

XXIV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS

APLICAÇÃO DO MÉTODO DO BALANÇO HÍDRICO SAZONAL PARA A BACIA DO RIO DAS CALDAS

Nathan Streisky da Silva¹; Nelson Luís da Costa Dias²

Resumo – Estimativas realistas de evapotranspiração real são de extrema importância para a gestão de bacias hidrográficas. Entretanto, apesar dos diversos avanços observados em metodologias e equipamentos que visam a obtenção dessas estimativas de maneira operacional, a evapotranspiração continua sendo um dos componentes de mais difícil mensuração no balanço hídrico e um desafio à ciência da hidrologia. O objetivo deste trabalho foi realizar estimativas de evapotranspiração real para a bacia do rio das Caldas no estado de Goiás durante o período entre 1980 e 2018 utilizando o método do Balanço Hídrico Sazonal (BHS). Para refinar as estimativas de evapotranspiração, foi utilizado também o modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração Mensal (HEM). Ambos os modelos obtiveram estimativas de evapotranspiração que mantiveram a conservação de massa ao longo do tempo, além dos resultados obtidos estarem de acordo também com os regimes climático e hidrológico da região.

Palavras-chave: evapotranspiração, análise de recessão, modelo hidrometeorológico.

Abstract – Reliable estimates of evapotranspiration are extremely important for watershed management. However, despite several improvements in methodologies and measurement systems, they remain one of the most difficult components of water budget to obtain, and a challenge to the science of hydrology. The aim of this paper was to make estimates of actual evapotranspiration for the Caldas river basin in the state of Goiás during the period between 1980 and 2018 using the Seasonal Water Budget (SWB) method. In order to refine the evapotranspiration estimates, the Hydrometeorological Evapotranspiration Monthly (HEM) model was used. Both models generate evapotranspiration estimates that conserve mass over time; in addition, the results obtained are also in accordance with the climatic and hydrological regimes of the region.

Keywords: evapotranspiration, recession analysis, hydrometeorological model

¹ Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR, e-mail: nathanstreisky@gmail.com

² Professor adjunto ao Departamento de Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Paraná, Curitiba/PR, e-mail: nelsonluisdias@gmail.com

INTRODUÇÃO

Evapotranspiração é o termo utilizado para descrever o fenômeno físico de transferência de água da superfície terrestre para a atmosfera através da combinação do processo de evaporação que ocorre em superfícies líquidas e solo encharcado juntamente com a transpiração da vegetação e outros seres vivos (BRUTSAERT, 1982). Além de ser um importante componente no balanço hídrico, a evapotranspiração possui também um papel de ligação entre os processos hidrológicos e energéticos podendo inclusive alterar a dinâmica da atmosfera (MIRALLES *et al.*, 2011).

Estimativas realistas de evapotranspiração são cruciais em muitas aplicações como gestão de recursos hídricos, modelagem hidrológica, previsões de períodos de estiagem e projetos de irrigação (VERCAUTEREN *et al.*, 2009). Diversos são os métodos utilizados para obtenção de séries de evapotranspiração como por exemplo lisímetros, covariância de vórtices turbulentos e tanques de evaporação. Entretanto, apesar dos avanços observados nos últimos anos, a utilização de algumas técnicas ainda é bastante dificultada pelo custo de aquisição e manutenção dos equipamentos e também pelo fato de que em geral elas fornecem apenas estimativas pontuais, necessitando assim de uma rede de monitoramento que muitas vezes é inviável (LIOU; KAR, 2014).

Nesse contexto, a utilização de modelos matemáticos para obtenção de séries de evapotranspiração a partir de dados que são comumente medidos em estações hidrometeorológicas (precipitação, temperatura do ar, umidade relativa, velocidade do vento, etc.), torna-se uma alternativa bastante razoável.

O Método do Balanço Hídrico Sazonal (BHS) desenvolvido por Dias e Kan (1999) possibilita a realização de estimativas de evapotranspiração real (E_R) entre recessões hidrológicas. Trata-se de um método baseado na equação do balanço hídrico e que permite não apenas a realização de estimativas de evapotranspiração em períodos que variam entre 15 e 90 dias aproximadamente, mas também do armazenamento de água no solo durante todo o período de análise.

O objetivo deste trabalho foi realizar a estimativa e analisar o comportamento da evapotranspiração real na bacia hidrográfica do rio das Caldas no estado de Goiás utilizando o Método do Balanço Hídrico Sazonal.

MÉTODO DO BALANÇO HÍDRICO SAZONAL – BHS

Considerando a equação instantânea do balanço hídrico:

$$\frac{dS}{dt} = P - Q - E_R, \quad (1)$$

onde S é o armazenamento de água no solo, P é a precipitação, e Q é a vazão. Brutsaert (1982) define uma recessão hidrológica como o período de tempo em que $P = 0$ e durante o qual a vazão do rio resulta primariamente da drenagem da água armazenada no solo. Suponha que ao final desse intervalo a umidade do solo reduziu-se e que a evapotranspiração pode ser em primeira análise desprezada. Com isso, a equação (1) pode ser simplificada para

$$\frac{dS}{dt} = -Q. \quad (2)$$

Brutsaert e Nieber (1977) desenvolveram um método para descrever o comportamento da água no solo durante um período de recessão e demonstraram que na ausência de precipitação ou qualquer outro tipo de entrada de água na bacia hidrográfica, existe uma relação única entre o armazenamento de água no solo e a taxa de drenagem para o corpo d'água. Trata-se de uma relação não linear descrita por

$$Q = aS^b. \quad (3)$$

O resultado da equação (2) quando $S = \left(\frac{1}{a}Q\right)^{\frac{1}{b}}$ e considerando também o caso particular válido para longos períodos de recessão em que $b = 1$ torna-se

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ, \quad (4)$$

onde $a = 1/T_r$ e T_r é a constante de recessão. Integrando para Δt ,

$$Q(t + \Delta t) = \kappa Q(t), \quad (5)$$

onde $\kappa = e^{-\Delta t/T_r}$ é o ângulo de inclinação da envoltória superior do gráfico $Q(t) \times Q(t + \Delta t)$ (NATHAN; MCMAHON, 1990; SUJONO *et al.*, 2004), determinando-se assim o valor de T_r .

Com isso a equação do balanço hídrico (1) pode ser rearranjada para estimar a evapotranspiração real média entre dois fins de recessão consecutivos

$$\bar{E}_{Ri} = \bar{P} - \bar{Q} - \frac{T_r Q_f - T_r Q_i}{\Delta t}, \quad (6)$$

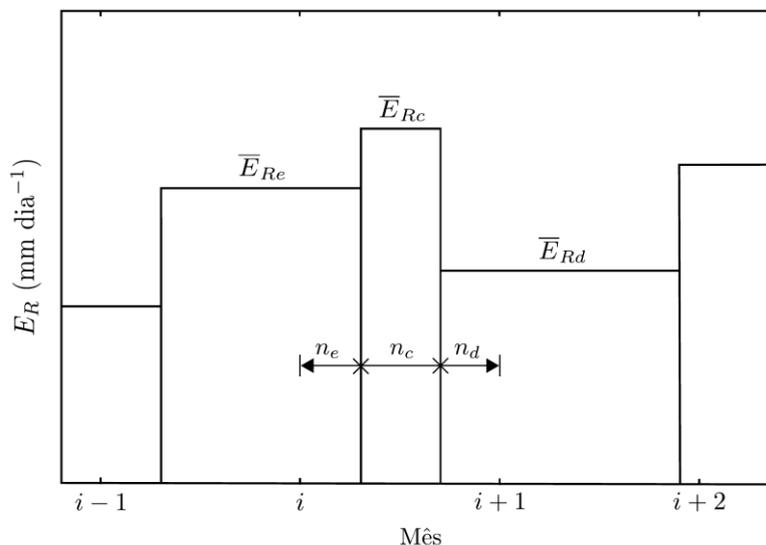
onde \bar{E}_{Ri} , \bar{P} e \bar{Q} são os valores médios de evapotranspiração, precipitação e vazão respectivamente; Q_i é vazão do último dia da recessão anterior; Q_f é vazão do último dia da recessão atual; T_r é a constante de recessão e Δt é o período em dias entre as recessões.

Como as séries de evapotranspiração produzidas pelo BHS seguem o comportamento das recessões hidrológicas, elas acabam sendo distribuídas de uma maneira irregular. Isso dificulta a sua utilização prática e por isso é necessário realizar a transformação desses períodos em médias mensais. Esse procedimento é realizado através de uma média ponderada pelo tamanho dos períodos entre recessões dentro dos limites do mês segundo

$$\bar{E}_{Ri} = \frac{n_e \bar{E}_{Re} + n_c \bar{E}_{Rc} + n_d \bar{E}_{Rd}}{n_e + n_c + n_d}, \quad (7)$$

onde os subscritos e , c e d representam os períodos de evapotranspiração à esquerda, ao centro e a direita dos limites de um determinado mês i ; n_e , n_c e n_d são os comprimentos dos períodos de evapotranspiração dentro do mês de referência. A figura 1 representa graficamente uma aplicação da equação (7).

Figura 1 – Representação do cálculo da média ponderada.



Note que, conforme citado por Dias e Kan (1999), essa metodologia não é capaz de capturar a água armazenada na região não saturada do solo, sendo essa uma simplificação inevitável do método.

Como o BHS originalmente produz séries de evapotranspiração irregulares, mesmo após a transformação dos valores utilizando a média ponderada, não há garantia de ele esteja reproduzindo de forma correta a sazonalidade da evapotranspiração. Por isso, Dias e Kan (1999) propuseram também o Modelo Hidrometeorológico de Evapotranspiração Mensal (HEM) que consiste na aplicação de uma regressão linear múltipla utilizando variáveis hidrometeorológicas com o objetivo de realizar um ajuste mais fino da evapotranspiração estimada pelo BHS

$$\bar{E}_{Ri} = c_0 + c_1(\bar{P} - \bar{Q}) + c_2(\bar{e}_a^* - \bar{e}_a) + c_3(\bar{R}_l), \quad (8)$$

onde e_a^* é a pressão de vapor do ar saturado; e_a é a pressão atual de vapor do ar; R_l é a radiação líquida; c_0 , c_1 , c_2 e c_3 são os coeficientes determinados pela regressão linear e a barra ($\bar{\quad}$) representa a média mensal das variáveis. Na regressão linear múltipla, a evapotranspiração obtida pelo BHS é utilizada como variável dependente para estimativa dos coeficientes c_0 , c_1 , c_2 e c_3 . Portanto, o HEM pode ser “calibrado” localmente a partir das estimativas prévias do BHS.

ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio das Caldas está localizada na região central do estado de Goiás entre as latitudes 16° 30' S e 16° 55' S e longitudes 48° 45' O e 49° 10' O. As altitudes da nascente e foz são de 1100 e 653 m respectivamente e o curso d'água possui uma extensão de aproximadamente 104 km, sendo ao seu final tributário da margem direita do rio Meia-Ponte no município de Hidrolândia (SANTOS *et al.*, 2019).

O bioma predominante na bacia é o Cerrado e segundo a classificação climática Köppen-Geiger o clima da região é considerado como Aw, ou seja, tropical com inverno seco e verão chuvoso, com temperatura média anual de 24°C e precipitação média de 1500 mm (CARDOSO *et al.*, 2014).

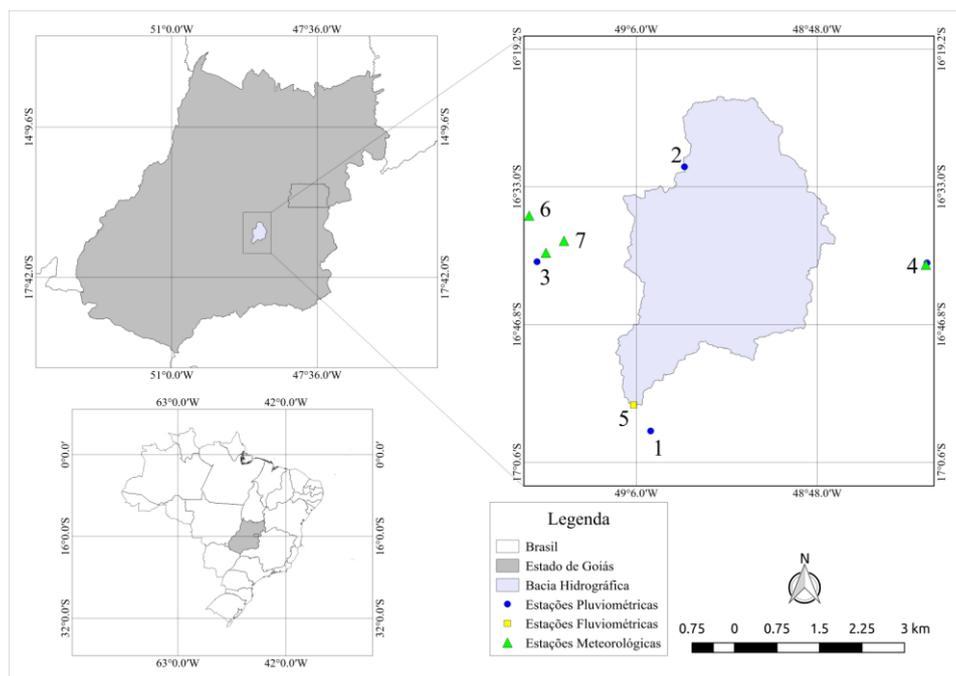
A tabela 1 apresenta todas as informações referentes às estações utilizadas. As notações P, M e F dentro da tabela representam as estações pluviométricas, fluviométricas e meteorológicas respectivamente. Os dados foram obtidos através dos bancos de dados on-line HIDROWEB – Agência Nacional de Águas (ANA), BDMEP – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e também pela Universidade Federal de Goiás (UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS, 2020). A figura 2 apresenta a distribuição espacial das estações os números no mapa representam os índices da tabela 1. Os dados fluviométricos utilizados foram referentes às medições realizadas na estação fluviométrica da Fazenda Sucuri, sendo a área de drenagem da bacia nesse ponto de 1290 km².

Tabela 1 – Informações das estações próximas a bacia do rio das Caldas – GO

Bacia	Dados	Código	Nome da Estação	Operadora	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Início
	1 – P	1649003	Faz. Bonita de Baixo	ANA	16° 57'	49° 40'	659	05/1971
	2 – P	1649004	Goiânopolis	ANA	16° 31'	49° 00'	900	09/1973
	3 – P	1649013	Goiânia	ANA	16° 40'	49° 15'	742	01/1949
Rio das Caldas	4 – P/M	A037	Silvânia	INMET	16° 40'	49° 37'	946	04/2011
	5 – F	60654000	Fazenda Sucuri	ANA	16° 54'	49° 06'	698	11/1979
	6 – P/M	–	EA*	UFG	16° 35'	49° 16'	740	01/1978
	7 – P/M	83423	Goiânia	INMET	16° 39'	49° 15'	720	01/1961

* Estação Agrometeorológica – Universidade Federal de Goiás (UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS, 2020)

Figura 2 – Bacia hidrográfica do rio das Caldas.



METODOLOGIA

O período de análise compreende os anos entre 1980 e 2018 devido à disponibilidade concomitante de todos os dados. A precipitação média na bacia foi obtida através dos polígonos de Thiessen e as falhas nos dados meteorológicos foram preenchidas utilizando regressões lineares para temperatura do ar, umidade relativa e insolação entre a estação de referência 83423 e as demais estações meteorológicas.

A radiação líquida em (8) foi calculada utilizando a equação de Angström–Prescott para a radiação solar (VIANELLO; ALVES, 2012). Para a radiação atmosférica, radiação emitida pela superfície, albedo e emissividade da superfície foram utilizados os valores e equações descritos por Brutsaert (1982). Os coeficientes a e b da equação de Angström–Prescott foram utilizados de acordo com Dornelas *et al.* (2006).

Para que o valor de T_r e os períodos de balanço hídrico entre recessões possam ser obtidos, as vazões de recessão precisam ser analisadas e para que a extração desses intervalos da série histórica fosse possível, alguns critérios empíricos precisaram ser adotados. Ao se analisar um intervalo entre dois fins de recessão consecutivos, nenhum período onde $\Delta t < 15$ dias foi utilizado para o cálculo do balanço hídrico e quando encontrados, eles foram adicionados ao período posterior. Períodos onde $15 \geq \Delta t < 60$ dias foram aceitos para o cálculo do balanço hídrico entre recessões quando a vazão no último dia de recessão fosse menor que o valor da média móvel de 60 dias para o dia em questão, caso contrário o período corrente foi somado ao posterior. Finalmente, quando $\Delta t \geq 60$, o período para o cálculo do balanço hídrico foi aceito quando a vazão do último dia da recessão fosse menor que duas vezes o valor da média móvel para o dia em questão, do contrário ele seria somado ao período posterior.

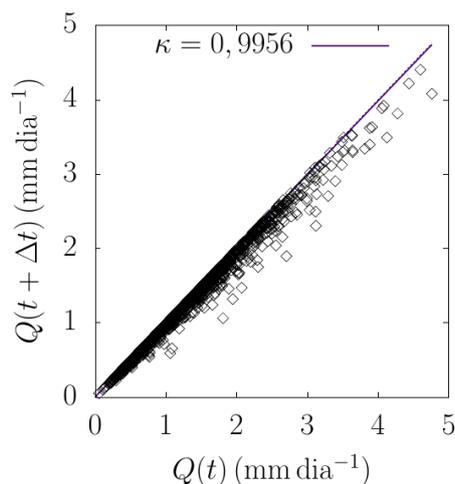
Após a identificação dos períodos de recessão, o valor de κ foi obtido através da análise da envoltória superior e conseqüentemente o valor da constante de recessão T_r , estimando assim o valor do armazenamento ao final de cada recessão e a evapotranspiração média entre os períodos

com o auxílio da equação (6). Por fim transformação das médias irregulares de evapotranspiração em médias mensais utilizando a equação (7) e a aplicação do HEM empregando a equação (8).

RESULTADOS

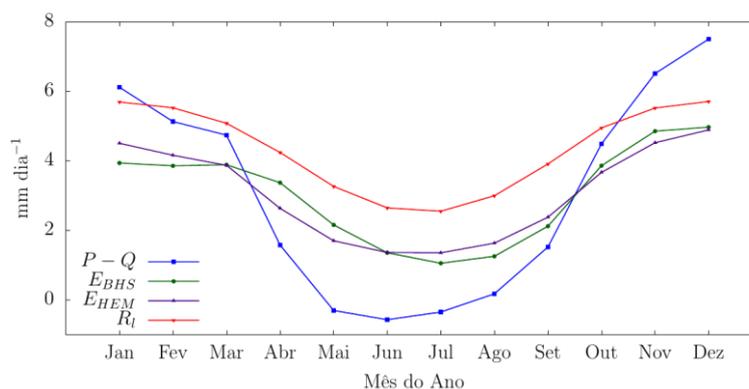
Com análise da envoltória superior para a bacia do rio das Caldas, o valor da inclinação da envoltória superior do gráfico $Q(t) \times Q(t + \Delta t)$ obtido foi $\kappa = 0,9956$, o que corresponde, quando $\Delta t = 1$ dia, a $T_r = 230$ dias. Essa análise está representada graficamente pela figura 3.

Figura 3 – Análise linear de recessões para a bacia do rio das Caldas – GO.



As sazonalidades de $P - Q$, E_{BHS} e E_{HEM} estão representadas na figura 4. Em média, os menores valores de evapotranspiração real foram observados entre os meses de junho e agosto, e os maiores valores entre os meses de novembro e janeiro. Esses resultados eram esperados e evidenciam a sazonalidade muito bem definida da região, sendo um efeito do regime hidrológico e também do clima local.

Figura 4 – Sazonalidades observadas para a bacia do rio das Caldas – GO.

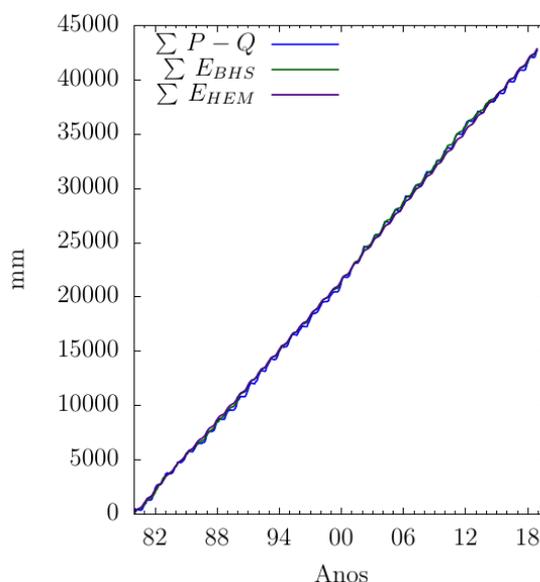


Em longos períodos de tempo, a equação de balanço hídrico em uma bacia hidrográfica pode ser simplificada para $E_r = P - Q$. Entretanto, devido à existência do armazenamento de água no solo, essa relação raramente é válida para períodos menores (meses por exemplo) e esse comportamento pode ser observado pela figura 4. Note que existe uma diferença entre os valores de $P - Q$ e de E_{BHS} e também uma leve defasagem entre a sazonalidade dos mesmos. Como citado anteriormente, esse resultado é uma consequência do armazenamento de água do solo que retém a água no período chuvoso e libera durante os períodos subsequentes.

Após o BHS, o modelo HEM foi aplicado conforme descrito anteriormente, utilizando a equação (8). Como se pode ver na figura 4, a sazonalidade do HEM é um pouco menor que a observada no BHS, sendo a amplitude máxima para o BHS foi de $3.917 \text{ mm dia}^{-1}$ e para o HEM essa amplitude foi de $3.541 \text{ mm dia}^{-1}$. Uma vez que os parâmetros da regressão linear múltipla são obtidos utilizando variáveis hidrometeorológicas medidas localmente, o modelo HEM possui uma maior probabilidade capturar o comportamento da sazonalidade da região e também de representar as séries de evapotranspiração real de uma maneira mais consistente.

A figura 4 apresenta também a sazonalidade da radiação líquida. Note que nos meses novembro a janeiro os valores de $P - Q$ são maiores do que a radiação líquida e que as estimativas dos modelos BHS e HEM foram menores, respeitando assim o balanço de energia. Finalmente, a figura 5 apresenta os totais acumulados de $P - Q$, E_{BHS} e E_{HEM} e tanto o BHS quanto o HEM conseguem atender a conservação de massa ao longo do tempo.

Figura 5 – Totais acumulados para a bacia do rio das Caldas – GO.



CONCLUSÕES

O método do Balanço Hídrico Sazonal possibilita a realização de estimativas de evapotranspiração real a partir de uma análise de recessões. Alguns pontos interessantes de se observar sobre o BHS são a sua simplicidade, já que a sua aplicação parte da equação fundamental do balanço hídrico e os dados utilizados já são medidos de forma rotineira em estações hidrológicas. Os resultados obtidos para a bacia do rio das Caldas demonstraram que o modelo consegue capturar tanto a sazonalidade da evapotranspiração em uma escala menor do que a anual quanto os efeitos do armazenamento de água no solo.

O modelo HEM foi utilizado como sendo um ajuste dos valores obtidos a partir do BHS, redistribuindo a sazonalidade inicialmente obtida, mas principalmente mantendo a conservação de massa durante os anos e respeitando também o balanço de energia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da UFPR e também a Agência Nacional de Águas – ANA e Fundação da Universidade Federal do Paraná – FUNPAR pelo fomento.

REFERÊNCIAS

- BRUTSAERT, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer Academic Publishers, Holanda. 302 p.
- BRUTSAERT, W.; NIEBER, J. L. (1977). Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, 13(3), pp. 637–643.
- CARDOSO, M. R. D.; MARCUZZO, F. F. N.; BARROS, J. R. (2014). Classificação climática de Köppen-Geiger para o estado de Goiás e o Distrito Federal. *ACTA Geográfica*, 8(16), pp. 40–55.
- DIAS, N. L.; KAN, A. (1999). A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration. *Water Resources Research*, 35(11), pp. 3409–3418.
- DORNELAS, K. D. S.; SILVA, C. L.; OLIVEIRA, C. A. S. (2006). Coeficientes médios da equação de Angström-Prescott, radiação solar e evapotranspiração de referência em Brasília. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 41(8), pp. 1213–1219.
- LIOU, Y.A.; KAR, S. (2014). Evapotranspiration Estimation with Remote Sensing and Various Surface Energy Balance Algorithms – A Review. *Energies*, 7(5), pp. 2821–2849.
- MARTENS, B.; MIRALLES, D. G.; LIEVENS, H.; VAN DER SCHALIE, R.; DE JEU, R. A. M.; FERNÁNDEZ-PRIETO, D.; BECK, H. E.; DORIGO, W. A.; VERHOEST, N. E. C. (2017). GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, 10(5), pp. 1903–1925.
- MIRALLES, D. G.; HOLMES, T. R. H.; JEU, R. A. M. D.; GASH, J. H.; MEESTERS, A. G. C. A.; DOLMAN, A. J. (2011). Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), pp. 453–469.
- NATHAN, R. J.; MCMAHON, T. A. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, 26(7), pp. 1465–1473.
- SANTOS, L. A. C.; VIEIRA, L. M. F.; MARTINS, P. T. A.; FERREIRA, A. A. (2019). Conflitos de Uso e Cobertura do Solo para o Período de 1985 a 2017 na Bacia Hidrográfica do Rio Caldas-GO. *Fronteiras: Journal of Social, Technological and Environmental Science*, 8(2), pp. 189–211.
- SUJONO, J.; SHIKASHO, S.; HIRAMATSU, K. (2004). A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrological Processes*, 18(3), pp. 403–413.
- UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS (2020). **Dados Meteorológicos**: Estação da Escola de Agronomia. Disponível em: <https://www.agro.ufg.br/p/7944-estacao-agrometeorologica>. Acesso em: 29/06/2020.
- VERCAUTEREN, N.; BOU-ZEID, E.; HUWALD, H.; PARLANGE, M. B.; BRUTSAERT, W. (2009). Estimation of wet surface evaporation from sensible heat flux measurements. *Water Resources Research*, 45(6).
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. (2012). *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa – MG, 2 ed. 464 p.