

ESTIMATIVA DE RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS UTILIZANDO O MÉTODO DO BALANÇO HÍDRICO

Victor Hugo Mendes Eilers ¹

Resumo - A estimativa de recarga de água subterrânea é um fundamental pré-requisito para estudos de gestão e planejamento de recursos hídricos, principalmente em regiões onde o uso das águas subterrâneas é um fator de desenvolvimento regional. Este artigo apresenta conceitos básicos sobre recarga incluindo uma breve revisão dos métodos usuais de estimativa. É apresentado um método alternativo de estimativa de recarga baseado na técnica do balanço hídrico. O objetivo principal foi o de desenvolver um procedimento que levasse em consideração a credibilidade física e a disponibilidade de dados geralmente existentes.

A técnica apresentada foi testada usando dados de campo de uma região semi-árida, selecionando períodos diários de precipitação. A credibilidade dos resultados foi investigada usando o conceito de análise de “plausibilidade”. Este conceito utiliza informações paralelas qualitativas e quantitativas do sistema hidrológico com o objetivo de testar a robustez do modelo quando não há disponibilidade de dados para uma análise convencional. Os resultados sugerem que a técnica do balanço hídrico é fisicamente plausível e comparável a outros métodos de estimativa de recarga.

Abstract - Quantification of groundwater recharge is a crucial prerequisite for sustainable groundwater resource management, particularly in semi-arid areas where there are large demands for groundwater supplies. This paper presents basic concepts of recharge and a brief review of the principal techniques. It is presented an alternative approach for recharge estimation based on the soil water balance technique. The purpose is to develop a model which provides a suitable balance between physical credibility and data which realistically can be gathered.

The approach was tested using real data from a semi-arid region (Northeast Nigeria) making use of selected periods of days and years in order to illustrate the principal model characteristics.

The credibility of the model was investigated using an alternative concept of “analysis of plausibility”. This concept makes use of as wide as possible a range of quantitative and qualitative information from the hydrological system in order to verify the robustness of the model when

¹ Golder Associates Brasil. Av. Barão Homem de Melo, 4484/ 8An. Belo Horizonte-MG. CEP 30450-250. Fone 031 2121 9843. Fax 031 2121 9801. e-mail: veilers@golder.com.br

extensive datasets required by conventional validation techniques are not available. The results suggested that the modeled recharge is physically sound and it is in line with the overall determination of recharge in semi-arid areas by a range of methods.

Palavras-Chave - recarga; balanço hídrico.

INTRODUÇÃO

A estimativa de recarga de água subterrânea é um fator chave em estudos de disponibilidade, gestão e modelagem dos recursos hídricos subterrâneos. Por exemplo, o conhecimento da taxa de alimentação de um sistema aquífero é um subsídio necessário para a tomada de medidas visando o aproveitamento sustentado das águas subterrâneas, procurando assim, evitar efeitos ambientais indesejados provenientes da super-exploração dos aquíferos.

Entretanto, as estimativas das taxas de recarga possuem um elevado grau de incerteza (Simmers, 1998). Estas incertezas começam na definição da metodologia adotada e a disponibilidade de informação existente. A estimativa de recarga requer o conhecimento e o entendimento do complexo sistema de fluxo de água no meio não saturado e a elaboração de um modelo conceitual que represente adequadamente os principais processos físicos envolvidos (interação água-solo-vegetação). Porém, na maioria das situações, os dados e informações disponíveis não são suficientes para a representação destes processos. Neste caso, a adoção de métodos mais complexos, que geralmente demandam um número elevado de informações e dispendiosas campanhas de coleta de dados de campo, pode não ser o mais adequado. Portanto, a metodologia a ser utilizada deve considerar o balanço entre a razoável representação do modelo físico conceitual e a realidade dos dados disponíveis.

Existem vários métodos alternativos para a estimativa de recarga e vários trabalhos apresentam uma completa revisão destes métodos, como em Lerner et al. (1990), Allison et al. (1994), Simmers (1997) e Scanlon e Cook (2002). Embora a maioria destes métodos forneça valiosas informações sobre recarga, eles não são diretamente aplicáveis e, situações onde se é necessário estimar recarga de uma maneira prática, considerando uma variedade de condições hidrogeológicas e climáticas.

O presente trabalho apresenta o método do balanço hídrico como um método prático e plausível para a estimativa de recarga, desde que, os principais processos físicos existentes, apontados pelo modelo hidrogeológico conceitual da área investigada, estejam representados adequadamente. A metodologia de balanço hídrico faz uso de dados frequentemente disponíveis ou deduzidos de informações secundárias, tornando-o assim, um método atraente para estimativas de recarga.

Em primeiro lugar, é apresentado um modelo conceitual de balanço hídrico introduzindo o conceito de armazenamento superficial para representar a evapotranspiração em dias após um evento de chuva (Eilers, 2002; Rushton, 2003). Segundo, são apresentados os resultados de aplicação desta metodologia usando dados de campo de uma região semi-árida, e a adoção de métodos alternativos de validação dos resultados.

CONCEITO DE RECARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

O conceito de recarga pode ser definido de diferentes maneiras, dependendo do arcabouço hidrogeológico investigado. Em geral, recarga é definida como o fluxo descendente de água que, ao infiltrar, alcança o sistema aquífero, resultando em um volume adicional ao reservatório subterrâneo (Lerner et al., 1990). De fato, recarga pode se originar de várias fontes, por exemplo, precipitação pluviométrica, contribuição de rios, lagos e canais, irrigação e recarga artificial.

A metodologia e os exemplos apresentados neste artigo são baseados no conceito de *recarga potencial* (Rushton, 1988), definido como o volume de água que, após precipitação, move-se verticalmente abaixo da zona de solo até alcançar a zona saturada, em decorrência do excesso da capacidade de armazenamento do solo. Nota-se que em muitas situações, o fluxo de água que efetivamente irá atingir a zona saturada (*recarga real*) será menor que a recarga potencial, devido a efeitos locais como a presença de camadas com baixa condutividade hidráulica.

BREVE REVISÃO DOS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DE RECARGA

Existem vários métodos para estimar a taxa de recarga. Os autores citados na introdução deste artigo apresentam em maiores detalhes os aspectos de vários destes métodos, incluindo uma extensa lista de referências. De uma maneira simplificada, os métodos podem ser classificados em: (i) métodos empíricos, que relacionam a precipitação com a recarga; (ii) métodos baseados em medidas diretas de determinados processos físicos; e, (ii) modelos numéricos baseados na solução da Lei de Darcy.

Dos métodos baseados em medidas diretas destaca-se a observação da variação do nível de água em poços de observação, o uso de lisímetros e, a aplicação de traçadores.

Na observação da variação dos níveis de água em poços, o incremento do nível de água após o período de recarga é multiplicado pela porosidade específica S_y para obter-se uma estimativa indireta de recarga. Porém, fatores externos como efeitos de bombeamento, ou fluxo de água lateral, podem afetar a interpretação das medidas de nível de água. Outro problema é a dificuldade de determinação de S_y entre a zona saturada e não saturada (Sophocleous, 1991).

O uso de lisímetros proporciona o único método direto de medida de recarga. Entretanto, o uso de lisímetros não é um método prático de estimativa de recarga devido o custo associado a sua construção e o tempo necessário para a sua estabilização. Outro fator negativo é o caráter estritamente localizado dos seus resultados.

Atualmente, muitos trabalhos têm sido publicados apresentando o uso de traçadores para a estimativa indireta de recarga. Esta técnica utiliza uma grande variedade de elementos químicos para caracterizar o fluxo de água na zona não saturada. Os chamados traçadores podem ser divididos em: (i) históricos, ou seja, análise de assinaturas decorrentes de um evento particular, por exemplo, testes nucleares; (ii) ambientais, entre eles, cloretos, nitratos, isótopos estáveis; e, (iii) artificiais, que são aplicados diretamente no local investigado, por exemplo, uso de tritium injetado. Os problemas associados a estes métodos estão relacionados com as incertezas decorrentes da amostragem e interpretação dos resultados, bem como, pelas inúmeras simplificações conceituais adotadas.

Finalmente, recarga é estimada utilizando-se métodos numéricos baseados na solução da equação de Darcy, combinado com a equação de conservação de massa. Esta metodologia permite a elaboração de modelos computacionais utilizados para simular o fluxo de água no meio não saturado em diferentes condições físicas. Embora a Lei de Darcy seja aplicável em condições de fluxo não saturado, o valor da condutividade hidráulica K varia significativamente em função do conteúdo volumétrico e do potencial total. As incertezas na determinação da interação de K com o conteúdo volumétrico, associado ao grande número de parâmetros exigidos por modelos mais complexos, dificultam a utilização de modelos em condições com pouca disponibilidade de dados.

Os métodos citados acima proporcionam valiosas informações sobre o fluxo de água no meio não saturado. Porém, estas técnicas não representam uma metodologia prática de estimativa de recarga para longos períodos, com a utilização de dados e informações usualmente disponíveis.

MODELO CONCEITUAL DE BALANÇO HÍDRICO

A técnica de balanço hídrico considera os principais processos hidrológicos como entradas e saídas de um balanço volumétrico. Estas variáveis são baseadas nos principais processos físicos controlando o conteúdo volumétrico de um dado volume de solo durante um dado período de tempo. O resultado do balanço representa um indicativo da real umidade do solo. A Figura 1 apresenta uma representação esquemática dos principais elementos usualmente quantificados em um balanço volumétrico de água no solo. O perfil de solo deve coincidir com o desenvolvimento do sistema radicular, representando assim a disponibilidade de água para a vegetação (natural e/ou culturas agrícolas) e a resultante evapotranspiração.

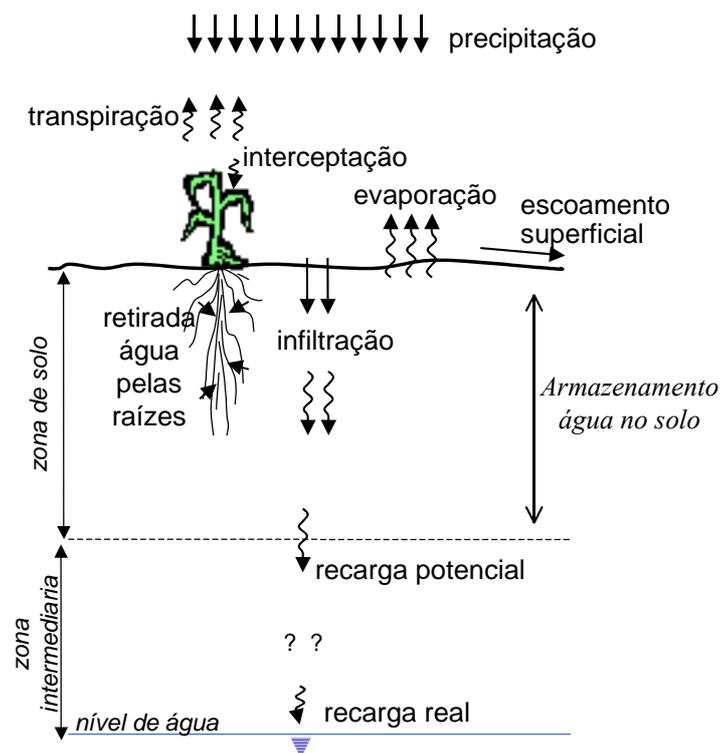


Figura 1 -Representação esquemática dos principais processos hidrológicos em um balanço hídrico.

Quando o volume de água armazenado no solo atinge um valor limite, usualmente chamado de *capacidade de campo*, admite-se que a condutividade hidráulica é grande o suficiente para permitir que o excesso de água drene para as camadas inferiores, tornando-se recarga potencial. Para determinar quando o solo atinge esta condição crítica, é necessário conhecer: (i) as condições de armazenamento de água no solo durante o período de um ano hidrológico; (ii) as propriedades do solo de reter água para as plantas; e, (iii) a habilidade das plantas retirarem água do solo para a evapotranspiração.

Os principais componentes do balanço hídrico são apresentados a seguir, incluindo os algoritmos utilizados para a sua quantificação, são eles: (i) água total armazenada no solo e o déficit de água no solo; (ii) precipitação, escoamento superficial direto e infiltração; (iii) evapotranspiração potencial e evapotranspiração efetiva em função da disponibilidade de água no solo; (iv) o conceito de armazenamento temporário nas camadas superficiais do solo; e, (v) a drenagem de água da zona de solo, ou a recarga potencial.

Déficit de água no solo

A máxima quantidade de água que o solo pode reter é determinada pela *capacidade de campo* θ_{CC} , definido como o conteúdo de água retido a um potencial matricial de -33 KPa. Este valor é estimado através da curva de retenção de água de uma amostra representativa do solo. Alternativamente, na impossibilidade da realização destes ensaios, valores típicos podem encontrados na literatura (por exemplo, Allen et al., 1998). O *déficit de água no solo* (*DAS*) é

definido como a quantidade de água, em mm por unidade de área, necessária para fazer o conteúdo de água no solo alcançar a *capacidade de campo*.

Precipitação, escoamento superficial e infiltração

O principal componente de entrada no balanço hídrico é a precipitação pluviométrica sobre uma área, e/ou o retorno da irrigação, onde esta parcela for significativa. Dependendo das condições locais, parte da água precipitada será interceptada pelas plantas e/ou outra irá diretamente escoar superficialmente. Portanto, a infiltração efetiva (*In*) é representada pela precipitação menos o volume escoado e/ou interceptado. O escoamento superficial direto pode ser estimado através de várias técnicas e metodologias disponíveis. No exemplo numérico apresentado neste artigo, o escoamento superficial foi estimado através de uma função matricial empírica relacionando as condições de intensidade da chuva diária e o déficit de água no solo. Nota-se que o escoamento superficial direto é considerado uma perda para o balanço volumétrico em uma escala temporal de curto período (diária). Portanto, ele não inclui a parcela de água que vai infiltrar e escoar sub-superficialmente.

Evapotranspiração potencial e reduzida

A taxa de evaporação e transpiração pelas plantas pode ser estimada utilizando a metodologia proposta pela FAO/ONU (Allen et al., 1998). Esta metodologia utiliza o conceito de evapotranspiração de referência (*ET₀*), calculada através de parâmetros climáticos, e os coeficientes de vegetação/cultura agrícola utilizados para representar a evapotranspiração potencial de diferentes tipos de vegetação. A Figura 2 mostra o conceito de coeficientes de cultura *K_c* onde, para diferentes condições de estágio de crescimento das plantas, está associado um coeficiente *K_c*.

Portanto, a evapotranspiração potencial de uma determinada cultura pode ser relacionada à evapotranspiração de referência por,

$$ET_C = K_C ET_0 \quad (1)$$

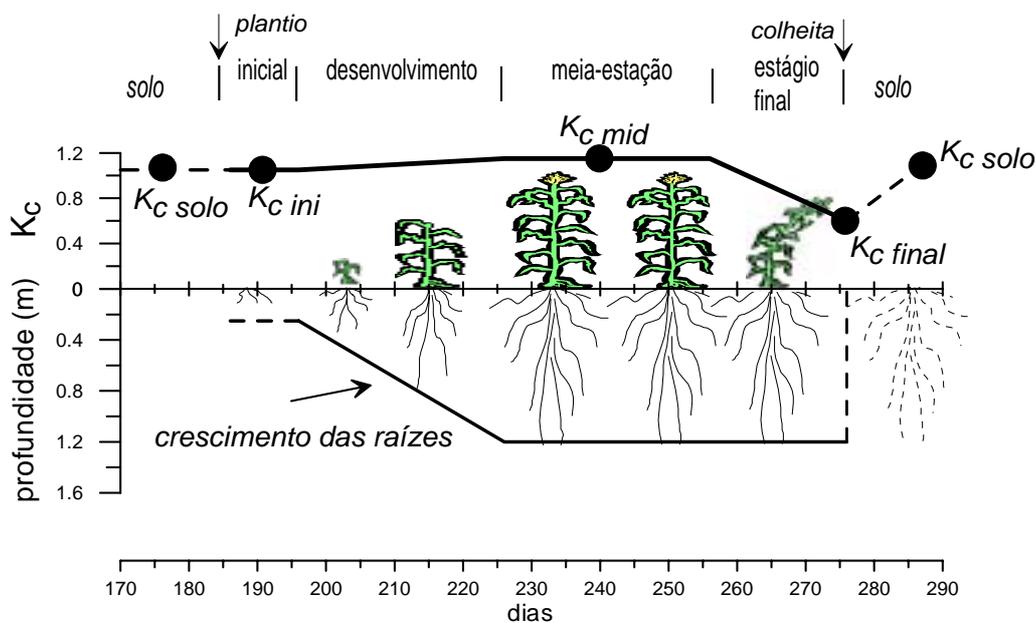


Figura 2 - Representação esquemática dos diferentes estágios da vegetação e seus coeficientes de evapotranspiração. Baseado em Allen et al., 1998.

De maneira análoga, a evaporação direta do solo sem vegetação é relacionada à ET_0 por:

$$ET_S = K_E \cdot ET_0 \quad (2)$$

Onde K_E é normalmente adotado como igual a 1,10 para clima temperado e 1,05 para clima semi-árido.

Os valores de ET_C e ET_S representam a evapotranspiração a taxas potenciais máximas. Entretanto, quando o conteúdo de água no solo decresce, a evapotranspiração real ocorre a taxas reduzidas. A redução na evapotranspiração é um fator dependente das propriedades do solo e da vegetação. A quantidade de água armazenada na zona de raízes, disponível para ser utilizada pelas plantas (ARM), é determinada pela diferença entre a *capacidade de campo* θ_{CC} e o *ponto permanente de murcha* θ_{PM} . Portanto,

$$ARM = 1000 \cdot (\theta_{CC} - \theta_{PM}) \cdot Z_R \quad (3)$$

Valores de profundidade de raízes (Z_R) para diversos tipos de plantas podem ser encontrados em Allen et al. (1998) e Canadell et al. (1996).

Analogamente, para a condição de solo sem vegetação, a evaporação direta do solo é dada por

$$ARM_{solo} = 1000 \cdot (\theta_{CC} - 0,5 \theta_{PM}) \cdot Z_E \quad (4)$$

Z_E representa a profundidade da camada de solo sujeita ao processo de evaporação direta (normalmente entre 0,1 e 0,25 m). O coeficiente 0,5 é introduzido na equação 4 para representar a diminuição da umidade do solo até um ponto próximo do ponto de forno.

A representação do processo físico de redução da evapotranspiração pode ser simplificada com a adoção de um coeficiente de stress de água no solo (K_S). A evapotranspiração efetiva, ou real, é então calculada como:

$$ET_{EF} = In + K_S \cdot (ET_C - In) \quad (5)$$

O coeficiente de stress depende da profundidade das raízes e das propriedades de armazenamento de água no solo. O coeficiente de stress hídrico K_S é calculado por

$$K_S = \frac{ARM - DAS}{ARM - ARM_{POT}} \quad \text{quando } ARM_{POT} < DAS < ARM \quad (6)$$

sendo, ARM_{POT} igual a fração do volume de água armazenada no solo facilmente disponível para as raízes, conseqüentemente, quando DAS é menor que ARM_{POT} , a evapotranspiração ocorre a taxas potenciais. Esta fração é calculada como:

$$ARM_{POT} = p \cdot ARM \quad \text{onde } p \text{ é um fator entre } 0,2 \text{ e } 0,7 \text{ (Allen et al.,1998)} \quad (7)$$

Portanto, se o déficit de água no solo DAS é menor que ARM_{POT} , $K_S = 1$, e a evapotranspiração ocorre a taxas potenciais. Entretanto, se o déficit está entre ARM_{POT} e ARM , a evapotranspiração ocorre a taxas reduzidas. Evapotranspiração cessa quando o déficit excede a disponibilidade total de água no solo para as plantas.

As figuras 3 e 4 apresentam um exemplo numérico do cálculo do balanço hídrico para diferentes condições de pluviometria e considerando a real capacidade evaporativa. Neste exemplo, a evapotranspiração potencial adotada foi de 5 mm.dia^{-1} , com um ARM de 108 mm e p igual 0,5. O escoamento superficial direto na Figura 3.(a) foi estimado como igual a 2,5 mm.

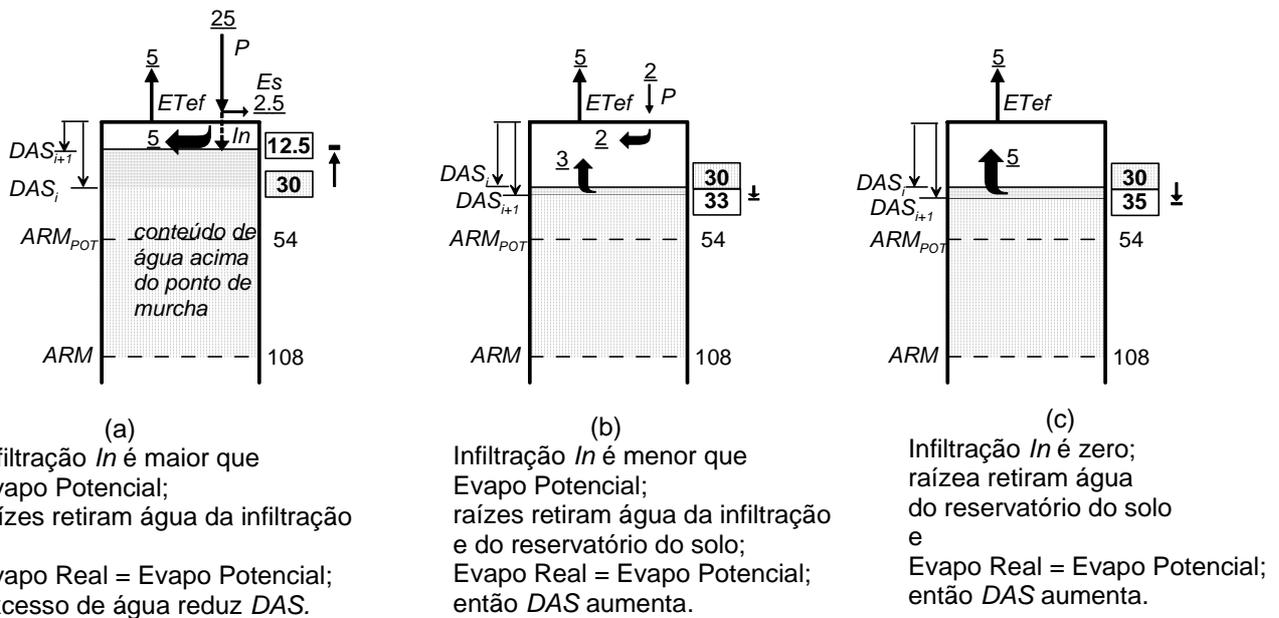


Figura 3 - Representação computacional do balanço hídrico quando o déficit de água no dia i (DAS_i) é menor que a fração de água disponível para evapotranspiração potencial.

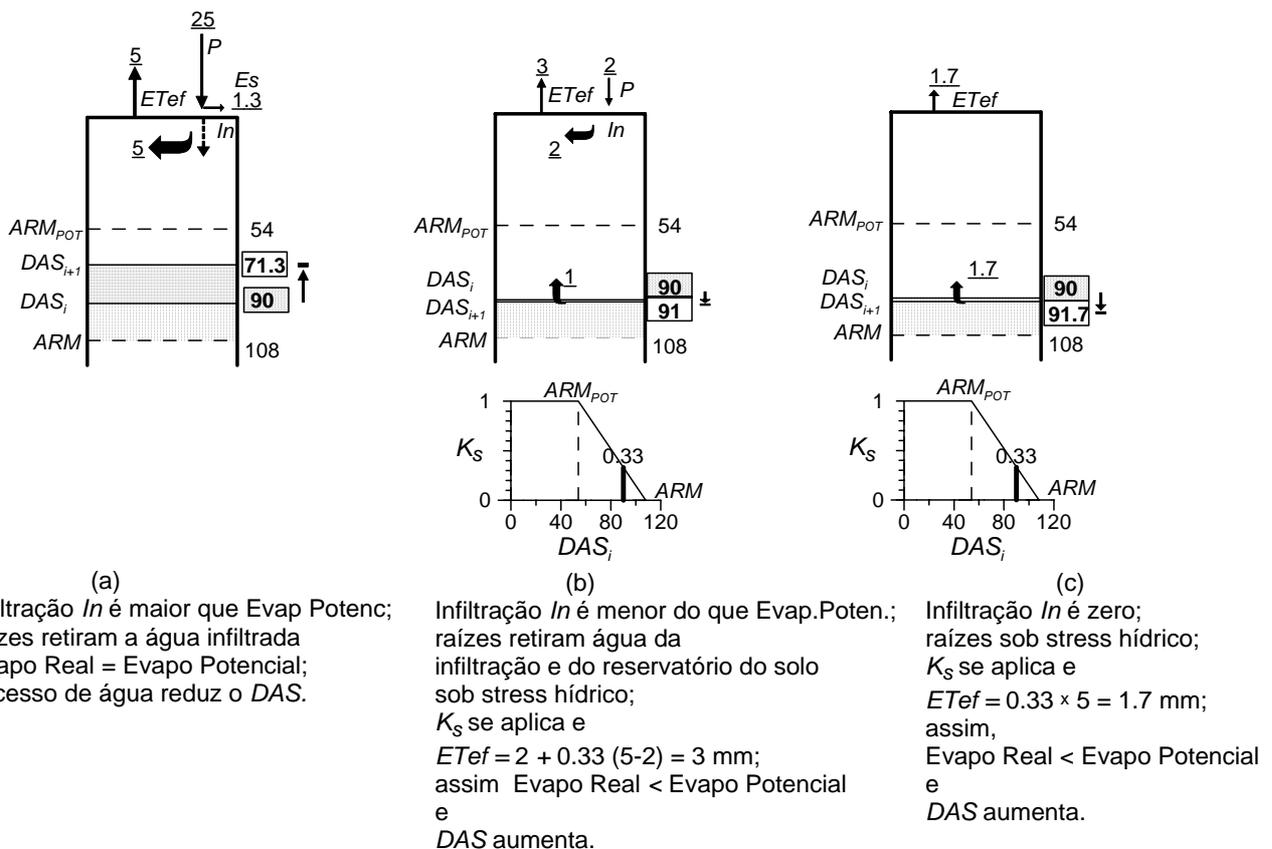


Figura 4 - Representação computacional do balanço hídrico quando o déficit de água no dia i (DAS_i) é maior que a fração de água disponível para evapotranspiração potencial.

O conceito de armazenamento temporário nas camadas superficiais do solo

Quando o déficit de água no solo é menor que o volume facilmente extraído pelas raízes para evapotranspiração ($DAS < ARM_{POT}$), a distribuição da umidade no perfil de solo não é importante, já que a evapotranspiração ocorre a taxas potenciais. Entretanto, existem condições onde o método do balanço hídrico deve considerar a distribuição de água no solo: a ocorrência de um forte evento de chuva quando o déficit de água é significativo ($DAS > ARM_{POT}$). O método convencional assume que no dia do evento a evapotranspiração ocorre a taxas potenciais, com *todo o excesso de água* utilizado para reduzir o déficit (como nos exemplo apresentados nas Figuras 3 e 4). No dia seguinte ao evento, se as chuvas forem nulas e o déficit de água no solo continuar sendo significativo, a evapotranspiração ocorre a taxas reduzidas.

Esta condição é contrario ao observado na realidade. Em dias seguintes a um evento chuvoso, a umidade é retida nas camadas superficiais do solo (melhor observado em solos argilosos com baixa condutividade) e utilizada durante vários dias pela vegetação presente. Esta característica é introduzida no balanço hídrico através de uma variável denominada de armazenamento de água superficial (ARM_{SUP}).

A Figura 5 apresenta um diagrama conceitual deste procedimento. O conteúdo volumétrico no início do dia é indicado na Figura 5.(a) pela linha tracejada. Após a infiltração, e a retirada de água pela evapotranspiração, o aumento no conteúdo volumétrico é representado pela linha cheia. A distribuição deste volume no modelo computacional é representada na Figura 5.(b), ou seja, uma fração é retida no reservatório de armazenamento próximo a superfície, com o restante utilizado para reduzir o déficit. A determinação da proporção retida é empírica e deve ser coerente com o a capacidade condutiva do solo. Para solos arenosos com alta condutividade, a fração adotada será pequena ou próxima de zero. Para solos argilosos, esta fração poderá ser ao redor de 0,75.

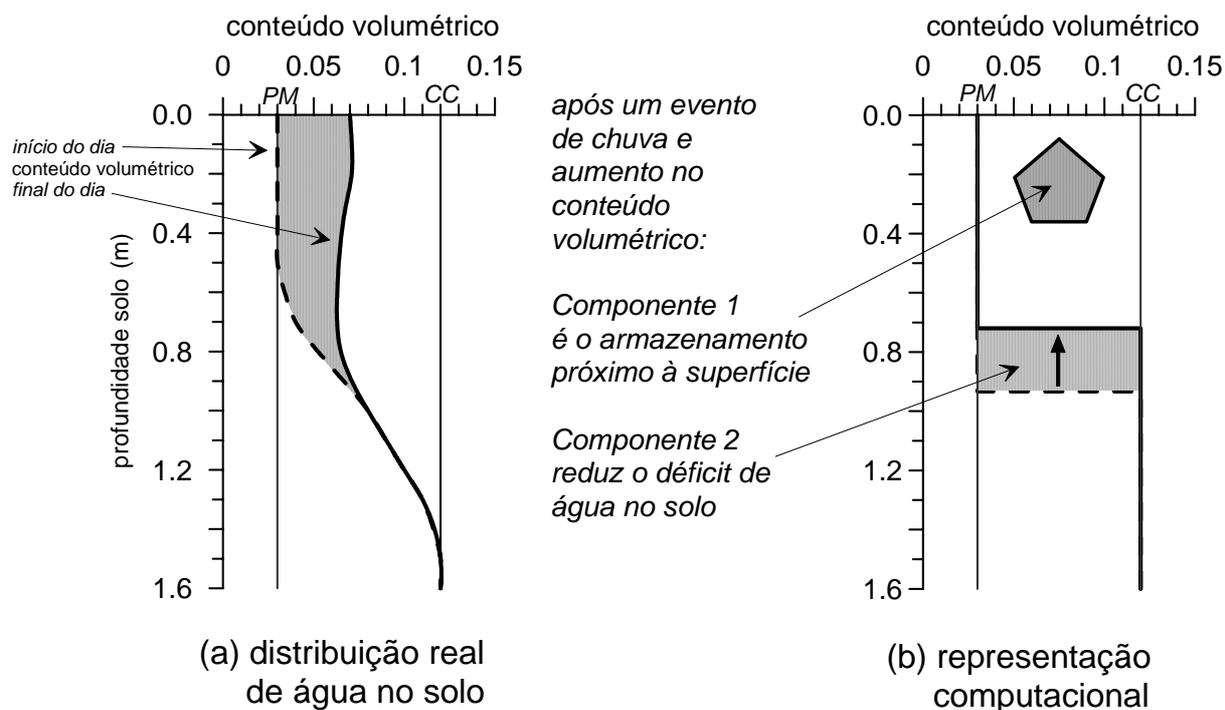


Figura 5 - Representação esquemática do conceito de armazenamento de água próximo à superfície. Água disponível para evapotranspiração nos dias seguintes, em condições de significativo déficit de água no solo.

A Figura 6 apresenta um exemplo numérico do balanço hídrico adotando o conceito de armazenamento superficial. No dia 1, ocorre uma chuva significativa de 25 mm, resultando em um escoamento direto de 1,3 mm, portanto, a infiltração é igual a 23,7 mm. Evapotranspiração ocorre à taxa potencial de 5 mm. No final do dia 1, uma proporção de 45% do excesso de infiltração ($0,45 \times 18,7 = 8,4$ mm) é retida próxima à superfície, com o restante 10,3 mm disponível para reduzir o déficit. No início do dia 2, há água suficiente para que a evapotranspiração ocorra a taxas potenciais. O restante armazenado no reservatório superficial é redistribuído no dia seguinte.

A importância deste procedimento no cálculo do balanço hídrico, em áreas com constante déficit hídrico como em regiões semi-áridas, é discutida no exemplo de aplicação apresentado a seguir neste artigo.

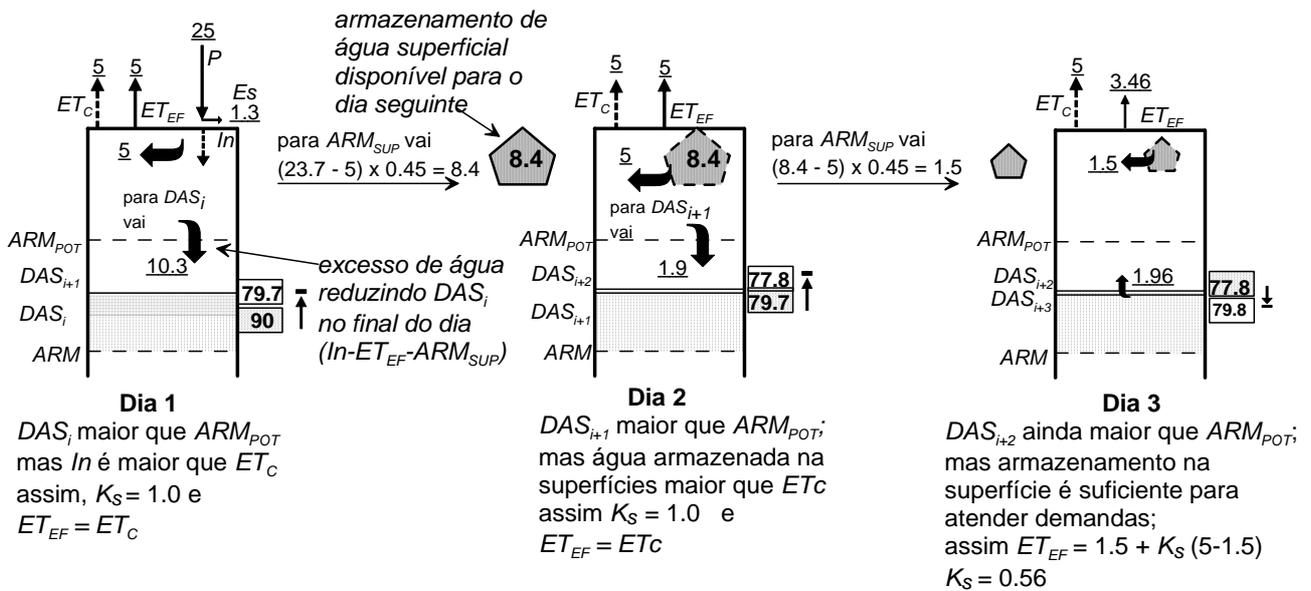


Figura 6 - Representação computacional do balanço hídrico em dias consecutivos introduzindo o armazenamento superficial. O déficit de água no período (DAS_{i+n}) é maior que a fração de água disponível para evapotranspiração potencial.

Ocorrência de recarga potencial

No balanço hídrico, a ocorrência de recarga potencial é contabilizada quando o cálculo do déficit de água no final do dia resulta em um valor negativo (Figura 7), ou seja, assume-se que ao atingir a capacidade de campo, a condutividade hidráulica seja significativa e a água drene para camadas inferiores.

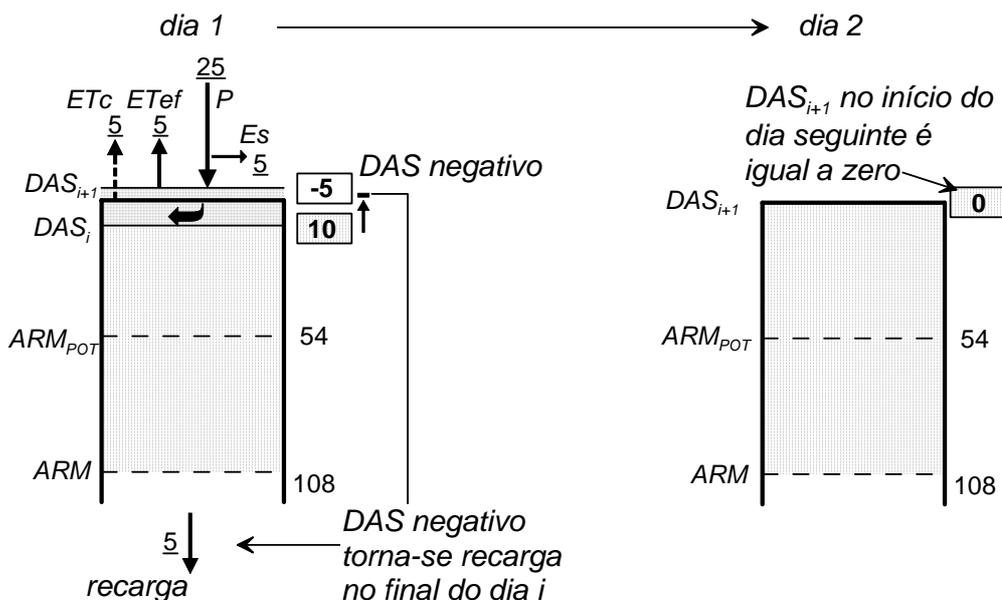


Figura 7 - Representação computacional do balanço hídrico quando o déficit de água no dia i (DAS_i) é menor que a infiltração. O excesso é considerado recarga potencial.

Alternativamente, outras relações entre a condutividade hidráulica e o déficit de água podem ser introduzidas no cálculo do balanço hídrico, permitindo assim que a drenagem (recarga) ocorra de maneira proporcional antes que o conteúdo volumétrico exceda a capacidade de campo.

EXEMPLO DE APLICAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO EM UMA REGIÃO SEMI-ÁRIDA

Os procedimentos descritos nas seções anteriores foram incluídos no balanço hídrico de uma região semi-árida do nordeste da Nigéria, África. Foram utilizados dados climáticos diários de longo termo (36 anos) da estação climática de Nguru (precipitação média anual igual a 431 mm). Os parâmetros de solo e cobertura vegetal foram baseados em trabalhos anteriores de pesquisa no local. Geralmente, recarga em áreas semi-áridas é o resultado da distribuição errática e esporádica de chuvas concentradas em um período do ano onde, coincidentemente, também ocorre a época de plantio. A Figura 8 apresenta um ano típico da região onde o período chuvoso está concentrado nos meses entre maio e outubro. O resto do ano é completamente seco.

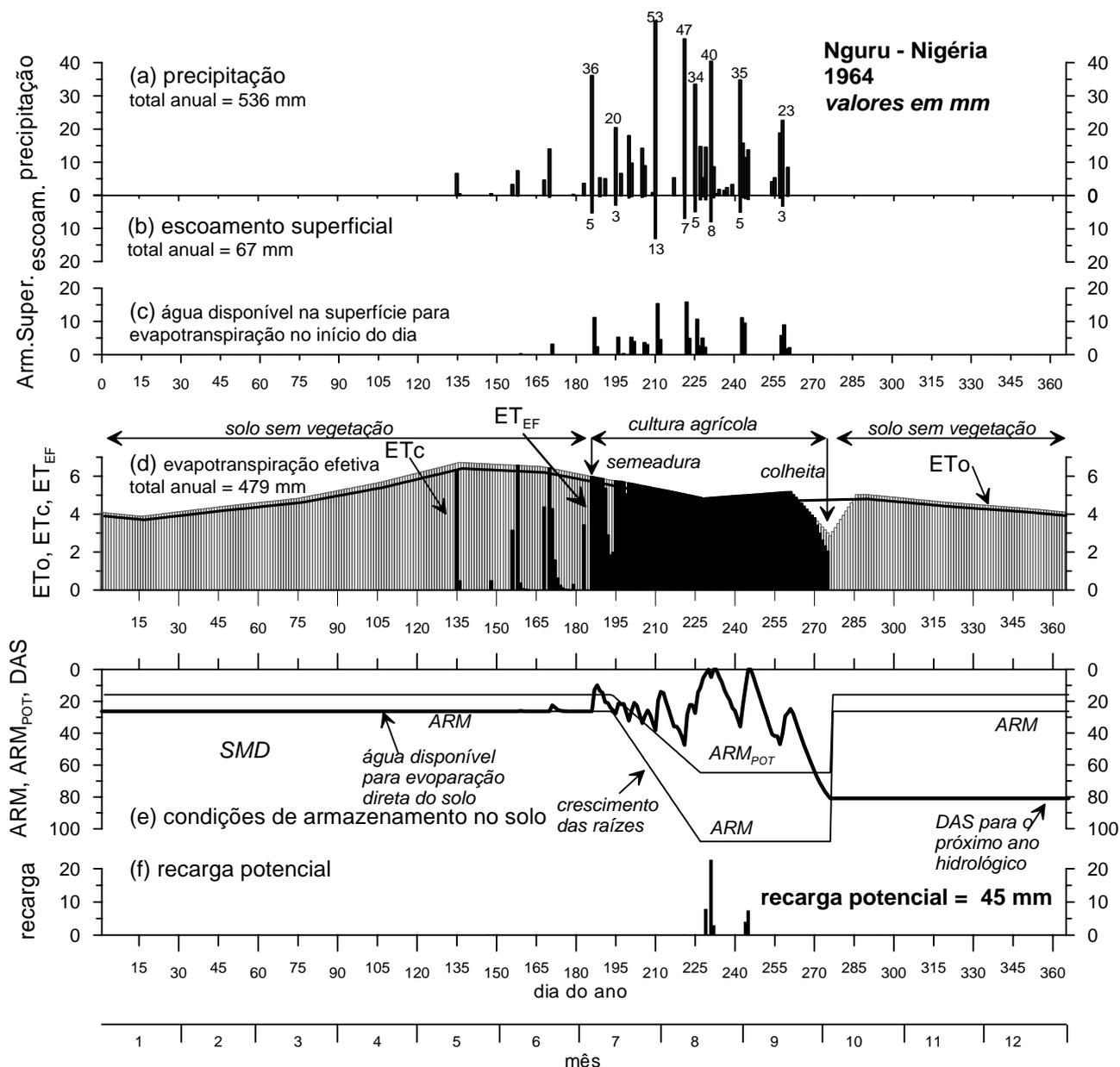


Figura 8 - Exemplo de aplicação do método de balanço hídrico em uma região de clima semi-árido onde o desenvolvimento vegetativo (cultura agrícola) coincide com o período de recarga.

As propriedades do solo e vegetação foram baseadas em típicos solos arenosos do Sub-Saara Africano. A cobertura vegetal adotada foi a cultura tradicional do milheto (*millet*). Assumiu-se que o milheto foi semeado no início da estação chuvosa de acordo com as práticas agrícolas regionais. Algumas considerações podem ser feitas em relação aos resultados gerados pelo modelo de balanço hídrico: (i) o armazenamento superficial permite representar a evapotranspiração da cultura durante os primeiros estágios de crescimento do milheto, por ocasião do início do período de chuva; (ii) durante os estágios de crescimento e amadurecimento do milheto, o déficit mantém-se menor que o ARM_{POT} , resultando em evapotranspiração a taxas potenciais; (iii) no período da colheita, ao final do período de chuvas, observa-se um stress hídrico que se mantém constante. Na prática, poderá

haver uma pequena drenagem abaixo da zona de solo durante a estação seca que pode ser representada por um incremento no déficit hídrico; (iv) finalmente, a recarga potencial ocorre no período de fortes chuvas diárias no mês de agosto e setembro, quando o déficit é pequeno.

A Figura 9 mostra os resultados anuais de recarga potencial para um período de 36 anos (1962-97). Recarga varia significativamente de ano para ano como função da distribuição, intensidade e frequência das chuvas diárias. No período analisado, recarga variou de zero a 95 mm/ano. A média do período é de 14 mm, ou seja, aproximadamente 3% da precipitação média anual no local de 431 mm.

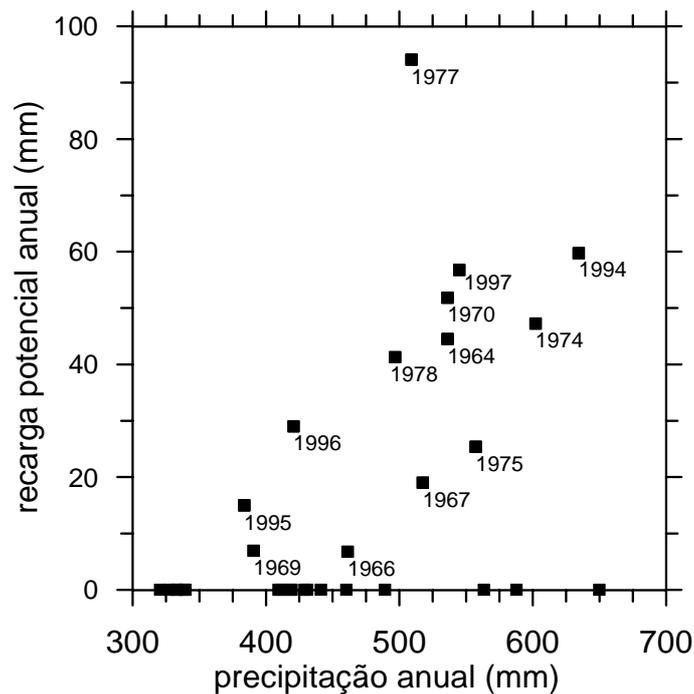


Figura 9 - Precipitação anual observada e recarga anual obtida pelo balanço hídrico diário para a estação de Nguru, região nordeste da Nigéria.

O efeito da utilização do conceito de armazenamento superficial na estimativa de recarga potencial resultou na redução significativa ($p < 0,01$) de aproximadamente 15% na recarga média do período. Esta redução é em parte explicada pelo aumento da evapotranspiração real durante o período de desenvolvimento do milho.

Estimativas de recarga potencial na mesma região do Sub-Saara africano, por meio de métodos variados, sugerem que os resultados obtidos são consistentes. Por exemplo, Edmunds et al. (1999; 2000), usando o método de traçadores naturais, estimou a recarga regional como sendo entre 30 a 60 mm/ano. Leduc et al. (1997), usando observações em nível de água de poços, estimou a recarga regional como sendo entre 50 e 60 mm/ano.

Alternativas de validação do modelo

A credibilidade dos resultados obtidos pelo balanço hídrico foi investigada através do conceito de “plausibilidade” (Carter et al., 2002). Este conceito utiliza um número de informações quantitativas e qualitativas do sistema hidrológico para testar a plausibilidade dos resultados. Assume-se que se o modelo está representando adequadamente o sistema hidrológico, ele é então hábil para calcular o balanço hídrico com credibilidade. Esta abordagem não se restringe a análise do componente recarga, mas também aos outros resultados gerados pelo modelo, como evapotranspiração ou escoamento superficial.

Dois exemplos são apresentados. O primeiro faz uma análise quantitativa dos resultados de medições independentes do conteúdo volumétrico de um perfil de solo realizado no local. O segundo utiliza dados qualitativos de relatórios agrônômicos descritivos da produção agrícola em uma vila localizada na região.

A Figura 10 mostra as medidas de conteúdo volumétrico realizadas durante o período de plantio de 1992 em uma parcela de plantação de milho. Os valores foram obtidos para várias profundidades por meio de sondas de nêutrons. Estimou-se que o máximo conteúdo volumétrico de água é aproximadamente 234 mm. O déficit hídrico representado no eixo da direita foi determinado, assumindo este valor como correspondente a capacidade de campo. A linha contínua representa os déficits hídricos gerados pelo modelo de balanço hídrico. Observa-se uma aceitável concordância entre os valores observados e modelados. As diferenças observadas podem ser creditadas as tolerâncias do procedimento de medição de campo e as aproximações inerentes à técnica do balanço hídrico.

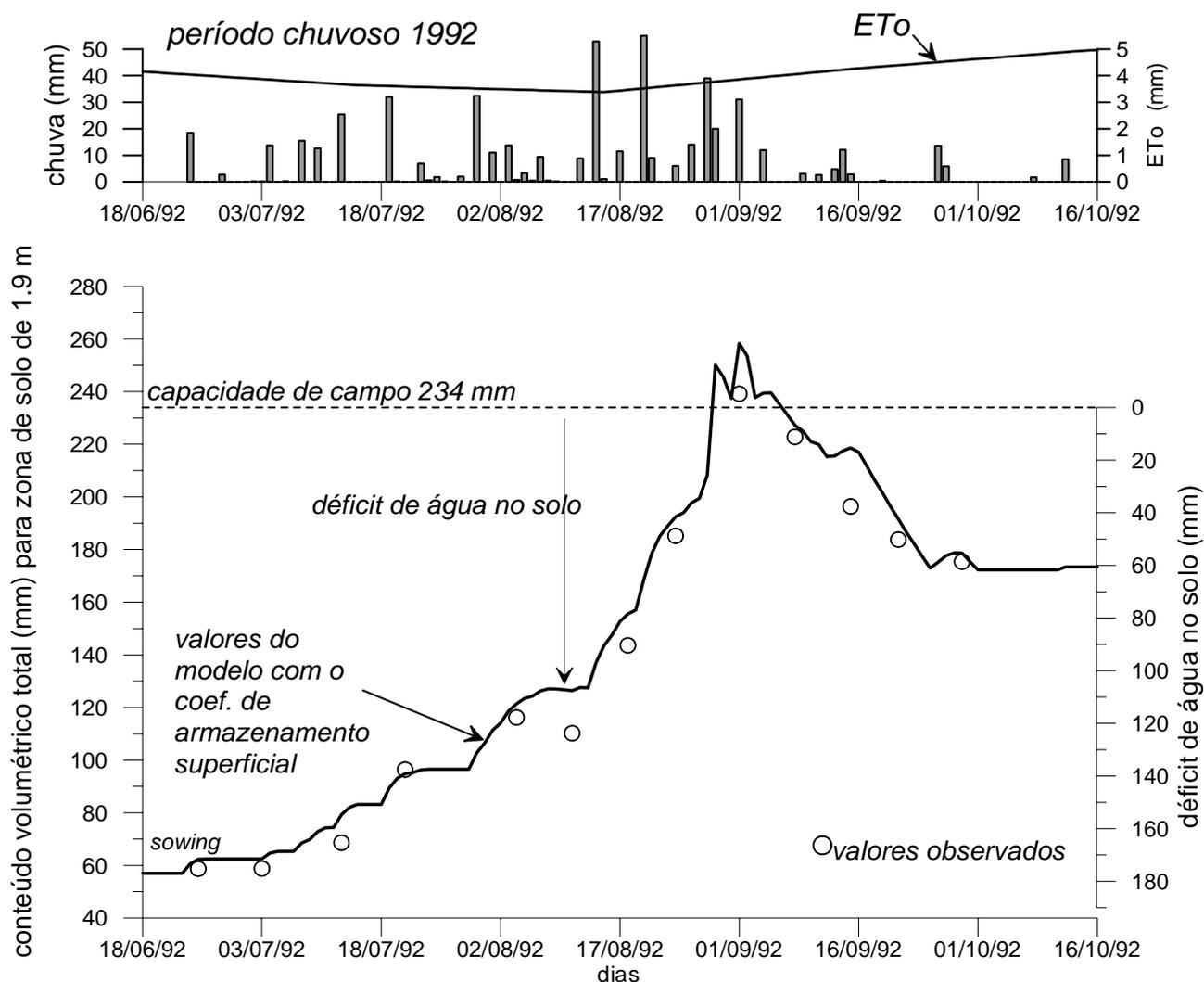


Figura 10 - Representação computacional do balanço hídrico quando o déficit de água no dia i (DAS_i) é menor que a infiltração. O excesso é considerado recarga potencial.

A Figura 11 mostra o conceito de plausibilidade utilizando informações paralelas qualitativas sobre o sistema hidrológico. Foram utilizadas informações de campo proveniente de relatórios agrônômicos que registraram a produção de milho em uma vila localizada na região. Estes relatórios trazem valiosas informações sobre o sistema físico para um longo período de anos. Estas informações foram simplificadas em: (i) anos com colheita satisfatória; e, (ii) anos com perda total ou colheita insatisfatória. Foram considerados apenas fatores climáticos e não externos, como por exemplo, pragas ou doenças.

Dois parâmetros resultantes do modelo foram comparados às informações sobre o rendimento da produção da cultura de milho. Primeiro, a relação entre a evapotranspiração real e potencial, assumindo que plantações saudáveis, sem restrições hídricas, irão transpirar à taxas potenciais. Segundo, o número de dias durante o período de desenvolvimento do milho onde ocorreram déficits hídricos, prejudicando assim o rendimento da plantação. Estas variáveis foram plotadas, para cada ano modelado, nos dois eixos apresentados na Figura 11. Os anos com informação

positiva sobre o rendimento da plantação, são representados como círculos cheios, os anos com rendimento baixo, como círculos vazados. Observa-se que para os anos satisfatórios, os resultados do modelo de balanço hídrico resultaram em um número menor de dias com déficit hídrico e a evapotranspiração real próxima a taxas potencias. O oposto também é verdadeiro. Este tipo de análise sugere que as predições do modelo de balanço hídrico representam de maneira razoável os mecanismos físicos que afetam o rendimento da cultura de milho. Conseqüentemente, admite-se que o modelo irá estimar com razoável credibilidade a recarga potencial.

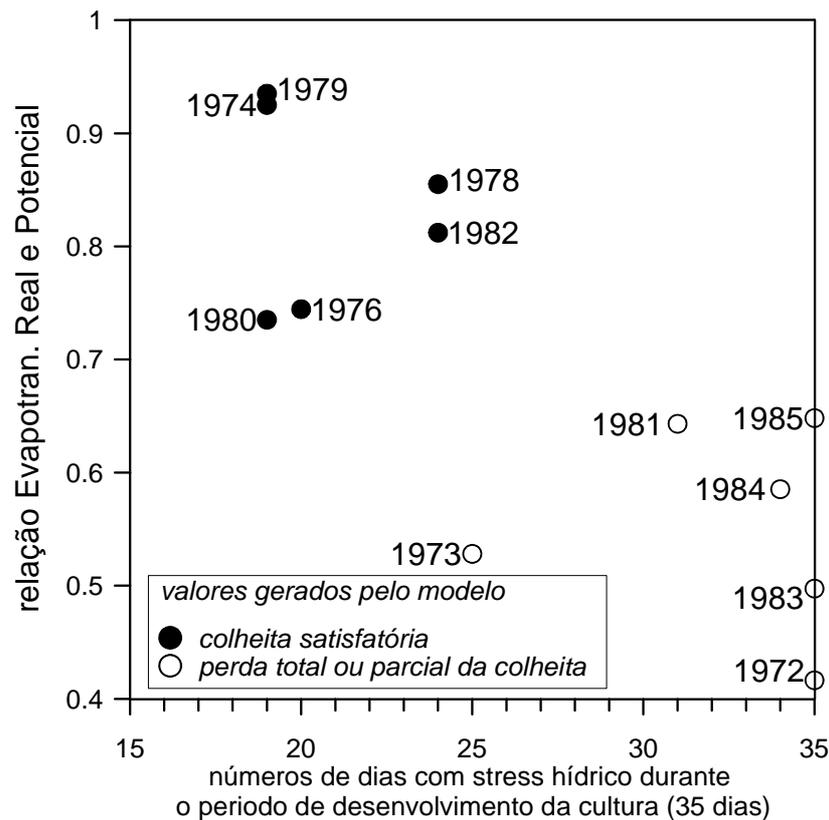


Figura 11 - Conceito de análise dos resultados do modelo utilizando informações qualitativas de relatórios agrônômicos. Vila de Dagaceri, Nigéria.

CONCLUSÕES

Este artigo procurou mostrar que a adoção de um método simplificado para a estimativa rotineira de recarga potencial pode ser razoavelmente utilizada empregada, desde que, os principais processos hidrológicos presentes no modelo conceitual estejam adequadamente representados.

A técnica do balanço hídrico apresentada representa as condições hidrológicas dentro da zona de solo, resultando em estimativas realísticas de recarga sem o uso de técnicas mais complexas que demandem um número grande de dados. A introdução de um procedimento para estimar a

evapotranspiração real em períodos de stress hídrico, através do armazenamento superficial, permitiu representar condições usuais em regiões de clima semi-árido. Os resultados gerados pelo modelo foram compatíveis com estimativas de recarga obtidas por diferentes métodos na região.

A investigação da credibilidade do modelo, e dos seus resultados, empregou um conceito que lança mão de informações paralelas sobre o sistema físico. Este tipo de análise é válida na ausência, ou não disponibilidade, de dados convencionais utilizados para a validação de modelos.

As incertezas associadas aos coeficientes e parâmetros adotados podem ser reduzidas se houver uma análise comparativa com informações provenientes de ensaios de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Allen, R., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper 56*. FAO-ONU, Rome, Italy.
- [2] Allison, G.B., Gee, G.W. & Tyler, S.W. (1994) Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 6-14.
- [3] Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E. and Schulze, E.D. (1996) Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108, 583-595.
- [4] Carter, R.C, Rushton, K.R., Eilers, V.H.M. and Hassan, M. (2002) Modelling with limited data: “Plausibility” as a measure of model reliability. In: *Proceedings of 4th International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling (ModelCARE’2002), Prague, June 2002*, 328-330.
- [5] Edmunds, W.M., Fellman, E., Goni, I.B. and Prudhomme, C. (2002) Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 10, 205-215.
- [6] Edmunds, W.M., Fellman, E. and Goni, I.B. (1999) Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria: evidence from hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 345-355.
- [7] Eilers, V.H.M. (2002) The estimation of groundwater recharge by soil water balance in semi-arid regions. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos). Institute of Water and Environment. Cranfield University, Silsoe, Reino Unido.

- [8] Leduc, C., Bromley, J., Schroeter, P. (1997) Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 188-189, 123-138.
- [9] Lerner, D.N., Issar, A.S. & Simmers, I. (1990) *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. International Contributions to Hydrogeology, Vol. 8. International Association of Hydrogeologists, Verlag Heinz Heise.
- [10] Rushton, K.R. (2003) *Groundwater Hydrology. Conceptual and Computational Models*. John Wiley ed., West Sussex, England.
- [11] Rushton, K.R. (1988) Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. In: I. Simmers, ed. *Estimation of natural groundwater recharge*. NATO ASI Series C, Reidel Publishing Co. Vol 222, 223-238.
- [12] Scanlon, R.B. & Cook, P.G. (eds) (2002) Theme issue: groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39.
- [13] Simmers, I. (1998) Groundwater recharge: an overview of estimation problems and recent developments. In: N.S. Robins, ed. *Groundwater Pollution, Aquifer Recharge and Vulnerability*. Geological Society, London, Special Publications, 130, 107-115.
- [14] Simmers, I. (ed) (1997) *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*. International Contributions to Hydrogeology, 19. International Association of Hydrogeologists, Balkema, Rotterdam, 1-18.
- [15] Sophocleous, M.A. (1991) Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. *Journal of Hydrology*, 124, 229-241.