

Desempenho dos Modelos Chuva-Vazão Topmodel e Dynamic Topmodel em trecho da bacia hidrográfica do Rio Preto, Minas Gerais

Performance of the Topmodel and Dynamic Topmodel Rainfall-Runoff Models in a section of the Rio Preto basin, Minas Gerais

Og Jacy Caboçu Pires

UFVJM

[https://ORCID 0009-0004-7802-2805](https://ORCID.org/0009-0004-7802-2805)

ogpires@hotmail.com

Cristiano Christófar

UFVJM

[https://ORCID 0000-0002-9957-202X](https://ORCID.org/0000-0002-9957-202X)

cristiano.christofaro@ufvjm.edu.br

Maria Fernanda Ferreira Lacerda

UFVJM

[https://ORCID 0009-0002-9609-6432](https://ORCID.org/0009-0002-9609-6432)

maria.fernanda@ufvjm.edu.br

Matheus de Lima Magalhães

UFVJM

[https://ORCID 0009-0009-6882-5387](https://ORCID.org/0009-0009-6882-5387)

matheus.magalhaes@ufvjm.edu.br

Resumo

Os modelos hidrológicos desempenham um papel fundamental na gestão dos recursos hídricos, permitindo a avaliação dos impactos das mudanças climáticas e das atividades humanas sobre o ciclo hidrológico. Nesse contexto, este estudo comparou o desempenho dos modelos TopModel (TM) e Dynamic TopModel (DTM) na simulação da relação chuva-vazão na bacia do Rio Preto/MG, no trecho sul da Serra do Espinhaço Meridional. Dados diários de chuva, evapotranspiração potencial e vazão entre 2000 e 2018 foram utilizados para a avaliação do desempenho dos modelos. O modelo TM demonstrou melhor desempenho na etapa de calibração, com índices de eficiência (NSE) aceitáveis em todas as simulações (NSE médio de 0,52) e coeficiente de determinação (R^2) de 0,53. O DTM, apesar de considerado uma versão mais avançada do TM, apresentou desempenho inferior em todas as simulações, com NSE médio de 0,08 e R^2 de 0,15. Na etapa de validação, o modelo TM manteve um desempenho razoável, com NSE de 0,45 e R^2 de 0,46, enquanto o DTM continuou a mostrar um desempenho insatisfatório, com NSE de 0,13 e R^2 de 0,18. Nesse contexto, o modelo TM revelou-se mais adequado para a simulação da vazão na região estudada.

Palavra-chave: TopModel; Dynamic TopModel; Bacia do rio Preto.

Abstract

Hydrological models play a crucial role in water resources management, enabling the assessment of the impacts of climate change and human activities on the hydrological cycle. In this context, this study compared the performance of the TopModel (TM) and Dynamic TopModel (DTM) models in simulating the rainfall-runoff relationship in the Rio Preto/MG basin, in the southern section of the Serra do Espinhaço Meridional. Daily data on rainfall, potential evapotranspiration, and flow between 2000 and 2018 were used to evaluate the performance of the models. The TM model showed better performance in the calibration phase, with acceptable efficiency indexes (NSE) in all simulations (average NSE of 0.52) and coefficient of determination (R^2) of 0.53. The DTM, although considered a more advanced version of the TM, presented inferior performance in all simulations, with an average NSE of 0.08 and R^2 of 0.15. In the validation phase, the TM model maintained reasonable performance, with NSE of 0.45 and R^2 of 0.46, while the DTM continued to show unsatisfactory performance, with NSE of 0.13 and R^2 of 0.18. In this context, the TM model proved to be more suitable for simulating flow in the studied region.

Keyword: TopModel; Dynamic TopModel; Rio Preto Basin.

1. Introdução

O manejo de bacias hidrográficas objetiva a integração dos meios de produção e a preservação ambiental de modo a minimizar os impactos negativos e propiciar o desenvolvimento sustentável (Souza e Fernandes, 2000). Sua implementação depende da utilização de variáveis complexas, que incluem indicadores ambientais, séries temporais de dados hidrológicos e modelos hidrológicos (Pinheiro & Naghettini, 2010). Assim, o entendimento da relação chuva-vazão em uma bacia hidrográfica pode contribuir para estudos de disponibilidade hídrica, geração de energia, obras hidráulicas de condução, manutenção do fluxo hídrico, preservação dos mananciais, bem como o controle de secas e cheias (Tucci, 2005).

Os modelos hidrológicos são ferramentas essenciais para representar processos em bacias hidrográficas e prever os efeitos dos parâmetros em comparação com os valores observados (Tucci, 1998). No passado, a coleta de dados e o cálculo das equações complexas eram inviáveis, mas com os avanços tecnológicos, essas limitações foram superadas, tornando os modelos hidrológicos mais comuns em estudos de bacias hidrográficas. Eles são especialmente importantes para caracterizar vazões de outorga em projetos de irrigação (Pereira et al., 2014). Dentre os vários tipos de modelos hidrológicos, destacam-se aqueles que enfatizam o entendimento da relação chuva-vazão em uma bacia hidrográfica (Campos, 2023; Teixeira, 2023). Esses modelos podem contribuir para estudos de disponibilidade hídrica, geração de energia, obras hidráulicas de condução, manutenção do fluxo hídrico, preservação dos mananciais, bem como o controle de secas e cheias (Tucci, 2005). Diversos modelos hidrológicos apresentam como objetivo a caracterização da relação chuva-vazão, como o Swat (Brandão, 2024), Airgr (Coron et al., 2018), e Topmodel (Beven & Kirkby, 1979). O TopModel, destaca-se por apresentar facilidade de implementação, sendo amplamente aplicado em diversos

estudos (Beven et al., 1984; Quinn et al., 1991; Santos, 2001; Freer et al., 2004; Xue et al., 2018; Xiang et al., 2023; Nesru, 2023).

O TopModel (TM) é um modelo conceitual de simulação da relação chuva-vazão que utiliza dados de precipitação e evapotranspiração para prever a vazão. Esse modelo pode ser aplicado em diversas escalas temporais e considera uma variável espacial (índice topográfico) além de parâmetros relacionados às características físicas da bacia, como transmissividade e armazenamento, bem como outros fatores naturais do ambiente estudado (Xiang et al., 2023). O TopModel realiza o agrupamento de áreas similares, resultando em um índice topográfico quase estático e com baixa flexibilidade. A limitação paramétrica, evidenciada pela dificuldade de integrar novos parâmetros espaciais ao TM, foi alvo de críticas por diversos autores. Em resposta, novos modelos baseados no modelo original foram desenvolvidos, como o TOPURBAN (Valeo e Moin, 2000) para áreas urbanas, o STOPMODEL (Walter et al., 2002) para áreas com solos pouco profundos, e o DYPTOP para turfeiras. No entanto, essas novas formulações frequentemente se tornam muito específicas, o que pode inviabilizar a aplicação mais ampla que o modelo original pretendia (Dawdy & O'Donnell, 1965; Grayson & Blöschl, 2000).

O modelo Dynamic TopModel (DTM), desenvolvido por Beven & Freer (2001), é uma versão modificada do modelo TopModel (TM) que mantém os conceitos fundamentais e de ampla aplicação do modelo original. O DTM oferece maior flexibilidade ao utilizar um índice topográfico variável, obtido por meio de uma equação exponencial de onda cinemática aplicada ao índice topográfico de cada unidade de resposta hidrológica (URH) e que varia com o tempo. Além disso, o DTM possibilita a inclusão de novos parâmetros espaciais, como tipos de solo, áreas úmidas e influências antrópicas (Freer et al., 2004; Liu et al., 2009; Coxon et al., 2017; Coxon et al., 2019; Ferguson & Fenner, 2020). Tanto o TM quanto o DTM baseiam suas simulações no balanço hídrico da bacia, um processo que é fortemente influenciado pelo regime pluviométrico (Silva, 2002).

A variedade de modelos hidrológicos na literatura reflete a heterogeneidade das bacias hidrográficas, tornando estudos comparativos essenciais para determinar o modelo mais adequado às especificidades de cada área (Yang et al., 2000; Peters et al., 2003; Niu et al., 2005; Pereira et al., 2016; Hao et al., 2018). Nesse contexto, o presente estudo objetiva avaliar a eficiência dos modelos TopModel (TM) e Dynamic TopModel (DTM) na simulação da relação chuva-vazão em bacias hidrográficas com diferentes graus de intervenção antrópica. Em particular, a análise será focada em áreas com pouca intervenção humana, como o alto da bacia do rio Preto, que é protegido pelo Parque Estadual do Rio Preto. Essa abordagem permitirá uma avaliação mais precisa das características

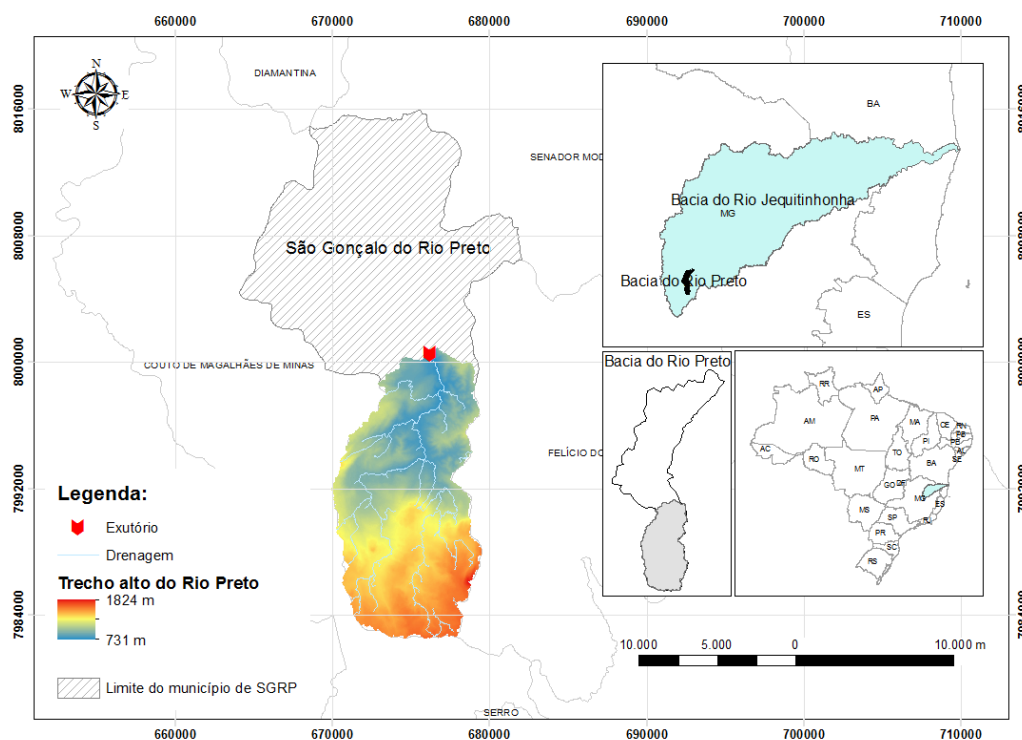
naturais da bacia, sem a influência de atividades antrópicas, contribuindo para a determinação do modelo mais adequado às especificidades da região estudada.

2. Materiais e Métodos

2.1 Área de estudo

A área de estudo está localizada no alto trecho da bacia hidrográfica do Rio Preto, que faz parte da bacia do rio Jequitinhonha na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM). Com cerca de 128 km², a porção sul, conhecida como alto rio Preto, integra aproximadamente um terço da área total da bacia com cerca de 393 km², além de 40% do território do município de São Gonçalo do Rio Preto (Figura 1).

Figura 1. Localização e delimitação do trecho da bacia do rio Preto em São Gonçalo do Rio Preto/MG e na bacia do rio Jequitinhonha.



A área de estudo foi definida a partir da área de captação da estação fluviométrica de São Gonçalo do Rio Preto, código 54220000, localizada no trecho alto da bacia do rio Preto. A área delimitada apresenta cerca de 95% de coincidência com a área do Parque Estadual do Rio Preto (PERP), Unidade de Conservação de Proteção Integral criada em 1994.

Na região encontram-se as nascentes do rio Preto, um dos mais importantes afluentes do rio Araguaí que, por sua vez, é afluente do rio Jequitinhonha, cuja bacia hidrográfica é uma das principais do Brasil. A vegetação predominante do PERP inclui o cerrado, com predomínio das formações Campo

Limpo e Campo Rupestre (Siqueira, 2004). A abundância de recursos hídricos e a morfologia derivada de rochas resistentes ao intemperismo resultam em um ambiente com características que viabilizam a exploração da área para fins turísticos (IEF, 2020).

Corrêa e Fonseca (2010) propõe uma divisão da bacia do rio Preto em quinze partes. Os autores subdividem a área ao sul, o alto rio Preto, onde localiza-se a área investigada no presente estudo, em dois compartimentos denominados de Bloco Soerguido Basculado, bloco IV, e Bloco Quartzítico em patamares escalonados, bloco III. O bloco IV integra toda a região mais ao sul da bacia do rio Preto. Há elevada densidade de drenagens e predomínio de lineamentos para NW. O bloco III, caracteriza-se por média densidade de drenagem, trechos retilíneos e condicionantes estruturais com direção para N. Falhas reversas e normais determinam patamares escalonados, ocasionando em inúmeras quedas d'água, além disso, os lineamentos associados às falhas geram feições retilíneas com direção para NE. Há presença de quartzitos e quartzitos micáceos, além de falhas verticais de direção NW, limitadas por falhas de direção E – W ao sul. Mais ao norte observam-se feições de basculamento com direção para NE.

Os lineamentos condicionam a hidrografia, resultando em padrões paralelos em sua drenagem. No alto curso, observam-se canais irregulares que passam através das rochas quartzíticas, tais como as Cachoeiras do Crioulo e Sempre Viva. A erosão dos quartzitos gera bancos de areia e cascalho, que são aproveitados pela população local como área de lazer. Como exemplo, há a praia do Lapeiro, localizada dentro do município de São Gonçalo do rio Preto, no médio curso do rio. Segundo Beato (2012), o perfil longitudinal do rio Preto, com 71 km de comprimento, origina-se em terrenos rochosos de pouca declividade, apresentando porções de corredeiras e cachoeiras com leito rochoso. Segundo este trabalho, ao atingir 20 km de comprimento longitudinal há uma suavização na declividade do terreno. O comprimento longitudinal da área referente a este estudo foi medido a partir dos dados digitais do terreno, indicando também cerca de 20 km de comprimento em direção a jusante da bacia. Os dados obtidos a partir do MDE possibilitaram perceber uma expressiva diferença entre o ponto mais alto e o mais baixo do terreno (Figura 1). Corroborando com os dados apresentados por Beato (2012) que, além de apontar a diferença altimétrica, registrou inúmeras feições do terreno, bem como a presença do controle estrutural que ilustra o ambiente com paisagens exuberantes.

Beato (2012) dividiu os solos em compartimentos a jusante e a montante. A jusante, com domínio laterítico nos Sistemas Encouraçado e Latossólico com Nódulos, Litodependente e Depósitos Recentes. Observa-se ainda uma forte relação entre as relíquias de couraça e os nódulos presentes nos Latossolos, sugerindo contribuição de sedimentos da couraça ferruginosa em sua composição. A erosão expôs a couraça, gerando um relevo de morros e permitindo a formação de Argissolos. A

montante, nos Sistemas Encouraçado e Latossólico Amarelo, Litodependente e Depósitos Recentes, e Podzolizado, representado por afloramentos contínuos e em grande quantidade. Os Latossolos Amarelos são principalmente identificados em colinas baixas e ombreiras de espigões. Estes, compõem uma topossequência de solos com Cambissolo Háplico do topo a média encosta, com Latossolos Amarelos empobrecidos em argila e em processo de podzolização. Feições cársticas em quartzitos foram identificadas sob a couraça, resultado da percolação de água entre as juntas e fraturas. A sequência dos eventos que desenvolveram o solo até os moldes atuais indicam a formação da couraça como evento mais antigo da cronologia de formação dos solos a montante da bacia do rio Preto. Após a couraça ferruginosa houve o desenvolvimento dos Latossolos, que possuem fragmentos de couraça e nódulos. Houve então a geração dos Argissolos, Organossolos e formação dos Latossolos Amarelos e, por fim, a Podzolização (Beato, 2012).

2.2 Modelagem hidrológica

2.2.1. Modelo hidrológico baseado em topografia (TopModel)

O TopModel é um modelo hidrológico conceitual semi-distribuído, sendo sua característica básica o uso da topografia na simulação dos fluxos de água a partir de dados pluviométricos e fluviométricos (Beven e Kirkby, 1979). A sua estrutura foi desenvolvida com o intuito de possibilitar a representação espacial de bacias hidrográficas, bem como obter uma interpretação física dos processos hidrológicos (Beven, 1997). Está fundamentado em um conceito de déficit de armazenamento, que é função da topografia da bacia. A contabilização dos fluxos de escoamento e dos processos de armazenamento é subdividida em Unidades de Resposta Hidrológica (URHs) similares (mesmo índice topográfico).

O TM foi utilizado para simular o fluxo de água da bacia do rio Preto, utilizando como entrada o índice topográfico, gerado a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE), os dados de chuva e a evapotranspiração potencial. O modelo requer ainda a inclusão de parâmetros físicos relativos ao comportamento hidráulico/hidrológico do solo, tais como escoamento subsuperficial na zona saturada, subsuperficial vertical na zona não saturada e fluxo superficial na saturação. O modelo considera três reservatórios de onde são extraídos os déficits de armazenamento: zona de raízes, zona não saturada e zona saturada. A zona de raízes consiste em um reservatório isolado, não ligado aos demais, sendo influenciado apenas pelo processo de evapotranspiração.

A vazão que permeia a camada é definida pela lei de Darcy e o gradiente potencial hidráulico é calculado de acordo com a declividade na unidade de resposta hidrológica (URH). A transmissividade representa a transmissão da água pelo perfil de solo. Hornberger *et al.* (1998) afirmaram que a profundidade do lençol freático pode ser definida no TM a partir do déficit de saturação local (S_i). O

parâmetro de decaimento da transmissividade (m) representa a profundidade efetiva do solo em associação ao parâmetro T_0 , que simboliza a transmissividade do perfil de solo saturado. Um m alto indica aumento de profundidade do perfil de solo, bem como um m baixo indica sua queda, principalmente, quando ligado a T_0 (Beven *et al.*, 1995). S_i é positivo quando há déficit de armazenamento e negativo na saturação (Beven & Wood, 1983).

Seguindo o conceito de estado estacionário previsto no TM, além da premissa de um perfil de transmissividade com declínio exponencial e espacialmente constante (Beven *et al.*, 1995), uma associação entre o déficit médio de armazenamento \underline{S} e o déficit local S_i pode ser encontrada a partir da equação:

$$\frac{(S - S_i)}{m} = \left[\ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) - \lambda \right] - [\ln(T_0) - \ln(T_e)] \quad \text{Eq. 1}$$

Em que a_i é a área acumulada de subida local, β_i o ângulo de inclinação local, m o parâmetro controlador da taxa de declínio da transmissividade no perfil de solo a partir da profundidade, λ o valor médio do índice topográfico, e T_0 e T_e as transmissividades saturadas local e média, respectivamente (T_0 é considerada espacialmente homogênea nas derivações). Com base na relação entre \underline{S} e S_i e, a partir da equação 1, uma função de distribuição pode ser desenvolvida para o fluxo na zona saturada Qb (m h^{-1}):

$$Qb = \sum_{i=1}^n l_i \tan\beta_i e^{\frac{-S}{m}} e^{-\lambda} \left(\frac{a_i}{\tan\beta_i} \right) \quad \text{Eq. 2}$$

Sendo Qb o somatório das contribuições dos canais de fluxo l_i para a_i . O fluxo da zona saturada de subsuperfície é calculado a partir do \underline{S} , em que Q_0 refere-se ao fluxo da área total (A), no qual $\underline{S} = 0$:

$$Qb = Q_0 e^{\frac{-S}{m}} \quad \text{em que} \quad Q_0 = T_e A e^{-\lambda} \quad \text{Eq.3}$$

Em cada intervalo de tempo t são calculados os fluxos de recarga da zona saturada Q_v e o fluxo saturado de subsuperfície para o fluxo de canal Qb . O \underline{S} é então atualizado para determinar as mudanças que ocorreram na zona saturada:

$$S_t = S_{t-1} + (Q_b - Q_v)_{t-1} \quad \text{Eq.4}$$

2.2.2 Modelo hidrológico dinâmico baseado em topografia (*Dynamic TopModel*)

O Dynamic TopModel (Beven & Freer, 2001) é uma variação do TopModel, permitindo a inclusão de parâmetros espaciais além do índice topográfico. O conceito de que as URHs estão sempre conectadas no fluxo hídrico é aperfeiçoado a partir de uma equação de onda cinemática, que é então introduzida na avaliação do escoamento no perfil de solo:

$$\frac{\Delta q}{\Delta t} = c - cr \quad \text{Eq. 5}$$

Sendo Δq uma variação no armazenamento, c a velocidade de onda cinemática, r a taxa de recarga, Δt o intervalo de tempo, Δx a escala de comprimento, Q_{in} o total de entrada do fluxo em todas as URHs superiores e Q_{out} o resultado de uma função de transmissividade local, de armazenamento local e do ângulo de inclinação local. Beven & Freer (2001) aplicaram então a equação para escoamentos exponenciais ($q = T_0 \tan \beta e^{-s/m}$) a partir da qual é possível calcular a velocidade de onda cinemática c na zona saturada:

$$c = \frac{1}{m} \frac{\Delta q}{\Delta s} T_0 \tan \beta e^{\frac{-s}{m}} = -\frac{1}{m} q \quad \text{Eq. 6}$$

O DTM modifica os conceitos de contribuição do fluxo de subida a partir da inserção do parâmetro sd_{max} (déficit máximo de armazenamento em solo saturado), no qual limita o fluxo para URH's em que o déficit local $S_i \geq sd_{max}$. Para esse modelo, o fluxo de canal Q_b é calculado da seguinte forma:

$$Q_b = \sum_{i=1}^n q_{out, Ai} R_i \quad \text{Eq. 7}$$

Sendo R_i a vazão em cada sub-área A_i em processo de concentração de fluxo para o canal. Caso os fluxos estejam conectados, haverá a contabilização dos mesmos. Esta característica evita a necessidade de um modelo para subcaptações isoladas, observados os comprimentos individuais dos fluxos, há possibilidade dos cálculos de modo individualizado.

2.3. Dados de entrada

2.3.1. Parâmetro espacial

O MDE da bacia foi gerado a partir de imagens da Missão Topográfica *Radar Shuttle* (SRTM), com resolução espacial de 30 metros (Center, 2016). O MDE, bem como o Índice Topográfico (IT) e as demais informações de localização e morfologia do terreno foram geradas a partir do processamento das imagens no programa QGis (versão 2.18).

O Índice Topográfico (IT) consiste em um importante parâmetro de entrada dos modelos TM e DTM. O fluxo é redirecionado para as URHs em que o valor de inclinação é superior aos demais em seu entorno, contabilizando o escoamento gerado para as unidades anteriores e culminando no canal principal até o exutório da bacia. O escoamento é realizado para unidades de resposta hidrológica (URHs) com o mesmo valor do IT a partir da Eq. 8 no TM e com a introdução de uma equação para escoamentos exponenciais (Eq. 6) no DTM. O modelo derivado também utiliza áreas com o mesmo IT para executar os cálculos, facilitando as simulações.

O IT da bacia foi gerado a partir da fórmula:

$$IT = \ln (\alpha / \tan \beta) \quad \text{Eq. 8}$$

Em que “ α ” é a área da URH e “ β ” o ângulo de inclinação local (Kirkby, 1975; Ambroise *et al.*, 1996; Pan, 2012).

O DTM amplia o conceito de escoamento, inserindo variáveis de armazenamento e transmissividade na função do IT a cada URH (Eq. 6), que também elimina o conceito de conectividade para todas as unidades calculadas (Beven & Freer, 2001). As vazões superficiais e a profundidade do lençol freático podem, portanto, serem determinadas com base na contabilização dos escoamentos a partir do IT e dos parâmetros físicos indicados pelos modelos TM e DTM. Quando a profundidade $z_i \leq 0$ o lençol freático está pelo menos no patamar da superfície do solo saturado no ponto i . Há então a geração de escoamentos superficiais em todos os pontos em que $z_i \leq 0$.

O parâmetro *delay* foi utilizado para caracterizar o tempo de residência da precipitação, considerando a distância média do fluxo até o exutório, dada em metros (m) e as proporções das áreas (%) de trechos da bacia. Neste estudo foram utilizados seis comprimentos e, portanto, seis fragmentos da bacia nas simulações dos modelos TM e DTM. Os comprimentos médios e as respectivas áreas proporcionais utilizadas na simulação das vazões no TM e DTM estão registrados na Tabela 1.

Tabela 1. Distância do canal principal a partir de subdivisões para o cálculo das vazões simuladas no TM e DTM, bem como suas respectivas proporções de área de captação com base na área total da bacia, com cerca de 128 km².

Subdivisões	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a	5 ^a	6 ^a
Comprimento (m)	1611	5861	9345	13054	16541	20233
Proporção (%)	18	18	17	22	15	10
Área (km ²)	23	23	22	28	19	13

A camada de distância dos cursos d'água, utilizada como parâmetro espacial nas simulações do DTM, foi gerada para fins de discretização da bacia em unidades hidrológicas. Essa camada origina-se do cálculo da distância euclidiana da rede de drenagem, subtraídas da distância máxima, de modo a aumentar a influência das áreas mais próximas dos cursos d'água.

2.3.2. Chuva e evapotranspiração

Os dados de chuva e vazão foram obtidos nas séries históricas disponibilizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA). As estações Senador Modestino e Mendanha-Montante, respectivamente, códigos 1743018 e 1843003, para os dados pluviométricos e a estação São Gonçalo do Rio Preto, código 54220000, para os dados fluviométricos. A influência de cada estação pluviométrica na simulação do modelo foi dada pelo Polígono de Voronoi (Coelho, 2006), que indicou a estação Mendanha-Montante com cerca de 83% de influência no regime pluviométrico e a estação Senador Modestino com aproximadamente 17%.

As informações de temperatura para o cálculo da evapotranspiração potencial foram adquiridas a partir da estação Diamantina, latitude -18,239° e longitude -43,617°, código 83538, do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). O cálculo foi feito pelo método de Priestley & Taylor (1972) com base em processos diabáticos e corrigido por um fator de ajuste que o torna similar a razão de Bowen (Pereira *et al.*, 1997) e é calculado a partir da equação:

$$\lambda ET_0 = \alpha W(Rn - G) \quad \text{Eq.9}$$

Sendo α o parâmetro de Priestley-Taylor, Rn a radiação líquida, G o fluxo de calor do solo, λ o calor latente de evaporação e W o fator de ponderação vinculado a temperatura e a constante psicrométrica (Pereira *et al.*, 2002).

2.4. Calibração dos modelos

A calibração dos modelos foi realizada para o período de 01/10/2000 a 30/09/2009. O início do processo de simulação ocorreu em outubro, mês em que investigações preliminares indicaram aumento do regime pluviométrico, sugerido por Vieira *et al.* (2010) como o primeiro mês do ano chuvoso para a região. O término do período de calibração foi fixado ao fim de setembro de 2009, totalizando nove ciclos hidrológicos. Para este estudo, os modelos TM e DTM foram calibrados com base em 100 combinações de parâmetros gerados a partir de amostragens Monte Carlo, em associação a ajustes manuais. As faixas de parâmetros utilizadas foram definidas a partir do trabalho de Peters *et al.* (2003) e calibradas de acordo com o desempenho indicado pela função objetivo.

2.5. Função objetivo

A avaliação do desempenho no processo de calibração foi feita a partir do coeficiente de Nash & Sutcliffe (NSE) (Nash & Sutcliffe, 1970), de modo a se obter a melhor combinação de parâmetros. O NSE foi calculado conforme observado na equação 10:

$$NS = 1 - \frac{\sum(Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum(Q_{obs}(t) - Q_{obs})^2} \quad \text{Eq.10}$$

Em que NS equivale ao coeficiente de Nash-Sutcliffe, Q_{obs} a vazão observada e Q_{cal} a vazão simulada a partir de um instante (t). A classificação da qualidade do ajuste foi feita considerando as faixas: perfeito para $NS = 1,00$; adequado ou bom, quando $NS > 0,75$; aceitável ou ruim, nos casos em que $0,36 < NS < 0,75$; e não aceitável, quando $NS < 0,36$ (Gottschalk & Motovilov, 2000).

2.6. Validação dos modelos

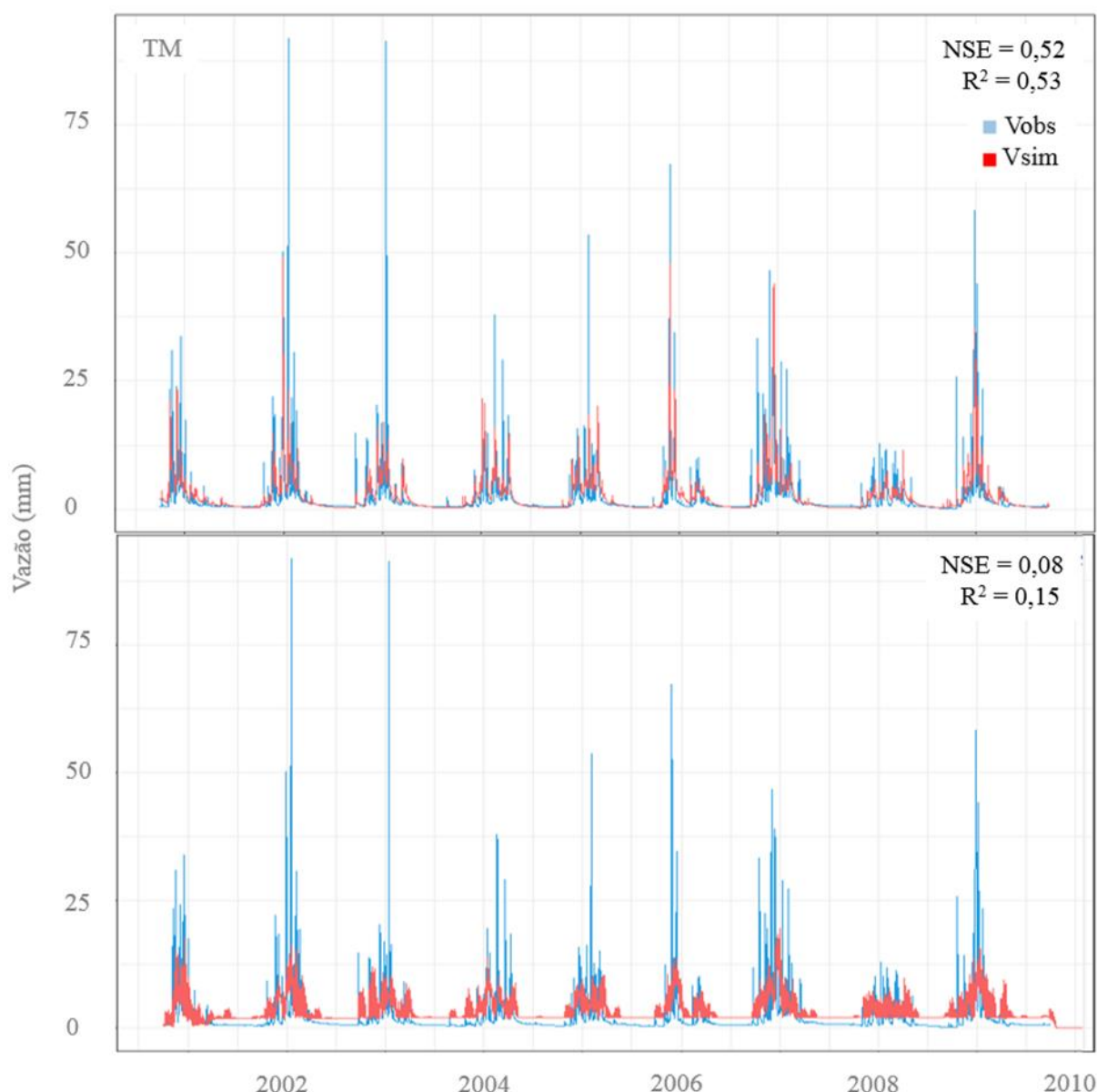
O período de validação dos modelos TM e DTM foi de 01/10/2009 a 30/09/2018, sendo utilizadas as combinações de parâmetros ótimos identificados na calibração de cada modelo. A validação considerou nove ciclos hidrológicos anuais. O desempenho da validação foi avaliado com base no NSE, R^2 , RMSE e MAE. Todas as simulações e análises dos modelos TM e DTM foram efetuadas no programa R (R Core Development Core Team, 2010), a partir dos pacotes TopModel (Beven *et al.*, 1995) e Dynamic Topmodel (Metcalf *et al.*, 2015).

3. Resultados e Discussão

3.1 Calibração

A Figura 2 ilustra as curvas calibradas para o TM e DTM, segundo os dados SRTM e, respectivamente, bem como a vazão observada para o período calibrado e os respectivos coeficientes NSE e R^2 .

Figura 2. Hidrogramas (m) das vazões observadas (Vobs) e simuladas (Vsim) nos modelos TM e DTM na calibração utilizando o MDE de 30 m do (SRTM).



Os coeficientes NSE e R^2 obtidos após a calibração do TopModel (TM) registraram desempenhos aceitáveis ou ruins, com pequena variação entre os MDE's utilizados (Figuras 2). Para o Dynamic

TopModel (DTM) os resultados não alcançaram o limite mínimo de aceitação indicado por este estudo em nenhuma das simulações.

A dinâmica das vazões simuladas no TM e DTM divergem entre si, com TM apresentando resultados mais próximos às vazões observadas (Figura 2). A melhoria de desempenho do DTM com o uso do MDE baseado em SRTM, não foi suficiente para classificá-lo como aceitável (Figura 2). O TM ilustra curvas com precisão moderada em relação a vazão observada e dificuldade em representar os eventos de pico ou extrema vazão, enquanto que o DTM não representa a vazão observada para o período calibrado. Estes resultados foram também observados a partir do desempenho registrado em ambos os modelos (Figura 6). Observa-se ainda para TM vazões levemente inferiores às observadas e subestimação da representação dos eventos de pico. Vestenaa et al. (2013) identificaram também problemas na representação das vazões de pico no modelo TM (England et al., 2007; Velleux et al., 2008). Peters et al. (2003) perceberam melhores representações nos limites de previsões das vazões no modelo DTM quando comparado ao TM, considerando um período de três anos hidrológicos, de outubro a setembro. No presente estudo, o DTM inicia a simulação com representações melhores com relação às vazões observadas até o fim do primeiro ciclo chuvoso (01/10/2000 a 31/03/2001). Quando comparadas as vazões observadas após este intervalo, percebe-se um deslocamento abrupto na curva das vazões simuladas, que continua incongruente com as vazões observadas até o fim do período calibrado, resultando em um baixo desempenho.

Salviano (2019) estudou o desempenho do modelo TM aplicado a bacia do rio Muriaé em conjunto à telemetria e sensoriamento remoto a partir dos métodos de Análise Objetiva Estatística (ANOBES) e Técnica de Morphing do Centro de Previsão do Clima (CMORPH). Neste estudo, o autor investigou ainda o desempenho do modelo de acordo com o coeficiente de Nash & Sutcliffe (NSE) e a partir de séries temporais independentes e anuais. As séries independentes foram avaliadas com base em dados hidrológicos de 2016 a 2018. Na calibração, o NSE variou de 0,7 a 0,9, enquanto na validação foi de - 0,8 a 0,3. Segundo Salviano (2019), os resultados ruins foram considerados, em parte, resultado do pequeno número de eventos hidrológicos registrados neste período. Para as séries anuais, os períodos de calibração (2009 e 2010) e validação (2011 e 2012) atingiram resultados de desempenho em cerca de 0,6.

Para o TM, os parâmetros de transmissividade m e $\ln(T_0)$ apresentaram as maiores sensibilidades durante a calibração. O parâmetro de recessão da transmissividade (m) variou entre 0,02 e 0,04 nos melhores resultados do modelo. O parâmetro $\ln(T_0)$ reforça a ideia de associação entre o NSE e os parâmetros relacionados à transmissividade do solo quando refinado por métodos manuais, no entanto, a sensibilidade foi menos expressiva. Varella e Campana (2000) perceberam também os parâmetros m

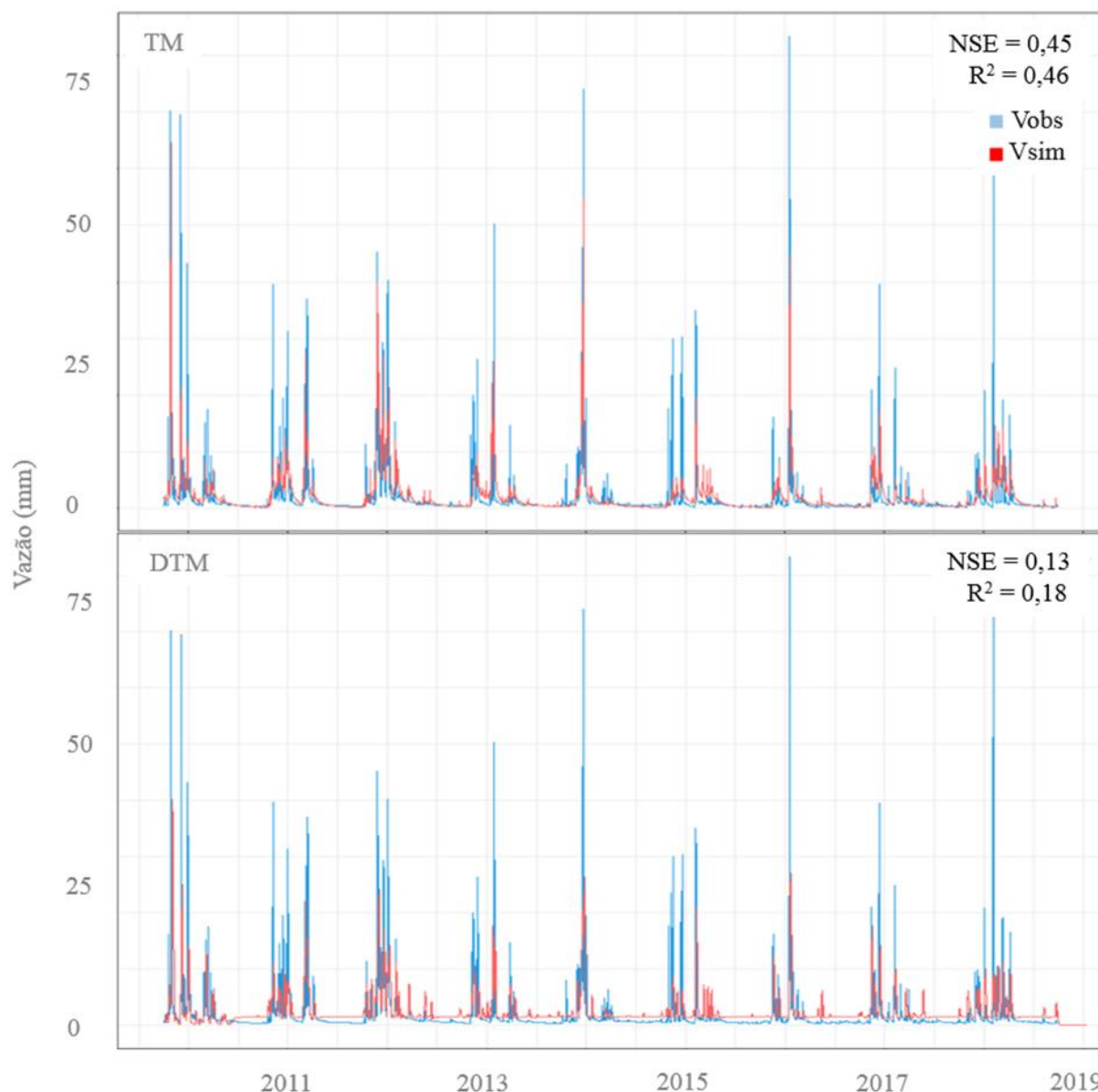
e $\ln(T_0)$ como os mais sensíveis na representação da bacia do rio Descoberto no Distrito Federal por meio de uma versão do modelo TopModel (TM) com base no método de calibração por tentativa e erro. A análise de sensibilidade do modelo DTM indicou baixa influência de todos os parâmetros, com um aumento pouco expressivo para m e $\ln(T_0)$. O desempenho ruim sugere que o modelo não representa adequadamente a vazão observada no alto da bacia do Rio Preto.

Peters *et al.* (2003) avaliaram três formulações (M1, M2, M3) do TopModel e Dynamic TopModel a fim de verificar as respostas dos modelos a diferentes entradas de parâmetros espaciais na bacia de *Panola Mountain*, Geórgia. Os autores avaliaram os modelos a partir de calibrações automáticas e perceberam que houve melhorias nas estimativas de fluxo de recessão e limites de previsões nas versões do Dynamic TopModel (M2 e M3) em comparação ao TopModel (M1), e que os melhores resultados do NSE foram percebidos nas simulações do Dynamic TopModel com três parâmetros adicionais (M3). No entanto, quando avaliados sob as mesmas condições espaciais (M1 e M2) o modelo original (M1) registrou melhores resultados de eficiência. Peters *et al.* (2003) identificaram o parâmetro de transmissividade $\ln(T_0)$ como o mais relevante na calibração dos modelos. O parâmetro de recessão da transmissividade (m) foi menos expressivo e indicou baixa relevância na determinação dos parâmetros ótimos. Os autores identificaram o parâmetro $sdmax$ como pouco sensível à modelagem da bacia de *Panola Mountain*. Eles associaram a baixa na eficiência dos modelos de M1(TM) para M2(DTM) a inclusão do parâmetro $sdmax$ na formulação do DTM a fim de diminuir as contribuições ilusórias, induzindo a perda de desempenho, mas contribuindo para uma representação mais real da conectividade do fluxo. Peters *et al.* (2003) perceberam ainda eficiências baixas na representação de períodos secos. Nesse estudo, os melhores resultados do NSE foram 0,69 para o TopModel e 0,83 para o Dynamic Topmodel.

3.2 – Validação

No presente estudo, o período de validação registra queda de desempenho para o TM e melhora para o DTM, considerando o MDE SRTM. Analogamente à calibração, TM está compreendido no limite aceitável proposto por Gottschalk & Motovilov (2000), enquanto o DTM registrou valores de desempenho abaixo deste limite ($< 0,36$). O desempenho dos modelos calibrados nos anos de validação a partir do NSE e R^2 , bem como as curvas observadas e simuladas neste período estão compreendidas na Figura 3.

Figura 3. Hidrogramas (*m*) das vazões observadas (Vobs) e simuladas (Vsim) nos modelos TM e DTM na validação (SRTM).



Visualmente não se observam variações representativas da vazão simulada e observada no período calibrado para o modelo TM (Figura 2). O DTM determinou valores de desempenho superiores aos identificados na calibração, com poucas diferenças entre as curvas simuladas, indicando sensibilidade do modelo ao primeiro ciclo chuvoso, culminando em representações ruins a partir do término deste primeiro ciclo. A baixa variação no desempenho dos modelos TM e DTM entre os períodos de calibração e validação são também observados na pouca diferença entre os respectivos gráficos (Figuras 2 e 3).

Silva e Kobiyama (2007) avaliaram três formulações do modelo TM, sendo a primeira proposta por Beven et al. (1984), a segunda por Campling et al. (2002) e a terceira sugerida por Datin (1998). Os

autores investigaram o desempenho dos modelos segundo o NSE quando aplicados à bacia do rio Pequeno no Paraná, indicando valores próximos a 0,65 de eficiência modelada no período de calibração dos três modelos. A validação apontou um resultado máximo de 0,85 para o segundo modelo estudado. O autor percebeu ainda uma baixa eficiência na representação dos eventos de pico, com RMSE de até 0,4 m em todos os modelos.

Blasone et al. (2008) estudaram uma estrutura de calibração por meio de inúmeros critérios de avaliação e identificação das incertezas de modelos hidrológicos distribuídos, integrados e de base física. O método GLUE foi empregado a partir do modelo MIKE-SHE (Graham e Butts, 2006; Silva et al., 2018), que foi então calibrado automaticamente e desenvolvido para a bacia do Karup River na Dinamarca. Os autores identificaram desempenhos semelhantes entre os períodos de calibração e validação, ilustrando hidrogramas parecidos, sendo verificada uma leve superestimação do escoamento no período validado.

No entanto, os resultados obtidos no presente estudo indicam baixo desempenho dos modelos, com apenas os resultados do modelo TM sendo considerados suficientemente aceitáveis utilização na região. Contudo, a utilização do modelo TM deve ser efetuada com cautela, devendo ser testada em outras bacias da região.

4. Conclusão

O modelo TM apresentou melhor desempenho, com NSE aceitável nas duas simulações. O DTM apontou desempenho inferior em todas as simulações.

Os erros médios quadrático e absoluto não apresentaram grande variação entre os modelos, contudo, mais uma vez DTM apresentou os piores resultados, independente do MDE utilizado.

Os parâmetros de transmissividade, m e $\ln(T_0)$, apresentaram maior sensibilidade em ambos os modelos, destacando-se a maior sensibilidade de m . No entanto, podem não representar as características físicas naturais da bacia. A calibração automática demonstrou baixa produtividade e eficiência quando aplicada ao DTM. Para o TM, o método gerou resultados rápidos e com desempenho aceitável.

Apenas o modelo TM é suficientemente aceitável para ser utilizado na região a fim de obter dados de vazão estimada. Apesar do melhor desempenho, este estudo sugere ainda que a utilização do modelo TM deve ser efetuada com cautela na região.

Estudos complementares, avaliando variações na escala temporal de avaliação e as características geológicas locais, bem como sua relação com os parâmetros dos modelos, podem resultar em uma

melhor compreensão da dinâmica hidrológica da região do alto rio Preto, contribuindo para a gestão dos recursos hídricos regionais.

Referências

- Ambroise, B.; Beven, K.; Freer, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. **Water Resources Research**, 32(7), p. 2135-2145.
- Beato, D. (2012). Estudo do relevo e dos solos da bacia do Rio Preto-Espinhaço Meridional-MG. Dissertação de doutorado. Universidade de São Paulo/USP.
- Beven, K. J.; Kirkby, M. J. (1979). A physically based variable contribution area model of basin hydrology. **Hydrological Science**. Bulletin 24(1), p.43-69.
- Beven, K. J.; Wood, E. F. (1983). Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. **Journal of Hydrology**, 65, p. 139-158. Amsterdam.
- Beven, K. J.; Kirkby, M. J.; Schofield, N.; Tagg, A. F. (1984). Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. **Journal of Hydrology**, 69(1-4), p. 119-143.
- Beven K. J.; Lamb R.; Quinn P.; Romanowicz R.; Freer J. (1995). *TOPMODEL*. In: Sing VP (Ed), Computer Models of Watershed Hydrology. **Water Resources Publications**, pp. 627-668. Colorado.
- Beven, K. J. (1997). Distributed hydrological modelling: applications of the TOPMODEL concept. John Wiley&Sons. Chischester, UK.
- Beven K. J.; Freer J. (2001). A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes* 15, p. 1993-2011.
- Center, U. E. D. (2016). SRTM Documentations. United States Geological Survey.
- Blasone, R. S.; Madsen, H.; Rosbjerg, D. (2008). Uncertainty assessment of integrated distributed hydrological models using GLUE with Markov chain Monte Carlo sampling. **Journal of Hydrology**, 353(1-2), p. 18-32.
- Brandão, L. D. O. D. A. (2024). Utilização do modelo SWAT para análise de respostas hidrológicas em diferentes cenários na Bacia Hidrográfica do Rio Paraguaçu-Bahia. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Campling, P.; Gobin, A.; Beven, K. J.; Feyen, J. (2002). Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: The TOPMODEL approach. **Hydrological Processes**, 16, p. 231-253. Chichester.
- Campos, M. D. L. C. (2023). Aperfeiçoamento e aplicação de modelo hidrológico chuva-vazão para simulação sub-diária de eventos de cheias. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.
- Coelho, G. B. (2006). Análise e simulação do processo de transformação de chuva em vazão com suporte de Sistema de Informações Geográficas (SIG). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.

Conox, G.; Freer, J.; Lane, R.; Musuuza, J.; Woods, R.; Wagener, T.; Howden, N. (2017). An evaluation of Dynamic TOPMODEL in natural and human-impacted catchments for low flow simulation. In EGU **General Assembly Conference Abstracts**, 19, p. 9261.

Conox, G.; Freer, J.; Lane, R.; Dunne, T.; Knoben, W. J.; Howden, N. J.; Woods, R. (2019). DECIPHER v1: Dynamic fluxEs and ConnectIvity for Predictions of HyDRology. **Geoscientific Model Development**, 12(6).

Corrêa, B. A. C.; Fonseca, D. N. (2010). Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da Bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional–MG. **Revista de Geografia (Recife)**, 27(1. Esp), p. 72-86.

Coron, L.; Perrin, C.; Delaigue, O.; Thirel, G.; Michel, C. (2018). airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling. R package version 1.0.10.11.

Datin, R. (1998). Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides: traitements des incertitudes et intégration des la variabilité spatiale de la pluie. Développements de TOPMODEL pour le prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. PhD thesis, INP Grenoble.

Dawdy, D. R.; O'donnell, T. (1965). Mathematical models of catchment behavior. **Journal of the Hydraulics Division**, 91(4), p. 123-137.

England, J.; Velleux, M.; Julien, P. (2007). Two-dimensional simulations of extreme floods on a large watershed. **Journal of Hydrology**, 347(1), p. 229-241.

Ferguson, C.; Fenner, R. (2020). Evaluating the effectiveness of catchment-scale approaches in mitigating urban surface water flooding. **Philosophical Transactions of the Royal Society A**, 378(2168), p. 20190203.

Freer, J. E.; McMillan, H.; McDonnell, J. J.; Beven, K. J. (2004). Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures. **Journal of Hydrology**, 291(3-4), p. 254-277.

Gottschalk, L.; Motovilov, Y. (2000). Macro-scale hydrological modelling—a scandinavian experience. In International Symposium on: 'Can science and society save the water crisis in the 21st century—**Reports from the World**, p. 38-45.

Graham, D. N.; Butts, M. B. (2006). Flexible, integrated watershedmodelling with MIKE-SHE. In: Singh, V.P., Frevert, D.K. (Eds.), **Watershed Models**, p. 245–272.

Grayson, R.; Blöschl, G. (2000). Spatial Modelling of Catchment Dynamics. In: R. Grayson; G. Blöschl (Eds.); **Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling**. 1st ed., p.51–81. **Cambridge University Press**. Cambridge.

Hao, G.; Li, J.; Song, L.; Li, H.; Li, Z. (2018). Comparison between the TOPMODEL and the Xin'anjiang model and their application to rainfall runoff simulation in semi-humid regions. **Environmental Earth Sciences**, 77(7), p. 279.

Hornberger, G. M.; Raffensperger, J. P.; Wiberg, P. L. (1998). Elements of Physical Hydrology. Baltimore: **The Johns Hopkins University Press**, 302 p.

IEF - Instituto Estadual de Florestas. (2020). Parque Estadual do Rio Preto.

Kirkby, M. J. (1975). Deterministic continuous slope models. School of Geography, University of Leeds.

Kirkby M. J. (1975). Hydrograph modelling strategies. In Peel, R., Chisholm, Michael, Haggett, Peter, & University of Bristol. Department of Geography. (Eds.). Processes in physical and human geography: Bristol essays. p. 69-90. Heinemann Educational. London.

Liu, Y.; Freer, J.; Beven, K.; Matgen, P. (2009). Towards a limits of acceptability approach to the calibration of hydrological models: Extending observation error. **Journal of Hydrology**, 367(1-2), p. 93-103.

Metcalf, P.; Beven, K.; Freer, J. (2015). Dynamic TOPMODEL: A new implementation in R and its sensitivity to time and space steps. **Environmental Modelling & Software**, 72, p. 155-172.

Nash, J. E.; Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. **Journal of hydrology**, 10(3), p. 282-290.

Nesru, M. (2023). A review of model selection for hydrological studies. **Arabian Journal of Geosciences**, 16(2), p. 102.

Niu, G. Y.; Yang, Z. L.; Dickinson, R. E.; Gulden, L. E. (2005). A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 110(D21).

Pan, F.; King, A. W. (2012). Downscaling 1-km topographic index distributions to a finer resolution for the TOPMODEL-based GCM hydrological modeling. **Journal of Hydrologic Engineering**, 17(2), p. 243-251.

Pereira, A. R.; Villa Nova, N. A.; Sedyama, G. C. (1997). Evapotranspiração. p. 183. FEALQ, Piracicaba.

Pereira, A. R.; Angelocci, L. R.; Ssentelhas, P. C. (2002). Agrometeorologia: Fundamentos e aplicações práticas. Agropecuária, p. 478. Guaíba.

Pereira, D. D. R.; Martinez, M. A.; Almeida, A. Q. D.; Pruski, F. F.; Silva, D. D. D.; Zonta, J. H. (2014). Hydrological simulation using SWAT model in headwater basin in Southeast Brazil. **Engenharia Agrícola**, 34(4), p. 789-799.

Pereira, D. R.; Uliana, E. M.; Martinez, M. A.; Silva, D. D. (2016). Desempenho de um modelo hidrológico concentrado e de um semidistribuído na predição de vazões diárias. **Irriga**, 21(2), p. 409-409.

Peters, N. E.; Freer, J.; Beven, K. (2003). Modelling hydrologic responses in a small forested catchment (Panola Mountain, Georgia, USA): a comparison of the original and a new dynamic TOPMODEL. **Hydrological Processes**, 17(2), p. 345-362.

Pinheiro, V. B.; Naghettini, M. (2010). Calibração de um modelo chuva-vazão em bacias sem monitoramento fluviométrico a partir de curvas de permanência sintéticas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 15(2), p. 143-156.

Priestley, C. H. B.; Taylor, R. J (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly weather review**, 100(2), p. 81-92.

Quinn, P. F. B. J.; Beven, K.; Chevalier, P.; Planchon, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. **Hydrological processes**, 5(1), p. 59-79.

Salviano, M. F. (2019). Modelagem hidrológica da bacia do rio Muriaé com TOPMODEL, telemetria e sensoriamento remoto. Dissertação de doutorado.

Santos I. (2001). Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: estudo da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR. Dissertação de mestrado. Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná.

Silva, J. M. A. D. (2002). Modelo hidrológico para o cálculo do balanço hídrico e obtenção do hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas: desenvolvimento e aplicação. Tese de doutorado. 142p. Universidade Federal de Viçosa-UFV. Viçosa-MG.

Silva, R. D.; Kobiyama, M. (2007). Estudo comparativo de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre**, 12(2), p. 93-105.

Silva, T. E.; da Silva, S. M.; Guiguer, N. (2018). Aplicação do software MIKE SHE na modelagem numérica integrada do fluxo de água subterrânea e superficial nas minas N3, N4 E N5. **Águas Subterrâneas**.

Siqueira, J. D. P. (2004). Plano de Manejo do Parque Estadual do Rio Preto. Relatório Final Vol 1. Curitiba.

Souza, E. R.; Fernandes, M. R. (2000). Sub-bacias hidrográficas: unidades básicas para o planejamento e a gestão sustentáveis das atividades rurais. Inf. **Agropec**, 207, p. 15- 20. , Belo Horizonte.

Team, R. (2010). R: a language and environment for statistical computing. R Development Core Team.

Teixeira, L. E. (2023). Comportamento das séries hidrológicas e mudanças no uso e cobertura do solo na bacia hidrográfica do rio de Contas, Bahia. 2023. 89 f. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão.

Tucci, C. E. M. (1998). Modelos hidrológicos. Porto Alegre: Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 669 p.

Tucci, C. E. M. (2005). Modelos hidrológicos. Porto Alegre: Editora da UFRGS.

Valeo, C.; Moin, S. M. A. (2000). Variabel source area modelling in urbanizing watersheds. **Journal of Hydrology**, 228, p. 68-81. Amsterdam.

Varella, R. F.; Campana, N. A. (2000). Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 5(4), p. 121-139. Porto Alegre.

Velleux, M.; England, J.; Julien P. (2008). TREX: Spatially Distributed Model to Assess Watershed Contaminant Transport and Fate. **Science of the Total Environment**, 404(1), p. 113-128.

Vestena, L. R.; Weber, J. F.; Stehlib, P. T.; Joquer, E. (2013). Uso dos modelos hidrológicos TOPMODEL e TREX para simulação do processo chuva-vazão da bacia do rio Caeté, região serrana do estado de Santa Catarina, Brasil. **Mecânica Computacional**. 32, p. 2837-2854.

Vieira, J. P.; de Souza, M. J.; Teixeira, J. M.; Carvalho, F. P. D. (2010). Estudo da precipitação mensal durante a estação chuvosa em Diamantina, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 14(7), p. 762-767.

Walter, M. T.; Steenhuis, T. S.; Mehta, V. K.; Thongs, D.; Zion, M.; Schneiderman, E. (2002). Refined conceptualization of TOPMODEL for shallow subsurface flows. **Hydrological Processes**, 16 (10), p. 2041-2046.

Xiang, X.; Ao, T.; Li, X. (2023). Application of a fractional instantaneous unit hydrograph in the topmodel: A case study in chengcun basin, China. **Applied Sciences**, 13(4), p. 2245.

Xue, L.; Yang, F.; Yang, C.; Wei, G.; Li, W.; He, X. (2018). Hydrological simulation and uncertainty analysis using the improved TOPMODEL in the arid Manas River basin, China. **Scientific reports**, 8(1), p. 1-12.

Yang, D.; Herath, S.; Musiak, K. (2000). Comparison of different distributed hydrological models for characterization of catchment spatial variability. **Hydrological Processes**, 14(3), p. 403-416.