

Simulação da Superfície de Equilíbrio de Água Subterrânea Aproximada em Escala Regional

Fernando Mainardi Fan*, Walter Collischonn*, Pedro Antonio Roehé Reginato*

fernando.fan@ufrgs.br; collischonn@uol.com.br; pedro.reginato@ufrgs.br

Recebido: 01/02/14 - revisado: 11/03/14 - aceito: 04/04/14

RESUMO

Estimar e entender o comportamento da superfície da água subterrânea em grandes regiões é um dado importante para muitos estudos baseados na relação entre águas superficiais e subterrâneas. Este trabalho apresenta a adaptação de um modelo para a simulação regional da superfície de equilíbrio de água subterrânea a partir de informações de recarga, transmissividade e relevo que são distribuídas em células regulares. Os princípios do modelo foram baseados nos trabalhos de Fan e Miguez-Macho (2010 e 2011) de simulação continental e global. No presente trabalho, o modelo foi aplicado em dois estudos de caso abrangendo grandes áreas onde a necessidade de entender a relação entre águas superficiais e subterrâneas é importante para estudos ambientais. É mostrada uma aplicação na bacia do Rio Carinhã para a identificação de áreas com presença de veredas no ambiente do cerrado com a finalidade de uso em estudos hidrológicos, e outra aplicação na região da escarpa Serra Geral (entre os estados de Goiás e Bahia), com a finalidade de estudar a influência do divisor de água subterrânea da região sobre o ciclo hidrológico local. Em ambos os casos estudados os resultados do modelo mostraram-se úteis para as finalidades testadas. A partir deste trabalho, espera-se que o modelo proposto possa ser utilizado para estudos hidrológicos e hidrogeológicos diversos, desde que sejam respeitadas as suas limitações.

Palavras-chave: Água Subterrânea; Superfície de Equilíbrio; Modelagem de Água Subterrânea.

INTRODUÇÃO

A água subterrânea e a água superficial em uma região normalmente estão fortemente vinculadas. Cada uma contribui para a outra, tendo estas interações um papel importante no comportamento hidrológico de uma região. Entretanto, as águas superficiais e subterrâneas são frequentemente analisadas de forma separada, como se fossem fluidos distintos que não se misturam.

Em alguns casos, no entanto, a inter-relação entre as águas superficiais e águas subterrâneas é muito intensa e não pode ser ignorada. Um exemplo deste tipo de situação ocorre em bacias hidrográficas em que os divisores de água superficial e os divisores do escoamento subterrâneo não são coincidentes. Neste caso, as análises de balanço hídrico mais simples, baseadas apenas em dados de hidrologia superficial, podem conduzir a resultados absurdos, como valores de evapotranspiração negativa, ou valores do coeficiente de escoamento maior do que 1.

Outro tipo de situação em que a interação entre água subterrânea e água superficial não pode ser ignorada ocorre em áreas ripárias, onde as plantas tem acesso à água subterrânea, e podem manter altas taxas de evapotranspiração mesmo durante longos períodos secos.

Uma forma de abordar, preliminarmente, as possíveis inter-relações entre águas superficiais e subterrâneas é procurar identificar o comportamento da superfície de equilíbrio de água subterrânea em escala regional.

Esta informação é útil para a estimativa da profundidade do nível freático em diferentes locais, e permite a realização de um melhor planejamento do aproveitamento e controle do uso da água, e estimativas dos volumes armazenados nos aquíferos (LERNER et al., 1990; Costa, 1997; REBOUÇAS, 1997; RÊGO e ALBUQUERQUE, 2004; SUTANUDJAJA et al., 2011; VASCONCELLOS et al., 2013).

Com este tipo de informação também é possível, por exemplo: delimitar áreas de banhedos; fazer estimativa de locais com diferentes potenciais de evapotranspiração; averiguar diferenças entre os divisores de águas superficiais e subterrâneas; estudar os impactos da implantação de reservatórios sobre os aquíferos; e planejar atividades agrícolas.

*Instituto de Pesquisas Hidráulicas/UFRGS

Uma forma de se obter esta informação é a interpolação da informação de poços na área de interesse. Contudo, esta alternativa é na maioria das vezes inviável, devido a problemas de pequena densidade de poços com informações disponíveis em bancos de dados como o SIAGAS (<http://www.cprm.gov.br/siagas>), e a grande variabilidade das condições em que os dados disponíveis foram levantados.

Uma segunda opção para a estimativa desta informação é a utilização de modelos matemáticos de simulação baseados em características físicas da região de interesse.

Um tipo de modelo que pode ser utilizado são os modelos de simulação que também trabalham em regime não permanente, como o consagrado MODFLOW (MCDONALD and HARBAUGH, 1988). No trabalho de Sutanudjaja et al. (2011) é apresentada uma simulação com este modelo acoplado com o modelo hidrológico PCR-GLOBWB (VAN BEEK et al., 2011) para a simulação do fluxo subterrâneo em grande escala.

Contudo, para algumas das aplicações como estudos de interação entre águas subterrâneas e águas superficiais através de delimitação de zonas saturadas, para a determinação de padrões regionais de níveis, situações de baixa disponibilidade de dados em larga escala, ou para a definição de volumes médios armazenados em regiões de grande proporção, não é necessária ou não é aplicável uma complexidade tão grande no modelo a ser utilizado.

Neste sentido, e pensando especificamente na delimitação de áreas úmidas e de banhados para estudos climáticos, Fan e Miguez-Macho (2011) propuseram e aplicaram um modelo de simulação do nível de água subterrânea em escala continental na América do Norte. Como resultado, os autores capturaram as principais características da distribuição de zonas úmidas, que são um resultado direto da convergência de águas subterrâneas. Em função da escala continental, o modelo representa o terreno com células quadradas com dimensões aproximadas de 1km.

Em um trabalho do mesmo gênero, Fan e Miguez-Macho (2010) utilizaram o modelo para a delimitação da superfície estável de água subterrânea em todo o continente da América do Sul, objetivando principalmente o estudo de evapotranspiração na Amazônia. Como resultados, os autores comentam que os valores calculados servem como condição inicial para simulações dinâmicas, que posteriormente foram feitas em Miguez-Macho e Fan (2012a e 2012b). Nesse trabalho a resolução das células foi de 274m.

Ainda, Fan et al. (2013) apresentaram uma simulação da superfície de água com o modelo proposto por eles para todo o globo terrestre, com resolução de 1km. As simulações foram verificadas com dados observados através de uma análise residual em diferentes continentes. Segundo os autores, os resultados mostraram que o modelo simples oferece uma aproximação realista, embora em escala grosseira, da condição da superfície de equilíbrio da água subterrânea global, e que estes resultados podem lançar uma luz sobre questões relacionadas com sua distribuição espacial e processos associados. Como exemplo, cita-se que nas regiões de latitude média e baixa foi evidenciado o nível de água mais profundo nos desertos, e níveis de água mais elevado nas regiões de mais recarga, como nas bacias dos rios Amazonas e Orinoco. Também foi verificada uma boa representação dos padrões de água subterrânea em locais fortemente controlados pelo relevo, como no Pantanal brasileiro.

No modelo proposto e utilizado por Fan e Miguez-Macho (2010 e 2011), a simulação do nível de água final é feita através de um balanço hídrico entre a água que entra em cada célula do terreno, e a água trocada com as células circunvizinhas obedecendo a lei de Darcy. A informação de recarga é obtida através de modelos globais de recarga como o HTESSSEL (BALSAMO et al., 2009), o CLM, o MOSAIC, e NOAA (RODELL et al., 2004). A informação da transmissividade para a aplicação da lei de Darcy é estimada com base em mapas de solo e geologia, e a condição de contorno utilizada nas simulações foi o nível do mar em torno do continente. Também, é assumido que em células mais baixas, não existe recarga, apenas descarga na forma de rios, lagos e banhados.

Neste tipo de modelagem assumem-se algumas simplificações, que são: (i) os resultados somente são válidos para condições de equilíbrio, ou seja, eles representam a condição média da superfície de água subterrânea; (ii) os resultados obtidos estão relacionados com a condição natural do nível de água subterrânea, sem a existência de interferências humanas; (iii) condições geológicas locais são desconsideradas, como a existência de fraturas específicas, e o bloco geológico é modelado de forma simplificada assumindo como válida a lei de Darcy.

Sobre este último ponto, é importante ressaltar que esta forma de simulação do comportamento de água subterrânea em grande escala é muito comum e utilizada em estudos hidrológicos, conforme comentado por Flipo et al. (2014), que apresenta uma discussão interessante sobre o assunto. Esta aproximação geralmente não é muito comum

em modelagem hidrogeológica, que tem como foco uma escala mais local. Mas para estudos com modelagem interativa de água superficial e subterrânea no âmbito de escalas maiores ela apresenta resultados satisfatórios, como nos próprios estudos de Fan e Miguez-Macho (2012a e 2012b), ou nos trabalhos de Sutanudjaja et al (2011), Flipo et al. (2014), ou no modelo HTESSSEL utilizado por Alfieri et al. (2013). A ideia geral neste tipo de aproximação é que sobre um aspecto amplo todo o sistema hidrológico-hidrogeológico pode ser encarado como um único meio contínuo pelo qual a água flui, e que diferenças nas taxas dos fluxos podem ser computadas por diferenças nas transmissividades.

Baseado nestes preceitos e na importância do estudo da interação entre águas superficiais e subterrâneas, a hipótese adotada no presente trabalho consistiu na possibilidade de adaptar os modelos de simulação global e continental apresentados por Fan e Miguez-Macho (2010 e 2011) para simulação da superfície de equilíbrio de água subterrânea em escala regional, com maior nível de detalhe, alterando algumas de suas características e formas de obtenção de dados de entrada.

O objetivo do trabalho é contribuir através da adaptação e teste de um modelo de água subterrânea simplificado para o uso em estudos em escala regional associados à superfície de equilíbrio de água subterrânea e a sua interação com a água superficial. Em relação ao conceito de escala regional, adota-se aqui valores dentro da faixa sugerida por Mouhri et al. (2013), como áreas entre 100km² e 100.000km².

Desta forma, um modelo de simulação da superfície de água subterrânea foi desenvolvido e testado para algumas situações, conforme descrito a seguir.

MATERIAIS E MÉTODOS

Conforme citado, o modelo de simulação de superfície de água subterrânea desenvolvido é baseado nos princípios usados por Fan e Miguez-Macho (2010 e 2011), de balanço hídrico entre as células que compõem a área simulada e a recarga estimada para cada uma.

A região simulada deve ser representada por um esquema matricial (células), e na Figura 1 apresenta-se uma seção transversal esquemática de uma área hipotética simulada com o modelo.

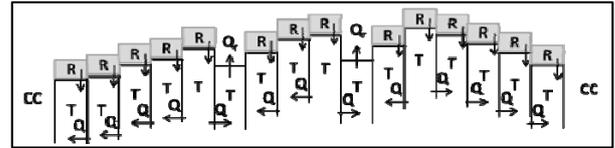


Figura 1 - Seção esquemática do modelo desenvolvido de simulação de superfície estável de água subterrânea.

Na Figura 1, “CC” simboliza a condição de contorno. Como condição de contorno para o modelo desenvolvido para escala regional neste trabalho adotou-se o uso de uma condição fixa de que não existe fluxo para as células no entorno das bordas da região. Ou seja, a água que entra por recarga na área não é perdida para seu entorno.

Também na Figura 1, “R” simboliza a recarga estimada para cada célula (em mm/ano), “Q_r” simboliza o volume de água que sai de algumas células formando os rios, lagos, banhados e outras superfícies de água (em mm/ano), “T” significa a transmissividade média de cada célula (em m²/ano), e “Q” significa o fluxo lateral de água subterrânea entre as células (em mm/ano).

Este fluxo lateral Q é calculado para cada célula entre as suas quatro células vizinhas utilizando a Equação 1, que é lei de Darcy. Na Figura 2 apresenta-se um esquema de como o fluxo é computado entre uma célula e suas vizinhas.

$$Q = wT \left(\frac{h-h_n}{l} \right) \quad (1)$$

Sendo: Q o fluxo lateral (mm/ano), T a transmissividade (m²/ano); w a largura na interface entre duas células (em m); h a altura da coluna de água na célula central (m); h_n a altura da coluna de água na célula vizinha (m); e l a distância entre o centro das duas células (m). As unidades usadas são em base anual, por exemplo, mm/ano para a vazão, por que se referem aos valores médios de longo termo.

A transmissividade “T”, que é utilizada no cálculo dos fluxos, deve ser estimada para cada uma das células a priori, com base em informações disponíveis na literatura, mapas temáticos e ensaios de campo. Da mesma forma, a recarga “R” de cada célula também deve ser definida a priori, com base na aplicação de técnicas de estimativa, conforme será mostrado nos exemplos apresentados posteriormente.

25	20	10
32	25	21
35	28	26

Figura 2 - Visão aérea esquemática de como o fluxo é computado entre uma célula e suas vizinhas. Os números no centro de cada célula correspondem à altura da coluna de água.

O objetivo da aplicação do modelo é que o balanço entre a quantidade de água que entra em cada célula através da recarga “R” seja igual ao somatório das vazões que a célula troca com as suas vizinhas. Nesta situação, define-se que o nível de água de equilíbrio de cada célula esteja atingido. A Equação 2 representa este objetivo.

$$R = \sum Q \tag{2}$$

Sendo R a recarga (mm/ano); e Q o fluxo lateral (mm/ano) entre a célula e sua vizinha.

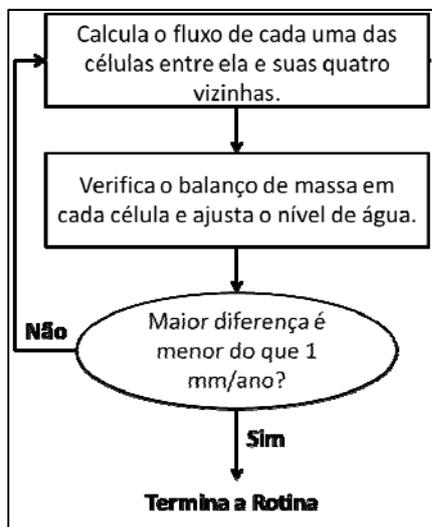


Figura 3 - Fluxograma com os passos do modelo.

Com este esquema, a aplicação do modelo se dá de forma iterativa, em dois passos de cálculo. No primeiro, para cada uma das células é calculado o fluxo entre a célula e as suas quatro vizinhas. No

segundo, para cada uma das células é calculado o balanço hídrico dado pela Equação 2. Após o segundo passo, os balanços hídricos são verificados e caso a maior diferença entre todos for menor que 1mm/ano (adotado como erro máximo), todos os níveis de água são reajustados para compensar as diferenças (adicionando ou subtraindo água em função dos níveis e da Equação 1) e o modelo executa uma nova iteração dos passos um e dois. A simulação só termina quando o maior erro de balanço calculado for igual ou menor que 1mm/ano.

A Figura 3 apresenta um fluxograma com os passos de execução do modelo. Como condição inicial do nível da água subterrânea é usado um valor igual ao da altitude do terreno.

Durante as iterações e estimativas dos níveis de água subterrânea das células, surgem células onde todas as células no seu entorno tem uma coluna de água maior que ela, e que mesmo assim as recargas não se ajustam. É nestes locais que surge a vazão “Qr”. Quando estes casos são encontrados a recarga na célula é considerada nula, e a célula passa a ser considerada uma célula de descarga. Desta forma, nestes pontos é satisfeita a Equação 3:

$$Q_r = \sum Q \tag{3}$$

Sendo Qr a descarga (mm/ano); e Q o fluxo lateral (mm/ano) entre a célula e sua vizinha.

Baseado neste esquema, o modelo final desenvolvido necessita dos seguintes dados de entrada em formato matricial (ou *raster*), com limites, unidades de medida, e resolução compatíveis entre si:

- Mapa de relevo com altitude de cada célula;
- Mapa de transmissividade de cada célula;
- Mapa de recarga média anual em cada célula.

Como é usado um mapa de transmissividade estimada para cada célula, é válido destacar que o dado de profundidade dos aquíferos não é fornecido ao modelo e nem necessário diretamente, mas sim está implícito dentro da transmissividade adotada.

As condições de contorno adotadas, conforme explicado anteriormente, são de que não existe fluxo para as células no entorno das bordas da região. É importante ressaltar que este ponto exige a adoção de uma postura cautelosa com os valores de nível de água encontrados próximos às bordas da região de estudo, por que estes valores possivelmente estão afetados pela condição de contorno adotada.

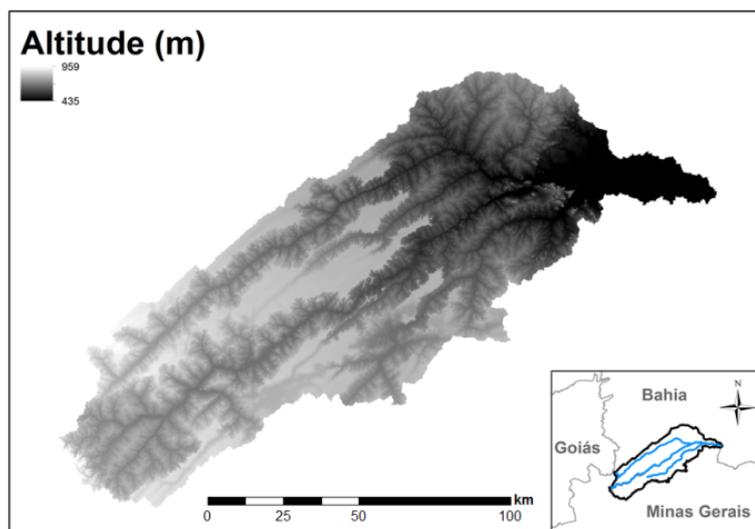


Figura 4 - Bacia do Rio Carinhanha.

no modelo. Para diminuir este problema, recomenda-se que a área de estudo em foco não esteja muito próxima dos limites da região de aplicação do método.

O modelo desenvolvido e utilizado neste estudo foi escrito em linguagem FORTRAN. Contudo, ele pode ser programado em qualquer linguagem de programação, e neste caso recomenda-se a preferência para o uso de linguagens que permitam o uso de processamento paralelo das operações de balanço hídrico para cada célula.

É importante ressaltar que o objetivo do desenvolvimento e aplicação do modelo é fornecer uma visão contínua e simplificada do nível de equilíbrio de água subterrânea na região estudada (negligenciando feições específicas locais e efeitos antrópicos) sujeitas às limitações citadas anteriormente, mas que permita a delimitação de feições regionais relacionadas com a interação entre água subterrânea e superficial.

ESTUDOS DE CASO

Para avaliar o modelo foram conduzidas simulações em duas regiões distintas. Em ambos estudos de caso os resultados da estimativa da superfície de água subterrânea são interessantes para a solução de problemas aplicados.

Também, em ambas as áreas de estudo a resolução adotada para o modelo foi de 90m, que corresponde à resolução da informação de relevo utilizada advinda do modelo digital de elevação (MDE) do SRTM (FARR et al., 2007). Os experimen-

tos e respectivos resultados são apresentados a seguir.

Bacia do Rio Carinhanha

O primeiro estudo de caso é a bacia do Rio Carinhanha, situada na divisa entre os estados da Bahia e Minas Gerais. A bacia está situada aproximadamente entre as coordenadas geográficas 13°50'S, 43°40'O e 15°30'S, 46°00'O, e tem uma área total de aproximadamente 17000km². Na Figura 4 apresenta-se a bacia e o seu relevo.

A bacia do rio Carinhanha foi escolhida por causa da existência de extensas áreas de veredas abrigadas na mesma. É nela que se situa o Parque Nacional Grande Sertão Veredas.

As áreas de veredas são locais posicionados nos entornos dos corpos hídricos do cerrado, caracterizados pela vegetação singular, baixa profundidade da lâmina de água subterrânea, e elevada taxa de evapotranspiração, inclusive nos meses menos úmidos (ALENCAR-SILVA e MAILLARD, 2006; RAMOS et al., 2006; REIS, 2008; AUGUSTIN et al., 2009).

A delimitação das áreas de veredas é muito interessante para estudos hidrológicos, pois a sua evapotranspiração diferenciada influi no balanço hídrico de forma significativa (RAMOS et al., 2006; TSANG et al., 2013). Assim, a aplicação do modelo de estimativa da superfície de água subterrânea na bacia foi realizada com o objetivo de delimitar estas áreas, sendo que os resultados foram, posteriormente, comparados com imagens de satélite de alta resolução.

Como dado de entrada para a aplicação do modelo foi estimada a recarga da bacia através de uma separação de escoamento por filtro numérico (COSTA e BACELAR, 2010; COLLISCHONN e FAN, 2013; DORA, 2013; MATIUZZI, 2013), no exutório da bacia, onde está situado o posto fluviométrico com código da Agência Nacional de Águas (ANA) 45260000, obtido no sistema Hidroweb (ANA, 2005).

Esta análise de separação de escoamento é apresentada na Figura 5, e resultou no valor de aproximadamente 226mm/ano. Verifica-se que esta recarga corresponde a aproximadamente 20% da chuva anual sobre a bacia, segundo o mapa de Isoietas fornecidas pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2010; PINTO et al., 2011).

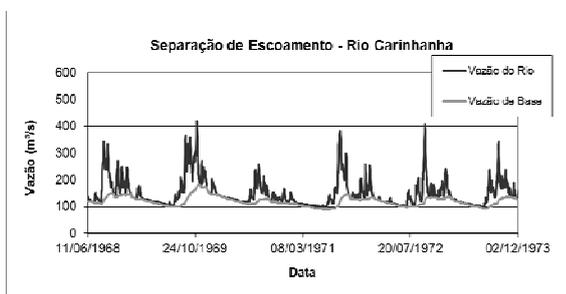


Figura 5 - Análise de Separação de Escoamento para a bacia do Rio Carinhanha.

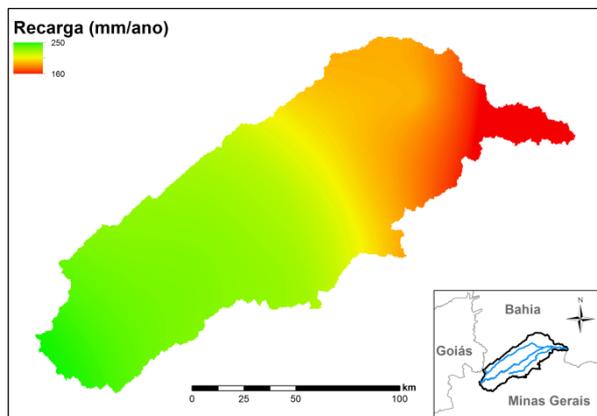


Figura 6 - Mapa de recarga estimado para a bacia do Rio Carinhanha.

Desta forma, para gerar a informação distribuída espacialmente de recarga sobre a região da bacia do rio Carinhanha foi feita a multiplicação do mapa de chuva da bacia baseado nas isoietas da CPRM pelo coeficiente 0,2. Como resultado, obteve-se o mapa de recarga apresentado na Figura 6.

A outra informação de entrada necessária para a aplicação do modelo é a transmissividade média de cada célula. Ela foi definida com base nos domínios hidrogeológicos da região segundo Bomfim (2010) e em valores apresentados por Gaspar e Campos (2007), Schuster (2003), Schuster et al. (2002), Bomfim e Gomes (2004), Silva et al. (2005), e IGAM (2010)." Na Figura 7 apresenta-se um mapa destes domínios.

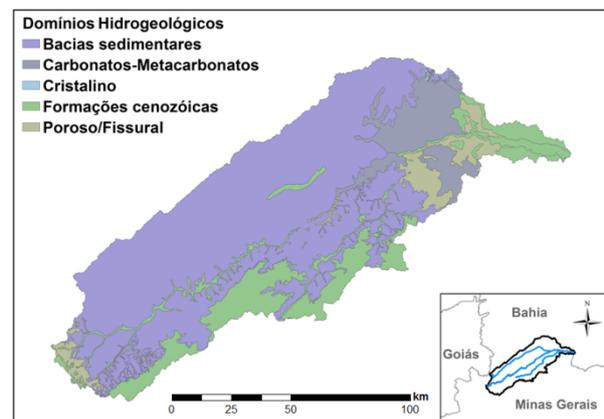


Figura 7 - Domínios hidrogeológicos da bacia do Rio Carinhanha.

Com estas informações de entrada o modelo foi rodado e nas Figuras 8 e 9 apresenta-se para a bacia do Rio Carinhanha, respectivamente, os mapas de altitude do nível de água subterrânea (a referência é o nível do mar) e de profundidade de água subterrânea (calculado pela diferença entre o terreno e o nível de água subterrânea).

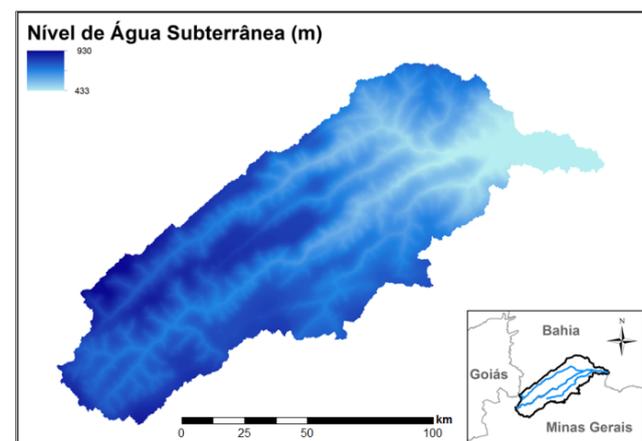


Figura 8 - Altitude (nível em relação ao mar) de água subterrânea (tendo como base o nível do mar) calculado com o modelo para a bacia do rio Carinhanha

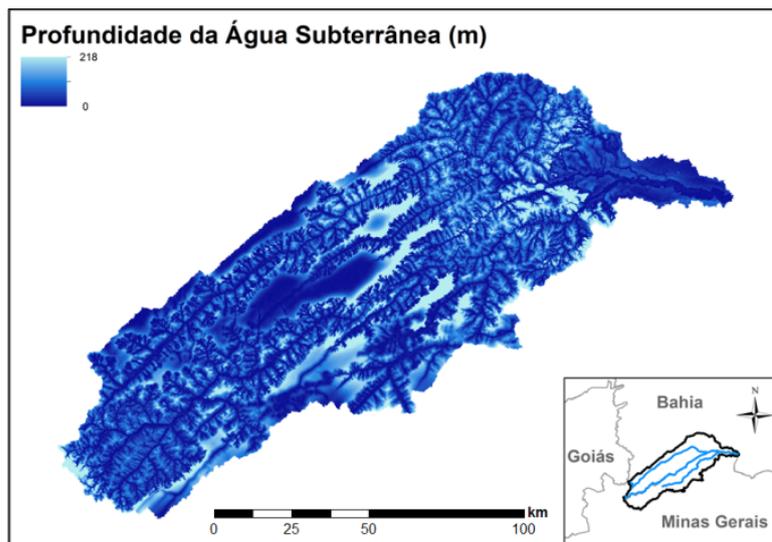


Figura 9 - Profundidade da água subterrânea calculada com o modelo para a bacia do rio Carinhanha.

Para definição das áreas de veredas, que foi o objetivo da aplicação do modelo para a bacia do Rio Carinhanha, foi realizada uma reclassificação do mapa de profundidade de água subterrânea resultante. Adotou-se como limiar para a existência de veredas o valor de profundidade da água de 1,5m. Ou seja, todas as células com valores de profundidade menores que 1,5m foram assumidas como áreas de veredas. Este valor foi definido com base nos valores máximos de profundidade da água em veredas citados por trabalhos como Alencar-Silva e Mailard (2006), Ramos et al. (2006), Reis (2008) e Augustin et al. (2009).

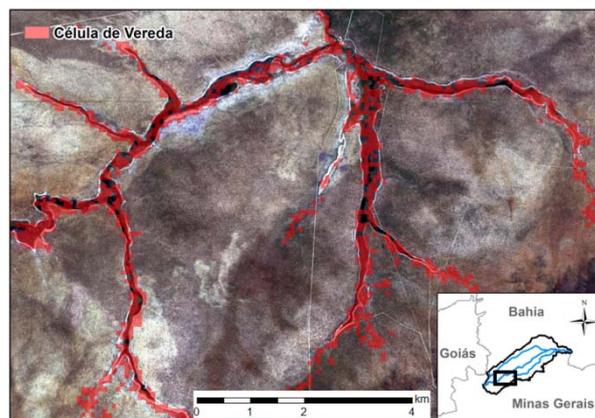


Figura 11 - Área de vereda 01 delimitada com os resultados do modelo na bacia do rio Carinhanha.

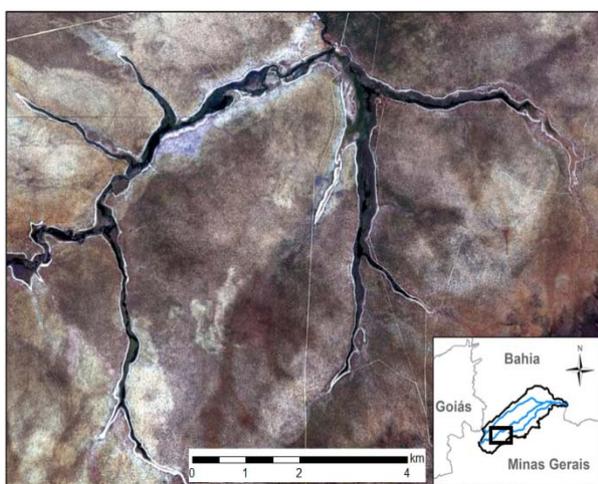


Figura 10 - Área de vereda 01 na bacia do rio Carinhanha.

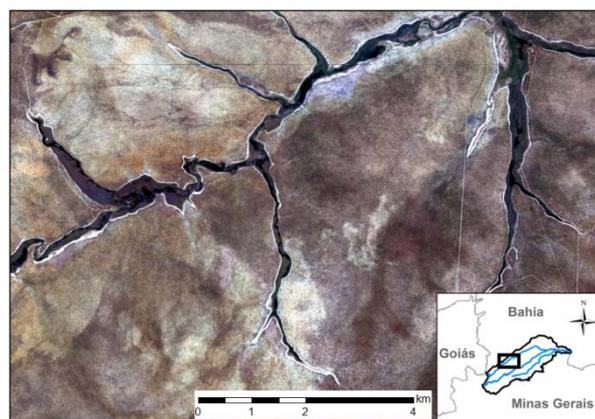


Figura 12 - Área de vereda 02 na bacia do rio Carinhanha.

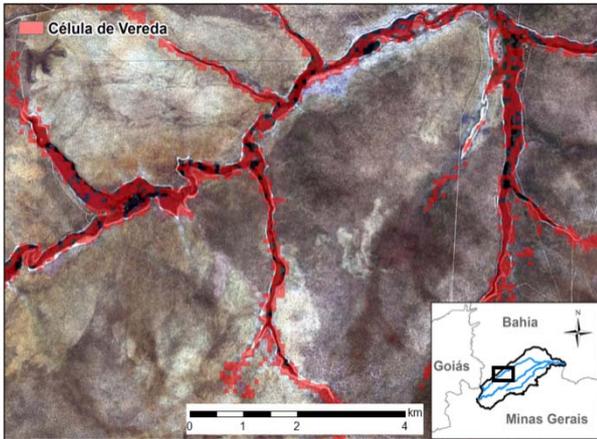


Figura 13 - Área de vereda 02 delimitada com os resultados do modelo na bacia do rio Carinhanha.

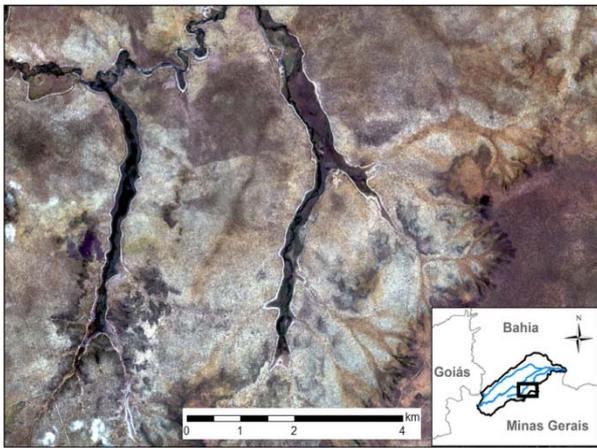


Figura 14 - Área de vereda 03 na bacia do rio Carinhanha.

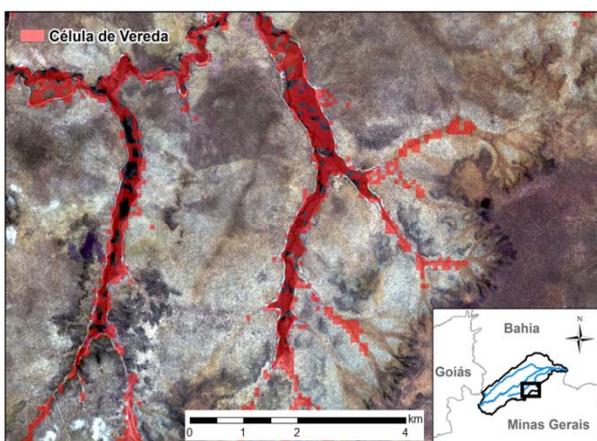


Figura 15 - Área de vereda 03 delimitada com os resultados do modelo na bacia do rio Carinhanha.

De uma forma geral, nota-se que as veredas da região de estudo foram delimitadas com uma boa aproximação.

Algumas diferenças ocorrem em relação à realidade principalmente devido aos efeitos da vegetação sobre o dado de relevo (YAMAZAKI et al., 2012). Nota-se que onde existem árvores as células de relevo são consideradas mais altas e afetam a delimitação da vereda.

Contudo, dentro das limitações de tamanho de célula e dados disponíveis, pode-se afirmar que esta aproximação das áreas de veredas é muito boa e satisfatória para o emprego em estudos e/ou modelos hidrológicos. Ela é muito interessante, por exemplo, para o emprego na definição de Unidades de Resposta Hidrológica (URH), conforme exposto por Kouwen et al. (1993)

Bacia do Rio São Domingos e Escarpa da Serra Geral

O segundo estudo de caso utilizado neste trabalho é a região do rio São Domingos, entre os estados de Goiás e Bahia, sobre a Escarpa da Serra Geral. A bacia está situada aproximadamente entre as coordenadas geográficas 13°00'S, 45°40'O e 13°40'S, 46°30'O, e tem uma área total de aproximadamente 305km².

Segundo Arraes & Campos (2008) a escarpa da Serra Geral está inserida na unidade de relevo "Chapadas do Rio São Francisco" que abrange uma extensão de 400 km, limitando os estados da Bahia, Goiás e Tocantins. Essa feição morfológica é caracterizada por escarpas abruptas, que atingem desníveis de até 200 m e apresentam grande quantidade de colúvios. Nessa região está inserida a área de recarga do Sistema Aquífero Urucuia.

Na Figura 16 apresenta-se uma imagem de satélite com a localização desta área de estudo. Do lado leste da figura situa-se a região de planalto sobre a escarpa, com intensa atividade agrícola. Do lado oeste situa-se a região abaixo da escarpa. É dado destaque para a bacia hidrográfica do rio São Domingos com exutório no posto fluviométrico código ANA 21550000, disponível no portal Hidroweb (ANA, 2005).

Atenta-se que neste local, a partir da área da bacia delimitada superficialmente (aproximadamente 305km²), com os dados do posto fluviométrico (vazão média anual de 1856 mm/ano), e com uma chuva anual estimada segundo as isoietas da CPRM de 1300 mm/ano, o coeficiente de escoamento calculado para a bacia (vazão/chuva) é de aproximadamente 1,43.

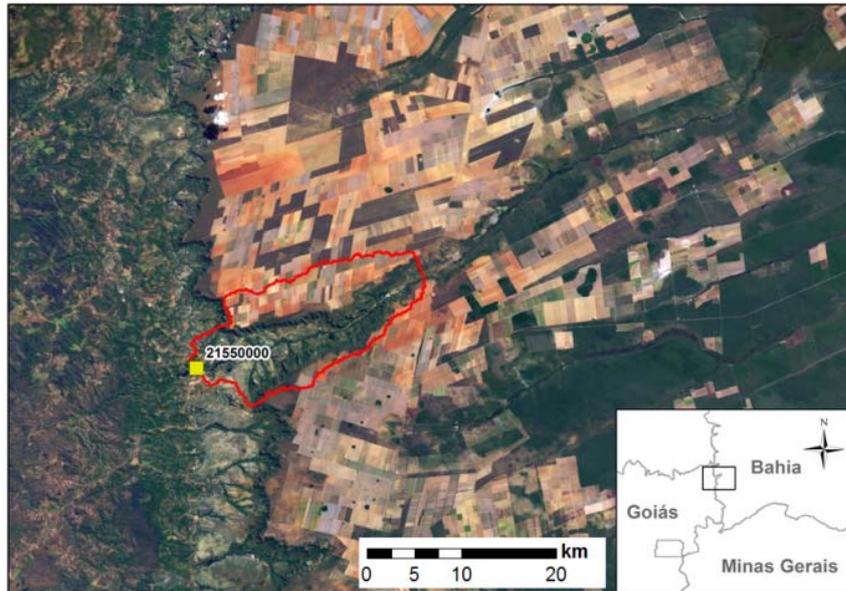


Figura 16 - Região de estudo de caso sobre a escarpa da Serra Geral, com destaque para a bacia do rio São Domingos.

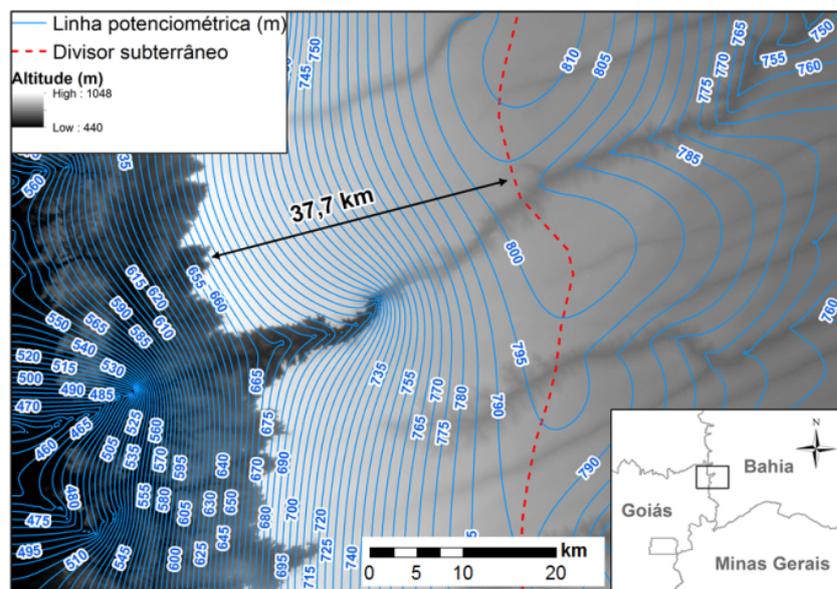


Figura 17 - Linhas potenciométricas e divisor de água subterrânea (linha vermelha) estimadas para a região da escarpa Serra Geral com o modelo proposto.

Sabe-se que este valor de coeficiente de escoamento é fisicamente impossível, uma vez que não é coerente a existência de maior vazão no rio do que a quantidade de chuva sobre a bacia em um sistema natural. Neste caso, as suspeitas sobre os valores exageradamente grandes recaem sobre um possível deslocamento do divisor de águas subterrâneas da região para dentro da região da escarpa, fazendo

com que a efetiva área de captação de água para o rio seja maior.

Para investigar este fenômeno e testar a capacidade do modelo de estimativa da superfície de equilíbrio da água subterrânea, esta região foi escolhida como a segunda zona de estudo.

Esta zona de estudo encontra-se muito próxima da região da bacia do Rio Carinhanha, e tam-

bém se situahidrogeologicamentesobre a região da formação Urucuia. Desta forma, para a obtenção dos dados de entrada do modelo neste estudo foram feitas as mesmas suposições e foram usadas as mesmas informações que para o estudo de caso anterior.

Com estes dados de entrada, o modelo proposto foi aplicado e a Figura 17 apresenta o resultado de nível de água subterrânea, para toda a região da bacia do rio São Domingos e Escarpa Serra Geral. Neste segundo caso optou-se por apresentar os resultados na forma de linhas potenciométricas, a fim de facilitar a identificação da diferença entre o divisor de águas subterrâneas e a borda da escarpa. A distância média entre ambas feições foi estimada como aproximadamente 37,7km.

Para auxiliar o entendimento dos resultados, as Figuras 18, 19, 20 e 21 apresentam três seções transversais na região.

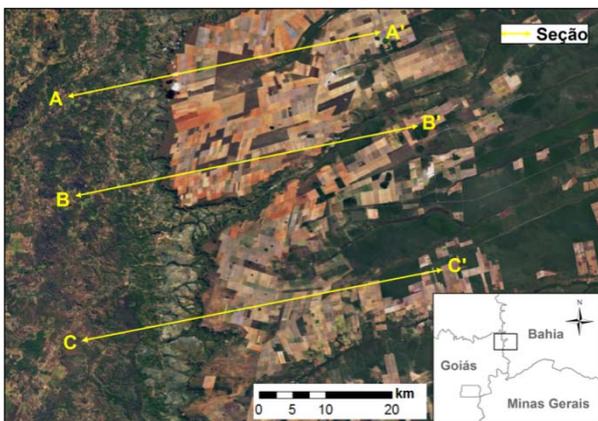


Figura 18 - Seções transversais feitas na região da escarpa Serra Geral para avaliação dos resultados obtidos.

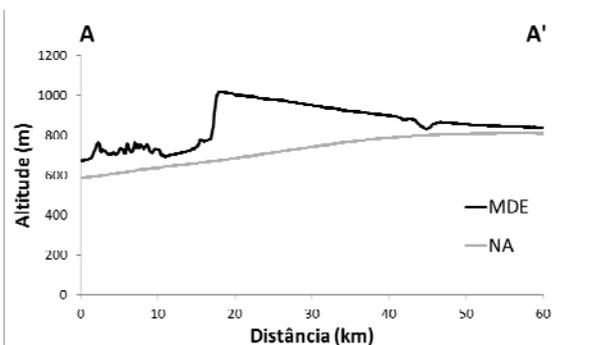


Figura 19 - Seção transversal A-A' na região da escarpa Serra Geral para avaliação dos resultados obtidos.

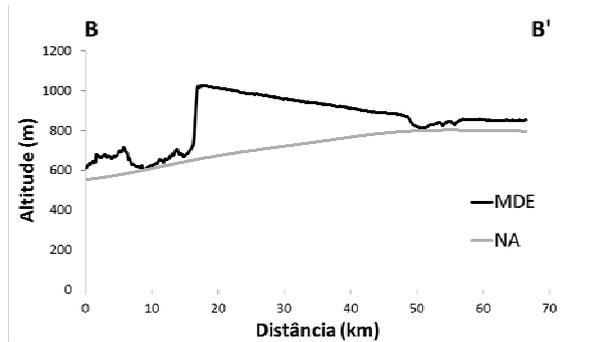


Figura 20 - Seção transversal B-B' na região da escarpa Serra Geral para avaliação dos resultados obtidos.

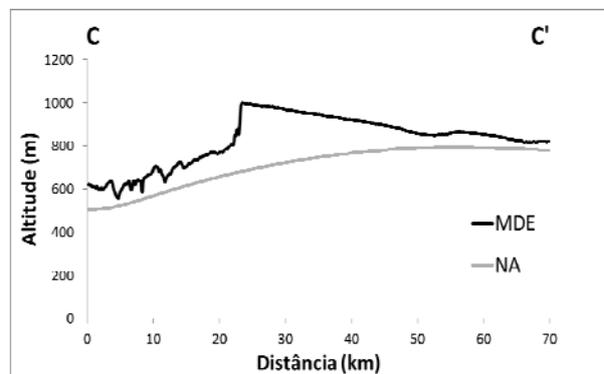


Figura 21 - Seção transversal C-C' na região da escarpa Serra Geral para avaliação dos resultados obtidos.

Na Figura 19, seção A-A', é possível verificar que a crista da escarpa, que é o divisor superficial de águas, fica a cerca de 18km do início da seção, e que o topo do nível de águas subterrâneas está a aproximadamente 50km do início da seção. Distâncias similares podem ser observadas nas seções B-B' e C-C', figuras 20 e 21.

Estes resultados mostram o deslocamento do divisor de águas subterrâneas para dentro da região da escarpa Serra Geral, fortalecendo a hipótese de que este é o motivo para a existência de coeficientes de escoamento maiores do que a unidade na região.

Visando ainda recalculer o coeficiente de escoamento para a bacia do Rio São Domingos, desta vez considerando a influência de toda a bacia subterrânea, uma possível nova área de captação aproximada é apresentada na Figura 22.

Com esta área de captação considerada, o coeficiente de escoamento recalculado passa a ser de 0,38. Este valor é plausível fisicamente, em com-

paração ao calculado considerando apenas a área de captação superficial.

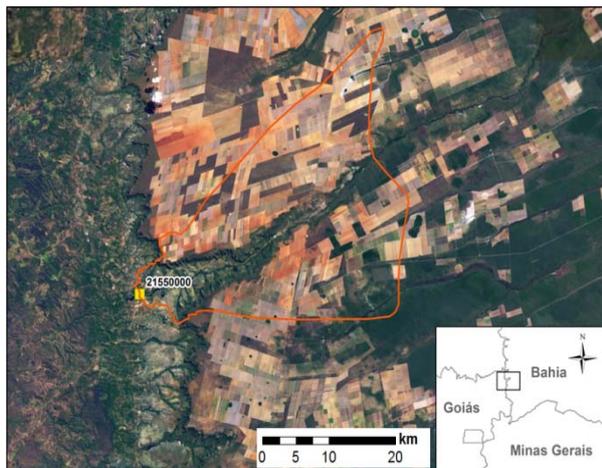


Figura 22 - Área de captação do Rio São Domingos com exutório no posto fluviométrico 2155000 considerando também a bacia de água subterrânea.

Neste caso, pode-se considerar o uso do modelo de água subterrânea como útil para auxiliar na gestão dos recursos hídricos locais em função da verdadeira área de captação afetada por possíveis usos da água.

Também, é válido ressaltar que em casos como este o modelo poderia ainda ser refinado utilizando informações de piezômetros ao longo da escarpa, trazendo possíveis melhoras para a precisão da delimitação dos divisores de água.

CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou o desenvolvimento e dois exemplos de aplicação de um modelo para a simulação regional da superfície de equilíbrio da água subterrânea a partir de informações de recarga, transmissividade e relevo, dadas de forma distribuída em células regulares. Os princípios do modelo foram baseados nos trabalhos de Fan e Miguez-Macho (2010 e 2011) de simulação continental e global.

Como conhecimento adquirido com o desenvolvimento do trabalho tem-se que é possível utilizar a técnica proposta para extrair informações relevantes para estudos de caso onde é importante o conhecimento dos padrões de águas subterrâneas em escala regional.

Como recomendações, ressalta-se que a aplicação do modelo serve para gerar um retrato aproximada condição natural de equilíbrio da água subterrânea, e que a sua aplicabilidade está restrita para a escala regional, onde se assume válida a modelagem como um meio contínuo utilizando a lei de Darcy.

Mais especificamente sobre os testes realizados neste trabalho, no que tange a delimitação de veredas, recomenda-se que sejam tomados cuidados na aplicação dos resultados em relação à vegetação e seu efeito sobre o modelo digital de elevação. Outro aspecto importante é que neste trabalho foram utilizadas aproximações para a definição da recarga sobre as áreas de estudo, e valores de transmissividade aproximados em função da literatura disponível. A alteração destes parâmetros tem impactos sobre os resultados, e aconselha-se que sempre sejam usados os melhores valores disponíveis.

Todavia, apesar destas recomendações, em ambos os casos estudados os resultados dos modelos mostraram-se muito úteis para as finalidades propostas. Assim, espera-se que o modelo proposto possa ser utilizado para estudos hidrológicos e hidrogeológicos diversos em escala regional e com um olhar integrado sobre os recursos hídricos superficiais e subterrâneos.

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao CNPQ pela bolsa de Doutorado concedida durante a pesquisa. Também, os autores agradecem ao editor e revisores anônimos deste trabalho, que contribuíram para melhorar a versão final do texto.

A ferramenta apresentada neste trabalho está disponível, com código-fonte aberto, a partir de solicitação aos autores.

REFERÊNCIAS

ALENCAR-SILVA, T. ; MAILLARD, P. . Delineation of Palm Swamps Using Segmentation of Radarsat Data and Spatial Knowledge. In: ISPRS Mid-term Symposium 2006: remote sensing from pixels to processes, 2006, Enschede. Anais... Proceeding of ISPRS Mid-term Symposium 2006. Enschede: International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation, 2006. p. 1-252.

ALFIERI, L., BUREK, P., DUTRA, E., KRZEMINSKI, B., MURARO, D., THIELEN, J., AND PAPPENBERGER, F..

GloFAS – global ensemble streamflow forecasting and flood early warning, *Hydrology and Earth System Science, European Geosciences Union (EGU)*, v. 17, p. 1161-1175, 2013. doi:10.5194/hess-17-1161-2013.

ANA – Agência Nacional de Águas. HidroWeb. Sistema de informações Hidrológicas. 2005. <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 29 ago. 2013.

AUGUSTIN, C. H. R. R., MELO, D. R., ARANHA, P. R. A.. Aspectos geomorfológicos de veredas: um ecossistema de bioma do cerrado, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, p. 103-114, 2009.

ARRAES, T. de M.; CAMPOS, J.E.G. A importância da Delimitação de Bacias Hidrogeológicas para a Gestão de Aquíferos Transfronteiriços: O Caso do Sistema Aquífero Urucuia (SAL). In: XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Anais...V Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas (ABAS). Natal, RN. ABAS. 2008, . CD-ROM.

BALSAMO, G., VITERBO, P., BELJAARS, A., VAN DEN HURK, B., HIRSCHI, M., BETTS, A. K., SCIPAL, K. A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System, *Journal of Hydrometeorology*, v. 10, p. 623–643, 2009. doi:10.1175/2008JHM1068.1.

BOMFIM L. F. C. Mapa de Domínios/Subdomínios Hidrogeológicos do Brasil em Ambiente SIG: Concepção e Metodologia. In: XVI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Anais... São Paulo, SP. ABAS, 2010. CD-ROM.

BOMFIM, L. F.C., GOMES, R.A.D. Aquífero Urucuia – Geometria e espessura: idéias para discussão. XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Cuiabá – MT. ABAS. 2004. CD-ROM

COLLISCHONN, W. AND FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. *Hydrological Processes*, v. 27, p. 2614–2622. 2013. doi: 10.1002/hyp.9391

COSTA, F. M., BACELLAR, L. A. P. Caracterização Hidrogeológica de Aquíferos a Partir do Fluxo de Base. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 15, p. 173-183, 2010.

COSTA, W. D. Uso e gestão de água subterrânea, In: Feitosa, F. C. Manuel Filho. J. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, v. 2, cap. 14, 1997, p. 341-365.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Atlas pluviométrico do Brasil: levantamento da geodiversidade. Brasília: CPRM. Primeiros resultados. (Programa Geologia do Brasil). 2010.

DORA, A. Quantificação de reservas renováveis de água subterrânea em bacias hidrográficas a partir de séries históricas de vazão: uma ferramenta para a gestão de bacias. Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 61p.2013.

FAN, Y., LI, H., MIGUEZ-MACHO, G. Global patterns of groundwater table depth, *Science*, v. 339, n.6122), p. 940-943, 2013. doi: 10.1126/science.1229881.

FAN, Y., MIGUEZ-MACHO, G. A simple hydrologic framework for simulating wetlands in climate and earth system models. *Climate Dynamics*, v. 37, p. 253-278, 2011; doi: 10.1007/s00382-010-0829-8.

FAN, Y., MIGUEZ-MACHO, G. Potential groundwater contribution to Amazon dry-season Evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 14, p. 2039-2056, 2010.

FARR, T.G., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRIK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROSEN, P., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., BURBANK, D., OSKIN, M., AND ALSDORF, D. The shuttle radartopography mission. *Reviews of Geophysics*, v.45, n. 2, 2007.

FLIPO, N.; MOUHRI, A.; LABARTHE, B.; BIANCAMARIA S. Continental hydrosystem modelling: the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth Systems Science Discussions*, v. 11, p. 451–500, 2014. Disponível em: <www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/11/451/2014/>doi: 10.5194/hessd-11-451-2014>. Último acesso em 12 de Dezembro de 2013.

GASPAR, M. T. P. ; CAMPOS, José Eloi Guimarães . O Sistema Aquífero Urucuia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, p. 1068-1078, 2007.

IGAM, Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Plano Estadual de Recursos Hídricos. 2010. Disponível em: <<http://www.igam.mg.gov.br/planos-de-recursos-hidricos/plano-estadual-de-recursos-hidricos>>. Último acesso em 17 de Julho de 2013.

KOUWEN, N.; SOULIS, E.D.; PIETRONIRO, A.; DONALD, J.; HARRINGTON; R.A. Grouped Response Units for Distributed Hydrologic Modeling. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 119, n.3, p.289-305, 1993.

LERNER, D. N., ISSAR, A. S., SIMMERS, I. Groundwater recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge, Hannover, Germany. Heire (International Contribution to Hydrogeology, v. 8, 326 p, 1990.

- MATTIUZI, C.D.P. Estimativa de recarga a partir da separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do rio Ibicuí/rs. Trabalho de Conclusão de Curso – Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre/RS. 69p. 2013.
- MCDONALD, M. AND HARBAUGH, A. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model: Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, Livro 6, 1988. Disponível em: < <http://pubs.water.usgs.gov/twri6a1>> Último acesso em: 19de Julho de 2013.
- MIGUEZ-MACHO, G., FAN, Y. The role of the groundwater in the Amazon water cycle: 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands, *Journal of Geophysical Research-Atm*, v. 117, n. D15113,2012a.doi: 10.1029/2012JD017539.
- MIGUEZ-MACHO, G., FAN, Y. The role of the groundwater in the Amazon water cycle: 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration, *Journal of Geophysical Research-Atm*, v. 117, n; D15114, 2012b. doi: 10.1029/2012JD017540.
- MOUHRI, A., FLIPO, N., REJIBA, F., DE FOUQUET, C., BODET, L., GOBLET, P., KURTULUS, B., ANSART, P., TALLEC, G., DURAND, V., AND JOST, A.: Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin, *Journal of Hydrology*, v. 504, p. 194–206, 2013. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.09.036.
- PINTO, E. J. de A.; AZAMBUJA, A. M. S. de; FARIAS, J. A. M.; SALGUEIRO, J. P.de B.; PICKBRENNER, K. (Coords.). Atlas pluviométrico do Brasil: isoetas mensais, isoetas trimestrais, isoetas anuais, meses mais secos, meses mais chuvosos, trimestres mais secos, trimestres mais chuvosos . Brasília: CPRM, 1 DVD. Escala 1.5:000.000. 2011.
- RAMOS, M. V. V. ; CURI, N. ; MOTTA, P. E. F. ; VITORINO, A. C. T. ; Naves Silva . Veredas do Triângulo Mineiro: Solos, Água e Uso. Ciência e Agrotecnologia, Lavras, v. 30, n.2, p. 283-293, 2006.
- REBOUÇAS, A. C. Desenvolvimento e proteção das águas subterrâneas, ABAS/MG, Rio de Janeiro — RJ13p., 1997.
- RÊGO, J. C.; ALBUQUERQUE, J. do P. T.. Hidrogeologia Aplicada. Campina Grande: UFCG/UNESCO. 2004.
- REIS, A. T. C. C. Composição florística e estrutura da vegetação de veredas do cerrado no oeste da Bahia. Dissertação de Mestrado. Feira de Santana: Universidade Estadual de Feira de Santana, 79p.2008.
- RODELL, M., HOUSER, P. R., JAMBOR, U., GOTTSCHALCK, J., MITCHELL, K., MENG, C. -J., ARSENAULT, K., COSGROVE, B., RADA KOVICH, J., BOSILOVICH, M., ENTIN, J. K., WALKER, J. P., LOHMANN, D., TOLL, D. The global land data assimilation system, *Bulletins of American Meteorological Society*, v. 85, p. 381–394, 2004.
- SCHUSTER H.D. Modelagem de Fluxo Subterrâneo com vistas à definição de parâmetros para outorgas de mananciais subterrâneos na bacia hidrográfica do rio dos Cachorros - Oeste do estado da Bahia. Projeto rio dos Cachorros e Anexos. 113 p. 2003.
- SCHUSTER H.D.M, SILVA F.F., TEIXEIRA S.L., BATISTA L.H.G. & FREITAS W.A. Estudos Hidrogeológicos do Aquífero Urucua no Oeste baiano para Obtenção de Parâmetros nas outorgas de mananciais Subterrâneos. In: ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, v. 12, Santa Catarina, 2002.
- SILVA F.F, NETO A.V.L, CARDOSO. E.R. & SCHUSTER H.D.M. Aplicação da modelagem matemática no uso conjunto água superficial e subterrânea para a gestão de recursos hídricos no oeste do estado da Bahia. In: ABRH, Simpósio de Recursos Hídricos da Amazônia, v. 2, Palmas. 2005.
- SUTANUDJAJA, E. H.; VAN BEEK, L. P. H., DE JONG, S. M., VAN GEER, F. C., AND BIERKENS, M. F. P. Large-scale groundwater modeling using global datasets: a test case for the Rhine-Meuse basin, *Hydrology and Earth Systems Science*, v. 15, p. 2913-2935, 2011.doi:10.5194/hess-15-2913-2011,
- TSANG, Y.-P., HORNBERGER, G., KAPLAN, L. A., NEWBOLD, J. D. AND AUFDENKAMPE, A. K. . A variable source area for groundwater evapotranspiration: impacts on modeling stream flow. *Hydrological Processes*, 2013 (no prelo).
- VAN BEEK, L., WADA, Y., AND BIERKENS, M.: Global Monthly Water stress: I. Water Balance and Water Availability, *Water Resources. Research*, n. W07517. 2011.
- VASCONCELOS, S. M. S. ; TEIXEIRA, Z. A. ; ALVES NETO, J. ; LUNA, R. M. . Estimativa da Reserva Renovável dos Sistemas Aquíferos da Porção Oriental da Bacia Sedimentar do Araripe. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, p. 99-109, 2013.
- YAMAZAKI, D; BAUGH, C. A.; BATES, P. D.; KANAE, S.; ALSDORF, D. E.; OKI, T. Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modeling. *Journal of Hydrology*, v. 436-437., p. 81-91. 2012.

Simulation Of Approximate Groundwater Table Depth On A Regional Scale

ABSTRACT

Estimating and understanding the behavior of the groundwater table depth in large regions is very useful information for many studies on the relationship between superficial water and groundwater. This paper presents the development of a model for regional equilibrium groundwater table depth simulation using information on recharge, transmissivity and topography given in a distributed way by regular cells. The principles of the model were based on the works of Fan and Miguez-Macho (2010 and 2011) for simulations on continental and global scales. In this paper, the model was applied in two case studies that comprise large regions where it is necessary to have a good comprehension of the relationship between superficial and groundwater for environmental studies. The first case study is in the Carinhanha River, for demarcation of low water-depth locations to obtain information in hydrological studies. The other application is in the region of Serra Geral escarpment (between Goiás and Bahia states), in order to study the influence of the groundwater boundaries on the local hydrologic cycle. In both cases studied, the model results proved to be useful for the purpose. Based on this work, it is expected that the proposed model will be used for various hydrogeological and hydrological studies, and that the model will be further improved.

Key-words: *Groundwater, Equilibrium Groundwater Table, Groundwater Modeling.*