

BALANÇO HÍDRICO EM ZONA DE AFLORAMENTO DO SISTEMA AQÜÍFERO GUARANI A PARTIR DE MONITORAMENTO HIDROGEOLÓGICO EM BACIA REPRESENTATIVA

Carlos Eduardo A. G. Barreto¹; Luís H. Gomes² & Edson Wendland³

Resumo: Este trabalho apresenta uma estimativa da recarga direta e profunda do Sistema Aquífero Guarani (SAG) na bacia representativa do Ribeirão da Onça, localizada em zona de afloramento do SAG no Estado de São Paulo. Durante um ano foram monitoradas variáveis hidrológicas (precipitação, temperatura, vazão etc.) para a avaliação do balanço hídrico na bacia. Utilizando dados de variação do nível em 23 poços de monitoramento foram estimados a recarga direta, a variação do armazenamento subterrâneo e o escoamento de base. A recarga direta do sistema, na bacia, foi estimada em 29% da precipitação anual. Considerando a drenagem efetuada pelo Ribeirão da Onça, a recarga profunda, que pode efetivamente recarregar o SAG, é reduzida a 3,5% da precipitação anual.

Palavras-chave: águas subterrâneas, recarga, hidrogeologia.

Abstract: This work describes the direct and deep recharge in the Guarani Aquifer System, based on the evaluation of data acquired at the Ribeirão da Onça watershed, which is located at the outcrop zone of the GAS in São Paulo State, Brazil. During one year hydrological data (precipitation, temperature, discharge etc) have been monitored at the watershed. Using water level fluctuation measured in 23 monitoring wells, the direct recharge, the free aquifer storage and the base flow could be evaluated. The direct recharge of the system at the watershed has been estimated to 29% of the total precipitation in the period. Due to the drainage by the Ribeirão da Onça, the deep recharge, which effectively reaches the GAS, is reduced to 3,5% of the annual precipitation.

Key-words: groundwater, recharge, hydrogeology.

Palavras-Chave – Monitoramento, precipitação, escoamento superficial, recarga, WTF.

¹ Mestre em Engenharia Hidráulica e Saneamento. Rua: Antônio Augusto de Almeida, 1347, Barão Geraldo, Campinas, SP; (19) 3289-8598, ramal 34; agbarreto@gmail.com

² DAEE - Departamento de Água e Energia Elétrica, São José do Rio Preto, gomeslh@gmail.com

³ EESC/USP – Depto. de Hidráulica e Saneamento. Av. Trabalhador São-carlense, 400 CP 359 CEP: 13566-590 São Carlos (SP) ew@sc.usp.br

1 – INTRODUÇÃO

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) é um dos aquíferos transfronteiriços mais importantes do mundo, sendo que em algumas publicações nacionais é citado como o de maior importância (GILBOA *et al.*, 1976; REBOUÇAS e AMORE, 2002). Localizado no território de quatro países, Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai, sua área de abrangência é estimada em 1,2 milhão de km².

Tendo em vista a importância estratégica, social e econômica para os quatro países de seu domínio, faz-se necessária a ordenação do uso desse recurso hídrico. Um dos pontos relevantes para a boa gestão dos recursos do SAG é a promoção de estudos hidrológicos visando a determinação das taxas de recarga do sistema. A implantação de um sistema de monitoramento, que permita obter informações detalhadas sobre o estado atual em regiões específicas do SAG é imprescindível para o planejamento e gestão mais eficientes. Por apresentar características representativas típicas da região de afloramento do SAG no Estado de São Paulo, a bacia do Ribeirão da Onça foi escolhida para o presente estudo de monitoramento.

A área objeto localiza-se na porção central do Estado de São Paulo. Por tratar-se de uma região de afloramento, sua importância é aumentada sobretudo pela maior facilidade de exploração e maior vulnerabilidade natural de seu manancial. Estratégias para a sustentação do aquífero, estas supostas zonas de recarga têm merecido atenção de diversos autores no sentido de entender o processo e avaliar a quantidade de recarga na região (GIAMPÁ & SOUZA, 1982; CONTIN NETO, 1987; MATTOS, 1987; CORRÊA, 1995).

A bacia do Ribeirão da Onça conta com aparelhos capazes de medir automaticamente o nível do aquífero em poços e o nível superficial no ribeirão. A rede de poços de monitoramento está locada estrategicamente em diversos tipos de cultura existentes na bacia, sendo monitorados 23 poços. Medições diárias de precipitação foram coletadas em dois postos pluviométricos. Medições de vazão foram realizadas quinzenalmente com um molinete hidrométrico. A bacia do Ribeirão da Onça está situada a uma distância de aproximadamente 1,5km do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada – CRHEA, onde são coletados dados climatológicos. Essa gama de instrumentos instalados fornece dados indispensáveis para o conhecimento dos mecanismos de recarga do SAG nessa região.

Este artigo apresenta dados de monitoramento e resultados de interpretação relativos ao ano de 2005.

2. ÁREA DE ESTUDO

A bacia do Ribeirão da Onça localiza-se na região do município de Brotas-SP, ao centro-leste do estado de São Paulo, entre os paralelos 22°10' e 22°15' de latitude Sul e entre os meridianos 47°55' e 48°00' de longitude Oeste. O Ribeirão da Onça é um dos formadores do Rio Jacaré-Guaçu, afluente do Rio Tietê pela margem direita, conforme desenho esquemático apresentado na Figura 1.

Uma característica importante desta bacia é situar-se quase inteiramente em uma das regiões de afloramento do SAG (DAVINO, 1984), podendo fornecer elementos de interesse para o aprofundamento dos conhecimentos sobre o comportamento desse sistema. O Ribeirão da Onça se desenvolve na maior parte do seu percurso sobre espesso pacote de arenito da Formação Botucatu e de solo desagregado dessa formação e na parte próxima ao exutório da bacia sobre o complexo Botucatu-diabásio. Ambas as unidades fazendo parte do grupo São Bento, de idade Mesozóica. Algumas dezenas de metros abaixo da superfície do solo se encontra a Formação Pirambóia. Os solos cenozóicos da bacia do Ribeirão da Onça, provenientes de arenito desagregado, apresentam composição homogênea, não havendo presença de argilas com exceção da região próxima ao exutório da bacia.

A temperatura média anual da região é de 20,5°C, valor obtido na Estação Climatológica do Centro de Recursos Hídricos e Ecologia Aplicada (CRHEA/USP). A classificação climática de Köppen para a região indica que a bacia possui clima subtropical úmido com chuvas de verão, apresentando variação para clima tropical úmido com inverno seco. A precipitação média anual é da ordem de 1300-1400 mm.

A caracterização da ocorrência de precipitações na bacia do Ribeirão da Onça foi iniciada por Pompêo (1990), com medições em três pluviógrafos. Considerando que no triênio de 1985 a 1987 os totais diários registrados nos pluviógrafos apresentam-se bastante próximos e foi adotada a média aritmética entre os totais diários nos postos como valor médio da bacia. Esse procedimento, apesar de imperfeito quando há ocorrência de chuvas convectivas muito localizadas, demonstra-se bastante útil quando ocorrem falhas na coleta de dados de algum posto. Em seu trabalho, Pompêo (1990) apresenta uma média anual regional de longo tempo igual a 1302,4 mm.

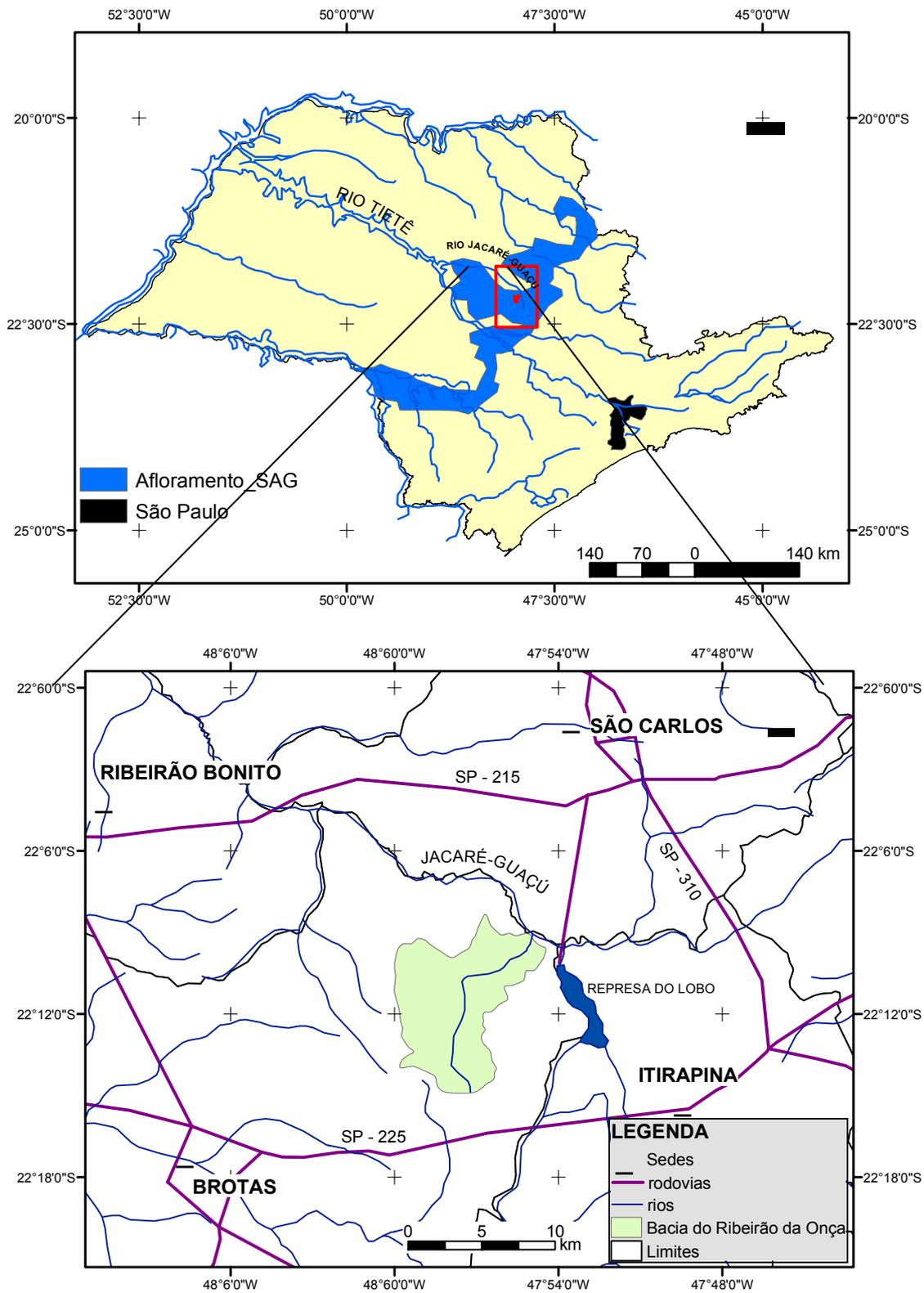


Figura 1: Localização da bacia do Ribeirão da Onça

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 - Relação entre a precipitação e a recarga

A precipitação, em geral, é o principal fenômeno responsável pela recarga. Processos de recarga através da precipitação em aquíferos livres são complexos, por não haver uma ligação direta entre esses dois fenômenos. O processo envolve o fluxo na zona não-saturada, que está sujeita à evapotranspiração e aos fluxos subsuperficiais. A taxa de infiltração depende de muitos parâmetros que são bastante variáveis no tempo e espaço.

Rennolls *et al.* (1980) utilizaram um método auto-regressivo linear para relacionar a precipitação com o nível da superfície freática. Concluíram que o modelo ignora fatores relevantes, como precipitação efetiva, interceptação e evapotranspiração, o que altera os resultados. Afirmaram também que a utilização de parâmetros lineares não corresponde à realidade.

Viswanathan (1983) estudou um modelo de relação entre a precipitação e o nível potenciométrico. Ele relacionou os dois fenômenos a três parâmetros, um parâmetro relacionado com o fator de drenagem (λ_t), outro relacionado à “distúrbios externos” (β_t) e outro relacionado à infiltração devido à precipitação (α_t). Foi constatado que os parâmetros α_t e β_t são muito variáveis no tempo, diferentemente do parâmetro (λ_t), que permaneceu praticamente constante. Durante os períodos secos, as flutuações do nível do aquífero são determinadas pelos parâmetros λ_t e β_t .

Esses dois trabalhos apontam a dificuldade de associar a precipitação com o nível da superfície do aquífero, mesmo sendo a precipitação um fator preponderante para a recarga dos aquíferos livres. As análises desses dois trabalhos ainda estão sujeitas aos questionamentos quanto a sua representatividade, já que para a construção dos modelos foram usados dados de poucos poços de monitoramento.

Contin Neto (1987) verificou uma forte correlação entre a precipitação e a recarga no período chuvoso (100 dias) na bacia do Ribeirão da Onça, Brotas-SP. Nesse período houve um intervalo máximo de 3 dias sem chuvas. Segundo os seus estudos a correlação entre o nível do aquífero e a precipitação neste período foi de 0,99. A alta correlação deve-se ao aumento da umidade na região não-saturada, favorecendo a conexão entre a água precipitada que infiltra e a superfície do aquífero, que responde mais rapidamente à precipitação.

3.2 - Interação rio-aquífero

Aquíferos e cursos d'água não são componentes isoladas do ciclo hidrológico, mas interagem em uma grande variedade de casos, dependendo da geologia, fisiografia, fatores bióticos e da climatologia. Sendo assim, a preservação ou a contaminação de um afeta diretamente o outro.

O entendimento básico da interação entre as águas subterrâneas e superficiais é necessário para um bom gerenciamento dos recursos hídricos (SOPHOCLEOUS, 2002).

Existem diversas técnicas para estimativa da descarga de aquíferos em rios, no entanto é muito mais fácil estimar as perdas de transmissão (água que deixa o rio por fluxo descendente). De modo geral, as conexões da água subterrânea com a água superficial têm sido verificadas por medidas dos níveis d'água em poços de monitoramento, e por comparação das características químicas da água subterrânea e do rio (WOESSNER, 2000).

Diversos métodos são utilizados para se determinar o escoamento de base. Os métodos mais comumente aplicados para estimar o fluxo subterrâneo para corpos d'água superficiais são o método do balanço hídrico, particularmente o método do balanço hídrico do canal, uso de infiltrômetros, mini-piezômetros, lisímetros de fundo de rio, traçadores e os modelos hidrométricos (aplicação da Lei de Darcy) em escala da bacia hidrográfica. Os métodos diferem, principalmente, quanto à escala de avaliação das trocas de água. A análise de hidrogramas (ou hidrógrafas) para estimativa da descarga subterrânea também pode ser um método razoável (LERNER, 2003).

Para sistemas rio-aquífero hidráulicamente conectados, a taxa de fluxo (q_b) é função da diferença entre o nível do rio e o nível da superfície livre do aquífero. Esse mecanismo, baseado na lei de Darcy, pode ser expresso pela função (SOPHOCLEOUS, 2002)

$$q_b = \alpha \cdot \Delta h \quad (1)$$

em que Δh é a diferença entre o nível superficial do rio e o nível do aquífero e α é uma constante que representa o coeficiente de drenança (*leakage*) do leito do rio.

Segundo Sophocleous (2002), assumir que a relação entre a vazão nos corpos d'água e o nível no aquífero é linear é muito simplista. A recessão da vazão de base do rio é independente do coeficiente α . No período de ascensão da vazão de base, o método pode apresentar valores, para a vazão, mais altos do que os reais.

Rushton e Tomlinson (1979) propuseram uma relação não-linear para representar essas relação entre fluxo e diferença de nível

$$q_b = b_1 (1 - e^{-c_1 \Delta h}) \quad (2)$$

em que b_1 e c_1 são constantes. Esta relação impõe limites para a vazão de base. Quando Δh tende a zero o valor de q_b também tende a zero. Quando Δh tende ao infinito, q_b tende ao valor de b_1 . Isso implica que, quanto mais próximo dos valores extremos da vazão de base, mais lentamente o modelo reage a variações na superfície livre do aquífero.

Para casos em que não existe uma relação de máxima vazão possível, Rushton e Tomlinson (1979) propõem a combinação das duas relações. A função então é dada por

$$q_b = \alpha_1 \cdot \Delta h + b_2 \cdot (1 - e^{-c_2 \cdot \Delta h}) \quad (3)$$

em que α_1 , b_2 e c_2 são constantes.

3.3 - Métodos de estimativa de recarga

Existem vários métodos alternativos para a estimativa de recarga e vários autores apresentam uma revisão ampla destes métodos, como Lerner *et al.* (1990), Simmers (1997), Kinzelbach (2002) e Scanlon *et al.* (2002). Embora esses métodos forneçam valiosas informações sobre recarga, eles nem sempre são diretamente aplicáveis. Há situações em que é necessário estimar a recarga de uma maneira prática, considerando uma variedade de condições hidrogeológicas e climáticas, os dados e a tecnologia disponíveis para o estudo (computadores, memória, *softwares*, etc.). A escolha do método utilizado depende, em princípio, dos objetivos a serem atingidos, que estão diretamente relacionados com o nível de exigência, no que se refere à precisão dos resultados, à dimensão do sistema envolvido e às características hidrogeológicas locais.

O processo de estimativa de recarga é iterativo e envolve refinamentos contínuos da taxa de recarga quando dados adicionais são coletados. A confiança das estimativas é frequentemente questionável, resultado de hipóteses simplificadoras e incertezas de alguns parâmetros requeridos. Dado o atual estado da ciência, a precisão de qualquer método é extremamente difícil de ser avaliada. Visto esta dificuldade, a redução das incertezas e o aumento da confiança em estimativas de recarga são atingidos quando são aplicados diversos métodos simultaneamente (LERNER *et al.*, 1990; BEEKMAN *et al.*, 1996; de VRIES e SIMMERS, 2002; HEALY e COOK, 2002; SCANLON *et al.*, 2002, MAZIERO, 2005).

Este trabalho apresenta uma junção de dois métodos para a estimativa da recarga: o método do balanço hídrico e o método da variação da superfície livre.

3.4 - Método 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 fenômenos hidrológicos de maior relevância, controlando o conteúdo volumétrico de um dado volume de controle durante um dado período de tempo.

O balanço hídrico para um determinado volume de controle hidrológico pode ser descrito como

$$P + Q_e = ET + Q_s + \Delta S + I \quad (4)$$

em que P é a precipitação (e pode também incluir a irrigação); Q_e e Q_s são os fluxos de água que entram e saem do sistema, respectivamente; ET é a evapotranspiração; ΔS é a variação do armazenamento; e I é a interceptação.

Dividindo o volume de controle (subsolo) em subcomponentes, a equação pode ser reescrita diferenciando a zona saturada (zs), a zona não-saturada (ns) e a zona de superfície livre (sl). Os componentes Q_e , Q_s , ET e ΔS podem ter subcomponentes nas três regiões.

O balanço hídrico subterrâneo de um aquífero requer a quantificação de todos os fluxos de entrada e saída do sistema aquífero e as mudanças no armazenamento para um dado período de tempo. Para a zona saturada, a equação pode ser escrita como (SCHICHT e WALTON, 1961 *apud* SCANLON *et al.*, 2002):

$$R = \Delta S^{zs} + Q^b + ET^{zs} + Q_s^{zs} - Q_e^{zs} \quad (5)$$

em que R é a recarga, ΔS^{zs} é a variação do armazenamento na zona saturada, Q^b é o fluxo de base drenado pelo efluente, ET^{zs} é a evapotranspiração subterrânea, e $Q_s^{zs} - Q_e^{zs}$ é o fluxo líquido sub-superficial da área de estudo e inclui efeitos de bombeamento.

A maior vantagem do método de balanço hídrico reside no fato da utilização de dados, geralmente, disponíveis (precipitação, escoamento superficial, níveis d'água). Porém, a maior limitação do método do balanço hídrico é que a precisão da estimativa de recarga depende da precisão com que os componentes da equação foram medidos ou estimados (SCANLON *et al.*, 2002).

3.5 - Método da flutuação da superfície livre

O Método da flutuação da superfície livre (WTF – *Water Table Fluctuation*) é a técnica mais amplamente usada para a estimativa da recarga (MAZIERO, 2005). O método WTF só é aplicável aos aquíferos livres e requer o conhecimento do rendimento específico da formação e das variações nos níveis d'água ao longo do tempo. As vantagens desta aproximação incluem sua simplicidade e uma sensibilidade aos mecanismos do movimento da água na zona não-saturada (HEALY e COOK, 2002).

O método WTF baseia-se na premissa de que as elevações nos níveis d'água em aquíferos não-confinados são devidas à água de recarga subterrânea que chega à superfície livre do aquífero. A recarga é calculada como (HEALY e COOK, 2002; SCANLON *et al.*, 2002)

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (6)$$

em que S_y é o rendimento específico, h é o nível freático, e t é o tempo. O rendimento específico de um aquífero livre é virtualmente igual ao coeficiente de armazenamento, sendo da ordem da porosidade útil do meio.

A Eq. 6 assume que a água que atinge o nível freático entra imediatamente em armazenamento e que todas as outras componentes do balanço hídrico subterrâneo

(evapotranspiração subterrânea, fluxo de base, entrada e saída de fluxo subsuperficial) são nulos durante o período de recarga.

Healy e Cook (2002) definiram que a aplicação da Eq. 6 para todas elevações individuais do nível d'água determina uma estimativa da recarga total, sendo que Δh é igual à diferença entre o pico de subida e o ponto mais baixo da curva de recessão antecedente extrapolada até o instante do pico. A curva de recessão antecedente é o traço que a hidrógrafa do poço de monitoramento teria seguido na ausência de elevação do nível d'água (Figura 2). Essa extrapolação é subjetiva e tenta acomodar a defasagem entre o início da precipitação e o conseqüente início da variação de nível, resultante do processo natural de escoamento através da zona não-saturada. Para uma estimativa da recarga direta, Δh é a diferença em altura entre dois instantes distintos. A recarga líquida é igual à diferença entre a recarga total e a soma da evapotranspiração subterrânea, do escoamento básico e do fluxo líquido subsuperficial da bacia.

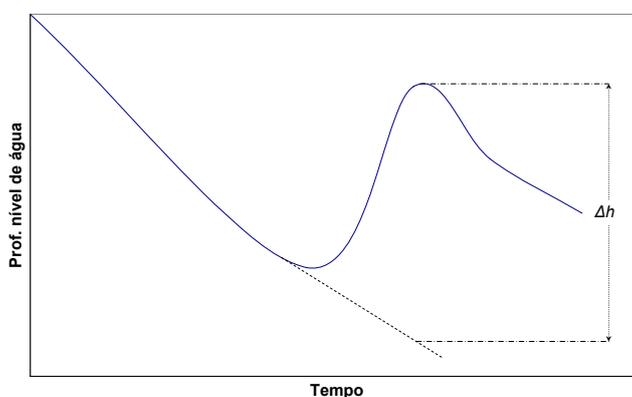


Figura 2: Extrapolação da curva de recessão do nível d'água para estimativa da recarga total

O método WTF pode ser visto como uma aproximação integrada e não como uma medida pontual quando comparado com os métodos aplicados na zona não-saturada (HEALY e COOK, 2002).

4. RESULTADOS

4.1 - Instrumentação da bacia

A bacia do Ribeirão da Onça conta com 23 poços de monitoramento, um pluviômetro, um linígrafo, uma régua linimétrica e uma estação climatológica, instalados na bacia e em suas proximidades. Os poços de monitoramento foram distribuídos de forma a cobrir os diferentes tipos de uso do solo na bacia (cítricos, cana-de-açúcar, eucalipto, etc.). A localização dos aparelhos é apresentada na Figura 3.

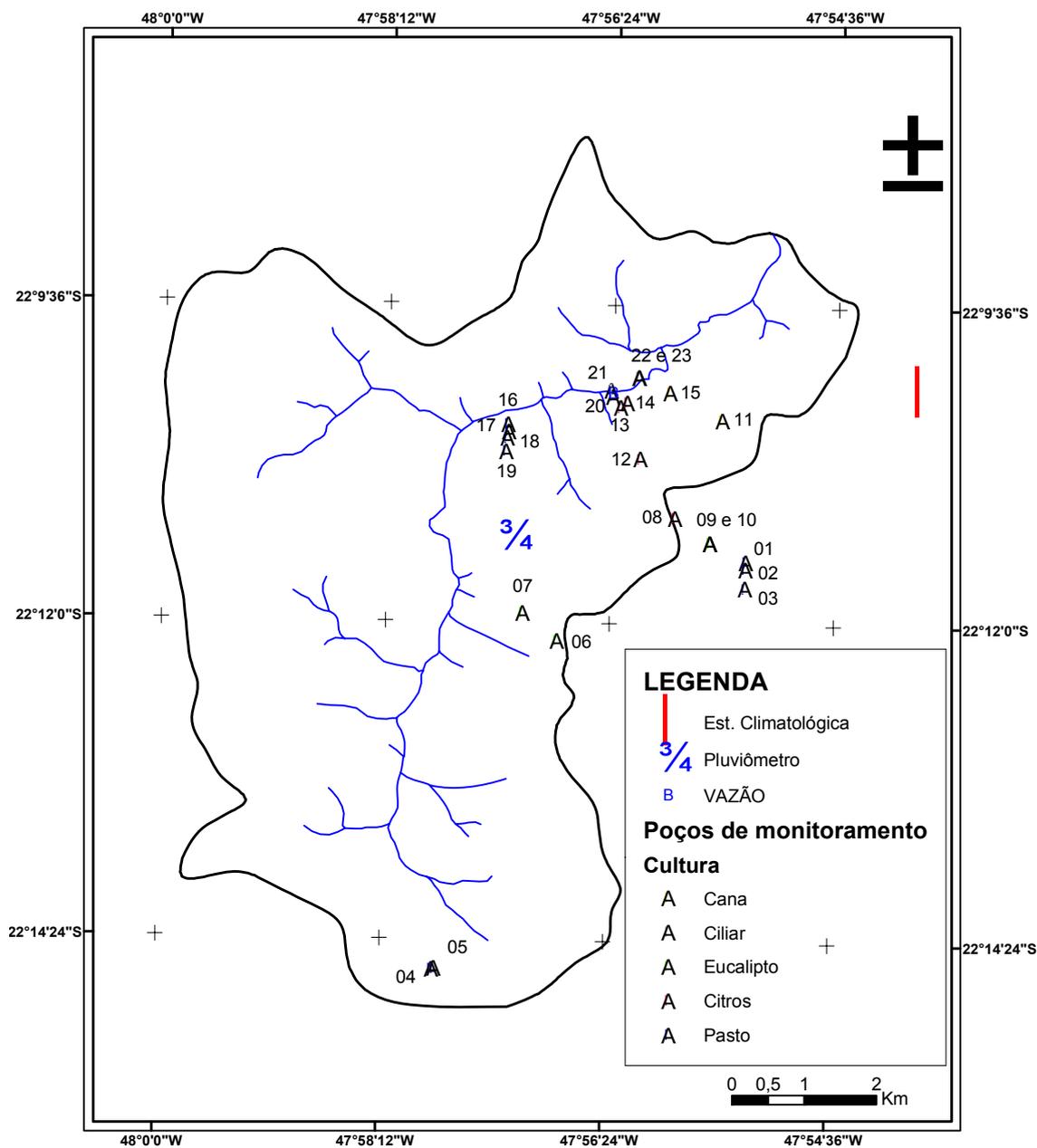


Figura 3: Localização dos instrumentos instalados na área de estudo

As medições de nível nos poços de monitoramento foram realizadas manualmente em intervalo quinzenal em todos os poços e duas vezes (automático) por dia nos poços 09, 13, 15, 16, 18 e 19. Foi utilizado um aparelho tipo *MDS-floater*, fabricado pela empresa *SEBA Hydrometrie*, para coletar e armazenar as leituras diárias em um *data logger*. As medições de precipitação foram coletadas diariamente no pluviômetro locado na bacia do Ribeirão da Onça e de forma contínua em pluviógrafo na estação do CRHEA/USP. As medições de vazão com molinete hidrométrico foram realizadas quinzenalmente, sendo que o linígrafo coletou dados do nível superficial do ribeirão em intervalos de 30 min.

4.2 - Avaliação da variação do armazenamento subterrâneo (ΔS)

A estimativa da variação do armazenamento subterrâneo se dá a partir dos dados dos níveis nos poços de monitoramento e da estimativa do coeficiente de rendimento específico do aquífero (*specific yield*), que para aquíferos livres é aproximadamente igual à porosidade útil. A porosidade útil pode ser entendida como a razão entre o volume de água drenável por gravidade de um solo inicialmente saturado com água, em um tempo infinito, e o volume total do solo. Pode ser entendida, também, como a diferença entre a porosidade total e a capacidade de campo de um solo.

$$\Delta S = \Delta h \cdot S_y \quad (7)$$

em que ΔS é a variação do armazenamento subterrâneo, Δh é a variação na altura do nível do aquífero em um poço de monitoramento e S_y é a porosidade útil.

De acordo com Barreto (2006), a porosidade útil da bacia do Ribeirão da Onça está na faixa de 10 a 13%.

Esse método exige uma análise criteriosa dos poços de monitoramento que serão considerados para a estimativa da variação do armazenamento em toda a bacia. De forma a contabilizar equitativamente as várias características que interferem na variação do nível potenciométrico foram escolhidos os poços 03, 05, 08, 09, 13, 15, 16, 18 e 19. Esses poços representam a cultura no entorno do poço, seu posicionamento na bacia e a espessura de solo não-saturado.

A Tabela 1 apresenta os valores individuais por poço, indicando uma grande variabilidade em função da cultura no entorno e da profundidade entre o nível do aquífero e a superfície livre do solo. Apesar da variabilidade, o resultado final para a bacia é dado pela média aritmética entre os poços. O resultado obtido para a variação do armazenamento subterrâneo anual foi de -47 a -61mm. Esse valor representa que, em média, a variação do volume de água no aquífero, entre o período de 01/01/2005 a 31/12/2005, foi deficitária em 47 a 61mm, em lâmina de água equivalente.

Tabela 1: Variação média do armazenamento subterrâneo (mm) na bacia do Ribeirão da Onça no ano de 2005

POÇO	$S_y = 10\%$	$S_y = 13\%$	Cultura no entorno	Profundidade média (m)
03	-16	-21	Pasto	16,05
05	-37	-48	Pasto	5,54
08	-3	-4	Laranja	21,64
09	-207	-270	Eucalipto	20,54
13	-76	-99	Laranja	9,24
15	-33	-43	Cana-de-açúcar	6,94
16	-106	-138	Pasto	4,58
18	43	56	Pasto	12,51
19	15	19	Pasto	13,57

4.3 - Avaliação da recarga direta

A recarga direta foi estimada através da análise da variação do nível do aquífero e pela identificação e extrapolação das curvas de recessão do nível do aquífero, baseado no método WTF.

O método consiste em identificar os períodos de recessão, observando a precipitação ocorrida no período e mudanças bruscas na declividade do nível do aquífero. Após a identificação dos períodos recessivos, escolhe-se o mais longo entre eles, ou o que possua maior número de dados, e associa-se a esse trecho uma função do tipo potencial

$$N_{aq} = a.(p - p_0)^b \quad (8)$$

em que N_{aq} é o nível do aquífero, p é o número de dias contado a partir do primeiro dia de medição no poço, a , b e p_0 são parâmetros de ajuste.

Tendo definidos os parâmetros da função de recessão do poço, aplica-se a função aos outros períodos de recessão, mantendo a e b próximos aos valores encontrados para a primeira curva de recessão do nível do aquífero. As curvas de recessão são extrapoladas até o instante em que inicia um novo período recessivo.

A recarga direta multiplicada pelo coeficiente de armazenamento específico para um período t , estimada para cada poço de observação, será igual a

$$R_d . S_y = (N_{aqi} - N_{reci}) - (N_{aqj} - N_{recj}) \quad (i > j) \quad (9)$$

em que R_d é a recarga direta, S_y é o coeficiente de armazenamento específico (porosidade útil), N_{aqi} é o nível real do aquífero no instante i , N_{reci} é o nível da curva de recessão extrapolada no instante i , N_{aqj} é o nível real do aquífero no instante j , N_{recj} é o nível da curva de recessão extrapolada no instante j . A recarga direta para toda a bacia é dada pela média aritmética da recarga direta encontrada para cada poço de observação considerado.

Com as curvas de recessão extrapoladas, os valores encontrados para a diferença entre a curva de recessão e o nível real do aquífero e a recarga direta podem ser calculados (Figura 7). Os poços considerados para fazer essa avaliação foram os poços 03, 05, 08, 09, 13, 15, 16, 18, 19.

O valor anual da recarga direta obtida pela média aritmética entre a recarga direta encontrada para a região circundante de cada poço de observação, para uma porosidade útil considerada de 0,10 a 0,13 no período de 01/01/2005 a 31/12/2005, foi de 313 a 407mm. A Tabela 2 apresenta os valores individuais por poço.

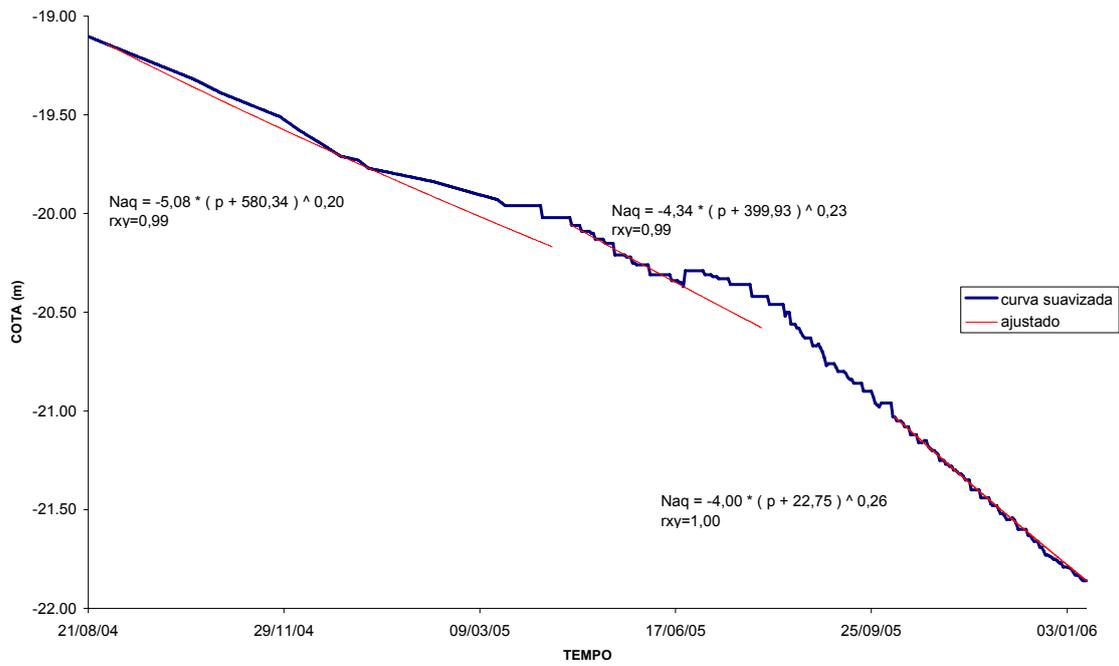


Figura 7: Nível da superfície livre e curvas de recessão extrapoladas para o poço 9

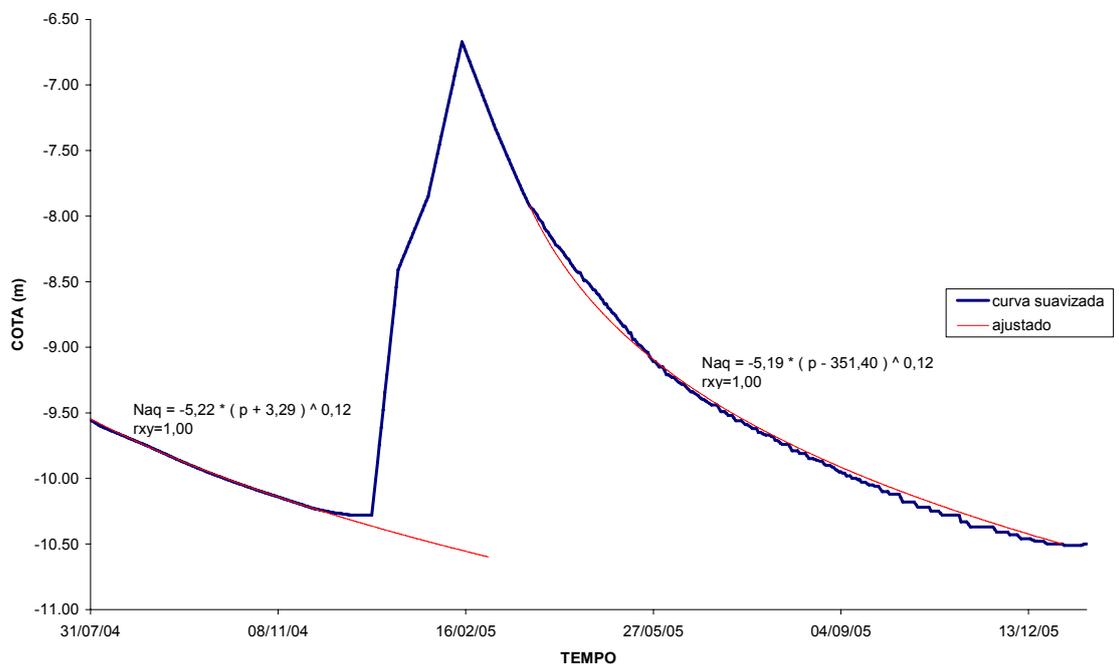


Figura 8: Nível da superfície livre e curvas de recessão extrapoladas para o poço 13

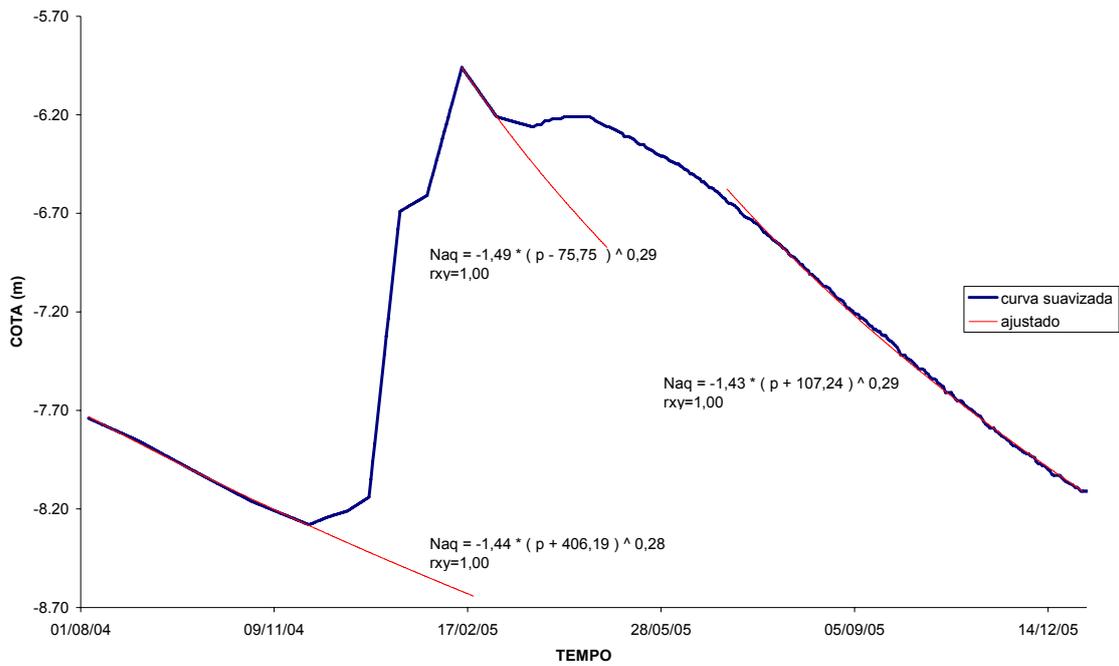


Figura 9: Nível da superfície livre e curvas de recessão extrapoladas para o poço 15

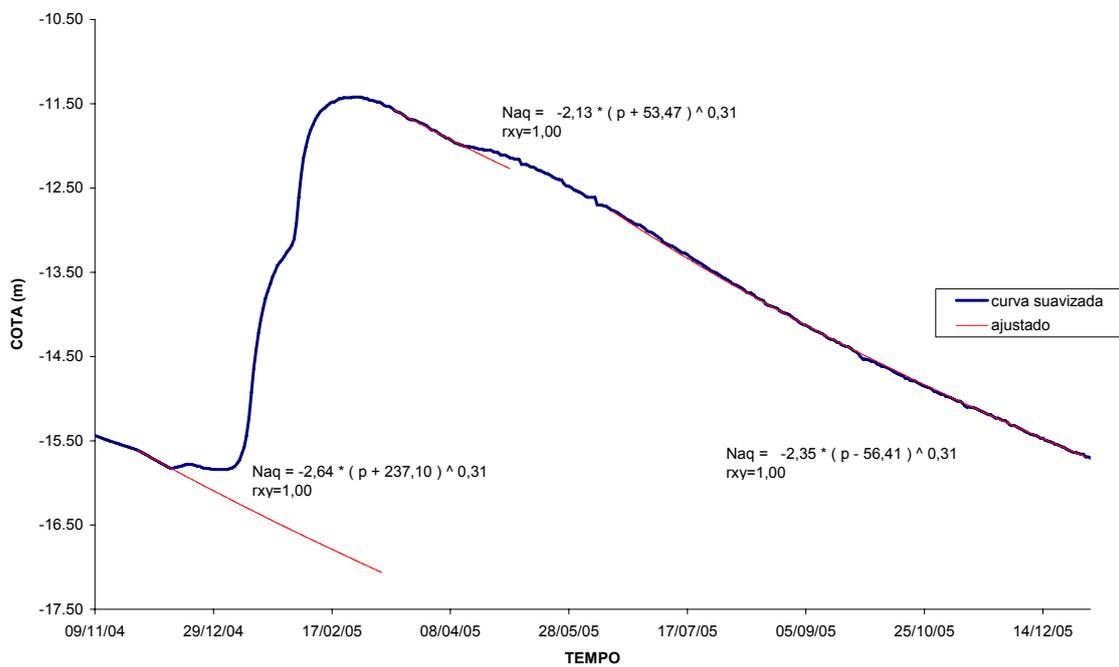


Figura 10: Nível da superfície livre e curvas de recessão extrapoladas para o poço 19

Tabela 2: Recarga direta (mm) estimada no entorno dos poços em 2005

Poço	$S_y = 10\%$	$S_y = 13\%$	Cultura no entorno	Profundidade média (m)
03	215	278	Pasto	16,05
05	228	296	Pasto	5,54
08	534	694	Laranja	21,64
09	37	48	Eucalipto	20,54
13	324	421	Laranja	9,24
15	258	335	Cana-de-açúcar	6,94
16	145	188	Pasto	4,58
18	541	703	Pasto	12,51
19	536	697	Pasto	13,57

4.4 - Quantificação do escoamento de base

A quantificação do escoamento de base através da associação com níveis potenciométricos é baseada no trabalho e nas funções apresentadas por Rushton e Tomlinson (1979). Esse método assume que quando há um acréscimo no nível do aquífero há, também, um acréscimo no escoamento de base. Isto pode ser explicado pela lei de Darcy, já que, quando se tem um aumento no nível do aquífero também aumenta o gradiente hidráulico entre o aquífero e o curso de água. O inverso acontece quando se tem um decréscimo no nível do aquífero.

A hipótese simplificadora feita neste trabalho é que a variação do nível do aquífero ocorre de forma homogênea, sendo assim, o nível do aquífero pode ser representado pelo nível de água em poços de monitoramento.

Uma das formas de utilização das equações 2 e 3 é definir que cada nível de água em um poço de monitoramento está associado a uma determinada quantidade da vazão de base em um rio (Figura 4).

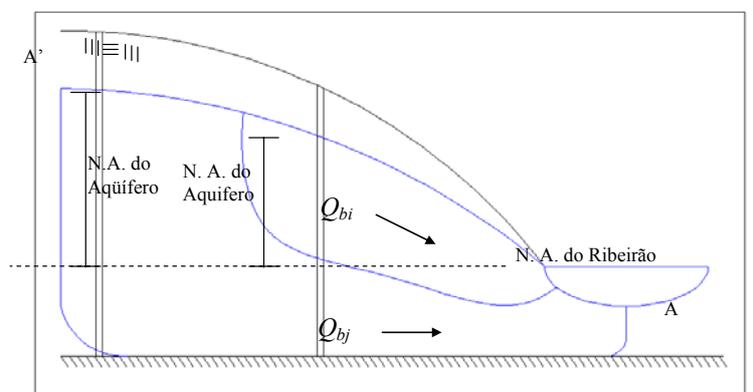


Figura 4: Corte esquemático representativo da interação entre aquífero e ribeirão

O nível do aquífero é referenciado em relação ao nível superficial do curso de água. Traça-se uma perpendicular ao curso de água passando pelo poço de monitoramento e determina-se a diferença entre a cota do nível superficial do curso de água, no ponto por onde passa a perpendicular, e o nível do aquífero. Essa aproximação é utilizada para dar sentido físico à correlação. No entanto, qualquer cota de referência para o nível do aquífero é válida, pois é a variação do nível do aquífero que influencia a variação do escoamento de base em um curso de água.

Utilizando essa hipótese, as equações 2 e 3 assumem a seguinte forma, respectivamente

$$q_b = b_1 \cdot (1 - e^{-c_1 \cdot \Delta h_1}) + b_2 \cdot (1 - e^{-c_2 \cdot \Delta h_2}) + \dots + b_n \cdot (1 - e^{-c_n \cdot \Delta h_n}) \quad (10)$$

$$q_b = \alpha_1 \cdot \Delta h_1 + b_1 \cdot (1 - e^{-c_1 \cdot \Delta h_1}) + \alpha_2 \cdot \Delta h_2 + b_2 \cdot (1 - e^{-c_2 \cdot \Delta h_2}) + \dots + \alpha_n \cdot \Delta h_n + b_n \cdot (1 - e^{-c_n \cdot \Delta h_n}) \quad (11)$$

em que q_b é o fluxo de base, α_n , b_n e c_n são os parâmetros da equação e Δh_n é a variação do nível de água no poço de monitoramento em um determinado intervalo de tempo.

Outra forma de utilizar as equações 2 e 3 é assumir a hipótese de que uma unidade de variação no nível de água, em qualquer poço de monitoramento, causa a mesma variação no escoamento de base de um rio. As equações 2 e 3 assumem as seguintes formas:

$$q_b = b_n \cdot (1 - e^{-c_1 \cdot \Sigma \Delta h_n}) \quad (12)$$

$$q_b = \alpha_n \cdot \Sigma \Delta h_n + b_n \cdot (1 - e^{-c_1 \cdot \Sigma \Delta h_n}) \quad (13)$$

em que $\Sigma \Delta h_n$ é a soma da variação do nível de água em poços de monitoramento em um determinado intervalo de tempo.

A escolha da melhor função para descrever a interação rio-aquífero foi realizada quantificando, entre as vazões calculadas e medidas, o viés, o erro médio, o coeficiente de correlação e a vazão de pico.

A equação 13 foi a que melhor se ajustou aos valores observados, utilizando os níveis de água nos poços 05, 08, 13, 15, 16, 18, 19 (Figura 11 e Figura 12). Os parâmetros estatísticos encontrados entre a vazão simulada e a vazão observada foram: viés igual a zero, erro médio igual a 0,02, coeficiente de correlação igual a 0,92 e vazão de pico simulada foi 0,87m³/s.

Os parâmetros encontrados para a equação foram: $\alpha = 0,0143$, $b = 2,2600$ e $c = -8,2819$.

O volume anual do escoamento de base foi estimado em 22.115.035m³, o que corresponde a um fluxo total equivalente de 419mm no ano de 2005. A Figura 13 apresenta os valores encontrados para o período de um mês.

A equação considerada se reduz a uma equação linear, visto que, para o valor de c encontrado o termo $e^{-c \cdot \Sigma \Delta h_n}$ tende a ser próximo de zero.

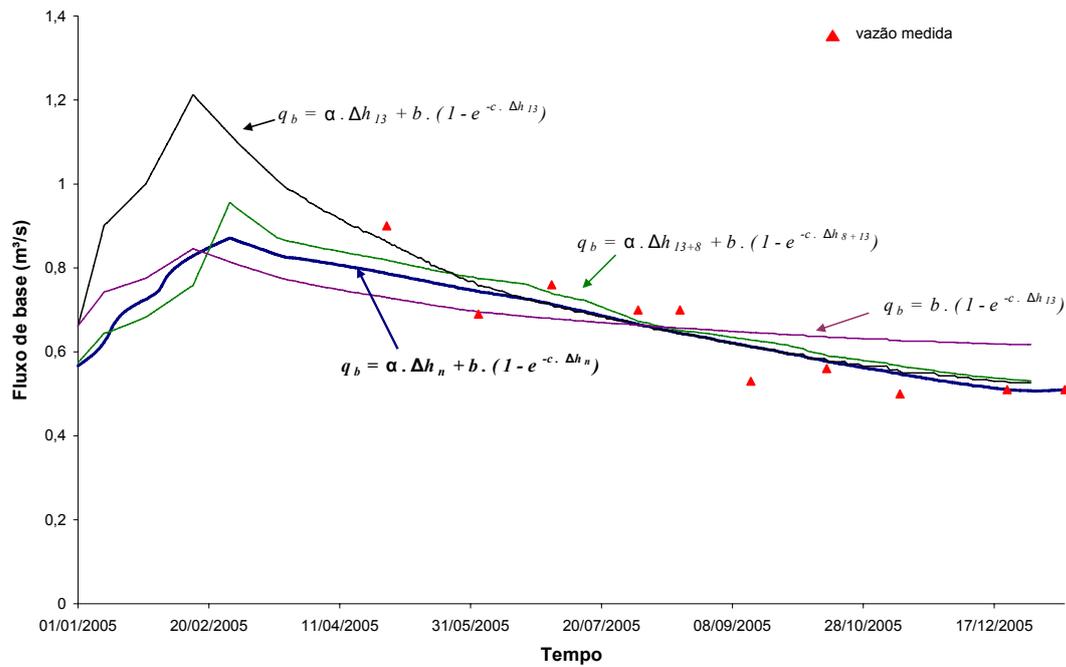


Figura 11: Estimativa da vazão de base utilizando equações empíricas

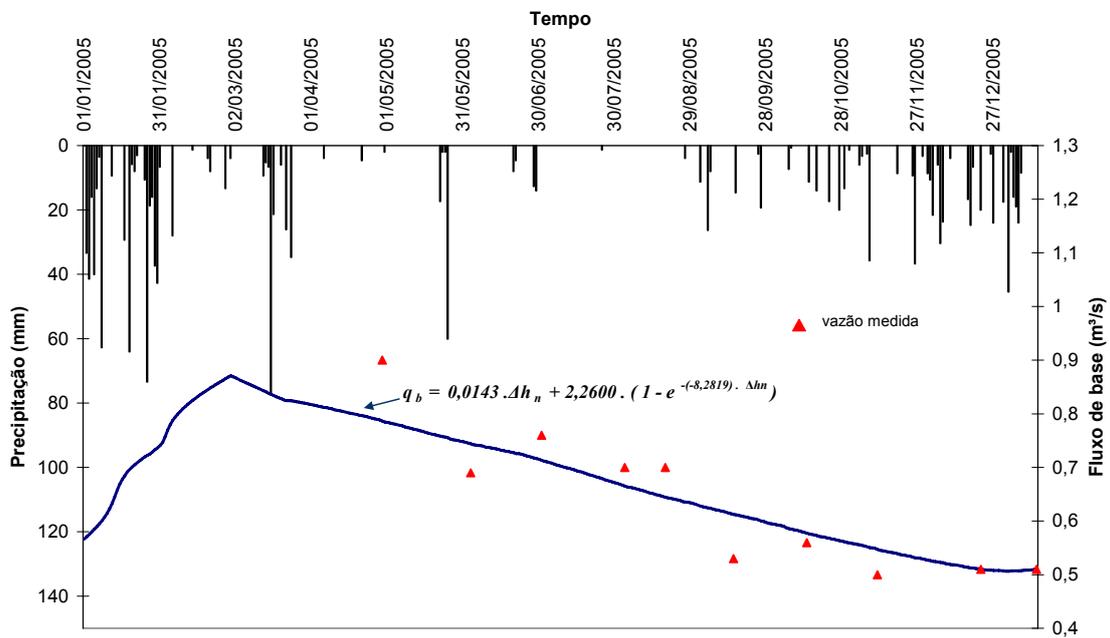


Figura 12: Função de melhor ajuste para o fluxo de base

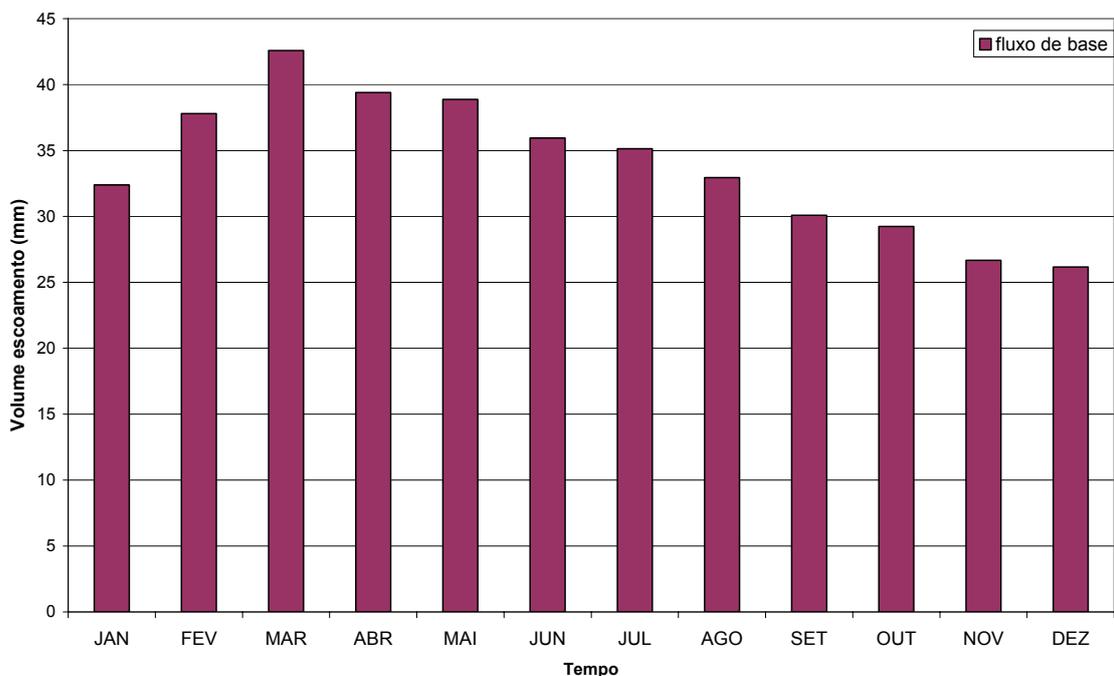


Figura 13: Estimativa mensal do escoamento básico no Ribeirão da Onça para o ano de 2005, utilizando a altura equivalente de água relativa à área de drenagem

4.5 - Método de Balanço Hídrico

O método proposto assume o volume de controle do balanço hídrico como a região saturada do solo na bacia (Figura 14).

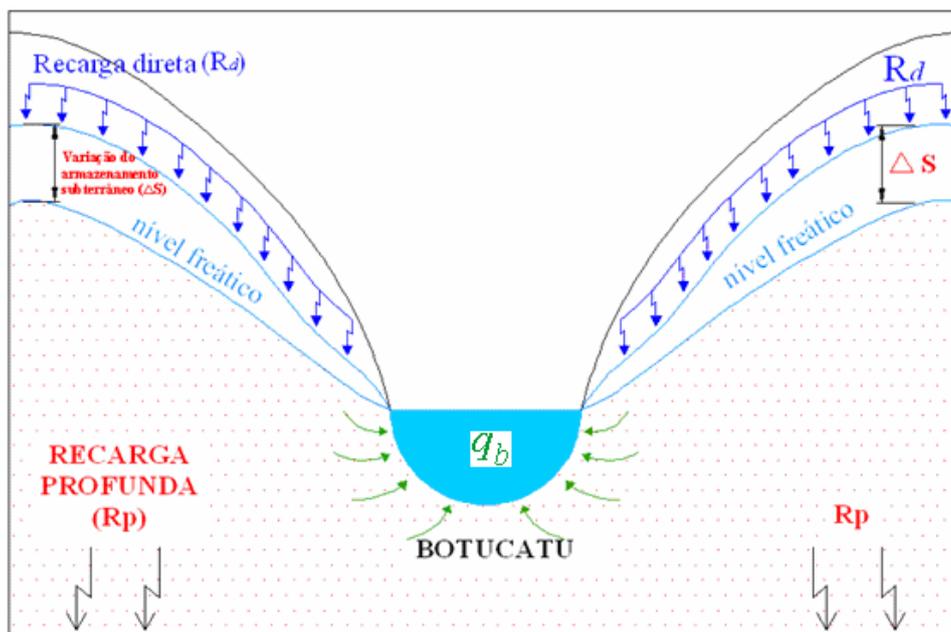


Figura 14: Volume de controle conceitual para balanço hídrico

A entrada no sistema será dada pela recarga direta, R_d , estimada pelo método da variação do nível potenciométrico (WTF). A variação do volume subterrâneo armazenado (ΔS) será obtida da variação do nível do aquífero a partir de medições nos poços de monitoramento. As saídas do sistema são o escoamento de base (q_b) e a recarga profunda (R_p). A recarga profunda será o resíduo da equação

$$R_p = R_d - q_b - \Delta S \quad (14)$$

Considerando os valores obtidos nas seções anteriores, o valor residual do balanço hídrico anual, assumido como sendo a recarga profunda, para o método de balanço hídrico considerado ficou entre -59 e 49mm, de acordo com a Tabela 3. Este resultado consiste em um valor médio para a bacia estudada, uma vez nas etapas anteriores foi determinada a média aritmética para cada uma das variáveis envolvidas.

Tabela 3: Balanço hídrico (mm) para o ano de 2005

Componente do ciclo	S_y = 10%	S_y = 13%
<i>Recarga direta</i>	313	407
<i>Armazenamento subterrâneo</i>	-47	-61
<i>Fluxo de base</i>	419	419
<i>Recarga profunda</i>	-59	49

5. CONCLUSÃO

Este trabalho visou obter uma estimativa da recarga direta e da recarga profunda, utilizando dados de monitoramento hidrogeológico. Os dados do nível do aquífero foram utilizados para estimativa da recarga direta, do escoamento de base e da variação do armazenamento subterrâneo.

A recarga direta no ano de 2005 através do balanço hídrico na bacia do Ribeirão da Onça foi estimada entre 313 e 407 mm, correspondendo à um valor entre 22 e 29% da precipitação total (1410 mm), respectivamente.

A recarga profunda no ano de 2005 através do balanço hídrico foi estimada entre -59 e 49 mm, para valores de porosidade útil (rendimento específico) entre 10 e 13%. Esse valor negativo pode não ter sentido físico, já que a bacia está localizada numa região de altitude elevada e o fluxo ascendente das regiões mais profundas para a bacia é improvável. Isto implica que a porosidade útil deve ser maior que 10%. Este resultado indica que o fluxo vertical é muito baixo, correspondendo a

algo em torno de 3,5% da precipitação no período. Isto pode indicar que a exploração no Sistema Aquífero Guarani ainda não afetou de forma relevante esta zona de afloramento.

Para a estimativa da recarga direta foi utilizado o método WTF. A utilização de uma função potencial para a extrapolação da curva de recessão em poços mostrou-se eficiente. Os valores para a correlação entre os dados reais e os valores simulados ficaram muito próximos de 1 e os valores para o erro médio observado foram muito baixos, da ordem de milímetros. O uso deste método mostra-se eficiente quando se tem um grande número de dados do nível do aquífero. Com esse método, eliminam-se as incertezas das estimativas da evapotranspiração, da variação da umidade do solo, da vazão total escoada pelo rio e dos fenômenos de interceptação. Em compensação, existe um peso muito grande nas estimativas realizadas através da variação do nível potenciométrico (variação do armazenamento subterrâneo e recarga direta), devido às incertezas que acompanham a definição da porosidade útil.

A análise do monitoramento da bacia do Ribeirão da Onça vem a confirmar a necessidade de estudos de longa duração. O período de um ano de estudo não é suficiente, uma vez que influências sazonais (ano excessivamente chuvoso ou seco) não podem ser descartadas. Em uma avaliação futura, o balanço hídrico será realizado individualmente para cada poço e o resultado final para a bacia será determinado por uma média ponderada em função da representatividade de cada poço de monitoramento.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o suporte financeiro do Fundo de Universidades do Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani, através da SG/OEA e ao CNPq, pela concessão de bolsas de mestrado e auxílio financeiro para a continuidade do projeto de monitoramento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLISON G.B.; HUGHES M.W. (1978) *The use of environmental chloride and tritium to estimate total local recharge to an unconfined aquifer*, Aust. J. Soil Res, 16, p.181- 195.

ARANTES, E. J. (2003) *Emprego de Infiltrômetros na Caracterização da Interação Rio e Aquífero*. Dissertação de Mestrado. São Carlos, EESC-USP-SHS.

BARRETO, C. E. A. G. (2006). *Balanço hídrico em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa*. Dissertação de Mestrado. São Carlos, EESC-USP-SHS.

- BEEKMAN, H.E.; GIESKE, A.; SELAOLLO, E.T. (1996) *GRES: Groundwater recharge studies in Botswana 1987-1996*. Botswana J. of Earth Science, v. III, p.1-17.
- CONTIN NETO, D. (1987) *Balanço hídrico em bacia hidrográfica situada em região de recarga do Aquífero Botucatu*. Tese de Doutorado. São Carlos, EESC-USP-SHS.
- CORRÊA, U. M. P. (1995). *Estudo das águas subterrâneas das bacias hidrográficas dos rios Jacaré-Guaçu e Jacaré-Pepira no Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, EESC-USP. 2 v., 107 p.
- DAVINO, A. (1984) *Considerações hidrogeológicas preliminares sobre a bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça, São Carlos – SP*. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto. Relatório apresentado à FAPESP. Ribeirão Preto.
- DE VRIES, J. J. SIMMERS, I. (2002) *Groundwater recharge: an overview of processes and challenges*. Hydrogeology Journal, v.10, p. 5-17.
- GIAMPÁ, C. E. Q.; SOUZA, J. C. (1982). *Potencial Aquífero dos Basaltos da Formação Serra Geral no Estado de São Paulo*. 2º. CABAS, Salvador – BA: p. 3-15.
- GILBOA, Y.; MERO, F.; MARIANO, I. B. (1976) *The Botucatu Aquifer of South America. model of an untapped continental aquifer*. Journal of Hydrology, New York: v. 29, p. 165-179.
- HEALY, R.W.; COOK, P.G. (2002) *Using groundwater levels to estimate recharge*. Hydrogeology Journal, 10, p. 91-109.
- KINZELBACH, W. (Org). (2002) *A survey of methods for groundwater recharge in arid and semi-arid regions*. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02/2. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenia.
- LERNER, D.N.; ISSAR, A.S. e 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.
- LERNER, D.N. (2003). *Surface water – groundwater interactions in the context of groundwater resources*. In: XU, Y.; BEEKMAN, H.E. (Org) (2003). *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO IHP. Series n. 64, UNESCO, Paris.
- MAZIERO, T. A. (2005) *Monitoramento de água subterrânea em área urbana: aspectos quantitativos* - Dissertação de Mestrado. São Carlos, SHS-EESC-USP.
- MATOS, I. S. (1987). *Aplicação de um modelo de balanço hídrico na bacia do Rio Jacaré- Guaçu*. Dissertação de Mestrado. São Carlos, SHS-EESC-USP.
- MOON, S.; WOO, N.C.; LEE, K.S. *Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge*. Journal of Hydrology, v. 292, p. 198-209, 2004.
- NOVELLI, A. S. (1996). *Diagnóstico de recursos hídricos superficiais da bacia hidrográfica do Rio Jacaré-Guaçu*. Dissertação de Mestrado, SHS-EESC-USP.

- POMPÊO, C. A. (1990). *Balanço hídrico da zona não-saturada do solo na bacia do Ribeirão do Onça (SP)*. Tese de Doutorado, SHS-EESC-USP.
- QUEIROZ, O. M. (1991). *Propagação de cheias: aplicação do modelo de onda cinemática ao Ribeirão da Onça – SP*. Dissertação de Mestrado, EESC-USP.
- RAI, S.N.; MANGLIK, A.; SINGH, R. N. (1994) *Water table fluctuation in response to transient recharge from a rectangular basin*. Water Resources Mgmt., 8, p. 1–10.
- REBOUÇAS, A. C.; AMORE, L. (2002) *O Sistema Aquífero Guarani*. Revista Brasileira de Águas Subterrâneas. V. 16 – Maio/2002, págs. 135 – 143.
- RENNOLS, K.; CARNELL, R.; TEE, V. (1980) *A descriptive model of the relationship between rainfall and soil water table*. Journal of Hydrology, New York: v. 47, p. 103-114.
- RUSHTON, K. R.; TOMLINSON, L. M. (1979) *Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers*. Journal of Hydrology, v. 40, p. 49-65.
- SANFORD, W. (2002) *Recharge and groundwater: an overview*. Hydrogeology Journal, v.10, p. 110-120.
- SCANLON, B.R.; HEALY, R.W.; COOK, P.G. (2002) *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal, v.10, p. 18-39.
- SCHICHT, R.J.; WALTON, W.C. (1961) *Hydrologic budgets for three small watersheds in Illinois*. III State Water Surv. Rep. Invest., 40:40.
- SIMMERS, I. (1989) *Natural groundwater recharge estimation in semiarid zones: some state-of-art observations*. Proceedings of the Sahel Forum, the State-of-Art of Hydrology and Hydrogeology in the Arid and Semi-Arid Areas of Africa, Ouagadougou, Burkina Faso, February, p. 374-386.
- SOARES, J. V.; ALMEIDA, A. C. (2001) *Modeling the water balance and soil water fluxes in a fast growing eucalyptus plantation in Brazil*. Journal of Hydrology, New York: v. 253, p. 130-147.
- SOPHOCLEOUS, M. (2002) *Interaction between groundwater and surface water; the state of the science*. Hydrogeology Journal, v.10, p. 52-67.
- VISWANATHAN, M. N. (1983) *The rainfall/water-table level relationship of an unconfined aquifer*. Ground Water. Vol. 21, no. 1, pp. 49-56.
- WOESSNER, W.W. (2000). *Stream and fluvial plain ground water interactions: rescaling hydro geologic thought*. Ground Water, v. 38, p. 423-429
- XU, Y.; BEEKMAN, H.E (Eds) (2003). *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO IHP Series n° 64, UNESCO, Paris.