

ESTIMATIVA DA RECARGA NATURAL DO AQUIFERO LIVRE DE UMA SUB-BACIA DA BACIA REPRESENTATIVA DE JUATUBA (MG) APLICANDO O MÉTODO DA VARIAÇÃO DOS NÍVEIS D'ÁGUA (VNA)

Eber José de Andrade Pinto¹; José do Espírito Santo Lima¹; Elizabeth Guelman Davis¹; Alessandro José da Silva¹; Carlos Eduardo de Oliveira Dantas¹; Márcio de Oliveira Candido¹; Luiz Rafael Palmier² e Roberto César de Almeida Monte-Mor²

Resumo – O método da variação de níveis d'água para estimativa de recarga dos aquíferos livres (VNA) é aplicável somente em aquíferos não confinados e necessita para seu emprego, além do monitoramento dos níveis d'água em um ou mais piezômetros, da estimativa da porosidade efetiva. As incertezas geradas na estimativa por esse método estão associadas à limitada acuidade na determinação da porosidade efetiva. O presente artigo apresenta uma descrição resumida do método da VNA e sua aplicação em uma sub-bacia da bacia representativa de Juatuba, localizada na região metropolitana de Belo Horizonte. Também são apresentadas as características fisiográficas da área em estudo, ou seja, uma sub-bacia do ribeirão Serra Azul, especificamente a área de drenagem da estação fluviométrica de Pasto Grande, código 40810800, com superfície de 55,6 km². Os resultados preliminares da aplicação do método da VNA, utilizando os dados do monitoramento da sub-bacia no ano hidrológico 2008/2009, indicam que a recarga do aquífero livre, a variação do armazenamento e a evapotranspiração de água subterrânea corresponderam a, respectivamente, 35,2%, - 0,7% e 18,4% da precipitação média sobre a área em estudo.

Abstract – The water-table fluctuation method may be the most widely used technique for estimating recharge; it requires the knowledge of the specific yield and changes in water levels over time. Uncertainties of this method are related to the limited accuracy with which the specific yield can be determined and to which extent the inherent assumptions of the method are valid. This paper presents a review of the method based on groundwater-level data for estimation of groundwater recharge and an application in a study area at the Juatuba representative basin, which is located 50 km from Belo Horizonte city. A brief description of the physical characteristics of the study area is also presented. Preliminary results for the 2008/2009 hydrological year indicated that the groundwater recharge, the groundwater storage change and the groundwater evapotranspiration were, respectively, 35.2%, - 0.7% and 18.4% of the precipitation over the basin.

Palavras-Chave: recarga de águas Subterrâneas, aquíferos Livres, monitoramento piezométrico.

1 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Endereço: Avenida Brasil, 1731 CEP: 30.140-002 Belo Horizonte, MG Brasil Fone : +(55-31) 3261-0337. E-mails: eber@bh.cprm.gov.br, jeslima@bh.cprm.gov.br, elizabeth@bh.cprm.gov.br, marcio@bh.cprm.gov.br, alessandro@bh.cprm.gov.br, cdantas@bh.cprm.gov.br

2 - Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos; Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais; Avenida Antônio Carlos, 6627; Bloco I – 4º andar – sala 4509; CEP 31.2700-901; Belo Horizonte, MG; Brasil Fone: +(55-31) 3409-1870; E-mails: palmier@ehr.ufmg.br, rcamontemor@gmail.com

1 - INTRODUÇÃO

A estimativa das taxas de recarga dos aquíferos é extremamente importante para o desenvolvimento dos estudos hidrogeológicos. Os métodos utilizados para a avaliação da recarga produzem estimativas em várias escalas de tempo e espaço e englobam uma larga faixa de complexidade e extensão. Descrições sobre os diferentes métodos podem ser encontradas em Simmers (1988, 1997), Sharma (1989), Lener et al. (1990), Scalon et al. (2002) e Healy e Cook (2002). Devido ao estado atual do conhecimento, é extremamente difícil definir a acurácia de qualquer método de estimativa de recarga.

Técnicas baseadas nos níveis das águas subterrâneas são amplamente utilizadas na estimativa das taxas de recarga. Isto ocorre devido à disponibilidade de dados sobre os níveis piezométricos e a sua simplicidade na estimativa das taxas de recarga a partir das flutuações temporais ou espaciais dos níveis piezométricos.

O presente artigo apresenta uma descrição resumida o método da variação de níveis d'água para estimativa de recarga dos aquíferos livres e sua aplicação em uma sub-bacia da bacia representativa de Juatuba, localizada na região metropolitana de Belo Horizonte. O método, denominado variação do nível d'água em piezômetros e indicadores de nível (VNA), se baseia na variação temporal dos níveis piezométricos para a estimativa da recarga. Esse método é aplicável somente em aquíferos não confinados e necessita para seu emprego, além do monitoramento dos níveis d'água em piezômetros, da estimativa da porosidade efetiva. Ainda serão apresentadas as características fisiográficas da área em estudo, ou seja, uma sub-bacia do ribeirão Serra Azul, localizada na bacia representativa de Juatuba, especificamente a área de drenagem da estação fluviométrica de Pasto Grande, código 40810800, com superfície de 55,6 km². Também serão apresentados os resultados preliminares da estimativa da recarga do aquífero livre utilizando os dados do monitoramento da sub-bacia entre outubro de 2008 a setembro de 2009.

2 – MÉTODO DA VARIAÇÃO DO NÍVEL D'ÁGUA PARA ESTIMATIVA DE RECARGA

Considerando o balanço hídrico subterrâneo em uma bacia pode-se escrever:

$$R = \Delta S^{subt} + ET^{subt} + Q^{EB} + Q_{out}^{subt} - Q_{in}^{subt} \quad (1)$$

na qual,

R é a recarga; ΔS^{subt} é a alteração do armazenamento subterrâneo, ET^{subt} é a evapotranspiração das águas subterrâneas, Q^{EB} é o escoamento de base e $Q_{out}^{subt} - Q_{in}^{subt}$ é o escoamento líquido na área em estudo (inclui o bombeamento).

Todos os termos da equação 1 são expressos como taxas, como, por exemplo, mm/ano.

O método da VNA é baseado na premissa de que a elevação do nível das águas subterrâneas ocorre pela chegada da recarga à zona saturada do aquífero livre. Segundo Healy e Cook (2002), essa recarga é calculada por:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (2)$$

onde,

S_y é a porosidade específica, h é a altura do nível d'água e t é o tempo.

A porosidade específica, S_y , é a razão entre o volume de água liberada dos vazios pelas forças gravitacionais e o volume total da rocha ou solo.

A derivação da equação 2 assume que a água, ao alcançar a zona saturada do aquífero livre, será imediatamente armazenada e que os outros componentes da equação 1 serão iguais a zero durante o período de recarga.

Existe uma diferença de tempo entre o evento de recarga e a redistribuição da água para os outros componentes do balanço hídrico expresso pela equação 1. Caso o método seja aplicado considerando essa diferença de tempo, toda a água que alcança a zona saturada será considerada armazenamento. Esta hipótese é mais realista para curtos períodos de tempo, geralmente horas ou dias.

Segundo Healy e Cook (2002), para o método da VNA produzir um valor que estime a recarga total ou bruta, é necessária a aplicação da equação 2 para cada episódio de elevação do nível d'água.

A equação 2 também pode ser aplicada em intervalos de tempo maiores, variando de dias a anos, para estimar as mudanças no armazenamento, ΔS^{subt} , na equação 1. A recarga estimada dessa forma é denominada por Healy e Cook (2002) como recarga líquida.

A diferença entre a recarga líquida e a bruta é igual às saídas de água da bacia considerada como volume de controle.

No cálculo da recarga, a variação do nível, Δh , é considerada igual à diferença entre o pico da elevação e a cota da curva de recessão antecedente, que é extrapolada até o tempo de pico, como ilustra a Figura 01. A extrapolação da recessão na Figura 01 é representada pela linha tracejada.

A grande vantagem da avaliação da recarga pelo método VNA é a sua simplicidade. Não é necessário considerar os mecanismos de transporte que regem a passagem de água na zona não saturada, o que permite não levar em conta, por exemplo, a existência de caminhos preferenciais de fluxo. Segundo Healy e Cook (2002), o método apresenta algumas limitações:

- a) Os melhores resultados são alcançados em áreas com níveis d'água rasos, onde elevações e rebaixamentos são rápidos. Aquíferos mais profundos tendem a não ter uma grande variação do nível d'água em função da dispersão que as frentes de molhamento sofrem.
- b) As taxas de recarga variam substancialmente com as características fisiográficas da bacia. Os piezômetros devem ser posicionados em locais com NA representativo da captação como um todo, para evitar que variações na geologia, gradiente topográfico e vegetação façam variar as medidas em uma área.
- c) O método não pode ser aplicado em situações de níveis piezométricos permanentes, como, por exemplo, quando as taxas de recarga são constantes e iguais as taxas de drenagem mantendo, o nível constante.
- d) Outras dificuldades estão relacionadas à identificação das causas da flutuação dos níveis d'água e a definição do valor da porosidade efetiva.

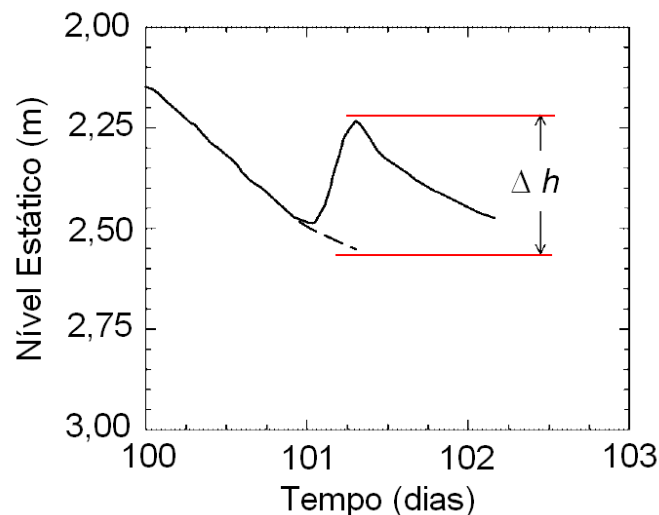


Figura 01 – Determinação de Δh (Adaptação de Haely e Cook, 2002)

3 - DESCRIÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

Bacias representativas podem ser definidas como bacias hidrográficas intensamente monitoradas que representariam o comportamento das variáveis hidroclimáticas de uma região considerada homogênea do ponto de vista hidrológico. As informações hidrometeorológicas obtidas nas bacias representativas poderiam ser consideradas típicas da região hidrológica homogênea (Lanna, 1983).

Entretanto, a delimitação de regiões hidrológicamente homogêneas não é uma tarefa simples devido à complexidade dos fenômenos que compõem o processo hidrológico. De forma geral, a delimitação das regiões hidrológicamente homogêneas é realizada a partir das características

climáticas, fisiográficas (geologia, cobertura do solo, pedologia etc) e, quando existem dados hidrológicos, também a partir das estatísticas das séries existentes.

Muitas regiões consideradas hidrológicamente homogêneas estão localizadas em áreas de difícil acesso e, geralmente, não contam com uma rede de coleta de informações hidrológicas adequadas. Nessas situações, as séries de observações hidrológicas podem ser inapropriadas em termos de escala temporal e espacial para as aplicações da engenharia de recursos hídricos. Nessas condições, a implantação e a operação sistemática de bacias representativas é uma importante fonte de informações para a melhoria da previsão hidrológica, principalmente em pequenas bacias, e para os estudos de regionalização. Além disso, essas bacias permitem ampliar o conhecimento dos processos hidrológicos de biomas específicos, como, por exemplo, o do cerrado ou do semi-árido.

O antigo Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE), na década de 1970, implantou a bacia representativa de Juatuba. Pelas características da sua formação geológica, cobertura vegetal, relevo e ocupação, essa bacia é considerada representativa da região central do estado de Minas Gerais com a predominância do bioma Cerrado. Nessa bacia há uma grande concentração de estações hidrometeorológicas, objetivando levantar dados para o equacionamento do balanço hídrico e extrapolá-los, com elevado grau de confiabilidade, para outras áreas do estado.

As estações instaladas pela DNAEE e atualmente operadas pela Agência Nacional de Águas (ANA) são convencionais, onde as medições da altura de chuva são realizadas em pluviômetros e pluviógrafos, e as medições de níveis em réguas linimétricas. Além da ANA, a Companhia de Saneamento de Minas Gerias (COPASA-MG), que construiu, no início da década de 1980, a barragem de Serra Azul para o abastecimento de água de Belo Horizonte, e o Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN) também operam algumas estações na bacia.

3.1 - Localização da bacia e características fisiográficas

A área em estudo se restringe a uma sub-bacia do ribeirão Serra Azul, localizada na bacia representativa de Juatuba, especificamente a área de drenagem da estação fluviométrica de Fazenda Pasto Grande, código 40810800, com superfície de 55,56 km².

O ribeirão Serra Azul é um dos formadores do rio Juatuba. Nasce com o nome de ribeirão dos Freitas, na serra Azul, município de Igarapé, a 1160m de altitude, e passa a se denominar Serra Azul após receber, pela margem esquerda, o córrego da Matinha ou Mato Frio. Após a confluência com o ribeirão Mateus Leme, passa a se denominar ribeirão Juatuba.

A bacia representativa de Juatuba dista cerca de 50km de Belo Horizonte e está localizada entre os paralelos 19°50' e 20°10' de latitude sul e os meridianos 44°10' e 44°40' de longitude oeste, com área de drenagem de 443km², abrangendo, principalmente, os municípios de Juatuba e Mateus Leme. O rio Juatuba, principal rio dessa bacia representativa, deságua no rio Paraopeba pela

margem esquerda após um percurso de 44,1 km. Seus principais afluentes pela margem esquerda são: córrego Mato Frio, córrego do Jacu, córrego do Brejo e ribeirão Mateus Leme; e pela margem direita: córrego Pedreira e ribeirão do Diogo. A Figura 02 ilustra a localização da bacia representativa de Juatuba e da área de drenagem de Pasto Grande em Minas Gerais. A Figura 03 apresenta a área de drenagem da estação fluviométrica de Pasto Grande, a localização das estações pluviométricas e dos piezômetros instalados para monitorar a variação do nível do aquífero livre na bacia. As principais características fisiográficas da área em estudo constam da Tabela 01.

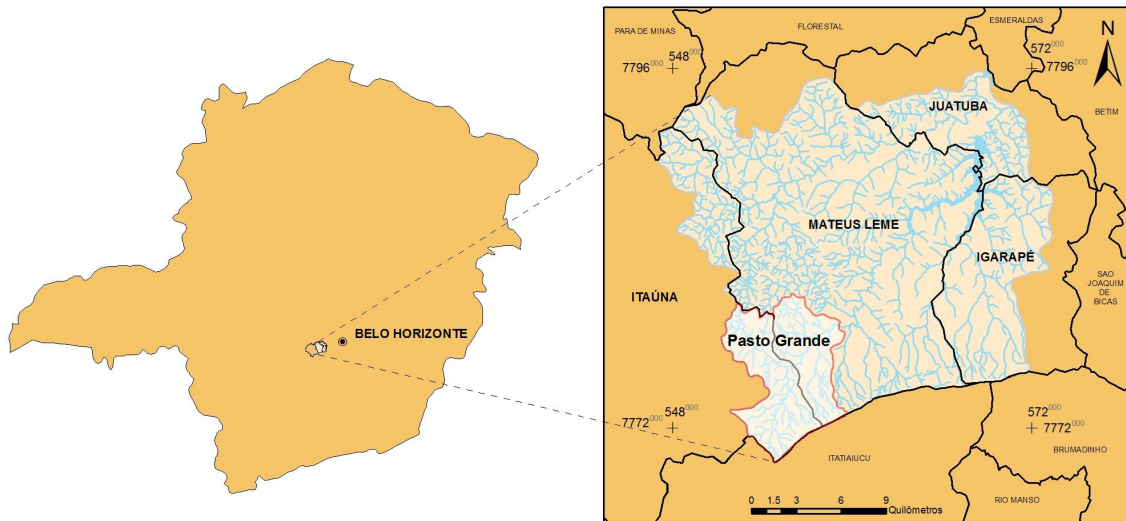


Figura 02 – Localização da bacia Representativa de Juatuba em Minas Gerais

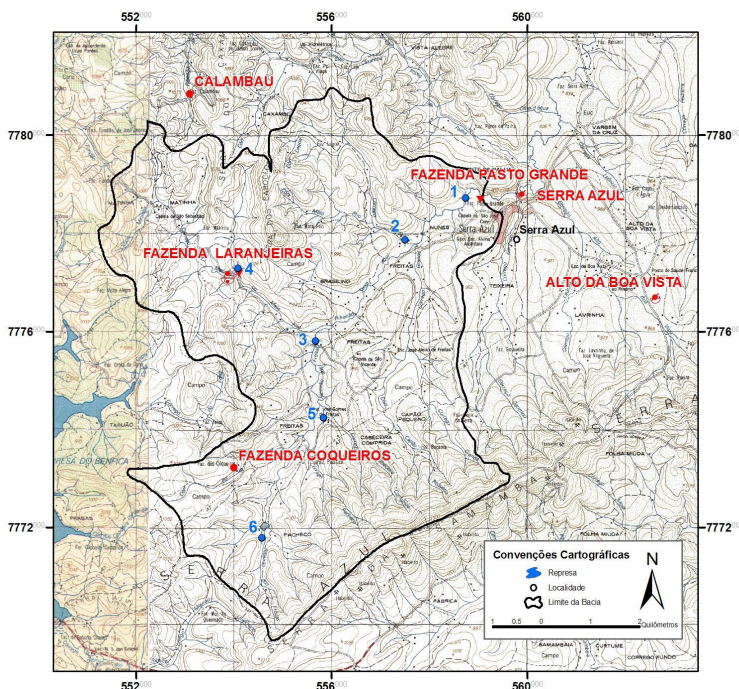


Figura 03 – Área de drenagem de Fazenda Pasto Grande (Folhas do IBGE)

Tabela 01 – Características fisiográficas

Características	Faz. Pasto Grande
Área de drenagem, A (km ²)	55,6
Perímetro, P (km)	40,6
Comprimento total do curso d'água principal, L _{rio} (km)	12
Índice de forma, $I_f = A/L_{rio}^2$	0,386
Índice de compactidade, $K_c = 0,28P/A^{0,5}$	1,525

O traçado do perfil longitudinal do curso d'água principal, o qual é estabelecido em função das distâncias horizontais percorridas entre as curvas de nível no mapa topográfico, possibilita a

estimativa de sua declividade. A declividade (ou inclinação) entre dois pontos de um perfil longitudinal é o quociente entre o desnível e o comprimento horizontal, ou seja, é a tangente do ângulo de inclinação. Essa forma de cálculo será referenciada neste trabalho como declividade normal. A velocidade de escoamento de um rio depende, dentre outras variáveis, da declividade do curso d'água ou inclinação do talvegue. Quanto maior a declividade, maior será a velocidade do escoamento. A declividade pode ser calculada de formas diferentes a apresentada anteriormente. Neste estudo também foram calculadas a declividade média e a declividade equivalente. A declividade média consiste em, a partir do gráfico do perfil longitudinal do rio, calcular a área abaixo do gráfico e encontrar um triângulo retângulo de área equivalente e de base igual ao comprimento do curso d'água da nascente até o ponto de interesse. O valor da declividade média do trecho considerado será a inclinação da hipotenusa do triângulo retângulo encontrado.

O método de cálculo da declividade equivalente, tal como o método da declividade média, leva em conta todo o perfil longitudinal do curso d'água até o ponto desejado. O método é baseado no conceito de declividade equivalente constante, que é aquela cujo tempo de translação, considerando o mesmo comprimento do curso d'água em planta, seria igual ao perfil acidentado natural (Silveira, 1993). A equação para cálculo da declividade equivalente, estabelecida a partir da fórmula de Chézy, a qual apresenta o tempo como uma função do inverso da raiz quadrada da declividade, é a seguinte:

$$I_{eq} = \frac{(L)^2}{\left[\sum \left(\frac{l_j}{\sqrt{I_j}} \right) \right]^2} \quad (3)$$

sendo L o comprimento total do trecho; l_j e I_j o comprimento e a declividade de cada sub-trecho, respectivamente; e j o nº de ordem de sub-trechos.

O perfil longitudinal do ribeirão Serra Azul, obtido a partir das cartas do IBGE, e as declividades, calculadas pelos três métodos, estão apresentadas na Figura 04.

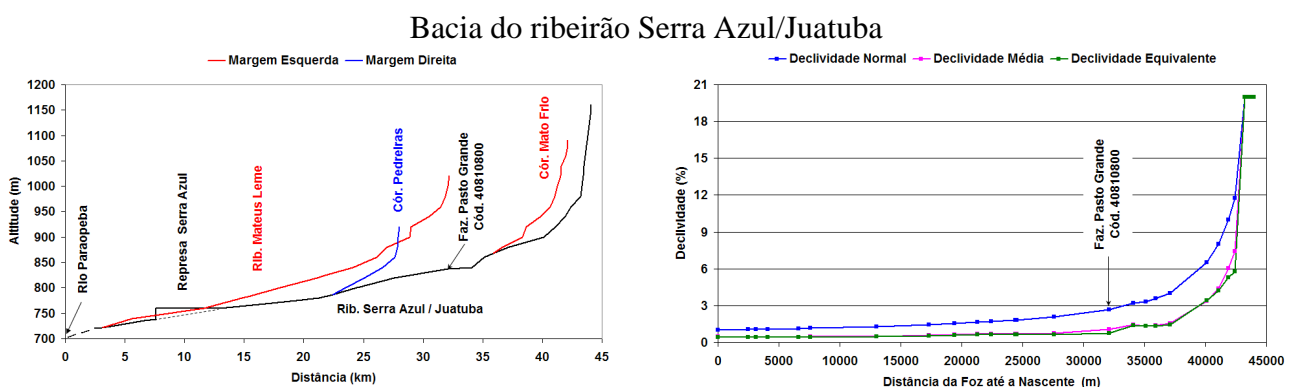


Figura 04 – Perfil longitudinal e declividades

3.2 - Clima

A bacia representativa de Juatuba está localizada em uma região onde predomina o clima tropical do Brasil Central, com 4 a 5 meses secos. No verão, a bacia está sobre a atuação da massa de ar equatorial continental e no inverno, e grande parte do outono e primavera, está sobre a ação da massa tropical marítima. O clima da bacia está diretamente relacionado aos componentes da circulação geral da atmosfera. Os principais sistemas que atuam diretamente sobre a área em estudo são o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), as linhas de instabilidade (LI), também chamadas de calhas induzidas, os sistemas frontais e, com menor frequência, a zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Em termos locais o clima das bacias é afetado pelo relevo, que apresenta altitude média em torno de 900m, influenciando a temperatura do ar e a precipitação.

Na Tabela 02 encontram-se as normais climatológicas registradas no período de 1961 a 1990 da estação (Ibirité) pertencente ao INMET mais próxima à Bacia Representativa de Juatuba, com coordenadas 20°01'S e 44°03'W e altitude de 814,54m (DNM, 1992).

Tabela 02 – Normais climatológicas da estação do INMET Ibirité

Mês	Precipitação (mm)	Temperatura (°C)	Evaporação (mm)	Umidade Relativa (%)	Insolação (h)	Pressão Atmosférica (mbar)	Nebulosidade
Jan	290,5	22,6	71,8	78,8	172,7	921,0	6,2
Fev	167,4	22,9	86,9	77,7	173,0	921,0	5,8
Mar	170,3	22,5	72,6	77,8	174,2	923,6	5,6
Abr	67,9	22,4	67,6	77,8	184,7	922,9	4,4
Mai	32,3	18,0	65,5	78,2	201,0	925,3	3,7
Jun	16,6	16,9	65,3	77,3	204,3	925,6	3,3
Jul	14,7	16,5	81,8	73,8	219,3	927,3	3,0
Ago	11,5	18,4	104,1	68,8	214,1	925,6	3,0
Set	43,7	20,5	115,0	67,8	163,7	924,2	4,4
Out	136,2	21,7	100,2	71,8	170,1	922,8	5,8
Nov	227,4	22,0	79,9	76,4	159,2	920,7	6,1
Dez	301,9	22,1	69,9	79,9	145,6	920,9	6,4
Total	1480,4	20,5	980,6	75,5	2181,9	923,4	4,8

Existe uma variação anual da pressão atmosférica na região. No inverno, com a maior atuação do Anticiclone do Atlântico Sul (ASAS) sobre o continente, ocorre um aumento da pressão atmosférica. Além disso, as massas de ar frio chegam com maior intensidade. No verão, com a menor influência do ASAS e o aumento das temperaturas, a pressão atmosférica diminui.

Em relação à temperatura média, durante os meses mais frios (maio a agosto) dois fenômenos são responsáveis pela queda da temperatura. O primeiro é a menor nebulosidade, decorrente das características de estabilidade atmosférica estabelecidas pela maior atuação do ASAS, e a conseqüente elevação dos processos de perda radiativa (janela atmosférica) durante a noite. Outros fatores estão associados à chegada de massas polares frias e secas e a declinação do sol, que nesse

período corresponde às latitudes do hemisfério norte. As temperaturas elevadas do verão são explicadas pela maior proximidade do hemisfério sul em relação ao sol, a declinação do sol, que nesse período corresponde às latitudes do hemisfério sul, e pelo aumento do efeito estufa causado pela maior umidade.

Com relação à precipitação média mensal, na região da bacia de Juatuba, entre abril e setembro, período que coincide com o inverno, ocorre a estiagem, devido à potencialização do ASAS e à chegada de frentes frias e secas, impedindo processos convectivos de ascendência, o que provoca um decréscimo da precipitação. Entre outubro e março (verão), a precipitação assume valores mais elevados, por causa do maior aquecimento das parcelas de ar. A chegada de frentes frias das latitudes médias (sul), associadas às correntes perturbadas de oeste (conduzidas pelas linhas de instabilidade tropical), é a principal responsável pela grande precipitação nesse período. Esses sistemas irão formar, em larga escala, o que convencionalmente é chamado de Zona de Convergência do Atlântico Sul.

A umidade relativa é baixa no período mais seco (julho a setembro), época de grande insolação e baixa nebulosidade. A partir de outubro, ela passa a aumentar até atingir um patamar mais estável novamente em janeiro, período de temperaturas médias elevadas e maior nebulosidade.

A evaporação média mensal obtida pelo evaporímetro de Piché é uma variável climática relacionada à umidade relativa e, conseqüentemente, associada aos períodos de maior insolação e menor nebulosidade. Portanto, a intensa evaporação ocorre aproximadamente entre junho e setembro, época de baixa umidade relativa. No verão, devido ao aumento das temperaturas médias, da nebulosidade e conseqüente elevação da umidade relativa, ocorre um decréscimo da evaporação média mensal obtida pelo evaporímetro de Piché. Após esse período a evaporação recupera levemente sua taxa, a qual se mantém até junho, quando passa a ter uma elevação considerável.

3.3 - Geologia

A geologia da área, compreendida pela área de drenagem da bacia do ribeirão Serra Azul até a estação fluviométrica de Fazenda Pasto Grande, apresentada na Figura 05, é representada por rochas arqueanas do Complexo Metamórfico Divinópolis e do Supergrupo Rio das Velhas, proterozóicas do Supergrupo Minas, além de pequenas ocorrências de coberturas eluviais detrito-lateríticas e ferríferas e aluviões, não cartografadas em sua totalidade devido à escala de trabalho dos mapas utilizados como base geológica (Perillo, 2000; CPRM, 2003).

O Complexo Metamórfico Divinópolis compreende uma área de 29,0 km² (52,1% da área total da bacia), o Supergrupo Rio das Velhas, representado pelo Grupo Nova Lima, ocupa cerca de 10,7 km² (19,3% da área total da bacia), o Supergrupo Minas, definido pelos Grupo Sabará e Piracicaba, cobre cerca de 15,9 km² (28,6% da área total da bacia).

O Complexo Metamórfico Divinópolis abrange a borda oeste da bacia, onde foram individualizados dois corpos graníticos constituídos por um granito cinza claro com freqüente foliação milonítica e textura granular localmente preservada. O restante da área de ocorrência desse complexo apresenta predomínio de ortognaisses granodioríticos, graníticos e migmatíticos.

O Grupo Nova Lima ocorre nas proximidades do paralelo 20° 05' até o limite nordeste da bacia. A litologia desse grupo na bacia é representada predominantemente por xistos, com intercalações de quartzitos, anfíbolitos e quartzito ferruginoso, além das rochas básicas e ultrabásicas.

O Grupo Sabará ocorre da porção sul até o limite leste da bacia. Sua litologia compreende micaxisto, clorita xisto, grauvaca, metagrauvaca, quartzito conglomerático, metachert e alguma formação ferrífera.

O Grupo Piracicaba ocorre numa faixa ao longo do limite sul da bacia. Litologicamente é constituído por quartzito não ferruginoso, conglomerado, quartzito, filito ferruginoso, dolomitos, filitos, siltitos, filito dolomítico, dolomito impuro, quartzito fino maciço e filito grafitoso.

As coberturas eluviais ocorrem em pequenas manchas capeando as rochas cristalinas da bacia e as aluviões ocorrem margeando os principais cursos d'água presentes na área em estudo.

3.4 – Hidrogeologia

Na área em estudo podem ser identificados dois domínios hidrogeológicos:

- a) domínio das coberturas eluviais detrítico-lateríticas e ferríferas e das aluviões; e
- b) domínio dos terrenos cristalinos caracterizados pelas rochas dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas.

Esses domínios representam: o primeiro, o sistema aquífero granular e o segundo o sistema aquífero fissural (Figura 05).

O sistema aquífero granular caracteriza os aquíferos livres com porosidade primária e boa permeabilidade, onde a acumulação de água ocorre nos vazios ou poros resultantes dos processos de intemperismo, sedimentação e diagênese.

Nos aquíferos definidos pelas coberturas, embora não cartografadas em sua totalidade na bacia, observa-se grande variação composicional e de espessura definida pelo tipo litológico originário, pelas condições paleoclimáticas e pelo condicionamento morfotectônico. Embora potencialmente fracos como reservatórios hídricos subterrâneos, são importantes no processo de recarga dos aquíferos fissurais subjacentes através da filtração vertical.

As aluviões, também não cartografadas, pertencem ao sistema aquífero granular. São constituídas por sedimentos areno-argilosos recentes, que ocorrem ao longo das calhas dos principais cursos d'água da região. De modo geral, principalmente em regiões com predomínio de

rochas cristalinas, apresentam uma importância hidrogeológica relativa local alta. Os depósitos aluvionares em razão da alta permeabilidade dos termos arenosos, apesar de apresentarem normalmente pequena espessura, podem fornecer vazões significativas.

O sistema aquífero fissural, que abrange praticamente 100 % da área da bacia, é representado pelas rochas cristalinas. Sua principal característica é a ausência de porosidade primária. A formação de depósitos hídricos subterrâneos depende da existência de discontinuidades tais como fissuras, fraturas e fendas que irão gerar a porosidade secundária, e também que essas discontinuidades sejam abertas e interconectadas.

O Complexo Metamórfico Divinópolis, em virtude de apresentar uma litologia caracterizada por rochas graníticas, granodioríticas e migmatíticas, sugere pouca chance de ocorrerem fraturas abertas que iriam facilitar a infiltração e conseqüente alimentação dos depósitos hídricos subterrâneos locais.

No Supergrupo Rio das Velhas, o Grupo Nova Lima, com maior presença de rochas pelíticas, é menos favorável para a formação de depósitos hídricos subterrâneos, podendo, entretanto, apresentar valores anômalos, como é o caso do poço perfurado em Azurita, no município de Mateus Leme ao norte da área em estudo. ($Q = 144,00 \text{ m}^3/\text{h}$).

No Supergrupo Minas, os Grupos Sabará e Piracicaba caracterizados por rochas pelíticas e psefíticas podem apresentar condições medianamente favoráveis para originar reservas hídricas subterrâneas.

Na área em estudo e no seu entorno, compreendendo a totalidade da bacia representativa do ribeirão Juatuba, foram levantados dados de 14 poços tubulares, que somados aos 06 piezômetros instalados na área de drenagem da estação fluviométrica de Pasto Grande, construídos para monitoramento do nível do aquífero livre, totalizam 20 pontos d' água cadastrados na bacia. A localização dos 06 piezômetros instalados na área em estudo para monitoramento contínuo dos níveis piezométricos do aquífero livre está apresentada nas Figuras 03 e 05, os perfis litológicos na Figura 06 e outras informações na Tabela 03.

Os 06 piezômetros foram construídos com diâmetro de 04 polegadas e profundidades entre 06 e 19 metros. As perfurações procuraram atravessar apenas o manto de intemperismo para atender ao escopo do trabalho, ou seja, analisar a variação do nível do aquífero livre para fornecer subsídios ao estudo dos processos hidrológicos em bacias representativas do cerrado.

A variação do nível piezométrico do aquífero livre nessa sub-bacia é medida através de linígrafos de registro semanal instalados em cada um dos piezômetros. Os gráficos semanais desses aparelhos apresentam uma discretização temporal de 02 horas. Nesses 20 pontos d' água, poços e piezômetros, as profundidades variam de 06,00 a 125,00m com 55% dos pontos apresentando

valores superiores a 50,00m. O nível estático é pouco profundo, mostrando que, para um total de 18 valores, 83% são inferiores a 5,00m.

Dos 14 poços, dois são poços secos e 27,7% do restante apresentam vazões variando entre 21 e 144 m³/h, o que caracteriza uma área hidrogeologicamente anômala em termos de aquíferos fraturados, pois, de modo geral, as vazões obtidas em poços perfurados no cristalino, ou seja, nos aquíferos fissurais, são baixas e a água, em decorrência da baixa velocidade de circulação, pode apresentar teores de sais elevados, exceto no caso do itabirito Cauê.

Tabela 03 – Piezômetros instalados na sub-bacia em estudo

Nº.	coordenadas		Nome	Proprietário	Altitude* (m)	Município
	N	E				
1	7778718	558736	Faz. Pasto Grande		807,788	Mateus Leme
2	7777871	557499	Faz. Vargem Grande	Wilton José Moreira	817,739	Mateus Leme
3	7775806	555670	Ribeirão dos Freitas	Adão Resende	833,506	Itaúna
4	7777291	554085	Faz. Laranjeiras	Otávio Custódio Borges	859,527	Itaúna
5	7774237	555830	Faz. dos Freitas	Vicente Borges Ferreira	856,378	Itaúna
6	7771796	554570	Faz. Pacheco	Materiais Básicos Limitada	907,895	Itaúna

*Datum WGS84

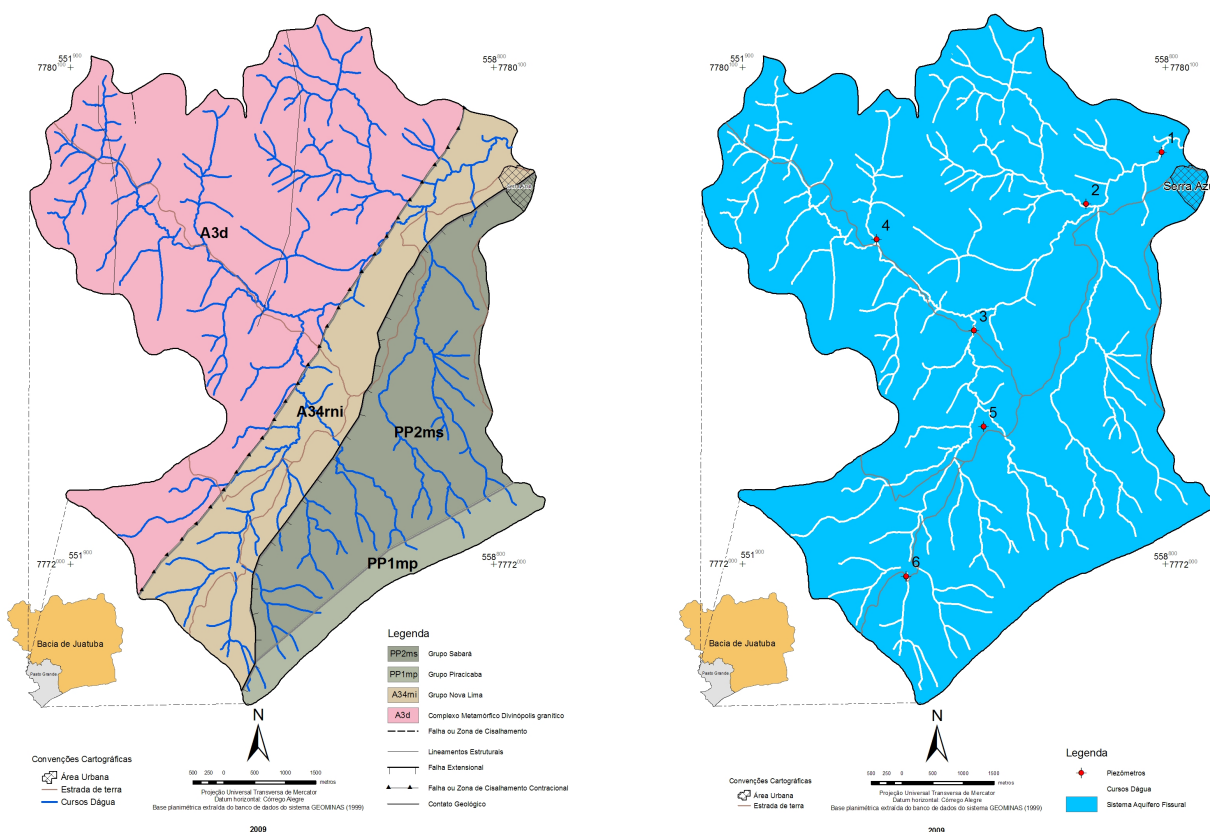


Figura 05 – Mapa geológico simplificado e de sistemas aquíferos das bacias em estudo

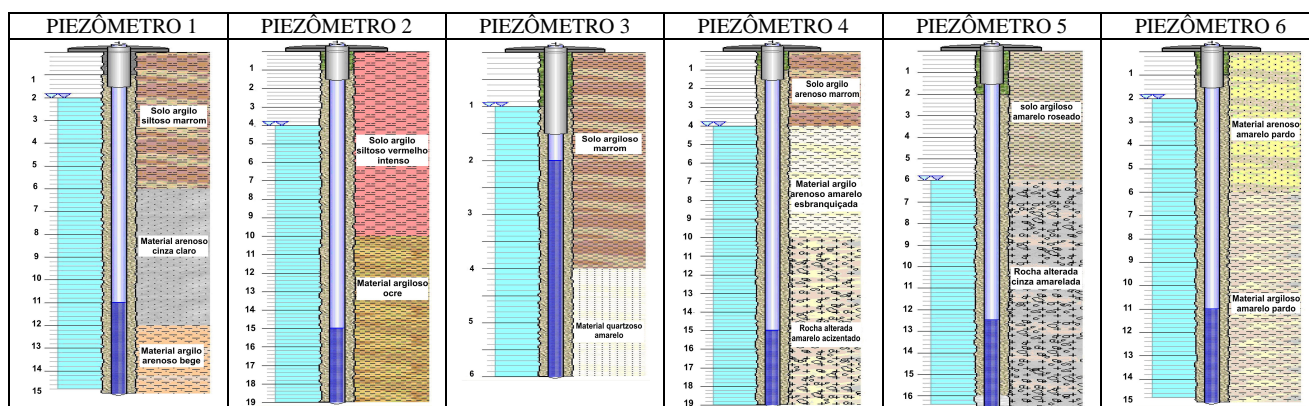


Figura 06 – Perfis dos piezômetros

4 - REDE HIDROMÉTRICA

A instalação de estações para compor a bacia representativa de Juatuba foi iniciada nos primeiros anos da década de 1970. O antigo Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE), responsável pela bacia representativa, divulgou os dados obtidos nos primeiros anos em duas publicações – DNAEE (1981 e 1986). Dessa época até o momento algumas estações foram extintas.

As estações climatológicas, fluviométricas e pluviométricas em operação na bacia representativa de Juatuba utilizadas neste trabalho estão apresentadas na Tabela 04. A localização das estações está apresentada na Figura 03.

Tabela 04 – Estações Hidrometeorológicas

Código	Estação	Tipo	Córrego	Área km ²	UTM-E	UTM-N	
02044020	Calambau	P			553096	7780849	
02044021	Alto da Boa Vista	PrEC			562609	7776698	
02044026	Fazenda Coqueiros	P			554002	7773222	
02044041	Fazenda Laranjeiras	PrC			553869	7777096	
02044054	Serra Azul	PrEC			559886	7778798	
	40810800	Fazenda Pasto Grande	FD	Rib. Serra Azul	55,6	559043	7778678

5 – RESULTADOS PRELIMINARES

Inicialmente foram estimadas as precipitações diárias médias sobre a área em estudo, as quais foram determinadas calculando-se a média aritmética dos dados diários das 5 estações pluviométricas apresentadas na Tabela 04. O período considerado foi o ano hidrológico 2008/2009, ou seja, de 01 de outubro de 2008 a 30 de setembro de 2009. A Figura 09 apresenta o hietograma das precipitações diárias médias e a Tabela 08 os valores médios mensais sobre a área em estudo. A

precipitação do ano hidrológico 2008/2009 sobre a área de drenagem do ribeirão Serra Azul até Fazenda Pasto Grande é de 1599,8 mm.

O deflúvio na bacia foi calculado a partir das vazões médias diárias da estação fluviométrica de Faz. Pasto Grande, código 40810800. Também foi determinada a restituição do aquífero livre para o escoamento no ribeirão Serra Azul em Pasto Grande por meio da separação manual dos escoamentos subterrâneos e superficiais. A Figura 07 ilustra a separação realizada e a Tabela 08 apresenta os valores obtidos para os deflúvios.

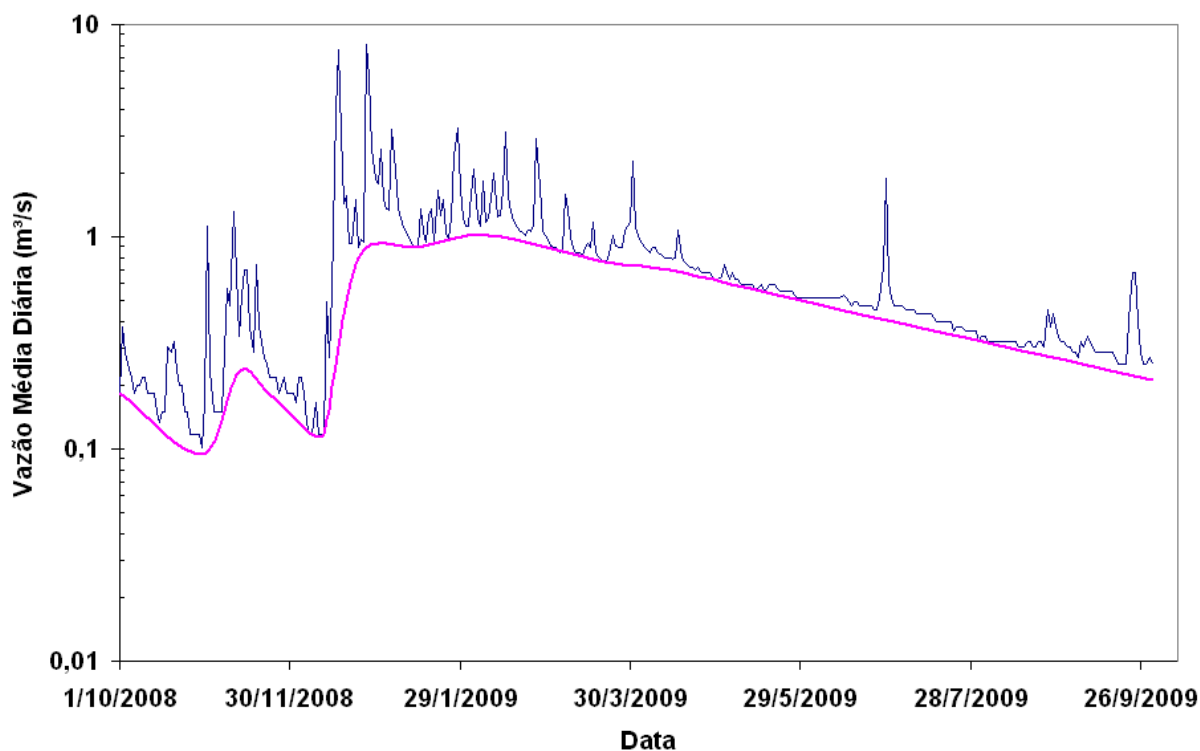


Figura 07 – Separação dos escoamentos

Para se obter os registros da variação do nível estático nos seis piezômetros foram efetuadas as digitalizações dos gráficos semanais de cada um dos piezômetros apresentados na Tabela 03. Os piezômetros de Faz. dos Freitas (PZ 05) e Faz. Pacheco (PZ 06) apresentaram problemas no registro das variações dos níveis do aquífero livre devido ao vandalismo e problemas com o linígrafo semanal. Os outros piezômetros apresentaram poucos problemas de funcionamento. Além dos registros nos gráficos semanais dos linígrafos, foram realizadas pelo menos 10 visitas aos piezômetros para se medir o nível estático com o medidor de nível. Os valores obtidos nessas visitas foram utilizados para verificar os registros gráficos. As variações dos níveis estáticos dos 06 piezômetros estão apresentadas na Figura 08. Avaliando a Figura 08 é possível observar os problemas dos piezômetros de Faz. Pacheco (PZ 06) e Faz. dos Freitas (PZ 05). Verifica-se também a ausência de dados a partir de maio de 2009 no piezômetro de Ribeirão dos Freitas. Isso ocorreu pela dificuldade de se encontrar o observador em casa durante as visitas.

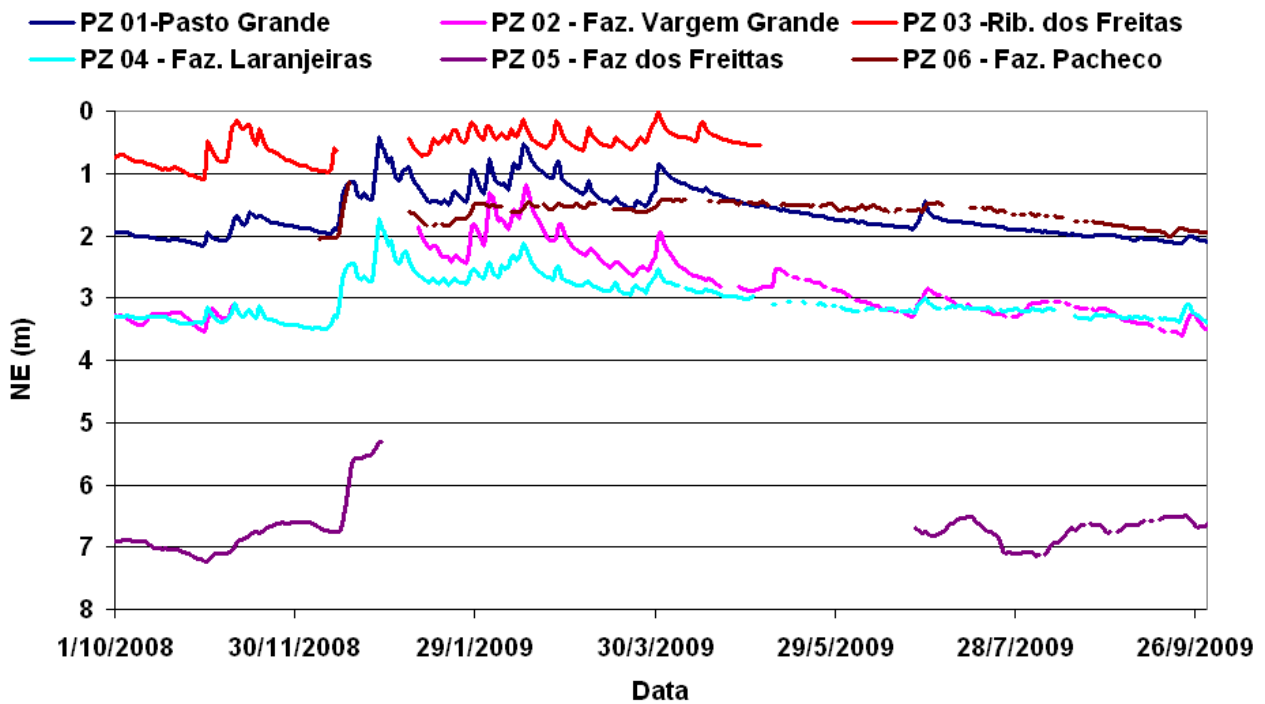


Figura 08 – Variações dos níveis estáticos nos 06 piezômetros

Para se aplicar a metodologia de estimativa da recarga da VNA, como em Rasmussen e Andreasen (1959), calculou-se o NA médio diário do aquífero utilizando os dados dos piezômetros de Faz. Pasto Grande (PZ 01), Faz. Vargem Grande (PZ 02) e Faz. Laranjeiras (PZ 04). Os resultados estão na Figura 09.

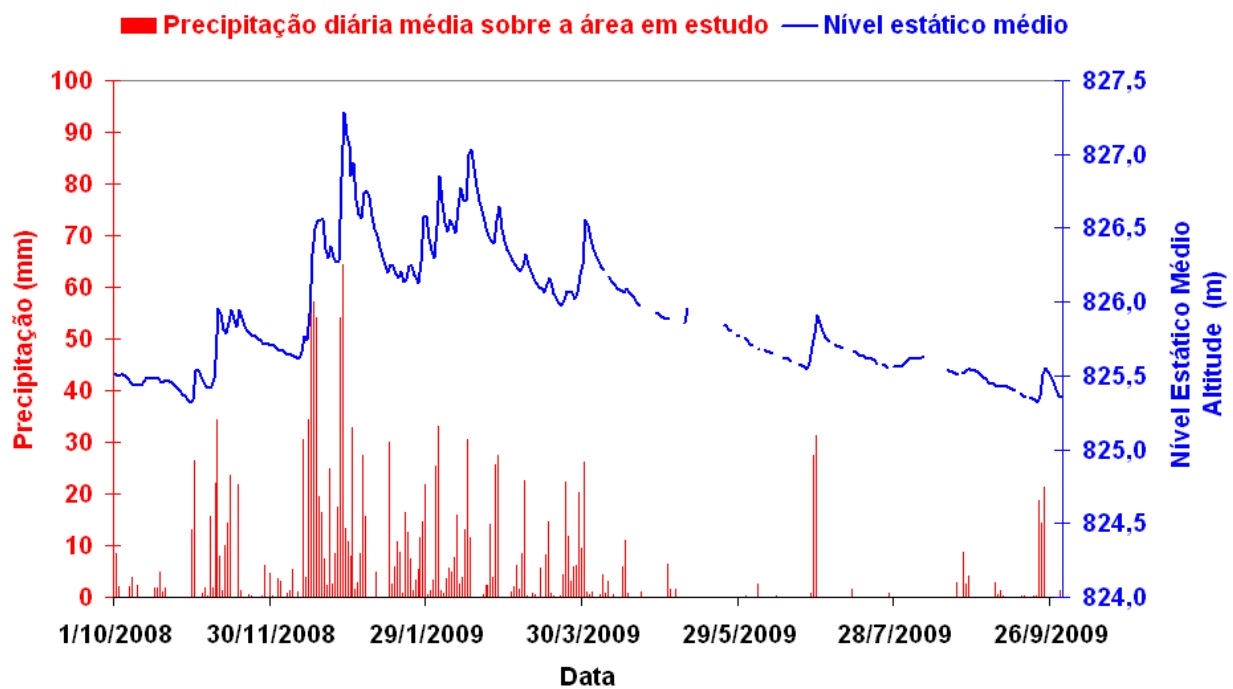


Figura 09 – Hietograma de precipitações diárias e a variação do nível estático diário médio

O cálculo da recarga bruta ou total foi realizado aplicando a equação 2 e adotando S_Y igual a 0,07, que corresponde ao valor obtido por Jhonson (1967), mencionado por Healy e Cook (2002), para sedimentos argilo arenosos, que são as litologias predominantes na profundidade de instalação dos filtros dos piezômetros. A estimativa de Δh para cálculo da recarga bruta ou total, como em Rasmussen e Andreasen (1959), foi efetuada considerando a variação acumulada do nível do aquífero, ou seja, o somatório de todas as variações ocorridas no mês. Os resultados da aplicação da equação 2 constam da Tabela 05. A determinação da variação mensal do armazenamento subterrâneo, ΔS^{subt} , apresentada na Tabela 06, foi efetuada estimando-se a recarga líquida mensal, ou seja, substitui-se o termo Δh da equação 2 por ΔH , o qual representa a diferença de nível piezométrico entre o início e o fim do mês.

Tabela 05 – Resultados da recarga bruta

Mês	Δh (mm)	S_Y	R_B (mm)
out/08	0	0,07	0,0
nov/08	1250	0,07	87,5
dez/08	2170	0,07	151,9
jan/09	750	0,07	52,5
fev/09	1450	0,07	101,5
mar/09	1100	0,07	77,0
abr/09	50	0,07	3,5
mai/09	400	0,07	28
jun/09	350	0,07	24,5
jul/09	30	0,07	2,1
ago/09	150	0,07	10,5
set/09	350	0,07	24,5
Total AH			563,5

Tabela 06 – Variações no armazenamento subterrâneo

Mês	Início	Fim	ΔH (mm)	S_Y	ΔS^{subt} (mm)
out/08	825,515	825,336	-179	0,07	-12,5
nov/08	825,336	825,707	371	0,07	26
dez/08	825,707	826,857	1150	0,07	80,5
jan/09	826,857	826,349	-508	0,07	-35,6
fev/09	826,349	826,414	65	0,07	4,5
mar/09	826,414	826,56	146	0,07	10,2
abr/09	826,56	825,89	-670	0,07	-46,9
mai/09	825,89	825,762	-128	0,07	-9
jun/09	825,762	825,801	39	0,07	2,7
jul/09	825,801	825,572	-229	0,07	-16
ago/09	825,572	825,486	-86	0,07	-6
set/09	825,486	825,355	-131	0,07	-9,2
Total AH			-160		-11,3

A evapotranspiração real na bacia foi estimada por meio do balanço hídrico do ano hidrológico 2008/2009. No cálculo do balanço admitiu-se que não houve variação significativa do armazenamento superficial e da umidade da bacia. Essa suposição se sustenta no fato de não haver reservatórios com volumes consideráveis na área em estudo que possam apresentar variações importantes de armazenamento entre o início e o fim do ano hidrológico e, além disso, a sazonalidade bem marcada do clima, com um período úmido e outro seco. Dessa forma, a diferença entre a precipitação sobre a bacia, 1599,8 mm, e a soma do deflúvio, 421,9 mm, e da variação do armazenamento subterrâneo, -11,3 mm, é a estimativa da evapotranspiração real em 2008/2009, ou seja, 1189,2 mm. A estimativa da evapotranspiração mensal apresentada na Tabela 07 foi realizada multiplicando a evapotranspiração real (1189,2 mm) por um fator de proporcionalidade mensal, o qual é a razão entre a evaporação mensal do tanque Classe A e a evaporação total do tanque classe A no ano hidrológico. A determinação do fator de proporcionalidade foi efetuada utilizando os dados das leituras de evaporação diária dos tanques Classe A das estações de Serra Azul, código 02044054, e Alto da Boa Vista, código 02044021. Admitiu-se para a bacia uma evaporação mensal

média dos tanques Classe A, ou seja, a média aritmética dos valores mensais de evaporação das duas estações. A evaporação média mensal do tanque Classe A possibilitou o cálculo da evaporação anual, a qual foi de 1552,9 mm. O fator de proporcionalidade foi calculado dividindo-se a evaporação mensal pela evaporação anual, como está apresentado na Tabela 07.

Tabela 07 – Evaporação nos tanques Classe A e evapotranspiração real sobre a área em estudo

	out/08	nov/08	dez/08	jan/09	fev/09	mar/09	abr/09	mai/09	jun/09	jul/09	ago/09	set/09	Total
02044021 (mm)	189,2	119,6	109,6	111,5	114,8	119,8	106,4	106,8	114,4	102,9	132,4	121,8	1449,2
Dias c/ Leituras	30	26	26	29	24	28	29	30	29	30	30	26	337
02044054 (mm)	168,7	139,4	140,6	174,8	143,3	113,0	122,4	112,7	122,0	118,6	135,6	165,2	1656,3
Dias c/ Leituras	29	29	28	31	28	26	29	30	29	29	31	29	348
Média (mm)	179,0	129,5	125,1	143,2	129,1	116,4	114,4	109,8	118,2	110,7	134,0	143,5	1552,9
Fator de Proporcionalidade	0,1153	0,0834	0,0806	0,0922	0,0831	0,075	0,0737	0,0707	0,0761	0,0713	0,0863	0,0924	1,00
ET Real (mm)	137,1	99,2	95,8	109,6	98,8	89,2	87,6	84,1	90,5	84,8	102,6	109,9	1189,2

A evapotranspiração das águas subterrâneas foi estimada a partir do balanço hídrico expresso pela equação a seguir:

$$ET^{subt} = R - D^{sub} - \Delta S^{subt} \quad (4)$$

na qual, ET^{subt} é a evapotranspiração das águas subterrâneas, R é a recarga; ΔS^{subt} é a alteração do armazenamento subterrâneo e D^{sub} é o deflúvio subterrâneo.

Os resultados do balanço hídrico estão na Tabela 08.

Tabela 08 – Balanço hídrico

Mês	Bacia			Água Subterrânea			
	P (mm)	D (mm)	ET (mm)	R (mm)	D^{sub} (mm)	ΔS^{subt} (mm)	ET^{subt} (mm)
out/08	43,0	9,1	137,1	0	6,4	-12,5	6,1
nov/08	195,3	18,3	99,2	87,5	8,3	26,0	53,2
dez/08	505,0	71,6	95,8	151,9	19,8	80,5	51,6
jan/09	248,8	70,1	109,6	52,5	43,2	-35,6	44,9
fev/09	239,4	62,8	98,8	101,5	42	4,5	55,0
mar/09	182,5	46,7	89,2	77	38,3	10,2	28,5
abr/09	30,9	38,3	87,6	3,5	31,7	-46,9	18,7
mai/09	9,7	28,3	84,1	28	26,6	-9,0	10,4
jun/09	62,9	25,9	90,5	24,5	20,7	2,7	1,1
jul/09	2,3	19,9	84,8	2,1	17,3	-16,0	0,8
ago/09	18,1	16	102,6	10,5	14,2	-6,0	2,3
set/09	61,8	14,9	109,9	24,5	11,6	-9,2	22,1
Total AH	1599,8	421,9	1189,2	563,5	280,1	-11,3	294,7
% P		26,4	74,3	35,2	17,5	-0,7	18,4

6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este artigo descreve, de forma resumida, o método da variação de níveis d'água para estimativa de recarga dos aquíferos livres e sua aplicação em uma sub-bacia da bacia representativa de Juatuba, localizada na região metropolitana de Belo Horizonte. O método, denominado variação do nível d'água em piezômetros e indicadores de nível (VNA), se baseia na variação temporal dos níveis piezométricos para a estimativa da recarga. Este método é aplicável somente em aquíferos não confinados e necessita para seu emprego, além do monitoramento dos níveis d'água em piezômetros, da estimativa da porosidade efetiva.

O método VNA deve ser utilizado com cuidado, uma vez que diversos fenômenos causam oscilações no NA ao longo do tempo. As variações de longo termo, como, por exemplo, ao longo de décadas, podem estar associadas às alterações naturais do clima e às mudanças na ocupação e uso do solo. No período de um ano elas podem estar ligadas à sazonalidade da evapotranspiração e precipitação, e variações em curtos períodos de tempo à precipitação, bombeamento, mudanças de pressão atmosférica, entre outros.

Segundo Wahnfried e Hirata (2005), deve ser dada atenção especial ao cálculo da porosidade específica (S_y), pois qualquer variação deste parâmetro influencia significativamente no resultado.

A aplicação do método VNA na área de drenagem da estação fluviométrica de Faz. Pasto Grande, código 40810800, permitiu a estimativa da recarga do ano hidrológico 2008/2009, que foi de 35,2% da precipitação sobre a bacia. Esse resultado é semelhante ao obtido por Mourão (2007) para bacias com características similares.

O balanço hídrico de 2008/2009 indicou que houve uma variação negativa do armazenamento subterrâneo, 0,7% da precipitação, e que a evapotranspiração das águas subterrâneas correspondeu a 18,4% da precipitação sobre a bacia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), pelo suporte financeiro para o desenvolvimento do projeto *Estudos dos Processos Hidrológicos em Bacias Representativas do Cerrado e Semi-Árido Mineiro*. Os autores são gratos também à CPRM – Serviço Geológico do Brasil, pela execução dos trabalhos de campo; e à Agência Nacional de Águas, pelo financiamento da operação de algumas estações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CPRM (2003) Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, *Mapa Geológico de Minas Gerais*, escala 1: 1000.000, Belo Horizonte.
- DNAEE (1981) *Bacia representativa de Juatuba - Série E02 - dados atualizados até 1975*. Brasília, 358 p.
- DNAEE (1986) *Bacia representativa de Juatuba - Série E03 - dados atualizados até 1980*. Brasília, 481p.
- DNM (1992) Departamento Nacional de Meteorologia, *Normais Climatológicas (1961-1990)*, Brasília, mai., 84p.
- HEALY, R.W.; COOK, P.G. (2002). *Using groundwater levels to estimate recharge* In: Hydrogeology Journal. v.10(1). February 2002. Springer-Verlag, Berlin. p91-109.
- LANNA, A. E. (1983) Províncias Hidrológicas e Bacias Representativas. In: *V Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos*. Blumenau, SC, Anais 1, p3-24.
- LERNER, D., ISSAR, A., SIMMERS, I. (1990). *Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*. International Association of Hydrogeologists. Vol. 8. Heise, Hannover. p.345.
- MOURÃO, M. A. A. (2007) *Caracterização Hidrogeológica do Aquífero Cauê, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Tese de Doutorado. Escola de Engenharia da UFMG. Belo Horizonte.
- PERILLO, I. A., (2000) *Mapa Geológico da Folha Divinópolis*, escala 1: 250.000. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Belo Horizonte. (No Prelo).
- RASMUSSEN, W. C.; ANDREASEN, G. E. (1959) Hydrologic budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland. US Geol Surv Water-Supply Pap 1472: 106 p
- SCANLON, B.R.; HEALY, R.W.; COOK, P.G. 2002. *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal, vol 10, nr. 1, February 2002. Springer-Verlag, Berlin. p.18-39.
- SHARMA, M. L. (ed) (1989) *Groundwater recharge*. Balkema, Rotterdam, 323 pp
- SILVEIRA, A. L. L. (1993) Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica in *Hidrologia Ciência e Aplicação*. Porto Alegre: Ed. da Universidade: Edusp. ABRH.
- SIMMERS, I (ed) (1988) *Estimation of natural groundwater recharge*. NATO ASI Series C 222. Reidel, Dordrecht, 510 pp.
- SIMMERS, I (ed) (1997) *Recharge of phreatic aquifers in semi-arid areas*. Balkema, Rotterdam, 277 pp.
- WAHNFRIED, I.; HIRATA, R. (2005) Comparação de Métodos de Estimativa de Recarga de Aquíferos em uma Planície Aluvionar na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê (São Paulo). IN: *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos Volume 10 n.2 Abr/Jun 2005, 15-2*.