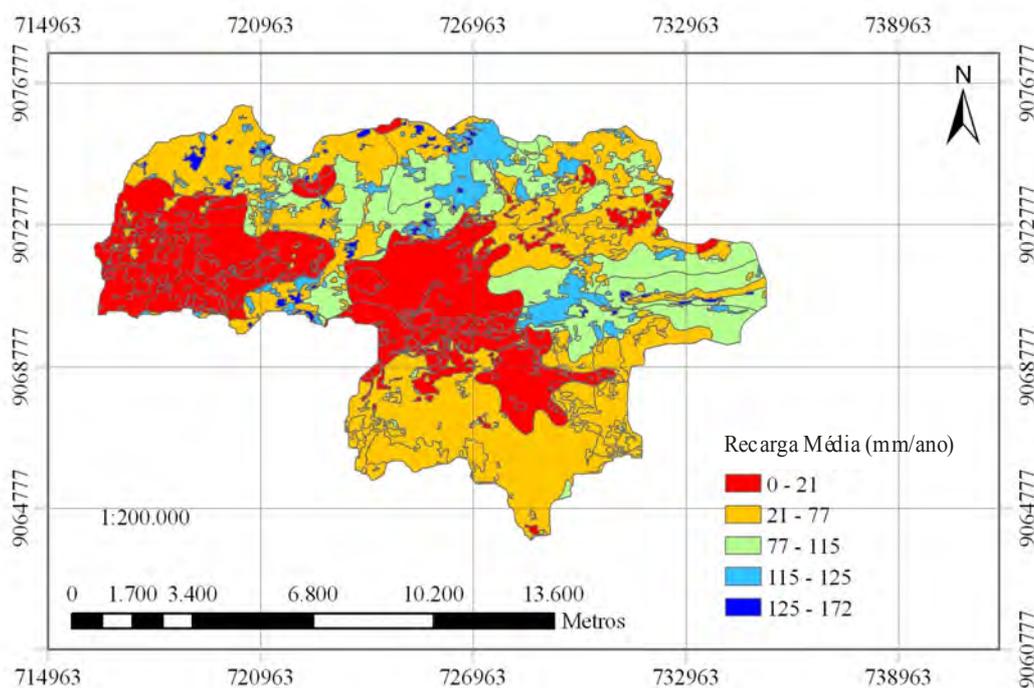


Figura 5 – Mapa da recarga média anual para a bacia do Mimoso

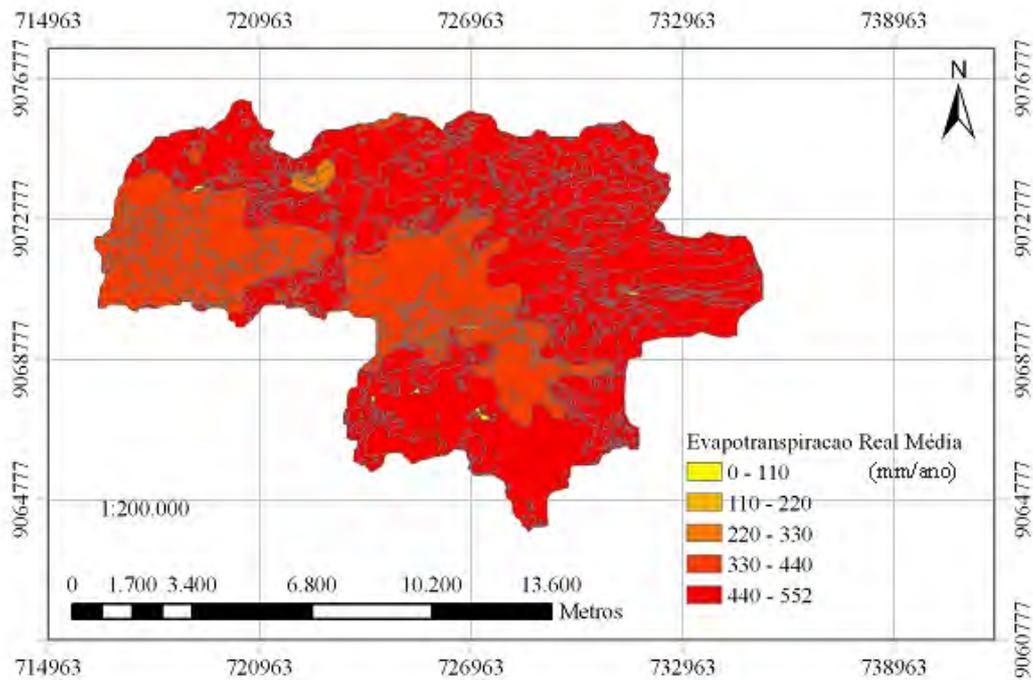


Figura 6 – Mapa da evapotranspiração real média anual para a bacia do Mimoso

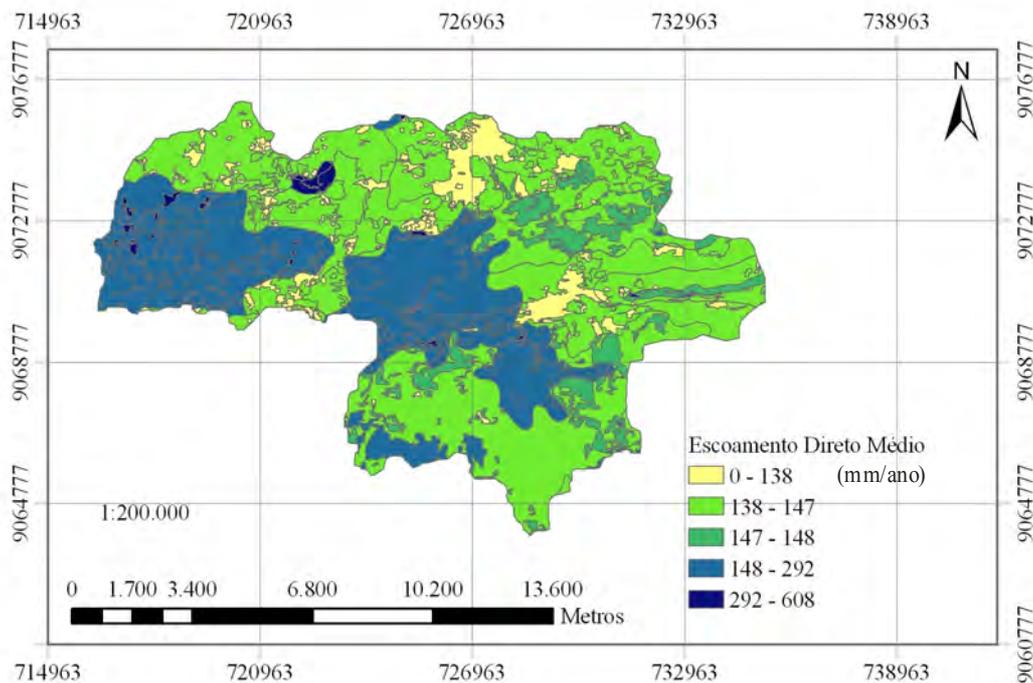


Figura 7 – Mapa do escoamento direto médio anual para a bacia do Mimoso

Nas Figuras 8, 9 e 10 estão apresentadas as estimativas do modelo para o vale, onde se observa que as recargas mais elevadas (Figura 8) estão próximas à calha do rio, e áreas onde existem plantações de frutíferas e mata. As áreas de baixa recarga são áreas de solos francos, com

elevado teores de silte, conforme Montenegro & Montenegro (2006). Observa-se também a mesma correlação entre a evapotranspiração real e a recarga.

No mapa de evapotranspiração (Figura 9) as áreas em amarelo representam as áreas urbanas (vila e casas dos agricultores).

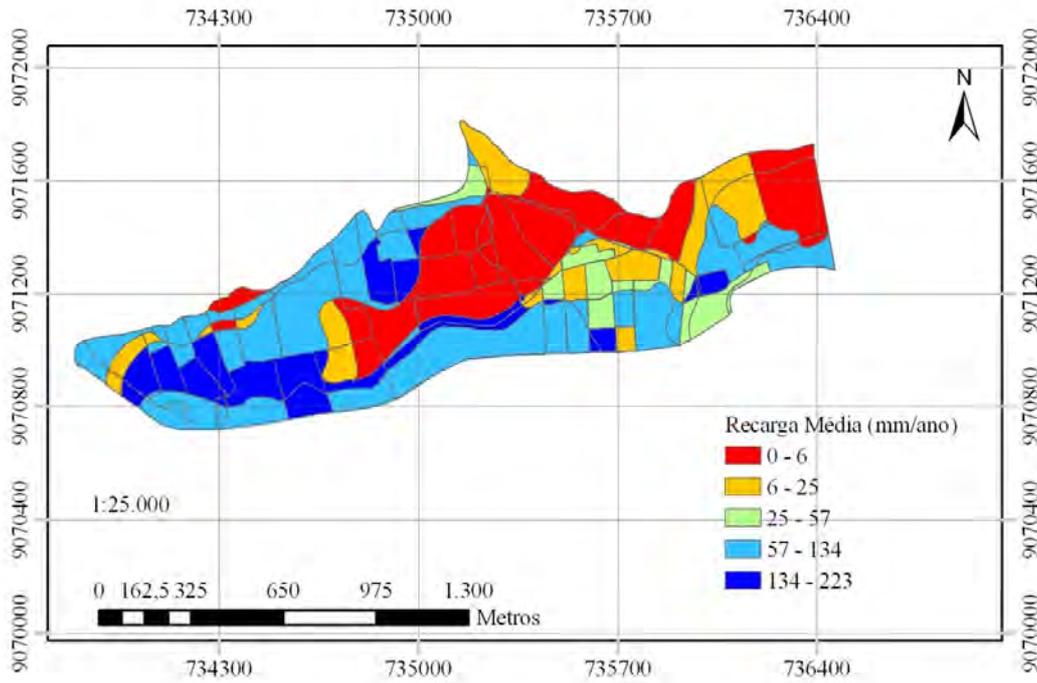


Figura 8 – Mapa da recarga média no vale aluvial (mm ano<sup>-1</sup>)

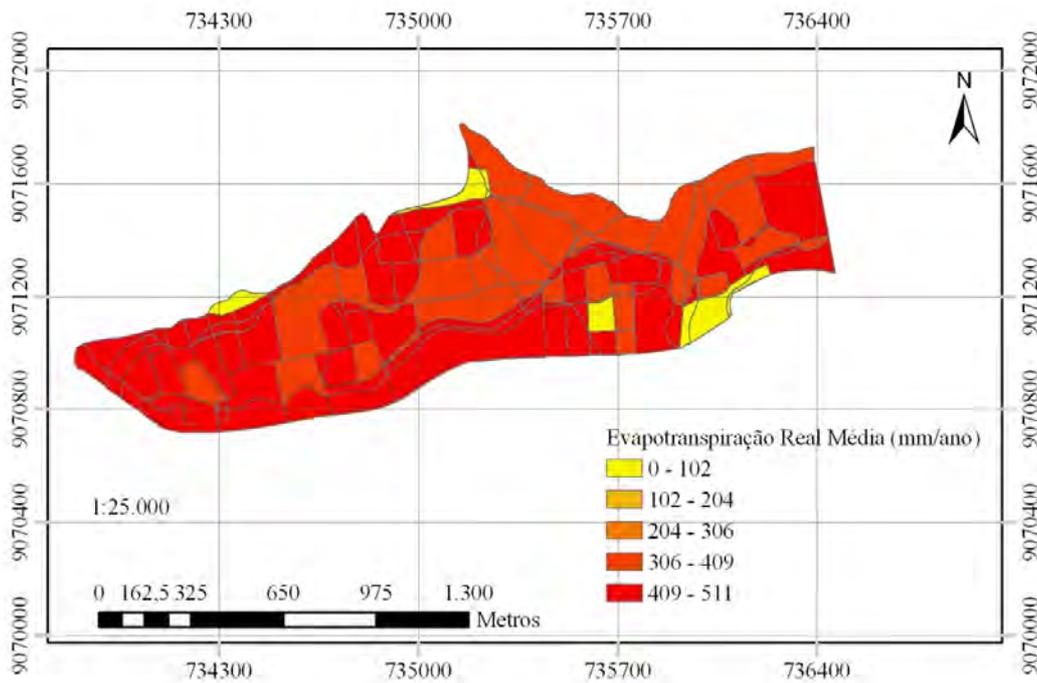


Figura 9 – Mapa da evapotranspiração real média no vale aluvial

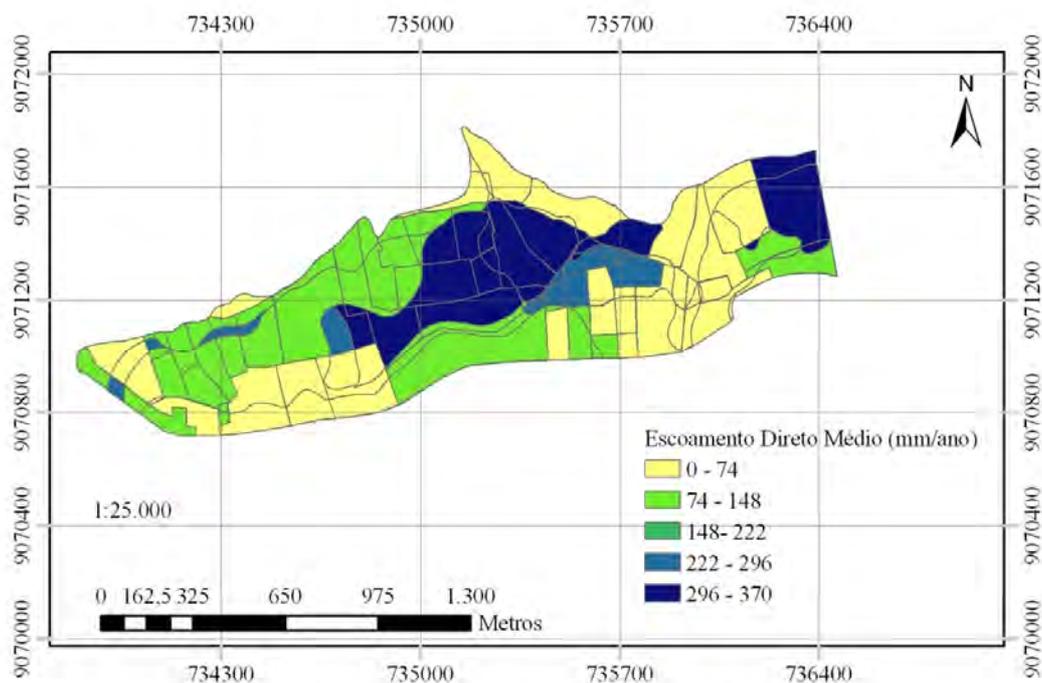


Figura 10 – Mapa do escoamento direto médio no vale aluvial

## CONCLUSÕES

O modelo BALSEQ\_MOD possibilitou a simulação preliminar de estimativas de recarga, escoamento e evapotranspiração, distribuídas na bacia e no vale do Mimoso.

Verificou-se adequada correlação estatística entre a recarga subterrânea e a precipitação média em escala mensal.

Os resultados, embora preliminares, oferecem importantes subsídios à gestão dos recursos hídricos na bacia.

As informações preliminares consistidas neste artigo possibilitarão a calibração de parâmetros do modelo, a partir de medições de flutuações de nível em piezômetros instalados no vale aluvial.

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq e FINEP pelo apoio financeiro ao projeto. Ao CISA pelo apoio financeiro para o Estágio no LNEC. Os autores agradecem ao apoio logístico do LNEC – Lisboa para realização deste estudo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. (1998). *Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements*. FAO, Irrigation and Drainage Paper, n.56,
- AUDRY, P.; SUASSUNA, J. (1995). *A salinidade das águas disponíveis para a pequena agricultura no Sertão Nordeste: Caracterização, variação sazonal, limitação e uso*. CNPq. Recife, PE. 128p.
- BALEK, J. (1987). *Groundwater recharge concepts*. In: SIMMERS, I. (Edited by). Estimation of natural groundwater recharge, Series C: Mathematical and Physical Sciences. v.222. p.3-9.
- BASTOS, D.C.O.; MONTENEGRO, A.A.A. & MONTENEGRO, S.M.G.L. (2009). *Avaliação de Alternativa de irrigação suplementar com água moderadamente salina em vale aluvial no semiárido: experimentação e modelagem*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v.14, n.3, pp. 27-36.
- BRITO, G.L.M.; SCHUSTER, H.D.M.; SRINIVASAN, S.V. (2008). *Estimativa da taxa de recarga na bacia sedimentar do Peixe no semi-árido paraibano pelo método do balanço hídrico seqüencial diário (BALSEQ)*. XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Natal-RN. Anais. 20p.
- CAMARGO, R. A.; COUT, E. A.; ALVES, L. G. S.; CALIJURI, M. L.; MACHADO E SILVA, M.D.F. (2011). *Aplicação de modelo de balanço hídrico BALSEQ para estimativa da infiltração profunda em região cárstica*. Revista Ambiente & Água- An Interdisciplinary Journal of Applied Science. v.6, n.3,
- HIPÓLITO J. R. e VAZ A. C. (2011). *Hidrologia e Recursos Hídricos*. Lisboa: IST Press, v.1, 794p.
- LOBO FERREIRA, J.P. (1981) – "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.; VAZ PINTO, I.; MONTEIRO, J.P.; OLIVEIRA, M.M.; LEITÃO, T.E.; NUNES, L.; NOVO, M.E.; SALVADOR, N.; NUNES, J.F.; LEAL, G.; POMBO, S.; SILVA, M.F.; IGREJA, A.; HENRIQUES, M.J.; SILVA, D.; OLIVEIRA, L.; MARTINS, T.; MARTINS, J.; BRACEIRO, A.; HENRIQUES, R.S.; MARTINS, R. (2011a): *Plano de gestão da Região Hidrográfica do Tejo - Lote 2: Recursos Hídricos Subterrâneos (Versão de agosto de 2011)*. Consórcio Hidroprojecto/LNEC/ICCE. Rel. 289/2011 – NAS. Estudo realizado para a Administração da Região Hidrográfica do Tejo, I.P., 1056 pp.
- LOBO FERREIRA, J.P.; VAZ PINTO, I.; MONTEIRO, J.P.; OLIVEIRA, M.M.; LEITÃO, T.E.; NUNES, L.; NOVO, M.E.; SALVADOR, N.; POMBO, S.; SILVA, M.F.; IGREJA, A.; NUNES, J.F.; LEAL, G.; HENRIQUES, M.J.; SILVA, D.; OLIVEIRA, L.; MARTINS, T.; MARTINS, R.;

- MONTE, M.; MARTINS, J.; BRACEIRO, A.; HENRIQUES, R.S.; QUARESMA, M. (2011b): *Plano das bacias hidrográficas das Ribeiras do Oeste - Lote 2: Recursos Hídricos Subterrâneos (Versão de agosto de 2011)*. Consórcio Hidroprojecto/LNEC/ICCE. Rel. 290/2011 – NAS. Estudo realizado para a Administração da Região Hidrográfica do Tejo, I.P., 597p.
- MARTÍNEZ-SANTOS, P.; ANDREU, J.M. (2010). *Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers*. Journal of Hydrology, v.388, pp. 389-398.
- MARTINS T.; OLIVEIRA M. M.; LOBO FERREIRA J. P. C. (2011). *Modelação de recarga dos aquíferos da região hidrográfica do Centro*. Núcleo de Águas Subterrâneas ; Laboratório Nacional Engenharia Civil. Lisboa: Relatório, 98p.
- MONTENEGRO, A.A.A.; MONTENEGRO, S.M.G.L. (2006). *Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial*. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.10, n.1, pp. 30-37.
- MONTENEGRO, S. M. G. L; MONTENEGRO, A. A. A. (2004). *Aproveitamento sustentável de aquíferos aluviais no semi-árido*. In: Cabral et al. (Org.) *Água Subterrânea: Aquíferos Costeiros e Aluviões, Vulnerabilidade e Aproveitamento*. Tópicos Especiais Em Recursos Hídricos Vol. 4. Recife: UFPE, pp. 277-322.
- MONTENEGRO, A.A.A.; RAGAB, R. (2010). *Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: a modeling study*. Hydrological Processes, v.24, pp. 2705-2723.
- OLIVEIRA, M.J.P.M. (2008). *Ecomanage-integrated ecological coastal zone management system. Deliverables 2.6 & 2.8 – Argentina: D2.6 – SIG mapping of hydrogeologic parameters, including groundwater recharge assessment and vulnerability to pollution, D2.8 – Groundwater flow and transport components of the global estuary model*. LNEC, Lisboa-Portugal. Relatório 434/08, 110p.
- OLIVEIRA, M.J.P.M. (2004). *Recarga de águas subterrâneas: Método e avaliação*. Doutoramento em Geologia (Hidrogeologia), Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, 440p. Também: 2006, Teses e Programas de Investigação - TPI 42, ISBN 972-49-2093-3, Editora LNEC.
- OLIVEIRA, M.J.P.M. (2006). *Uma metodologia para avaliação da recarga natural de águas subterrâneas: Aplicação à área dos sistemas aquíferos de Quarteira e de Albufeira-Ribeira de Quarteira (Algarve)*. Série INCH 08, LNEC, Lisboa-Portugal. Relatório. 108p.
- OLIVEIRA, M.M. (2007). *Capítulo 7 - Avaliação da recarga de águas subterrâneas*. In Cirilo, J.A.; Cabral, J.J.; Lobo Ferreira J.P.; Oliveira M.M.; Leitão T.E.; Montenegro S.M.; Góes V.C., eds - *O Uso Sustentável dos Recursos Hídricos em Regiões Semi-Áridas*, Editora Universitária UFPE, ISBN 978-85-7315-451-1, pp. 277-363.
- OLIVEIRA, M.M., MARTINS, T.A., LOBO FERREIRA, J.P. (2012). *Avaliação da recarga dos sistemas aquíferos abrangidos pelas regiões hidrográficas do Vouga, Mondego, Lis, Ribeiras do*

*Oeste e Tejo*. Comunicação ao 11º Congresso da Água, APRH, Publicação em CD-ROM, Palácio Hotel, Porto, 6 a 8 de Fevereiro de 2012, 15 pp.