



Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>



O papel das depressões cársticas na estimativa da taxa de recarga aquífera na bacia do rio Sobrado, estado do Tocantins

Hugo Lopes Pereira¹, Fernando de Moraes²

¹ Universidade Federal do Tocantins - UFT, Programa de Pós-graduação em Ciências do Ambiente. Palmas, hugo.pereira@uft.edu.br (<https://orcid.org/0000-0002-4047-2518>). ² Universidade Federal do Tocantins - UFT, Programa de Pós-graduação em Ciências do Ambiente. Palmas, morais@uft.edu.br (<https://orcid.org/0000-0002-0311-3823>).

Artigo recebido em 18/09/2024 e aceito em 16/02/2025

RESUMO

Aquíferos cársticos caracterizam-se por sua elevada heterogeneidade e anisotropia, o que impede a aplicação de métodos convencionais para o cálculo da taxa de recarga. A recarga desses aquíferos é um processo complexo que envolve a infiltração de água através de feições geológicas, como as dolinas. Este estudo investiga a possibilidade de calcular a taxa de recarga em aquíferos cársticos pela média do balanço hídrico de depressões potenciais de uma sub-bacia hidrográfica, comparando-a com a taxa de recarga obtida pela separação de fluxo de base. O objetivo foi avaliar a eficácia da estimativa da taxa de recarga de aquíferos cársticos por meio de métodos indiretos. Calculou-se a taxa de recarga localizada em depressões potenciais da bacia do rio Sobrado – TO por meio do balanço hídrico das depressões aplicando o método SAFER para o cálculo da evapotranspiração real. Esta taxa foi comparada com a obtida pela técnica da separação de fluxo de base em que a taxa de recarga depende da razão das vazões de permanência Q90/Q50, comumente utilizadas por órgãos gestores. A taxa de recarga média nas depressões potenciais calculada foi de 36,89% ao ano e a taxa de recarga equivalente ao fluxo de base foi 39,12% ao ano. A representatividade do método foi validada pela análise das concentrações de cloreto em amostras de água da chuva e de poços profundos, resultando em uma taxa de recarga de 34,54% ao ano. Esses achados indicam que a metodologia aplicada é eficaz para estimar a recarga aquífera em sistemas cársticos.

Palavras-chave: Dolinas; Fluxo de base; Sistema Aquífero Bambuí; Taxa de recarga; Vazões de permanência.

The role of karst depressions in groundwater recharge rate estimation in the Sobrado river watershed, Tocantins state

ABSTRACT

Karst aquifers are characterized by their high heterogeneity and anisotropy, which prevents the application of conventional methods for calculating recharge rates. The recharge of these aquifers is a complex process involving the infiltration of water through geological features such as dolines. This study investigates the possibility of calculating the recharge rate in karst aquifers by averaging the water balance of potential depressions in a sub-basin and comparing it with the recharge rate obtained by base flow separation. The aim was to evaluate the effectiveness of estimating the recharge rate of karst aquifers using indirect methods. The recharge rate located in potential depressions of the Sobrado River basin - TO - was calculated by means of the water balance of the depressions, applying the SAFER method for calculating actual evapotranspiration. This rate was compared with that obtained using the base flow separation technique in which the recharge rate depends on the ratio of the Q90/Q50 permanence flows, which are commonly used by management bodies. The average recharge rate in the potential depressions calculated was 36.89% per year and the recharge rate equivalent to base flow was 39.12% per year. The representativeness of the method was validated by analyzing chloride concentrations in rainwater and deep well samples, resulting in a recharge rate of 34.54% per year. These findings indicate that the methodology applied is effective for estimating aquifer recharge in karst systems.

Keywords: Aquifer recharge; Bambuí Aquifer System; Base flow; Flow duration curves; Sinkhole.

Introdução

As reservas de água cárstica abastecem aproximadamente 25% da população mundial. No entanto, a gestão desses recursos enfrenta desafios

significativos devido à dificuldade em medir a taxa de recarga aquífera nesses sistemas. Sua estrutura que inclui meios porosos secundários e terciários,

como fraturas e condutos de dissolução química, torna os processos hidrológicos complexos e difíceis de prever (Delle Rose, 2022; Shen et al., 2023; Wan et al., 2024).

A importância da água cárstica e a complexidade de sua gestão ressaltam a necessidade de pesquisas detalhadas e abordagens inovadoras para garantir a sustentabilidade desses recursos (Piccini et al., 2023). Shen et al. (2023) enfatizaram a urgência de desenvolver métodos mais precisos para estimar a recarga dos sistemas aquíferos cársticos.

Aquíferos cársticos se destacam por aproveitar grande parte do escoamento superficial, pois o carste, sustentado por rochas solúveis, origina pontos de recarga como dolinas e sumidouros. A falta de homogeneidade nesses pontos dificulta a observação e medição dos processos de recarga (Hauwert e Sharp, 2014).

Para preservar os suprimentos de água subterrânea, é essencial compreender os processos de recarga. A recarga de águas subterrâneas é definida como a porção da precipitação total que finalmente atinge o lençol freático dentro da zona saturada de um aquífero (Jukić et al., 2021). Estimativas precisas de recarga de águas subterrâneas são essenciais para gerenciar os recursos hídricos subterrâneos e desenvolver planejamentos de uso sustentável (Shen et al. 2023).

Para quantificar a disponibilidade hídrica de aquíferos cársticos, que têm como característica predominante a anisotropia e heterogeneidade do meio, é importante conhecer dados dimensionais e hidrodinâmicos das unidades hidrogeológicas. Isso inclui a espessura do aquífero, a profundidade do lençol freático, a conectividade com águas superficiais e a direção do fluxo subterrâneo. No entanto, ainda há uma carência de estudos nacionais, e as Unidades Gestoras de Recursos Hídricos utilizam métodos padronizados, aumentando a incerteza e subjetividade (Kirchheim et al., 2018).

Conforme Mattiuzzi et al. (2015) e Mattiuzzi et al. (2016), a precipitação é a principal responsável pela recarga. Entretanto, não há uma ligação direta e simples entre esses processos, especialmente em aquíferos livres. A relação entre demanda e reservas disponíveis define a precisão do cálculo para quantificação das vazões explotáveis a partir da taxa de recarga. Souza et al. (2020) indicam vários métodos de estimativa de recarga subterrânea, mas poucos são específicos para o carste.

Hauwert e Sharp (2014) demonstraram que a parcela de precipitação destinada à recarga de aquíferos cársticos é grande, ao analisarem a

relação de concentrações de cloreto na chuva e nas águas subterrâneas. No entanto, essa técnica atualmente não é adequada para a gestão da maioria dos aquíferos brasileiros devido à falta de uma série histórica de medições suficientes para eventos extremos.

Outro método comum é a variação do nível de água (VNA), que assume que a alteração do nível freático corresponde à variação da taxa de recarga, mas desconsidera perdas por evapotranspiração e fluxo de base, o que pode superestimar a taxa de recarga (Mattiuzzi et al., 2016). Rennolls et al. (1980) também concluíram que parâmetros lineares não são adequados para essa aplicação.

Cambraia Neto (2019) aplicou o método do balanço hídrico sequencial (BALSEQ) para definir a recarga potencial em uma bacia do Cerrado brasileiro, constatando que o modelo reflete bem as características regionais e pode ser útil no planejamento e manejo de bacias hidrográficas.

Tratando-se do Carste, o método BALSEQ não se apresenta como uma representação coerente da realidade, pois nesse ambiente, parte do escoamento superficial não necessariamente é destinada aos rios superficiais, mas para a recarga concentrada em sumidouros, ressurgências e cavernas. Por esse motivo, Hauwert e Sharp (2014), para estimar a taxa de recarga de um aquífero cárstico, consideraram que o escoamento superficial nunca flui além da bacia. Nesse sentido, Silva (2008) esclarece que valores baixos de escoamento superficial é uma característica que pode ser atribuída na maioria das regiões cársticas.

Os métodos convencionais para definição da taxa de recarga aquífera usados na hidrogeologia clássica são geralmente inválidos em aquíferos cársticos, porque os resultados não podem ser estendidos a todo o aquífero nem a algumas partes, como muitas vezes pode ocorrer em aquíferos não cársticos (Somaratne et al., 2013; Wan et al., 2023). Pois a permeabilidade desses ambientes ocorre por meio de depressões superficiais originadas pelo processo de dissolução das rochas carbonáticas devido à reação da calcita com o gás carbônico presente na precipitação após o contato da mesma com o material orgânico do solo (Jiang et al., 2023).

Estas depressões superficiais são conhecidas como dolinas, que são depressões fechadas que facilitam a drenagem das águas superficiais para o subsolo, atuando como pontos de infiltração (Delle Rose, 2022). A infiltração também ocorre em regiões fraturadas ou outras descontinuidades das rochas carbonáticas. Esse processo origina uma série de condutos em que ocorrem o armazenamento e a circulação de águas

subterrâneas. A dissolução ocorre de forma aleatória e por isso, sua estrutura hidrogeológica é de difícil identificação, promovendo a heterogeneidade tanto na produtividade quanto no armazenamento dentro de um mesmo sistema aquífero (Silva, 2008).

White (1988) discute como as características superficiais, como dolinas e outras depressões, desempenham um papel fundamental na recarga dos aquíferos cársticos, destacando como estas depressões permitem a rápida infiltração no sistema cárstico. Uma vez determinada a área superficial de cada depressão e as características hidrológicas do escoamento, como precipitação, declividade, coeficiente de escoamento e evapotranspiração real, é possível inferir o percentual de recarga nos sistemas cársticos, denominada recarga localizada (Jukić et al., 2021).

Devido a essa particularidade dos aquíferos cársticos, a recarga localizada deve ser associada à estimativa do fluxo de base por métodos de separação do fluxo, que sejam apropriados para a estimativa indireta da taxa de recarga nesses ambientes. Estes métodos analisam o hidrograma de séries históricas de vazão e aplicam filtros numéricos, onde a lâmina do escoamento de base representa a recarga (Mattiuzzi et al., 2015).

Filtros numéricos como os de Lyne e Hollick (1979), Chapman (1991) e Chapman (1999) podem ser utilizados para este fim, mas Eckhardt (2005) mostrou que eles podem ser representados por uma fórmula geral que define o escoamento de base depende do valor máximo teórico da razão de longo prazo entre o fluxo de base e o fluxo total, denominado de BFI_{max} (Collishonn e Fan, 2012). Esta relação pode ser aplicada caso a caso, e reflete diferentes situações hidrogeológicas, o que em tese pode estimar as condições particulares de aquíferos cársticos.

Neste sentido, Collishonn e Fan (2012) propuseram que a razão $Q90/Q50$ pode ser utilizada para estimar o índice de vazão de base máximo (BFI_{max}), corroborando a hipótese de Samkhitin (2001). Essa abordagem oferece uma forma menos trabalhosa para interpretar o BFI, o que pode ser útil para as Unidades Gestoras de Recursos Hídricos na definição da disponibilidade hídrica de aquíferos cársticos. Além disso, esses parâmetros já são amplamente utilizados na gestão de águas superficiais, o que facilita sua aplicação na gestão de recursos hídricos subterrâneos.

A necessidade de um método adequado para estimar a taxa de recarga de aquíferos cársticos, considerando a capacidade operacional dos órgãos gestores é evidente. Estudos recentes

têm destacado a importância de métodos precisos para a estimativa da recarga de aquíferos cársticos devido à complexidade desses sistemas e discutiram a eficácia de diferentes abordagens indiretas (Shen et al., 2023; Wan et al., 2024).

Hepach et al. (2024) compararam métodos de cálculo de recarga de aquíferos cársticos, baseando-se em eventos e modelos empíricos. Eles encontraram que as estimativas de recarga variavam entre 32% e 36% da precipitação anual, dependendo do método utilizado, e destacaram a importância de considerar a incerteza estrutural e a variabilidade espacial e temporal na estimativa de recarga.

Este estudo contribui para essa discussão ao investigar a possibilidade de calcular a taxa de recarga em aquíferos cársticos pela média do balanço hídrico de depressões potenciais de uma sub-bacia hidrográfica, comparando-a com a taxa de recarga obtida por meio da separação de fluxo de base, calculada a partir da correlação entre a razão $Q90/Q50$. O objetivo foi verificar a validade desses métodos indiretos utilizando o balanço de massa de cloretos, que compara amostras de água da chuva e de poços profundos na área de estudo para calcular a taxa de recarga de forma direta.

Área de estudo

Esses métodos foram aplicados no aquífero cárstico pertencente à bacia do rio Sobrado, que fica situada no sudeste do estado do Tocantins, mais precisamente na microrregião de Dianópolis. A porção situada à margem direita do rio Sobrado faz parte do município de Taguatinga – TO e à margem esquerda o município de Aurora do Tocantins. Esta bacia tem uma área de 1.105 km², sendo que 137 km² estão situados no extremo leste da bacia no estado da Bahia sobre o Chapadão Ocidental Baiano (município de São Desidério – BA).

A parte pertencente ao estado da Bahia é superposta pelo Sistema Aquífero Urucuia (SAU), um aquífero poroso constituído por arenitos neocretáceos do Grupo Urucuia (Gonçalves, 2018). Trata-se do limite hidrográfico entre as bacias do rio Tocantins e do rio São Francisco. Nessa região, devido à diminuição abrupta de altitude de cerca de 300 m, associada à alta permeabilidade, ocorre a exportação de águas do SAU para o Sistema Aquífero Bambuí (SAB), que por sua vez corresponde a maior parte da bacia do rio Sobrado (ANA, 2018a).

Traçando-se um perfil geológico que vai da foz da bacia do rio Sobrado até o eixo do rio São Francisco, verifica-se que o SAB está sotoposto ao SAU, aflorando em ambos os lados do Sistema Urucuia, sendo que a parte oeste, aqui será

chamada de SAB-Oeste, destacado em verde na Figura 1 (ANA, 2018b).

O SAB é composto por aquíferos cásticos e cárstico-fissurais, situado na região do médio São Francisco, abrangendo os estados de Bahia, Minas Gerais, Goiás e Tocantins. Este Sistema dispõe de uma rede de condutos oriundos da dissolução carbonática, os quais tornam-se uma importante fonte de água subterrânea. Ele tem estreita relação com o SAU, pois estão interconectados geologicamente e a água pode fluir entre eles, e suas interações afetam a disponibilidade das águas subterrâneas (ANA, 2018b).

O SAB-Oeste foi delimitado como área hidrologicamente homogênea a partir de dados morfométricos das sub-bacias que contribuem para as estações fluviométricas escolhidas para regionalização de vazões necessária para aplicação do método. Conforme a Figura 1, geologicamente, a parte do SAB inerente à bacia do rio Sobrado é composta pelas Formações Serra de Santa Helena e Sete Lagoas. Na porção da bacia do rio Sobrado inerente ao SAB, predomina o afloramento da Formação Sete Lagoas, constituída por calcários neoproterozóicos, disposta em uma faixa na direção N-S, com 15 km de largura na porção de maior altitude da bacia (IBGE, 2023).

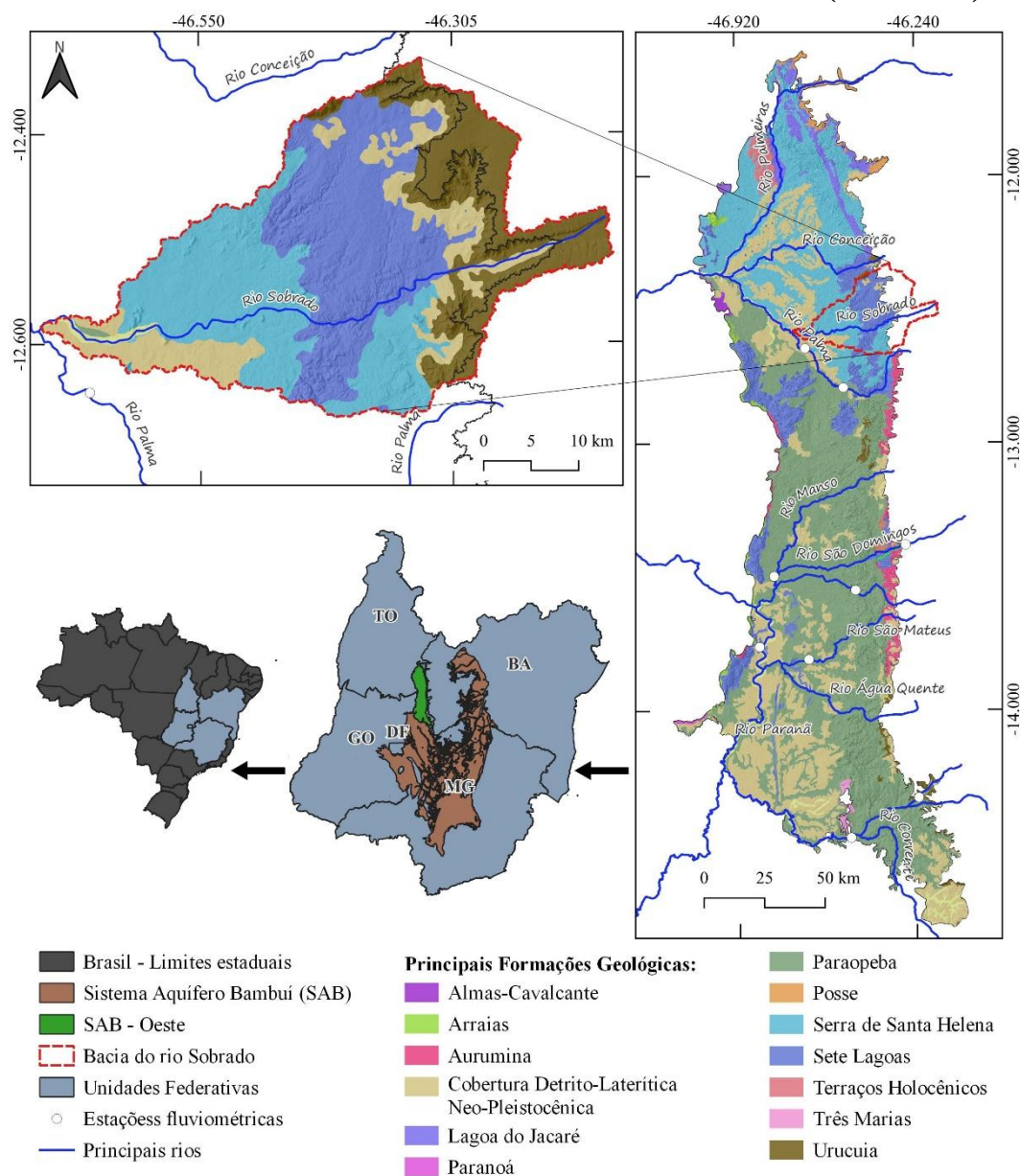


Figura 1. Mapa de localização das áreas de estudo. Fonte: Autoria própria, dados vetoriais IBGE (2023).

Material e métodos

Os procedimentos adotados neste estudo visam estimar a taxa de recarga de aquíferos cársticos por meio de métodos indiretos. Os

resultados obtidos foram posteriormente validados pelo método de balanço de massa de cloreto, conforme recomendado por Shen et al. (2023) para estimativa direta de recarga de água subterrânea em regiões cársticas.

Inicialmente, a taxa de recarga foi calculada em depressões cársticas potenciais na bacia do rio Sobrado – TO, utilizando o balanço hídrico dessas depressões. As taxas diárias de recarga de água subterrânea foram calculadas a partir de séries temporais de precipitação disponíveis em estações do sistema Hidroweb (ANA, 2021). As perdas foram baseadas na evapotranspiração real diária e no coeficiente de escoamento. Dados meteorológicos de estações do INMET (2021) foram utilizados para calcular a evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith, enquanto o método SAFER foi aplicado para calcular a evapotranspiração real. O escoamento por sua vez, dependente da cobertura das depressões, as quais foram definidas utilizando imagens Planet (2023).

A segunda parte do método consistiu em comparar a taxa de recarga anteriormente calculada com a taxa de recarga estimada por separação de fluxo de base, sendo que o escoamento total foi obtido a partir de regionalização de vazões em estações fluviométricas disponíveis no sistema Hidroweb, destacadas na Figura 1.

Estimativa da taxa de recarga localizada

Este método foi aplicado na área de 270 depressões cársticas potenciais delimitadas para a área da bacia do rio Sobrado no estudo de Pereira e Morais (2023), totalizando 803,426 ha.

Para que ocorra a recarga localizada em depressões cársticas, a quantidade de água que entra no sistema deve ser superior àquela que é perdida. Como perdas, deve-se considerar a taxa de evapotranspiração na área de captação, a evaporação direta sobre o espelho d'água e parte do escoamento superficial que drena pela área de captação da depressão (Braga et al., 2010).

As depressões cársticas independem da rede de drenagem (Ford e Williams, 2007). Com base nesse princípio, Hendrickx e Walker (1997), Braga et al. (2010, 2016) consideram que, para o cálculo da taxa de recarga localizada que ocorre por meio das depressões cársticas, estas devem ser consideradas como um sistema fechado. Assim, a água que se perde desse sistema deve corresponder à mesma quantidade que é repostada, ou seja, o somatório de entrada e saída é nulo. Segundo o modelo proposto, a recarga ocorre apenas no fundo da depressão, onde a água pluvial se concentra diretamente da precipitação.

Neste trabalho, considerou-se que o escoamento superficial das vertentes se acumula no ponto mais baixo da depressão, formando lagos temporários, e toda a água proveniente do escoamento que não infiltrou é evaporada. Conforme Tocantins (2015), a evaporação na

superfície de água livre na bacia do rio Palma, que tem como sub-bacia a bacia do rio Sobrado, é de aproximadamente 5,5 mm/dia, distribuídos de maneira equilibrada ao longo do ano. Isso implica que, em uma chuva de 50 mm, com escoamento de 60%, levaria cerca de 6 dias para a total evaporação do pequeno lago formado no fundo da dolina.

Sabe-se, porém, que ao longo do ano hidrológico, parte dessa água armazenada nesses pequenos lagos que não foi evaporada infiltraria pelo fundo da dolina. No entanto, devido ao potencial evaporativo da área de estudo, considerou-se que essa contribuição, caso ocorra, seria insignificante (Braga et al., 2016). Desse modo, utilizou-se a equação 1 para realização do balanço hídrico das depressões cársticas da área de estudo.

$$\Delta S = P - ET - R \quad (1)$$

Em que: P (mm) é a precipitação direta sobre a depressão; ET é a evapotranspiração real da área de captação da depressão (mm), R é escoamento superficial a partir do coeficiente runoff (mm) e ΔS é a variação no armazenamento, correspondente à recarga do aquífero subjacente ao fundo da dolina, se $\Delta S \geq 0$, caso contrário, $\Delta S = 0$.

O cálculo do escoamento superficial foi feito a cada chuva registrada nos pluviômetros do banco de dados Hidroweb da ANA (ANA, 2021) para a área de estudo. O coeficiente de escoamento superficial, ou coeficiente runoff (C), estabelece a relação que define o volume de água precipitado que efetivamente é destinado ao escoamento superficial. Com isso, tratando-se da mesma área, o escoamento R foi obtido conforme a equação 2.

$$R = C \cdot P \quad (2)$$

A Tabela 1 apresenta valores do coeficiente de escoamento “C”, em função do tipo de solo, declividade e cobertura vegetal. Para adoção do coeficiente, o cálculo da declividade da área de captação foi feito a partir de um MDE obtido por interferometria de par de imagens Sentinel-1 IW com resolução horizontal de 15 e precisão altimétrica de 7,16 m (Braun, 2021), por meio do algoritmo “declividade” do QGIS. A composição do solo da área de estudo foi obtida a partir do arquivo vetorial da pedologia da região na escala 1:250.000, disponível em IBGE (2021).

Para a classificação de uso e ocupação da terra, foi adotado método de classificação supervisionada por meio do método de mistura gaussiana (Fauvel et al., 2015), utilizando imagens Planet (2023) com resolução de 5 m com as devidas correções radiométricas. O tratamento das imagens foi realizado no software QGIS com o auxílio do complemento denominado “dzetsaka: Classification tool” (Karasiak, 2019). No processo

de correção radiométrica foram eliminados os ruídos, corrigindo os defeitos nas imagens conhecidos como striping (Moreira et al., 2018). A classificação baseou-se no Manual Técnico de Uso da Terra do IBGE (IBGE, 2013), e posterior

identificação dos alvos para as classes: Área florestada (mata de galeria/cerrado), pastagens, áreas agrícolas, áreas desnudas e afloramentos de calcário.

Tabela 1. Valores do coeficiente de escoamento *runoff* em função do solo, cobertura do solo e declividade da área de captação.

Cobertura	Declividade (%)	Solo Arenoso	Solo Franco	Solo Argiloso
Área florestada	0 - 5	0,10	0,30	0,40
	5 - 10	0,25	0,35	0,50
	10 - 30	0,30	0,50	0,60
Pastagens	0-5	0,10	0,30	0,40
	5-10	0,15	0,35	0,55
	10-30	0,20	0,40	0,60
Áreas agrícolas	0-5	0,30	0,50	0,60
	5-10	0,40	0,60	0,70
	10-30	0,50	0,70	0,80

Fonte: Adaptado de Carvalho e Silva (2011).

Para o cálculo da evapotranspiração real (ET) da área de captação de cada depressão cárstica, inicialmente deve-se calcular a evapotranspiração de referência (ET_o). A ET_o pode ser correlacionada com parâmetros meteorológicos como: radiação, umidade, vento e temperatura. “Neste contexto, a ET_o é um parâmetro que pode ser calculado a partir de dados obtidos em estações meteorológicas” (ANA, 2013; p. 62).

A evapotranspiração de referência (ET_o) foi calculada pelo método de Penman-Monteith utilizando dados agrometeorológicos de estações do INMET (2021). Esses dados foram interpolados pelo método IDW (Sigla em inglês para Inverso da Distância à Potência) e gerados rasters, que foram utilizados para o cálculo da ET_o pela ferramenta i.evapo.pm diretamente no QGIS, a partir do módulo Grass. Uma característica desse método é a necessidade de um raster contendo a altura da vegetação para calcular a resistência aerodinâmica. Para isso, foram utilizadas as alturas recomendadas por Collischonn (2001) (Tabela 2) incrementadas sobre o raster de cobertura da terra para cada uma das classes definidas.

Tabela 2. Alturas de vegetação utilizadas no cálculo da evapotranspiração de referência.

Cobertura	Altura (m)
Floresta	10
Cerrado	5
Campo, pastagem	0,5
Agricultura	0,5

Fonte: Collischonn (2001).

A partir do cálculo da ET_o diária, a ET_{real} foi obtida aplicando o método SAFER (Surface Algorithm For Evapotranspiration Retrieving)

(Teixeira, 2012; Teixeira et al., 2013; Teixeira et al., 2015; Teixeira et al., 2020).

Conforme Lopes et al. (2020), o método SAFER é um algoritmo que consiste numa regressão exponencial para modelagem da razão ET_{real} / ET_o. O método visa obter a ET por meio de parâmetros biofísicos obtidos pelo uso de sensoriamento remoto associado aos dados diários de estações agrometeorológicas e tem a vantagem de não utilizar informações de classificação das culturas (Franco et al., 2015). O que para o caso das regiões de contribuição para infiltração localizada nas depressões cársticas, se mostra vantajoso, pois regiões pequenas tendem a demonstrar dificuldades na coleta de amostras espectrais para classificação supervisionada de uso e ocupação do solo. Os dados provenientes de sensoriamento remoto são inclusos na equação 3.

$$\frac{ET}{ET_o} = \exp \left[a + b \left(\frac{T_0}{\alpha_0 NDVI} \right) \right] \quad (3)$$

Para calcular o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), foram utilizadas imagens Planet (2023) com resolução horizontal de 5 m, cobrindo toda a bacia do rio Sobrado, devido à sua resolução superior e mais adequada ao caso. Já para o cálculo do albedo de superfície (α_0) e da temperatura de superfície (T_0), foram utilizados dados das bandas termais das imagens Landsat 8, que oferecem melhor resolução para esses parâmetros em comparação com satélites de resolução moderada, como o MODIS.

Para isso, será aplicada a metodologia de Souza et al. (2020), adaptada de Teixeira (2012), os quais aplicaram o algoritmo SAFER. Para o albedo de superfície α_0 , foi utilizada a equação 4,

considerando os coeficientes propostos por Teixeira (2012).

$$\alpha_0 = 0,7 \times \alpha_{\text{top}} + 0,06 \quad (4)$$

O α_{top} é o albedo no topo da atmosfera e foi obtido por meio da equação 5, de Allen et al. (2002):

$$\alpha_{\text{top}} = a\rho_2 + b\rho_3 + c\rho_4 + d\rho_5 + e\rho_6 + f\rho_7 \quad (5)$$

Em que ρ_2 até ρ_7 são as reflectâncias do topo da atmosfera das bandas 2 a 7 do sensor OLI. As constantes a , b , c , d , e e f são os pesos da equação 5 definidos por Silva et al. (2016), que são respectivamente: 0,300; 0,277; 0,233; 0,143; 0,036 e 0,012.

A temperatura de superfície foi obtida pela equação 6 (Teixeira, 2012).

$$T_0 = 1,11 \times T_{\text{sat}} - 31,89 \quad (6)$$

Em que T_{sat} refere-se à temperatura de brilho, estimada pela equação de Plank. Para os satélites Landsat 8 (banda 6), utiliza-se a equação 7 (Souza et al., 2020).

$$T_{\text{sat}} = \frac{1260,56}{\ln\left(\frac{607,76}{L_{\text{termal}} + 1}\right)} \quad (7)$$

Sendo que L_{termal} é a radiância (L_λ) das bandas 10 e 11. Assim como Souza et al. (2020), neste estudo foi utilizada a média das temperaturas obtidas a partir das bandas 10 e 11.

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) é calculado pela Equação 8.

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_5 - \rho_4}{\rho_5 + \rho_4} \quad (8)$$

Sendo que ρ_5 é a reflectância da banda 5 (infravermelho próximo) e ρ_4 a reflectância da banda 4 (Vermelho no visível).

A classificação supervisionada da cobertura da terra para a bacia do rio Sobrado foi feita utilizando o modelo de mistura gaussiana a partir de imagens Planet de dezembro de 2022, tendo como objetivo a calibração do método SAFER. Por isso restringiu-se às classes: Mata de Galeria/cerrado, agricultura, pastagens, área desnuda e afloramentos de calcário. Além disso, as mesmas classes foram utilizadas para estimar o coeficiente de escoamento (Tabela 1). A calibração foi feita considerando valores do coeficiente de cultura (Kc) tabelados obtidos em pesquisas para regiões de cerrado (Tabela 3) para as classes aludidas.

Como o objetivo deste trabalho é a estimativa da recarga aquífera no carste a partir de métodos indiretos, adotou-se para a calibração do método SAFER, valores de Kc para o período

chuvoso (Tabela 3). Para a cultura de soja este índice pode variar de 0,5 a 1,1, a depender da fase de maturidade do cultivar, sendo menor no início do plantio, e aumentando durante os estágios intermediários e diminuindo novamente ao final do ciclo. Conforme Conab (2019), o plantio e colheita da soja para os estados do Tocantins e Bahia ocorrem de outubro a janeiro. Como as imagens Planet utilizadas na classificação supervisionada datam-se de dezembro de 2022, adotou-se o índice Kc máximo para a Soja em toda a área classificada como agricultura.

Para estimar os parâmetros de regressão “a” e “b” da equação 4, foram utilizados valores de coeficientes de cultura (Kc) já definidos para regiões de Cerrado, presentes na Tabela 3, em função do inverso do NDVI sazonal para área de estudo.

Tabela 3. Coeficientes de cultura (Kc), para fins de estimativa dos parâmetros de regressão a e b do algoritmo SAFER.

Tipo de uso e ocupação da terra	Kc
Cerrado – Período Chuvoso (Out a Mar)	1,00
Cerrado – Período Seco (Abr a Set)	0,30
Pastagens – Período Chuvoso (Out a Mar)	0,80
Pastagens – Período Seco (Abr a Set)	0,30
Mata de galeria	1,00
Soja	0,5 a 1,1
Milho	0,03 a 1,63

Fonte: Adaptado de Cambraia Neto (2019).

Cálculo da recarga pelo método da separação de fluxos superficiais e subterrâneos

Neste trabalho foi empregado o método de Collishonn e Fan (2012) para modelar uma equação que defina o BFI_{max} em função da relação Q90/Q50 para o SAB-Oeste. A modelagem da vazão de base, utilizando a relação das vazões de permanência Q90/Q50 para estimar a taxa de recarga, é uma alternativa possível para lidar com a heterogeneidade dos aquíferos cársticos (Braga et al., 2010).

Um dos métodos mais importantes que utiliza filtros digitais para separação do fluxo de base foi proposto por Eckhardt (2005). Nesse método, o cálculo do fluxo de base depende de um parâmetro denominado BFI_{max} . Este parâmetro relaciona os valores de vazão de base em um período (b_i) com a vazão do mês anterior (b_{i-1}). O BFI será máximo quando o escoamento direto for zero e a recarga da água subterrânea puder ser considerada insignificante.

A equação proposta para a vazão de base menor ou igual ao fluxo total é:

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{\max}) \cdot a \cdot b_{i-1} + (1 - a) \cdot BFI_{\max} \cdot y_i}{1 - a \cdot BFI_{\max}} \quad (9)$$

Para $b_i \leq y_i$, caso contrário, $b_i = y_i$.

Em que: b_i é a vazão de base; y_i é o fluxo total e a é a constante de recessão.

A separação do fluxo de base foi realizada em nove sub-bacias hidrográficas que possuem dados de vazão disponíveis no sistema Hidroweb (ANA, 2021), abrangendo a região do SAB-Oeste (Figura 1).

Para o cálculo do parâmetro $BFI_{\max}$, a constante do período característico k e a constante de recessão a (equações 10 e 11 respectivamente) foram calculadas a partir da média de períodos de recessão dos últimos 10 anos para cada posto fluviométrico. Para os postos que não dispunham de séries completas para esse intervalo, os cálculos foram realizados com os dados disponíveis. Esses períodos de recessão foram analisados considerando os últimos 11 dias do período de recessão de cada ano (Eckhardt, 2005).

$$k = \frac{-\Delta t}{\ln \left(\frac{Q(t + \Delta t)}{Q(t)} \right)} \quad (10)$$

$$a = e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (11)$$

Em que: k é a constante do período característico; Q é a vazão em m^3/s e a é constante de recessão.

Uma vez obtida a constante de recessão a , o parâmetro $BFI_{\max}$ foi obtido aplicando-se o filtro reverso de Collishonn e Fan (2012). Esse filtro consiste em percorrer o período de recessão de modo a encontrar o dia de menor vazão no qual o fluxo de base pode ser considerado semelhante ao fluxo total. Dessa forma, os autores concluíram que a vazão de base num intervalo de tempo imediatamente anterior pode ser obtida multiplicando-a pela constante de recessão a , conforme demonstrado na equação 12.

$$b'_{i-1} = \frac{b'_i}{a} \quad (12)$$

Com isso, foi possível calcular o parâmetro BFI máximo, por meio da equação 13, como sendo a razão entre o somatório de todas as vazões de base calculadas para o período de recessão e o somatório dos fluxos totais medidos nas estações fluviométricas.

$$BFI_{\max} = \frac{\sum_1^n b_i}{\sum_1^n y_i} \quad (13)$$

Seguindo os procedimentos adotados por Collishonn e Fan (2012), a modelagem dos parâmetros BFI máximos em função da razão Q_{90}/Q_{50} , foi realizada por meio de regressão linear para cada estação fluviométrica de cada uma

das sub-bacias adotadas para o SAB-Oeste, a fim de obter os parâmetros de regressão a e b da equação 14.

$$BFI_{\max} = a \cdot \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + b \quad (14)$$

Uma vez obtidas os valores dos fluxos totais para cada estação fluviométrica adotada para o SAB-Oeste, foi possível regionalizá-los por meio de regressão linear e transformadas lineares para serem aplicados na bacia do rio Sobrado. Com isso foi calculada a recarga (mm/ano) de forma regionalizada para a bacia do rio Sobrado, baseando-se na hipótese de que a recarga é igual ao escoamento de base do rio conforme equação 15 (Mattiuzzi et al., 2016).

$$R = \frac{\bar{b}}{A} \cdot 1000.31622400 \quad (15)$$

Em que R é a recarga aquífera (mm/ano); b é a média dos valores de vazão de base (m^3/s) no ano, e A é a área da bacia (m^2).

Validação do método a partir da medição de cloretos

Foi utilizado o método do Balanço de Massa de Cloreto (BMC) para validação das taxas de recarga obtidas nesta pesquisa, por meio da associação do método da média do balanço hídrico das recargas localizadas em depressões cársticas e do método da separação do fluxo de base.

O método BMC compara a concentração total de cloreto na precipitação com as concentrações de cloreto na água subterrânea. O raciocínio por trás desse método é que, em condições climáticas especiais, o cloreto pode se acumular no solo como resultado da evapotranspiração durante os períodos de pouca ou nenhuma recarga. O cloreto acumulado é então removido do solo por infiltração de água durante os períodos de recarga (Jones e Banner, 2000).

O método BMC, fundamenta-se nas seguintes premissas (Wood, 1999; Jones e Banner, 2000; Somaratne et al., 2013):

- i. O cloreto na água subterrânea origina-se apenas da precipitação diretamente no aquífero;
- ii. o cloreto é conservativo no sistema;
- iii. o fluxo de massa de cloreto não muda com o tempo,
- iv. não existe reciclagem ou concentração de cloreto no aquífero.

Conforme Fontes e Edmunds (1989), as equações básicas de recarga usando o método BMC são:

$$P = R + E \quad (16)$$

Em que P, R e E representam volumes médios (anuais) de precipitação, de recarga e evapotranspiração, respectivamente.

$$P \times C_p = R \times C_R + E \times C_E \quad (17)$$

Onde C é a concentração de cloreto.

Assumindo que o íon cloreto não seja volátil, e que permanece sempre na fase líquida, pode-se considerar $C_E = 0$. Desse modo, têm-se que:

$$R = \frac{C_p}{C_R} \times P \quad (18)$$

A concentração de cloreto em um aquífero pode variar ao longo do ano devido a vários fatores. Essas variações são influenciadas principalmente por mudanças sazonais nas condições climáticas e nos padrões de precipitação.

Frisa-se que este cálculo tem o intuito de validação, proporcionando uma estimativa aproximada da taxa de recarga aquífera na área de estudo, para fins de comparação com os métodos indiretos anteriormente apresentados. Desse modo, variações nas concentrações de cloreto em diferentes eventos de precipitação podem trazer alterações nos resultados. Do mesmo modo, medidas feitas em diferentes poços ao longo de todo ano hidrológico traria resultados mais precisos.

Para esta validação, foram calculadas as recargas em dois períodos distintos, sendo um no mês de maior recessão (setembro), obtendo amostras de 7 poços tubulares profundos e outro no mês chuvoso (novembro) para 4 poços em sub-bacias diferentes na área de estudo. Sendo que a taxa de recarga foi calculada pela média simples entre as duas medições.

Resultados e discussão

Média da taxa de recarga localizada em depressões potenciais

A taxa de recarga localizada de cada uma das depressões foi calculada descontando da precipitação média diária as porções correspondentes à evapotranspiração real e o escoamento em milímetros. A Tabela 4 indica que a parte do fluxo escoado em cada uma das depressões variou de 13,9% a 87,9% e média de 43,8%; conforme valores calculados pelo coeficiente de escoamento (C).

A evapotranspiração de referência média foi calculada em 5,364 mm/dia, enquanto o coeficiente de cultura (Kc) foi estimado para o período chuvoso com base no NDVI e em parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto, associados aos dados diários de estações agrometeorológicas. Como resultado, os valores de

evapotranspiração real sobre a área das dolinas variaram de 1,466 a 5,883 mm/dia, com uma média de 5,039 mm/dia.

Tabela 4. Valores calculados para o coeficiente de escoamento *runoff* (C), coeficiente de cultura (Kc), evapotranspiração de referência (ET_o) e evapotranspiração real (ET).

	C	Kc	ET _o	ET
Percentil	(%)	(ET/ET _o)	(mm/dia)	(mm/dia)
Máximo	87,9	1,077	5,479	5,883
99	70,8	1,063	5,264	4,037
5	18,6	0,767	5,261	4,036
Mínimo	13,9	0,417	5,260	1,466
Média	43,8	0,941	5,364	5,039

A Figura 2 apresenta a classificação supervisionada a partir de imagens Planet de dezembro de 2022. Na classificação supervisionada, observou-se que áreas identificadas como pastagens, por vezes se confundem com áreas de agricultura. Isso ocorre porque pontos de controle em zonas de indefinição sobre a cobertura do solo em algumas depressões mostraram que se tratava de pastagens, e não de áreas agrícolas. Por outro lado, nas áreas inerentes ao Chapadão Baiano sobre a Sistema Aquífero Urucua, percebe-se adequadamente a predominância da cobertura por agricultura, que em suma é ocupada pelo cultivar soja nessa época do ano.

Como o índice Kc adotado para a agricultura de 1,1 é ligeiramente superior ao índice adotado para pastagens em período chuvoso de 1,0, decidiu-se manter a classificação como se apresenta na Figura 2, pois é inviável a definição precisa da cobertura da terra devido a extensão da área de estudo. Deste modo, a estimativa da taxa de recarga por meio das depressões detectadas aqui calculada é conservadora, e demonstra ser a melhor decisão a ser tomada na elaboração de instrumentos de gestão que venham a utilizar métodos similares aos aqui apresentados.

Por outro lado, a classificação supervisionada distinguiu satisfatoriamente as classes de cerrado/mata de galeria, área desnuda e afloramento de calcário. A partir da classificação apresentada, estima-se que a bacia do rio Sobrado conta com cerca de 801,48 ha de área com afloramento de calcário. Este dado apresenta-se coerente, quando comparado com os resultados de Nascimento e Moraes (2023), que realizaram uma classificação supervisionada para a mesma bacia a partir de imagens Landsat 8 em período de estiagem (Junho de 2020) e obtiveram o uma área de 989,40 ha de afloramento de calcário, notadamente, esta diferença se deve ao avanço da

vegetação sobre os maciços rochosos em épocas de chuva.

Conforme Figura 2, em dezembro de 2022 a cobertura do solo das depressões detectadas subdividia-se da seguinte forma: 45,52% florestada (cerrado/mata de galeria); 27,99% coberta por

pastagens; 23,66% agricultura; 2,43% área desnuda e 0,40% afloramento de rochas calcáreas. Destarte, do reconhecimento de campo, pôde-se perceber que o principal uso das áreas é a pecuária bovina, predominando-se a cobertura de pastagens em áreas não florestadas.

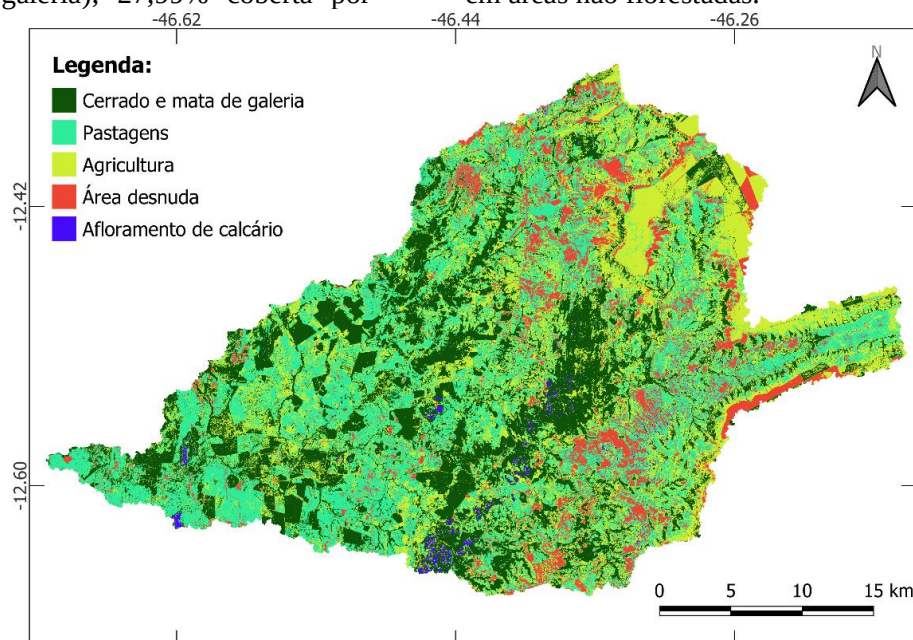


Figura 2. Classificação supervisionada da cobertura da terra para a bacia do rio Sobrado a partir de imagens Planet de dezembro de 2022. Fonte: Os autores.

O resultado da modelagem para obtenção do coeficiente de cultura em função do NDVI, albedo (α_0) e temperatura (T_0) de superfície e com os respectivos parâmetros de regressão consta na equação 19. Esta equação pode ser utilizada satisfatoriamente para calcular a evapotranspiração de referência da bacia do rio Sobrado em trabalhos futuros.

$$\frac{ET}{ET_0} = \exp \left[-0,0046 - 0,000115 \left(\frac{T_0}{\alpha_0 NDVI} \right) \right] \quad (19)$$

A evapotranspiração de referência média calculada para a área das depressões detectadas foi de 5,364 mm/dia. Este valor mostrou-se ligeiramente maior quando comparado com dados de análises mais abrangentes. Cunha (2021) encontrou a evapotranspiração de referência média para a bacia do rio Tocantins de 4,29 mm/dia, apresentando em algumas localidades valores máximos de até 7,42 mm/dia.

Giovanelli (2012) calculou a evapotranspiração utilizando evaporímetros de irrigação instalados no Campus de Gurupi da Universidade Federal do Tocantins (Sul do estado do Tocantins), encontrando valores de 4,14 mm/dia para os meses chuvosos. Os dados desses estudos indicam que os valores médios para evapotranspiração de referência aqui calculados se mostram coerentes.

A precipitação total média obtida a partir da estação Aurora do Norte (Cod. 1246001), considerando o recorte de 2012 a 2021, foi de 1416,79 mm/ano. O valor aqui calculado ficou muito próximo do valor que consta no Plano de Bacia hidrográfica da Bacia do Rio Palma (Tocantins, 2015), que foi 1400 mm/ano.

Para o mesmo recorte temporal a recarga localizada média nas depressões detectadas foi de 522,66 mm/ano com uma taxa de recarga de 36,89%. Em anos hidrológicos muito secos esta taxa tende a diminuir, como ocorrido nos anos de 2014 a 2016, pois para que haja a recarga o excedente hídrico tem que ser maior que a evapotranspiração real diária. Geralmente, devido à porção evaporada do escoamento superficial, a recarga ocorre nas dolinas após chuvas com volumes maiores que 10 mm (Chen et al., 2023).

Documentos que viabilizaram o desenvolvimento da Plano da Bacia do rio Palmas, que compreende a sub-bacia do rio Sobrado, informam que o volume de captação existente na bacia do Rio Palma em 2018 foi 36.581.760 m³, com a agricultura correspondendo cerca de 75% (Tocantins, 2018). Dados desta pesquisa demonstraram que apenas o volume da recarga localizada média anual para as depressões detectadas foi estimado em 4.225.287 m³, o que supre em 11% o volume total captado da bacia. Por

isso, a preservação destes locais é de fundamental importância.

A matriz de correlação de Pearson (Figura 3) indica que a taxa de recarga no período chuvoso aumenta proporcionalmente ao florestamento das áreas das depressões. Em uma simulação onde se alterou apenas o fator C, considerando todas as depressões detectadas como 100% florestadas, observou-se um aumento no percentual de recarga de 36,89% para 40,74% (Tabela 5). Além disso, Ayadi et al. (2023) destacam que as características da superfície terrestre, como declive e tipo de solo, influenciam significativamente a taxa de recarga de águas subterrâneas em aquíferos carbonáticos. Esta análise encontrou coeficientes de correlação que corroboram essa influência, já que declividade e tipo de solo são parâmetros para determinar o fator C (Tabela 1).

A Tabela 5 mostra um ganho significativo no volume armazenado com o florestamento das depressões, o que reduz o volume escoado. Esse procedimento também minimiza processos erosivos e, conseqüentemente, a obliteração das depressões (Silva, 2008). O acréscimo de sedimentos nos fundos das depressões, transportados pelo escoamento e intensificados em áreas não florestadas, diminui a permeabilidade das dolinas. Isso faz com que o volume do escoamento permaneça por mais tempo, formando lagos

temporários sujeitos à evaporação natural. Além disso, a vegetação presente nas depressões contribui para a carstificação, aumentando a concentração de CO₂ a partir da decomposição da matéria orgânica no solo. Isso resulta na formação de ácido carbônico em reação com a água da chuva, aumentando gradativamente a permeabilidade das depressões (Jiang et al., 2023).

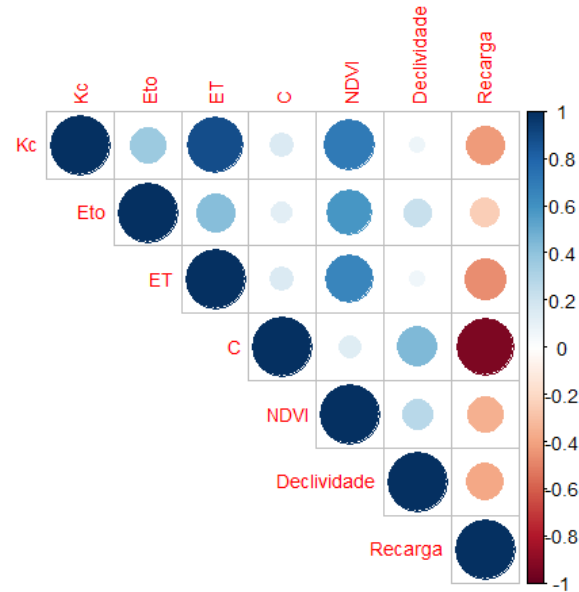


Figura 3. Matriz de correlação de Pearson entre as variáveis que influenciam na diminuição da recarga localizada.

Tabela 5. Médias anuais da precipitação total, recarga localizada e taxa de recarga localizada para o recorte temporal de 2012 a 2021, considerando as depressões em condições atuais de cobertura do solo e caso fossem 100% florestadas.

	Média	
	Situação atual de cobertura do solo das depressões	Simulação se reflorestadas as depressões
Precipitação total (mm/ano)	1416,79	1416,79
Recarga localizada (mm/ano)	522,66	577,21
Taxa de recarga (%)	36,89 ± 3,66 %	40,74% ± 3,88 %

A equação 20 foi obtida ao comparar os valores de recarga localizada com a precipitação, permitindo calcular a recarga localizada média anual e prever a contribuição das depressões conforme as chuvas de cada ano. Este modelo apresentou um coeficiente de determinação $R^2 = 0,97$.

$$R_{loc} = 0,4306P - 87,433 \quad (20)$$

Em que R_{loc} é a recarga localizada anual (mm/ano) no conjunto de depressões cársticas potenciais da bacia do rio sobrado e P a precipitação média anual (mm/ano).

Soares (2012) calculou a taxa de recarga na bacia do Rio Riachão – MG, que também é formada por rochas neoproterozóicas carbonáticas alternadas com terrígenas do Grupo Bambuí. A

autora encontrou taxas de recarga variando de 25% a 45%, considerando estações pluviométricas com médias anuais entre 792,8 mm e 1061,8 mm. Aplicando esses valores de precipitação na equação 20 para recarga localizada, obtêm-se taxas de recarga variando de 32% a 35%, indicando que a taxa de recarga localizada reflete a taxa de recarga da própria bacia em ambientes carbonáticos.

A recarga aquífera em sistemas cársticos é fortemente influenciada pela precipitação. No entanto, essa relação não segue um padrão linear (Shen et al., 2023). Em vez disso, observa-se uma resposta não proporcional à quantidade de chuva no ano hidrológico. A recarga tende a se estabilizar à medida que a intensidade pluviométrica aumenta (Huang et al., 2024). Nesta pesquisa, identificou-se

que esse comportamento é descrito por uma função logarítmica (Equação 21), na qual a taxa de recarga se aproxima de um valor constante à medida que os volumes de precipitação aumentam.

Delle Rose (2022) demonstrou que, à medida que os condutos de dissolução se enchem, a recarga atinge um limite. Esse fenômeno ocorre porque, após certo ponto, os condutos ficam saturados e não conseguem mais acomodar água adicional. Esse comportamento é relevante para a gestão sustentável das águas cársticas, pois demonstra um limite baseado nessa “taxa máxima” para emissão de autorizações de uso.

A equação 21 foi obtida ao comparar os valores da taxa de recarga localizada com a precipitação mensal, permitindo calcular a taxa de recarga localizada de cada mês. Este modelo apresentou um coeficiente de determinação igual a 0,97.

$$T_{\text{Recarga}} = 0,061 \cdot \ln(P) - 0,0528 \quad (21)$$

Em que T_{Recarga} é a taxa de recarga mensal (%) e P a precipitação média mensal (mm).

A Figura 4 apresenta as médias mensais da precipitação e as taxas de recarga sobre a área das depressões detectadas, considerando o período de 2012 a 2021, podendo chegar a uma média de 40% no mês de dezembro.

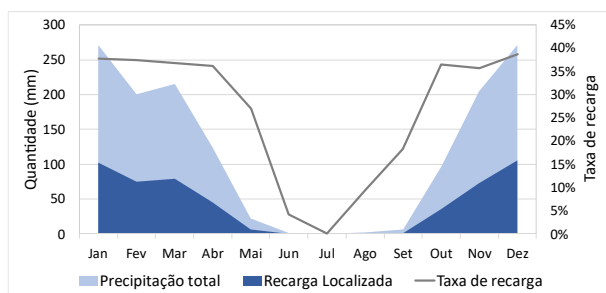


Figura 4. Médias mensais da precipitação e taxas de recarga sobre a área das depressões detectadas considerando o recorte temporal de 2012 a 2021.

A Figura 5 indica que os anos hidrológicos de 2014 a 2016 foram anos de escassez hídrica. Para efeito de comparação foi calculada a taxa de recarga para um período que compreende os anos de 2017 a 2021. Considerando a média destes anos, a taxa de recarga localizada passaria de 36,89% para 38,89% e valor da recarga passaria de 522,66 mm/ano para 640,30 mm/ano.

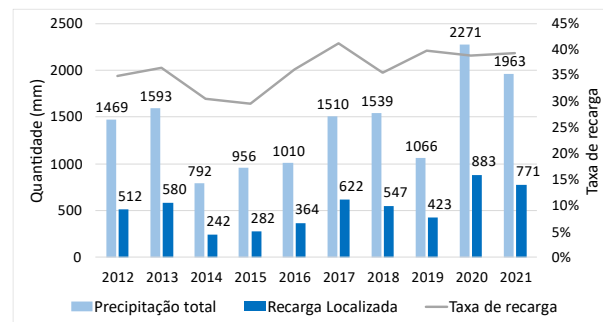


Figura 5. Médias anuais da precipitação e taxa de recarga sobre a área das depressões detectadas considerando o recorte temporal de 2012 a 2021.

Separação do fluxo de base para a bacia do rio Sobrado

O número de estações fluviométricas para o SAB-Oeste com dados disponíveis no Sistema Hidroweb não foi suficiente para realizar uma regionalização de vazões de forma multivariada conforme apregoam Tucci (2001) e Eletrobras (1985). No entanto, foram contabilizados dados de 9 estações, sendo possível testar modelos lineares para realizar a regressão entre o BFI_{max} e a relação Q90/Q50.

O índice de fluxo de base máximo foi calculado aplicando o filtro reverso, percorrendo os meses de setembro e outubro para cada ano de cada estação, que se mostraram os meses de maior recessão para suas respectivas sub-bacias, ou seja, aqueles com menores vazões medidas por dia. O dia de maior recessão foi identificado quando a vazão Q_{t+11} que equivale ao próprio fluxo de base. Para as 9 estações analisadas no SAB-Oeste, o coeficiente de recessão a variou de 0,901 a 0,977.

Conforme Collishon e Fan (2012), existe uma relação linear entre o BFI máximo e a razão Q90/Q50 para bacias em diferentes contextos geológicos, sendo que a reta oriunda tomando como variável independente o BFI máximo e a razão Q90/Q50 como variável dependente, é sempre crescente. Aliado a isso, Bortolin et al. (2018) sugerem que esta razão de vazões de permanência seja tomada como o próprio BFI máximo.

Testou-se esta correlação para os dados calculados segundo as estações adotadas, excluindo-se a estação 21545000, que se apresentou como outlier, com erro padronizado superior a 1,5, distorcendo o cálculo das vazões de permanência. Obteve-se um modelo linear com $R^2 = 0,74$. Porém, ao se correlacionar o BFI máximo com um inverso da relação Q90/Q50, obteve-se uma relação decrescente com melhor ajuste com $R^2 = 0,80$. Este modelo encontra-se representado pela equação 22 e Figura 6. Ele foi adotado para o cálculo da separação do fluxo de base da bacia do rio Sobrado conforme equação 9.

$$BFI_{max} = -0,7523 \cdot \left(\frac{Q90}{Q50}\right)^{-1} + 1,7808 \quad (22)$$

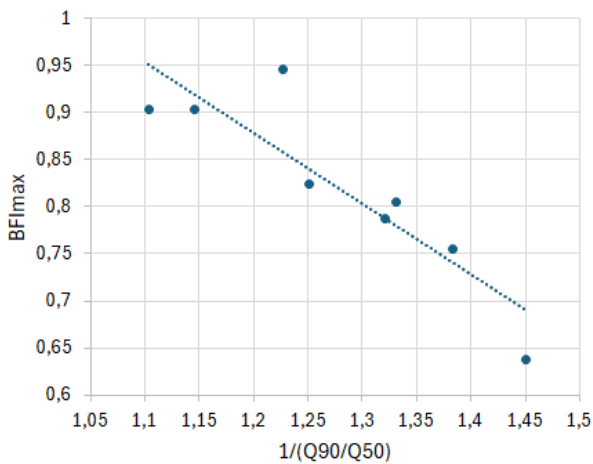


Figura 6. Relação entre o BFI_{max} e o inverso da razão das vazões de permanência $Q90/Q50$ para o SAB-Oeste.

Tabela 6. Separação do fluxo de base médios mensais para a bacia do rio Sobrado e equações de regionalização de vazões a cada mês, considerando a área da bacia $A = 1105,048 \text{ km}^2$ e comprimento do canal principal $L = 74025,907 \text{ m}$.

Mês	Modelo	R ²	y (m ³ /s)	b (m ³ /s)	Mês	Modelo	R ²	y (m ³ /s)	b (m ³ /s)
Jan	$Q(L_p) = 4 \cdot 10^{-5} L_p^{1,2138}$	0,989	32,548	21,366	Jul	$Q(A) = 1,1918A^{0,3734}$	0,866	16,316	16,316
Fev	$Q(L_p) = 2 \cdot 10^{-5} L_p^{1,2861}$	0,994	36,605	24,163	Ago	$Q(A) = 1,1773A^{0,3672}$	0,939	15,432	15,413
Mar	$Q(L_p) = 7 \cdot 10^{-6} L_p^{1,3643}$	0,996	30,789	24,752	Set	$Q(A) = 1,2362A^{0,3571}$	0,829	15,097	14,530
Abr	$Q(L_p) = 7 \cdot 10^{-6} L_p^{1,3673}$	0,995	31,842	25,429	Out	$Q(A) = 1,1690A^{0,3742}$	0,857	23,266	16,037
Mai	$Q(L_p) = 4 \cdot 10^{-4} L_p^{0,965}$	0,960	19,999	19,999	Nov	$Q(A) = 0,7279A^{0,4826}$	0,957	21,419	16,667
Jun	$Q(L_p) = 3 \cdot 10^{-4} L_p^{0,9857}$	0,956	18,918	18,918	Dez	$Q(L_p) = 4 \cdot 10^{-5} L_p^{1,2019}$	0,994	28,482	18,831

Com base no mesmo princípio adotado para definir a equação de regionalização das vazões mensais, a Tabela 7 apresenta os modelos obtidos para o cálculo da vazão correspondente ao dia de menor vazão (Q_{t+11}), da vazão correspondente ao

Não foi possível obter séries de vazões totais para a bacia do rio Sobrado, por inexistência de postos fluviométricos com dados disponíveis no sistema Hidroweb. A partir das estações em estudo para o SAB-Oeste, calculou-se modelos potenciais individuais visando regionalizar as vazões mensais e de permanência para a bacia do rio Sobrado para as variáveis: Área, Comprimento do canal principal, Número de canais de Primeira ordem e Inclinação média da bacia. Foram utilizados os modelos que apresentaram melhores coeficientes de determinação, embora os demais modelos tenham apresentado coeficientes que implicavam correlações fortes a fortíssimas.

Percebe-se que as vazões de dezembro a junho foram melhor representadas por modelos que dependem do canal principal, enquanto os demais modelos dependem da área da bacia (Tabela 6).

décimo primeiro dia antes do dia de menor vazão registrada (Q_t) e das vazões de permanência $Q90$ e $Q50$. O BFI_{max} calculado foi de 0,85 e a razão $Q90/Q50$ obtida por meio da regionalização de vazões foi de 0,81.

Tabela 7. Parâmetros para o cálculo da taxa de recarga aquífera do SAB na bacia do rio Sobrado, utilizando os métodos de separação do fluxo de base de Eckhardt (2005) e Collischonn e Fan (2012).

	Modelo	R ²	Und.	Valor
$Q(t+11)$	$Q(A) = 1,1392A^{0,3633}$	0,989	m ³ /s	14,5298
$Q(t)$	$Q(A) = 1,2234A^{0,3613}$	0,994	m ³ /s	15,3866
$Q90$	$Q(L_p) = 0,0018L_p^{0,8074}$	0,996	m ³ /s	15,3749
$Q50$	$Q(L_p) = 0,0017L_p^{0,8313}$	0,995	m ³ /s	18,9831
a	Equação 11		Adimens	0,9443
$Q90/Q50$			Adimens	0,8099
BFI_{max}	Equação 22		Adimens.	0,8520
Recarga (R)	Equação 15		mm/ano	554,249
Precipitação total (P)			mm/ano	1416,79
TR	$TR = \frac{R}{P} \times 100$		%	39,1201

Ao aplicar os valores calculados das vazões Q90 e Q50 na equação que define a relação linear entre o BFI_{max} e a razão Q90/Q50, proposta por Collischonn e Fan (2012) para a região centro-sul do Brasil a partir de 15 bacias hidrográficas, obteve-se o valor de 0,89. Isso implica que o valor calculado de 0,85 é mais próximo da relação Q90/Q50, sendo, portanto, mais adequado à área de estudo para calcular a taxa de recarga aquífera.

Eckhardt (2005) propôs valores fixos para o BFI máximo, dependendo da porosidade do aquífero e da perenidade do curso d'água da respectiva bacia, podendo variar de 0,25 para bacias com correntes localizadas em leitos de rocha dura, 0,50 para bacias com correntes efêmeras localizadas em aquíferos porosos, e 0,80 para bacias com correntes perenes localizadas em aquíferos porosos. Observa-se que o BFI_{max} calculado para o aquífero cárstico subjacente à bacia do rio Sobrado é próximo ao sugerido para aquíferos porosos de bacias com correntes perenes, refletindo que a porosidade oriunda do fraturamento e da dissolução carbonática traduz o percentual de contribuição do fluxo de base para aquíferos porosos.

Esse valor indica uma alta contribuição da água subterrânea para o fluxo do rio, atribuindo à bacia uma boa capacidade de armazenamento de água subterrânea e uma resposta hidrológica estável. Nesse sentido foi calculada por este método uma taxa de recarga anual de 39,12%, considerada alta e muito próxima do valor calculado pela média do balanço hídrico de depressões cársticas potencias da área de estudo.

A constante de recessão calculada de 0,9443, indica uma baixa taxa de decaimento da recessão. Em outras palavras, a água esco lentamente, também sugerindo que a bacia tem uma alta capacidade de armazenamento de água. O que justifica a manutenção do fluxo do rio Sobrado em épocas de estiagem dos meses de maio a setembro (Figura 7).

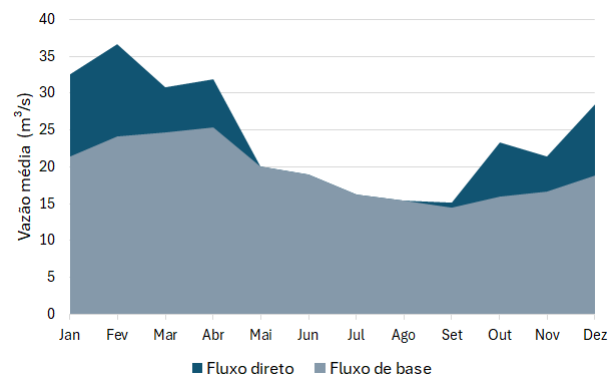


Figura 7. Separação do fluxo de base médio mensal para a bacia do rio Sobrado.

Taxa de recarga da bacia do rio Sobrado pelo método do balanço de massa de cloreto

A fim de validar as taxas de recarga calculadas utilizando a metodologia proposta neste trabalho, foram coletadas amostras de água subterrânea em dois momentos uma na estação chuvosa durante os dias de 21 a 24 de novembro de 2022 e outro no mês de maior recessão hídrica na bacia durante os dias 04 e 05 de setembro de 2023. Foram coletadas amostras de água de poços profundos, conforme Quadro 1. As concentrações de cloreto nas amostras estão elencadas na Tabela 8.

Com base nos resultados de concentração de cloreto da Tabela 8, estimou-se a taxa de recarga para a bacia do rio Sobrado em $48,37\% \pm 9,72\%$ durante a estação chuvosa e $20,71\% \pm 2,59\%$ no mês de maior recessão. Durante a estação chuvosa, a infiltração de água da chuva pode diluir a concentração de cloreto no aquífero, resultando em níveis mais baixos. Já na estação seca, a evaporação pode concentrar os sais, incluindo o cloreto, aumentando sua concentração na água subterrânea.

A média das duas taxas foi de 34,54%. Esta média fornece uma estimativa mais representativa da recarga ao longo do ano, considerando as variações sazonais. No entanto, é importante lembrar que mais medições ao longo do tempo ofereceriam uma visão mais precisa.

Quadro 1. Localização e as características das amostras coletadas para aplicação do método BMC.

Amostra	Nome da amostra	Localização	Data das coletas
A1	Água da chuva (sede Taguatinga – TO)	12°24'19" S; 46°26'0" O	22/11/22
P1	Poço da comunidade Capeba/Taguatinga – TO	12°27'11" S; 46°29'1" O	21/11/22 e 04/09/23
P2	Poço da comunidade Barreiro D'Anta/Taguatinga – TO	12°34'7" S; 46°25'39" O	22/11/22 e 05/09/23
P3	Poço da comunidade Sapateiro/Taguatinga – TO	12°32'54" S; 46°24'41" O	23/12/22 e 05/09/23
P4	Poço da localidade Rodeio/Taguatinga – TO	12°24'49" S; 46°25'41" O	04/09/23
P5	Poço da Comunidade Cajazeiras/Aurora – TO	12°35'59" S; 46°23'20" O	05/09/23
P6	Poço da Comunidade Palma/Aurora – TO	12°40'13" S; 46°21'44" O	05/09/23
P7	Poço da Comunidade Chapada Limpa/Aurora – TO	12°38'50" S; 46°22'59" O	05/09/23

Para validar o método indireto, observou-se uma semelhança entre as taxas de recarga obtidas pelos métodos discutidos anteriormente. A média das taxas de recarga nas depressões analisadas foi de 36,89%, enquanto a taxa de recarga obtida pela separação do fluxo de base foi de 39,12% e a taxa medida pelo método do balanço de massa de cloreto foi de 34,54%. O método mostra que a recarga anual para a bacia do rio Sobrado é de 491,34 mm/ano.

Para verificar a existência de possíveis contaminantes que poderiam influenciar nas taxas de cloreto medidas, como: uso de fertilizantes, esterco animal, esgoto e escoamento urbano, um teste de nitrato foi realizado para amostra P1, resultando em apenas 0,1 mg/l, sugerindo ausência de contaminação.

Os resultados das análises dos pontos amostrados são apresentados na Tabela 8.

Tabela 8. Resultados do teste de concentração de cloreto em amostras de água da chuva e de poços profundos listados no Quadro 1 sendo $TR = \frac{A}{n} \left(\sum_{i=1}^n \frac{1}{P_i} \right)$.

Estação	Cloreto (mg/l)								TR
	A1	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	
Chuvosa	5,62	12,63	14,51	11,56	9,12	-	-	-	48,37% ± 9,72%
Estiagem	5,62	29,72	27,40	29,26	25,08	30,65	28,33	21,83	20,71% ± 2,59%

Conclusões

A taxa de recarga estimada neste estudo, indica um elevado grau de carstificação na área de estudo, com a existência de um aquífero sotoposto de natureza cárstica bem desenvolvido. Isso é corroborado pelas taxas de recarga calculadas para a região, variando de 34,54 a 39,12% por três métodos distintos.

Os resultados obtidos nesta pesquisa demonstram a importância das depressões cársticas na recarga aquífera da bacia do rio Sobrado. A taxa de recarga média nas depressões potenciais, calculada em 36,89% ao ano, mostrou-se comparável à taxa de recarga equivalente ao fluxo de base, que foi de 39,12% ao ano. Essa similaridade indica que a infiltração em depressões cársticas contribui significativamente para a manutenção do fluxo de base, o que é essencial para a segurança hídrica da região. Deste modo, os resultados aqui obtidos, reforçam a hipótese que o balanço hídrico de cada depressão cárstica em uma amostra representativa dessas formações, refletem o que ocorre na bacia como um todo.

Foi possível inferir uma equação para estimar o índice de fluxo de base máximo para o SAB-Oeste em função da relação Q90/Q50. Além disso, a validação do método por meio da análise das concentrações de cloreto, que resultou em uma taxa de recarga de 34,54%, corrobora a representatividade dos dados obtidos. Esses achados indicam que a metodologia aplicada é eficaz para estimar a recarga aquífera em sistemas cársticos, podendo ser utilizada como uma ferramenta de gestão hídrica em regiões com características geológicas semelhantes.

Esta pesquisa desempenhou um papel importante ao proporcionar conhecimento que pode ser direcionado à conservação das depressões cársticas, considerando a contribuição significativa desses locais para a recarga do aquífero.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao PPGCiamb e Universidade Federal do Tocantins pelo auxílio financeiro para realização de atividades de campo e coleta de dados.

Referências

- Allen, R. et al. (2002). Surface energy balance algorithms for land: advanced training and users manual. Kimberly: University of Idaho.
- ANA. (2013). Manual de procedimentos técnicos e administrativos de outorga de direito de uso de recursos hídricos da agência nacional de águas. Brasília: Agência Nacional de Águas - ANA.
- ANA. (2017). Estudos hidrogeológicos e de vulnerabilidade do sistema aquífero Urucuia e proposição de modelo de gestão integrada. Brasília: Agência Nacional de Águas - ANA.
- ANA. (2018a). Hidrogeologia dos ambientes cársticos da bacia do rio São Francisco para a gestão de recursos hídricos, resumo executivo. Brasília: Agência Nacional de Águas - ANA.
- ANA. (2018b). Hidrogeologia dos ambientes cársticos da bacia do Rio São Francisco para a gestão de recursos hídricos, Relatório final. Brasília: Agência Nacional de Águas - ANA.
- ANA. (2021, 10 de dezembro). Hidroweb v3.2.6. Fonte: Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH). Recuperado de <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>

- Ayadi, Y., Mokadem, N., Khelifi, F., Khalil, R., Dhawadi, L., & Hamed, Y. (2024). Groundwater potential recharge assessment in Southern Mediterranean basin using GIS and remote sensing tools: case of Khaled-Teboursouk basin, karst aquifer. *Applied Geomatics*, 16, 677–693. <https://doi.org/10.1007/s12518-024-00573-8>
- Bortolin, T., Reginato, P., Presotto, M., & Schneider, V. (2018). Estimativas de recarga aquífera com uso de filtros digitais em sub-bacias hidrográficas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Rio Grande do Sul. *Scientia cum industria*, 6(2), 21-30. <https://doi.org/10.18226/23185279.v6iss2p21>
- Braga, L. T. P., Velásquez, L. N., Fleming, P., & Rodrigues, P. (2016). Recarga do tipo localizada em região semiárida: estudo de caso em dolinas da bacia do Rio Verde Grande, Minas Gerais. *Águas Subterrâneas*, 30(2), 153-171. <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v30i2.27924>
- Braga, L. T. P., Velásquez, L. N. M., Fleming, P. M., Rodrigues, P. C. H., & da Silva, S. M. (2010). Investigação da recarga do tipo localizada nos aquíferos cársticos do grupo Bambuí em região semi-árida, norte de MG. *Águas Subterrâneas*. Recuperado de <https://aguassubterraneas.abas.org/asubterranea/s/article/view/23090>
- Braun, A. (2021a). DEM generation with Sentinel-1: Workflow and challenges. *European Space Agency*, p. 29.
- Braun, A. (2021b). Retrieval of digital elevation models from Sentinel-1 radar data – open applications, techniques, and limitations. *Open Geosciences*, 13(1), 532-569. <https://doi.org/10.1515/geo-2020-0246>
- Cambráia Neto, A. J. (2019). Recarga de água subterrânea em uma bacia hidrográfica do cerrado brasileiro: estimativa, modelagem e previsão. Viçosa: Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa.
- Carvalho, D., & Silva, L. (2011). Fundamentos de Hidráulica. Rio de Janeiro: UFRJ.
- Chapman, T. G. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and base flow separation. *Hydrological Processes*, 13(5), 701–714.
- Chapman, T. G. (1991). Commenton "Evaluation of Automated Techniques for Base Flow. Water Resources Research and Recession Analyses" by R. J. Nathan and T. A. McMahon, 27(7), 1783-1784.
- Chen, J., et al. (2023). Accumulation, conversion and storage of solute from sinkholes to karst spring under concentrated recharge conditions. *Journal of Hydrology*, 620. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129396>
- Collischonn, W. (2001). Simulação hidrológica de grandes bacias. Porto Alegre: Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Collischonn, W., & Fan, F. M. (2012). Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. *Hydrological Processes*, 26(3), 378–385. <https://doi.org/10.1002/hyp.9391>
- CONAB. (2019). Calendário de plantio e colheita de grãos no Brasil. Brasília: Companhia Nacional de Abastecimento.
- Cunha, S. (2021). Estimativa da evapotranspiração a partir dos satélites Grace. Monte Carmelo: Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Uberlândia.
- Delle Rose, M. (2022). Sinkhole flooding and aquifer recharge in arid to dry sub-humid regions: A systematic review in the perspective of climate change. *Hydrology*, 9(2), 25. <https://doi.org/10.3390/hydrology9020025>
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2), 507-515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Eletrobras. (1985). Metodologia para regionalização de vazões. Instituto de pesquisas hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS.
- Fauvel, M. (2015). Fast forward feature selection of hyperspectral images for classification with Gaussian mixture models. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(6), 2824-2831. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2441771>
- Fontes, J., & Edmunds, W. (1989). The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology: a critical review. Paris: Unesco.
- Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.
- Franco, R., Hernandez, F. B. T., & Teixeira, A. (2015, abril). Aplicação do algoritmo SAFER na determinação da evapotranspiração em condições de sazonalidade climática no noroeste paulista. *Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, 3189-3196.
- Giovanelli, L. (2012). Estimativa da evapotranspiração de referência pelo irrigâmetro nas condições climáticas do sul do estado do Tocantins. Viçosa: Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

- Gonçalves, R., Engelbrecht, B., & Chang, H. (2018). Evolução da contribuição do Sistema Aquífero Urucuia para o Rio São Francisco, Brasil. *Revista Águas Subterrâneas*, 32(1), 1-10. <https://doi.org/10.14295/ras.v32i1.28916>
- Hauwert, N. M., Sharp, J. M. (2014). Measuring autogenic recharge over a karst aquifer utilizing eddy covariance evapotranspiration. *Journal of Water Resource and Protection*, 6(6), 869-879. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2014.69081>
- Hendrickx, J. M., & Walker, G. R. (1997). Recharge from Precipitation. Em I. Simmers, et al., *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas* (19ª ed., pp. 19-143). Balkema: International Association of Hydrogeologists.
- Hepach, P., Bresinsky, L., Sauter, M., Livshitz, Y., & Engelhardt, I. (2024). Comparison of methods to calculate groundwater recharge for karst aquifers under a Mediterranean climate. *Hydrogeology Journal*, 32(7), 1377–1396. <https://doi.org/10.1007/s10040-024-02809-8>
- Huang, F., Gao, Y., Hu, X., Wang, X., & Pu, S. (2024). Influence of precipitation infiltration recharge on hydrological processes of the karst aquifer system and adjacent river. *Journal of Hydrology*, 639, 131656. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.131656>
- IBGE. (2013). Manual técnico de uso da terra (3ª ed.). Rio de Janeiro: IBGE.
- IBGE. (2021, 29 de novembro). Pedologia 1:250.000. Fonte: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Recuperado de <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/pedologia/10871-pedologia.html?=&t=downloads>
- IBGE. (2023, 23 de agosto). Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Fonte: Geologia 1:250.000. Recuperado de <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geologia/15822-geologia-1-250-000.html?=&t=downloads>
- INMET. (2021, 2 de dezembro). Estações automáticas. Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia. Recuperado de <https://portal.inmet.gov.br/servicos/esta%C3%A7%C3%B5es-autom%C3%A1ticas>
- Jiang, C., Jourde, H., Aliouache, M., & Wang, X. (2023). The effect of seasonal variation of precipitation/recharge on karst genesis behaviors in different climatic contexts. *Journal of Hydrology*, 626(Part B), 130385. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2023.130385
- Jones, I., & Banner, J. L. (2000). Estimating recharge in a tropical karst aquifer. *Water Resources Research*, 36(5), 1289-1299. <http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900358>
- Jukić, D., Denić-Jukić, V., & Lozić, A. (2021). An alternative method for groundwater recharge estimation in karst. *Journal of Hydrology*, 126671. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126671>
- Karasiak, N. (2019, 14 de dezembro). Classification tool. Fonte: Github. Recuperado de <https://github.com/nkarasiak/dzetsaka>
- Kirchheim, R., Franzini, A., & Mattiuzi, C. (2018). Avaliação crítica das disponibilidades hídricas subterrâneas em planos de bacia do Estado de São Paulo. *Águas Subterrâneas*, 32(1), 1-4. <https://doi.org/10.14295/ras.v32i1.29466>
- Lopes, A., Andrad, R. G., & Teixeira, A. (2020). Uso do algoritmo SAFER na análise espaço-temporal da evapotranspiração em áreas de produção agropecuária do município de Maracaju, MS. *Brazilian Journal of Animal and Environmental Research*, 3(4). <https://doi.org/10.34188/bjaerv3n4-051>
- Lyne, V., & Hollick, M. (1979). Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. Institute of Engineers Australia National Conference Publication, 79(10), 89-93.
- Mattiuzi, C., Simon, F. W., Kirchheim, R. E., Collischonn, W., Reginato, P. A. R., & Fan, F. M. (2015). Comparação de métodos de estimativa de recarga aquífera aplicados à bacia do rio Ibicuí/RS. XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1-8.
- Mattiuzi, C. D. P., Kirchheim, R., Collischonn, W., & Fan, F. M. (2016). Estimativa de recarga subterrânea a partir da separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do rio Ibicuí (América do Sul). *Águas Subterrâneas*, 29(3), 285-300. <https://doi.org/10.14295/ras.v29i3.28487>
- Moreira, A., et al. (2018). Uso e cobertura do solo da bacia hidrográfica do córrego Samambaia por meio de imagens de diferentes sensores orbitais. *Agrarian Academy, Centro Científico Conhecer*, 5(9), 444-453. https://doi.org/10.18677/Agrarian_Academy_2018a44
- Nascimento, H., & Morais, F. (2023). Diagnóstico geoecológico da paisagem cárstica da bacia do rio Sobrado, sudeste do Tocantins. *Geofronter*, 9, 01-21. <https://doi.org/10.61389/geofronter.v9i1.7564>
- Pereira, H., & Morais, F. (2023). Detecção e delimitação de depressões cársticas na bacia do rio Sobrado - TO, a partir de variados modelos digitais de elevação. *Revista Geociências*, 1(1), 97-117. <https://doi.org/10.5016/geociencias.v42i01.17398>

- Piccini, L., Nannoni, A., & Poggetti, E. (2023). Hydrodynamics of karst aquifers in metamorphic carbonate rocks: results from spring monitoring in the Apuan Alps (Tuscany, Italy). *Hydrogeology Journal*, 31, 241–255. DOI: 10.1007/s10040-022-02569-3
- Planet. (2023, 1 de agosto). Norway's International Climate and Forests Initiative Satellite Data Program. Fonte: Planet Labs PBC. Recuperado de <https://www.planet.com/nicfi/>
- Rennolls, K., Carnell, R., & Tee, V. (1980). A descriptive model of the relationship between rainfall and soil water table. *Journal of Hydrology*, 47(1), 103-114.
- Shen, H., Xu, Y., Liang, Y., et al. (2023). Review: Groundwater recharge estimation in northern China karst regions. *Carbonates and Evaporites*, 38(16). <https://doi.org/10.1007/s13146-022-00841-x>
- Silva, A. B. (2008). Hidrogeologia de meios cársticos. Em F. A. FEITOSA, *Hidrogeologia conceitos e aplicações* (3ª ed., pp. 153-174). Rio de Janeiro: CPRM-LABHID.
- Silva, B., et al. (2016). Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 3-8. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v20n1p3-8>
- Smakhtin, V. (2001). Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, 240(1-2), 147–186. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1)
- Soares, L. (2012). Estimativa da recarga aquífera na bacia do rio Riachão, MG. Belo Horizonte: Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais.
- Somarathne, N., Smettem, K., Lawson, J., Nguyen, K., & Frizenschaf, J. (2013). Hydrological functions of sinkholes and characteristics of point recharge in groundwater basins. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(10), 11423–11449. <https://doi.org/10.5194/hessd-10-11423-2013>
- Souza, J., Silva, V. P. R., Oliveira, L. M. M., & Santos, C. A. C. (2020). Validação do modelo SAFER na estimativa da evapotranspiração da cana-de-açúcar. *Irriga*, 25(2), 247-262. <https://doi.org/10.15809/irriga.2020v25n2p247-262>
- Teixeira, A. H. (2012). Modelling evapotranspiration by remote sensing parameters and agrometeorological stations. *Remote Sensing and Hydrology*.
- Teixeira, A. H., et al. (2013). Large-Scale Water Productivity Assessments with MODIS Images in a Changing Semi-Arid Environment: A Brazilian Case Study. *Remote Sensing*, 5, 5783-5804. <https://doi.org/10.3390/rs5115783>
- Teixeira, A. H., et al. (2015). Determinação da evapotranspiração através de imagens de satélites de diferentes resoluções com e sem a banda termal. *Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR*, 5423-5430.
- Teixeira, A. H., et al. (2020). Water productivity monitoring by using geotechnological tools in contrasting social and environmental conditions: Applications in the São Francisco River basin, Brazil. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 18, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2020.100296>
- Tocantins. (2015). Plano de Bacia hidrográfica do Rio Palma: Relatório Síntese. Palmas: Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos (SEMARH).
- Tocantins. (2018). Processo nº 2018/39001/000013. Palmas: Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos.
- Tucci, C. (2001). *Hidrologia, ciência e aplicação* (2ª ed.). Porto Alegre: Universidade/UFRS: ABRH.
- Wan, W., Döll, P., & Müller Schmied, H. (2024). Global-Scale Groundwater Recharge Modeling Is Improved by Tuning Against Ground-Based Estimates for Karst and Non-Karst Areas. *Water Resources Research*. Advance online publication. DOI: 10.1029/2023WR036182
- West, C., Reinecke, R., Rosolem, R., MacDonald, A. M., Cuthbert, M. O., & Wagener, T. (2022). Ground truthing global-scale model estimates of groundwater recharge across Africa. *Science of the Total Environment*, 858, 159765. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.159765>
- White, W. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. New York: Oxford University Press.
- Wood, W. (1999). Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground Water*, 37, 2-3. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1999.tb00949.x>