

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E
SANEAMENTO AMBIENTAL

JÚLIA BRUSSO ROSSI

ESTIMATIVAS DE EVAPORAÇÃO DE RESERVATÓRIOS NO BRASIL POR
SENSORIAMENTO REMOTO

PORTO ALEGRE

2023

JÚLIA BRUSSO ROSSI

ESTIMATIVAS DE EVAPORAÇÃO DE RESERVATÓRIOS NO BRASIL POR
SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção grau de mestre.

Orientador: Anderson Ruhoff

Coorientador: Ayan Santos Fleischmann

PORTO ALEGRE

2023

CIP - Catalogação na Publicação

Rossi, Júlia Brusso
Estimativas de evaporação de reservatórios no
Brasil por sensoriamento remoto / Júlia Brusso Rossi.
-- 2023.
93 f.
Orientador: Anderson Ruhoff.

Coorientador: Ayan Santos Fleischmann.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas,
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e
Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2023.

1. balanço de energia. 2. evaporação de águas
abertas. 3. sensoriamento remoto. I. Ruhoff, Anderson,
orient. II. Fleischmann, Ayan Santos, coorient. III.
Título.

JÚLIA BRUSSO ROSSI

ESTIMATIVAS DE EVAPORAÇÃO DE RESERVATÓRIOS NO BRASIL POR
SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção grau de mestre.

Prof. Dr. Anderson Ruhoff – UFRGS
Orientador

Dr. Ayan Santos Fleischmann – Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá
Coorientador

Dr. Vanessa de Arruda Souza – UFSM
Examinadora

Dr. Bruno Collischonn – ANA
Examinador

Prof. Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva – UFRGS
Examinador

Agradecimentos

Agradeço ao Professor Anderson Ruhoff e ao Ayan Fleischmann pela orientação, por todos os ensinamentos científicos, e pelo incentivo no desenvolvimento dessa pesquisa.

Aos professores e colegas do IPH, em especial, aos amigos do grupo de pesquisa Hidrologia de Grande Escala (HGE) pelo convívio e pelo apoio ao longo do mestrado.

À banca, Rodrigo Paiva, Vanessa de Arruda Souza e Bruno Collischonn por todas as contribuições na defesa do meu plano de dissertação.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e à Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), pelo apoio financeiro.

À UFRGS e ao IPH, por oportunizar uma formação pública e de qualidade, na minha graduação e mestrado, e em breve, no doutorado.

Ao meu namorado, Leonardo, por todo o incentivo na pesquisa, e por ser meu companheiro para todos os momentos.

Aos meus pais, Idete e Nilso, e a minha irmã, Laura, por todo o suporte e apoio para chegar até aqui.

Resumo

A evaporação é um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico, podendo afetar significativamente a disponibilidade de água em lagos e reservatórios, e com isso, o abastecimento de água para a população, agricultura, geração de energia, entre outros usos. O Brasil possui uma área de aproximadamente 45.500 km² ocupada por corpos d'água artificiais, sendo que os reservatórios possuem papel fundamental na geração de energia elétrica do país. A evaporação líquida (evaporação do reservatório menos a evapotranspiração do entorno) representa o uso adicional de água promovido pelo próprio reservatório. Estimativas precisas de evaporação do lago e evaporação líquida são essenciais para a gestão de recursos hídricos; apesar disso, as medições em campo de evaporação em reservatórios são escassas. Neste contexto, o presente trabalho tem por objetivo estimar a taxa de evaporação de águas abertas (E_w) e a evaporação líquida em reservatórios brasileiros, a partir de sensoriamento remoto. Foram utilizadas estimativas de evaporação de cinco modelos, baseados em sensoriamento remoto: geeSEBAL, SSEBop, SELET, MOD28C3 e a equação de Shuttleworth. Entre os métodos existentes para estimar a evaporação, destacam-se os métodos baseados em balanço de energia (e.g. geeSEBAL, SSEBop, SELET), que utilizam produtos de temperatura de superfície para obter as estimativas dos fluxos energéticos entre a superfície e atmosfera. A evaporação, e suas incertezas, foram estimadas para os maiores reservatórios pertencentes ao Sistema Interligado Nacional – SIN, totalizando 74 reservatórios com área maior do que 50 km², o que representa quase 70% da área ocupada por massas d'água artificiais no Brasil. Os resultados indicaram que os modelos representaram de forma satisfatória a evaporação e a evaporação líquida nos reservatórios. Para os reservatórios analisados, a evaporação total foi estimada em cerca de $46,6 \pm 1.0$ km³ por ano (cerca de 8% do volume total dos reservatórios analisados), e a evaporação líquida em $16,4 \pm 0.5$ km³ por ano (cerca de 27% da retirada de água total em 2021 no Brasil). Os reservatórios com maior taxa evaporativa estão localizados na região do semiárido. Os reservatórios localizados em climas secos (semiárido) apresentaram maior evaporação líquida do que reservatórios em clima tropical e subtropical. Os resultados demonstram a relevância da aplicação de métodos de balanço de energia combinados com dados de sensoriamento remoto para estimar a evaporação de reservatórios em escala nacional, contribuindo para a gestão de recursos hídricos em reservatórios e para a promoção da segurança hídrica.

Palavras-chave: balanço de energia, águas abertas, evaporação líquida, MODIS

Abstract

Evaporation is one of the most important components of the hydrological cycle and can significantly affect the availability of water in lakes and reservoirs, and so, impact the water supply to the population, agriculture, energy generation, among other uses. Brazil has an area of about 45,500 km² occupied by artificial water bodies, and the reservoirs play a fundamental role in the generation of electricity in the country. Net evaporation (reservoir evaporation minus the evapotranspiration from surroundings) represents the additional water use promoted by the reservoir. Accurate lake evaporation and net evaporation estimates are essential for water resources management, although field measurements of reservoirs evaporation are scarce. In this context, the present study aims to estimate open water evaporation (E_w) rates and net evaporation in Brazilian reservoirs using remote sensing. In this study, five remote sensing-based models were used to estimate evaporation: geeSEBAL, SSEBop, SELET, MOD28C3 and the Shuttleworth equation. Among the existing methods to estimate evaporation, it stands out the methods based on energy balance (e.g. geeSEBAL, SSEBop, SELET), which use surface temperature products to obtain energy fluxes estimates between the surface and atmosphere. Open water evaporation, and their uncertainties, were estimated for the largest reservoirs that belong to the Brazilian National Interconnected, achieving 74 reservoirs with an area greater than 50 km², which represents almost 70% of the area occupied by artificial water bodies in Brazil. The results indicated that the models satisfactorily represented the evaporation and net evaporation in Brazilian reservoirs. For the assessed reservoirs, total evaporation was estimated at around 46.6 ± 1.0 km³ per year (about 8% of the analyzed reservoirs total volume), and the net evaporation was estimated at 16.4 ± 0.5 km³ per year (about 27% of the total water withdrawal in 2021 in Brazil). The reservoirs with the highest evaporative rate are located in the semi-arid region. Furthermore, it was verified that the reservoirs located in dry climate zones presented higher net evaporation than reservoirs in tropical and subtropical climate zones. The results demonstrate the relevance of applying energy balance methods combined with remote sensing data to estimate reservoirs evaporation on a national scale, enhancing water resources management in reservoirs and promoting water security.

Keywords: energy balance, open water, net evaporation, MODIS.

Sumário

1	Contextualização	10
1.1	Introdução e justificativa	10
1.2	Objetivos.....	13
1.2.1	Objetivo geral	13
1.2.2	Objetivos específicos	14
1.3	Organização do trabalho	14
2	Fundamentação teórica: estimativas de evaporação de lagos e reservatórios.....	15
2.1	Lagos, reservatórios e perdas evaporativas no Brasil e no mundo	15
2.1.1	Quantificação de lagos e reservatórios	15
2.1.2	Usos da água e função dos reservatórios	16
2.1.3	Perdas evaporativas em lagos e reservatórios.....	17
2.2	Processos evaporativos e métodos para estimativa de evaporação.....	19
2.2.1	Princípios físicos e mecanismos do processo de evaporação	19
2.2.2	Estimativas de evaporação por métodos empíricos e medição in situ.....	23
2.2.3	Sensoriamento remoto aplicado ao balanço de energia para estimativas de evaporação.....	25
2.2.4	Estimativas por métodos de base física e métodos combinados	32
3	Evaporação nos reservatórios brasileiros: uma perspectiva por sensoriamento remoto	37
3.1	Introduction.....	40
3.2	Methods	42
3.2.1	Study area	42
3.2.2	Estimation of reservoir evaporation rate	43
3.2.3	Estimation of reservoir evaporative losses and net evaporation.....	48
3.2.4	Experimental design	49

3.3	Results.....	50
3.3.1	Comparison among evaporation models	50
3.3.2	Reservoir evaporative losses	53
3.3.3	Net evaporation.....	54
3.4	Discussion.....	56
3.4.1	How much evaporation occurs in Brazilian reservoirs?.....	56
3.4.2	Uncertainties in reservoir evaporation.....	58
3.4.3	Future perspectives	60
3.5	Conclusions.....	61
4	Comparação das estimativas de evaporação de reservatórios com os resultados do estudo da ANA (2021).....	63
4.1	Introdução	63
4.2	Métodos	64
4.2.1	Modelos	64
4.2.1	Estimativas de evaporação líquida	67
4.2.2	Área de estudo	68
4.2.1	Métricas	69
4.3	Resultados e discussões	70
4.4	Conclusões	78
5	Considerações finais.....	80
5.1	Recomendações e perspectivas futuras	81
	Referências	83

1 Contextualização

1.1 Introdução e justificativa

Em águas abertas, a evaporação é o processo predominante para o retorno das águas da chuva para a atmosfera (Penman, 1948). Assim, a evaporação da superfície da água de um reservatório pode afetar significativamente sua função de garantir a disponibilidade e estabilidade temporal do abastecimento de água (Zhang et al., 2017). Os reservatórios desempenham um papel importante no controle e gestão dos recursos hídricos, como para mitigar inundações, garantir o abastecimento de água e fornecer energia hidrelétrica (Lehner et al., 2011). Portanto, as estimativas de evaporação auxiliam na avaliação de perdas de água em reservatórios, além de serem necessárias para a solução de diversos outros problemas hidrológicos, como para cálculo de balanço hídrico, gestão de irrigação, previsão de fluxo de rios, entre outros, existindo uma ampla variedade de métodos para medição e estimativa de evaporação (Singh e Xu, 1997). Além disso, o aumento na temperatura global deve favorecer o aumento nas taxas evaporativas (Wang et al., 2018; Woolway et al., 2020), sendo importante garantir estimativas precisas de evaporação de águas abertas (E_w).

Globalmente, existem 1,43 milhão de lagos e reservatórios naturais e artificiais (com área maior que 10 ha), cobrindo uma área de cerca de 2,7 milhões de km² (Lehner e Döll, 2004; Messenger et al., 2016). De acordo com Zhao et al. (2022), o volume médio evaporado globalmente é de 1.500 ± 150 km³ por ano, e está aumentando a uma taxa de 3,12 km³ por ano (considerando o período de 1985 a 2018). Tian et al. (2022) estimaram as perdas evaporativas de 7.242 grandes reservatórios ao redor do mundo, de 1985 a 2016, e seus resultados indicaram que 339,8 km³ de água são evaporados anualmente desses reservatórios, além de ser verificado um aumento significativo na taxa evaporativa, de 2,0 km³ ao ano. Entre os países com tendência crescente no aumento da evaporação, o Brasil se destaca com uma tendência significativa ($p < 0,05$) de 0,478 km³ ao ano (Tian et al., 2022). Ainda, Wang et al. (2018) indicaram tendências de aumento na evaporação principalmente em regiões de baixas latitudes (30° S a 30° N).

O Brasil possui mais de 240 mil massas d'água mapeadas (72% são corpos d'água artificiais) (Figura 1.1), ocupando uma área superficial de cerca de 174 mil km² (26% correspondendo aos corpos d'água artificiais), conforme dados da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (2019). Quanto aos reservatórios artificiais, 157 pertencem ao Sistema Interligado Nacional (SIN), abrangendo quase 33.000 km², entre os quais, 74 são maiores que 50 km² e 52 são maiores que 100 km². Estudos recentes investigaram as perdas evaporativas em reservatórios no Brasil. Coelho et al. (2017) avaliaram a pegada hídrica em dois reservatórios de hidrelétricas na bacia do Rio Tocantins, verificando que o fluxo evaporado no reservatório de Tucuruí é de aproximadamente 20% maior do que o total de água captada na bacia. Althoff et al. (2019) verificaram que, para um pequeno reservatório (2.500 m²) localizado no bioma Cerrado, a evaporação apresenta uma tendência de aumento de cerca de 6 mm por ano, o que pode comprometer o cultivo na região. Rodrigues et al. (2021b) estimaram a evaporação em oito reservatórios localizados em regiões subúmida e semiárida, e constataram que a evaporação é maior perto da barragem do reservatório e perto do solo exposto sem vegetação. Ainda, em quatro dos oito reservatórios analisados, foram investigadas as tendências evaporativas entre 1985 e 2018, sendo que um dos reservatórios apresentou tendência de aumento da evaporação, enquanto os demais apresentaram redução (Rodrigues et al., 2021a).

A evaporação é o principal processo natural de perda de água armazenada em reservatórios, sendo considerado um dos principais “usuários” de água doce (Assouline et al., 2011). Segundo o relatório “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil” da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), a evaporação líquida dos reservatórios contribui com cerca de 30% da demanda de água no país (ANA, 2021). A evaporação líquida é definida pela diferença entre a evaporação de água de um reservatório e a evapotranspiração real na área do reservatório caso ele não tivesse sido implantado. Dessa forma, este conceito é aplicável apenas para reservatórios artificiais, os quais alteram as condições de evapotranspiração dos seus locais de instalação (ANA, 2021). A evapotranspiração (*ET*) consiste na evaporação do solo e águas abertas e transpiração da vegetação. Neste estudo, o foco será a evaporação de águas abertas.

Para quantificar com precisão as perdas por evaporação de um determinado reservatório, são necessários dados de área da superfície de água e taxa de evaporação, sendo dados que podem ser difíceis de coletar (Zhao e Gao, 2019). No Brasil, não há dados abertos disponíveis de medições em campo de evaporação de reservatórios. Desse

modo, as estimativas da evaporação com base em dados de sensoriamento remoto são uma maneira econômica de estimar e monitorar fluxos evaporativos por abranger grandes áreas em curtos intervalos de tempo (Zhang et al., 2016).

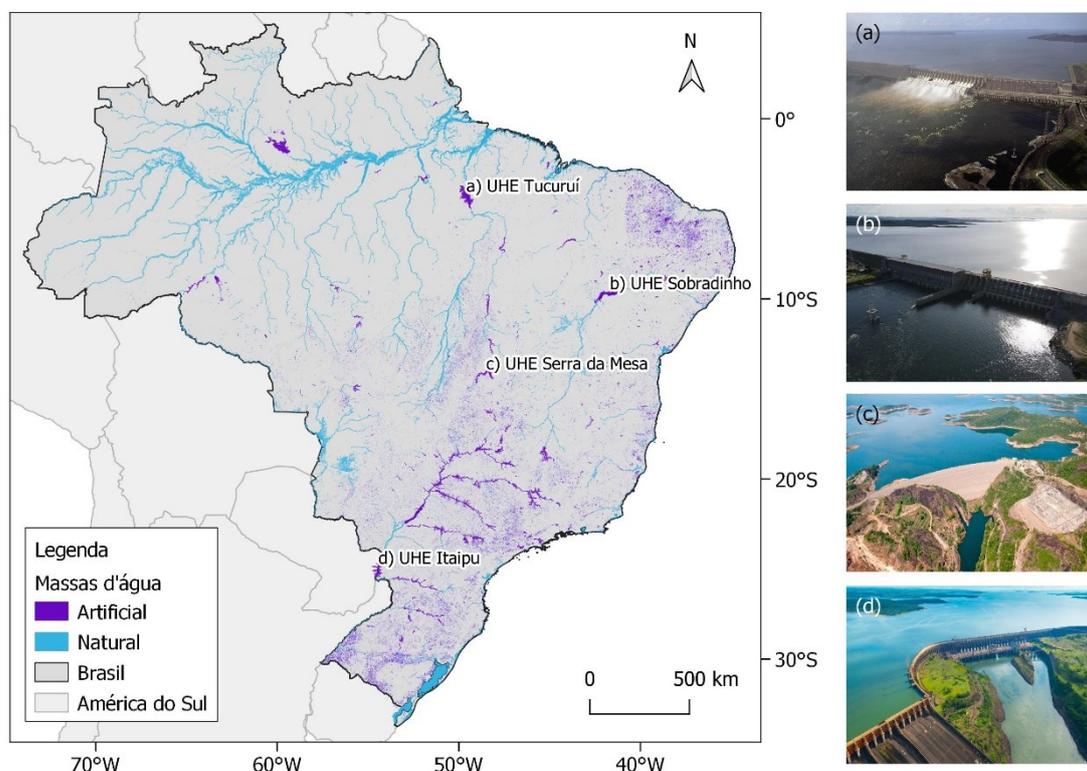


Figura 1.1. Massas d'água no Brasil (ANA, 2019): (a) UHE Tucuruí (foto: Rui Faquini/Banco de Imagens ANA¹); (b) UHE Sobradinho (foto: Divulgação CHESF²); (c) UHE Serra da Mesa (foto: AC Júnior/Furnas³), e; (d) UHE Itaipu (fonte: Itaipu Binacional⁴).

Para estimar a evaporação de águas abertas, estudos recentes utilizaram equações de base física, como a proposta por Penman (1948), em escala local (Althoff et al., 2019; Jansen e Teuling, 2020; Rodrigues et al., 2021b) e global (Tian et al., 2022; Zhao et al., 2022). Ainda, a evaporação pode ser estimada por sensoriamento remoto a partir de métodos baseados na temperatura da superfície da terra (Biggs et al., 2015), também chamados de métodos de balanço de energia na superfície (em inglês: *Surface Energy Balance – SEB*), a citar: *Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)*

¹Disponível em: <https://www.gov.br/ana/pt-br/imagens/imagens-das-regioes-hidrograficas/regiao-hidrografica-tocantins-araguaia/toca_143-8040444-usina-hidreletrica-de-tucuru-i-pa-rui-faquini.jpg/view>. Acesso em: 09 de setembro de 2022.

²Disponível em: <<https://www.gov.br/ana/pt-br/assuntos/noticias-e-eventos/noticias/com-maior-reservatorio-do-nordeste-hidreletrica-de-sobradinho-ba-volta-a-registrar-100-de-armazenamento-pela-primeira-vez-desde-2009>>. Acesso em: 25 de julho de 2022.

³Disponível em: <<https://www.furnas.com.br/subsecao/129/usina-de-serra-da-mesa?culture=pt>>. Acesso em: 09 de setembro de 2022.

⁴Disponível em: <<https://itaipu.energy/>>. Acesso em: 25 de julho de 2022.

(Bastiaanssen et al., 1998), *Surface Energy Balance System* (SEBS) (Su, 2002), *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration* (METRIC) (Allen et al., 2007), *Atmosphere-Land Exchange Inverse* (ALEXI) (Anderson et al., 2011), *Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop) (Senay et al., 2013), *Surface Energy Balance for Fresh and Saline Waters* (AquaSEBS) (Abdelrady et al., 2016), e *Google Earth Engine SEBAL* (geeSEBAL) (Laipelt et al., 2021).

Considerando as incertezas em estimativas de evaporação de águas abertas, este trabalho utiliza a integração de diferentes modelos com dados de sensoriamento remoto para entender o comportamento da evaporação de reservatórios no Brasil. Para isso, as taxas evaporativas em reservatórios são obtidas utilizando os modelos geeSEBAL (Laipelt et al., 2021), SSEBop (Senay, 2018; Senay et al., 2020, 2013), os resultados do *Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) *Water Reservoir Monthly Level 3 Global* (MOD28C3) (Gao, 2021; Li et al., 2021; Zhao et al., 2020), além da equação de águas abertas descrita por Shuttleworth (2012) e baseada na equação de Penman-Monteith (Monteith, 1965; Penman, 1948). As estimativas geradas pelos modelos permitem o cálculo dos volumes evaporados e da evaporação líquida nos reservatórios brasileiros. As estimativas são ainda comparadas com os resultados apresentados no estudo “Evaporação Líquida de Reservatórios Artificiais no Brasil”, publicado pela ANA, que utiliza o modelo Sistema de Evaporação em Lago Embasada na Temperatura da Superfície (SELET) (ANA, 2021).

Neste contexto, algumas questões auxiliam o desenvolvimento desta dissertação:

- Quais as diferenças entre as estimativas de taxa de evaporação de águas abertas obtidas por diferentes modelos e dados de sensoriamento remoto?
- Qual é o volume de água evaporado nos reservatórios brasileiros?
- Qual é a evaporação líquida dos reservatórios brasileiros?

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo geral

Estimar a taxa de evaporação de águas abertas em reservatórios brasileiros a partir de sensoriamento remoto.

1.2.2 Objetivos específicos

- Comparar as taxas de evaporação dos maiores reservatórios brasileiros e suas incertezas a partir de múltiplos modelos e dados de sensoriamento remoto;
- Avaliar o volume de água evaporado em reservatórios no Brasil, a partir de modelos combinados a dados de sensoriamento remoto;
- Quantificar a evaporação líquida nos reservatórios brasileiros.

1.3 Organização do trabalho

Nesta dissertação serão discutidas as estimativas de evaporação para águas abertas obtidas por sensoriamento remoto. O trabalho está dividido em cinco capítulos, dos quais esta apresentação corresponde ao primeiro. O **Capítulo 2** apresenta uma revisão bibliográfica sobre as águas abertas no Brasil e no mundo e os resultados atuais de estimativas de perdas evaporativas, além dos métodos existentes para estimativas de evaporação e suas aplicações. Os dois capítulos seguintes respondem às questões levantadas na introdução, atendendo aos objetivos propostos neste trabalho. O **Capítulo 3** apresenta um estudo detalhado das perdas evaporativas nos reservatórios brasileiros, a partir de dados de sensoriamento remoto de múltiplas fontes. A metodologia e os resultados da pesquisa estão descritos na forma de artigo científico, em língua inglesa. O **Capítulo 4** apresenta uma investigação dos dados de evaporação líquida de reservatórios no Brasil, considerando a comparação das estimativas obtidas no Capítulo 3 com as estimativas do estudo recentemente publicado pela ANA: “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil” (ANA, 2021). Por fim, o **Capítulo 5** apresenta o apresenta as conclusões e considerações finais da pesquisa.

2 Fundamentação teórica: estimativas de evaporação de lagos e reservatórios

Este capítulo de fundamentação teórica é dividido em duas partes e apresenta uma revisão sobre a quantificação de perdas evaporativas em lagos e reservatórios, e sobre métodos para estimar a evaporação em águas abertas.

2.1 Lagos, reservatórios e perdas evaporativas no Brasil e no mundo

2.1.1 Quantificação de lagos e reservatórios

No mundo existem mais de 100 milhões de lagos com uma área combinada de cerca de 5 milhões de km² (Verpoorter et al., 2014). Ainda, há cerca de 1,42 milhão de lagos e reservatórios naturais e artificiais com área maior que 10 ha, destes, os lagos naturais cobrem uma área de 2,67 milhões de km², enquanto, os reservatórios artificiais atingem 0,26 milhões de km². Em relação ao volume armazenado, os lagos naturais e os reservatórios artificiais (área < 10 ha) contêm, respectivamente, um total de 181,9 mil km³ e 187,9 mil km³ de água (Lehnere e Döll, 2004; Messenger et al., 2016). No Brasil, o uso de reservatórios para armazenamento de água foi intensificado a partir de 1950, chegando a um volume de 630 bilhões de m³ em 2020 (considerando os reservatórios do país que possuem informação de capacidade total de armazenamento), e com destaque para o setor elétrico que representa os maiores volumes armazenados (ANA, 2021) Figura 2.1.

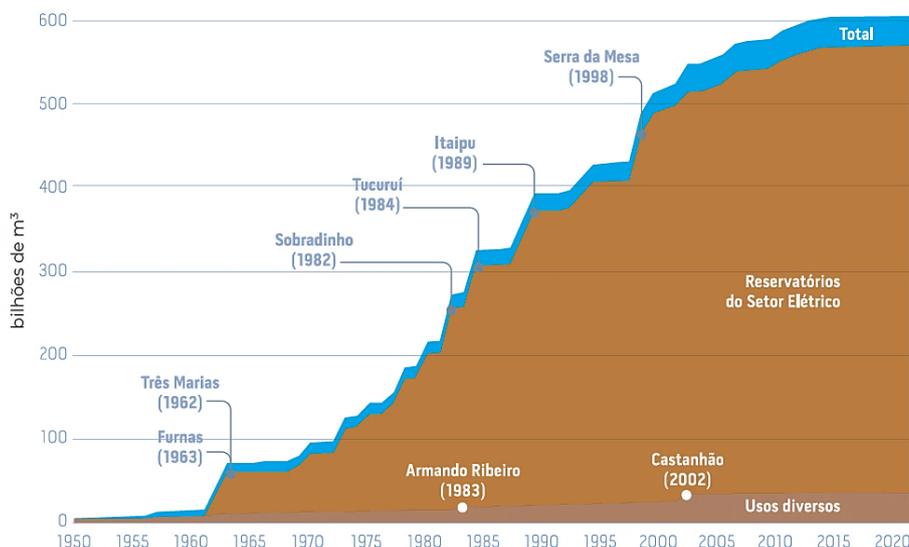


Figura 2.1. Evolução da capacidade de armazenamento de água do Brasil desde 1950. Fonte: ANA (2021).

O Brasil possui mais de 240 mil massas d'água mapeadas, ocupando uma área superficial de cerca de 174 mil km² (desta, 26% são ocupadas por corpos d'água artificiais), segundo dados da ANA (2019).

2.1.2 Usos da água e função dos reservatórios

Reservatórios são construídos para armazenamento de água há mais de 4000 anos, principalmente para garantia do abastecimento e irrigação, e atualmente, para geração de energia hidrelétrica, controle de cheias e navegação (Assouline et al., 2011), ou ainda, para recreação, pesca, manutenção da qualidade da água, entre outros (Martin e McCutcheon, 1998). No Brasil, os reservatórios possuem papel fundamental, principalmente considerando que a oferta interna de energia elétrica do país tem mais de 65% de participação da fonte hidráulica (EPE, 2021a). Segundo dados da Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL, existem no Brasil 1.380 reservatórios de hidrelétricas em operação (Figura 2.2), sendo 732 centrais geradoras hidrelétricas (CGH – menos de 5 MW), 429 pequenas centrais hidrelétricas (PCH – entre 5 e 30 MW de potência) e 219 Usinas Hidrelétricas (UHE – mais de 30 MW), totalizando uma potência fiscalizada de 184.159.088 kW (ANEEL, 2022).

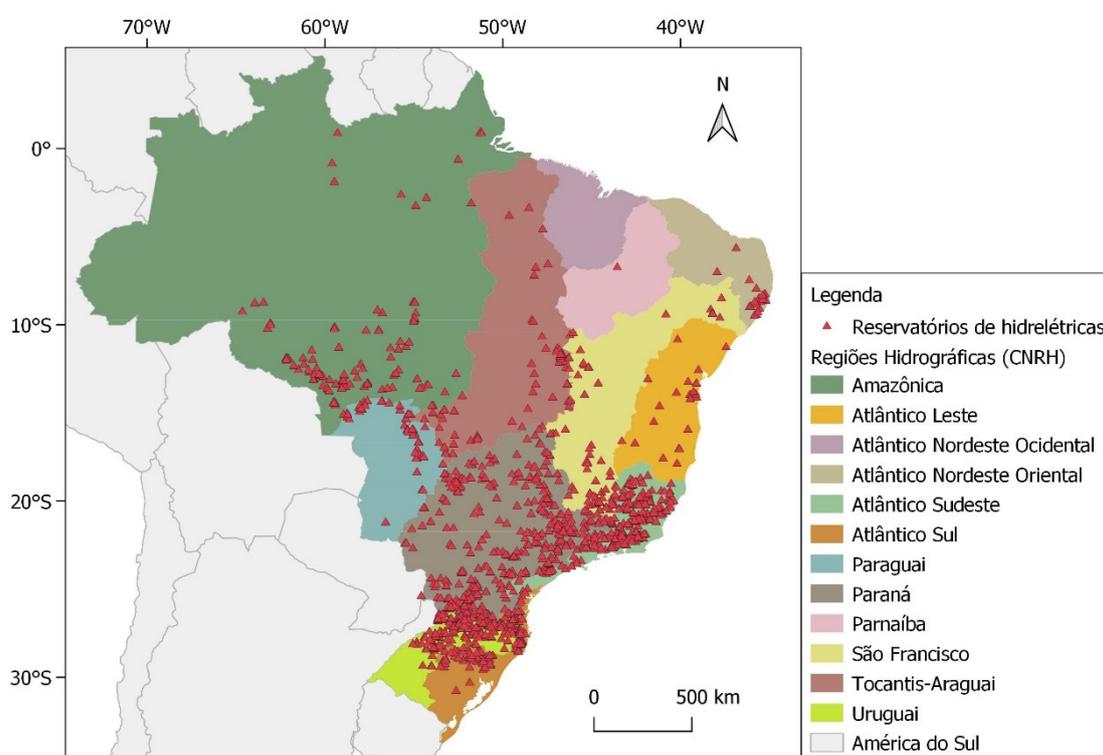


Figura 2.2. Reservatórios de hidrelétricas em operação no Brasil, por região hidrográfica (definidas pelo Conselho Nacional de Recursos Hídricos- CNRH). Elaborado segundo dados disponibilizados pela ANA (2019).

Dos reservatórios para geração de energia elétrica, 157 pertencem ao Sistema Interligado Nacional (SIN), sob controle do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS), e fiscalização da ANEEL. Os 157 reservatórios do SIN abrangem quase 33.000 km², sendo que 74 são maiores que 50 km² (ocupando uma área total de 31.500 km²) e 52 são maiores que 100 km² (ANA, 2019).

2.1.3 Perdas evaporativas em lagos e reservatórios

Diversos estudos já trataram das estimativas de perdas evaporativas por lagos e reservatórios, no Brasil e no mundo. Conforme Zhao et al. (2022), o volume médio evaporado globalmente é de 1.500 ± 150 km³ por ano, e está aumentando a uma taxa de 3,12 km³ por ano (considerando o intervalo de 1985 a 2018, para lagos naturais e artificiais). Contabilizar as perdas por evaporação de reservatórios é uma medida importante na gestão dos recursos hídricos, visto que a viabilidade econômica destes projetos dependem do volume de água armazenado (Lowe et al., 2009). Estudos estimaram que a perda evaporativa anual para reservatórios dos Estados Unidos corresponde a mais de 90% do abastecimento público anual de água (Zhao e Gao, 2019). Considerando as projeções de impactos de mudanças climáticas nas tendências de evaporação, Wang et al. (2018) estimaram um aumento de 16% nas taxas de evaporação média anual global, até o ano de 2100, com tendências de aumento na evaporação principalmente em regiões de baixas latitudes (30° S a 30° N).

Tian et al. (2022) estimaram as perdas evaporativas de 7.242 grandes reservatórios ao redor do mundo, entre 1985 e 2016, e seus resultados indicaram um volume de cerca de 339,8 km³ de água por ano, além de verificarem um aumento significativo na taxa evaporativa, de 2,0 km³ ao ano. Entre os países com tendência crescente no aumento da evaporação, o Brasil se destaca com uma tendência significativa ($p < 0,05$) de 0,478 km³ ao ano (Tian et al., 2022). Althoff et al. (2019) avaliaram a evaporação de um pequeno reservatório (2.500 m² de área) localizado no Cerrado brasileiro, no período de 1974 a 2017, e verificaram uma tendência de aumento na evaporação deste reservatório (6,12 mm/ano), principalmente na transição entre as estações seca e chuvosa, comprometendo o cultivo na região. Coelho et al. (2017) avaliaram a pegada hídrica de duas usinas hidrelétricas, localizadas na bacia do Rio Tocantins, verificando o método mais apropriado para contabilizar o consumo de água relacionado à geração de energia

hidrelétrica, e destacando que em um dos reservatórios analisados (Tucuruí) o fluxo evaporado foi aproximadamente 20% superior à vazão retirada na bacia.

Em 2021, a ANA publicou o relatório “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil” (ANA, 2021), em parceria com a Universidade Federal do Paraná (UFPR), que retrata a situação da evaporação líquida dos reservatórios brasileiros. A evaporação líquida é dada pela diferença entre a evaporação real do reservatório e a *ET* real esperada para a mesma área caso não existisse o reservatório (ou seja, a *ET* do entorno do reservatório). Para as estimativas da evaporação real dos reservatórios, os autores desenvolveram um modelo chamado de Sistema de Evaporação em Lago Embasada na Temperatura da Superfície (SELET), baseado nas equações de transferência de massa e calor e de balanço de energia. O modelo utiliza como dados de entrada o inventário de massas d’água artificiais do país (obtidos da ANA), dados meteorológicos provenientes de estações em terra (e.g. INMET – Instituto Nacional de Meteorologia) ou de produto de reanálise (e.g. ERA5), e dados de temperatura superficial da água (dos satélites Terra e Aqua do MODIS). Os resultados encontrados indicam os volumes de evaporação líquida estimados, de 2001 a 2019, para cerca de 175.000 reservatórios no Brasil. Destaca-se que apenas 14 lagos concentraram as maiores evaporações líquidas em 2019, totalizando 51% do consumo nacional, sendo os três primeiros, respectivamente, Sobradinho (BA), Porto Primavera (MS-SP) e Luiz Gonzaga (BA-PE). Ainda, considerando a demanda de água no Brasil (92,9 trilhões de litros no ano de 2019) e os usos setoriais da água no país, a evaporação líquida dos reservatórios contribui com 30% da demanda de água no país (Figura 2.3) (ANA, 2021).

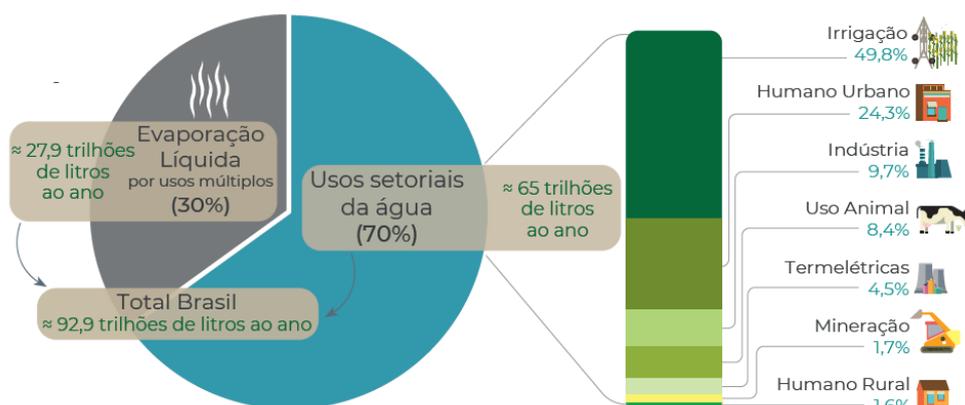


Figura 2.3. Retirada de água no Brasil em 2019, por usos setoriais. Fonte: Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (Brasil) (2021).

2.2 Processos evaporativos e métodos para estimativa de evaporação

2.2.1 Princípios físicos e mecanismos do processo de evaporação

A evaporação é o segundo componente mais importante do ciclo hidrológico, depois da precipitação (Brutsaert, 2005), sendo o processo predominante, em águas abertas, para o retorno das águas da chuva para a atmosfera (Penman, 1948). O processo de evaporação consiste na conversão da água em estado líquido para estado de vapor e sua remoção da superfície e, para isso, é necessária uma quantidade de energia suficiente para alterar o estado das moléculas de água. Essa energia provém da radiação solar, e a força para remover o vapor d'água vem da diferença de pressão entre a superfície de água e a atmosfera. Com a evaporação o ar circundante gradualmente se torna saturado, e, dependendo do vento, este ar saturado vai sendo substituído por ar mais seco. Desse modo, o processo de evaporação depende de variáveis climatológicas como radiação solar, temperatura do ar, umidade do ar e velocidade do vento (Allen et al., 1998; Brutsaert, 2005).

Para a estimativa da evaporação, os métodos podem ser agrupados em diversas categorias, como métodos de balanço de massa, balanço de energia, transferência de massa, métodos empíricos e métodos combinados (Singh e Xu, 1997). As formulações apresentadas nos seguintes itens consideram: (i) a transferência de massa e processos aerodinâmicos, (ii) o balanço de energia e (iii) o balanço hídrico, conforme apresentado por Brutsaert (2005).

2.2.1.1 Transferência de massa e processos aerodinâmicos

A transferência de massa e processos aerodinâmicos consistem na descrição dos mecanismos de transporte de vapor d'água na superfície com a atmosfera (Figura 2.4) (Brutsaert, 2005). Conforme a água evapora, energia térmica é perdida, sendo que o fluxo de calor latente (LE) pode ser estimado em função da densidade da água (ρ_w), do calor latente de vaporização da água (λ), e da taxa de evaporação em águas abertas (E_w) (Equação 1) (Martin e McCutcheon, 1998).

$$LE = \rho_w \lambda E_w \quad (1)$$

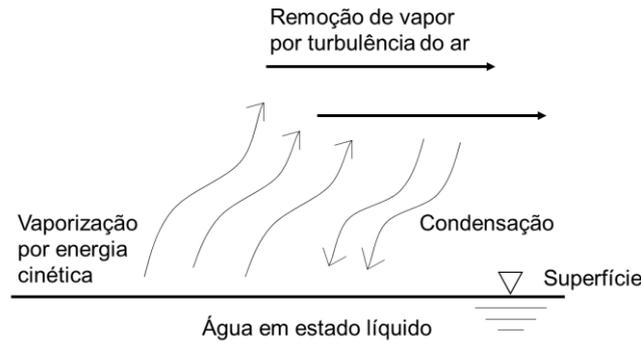


Figura 2.4. Mecanismos para remoção do vapor d'água da superfície líquida. Fonte: adaptado de Brutsaert (2005).

O calor latente de vaporização é normalmente expresso em função da temperatura da água. A taxa de evaporação pode ser estimada por uma função do vento ($f(u)$) (Equações 2 e 3).

$$E_w = f(u)(e_s - e_a) \quad (2)$$

$$f(u) = a + bu \quad (3)$$

Combinando as equações, tem-se uma fórmula geral para perdas de calor por evaporação (Equação 4).

$$LE = \rho_w L_w(a + bu)(e_s - e_a) \quad (4)$$

Apesar da divisão em formulações de transferência de massa e balanço de energia, esses métodos dificilmente são aplicáveis isoladamente, sendo que métodos de balanço de energia normalmente utilizam conceitos de formulações de transferência de massa (Brutsaert, 2005).

2.2.1.2 Balanço de energia

Para alterar o estado das moléculas de água líquida para vapor, é necessário energia (Allen et al., 1998; Brutsaert, 2005), e, conforme visto anteriormente, esta energia provém de radiação solar. A radiação solar líquida na superfície terrestre (R_n) é dividida em (Equação 5): fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e terrestre (G), em energia advectada (A_h), energia armazenada (S_h) e energia bioquímica armazenada (P_h) (pela fotossíntese/respiração). Os elementos da superfície (plantas, solo, corpos d'água), absorvem e reemitem uma parte dessa energia solar radiante, como calor latente, além de perderem vapor d'água para a atmosfera (Zhang et al., 2016).

$$Rn = LE + H + G + P_h + S_h - A_h \quad (5)$$

A equação é normalmente simplificada (Equação 6), desconsiderando a componente horizontal (energia advectada no ar pelo vento, A_h) e os termos de armazenamento de energia S_h e P_h .

$$Rn = LE + H + G \quad (6)$$

Assim, em superfícies líquidas, como lagos e reservatórios, o fluxo líquido de energia é dado pela radiação solar incidente de ondas curtas e ondas longas, subtraída da radiação refletida (de ondas curtas e ondas longas), do calor latente (perda de calor por evaporação) e do calor sensível (perda de calor por condução), do calor armazenado e de outras perdas de calor (Martin e McCutcheon, 1998). O balanço de energia em águas abertas é representado na Figura 2.5.

Na Equação (6) são considerados apenas os componentes de fluxos verticais, e a transferência de energia horizontal, por advecção, é desconsiderada. Assim, essa equação deve ser aplicada para grandes superfícies homogêneas, onde os demais componentes podem ser assumidos nulos quando comparados aos quatro componentes verticais principais (Rn , LE , H e G) (Allen et al., 1998).

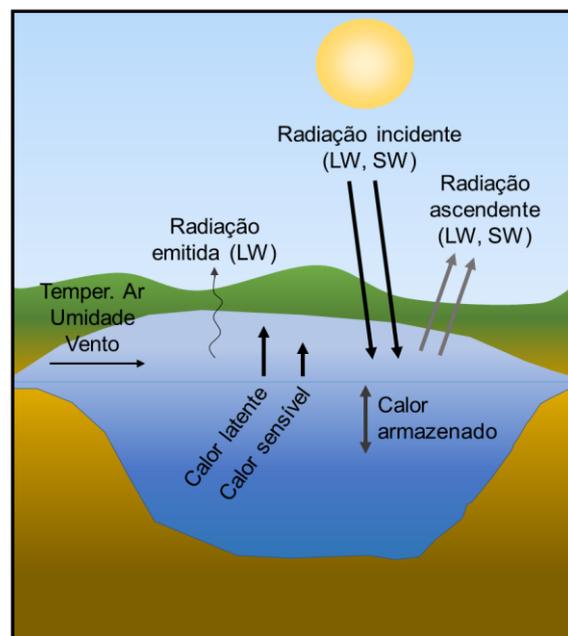


Figura 2.5. Saldo de energia da superfície do lago (sem considerar vazões afluentes e defluentes) e fatores associados que podem influenciar a temperatura da água na superfície do lago. Embora os fluxos de calor latente e sensível possam atuar resfriando ou aquecendo o lago, eles geralmente são direcionados positivamente para fora do lago, causando um efeito geral de resfriamento. Siglas em inglês: LW - ondas longas e SW - ondas curtas. Fonte: adaptado de Woolway et al. (2020).

Contudo, os processos advectivos podem ser significativos quando se avalia a evaporação de reservatórios, dependendo da região em que estes se localizam, em especial, para regiões áridas. Quando o solo está muito seco, a transferência de vapor induzida pelo gradiente de pressão do ar pode aumentar muito a condutividade hidráulica e, assim, causar um alto fluxo de evaporação. Logo, a transferência de vapor pode ser aumentada pelo gradiente de temperatura e pelo gradiente de pressão do ar (Zeng et al., 2011).

2.2.1.3 Balanço hídrico

O balanço hídrico é determinado através da aplicação da equação da continuidade, de modo a quantificar a variação do volume ao longo do tempo (dS/dt) a partir das entradas e saídas de águas do sistema, considerando os efeitos da precipitação (P), evaporação (E), escoamento superficial (entrando Q_{re} , e saindo Q_{rs}), recargas (Q_{ge}) e infiltrações (Q_{gs}), como expressa a Equação (7) (Figura 2.6).

$$\frac{dS}{dt} = P - E + (Q_{re} - Q_{rs}) + (Q_{ge} - Q_{gs}) \quad (7)$$

Em rios, lagos e reservatórios com divisões naturais, os termos de armazenamento subterrâneo de água (Q_{ge} e Q_{gs}) são normalmente desconsiderados, e os termos de escoamento superficial são, ou zero (para rios), ou são valores conhecidos (reservatórios), assim, expressos como $R = Q_{re} - Q_{rs}$, uma média do escoamento superficial (Brutsaert, 2005). Com isso, a Equação (7) pode ser escrita como a Equação (8):

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R \quad (8)$$

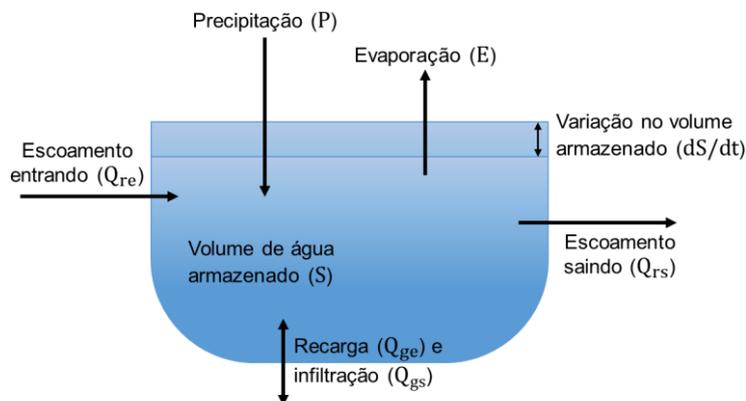


Figura 2.6. Esquema dos componentes do balanço hídrico em um volume de água, como um reservatório (fonte: própria autora).

A estimativa de perdas por evaporação como uma quantidade residual, utilizando uma técnica bem conhecida que consiste na medição de entrada e saída e contabilização de mudanças no armazenamento do reservatório (balanço de massa), dificilmente produz resultados confiáveis, devido ao efeito de erros percentuais na medição do volume relativamente grande das entradas e saída, e a dificuldade de medir a infiltração de água do sistema (Harbeck Jr. et al., 1958; Singh e Xu, 1997).

2.2.2 Estimativas de evaporação por métodos empíricos e medição *in situ*

A taxa de evaporação pode ser medida *in situ*, através de evaporímetros de Piché e tanques classe A (Figura 2.7). Contudo, o número de equipamentos para medições *in situ* de evaporação não são suficientes para contemplar toda a superfície de águas abertas ao redor do mundo.

As estimativas baseadas na covariância de vórtices turbulentos, conhecidas como *eddy covariance* (EC) (Figura 2.8) e medidas nas chamadas torres de fluxo, são usadas principalmente para pesquisas relacionadas à *ET*. A estimativa de evaporação por EC utiliza dados medidos *in situ*, combinados a equações de transferência de massa. Os métodos de transferência de massa utilizam conceitos de aerodinâmica, considerando a transferência de vapor d'água de uma superfície para a atmosfera (Singh e Xu, 1997). Geralmente, as torres de EC são consideradas uma das abordagens mais precisas. Porém, seu uso é restringido pelo alto custo dos equipamentos e pela sensibilidade à direção do vento (em relação ao sensor e à localização do reservatório), dessa forma, poucos dados de evaporação do lago foram coletados usando essa abordagem (Friedrich et al., 2018; Zhao e Gao, 2019).



Figura 2.7. Equipamentos utilizados para a medição de evaporação da água: (a) evaporímetro de Piché, (b) tanque de evaporação classe A (fonte: INMET⁵).

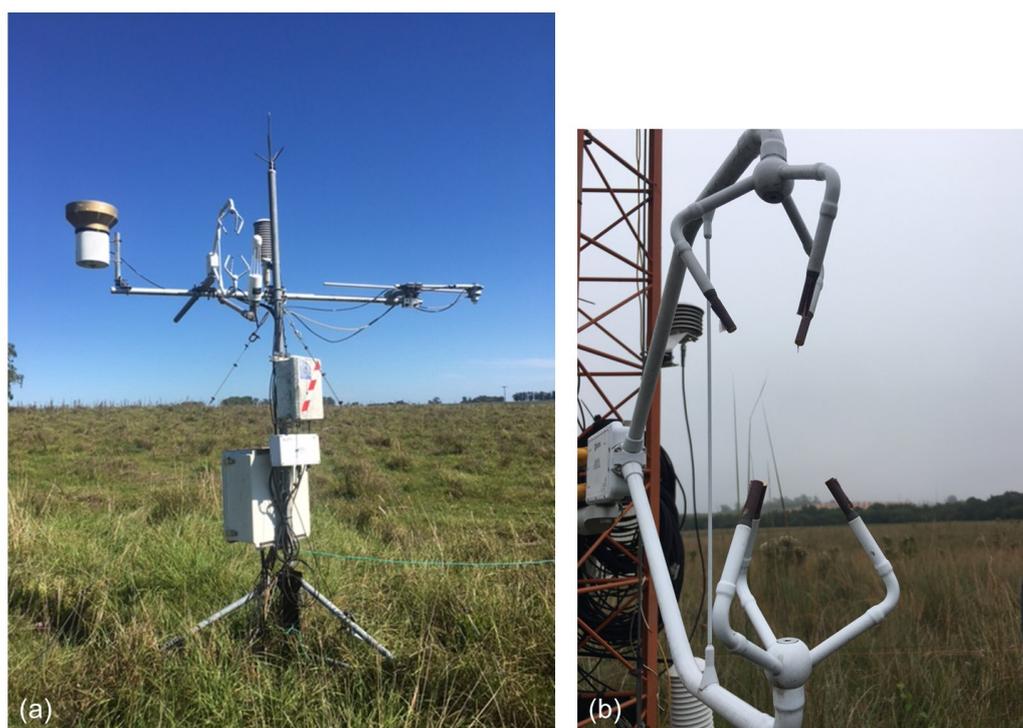


Figura 2.8. (a) Torre de fluxo *eddy covariance* e (b) anemômetro (utilizado em sistema de *eddy covariance*) (fonte: própria autora).

⁵Disponível em: <<https://portal.inmet.gov.br/uploads/publicacoesDigitais/aestacaometeorologicaeseobservador.pdf>>. Acesso em: 26 de julho de 2022.

2.2.3 Sensoriamento remoto aplicado ao balanço de energia para estimativas de evaporação

Existem diversas formas para estimar a E_w através de produtos de sensoriamento remoto, muitos dos quais partem de modelos de estimativa de ET . A ET é o processo pelo qual a água (e energia, em forma de calor latente) das chuvas é transferida para a atmosfera a partir da evaporação do solo e das águas abertas, e da transpiração da vegetação (Anderson et al., 2012; Penman, 1948). As estimativas com base em dados de sensoriamento remoto podem cobrir grandes áreas, sendo uma maneira econômica de estimar e monitorar fluxos evaporativos (Zhang et al., 2016).

Como métodos para estimativa de ET por sensoriamento remoto, tem-se: (i) métodos baseados na vegetação (uso de índices de vegetação), (ii) métodos baseados na temperatura da superfície da terra (balanço de energia), e; (iii) métodos empíricos e estatísticos (Biggs et al., 2015). Alguns produtos globais de sensoriamento remoto, como o *Land Surface Evapotranspiration* (MOD16) (Mu et al., 2011), do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), e o *Global Land-Surface Evaporation Amsterdam Methodology* (GLEAM) (Miralles et al., 2011) estimam a ET com métodos baseados na vegetação, aplicados em equações como Penman-Monteith e Priestley-Taylor. Porém, estes modelos não são calibrados para estimativa de E_w (Miralles et al., 2011; Mu et al., 2011).

Os métodos baseados em balanço de energia utilizam produtos de temperatura de superfície para obter as estimativas dos fluxos energéticos entre a superfície e atmosfera, e com isso, estimar a evapotranspiração. Alguns destes modelos são: *Surface Energy Balance Algorithm for Land model* (SEBAL) (Bastiaanssen et al., 1998), *Atmosphere-Land Exchange Inverse* (ALEXI) (Anderson et al., 2011), *Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration* (METRIC) (Allen et al., 2007), *Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop) (Senay et al., 2013), *Surface Energy Balance System* (SEBS) (Su, 2002), *Google Earth Engine implementation of the SEBAL* (geeSEBAL) (Laipelt et al., 2021), entre outros.

O modelo SSEBop, assim como o geeSEBAL, também foi implementado na plataforma GEE (sendo calibrado para os Estados Unidos) (Senay et al., 2022), o que permitiu um melhoramento no processo iterativo e na interpolação por pixel, resultando em uma maior eficiência computacional e melhor desempenho do modelo. Os modelos SSEBop e geeSEBAL são utilizados no projeto OpenET (Melton et al., 2021) (acesso em:

<<https://openetdata.org/>>) de cooperação internacional para estimativa de *ET* no oeste dos Estados Unidos, com perspectivas de futuras aplicações em escala global. No projeto OpenET, os modelos utilizam dados de satélite do Landsat para gerar estimativas de *ET* com resolução espacial de 30 m.

A escolha do método para estimativa de *ET* depende de diversos fatores como o tipo de aplicação, as resoluções espaciais e temporais, as variáveis meteorológicas, e as vantagens e limitações esperadas do modelo (Laipelt et al., 2021; Zhang et al., 2016). No caso, para as estimativas de evaporação de reservatórios, considerando que os métodos baseados na vegetação geralmente não são calibrados para superfícies de água, a aplicação de métodos por balanço de energia se destaca, como mostrado em estudos anteriores (ANA, 2021; Losgedaragh e Rahimzadegan, 2018; Rodrigues et al., 2021b). Alguns dos métodos baseados no balanço de energia são abordados em maior detalhe nos itens a seguir.

2.2.3.1 Modelo geeSEBAL

O geeSEBAL (Laipelt et al., 2021) é um modelo baseado no SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (Bastiaanssen et al., 1998), desenvolvido dentro da plataforma Google Earth Engine (GEE). O catálogo de dados públicos do GEE possui conjuntos de dados geoespaciais amplamente utilizados, sendo a maior parte do catálogo composta por imagens de sensoriamento remoto, incluindo toda a coleção Landsat, além de incluir diversos conjuntos de dados ambientais, geofísicos e socioeconômicos, como dados de previsões climáticas e cobertura da terra (Gorelick et al., 2017). Este modelo estima a *ET* pela combinação da expressão de balanço de energia de superfície e equações de fluxo de superfície terrestre com dados de temperatura obtidos por sensoriamento remoto. Nesta abordagem, o fluxo de calor latente (*LE*) é estimado como um resíduo do balanço de energia de superfície (Equação 9).

$$LE = Rn - H - G \quad (9)$$

onde *Rn* é o saldo de radiação na superfície terrestre (Equação 10), *H* é o fluxo de calor sensível, e o *G* é fluxo de calor do solo (Equação 11). No caso de águas abertas, o fluxo de calor não será no solo, e sim na coluna d'água, sendo usualmente assumido o valor de *G* como uma fração do *Rn*.

O Rn é dividido em fluxos de H , LE e G , sendo que, os elementos da superfície (plantas, solo, corpos d'água), absorvem e reemitem uma parte dessa energia solar radiante, como LE , além de perderem vapor d'água para a atmosfera (Zhang et al., 2016).

$$Rn = (1 - \alpha)Rs \downarrow + Rl \downarrow - Rl \uparrow - (1 - \varepsilon_0)Rl \downarrow \quad (10)$$

$$\frac{G}{Rn} = \alpha(Ts - 273.15)(0.0038\alpha + 0.07\alpha^2)(1 - NDVI^4) \quad (11)$$

onde α é o albedo, $Rs \downarrow$ é a radiação de ondas curtas incidente, $Rl \downarrow$ é a radiação de ondas longas incidente, $Rl \uparrow$ é a radiação de ondas longas ascendente, ε_0 é a emissividade térmica da superfície, Ts é a temperatura da superfície e NDVI é o índice de vegetação utilizado. A Ts é estimada de acordo com a Equação (12) (Allen et al., 2007).

$$Ts = \frac{K_2}{\ln \left[\left(\frac{\varepsilon_{nb} K_1}{L_t} \right) + 1 \right]} \quad (12)$$

onde K_1 e K_2 são constantes obtidas a partir de propriedades da imagem para cada produto de sensoriamento remoto utilizado, ε_{nb} é a emissividade da superfície para banda termal, L_t é a radiância térmica corrigida da superfície, calculada de acordo com Allen et al. (2007). A Ts foi ajustada para um dado de elevação comum (Ts_{dem}), como mostra a Equação 13 (utilizando dados de elevação digital da Missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) e efeitos de inclinação também foram corrigidos conforme Jaafar e Ahmad (2020).

$$Ts_{corr} = Ts_{dem} \frac{[G_{sc} d_r \tau_{sw} (\cos \theta_{slope} - \cos \theta_{flat})]}{\rho_a \times 1004 \times 0.05} \quad (13)$$

onde G_{sc} é a constante solar, d_r é a distância relativa Terra-Sol, τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, θ_{slope} é o ângulo de incidência solar para terrenos inclinados (conforme Allen et al. (2007)), θ_{flat} é o ângulo de incidência solar considerando um terreno plano, e ρ_a é a densidade do ar.

H é estimado de acordo com um processo iterativo, visto que, na Equação 14, H e a resistência aerodinâmica ao transporte turbulento de calor (r_{ah}) são ambas desconhecidas. H é assumido como zero no pixel de maior condição úmida (fria), enquanto LE corresponde a toda a energia disponível. Já no pixel de condição inversa (quente), H é assumido como máximo e LE é assumido como zero (Laipelt et al., 2021).

$$H = \frac{\rho_a C_a dT}{r_{ah}} \quad (14)$$

onde ρ_a é a densidade do ar, C_a é o calor específico do ar, dT é o gradiente de temperatura, e r_{ah} é a resistência aerodinâmica, da superfície (altura z_1) para o ar acima da superfície de evaporação (altura z_2). Este processo iterativo é resolvido a partir da seleção de dois pixels âncoras na imagem, os quais representam condições extremas de umidade e temperatura, conhecidos como pixels quente e frio, sendo assumida uma relação linear entre Ts e dT (Bastiaanssen et al., 1998) (Equação 15). Este método de forma automatizada foi proposto por Allen et al. (2013), para seleção dos pixels pré-candidatos, sendo que para o pixel quente são selecionados os 10% de pixels com menores valores de NDVI, e 20% maiores valores de Ts , e para os pixels frios, são considerados os 20% menores valores de Ts e 5% maiores valores de NDVI. A seleção automática dos pixels âncoras fornece uma calibração mais consistente e precisa, além de aumentar a velocidade de processamento (Allen et al., 2013).

$$dT = a + b Ts \quad (15)$$

onde a e b são coeficientes empíricos determinados para cada imagem. A r_{ah} é calculada conforme a Equação (16, na primeira iteração, sendo u_* é a velocidade de fricção estimada utilizando a lei logarítmica do vento para condições atmosféricas (Equação 17).

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_1}{z_2}}{u_* \times k} \quad (16)$$

$$u_* = \frac{u_{200} k}{\ln \frac{200}{z_{om}}} \quad (17)$$

onde k é a constante de von Karman, u_{200} é a velocidade do vento a uma altura de 200 metros, e z_{om} é a rugosidade da superfície (Bastiaanssen et al., 1998; Laipelt et al., 2021).

A fração evaporativa (FE) (Equação 18), por fim, é utilizada para estimar a evapotranspiração diária (ET_{24h}) (Equação 19).

$$FE = \frac{LE}{Rn - G} \quad (18)$$

$$ET_{24h} = \frac{FE \times Rn_{24h}}{\lambda} \quad (19)$$

Sendo Rn_{24h} a média diária de Rn , e λ o calor latente de vaporização da água. Em corpos d'água, os resultados de ET representam a taxa de E_w . Mais detalhes sobre a metodologia e as equações utilizadas no geeSEBAL podem ser consultadas em Laipelt et al. (2021) e Bastiaanssen et al. (1998a). Como vantagens da aplicação deste método, o geeSEBAL está disponível como um software de código aberto, implementado em Python e JavaScript com uma interface gráfica que facilita sua utilização (Laipelt et al., 2021).

2.2.3.2 Modelo SSEBop

O SSEBop (Senay, 2018; Senay et al., 2020, 2013) utiliza uma simplificação do balanço de energia para estimar a ET (Equação 20). Este modelo não resolve a totalidade dos componentes do balanço de energia, utilizando princípios psicrométricos para estimativa da ET (Senay, 2018).

$$ET = ET_0 - \gamma^s (Ts - Tc) ET_r \quad (20)$$

onde ET_r é a ET de referência, γ^s é a constante psicrométrica de superfície (Equação 21), Tc é a temperatura da superfície de referência úmida/fria (estimada a partir da temperatura máxima diária do ar). Ainda, pode ser aplicado a esta Equação 20 um coeficiente de escala para a ET_r dependendo do tipo de vegetação.

$$\gamma^s = \frac{\rho_a C_a}{Rn r_{ah}} \quad (21)$$

Este modelo também utiliza a Equação 14 para determinar o H , porém, o dT é calculado de forma distinta (Equação 22), sem a realização de um processo iterativo e utilizando o Rn .

$$dT = \frac{Rn r_{ah}}{\rho_a C_a} \quad (22)$$

Em corpos d'água, os resultados de ET representam a taxa de E_w . O conjunto de dados SSEBop ET versão 5 está disponível no site do *Famine Early Warning Systems Network* - FEWS NET (<https://earlywarning.usgs.gov/fews/>). Mais detalhes sobre o desenvolvimento e calibração do modelo podem ser consultados em Senay (2018) e Senay et al. (2020, 2013).

2.2.3.3 Modelo SELET

O SELET (ANA, 2021), elaborado no contexto do estudo “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil”, utiliza a equação do balanço de energia combinada às equações de transferência de massa e calor. O modelo estima a evaporação de reservatórios a partir da Equação 1 que, reescrita em função da evaporação do lago e com a conversão para milímetros por dia, é expressa na Equação 23:

$$E_w = \frac{LE}{\lambda} \times 86400 \quad (23)$$

Para estimar o fluxo de calor latente (LE) o modelo utiliza as equações de transferência (equações 24 e 25):

$$H = \rho_a C_a (A + Bu) (T_w - T_a) \approx \gamma \lambda (a + bu) (T_w - T_a) \quad (24)$$

$$LE = \rho_a C_a (A + Bu) \frac{(e_{sat} - e_a)}{\lambda} \quad (25)$$

onde A e B são coeficientes de transferência, calibrados para cada lago. As equações de transferência (24 e 25) são utilizadas na equação de balanço de energia (Equação 6), e somando-se os valores diários para cada ano civil (o que torna o valor acumulado de G desprezível), assim, A e B podem ser estimados para cada ano civil, considerando-se que as contribuições dos termos sejam iguais (ANA, 2021). O Quadro 2.1 apresenta uma síntese geral dos dados de entrada do modelo SELET.

Quadro 2.1. Síntese dos dados de entrada do modelo SELET.

Dado	Fonte/Produto	Instituto/Agência	Referência
Geometria e data de implantação ¹	ANA	ANA	(ANA, 2019)
Latitude e altitude	ANA e SRTM	ANA e SRTM ²	(ANA, 2019; Farr et al., 2007)
Temperatura superficial da água	MODIS (MOD11A1, MYD11A1, MOD44W)	NASA	(Carroll et al., 2017; Wan et al., 2021, 2015)
Velocidade média do vento, irradiância solar incidente, e pressão de vapor no ar e pressão de saturação	INMET	INMET	Disponível em: https://portal.inmet.gov.br/
	ERA5 ³	ECMWF	(Muñoz-Sabater et al., 2021)

¹a data de implantação é utilizada para determinar o início da análise em cada reservatório, considerando os reservatórios construídos após 2001 (o mesmo também foi considerado no estudo anterior (Capítulo 3) para os modelos geeSEBAL e SSEBop). ²Missão Topográfica Radar Shuttle (em inglês: *Shuttle Radar*

Topography Mission - SRTM).³ERA5 fornecido pela *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Copernicus Climate Change Service (CCCS)*.

Mais detalhes sobre o desenvolvimento e a calibração do modelo SELET podem ser consultados em ANA (2021).

2.2.3.4 Aquisição de dados para os modelos

Os modelos de balanço de energia necessitam de três tipos de dados de entrada: (i) delineamento de áreas de lagos e datas de interesse; (ii) dados meteorológicos, para obtenção de variáveis como velocidade do vento, umidade relativa e temperatura do ar, temperatura de orvalho; (iii) dados de sensoriamento remoto, para obtenção da temperatura de superfície, elevação, emissividade, albedo e radiação (ondas curtas e ondas longas, incidentes e ascendentes).

Para águas abertas, as geometrias das áreas de interesse, como lagos e reservatórios, podem ser obtidas de bases de dados oficiais, como da ANA, que disponibiliza dados de todas as massas d'água do país, em um catálogo que pode ser acessado em <https://metadados.snirh.gov.br/>, ou ainda, podem ser obtidas de produtos globais, como o HydroLAKES (Messenger et al., 2016), para lagos com superfície de água maior que 10 ha. Outra forma para obtenção das superfícies d'água é através de imagens de sensoriamento remoto, a partir da análise da reflectância de superfície.

Os dados meteorológicos podem ser obtidos por medição *in situ*, por exemplo, através de torres de EC, ou por estações meteorológicas (como as do INMET). Rodrigues et al. (2021b), por exemplo, utilizaram dados meteorológicos de estações, aplicados ao modelo AquaSEBS, para estimar a evaporação de oito reservatórios localizados em áreas de cerrado e semiárido brasileiro. Ainda, os dados meteorológicos podem ser obtidos por produtos de reanálise (Quadro 2.2), como o ERA5-Land (do Centro Europeu de Previsão Meteorológica de Médio Prazo – ECMWF, sigla em inglês) (Muñoz-Sabater et al., 2021), o *Global Land Data Assimilation System – GLDAS* (do Centro de Voos Espaciais Goddard da NASA) (Rodell et al., 2004) e o TerraClimate (da Universidade de Idaho) (Abatzoglou et al., 2018). Os dados do ERA5, GLDAS-2.1 e TerraClimate estão disponíveis no GEE.

Em relação aos dados de sensoriamento remoto, normalmente se utilizam cenas dos satélites Landsat ou MODIS Terra/Aqua, do Serviço Geológico dos Estados Unidos (em inglês: *United States Geological Survey – USGS/NASA*). O Quadro 2.3 apresenta uma

síntese sobre estes produtos. Para obtenção da elevação podem ser utilizados dados do modelo digital de elevação do *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM (Farr et al., 2007).

Quadro 2.2. Síntese de produtos meteorológicos de reanálise para aplicação em modelos de balanço de energia.

	Resolução espacial	Resolução temporal	Disponibilidade dos dados	Instituto	Fonte
ERA5-Land	1/10°	horário, mensal	desde 1950	ECMWF	(Muñoz-Sabater et al., 2021)
GLDAS	1/4°	3 horas, diário, mensal	Versão 2.0 desde 1948 e Versão 2.1 desde 2000	GSFC NASA	(Rodell et al., 2004)
TerraClimate	1/24°	mensal	desde 1958	Universidade de Idaho	(Abatzoglou et al., 2018)

Siglas: Centro Europeu de Previsão Meteorológica de Médio Prazo (em inglês: *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF), Centro de Voos Espaciais Goddard da NASA (em inglês: *Goddard Space Flight Center* - GSFC), Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço (em inglês: *National Aeronautics and Space Administration* - NASA).

Quadro 2.3. Síntese dos produtos MODIS e Landsat para aplicação em modelos de balanço de energia.

Satélite	Sensor	Disponibilidade dos dados	Resolução espacial	Resolução temporal	Aplicação
Terra/Aqua	MODIS	2000 em diante (Terra) e 2002 em diante (Aqua)	250 m	8 dias	Superfície de água, albedo, emissividade, radiação
Terra/Aqua	MODIS	2000 em diante (Terra) e 2002 em diante (Aqua)	1000 m	diário	Temperatura de superfície
Landsat 4	MSS e TM	1982-1993	Reamostrado para 30 m	16 dias	Superfície de água, albedo, temperatura de superfície, emissividade, radiação
Landsat 5	MSS e TM	1984-2013			
Landsat 7	ETM+	1999 em diante			
Landsat 8	OLI e TIRS	2013 em diante			

Siglas: *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* - MODIS, *Multispectral Scanner System* - MSS, *Thematic Mapper* - TM, *Enhanced Thematic Mapper Plus* - ETM+, *Operational Land Imager* - OLI, *Thermal Infrared Sensor* - TIRS.

2.2.4 Estimativas por métodos de base física e métodos combinados

Alguns autores estimaram a evaporação de águas abertas em escala global a partir de equações de base física, como a equação de Penman (1948) combinada com dados meteorológicos. Tian et al. (2022) e Zhao e Gao (2019) usaram a equação de Penman

combinada com uma equação empírica para estimativa de ventos e com um algoritmo para calcular as mudanças no armazenamento de calor na água. Zhao et al. (2020) também utilizaram a equação de Penman, combinada com um modelo para estimar dados de perfil de temperatura, para calcular a mudança de armazenamento de calor na água. Estes trabalhos utilizaram dados meteorológicos de reanálise como TerraClimate (Abatzoglou et al., 2018), ERA5 (Muñoz-Sabater et al., 2021) e GLDAS (Rodell et al., 2004). Outras equações como de Priestley e Taylor (1972), Linacre (1977), Linacre (1993), de Bruin e Keijman (1979) entre outras, também podem ser aplicadas para estimativa da evaporação, como apresentados em estudos anteriores (Althoff et al., 2019; Jansen e Teuling, 2020; Rodrigues et al., 2021b). Alguns destes métodos combinados, baseados em Penman, são detalhados nos itens a seguir.

2.2.4.1 Equação de Shuttleworth para águas abertas

Em 1948, Penman combinou o balanço de energia (a evaporação é considerada a partir da radiação incidente) e métodos de transferência de massa (base aerodinâmica em que a evaporação é considerada devido ao transporte turbulento de vapor) para obter uma equação de evaporação para águas abertas a partir de dados meteorológicos (Penman, 1948). Derivado da equação de Penman e Monteith (Monteith, 1965; Penman, 1948), Shuttleworth (2012) apresentou um método para estimativa de evaporação (Equação 26).

$$E_{ow} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - A_h - S_h) + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(1 + 0.536 u_2) D}{\lambda} \quad (26)$$

onde u_2 é a velocidade média diária do vento, D é o déficit de pressão de vapor médio diário (u_2 e D são ambos medidos à 2 m). D é calculado pela subtração da pressão de vapor saturada (e_{sat}), e da pressão de vapor do ar (e_a). Para cálculo do Rn , o albedo da superfície da água pode ser admitido como 0.08. O S_h tem sido frequentemente desconsiderado, especialmente em regiões tropicais onde a taxa de mudança na temperatura da água é baixa (Shuttleworth, 2012). Considerando a falta de dados disponíveis, o termo A_h também pode ser considerado desprezível, como mostra um exemplo em Shuttleworth (2012). Δ é o gradiente entre pressão de vapor saturada e temperatura (inclinação da curva de pressão de vapor de saturação) (Equação 27), γ é a constante psicrométrica, e λ é o calor latente de vaporização da água (Equação 28).

$$\Delta = \frac{de_{sat}}{dT} = \frac{4098 e_{sat}}{(T+237.3)^2} \quad (27)$$

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 T \quad (28)$$

onde T é a temperatura média diária. Mais detalhes sobre o método é apresentado em Shuttleworth (2012).

As simplificações da equação de Shuttleworth desconsideram os efeitos do armazenamento de calor dentro do lago/reservatório.

2.2.4.2 Produto MOD28C3

O produto MOD28C3 versão 6.1, elaborado por Gao (2021) e distribuído pela NASA EOSDIS *Land Processes* DAAC, fornece dados mensais de área, elevação, armazenamento, taxa e volume de evaporação para 164 reservatórios ao redor do mundo (Li et al., 2021; Zhao et al., 2020), sendo 12 reservatórios no Brasil (entre os 20 maiores do país). Para fornecer dados de estimativas de evaporação, o MOD28C3 utiliza dados de temperatura de superfície (LST) (médias de 8 dias, com dados diurnos e noturnos) do MODIS Terra e dados meteorológicos de entrada do GLDAS. Os volumes médios de evaporação mensais são calculados a partir das taxas de evaporação e da área dos reservatórios. Li et al. (2021) validaram os resultados das taxas de evaporação do MOD28C3 em dois locais (Lago Nasser na África e Lago Mead na América do Norte) onde observações *in situ* estão disponíveis, e a validação indicou que este produto possui alta qualidade. As taxas de evaporação mensais são estimadas a partir do modelo *Lake Temperature and Evaporation Model* (LTEM) (Zhao et al., 2020), baseado na equação de Penman, com uma função para o vento, apresentada por Zhao e Gao (2019) (Equação 29). O modelo LTEM utiliza o produto de temperatura MODIS LST e dados meteorológicos do *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS).

Segundo Zhao e Gao (2019), existem dois fatores-chave que precisam ser considerados quando se aplica a equação de Penman para estimar a evaporação de águas abertas. O primeiro diz respeito ao uso direto de dados meteorológicos terrestres na equação de Penman, o que provavelmente resultará em estimativas com viés. Para resolver este problema, é aplicada uma função relacionada ao vento ($f(u)$) (McJannet et al., 2012) que utiliza um comprimento de alcance (L_f) para considerar o efeito do ar se tornando mais úmido ao se mover da superfície da terra para a superfície da água (Equação 30). O L_f é calculado para cada reservatório e cada mês, a partir da divisão da área total pela largura. A largura é definida como a distância entre as duas linhas tangentes

ao reservatório que são paralelas à direção do vento mensal predominante (Zhao e Gao, 2019).

$$E = \frac{\Delta(R_n - G_w) + \gamma f(u)(e_{sat} - e_a)}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (29)$$

$$f(u) = \lambda(2.33 + 1.65u_2)L_f^{-0.1} \quad (30)$$

O segundo fator chave apresentado por Zhao e Gao (2019) está associado com o efeito de armazenamento de calor. A taxa de evaporação pode ser superestimada quando o reservatório armazena calor (na primavera/verão) e subestimada quando o reservatório libera calor (no outono/inverno). De acordo com Zhao et al. (2020), para quantificar o G_w (Equação 31) são utilizados dados de perfil de temperatura para dois passos de tempo consecutivos, com dados MODIS de temperatura da superfície da água. Para simular o perfil de temperatura para cada passo de tempo no LTEM, os autores integraram a temperatura da superfície da água do MODIS no modelo 1-D Hostetler Model (Hostetler e Bartlein, 1990).

$$G_w = \frac{1}{As} \frac{d}{dt} \int_0^{Dt} \rho_{w,z,t} C_{w,z,t} A_{w,z,t} T_{w,z,t} dz \quad (31)$$

onde As é a superfície da água, t é o passo de tempo atual, z é a profundidade, ρ_w é a densidade da água C_w é o calor específico da água, A_w é a área coberta por água, T_w é a temperatura da água e Dt é a profundidade total do corpo d'água no passo de tempo t . Mais informações sobre o produto MOD28C3 Version 6.1 podem ser encontradas em Gao (2021); Li et al. (2021); e Zhao et al. (2020).

2.2.4.1 Método de Zhao e Gao (2019) e Zhao et al. (2022)

Os trabalhos de Zhao et al. (2022) e Zhao e Gao (2019) utilizaram o conceito de temperatura de equilíbrio para determinar o fluxo de calor na água. A equação para estimativa de evaporação é a mesma apresentada nas Equações 29 e 30 do item 2.2.4.2, mas o cálculo do fluxo de calor adotou outra abordagem, focada na temperatura de equilíbrio, com base no balanço de energia. Assim, as mudanças no fluxo de calor no corpo hídrico (G_w) são obtidas a partir de McMahon et al. (2013) (Equação 32).

$$G_w = \rho_w C_w \bar{h} \frac{T_w - T_{w0}}{\Delta t} \quad (32)$$

onde \bar{h} é a profundidade média da água, T_w é a temperatura da coluna d'água no passo de tempo atual e T_{w0} é a temperatura da coluna d'água no passo de tempo anterior, e Δt é o passo de tempo.

No estudo de Zhao et al. (2022), para estimativa global de evaporação, foi utilizado Δt de 30 dias, devido à resolução temporal dos produtos meteorológicos de reanálise utilizados. As aplicações deste estudo se destacam por utilizarem dados de sensoriamento remoto, para obtenção de dados meteorológicos de reanálise, e de área de reservatórios e lagos, para uma aplicação de estimativa de evaporação em escala global.

3 Evaporação nos reservatórios brasileiros: uma perspectiva por sensoriamento remoto

Este capítulo aborda a estimativa das perdas evaporativas em reservatórios do Brasil. O trabalho busca responder as três questões levantadas na introdução da dissertação, utilizando a combinação de modelos com dados de sensoriamento remoto para estimar as taxas evaporativas, o volume evaporado e a evaporação líquida nos reservatórios Brasileiros. A principal motivação para este estudo consiste na ausência de medição frequentes em águas abertas, em escala nacional, para monitorar as perdas evaporativas nos reservatórios (Lowe et al., 2009; Rodrigues et al., 2023). Além disso, a justificativa para este estudo tem suporte nas possibilidades apresentadas por estudos recentes que estimam a evaporação utilizando modelos combinados a dados de sensoriamento remoto (Tian et al., 2022; Zhao et al., 2022), e na necessidade de estimativas precisas de evaporação para cálculo do balanço hídrico em reservatórios, de modo a subsidiar a gestão de recursos hídricos e a promoção da segurança hídrica (ANA, 2021).

Neste sentido, o trabalho foi realizado utilizando dados de sensoriamento remoto e modelos para estimar as taxas de evaporação de água aberta, sendo dois modelos de balanço de energia de superfície (SEB), o geeSEBAL (Laipelt et al., 2021) e o SSEBop (Senay, 2018; Senay et al., 2020, 2013), além do MOD28C3 v. 6.1 (Gao, 2021) e da equação de evaporação de água aberta descrita por Shuttleworth (2012). Estimou-se a evaporação de 74 reservatórios com área superior a 50 km², representando quase 70% da área de corpos d'água artificiais no Brasil. Os resultados mostraram a vantagem de utilizar uma abordagem multi-modelos, combinada com conjuntos de dados de sensoriamento remoto e com computação em nuvem, para estimar a evaporação de água aberta em um país de dimensões continentais.

Este capítulo é apresentado na forma de um artigo científico, escrito em língua inglesa, a ser submetido para a revista *Journal of Hydrology* (ISSN: 0022-1694).

Resumo em português – A estimativa de perdas evaporativas em reservatórios é essencial para a gestão dos recursos hídricos, pois esse processo pode comprometer a operação dos reservatórios e o abastecimento de água e energia. Embora o sensoriamento remoto forneça grandes oportunidades para melhor compreender esse processo, ainda existem grandes incertezas relacionadas ao comportamento das perdas evaporativas em grandes áreas e, principalmente, devido à falta de dados *in situ*. Aqui, apresentamos uma abordagem multi-modelos combinada com dados de sensoriamento remoto para estimar as perdas por evaporação em escala nacional, para dezenas de reservatórios no Brasil. As taxas de evaporação de água aberta (E_w) foram obtidas usando dois modelos de balanço de energia de superfície (SEB) (o *Google Earth Engine implementation of the Surface Energy Balance Algorithm for Land* (geeSEBAL) e o *Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop)), o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) *Water Reservoir Monthly Level 3* (L3) Global (MOD28C3) e a equação de evaporação de águas abertas descrita por Shuttleworth. Foram obtidas estimativas para 74 reservatórios com área superior a 50 km², representando quase 70% da área de massas d'água artificiais no Brasil. As estimativas mensais de E_w apresentaram concordância satisfatória entre os modelos, principalmente para geeSEBAL, SSEBop e MOD28C3. Além disso, geeSEBAL e SSEBOP apresentaram estimativas de E_w adequadas, apesar da simplicidade dos modelos em representar a evaporação dos reservatórios. Os reservatórios com maior E_w estão localizados no semiárido, no Bioma Caatinga. A evaporação total anual e a evaporação líquida (diferença entre o lago E_w e a evapotranspiração do entorno) anual para os reservatórios avaliados são, respectivamente, $46,6 \pm 1,0$ km³ e $16,4 \pm 0,5$ km³, para o período de 2003 a 2021, com base na média entre geeSEBAL e SSEBop. Nossos resultados também demonstram que a evaporação líquida é muito alta em zona de climas secos (semiárido), por outro lado, atinge valores mais baixos em climas tropicais e úmido subtropicais. Nossos resultados mostraram a vantagem de integrar conjuntos de dados de sensoriamento remoto, e modelos de evaporação, com computação em nuvem, para obter estimativas de evaporação em regiões tropicais e em regiões extensas. Essas estimativas podem melhorar nosso entendimento sobre perdas de água em grande escala, auxiliando na gestão dos recursos hídricos em reservatórios e, conseqüentemente, aumentando a segurança hídrica.

How much evaporation occurs in Brazilian reservoirs? A remote sensing perspective

Júlia Brusso Rossi¹, Ayan Santos Fleischmann², Leonardo Laipelt¹, Bruno Comini de Andrade¹, Anderson Ruhoff¹

¹Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Institute of Hydraulic Research, Porto Alegre, Brazil.

²Mamirauá Institute for Sustainable Development, Tefé, Brazil.

Abstract - The estimation of evaporative losses from reservoirs is essential for water resources management since this process can compromise the reservoir operation and the water and energy supply. While remote sensing provides great opportunities for better constraining this process, there are still large uncertainties related to the behavior of evaporative losses across large domains, and especially due to lack of in situ data. Here, we present a multi-model approach combined with remote sensing data to estimate evaporation losses at national scale, for dozens of reservoirs in Brazil. Open water evaporation (E_w) rates were obtained using two surface energy balance (SEB) models (the Google Earth Engine implementation of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (geeSEBAL) and the Simplified Surface Energy Balance (SSEBop)), the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Water Reservoir Monthly Level 3 (L3) Global (MOD28C3) and the open water evaporation equation described by Shuttleworth. Estimates were obtained for 74 reservoirs with an area greater than 50 km², representing almost 70% of the area of artificial water bodies in Brazil. Monthly estimates of E_w showed a satisfactory agreement among the models, especially for geeSEBAL, SSEBop and MOD28C3. Besides, geeSEBAL and SSEBOP showed adequate E_w estimates despite the simplicity of the models in representing reservoirs evaporation. Reservoirs with higher E_w are located in the semi-arid Caatinga Biome. Total annual evaporation and net evaporation (difference between lake E_w and surrounding evapotranspiration) for the assessed reservoirs are, respectively, 46.6 ± 1.0 km³ and 16.4 ± 0.5 km³, for the period 2003-2021, based on the average of geeSEBAL and SSEBop. We also found that net evaporation is very high in dry climate zones while it reaches lower values in tropical and humid subtropical climate zones. Our results showed the advantage of integrating remote sensing datasets and evaporation models with cloud computing to obtain evaporation estimates in a tropical region and for a very large domain. These estimates can improve our understanding of large-scale water losses, supporting the management of water resources in reservoirs and consequently increasing water security.

Keywords: energy balance, open water, MODIS, geeSEBAL, SSEBop.

3.1 Introduction

Surface water evaporation is a key component of the water budget in reservoirs, being the main natural process of water loss in these systems (Assouline et al., 2011; Friedrich et al., 2018). Evaporation from reservoirs can compromise the availability and temporal stability of water supply (Zhang et al., 2017). Accounting for evaporation losses from reservoirs is an important aspect of water resources management, as the economic viability of these projects depends on the water stored volume (Lowe et al., 2009). In the United States, the estimated annual evaporative loss of reservoirs corresponds to more than 90% of the annual public water supply (Zhao and Gao, 2019). Recently, Zhao et al. (2022) estimated the average volume evaporated globally to be around 1500 km³ per year, which has increased at a rate of 3.12 km³ per year from 1985 to 2018. Indeed, changes in climate can largely impact evaporation rates. Wang et al. (2018) estimated a 16% increase in global average annual open water evaporation (E_w) rates by 2100, with positive evaporation trends mainly in low latitude regions (30° S to 30° N). Tian et al. (2022) estimated the evaporative losses of 7,242 large reservoirs around the world, and their results indicated a significant increase in the evaporative rate (from 2.0 km³ per year), in which Brazil stands out among the countries with a positive trend of 0.478 km³ per year from 1985 to 2016. A growing body of studies related to reservoir evaporation losses has been developed in the last few years, and points to the need of better constraining this important component of the water cycle.

Water bodies cover an area of about 174,000 km² in Brazil, and 26% of them are associated with artificial water bodies (ANA, 2019). Reservoirs play a major role in the country, accounting for more than 65% of the domestic electricity supply (EPE, 2021b). Although the country has a large hydropower installed capacity, with 1,380 dams in operation (ANEEL, 2022), the system's sensitivity to changes in water fluxes was recently evidenced by the impacts of a major drought, which affected the country's southeast in 2014-2015 (Corrêa da Silva et al., 2016; Hunt et al., 2018).

Some studies investigated evaporation losses in Brazilian reservoirs. Althoff et al. (2019) evaluated the evaporation of a small reservoir (2,500 m²) located in the Cerrado biome and found an increasing trend (6.12 mm year⁻¹), mainly in the transition between the dry and wet seasons, compromising the cultivation in the region. Coelho et al. (2017) evaluated the water footprint of two hydroelectric power plants in the Tocantins River

basin and verified that in the Tucuruí dam the evaporated flow is approximately 20% higher than the total water abstractions across the basin. Rodrigues et al. (2021b) investigated the evaporation in eight reservoirs located in the Brazilian dryland and found evaporation to be higher near the dam and near exposed soil without vegetation. According to the National Water and Sanitation Agency of Brazil, the net evaporation of reservoirs contributes to 30% of the water withdrawals in Brazil (ANA, 2021).

There is a general lack of in situ measurements of reservoir evaporation in Brazil, and remote sensing stands out as a great tool for fostering the comprehension and monitoring this process at large scales (Zhang et al., 2016). There are several methodologies to estimate water evaporation through remote sensing. Methods based on surface energy balance (SEB) typically use surface temperature data to estimate energy fluxes between the surface and atmosphere, and thus evapotranspiration (ET – evaporation from bare soil and open water plus transpiration from plants). Surface temperature and remote sensing-based models include Surface Energy Balance Algorithm for Land model (SEBAL) (Bastiaanssen et al., 1998), Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI) (Anderson et al., 2011), Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration (METRIC) (Allen et al., 2007), Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) (Senay et al., 2013), the Surface Energy Balance System (SEBS) (Su, 2002), Google Earth Engine implementation of the SEBAL (geeSEBAL) (Laipelt et al., 2021), and Surface Energy Balance for Fresh and Saline Waters (AquaSEBS) (Abdelrady et al., 2016). These methods have been recently applied to estimate reservoirs evaporation (e.g. Rahimpour and Rahimzadegan, 2021; Rodrigues et al., 2021b, 2021a).

Despite these recent efforts in estimating E_w , studies usually focus on a single reservoir or a small region of study (Althoff et al., 2019; Jansen and Teuling, 2020; Rahimpour and Rahimzadegan, 2021; Rodrigues et al., 2021b, 2021a). Besides, global studies generally do not use surface temperature data, only meteorological reanalysis datasets that generated results with coarse spatial resolution (Tian et al., 2022; Zhao et al., 2022). Furthermore, is important to avoid estimate E_w based on a single model, with may increase the uncertainties on the results. The need for models intercomparison has been currently emphasized (e.g. OpenET) (Melton et al., 2021). Although, SEB-cloud processing algorithms are recent and still rarely employed especially on a national and continental scales (Fleischmann et al., 2021).

Regarding the uncertainties in open water evaporation estimates, we expect to clarify aspects of the behavior of evaporative processes in reservoirs through the integration of multi-model approach and remote sensing datasets. The contributions of this study address three main research questions: (i) what are the differences between E_w losses estimated with different remote sensing-based models? (ii) how much evaporation occurs in Brazilian reservoirs? And (iii) how much net evaporation occurs in different climate zones? Therefore, this work aimed to evaluate open water evaporation in Brazilian using four different approaches: the geeSEBAL (Laipelt et al., 2021) using MODIS datasets as inputs (Comini et al., 2023), the SSEBop (Senay, 2018; Senay et al., 2020, 2013), the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Water Reservoir Monthly Level 3 (L3) Global (MOD28C3) (Gao, 2021; Li et al., 2021; Zhao et al., 2020) and the open water evaporation equation described by Shuttleworth (2012) based on the widely used Penman-Monteith (Monteith, 1965; Penman, 1948) equation.

3.2 Methods

3.2.1 Study area

Brazil has an area of 45,500 km² covered by artificial water bodies, with 1,380 hydroelectric power plant reservoirs in operation, from which 157 large plants belong to the National Interconnected System (SIN). In this study, evaporation was estimated for SIN reservoirs with area greater than 50 km², totaling 74 reservoirs and a total surface water area of about 31,500 km², around 70% of the area of artificial water bodies in the country (ANA, 2019; ANEEL, 2022) Figure 3.1.

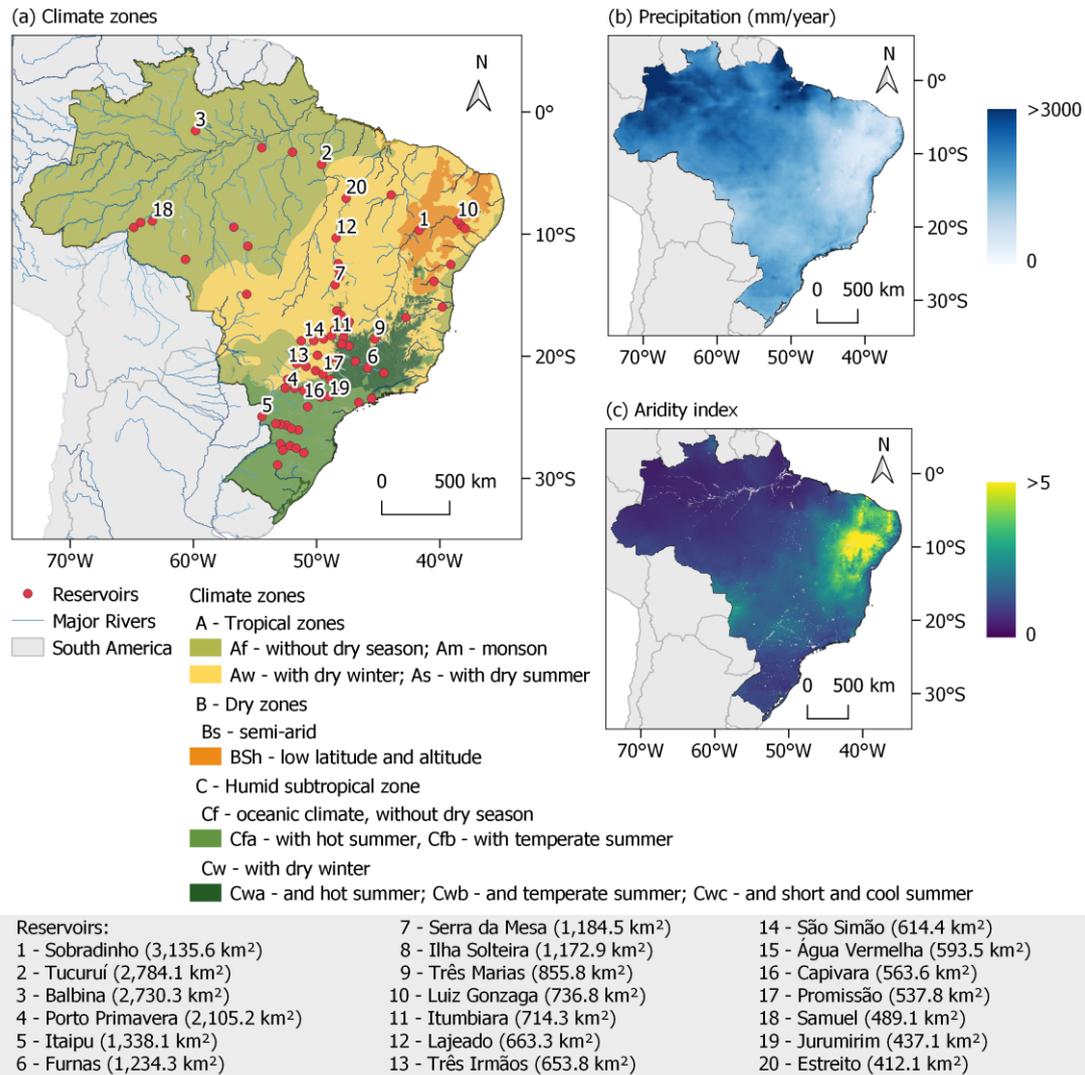


Figure 3.1. (a) Brazilian reservoirs investigated in this study (surface area > 50 km²), highlighting the 20 largest ones (*left*) and the climate zones; (b) precipitation (mm year⁻¹); (c) aridity index, defined as potential evapotranspiration per precipitation (*right*).

3.2.2 Estimation of reservoir evaporation rate

This section describes the four remote sensing-based models used to estimate E_w in Brazilian reservoirs: geeSEBAL, SEEBop, Shuttleworth's equation and MOD28C3.

3.2.2.1 geeSEBAL

The geeSEBAL model (Laipelt et al., 2021) is based on the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) algorithm (Bastiaanssen et al., 1998), and was developed within the Google Earth Engine (GEE) framework (Gorelick et al., 2017). Recently, a new version of the model was developed for MODIS imagery and continental-scale application (Comini et al., 2023). The dataset, named geeSEBAL-MODIS, is available

for South America between 2002 and 2022 at the GEE data catalogue (projects/et-brasil/assets/geesebal/myd11a2/sa/v0-02). ET is estimated through the combination of the SEB and land surface flux equations, with temperature obtained from remote sensing data. Latent heat flux (LE) ($W \cdot m^{-2}$) is estimated as a residue of the SEB (Equation 1):

$$LE = Rn - H - G \quad (1)$$

where Rn is the net solar radiation ($W \cdot m^{-2}$) on Earth's surface (Equation 2), H the sensible heat flux ($W \cdot m^{-2}$) and G the soil heat flux ($W \cdot m^{-2}$) (Equation 3).

$$Rn = (1 - \alpha)Rs \downarrow - Rl \uparrow - \varepsilon_0 \cdot Rl \downarrow \quad (2)$$

$$\frac{G}{Rn} = (Ts - 273.15)(0.0038 + 0.0074\alpha)(1 - 0.98 NDVI^4) \quad (3)$$

where α is the albedo (dimensionless), $Rs \downarrow$ the incoming shortwave radiation ($W \cdot m^{-2}$), $Rl \downarrow$ the incoming longwave radiation ($W \cdot m^{-2}$), $Rl \uparrow$ the outgoing longwave radiation ($W \cdot m^{-2}$), ε_0 the surface thermal emissivity (dimensionless), Ts the surface temperature (K) and $NDVI$ (*Normalized Difference Vegetation Index*) the vegetation index (dimensionless). For water bodies, G is the water heat flux, assumed as 20% of the net solar radiation ($G/Rn=0.2$) (Comini et al., 2023; Liu et al., 2012; Zhao and Liu, 2018).

H is estimated through an iterative process (Equation 4), since H and the aerodynamic resistance to turbulent heat transport (r_{ah}) ($s \cdot m^{-1}$) are unknown. H is assumed as zero in the wet (cold) condition (and LE is assumed to be maximum), while in the dry (hot) condition, LE is assumed as zero (and H is maximum) (Laipelt et al., 2021):

$$H = \frac{\rho_a \cdot C_a \cdot dT}{r_{ah}} \quad (4)$$

where ρ_a is the air density ($kg \cdot m^{-3}$), C_a the specific heat capacity ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$), and dT the temperature gradient (K).

This iterative process is solved by selecting two anchor pixels in the image, which represent extreme conditions of humidity and temperature (the hot and cold endmembers), assuming a linear relationship between Ts and dT (Bastiaanssen et al., 1998) (Equation 5). An automatic selection of endmembers leads to a more consistent and accurate calibration and increases the processing speed (Allen et al., 2013).

$$dT = a + b \cdot Ts \quad (5)$$

where a and b are coefficients empirically determined for each image. r_{ah} is estimated in the first approximation with Equation 6, from the evaporating surface (height z_1) to the air above the evaporating surface (height z_2) (m), where u_* is the friction velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Equation 7).

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_1}{z_2}}{u_* \cdot k} \quad (6)$$

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln \frac{200}{z_{om}}} \quad (7)$$

where k is the von Karman constant (dimensionless), u_{200} the wind speed at a blending height of 200 m ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and z_{om} the surface roughness (m) (Bastiaanssen et al., 1998; Laipelt et al., 2021).

The evaporative fraction (FE) (dimensionless) (Equation 8) is used to estimate daily ET ($\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$) based on the daily reference ET (ETr) ($\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$) (Equation 9). In this study, ETr was used instead of Rn to scale FE to daily ET in order to better capture advective effects on ET rates (Allen et al., 2007). ETr values were computed based on the ASCE-EWRI (2005) formulation.

$$FE = \frac{LE}{Rn - G} \quad (8)$$

$$ET = FE \cdot ETr \quad (9)$$

In water bodies, the modelled ET represents the E_w rate. Climate data used in geeSEBAL were obtained from the ERA5-Land (hourly) reanalysis dataset from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Muñoz-Sabater et al., 2021). More details about the methodology and geeSEBAL equations are presented in Laipelt et al. (2021) and Bastiaanssen et al. (1998). An advantage of applying this method is that geeSEBAL is available as an open source software, implemented in Python and JavaScript with a graphical interface that facilitates its use (Comini et al., 2023; Laipelt et al., 2021).

3.2.2.2 SSEBop

SSEBop (Senay, 2018; Senay et al., 2020, 2013) uses a simplification of the SEB equation to estimate ET (Equation 10). This model does not solve all the SEB components, but rather applies psychrometric principles for estimating ET (Senay, 2018).

$$ET = ETr - \gamma^s (Ts - Tc)ETr \quad (10)$$

where γ^s is the surface psychrometric constant (K^{-1}) (Equation 11), Tc the wet/cold reference surface temperatures (estimated from maximum daily air temperature) (K). ETr ($mm \cdot d^{-1}$) are calculated for a tall and rough surface crop (such as alfalfa) as presented in ASCE-EWRI (2005).

$$\gamma^s = \frac{\rho_a \cdot C_a}{Rn \cdot r_{ah}} \quad (11)$$

This algorithm uses Equation 4 to determinate H ($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$), however, dT (K) is estimated differently, without performing an iterative process and using Rn ($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$), as presented in Equation 12.

$$dT = \frac{Rn \cdot r_{ah}}{\rho_a \cdot C_a} \quad (12)$$

For surface water, Ts is equal to Tc (Senay et al., 2023). Thus, for water bodies the ET is equal to ETr , and represents the Ew rate ($mm \cdot d^{-1}$). More details about the development and calibration of SSEBop are presented in Senay (2018) and Senay et al. (2020, 2013).

Climate data used in SSEBop (Senay et al., 2020) were obtained from the following reanalysis datasets: WorldClim (Fick and Hijmans, 2017), Global Data Assimilation System (GDAS) provided by the USGS Famine Early Warning Systems Network (FEWS NET) Data Portal and International Water Management Institute (IWMI). GDAS data were resampled to 10 km. The SSEBop ET product version 5 is available on the FEWS NET website (<https://earlywarning.usgs.gov/fews/>). More details on the SSEBop model inputs are described by Senay et al. (2020).

3.2.2.3 Shuttleworth equation

Shuttleworth (2012) presented a method derived from the Penman-Monteith (Monteith, 1965; Penman, 1948) equation for estimating open water evaporation (Ew ,

mm·d⁻¹), here called the Shuttleworth open water evaporation (SOWE) equation. This method combines energy balance with mass transfer methods (Equation 13):

$$E_w = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - A_h - G_w) + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(1 + 0.536 u_2) D}{\lambda} \quad (13)$$

where u_2 is the daily average wind speed (m·s⁻¹), D the daily average vapor pressure deficit (u_2 and D are both measured at 2 m) (kPa). D is calculated by subtracting the saturated vapor pressure (e_{sat}), and the vapor pressure of air (e_a). Water surface albedo is assumed as 0.08. G_w has been often disregarded, especially in tropical regions where the rate of change in water temperature is low, and A_h is also considered negligible (Shuttleworth, 2012). Δ is the gradient between saturated vapor pressure and temperature (kPa·°C⁻¹) (Equation 14), γ is the psychrometric constant (dimensionless), and λ is the latent heat of vaporization of water (MJ·kg⁻¹) (Equation 15).

$$\Delta = \frac{de_{sat}}{dT} = \frac{4098 e_{sat}}{(T+237.3)^2} \quad (14)$$

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 T \quad (15)$$

where T is the average daily temperature (°C). More details about the method are presented in Shuttleworth (2012). The reanalysis climate data were obtained from the ERA5-Land (hourly) data, available at the GEE data catalogue (ECMWF/ERA5_LAND/HOURLY).

3.2.2.4 MOD28C3

MOD28C3 version 6.1 product (Gao, 2021) provides monthly data on the area, elevation, storage, rate and volume of evaporation for 164 reservoirs around the world (Li et al., 2021; Zhao et al., 2020), 12 of which are in Brazil and are among the 20 largest in the country. To estimate evaporation, MOD28C3 uses water surface temperature (WST) information (8-day averages, from day and night) from MODIS (Land/Aqua) and meteorological data from the Global Land Data Assimilation System (GLDAS). E_w was validated at two sites (Lake Nasser in Africa and Lake Mead in North America) where *in situ* observations were available, and the validation indicated a high quality dataset (Li et al., 2021). E_w (mm·d⁻¹) was estimated with the Lake Temperature and Evaporation Model (LTEM) (Zhao et al., 2020), based on the Penman equation (Equation 16).

$$E_w = \frac{\Delta(R_n - G_w) + \gamma \cdot f(u) \cdot (e_{sat} - e_a)}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (16)$$

where G_w is the heat storage change of the water body ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$) and $f(u)$ is the wind function ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{kPa}^{-1}$), estimated according to Equation 17 (McJannet et al., 2012; Zhao and Gao, 2019):

$$f(u) = \lambda(2.33 + 1.65u_2)L_f^{-0.1} \quad (17)$$

where L_f is the fetch length of the water body (m), calculated for each reservoir and each month. The width is defined as the distance between the two reservoir-tangent lines that are parallel to the wind direction.

$$G_w = \frac{1}{As} \frac{d}{dt} \int_0^{Dt} \rho_{w,z,t} \cdot C_{w,z,t} \cdot A_{w,z,t} \cdot T_{w,z,t} dz \quad (18)$$

where As is the surface area of the water body (m^2), d the time step (d), z the water depth (m), ρ_w the water density ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), C_w the specific heat of water ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$), A_w the water area (m^2), T_w the water temperature (°C) and dt the total depth of the water body at time t (m). More details about MOD28C3 Version 6.1 are documented in Gao (2021), Li et al. (2021) and Zhao et al. (2020). MOD28C3 average monthly evaporation volumes were obtained from NASA EOSDIS LP DAAC website (<https://lpdaac.usgs.gov/products/mod28c3v061/>).

3.2.3 Estimation of reservoir evaporative losses and net evaporation

Besides E_w , we also assessed evaporated volumes, evaporated volume per power generation and net evaporation in each reservoir, based on E_w monthly averages. Since MOD28C3 provides E_w for only 12 reservoirs in Brazil, it was not considered in the average E_w . Moreover, we decided not to consider the SOWE equation in the average E_w because it is based on the Penman-Monteith equation unlike the SEB models. Therefore, the monthly average E_w was estimated by considering only the geeSEBAL and SSEBop models.

Evaporated volumes were obtained by multiplying the reservoir's area by their respective E_w . For simplicity, a constant reservoir area was assumed for each reservoir for all the analyzed time period (from ANA, 2019). The evaporated volume was then

divided by the power generation, available from ONS (2022), to yield the evaporated volume per power generation (also described here as the water footprint of hydropower).

Net evaporation is defined for reservoirs as the difference between the actual reservoir evaporation and the actual expected ET for the same area if there was no reservoir, thus accounting for the additional water use caused by the reservoir (ANA, 2021). The expected ET was estimated based on the ET values for the area surrounding each reservoir, considering a 5 km buffer. This value was assumed as representative of the reservoir surrounding landscape through visual inspection. Net evaporation was estimated as the difference between E_w and ET from reservoir's surrounding area (considering geeSEBAL and SSEBop average). Net evaporation estimates were also compared with the estimates presented in a study from the Brazilian National Water and Sanitation Agency (ANA), with the results available on ANA's website (<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/metadata/c5b45a6e-69df-4a26-9dd9-846160b10e2a>). ANA (2021) used a SEB model for estimate E_w and the MODIS product of real ET , MOD16A (Mu et al., 2011), with a bias correction, for estimate the ET from surrounding. The comparison was obtained for the common data period, from 2003 to 2019. More details on the development of the model can be consulted in ANA (2021). Brazilian climate zones (defined by Alvares et al. (2013) according to Köppen criteria) are presented in the net evaporation analyses to evaluate the correlation between E_w , ET and net evaporation results.

3.2.4 Experimental design

Evaporation estimates were obtained from 2003 to 2021, due to datasets' temporal availability. Reservoirs analysis was limited for the period after their operation start date. For the SEB models, the reservoirs' surface waters were extracted from the Global Surface Water product v1.4 from the European Commission's Joint Research Centre (JRC) (Pekel et al., 2016), available on GEE considering only the areas classified as "water" on a monthly resolution. The maximum reservoirs' area extension was defined with the Brazilian National Water and Sanitation Agency water bodies masks (ANA, 2019). This combination of JRC and ANA products allowed a finer estimation of reservoirs' surface water considering the MODIS resolution (from 250 m to 1 km). SOWE equation reservoirs' surface area was defined by the ANA masks. On the other hand, MOD28C3 estimated reservoir areas using MODIS Terra/Aqua surface reflectance

data and an area-elevation relationship. The average monthly evaporation was estimated as an average across the entire reservoir’s water surface. Figure 3.2 summarizes the data analysis process for estimation of reservoir evaporation rates.

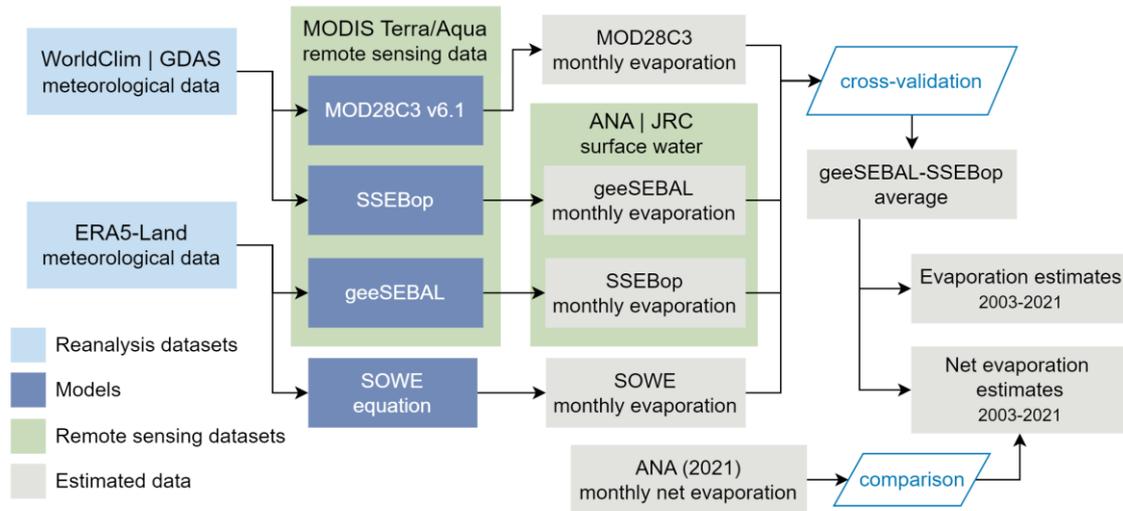


Figure 3.2. Experimental design adopted in this study.

3.2.4.1 Performance metrics

In order to verify the deviation of monthly evaporation estimates among the four models, we used the following metrics: root-mean-square deviation (RMSD), Pearson correlation coefficient (r), bias and mean absolute error (MAE). They were applied for the four analyzed models only for the 12 reservoirs for which there were MOD28C3 available data.

3.3 Results

3.3.1 Comparison among evaporation models

Monthly estimates of E_w from geeSEBAL, SSEBop, MOD28C3, and SOWE equation are intercompared to evaluate each model performance (Figure 3.3). Evaporation estimates in Brazilian reservoirs indicated a satisfactory agreement among the models, especially for geeSEBAL, SSEBop and MOD28C3. SOWE generally estimated higher values. Boxplots for performance metrics are presented in the Figure 3.4.

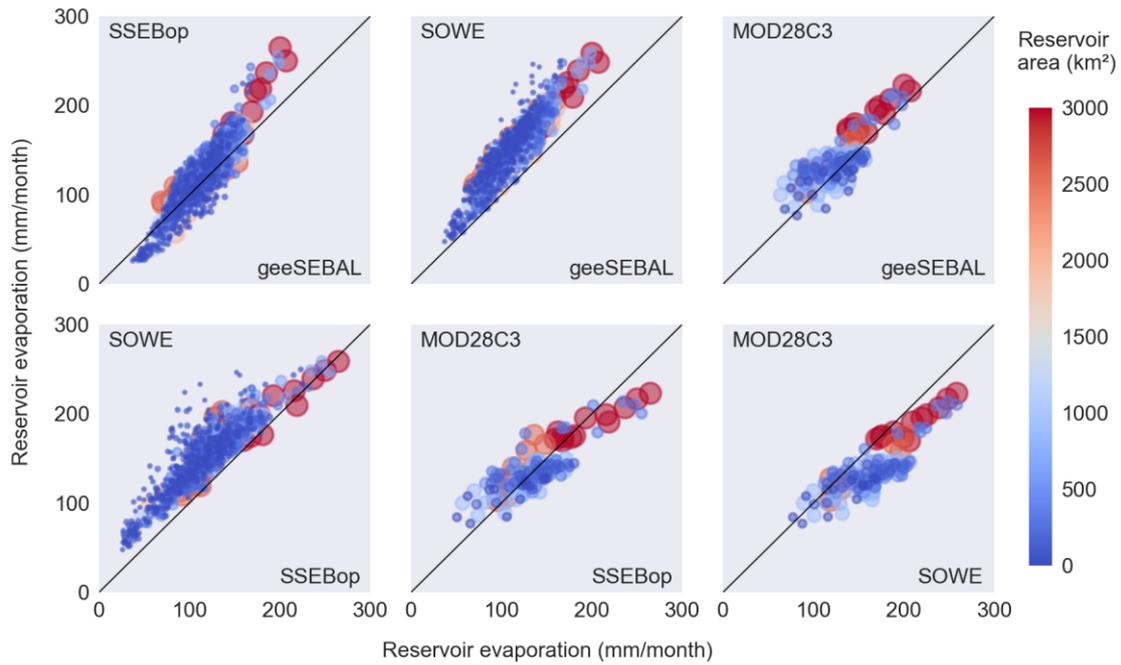


Figure 3.3. geeSEBAL, SSEBop, SOWE and MOD28C3 E_w estimates for the assessed Brazilian reservoirs. Each circle relates to one monthly estimate for each reservoir. Reservoir areas are represented by both color scale and marker size. Scatterplots for the comparison with MOD28C3 are only represented for the 12 Brazilian reservoirs with MOD28C3 data.

Although geeSEBAL and SSEBop showed a higher correlation (r) with SOWE, 0.96 and 0.93 respectively (average values are considered here), when compared to MOD28C3 (0.64 and 0.63 respectively), lower biases and errors (RMSD and MAE) were verified for the comparison of geeSEBAL and SSEBop with MOD28C3 values (for 12 Brazilian reservoirs).

The geeSEBAL and SSEBop presented an average RMSD of 41.45 and 31.42 mm month⁻¹ when compared to SOWE, respectively, and of 21.10 and 20.72 mm month⁻¹ when compared to MOD28C3. Average bias is negative when comparing the SEB models to MOD28C3 and SOWE, with values of -11.62 and -0.16 mm month⁻¹ for geeSEBAL and SSEBop when compared to MOD28C3 and -40.13 and -28.68 mm month⁻¹ when compared to SOWE, respectively. MAE presented values of 17.68 and 17.00 mm month⁻¹ for geeSEBAL x MOD28C3 and SSEBop x MOD28C3, and of 40.13 and 29.09 mm month⁻¹ for geeSEBAL x SOWE and SSEBop x SOWE, respectively. Overall, the performance of the geeSEBAL and SSEBop models is very similar (as also shown in Figure 3.3).

Figure 3.5 presents the seasonal variation of reservoir evaporation with geeSEBAL, SSEBop, SOWE and MOD28C3 for the 12 Brazilian reservoirs with available MOD28C3 data. SOWE showed higher E_w values when compared to the other models, and the SEB

models presented greater agreement. Nevertheless, MOD28C3 often shows a different monthly behavior from the other models, e.g., for the Itumbiara, Três Marias, São Simão, Água Vermelha and Furnas reservoirs. In these, MOD28C3 presented low amplitude range of E_w when compared to geeSEBAL, SSEBop and SOWE.

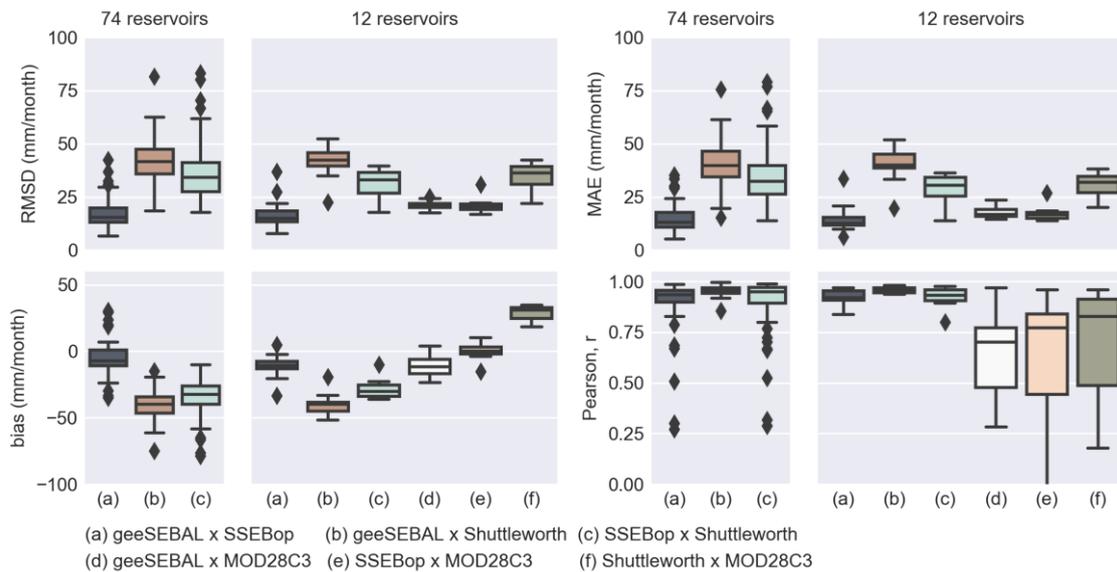


Figure 3.4. RMSD, bias, r and MAE from comparison between geeSEBAL, SSEBop and Shuttleworth open water equation (74 reservoirs), and geeSEBAL, SSEBop, Shuttleworth open water equation and MOD28C3 (12 reservoirs). MOD28C3 data are only available for 12 reservoirs in Brazil. The boxplots presented the data distribution as minimum, lower quartile, median, upper quartile and maximum value.

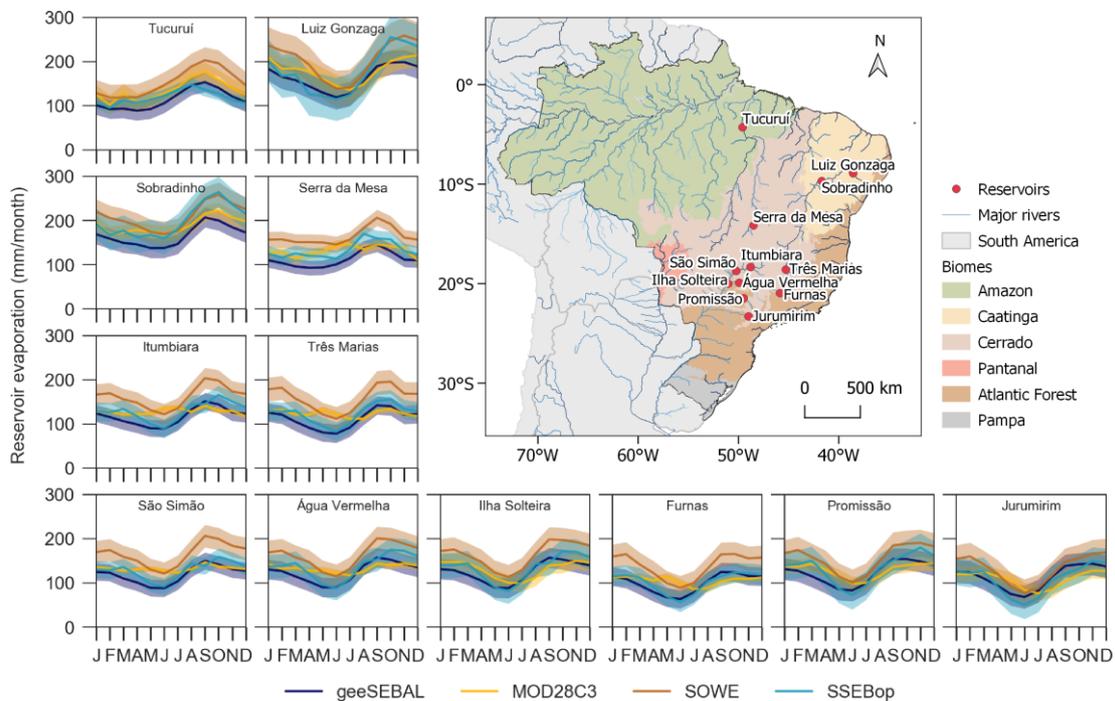


Figure 3.5. Long-term (2023-2021) climatology of less monthly variation for 12 Brazilian reservoirs based on geeSEBAL, SSEBop, SOWE and MOD28C3 models. Graphics organized according to the reservoirs' latitude. Shaded areas represent the monthly standard deviation. Map presents Brazilian biomes.

3.3.2 Reservoir evaporative losses

Figure 3.6 shows the variation in reservoir evaporation across latitudes, considering the average between geeSEBAL and SSEBop estimates. Firstly, evaporation estimates shows that the Sobradinho reservoir in the São Francisco River, in the Brazilian semi-arid region, has the highest annual evaporative losses, reaching $2193 \text{ mm year}^{-1}$, followed by the Luiz Gonzaga reservoir ($2043 \text{ mm year}^{-1}$), which is located in the same river (Figure 3.6c). There is a higher concentration of reservoirs in Brazil between latitudes -15° and -25° , where the fourth largest reservoir is located (Porto Primavera). The three largest reservoirs are located at latitudes between 0° and -10° (Sobradinho, Tucuruí and Balbina) (Figure 3.6b).

Long-term, total annual evaporation for the assessed Brazilian reservoirs is estimated to be $46.6 \pm 1.0 \text{ km}^3$ for the period 2003-2021 (Figure 3.6c). The four Brazilian reservoirs with the highest E_w are located at latitudes between -6° and -10° . Among these, Sobradinho has the largest area ($3,135 \text{ km}^2$), resulting in an evaporated volume of about $6.9 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$ (corresponding to 15% of the total annual evaporated volume in the whole analyzed system). The other three reservoirs with the highest E_w have a much smaller area which results in a smaller evaporated volume. Thus, the reservoirs with the highest evaporated volumes in Brazil are those with the largest areas. Besides Sobradinho ($6.9 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$), three reservoirs stand out: Tucuruí ($3.9 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$), Porto Primavera ($3.2 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$) and Balbina ($3.2 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$).

Figure 3.6e presents the evaporated volume per hydropower generation (Figure 3.6d, average over the last five years). In this analysis, the Itaipu reservoir stands out with a generation of around 7.7 GW year^{-1} , having a strategic importance for the national energy supply. This dam (located at latitude -25°) has a reservoir of approximately $1,338 \text{ km}^2$, with an evaporated volume of 1.8 km^3 per year, being one of the plants with the lowest evaporated volume per generation ($0.23 \text{ km}^3 \text{ GW}^{-1}$) among those analyzed. On the other hand, Pedra ($45.36 \text{ km}^3 \text{ GW}^{-1}$), Sobradinho ($31.34 \text{ km}^3 \text{ GW}^{-1}$) and Balbina ($25.44 \text{ km}^3 \text{ GW}^{-1}$) reservoirs have the highest evaporated volume per generation (water footprint of hydropower).

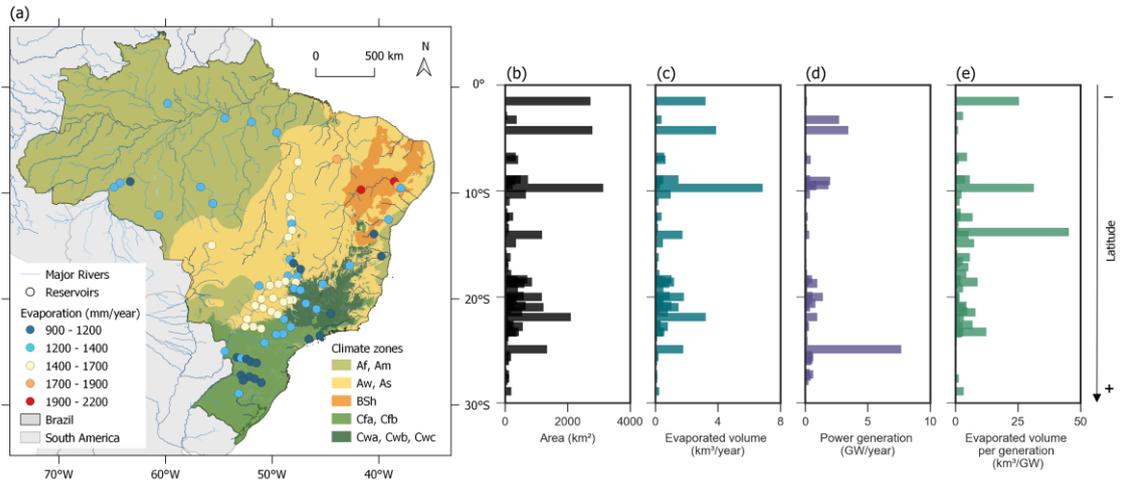


Figure 3.6. Patterns of evaporation losses across Brazil: comparison between reservoirs in terms of (a) monthly E_w losses with the average between geeSEBAL and SSEBop; (b) reservoirs area; (c) evaporated volume (area times E_w), (d) power generation, and (e) evaporated volume per power generation.

3.3.3 Net evaporation

The reservoirs' net evaporation was assessed by computing the difference between the reservoir evaporation and the surrounding ET (5 km buffer) (Figure 3.7), for the average between geeSEBAL and SSEBop. Lower net evaporation was observed for reservoirs in tropical zones (Af – without dry season; Am – monson), when compared to dry and humid subtropical zones.

Reservoirs in humid subtropical zone (mainly in the Cf – oceanic climate, without dry season) show a similar behavior (lower net evaporation), while reservoirs in dry zones (semi-arid) (BSh) recorded the greatest differences between evaporation and ET from surroundings. The Luiz Gonzaga reservoir registered the highest values of net evaporation followed by Sobradinho reservoir. Total annual net evaporation for the assessed Brazilian reservoirs is estimated to be around $16.4 \pm 0.5 \text{ km}^3$ (or $31,976.4 \pm 261.9 \text{ mm}$), from 2003 to 2021.

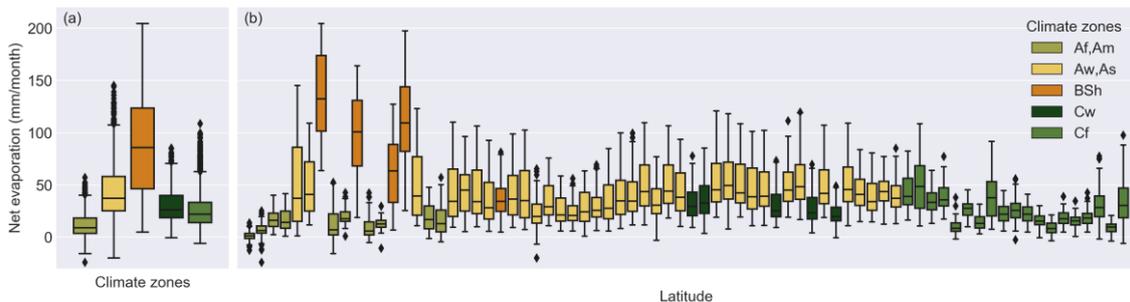


Figure 3.7. Net evaporation (average from geeSEBAL and SSEBop) estimated for each (a) Brazilian climate zone, and (b) reservoir analyzed. Reservoirs are sorted by latitude from left to right (latitude values do not follow precisely the scale to facilitate the figure reading).

Estimations of E_w and ET from surrounding are presented in Figure 3.8 for 12 reservoirs located in different Brazilian regions, as well as the resulting net evaporation. For those located in lower latitudes (0° to 10°S) and tropical zones (Af – without dry season; Am – monson), the net evaporation approaches zero, revealing a similar E_w and surrounding ET rates (especially for Balbina reservoir, but also occurs for Tucuruí and Samuel reservoirs on part of the year).

At lower latitudes (0° to 10°S), ET remains practically constant throughout the year, while E_w has a considerable increase between June and October (Austral winter and spring), also increasing net evaporation. This behavior is different for reservoirs in higher latitudes (between 20°S to 30°S), where E_w reduces in the colder months (May to June), along with ET and net evaporation.

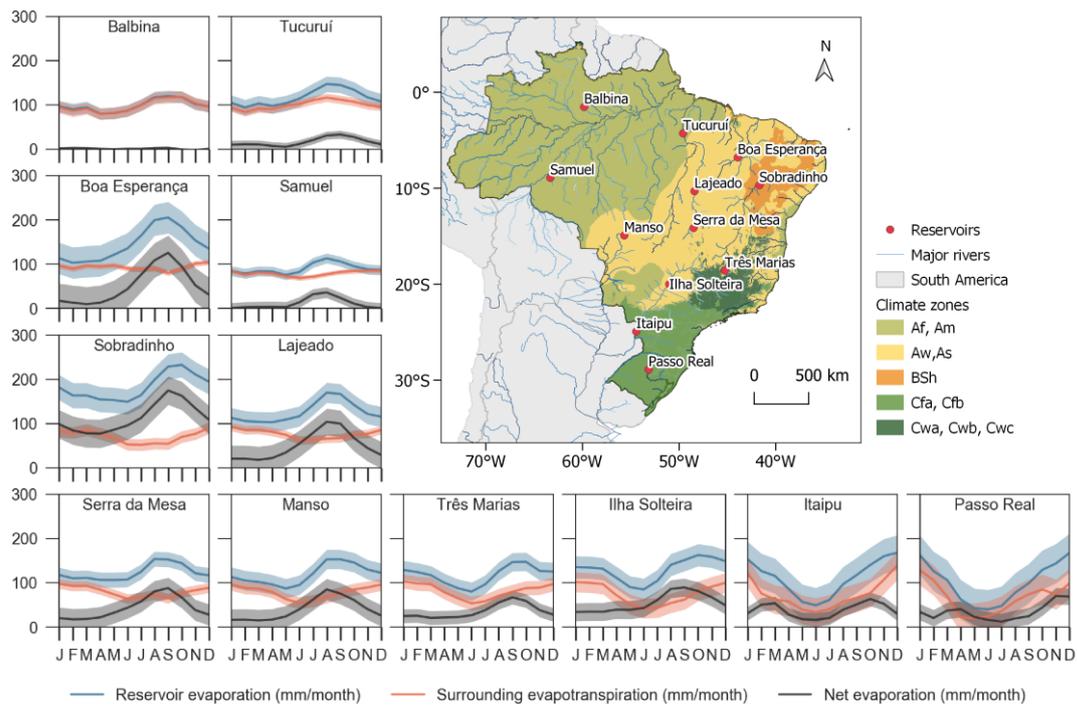


Figure 3.8. Long-term (2003-2021) climatology of E_w , surrounding ET (5 km buffer around the reservoir) and net evaporation for 12 Brazilian reservoirs (average from geeSEBAL and SSEBop models). Graphics organized according to the reservoirs' latitude. Shaded areas represent the monthly standard deviation.

3.4 Discussion

3.4.1 How much evaporation occurs in Brazilian reservoirs?

Long-term, total evaporation losses for the assessed Brazilian reservoirs are estimated as $46.6 \pm 1.0 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$ for the period 2003-2021, considering 74 dams that are representative of 70% of the country's total reservoir area, which represents about 8.4% of the analyzed reservoirs total volume. The relationship between evaporation losses for the 74 reservoirs and reservoirs area was used to determine a power equation regression for estimate the evaporation losses for the remaining reservoir areas. In this sense, the evaporation losses for country's total reservoir area were estimated as $54.7 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$.

This result is higher than the $32.7 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$ found by Tian et al. (2022) for average reservoir evaporation volume in Brazil. The difference in the estimates is likely due to the number of analyzed reservoirs, the period of analysis (1985 to 2016), the different methodology applied, as the authors used Penman equation with adaptations to account for water body heat storage, and the input data (from three different datasets). Furthermore, our study corroborates others that estimate high reservoir E_w at low latitudes (here, between 0° and 10°S). Reservoirs at low latitudes are expected to have higher E_w due to a slow surface warming than the overlying air resulting in more net long-wave radiation energy available for evaporation than at high latitudes (Wang et al., 2018).

Higher E_w values are observed (especially between August and October) for reservoirs located in Northeast Brazil, in the Caatinga Biome (Figure 3.5 and Figure 3.8), such as the Luis Gonzaga, Sobradinho and Boa Esperança reservoirs – the last one on the boundary between Cerrado/Caatinga biomes. This region comprises the Brazilian semi-arid, which has low annual rainfall (long-term average below 800 mm year^{-1}) and a higher drought risk (Marengo et al., 2018; Marengo and Bernasconi, 2015), and the dry season occurs between June and January (Medeiros et al., 2021).

Reservoirs located in Cerrado (Brazilian Savanna), as Serra da Mesa and Manso, presented higher E_w in August-September (reaching up to $150 \text{ mm month}^{-1}$) and lower rates in May-June (around $100 \text{ mm month}^{-1}$). This agrees with the results presented by Althoff et al. (2019) for a small reservoir in Cerrado, that shown highest water E_w in September and the lowest in May. In the Amazon, reservoirs such as Tucuruí, Balbina

and Samuel present a different seasonal behavior from the other reservoirs: evaporation presents a low amplitude range (between 70 and 150 mm month⁻¹), which is associated with the region's solar radiation and rainfall regime. In turn, the reservoirs in Southern Brazil are located within the Atlantic Forest and Pampa biomes, and associated with a temperate climate. This region presents a clear pattern of increased reservoir evaporation and *ET* during Austral summer (November-February), in phase with incoming shortwave radiation ($R_s \downarrow$) (Zuluaga et al., 2022), and evaporation and *ET* reduce in the winter, with a predominance of lower net evaporation compared to tropical climates.

Evaporated volume per generation shows lower water footprint of hydropower in reservoirs as Itaipu (0.23 km³ GW⁻¹). This reservoir is located at the border of Brazil and Paraguay and has an installed capacity of 14,000 MW (EPE, 2021b). Itaipu accounts for more than 20% of the total power generation from the reservoirs analyzed. Reservoirs' water footprints are fully attributed to hydroelectric generation in this study, even though some reservoirs are also used for other purposes such as water supply, flood control and irrigation (Mekonnen and Hoekstra, 2012).

Annual net evaporation in Brazilian reservoirs is estimated to be around 16.4 ± 0.5 km³ from 2003 to 2021 for the assessed reservoirs (70% of reservoir area in the country), which represents about 26.8% of the total water withdrawal in Brazil in 2021 (ANA, 2022). This represents an average around 432 mm year⁻¹ for each reservoir analyzed, which corroborates with Zambon et al. (2018) results that net evaporation from Brazilian reservoirs can reach up to 500 mm year⁻¹. *E_w* has a considerable increase in Austral winter and spring at latitudes between 10° and 20°S, while *ET* is typically reduced in these months because it is a water-limited process in this region (Fleischmann et al., 2021). As a result, large net evaporation losses were observed.

Finally, net evaporation estimates (from geeSEBAL and SSEBop average) were compared with the estimates presented in ANA (2021) for Brazilian reservoirs, from 2003 to 2019 (Figure 3.9). Annual net evaporation estimates from ANA were 47.5% higher (195.7 mm year⁻¹) than the estimates from geeSEBAL-SSEBop average, considering the assessed Brazilian reservoirs.

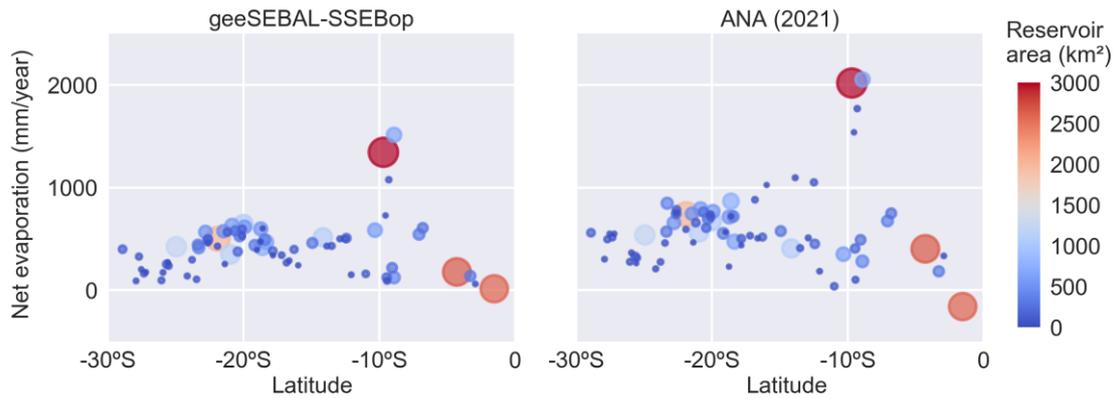


Figure 3.9. Net evaporation estimates (2003-2019) for the assessed Brazilian reservoirs: average from geeSEBAL and SSEBop compared to results from the Brazilian National Water and Sanitation Agency (ANA, 2021). Reservoir areas are represented by both color scale and marker size.

3.4.2 Uncertainties in reservoir evaporation

Several recent studies have used physically-based equations, such as the one proposed by Penman (1948), to estimate open water evaporation in global (Tian et al., 2022; Zhao et al., 2022) and local scales (Althoff et al., 2019; Jansen and Teuling, 2020; Rodrigues et al., 2021b). For open water evaporation, surface resistance is usually assumed as zero, as air is usually saturated at the water surface (Shuttleworth, 2012). Tian et al. (2022), Zhao et al. (2020) and Zhao and Gao (2019) used the Penman equation with adaptations for estimating wind and water heat storage changes. Other equations such as those by Priestley and Taylor (1972), Linacre (1977), Linacre (1993) and de Bruin and Keijman (1979), can also be applied to estimate water evaporation (Althoff et al., 2019; Jansen and Teuling, 2020; Rodrigues et al., 2021b; Wang et al., 2018).

Here, we compared four remote sensing-based models to estimate E_w : geeSEBAL, SEEBop, MOD28C3 e SOWE. The last one is based on Penman's equation assuming negligible heat storage and advected energy. On the other hand, MOD28C3 is based on Penman's and considers water heat storage change, which is quantified based on MODIS WST data. Li et al. (2021) noticed improvements on E_w estimates using Penman equation with heat storage, when compared to the regular Penman equation (without heat storage). MOD28C3 evaporation rates have been validated with in situ measurements (eddy covariance/Bowen ratio energy budget) over two reservoirs (Lake Nasser in Africa from 2000 to 2004/Lake Mead in North America from 2010 to 2015), showing a satisfactory performance (Li et al., 2021).

SEB-based models (e.g. geeSEBAL and SSEBop) provide estimates of evaporation from soil and open water, and transpiration from plants. These models represent land-atmosphere energy exchange, as they use meteorological as well as land-surface data as input. Although SEB-based models are usually used to estimate ET from land surface (e.g. Chen et al., 2021; Melton et al., 2021; Singh and Senay, 2016; Wagle et al., 2017), our study, in combination with some previous ones (Rahimpour and Rahimzadegan, 2021), have been showing that they are also capable of satisfactorily estimating E_w . Despite the simplicity of the models in representing reservoirs evaporation (without considering advective and heat storage effects – which can be improved in the future), the estimations of geeSEBAL and SSEBOP are adequate, which indicates a potential for application for water resources management. Moreover, geeSEBAL and SSEBop models are implemented in GEE platform, a cloud computing-based platform that allows the processing of large remote sensing datasets and time-series analysis (Gorelick et al., 2017). The implementation in GEE allows the integration of these models in an almost real-time monitoring platform of several components of reservoirs water balance.

Besides weather station data, several studies used reanalysis meteorological data as TerraClimate (Abatzoglou et al., 2018), ERA5 (Muñoz-Sabater et al., 2021) and GLDAS (Rodell et al., 2004), especially for large-scale analyses (e.g. Tian et al., 2022; Zhao et al., 2022). GLDAS and ERA5 data have a coarse spatial resolution (~10 km) compared to MODIS (from 250 m to 1 km). Nevertheless, for SEB models such as geeSEBAL, reanalysis data lead to minor impacts in ET estimates (Laipelt et al., 2021) thus being an alternative for regional to global assessments (Mu et al., 2011). A summary of the advantages and limitations of analyzed methods for estimating reservoirs evaporation on a national scale, is presented in Table 3.1.

A major concern in estimating E_w is the validation. In Brazil, there are almost no observations collected over lakes (both natural and artificial). Therefore, to ensure a proper calibration and validation of the models, it is necessary to largely expand current hydrometeorological monitoring networks and install new in situ measurements equipment, especially in tropical areas (as presented by Rodrigues et al., 2023). As directly measurements are not commonly available over reservoirs (Lowe et al., 2009), a major limitation in the evaporative rate estimation is related with the forcing data (i.e., surface air temperature, wind speed, radiation). An alternative in these cases is to calibrate

and validate models where high-quality in situ observations are available, as the eddy covariance evaporation measurements used for MOD28C3 validation (Li et al., 2021).

Table 3.1. Synthesis of advantages and limitations for the analyzed remote sensing-based models.

Model	Physical principles	Data resolution	Advantages	Limitations
geeSEBAL (Comini et al., 2023)	Surface energy balance	500 m	<ul style="list-style-type: none"> • Uses surface temperature • implemented in GEE 	<ul style="list-style-type: none"> • Does not consider heat storage change
SSEBop (v.5) (Senay et al., 2020)	Simplified surface energy balance	1000 m	<ul style="list-style-type: none"> • Uses surface temperature • implemented in GEE 	<ul style="list-style-type: none"> • Does not consider heat storage change
SOWE equation (Shuttleworth, 2012)	Based on the Penman equation	11132 m	<ul style="list-style-type: none"> • Based on Penman's equation (widely used) 	<ul style="list-style-type: none"> • Does not consider heat storage change • low spatial resolution (does not use surface temperature)
MOD28C3 (v. 6.1) (Gao, 2021)	Based on the Penman equation with water heat storage change	250 m	<ul style="list-style-type: none"> • Based on Penman's equation (widely used) • uses surface temperature • considers heat storage change • estimates validated with in situ data 	<ul style="list-style-type: none"> • Currently available only for 164 reservoirs around the world

3.4.3 Future perspectives

Several efforts to improve estimation of E_w in the analyzed models are being developed for future applications. Improvements in the representation of physical processes may be implemented in the models. Energy terms as heat stored are ignored in geeSEBAL and SSEBop, and the heat flux is defined as a simple approximation. For more accurate results, it is recommended to adapt SEB methods to calculate the water heat flux (as the one proposed in Abdelrady et al. (2016)). Estimation of evaporation rate has already proven to be improved when considering heat storage within the algorithm (Li et al., 2021), especially for deep lakes which have larger heat storage capacities than shallow lakes (Zhao et al., 2022). Other factors may contribute to change reservoirs evaporation rate and must be considered in the future. The land cover around the reservoir is an important aspect that may affect open water evaporation. Rodrigues et al. (2021b) showed that riparian vegetation protects the reservoir against high-intensity aerodynamic processes and solar radiation, reducing the evaporation, although vegetation is also a water consumer through ET . The spatial variability of evaporative rates on reservoirs surface should be evaluated in future works to verify the influence of reservoirs edge in the total evaporated volume.

Finally, the integration of remote sensing datasets and evaporation models with cloud computing makes it possible to obtain evaporation estimates in very large domains, such as continental-scale countries as Brazil. Efforts to improve evaporation estimations using remote sensing data and model intercomparisons are an important step towards understanding water budgets and improve water security. Such initiative could be based on the OpenET framework (Melton et al., 2021), which combines several SEB models to provide satellite-based estimates of *ET* at high spatial resolution in western United States, and which SSEBop and geeSEBAL are already part of. These initiatives can help to improve the accuracy of remotely sensed estimates, supporting water resource managers.

3.5 Conclusions

In this study we used four remote sensing-based models (geeSEBAL, SSEBop, MOD28C3 and Shuttleworth equation) to estimated *E_w* and net evaporation at national scale. We were able to investigate how much evaporation occurs in Brazilian reservoirs. Reservoirs with area greater than 50 km² were assessed, accounting for almost 70% of the total area of artificial water bodies in the country.

Our major conclusions are:

- The geeSEBAL and SSEBop models showed similar estimates, with a satisfactory correlation with MOD28C3, while SOWE led to higher *E_w*;
- The *E_w* estimations of geeSEBAL and SSEBOP are adequate, despite the simplicity of the models in representing reservoirs evaporation, which indicates a potential for application for water resources management;
- The long-term (2003-2021) total evaporation was estimated at 46.6 ± 1.0 km³ per year for the assessed Brazilian reservoirs, based on the average of geeSEBAL and SSEBop;
- Reservoirs with the highest *E_w* are located in semi-arid region (in the Caatinga Biome);
- Regarding net evaporation (difference between reservoir evaporation and surrounding *ET*), estimates from geeSEBAL and SSEBop showed that the greatest values occur in dry climate zone when compared to tropical and humid subtropical climate zones;

- Long-term (2003-2021), annual net evaporation for the assessed Brazilian reservoirs was $16.4 \pm 0.5 \text{ km}^3$, based on the average of geeSEBAL and SSEBop.

The quantification of evaporative losses in reservoirs is fundamental for water balance calculations and to increase water security. The application of remote sensing-based models helps to fill the gap of lack in situ data, yet does not fully solve it. More in situ observations across different latitudes are required. Although there are some limitations with the SEB methods, our results demonstrate the relevance of applying SEB algorithms combined with remote sensing data to estimate reservoir evaporation. More initiatives of intercomparison among models are also welcome, such as the OpenET (Melton et al., 2021). The combination of evaporation models and remote sensing datasets with cloud computing is useful for regional and large-scale studies on water evaporation, improving water resources management in reservoirs.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that there is no conflict of interest.

Acknowledgments

This research was financially supported by the Brazilian Water Agency (ANA) and the Brazilian Ministry of Education through the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES), under grant number 88887.144979/2017-00 (Estimativa de evapotranspiração por sensoriamento remoto para gestão de recursos hídricos no Brasil). We are also grateful to the Brazilian Ministry of Science and Technology through the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for financial support.

4 Comparação das estimativas de evaporação de reservatórios com os resultados do estudo da ANA (2021)

Este capítulo aborda a comparação das estimativas de evaporação do estudo anterior (Capítulo 3) com os resultados do estudo de “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil”, elaborado pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico – ANA e pela Universidade Federal do Paraná – UFPR (ANA, 2021), para estimativas de perdas evaporativas em reservatórios do Brasil. O trabalho busca investigar as incertezas nas estimativas de evaporação dos reservatórios, *ET* do entorno e evaporação líquida (diferença entre a evaporação dos reservatórios e a evapotranspiração do entorno) de reservatórios no Brasil, com foco na identificação das regiões de maior divergência entre os modelos. Com os resultados deste capítulo, pretende-se contribuir à discussão do tema em andamento pela ANA, e propor melhorias futuras nos modelos, resultando em estimativas mais precisas de evaporação de reservatórios e evaporação líquida.

4.1 Introdução

No Brasil há mais de 240 mil massas d’água mapeadas, destas, 72% são corpos d’água artificiais, ocupando uma área de quase 45.500 km² (ANA, 2019). Estes reservatórios possuem diversas funções como o abastecimento humano, irrigação, geração de energia hidrelétrica, dessedentação animal, regularização de vazão, entre outros. A evaporação é um componente-chave do balanço hídrico de reservatórios (Friedrich et al., 2018), sendo o principal processo natural de perda de água armazenada nestes sistemas, o que faz da evaporação de reservatórios um dos principais “usuários” de água doce (Assouline et al., 2011). Desta forma, estimativas precisas de evaporação são essenciais para a gestão de recursos hídricos e garantia da segurança hídrica (ANA, 2021).

Existem diversos métodos para estimativa de evaporação, como balanço hídrico, transferência de massa, balanço de energia, além da possibilidade de combinação de diferentes métodos (Singh e Xu, 1997). A escolha do método irá depender da área de estudo, da disponibilidade de dados, entre outros fatores. No Brasil, as medições diretas em campo de evaporação nos reservatórios são escassas. Neste sentido, uma alternativa para o monitoramento em todo o território nacional é a utilização de métodos com base

no balanço de energia em superfície, combinados com conjuntos de dados de sensoriamento remoto, conforme apresentado no estudo do Capítulo 3. Os resultados obtidos no capítulo anterior demonstram a vantagem de se combinar modelos de evaporação e dados de sensoriamento remoto com computação em nuvem para estimativas em larga escala de evaporação de reservatórios.

Em 2021, a ANA, em parceria com a UFPR, publicou o estudo “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil”. A evaporação líquida é definida pela diferença entre a evaporação de água de um reservatório e a evapotranspiração real na área reservatório caso ele não tivesse sido implantado. Dessa forma, este conceito é aplicável apenas para reservatórios artificiais, os quais alteram as condições de evapotranspiração dos seus locais de instalação (ANA, 2021). Este estudo também utilizou um modelo de balanço de energia em superfície, chamado SELET – Sistema de Evaporação em Lago Embasada na Temperatura da Superfície, combinado com dados de estações meteorológicas e dados de sensoriamento remoto, para estimar a evaporação líquida em cerca de 175.000 reservatórios no Brasil.

Desse modo, o presente estudo comparou estimativas de taxa de evaporação de águas abertas (E_w – aqui, chamada de evaporação de reservatórios), evapotranspiração (ET) do entorno e evaporação líquida, obtidas dos modelos de balanço de energia de superfície (em inglês, SEB): geeSEBAL (Laipelt et al., 2021), SSEBop (Senay, 2018; Senay et al., 2020, 2013), SELET (ANA, 2021). Foram avaliados os 74 reservatórios de hidrelétricas do SIN, com área superior a 50 km², representando quase 70% da área ocupada por corpos d'água artificiais no Brasil.

4.2 Métodos

4.2.1 Modelos

Esta seção descreve os três modelos utilizados neste estudo: o geeSEBAL, o SSEBop e o SELET. Os dois primeiros são modelos de balanço de energia utilizados no estudo do capítulo anterior (Capítulo 3). Os demais modelos utilizados anteriormente foram descartados desta análise pois representavam apenas uma parte dos reservatórios no Brasil (MOD28C3) ou possuíam diferente resolução espacial (SOWE) dos modelos aqui utilizados. O SELET é o modelo utilizado para estimar a E_w no estudo “Evaporação

líquida de reservatórios artificiais no Brasil” (ANA, 2021). A análise considerou resultados mensais para o período de abrangência dos dois estudos, de 2003 a 2019 (estudo da ANA – de 2001 a 2019; e estudo do Capítulo 3 – de 2003 a 2021).

4.2.1.1 geeSEBAL

O modelo geeSEBAL (Laipelt et al., 2021) é baseado no algoritmo SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) e foi desenvolvido no GEE (Gorelick et al., 2017). Recentemente, uma nova versão do modelo foi desenvolvida para uso de imagens MODIS e aplicações em escala continental (Comini et al., 2023). Esta versão do modelo será utilizada neste trabalho.

A evaporação é estimada pela combinação da equação do balanço de energia na superfície e de equações de fluxo na superfície, combinada com dados de temperatura obtidos por sensoriamento remoto. O fluxo de calor latente (LE) é estimado como um resíduo do balanço de energia de superfície, e utilizado para estimar a fração evaporativa, que por sua vez, é utilizada para obtenção da evaporação. É importante destacar que se trata de um modelo para estimativa de ET , portanto, o modelo estima tanto a evaporação de águas abertas, quanto a evaporação do solo e transpiração das plantas. Em superfícies d'água, que representam o foco deste estudo, os resultados do modelo representam a E_w .

O modelo utiliza dados MODIS de temperatura da superfície, emissividade, NDVI, EVI, de reflectância da superfície e cobertura do solo. Os dados meteorológicos de reanálise utilizados no geeSEBAL foram obtidos do ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021).

A descrição detalhada do modelo é apresentada no Capítulo 2 (seção 2.2.3.1 – Modelo geeSEBAL). Mais informações sobre a metodologia e calibração do geeSEBAL são apresentadas em Laipelt et al. (2021) e Bastiaanssen et al. (1998a). O conjunto de dados, chamado de geeSEBAL-MODIS, está disponível para toda a América do Sul, de 2002 a 2022, no catálogo do GEE (Comini et al., 2023).

4.2.1.2 SSEBop

O modelo SSEBop (Senay, 2018; Senay et al., 2020, 2013) utiliza uma simplificação da equação do balanço de energia na superfície. O modelo não resolve a totalidade dos componentes do balanço hídrico, e utiliza princípios psicrométricos para estimar a evaporação. O SSEBop é um modelo para estimativa de ET , assim como o geeSEBAL,

portanto, estima tanto a evaporação de águas abertas, quanto a evaporação do solo e transpiração das plantas. Em superfícies d'água, os resultados do modelo representam a E_w .

O modelo utiliza dados MODIS de temperatura de superfície, emissividade, NDVI e albedo. Os dados meteorológicos de reanálise utilizados no SSEBop foram obtidos do WorldClim (Fick e Hijmans, 2017), do *Global Data Assimilation System* (GDAS) (da USGS *Famine Early Warning Systems Network* (FEWS NET) *Data Portal*) e do *International Water Management Institute* (IWMI).

A descrição detalhada do modelo é apresentada no Capítulo 2 (seção 2.2.3.2 – Modelo SSEBop). O conjunto de dados SSEBop ET versão 5 está disponível no site do *Famine Early Warning Systems Network* - FEWS NET (<https://earlywarning.usgs.gov/fews/>). Mais informações sobre o modelo estão descritas em Senay et al. (2020).

4.2.1.3 SELET

O modelo SELET (ANA, 2021), elaborado pela ANA e pela Universidade Federal do Paraná – UFPR, no contexto do estudo “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil”, utiliza a equação do balanço de energia combinada às equações de transferência de massa e calor. O modelo estima a E_w a partir da equação de transferência de massa, reescrita em função da evaporação do lago.

O modelo utiliza dados MODIS para estimar a temperatura de superfície da água. Os dados meteorológicos utilizados no SELET foram obtidos do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET (disponível em: <https://portal.inmet.gov.br/>) e do ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) (dados de reanálise). A descrição detalhada do modelo é apresentada no Capítulo 2 (seção 2.2.3.3 – Modelo SELET). As estimativas de evaporação líquida do SELET estão disponíveis no site da ANA (<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/metadata/c5b45a6e-69df-4a26-9dd9-846160b10e2a>). Mais detalhes sobre o desenvolvimento e a calibração do modelo SELET podem ser consultados em ANA (2021).

4.2.1 Estimativas de evaporação líquida

A estimativa de evaporação líquida dos reservatórios é obtida pela subtração da E_w pela ET do entorno (utilizada como uma aproximação da ET na área do reservatório caso este não fosse implantado). O entorno foi considerado a partir de um *buffer* de 5 km dos reservatórios (sem considerar a superfície de água dos reservatórios). A ET é o principal produto obtido dos modelos geeSEBAL e SSEBop, que estimam a evaporação da superfície em geral (como solo, rios, lagos, vegetação), sendo utilizada para a estimativa da ET do entorno nestes modelos.

O modelo SELET é desenvolvido exclusivamente para as superfícies de água dos reservatórios. Neste caso, para a obtenção da ET do entorno foi utilizado o produto do MODIS de ET real, o MOD16A (Mu et al., 2011), aplicando uma superfície de correção de viés (considerando a ET obtida por balanço hídrico de longo prazo). Mais detalhes sobre a metodologia aplicada podem ser consultadas em ANA (2021). Para fins de simplificação na análise dos resultados, os resultados de E_w , ET e evaporação líquida do estudo de ANA (2021) serão tratados aqui como do modelo SELET.

Ainda, para representação e análise dos resultados das estimativas de E_w , ET e evaporação líquida por zonas climáticas no Brasil, foi utilizada a classificação definida por Nimer (1979) (disponível em: https://dados.gov.br/dados/conjuntos-dados/cren_climadobrasil_5000). A Figura 4.1 resume o processo de análise dos dados para estimativa de E_w , ET e evaporação líquida.

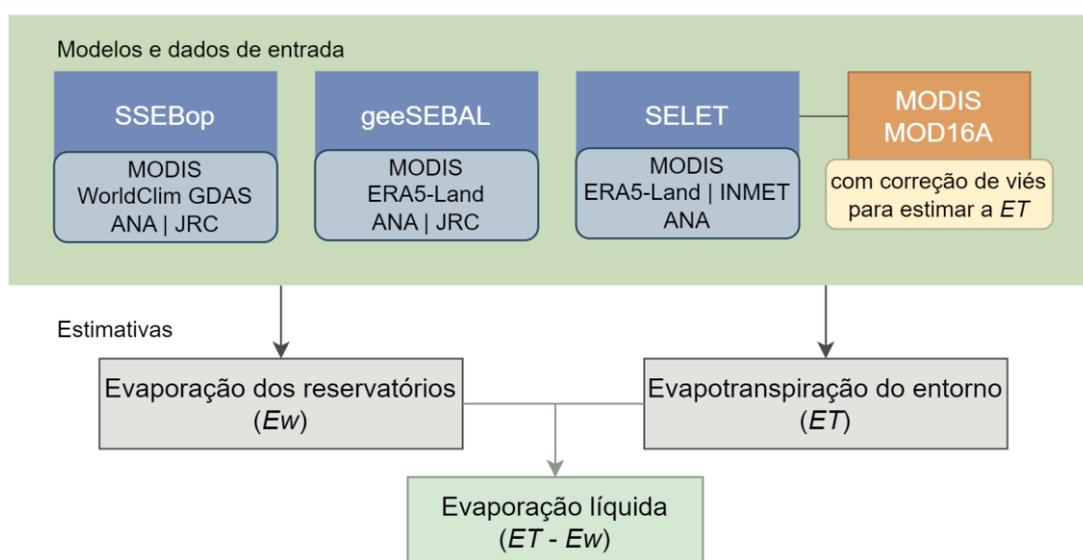


Figura 4.1. Fluxograma da metodologia adotada neste estudo.

4.2.2 Área de estudo

A evaporação foi estimada para os maiores reservatórios de hidrelétricas do SIN. Dessa forma, foram considerados 74 reservatórios, com área maior que 50 km², ocupando uma área total de 31,5 mil km², o que corresponde a cerca de 70% da área ocupada por reservatórios artificiais no país (ANA, 2019). Os reservatórios estão distribuídos por todas as regiões do país, conforme mostra a Figura 4.2.

Para a análise da evolução da capacidade de armazenamento dos reservatórios e sua relação com a energia gerada, a Figura 4.3 apresenta o volume armazenado (km³) e a geração de energia (MW) para os 74 reservatórios avaliados neste estudo, tendo em vista a data de término da construção dos reservatórios, conforme dados da ANA (2019).

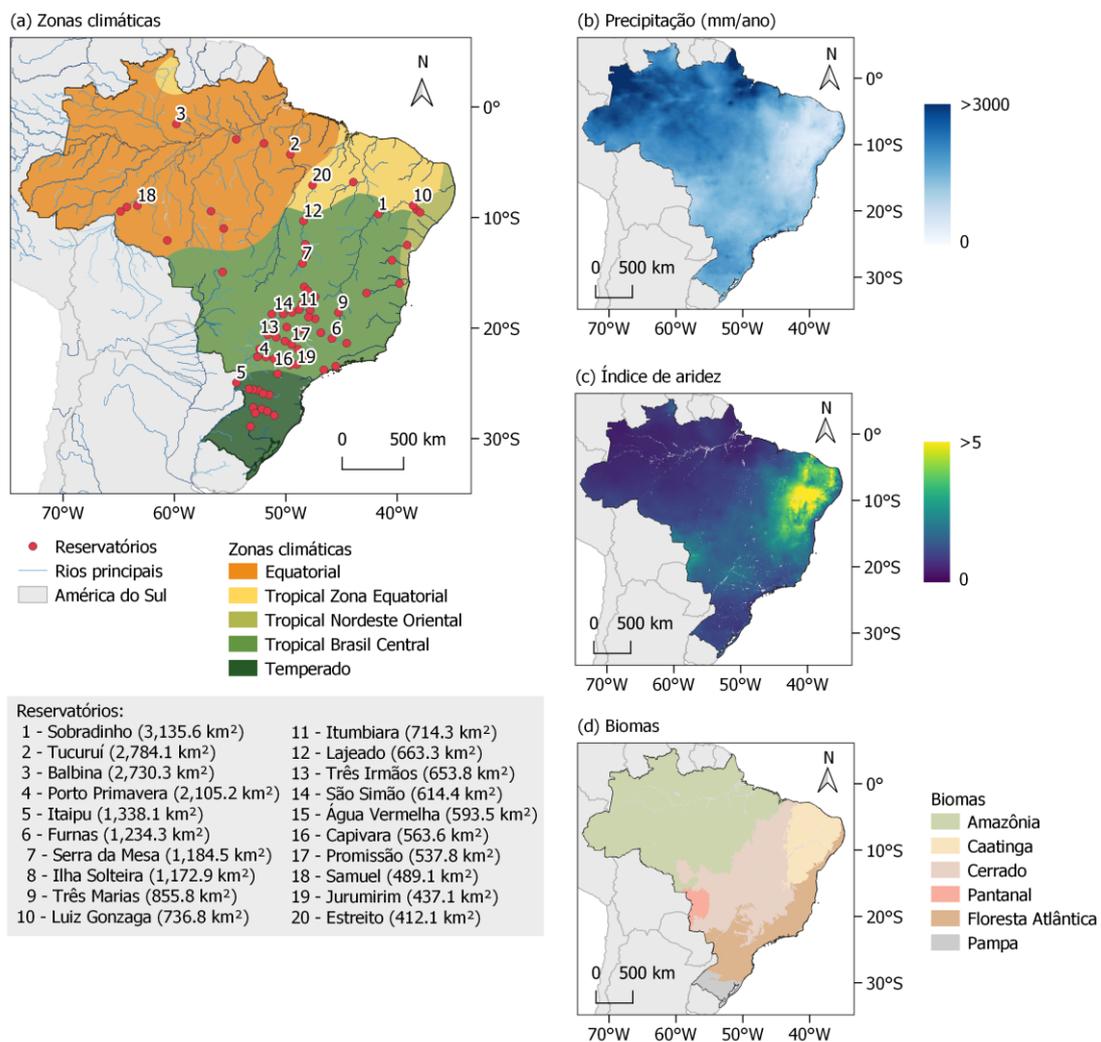


Figura 4.2. Os maiores reservatórios de hidrelétricas do Brasil (área > 50 km²) vinculados ao SIN (74 reservatórios), com destaque para os 20 maiores (apresentados na lista a esquerda). A figura apresenta ainda: (a) zona climática; (b) precipitação (mm/ano); (c) índice de aridez, e; (d) biomas do Brasil.

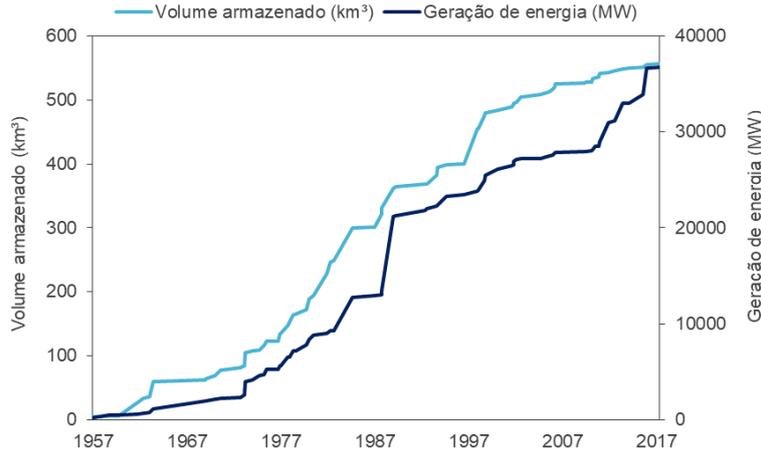


Figura 4.3. Evolução do volume armazenado (km³) e da geração de energia (MW) para os 74 reservatórios avaliados neste estudo.

4.2.1 Métricas

Para verificar os desvios das estimativas de evaporação entre os modelos de balanço de energia em superfície (geeSEBAL e SSEBop, aqui chamados A) e o modelo SELET (aqui chamado B), foram calculadas métricas escalares não-probabilísticas (para as comparações entre geeSEBAL e SSEBop, considerou-se geeSEBAL como A e SSEBop como B). Foram avaliadas as métricas: raiz quadrada do desvio quadrático médio (RMSD – do inglês *Root Mean Square Deviation*) (Equação 1), coeficiente de correlação de Pearson (r) (Equação 2), viés (Equação 3), e erro médio absoluto (MAE – do inglês *Mean Absolute Error*) (Equação 4).

$$RMSD = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(A_i - B_i)^2}{n}} \quad (1)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})(B_i - \bar{B})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (A_i - \bar{A})^2 \sum_{i=1}^n (B_i - \bar{B})^2}} \quad (2)$$

$$viés = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (A_i - B_i) \quad (3)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i - B_i)}{n} \quad (4)$$

4.3 Resultados e discussões

As estimativas de E_w , ET do entorno e evaporação líquida mensais dos modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET foram comparadas para cada reservatório analisado. A Figura 4.4 apresenta um gráfico de dispersão dos resultados dos modelos, em função da área dos reservatórios. Os modelos apresentam estimativas bastante similares para E_w . O SSEBop e o SELET apresentam uma boa concordância para as estimativas de valores mais altos de E_w , enquanto o SSEBop e o geeSEBAL apresentam uma boa concordância nas estimativas de valores de E_w mais baixos. De modo geral, o SELET apresenta as estimativas mais elevadas de E_w entre os modelos.

A ET estimada é maior no SSEBop em comparação ao geeSEBAL, para os menores reservatórios (em área). Em comparação ao SELET, o SSEBop apresenta estimativas mais elevadas para os maiores reservatórios. A evaporação líquida apresenta uma correlação muito similar entre o geeSEBAL e o SSEBop, principalmente para os maiores reservatórios. Foi observada correlação satisfatória também entre SSEBop e SELET para a evaporação líquida. Ainda, percebeu-se uma superestimativa do SSEBop e do geeSEBAL nos valores mais baixos de evaporação líquida e do SELET nos valores mais altos.

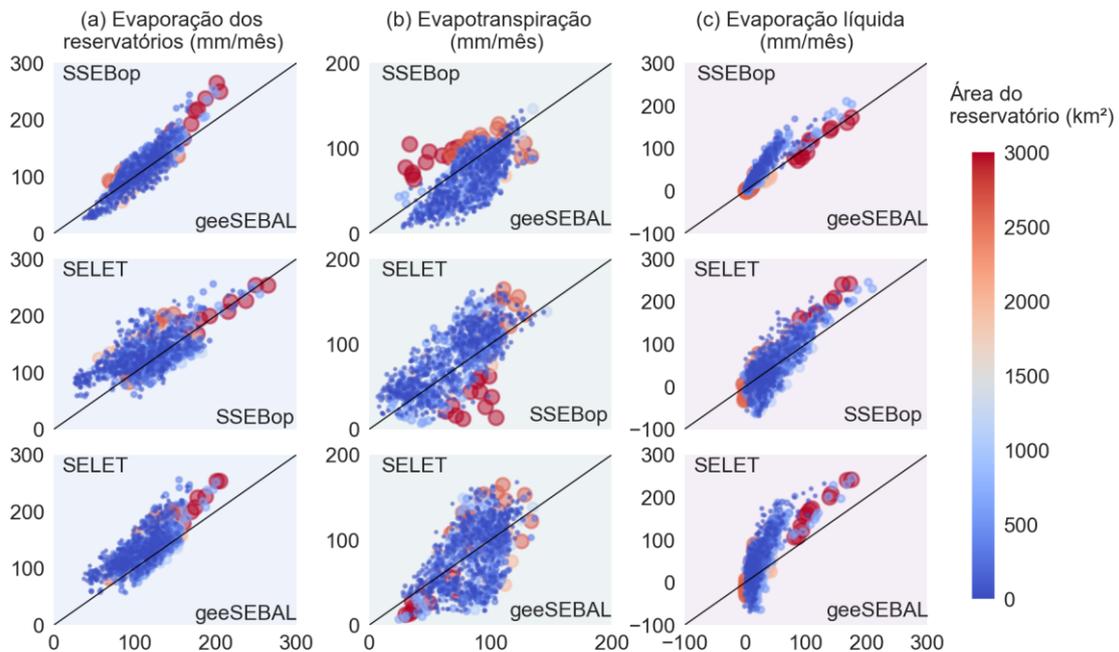


Figura 4.4. Comparação das estimativas (em mm por mês, média de 2003 a 2019) dos modelos geeSEBAL, SELET e SSEBop para (a) E_w , (b) ET do entorno (buffer de 5 km sem considerar o lago) e (c) evaporação líquida ($E_w - ET$). Na figura está representado um marcador para cada reservatório por mês. A área do reservatório (km^2) é representada por escala de cores e pelo tamanho do marcador.

A Figura 4.5 mostra os resultados de métricas para a comparação dos modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET, destacando os resultados de RMSD para E_w e evaporação líquida nos reservatórios analisados (com exceção da UHE Belo Monte, que devido a sua implantação recente, não possui dados suficientes para análise das métricas mensais). Ainda, os resultados médios de RMSD (mm/mês), coeficiente de correlação r , viés (mm/mês) e MAE (mm/mês) constam na Tabela 4.1, para comparação das estimativas de E_w , ET e evaporação líquida entre os modelos.

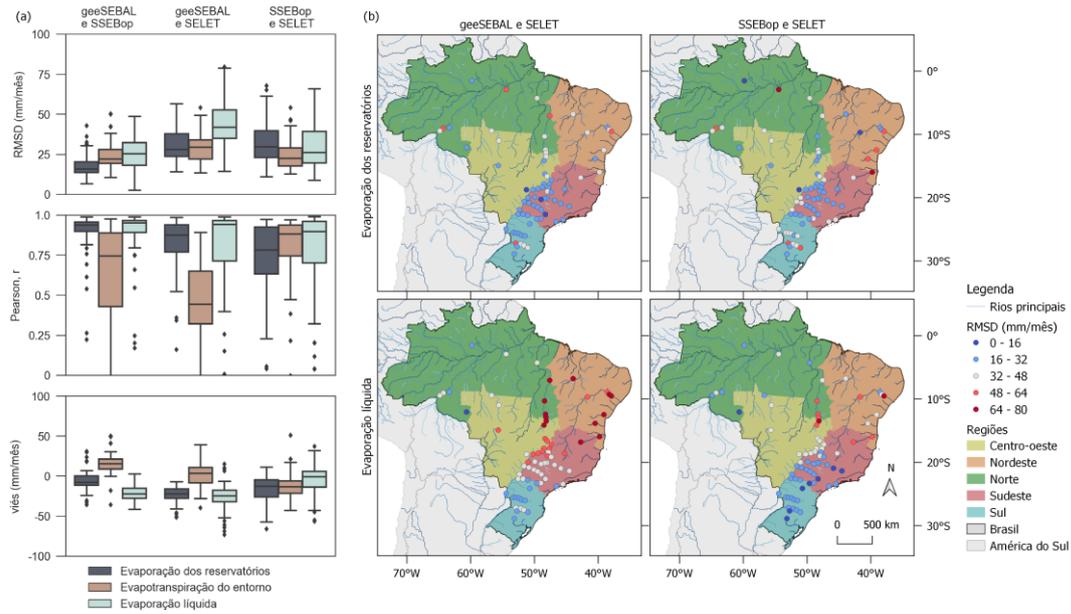


Figura 4.5. (a) RMSD (mm/mês), coeficiente de correlação r e viés (mm/mês) para a comparação dos modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET considerando estimativas de E_w , ET do entorno (buffer de 5 km sem considerar o lago) e evaporação líquida ($E_w - ET$), para os 74 reservatórios analisados (média de 2003 a 2019). (b) Representação dos resultados de RMSD (mm/mês) para a comparação dos modelos geeSEBAL x SELET e SSEBop x SELET considerando as estimativas de E_w e evaporação líquida. Média de 2003 a 2019, para os reservatórios analisados, com exceção da UHE Belo Monte, que devido a sua implantação recente, não possui dados suficientes para análise das métricas mensais.

O geeSEBAL e o SSEBop apresentam diferença de cerca de 30 mm/mês na E_w estimada, quando comparados ao SELET, considerando o RMSD. A comparação das estimativas de ET entre os diferentes modelos resulta em valores de RMSD entre 20 e 30 mm/mês. A evaporação líquida resultou nos maiores valores de RMSD, chegando a 44 mm/mês para a relação entre geeSEBAL e SELET. Nos mapas de RMSD da Figura 4.5, percebe-se menores desvios entre os modelos nas regiões sul e sudeste. Por outro lado, os maiores desvios entre os modelos são observados para a evaporação líquida, principalmente na região nordeste do país e nas áreas próximas. Os valores de MAE se mantiveram entre 21 e 28 mm/mês para a comparação das estimativas dos modelos

geeSEBAL e SSEBop com o modelo SELET, com exceção da evaporação líquida comparada entre geeSEBAL e SELET que alcançou um MAE de 37,7 mm/mês.

Para os modelos geeSEBAL e SELET, o r apresentou valor médio baixo (0,4) para a ET do entorno, contudo, E_w e evaporação líquida tiveram valores mais elevados (em torno de 0,8). Para os modelos SSEBop e SELET, o r se manteve em 0,7 para E_w , ET do entorno e evaporação líquida. Por fim, o viés médio indicou diferenças mais elevadas entre os modelos geeSEBAL e SELET para E_w (-23,4 mm/mês) e evaporação líquida (-25,9 mm/mês), enquanto a ET do entorno resultou em um viés baixo (2,4 mm/mês). As diferenças entre os modelos SSEBop e SELET, por outro lado, resultaram em maior viés médio para E_w (-17,4 mm/mês) e ET do entorno (-12,7 mm/mês), com um viés mais baixo na evaporação líquida (-4,6 mm/mês). Para a relação geeSEBAL e SSEBop, o menor viés médio foi observado na estimativa de E_w (-6,0 mm/mês).

Tabela 4.1. Métricas para comparação dos resultados de vaporização dos reservatórios, evapotranspiração do entorno e evaporação líquida dos modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET (média de 2003 a 2019).

Resultado	Modelos	RMSD (mm/mês)	r	viés (mm/mês)	MAE (mm/mês)
Evaporação dos reservatórios	SSEBop x SELET	32,3	0,7	-17,4	27,9
	geeSEBAL x SELET	30,8	0,8	-23,4	26,4
	geeSEBAL x SSEBop	17,6	0,9	-6,0	15,2
Evapotranspiração do entorno	SSEBop x SELET	24,8	0,7	-12,7	21,4
	geeSEBAL x SELET	29,4	0,4	2,4	24,9
	geeSEBAL x SSEBop	23,8	0,6	15,1	20,2
Evaporação líquida	SSEBop x SELET	31,1	0,7	-4,6	27,4
	geeSEBAL x SELET	44,4	0,8	-25,9	37,7
	geeSEBAL x SSEBop	24,7	0,9	-21,3	21,8

Em relação a estimativa da ET do entorno, é importante ressaltar que o SELET utiliza o MOD16 corrigido. Em seu estudo, ANA (2021) compara a ET estimada pelo MOD16 e pelo SSEBop Global (<https://earlywarning.usgs.gov/ssebop>) com a ET real calculada por balanço hídrico em áreas de contribuição hidrográfica do Brasil, verificando que ambos foram capazes de representar a variabilidade entre as bacias hidrográficas e a heterogeneidade da ET real no entorno de massas d'água. Contudo, é importante atentar para as diferenças fundamentais entre a ET estimada pelos modelos geeSEBAL e SSEBop, que é baseada na temperatura de superfície, e a ET do MOD16, baseada em índices de vegetação. Como o MOD16 depende de dados globais de classificação do uso

do solo, ele tende a apresentar uma maior incerteza em regiões de paisagens heterogêneas, e uma maior acurácia em áreas de florestas homogêneas (Laipelt et al., 2021).

As médias mensais de longo prazo (de 2003 a 2019) de E_w , ET do entorno e evaporação líquida foram avaliadas para seis reservatórios localizados em diferentes regiões e zonas climáticas do Brasil, conforme mostra a Figura 4.6. As maiores diferenças entre os modelos foram observadas nos reservatórios localizados na região leste do país, na zona de clima tropical. Nessa região ocorrem as maiores variações anuais de ET , o que, por consequência, também impacta na evaporação líquida. Os reservatórios de Serra da Mesa e Três Marias (localizados na região de clima Tropical Brasil Central), apresentam diferenças consideráveis de estimativas entre os modelos, principalmente nos meses de agosto e setembro, caracterizados pelo final do período seco e início do período chuvoso (Oliveira et al., 2014). O MOD16 (utilizado no SELET) apresenta maior ET durante a estação chuvosa (outubro a março) quando comparada à estação seca (abril a setembro) (Biudes et al., 2022). Assim, no reservatório de Serra da Mesa, o SELET atingiu valores de ET de 17,8 mm no mês de setembro, enquanto os demais modelos registraram ET de 87,1 mm (geeSEBAL) e 41,6 mm (SSEBop) no mesmo mês. Avaliando os resultados do MOD16 com dados de torres EC na região do Cerrado, foi verificada uma maior acurácia do MOD16 no período seco e menor no período chuvoso (Ruhoff et al., 2013).

Na região norte, de clima equatorial, representada na Figura 4.6 pelos reservatórios das UHEs Balbina e Samuel, os modelos apresentaram uma maior concordância nas estimativas. Ao mesmo tempo, se observa que as variações sazonais de E_w , ET e evaporação líquida são menores na região norte do que nas demais regiões do Brasil. Christoffersen et al. (2014) identificaram que o ciclo sazonal da ET apresenta um pico no período seco (julho a outubro), na região de floresta equatorial (mais próxima do reservatório de Balbina), o que pode ser observado nas estimativas dos modelos. Ainda, a ET apresenta um ciclo sazonal mais plano ou uma leve redução no período seco (maio a setembro) na região de florestas de transição (mais próxima do reservatório de Samuel), similar ao apresentado pelos modelos. Ainda, segundo Zambon et al. (2018), a evaporação líquida no sistema hidrelétrico da região norte é menor que das demais regiões do país, com menos de 100 mm por ano, e alcançando valores negativos em alguns meses.

Na região sul, de clima temperado, representada na Figura 4.6 pelo reservatório de Itaipu, as estimativas de E_w , ET e evaporação líquida dos diferentes modelos apresentam

comportamento semelhante na maior parte do ano. As maiores diferenças foram identificadas principalmente nos meses de julho a outubro, em que o geeSEBAL apresenta *ET* mais elevada que os demais modelos (91,9 mm/mês), mantendo a evaporação líquida mais baixa (31,9 mm/mês), enquanto as estimativas do SSEBop, e principalmente, do SELET, alcançam valores de evaporação líquida (68,4 e 83,9 mm/mês para SSEBop e SELET) superiores aos de *ET* (41,5 e 40,3 mm/mês para SSEBop e SELET). Zambon et al. (2018) identificou que a taxa de evaporação líquida no sistema hidrelétrico da região sul apresenta menores valores que das regiões sudeste/central e nordeste.

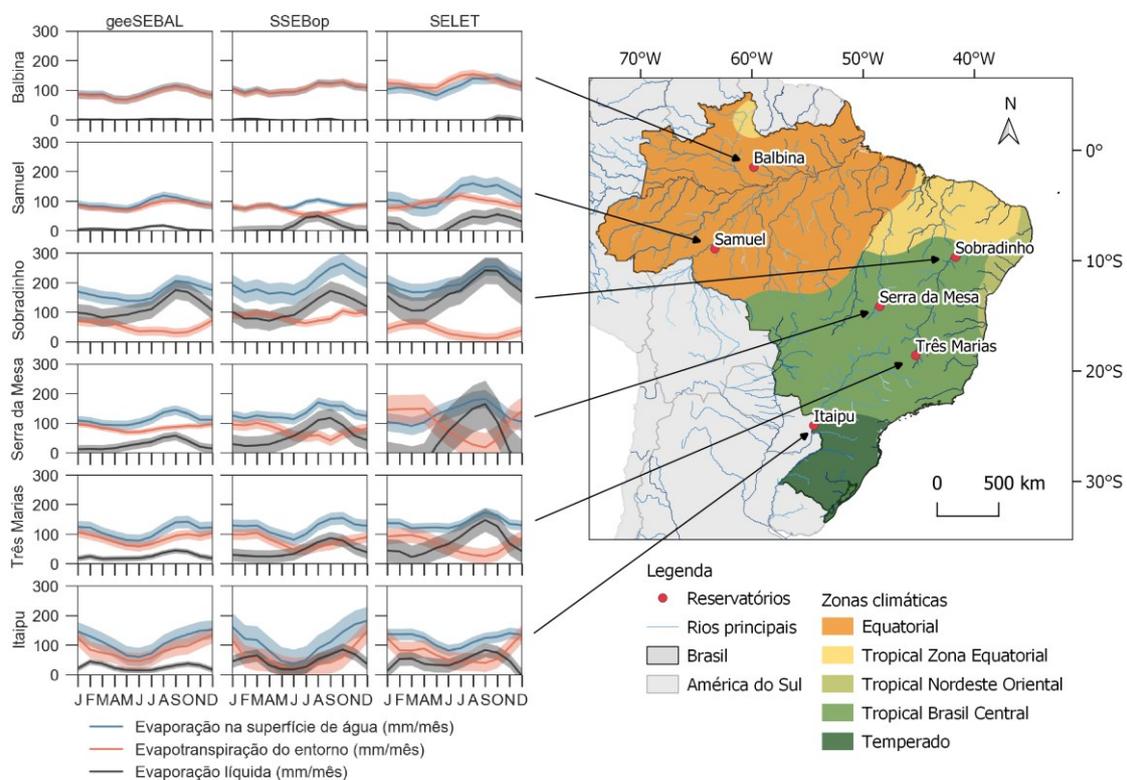


Figura 4.6. Estimativas de E_w , ET e evaporação líquida (em mm por mês, média de 2003 a 2019) estimadas pelos modelos geeSEBAL, SELET e SSEBop para os reservatórios das usinas: Balbina, Samuel, Sobradinho, Serra da Mesa, Três Marias e Itaipu.

Em síntese, considerando os reservatórios analisados na Figura 4.6, com exceção do reservatório de Sobradinho, o geeSEBAL mantém as estimativas de evaporação líquida média em até 58 mm/mês (Serra da Mesa). O SELET, em geral, atinge valores mais elevados de evaporação líquida, em comparação aos demais modelos. Por exemplo, para o reservatório de Sobradinho, as estimativas do SELET ultrapassaram 240 mm/mês para o mês de agosto, com uma *ET* do entorno de cerca de 12 mm/mês, inferior a estimada dos

demais modelos no mesmo mês (30,1 e 77,4 mm/mês para geeSEBAL e SSEBop, respectivamente).

Considerando uma análise específica da evaporação líquida por reservatórios e por zonas climáticas, percebe-se um comportamento similar na estimativa dos modelos, variando a magnitude dos resultados, como pode ser observado na Figura 4.7. A evaporação líquida é menor em reservatórios localizados em zona climática equatorial (região noroeste), para os três modelos avaliados, sendo que no geeSEBAL os valores são ainda menores que os demais modelos. Os reservatórios em clima temperado (região sul) apresentaram comportamento parecido, com estimativas mais baixas de evaporação, principalmente pelo geeSEBAL. Por outro lado, os reservatórios em zona tropical (com destaque para clima Tropical de Zona Equatorial) registraram os maiores valores estimados de evaporação líquida, principalmente pelo SELET. Ainda, o SELET registra uma maior amplitude nas estimativas de evaporação líquida, quando comparado ao geeSEBAL e ao SSEBop.

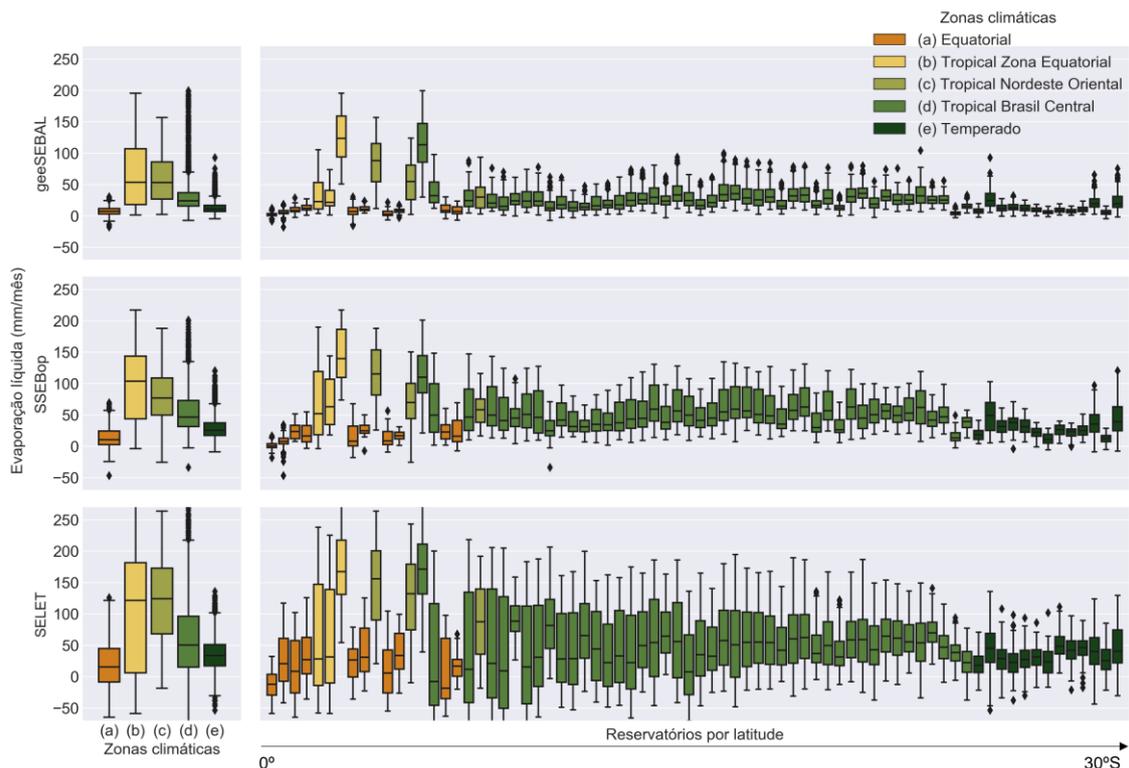


Figura 4.7. Dinâmica espacial da evaporação líquida (em mm por mês, média de 2003 a 2019) nos reservatórios brasileiros, conforme as zonas climáticas, para os modelos geeSEBAL, SELET e SSEBop. Nos gráficos à esquerda, os boxplot estão agrupados por zonas climáticas. Nos gráficos à direita, os boxplot estão representados pelos reservatórios e organizados pelos valores de latitude, em ordem decrescente da direita para a esquerda (os valores de latitude não seguem a escala de forma precisa para facilitar a leitura da figura).

Com relação à magnitude das estimativas de evaporação líquida, para o clima equatorial a média mensal geral se mantém em 7,6, 14,8 e 20,2 mm/mês, para o geeSEBAL, SSEBop e SELET, respectivamente. E, para o clima temperado, a média mensal é de 13,3, 29,3, e 34,6 mm/mês, para geeSEBAL, SSEBop e SELET, respectivamente. As diferenças entre os modelos ficam evidentes, contudo, para o clima tropical, que registra as maiores médias estimadas de evaporação líquida. Assim, temos as estimativas médias mensais de 67,7, 100,1 e 104,9 mm/mês para o clima Tropical Zona Equatorial, 57,8, 82,2 e 122,4 mm/mês para o clima Tropical Nordeste Oriental e 29,0, 54,2 e 56,1 mm/mês para o clima Tropical Brasil Central, respectivamente, para os modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET. SSEBop e SELET se aproximam nas médias das estimativas de evaporação líquida, apesar disso, apresentam uma diferença no limite inferior e superior dos boxplots, sendo observada uma maior amplitude nos valores estimados pelo SELET.

Estimativas de evaporação líquida atingem valores negativos, em todas as zonas climáticas analisadas. De forma geral, os valores mínimos estimados de evaporação líquida para cada zona climática foram inferiores a zero, indicando uma *ET* do entorno superior a evaporação dos reservatórios. A zona equatorial foi a que mais se destacou, com valores mínimos de evaporação líquida de -18,0, -46,9 e -64,6 mm/mês, para geeSEBAL, SSEBop e SELET, respectivamente. Para o SELET, o valor do primeiro quartil também foi negativo (-8,8 mm/mês). A zona de clima equatorial corresponde à região norte do país, em que são observados valores negativos de evaporação líquida (Zambon et al., 2018), o que significa que o reservatório evapora menos do que a vegetação do entorno. Nas zonas de clima tropical, o geeSEBAL atingiu mínimo negativo apenas para a zona Tropical Brasil Central. O SSEBop e SELET apresentaram mínimas negativas para todas as zonas climáticas, sendo o menor valor registrado pelo SELET (média de -100,0 mm/mês na zona Tropical Brasil Central).

Por fim, estimativas médias anuais (entre 2003 e 2019) de E_w , *ET* do entorno e evaporação líquida, para os 74 reservatórios analisados são apresentadas na Figura 4.8. De modo geral, observa-se um comportamento similar entre os modelos, com maiores diferenças observadas nas latitudes próximas a 10°S, para *ET* do entorno e evaporação líquida. Nessa latitude, na região nordeste do país, estão localizados os reservatórios com maior E_w estimada, como o reservatório de Sobradinho e Luiz Gonzaga. Os modelos estimaram E_w entre 1948,2 e 2439,4 mm/ano, em média, para Sobradinho. Zambon et al.

(2018) estimaram cerca de 2000 mm/ano de evaporação líquida para o reservatório de Sobradinho, valor este que se aproxima da média observada pelo modelo SELET para este reservatório (2017,9 mm/ano).

As estimativas médias anuais de volume evaporado pelos reservatórios resultaram nos valores de 1351,7 m³/s, 1471,0 m³/s, e 1684,3 m³/s, respectivamente, para os modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET. Com relação a *ET* do entorno, foram estimados os valores anuais de 990,9 m³/s, 911,5 m³/s, e 988,8 m³/s, e para evaporação líquida, de 405,8 m³/s, 604,4 m³/s, 695,4 m³/s, para os modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET, respectivamente, considerando valores médios anuais. Assim, em uma análise geral para todo o país, o volume evaporado é mais similar entre os modelos geeSEBAL e SSEBop, a *ET* estimada pelo SELET é mais similar a estimada com o geeSEBAL, e a evaporação líquida estimada pelo SSEBop se aproxima mais da estimada pelo SELET. Tian et al. (2022) estimaram a evaporação dos reservatórios no Brasil como 32,7 km³/ano, para o período de 1985 a 2016. Esse valor é mais baixo que as estimativas encontradas pelos modelos geeSEBAL (42,6 km³/ano), SSEBop (46,4 km³/ano) e SELET (53,1 km³/ano), para o período de 2003 a 2019. Essa diferença possivelmente está relacionada ao número de reservatórios analisados, ao período de abrangência, e a diferenças na metodologia e dados de entrada utilizados, por exemplo, Tian et al., (2022) utilizaram uma adaptação da equação de Penman para águas abertas e três diferentes bases de dados meteorológicos.

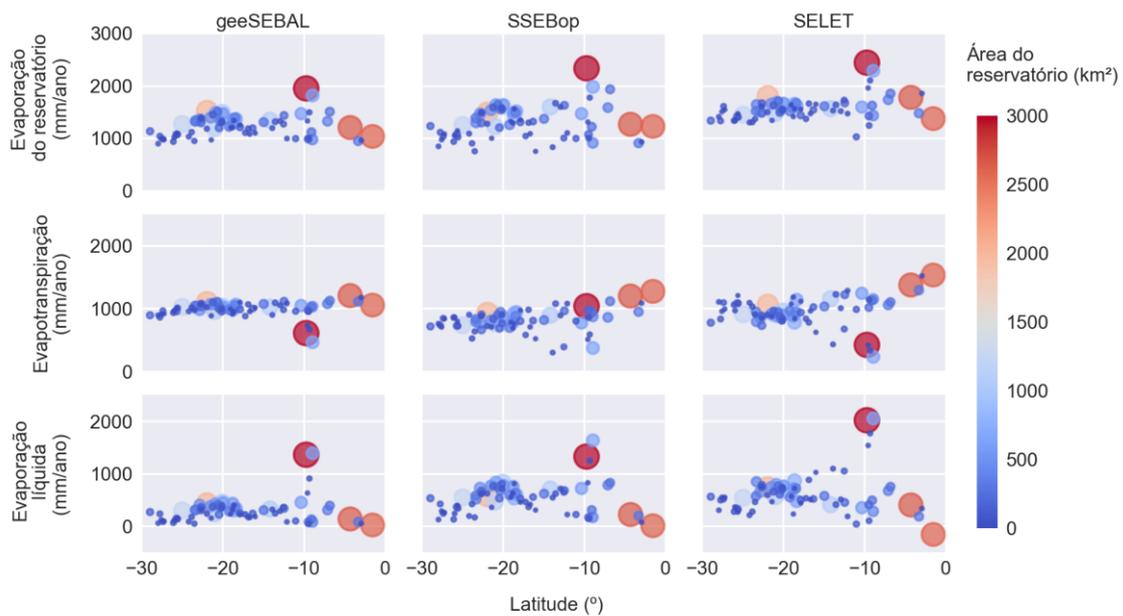


Figura 4.8. Estimativas de *E_w*, *ET* e evaporação líquida (em mm por ano, média de 2003 a 2019) dos modelos geeSEBAL, SELET e SSEBop, considerando a latitude em que estão localizados os reservatórios. Na figura está representado um marcador para cada reservatório por mês. A área do reservatório (km²) é representada por escala de cores e pelo tamanho do marcador.

4.4 Conclusões

O presente estudo avaliou a representação da E_w , ET do entorno e evaporação líquida de reservatórios brasileiros utilizando três modelos de balanço de energia na superfície: geeSEBAL, SSEBop e SELET. Foram analisados os maiores reservatórios pertencentes ao Sistema Interligado Nacional, totalizando 74 reservatórios com área maior que 50 km², o que representa quase 70% da área ocupada por massas d'água artificiais no Brasil.

As principais conclusões do estudo são listadas a seguir:

- Os modelos apresentam RMSD e MAE entre 15 e 32 mm/mês para E_w e 20 e 44 mm/mês para a evaporação líquida;
- As estimativas foram mais similares para E_w entre geeSEBAL e SSEBop (viés de -6,00 mm/mês), para ET do entorno entre geeSEBAL e SELET (viés de 2,4 mm/mês), e para evaporação líquida entre SSEBop e SELET (viés de -4,6 mm/mês);
- Os menores desvios (RMSD) entre os modelos foram observados na região sudeste e sul para E_w , e os maiores desvios foram observados na região nordeste do país e nas áreas próximas, para a evaporação líquida;
- Em relação às médias mensais de longo prazo, as maiores diferenças entre os modelos foram observadas nos reservatórios localizados na região nordeste do país (e áreas próximas), na zona de clima tropical. Na região norte, de clima equatorial, os modelos apresentaram uma maior concordância nas estimativas;
- O SELET registra uma maior amplitude nas estimativas de evaporação líquida, quando comparado ao geeSEBAL e ao SSEBop;
- As estimativas médias anuais de volume evaporado pelos reservatórios resultaram nos valores de 1351,7 m³/s, 1471,0 m³/s, e 1684,3 m³/s, e para evaporação líquida, de 405,8 m³/s, 604,4 m³/s, 695,4 m³/s, respectivamente, para os modelos geeSEBAL, SSEBop e SELET.

Os resultados obtidos neste estudo demonstram o potencial da aplicação de modelos de balanço de energia em superfície e dados de sensoriamento remoto para estimar a E_w e a evaporação líquida em escala nacional. Modelos como geeSEBAL e SSEBop estimam a evaporação do reservatório e a ET do entorno, possibilitando a obtenção direta da evaporação líquida. Por outro lado, o SELET estima a evaporação do reservatório e utiliza

resultados de *ET* do entorno do MOD16 (com correção de viés). Apesar das diferenças metodológicas, ressalta-se que os três modelos analisados geraram resultados satisfatórios na estimativa da evaporação líquida em escala nacional, o que é relevante para a gestão dos recursos hídricos em reservatórios.

5 Considerações finais

A evaporação é um importante componente do balanço hídrico que pode causar impactos na disponibilidade hídrica de reservatórios, pois trata-se de uma parcela da água armazenada que não estará disponível para seus usos múltiplos. Os processos que governam a evaporação são complexos e a estimativa do volume evaporado depende de diversas variáveis meteorológicas que usualmente não são medidas sobre águas abertas, em escala nacional.

Neste estudo foi estimada a evaporação em reservatórios brasileiros a partir de modelos e dados de sensoriamento remoto. Foram avaliados os maiores reservatórios do Brasil, correspondendo a cerca de 70% da área total de massas d'água artificiais no país. Os modelos apresentaram estimativas similares, com destaque para os modelos de balanço de energia avaliados, que embora utilizem simplificações para a representação de processos físicos em águas abertas, geraram resultados adequados. Para os reservatórios avaliados, a evaporação total anual foi estimada em 46,6 km³ e a evaporação líquida anual em 16,4 km³, considerando o período de análise de 2003 a 2021. Ainda, avaliou-se a distribuição espacial da evaporação de reservatórios no país, por regiões climáticas. Reservatórios localizados em clima tropical geraram as maiores taxas de evaporação de águas abertas. O estudo demonstrou a relevância da combinação de modelos SEB e dados de sensoriamento remoto, com computação em nuvem, para estimar a evaporação de águas abertas no Brasil.

A comparação entre modelos se torna, assim, uma alternativa para a validação das estimativas de evaporação, considerando a ausência de medições *in situ* em águas abertas. Neste sentido, este estudo comparou as estimativas de evaporação obtidas com os modelos SEB e sensoriamento remoto, com os resultados do estudo nacional de “Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil”, elaborado pela ANA (ANA, 2021), que por sua vez, também utilizou um modelo SEB. Avaliou-se estimativas de evaporação dos reservatórios, de evapotranspiração do entorno e de evaporação líquida em escala nacional, considerando três modelos SEB. As estimativas obtidas foram similares, sendo reveladas as regiões com maiores divergências entre os modelos, no caso, a região nordeste do país e áreas próximas, na zona de clima tropical. A avaliação das maiores incertezas entre os modelos em determinadas regiões evidencia a possibilidade de trabalhos futuros voltados a compreensão dos processos de evaporação nestas áreas.

O estudo evidenciou o potencial da aplicação de modelos SEB para estimar a evaporação líquida em grande escala.

De forma geral, o estudo desenvolvido revelou as potencialidades da aplicação de múltiplos modelos e dados de sensoriamento remoto para estimar a evaporação de águas abertas em escala nacional, e permitiu quantificar o volume de água evaporado e a evaporação líquida nos maiores reservatórios brasileiros. Espera-se que a presente dissertação contribua para aprimorar a compreensão da evaporação de águas abertas nas diferentes regiões do país.

5.1 Recomendações e perspectivas futuras

No Brasil, não há uma rede de monitoramento nacional para estimativa da evaporação em superfícies d'água. Apesar da aplicação de modelos com dados de sensoriamento remoto serem úteis para atender a demanda por estas estimativas, recomenda-se avanços no monitoramento in situ de águas abertas em escala nacional, através da instalação de equipamentos para medição de variáveis meteorológicas sobre lagos e reservatórios.

Os resultados apresentados nesta pesquisa revelam oportunidades para avanços científicos na compreensão dos processos evaporativos em águas abertas, através da calibração de modelos (e.g. SEB) para melhoramento na representação dos processos físicos. Recomenda-se a inclusão de outros termos no cálculo do balanço de energia que são tipicamente negligenciados em abordagens de SEB, como o calor armazenado e o fluxo de calor na água. Estas variáveis são especialmente importantes se considerarmos lagos profundos, que possuem uma maior capacidade de armazenamento de calor do que lagos rasos. Para a validação, recomenda-se a utilização de dados disponíveis de torre de fluxo *eddy covariance*, que podem ser obtidos para regiões como os Estados Unidos, através de plataformas como o FLUXNET (<https://fluxnet.org/>) e o AmeriFlux (<https://ameriflux.lbl.gov/>).

Por fim, ressalta-se o aumento de dados disponíveis de sensoriamento remoto para monitoramento de lagos, como a missão SWOT para observação global de águas superficiais, lançado em 2022 e que em breve deverá disponibilizar os primeiros dados obtidos, que poderão ser incorporados nos modelos de estimativa de evaporação de águas abertas (e.g. para delimitar a área superficial de lagos e reservatórios). Neste sentido,

recomenda-se incluir a utilização de dados de entrada multiespectrais de satélites como os do programa Landsat, que contam com uma longa série temporal (cerca de 38 anos de dados) e alta resolução espacial (30 metros). O aumento na resolução espacial permite a análise mais detalhada da evaporação na superfície dos lagos, como da variabilidade espacial das taxas evaporativas dentro de um grande reservatório. Com a longa série temporal de dados Landsat, recomenda-se avançar para a compreensão das tendências de perdas evaporativas em reservatórios de diferentes regiões do país nas últimas quatro décadas.

Referências

- Abatzoglou, J.T., Dobrowski, S.Z., Parks, S.A., Hegewisch, K.C., 2018. TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Sci. Data* 5, 170191. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>
- Abdelrady, A., Timmermans, J., Vekerdy, Z., Salama, M.S., 2016. Surface Energy Balance of Fresh and Saline Waters: AquaSEBS. *Remote Sens.* . <https://doi.org/10.3390/rs8070583>
- Allen, R.G., Burnett, B., Kramber, W., Huntington, J., Kjaersgaard, J., Kilic, A., Kelly, C., Trezza, R., 2013. Automated Calibration of the METRIC-Landsat Evapotranspiration Process. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 49, 563–576. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/jawr.12056>
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), Rome, Italy.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., 2007. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *J. Irrig. Drain. Eng.* 133, 380–394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
- Althoff, D., Rodrigues, L.N., da Silva, D.D., 2019. Evaluating Evaporation Methods for Estimating Small Reservoir Water Surface Evaporation in the Brazilian Savannah. *Water* . <https://doi.org/10.3390/w11091942>
- Alvares, C.A., Stape José Luiz and Sentelhas, Paulo Cesar and de Moraes Goncalves, J.L., Sparovek, G., 2013. Köppen’s climate classification map for Brazil. *Meteorol. Zeitschrift* 22, 711–728. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>
- ANA, 2022. Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2021: relatório pleno / Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. Brasília.
- ANA, 2021. Evaporação líquida de reservatórios artificiais no Brasil / Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (Brasil). Brasília, DF.
- ANA, 2019. Catálogo de Metadados da ANA / Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (Brasil) [WWW Document]. Massas d’Água. URL

- <https://metadados.snirh.gov.br/> (accessed 7.13.22).
- Anderson, M.C., Allen, R.G., Morse, A., Kustas, W.P., 2012. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. *Remote Sens. Environ.* 122, 50–65. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.025>
- Anderson, M.C., Kustas, W.P., Norman, J.M., Hain, C.R., Mecikalski, J.R., Schultz, L., González-Dugo, M.P., Cammalleri, C., d’Urso, G., Pimstein, A., Gao, F., 2011. Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 223–239. <https://doi.org/10.5194/hess-15-223-2011>
- ANEEL, 2022. SIGA - Sistema de Informações de Geração da ANEEL / Agência Nacional de Energia Elétrica (Brasil) [WWW Document]. URL <https://dadosabertos.aneel.gov.br/dataset/siga-sistema-de-informacoes-de-geracao-da-aneel> (accessed 8.3.22).
- ASCE-EWRI, 2005. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation: ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report. American Society of Civil Engineers.
- Assouline, S., Narkis, K., Or, D., 2011. Evaporation suppression from water reservoirs: Efficiency considerations of partial covers. *Water Resour. Res.* 47. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010WR009889>
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212–213, 198–212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
- Biggs, T., Petropoulos, G.P., Velpuri, N.M., Marshall, M., Glenn, E.P., Nagler, P.L., Messina, A., 2015. Remote Sensing of Actual Evapotranspiration from Cropland: Chapter 3, in: Thenkabail, P.S. (Ed.), *Remote Sensing Handbook, Vol. III: Remote Sensing of Water Resources, Disasters, and Urban Studies*. CRC Press.
- Biudes, M.S., Geli, H.M.E., Vourlitis, G.L., Machado, N.G., Pavão, V.M., dos Santos, L.O., Querino, C.A., 2022. Evapotranspiration Seasonality over Tropical Ecosystems in Mato Grosso, Brazil. *Remote Sens.* <https://doi.org/10.3390/rs14102482>
- Brutsaert, W., 2005. *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press,

Cambridge. <https://doi.org/DOI: 10.1017/CBO9780511808470>

- Carroll, M., DiMiceli, C., Wooten, M., Hubbard, A., Sohlberg, R., Townshend, J., 2017. MOD44W MODIS/Terra Land Water Mask Derived from MODIS and SRTM L3 Global 250m SIN Grid V006 [Data set]. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD44W.006>
- Chen, X., Su, Z., Ma, Y., Trigo, I., Gentine, P., 2021. Remote Sensing of Global Daily Evapotranspiration based on a Surface Energy Balance Method and Reanalysis Data. *J. Geophys. Res. Atmos.* 126, e2020JD032873. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2020JD032873>
- Christoffersen, B.O., Restrepo-Coupe, N., Arain, M.A., Baker, I.T., Cestaro, B.P., Ciais, P., Fisher, J.B., Galbraith, D., Guan, X., Gulden, L., van den Hurk, B., Ichii, K., Imbuzeiro, H., Jain, A., Levine, N., Miguez-Macho, G., Poulter, B., Roberti, D.R., Sakaguchi, K., Sahoo, A., Schaefer, K., Shi, M., Verbeeck, H., Yang, Z.-L., Araújo, A.C., Kruijt, B., Manzi, A.O., da Rocha, H.R., von Randow, C., Muza, M.N., Borak, J., Costa, M.H., Gonçalves de Gonçalves, L.G., Zeng, X., Saleska, S.R., 2014. Mechanisms of water supply and vegetation demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado. *Agric. For. Meteorol.* 191, 33–50. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.02.008>
- Coelho, C.D., da Silva, D.D., Sediya, G.C., Moreira, M.C., Pereira, S.B., Lana, Â.M.Q., 2017. Comparison of the water footprint of two hydropower plants in the Tocantins River Basin of Brazil. *J. Clean. Prod.* 153, 164–175. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2017.03.088>
- Comini, B., Ruhoff, A., Laipelt, L., Fleischmann, A., Huntington, J., Morton, C., Melton, F., Erickson, T., Roberti, D., Souza, V., Biudes, M., Machado, N., Santos, C., Cosio, E., 2023. geeSEBAL-MODIS: Continental scale evapotranspiration based on the surface energy balance for South America. PREPRINT. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.17579.11041>
- Corrêa da Silva, R., de Marchi Neto, I., Silva Seifert, S., 2016. Electricity supply security and the future role of renewable energy sources in Brazil. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 59, 328–341. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.01.001>
- de Bruin, H.A.R., Keijman, J.Q., 1979. The Priestley–Taylor Evaporation Model Applied to a Large Shallow Lake in The Netherlands. *J. Appl. Meteorol.* 898–903.

- EPE, 2021a. Balanço Energético Nacional 2021: Ano base 2020 / Empresa de Pesquisa Energética (Brasil).
- EPE, 2021b. Brazilian Energy Balance: year 2020 / Empresa de Pesquisa Energética. Rio de Janeiro: EPE, 2021.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.* 45. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005RG000183>
- Fick, S.E., Hijmans, R.J., 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *Int. J. Climatol.* 37, 4302–4315. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Fleischmann, A., Laipelt, L., Papa, F., Ruhoff, A., Paiva, R., Biudes, M., Kayser, R., Prigent, C., Cosio, E., Machado, N., Collischonn, W., 2021. Patterns and drivers of evapotranspiration in South American wetlands. Prepr. (Version 1). <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-353527/v1>
- Fleischmann, A.S., Brêda, J.P.F., Passaia, O.A., Wongchuig, S.C., Fan, F.M., Paiva, R.C.D., Marques, G.F., Collischonn, W., 2021. Regional scale hydrodynamic modeling of the river-floodplain-reservoir continuum. *J. Hydrol.* 596, 126114. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126114>
- Friedrich, K., Grossman, R.L., Huntington, J., Blanken, P.D., Lenters, J., Holman, K.D., Gochis, D., Livneh, B., Prairie, J., Skeie, E., Healey, N.C., Dahm, K., Pearson, C., Finnessey, T., Hook, S.J., Kowalski, T., 2018. Reservoir Evaporation in the Western United States: Current Science, Challenges, and Future Needs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 99, 167–187. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00224.1>
- Gao, H., 2021. MODIS/Terra Water Reservoir Monthly L3 Global V061 [Data set] [WWW Document]. NASA EOSDIS L. Process. DAAC. <https://doi.org/https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD28C3.061>
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., Moore, R., 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sens. Environ.* 202, 18–27. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Harbeck Jr., G.E., Kohler, M.A., Koberg, G.E., 1958. Water-loss investigations; Lake

- Mead studies, Professional Paper. <https://doi.org/10.3133/pp298>
- Hostetler, S.W., Bartlein, P.J., 1990. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resour. Res.* 26, 2603–2612. <https://doi.org/10.1029/WR026i010p02603>
- Hunt., J.D., Stilpen, D., de Freitas, M.A.V., 2018. A review of the causes, impacts and solutions for electricity supply crises in Brazil. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 88, 208–222. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rser.2018.02.030>
- Jaafar, H.H., Ahmad, F.A., 2020. Time series trends of Landsat-based ET using automated calibration in METRIC and SEBAL: The Bekaa Valley, Lebanon. *Remote Sens. Environ.* 238, 111034. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.12.033>
- Jansen, F.A., Teuling, A.J., 2020. Evaporation from a large lowland reservoir – (dis)agreement between evaporation models from hourly to decadal timescales. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1055–1072. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1055-2020>
- Laipelt, L., Henrique Bloedow Kayser, R., Santos Fleischmann, A., Ruhoff, A., Bastiaanssen, W., Erickson, T.A., Melton, F., 2021. Long-term monitoring of evapotranspiration using the SEBAL algorithm and Google Earth Engine cloud computing. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 178, 81–96. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2021.05.018>
- Lehner, B., Döll, P., 2004. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *J. Hydrol.* 296, 1–22. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.028>
- Lehner, B., Liermann, C.R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., Nilsson, C., Robertson, J.C., Rödel, R., Sindorf, N., Wissler, D., 2011. High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management. *Front. Ecol. Environ.* 9, 494–502. <https://doi.org/https://doi.org/10.1890/100125>
- Li, Y., Zhao, G., Shah, D., Zhao, M., Sarkar, S., Devadiga, S., Zhao, B., Zhang, S., Gao, H., 2021. NASA's MODIS/VIIRS Global Water Reservoir Product Suite from Moderate Resolution Remote Sensing Data. *Remote Sens.* . <https://doi.org/10.3390/rs13040565>

- Linacre, E.T., 1993. Data-sparse estimation of lake evaporation, using a simplified Penman equation. *Agric. For. Meteorol.* 64, 237–256. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0168-1923\(93\)90031-C](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0168-1923(93)90031-C)
- Linacre, E.T., 1977. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agric. Meteorol.* 18, 409–424. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0002-1571\(77\)90007-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0002-1571(77)90007-3)
- Liu, H., Zhang, Q., Dowler, G., 2012. Environmental Controls on the Surface Energy Budget over a Large Southern Inland Water in the United States: An Analysis of One-Year Eddy Covariance Flux Data. *J. Hydrometeorol.* 13, 1893–1910. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-020.1>
- Losgedaragh, S., Rahimzadegan, M., 2018. Evaluation of SEBS, SEBAL, and METRIC models in estimation of the evaporation from the freshwater lakes (Case study: Amirkabir dam, Iran). *J. Hydrol.* 561, 523–531. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.025>
- Lowe, L.D., Webb, J.A., Nathan, R.J., Etchells, T., Malano, H.M., 2009. Evaporation from water supply reservoirs: An assessment of uncertainty. *J. Hydrol.* 376, 261–274. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.037>
- Marengo, J.A., Alves, L.M., Alvala, R.C.S., Cunha, A.N.A.P., Brito, S., Moraes, O.L.L., 2018. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. *An. da Acad. Bras. Ciências (Annals Brazilian Acad. Sci.* 90, 1973–1985.
- Marengo, J.A., Bernasconi, M., 2015. Regional differences in aridity/drought conditions over Northeast Brazil: present state and future projections. *Clim. Change* 129, 103–115. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1310-1>
- Martin, J.L., McCutcheon, S.C., 1998. *Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling*, 1st ed. CRC Press, Boca Raton. <https://doi.org/10.1201/9780203751510>
- McJannet, D.L., Webster, I.T., Cook, F.J., 2012. An area-dependent wind function for estimating open water evaporation using land-based meteorological data. *Environ. Model. Softw.* 31, 76–83. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2011.11.017>
- McMahon, T.A., Peel, M.C., Lowe, L., Srikanthan, R., McVicar, T.R., 2013. Estimating

- actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 1331–1363. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1331-2013>
- Medeiros, S.E.L., Nilo, P.F., Silva, L.P., Santos, C.A.C., Carvalho, M., Abrahão, R., 2021. Influence of climatic variability on the electricity generation potential by renewable sources in the Brazilian semi-arid region. *J. Arid Environ.* 184, 104331. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2020.104331>
- Mekonnen, M.M., Hoekstra, A.Y., 2012. The blue water footprint of electricity from hydropower. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 179–187. <https://doi.org/10.5194/hess-16-179-2012>
- Melton, F.S., Huntington, J., Grimm, R., Herring, J., Hall, M., Rollison, D., Erickson, T., Allen, R., Anderson, M., Fisher, J.B., Kilic, A., Senay, G.B., Volk, J., Hain, C., Johnson, L., Ruhoff, A., Blankenau, P., Bromley, M., Carrara, W., Daudert, B., Doherty, C., Dunkerly, C., Friedrichs, M., Guzman, A., Halverson, G., Hansen, J., Harding, J., Kang, Y., Ketchum, D., Minor, B., Morton, C., Ortega-Salazar, S., Ott, T., Ozdogan, M., ReVelle, P.M., Schull, M., Wang, C., Yang, Y., Anderson, R.G., 2021. OpenET: Filling a Critical Data Gap in Water Management for the Western United States. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* n/a. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/1752-1688.12956>
- Messenger, M.L., Lehner, B., Grill, G., Nedeva, I., Schmitt, O., 2016. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach. *Nat. Commun.* 7, 13603. <https://doi.org/10.1038/ncomms13603>
- Miralles, D.G., Holmes, T.R.H., De Jeu, R.A.M., Gash, J.H., Meesters, A.G.C.A., Dolman, A.J., 2011. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 453–469. <https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011>
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and Environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.* 205–234.
- Mu, Q., Zhao, M., Running, S.W., 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sens. Environ.* 115, 1781–1800. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.02.019>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo,

- G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D.G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N.J., Zsoter, E., Buontempo, C., Thépaut, J.-N., 2021. ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth Syst. Sci. Data* 13, 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Nimer, E., 1979. Um modelo metodológico da classificação de climas, *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro, nr 4, ano 41, p. 59-89, out/dez.1979.
- Oliveira, P.T.S., Nearing, M.A., Moran, M.S., Goodrich, D.C., Wendland, E., Gupta, H. V., 2014. Trends in water balance components across the Brazilian Cerrado. *Water Resour. Res.* 50, 7100–7114. <https://doi.org/10.1002/2013WR015202>
- ONS, 2022. Power generation / The National Electric System Operator [WWW Document]. URL http://www.ons.org.br/Paginas/resultados-da-operacao/historico-da-operacao/geracao_energia.aspx (accessed 7.21.22).
- Pekel, J.-F., Cottam, A., Gorelick, N., Belward, A.S., 2016. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature* 540, 418–422. <https://doi.org/10.1038/nature20584>
- Penman, 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London. Ser. A. Math. Phys. Sci.* 193, 120–145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, 81–92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2)
- Rahimpour, M., Rahimzadegan, M., 2021. Assessment of surface energy balance algorithm for land and operational simplified surface energy balance algorithm over freshwater and saline water bodies in Urmia Lake Basin. *Theor. Appl. Climatol.* 143, 1457–1472. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03472-1>
- Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D., Toll, D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85, 381–394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381>

- Rodrigues, G.P., Rodrigues, Í.S., Raabe, A., Holstein, P., de Araújo, J.C., 2023. Direct measurement of open-water evaporation: a newly developed sensor applied to a Brazilian tropical reservoir. *Hydrol. Sci. J.* 68, 379–394. <https://doi.org/10.1080/02626667.2022.2157278>
- Rodrigues, I.S., Costa, C.A.G., Lima Neto, I.E., Hopkinson, C., 2021a. Trends of evaporation in Brazilian tropical reservoirs using remote sensing. *J. Hydrol.* 598, 126473. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126473>
- Rodrigues, I.S., Costa, C.A.G., Raabe, A., Medeiros, P.H.A., de Araújo, J.C., 2021b. Evaporation in Brazilian dryland reservoirs: Spatial variability and impact of riparian vegetation. *Sci. Total Environ.* 797, 149059. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149059>
- Ruhoff, A.L., Paz, A.R., Aragao, L.E.O.C., Mu, Q., Malhi, Y., Collischonn, W., Rocha, H.R., Running, S.W., 2013. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrol. Sci. J.* 58, 1658–1676. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.837578>
- Senay, G.B., 2018. Satellite Psychrometric Formulation of the Operational Simplified Surface Energy Balance (SSEBop) Model for Quantifying and Mapping Evapotranspiration. *Appl. Eng. Agric.* 34, 555–566. <https://doi.org/https://doi.org/10.13031/aea.12614>
- Senay, G.B., Bohms, S., Singh, R.K., Gowda, P.H., Velpuri, N.M., Alemu, H., Verdin, J.P., 2013. Operational Evapotranspiration Mapping Using Remote Sensing and Weather Datasets: A New Parameterization for the SSEB Approach. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 49, 577–591. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/jawr.12057>
- Senay, G.B., Friedrichs, M., Morton, C., Parrish, G.E.L., Schauer, M., Khand, K., Kagone, S., Boiko, O., Huntington, J., 2022. Mapping actual evapotranspiration using Landsat for the conterminous United States: Google Earth Engine implementation and assessment of the SSEBop model. *Remote Sens. Environ.* 275, 113011. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113011>
- Senay, G.B., Kagone, S., Velpuri, N.M., 2020. Operational Global Actual Evapotranspiration: Development, Evaluation and Dissemination. *Sensors (Basel)*.

- 20, 1915. <https://doi.org/10.3390/s20071915>
- Senay, G.B., Parrish, G.E.L., Schauer, M., Friedrichs, M., Khand, K., Boiko, O., Kagone, S., Dittmeier, R., Arab, S., Ji, L., 2023. Improving the Operational Simplified Surface Energy Balance Evapotranspiration Model Using the Forcing and Normalizing Operation. *Remote Sens.* <https://doi.org/10.3390/rs15010260>
- Shuttleworth, W.J., 2012. Global Scale Influences on Hydrometeorology, in: *Terrestrial Hydrometeorology*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Singh, R.K., Senay, G.B., 2016. Comparison of Four Different Energy Balance Models for Estimating Evapotranspiration in the Midwestern United States. *Water.* <https://doi.org/10.3390/w8010009>
- Singh, V.P., Xu, C.-Y., 1997. Evaluation and Generalization of 13 Mass-Transfer Equations for Determining Free Water Evaporation. *Hydrol. Process.* 11, 311–323. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19970315\)11:3<311::AID-HYP446>3.0.CO;2-Y](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19970315)11:3<311::AID-HYP446>3.0.CO;2-Y)
- Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6, 85–100. <https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002>
- Tian, W., Liu, X., Wang, K., Bai, P., Liu, C., Liang, X., 2022. Estimation of global reservoir evaporation losses. *J. Hydrol.* 607, 127524. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127524>
- Verpoorter, C., Kutser, T., Seekell, D.A., Tranvik, L.J., 2014. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery. *Geophys. Res. Lett.* 41, 6396–6402. <https://doi.org/10.1002/2014GL060641>
- Wagle, P., Bhattarai, N., Gowda, P.H., Kakani, V.G., 2017. Performance of five surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in high biomass sorghum. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 128, 192–203. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.03.022>
- Wan, Z., Hook, S., Hulley, G., 2021. MODIS/Aqua Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid V061 [Data set]. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MYD11A1.061>
- Wan, Z., Hook, S., Hulley, G., 2015. MOD11A1 MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid V006 [Data set].

<https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A1.006>

- Wang, W., Lee, X., Xiao, W., Liu, S., Schultz, N., Wang, Y., Zhang, M., Zhao, L., 2018. Global lake evaporation accelerated by changes in surface energy allocation in a warmer climate. *Nat. Geosci.* 11, 410–414. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0114-8>
- Woolway, R.I., Kraemer, B.M., Lenters, J.D., Merchant, C.J., O'Reilly, C.M., Sharma, S., 2020. Global lake responses to climate change. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 388–403. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0067-5>
- Zambon, R.C., Barros, M.T.L., Yeh, W.W.-G., 2018. Evaporation Losses in the Brazilian Hydropower System. *World Environ. Water Resour. Congr. 2018, Proceedings.* <https://doi.org/doi:10.1061/9780784481400.008>
- Zeng, Y., Su, Z., Wan, L., Wen, J., 2011. A simulation analysis of the advective effect on evaporation using a two-phase heat and mass flow model. *Water Resour. Res.* 47. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011WR010701>
- Zhang, H., Gorelick, S.M., Zimba, P. V, Zhang, X., 2017. A remote sensing method for estimating regional reservoir area and evaporative loss. *J. Hydrol.* 555, 213–227. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.007>
- Zhang, K., Kimball, J.S., Running, S.W., 2016. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. *WIREs Water* 3, 834–853. <https://doi.org/10.1002/wat2.1168>
- Zhao, G., Gao, H., 2019. Estimating reservoir evaporation losses for the United States: Fusing remote sensing and modeling approaches. *Remote Sens. Environ.* 226, 109–124. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.03.015>
- Zhao, G., Gao, H., Cai, X., 2020. Estimating lake temperature profile and evaporation losses by leveraging MODIS LST data. *Remote Sens. Environ.* 251, 112104. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112104>
- Zhao, G., Li, Y., Zhou, L., Gao, H., 2022. Evaporative water loss of 1.42 million global lakes. *Nat. Commun.* 13, 3686. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31125-6>
- Zhao, X., Liu, Y., 2018. Variability of Surface Heat Fluxes and Its Driving Forces at Different Time Scales Over a Large Ephemeral Lake in China. *J. Geophys. Res. Atmos.* 123, 4939–4957. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2017JD027437>

Zuluaga, C.F., Avila-Diaz, A., Justino, F.B., Martins, F.R., Ceron, W.L., 2022. The climate change perspective of photovoltaic power potential in Brazil. *Renew. Energy* 193, 1019–1031. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.renene.2022.05.029>