

**PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOCIÊNCIAS
E MEIO AMBIENTE**

ROGER DIAS GONÇALVES

**ESTUDO DA RECARGA SUBTERRÂNEA DE SISTEMAS AQUÍFEROS EM
DIFERENTES ESCALAS – APLICAÇÕES DE MODELAGEM HIDROGEOLÓGICA**

**Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro**

Rio Claro - SP - 2022

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas Câmpus de Rio Claro

ROGER DIAS GONÇALVES

ESTUDO DA RECARGA SUBTERRÂNEA DE SISTEMAS AQUÍFEROS
EM DIFERENTES ESCALAS – APLICAÇÕES DE MODELAGEM
HIDROGEOLÓGICA

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Doutor em Geociências e Meio
Ambiente.

Orientador: Chang Hung Kiang

Rio Claro - SP

2022

G635e Gonçalves, Roger Dias
Estudo da recarga subterrânea de sistemas aquíferos em diferentes
escalas : aplicações de modelagem hidrogeológica / Roger Dias
Gonçalves. -- Rio Claro, 2022
144 f. : il., tabs., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Chang Hung Kiang

1. Recarga de águas subterrâneas. 2. Hidrogeologia. 3. Recursos
hídricos. 4. Simulação numérica de fluxo. 5. Modelagem
hidrogeológica. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de
Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

ROGER DIAS GONÇALVES

ESTUDO DA RECARGA SUBTERRÂNEA DE SISTEMAS AQUÍFEROS
EM DIFERENTES ESCALAS – APLICAÇÕES DE MODELAGEM
HIDROGEOLÓGICA

Tese de Doutorado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Doutor em Geociências e Meio
Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Chang Hung Kiang - orientador
Prof. Dr. Martinus Theodorus van Genuchten
Prof. Dr. Holger Weiss
Prof. Dr. Alexandre Campana Vidal
Dr. Elias Hideo Teramoto

Rio Claro, SP, 03 de junho de 2022

Resultado: Aprovado

Dedico esta tese aos meus pais, Nalva e Cláudio.

AGRADECIMENTOS

Esta tese representa o final de um grande ciclo de aprendizados e vitórias, os quais não seriam possíveis de alcançar de modo solitário, e assim não o foi. Aqui, expresso em poucas palavras anos de gratidão à inúmeras pessoas que fizeram parte desta importante jornada. Agradeço à vida e à geologia, ao planeta Terra e todos os seres e conhecimentos que aqui habitam, que não falte água a nós e às gerações futuras.

Sou grato à minha família, aos meus pais por serem o suporte desde os primórdios, de nunca desistirem de uma educação melhor e de nunca duvidarem do potencial de um filho que se torna hoje doutor e professor. Sou grato e honro a todos que vieram antes de mim. Sou grato à minha esposa, Franciele, pela parceria, companhia, compreensão e apoio incondicional que foram essenciais para uma vida em equilíbrio e paz em meio a todos os desafios naturais da vida profissional e acadêmica.

Sou grato ao Prof. Chang, que me abriu às portas do Lebac em 2009 e me orientou desde então, com carinho, atenção e confiança. Sou grato a todas as oportunidades que vivi no laboratório, incontáveis trabalhos e longas discussões, que me ajudaram a ser o geólogo que sou hoje. Em especial, agradeço ao Elias Teramoto pela parceria em todo esse período e todos os aprendizados envolvidos nesses longos anos. Agradeço também aos companheiros de Lebac: Bruno, Márcia, Marco Pede, Flávio, Gilson, Aldo, Miguel, Emílio, Pedro, Marcos Perdiza, Carol, Felipe, Sabrina, Bárbara, Dagmar, Juan, Guilherme, Cristiane, Izete e à Prof^a Maria Rita.

Por fim, sou grato aos membros da banca e pessoas que foram especialmente importantes nesta tese: Rien van Genuchten, Holger Weiss e Reiner Stollberg.

RESUMO

A recarga subterrânea é um fluxo vital, visto que os recursos hídricos subterrâneos compreendem significativa parcela das reservas de água potável, além do abastecimento de água depender dos aquíferos, e estes sofrerem com crescentes depleções e contaminações. Há diversos fatores que precisam ser considerados na estimativa de recarga, e hoje temos diferentes técnicas que empregam distintos parâmetros nos cálculos. Ademais, as escalas de tempo e de espaço são cruciais dado que diferentes objetivos requerem estimativas de recarga em diferentes escalas de análise. O objetivo principal recai sobre compreender o comportamento do fluxo de recarga em aquíferos em diferentes escalas de análise, avaliando os métodos mais utilizados e propondo melhorias e/ou novos métodos, a partir de três estudos de caso: Aquífero Rio Claro, Sistema Aquífero Urucuia (SAU) e Sistema Aquífero Guarani (SAG). Para aquíferos locais, porosos e livres que apresentam grandes flutuações do NA, efeitos de trapeamento de ar não são negligenciáveis, assim recomenda-se o uso da porosidade preenchível no método WTF, descontando a fração volumétrica de ar trapeado, e modelagem numérica de fluxo com a discretização de uma camada quasi-saturada para estimativa de recarga. Para aquíferos livres de grande escala, com complexo e intenso uso e ocupação, é sugerido o uso de balanço hídrico e sensores remotos com foco na variação do armazenamento em detrimento da recarga apenas. Foram validados o GRACE e análises de tendências com Mann-Kendall e Sen's slope. Em aquíferos de grande porte, parcialmente confinados, o emprego do WTF nas porções livres pode estimar a recarga total na área de afloramento, enquanto o fluxo de base estima a descarga local, valores que podem ser usados no balanço hídrico local. Já a recarga profunda é mais bem calculada, integralmente, com o emprego de simulação numérica tridimensional de fluxo acoplada a datações de águas subterrâneas, sendo validada em regime estacionário com o uso de *particle tracking*.

Palavras-chaves: Recarga de águas subterrâneas. Hidrogeologia. Recursos hídricos. Simulação numérica de fluxo. Modelagem hidrogeológica.

ABSTRACT

Groundwater recharge in aquifer systems at different scales: applied hydrogeological modeling

Groundwater recharge is a vital flow, as groundwater resources comprise a significant portion of drinking water resources. In addition, water supply relies on aquifers, and those are currently suffering from increasing rates of depletion and contamination. There are several factors that need to be considered when estimating recharge, and nowadays we have different techniques that employ distinct parameters when calculating recharge. Furthermore, time and space scales are crucial as different goals require recharge at different scales. The main objective is to understand the behavior of the groundwater recharge in aquifers at diverse scales, evaluating the most used methods and proposing improvements and/or new methods, based on three case studies: Rio Claro Aquifer, Urucua Aquifer System (UAS) and Guarani Aquifer System (GAS). For local aquifers, porous and unconfined, presenting great water table fluctuations, entrapped air effects are not negligible, so it is recommended to use fillable porosity in the WTF method, using the volumetric fraction of entrapped air, and numerical modeling with a quasi-saturated layer discretized to properly estimate recharge rates. For large-scale unconfined aquifers, with complex and intense use and land cover changes, water balance and remote sensing techniques are suggested, focused on water storage changes instead of only recharge. GRACE satellites and trend analysis were validated, also Mann-Kendall and Sen's slope analysis. In large and partially-confined aquifers, the use of WTF in unconfined portions can estimate total recharge fluxes in the outcrop areas, while the baseflow estimates the local discharge. Those values may be applied in the local water balance. Deep recharge, on the other hand, is better calculated, completely, with three-dimensional numerical simulation coupled with groundwater dating, being validated in steady state with the application of particle tracking technique.

Keywords: Groundwater recharge. Hydrogeology. Water resources. Groundwater modeling. Hydrogeology modeling.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	8
2	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	20
3	PUBLICAÇÕES	22
3.1	Quasi-Saturated Layer: Implications for Estimating Recharge and Groundwater Modeling	22
3.2	Using GRACE to quantify the depletion of terrestrial water storage in Northeastern Brazil: The Urucuia Aquifer System.....	48
3.3	Regional Groundwater Modeling of the Guarani Aquifer System.....	80
4	DISCUSSÃO	105
4.1	Estudo de Caso do Aquífero Rio Claro – Quasi-Saturated Layer	105
4.2	Estudo de Caso do Sistema Aquífero Urucuia – Balanço Hídrico e Sensoriamento Remoto	109
4.3	Estudo de Caso do Sistema Aquífero Guarani – Modelagem Numérica e Recarga Profunda	120
5	CONCLUSÕES.....	126
	REFERÊNCIAS	131

1 INTRODUÇÃO

A recarga subterrânea possui importância vital em todo o globo pois os recursos hídricos subterrâneos compreendem significativa parcela das reservas de água potável, além da dependência de aquíferos para o abastecimento de água e crescentes depleção e contaminação à nível global (KONIKOW & KENDY, 2005; TAQVEEM, 2009). O processo e quantificação do fluxo de recarga subterrânea envolve diversos fatores que precisam ser considerados, assim como foram (e continuam sendo) desenvolvidas diferentes técnicas e métodos que empregam distintos parâmetros em suas estimativas (USGS, 2014). Ademais, as escalas tanto de tempo como espacial das estimativas de recarga são ambas importantes dado que diferentes objetivos requerem estimativas de recarga em diferentes escalas de espaço e/ou tempo, como pormenorizado em Scanlon et al. (2002).

Estimativas de recarga subterrânea em sistemas aquíferos normalmente são empregadas para dois grandes fins: avaliação quantitativa de recursos hídricos subterrâneos, frequentemente utilizada nos cálculos das denominadas reservas subterrâneas; e estimativas de transporte de contaminantes, assim como estudos de vulnerabilidade de aquíferos à poluição/contaminação. Em ambos os objetivos, diferentes escalas de tempo e de espaço influenciam nas técnicas escolhidas, nos processos físico-químicos considerados e nos resultados esperados. Estimativas consistentes de recarga subterrânea também são empregadas em outros trabalhos como caracterização geológica de subsuperfície (BENT, 1995) e planejamento de recursos hídricos e urbanização (DRIPPS & BRADBURY, 2007 e ERICKSON & STEFAN, 2009, por exemplo).

Em linhas gerais, a recarga de águas subterrâneas pode ser definida como a água superficial que se move até a zona saturada (segundo NIMMO et al., 2006), e é um fluxo de difícil estimativa pois medições diretas de recarga não são práticas (HEPPNER et al., 2007).

A grande variabilidade nas estimativas de recarga tem motivado em consenso a recomendação para que diversas abordagens independentes sejam aplicadas e posteriormente comparadas (de VRIES & SIMMERS, 2002), pois o que causa erro em dado método pode ser validado ou corrigido por métodos complementares (como visto em RISSER et al., 2005 e RIVARD et al. 2014), diminuindo assim a incerteza da estimativa.

A água armazenada no sistema aquífero é renovada mediante a taxa de recarga de águas subterrâneas, o que, conseqüentemente, torna este processo o fator limitante mais importante no que concerne o uso sustentável dos recursos hídricos subterrâneos. Por isso, estimar corretamente a recarga subterrânea é fundamental na manutenção do equilíbrio entre entradas (recarga) e retiradas de águas subterrâneas, assim como calcular o fluxo de base de drenagens, avaliar a vulnerabilidade à poluição/contaminação e, não menos importante, ponderar os efeitos das mudanças climáticas e do uso da terra na distribuição espacial e temporal da recarga (de VRIES & SIMMERS, 2002; ZOMLOT et al., 2015).

Como mencionado, uma gama de métodos encontra-se atualmente disponível para estimar a recarga subterrânea (inclusive, recomenda-se ver a lista em USGS, 2014), tais quais abordagens de balanço hídrico (LEE et al., 2008; WENDLAND et al., 2015), flutuações do nível de água do poço (HEALY & COOK, 2002; NETO & CHANG, 2008; NIMMO et al., 2015; YANG et al., 2018; TERAMOTO et al., 2021), estudos de traçadores (HARRINGTON et al., 2002), modelagem inversa (WANG et al., 2016), separação de hidrogramas e fluxo de base (ARNOLD & ALLEN, 1999), e modelagem da zona não-saturada (NETO et al., 2016; NOGUEIRA & GONÇALVES, 2022). As técnicas frequentemente utilizadas para estimar a recarga de águas subterrâneas se distribuem em métodos físicos, químicos e modelagem numérico-matemática (MAZIERO & WENDLAND, 2008). Scanlon et al. (2002) subdividiram os métodos de estimativas de recarga subterrânea em três grupos de ocorrência:

zona saturada, zona não-saturada e zona superficial. A seguir são apresentados, de forma breve, os principais métodos de estimativas de recarga subterrânea.

Entre os múltiplos métodos de estimativa da recarga das águas subterrâneas, a técnica mais utilizada é baseada nas flutuações do nível de água do poço, conhecida como o método *Water Table Fluctuation* (WTF) (HEALY & COOK, 2002). Esta técnica, em específico, assume que as elevações do lençol freático em aquíferos não-confinados se devem exclusivamente à recarga subterrânea (LERNER, 2002). Importante ressaltar que o método WTF representa uma abordagem muito comum para estimativas de recarga, atualmente, muito devido à simplicidade de cálculo. Todavia, na literatura há críticas severas no uso da WTF, sobretudo associadas à forte sensibilidade no volume estimado com o rendimento específico/porosidade efetiva do aquífero (S_y) (DELOTTIER et al., 2018), especialmente considerando que os aquíferos são comumente heterogêneos, e seus parâmetros (como condutividade hidráulica e porosidade) variam espacialmente razoavelmente (como visto em Teramoto & Chang, 2018 e Águila et al., 2019). Portanto, dada a imprecisão na determinação de valores representativos do S_y , existem graves incertezas relacionadas a estimativa por WTF (HEALY & COOK, 2002).

Quanto aos métodos que se utilizam de separação de hidrogramas e curvas de recessão para cálculo do fluxo de base, sob condições de regime estacionário com mudanças mínimas no armazenamento de água subterrânea e quando as retiradas de água subterrânea ou outras perdas são insignificantes, o fluxo de base pode fornecer uma estimativa de recarga de primeira ordem (SMITH & SHWARTZ, 2017). Contudo, o não cumprimento destas premissas não invalida o uso do método, já que quando as retiradas de águas subterrâneas e outras perdas são significativas, o fluxo de base representa um limite inferior na recarga das águas subterrâneas, e quando os fluxos são afetados por outras entradas de água, como

descargas de infraestrutura hídrica (advindas, por exemplo, de redes de abastecimento de água e redes coletoras de esgoto), o fluxo de base fornece um limite superior na estimativa do fluxo de recarga (RUTLEDGE, 1998; SMITH & SHWARTZ, 2017).

Rutledge (1998) limita a aplicabilidade do método Rorabaugh (RORABAUGH, 1964) em diversos e específicos aspectos, um deles é relacionado à escala espacial, pois restringe a aplicação do método em sistemas entre 1 e 500 mi² de área, pois nestes a recarga pode ser considerada conduzida por eventos de recarga difusa, aproximadamente simultâneos com o picos de vazão observados, e bacias hidrográficas para as quais a localização pontual da estação fluviométrica pode ser considerada a única saída da bacia. Apesar da incerteza em torno da validade das suposições em métodos de estimativa de recarga baseados em hidrogramas (como abordado em HALFORD & MAYER, 2000), esta metodologia continua sendo amplamente utilizada em todo o mundo em conjunto com outros métodos complementares (RISSER et al., 2005; DELIN et al., 2007; KUNG et al., 2013; von FREYBERG et al., 2015; JING et al., 2015).

Os métodos de estimativa de recarga subterrânea que fazem uso de traçadores (químicos, isotópicos, de calor, históricos e ambientais) exigem acesso fácil e rápido para amostragem e se concentram, em geral, em processos de recarga de longo prazo (por exemplo, MULLER et al., 2016). Os processos que acontecem na zona não-saturada podem ser importantes para a estimativa de recarga, especialmente em condições de lençol freático muito raso (CROSBIE et al., 2005), mas estimar parâmetros de zona não-saturada corresponde a um desafio a ser enfrentado. Os lisímetros consistem em recipientes preenchidos com solo deformado ou não-deformado, com ou sem vegetação, isolados hidrologicamente do solo circundante, para fins de medição dos componentes do balanço hídrico. Todos os lisímetros são projetados para permitir a coleta e medição do processo de

drenagem no solo, e são geralmente inadequados para áreas com vegetação de raízes profundas (o que dificulta o pleno uso em regiões do Brasil). As taxas de recarga podem ser estimadas em escalas de tempo de minutos a anos, apesar dos lisímetros não serem usados rotineiramente para estimá-las porque são caros e exigem certa manutenção, assim são mais acomodados na avaliação da evapotranspiração, por exemplo (SCANLON et al., 2002).

Modelos numéricos compreendem ferramentas cruciais para gestão de recursos hídricos em sistemas aquíferos de diferentes escalas e se mostram eficientes na avaliação de taxas de recarga de águas subterrâneas sob a influência de vários processos naturais e antrópicos (como irrigação e bombeamento de poços) em uma ampla gama de configurações hidrogeológicas e climáticas (e.g., SANTONI et al., 2018). Modelos geológicos e implicações estruturais em termos de fluxo de águas subterrâneas e hidroquímica são comumente estudados em sistemas aquíferos, entretanto há a necessidade de se calibrar tais resultados em simulações numéricas de fluxo para comprovar a validade das hipóteses/dados locais em termos regionais de fluxo. Todavia, tais investigações utilizando modelos numéricos tridimensionais para entender com precisão as dinâmicas de fluxo de aquíferos de grande escala são ainda pouco exploradas devido à dificuldade em se manusear modelos de dimensões anormais.

Usualmente, a taxa de recarga subterrânea necessária para ajustar a variação temporal das cargas hidráulicas nos modelos de fluxo em regime transiente é assumida como sendo, preferencialmente, valores representativos das condições de campo (TERAMOTO et al., 2021). A adequação de simulações numéricas de fluxo águas subterrâneas tanto em regime permanente quanto transiente para quantificar os fluxos de recarga subterrâneas foi comprovada por inúmeros trabalhos anteriores (SANFORD, 2002; SCANLON et al., 2002; XU et al., 2012). Teramoto e Chang (2018) encontraram diferenças notáveis entre as

estimativas de recarga subterrânea baseadas no método WTF e na simulação numérica de fluxo em regime transiente, o que deixa claro a forte distinção de ambos os métodos. Para restringir ainda mais a modelagem numérica inversa da recarga subterrânea, é possível implementar inversões conjuntas que combinam a calibração de cargas hidráulicas e idades a partir de datações das águas subterrâneas (e.g., REILLY et al., 1994; SZABO et al. 1996; PORTNIAGUINE & SOLOMON, 1998).

Nesse cenário, os métodos de elementos finitos trazem uma vantagem em poder trabalhar com malhas complexas e extensas, com ótimas opções de refinamento em áreas fundamentais no modelo, como as zonas de recarga e descarga. O software de simulação FEFLOW (DIERSCH, 2014) é uma opção interessante para desenvolver tanto modelos de fluxo locais quanto regionais, pois seu código é otimizado para que o processamento em ambiente computacional seja viável, mesmo em grandes malhas, podendo calcular a distribuição das alturas piezométricas, estimar recargas, diferentes fluxos do balanço hídrico global, além de linhas de fluxo para calcular tempo de residência e isócronas do aquífero.

O emprego de simulação numérica de fluxo e produtos de sensoriamento remoto em análises de balanço hídrico já foi validado em inúmeros estudos de caso envolvendo aquíferos de escala local, regional e continental, visto que mesmo variando a grandeza da escala chega-se à resultados satisfatórios quanto à dinâmica das águas subterrâneas. A modelagem numérica mostra-se atualmente capaz de se adaptar aos extremos, produzindo soluções não-convencionais tanto para escalas locais, em que se focam na flutuação do nível d'água em poços de observação, quanto para escalas regionais, onde se analisam grandes padrões de fluxos nas bacias com águas de idades de centenas de milhares de anos.

O método do balanço hídrico vem sendo extensivamente aplicado em estimativas quantitativas de recursos hídricos e dos impactos de atividades humanas no ciclo hidrológico,

o qual pode ser definido pela equação hidrológica, que é basicamente uma condição da Lei de Conservação de Massa aplicada ao ciclo hidrológico (MAZIERO & WENDLAND, 2008). O gerenciamento sustentável dos recursos hídricos terrestres, superficiais e subterrâneos, requer uma compreensão abrangente da dinâmica de cada um dos componentes do ciclo da água, assim como do balanço hídrico global. O ciclo da água envolve basicamente os principais fluxos hidrológicos de precipitação (P), evapotranspiração (ET), e descarga (R), os quais quando em estado estacionário de equilíbrio natural resultam em $P - ET - R = 0$. Qualquer divergência desse equilíbrio, seja por mudanças climáticas, fatores ambientais ou ações antrópicas, implica em variações no armazenamento hídrico total, resultado do balanço $P - ET - R = \Delta S$.

A análise quantitativa das mudanças no armazenamento hídrico total, assim como dos diferentes fluxos hidrológicos, é crucial para muitas aplicações de pesquisa hidrológica e hidrogeológica, como estimativas de recarga subterrânea, de tendências, avaliações de impacto do uso e gestão integrada de recursos hídricos. Embora a quantificação dos vários componentes do ciclo da água seja viável por meio de monitoramento pontual, com poços e estações hidrometeorológicas, a caracterização em larga escala dos fluxos hidrológicos considerando a dinâmica espaço-temporal é bastante desafiadora. Mesmo quando um programa de monitoramento abrangente está em vigor, o acesso total aos dados costuma ser muito restrito. O método do balanço hídrico leva em consideração que outros fluxos podem ser medidos e/ou estimados mais facilmente do que a própria recarga subterrânea, assim constituindo no termo residual dos outros fluxos da formulação.

A problemática relacionada aos desafios da dinâmica temporal é atualmente bem conhecida e estudada, visto que poucos locais no mundo possuem programas de monitoramento hidrológico extensos e com séries históricas longas, realidade que motiva a

utilização de metodologias de análise temporal alternativas, sobretudo estatísticas. Entretanto, as análises de dinâmicas espaciais em diferentes escalas ainda figuram como grandes desafios, por vezes conceituais e tecnológicos. Isso se deve à profundas variações na complexidade da análise dos fenômenos físicos naturais e antropogênicos estudados devido a simples mudanças na escala de trabalho.

Somado aos desafios no diagnóstico quanto à dinâmica espaço-temporal do balanço hídrico em bacias hidrográficas, temos o fato de que com a presença de importantes sistemas aquíferos na respectiva bacia, grande parte do armazenamento hídrico total está na forma de água subterrânea, resultando assim na necessidade de também se compreender e incluir a dinâmica entre as águas superficiais e subterrâneas. Em consequência, tornam-se parte importante do balanço hídrico componentes como a recarga subterrânea, fluxo de base (ou escoamento subterrâneo) e os diferentes parâmetros de porosidade da rocha.

A importância e magnitude dos componentes subterrâneos no balanço hídrico variam drasticamente com a escala do aquífero (e da análise), assim como a interação entre eles. Em termos temporais, temos uma diferença exponencial entre os fluxos hídricos superficiais e os subterrâneos. Por exemplo, velocidades de escoamento bem maiores são vistas nas águas superficiais, em comparação com o fluxo subterrâneo, enquanto o tempo de residência das águas subterrâneas é bem mais elevado do que o visto em reservatórios superficiais. Ademais, quanto maior o sistema aquífero em questão, em geral, maiores serão estas diferenças, ou seja, a escala espacial tem aporte direto na análise temporal do balanço hídrico. Ademais, a maior limitação do método do balanço hídrico recai sobre o fato de que a precisão da estimativa de recarga subterrânea depende da precisão dos outros componentes do ciclo hidrológico, subordinando-se assim, indiretamente, dos métodos com que foram medidos ou estimados (SCANLON et al., 2002).

Em aquíferos de pequeno porte, de escala local, o balanço hídrico subterrâneo tende a ter respostas mais rápidas em relação às variações dos fluxos superficiais. Por exemplo, mudanças no padrão de chuvas na bacia hidrográfica impactam as taxas de recarga subterrânea, que por sua vez desequilibram rapidamente o balanço hídrico causando uma queda (ou aumento) significativo nas reservas de águas subterrâneas, em questão de anos ou meses. Igualmente, alterações no uso e ocupação do solo e instalação de poços de bombeamento tem seus efeitos refletidos rapidamente no armazenamento subterrâneo.

Como estudo de caso de escala local é avaliado o Aquífero Rio Claro, que vem sendo estudado e monitorado extensivamente desde 2000 (e.g., FERREIRA & CAETANO-CHANG, 2008; NETO et al., 2016; GONÇALVES & CHANG, 2018). Trata-se de um aquífero raso, não-confinado, composto por rochas sedimentares cenozoicas da Formação Rio Claro, recobrando a Formação Corumbataí, um aquitardo de idade Permiana. O aquífero cobre uma área de aproximadamente 85 km² no topo da Bacia do Paraná, com espessuras variando desde poucos metros até 50 metros. Os sedimentos tem origem fluvial e são compostos majoritariamente por arenitos finos a médios com matriz argilosa (GONÇALVES & CHANG, 2018).

O Aquífero Rio Claro tem algumas características bastante interessantes, como uma grande variação no nível d'água devido as estações alternantes de verões chuvosos e invernos secos (GONÇALVES, 2016); zonas de recarga ocorrendo em uma morfologia de platô, com cerca de metade da área situada em zona urbana (TERAMOTO et al., 2018), e descarga ocorrendo nas drenagens que cortam o aquífero, próximas ao contato geológico inferior. Além disso, há um banco de dados histórico de 8 anos de monitoramento contínuo da flutuação do nível d'água, de 2002 a 2009, variando de 6 a 10 metros de profundidade; valores de condutividade hidráulica de 2×10^{-6} m/s a 2×10^{-4} m/s determinados por *slug tests*

(Gonçalves & Chang, 2018) e S_y de 0,17, obtido através de curvas de retenção (ALFARO SOTO & CHANG, 2008).

Em aquíferos considerados de escala intermediária, como sugerido por Scanlon et al. (2002), as mudanças nos fluxos de entrada (recarga) e saída tendem a impactar populações relativamente maiores (diferentes cidades e estados), por mais tempo e de modo cumulativo, com respostas não tão rápidas em relação aos fluxos superficiais devido ao maior tempo de residência das águas subterrâneas. São aquíferos mais complicados (e caros) de se monitorar diretamente, devido a necessidade de maior quantidade de poços e estações hidrometeorológicas, além de boa distribuição espacial para cobrir grandes áreas.

Por outro lado, métodos indiretos, como sensores remotos, são aplicáveis nesta escala e razoavelmente mais baratos para se monitorar os fluxos hídricos. As técnicas de sensoriamento remoto são cada vez mais usadas em aplicações hidrológicas, justamente para lidar com as limitações gerais de dados ou incerteza espacial de observações regionalizadas baseadas no solo. A utilização profunda de produtos de sensoriamento remoto permite a caracterização individual dos fluxos hidrológicos pertinentes e o equilíbrio cumulativo dos déficits de fluxo equivalentes às mudanças do armazenamento hídrico total.

Como estudo de caso desta escala é analisado o Sistema Aquífero Urucuia (SAU), que cobre uma área de aproximadamente 125.000 km² no nordeste brasileiro, representando um recurso hídrico estratégico e vital para esta região que é frequentemente afetada por grandes secas. O SAU tem importância ímpar para o Brasil, pois seu fluxo de base representa 35% da vazão do rio São Francisco, que é responsável pelo abastecimento de mais de 13 milhões de pessoas no semiárido brasileiro (CBHSF, 2015). Além disso, a descarga do SAU é mais crucial ainda durante os períodos de seca, sendo responsável por cerca de 90% da vazão dos rios nestas épocas do ano (GONÇALVES et al., 2018).

O SAU é particularmente interessante de se analisar pois é um reservatório subterrâneo que ocorre como aquífero não-confinado em uma morfologia de platô de altitudes de 600 a 900 metros, se estendendo 625 km no sentido N-S e 200 km W-E, dominado por agricultura extensiva com forte irrigação. Há intensa presença de pivôs de irrigação em toda a área de recarga, sendo grande parte abastecidos por poços profundos que atravessam todo o aquífero, que possui em média 350 metros de espessura saturada, um cenário perfeito para garantir altas taxas de exploração de águas subterrâneas.

Em aquíferos de grande porte, de escala regional, alterações nos fluxos de recarga e descarga tendem a impactar populações muito maiores, por abranger diferentes estados e países, por muito mais tempo e de modo profundo na sociedade, sendo geralmente considerados assuntos estratégicos em termos políticos. Tais aquíferos tendem a possuir águas mais antigas, na ordem de dezenas a centenas de milhares de anos, até milhões de anos, o que torna um desafio científico e político conciliar com as rápidas e jovens águas superficiais. O desequilíbrio entre a recarga e a saída de água causado por décadas de efeitos antrópicos pode levar o sistema a precisar de centenas a milhares de anos para se remodelar em um novo equilíbrio, sendo naturalmente um grande desafio para a sociedade atual e futura.

Como estudo de caso é analisado o Sistema Aquífero Guarani (SAG), um dos maiores reservatórios de água subterrânea do planeta e o maior das américas, cobrindo uma área de aproximadamente 1,2 milhões de km² que abrange quatro importantes países sul-americanos: Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Composto por uma sequência de camadas arenosas de idade Triássica-Jurássica depositadas em ambiente continental, eólico, fluvial e lacustre, nas bacias do Paraná, Chaco-Paraná e Norte, o SAG possui espessura média de 250 metros, alcançando mais de 800 metros, localizado acima da superfície erosional de 250 Ma e abaixo de basaltos cretácicos em sua porção confinada.

O SAG é um ótimo exemplo pois, apesar de sua escala continental, a recarga de águas subterrâneas ocorre em estreitas faixas de afloramento e boa parte é descarregada localmente nas bacias hidrográficas, sendo que apenas uma parcela forma a recarga profunda e alcança a porção confinada do sistema aquífero, alterando assim efetivamente seu armazenamento. Estima-se que aproximadamente 90 milhões de habitantes se beneficiam direta e indiretamente das exploração do SAG, sendo 93,6% dessa extração ocorrendo no território brasileiro e 80% da água extraída é utilizada para abastecimento público (FOSTER et al., 2009).

Esta tese de doutorado está dividida da seguinte maneira: (1) Introdução – este é o capítulo que introduz a problemática relacionada às águas subterrâneas, os principais conceitos gerais que tangenciam o tema de recarga subterrânea, e ainda apresenta objetivamente as áreas de estudo que abarcam os três estudos de caso desenvolvidos na tese; (2) Objetivos e Justificativa – capítulo sucinto dedicado a esclarecer quais são os objetivos do trabalho, justificando acerca das principais motivações envolvidas no desenvolvimento do estudo; (3) Publicações – capítulo de resultados subdividido em três tópicos, cada um apresentando um estudo de caso de um sistema aquífero, sintetizados em três artigos científicos publicados em revistas internacionais e revisados por pares (*peer reviewed*); (4) Discussão – este capítulo é amplo, também subdividido em três tópicos (orientados pelos estudos de caso) e desenvolvido para expandir e aprofundar a discussão no intuito de alcançar plenamente os objetivos propostos nesta tese, já que artigos científicos tem limitações de tamanho e são mais concisos; (5) Conclusões – capítulo de fechamento, contendo os principais pontos-chave alcançados ao final da pesquisa; e (6) Referências Bibliográficas – lista da bibliografia consultada e citada nos capítulos de Introdução, Discussão e Conclusões, uma vez que os trabalhos citados no capítulo de Publicações já estão referenciados neste mesmo capítulo, ao final de cada tópico.

2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

A presente tese tem como objetivo principal compreender o comportamento do fluxo de recarga de águas subterrâneas em sistemas aquíferos em diferentes escalas de análise, avaliando os métodos de estimativas mais utilizados e propondo melhorias e/ou novos métodos, a partir do estudo de três sistemas aquíferos distintos: Aquífero Rio Claro, Sistema Aquífero Urucua (SAU) e Sistema Aquífero Guarani (SAG). Como objetivos específicos, o estudo se propôs a desenvolver os seguintes pontos:

- a) Elaborar um modelo hidrogeológico conceitual para cada caso, considerando a escala de análise, para entendimento da dinâmica de fluxo e desenvolver uma abordagem conceitual adequada para o fluxo de recarga;
- b) Entender os mecanismos naturais atuantes no processo de recarga e possíveis maneiras de implementá-los em modelos hidrogeológicos;
- c) Avaliar os efeitos antrópicos e climáticos sobre o sistema aquífero, nos diferentes cálculos de recarga e reservas hídricas, considerando a escala de análise;
- d) Identificar os aspectos positivos e negativos dos métodos empregados para estimativa de recarga subterrânea em cada caso e propor pontos de melhoria;
- e) Demonstrar o impacto do entendimento correto do fluxo de águas subterrâneas sobre o balanço hídrico, integrado com a parcela superficial, e contribuir com novas estimativas de recarga subterrânea.

Diante do exposto, este estudo pretende contribuir para a pesquisa de recursos hídricos jogando luz à importância de se compreender o efeito da escala sobre o entendimento do balanço hídrico, especialmente o fluxo de recarga de águas subterrâneas, assim como mecanismos naturais da zona saturada e não-saturada, efeitos antrópicos e mudanças climáticas. Como aporte metodológico, é importante distinguir quais ferramentas são mais

adequadas para se usar em cada caso, como a modelagem numérica e uso de sensores remotos, para que, assim, se extraia valores mais precisos e realistas. Desse modo, o resultado das estimativas de fluxo torna-se mais confiável e o trabalho revela-se com melhor custo-benefício, provendo assim suporte adequado a tomadas de decisão mais assertivas quanto à gestão de recursos hídricos, seja a nível municipal (como o Aquífero Rio Claro), interestadual (como o SAU), e até internacional (à exemplo do SAG).

3 PUBLICAÇÕES

Neste capítulo são apresentados como resultados três artigos científicos internacionais em revistas conceituadas da área, publicados durante o desenvolvimento desta tese. Este conjunto de publicações científicas, na língua inglesa, sintetiza como foram desenvolvidos e alcançados os principais objetivos deste estudo, e o capítulo subsequente de Discussão os complementa e consoma.

3.1 Quasi-Saturated Layer: Implications for Estimating Recharge and Groundwater Modeling

Este trabalho foi publicado na revista internacional *Groundwater (Impact fator: 2,671)*, especializada em hidrogeologia e principal revista focada exclusivamente em águas subterrâneas. A revista possui ISSN: 1745-6584 e o artigo publicado DOI: 10.1111/gwat.12916. Este artigo científico apresenta os resultados dos estudos considerando o caso do Aquífero Rio Claro. A seguir, o manuscrito na íntegra.

Quasi-Saturated Layer: Implications for Estimating Recharge and Groundwater Modeling

Roger D. Gonçalves, Center for Environmental Studies and Basin Studies Laboratory, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil; roger.dias@unesp.br

Elias H. Teramoto, Center for Environmental Studies and Basin Studies Laboratory, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil; teramoto@rc.unesp.br

Bruno Z. Engelbrecht, Center for Environmental Studies and Basin Studies Laboratory, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil; bruno@rc.unesp.br

Miguel A. Alfaro Soto, Department of Applied Geology, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil; alfaro@rc.unesp.br

Hung K. Chang, Department of Applied Geology and Basin Studies Laboratory, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil; chang@rc.unesp.br

Martinus Th. van Genuchten, Center for Environmental Studies, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil; Department of Nuclear Engineering, Federal University of Rio de Janeiro, COPPE, Rio de Janeiro, RJ 21941-972, Brazil; Tel. +55-21-887909055; email rvangenuchten@hotmail.com (corresponding author)

Key words: Quasi-saturated zone. Entrapped air. Groundwater modeling. Rio Claro Aquifer (Brazil).

Article Impact Statement: Quasi-saturation due to air entrapment near the water table has major effects on estimated recharge rates and modeling groundwater.

Abstract

This study presents an extension of the concept of “quasi-saturation” to a quasi-saturated layer, defined as the uppermost dynamic portion of the saturated zone subject to water table fluctuations. Entrapped air here may cause substantial reductions in the hydraulic conductivity (K) and fillable pore water. Air entrapment is caused by a rising water table, usually as a result of groundwater recharge. The most significant effects of entrapped air are recharge overestimation based on methods that use specific yield (S_y), such as the water table fluctuation method (WTF), and reductions in K values. These effects impact estimation of fluid flow velocities and contaminant migration rates in groundwater. In order to quantify actual groundwater recharge rates and the effects of entrapped air, numerical simulations with the FEFLOW groundwater flow model were carried out using a quasi-saturated layer for a pilot area in Rio Claro, Brazil. The calculated recharge rate represented 16% of the average precipitation over an 8-year period, approximately half of estimates using the WTF method. Air entrapment amounted to a fillable porosity of 0.07, significant lower than the value of 0.17 obtained experimentally for S_y . Numerical results showed that the entrapped air volume in the quasi-saturated layer can be very significant (0.58 of the air fraction) and hence can significantly affect estimates of groundwater recharge and groundwater flow rates near the water table.

Introduction

The upward movement of a water table (WT) in response to groundwater recharge causes a displacement of air (the non-wetting phase) by water (the wetting-phase) in partially saturated vadose zone pores. Many studies have shown that a significant amount of air can become entrapped in the largest pores below the WT during this ascension (e.g., Smith and Browning 1943; Christiansen 1944; Debacker 1967; Tokunaga and Narasimhan 1987; Faybishenko 1995; Fry et al. 1997; Williams and Oostrom 2000; Sakaguchi et al. 2005; Marinas et al. 2013). The presence of entrapped air promotes considerable but reversible changes in the aquifer properties. The term “quasi-saturated zone” was introduced by Faybishenko (1995) to describe the uppermost portion of the saturated zone partially filled with entrapped air. Although containing water and air in varying proportions, the quasi-saturated layer is distinct from the capillary fringe in that the pressure head is positive, similar to a fully saturated zone, and not negative like in the vadose zone.

Several studies have focused on reductions in the saturated hydraulic conductivity (K) by air entrapment (Smith and Browning 1943; Christiansen 1944; Debacker 1967; Orlob and Radhakrishna 1958; Faybishenko 1995; Fry et al. 1997; Sakaguchi et al. 2005; Zlotnik et al. 2007; Marinas et al. 2013). The range of K reductions due to pore clogging by entrapped air has been shown to be very broad. For instance, Zlotnik et al. (2007) verified a reduction of 50% due to entrapped air, whereas Faybishenko (1995) observed reductions of one to two orders of magnitude. They used the term quasi-saturated hydraulic conductivity (hereafter denoted by K_{quasi}) for the resulting conductivity.

Several authors, including Peck (1969), Constantz et al. (1988) and Fry et al. (1997), showed that the amount of entrapped air depends on soil type and the prevailing grain size distribution, as well as on the fluid flow rate (Constantz et al. 1988; Fry et al. 1997), moisture

content (Fayer and Hillel 1986b) and pore geometry (Peck 1969; Fry et al. 1997). Furthermore, numerous experiments have shown a broad range of measured entrapped air saturation contents, between approximately 0.04 for clays and 0.55 for coarse sands (Christiansen 1944; Fayer and Hillel 1986a; Stonestrom and Rubin 1989; Faybishenko 1995; Wang et al. 1998; Sakaguchi et al. 2005; Marinas et al. 2013).

Due to water table fluctuations, entrapped air is subject to changes in hydraulic pressures, which results in the compression or expansion of entrapped air bubbles (Christiansen 1944; Gupta and Swartzendruber 1964; Marinas et al. 2013; Collis-George and Yates 1990; Bicalho et al. 2005). Marinas et al. (2013) observed reductions between 18 and 26% in the amount of entrapped air at a water pressure of 2.5 m, compared to zero pressure, with the amount of entrapped air decreasing approximately linearly with the increase in water pressure.

Entrapped air will obstruct parts of otherwise saturated pores below the WT and as such can significantly reduce local fluid flow velocities and estimated groundwater recharge rates (Christiansen 1944; Constantz et al. 1988; Faybishenko 1995; Heilweil et al. 2004). Regarding shallow unconfined aquifers, the actual porosity filled by water during a rising WT (the fillable porosity, θ_f) is often smaller than the specific yield (S_y) due to entrapped air below the WT (Kayane 1983; Maréchal et al. 2006). As a consequence of this discrepancy, recharge rates calculated using the water-table fluctuation (WTF) method (Healy and Cook 2002) will likely be overestimated since calculated values are very sensitive to the assumed value of S_y .

Considering the potential impact of entrapped air on calculated water table fluctuations, especially in shallow unconfined aquifers, this work aims to introduce the concept of a “quasi-saturated layer” as based on several earlier studies, as well as on field evidence. The applicability of the quasi-saturated concept to practical problems is illustrated by computing

more realistic groundwater recharge fluxes using the FEFLOW groundwater flow simulator of Diersch (2014) as applied to an unconfined aquifer in Rio Claro, Brazil.

Conceptual Model of the Quasi-Saturated Layer

Figure 1 provides a schematic of the effects of air entrapment during an imbibition event on the water retention curve (WRC), when water invades the fillable pore space and air bubbles become entrapped by snap-off and bypassing mechanisms. Faybishenko (1995) suggested that entrapped air at and near the WT is distributed into mobile and immobile parts. Whereas the mobile part can be displaced, entrapped air remains as an immobile and entrapped phase within the pores, and is responsible for a hysteresis effect during alternating cycles of fluid drainage and imbibition.

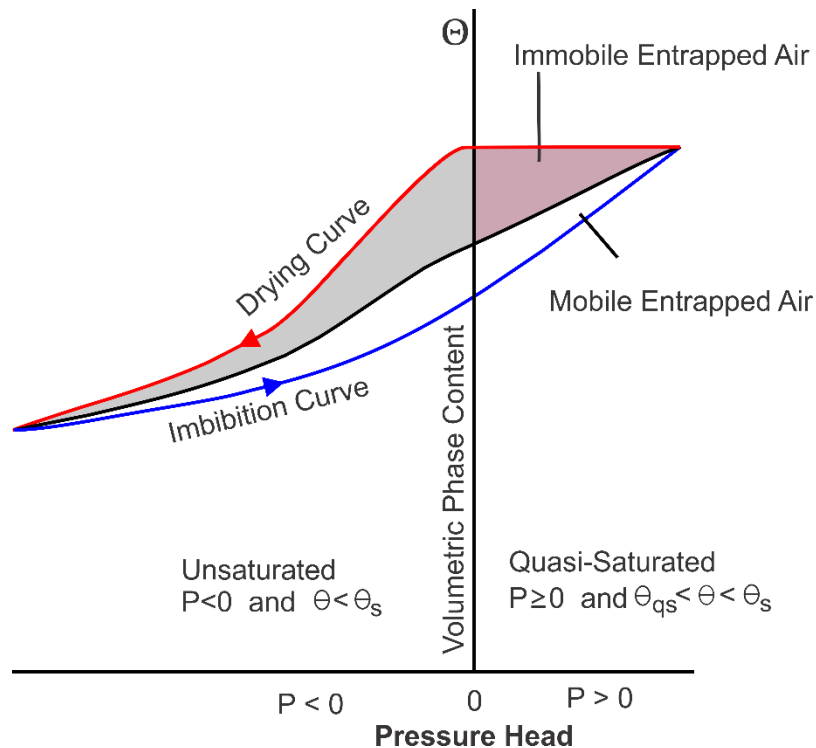


Figure 1. Conceptual model illustrating the mechanism of air entrapment due to hysteresis involving primary drainage and imbibition water retention curves (after Faybishenko 1995).

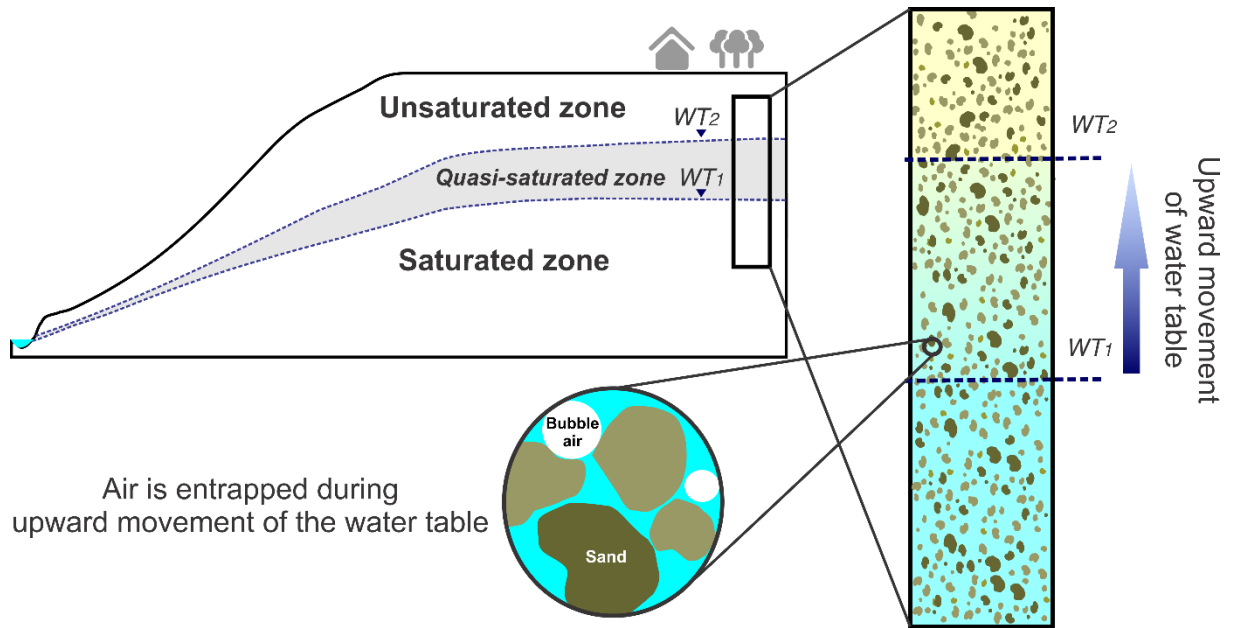


Figure 2. Schematic showing how during recharge the water table rises from WT₁ to WT₂. The presence of significant proportions of entrapped air reduces the hydraulic conductivity and fillable porosity.

In our study we view the upper part of the aquifer subject to air entrapment as a separate layer between the vadose zone and the fully saturated zone, all in the vicinity of a fluctuating water table. Although the quasi-saturated zone is ephemeral and dissipates when the water table moves down, its recurrent formation when the water table moves up (Figure 2) allows one to consider this zone as a separate (seasonal) layer of the aquifer. Moreover, entrapped gases within this zone may persist for a decade or longer, even without WT fluctuations at this depth (Ryan et al. 2000; McLeod et al. 2015). Although the pore system is filled with different proportions of air and water, the main feature distinguishing the quasi-saturated zone from the capillary fringe is that the quasi-saturated zone has a positive pressure head, similar to the fully saturated zone. Moreover, the hydraulic properties (K_{quasi} and θ_f) of the quasi-saturated zone are controlled by the volume of air entrapped in the aquifer pores.

Table 1 presents results from laboratory tests related to entrapped air saturations in various porous media. Air saturation as used here is the volumetric entrapped air content divided by the porosity. The estimated values exhibit a wide range that may reach relative air saturation values above 0.50. Several studies (e.g., Constantz et al. 1988; Marinas et al. 2013) have noted that materials with large pores, such as sands and well-aggregated soils, tend to have higher entrapped air proportions than media with finer pore structures. Laboratory tests by Dzekunov et al. (1987), Faybishenko (1995) and Fry et al. (1997), on the other hand, showed that fine-textured media produced more pronounced reductions in K than coarse-grained soils with increasing entrapped air saturation (Figure 3).

Table 1. Entrapped air fractions obtained experimentally.

Reference	Medium	Proportion of pore space filled with entrapped air
Poulovassilis (1970)	Glass beads	0.19
Stonestrom & Rubin (1989)	Coarse sand	0.126
Christiansen (1944)	Coarse sand	0.15 – 0.40
Wang et al. (1998)	Coarse sand	0.154 – 0.305
Marinas et al. (2013)	Fine to coarse sands	0.130 – 0.545
Williams & Oostrom (2000)	Fine sand	0.15
Sakaguchi et al. (2005)	Sandy loam	0.23
Sakaguchi et al. (2005)	Aggregated clay	0.13
Fayer & Hillel (1986a)	Loamy sand	0.043 – 0.126
Stonestrom & Rubin (1989)	Loam	0.069
Faybishenko (1995)	Loams	0.10 – 0.25

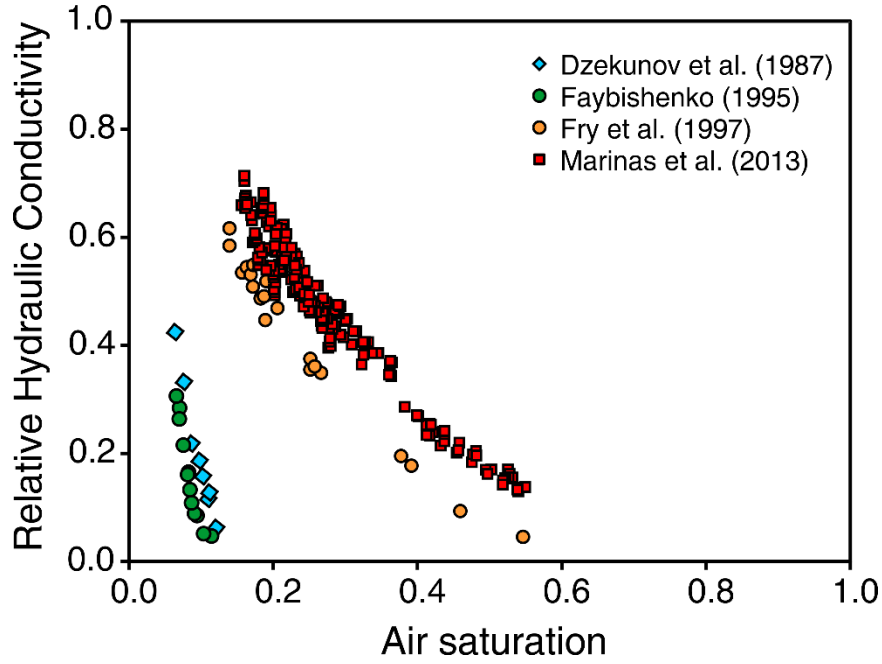


Figure 3. Relative hydraulic conductivity ($K_{rel} = K_{quasi}/K_s$) of quasi-saturated soils as a function of entrapped air saturation.

Some of the experimental data further revealed an approximately exponential decrease in the hydraulic conductivity with increasing entrapped air saturation (Figure 3). This relationship can be described also by a power law as proposed previously by Faybishenko (1995) for loam soils:

$$K_{quasi} = K_0 + (K_s - K_0) \left(1 - \frac{\omega}{\omega_{max}}\right)^n \quad (1)$$

where K_{quasi} is the quasi-saturated hydraulic conductivity; K_0 is the minimum quasi-saturated hydraulic conductivity; K_s is saturated hydraulic conductivity without air entrapment; ω is the volumetric fraction of entrapped air; ω_{max} is the maximum entrapped air content; and n an exponent. The fillable porosity hence is related to specific yield (S_y) through

$$\theta_f = S_y(1 - \omega) \quad (2)$$

These findings are consistent with the general shape of the unsaturated hydraulic conductivity as a function of water content, with or without the presence of entrapped air (Luckner et al. 1989), as shown by Carsel and Parrish (1988) among others for the van Genuchten (1980) unsaturated soil hydraulic conductivity function. Although Fry et al. (1997) reported the applicability of the van Genuchten model for quasi-saturated systems, Marinas et al. (2013) noted that the Faybishenko equation equally or better captured the hydraulic conductivity changes for their data.

The vertical zone where the water table fluctuates periodically can be identified using monitoring wells or other means. That zone is considered here to be a distinct and seasonal layer with reductions in the fillable porosity ($\theta_f < S_y$) and hydraulic conductivity ($K_{quasi} < K_s$) due to entrapped air. This separate layer is referred to here as the quasi-saturated layer. Instead of assuming variably saturated conditions typical for the vadose (unsaturated) zone with its negative pressure heads, this layer can be simulated using aquifer conditions with positive hydraulic pressures.

Study Site

The study site is located at São Paulo State University in the city of Rio Claro, Brazil (Figure 4). The site is part of the Rio Claro Aquifer, which has been studied and monitored extensively since 2000 (e.g., Ferreira and Caetano-Chang 2008; Neto et al. 2016; Gonçalves and Chang 2018). The Rio Claro Aquifer is a shallow unconfined aquifer composed of Cenozoic sedimentary rocks of the Rio Claro Formation overlaying the Permian aquitard of the Corumbataí Formation. The aquifer covers approximately 85 km² on top of the Paraná Basin, with its thickness varying from a few meters to up to 50 m (about 15 m at the study

location). Sediments have fluvial origin and are composed mostly of fine- to medium-grained sands with a variable clay matrix (Gonçalves and Chang 2018).

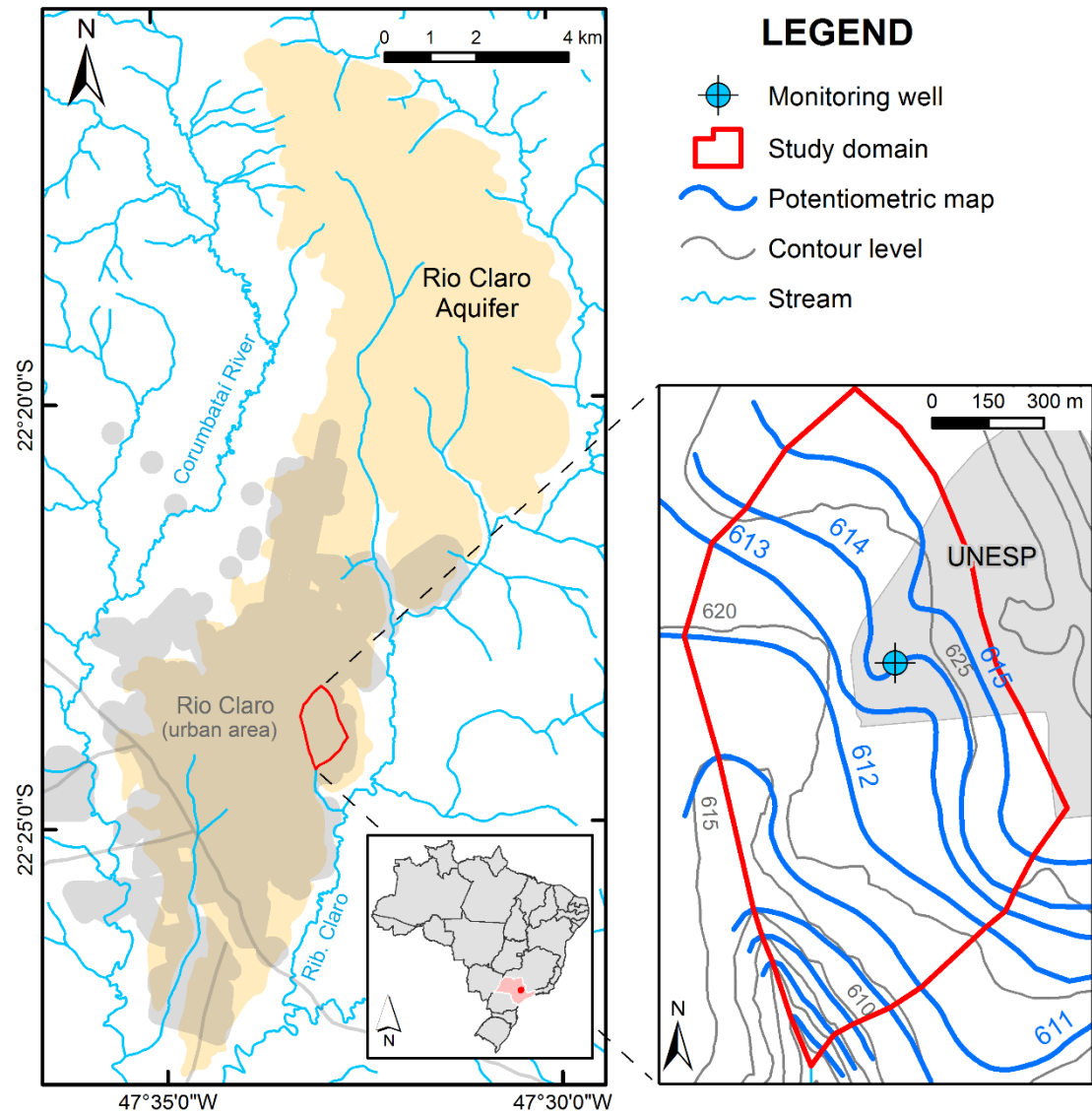


Figure 4. Location of the study area and monitoring well (left) and a potentiometric map (Gonçalves 2016) showing also the topography with elevation in meters above mean sea level.

The Rio Claro Aquifer presents a plateau morphology with recharge occurring in most of the aquifer at relatively high topographic locations, and discharge along streams that cross the aquifer with their bottom near the lower contact. Lateral hydraulic gradients at the site are very low, less than 0.007, because of its location near a groundwater divide and functioning as an important recharge zone. The WT generally varies between depths of about 6 to 10 m, but with a large seasonal variation due the occurrence of alternating seasons of rainy summers and dry winters (Gonçalves 2016). Hydraulic conductivities determined by slug tests ranged from 2.0×10^{-6} m/s to 2.0×10^{-4} m/s (Gonçalves and Chang 2018), while a value of 0.17 for S_y of the saturated soils was obtained by analyzing the water retention curves of undisturbed samples (Alfaro Soto and Chang 2008). The precipitation data (Figure 5) were obtained from daily total rainfall records provided by the meteorological station of the Center for Environmental Studies and Planning (CEAPLA) at UNESP, located in the study area.

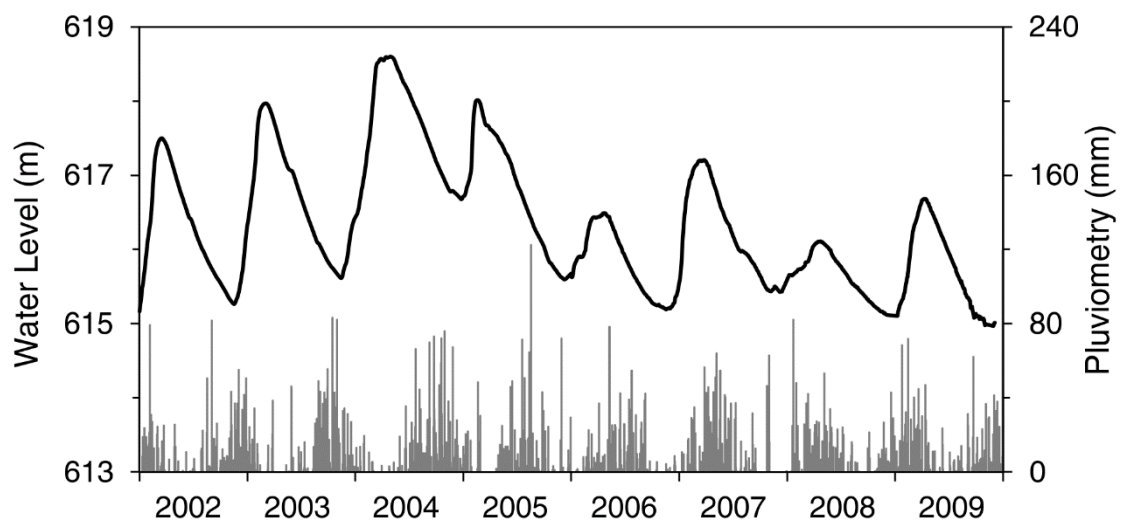


Figure 5. Monitored groundwater levels (black solid line) showing the seasonal cycles of recharge and drawdown, as well as daily rainfall rates (grey bars).

Numerical Model

A three-dimensional saturated flow model was constructed to simulate transient water table fluctuations in an unconfined aquifer. We used for our simulations the FEFLOW finite element code of Diersch (2014), but modified to include the effects of air entrapment during groundwater recharge periods. The model domain of 1.1 km² was divided into 60,944 finite elements (30,807 nodes) with irregular spacing both in the horizontal and vertical directions. The domain was divided into two layers with different hydraulic properties to reflect the existence of entrapped air. The upper layer was a quasi-saturated layer, defined by the vertical range where the WT was found to fluctuate periodically, while the lower layer represented the fully saturated zone.

The adopted configuration can be seen in Figure 6. The domain bottom is the contact with the aquitard, and hence was considered to be no-flow boundary, similarly as the northern and eastern limits which represented groundwater divides. In addition, seepage face boundary conditions were introduced along the southeastern border to reproduce discharge areas, thus allowing free outflow from the model. Recharge rates were represented using a transient fluid-flux boundary condition along the top elements. Values of the saturated hydraulic conductivity (K_s , as estimated from slug tests), and of S_y (derived from water retention data) were applied to the lower layer, whereas K_{quasi} and θ_f values were calculated for the quasi-saturated layer considering the entrapped air effects.

Monitored groundwater levels from 2002 to 2005 (1460 d) were used on a daily basis in order to calibrate the transient model. The initial condition of the hydraulic head for the transient simulations was obtained using a single calibrated steady-state run, while the bottom surface of the top layer was approximated by means of a steady-state run for the lowest water table period. Once the calculations satisfactorily represented the transient hydraulic head data for

the first 4 years, an additional 4-year simulation was carried out and compared with the monitored hydraulic heads from 2006 to 2009.

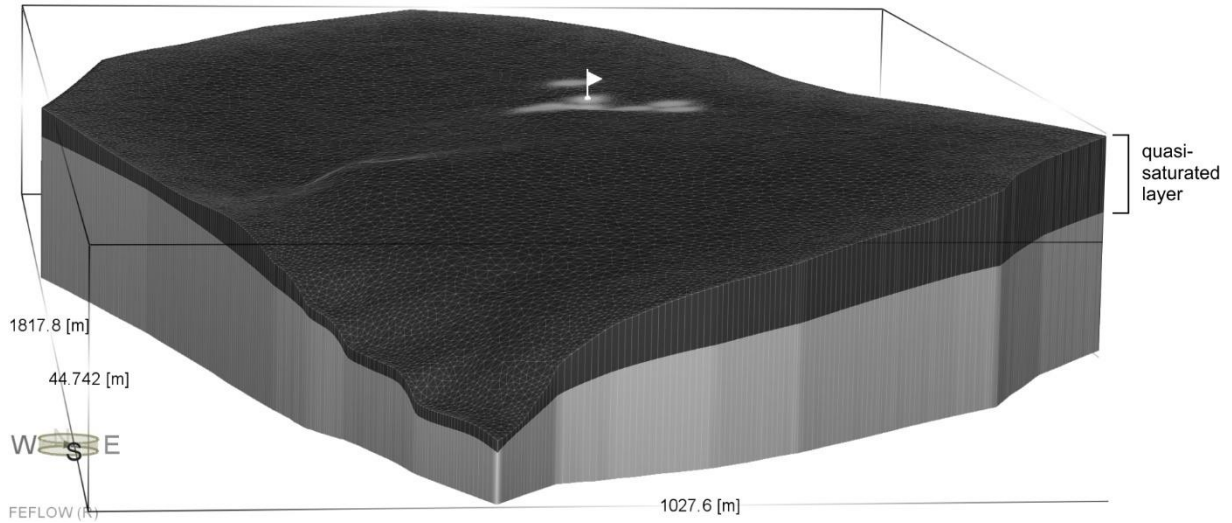


Figure 6. Three-dimensional (3D) view of the finite element model setup.

Numerical Validation of the Quasi-Saturated Layer

In order to estimate the entrapped air content, a set of transient-state simulations was performed representing the two main layers of the conceptual model: a quasi-saturated layer on top of a fully saturated zone. For S_y we used a value of 0.17 as estimated from measured water retention data, and for K_s of the laterally homogeneous saturated lower layer a value of 2×10^{-5} m/s, being the mean value as derived from slug tests. Due to air entrapment, the hydraulic parameters (K_{quasi} and θ_f) of the quasi-saturated layer were variable since they depend on air saturation.

The grain size distributions of the sands tested by Marinas et al. (2013) were very similar to those of the Rio Claro Formation sediments (Gonçalves and Chang 2018). Because of this similarity, we employed an exponential function (rather than the van Genuchten hydraulic

function) fitted to the experimental data, with K_{quasi} being a function of the entrapped air content. The following exponential function was fitted to the Marinas et al. (2013) data shown in Figure 3:

$$K_{quasi} = 1.314 K_s e^{-3.969\omega} \quad (3)$$

We calibrated the numerical model using observed transient water table data over a 4-year period as shown in Figure 7. The model could be run using a daily time step. Adjustable parameters were the volumetric fraction of entrapped air, ω , in Equations (2) and (3), and the recharge rate. The recharge rate was assumed to be uniform laterally, and constant in time during each ascending and descending WT fluctuation stage (Figure 7), without any constraints on its values. A relatively high entrapped air fraction (0.58) was obtained, leading to values of 2.5×10^{-6} m/s for K_{quasi} (Equation 3) and 0.07 for θ_f (Equation 2) of the quasi-saturated layer. Calculated hydraulic heads showed very good correlation with the observed data as reflected by a root-mean-square error (*RMSE*) of 0.0545 m and a coefficient of determination (R^2) of 0.96. Table 2 lists the calculated recharge rates.

Table 2. Calculated recharge rates for the time period 2002 through 2009 assuming a quasi-saturated layer, and observed annual rainfall rates (with their ratio of precipitation).

Year	Accumulated Precipitation (mm)	Calculated Recharge (mm/year; % of precipitation)
2002	1026	203 (19.8%)
2003	1463	265 (18.1%)
2004	1820	321 (17.6%)
2005	1248	161 (12.9%)
2006	1514	164 (10.9%)
2007	1365	229 (16.8%)
2008	1318	174 (13.2%)
2009	1317	222 (16.9%)

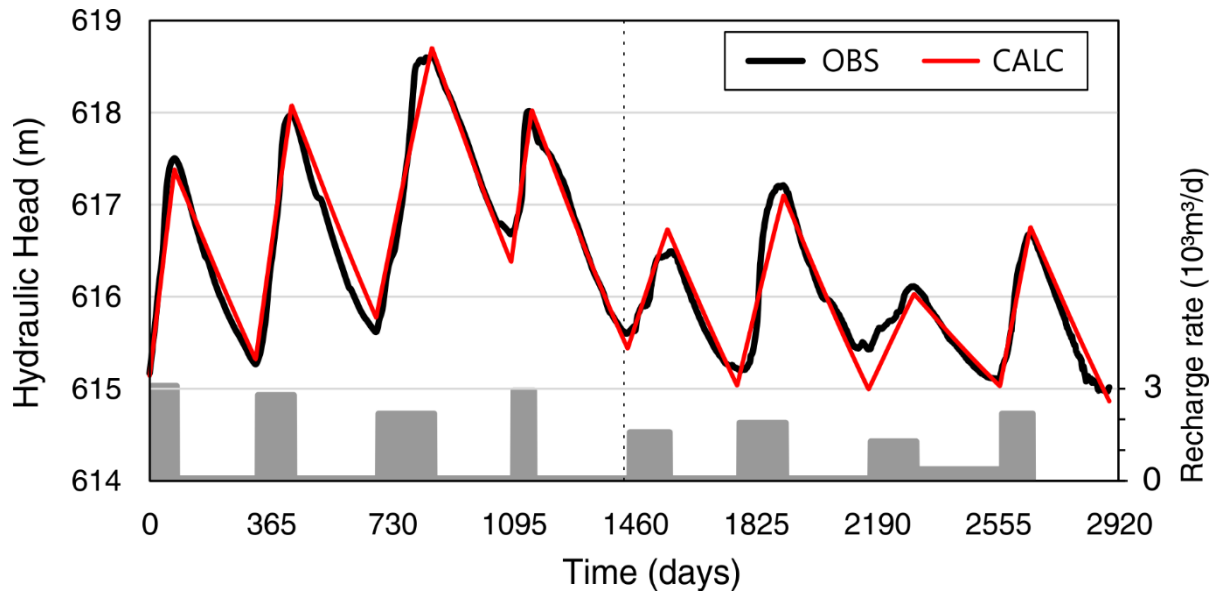


Figure 7. Comparison between observed (black solid line) and simulated (red solid line) water levels for an 8-year-long simulation using the quasi-saturated layer. Also represented as grey bars are the estimated recharge rates each recharge period.

Figure 7 shows considerable variability in time of the observed and calculated heads, which we initially thought would have affected the value of θ_f during the calculations. We found, however, that it was not necessary to vary θ_f in time to properly calibrate the heads. Calibrated recharge rates were found to be significantly lower than those previously estimated using the water table fluctuation (WTF) method (Neto and Chang 2008). The average calculated recharge for the 2002-2005 period was 249 mm/year, in contrast to 491 mm/year as obtained using the WTF method. The recharge rates were also estimated by Neto et al. (2016) by simulating infiltration and variably-saturated flow in the soil profile, including root water uptake, using the Richards equation. They found an average value of 304 mm/year, which is much closer to the value of 249 mm/year we obtained.

In order to confirm the reliability of the quasi-saturated model, an additional 4 years were simulated using the calibrated model without further changes in the hydraulic parameters,

including of θ_f , except for setting the recharge rates as listed in Table 2. The results in Figure 7 show excellent agreement of the predicted values with the observed WT fluctuations, having a root-mean-square error (RMSE) of 0.0497 m, and a coefficient of determination (R^2) of 0.96.

Discussion

Effective porosities derived from laboratory experiments often lead to inaccurate predictions of the upward and downward movement of a shallow water table in transient groundwater models. Unrealistically large groundwater recharge rates may then be needed to simulate observed WT peaks correctly. Laboratory estimates of the porosity may similarly lead to poor predictions when the WT moves downward. These difficulties may be resolved by using lower hydraulic conductivities and effective porosities resulting from air entrapment at and below the water table.

Our study shows the importance of focusing on the prevailing mechanisms causing lower hydraulic conductivities and effective porosities. Several recent studies (e.g., Teramoto and Chang 2018; Rama et al. 2018) found that specific yield values calibrated using transient models were significantly lower than expected for the lithologies involved, or as estimated from the soil water retention properties. Teramoto and Chang (2018) considered this deviation as a hysteresis effect, while Rama et al. (2018) assumed the upper portion of the aquifer to remain unsaturated, thus using the Richards equation in conjunction with van Genuchten (1980) type soil hydraulic functions to calculate the water table fluctuations. Those two studies, as well as numerical simulations carried out by Nogueira and Chang (2015) and those presented in this paper, all required reductions in the fillable porosity to properly reproduce observed water table fluctuations.

The decrease in the hydraulic conductivity and the effective porosity of the quasi-saturated domain could be described also using van Genuchten expressions for the unsaturated hydraulic conductivity as a function of air or fluid saturation (van Genuchten 1980; Fry et al. 1997; Luckner et al. 1998). As demonstrated by Marinas et al. (2013), and further used in our study, the original equation by Faybishenko (1995) performed equally well. We note here also a separate study by Neto et al. (2016) who used the Richards equation for flow in variably saturated vadose systems to simulate the water table fluctuations and to estimate recharge rates at the same site of the Rio Claro Aquifer for the period from 2002 to 2005. Groundwater recharge was well estimated on average (304 mm/year). However, their model was not capable to properly predict the transient WT fluctuations. Moreover, their approach needed far more data (including specific soil hydraulic and root water uptake parameters), and is numerically far more complex than a fully saturated model. For these reasons we believe that the use of a quasi-saturated layer in groundwater flow simulations as used in our study can be extremely beneficial and opportune.

Several previous studies have shown that air entrapment can be significant and durable in the uppermost portion of saturated zone. Calculations using the water table fluctuation method for this reason tend to overestimate recharge rates, especially for shallow unconfined aquifers. This finding has a major impact on water resources management since water resource estimates are commonly sensitive to the assumed effective porosity, as well as for evaluating alternative groundwater exploitation scenarios, estimating fluid flow velocities and/or contaminant migration rates, and predicting the long-term effects of climate change.

In order to evaluate the effects of air entrapment effects, and to moderate numerical simulation errors, experimental tests should be conducted more systematically to estimate the air entrapment fraction during rising water tables under different geological settings. Based on

the obtained entrapped air estimates, we strongly suggest a review and correction of recharge rates calculated using the WTF method. Hence, for correct recharge calculations that also consider entrapped air, the fillable porosity term (θ_f) instead of S_y may need to be used (i.e., $R = \theta_f \Delta h / \Delta t$, where R is the recharge rate, h is the water table height, and t is time).

Despite the robustness of our numerical model calibration, certain aspects remain unanswered. Non-uniqueness continues to be a prominent nature of groundwater models, and a major source of error in recharge predictions by model calibration. Calibration may assure the potential feasibility of a conceptual model, but does not necessarily account for model singularity since calibration may be obtained with different model parametrizations. For example, Knowling and Werner (2017) demonstrated that distinct combinations of S_y , the recharge rate and K_s can produce diverse goodness of fits of long-term time-series of water level data. This reflects the difficulty of quantifying time-varying groundwater recharge rates through groundwater model calibration. Indeed, the favorable calibration of our model using water table data is not sufficient to prove the key role of entrapped air in estimating groundwater recharge. Still, our model suggests the critical role of air entrapment controlling anomalous water table fluctuations in field-scale problems, and may explain the inability of calibrations employing laboratory derived S_y values. Since entrapped air and pore clogging leads to noticeable reductions in S_y and K_s , it represents another source of uncertainty to reliable quantification of groundwater recharge. In summary, the quasi-saturated layer encompasses a phenomenological approach that can improve the performance of groundwater flow models, particularly for unconfined aquifers.

Finally, we note that our study focused on the physical effects of air entrapment in terms of groundwater modeling, water table dynamics, and estimating recharge. The effects of air entrapment, however, are not limited to the physical affects of fluid flow at and below the

water table. Air entrapment in the uppermost part of the saturated zone, as well as in the capillary fringe, is conducive to several physical, biological and geochemical process. To exemplify, the concentration of noble gases below the water table at levels above equilibrium with atmospheric air (also known as “excess air”) have been linked experimentally and numerically to entrapped air, in which the gases are transferred from entrapped air to groundwater by diffusional movement (Heaton and Vogel, 1981; Aeschbach-Hertig et al. 2000; Holocher et al. 2003; Aeschbach-Hertig et al. 2008; Mächler et al. 2013). Likewise, Williams and Oostrom (2000), Mächler et al. (2013), Mcleod et al. (2015) and Teramoto and Chang (2019) demonstrated that the presence of entrapped air delivers oxygen to groundwater. Aquifer oxygenation by entrapped air dissolution can have important implications to biogeochemical process in the saturated zone. For example, Teramoto and Chang (2019) showed that entrapped air may be the most important cause of aquifer oxygenation by driving the oxidation of byproducts (such as CH_4 and Fe^{2+}) and affecting the redox state of hydrocarbon-contaminated aquifers. For these reasons the possible physical, microbial and geochemical effects of air entrapment should not be neglected when studying the seasonal movement of groundwater in the near surface.

Conclusions

The exact effects of air entrapment on recharge calculations are uncertain and still being investigated since it is very difficult, if not impossible, to assess these effects directly in field conditions, despite the numerous laboratory and field experiments that have been carried out over the years (Faybishenko, 1997). The proposed groundwater model using a quasi-saturated layer was capable to satisfactorily predict water table fluctuations observed under field conditions considering air entrapment effects on the hydraulic parameters in the upper portion of the aquifer. Recharge rates calculated using the water table fluctuation (WTF) method potentially may be overestimated significantly, which is especially critical when the fillable

porosity is much lower than the specific yield due to high entrapped air fractions. Our study shows that transient groundwater flow modeling using a quasi-saturated layer is a very effective approach for predicting WT fluctuations and estimating transient recharge distributions in shallow unconfined aquifers.

Acknowledgments

We acknowledge support for this study from the Basin Studies Laboratory (LEBAC) of the Department of Applied Geology, associated with the Center for Environmental Studies (CEA) of UNESP, the Foundation for Development of UNESP (FUNDUNESP), the National Counsel for Technological and Scientific Development (CNPq), and CAPES-Brazil. We thank Boris Faybishenko and an anonymous reviewer for their many helpful comments and suggestions.

References

- Alfaro Soto, M.A., and H.K. Chang. 2008. Estimativa das porosidades efetiva e total em solos brasileiros. *Geotecnia (Lisboa)* 112: 35–46.
- Aeschbach-Hertig, W., F. Peeters, U. Beyerle, and R. Kipfer. 2000. Palaeotemperature reconstruction from noble gases in ground water taking into account equilibration with entrapped air. *Nature* 405, no 6790: 1040–1044. DOI:10.1038/35016542.
- Aeschbach-Hertig, W., H. El-Gamal, M. Wieser, and L. Palcsu. 2008. Modeling excess air and degassing in groundwater by equilibrium partitioning with a gas phase. *Water Resources Research* 44, no 8. DOI:10.1029/2007WR006454.
- Bicalho, K.V., D. Znidarcic, and H.-Y. Ko. 2005. An experimental evaluation of unsaturated hydraulic conductivity functions for a quasi- saturated compacted soil. In *Advanced Experimental Unsaturated Soil Mechanics*, edited by A. Tarantino, E. Romero, and Y.J.

- Cui, 325–30. Trento, Italy: Balkema Publishers.
- Carsel, R.F., and R.S. Parrish. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, *Water Resour. Res.* 24:755-769.
- Christiansen, J.E. 1944. Effect of entrapped air upon the permeability of soils. *Soil Science* 58, no 5: 355–366.
- Collis-George, N., and D.B. Yates. 1990. The first stage of drainage from ponded soils with encapsulated air. *Soil Science* 149, no 2: 103-111. <https://doi.org/10.1097/00010694-199002000-00005>.
- Constantz, J., W.N. Herkelrath, and F. Murphy. 1988. Air encapsulation during infiltration. *Soil Science Society of America Journal* 52, no 1: 10. doi:10.2136/sssaj1988.03615995005200010002x.
- Debacker, L.W. 1967. The measurement of entrapped gas in the study of unsaturated flow phenomena. *Water Resources Research* 3, no 1: 245–249. <https://doi.org/10.1029/WR003i001p00245>.
- Diersch, H.-J.G. 2014. *FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-38739-5>.
- Dzekunov, N.E., I.E. Zhernov, and B.A. Faybishenko. 1987. *Thermodynamic Method of Study of the Water Regime of the Zone of Aeration*. Moscow: Nedra.
- Faybishenko, B.A. 1995. Hydraulic behavior of quasi-saturated soils in the presence of entrapped air: Laboratory experiments. *Water Resources Research* 31, no 10: 2421–35. <https://doi.org/10.1029/95WR01654>.
- Faybishenko, B.A. 1997. Comparison of laboratory and field methods for determining quasi-saturated hydraulic conductivity of soils, In Proceedings of the International Workshop "Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous

- Media", ed. M. Th. van Genuchten, F.J. Leij, and L.J. Lund, 279 - 292, University of California, Riverside.
- Fayer, M.J., and D. Hillel. 1986a. Air encapsulation: I. Measurement in a field soil. *Soil Science Society of America Journal* 50, no 3: 568-572. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000030005x>.
- Fayer, M.J., and D. Hillel. 1986b. Air encapsulation: II. Profile water storage and shallow water table fluctuations. *Soil Science Society of America Journal* 50, no 3: 572. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000030006x>.
- Ferreira, S.R., and M.R. Caetano-Chang. 2008. Datação das formações Rio Claro e Piraçununga por termoluminescência. *R. Esc. Minas* 61, no 2: 129–34.
- Fry, V.A., J.S. Selker, and S.M. Gorelick. 1997. Experimental investigations for trapping oxygen gas in saturated porous media for in situ bioremediation. *Water Resources Research* 33, no 12: 2687–96. <https://doi.org/10.1029/97WR02428>.
- Gonçalves, R.D. 2016. Modelagem Numérica E Avaliação Hidrogeológica Do Aquífero Rio Claro. Universidade Estadual Paulista.
- Gonçalves, R.D., and H.K. Chang. 2018. Condutividade hidráulica da formação Rio Claro a partir de ensaios granulométricos. *Holos Environment* 18, no 1, 44. <https://doi.org/10.14295/holos.v18i1.12249>.
- Gupta, R.P., and D. Swartzendruber. 1964. Entrapped air content and hydraulic conductivity of quartz sand during prolonged liquid flow. *Soil Science Society of America Journal* 28, no 1, 9-12. <https://doi.org/10.2136/sssaj1964.03615995002800010016x>.
- Healy, R.W., and P.G.Cook. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10, 91-109.
- Heaton, T. H. E., and J. C. Vogel. 1981. "Excess air" in groundwater. *Journal of Hydrology* 50: 201–216. DOI: 10.1016/0022-1694(81)90070-6.

- Heilweil, V.M., D.K. Solomon, K.S. Perkins, and K.M. Ellett. 2004. Gas-partitioning tracer test to quantify trapped gas during recharge. *Ground Water* 42, no 4, 589–600. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02627.x>.
- Holocher, J., F. Peeters, W. Aeschbach-Hertig, W. Kinzelbach, and R. Kipfer. 2003. Kinetic model of gas bubble dissolution in groundwater and its implications for the dissolved gas composition. *Environmental Science and Technology* 37, no 7: 1337–1343. DOI:10.1021/es025712z.
- Kayane, I. 1983. Some problems relating to groundwater balance. *Hydrological Sciences Journal* 28, no 1: 125–37. <https://doi.org/10.1080/02626668309491147>.
- Knowling, M.J., and A.D. Werner. 2017. Transient recharge estimability through field-scale groundwater model calibration. *Groundwater* 55, no 6: 827–840. DOI:10.1111/gwat.12526
- Luckner, L., M.Th. van Genuchten, and D.R. Nielsen. 1989. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resources Research*, 25, no. 10: 2187-2193.
- Mächler, L., S. Peter, M.S. Brennwald, and R. Kipfer. 2013. Excess air formation as a mechanism for delivering oxygen to groundwater. *Water Resources Research*, 49, no 10: 6847–6856. DOI:10.1002/wrcr.20547
- Maréchal, J.C., B. Dewandel, S. Ahmed, L. Galeazzi, and F.K. Zaidi. 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology* 329, no 1–2: 281–93. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.022>.
- Marinas, M., J.W. Roy, and J.E. Smith. 2013. Changes in entrapped gas content and hydraulic conductivity with pressure. *Ground Water* 51, no 1: 41–50. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00915.x>.

- McLeod, H.C., J.W. Roy, and J.E. Smith. 2015. Patterns of entrapped air dissolution in a two-dimensional pilot-scale synthetic aquifer. *Groundwater* 53, no 2: 271–81. <https://doi.org/10.1111/gwat.12203>.
- Neto, D.C, H.K Chang, and M.Th. van Genuchten. 2016. A mathematical view of water table fluctuations in a shallow aquifer in Brazil. *Groundwater* 54, no 1: 82–91. <https://doi.org/10.1111/gwat.12329>.
- Neto, D.C., and H.K. Chang. 2008. Aplicação do método de flutuação de nível da água para a estimativa de recarga - Exemplo do Aquífero Rio Claro. *ABAS* 22, no 1: 39–48.
- Nogueira, G.E.H., and H.K. Chang. 2015. Simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas do Aquífero Rio Claro, porção nordeste do município de Rio Claro, SP. *Águas Subterrâneas* 29, no. 2: 175. <https://doi.org/10.14295/ras.v29i2.28304>.
- Orlob, G.T., and G.N. Radhakrishna. 1958. The effects of entrapped gases on the hydraulic characteristics of porous media. *Transactions, American Geophysical Union* 39, no. 4: 648. <https://doi.org/10.1029/TR039i004p00648>.
- Peck, A.J. 1969. Entrapment, stability, and persistence of air bubbles in soil water. *Australian Journal of Soil Research* 7, no. 2: 79–90. <https://doi.org/10.1071/SR9690079>.
- Poulovassilis, A. 1970. The effect of the entrapped air on the hysteresis curves of a porous body and on its hydraulic conductivity. *Soil Science* 109, no. 3: 154–62. <https://doi.org/10.1097/00010694-197003000-00003>.
- Rama, F., K. Miotlinski, D. Franco, and H.X Corseuil. 2018. Recharge estimation from discrete water-table datasets in a coastal shallow aquifer in a humid subtropical climate. *Hydrogeology Journal*, March. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1742-1>.
- Ryan, M.C., K.T.B. MacQuarrie, J. Harman, and J. McLellan. 2000. Field and modeling evidence for a ‘stagnant flow’ zone in the upper meter of sandy phreatic aquifers. *Journal of Hydrology* 233, no. 1–4: 223–40. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00236-5).

- Sakaguchi, A., T. Nishimura, and M. Kato. 2005. The effect of entrapped air on the quasi-saturated soil hydraulic conductivity and comparison with the unsaturated hydraulic conductivity. *Vadose Zone Journal* 4, no. 1: 139–44. <https://doi.org/10.2113/4.1.139>.
- Smith, R.M., and D.R. Browning. 1943. Persistent water-unsaturation of natural soil in relation to various soil and plant factors. *Soil Science Society of America Journal* 7, No. C: 114-119. <https://doi.org/10.2136/sssaj1943.036159950007000C0018x>.
- Stonestrom, D.A., and J. Rubin. 1989. Water content dependence of trapped air in two soils. *Water Resources Research* 25, no. 9: 1947–1958. <https://doi.org/10.1029/WR025i009p01947>.
- Teramoto, E.H., and H.K. Chang. 2018. Métodos WTF s simulação numérica de fluxo para estimativa de recarga – Exemplo Aquífero Rio Claro em Paulínia. *Águas Subterrâneas* 32, no. 2: 173–80. <https://doi.org/10.14295/ras.v32i2.28943>.
- Teramoto, E.H., and H.K. Chang. 2019. Geochemical conceptual model of BTEX biodegradation in an iron-rich aquifer. *Applied Geochemistry* 100: 293–304. DOI:10.1016/j.apgeochem.2018.11.019
- Tokunaga, T K., and T.N. Narasimhan. 1987. The influence of entrapped gas on transient groundwater storage. *Earth Sciences Division Annual Report 1986, Rep. LBL-22090*, 103–5. Lawrence Berkeley Laboratoru, Berkeley, CA.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, no 5: 892-898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>.
- Wang, Z., J. Feyen, M.Th. van Genuchten, and D.R. Nielsen. 1998. Air entrapment effects on infiltration rate and flow instability. *Water Resources Research* 34, no. 2: 213–22. <https://doi.org/10.1029/97WR02804>.
- Williams, M.D., and M. Oostrom. 2000. Oxygenation of anoxic water in a fluctuating water

table system: An experimental and numerical study. *Journal of Hydrology* 230, no. 1–2: 70–85. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00172-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00172-4).

Zlotnik, V.A., D.E. Eisenhauer, D.J. Schlautman, B.R. Zurbuchen, and D. Van Peursem. 2007. Entrapped air effects on dipole flow test in sand tank experiments: Hydraulic conductivity and head distribution. *Journal of Hydrology* 339, no 3–4: 193–205. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.013>.

3.2 Using GRACE to quantify the depletion of terrestrial water storage in Northeastern Brazil: The Urucuia Aquifer System

Este trabalho foi publicado na revista internacional *Science of The Total Environment* (*Citescore*: 10,5 e *Impact fator*: 7,963), a qual possui alto impacto global e é multidisciplinar, focada na interface entre diferentes áreas como atmosfera, litosfera, hidrosfera, biosfera e antroposfera. A revista possui ISSN: 0048-9697 e o artigo publicado DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.135845. Este artigo científico representa os resultados dos estudos considerando o caso do Sistema Aquífero Urucuia. A seguir, o manuscrito na íntegra como foi publicado.

Using GRACE to quantify the depletion of terrestrial water storage in Northeastern Brazil: the Urucuia Aquifer System

Abstract

Covering a plateau area of approximately 125,000 km², the Urucuia Aquifer System (UAS) represents a national strategic water resource in the drought-stricken Northeastern part of Brazil. Variations in terrestrial water storage (TWS) extracted using a three-model-ensemble from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) mission showed a negative balance equal to water stress. Monthly GRACE-derived water storage changes from 2002 to 2014 were compared with those derived from an independent hydrologic water balance of the region using in situ measurements and estimated evapotranspiration rates. Trend analyses revealed a TWS depletion rate of $6.5 \pm 2.6 \text{ mm yr}^{-1}$, but no significant decline in precipitation as observed from available data records. Water storage depletion was found to be driven by anthropogenic impacts rather than by natural climatic variability. The obtained

results demonstrate that GRACE is able to adequately capture water storage changes at the subregional scale, particularly during dry seasons.

Keywords: Water storage; GRACE; Subregional scale; Drought; São Francisco river; Brazilian Cerrado

1 Introduction

The sustainable management of terrestrial water resources requires a comprehensive understanding of the dynamics of separate components of the water cycle as well as of the overall balance. The water cycle basically involves hydrological fluxes of precipitation (P), evapotranspiration (ET), and river discharge (R), which for a natural steady-state equilibrium requires that $P - ET - R = 0$. Any divergence from equilibrium such as a flux deficit in $P - ET - R$ caused by changing climate, anthropologic or environmental factors implies changes in terrestrial total water storage (TWS) such that $P - ET - R = \text{TWS changes}$. The quantitative characterization of any TWS changes is crucial for many applications of hydrological research, such as system analyses, trend estimations and impact assessments. While quantification of the various water cycle components is feasible by accurate point-based monitoring, large-scale characterization of hydrological fluxes considering spatiotemporal dynamics is quite challenging. Even when a comprehensive monitoring program is in place, full data access is oftentimes very restricted.

Remote sensing techniques are now increasingly used in hydrologic applications to tackle general data limitations or spatial uncertainty of regionalized ground-based observations. Profound utilization of remote sensing products allows for individual characterization of pertinent hydrological fluxes and the cumulative balancing of flux deficits

equivalent to TWS changes. Remote sensing based gravimetric measurements of the GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) satellite mission in particular is now providing integrated signals revealing discrete spatial variations of in terrestrial mass, thus making it possible to more directly monitor and estimate changes in water storage across relevant scales. Available globally and on a monthly basis, GRACE retrievals integrate over participating hydrological fluxes, thereby allowing continuous monitoring of all forms of water fluxes present near or below terrain surfaces, including groundwater. In order to obtain the water flux signals correctly, it is necessary to remove background products such as atmospheric and oceanic mass variations, or even earthquakes and glacial isostatic adjustments if present in the area being analyzed.

GRACE has been widely used in hydrological research at global, continental or large-basin scales addressing such objectives as water resources monitoring, hydrologic variability, the quantification of water cycle components (Castle et al. 2016), mapping hydrological states or fluxes for resource assessment or management (Castle et al. 2014; Anderson et al. 2015; Scanlon et al. 2015), drought monitoring (Leblanc et al. 2009; Chao et al. 2016; Long et al. 2016; Thomas et al. 2017), groundwater storage or depletion (Rodell et al. 2009; Moiwo et al. 2012; Scanlon et al. 2012; Döll et al. 2014; Huang et al. 2015; Nanteza et al. 2016; Girotto et al. 2017), climate trend analyses and natural or anthropogenic impact assessments (Felfelani et al. 2017; Pan et al. 2017). These and other studies have shown that (i) GRACE-deduced TWS estimates are adequate for the characterization of large-scale basins ($\geq 200,000 \text{ km}^2$), (ii) retrieved water storage anomalies identified by considering supplemental hydrological model datasets are representative at spatial scales not smaller than approximately $160,000 \text{ km}^2$, and (iii) limited precision of GRACE-derived TWS variations are widely thought to be caused by uncertainty of supplementary hydrological models used during TWS post-processing, as discussed by Long et al. (2013; 2015), among others. However, there are other

approaches that do not use hydrological models to compute correction terms, such as data-driven methods (Vishwakarma et al. 2016, 2017), which may improve filtered GRACE products. Depending upon the processing scheme and the specific mass changes within the area of application, appropriate optimal processing methods may be used to retrieve signals from water storage variations in smaller reservoirs, such as done by Longuevergne et al. (2010), Famiglietti et al. (2011) and Ouma et al. (2015). For example, TWS changes were reliably characterized by Famiglietti et al. (2011) for California's Sacramento and San Joaquin River Basins encompassing an integrated area of approximately 154,000 km².

GRACE data have been used extensively for the hydrologic characterization and assessment of the Amazon river basin (Syed et al. 2005; Frappart et al. 2008; Chen et al. 2009, 2010; Alsdorf et al. 2010; Asner and Alencar 2010; Xavier et al. 2010; Almeida et al. 2012; De Paiva et al. 2013; Panday et al. 2015; Nie et al. 2016; Eom et al. 2017). By contrast, they have only rarely been applied to Brazil's semi-arid Cerrado territories (Oliveira et al. 2014) or at smaller basin scales such as described by Getirana (2016). While recent severe droughts in northeastern and southeastern Brazil have been successfully detected and characterized using GRACE data (Getirana 2016; Sun et al. 2016), the impact on groundwater reservoirs has not been evaluated thus far. This has been a major motivation for our study, i.e., to combine remote sensing, hydrological concepts paired with established hydrogeological techniques and numerical modeling to increase the spatial significance of GRACE-based TWS anomalies generated for a plateau aquifer system at a scale of 125,000 km².

The Urucuia Aquifer System (UAS) is a water reservoir of regional importance in the drought-stricken northeastern part of Brazil. The morphological plateau specifies a major unconfined aquifer system that is drained mostly by surface water streams towards the east.

The reservoir stretches approximately 625 km from S–N and 200 km W–E, covering a total area of approximately 125,000 km² (Fig. 1). The plateau aquifer runs along its western flank at altitudes higher than 900 m a.s.l. (meters above sea level) and moderately dips eastwards to altitudes of approximately 600 m a.s.l. The waters released from the UAS widely discharge into Latin America's fourth longest São Francisco's river system (Fig. 1) and form approximately 35% of the total São Francisco mean river discharge, the latter being approximately 735 - 740 m³/s (CBHSF, 2015). The UAS water resource is of major strategic importance as it guarantees the water supply for an approximately 13 million people settled along the downstream semi-arid São Francisco catchment. According to CBHSF (2016) and Gonçalves et al. (2018), UAS discharge is even more crucial during dry seasons, when it serves 80-90% of the total river discharge as baseflow and as such is essential for preserving the majority of all water-related ecosystem functions downstream.

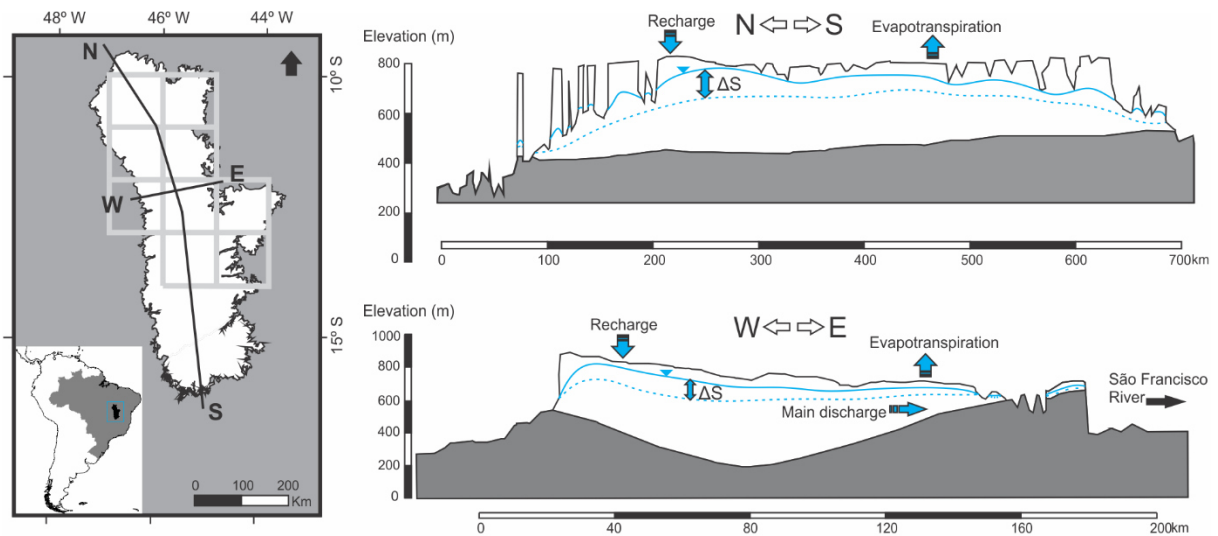


Figure 1. The UAS study area is located in Northeastern Brazil, encompassing an area of approximately 125.000 km². The plateau aquifer (white) is composed of Cretaceous sandstones overlaying Neoproterozoic meta-sediments (aquitard, gray) and reaches an aquifer thickness of approximately 350 m. The graticule refers to the GRACE grids. The UAS mainly drains into the São Francisco River and provides about 80% of the total river discharge as baseflow during the dry winter season.

The UAS is composed of Upper Cretaceous (100–66 Ma) fluvial-aeolian sandstones of the Urucua Group (Sanfranciscana Basin), which unconformably rest on Neoproterozoic (Chang and Silva 2015). Metasediments are cropped out in the surrounding territories of Bahia and Minas Gerais, underlain by Paleoproterozoic São Francisco craton (2.5–2.0 Ga). The UAS stratigraphic thickness ranges from 300 to 350 m, with observed hydraulic conductivities ranging from $1.0 \cdot 10^{-5}$ m/s to $5.0 \cdot 10^{-4}$ m/s; the mean hydraulic conductivity is $7.0 \cdot 10^{-5}$ m/s (Gonçalves and Chang 2017).

The regional tropical climate has two distinct annual seasons, a rainy summer season lasting from October to April and a dry winter season from May to September. Precipitation rates differ regionally, approximately from 1.500 to 1.000 mm/a, while potential evapotranspiration rates are approximately 1.580 mm/a on average (CPRM 2012). Regional studies (Gonçalves et al. 2016) revealed groundwater recharge rates in the range of 18-20% of annual mean regional precipitation rates. The indigenous vegetation of the UAS is represented by Cerrado biome, while 40-60% of its area has subject to excessive land transformations due to increasing agricultural activities over past decades (Brannstrom et al. 2008). Extensive irrigation in the area for the cultivation of soybean, corn, coffee, and cotton, as well as for cattle breeding, is supplied by poorly controlled ground water abstraction. The overexploited groundwater resources of the UAS require urgent management strategies addressing their strategic importance for guaranteeing regional water supply, linked downstream ecosystem services and conflicting large-scale agricultural development (Spera et al. 2016; Pousa et al. 2019; Oliveira et al. 2019).

Regional land use intensification, increasing irrigation measures and poor on-site UAS groundwater monitoring hinder a robust water resource assessment and development of appropriate future land management strategies. Since the available ground-based information

for a comprehensive UAS water resource assessment is far from sufficient, we present in this paper a multidisciplinary approach involving recognized GRACE-based remote sensing approaches, demonstrated hydrogeological concepts and numerical modeling to provide an integrated quantitative assessment of the UAS hydro-geosphere.

2 Data and Methodology

For our study we considered monthly mass grids inverted from RL05 spherical harmonic coefficients released by the GRACE processing centers of the Jet Propulsion Laboratory (JPL), the Center for Space Research (CSR) at the University of Texas, Austin, and the GFZ German Research Centre for Geosciences. Before gravity changes from raw GRACE data can be interpreted as discrete water height equivalents or water storage anomalies, multiple correction and data processing steps are required. Data processing is required to remove interferences from systematic errors and noise in the spherical harmonic solutions at high degrees and orders for subsequent overall gravity signal enhancement (Chen et al. 2006; Swenson and Wahr 2006; Wahr et al. 2006; Güntner et al. 2007; Landerer and Swenson, 2012). Among other methods, the proposed signal processing includes approaches of averaging kernels (Swenson and Wahr 2002), symmetric Gaussian filtering (Swenson and Wahr 2006), and optimized decorrelation filtering (Kusche et al. 2009), which can significantly affect the accuracy of gravitational solutions at the individual spatial scales of the application of interest. Xiang et al. (2016) emphasized that smoothing effects resulting from previously mentioned data-filtering approaches may reduce the signal intensity or increase filtering errors. They successfully demonstrated the application of non-filtered water storage anomaly signals as an alternative approach for subsequent validation. Spherical harmonic solutions were pre-processed by filtering for systematic measurement errors and

noise reduction, and subsequently re-corrected using discrete scale-factors for restoring the true signal to noise ratio of the monthly water storage variations. In a study characterizing multiple river basins of different spatial scales, Landerer and Swenson (2012) showed that nodal rescaling in consideration of related error sources validates this approach as a feasible alternative to widely used basin-scaling procedures, such as the procedure introduced by Longuevergne et al. (2010) and applied by Famiglietti et al. (2011). For our study we generated a $\Delta TWS/\Delta t$ ensemble mean of available GRACE solutions (GFZ, CSR, and JPL), which produces less signal noise as compared to single solution estimates (Sakumura et al. 2014), and thus improves the accuracy.

The error assessment of the GRACE-derived TWS time series considered GRACE measurement errors and leakage errors at monthly resolution. According to Wahr et al. (2006), TWS changes suffer from general signal degradation due to noise and measurement errors, as well as systematic errors that are correlated with particular spectral orders (Swenson and Wahr 2006). In addition, data processing to reduce measurement noise results in substantial changes in signal intensity (Landerer and Swenson 2012). Gridded measurement and leakage errors of $[1.0^\circ \times 1.0^\circ]$ spatial resolution were taken into account for the GRACE-based error estimates. Since monthly TWS anomalies are derived from an ensemble (Sakumura et al. 2014) of available GRACE RL05, the data products of CSR, JPL, and GFZ and their respective variances could be quantified.

Our study involves the use of regionally averaged surface mass anomalies observed by GRACE, involving the combined contributions of groundwater, soil water, surface water, snow water, ice and biomass (Rodell et al. 2009). Because of the tropical warm climate and the shallow terrain of the study region, snow and ice effects could be ignored. Additionally, there are no large reservoirs on the plateau that would impact the GRACE signal. Despite the

very substantial agricultural practices, interannual variations in biomass remained below the detection limits of GRACE (Rodell et al. 2005). TWS variations in the UAS region hence are mainly driven by changes in root-zone soil water storage (SWS) and groundwater storage (GWS), as depicted in Fig. 1. To assess the accuracy of the GRACE-derived water storage, we performed an independent water budget analysis (Rodell et al. 2004; Syed et al. 2008; Zeng et al. 2008; Famiglietti et al. 2011; Nanteza et al. 2016; Felfelani et al. 2017; Thomas et al. 2017).

Changes in the monthly water balance storage were deduced from monthly precipitation (P), evapotranspiration (ET) and runoff (R) rates using $dS/dt = P - ET - R$, and then compared to the monthly backward derivative of the GRACE TWS anomaly, dS/dt , using a discrete backward difference. Application of this concept very much depends on available and representative data records for proper characterization of the respective hydrologic fluxes. This data dependency is often a major constraint in that limited data access, data scarcity, insufficient monitoring, or interrupted time series are common technical problems. Nevertheless, the GRACE gravity anomaly measurements in principle allow a straightforward and indirect estimation of the water storage change term retrieved directly from its output signal that integrates over all relevant hydrological fluxes (such as P, ET, and R in our case).

For the water balance, we used the monthly gridded $[0.25^\circ \times 0.25^\circ]$ 3B43 (ver. 7) data product of the TRMM mission (Huffman et al. 2007) after analysis and validation with mean precipitation data from observed rain gauge records (see Supporting Information), with satellite-based evapotranspiration from monthly gridded $[0.25^\circ \times 0.25^\circ]$ evapotranspiration (ET) data of the GLDAS Noah Land Surface Model L4 Version 2.0 (Rodell et al. 2004), and with in situ streamflow observations obtained from the Brazilian Water Agency (ANA)

(<http://hidroweb.ana.gov.br/>). Daily river gauge data records were available from the late 1970s to the present, albeit with numerous data gaps in daily or monthly resolutions. Since simple linear interpolation for time series completion tends to ignore any seasonality in the discharge time series records, the sum-of-sinusoids method was used to address the required seasonality within the data completion procedure. Based on identification of the frequencies of unknown amplitudes and phases by applying a least-squares spectral analysis (LSSA) or the Lomb-Scargle method (Lomb 1976; Scargle 1982), missing data were obtained from fitting periods of sinusoids for data records completion. Least squares fitting of sinusoids is used to model existing periodicities, which are subsequently used for reconditioning the identified data gaps.

Applied trend estimates based on multiple linear regression analyses of distinct temporal segments were carried out for analyzing the trend and significance in specific phases of the considered long-term climate and hydrological components. In addition, Mann-Kendall trend testing, a widely used non-parametric trend test for analyzing climatic, hydrological and environmental time series data, was used to assess the statistical significance of the extracted trends in TWS changes and water balance components (Hamed and Ramachandra Rao 1998). This methodology accounts for temporal autocorrelation and a trend magnitude specifying the median of slopes calculated from all consecutive data pairs of the time series (Sen 1968).

3 Results and Discussion

3.1 Temporal variability of the water balance components

Fig. 2a shows the resulting 12-year time series data of monthly GRACE TWS anomalies as the equivalent of averaged water heights over the UAS region. The datasets

reveal significant seasonality and pronounced cycles involving wet summer and dry winter seasons (Fig. 2b). The GRACE-derived TWS seasonal cycle lags behind the precipitation and discharge components by 1-2 months and shows significant inter-annual variability.

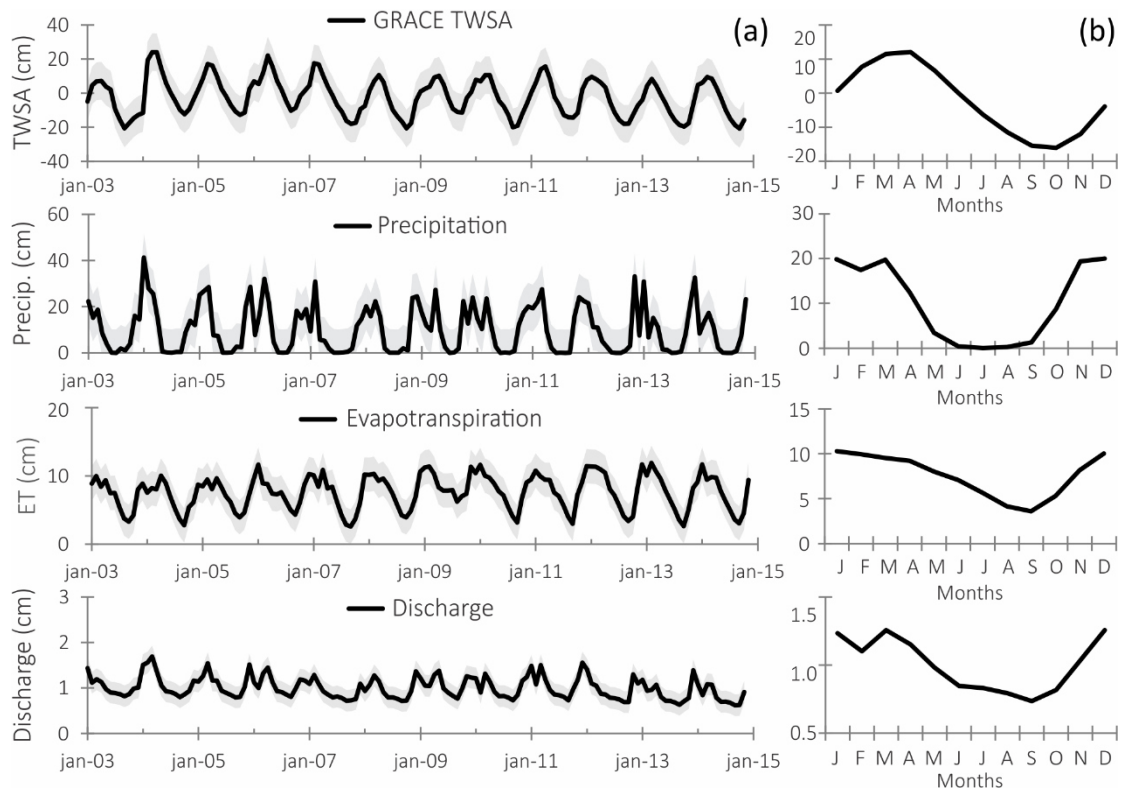


Figure 2. (a) Inter-annual variations plotted as equivalent water heights [cm] at monthly resolution; gray-shaded bands represent the associated standard deviations. (b) Mean seasonal cycles of the respective water flux components (2003–2014).

Since spatially continuous and long-term precipitation data for the entire UAS territory and for the focused time period 2003 – 2015 were not available (Fig. S1), three remote sensing-based data products were tested against the available ground data for further verification (Fig. S2). Precipitation from TRMM (product 3B43) was found to be the most accurate, containing less bias with respect to the in-situ measurements than the other data. The

highest correlation of the TRMM 3B43 product and the data collected from Brazilian wetlands had been validated as published previously by Collischonn et al. (2007) and Penatti et al. (2015). Precipitation generally involves strong seasonality (Fig. 2b). The rainy season lasts from November to March, with the lowest precipitation rates occurring during the dry winter months. Seasonal amplitudes reach highs up to 20 cm per month. The illustrated long-term precipitation record shows inter-annual variability with pronounced three-month lows during the dry winter season from June to August.

According to Fig. 2b, the highest ET rates occur during the rainy summer season and involve seasonality, similarly as the annual precipitation pattern. There is a significant increase in ET starting in October following the beginning of the rainy season, which implies that groundwater is not readily available by the end of the dry season. The maximum seasonal ET amplitude is approximately 7.0 cm, with its minimum lagging behind the TWS minimum by approximately 1-2 months. Although the ET values obtained from the GLDAS Noah model are consistent, they still can be a possible source of uncertainty on the water balance, as found by Long et al. (2014) by comparing diverse ET outputs. Assessing the uncertainties of different evapotranspiration products over South America, Sörensson and Ruscica (2018) highlighted problematic regions with large ET uncertainties. They concluded that the Urucuia plateau is not a large uncertainty region and that the GLDAS ET product was capable to properly detect the agricultural droughts.

The main discharge from the UAS is occurs from December to April. The seasonal variations of river discharge show significantly smaller amplitudes than those for the precipitation and evapotranspiration components. Penatti et al. (2015) identified an almost linear relationship between the seasonal fluctuations of all involved hydrological components affecting Brazilian Pantanal wetlands. Analogous relationships were found from our study of

the UAS hydrological components. The high peaks in river discharge correlated with the high precipitation rates, even though minimum river discharge is driven by UAS aquifer baseflow, thus maintaining river flow during the dry winter season (Gonçalves et al. 2018). Reduced aquifer contribution during the dry season would subsequently lead to even lower river discharge volumes.

3.2 Evaluation of GRACE and in situ derived TWS changes at subregional scale

To assess the accuracy of the GRACE-derived water storage estimates, its regional time derivative (dS/dt) was compared to values determined from an independent hydrological water balance generated using the individual datasets described in section 2, Fig. 3a. The UAS spatial TWSC averages (e.g., changes in TWS) extracted from the regional water budgets are in good agreement with the storage changes exhibited by the GRACE retrievals. The compared TWSC (terrestrial water storage changes) balances show strong correlations, especially during the dry winter seasons (Fig. 3b), with an RMSE of 1.91 cm/month (confidence level of 0.95), as well as during high seasonal variations such as the highs in 2004 and other small highs as observed in 2008, 2010 and 2012.

The spatiotemporal intersection of both individual TWSC time series datasets show consistent behavior for the inter-annual variability as well as the seasonal cycle at the UAS basin-scale. A strong qualitative relation between both approaches verifies that the integrated GRACE signal adequately captures the TWSC dynamics at the focused UAS subregional scale, and therefore reflects its promise for further deriving UAS-related water storage trend estimates.

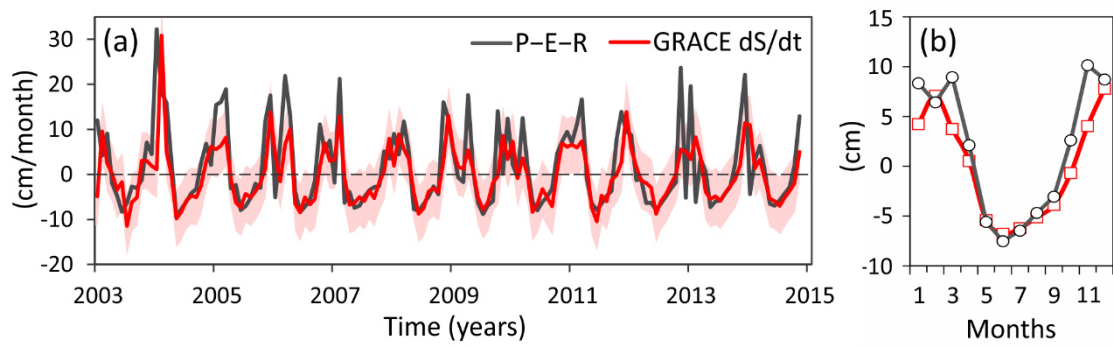


Figure 3. (a) Comparison of monthly terrestrial water storage changes (dS/dt) obtained from classic P-E-R water balancing and the GRACE ensemble for the time period Jan 2003 to Dec 2014. The reddish shaded area specifies monthly based uncertainties of GRACE-derived dS/dt estimates. (b) Comparison of the mean seasonal cycles of two TWSC balances.

3.3 Trends in GRACE-TWS and water balance components

Table 1 summarizes the trends in GRACE-based total water storage anomalies, precipitation, evapotranspiration, and discharge, along with their corresponding statistical significance for the tested period from Jan 2003 to Dec 2014. For the examined 12-year period, the long-term trends for both precipitation and evapotranspiration were not found to be significant. The discharge instead shows a statistically significant and steady decrease at a rate of $0.2 \pm 0.1 \text{ mm month}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. The assessed GRACE-derived TWS anomalies indicate a strong negative trend of TWS at a rate of $6.5 \pm 2.6 \text{ mm yr}^{-1}$ equivalent water height, which corresponds well with a total water loss of 9.75 km^3 over the course of the study period from Jan 2003 – Dec 2014. Since the current trend estimates were derived using a 12-year long-term record, subsequent water storage assessment is considered to be demonstrably representative for the UAS at the basin scale. The trend analysis of the monthly terrestrial water storage changes (dS/dt) obtained from P-E-R water balancing and the GRACE ensemble (Figure 3) showed negative trends of without statistical significance.

Indications are that the identified water storage depletion is driven by anthropogenic impacts rather than by natural climatic variability. Long-term precipitation records indicate no shortage of precipitation, which potentially eventually would lead to natural declines in regional water storage of the UAS. Neither the analysis of the available precipitation records obtained from consistent ground monitoring, nor from gridded precipitation data products such as the tested TRMM 3A12, TRMM 3B43 and GLDAS L4 (Table S1), revealed statistically significant long-term decreases in precipitation. Simultaneously, a significant increase in regional discharge could not be identified from high-resolution discharge measurements collected from river gauges comprehensively covering the UAS study domain. The available discharge records imply a decreasing long-term trend, as independently verified by Gonçalves et al. (2018), whereas the GLDAS-based evapotranspiration model indicates a minor positive trend of without statistical significance.

Table 1 Trends in water storage for the UAS; advanced Mann-Kendall testing was used to assess the statistical significance of the identified trends for the respective components.

	Trend (mm yr⁻¹)	Significant trend
Total Water Storage	-6.5 ± 2.6	Decreasing
Precipitation	-0.3 ± 2.4	No
Evapotranspiration	0.5 ± 0.6	No
Discharge	-0.2 ± 0.1	Decreasing

Simulated evapotranspiration rates as model outputs of the Global Land Data Assimilation System – GLDAS are representing climate driven ET rates neglecting anthropogenic impacts, whereas the GRACE derived TWS estimates potentially integrate

over all of the involved natural climatic and anthropogenic drivers (Castle et al. 2016; Felfelani et al. 2017; Pan et al. 2017). Global hydrological models that have ET products combined with human activity data, such as PCR-GLOBWB and WGHM, are also being used to quantify these impacts, as shown by Long et al. (2017). Their global TWS trend estimates for the period 2002–2015 showed even stronger negative TWS trends over the Urucuia plateau (i.e., greater than 8 mm yr^{-1}). Therefore, the identified decreasing trends in TWS of the UAS basin are predominantly triggered by an anthropogenic increase in evapotranspiration due to poorly controlled groundwater abstraction and subsequent utilization of extracted water in farming and associated irrigation activities.

4 Summary and conclusions

This study focused on the utilization and assessment of GRACE-estimated changes in terrestrial water storage (TWS) for quantitative hydrologic characterization of water storage variations in a Brazilian plateau aquifer system at the subregional scale of approximately 125,000 km². Groundwater is the main water resource extracted from the Urucuia Aquifer System (UAS) to guarantee large-scale cultivation and regional development. The regional hydrological setting and associated terrestrial water storage are controlled mainly by groundwater, subsurface discharge, and soil moisture dynamics, as well as in a limited way by surface water reservoirs draining the plateau aquifer system.

UAS-based TWS changes were derived from the monthly available GRACE data, applied as the ensemble solution that includes the mean of three different GRACE data products (CSR, JPL, and GFZ) covering the period from Jan 2003 to Dec 2014. Monthly GRACE-derived water storage changes were compared with those derived from an

independent hydrologic water balance of the region using in-situ measurements and estimated evapotranspiration rates. The obtained results verified GRACE to be able to adequately capture water storage changes at the subregional scale, particularly during Brazil's dry winter season.

The processed 12-year GRACE time series record revealed a strong negative trend in the total water storage at a rate of $6.5 \pm 2.6 \text{ mm yr}^{-1}$, while the observed precipitation records generally showed no shortage of precipitation that potentially would justify a natural decline in regional TWS. Moreover, hydrologic run-off implied a distinct decreasing trend, while GLDAS-based evapotranspiration estimates revealed minor positive trends of no statistical significance, while still allowing for the scenario in which the ongoing regional water storage depletion is caused by anthropogenic overexploitation of regional water resources rather than natural climatic variations. Several recent studies clearly demonstrated that increasing human water exploitation such as irrigation using groundwater can potentially increase the evapotranspiration rates, and that GRACE is generally able to identify and assess these impacts (e.g., Anderson et al. 2015; Castle et al. 2016; Felfelani et al. 2017; Pan et al. 2017). Further analysis using different evapotranspiration products will help to improve our understanding of water budget uncertainties (Long et al. 2014), while improved ET estimates along with the effects of human activities should enhance the correlation between the TWS estimates. The estimated water depletion corresponds to a total water loss of 9.75 km^3 . These water quantities are irreversibly lost because of increased evapotranspiration due to extensive irrigation of farmland, while trends in regional water discharge are decreasing significantly in the longer term.

Most of the regional precipitation occurs during rainy summer seasons, with regional stream flow driven only by UAS baseflow in the dry winter months. The currently identified

water loss represents approximately 30% of northeastern Brazil's largest water reservoir storage. A continued decrease in storage or runoff will trigger water conflicts, will cause potable water shortages, or will lead to an overall reduction in agricultural productivity in the São Francisco river basin. The utilization of GRACE-based estimates provides a holistic approach for the quantitative characterization of integrated TWS variations for hydrologic assessment at the relevant spatial scales. The unique ability of these estimates in monitoring water storage variations driven by both climatic and anthropogenic factors provides most valuable information for regions generally lacking sufficient amounts of ground-based observations from existing hydrologic monitoring. Also, GRACE-based studies and numerical processing are constantly being improved, which is critical to developing a more comprehensive monitoring program for northeastern Brazil. For example, the new Release 6, which is benefitting from updated background force models and improved parameterizations (Bettadpur 2018), may produce more accurate results than obtained with previous releases. New methods independent of the hydrological models may also improve accuracy (e.g., Vishwakarma et al. 2017). We believe that our current study, as well as the upcoming GRACE Follow-On mission, are important to improve future decisions related to the sustainable management of water resources in the Urucuia Aquifer System and São Francisco River basin of Brazil.

Acknowledgments

We would like to acknowledge support from FUNDUNESP/UNESP and the Helmholtz Centre for Environmental Research – UFZ. This study was made possible using freely available data from the Global Land Data Assimilation System (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings>). GRACE land data observations are available from <http://grace.jpl.nasa.gov>, supported by the NASA MEaSUREs Program, CSR

(<http://www.csr.utexas.edu/grace/>), TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis data from <http://mirador.gsfc.nasa.gov/>, while the discharge data used in this study are available at <http://hidroweb.ana.gov.br/>.

References

- Almeida, F. G. V. de, Calmant, S., Seyler, F., Ramillien, G., Blitzkow, D., Matos, A. C. C., & Silva, J. S. (2012). Time-variations of equivalent water heights from Grace Mission and in-situ river stages in the Amazon basin. *Acta Amazonica*, 42(1), 125–134. <https://doi.org/10.1590/S0044-59672012000100015>
- Alsdorf, D., Han, S.-C., Bates, P., & Melack, J. (2010). Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites. *Remote Sensing of Environment*, 114(11), 2448–2456. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.05.020>
- Anderson, R. G., Lo, M.-H., Swenson, S., Famiglietti, J. S., Tang, Q., Skaggs, T. H., et al. (2015). Using satellite-based estimates of evapotranspiration and groundwater changes to determine anthropogenic water fluxes in land surface models. *Geoscientific Model Development*, 8(10), 3021–3031. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3021-2015>
- Asner, G. P., & Alencar, A. (2010). Drought impacts on the Amazon forest: The remote sensing perspective. *New Phytologist*, 187(3), 569–578. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2010.03310.x>
- Bettadpur, S., 2018. UTCSR Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0006, GRACE 327–742, CSR Publ. GR-12-xx, Rev. 5.0, University of Texas at Austin, 16 pp.,

- Brannstrom, C., Jepson, W., Filippi, A. M., Redo, D., Xu, Z., & Ganesh, S. (2008). Land change in the Brazilian Savanna (Cerrado), 1986-2002: Comparative analysis and implications for land-use policy. *Land Use Policy*, 25(4), 579–595. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2007.11.008>
- Castle, S. L., Thomas, B. F., Reager, J. T., Rodell, M., Swenson, S. C., & Famiglietti, J. S. (2014). Groundwater depletion during drought threatens future water security of the Colorado River Basin. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 5904–5911. <https://doi.org/10.1002/2014GL061055>
- Castle, S. L., Reager, J. T., Thomas, B. F., Purdy, A. J., Lo, M. H., Famiglietti, J. S., & Tang, Q. (2016). Remote detection of water management impacts on evapotranspiration in the Colorado River Basin. *Geophysical Research Letters*, 43(10), 5089–5097. <https://doi.org/10.1002/2016GL068675>
- Chang, H. K., & Silva, F. de P. e. (2015). Contribuição ao arcabouço geológico do Sistema Aquífero Urucuia. *Geociências*, 34(4), 872–882.
- Chao, N., Wang, Z., Jiang, W., & Chao, D. (2016). A quantitative approach for hydrological drought characterization in southwestern China using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 24(4), 893–903. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1362-y>
- Chen, J. L., Wilson, C. R., & Seo, K. (2006). Optimized smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B6), n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2005JB004064>
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Tapley, B. D., Yang, Z. L., & Niu, G. Y. (2009). 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate

- models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(5), 1–9.
<https://doi.org/10.1029/2008JB006056>
- Chen, J. L., Wilson, C. R., & Tapley, B. D. (2010). The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE. *Water Resources Research*, 46(12), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2010WR009383>
- Collischonn, B., Allasia, D., Collischonn, W., & Tucci, C. E. M. (2007). Desempenho do satélite TRMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. *Revista Brasileira de Cartografia*, 59(1), 93–99. Retrieved from <http://www.rbc.lsie.unb.br/index.php/rbc/article/view/302>
- Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (CBHSF). (2015). *Diagnóstico consolidado da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco*.
- Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (CBHSF). (2016). *Plano de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco 2016 - 2025*.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. (2012). *Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas: relatório diagnóstico Sistema Aquífero Urucuia. Bacia sedimentar Sanfranciscana* (Vol. 10). Belo Horizonte.
- Döll, P., Müller Schmied, H., Schuh, C., Portmann, F. T., & Eicker, A. (2014). Global-scale assessment of groundwater depletion and related groundwater abstractions: Combining hydrological modeling with information from well observations and GRACE satellites. *Water Resources Research*, 50(7), 5698–5720. <https://doi.org/10.1002/2014WR015595>
- Eom, J., Seo, K.-W., & Ryu, D. (2017). Estimation of Amazon River discharge based on EOF analysis of GRACE gravity data. *Remote Sensing of Environment*, 191, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.011>

- Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., Bethune, J., Anderson, K. J., Syed, T. H., et al. (2011). Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, 38(3), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL046442>
- Felfelani, F., Wada, Y., Longuevergne, L., & Pokhrel, Y. N. (2017). Natural and human-induced terrestrial water storage change: A global analysis using hydrological models and GRACE. *Journal of Hydrology*, 553, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.07.048>
- Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J. S., Prigent, C., Rossow, W. B., & Seyler, F. (2008). Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin. *Journal of Geophysical Research*, 113(D21), D21104. <https://doi.org/10.1029/2007JD009438>
- Getirana, A. (2016). Extreme Water Deficit in Brazil Detected from Space. *Journal of Hydrometeorology*, 17(2), 591–599. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0096.1>
- Giroto, M., De Lannoy, G. J. M., Reichle, R. H., Rodell, M., Draper, C., Bhanja, S. N., & Mukherjee, A. (2017). Benefits and pitfalls of GRACE data assimilation: A case study of terrestrial water storage depletion in India. *Geophysical Research Letters*, 44(9), 4107–4115. <https://doi.org/10.1002/2017GL072994>
- Gonçalves, R. D., & Chang, H. K. (2017). Modelo Hidrogeológico do Sistema Aquífero Urucuia na Bacia do Rio Grande (BA). *Geociências*, 36(2), 205–220. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v36i2.11132>
- Gonçalves, R. D., Engelbrecht, B. Z., & Chang, H. K. (2016). Análise hidrológica de séries históricas da Bacia do Rio Grande (BA): contribuição do Sistema Aquífero Urucuia. *Águas Subterrâneas*, 30(2), 190. <https://doi.org/10.14295/ras.v30i2.28514>

- Gonçalves, R. D., Engelbrecht, B. Z., & Chang, H. K. (2018). Evolução da contribuição do Sistema Aquífero Urucuia para o Rio São Francisco, Brasil. *Águas Subterrâneas*, 32(1), 10. <https://doi.org/10.14295/ras.v32i1.28916>
- Güntner, A., Schmidt, R., & Döll, P. (2007). Supporting large-scale hydrogeological monitoring and modelling by time-variable gravity data. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 167–170. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0089-1>
- Hamed, K. H., & Ramachandra Rao, A. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1–4), 182–196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Huang, Z., Pan, Y., Gong, H., Yeh, P. J. F., Li, X., Zhou, D., & Zhao, W. (2015). Subregional-scale groundwater depletion detected by GRACE for both shallow and deep aquifers in North China Plain. *Geophysical Research Letters*, 42(6), 1791–1799. <https://doi.org/10.1002/2014GL062498>
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., et al. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38–55. <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>
- Kusche, J., Schmidt, R., Petrovic, S., & Rietbroek, R. (2009). Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model. *Journal of Geodesy*, 83(10), 903–913. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0308-3>
- Landerer, F. W., & Swenson, S. C. (2012). Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resources Research*, 48(4), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2011WR011453>

- Leblanc, M. J., Tregoning, P., Ramillien, G., Tweed, S. O., & Fakes, A. (2009). Basin-scale, integrated observations of the early 21st century multiyear drought in southeast Australia. *Water Resources Research*, 45(4), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2008WR007333>
- Lomb, N. R. (1976). Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and Space Science*, 39(2), 447–462. <https://doi.org/10.1007/BF00648343>
- Long, D., Scanlon, B. R., Longuevergne, L., Sun, A. Y., Fernando, D. N., & Save, H. (2013). GRACE satellite monitoring of large depletion in water storage in response to the 2011 drought in Texas. *Geophysical Research Letters*, 40(13), 3395–3401. <https://doi.org/10.1002/grl.50655>
- Long, D., Longuevergne, L., & Scanlon, B. R. (2014). Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites. *Water Resources Research*, 50(2), 1131–1151. <https://doi.org/10.1002/2013WR014581>
- Long, D., Longuevergne, L., Scanlon, B. R. (2015). Global analysis of approaches for deriving total water storage changes from GRACE satellites. *Water Resour. Res.* 51, 2574–2594. doi:10.1002/2014WR016853
- Long, D., Chen, X., Scanlon, B. R., Wada, Y., Hong, Y., Singh, V. P., et al. (2016). Have GRACE satellites overestimated groundwater depletion in the Northwest India Aquifer? *Scientific Reports*, 6(1), 24398. <https://doi.org/10.1038/srep24398>
- Long D, Pan Y, Zhou J, et al (2017) Global analysis of spatiotemporal variability in merged total water storage changes using multiple GRACE products and global hydrological models. *Remote Sens Environ* 192:198–216. doi: 10.1016/j.rse.2017.02.011

- Longuevergne, L., Scanlon, B. R., & Wilson, C. R. (2010). GRACE hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains aquifer, USA. *Water Resources Research*, 46(11), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2009WR008564>
- Moiwo, J. P., Lu, W., & Tao, F. (2012). GRACE, GLDAS and measured groundwater data products show water storage loss in Western Jilin, China. *Water Science & Technology*, 65(9), 1606. <https://doi.org/10.2166/wst.2012.053>
- Nanteza, J., de Linage, C. R., Thomas, B. F., & Famiglietti, J. S. (2016). Monitoring groundwater storage changes in complex basement aquifers: An evaluation of the GRACE satellites over East Africa. *Water Resources Research*, 52(12), 9542–9564. <https://doi.org/10.1002/2016WR018846>
- Nie, N., Zhang, W., Zhang, Z., Guo, H., & Ishwaran, N. (2016). Reconstructed Terrestrial Water Storage Change (Δ TWS) from 1948 to 2012 over the Amazon Basin with the Latest GRACE and GLDAS Products. *Water Resources Management*, 30(1), 279–294. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-1161-1>
- Oliveira, P. T. S., Nearing, M. A., Moran, M. S., Goodrich, D. C., Wendland, E., & Gupta, H. V. (2014). Trends in water balance components across the Brazilian Cerrado. *Water Resources Research*, 50(9), 7100–7114. <https://doi.org/10.1002/2013WR015202>
- Oliveira LT, Klammler H, Leal LRB, Grissolia EM (2019) Analysis of the long-term effects of groundwater extraction on the water balance in part of the Urucuia Aquifer System in Bahia - Brazil. *Ambient e Agua - An Interdiscip J Appl Sci* 14:1. <https://doi.org/10.4136/ambi-agua.2390>
- Ouma YO, Aballa DO, Marinda DO, et al (2015) Use of GRACE time-variable data and GLDAS-LSM for estimating groundwater storage variability at small basin scales: a case

- study of the Nzoia River Basin. *Int J Remote Sens* 36:5707–5736.
<https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1104743>
- De Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M. P., Frappart, F., Calmant, S., & Bulhões Mendes, C. A. (2013). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resources Research*, 49(3), 1226–1243.
<https://doi.org/10.1002/wrcr.20067>
- Pan, Y., Zhang, C., Gong, H., Yeh, P. J. F., Shen, Y., Guo, Y., et al. (2017). Detection of human-induced evapotranspiration using GRACE satellite observations in the Haihe River basin of China. *Geophysical Research Letters*, 44(1), 190–199.
<https://doi.org/10.1002/2016GL071287>
- Panday, P. K., Coe, M. T., Macedo, M. N., Lefebvre, P., & Castanho, A. D. de A. (2015). Deforestation offsets water balance changes due to climate variability in the Xingu River in eastern Amazonia. *Journal of Hydrology*, 523, 822–829.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.018>
- Penatti, N. C., Almeida, T. I. R. de, Ferreira, L. G., Arantes, A. E., & Coe, M. T. (2015). Satellite-based hydrological dynamics of the world's largest continuous wetland. *Remote Sensing of Environment*, 170, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.08.031>
- Pousa R, Costa MH, Pimenta FM, et al (2019) Climate Change and Intense Irrigation Growth in Western Bahia, Brazil: The Urgent Need for Hydroclimatic Monitoring. *Water* 11:933. <https://doi.org/10.3390/w11050933>
- Rodell, M., Famiglietti, J. S., Chen, J., Seneviratne, S. I., Viterbo, P., Holl, S., & Wilson, C. R. (2004). Basin scale estimates of evapotranspiration using GRACE and other observations. *Geophysical Research Letters*, 31(20), 10–13.
<https://doi.org/10.1029/2004GL020873>

- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., et al. (2004). The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85(MARCH), 381–394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>
- Rodell, M., Chao, B. F., Au, A. Y., Kimball, J. S., & McDonald, K. C. (2005). Global Biomass Variation and Its Geodynamic Effects: 1982–98. *Earth Interactions*, 9(2), 1–19. <https://doi.org/10.1175/EI126.1>
- Rodell, M., Velicogna, I., & Famiglietti, J. S. (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460(7258), 999–1002. <https://doi.org/10.1038/nature08238>
- Sakumura, C., Bettadpur, S., & Bruinsma, S. (2014). Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models. *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1389–1397. <https://doi.org/10.1002/2013GL058632>
- Scanlon, B. R., Longuevergne, L., & Long, D. (2012). Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, 48(4), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2011WR011312>
- Scanlon, B. R., Zhang, Z., Reedy, R. C., Pool, D. R., Save, H., Long, D., et al. (2015). Hydrologic implications of GRACE satellite data in the Colorado River Basin. *Water Resources Research*, 51(12), 9891–9903. <https://doi.org/10.1002/2015WR018090>
- Scargle, J. D. (1982). Studies in astronomical time series analysis. II - Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*, 263, 835. <https://doi.org/10.1086/160554>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.2307/2285891>

- Sörensson, A. A., & Ruscica, R. C. (2018). Intercomparison and Uncertainty Assessment of Nine Evapotranspiration Estimates Over South America. *Water Resources Research*, 54(4), 2891–2908. <https://doi.org/10.1002/2017WR021682>
- Spera SA, Galford GL, Coe MT, et al (2016) Land-use change affects water recycling in Brazil's last agricultural frontier. *Glob Chang Biol* 22:3405–3413. <https://doi.org/10.1111/gcb.13298>
- Sun T, Ferreira V, He X, Andam-Akorful S (2016) Water Availability of São Francisco River Basin Based on a Space-Borne Geodetic Sensor. *Water* 8:213. <https://doi.org/10.3390/w8050213>
- Swenson, S., & Wahr, J. (2002). Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), ETG 3-1-ETG 3-13. <https://doi.org/10.1029/2001JB000576>
- Swenson, S., & Wahr, J. (2006). Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophysical Research Letters*, 33(8), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL025285>
- Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Chen, J., Rodell, M., Seneviratne, S. I., Viterbo, P., & Wilson, C. R. (2005). Total basin discharge for the Amazon and Mississippi River basins from GRACE and a land-atmosphere water balance. *Geophysical Research Letters*, 32(24), L24404. <https://doi.org/10.1029/2005GL024851>
- Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Rodell, M., Chen, J., & Wilson, C. R. (2008). Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resources Research*, 44(2). <https://doi.org/10.1029/2006WR005779>
- Thomas, B. F., Famiglietti, J. S., Landerer, F. W., Wiese, D. N., Molotch, N. P., & Argus, D. F. (2017). GRACE Groundwater Drought Index: Evaluation of California Central Valley

- groundwater drought. *Remote Sensing of Environment*, 198, 384–392.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.026>
- Vishwakarma BD, Devaraju B, Sneeuw N (2016) Minimizing the effects of filtering on catchment scale GRACE solutions. *Water Resour Res* 52:5868–5890.
<https://doi.org/10.1002/2016WR018960>
- Vishwakarma BD, Horwath M, Devaraju B, et al (2017) A Data-Driven Approach for Repairing the Hydrological Catchment Signal Damage Due to Filtering of GRACE Products. *Water Resour Res* 53:9824–9844. <https://doi.org/10.1002/2017WR021150>
- Wahr, J., Swenson, S., & Velicogna, I. (2006). Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophysical Research Letters*, 33(6), L06401. <https://doi.org/10.1029/2005GL025305>
- Wang X, de Linage C, Famiglietti J, Zender CS (2011) Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) detection of water storage changes in the Three Gorges Reservoir of China and comparison with in situ measurements. *Water Resour Res* 47:1–13.
<https://doi.org/10.1029/2011WR010534>
- Xavier, L., Becker, M., Cazenave, A., Longuevergne, L., Llovel, W., & Filho, O. C. R. (2010). Interannual variability in water storage over 2003–2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data. *Remote Sensing of Environment*, 114(8), 1629–1637. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.02.005>
- Xiang, L., Wang, H., Steffen, H., Wu, P., Jia, L., Jiang, L., & Shen, Q. (2016). Groundwater storage changes in the Tibetan Plateau and adjacent areas revealed from GRACE satellite gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 228–239.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.002>
- Zeng, N., Yoon, J.-H., Mariotti, A., & Swenson, S. (2008). Variability of Basin-Scale Terrestrial Water Storage from a PER Water Budget Method: The Amazon and the

Mississippi. Journal of Climate, 21(2), 248–265.
<https://doi.org/10.1175/2007JCLI1639.1>

Supplementary material

Introduction

Auxiliary material contains two additional figures and two tables that support the main text. The supporting information includes the location of river gauge stations and rain gauge stations (Fig. S1) used for runoff analysis and the accuracy estimation of precipitation data (Fig. S2) retrieved from TRMM and GLDAS products (Section 3.1). The trend analyses of the precipitation data discussed in Section 3.3 is summarized in Table S1.

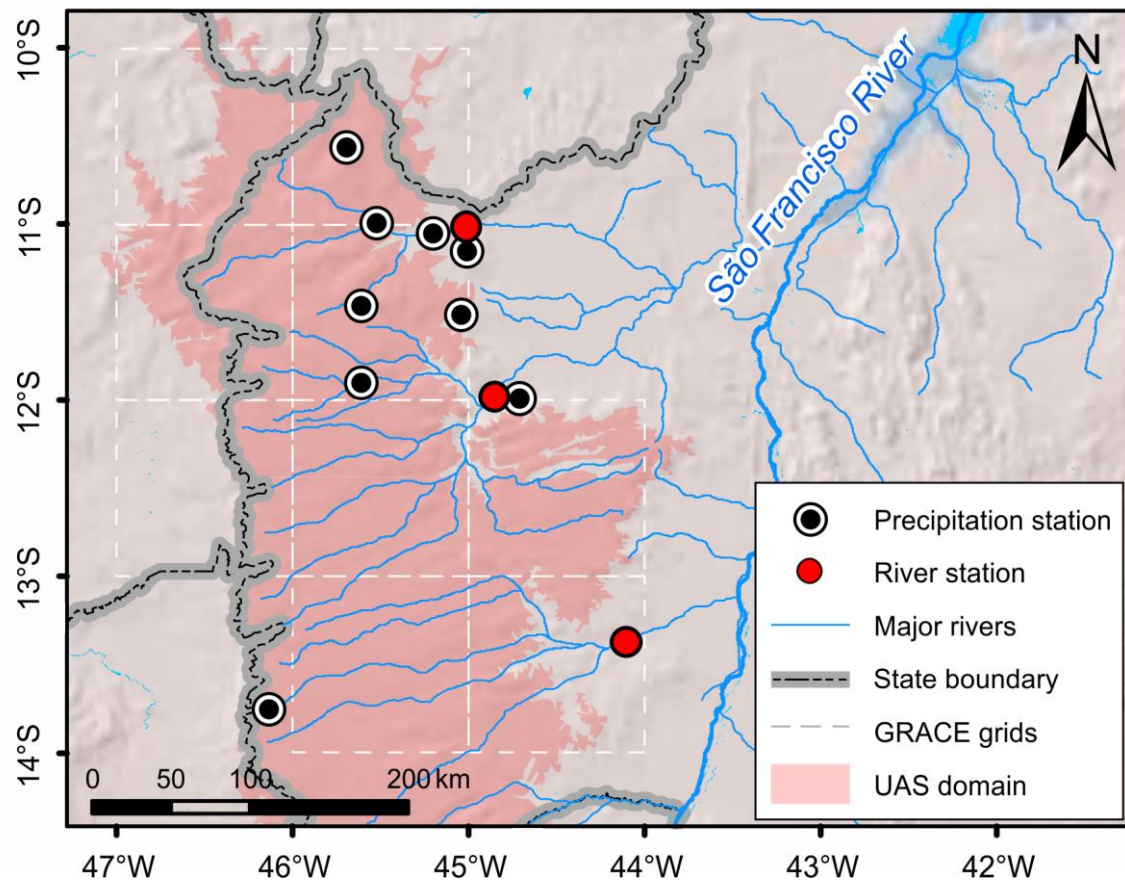


Fig. S1 Overview of the study domain and station location utilized for ground measurements and time series data verification.

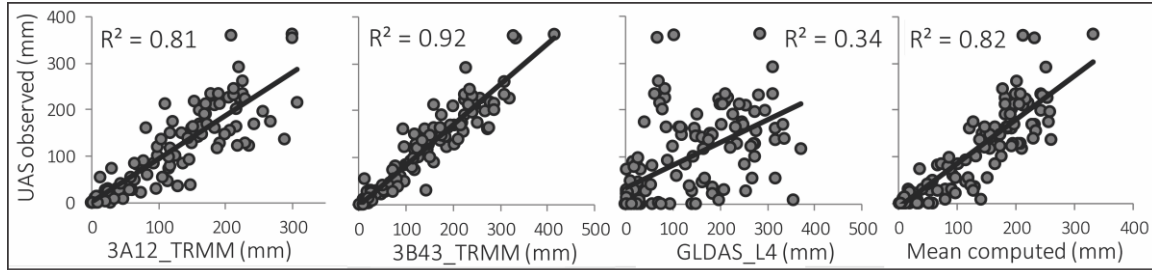


Fig. S2 Precipitation data of the individual remote sensing or supplementary data products plotted against regional ground observation data obtained during 2003 to 2015. The provided correlation coefficients of fit clearly exhibit the highest correlation between the 3B43-TRMM remote sensing product and precipitation data locally recorded at meteorological stations.

Table S1 Trends in the precipitation data from TRMM and GLDAS products and rain gauges for the UAS area. A modified Mann-Kendall test was used to assess the statistical significance of trends. The values are for January, 2003–December, 2014.

	Trend (mm yr ⁻¹)	Significant trend
TRMM_3A12	-0.1 ± 2.1	No
TRMM_3B43	-0.3 ± 2.4	No
GLDAS_L4	0.0 ± 2.6	No
In situ	-0.1 ± 2.2	No

3.3 Regional Groundwater Modeling of the Guarani Aquifer System

Este trabalho foi publicado na revista internacional *Water* (Citescore: 3,7 e Impact fator: 3,103), focada em ciência e tecnologia aplicada aos recursos hídricos. A revista possui ISSN: 2073-4441 e o artigo publicado DOI: 10.3390/w12092323. Este artigo apresenta os resultados do estudo considerando o Sistema Aquífero Guarani, um aquífero de grande escala e de importância continental. A seguir, o artigo científico na íntegra.

Article

Regional Groundwater Modeling of the Guarani Aquifer System

Roger D. Gonçalves ¹, Elias H. Teramoto ¹ and Hung K. Chang ^{2,*}

¹ Center for Environmental Studies and Basin Studies Laboratory, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil; roger.dias@unesp.br (R.D.G.); elias.hideo-teramoto@unesp.br (E.H.T.)

² Department of Applied Geology and Basin Studies Laboratory, São Paulo State University, UNESP, Rio Claro, SP 13506-900, Brazil

* Correspondence: chang.hung-kiang@unesp.br

Received: 9 July 2020; Accepted: 17 August 2020

Abstract: The Guarani Aquifer System (GAS) is a strategic transboundary aquifer system shared by Brazil, Argentina, Paraguay and Uruguay. This article presents a groundwater flow model to assess the GAS system in terms of regional flow patterns, water balance and overall recharge. Despite the continental dimension of GAS, groundwater recharge is restricted to narrow outcrop zones. An important part is discharged into local watersheds,

whereas a minor amount reaches the confined part. A three-dimensional finite element groundwater-flow model of the entire GAS system was constructed to obtain a better understanding of the prevailing flow dynamics and more reliable estimates of groundwater recharge. Our results show that recharge rates effectively contributing to the regional GAS water balance are only approximately $0.6 \text{ km}^3/\text{year}$ (about 4.9 mm/year). These rates are much smaller than previous estimates, including of deep recharge approximations commonly used for water resources management. Higher recharge rates were also not compatible with known ^{81}Kr groundwater age estimates, as well as with calculated residence times using a particle tracking algorithm.

Keywords: Guarani Aquifer System (GAS); groundwater modeling; groundwater recharge; water resources management; groundwater age; numerical modeling; finite element method (FEM)

1. Introduction

The Guarani Aquifer System (GAS) is one of the largest groundwater reservoirs in the world, representing a transboundary system that encompasses four countries in Latin America: Argentina, Brazil, Uruguay and Paraguay (Figure 1). Covering an area of about 1.2 million km^2 , the GAS system is regulated by an important international treaty, the Guarani Aquifer Agreement. While the average thickness of GAS is nearly 250 m , its maximum thickness exceeds 800 m [1]. The GAS comprises a sequence of sandy layers of Triassic-Jurassic age, deposited in continental, aeolian, fluvial and lagoon environments, above a regional erosional surface (dated to $250/\text{Ma}$) and below an extensive layer of Cretaceous basalts (dated to $145\text{--}30/\text{Ma}$) in the basins of Paraná (Brazil and Paraguay), Chaco-Paraná (Argentina) and North (Uruguay) [2]. The Guarani Aquifer System is confined by underlying

pre-GAS deposits and overlying post-GAS deposits (Figure 1), except in outcropping areas where the aquifer ranges mostly from confined to semi-confined.

Despite the continental scale of GAS, groundwater recharge is restricted to narrow outcrop zones, mainly along its western and eastern borders (Figure 2). Estimates of groundwater recharge in the outcrop zones were calculated by several authors (e.g., [3–6]). However, most groundwater recharge in the outcrop zones is discharged into local watersheds, with only minor amounts reaching the confined part of GAS to form deep recharge. Other studies [7,8] showed that deep recharge comprises only 10 to 15 mm/year, which represents a scant 1 to 2% of annual rainfall.

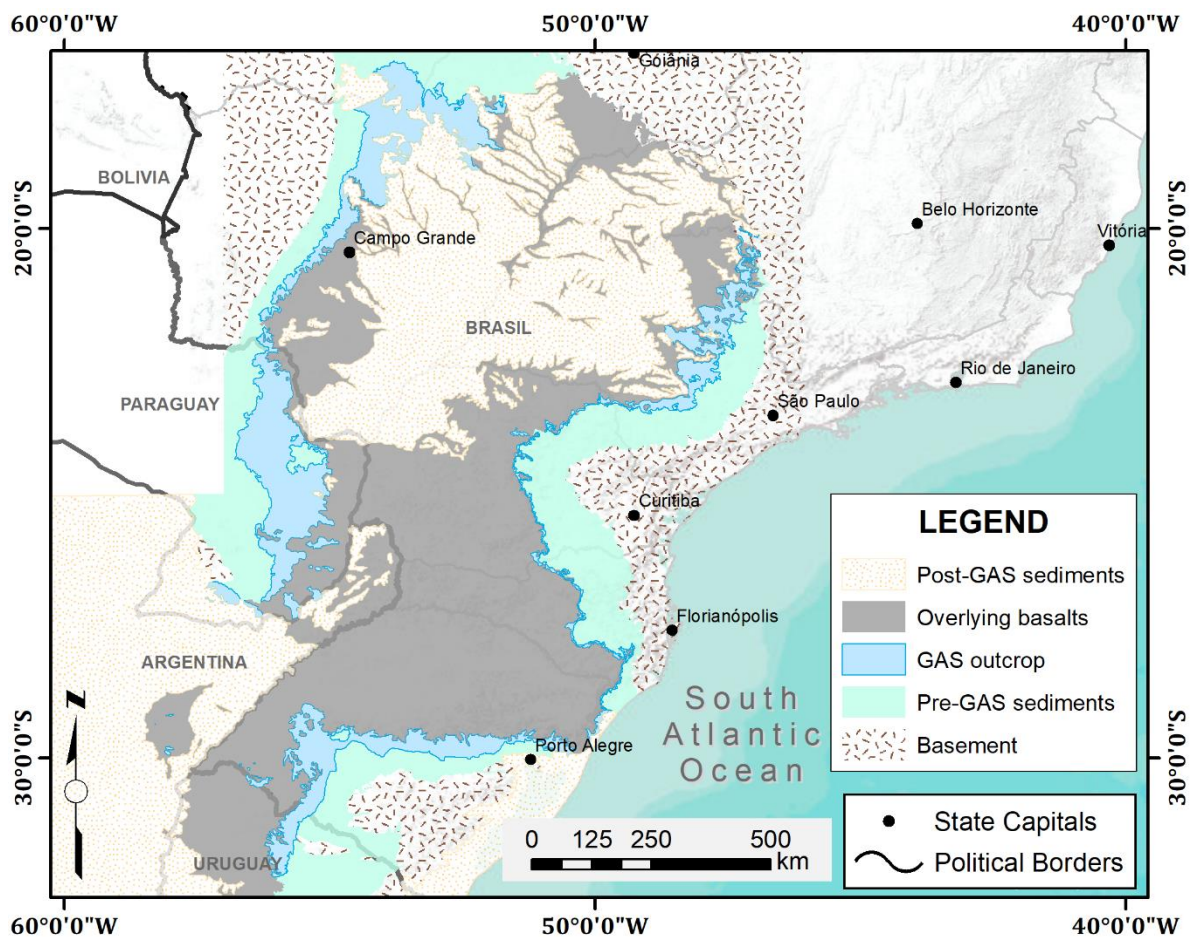


Figure 1. Simplified geologic map showing pre-GAS and post-GAS sediments, GAS outcropping areas and overlying basalts (modified from [9]).

Because of its strategic importance, several studies have focused on possible actions to improve GAS water management, sustainable use and groundwater protection [1,2,10–13]. The extensive area underlain by GAS has a population of about 15 million, whereas 90 million inhabitants are indirectly benefitting from GAS exploitation [10]. Thus, the need for reliable potable water and industrial supplies (of low-cost treatment) is likely to grow significantly, especially when considering also climate change [10]. According to [10], GAS exploitation exceeds $1.0/\text{km}^3/\text{year}$, being 93.6% in Brazil (of which about 80% occurs in São Paulo State), 2.8% in Uruguay, 2.3% in Paraguay and 1.3% in Argentina. Approximately 80% of total water extraction is used for public water supply, 15% for industrial processes and 5% for geothermal spas [10].

Geological models and structural implications in terms of groundwater flow and hydrochemistry of GAS were studied by [14–17], among others. Numerical models are crucial tools for water resources management of continental scale aquifers. Despite the importance of GAS as a freshwater resource and the capability of numerical models, only a few studies were previously carried out of the aquifer system, ranging from local scale [3,4,18] to regional scale [7,17] investigations. The modeling studies commonly calibrated the recharge fluxes by considering direct recharge in outcropping areas [3,19].

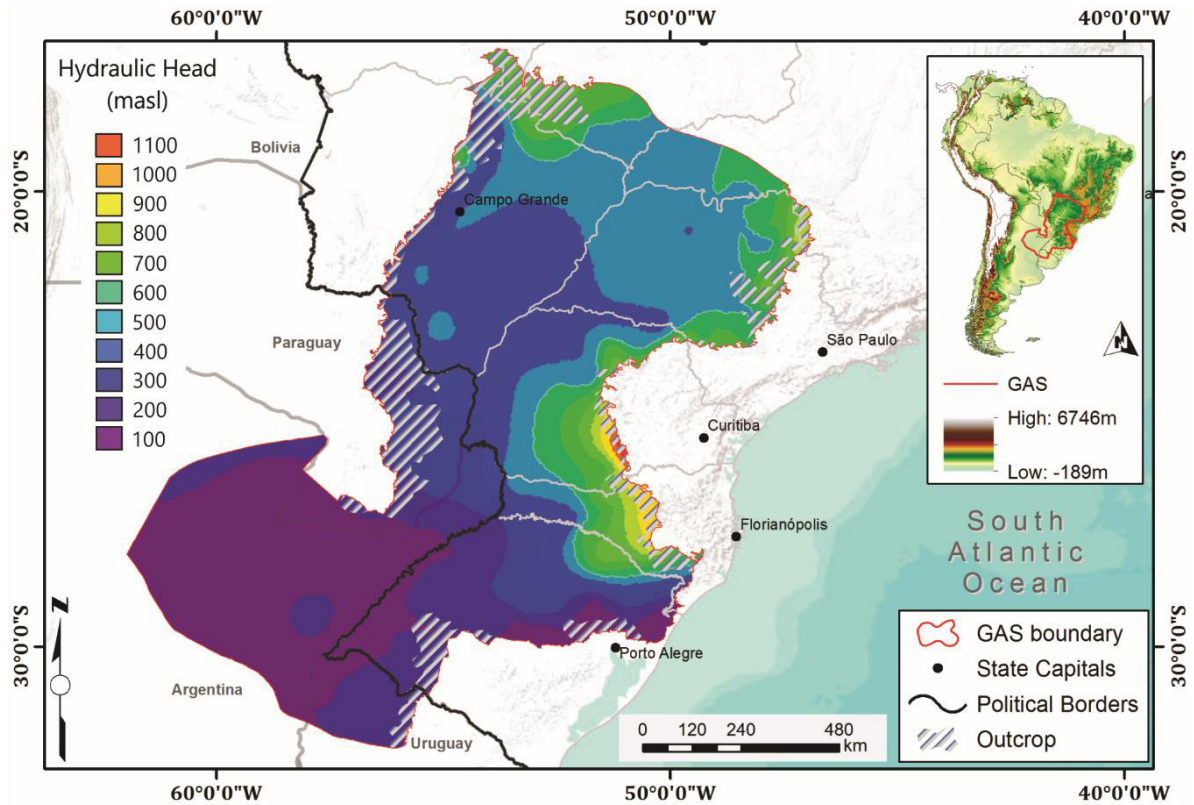


Figure 2. Location of the study area and observed potentiometric levels (modified from [9]) of the Guarani Aquifer System.

To enhance our understanding of the precise flow dynamics of the Guarani aquifer system and obtain more reliable estimates of prevailing groundwater recharge rates, we created a three-dimensional numerical flow model of the aquifer. The model used for this purpose was obtained using the finite-element based FEFLOW groundwater flow simulator of [20]. In the following we first describe our conceptual model of the GAS system, the adopted numerical model, and results of the calculations in terms of piezometric levels, recharge estimates, and comparisons with travel time estimates within the aquifer system using the particle tracking option of FEFLOW.

2. Conceptual Model

Our conceptual model assumes that the GAS comprises layered sandy units and recovering Permian aquitards (the Pre-GAS units), while being confined by basalts of varying

thickness, except in outcropping areas. While several studies suggested some hydraulic connection between GAS and confining or underlying layers, this issue remains poorly defined. Since precise data quantifying water exchange by inter-layer vertical flow are lacking, we assume for now that this exchange is negligible. Henceforth, our conceptual model assumes neither recharge from nor discharge to confining basalts.

Despite the large number of studies hypothesizing the structure and compartmentalization of GAS in segmented blocks [15,17,21], we regarded GAS as an entirely connected block based on observed groundwater flow continuity at the regional scale. The depositional context of GAS encompasses aeolian, fluvial and lagoon environments. Despite local differences, the geological history of GAS deposition points to an essentially sandy makeup, while being relatively homogeneous from a regional point of view. We conceptualized that the diagenetic history, mainly the pore filling cement, is the main feature controlling aquifer permeability.

Figure 3 shows a schematic of our conceptual model.

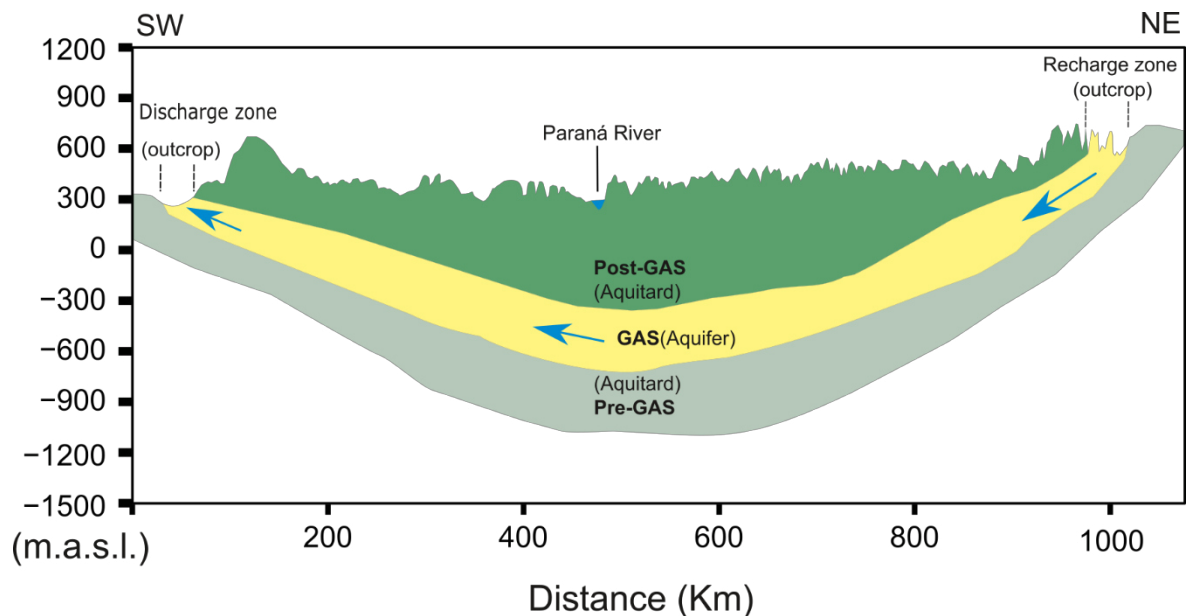


Figure 3. Schematic hydrogeological cross-section showing the adopted conceptual model of the Guarani Aquifer System. The blue arrows show the main groundwater flow direction.

The hydraulic conductivity (K) is a parameter known to vary with the scale of measurements [22,23], which implies that available local-scale literature values of K may well be inappropriate due to the large scale of the GAS. Based on an evaluation of hundreds of K measurements at different scales and geological contexts, [22] found that as the scale increases, the mean K tends to increase until reaching some plateau, while the variability tends to decrease with scale as the scale increases, more or less following a potency-model. The increase in K occurs until some specific volume (the upper bound of the relationship) is reached, after which K remains constant. An analysis of data presented by [22] showed that K values provided by pumping tests are close to the upper bound. Consequently, we assumed that the pumping tests served as a reliable proxy to upscaled values of K for applications at regional scales.

Tens of pumping tests conducted in several areas of GAS [3,24–27] showed a relatively narrow range in K values, varying between 6.4×10^{-6} m/s and 8.1×10^{-5} m/s, with the vast majority falling between 1.0×10^{-5} m/s and 5.0×10^{-5} m/s. Accordingly, we used these K values as constraints during the model optimization. Furthermore, based on the assumption that GAS potentiometry is controlled by the structural contour of the GAS basement, rather than high variability in the hydraulic conductivity, we conceptualized that K values are relatively homogeneous, with little variation of this parameter at the regional scale.

3. Numerical Model

To verify the conceptual model assumptions and to calculate GAS regional flow behavior, a three-dimensional steady-state model was constructed using the FEFLOW finite element software [20]. Two-dimensional transient models using hydraulic head fluctuations, such as done by [7], helped to better understand the local impacts of different exchange rates, but this approach did not lead to realistic estimates of long-term regional flow velocities. Our

3D GAS model, on the other hand, focused on recharge rates that are consistent with estimated groundwater ages. Since our timescale is hence millennial (up to 1 Ma), head fluctuations during the last several decades will not control our model. Therefore, a steady-state approach is consistent and suitable for this purpose.

The model boundary extended to the entire aquifer system, encompassing an area of 1,087,560 km². The domain was divided into two layers to reflect the existence of GAS and Post-GAS units (the latter being the younger geological units present in the basin, predominantly confining basalts). The three-dimensional domain was discretized into 337,392 triangular elements and 273,864 nodes, with irregular spacings in both the horizontal and vertical directions. The element size averaged 6 km², but with mesh refinements along the borders and larger elements in the central region.

The domain bottom was assumed to be a no-flow boundary. In addition, seepage face boundary conditions were introduced along the western and southeastern borders to account for the discharge areas, thus allowing free outflow from the aquifer. Recharge rates were represented using a fluid-flux boundary condition along the top elements over the outcropping areas. The model was calibrated using trial-and-error methods by adjusting hydraulic conductivity values such that simulated levels during steady-state flow agreed with the monitored hydraulic heads from 49 wells [9].

We emphasize that underneath the major rivers (e.g., Paraná River, Figure 3) there are approximately 1000 m of confining basalts with no reliable subsurface information to support the use of the rivers in any calibration. The pumping from wells represents very low rates compared to overall aquifer flow rates, albeit highly concentrated. For this reason, they are expected to locally impact the heads, especially in the unconfined portions, but are negligible for the extremely large confined portion of the aquifer system. In terms of ages (several hundreds of thousands of years), the impact is also negligible. To reduce uncertainties related

to non-uniqueness of the model solution, we constrained the model parameterization using available data about groundwater age [28].

4. Results and Discussion

4.1. Piezometric Levels

The adjusted steady-state flow model was evaluated by comparing observed and simulated piezometric levels (Figures 4A,C). The final model simulation produced a correlation (r) of 0.9632 and a normalized root mean square error (NRMS) of 6.04% (55.79 m) (Figures 4B,C). Model results accordingly replicated groundwater flow patterns in terms of the hydraulic gradients and the main flow directions. Smooth gradients were apparent near the center of the simulated aquifer, consistent with observed potentiometry data, with the potentiometric surface being essentially flat there [29]. Higher hydraulic gradients occurred close to the recharge areas. Regional groundwater flow was directed mainly from the north and northeast radially towards the center and then southwards. Regional flow near the western border was found to be somewhat fragmented by local recharge/discharge systems.

4.2. Hydraulic Conductivity

Not enough GAS hydraulic conductivity (K) data were available to construct a regionalized distribution map using interpolation methods such as kriging. Hence, the K zones were distributed according to the described lithology compartments and correlated porosities [29,30]. Hydraulic conductivities varied from about 2.5×10^{-6} m/s near the outcrops, to 5×10^{-5} m/s in the central and southern portions (Figure 5A). Although the K zones were distributed in a relatively simplistic manner (e.g., by using only three zones), they were geologically consistent and sufficient to reproduce the observed regional flow patterns. The

vertical K values were one order of magnitude less than the horizontal conductivities. The fillable porosity of GAS was set uniformly at 0.2 and that of the post-GAS at 0.0001.

The estimated hydraulic conductivities were close to reported literature values, which showed little variability between a minimum of 1.2×10^{-6} m/s and a maximum of 5.3×10^{-5} m/s [7]. Recent pumping tests in São Paulo State yielded K values of about 2 to 3×10^{-5} m/s [27], similar to values reported earlier [31]. Calibration of local scale models (100 km^2 to 5000 km^2) produced mean K values of 2.8×10^{-5} m/s (as compiled by [7]). Our calibrated hydraulic conductivity values hence compared well with both pumping tests and local-scale groundwater flow models. This shows that there was no need to implement a much denser discretized K distribution as is often done for larger-scale flow models [32].

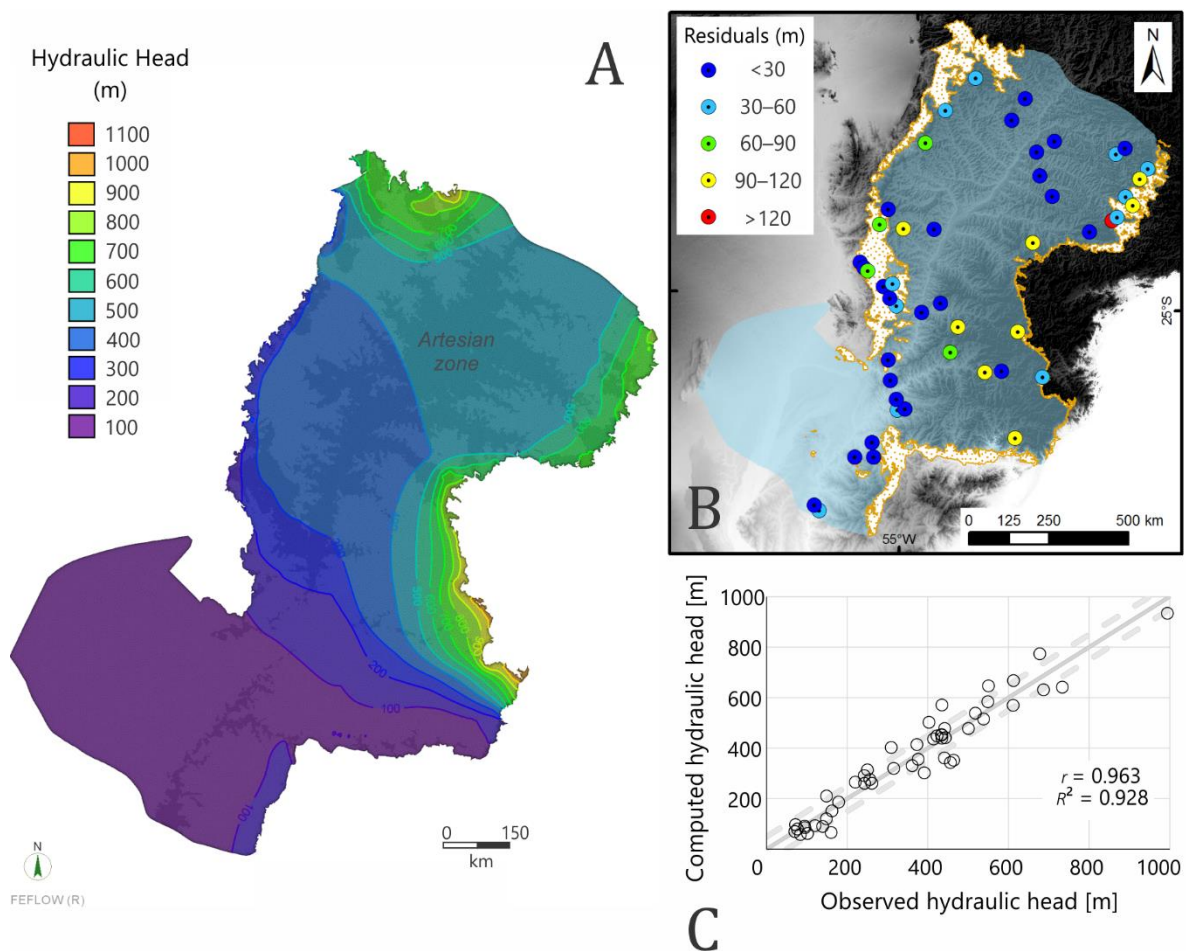


Figure 4. (A) Calculated hydraulic head distribution, (B) map of residuals, and (C) scatter plot showing simulated and observed piezometric levels (in meters above mean sea level).

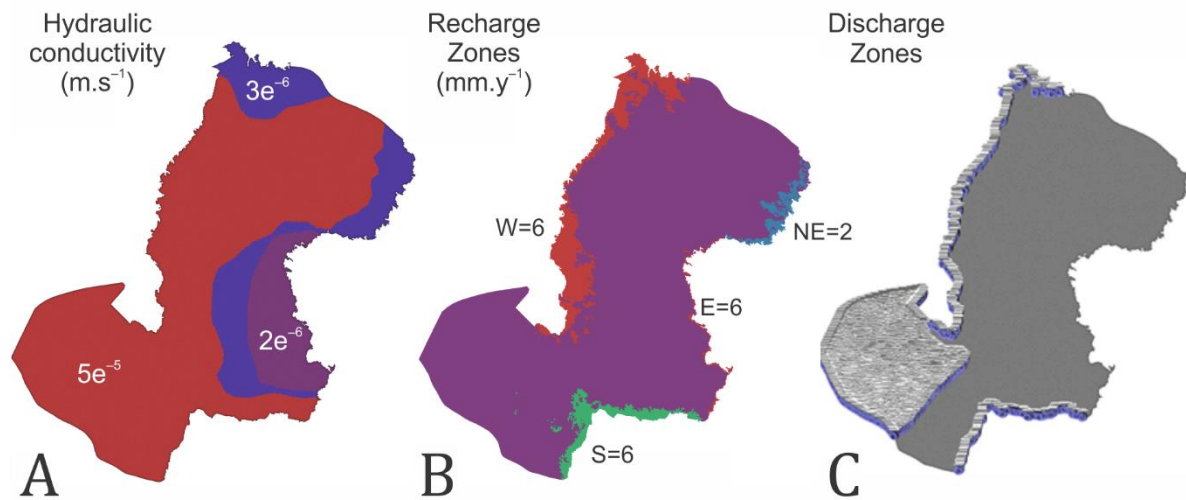


Figure 5. Distributions of (A) the hydraulic conductivity, (B) recharge zones, and (C) discharge zones.

4.3. Water Budget and Recharge Estimates

The recharge zones in the numerical model were distributed along the GAS outcrop areas (Figure 5B), whereas the discharge zones were mostly located along the western and southeastern borders (Figure 5C). The model was calibrated by using four recharge zones: a western zone (W) with 6 mm/year, a northeastern zone (NE) with 2 mm/year, an eastern zone (E) with 6 mm/year, and a southern zone (S) with a recharge of 3 mm/year. Calculated recharge for the entire domain was approximately 0.6 km³/year, which represents a mean average recharge rate of 4.9 mm/year.

Several studies reported much higher recharge rates, generally close to 2–4% of the mean annual precipitation rate of about 1500 mm/year [7]. For example, [33] estimated a recharge rate of 41 mm/year, whereas [7] obtained 35.2 mm/year using a more complex transient flow model (TRANSIN). Our calculated recharge is similar to that of deep recharge into GAS (i.e., water that effectively reaches the confined portion of the aquifer system). In a discussion of the limitations of estimating this deep recharge, the GAS Project [9] hypothesized a volume close to 0.8 to 1.4 km³/year, which translates to about 6.5 to 11.5 mm/year. [34] considered deep recharge to represent less than 1% of annual rainfall (about 1 km³/year), but this rate

could become as high as 5 km³/year or more with increasing pumping. Considering that some GAS portions in our model are actually discharging locally, the deep recharge volume may be even smaller.

Much higher local recharge rates have been reported for the outcrop areas, such as by [8] who also showed large discharge volumes into local drainage systems. Direct recharge at various GAS sites has been estimated mostly using water balance models [3]. Hydrographs separation/analysis techniques have been used frequently to differentiate among water sources (such as by [5] who focused on baseflow), but also the water table fluctuation (WTF) method [35] to estimate recharge from groundwater level fluctuations [36]. However, the WTF relies on having good estimates of the specific yield, which is often problematic, while the recharge rates may be overestimated significantly because of the effects of entrapped air in shallow unconfined aquifers overlaying the areas being investigated [37]. For these reasons it is important to consider only recharge rates that effectively contribute to the aquifer system in terms of the overall groundwater balance. Proper management requires hence a focus on the relatively small water volumes that effectively recharge an aquifer, which may not include water that rapidly discharges again and only influences shallow groundwater level fluctuations and/or river outflows.

4.4. Groundwater Age Analysis

We further compared our simulations with results from groundwater dating using ⁸¹Kr as described by [28]. For this we performed forward streamline and travel time calculations using the particle tracking option of the FEFLOW software. Particle seeds were positioned on the recharge areas as shown in Figure 6A. The results revealed ages ranging mostly from 100 ky to 500 ky, with the oldest waters reaching 1 Ma. These estimates are consistent with most of the ⁸¹Kr dating results [28]. Some discrepancies occurred when calculating backward

streamlines from the age estimates (Figure 6B), which may reflect mixing with Pre-GAS units, as suggested by [38], or Post-GAS units (e.g., from flood basalts), as previously discussed by [39].

The particle tracking schemes produced estimates of the advective age (also known as the true groundwater age), which is the time needed for a water particle to move between two points purely via advection. Particle tracking is useful since it reflects the movement of groundwater due to hydraulic forcing as a result of hydraulic gradients, the hydraulic conductivity and porosity, and the recharge and/or discharge rates [40]. The advective age can be used to estimate groundwater flow rates [41], and to more directly infer recharge rates [42,43].

Our analysis of 14 wells showed three krypton ages much older than expected, two in the northern part (728 and 834 ky) and one to the south (777 ky). These results may reflect mixing with Pre-GAS units that contain much older water, and located relatively close to the outcropping zones. The mixing processes in the northern portion is discussed by [38], who also included two other samples (showing ages of 566 and 531 ky) which may have been affected by some mixing. In summary, our regional age pattern agrees very well with most of the krypton ages. It is important to note here that we are comparing general flow patterns within a regional context, and not trying to calibrate precisely the ages. Thus, since krypton dating itself has considerable error margins, while only a few poorly distributed GAS samples were available. For comparison purposes, we found that if we increased the recharge rates ten times (to become similar to previous direct recharge estimates), values of K needed to be increased one order of magnitude to properly calibrate the hydraulic heads. This scenario then resulted in GAS groundwater ages of only about 50 years, which is unrealistic, even when considering mixing and preferential flow.

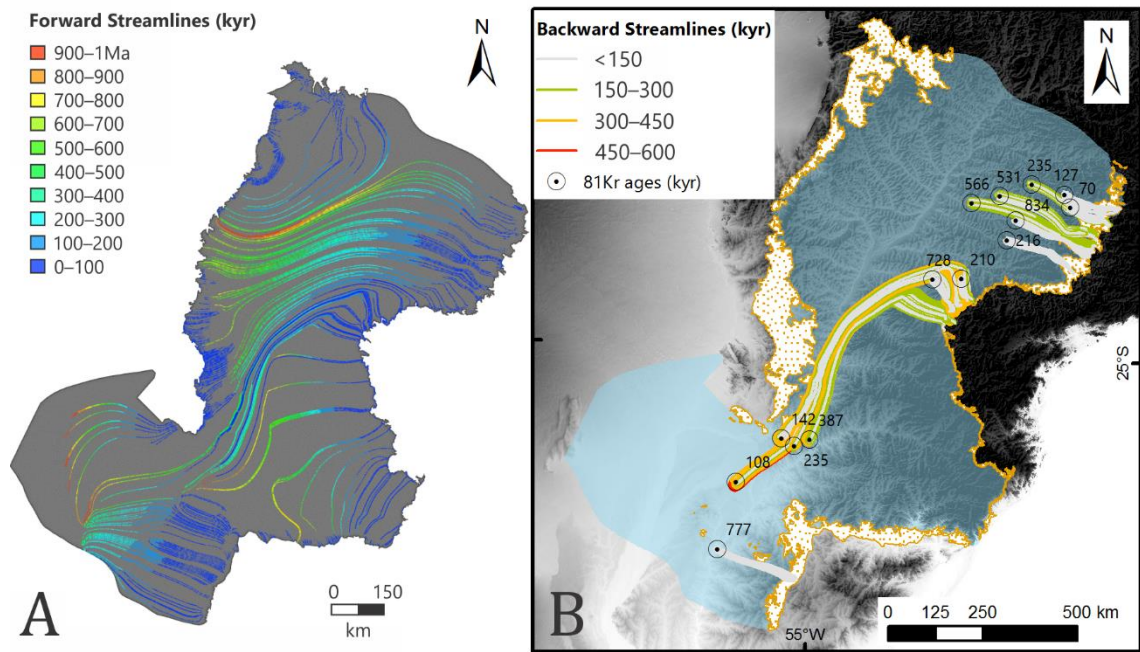


Figure 6. (A) Forward streamline distribution (particle tracking with travel time) by positioning seeds on the recharge areas, and (B) backward streamlines by positioning seeds around the dated groundwater sample locations [28].

We emphasize again that our model is regional and thus not intended for evaluating local-scale issues in specific areas. Local problems are best addressed using local models that could provide better support for decision-making processes. Inter-formation mixing and groundwater flow through geological structures are certainly present and may play an important role locally [16,38,39]. However, our results show that these exchanges are not requisite to explain overall regional flow patterns of the GAS. Therefore, we assume that the mixing waters do not represent an important fraction of the GAS recharge/discharge volumes.

Based on mixing simulations, [38] demonstrated very complex interactions of the Guarani Aquifer System with both underlying and overlying units in terms of GAS receiving and delivering water. The exact level of GAS interactions with overlying and underlying units remain largely unsolved. Because of the complexity of this issue, we focused in our study on a relatively simplistic scenario by assuming limited interactions of the Guarani aquifer system with other units. The capability of our model to reproduce the hydraulic head distribution and

most of the groundwater age estimates provides confidence that the assumed scenario is feasible. Despite the disagreement about the level of mixing with other aquifers, our simulations and those by [38] were surprising similar.

4.5. Model Discussion

Because direct measurements of discharge to the Paraná River were lacking, the potential contribution of GAS discharge to the river is difficult to confirm directly. Contrary to the numerical model of [7], our model assumes that the main rivers crossing the basin (e.g., the Paraná, Paraguay and Uruguay rivers) do not represent discharge zones due to the thickness of basalts (>1000 m) beneath them. As described by several authors [44–47], the basalt floods consist as persistent alternating thick intervals with extremely low permeabilities (interior flows) and thin permeable intervals (top flows). Given this situation, the significant thick basalt layers serve as very effective barriers preventing seepage flow from GAS to the rivers.

In a practical sense, including the main rivers crossing the basin as boundary conditions may help model calibration by modulating the simulated potentiometry. Our model, however, reveals that the rivers are unnecessary to condition flow in the GAS, and that the model can be calibrated effectively without these features, thereby reinforcing the likely absence of connectivity of GAS with the rivers.

The regional hydraulic head and distribution of groundwater reflects the natural flow conditions established by long-term water flow during the last hundred millennia. Our model assumes a steady state flow regime, thereby aiming to reproduce these conditions. Some wells in São Paulo State experienced a noticeable, but localized, drawdown in the last four decades. We did not use this exploitation because the effect of pumping is very restricted, without any evidence that this affected the entire GAS (specially the confined portion). The hydraulic heads calculated with our model, without groundwater extraction, hence will probably not

adjust to heads at locations with noticeable drawdown, thus producing a certain error. The potential error (ϵ , in %) of assuming a lack of groundwater abstraction in our model may be estimated using the following expression:

$$\epsilon = \frac{(h_{calc} - h_{obs})}{(h_{max} - h_{min})} \cdot 100 \quad (1)$$

where h_{calc} is the calculated hydraulic head [L], h_{obs} is the observed hydraulic head [L], h_{max} is the maximum hydraulic head observed in the studied aquifer [L], and h_{min} is the minimum hydraulic head observed in the aquifer [L]. Assuming an extreme case, with a 50 m-drawdown induced by excessive exploitation, the estimated error will be less than 7% as estimated using Equation. (1). This indicates that ignoring groundwater exploitation in our model will not produce a significant error when considering the regional GAS scale.

Because the generally non-uniqueness nature of a groundwater flow model, distinct sets of hydraulic conductivities and groundwater recharge rates often produce similar model calibrations, leading to dissimilar water balances and high uncertainties. Our strategy to reduce uncertainties related to the hydraulic conductivity was to carefully compile available K values of the GAS and to force their values in the model to remain close to median of the compiled K values. Since GAS is composed of thick sandy units deposited under aeolian to fluvial environments, the K is expected to be relatively homogeneous at the regional scale. The ability of our model to produce reliable potentiometry using little variability in the hydraulic conductivity field confirmed our assumption that the hydraulic gradient and transmissivity are controlled mostly only by the structural contour of the basement.

The use of groundwater age data as an additional calibration criterion served as an important strategy to reduce the uncertainties related to model parameterization. Because of the direct dependence of advective age on groundwater recharge, the degrees of freedom for

producing the calibrated model were strongly restricted. Thus, our model possessed a lower uncertainty as compared with models calibrated exclusively with hydraulic head data.

Several studies of watersheds located in GAS outcrop zones have demonstrated that most of the groundwater recharge discharged along the local rivers, with an exceptionally low fraction contributing to the confined portion as deep recharge [3–5,18]. These findings closely match our results that groundwater recharge comprises only about 1% of total precipitation. Consequently, the confirmation of the local outcrop estimates using our 3D model covering the entire GAS has important implications in terms of water management planning. Water extraction by well supplies in a single year comprised 17% of annual groundwater recharge, considering the recharge rates that discharge locally in the watersheds. However, 80% (0.8 km³) of the extracted volume was concentrated in the populous region of São Paulo State, in Brazil. Given this scenario, and despite our model being regional with extraction not affecting the entire GAS, we reinforced local studies that the GAS in the São Paulo area is critically overexploited, leading to untenable drawdown in this particular (and socially important) region. Long-term predictions of the effects of intense groundwater exploitation in this region need to be carried out to establish the limit of groundwater volumes that can be extracted in a sustainable manner.

5. Conclusions

Because of the strategic importance of the Guarani Aquifer System and the increased demand for water, more precise operational criteria should be defined for the sustainable use of GAS groundwater within the context of water management. The strategies of management should be supported by a correct diagnose of the flow dynamics and, especially, prevailing recharge rates. Our results demonstrate that the recharge rates that effectively contribute to the regional water balance of GAS (about 0.6 km³/year) is much smaller than previous estimates.

This is true also when comparing our results with deep recharge approximations commonly used for water resources management. Local discharge rates occurring in the drainage systems along outcrop zones are shown to be very high by looking at the baseflow contribution in river hydrographs, thus only a small portion of the infiltrating water moves deep and reaches the confined GAS.

Comparing Kr-measured groundwater ages with particle tracking and travel times showed that higher recharge rates lead to unreasonable residence times. Moreover, when one considers smaller specific yield (S_y) values, which is realistic and possible, the resulted recharge rates would be even less. This because with less fillable pore volume, less water can be stored, leading to reduced recharge rates. Having krypton ages older as expected is evidence of some inter-formation mixing, especially with older units. Still, this water exchange, as well as aquifer structures influencing preferential flow, were not necessary to reproduce the GAS regional groundwater flow patterns.

For this study we used a hydrogeological model to focus on regional aspects of GAS, with a broad view regarding aquifer homogeneity and continuity associated with age estimates. Our concern was especially to obtain better estimates of recharge from a regional water balance perspective. Local analyses may be needed in critical areas to test some key issues, such as inter-formation mixing, structural controls and pumping impacts. Such studies are needed to confirm our overall findings, as well as to beneficially use our outcomes for local scale modeling and management approaches.

Author Contributions: Conceptualization, R.D.G. and H.K.C.; methodology, R.D.G, HKC. and E.H.T.; validation, R.D.G.; formal analysis, R.D.G., H.K.C. and E.H.T.; resources, H.K.C.; writing—original draft preparation, R.D.G. and H.K.C.; writing—review and editing, R.D.G., E.H.T and H.K.C.; visualization, R.D.G.; supervision, H.K.C.; project administration, H.K.C and R.D.G. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research received no external funding.

Acknowledgments: We acknowledge support for this study from the Basin Studies Laboratory (LEBAC) of the Department of Applied Geology, associated with the Center for Environmental Studies (CEA) of UNESP and the Foundation for Development of UNESP (FUNDUNESP), the National Counsel for Technological and Scientific Development (CNPq), and CAPES-Brazil. We also acknowledge the scientific support and editorial review by Rien van Genuchten.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, or in the decision to publish the results.

References

1. Kemper, K.E.; Mestre, E.; Amore, L. Management of the Guarani Aquifer System. *Water Int.* **2003**, *28*, 185–200, doi:10.1080/02508060308691684.
2. Sindico, F.; Hirata, R.; Manganelli, A. The Guarani Aquifer System: From a Beacon of hope to a question mark in the governance of transboundary aquifers. *J. Hydrol. Reg. Stud.* **2018**, *20*, 49–59, doi:10.1016/j.ejrh.2018.04.008.
3. Gómez, A.A.; Rodríguez, L.B.; Vives, L.S. The Guarani Aquifer System: Estimation of recharge along the Uruguay–Brazil border. *Hydrogeol. J.* **2010**, *18*, 1667–1684, doi:10.1007/s10040-010-0630-0.
4. Machado, A.R.; Wendland, E.; Krause, P. Hydrologic Simulation for Water Balance Improvement in an Outcrop Area of the Guarani Aquifer System. *Environ. Process.* **2016**, *3*, 19–38, doi:10.1007/s40710-016-0128-4.
5. Rabelo, J.L.; Wendland, E. Assessment of groundwater recharge and water fluxes of the Guarani Aquifer System, Brazil. *Hydrogeol. J.* **2009**, *17*, 1733–1748, doi:10.1007/s10040-009-0462-y.

6. Rebouças, A.C. *Recursos Hídricos Subterrâneos da Bacia do Paraná—Análise de Pré-Viabilidade*; Universidade de São Paulo: São Paulo, Brazil, 1976.
7. Rodríguez, L.; Vives, L.; Gomez, A. Conceptual and numerical modeling approach of the Guarani Aquifer System. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2013**, *17*, 295–314, doi:10.5194/hess-17-295-2013.
8. Wendland, E.; Gomes, L.H.; Troeger, U. Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. *An. Acad. Bras. Cienc.* **2015**, *87*, 595–609, doi:10.1590/0001-3765201520140062.
9. Organização dos Estados Americanos (OEA). *Aquífero Guarani: Programa estratégico de Ação = Acuífero Guaraní: Programa estatégico de Acción—Edição Bilíngüe*; Organização dos Estados Americanos (OEA): Brasil; Argentina; Paraguai; Uruguai; 2009; ISBN 978-85-98276-07-6.
10. Foster, S.; Hirata, R.; Vidla, A.; Schmidt, G.; Garduño, H. Sustainable Groundwater Groundwater Management : Management Concepts Lessons and Tools from Practice The Guarani Aquifer Initiative—Towards Realistic Groundwater Management in a Transboundary Context. *GW Mate World Bank* **2009**, 1–28.
11. Villar, P.C.; Ribeiro, W.C. The Agreement on the Guarani Aquifer: A new paradigm for transboundary groundwater management? *Water Int.* **2011**, *36*, 646–660, doi:10.1080/02508060.2011.603671.
12. Amore, L. The Guarani Aquifer: From Knowledge to Water Management. *Int. J. Water Resour. Dev.* **2011**, *27*, 463–476, doi:10.1080/07900627.2011.593125.
13. Rayale, K.; Little, K.; Crawford, M.; Swatuk, L. Transboundary groundwater governance and management: The case of the Guarani Aquifer—Brazil, Argentina, Paraguay, Uruguay. In *Water, Climate Change and the Boomerang Effect*; Swatuk, L.A., Wirkus, L., Eds.; Routledge: London, UK, 2018; pp. 36–49, ISBN 9781315149806.

14. Machado, J.L.F. *Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do SISTEMA Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul*; UNISINOS: São Leopoldo, Brazil, 2005.
15. Soares, A.P.; Soares, P.C.; Bettú, D.F.; Holz, M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: A questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. *Geociências UNESP São Paulo* **2007**, *26*, 297–311.
16. Gastmans, D.; Mira, A.; Kirchheim, R.; Vives, L.; Rodríguez, L.; Veroslavsky, G. Hypothesis of Groundwater Flow through Geological Structures in Guarani Aquifer System (GAS) using Chemical and Isotopic Data. *Procedia Earth Planet. Sci.* **2017**, *17*, 136–139, doi:10.1016/j.proeps.2016.12.030.
17. Mira, A.; Vives, L.; Rodríguez, L.; Veroslavsky, G. Modelo hidrogeológico conceptual y numérico del Sistema Acuífero Guaraní (Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay). *Geogaceta* **2018**, *64*, 67–70.
18. Sapriza, G.; Gastmans, D.; De los Santos, J.; Flaquer, A.; Chang, H.K.; Guimaraens, M.; De Paula e Silva, F. Modelo Numérico De Fluxo Do Sistema Aquífero Guarani (Sag) Em Área De Afloramentos—Artigas (Uy)/Quarai (BR). *Águas Subterrâneas* **2011**, *25*, 29–42, doi:10.14295/ras.v25i1.17533.
19. Vives, L.; Campos, H.; Candela, L.; Guarracino, L. Modelación del acuífero Guaraní. *Bol. Geol. y Min.* **2001**, *112*, 51–64.
20. Diersch, H.-J.G. *FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2014; ISBN 978-3-642-38738-8.
21. Gastmans, D.; Veroslavsky, G.; Kiang Chang, H.; Caetano-Chang, M.R.; Nogueira Pressinotti, M.M. Hydrogeological conceptual model for Guarani Aquifer System: A tool for management. *Boletín Geológico y Min.* **2012**, *123*, 249–265.

22. Schulze-Makuch, D.; Carlson, D.A.; Cherkauer, D.S.; Malik, P. Scale Dependency of Hydraulic Conductivity in Heterogeneous Media. *Ground Water* **1999**, *37*, 904–919, doi:10.1111/j.1745-6584.1999.tb01190.x.
23. Clauser, C. Permeability of crystalline rocks. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* **1992**, *73*, 233–233, doi:10.1029/91EO00190.
24. Araújo, L.M.; França, A.B.; Potter, P.E. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. *Hydrogeol. J.* **1999**, *7*, 317–336, doi:10.1007/s100400050205.
25. Wahnfried, I.; Fernandes, A.; Hirata, R.; Maldaner, C.; Varnier, C.; Ferreira, L.; Iritani, M.; Pressinotti, M. Anisotropia e confinamento hidráulico do Sistema Aquífero Guarani em Ribeirão Preto (SP, Brasil). *Geol. USP. Série Científica* **2018**, *18*, 75–88, doi:10.11606/issn.2316-9095.v18-128529.
26. Wendland, E.; Gomes, L.E.; Porto, R.M. Use of convolution and geotechnical rock properties to analyze free flowing discharge test. *An. Acad. Bras. Cienc.* **2014**, *86*, 117–126, doi:10.1590/0001-37652014117112.
27. Engelbrecht, B.Z.; Teramoto, E.H.; Gonçalves, R.D.; Chang, H.K. Estimativas de condutividade hidráulica a partir de perfilagens geofísicas no Sistema Aquífero Guarani. *Holos Environ.* **2020**, *20*, 117, doi:10.14295/holos.v20i1.12369.
28. Aggarwal, P.K.; Matsumoto, T.; Sturchio, N.C.; Chang, H.K.; Gastmans, D.; Araguas-Araguas, L.J.; Jiang, W.; Lu, Z.-T.; Mueller, P.; Yokochi, R.; et al. Continental degassing of ^4He by surficial discharge of deep groundwater. *Nat. Geosci.* **2014**, *8*, 35–39, doi:10.1038/ngeo2302.

29. Gastmans, D.; Chang, H.K.; Hutcheon, I. Groundwater geochemical evolution in the northern portion of the Guarani Aquifer System (Brazil) and its relationship to diagenetic features. *Appl. Geochemistry* **2010**, *25*, 16–33, doi:10.1016/j.apgeochem.2009.09.024.
30. França, A.B.; Araújo, L.M.; Maynard, J.B.; Potter, P.E. Secondary porosity formed by deep meteoric leaching: Botucatu eolianite, southern South America. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **2003**, *87*, 1073–1082, doi:10.1306/02260301071.
31. Sracek, O.; Hirata, R. Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer System in the state of São Paulo, Brazil. *Hydrogeol. J.* **2002**, *10*, 643–655, doi:10.1007/s10040-002-0222-8.
32. Gonçalves, R.D.; Chang, H.K. Modelo Hidrogeológico do Sistema Aquífero Urucuia na Bacia do Rio Grande (BA). *Geociências* **2017**, *36*, 205–220.
33. Chang, H.K. *Proteção Ambiental e Gerenciamento Sustentável Integrado do Aquífero Guarani—Tema 3*; São Paulo, 2001, http://www.ana.gov.br/guarani/gestao/gest_%20basico.htm
34. Gilboa, Y.; Mero, F.; Mariano, I.B. The Botucatu aquifer of South America, model of an untapped continental aquifer. *J. Hydrol.* **1976**, *29*, 165–179, doi:10.1016/0022-1694(76)90012-3.
35. Healy, R.W.; Cook, P.G. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol. J.* **2002**, *10*, 91–109.
36. Wendland, E.; Barreto, C.; Gomes, L.H. Water balance in the Guarani Aquifer outcrop zone based on hydrogeologic monitoring. *J. Hydrol.* **2007**, *342*, 261–269, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.05.033.
37. Gonçalves, R.D.; Teramoto, E.H.; Engelbrecht, B.Z.; Soto, M.A.A.; Chang, H.K.; Genuchten, M.T. Quasi-Saturated Layer: Implications for Estimating Recharge and Groundwater Modeling. *Groundwater* **2019**, *58*, 235–247, doi:10.1111/gwat.12916.

38. Teramoto, E.H.; Gonçalves, R.D.; Chang, H.K. Hydrochemistry of the Guarani Aquifer modulated by mixing with underlying and overlying units. *J. Hydrol. Reg. Stud.* **2020**, Submitted.
39. Elliot, T.; Bonotto, D.M. Hydrogeochemical and isotopic indicators of vulnerability and sustainability in the GAS aquifer, São Paulo State, Brazil. *J. Hydrol. Reg. Stud.* **2017**, *14*, 130–149, doi:10.1016/j.ejrh.2017.10.006.
40. McCallum, J.L.; Cook, P.G.; Simmons, C.T. Limitations of the Use of Environmental Tracers to Infer Groundwater Age. *Groundwater* **2015**, *53*, 56–70, doi:10.1111/gwat.12237.
41. Larocque, M.; Cook, P.G.; Haaken, K.; Simmons, C.T. Estimating Flow Using Tracers and Hydraulics in Synthetic Heterogeneous Aquifers. *Ground Water* **2009**, *47*, 786–796, doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00595.x.
42. McMahon, P.B.; Plummer, L.N.; Bhlke, J.K.; Shapiro, S.D.; Hinkle, S.R. A comparison of recharge rates in aquifers of the United States based on groundwater-age data. *Hydrogeol. J.* **2011**, *19*, 779–800, doi:10.1007/s10040-011-0722-5.
43. Solomon, D.K.; Sudicky, E.A. Tritium and Helium 3 Isotope Ratios for Direct Estimation of Spatial Variations in Groundwater Recharge. *Water Resour. Res.* **1991**, *27*, 2309–2319, doi:10.1029/91WR01446.
44. Navarro, J.; Teramoto, E.H.; Engelbrecht, B.Z.; Chang, H.K. Assessing hydrofacies and hydraulic properties of basaltic aquifers derived from geophysical logging. *Brazilian J. Geology* **2020**, *50*, 234–245, doi: 10.1590/2317-4889202020200013.
45. Zakharova, N.V.; Goldberg, D.S.; Sullivan, E.C.; Herron, M.M.; Grau, J.A. Petrophysical and geochemical properties of Columbia River flood basalt: Implications for carbon sequestration. *Geochem. Geophys. Geosystems* **2012**, *13*, 1–22, doi:10.1029/2012GC004305.

46. Rossetti, L.M.; Healy, D.; Hole, M.J.; Millett, J.M.; de Lima, E.F.; Jerram, D.A.; Rossetti, M.M.M. Evaluating petrophysical properties of volcano-sedimentary sequences: A case study in the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. *Mar. Pet. Geol.* **2019**, *102*, 638–656, doi:10.1016/j.marpetgeo.2019.01.028.



© 2020 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

4 DISCUSSÃO

4.1 Estudo de Caso do Aquífero Rio Claro – Quasi-Saturated Layer

O estudo acerca do fluxo de recarga subterrânea no Aquífero Rio Claro trouxe diversas informações-chave no entendimento do comportamento dinâmico de aquíferos porosos, livres e de nível d'água raso. O fato de existir um monitoramento potenciométrico de longa duração e o regime de chuvas ser majoritariamente cíclico e com estações bem definidas (com sazonalidade) provê um cenário ideal para estudar diferentes episódios de recarga e compreender como o aquífero se comporta fisicamente na subida e na descida do nível d'água e sua interação com a zona não-saturada.

Em casos como este, em que são observadas subidas e descidas bem pronunciadas do nível d'água provenientes de marcantes episódios de recarga no período de chuvas seguido de período de seca, técnicas de estimativa de recarga como o WTF (HEALY & COOK, 2002), traduzido no Brasil como Flutuação de Nível da Água (FNA), e a modelagem numérica são frequentemente escolhidas em detrimento de outras técnicas como traçadores, balanço hídrico e fluxo de base. Por vezes, o uso de lisímetros também se mostra de grande utilidade, especialmente quando combinado com simulação numérica de fluxo na zona não-saturada.

Inclusive, o uso de lisímetros nesta área-piloto provavelmente produziria resultados interessantes, isto porque além das estimativas de recarga por WTF (NETO & CHANG, 2008), modelagem numérica da zona saturada (GONÇALVES, 2016) e quasi-saturada (GONÇALVES et al., 2019), a recarga foi estimada também a partir de modelagem numérica da zona não-saturada (NETO et al., 2016; NOGUEIRA & GONÇALVES, 2022) utilizando o pacote computacional Hydrus-1D. Assim, o resultado do monitoramento de lisímetros poderia ser utilizado para melhor calibrar os modelos numéricos e, mais importante para este estudo,

checar o volume de poros com ar trapeado e a sua expulsão ao longo do tempo, assim estimando melhor a contribuição do ar trapeado na ascensão do nível d'água.

De tal modo, em contextos hidrogeológicos em que se tem (ou se imagina ter) um volume considerável de ar trapeado durante o processo de recarga no lençol freático, o uso de lisímetros tende a produzir resultados que podem confirmar o grau de saturação em, pelo menos, uma seção vertical do aquífero. Dessa maneira, pode-se usar esta estimativa e ordem de grandeza de volume de ar trapeado como referência na construção de um modelo numérico de fluxo de águas subterrâneas que se baseia no conceito de camada quasi-saturada, com melhores estimativas de K_{quasi} e porosidade preenchível (*fillable porosity*).

Outra técnica que poderia ser usada em contextos e escala similares ao Aquífero Rio Claro é o fluxo de base, todavia, assim como muitos aquíferos rasos e urbanos ao longo do globo, a rede de drenagem foi alterada e canalizada e o balanço hídrico sofre influência direta de fluxos antrópicos como bombeamento de poços e vazamento da rede de distribuição de água e coleta de esgoto dentro dos limites de contribuição para a drenagem. Deste modo, além da impossibilidade técnica de realizar a análise do fluxo de base, por falta de instrumentação e, portanto, hidrograma de vazões, haveria a necessidade de se conhecer razoavelmente o uso do aquífero e interferências urbanas na sub-bacia.

Entretanto, caso o aquífero em estudo seja semelhante ao Aquífero Rio Claro em escala, porém sem importante influência antrópica no balanço hídrico da sub-bacia em análise, ou com influência devidamente conhecida e quantificada, a estimativa de recarga utilizando como técnica principal a separação do fluxo de base pode ser de bastante valia. No caso de se optar por tal técnica, é necessário observar se a sub-bacia hidrogeológica que está descarregando na drenagem superficial que está sendo monitorada possui representatividade dentro da escala do estudo, considerando os objetivos da análise de recarga, seja gestão

integrada de recursos hídricos, remediação de áreas contaminadas ou cálculo de reservas explotáveis, por exemplo.

O uso de modelagem numérica de fluxo na zona saturada usando o conceito de camada quasi-saturada apresenta-se como um excelente custo-benefício quando comparada com as outras técnicas citadas, como lisímetros e fluxo de base. De fato, apenas o WTF teria custo inferior a esta modelagem, contudo o cálculo de recarga por tal método se mostra falho quando na presença de fortes efeitos de trapeamento de ar. Ademais, já foi amplamente demonstrado na literatura, e extensamente citado no artigo em questão (GONÇALVES et al., 2019), os problemas e incertezas inerentes às diferentes estimativas de porosidade efetiva (como descrito em MARÉCHAL et al., 2006), e o próprio uso desta em modelagem numérica de fluxo de águas subterrâneas em aquíferos livres, em detrimento da porosidade preenchível (como visto em RAMA et al., 2018 e TERAMOTO & CHANG, 2018).

Neste caso de aquíferos locais, foi visto que a escala influencia na precisão dos dados e dos cálculos, com isso necessita-se de um conhecimento mais acurado da subsuperfície, suas complexidades e heterogeneidades, assim como a distribuição dos parâmetros da rocha e do solo. O estudo de caso do Aquífero Rio Claro deixa clara a importância de se conhecer bem a zona não-saturada e minuciosamente os processos físicos responsáveis e atuantes nos momentos de recarga de águas subterrâneas. As generalizações nessa escala são mais perigosas, necessitando de um rigor técnico-científico na análise dos desvios e erros decorrentes das diferentes assunções empregadas tanto no modelo conceitual, quanto no modelo numérico.

Por fim, é notável que não é apenas a questão de escala que exerce influência na escolha dos melhores métodos de estimativa de recarga em escala local. Apesar da modelagem numérica utilizando camada quasi-saturada se mostrar bastante eficiente e de boa

resposta, para ser efetiva é necessário que o aquífero seja poroso na zona de recarga, e não fraturado ou cárstico, apresente flutuação expressiva do nível d'água, especialmente subidas rápidas, e seja relativamente raso. Pode-se concluir, portanto, que esta técnica pode se mostrar adequada em outras escalas, inclusive, até mesmo em aquíferos de grande porte e parcialmente confinados. Nestes casos, é interessante combinar na modelagem numérica medidas de fluxo como o fluxo de base ou estimativas de balanço hídrico, a fim de se restringir minimamente o efeito global do trapeamento de ar e não superestimar (ou subestimar) seu efeito em grande escala. De qualquer maneira, a aplicação deste método em grandes aquíferos carece de validação até o momento.

4.2 Estudo de Caso do Sistema Aquífero Urucuia – Balanço Hídrico e Sensoriamento Remoto

Em uma escala mais abrangente e regional, dentro de um dos biomas mais importantes do Brasil e do planeta, o Cerrado (conhecido como savana brasileira), combinado com um intenso uso agrícola dos recursos hídricos subterrâneos, encontra-se o Sistema Aquífero Urucuia (SAU), alvo do segundo estudo de caso. O platô onde o SAU se encontra é um dos locais que mais vem sendo estudados nos últimos anos no Brasil devido à sua forte interação com as águas superficiais que abastecem o semiárido brasileiro e importantes hidrelétricas, além de altas vazões de retirada para irrigação extensiva e intensa disputa pelo direito de uso dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos em meio à longos períodos de seca na região Nordeste.

Em face à crescentes disputas pelo uso das águas subterrâneas do SAU, o correto entendimento sobre a distribuição espacial e temporal das taxas de recarga se torna preponderante no que tange à sustentabilidade dos recursos hídricos da região, incluindo as bacias à jusante e o próprio Rio São Francisco. Neste cenário, a Agência Nacional de Águas (ANA) promoveu um grande estudo do SAU (ANA, 2017) para ampliação do conhecimento hidrogeológico deste importante aquífero interestadual, como preconizado no Subprograma VIII.1 do Programa Nacional de Águas Subterrâneas, parte do Programa Nacional de Recursos Hídricos – PNRH.

Anteriormente a este estudo da ANA, diversos autores estimaram a recarga do SAU a partir, majoritariamente, de quantificação do fluxo de base nas drenagens que cortam o aquífero no sentido E–W, em diferentes sub-bacias. O primeiro grande estudo que analisou toda a extensão do SAU foi Gaspar (2006), que o subdividiu em quatro subtipos de aquíferos: livre regional; suspenso local; confinado ou semiconfinado e aquífero livre profundo. Esta subdivisão não foi corroborada em campo posteriormente no estudo da ANA (2017) e novas

estimativas de reservas e recarga foram empreendidas, também utilizando cálculos do escoamento de base.

Nas últimas duas décadas a recarga do SAU foi estimada majoritariamente por métodos de separação de escoamento a partir de hidrogramas de sub-bacias, sendo algumas importantes como a Bacia do Rio das Fêmeas por Pimentel et al. (2000), Nascimento (2003) e depois Albuquerque (2009), rios Arrojado e Formoso por Campos et al. (2006), rios Arrojado, Formoso, Correntina e Guará por Gaspar (2006), e rio das Velhas por Miranda (2012). Estudos mais regionais envolvendo toda a Bacia do Rio São Francisco estimaram taxas de recarga média por meio de balanço hídrico, como visto em Monteiro et al. (2015) e no Plano de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (CBHSF, 2015).

Mais recentemente, as taxas de recarga máxima e mínima de sub-bacias do SAU foram estimadas por meio de simulações numéricas de fluxo de águas subterrâneas, como a bacia do rio Corrente, com mínima de 142 mm/a e máxima de 267 mm/a, por Engelbrecht & Chang (2015), e da bacia do rio Grande por Gonçalves & Chang (2017), com máxima de 322 mm/a e média de 20% a 25% da precipitação anual. Apesar destes trabalhos apresentarem boas estimativas de recarga média em duas das sub-bacias mais importantes do SAU, é importante ressaltar que as simulações foram empreendidas em regime estacionário (*steady state*) e calibradas com esparsos dados de carga hidráulica, o que nos dá uma boa noção da recarga média regional mas não responde questões essencialmente transientes, como a variação da recarga ao longo do tempo, seja por influência de mudanças climáticas ou mudanças de uso e ocupação humana.

Nesse contexto, Gonçalves et al. (2016) analisaram as séries históricas de fluviometria e pluviometria da bacia do rio Grande para entender melhor a variação temporal destes componentes do balanço hídrico no período de 1977 a 2013, e, assim, obter indícios de

possíveis mudanças nas taxas de recarga do SAU. Os resultados mostraram claramente uma queda acentuada no fluxo de base, maior do que as variações da pluviometria neste recorte temporal, evidenciando, portanto, a necessidade de se entender a variação dos fluxos em todo o sistema aquífero.

Assim, em 2018, Gonçalves et al. (2018) estudaram a variação dos escoamentos superficial e subterrâneo em todo o SAU, analisando as 45 estações fluviométricas com séries históricas mais longas. A partir do estudo das variações do fluxo de base desde a década de 1930, foi possível confirmar que boa parte das sub-bacias do SAU apresentam grandes ciclos, com pico de vazão em toda a bacia no ano de 1980. Apesar das diferenças dos ciclos pré-1980, após este ano todos os rios apresentaram o mesmo padrão de queda contínua do fluxo de base, perdendo ao todo 49% da vazão até 2015.

O fato de existirem variações de grandes magnitudes no fluxo de base dentro dos domínios do SAU, de mais de 400 mm/a até menos de 100 mm/a ao longo do tempo (GONÇALVES et al., 2018), por exemplo, faz com que existam grandes incertezas quanto ao uso do escoamento de base como método de estimativa de recarga, principalmente quando o período de tempo analisado é curto. Assim, há grandes chances de que as tantas estimativas de recarga realizadas em sub-bacias do SAU usando separação de hidrogramas não representem, de fato, as taxas de recarga média do aquífero, e, menos provável ainda que representem a recarga de modo transiente, visto que não são esperadas variações tão significativas da recarga em curtos espaços de tempo, ao menos de maneira natural.

Com efeito, estudos que utilizam o fluxo de base em bacias hidrográficas para estimar a taxa de recarga média em sistemas aquíferos partem, em grande parte, da premissa de equilíbrio dinâmico, em que a taxa de saída do aquífero (fluxo de base, no caso) é igual a taxa de entrada (recarga), quando considerado um período de tempo relativamente longo. Esta

premissa, portanto, não é válida quando, no período analisado, o sistema está em desequilíbrio, apresentando uma taxa de queda ou subida acentuada. Ou seja, situação comum quando não se possui série histórica de todo o(s) ciclo(s), mas apenas parte dele. Desse modo, por exemplo, pode-se subestimar a recarga em períodos de queda do fluxo de base, ou superestimá-la em períodos de subida, ao não analisar o(s) ciclo(s) como um todo.

Outro ponto importante da discussão é que o fluxo de base tende a responder mais rapidamente às variações da carga hidráulica do aquífero e da drenagem. Assim, tanto o bombeamento das águas subterrâneas quanto das águas superficiais tende a impactar rapidamente no gradiente hidráulico nas zonas de descarga, e com isso influenciar de modo importante no fluxo de base. Logo, aquíferos semelhantes ao SAU, que possuem altíssima produtividade e grandes concentrações de poços de alta vazão, com centenas de m³ por hora de extração, tem grande potencial de impactar no fluxo de base devido à rebaixamentos expressivos no nível d'água.

Em sistemas aquíferos da escala do SAU, com espessuras da ordem de 350 metros (CHANG & SILVA, 2015), a reserva hídrica subterrânea é tão volumosa que o aquífero consegue suportar bem altas taxas de exploração, com as quedas da potenciométrica regional não afetando de maneira dramática, a curto prazo, a disponibilidade hídrica subterrânea e a produtividade dos poços. Oliveira et al. (2019) simularam os efeitos a longo prazo da extração de água subterrânea na sub-bacia do rio Corrente utilizando MODFLOW em regime estacionário e observaram que, apesar do rebaixamento médio no aquífero de apenas 80 cm (considerando porosidade efetiva de 15% em todo o domínio simulado), os resultados apontam para um impacto maior sobre os rios, com redução no fluxo de base.

Apesar das simulações de Oliveira et al. (2019) não serem em regime transiente, os resultados já apontaram para uma queda de 2 km³ de armazenamento na sub-bacia, a despeito

da aparente não interferência na direção do fluxo regional. No entanto, as simulações não consideraram qualquer mudança no fluxo de recarga subterrânea, logo, a perda de armazenamento foi exclusivamente derivada dos poços de captação e o possível efeito de mudança na recarga não foi considerado.

Em um cenário com vazões dos rios diminuindo sistematicamente, altas taxas de exploração superficial e subterrânea, mudanças climáticas e intensas mudanças no uso e ocupação do solo, com considerável supressão do Cerrado e ascensão de áreas agrícolas irrigadas, estimar os valores reais de recarga e sua distribuição espacial e temporal compreende um desafio grandioso, que pode ser até considerado inviável visto a escala do SAU e condições técnicas disponíveis atualmente nesta região do Brasil. Estudos recentes como Silva (2020) e Silva et al. (2022) observam a relação entre mudanças na precipitação com as intensas mudanças no uso e ocupação do solo na região, o que joga luz a uma discussão ainda mais ampla e complexa sobre o efeito de extensas culturas irrigadas sobre o balanço hídrico nessa escala.

Em vista disso e de todos os aspectos levantados, para entender um sistema aquífero desta escala e contexto de uso, e analisá-lo em termos de sustentabilidade, apenas a compreensão acerca das taxas de recarga subterrânea não se mostra suficiente. Apesar dos cálculos tradicionais de reservas renováveis (ou reguladoras) considerarem rotineiramente as taxas de recarga como parâmetro principal (por vezes chamada de Recarga Potencial Direta – RPD), mesmo utilizando um coeficiente de sustentabilidade (Cs) baixo, a tendência é que, ao não considerar as mudanças de outros fluxos do balanço hídrico no cálculo, ele se mostrar insuficiente para alcançar, de fato, a sustentabilidade dos recursos hídricos nesta escala.

Ao analisar as reservas do SAU, ANA (2017) estimou a Recarga Potencial Direta em 24,19 km³/ano, considerada a reserva renovável (também chamada de reguladora). Utilizando

um coeficiente de sustentabilidade de 0,2, obtido a partir da análise do Q_{90}/Q_{50} de seis postos fluviométricos, ANA (2017) estimou a Reserva Potencial Explotável do SAU em 4,84 km³/ano, correspondente à disponibilidade hídrica subterrânea, valor recomendado pela ANA para que seja efetivamente considerado como a quantidade de água subterrânea disponível para uso no SAU. Em tese, a exploração de água dentro deste montante garante a sustentabilidade tanto dos recursos hídricos subterrâneos quanto das águas superficiais nos períodos de estiagem.

No entanto, em vista da complexidade amplamente discutida neste tópico, faz-se necessário acompanhar efetivamente se estas abordagens são adequadas ao contexto do SAU, o que traz o desafio para o lado do monitoramento dos recursos hídricos e validação das hipóteses utilizadas nos cálculos. Nessa conjuntura, considerando a escala espacial analisada e as limitações técnicas em medições *in situ*, o papel do sensoriamento remoto se torna fundamental no entendimento da dinâmica atual da bacia. Variações espaciais e temporais de parâmetros como precipitação, evaporação (e evapotranspiração potencial), temperatura, insolação e umidade, já são alvos de estudos usando sensores remotos há décadas, assim como análises de mudanças no uso e ocupação do solo.

Já o lançamento relativamente recente dos satélites GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) da NASA, em 2002, e mais recente ainda (2018) da missão GRACE *Follow-On*, com medições gravitacionais da Terra e possibilidade de monitorar e estimar diretamente as mudanças de massa em grandes porções de terra, mensalmente, abriu uma oportunidade inédita de se monitorar uma das grandes incógnitas do balanço hídrico: a variação do armazenamento de água terrestre. A grande desvantagem do uso destes satélites da NASA recai sobre a resolução espacial, com pixels brutos na faixa de 300-400 km, além da necessidade de estratégias robustas de filtragem dos dados para interpretação do sinal.

Os resultados da análise do GRACE mostraram que o SAU apresentou uma taxa de queda de 6,5 mm/a, ou seja, perdeu aproximadamente 9,75 km³ de água entre 2002 e 2014. Considerando que a ANA estabeleceu a Reserva Potencial Explotável do SAU em 4,84 km³/ano (ANA, 2017), essa perda em apenas 12 anos se mostra bastante preocupante. De fato, esta queda no armazenamento total de água mostra que, neste período ao menos, a recarga não foi suficiente para equilibrar a saída de água do aquífero, e que as estimativas de uso e reserva sustentável não estão sendo, de fato, sustentáveis.

Todavia, pode-se argumentar que, pelo fato da reserva permanente do SAU ser muito grande, atualmente estimada em 1327 km³ pela ANA (2017), esta perda não é tão considerável e que demoraria mais de 1500 anos para o aquífero “secar”, se mantida a taxa de queda. Esta é uma boa discussão acerca dos parâmetros a serem considerados na definição de sustentabilidade dos recursos hídricos subterrâneos. Por óbvio, analisando em termos de volume total, aquíferos de grande escala suportam grandes taxas de retirada anualmente, entretanto, os impactos sobre o meio ambiente e a sociedade humana são sentidos muito antes de uma depleção de grandes dimensões.

Por exemplo, em sistemas hídricos em que há uma co-dependência forte entre as águas superficiais e as águas subterrâneas, o que é relativamente comum em grandes aquíferos, a rede de drenagem será rapidamente afetada pelo rebaixamento do sistema aquífero, muito antes deste chegar em níveis críticos de perda de volume. Os primeiros impactos são, em geral, perdas de nascentes à montante, com deslocamento à jusante devido ao rebaixamento do aquífero, e a diminuição do escoamento de base devido à diminuição do gradiente hidráulico, podendo haver até inversão de fluxo em alguns casos de depleção perto da zona de descarga.

No campo de estudos de sistemas aquíferos que sofrem superexploração, comumente se usa como dado primário mais importante na análise a variação potenciométrica do sistema, a partir de dados provenientes de redes de monitoramento compostas por poços de observação, em geral piezômetros. No Brasil, a principal rede de monitoramento é o RIMAS (Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas), que é mantido pelo Serviço Geológico do Brasil (SBG-CPRM). O RIMAS está efetivamente presente na região do SAU desde 2011, e vem crescendo em número de poços na última década, ou seja, são dados recentes e que não possuem séries históricas tão longas quanto, por exemplo, as estações fluviométricas e pluviométricas da mesma região.

Neste cenário de geração de dados de monitoramento, estudos de comparação e balanço entre os diferentes fluxos de água são relativamente recentes e muitos estão, ainda, naturalmente, sendo produzidos. Estudos como Marques et al. (2020), que analisaram alguns poços do RIMAS entre 2011 e 2018, observaram o declínio persistente nos níveis d'água do SAU na sub-bacia do rio Grande, além disso, observaram o grande número de pivôs de irrigação, o declínio das vazões dos rios e da precipitação entre 2013 e 2017, e concluíram que a complexidade das interações traz a impossibilidade de fazer uma ligação inequívoca de causa e efeito (uso e depleção). Este é um exemplo de como o foco na análise da potenciometria não ataca por completo a questão da sustentabilidade dos recursos hídricos em escalas e regiões de intenso uso.

Como esperado, o fato de se começar a ter disponíveis séries históricas de nível d'água subterrânea do RIMAS nos domínios do SAU dá suporte para utilização do método de Flutuação do Nível de Água (WTF; HEALY & COOK, 2002) para estimativas de recarga subterrânea. Assim, Eger et al. (2021) utilizaram 19 poços do RIMAS, analisando o período de 2011 a 2019, e estimaram por WTF uma taxa de recarga subterrânea média de 24% da precipitação. Este estudo calculou a mesma taxa para recarga profunda por meio do método

SWAT (*Soil Water Assessment Tool*) em duas sub-bacias com dados hidrológicos superficiais. Estes resultados são sensivelmente maiores do que os valores de recarga média de 18,5% obtidos pela ANA (2017) utilizando fluxos de base do SAU no período de 1975 a 2005. De fato, é um aumento de 30% nas estimativas de recarga, o que aumenta ainda mais a discussão acerca da escolha da metodologia para estimar a recarga nesta escala e contexto de uso e ocupação.

Tanto Eger et al. (2021) quanto ANA (2017) fizeram ensaios de infiltração com infiltrômetro de anel duplo (o estudo da ANA também utilizou permeâmetro Guelph) e ambos concluíram que os solos do Cerrado são mais permeáveis quando comparados com os solos de terras agrícolas, influência direta, portanto, da mudança do uso e ocupação do solo nesta região. Assim, pode-se salientar, por ora, que as taxas de recarga subterrânea efetiva são majoritariamente influenciadas, atualmente, pela variação das taxas de precipitação (provenientes de mudanças climáticas naturais e antrópicas), pela compactação e diminuição da permeabilidade do solo em áreas agrícolas, e pela abstração direta das águas subterrâneas por poços de bombeamento.

No SAU, pode-se considerar o balanço hídrico, na escala regional, como visto na Figura 1 do artigo objeto desta tese (GONÇALVES et al., 2020a), em que a variação do armazenamento e a evapotranspiração podem ser estimadas por sensoriamento remoto, e a descarga, assim como o fluxo de base, são obtidos através de hidrogramas (provenientes de séries históricas de estações fluviométricas). Conhecendo-se, portanto, a variação do armazenamento de água na bacia, não há a necessidade de se igualar (ou correlacionar numericamente) o fluxo de base com o fluxo de recarga do sistema aquífero, nem sequer extrapolar estimativas pontuais de WTF para todo o sistema. Assim, a análise de quanto o aquífero ganhou ou perdeu de água do armazenamento se sobrepõe em importância à ordinária análise da recarga média nessa escala.

Produtos de sensoriamento remoto foram utilizados com êxito em todas as escalas estudadas aqui, entretanto o seu grande diferencial foi mostrado na aplicação dos satélites GRACE em escala regional. Aquíferos do porte do SAU demandam um grande esforço intelectual, tecnológico e financeiro para serem entendidos ao longo do tempo de modo apropriado, pois são extensos demais para se monitorar com uma rede enxuta, necessitando de uma rede hidrométrica integrada e bem distribuída, e pequenos demais para se ter uma boa resolução em boa parte dos satélites que estimam os fluxos de água na atmosfera e superfície. Por exemplo, o GRACE cobre toda a área de análise com apenas 9 pixels, o que foi suficiente para extrair a tendência principal, todavia insuficiente para se ver variações locais.

Com efeito, a complexidade da interação entre os fluxos mencionados continua sendo um desafio tecnológico, entretanto podemos simplificar o balanço e trabalhar com as grandes entradas e saídas da bacia: precipitação, deflúvio (*runoff*), evapotranspiração real e a variação do armazenamento. Destas 4 variáveis, 3 podemos estimar razoavelmente bem a partir de sensores remotos: precipitação (com o TRMM, por exemplo), variação do armazenamento (com o GRACE) e evapotranspiração (com o MODIS ou GLDAS, por exemplo). As taxas de precipitação e variação do armazenamento a partir de sensores remotos foram confrontadas com dados *in situ* no SAU e validadas em Gonçalves et al. (2020a), entretanto, havia uma necessidade de melhor validação estatística dos dados de evapotranspiração desta região.

Apesar de estudos de evapotranspiração com foco em irrigação terem sido publicados nesta região, como, por exemplo, Althoff et al. (2019) na região de São Desidério – BA, estudos aplicados de sensoriamento remoto na escala do SAU confrontando dados de campo ainda são escassos. O estudo mais completo sobre evapotranspiração no SAU é o de Andrade et al. (2021), que avaliou o balanço hídrico no período de 2002 a 2012 e sugeriu parâmetros para monitorar secas hidrológicas na região. Os autores chegaram às mesmas conclusões que Gonçalves et al. (2020a) e Lucas et al. (2020): quedas significativas nas vazões dos rios e do

armazenamento de água, sem tendência de queda nas taxas de precipitação no período analisado. Contudo, os resultados mais impactantes de Andrade et al. (2021) se referem às taxas de evapotranspiração, que confirmam a hipótese levantada em Gonçalves et al. (2020a): áreas cultivadas apresentam uma tendência positiva de evapotranspiração, enquanto coberturas naturais apresentam tendência negativa ou nula de evapotranspiração. Ou seja, o aumento das taxas de evapotranspiração em áreas cultivadas, intensamente irrigadas no SAU, pode ser o principal responsável pelas quedas nas vazões dos rios e do armazenamento de água do sistema.

Por fim, os estudos dedicados ao entendimento da recarga subterrânea do SAU, assim como potenciometria e fluxo de base, tem sua importância no entendimento do fluxo regional do sistema aquífero, em grande escala e em termos médios. Entretanto, para uma gestão integrada eficiente e sustentável, inclusive em termos energéticos para a Bacia do Rio São Francisco, como bem abordado em de Jong (2018), faz-se necessária a compreensão da variação temporal dos principais componentes do balanço hídrico e os efeitos do uso e ocupação sobre eles, e esta meta pode ser devidamente atingida com o monitoramento destas variáveis com o uso de sensores remotos adequados à escala do sistema e apropriada validação em campo.

4.3 Estudo de Caso do Sistema Aquífero Guarani – Modelagem Numérica e Recarga Profunda

Em aquíferos de grande escala, continentais, profundos, espessos e extensos, como o alvo do terceiro estudo de caso, o Sistema Aquífero Guarani (SAG), o seu abissal volume de água subterrânea armazenada decorre de milhares de anos de processos de recarga e descarga. Assim, do ponto de vista quantitativo, ao se superexplorar a água do armazenamento, deve-se considerar o tempo necessário para que a recarga atual possa suprir esse balanço, sendo de extrema importância mapear e quantificar as taxas de recarga para fins de gestão hídrica, para que esse aumento na descarga (fluxos de saída) não seja acompanhado por uma diminuição da recarga (fluxos de entrada).

Do ponto de vista qualitativo, a proteção das zonas de recarga é preponderante para a manutenção da qualidade das águas subterrâneas do aquífero de grande escala, principalmente por se tratar da principal entrada de água do sistema e responsável pela circulação, reciclagem e equilíbrio de um lento balanço hídrico subterrâneo. Entretanto, especialmente em aquíferos (semi)confinados, a proteção em relação à contaminação direta no sistema aquífero é de igual (ou maior) importância, visto que o potencial da contaminação afetar um volume imenso de água armazenada é muito alto e a dificuldade de se remediar nesses casos é considerável, por vezes irreais.

Alguns dos grandes sistemas aquíferos ao redor do mundo tem a característica de possuir uma porção não-confinada na área de afloramento, em que o aquífero se encontra livre e ocorre o maior fluxo de recarga subterrânea, e uma extensa porção confinada ou semiconfinada, em que o aquífero está mais profundo, apresentando, por vezes, artesianismo. Exemplos de importantes aquíferos continentais com porções livres e confinadas são o *Nubian Sandstone Aquifer System* (NSAS) e o Sistema Aquífero Guarani (SAG), este último

com a particularidade de possuir áreas de afloramento bem estreitas nas bordas oeste e leste, e um extenso volume confinado ou semiconfinado em posição central, chegando à 800 metros de espessura (KEMPER et al., 2003).

Em caso como estes, é natural que os esforços para compreender os processos de recarga subterrânea ocorram nas porções não-confinadas do sistema aquífero, comumente em sub-bacias hidrográficas em zonas de recarga, como realizado por Machado et al. (2016) e Rabelo & Wendland (2009). Neste contexto, três métodos dominam as estimativas das taxas de recarga: WTF para estimativas mais locais e pontuais; e balanço hídrico e simulação numérica de fluxo para estimativas na escala de sub-bacias hidrográficas. No caso do balanço hídrico, é importante utilizar a separação de hidrogramas nas drenagens monitoradas para entender tanto o fluxo superficial quanto o subterrâneo, como feito por Wendland et al. (2015). Já na simulação numérica de fluxo, além dos fluxos de base, utiliza-se dados de potenciometria para calibração das cargas hidráulicas, além da possibilidade de acoplar estimativas de drenança, por exemplo, de zonas fraturadas da Formação Serra Geral.

Como esperado, a maior parte dos trabalhos realizados em porções não-confinadas do sistema aquífero estimam taxas de recarga total, sobretudo os estudos que utilizam o método WTF. Entretanto, uma grande parcela deste fluxo de recarga é descarregada em bacias hidrográficas locais e não alcançam as porções mais profundas e confinadas do aquífero, a chamada recarga profunda. Como já mencionado, estudos locais podem estimar esta fração em zonas de recarga específicas, todavia é essencial se compreender o fluxo regional do sistema, pois a área de afloramento pode estar servindo de zona de descarga de outras zonas de recarga distantes (ou de até outras unidades aquíferas).

Este é o caso, por exemplo, de algumas áreas de afloramento do SAG localizadas na porção oeste do sistema aquífero, pois além de haver descarga local dos fluxos de recarga

naquelas sub-bacias, algumas drenagens servem como descarga de fluxos mais distantes. Para estes casos, o cálculo do balanço hídrico local torna-se mais complexo e praticamente inviável sem um modelo regional de fluxo. A mesma dificuldade é encontrada em regiões do SAG onde há mistura de águas advindas do Pré-SAG (mais antigas) ou de unidades Pós-SAG, como discutido em Teramoto et al. (2020), que podem servir localmente como volumes de recarga para o SAG, ou descarga do SAG para unidades mais novas, notadamente os derrames basálticos confinantes da Formação Serra Geral.

Ou seja, a própria natureza de grandes aquíferos como o SAG, com diversas áreas de recarga e diferentes cenários locais, torna arriscada e demasiada hipotética a extrapolação de dados de uma sub-bacia para todo o sistema, em especial as taxas de recarga. Portanto, nesse contexto, o ideal é compatibilizar e integrar os dados e conhecimentos da porção livre e da porção confinada do sistema, com o intuito de se obter a melhor estimativa dos fluxos de entrada e saída de água. De fato, o método atualmente que melhor desempenha essa função de integração e *downscaling* é a simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas, pois integra tridimensionalmente os parâmetros hidrodinâmicos espacializados e os diferentes fluxos de água.

No entanto, o fato de a simulação numérica ser a melhor ferramenta nesses casos não significa que não haja grandes desafios de compatibilização de escalas e na construção e validação de modelos conceituais. Por exemplo, Rodríguez et al. (2013) desenvolveram um modelo numérico regional bidimensional do SAG e testaram diversas parametrizações, dada a dificuldade de incorporar numerosos dados de diferentes fontes, incluindo bombeamentos, dezenas de cargas hidráulicas e descargas dos rios. Apesar da calibração alcançada na simulação bidimensional, a alta diversificação dos zoneamentos de condutividade hidráulica e de recarga não encontram subsídios nem base na literatura produzida do SAG. Processos de calibração automatizada ou semi-automatizada comumente produzem uma gama de

combinações de parâmetros que se adequam às cargas hidráulicas observadas, mas não ao conhecimento hidrogeológico do sistema, como por exemplo, uma variabilidade espacial e numérica de condutividades hidráulicas não compatíveis com a distribuição litológica das unidades do sistema aquífero.

Muitas vezes esses tipos de resultados discrepantes são frutos de uma tentativa de combinar dados de escalas diferentes, cujas causas e efeitos não ocorrem de forma linear, da escala local para a escala regional. Inclusive, em termos de condutividade hidráulica, por exemplo, a tendência geoestatística é de que quanto maior a área e a escala analisada, menor é a variabilidade desse parâmetro, assim, modelos de escala regional tendem a apresentar menos flutuações numéricas de parâmetros hidrodinâmicos do que modelos locais. Apesar destes fatos, a simulação em regime estacionário de Rodríguez et al. (2013) foi calibrada com uma recarga média de 35,2 mm/ano, correspondendo à cerca de 2,5% da precipitação, similar ao valor de 3,5% das sub-bacias estudadas por Rabelo & Wendland (2009).

Apesar destes e outros tantos esforços na quantificação da recarga subterrânea no SAG (também percorridos em Gonçalves et al., 2020b), a taxa de recarga profunda ainda permanecia em debate, mesmo com o avanço das capacidades computacionais e de trabalhos isotópicos e de datações, como o de Aggarwal et al. (2014). Nesse contexto que foi idealizada a primeira modelagem tridimensional de todo o SAG com foco no comportamento do fluxo regional e validação com datações de águas subterrâneas e *particle tracking*, apresentado nesta tese como estudo de caso de recarga. A partir de um modelo tridimensional bem discretizado e um conhecimento litológico e hidrogeológico regional bem estabelecido, em última análise, considerando estado permanente e condições de contorno adequadas e realistas, a combinação de recarga e condutividade hidráulica (K) calibra a potenciometria e a idade é validada pela combinação da recarga e porosidade efetiva por *particle tracking*.

Com efeito, o papel fundamental da incorporação das datações na modelagem estacionária, de maneira até contraintuitiva, é devido ao fato de que o parâmetro que mais influencia na idade das águas subterrâneas em uma linha de fluxo (portanto a velocidade, com o K calibrado) é o fluxo de entrada (neste caso a recarga, que é igual ao fluxo de saída quando em regime estacionário). Em segundo lugar em impacto sobre as idades temos a porosidade efetiva, mas esta tem um impacto bem menor devido a sua baixa variação em comparação com a recarga. Por isso que o uso de datações em modelos tridimensionais de sistemas aquíferos de grande escala é de grande valia para melhorar as estimativas dos fluxos de recarga subterrânea.

Assim, foi possível verificar que taxas de recarga da ordem de 35 mm/ano, como visto em Rodríguez et al. (2013), e até recargas profundas de 10 a 15 mm/ano, consideradas baixas, vistas em Rebouças (1976) e Rodríguez et al. (2013), produzem idades totalmente inconsistentes com as datações (cerca de 10 a 100 vezes mais novas). A simulação numérica tridimensional de fluxo que resultou em idades compatíveis com as datações (e calibrada com a potenciometria regional observada) obteve como recarga média aproximadamente 4,9 mm/ano, equivalente a 0,6 km³/ano. Com isso, estimativas hipotéticas de recarga profunda como a de Gilboa et al. (1976), de menos de 1 km³/ano, e a do Projeto SAG (OEA, 2009) que aventou valores entre 0,8 e 1,4 km³/ano, são maiores do que o calculado na simulação, contudo são possíveis de ocorrer em algumas faixas de idade observadas.

Além da discussão acerca da recarga, ressalta-se que bases de dados extraídas de sensores remotos, como dados topográficos do SRTM e ALOS PALSAR e imagens orbitais de média e alta resoluções se mostraram essenciais no entendimento e caracterização prévia das áreas de estudo e delimitação espacial dos modelos tridimensionais. Apesar de não figurarem como grandes resultados e influenciadores das análises de balanço hídrico, são de extrema importância na sequência metodológica, sendo fundamentais na constituição

adequada da área de estudo e posterior modelo numérico tridimensional. Além disso, permitem uma visão ampla do cenário hidrológico, análise de relevo, hidrografia e distribuição de espessuras.

Apesar da precipitação ser um dos parâmetros mais bem monitorados na superfície terrestre, o uso de sensores remotos como os produzidos pelo TRMM e modelos hidrológicos como o GLDAS são primordiais para o entendimento apropriado da variação espacial da pluviometria em escalas regionais, especialmente em regiões carentes de dados hidrométricos. Tanto as regiões do SAU quanto do SAG possuem um elevado número de estações pluviométricas, no total, entretanto, devido à grande extensão dos sistemas aquíferos, existem porções geográficas com carência de dados, pois a distribuição destas estações é irregular no espaço, heterogênea, e o mesmo vale para estações fluviométricas e poços de monitoramento.

A modelagem numérica de fluxo mostrou-se extremamente relevante, tanto no cenário transiente e em escala local (Aquífero Rio Claro) quanto no estacionário e escala regional (SAG), sendo uma ferramenta eficaz no entendimento do comportamento da potenciométrica (espacial e temporal), tal como na verificação com clareza dos impactos dos parâmetros da rocha e do solo obtidos em testes de laboratório e confrontar resultados de cálculos de recarga obtidos por outros métodos, como o WTF. A simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas, logo, mostra-se como a ferramenta mais precisa e acurada para se observar o balanço hídrico atual, entender a sua variação histórica e prever seu comportamento frente à diferentes cenários de exploração, mudanças climáticas e uso das águas, sendo um instrumento para gestão de recursos hídricos relevante no presente e imprescindível para um futuro sustentável.

5 CONCLUSÕES

Em aquíferos porosos e livres que apresentam grandes flutuações do nível d'água subterrâneo, quando em escala local, os dois métodos mais utilizados para estimativa de recarga subterrânea são o WTF e a modelagem numérica de fluxo. O estudo de caso do Aquífero Rio Claro (GONÇALVES et al., 2019) permitiu compreender que parte destas flutuações (íngremes subidas, em especial) são influenciadas pelos efeitos do trapeamento de ar na zona quasi-saturada. Este trapeamento afeta negativamente, via de regra, dois parâmetros na faixa de flutuação do nível d'água que são essenciais em tais estimativas de recarga: a condutividade hidráulica e a porosidade efetiva. Assim, conclui-se que, nestes casos:

- Ao utilizar o método WTF de Healy & Cook (2002), sugere-se substituir o uso do parâmetro de porosidade efetiva S_y pelo parâmetro de porosidade preenchível (*fillable porosity* θ_f) a partir da equação: $\theta_f = S_y(1 - \omega)$, onde ω é a fração volumétrica de ar trapeado. Com isso, tem-se uma equação de recarga modificada: $R = \theta_f \times \frac{\Delta h}{\Delta t}$, onde R é a taxa de recarga, h é a altura do nível d'água, e t é o tempo.
- Ao empreender simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas em regime transiente para estimativa de recarga a partir de calibração de séries históricas de cargas hidráulicas, sugere-se que: ao invés de se utilizar valores de porosidade efetiva baixos ou condições de contorno extremas para calibrar artificialmente a flutuação do NA, discretizar uma camada quasi-saturada com parâmetros de condutividade hidráulica quasi-saturada K_{quasi} em substituição à condutividade hidráulica saturada K_s e de porosidade preenchível θ_f em substituição da porosidade efetiva S_y . A equação validada para o cálculo da condutividade hidráulica foi: $K_{quasi} =$

$1.314 K_s e^{-3.969\omega}$. Em tese, o conceito de camada quasi-saturada pode ser aplicado tanto em métodos de elementos finitos (FEM) quanto em diferenças finitas (FDM).

- Em sistemas aquíferos em que a escala de análise seja compatível com a sub-bacia hidrogeológica que descarrega em uma drenagem com vazão monitorada, ou seja, que a sub-bacia não seja muito mais extensa do que a zona de recarga analisada, é interessante combinar os métodos anteriores com o fluxo de base observado. Isto se deve ao fato de que o fluxo de base permite estimar o principal fluxo de saída em um volume definido de aquífero, com isso restringir resultados de recarga muito discrepantes e, ainda, estimar a variação do armazenamento com maior precisão. Esta combinação é especialmente importante em grandes escalas de análise, uma vez que o trapeamento de ar pode ocorrer normalmente em grandes sistemas aquíferos, e como a área é muito maior, pequenas mudanças nos parâmetros hidrodinâmicos levam a grandes variações nos volumes estimados de recarga.

Importantes reservas de águas subterrâneas são frequentemente encontradas em sistemas aquíferos de grande porte, muitas vezes um recurso estratégico compartilhado por diferentes estados, como o aquífero norte-americano *Ogallala Aquifer*, *High Plains Aquifer*, e o brasileiro Sistema Aquífero Urucuia (SAU), caso apresentado em Gonçalves et al. (2020a). Aquíferos nessa escala e não-confinados são muito propícios para o uso intensivo, especialmente para fins agrícolas, dado seu fácil acesso e baixo custo de exploração. Isto posto, ao estudar a recarga de aquíferos em grandes escalas deve-se observar duas importantes características: (1) variações climáticas, no tempo e no espaço, naturais e/ou induzidas; e (2) influência direta pela abstração e indireta por mudanças no uso e cobertura do solo. De tal modo, conclui-se que, nestes casos:

- Estimativas de taxa de recarga média, a partir de cálculos do fluxo de base por exemplo, podem não possuir muita significância na prática devido a alta variabilidade dos fluxos de saída. Assim, o uso da estimativa da recarga média de um sistema aquífero de grande escala e não-confinado para fins de cálculo de reserva sustentável pode resultar em superestimativas ou subestimativas, não alcançando assim o seu principal propósito de gestão de longo prazo. Em vista disso, propõe-se avaliar a variabilidade dos fluxos ao longo do tempo (como feito em Gonçalves et al., 2019) antes de usar um valor médio como regulador.
- Em sistemas aquíferos em que as variações do fluxo de recarga ao longo do tempo são difíceis, por vezes inexequíveis, de se estimar diretamente devido ao grande número de fatores que a influenciam e suas mudanças espaciais, além da dificuldade inerente à escala, sugere-se estimar os principais fluxos do balanço hídrico de forma regional com foco na variação do armazenamento. A estimativa e monitoramento tanto dos fluxos quanto das mudanças do uso e ocupação do solo pode ser em grande parte realizada com subsídio de produtos de sensoriamento remoto, ideais para grandes escalas de trabalho.
- Ao utilizar sensores remotos para estimar fluxos de água em grandes bacias, orienta-se que seja realizada a devida validação dos dados remotos com medições *in situ*. Este estudo validou com sucesso a estimativa da taxa de precipitação a partir do TRMM com o uso de séries históricas de estações pluviométricas na área de ocorrência do SAU, e o resultado não indicou queda estatisticamente significativa no período. Similarmente, a estimativa de variação do armazenamento de água a partir dos satélites GRACE foi validada com sucesso na escala do SAU com o uso do balanço hídrico convencional $\Delta S = P - ET - R$, resultando em uma taxa de declínio de $6,5 \pm 2,6$ mm/ano.

Por fim, em um outro cenário, onde temos aquíferos que são livres e rasos nas áreas de recarga e confinados e profundos em maior extensão, o processo de recarga e descarga se comporta de maneira um pouco distinta, dependendo da escala de análise. Nem todo o fluxo de recarga que ocorre na porção não-confinada recarrega a porção confinada do sistema, assim como nem toda descarga ocorre depois de percorrer toda a porção confinada, sendo uma parte do fluxo descarregado na própria porção livre do sistema. Estes aquíferos parcialmente confinados merecem atenção especial no que tange às estimativas de recarga e descarga, como é o caso de aquíferos transfronteiriços famosos como o africano *Nubian Sandstone Aquifer System* (NSAS) e o sul-americano Sistema Aquífero Guaraní (SAG), estudo de caso apresentado em Gonçalves et al. (2020b). O estudo do SAG permite as seguintes conclusões sobre aquíferos parcialmente confinados (ou semiconfinados) de grande porte:

- A aplicação do método WTF nas porções livres do aquífero é capaz de estimar a recarga total na área de afloramento, não sendo possível separar a recarga profunda, aquela que vai efetivamente para a porção confinada. Recomenda-se, neste caso, a quantificação a partir do fluxo de base para estimar o fluxo de saída (descarga) nas bacias locais, onde o aquífero é livre. A diferença entre os fluxos calculados é uma estimativa local da recarga profunda.
- Áreas de afloramento podem servir de zonas de descarga inclusive de outras zonas de recarga, como o caso da porção oeste do SAG. Neste caso, o cálculo mencionado acima estará incompleto, assim será necessário o entendimento do fluxo regional do sistema aquífero, não só o local. Para tanto, conclui-se com o estudo do SAG que o melhor método para a compreensão do fluxo regional em grande escala é a simulação numérica de fluxo de águas subterrâneas de todo o sistema. Ainda assim, para estimativas assertivas em relação às taxas de recarga profunda, mostrou-se viável e

determinante o uso de datações para comparação e validação do modelo conceitual e numérico, resultando para o SAG taxas de aproximadamente 4,9 mm/ano.

- Em conclusão, as estimativas de recarga profunda são importantes para o entendimento da dinâmica regional do sistema, sendo subsídio para o cálculo de reservas. Entretanto, para gestão e compreensão do aquífero em escala local, especialmente nas áreas de afloramento, é necessário considerar os aspectos referentes ao uso das águas subterrâneas e os fluxos locais, incluindo o comportamento da potenciométrica e os rebaixamentos observados.

REFERÊNCIAS

- AGGARWAL, P. K.; MATSUMOTO, T.; STURCHIO, N. C.; CHANG, H. K.; GASTMANS, D.; ARAGUAS-ARAGUAS, L. J.; JIANG, W.; LU, Z.-T.; MUELLER, P.; YOKOCHI, R.; PURTSCHERT, R.; TORGERSEN, T. Continental degassing of 4He by surficial discharge of deep groundwater. **Nature Geoscience**, v. 8, n. 1, p. 35–39, 2014. Disponível em: <<http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo2302>>
- ÁGUILA, J. F.; SAMPER, J.; PISANI, B. Parametric and numerical analysis of the estimation of groundwater recharge from water-table fluctuations in heterogeneous unconfined aquifers. **Hydrogeology Journal**, v. 27, n. 4, p. 1309–1328, 2019. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s10040-018-1908-x>>
- ALFARO SOTO, M. A.; CHANG, H. K. Estimativa das porosidades efetiva e total em solos brasileiros. **Geotecnia (Lisboa)**, v. 112, n. March, p. 35–46, 2008.
- ALTHOFF, D.; ALVINO, F. C. G.; FILGUEIRAS, R.; ALEMAN, C. C.; CUNHA, F. F. Da. Evapotranspiration for irrigated agriculture using orbital satellites. **Bioscience Journal**, n. June, p. 670–678, 2019. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/biosciencejournal/article/view/41737/26101>>
- ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Estudos hidrogeológicos e de vulnerabilidade do Sistema Aquífero Urucuia e proposição de modelo de gestão integrada compartilhada: volume 1 - diagnóstico do meio físico da região de abrangência dos Sistemas Aquíferos Urucuia e Areado**. Brasília. Relatório Final. 138p. 2017.

DE ANDRADE, B. C. C.; DE ANDRADE PINTO, E. J.; RUHOFF, A.; SENAY, G. B.

Remote sensing-based actual evapotranspiration assessment in a data-scarce area of Brazil: A case study of the Urucuia Aquifer System. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 98, p. 102298, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1016/j.jag.2021.102298>

ARNOLD, J. G.; ALLEN, P. M. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 35, n. 2, p. 411–424, 1999.

BENT, G.C. **Streamflow, ground-water recharge and discharge, and characteristics of surficial deposits in Buzzards Bay Basin, southeastern Massachusetts**. Marlborough, Massachusetts; Denver, Colorado: *U.S. Geological Survey*; Earth Science Information Center, Open-File Reports Section. 1995.

CBHSF – COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO FRANCISCO.

Diagnóstico consolidado da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. Relatório Parcial, volume 1. 489p. 2015.

CBHSF – COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SÃO FRANCISCO. **Plano de**

Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco 2016 - 2025.

Relatório Final, volume 1 e 2. 520p. 2016.

CHANG, H. K.; SILVA, F. de P. e. Contribuição ao arcabouço geológico do Sistema

Aquífero Urucuia. **Geociências**, v. 34, n. 4, p. 872–882, 2015.

- CROSBIE, R. S.; BINNING, P.; KALMA, J. D. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. **Water Resources Research**, v. 41, n. 1, p. n/a-n/a, 2005. doi:10.1029/2004WR003077
- DELIN, G. N.; HEALY, R. W.; LORENZ, D. L.; NIMMO, J. R. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. **Journal of Hydrology**, v. 334, n. 1–2, p. 231–249, 2007.
- DELOTTIER, H.; PRYET, A.; LEMIEUX, J. M.; DUPUY, A. Estimating groundwater recharge uncertainty from joint application of an aquifer test and the water-table fluctuation method. **Hydrogeology Journal**, v. 26, n. 7, p. 2495–2505, 2018.
- DIERSCH, H.-J. G. **FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/978-3-642-38739-5>
- DÖLL, P.; MÜLLER SCHMIED, H.; SCHUH, C.; PORTMANN, F. T.; EICKER, A. Global-scale assessment of groundwater depletion and related groundwater abstractions: Combining hydrological modeling with information from well observations and GRACE satellites. **Water Resources Research**, v. 50, n. 7, p. 5698–5720, 2014. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2014WR015595>>
- DRIPPS, W. R.; BRADBURY, K. R. A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. **Hydrogeology Journal**, v. 15, n. 3, p. 433–444, 2007.
- EGER, G. Z. S.; SILVA JUNIOR, G. C.; MARQUES, E. A. G.; LEÃO, B. R. C.; DA ROCHA, D. G. T. B.; GILMORE, T. E.; DO AMARAL, L. G. H.; SILVA, J. A. O.;

NEALE, C. Recharge assessment in the context of expanding agricultural activity: Urucuia Aquifer System, western State of Bahia, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, p. 103601, 2021.

ENGELBRECHT, B. Z.; CHANG, H. K. Simulação numérica do fluxo de águas do sistema aquífero urucuia na bacia hidrogeológica do Rio Corrente (BA). **Águas Subterrâneas**, v. 29, n. 2, p. 244, 2015. Disponível em:
<<http://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28435>>

ERICKSON, T. O.; STEFAN, H. G. Natural Groundwater Recharge Response to Urbanization: Vermillion River Watershed, Minnesota. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 135, n. 6, p. 512–520, 2009.

FERREIRA, S. R.; CAETANO-CHANG, M. R. Datação das formações Rio Claro e Piraçununga por termoluminescência. **R. Esc. Minas**, v. 61, n. 2, p. 129–134, 2008.

FOSTER, S.; HIRATA, R.; VIDLA, A.; SCHMIDT, G.; GARDUÑO, H. Sustainable Groundwater Groundwater Management : Management Concepts Lessons and Tools from Practice The Guarani Aquifer Initiative – Towards Realistic Groundwater Management in a Transboundary Context. **GW Mate, The World Bank**, n. 9, p. 28, 2009.

VON FREYBERG, J.; MOECK, C.; SCHIRMER, M. Estimation of groundwater recharge and drought severity with varying model complexity. **Journal of Hydrology**, v. 527, n. 0, p. 844–857, 2015.

GILBOA, Y.; MERO, F.; MARIANO, I. B. The Botucatu aquifer of South America, model of an untapped continental aquifer. **Journal of Hydrology**, v. 29, n. 1–2, p. 165–179, 1976.

Disponível em: < [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(76\)90012-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(76)90012-3)>

GONÇALVES, R. D. **Modelagem numérica e avaliação hidrogeológica do Aquífero Rio Claro**. 2016. Dissertação de Mestrado, Programa de Geociências e Meio Ambiente, IGCE. Universidade Estadual Paulista, 2016.

GONÇALVES, R. D.; CHANG, H. K. Modelo Hidrogeológico do Sistema Aquífero Urucua na Bacia do Rio Grande (BA). **Geociências**, v. 36, n. 2, p. 205–220, 2017.

GONÇALVES, R. D.; CHANG, H. K. Condutividade Hidráulica da Formação Rio Claro a partir de ensaios granulométricos. **Holos Environment**, v. 18, n. 1, p. 44, 2018.

Disponível em: < <https://doi.org/10.14295/holos.v18i1.12249>>

GONÇALVES, R. D.; ENGELBRECHT, B. Z.; CHANG, H. K. Análise hidrológica de séries históricas da Bacia do Rio Grande (BA): contribuição do Sistema Aquífero Urucua.

Águas Subterrâneas, v. 30, n. 2, p. 190, 2016. Disponível em:

<<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28514>>

GONÇALVES, R. D.; ENGELBRECHT, B. Z.; CHANG, H. K. Evolução da contribuição do Sistema Aquífero Urucua para o Rio São Francisco, Brasil. **Águas Subterrâneas**, v. 32, n. 1, p. 10, 2018. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.14295/ras.v32i1.28916>>

GONÇALVES, R. D.; TERAMOTO, E. H.; ENGELBRECHT, B. Z.; ALFARO SOTO, M. A.; CHANG, H. K.; GENUCHTEN, M. T. Quasi-Saturated Layer: Implications for Estimating Recharge and Groundwater Modeling. **Groundwater**, v. 58, p. 235–247, 2019. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/gwat.12916>>

- GONÇALVES, R. D.; STOLLBERG, R.; WEISS, H.; CHANG, H. K. Using GRACE to quantify the depletion of terrestrial water storage in Northeastern Brazil: The Urucuia Aquifer System. **Science of The Total Environment**, v. 705, p. 135845, 2020a.
Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135845>>
- GONÇALVES, R. D.; TERAMOTO, E. H.; CHANG, H. K. Regional Groundwater Modeling of the Guarani Aquifer System. **Water**, v. 12, n. 9, p. 2323, 2020b.
- HALFORD, K. J.; MAYER, G. C. Problems Associated with Estimating Ground Water Discharge and Recharge from Stream-Discharge Records. **Ground Water**, v. 38, n. 3, p. 331–342, 2000. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00218.x>>
- HARRINGTON, G. A.; COOK, P. G.; HERCZEG, A. L. Spatial and Temporal Variability of Ground Water Recharge in Central Australia: A Tracer Approach. **Ground Water**, v. 40, n. 5, p. 518–527, 2002. Disponível em:
<<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02536.x>>
- HEALY, R. W.; COOK, P. G. Using groundwater levels to estimate recharge. **Hydrogeology Journal**, v. 10, p. 91–109, 2002.
- HEPPNER, C. S.; NIMMO, J. R.; FOLMAR, G. J.; GBUREK, W. J.; RISSE, D. W. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 15, n. 5, p. 915–927, 2007.
- JING, Z.; ZHANG, L. yue; XIE, Q.; LI, Y.; DENG, S. huai; SHEN, F.; LI, Y. wei; XIAO, H.; YANG, G.; SONG, C. An Empirical Method to Investigate the Spatial and Temporal

Distribution of Annual Average Groundwater Recharge Intensity-a Case Study in Grand River, Michigan, USA. **Water Resources Management**, v. 30, n. 1, p. 195–206, 2016.

DE JONG, P.; TANAJURA, C. A. S.; SÁNCHEZ, A. S.; DARGAVILLE, R.; KIPERSTOK, A.; TORRES, E. A. Hydroelectric production from Brazil's São Francisco River could cease due to climate change and inter-annual variability. **Science of the Total Environment**, v. 634, p. 1540–1553, 2018. Disponível em:
<<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.256>>

KEMPER, K. E.; MESTRE, E.; AMORE, L. Management of the Guarani Aquifer System. **Water International**, v. 28, n. 2, p. 185–200, 2003. Disponível em:
<<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02508060308691684>>

KONIKOW, L. F.; KENDY, E. Groundwater depletion: A global problem. **Hydrogeology Journal**, v. 13, n. 1, p. 317–320, 2005. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10040-004-0411-8>>

KUNG, W. J.; YEH, H. F.; LIN, H. I.; CHEN, W. P.; LEE, C. H. An approach to evaluate groundwater recharge from streamflow and groundwater records. **Geosciences Journal**, v. 17, n. 3, p. 353–362, 2013.

LEE, C. H.; YEH, H. F.; CHEN, J. F. Estimation of groundwater recharge using the soil moisture budget method and the base-flow model. **Environmental Geology**, v. 54, n. 8, p. 1787–1797, 2008.

LERNER, D. N. Identifying and quantifying urban recharge: a review. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 143–152, 2002. Disponível em:
<<http://link.springer.com/10.1007/s10040-001-0177-1>>

LUCAS, M. C.; KUBLIK, N.; RODRIGUES, D. B. B.; MEIRA NETO, A. A.; ALMAGRO, A.; MELO, D. de C. D.; ZIPPER, S. C.; OLIVEIRA, P. T. S. Significant Baseflow Reduction in the Sao Francisco River Basin. **Water**, v. 13, n. 1, p. 2, 2020. Disponível em: < <https://doi.org/10.3390/w13010002> >

MACHADO, A. R.; WENDLAND, E.; KRAUSE, P. Hydrologic Simulation for Water Balance Improvement in an Outcrop Area of the Guarani Aquifer System. **Environmental Processes**, v. 3, n. 1, p. 19–38, 2016.

MARÉCHAL, J. C.; DEWANDEL, B.; AHMED, S.; GALEAZZI, L.; ZAIDI, F. K. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. **Journal of Hydrology**, v. 329, n. 1–2, p. 281–293, 2006. Disponível em: < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.022> >

MARQUES, E. A. G.; SILVA JUNIOR, G. C.; EGER, G. Z. S.; ILAMBWETSI, A. M.; RAPHAEL, P.; GENEROSO, T. N.; OLIVEIRA, J.; JÚNIOR, J. N. Analysis of groundwater and river stage fluctuations and their relationship with water use and climate variation effects on Alto Grande watershed, Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102723, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102723>>

MAZIERO, T. A.; WENDLAND, E. Variabilidade espacial da recarga em área urbana. **RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, n. 3, p. 35–46, 2008.

MÜLLER, T.; OSENBRÜCK, K.; STRAUCH, G.; PAVETICH, S.; AL-MASHAIKHI, K.-S.; HERB, C.; MERCHEL, S.; RUGEL, G.; AESCHBACH, W.; SANFORD, W. Use of multiple age tracers to estimate groundwater residence times and long-term recharge rates in arid southern Oman. **Applied Geochemistry**, v. 74, p. 67–83, 2016.

NASCIMENTO, K. R. F. **Projeto de gerenciamento integrado das atividades**

desenvolvidas em terra na bacia do São Francisco – ANA/GEF/PNUMA/OEA.

Subprojeto 3.2 - Uso Conjunto das Águas Subterrâneas da Sub-Bacia do Rio das Fêmeas

– BA. Resumo executivo do relatório final. Salvador: 2003.

NETO, D. C.; KIANG, C. H. Aplicação do Método de Flutuação de Nível da Água para a

Estimativa de Recarga - Exemplo do Aquífero Rio Claro. **ABAS**, v. 22, n. 01, p. 39–48, 2008.

NETO, D. C.; CHANG, H. K.; VAN GENUCHTEN, M. T. A Mathematical View of Water

Table Fluctuations in a Shallow Aquifer in Brazil. **Groundwater**, v. 54, n. 1, p. 82–91, 2016. Disponível em: < <https://doi.org/10.1111/gwat.12329> >

NIMMO, J.R.; HEALY, R.W.; STONESTROM, D.A. Aquifer recharge. **In** Encyclopedia of

Hydrological Sciences. Hoboken, New Jersey: John Wiley & Sons Ltd. 2006.

NIMMO, J. R.; HOROWITZ, C.; MITCHELL, L. Discrete-storm water-table fluctuation

method to estimate episodic recharge. **Groundwater**, v. 53, n. 2, p. 282–292, 2015.

NOGUEIRA, G. E. H.; GONÇALVES, R. D. Groundwater recharge in phreatic aquifers, a

case study: modeling unsaturated zone and recharge rates of the Rio Claro Aquifer using Hydrus-1D. **Holos Environment**, v. 21, n. 3, p. 402–422, 2022. Disponível em: < <https://doi.org/10.14295/holos.v21i3.12455> >

ORGANIZAÇÃO DOS ESTADOS AMERICANOS (OEA). **Aquífero Guaraní: Programa**

Estratégico de Ação = Acuífero Guaraní: Programa Estratégico de Acción—Edição

Bilíngüe; Organização dos Estados Americanos (OEA): Washington, DC, USA, 2009;

ISBN 978-85-98276-07-6. 2009.

- OLIVEIRA, L. T.; KLAMMLER, H.; LEAL, L. R. B.; GRISSOLIA, E. M. Analysis of the long-term effects of groundwater extraction on the water balance in part of the Urucuia Aquifer System in Bahia - Brazil. **Ambiente e Agua - An Interdisciplinary Journal of Applied Science**, v. 14, n. 6, p. 1, 2019. Disponível em: < <https://doi.org/10.4136/ambiente-agua.2390> >
- PIMENTEL, A.L.; AQUINO, R.F.; SILVA, R.C.A.; VIEIRA, C.M.B. Estimativa da recarga do aquífero Urucuia na sub- bacia do rio das Fêmeas – Oeste da Bahia, utilizando separação de hidrogramas. **In: CONGRESSO SOBRE APROVEITAMENTOS E GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS EM PAÍSES DE IDIOMA PORTUGUÊS**, 2000. Libro de Atas...Porto. p. 27 – 37 CD-ROM. 2000.
- PORTNIAGUINE, O.; SOLOMON, D. K. Parameter estimation using groundwater age and head data, Cape Cod, Massachusetts. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 637–645, 1998. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/97WR03361>>
- RABELO, J. L.; WENDLAND, E. Assessment of groundwater recharge and water fluxes of the Guarani Aquifer System, Brazil. **Hydrogeology Journal**, v. 17, n. 7, p. 1733–1748, 2009. Disponível em: < <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0462-y> >
- RAMA, F.; MIOTLINSKI, K.; FRANCO, D.; CORSEUIL, H. X. Recharge estimation from discrete water-table datasets in a coastal shallow aquifer in a humid subtropical climate. **Hydrogeology Journal**, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10040-018-1742-1>>
- REILLY, T. E.; PLUMMER, L. N.; PHILLIPS, P. J.; BUSENBERG, E. The use of simulation and multiple environmental tracers to quantify groundwater flow in a shallow

aquifer. **Water Resources Research**, v. 30, n. 2, p. 421–433, 1994. Disponível em:
<<http://doi.wiley.com/10.1029/93WR02655>>

RISSER, D.W.; GBUREK, W.J.; FOLMAR, G.J. **Comparison of methods for estimating ground-water recharge and base flow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States**. U.S. Department of the Interior. Reston, Virginia: USGS. 2005.

RIVARD, C.; LEFEBVRE, R.; PARADIS, D. Regional recharge estimation using multiple methods: An application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). **Environmental Earth Sciences**, v. 71, n. 3, p. 1389–1408, 2014.

RORABAUGH, M. Estimating changes in bank storage and ground water contribution to streamflow. **International Association of Scientific Hydrology** 63: 432–441. 1964.

RUTLEDGE, A. T. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records-Update. **U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report**, n. 98–4148, p. 52, 1998.

SANFORD, W. Recharge and groundwater models: an overview. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 110–120, 2002. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10040-001-0173-5>>

SANTONI, S.; HUNEAU, F.; GAREL, E.; CELLE-JEANTON, H. Multiple recharge processes to heterogeneous Mediterranean coastal aquifers and implications on recharge rates evolution in time. **Journal of Hydrology**, v. 559, p. 669–683, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.068>>

- SILVA, P. R. de F. Da. **A expansão agrícola no Cerrado e seus impactos no ciclo hidrológico: estudo de caso na região do MATOPIBA**. 2020. Dissertação de Mestrado em Desenvolvimento Sustentável. Centro de Desenvolvimento Sustentável. Universidade de Brasília. Brasília, DF, 155 p., 2020.
- SILVA, L. S. Da; FERRAZ, L. L.; SOUSA, L. F. De; SANTOS, C. A. S.; ROCHA, F. A. Trend in hydrological series and land use changes in a tropical basin at Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**, v. 57, n. 1, p. 137–147, 2022. Disponível em: < <https://doi.org/10.5327/Z2176-94781097>>
- SMITH, B.; SCHWARTZ, S. Automating Recession Curve Displacement Recharge Estimation. **Groundwater**, v. 55, n. 1, p. 81–87, 2017. Disponível em: < <https://doi.org/10.1111/gwat.12439>>
- SZABO, Z.; RICE, D. E.; PLUMMER, L. N.; BUSENBERG, E.; DRENKARD, S.; SCHLOSSER, P. Age Dating of Shallow Groundwater with Chlorofluorocarbons, Tritium/Helium: 3, and Flow Path Analysis, Southern New Jersey Coastal Plain. **Water Resources Research**, v. 32, n. 4, p. 1023–1038, 1996. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/96WR00068>>
- TAQVEEM, A. K. Groundwater recharge: A hydrogeologic thought. **Water Resources**, v. 36, n. 6, p. 625–631, 2009. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1134/S0097807809060025>>
- TERAMOTO, E. H.; CHANG, H. K. Métodos WTF e simulação numérica de fluxo para estimativa de recarga – exemplo Aquífero Rio Claro em Paulínia. **Águas Subterrâneas**, v. 32, n. 2, p. 173–180, 2018.

- TERAMOTO, E. H.; BENJUMEA, M. T.; GONÇALVES, R.; KIANG, C. Séries Temporais do Índice NDVI na Avaliação do Comportamento Sazonal do Aquífero Rio Claro. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 70, n. 3, p. 1135–1157, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.14393/rbcv70n3-45986>>
- TERAMOTO, E. H.; GONÇALVES, R. D.; CHANG, H. K. Hydrochemistry of the Guarani Aquifer System modulated by mixing with underlying and overlying hydrostratigraphic units. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 30, n. November 2019, p. 100713, 2020. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100713>>
- TERAMOTO, E. H.; CRIONI, P. L. B.; CHANG, H. K. Daily time series of groundwater recharge derived from temporal variation of water level. **Sustainable Water Resources Management**, v. 7, n. 4, p. 1–11, 2021. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s40899-021-00546-4>>
- USGS. **References, methods for estimating groundwater recharge in humid regions.** USA: [s.n.], 2014. Disponível em: <http://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/references/>. Acesso em: 29/05/2022. 2014.
- DE VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: An overview of process and challenges. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002.
- WANG, T.; FRANZ, T. E.; YUE, W.; SZILAGYI, J.; ZLOTNIK, V. A.; YOU, J.; CHEN, X.; SHULSKI, M. D.; YOUNG, A. Feasibility analysis of using inverse modeling for estimating natural groundwater recharge from a large-scale soil moisture monitoring network. **Journal of Hydrology**, v. 533, p. 250–265, 2016. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.019>>

- WENDLAND, E.; GOMES, L. H.; TROEGER, U. Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 87, n. 2, p. 595–609, 2015. Disponível em: < <https://doi.org/10.1590/0001-3765201520140062> >
- XU, X.; HUANG, G.; ZHAN, H.; QU, Z.; HUANG, Q. Integration of SWAP and MODFLOW-2000 for modeling groundwater dynamics in shallow water table areas. **Journal of Hydrology**, v. 412–413, p. 170–181, 2012.
- YANG, L.; QI, Y.; ZHENG, C.; ANDREWS, C.; YUE, S.; LIN, S.; LI, Y.; WANG, C.; XU, Y.; LI, H. A Modified Water-Table Fluctuation Method to Characterize Regional Groundwater Discharge. **Water**, v. 10, n. 4, p. 503, 2018. Disponível em: < <https://doi.org/10.3390/w10040503> >
- ZOMLOT, Z.; VERBEIREN, B.; HUYSMANS, M.; BATELAAN, O. Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: Assessment of controlling factors. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 349–368, 2015. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.07.005>>