



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
DOUTORADO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

JOSÉ BRENNO CARNEIRO DE LIMA

DINÂMICA DOS PROCESSOS EVAPORATIVOS: VARIABILIDADE CLIMÁTICA E
MITIGAÇÃO DE IMPACTOS

FORTALEZA

2026

JOSÉ BRENNO CARNEIRO DE LIMA

DINÂMICA DOS PROCESSOS EVAPORATIVOS: VARIABILIDADE CLIMÁTICA E
MITIGAÇÃO DE IMPACTOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Engenharia Agrícola. Área de Concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semi-árido

Orientador: Prof. Dr. José Carlos de Araújo

FORTALEZA

2026

JOSÉ BRENNO CARNEIRO DE LIMA

DINÂMICA DOS PROCESSOS EVAPORATIVOS: VARIABILIDADE CLIMÁTICA E
MITIGAÇÃO DE IMPACTOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Engenharia Agrícola. Área de Concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semi-árido

Aprovada em: 21 de maio de 2026

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José Carlos de Araújo (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. José Vidal de Figueiredo
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Estado do Ceará (IFCE)

Prof^a. Dr^a. María Luz Blandi
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof^a. Dr^a. Waleska Martins Eloi
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Estado do Ceará (IFCE)

AGRADECIMENTOS

A Deus.

À minha amada família.

Ao Professor Dr. José Carlos de Araújo, pela paciência, apoio e auxílio ao longo de todo o desenvolvimento desta tese.

À Professora Dr^a. Eva Nora Paton, pelos ensinamentos e pela acolhida durante o período de doutorado sanduíche.

Aos Professores(as) Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa, Dr. José Vidal de Figueiredo, Dr^a María Luz Blandi e Dr^a Waleska Martins Eloi, por aceitarem o convite para compor a banca de defesa.

Aos queridos amigos do Grupo de Pesquisa em Hidrologia e Sedimentologia do Semi-Árido (Hidrosed).

À Autarquia Municipal de Meio Ambiente de Juazeiro do Norte – CE, por todo o apoio durante o desenvolvimento deste estudo.

À Universidade Federal do Ceará e ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da UFC, pela infraestrutura, pelo corpo técnico e pelo suporte oferecido durante o desenvolvimento desta tese.

A todos que contribuíram, de forma direta ou indireta, para o desenvolvimento desta tese.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Códigos de Financiamento nº 88887.721215/2022-00 e nº 88881.128268/2025-01.

RESUMO

As perdas de água por evaporação e evapotranspiração são consideradas as principais fontes naturais de perda de água nos reservatórios superficiais. No semiárido brasileiro, a evaporação pode consumir até 50% do aporte hídrico dos reservatórios. Consequentemente, o estudo dos processos evaporativos, apresenta grande relevância para a gestão dos recursos hídricos, seja em condições climáticas semiáridas, como é o caso da maior parte do Estado do Ceará, como no clima temperado. Sob essa perspectiva, a presente tese foi estruturada em três capítulos, dois deles desenvolvidos no Estado do Ceará (Brasil) e um deles na Alemanha. No primeiro capítulo, avaliou-se a tendência de longo prazo sobre a evaporação potencial estimada pelo método de Penman, com base em dados meteorológicos medidos de oito estações especializadas na Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe. Para isso, aplicaram-se os testes de Mann-Kendall e a regressão de Sen para estimar a significância estatística e a magnitude da variação temporal dos dados de evaporação potencial, bem como das variáveis meteorológicas, com objetivo de compreender os fatores responsáveis pelas mudanças observadas. No segundo capítulo, avaliou-se o impacto da fração de cobertura e dos tipos de nuvens sobre a radiação solar incidente. Utilizaram-se séries históricas de cobertura, tipos de nuvens e radiação solar ao meio-dia, provenientes de seis estações meteorológicas especializadas na Alemanha. Comparou-se a radiação incidente em dias de céu claro e sob condições de cobertura de nuvens, a fim de compreender o efeito da cobertura e dos tipos de nuvens sobre a radiação. No terceiro capítulo, avaliou-se o efeito da instalação de um sistema fotovoltaico flutuante (SFF) sobre as principais variáveis meteorológicas que controlam o processo de evaporação, bem como seu impacto no balanço hídrico de um grande reservatório. A influência da instalação do SFF sobre o processo evaporativo foi investigada por meio da análise de sensibilidade do modelo de Penman, que foi parametrizado para estimar a evaporação considerando a cobertura do SFF. O impacto do SFF no balanço hídrico foi estimado a partir da extrapolação de dados experimentais para a escala do reservatório, possibilitando estimar a vazão evaporada e os efeitos sobre a disponibilidade hídrica sob condições hidrológicas dinâmicas. A partir dos resultados desta tese, as principais conclusões são: (i) Há evidência estatisticamente significativa de mudança no padrão de evaporação potencial na Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe, mas com ocorrência não homogênea (aumento e queda), sendo o aumento da temperatura do ar e da insolação os responsáveis pelo aumento da evaporação, e a redução na velocidade do vento e aumento na umidade relativa do ar como causadores da redução da evaporação. (ii) À medida que a fração de cobertura de nuvens aumenta, observa-se

uma tendência de redução na radiação incidente sobre a superfície terrestre. No entanto, para nuvens médias e altas, verifica-se que, em condições de cobertura entre 1 e 2 octas, há um leve aumento na incidência de radiação quando comparada à radiação registrada em dias de céu claro. (iii) Verificou-se que a radiação global é a variável meteorológica à qual o modelo apresenta maior sensibilidade. A presença do SFF tende a conduzir o reservatório a um novo nível de equilíbrio, com aumento da área inundada, compensando parcialmente a redução na taxa evaporativa. A instalação do SFF apresenta elevado potencial como estratégia para ampliar a disponibilidade hídrica dos reservatórios.

Palavras-chave: mudanças climáticas; aquecimento global; clarificação global; recursos hídricos; disponibilidade de água; região semiárida.

ABSTRACT

Water losses from evaporation and evapotranspiration are considered the main natural sources of water loss in surface reservoirs. In the Brazilian semi-arid region, evaporation could consume up to 50% of the water inflow into reservoirs. Therefore, the study of evaporative processes is of great relevance to water resource management, whether in semi-arid climatic conditions, as is the case in most of the state of Ceará, or in temperate climates. In light of this, this thesis is divided into three chapters, two of which were conducted in the state of Ceará (Brazil) and one in Germany. The first chapter assessed the long-term trend in potential evaporation, as estimated using the Penman method, based on meteorological data measured at eight specialised weather stations in the Jaguaribe River Watershed. The Mann-Kendall test and Sen's slope were applied to the potential evaporation data and the meteorological variables to determine the statistical significance and magnitude of the temporal variation, with the aim of identifying the factors responsible for the observed changes. In the second chapter, the impact of cloud cover and cloud types on incident solar radiation was assessed. Historical time series of cloud cover, cloud types and midday solar radiation were used, obtained from six meteorological stations across Germany. Incident radiation on clear days and under cloud cover conditions was compared in order to understand the effect of cloud cover and cloud types on radiation. In the third chapter, the effect of installing a floating photovoltaic system (FPS) on the main meteorological variables that govern the evaporation process was assessed, as well as its impact on the water balance of a large reservoir. The influence of the FPS installation on the evaporation process was investigated using a sensitivity analysis of the Penman model, which was parameterised to estimate evaporation taking into account the FPS coverage. The impact of the FPS on the water balance was estimated by extrapolating experimental data to the reservoir scale, enabling the estimation of evaporated flow and the effects on water availability under dynamic hydrological conditions. Based on the findings of this thesis, the main conclusions are: (i) There is statistically significant evidence of a change in the pattern of potential evaporation in the Jaguaribe River catchment, but with non-uniform occurrence (increases and decreases), with increases in air temperature and insolation being responsible for the increase in evaporation, and reductions in wind speed and increases in relative humidity being the causes of the decrease in evaporation. (ii) As the cloud cover fraction increases, a trend towards a reduction in radiation incident on the Earth's surface is observed. However, for medium and high clouds, it is found that, under conditions of cloud cover between 1 and 2 octas, there is a slight increase in radiation incidence

when compared to the radiation recorded on clear days. (iii) It was found that global radiation is the meteorological variable to which the model is most sensitive. The presence of the FPS tends to bring the reservoir to a new equilibrium level, with an increase in the flooded area, partially offsetting the reduction in the evaporation rate. The installation of the FPS shows high potential as a strategy for increasing the water availability of reservoirs.

Keywords: climate change; global stilling; global brightening; water resources; water availability; semi-arid region.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Location of the Jaguaribe River Basin, Ceará, showing the meteorological stations used in the study, strategic reservoirs, and climate characteristics of the basin.	18
Figura 2 – Flowchart of the methodological sequence for analysing potential evaporation trends in the Jaguaribe River Basin.	19
Figura 3 – Temporal evolution of potential evaporation, estimated by Equation 2.1 (Penman, 1948) based on measured data, in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).	27
Figura 4 – Principal Component Analysis of meteorological variables from the meteorological stations of (a) Iguatu and (b) Morada Nova, based on measured data (1960 – 2020).	28
Figura 5 – Temporal evolution of maximum air temperature measured in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).	29
Figura 6 – Temporal evolution of daily sunshine duration measured in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).	30
Figura 7 – Temporal evolution of wind speed measured in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).	31
Figura 8 – Temporal evolution of relative air humidity in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).	31
Figura 9 – (a) Regression between Hydrospatial Influence Coefficient (HIC) data and the rate of temporal variation in relative air humidity (dRH/dt) at stations in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020); (b) Flooded area in the region upstream of the Morada Nova station.	33
Figura 10 – Localização da área de estudo, com detalhe para espacialização das estações meteorológicas utilizadas.	39
Figura 11 – Representação esquemática dos tipos de nuvens, de suas características visuais predominantes e de seus respectivos níveis de altitude, conforme o Atlas Internacional de Nuvens (WMO, 2017).	41
Figura 12 – Regressão linear entre a radiação global em condições de céu claro (R_{ic}) e a radiação global sob presença de nuvens altas (R_i), considerando diferentes níveis de fração de cobertura de nuvens.	46

Figura 13 – Regressão linear entre a radiação global em condições de céu claro (R_{ic}) e a radiação global sob presença de nuvens médias (R_i), considerando diferentes níveis de fração de cobertura de nuvens.	47
Figura 14 – Regressão linear entre a radiação global em condições de céu claro (R_{ic}) e a radiação global sob presença de nuvens baixas (R_i), considerando diferentes níveis de fração de cobertura de nuvens.	48
Figura 15 – Localização da área experimental e do Reservatório Orós, com indicação da estação meteorológica utilizada e detalhamento fotográfico dos tanques evaporimétricos (T1 e T2).	54
Figura 16 – Metodologia adotada para avaliar os impactos da instalação de sistemas fotovoltaicos flutuantes sobre o processo evaporativo e a disponibilidade hídrica.	55
Figura 17 – (a) Comparação entre as taxas de evaporação do tanque com o sistema fotovoltaico flutuante (E_p), método aerodinâmico (E_a), método do balanço de radiação (E_r) e método de Penman. (b) Regressão entre E_a e E_p . (c) Regressão entre E_r e E_p . (d) Regressão entre $Penman$ e E_p	63
Figura 18 – Curvas de resposta univariadas do modelo de Penman, parametrizado para estimativa da evaporação sob o sistema flutuante e o respectivo coeficiente de sensibilidade adimensional.	64
Figura 19 – (a) Comparação entre a evolução temporal da área inundada do reservatório com superfície livre para atmosfera e com cenário de instalação do sistema fotovoltaico flutuante com área de 42 km ² . (b) Regressão entre a vazão evaporada anualmente para o cenário com cobertura de 42 km ² (Q_{EP}) e a vazão evaporada anualmente sob condições naturais (Q_E).	66
Figura 20 – (a) Efeito da cobertura por sistemas fotovoltaicos flutuantes na disponibilidade hídrica do reservatório Orós sob diferentes cenários de cobertura e (b) relação entre a vazão de referência com 90% de garantia (Q_{90}) e a área coberta (A_p).	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Characteristics of the meteorological stations in the Jaguaribe River Basin, including geographical location, altitude, INMET code, and period of available data.	20
Tabela 2 – Model sensitivity analysis, uncertainties in meteorological variable measurements, and global uncertainty propagated by measurement errors.	37
Tabela 3 – Características das estações meteorológicas utilizadas no estudo, incluindo o código do DWD, a altitude, a localização geográfica, o período de disponibilidade dos dados e o nome da estação.	40
Tabela 4 – Variação temporal da cobertura (octas por década) e da ocorrência de nuvens ao meio-dia, estimada utilizando a inclinação de Sen, considerando os períodos Anual, Quente e Frio.	44
Tabela 5 – Variação temporal da radiação global, da radiação difusa ($W \cdot m^{-2}$ por década) e da razão de difusão (%) ao meio-dia, considerando os períodos Anual, Quente e Frio.	45

LISTA DE SÍMBOLOS

B	Coeficiente de transferência de vapor
β	Parâmetro de regressão
C_p	Calor específico do ar
E	Evaporação potencial
E_a	Evaporação estimada pelo método aerodinâmico
E_r	Evaporação estimada pelo método do balanço de radiação
e_a	Pressão de vapor real
e_s	Pressão de vapor de saturação
$e_s(T_{max})$	Pressão de vapor de saturação estimada em função da temperatura máxima
$e_s(T_{min})$	Pressão de vapor de saturação estimada em função da temperatura mínima
k	Constante de Von Kármán
λ	Calor latente de vaporização da água
n	Insolação diária
N	Duração máxima da insolação
P_{atm}	Pressão atmosférica
R_a	Radiação extraterrestre
R_d	Radiação difusa
R_i	Radiação incidente na superfície terrestre
R_n	Radiação líquida
R_{nl}	Radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre
R_{ns}	Radiação de onda curta incidente
R_{so}	Radiação incidente na superfície terrestre equivalente a um dia claro
T_{max}	Temperatura máxima do ar
T_{med}	Temperatura média do ar
T_{min}	Temperatura mínima do ar
U_{10}	Velocidade do vento a dez metros acima do nível do solo
U_2	Velocidade do vento a dois metros acima do nível do solo
u_*	Velocidade de atrito
RH	Umidade relativa do ar
Z_0	Altura de atrito
Z_2	Altura de dois metros

Δ	Gradiente da curva de pressão de vapor de saturação em função da temperatura do ar
γ	Parâmetro psicrométrico
ρ_a	Massa específica do ar
ρ_w	Massa específica da água

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO GERAL	14
2	DRIVERS OF CHANGE IN POTENTIAL EVAPORATION: A LONG-TERM ANALYSIS UNDER SEMI-ARID CLIMATIC CONDITIONS ¹ .	17
2.1	Introduction	17
2.2	Materials and Methods	18
2.3	Results	27
2.4	Discussion	33
2.5	Conclusions	37
3	AVALIAÇÃO DOS IMPACTOS DA COBERTURA E DOS TIPOS DE NUVENS SOBRE A RADIAÇÃO SOLAR ¹	38
3.1	Introdução	38
3.2	Material e Métodos	39
3.3	Resultados	42
3.4	Discussão	48
3.5	Conclusão	51
4	AVALIAÇÃO DOS IMPACTOS DOS SISTEMAS FOTOVOLTAICOS FLUTUANTES SOBRE A DISPONIBILIDADE HÍDRICA.	52
4.1	Introdução	52
4.2	Material e Métodos	54
4.3	Resultados	62
4.4	Discussão	68
4.5	Conclusão	70
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	72
	REFERÊNCIAS	74
	APÊNDICE A – CÓDIGO-FONTE UTILIZADO NO ESTUDO . . .	82

1 INTRODUÇÃO GERAL

O processo evaporativo é composto pela evaporação da água a partir de superfícies livres para a atmosfera e pela transpiração dos organismos, principalmente da vegetação. O conjunto de evaporação, interceptação e transpiração, denomina-se evapotranspiração (CHOW *et al.*, 1988; ALLEN *et al.*, 1998; MONTEITH; UNSWORTH, 2013). Em termos práticos, a evaporação e a evapotranspiração são estudadas separadamente (RODRIGUES *et al.*, 2023; VELLAME *et al.*, 2024), sendo a evapotranspiração comumente estudada em escala de bacia hidrográfica (GONDIM *et al.*, 2018; LIMA *et al.*, 2025) e a evaporação em nível de rios e reservatórios (RODRIGUES *et al.*, 2021; RODRIGUES *et al.*, 2023; RODRIGUES *et al.*, 2024).

A evapotranspiração que atua sobre as bacias hidrográficas está diretamente relacionada à quantidade de água que escoia nos rios (LIMA *et al.*, 2025). Por sua vez, a evaporação atua diretamente sobre a superfície de água livre dos reservatórios (RODRIGUES *et al.*, 2023). A vazão afluente e a taxa de evaporação constituem as principais variáveis hidrológicas naturais utilizadas na quantificação da disponibilidade hídrica em bacias hidrográficas do Nordeste do Brasil (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010). Essas informações são centrais para uma gestão hídrica integrada e uma política de produção agrícola, principalmente em regiões secas, como o nordeste semiárido do Brasil.

Nesse contexto, mensurar e compreender a evaporação e a evapotranspiração em bacias hidrográficas torna-se uma tarefa indispensável para uma adequada gestão de recursos hídricos, principalmente no semiárido brasileiro, onde as taxas de evaporação e evapotranspiração potencial ultrapassam os dois mil milímetros anuais (RODRIGUES *et al.*, 2024; PEREIRA *et al.*, 2025), afetando diretamente a disponibilidade hídrica da região.

A compreensão dos processos evaporativos e de seus impactos sobre a disponibilidade hídrica torna-se mais desafiadora quando se consideram os impactos das mudanças climáticas sobre as variáveis hidrometeorológicas, como a radiação solar, a velocidade do vento, a umidade relativa e a temperatura do ar, que são os principais impulsionadores do processo evaporativo sob condições naturais (PENMAN, 1948; ALLEN *et al.*, 1998). Sob essa perspectiva, diversos estudos realizados na China (LU *et al.*, 2016), Austrália (RODERICK *et al.*, 2007), África do Sul (CHAPMAN *et al.*, 2021) e Irã (SOROUSH *et al.*, 2020) avaliam variações no padrão de evaporação. Embora existam estudos sobre esse tema em reservatórios de clima tropical no Ceará (RODRIGUES *et al.*, 2021; RODRIGUES *et al.*, 2024), observa-se, ainda, a necessidade de compreender melhor as mudanças nos padrões de evaporação, de forma espacia-

lizada, sobretudo sob condições climáticas semiáridas, que é o clima predominante do estado do Ceará.

Dentre os principais causadores de mudança no padrão de evaporação e evapotranspiração, além do aumento da temperatura do ar, destacam-se as mudanças nas condições atmosféricas, que afetam diretamente a quantidade de radiação que atinge a superfície terrestre. (CHAPMAN *et al.*, 2021; RODRIGUES *et al.*, 2021; SEGADO-MORENO *et al.*, 2026; WILD *et al.*, 2026). Esse fenômeno de mudança no padrão de radiação é chamado de *Global dimming* quando há uma redução na radiação global incidente sobre a superfície e de *Global brightening* quando ocorre o aumento dessa radiação (WILD, 2009). Com o objetivo de melhor compreender o assunto, estudos avaliando condições atmosféricas de variação da concentração de aerossóis (SEGADO-MORENO *et al.*, 2026; WILD *et al.*, 2026) e de mudanças sobre o comportamento das nuvens (MATUSZKO *et al.*, 2022) vêm sendo desenvolvidos. Para o estudo da influência da variação das condições atmosféricas, comumente utilizam-se dados observacionais de qualidade do ar, de cobertura e tipos de nuvens e de radiação solar, de forma concomitante. Tais dados são escassos no Brasil, mas existe uma longa série de dados na Alemanha.

Considerando os aspectos mencionados, verifica-se que as mudanças climáticas aumentam a incerteza da quantificação das perdas por evaporação, podendo potencializar a insegurança hídrica para o planejamento de longo prazo, devido, entre outros fatores, ao aumento temporal das taxas de evaporação. (GONDIM *et al.*, 2018; ALTHOFF *et al.*, 2020; RAULINO *et al.*, 2021; RODRIGUES *et al.*, 2024), impactando diretamente o desempenho dos reservatórios (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010; LIMA *et al.*, 2025). Dessa forma, a adoção de estratégias voltadas à mitigação das perdas de água por evaporação torna-se fundamental para assegurar a segurança hídrica.

Entre os métodos de redução da taxa de evaporação, passíveis de adoção como potencial estratégia de mitigação dos impactos ambientais negativos das mudanças climáticas, há o uso de coberturas plásticas (MADY *et al.*, 2021; SHALABY *et al.*, 2021), aplicação de produtos químicos formadores de filmes superficiais (SAGGAI; BACHI, 2018) e a instalação de sistemas fotovoltaicos flutuantes (ABDELAL, 2021; REGES *et al.*, 2022; ELMINSHAWY *et al.*, 2024). Dentre os três métodos citados, a implantação do sistema fotovoltaico flutuante (SFF) destaca-se por essa tecnologia aliar a geração de energia limpa à redução das perdas por evaporação (CARVALHO *et al.*, 2025). Nessa perspectiva, nos questionamos sobre o benefício hídrico na instalação de placas fotovoltaicas em grandes reservatórios de abastecimento hídrico.

Considerando os impactos negativos das mudanças climáticas sobre a variação da taxa de evaporação, a variabilidade das condições atmosféricas e a necessidade de adoção de medidas mitigadoras para assegurar a segurança hídrica, a presente tese teve como objetivos: (i) avaliar a existência de mudanças no padrão da evaporação potencial na maior bacia hidrográfica do estado do Ceará, a Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe (75.000 km²); (ii) avaliar como a dinâmica atmosférica, por meio da cobertura e dos tipos de nuvens, afeta a radiação incidente na superfície terrestre; e (iii) avaliar o impacto da instalação de Sistemas Fotovoltaicos Flutuantes (SFF) sobre o processo evaporativo e na disponibilidade hídrica de um grande reservatório, o Açude Orós (1.940 hm³). No Capítulo 2, investigamos alterações temporais da evaporação potencial no Estado do Ceará. No Capítulo 3, verificamos a influência das nuvens sobre as mudanças na radiação e, portanto, na evaporação potencial. Por falta de dados (espacial e temporalmente bem distribuídos) no semiárido, analisamos dados disponíveis na Alemanha. Considerando-se a intensificação dos processos evaporativos, no Capítulo 4 investigou-se o uso de Sistemas Fotovoltaicos Flutuantes como uma possível estratégia mitigadora em relação à transferência de água para atmosfera.

2 DRIVERS OF CHANGE IN POTENTIAL EVAPORATION: A LONG-TERM ANALYSIS UNDER SEMI-ARID CLIMATIC CONDITIONS¹

2.1 Introduction

Evaporation is one of the main components of the water balance (PENMAN, 1948; MCMAHON *et al.*, 2013), considered the main natural source of water loss in the river basins of the Brazilian semi-arid region (CAMPOS *et al.*, 2016). As most rivers in the region are intermittent and/or ephemeral (LIMA *et al.*, 2022), the main water source in the region is artificial surface reservoirs (PETER *et al.*, 2014; MEDEIROS; SIVAPALAN, 2020), whose efficiency depends directly on the evaporation process (CAMPOS *et al.*, 2016; LIMA *et al.*, 2025). Therefore, the study of evaporative processes in semi-arid regions is highly relevant to water resource management.

From the perspective of climate change and rising global temperatures, studies have found that there is a temporal trend of increasing evaporation rates as a consequence of global warming (RODERICK *et al.*, 2007; YEŞİLIRMAK, 2013; SOROUGH *et al.*, 2020; CHAPMAN *et al.*, 2021). Thus, understanding temporal variations and trends in evaporation in semi-arid regions becomes an essential task, given that this hydrological process directly affects their already limited water availability, consuming between 30 and 50% of the reservoirs' water inflow. (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010), especially in a scenario of increasing evaporation rates due to the influence of climate change (ALTHOFF *et al.*, 2020).

However, contrary to this expectation, Australia (RODERICK *et al.*, 2007), Turkey (YEŞİLIRMAK, 2013), China (LU *et al.*, 2016), Iran (SOROUGH *et al.*, 2020), and South Africa (CHAPMAN *et al.*, 2021) show a temporal trend of decreasing evaporation values even with increasing air temperature, a phenomenon that has been described as the evaporation paradox (LU *et al.*, 2016).

In this context, this study aimed to evaluate temporal trends in historical series of potential evaporation in the Jaguaribe River Basin (75 thousand km²), located in the Brazilian semi-arid region, in order to identify possible causes of changes in evaporation patterns.

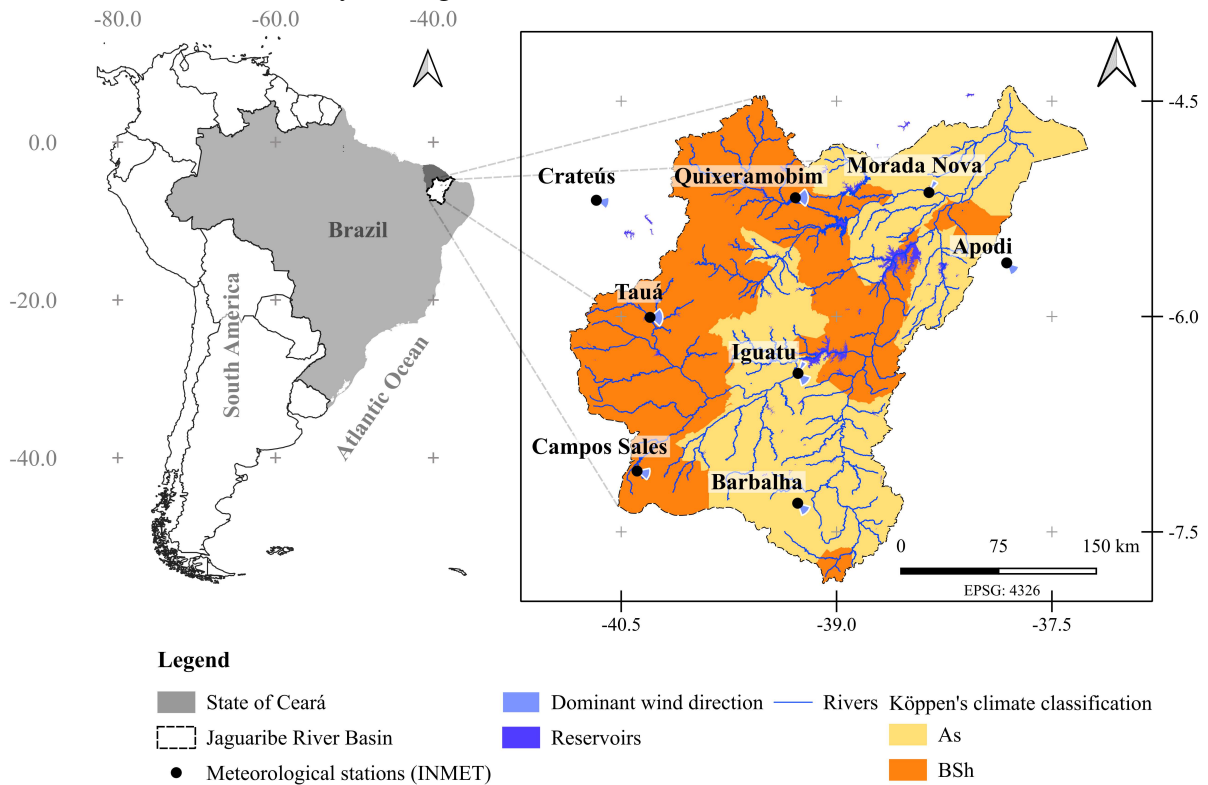
¹ Capítulo submetido para consideração ao periódico *Hydrological Processes* em dezembro de 2025, sob o título *Drivers of Change in Potential Evaporation: A Long-Term Analysis under Semi-Arid Climatic Conditions*, de autoria de José Brenno Carneiro de Lima, José Arnaldo Farias Sales e José Carlos de Araújo.

2.2 Materials and Methods

2.2.1 Study area

The study was conducted in the Jaguaribe River Basin, which covers an area of approximately 75 thousand km² (Figure 1), using historical series of potential evaporation (1960-2020) estimated from data from eight meteorological stations. It should be highlighted that, in the time window analysed, we have twenty years of data before the 1980s, a period in which a significant increase in air temperature was detected in various regions of the globe (HANSEN, 1981), and four more decades of subsequent records.

Figure 1 – Location of the Jaguaribe River Basin, Ceará, showing the meteorological stations used in the study, strategic reservoirs, and climate characteristics of the basin.



The Jaguaribe River Basin has a dense network of artificial reservoirs that were built over a century (MEIRA NETO *et al.*, 2024) to supply the water demand of Ceará. In the study area, there are approximately 5 thousand small unmonitored reservoirs (MALVEIRA *et al.*, 2012), which supply the rural areas of the region, in addition to 74 large reservoirs considered strategic for supplying urban centres. The strategic reservoirs are monitored daily by the Water Resources Management Company of the State of Ceará (COGERH), whose data is

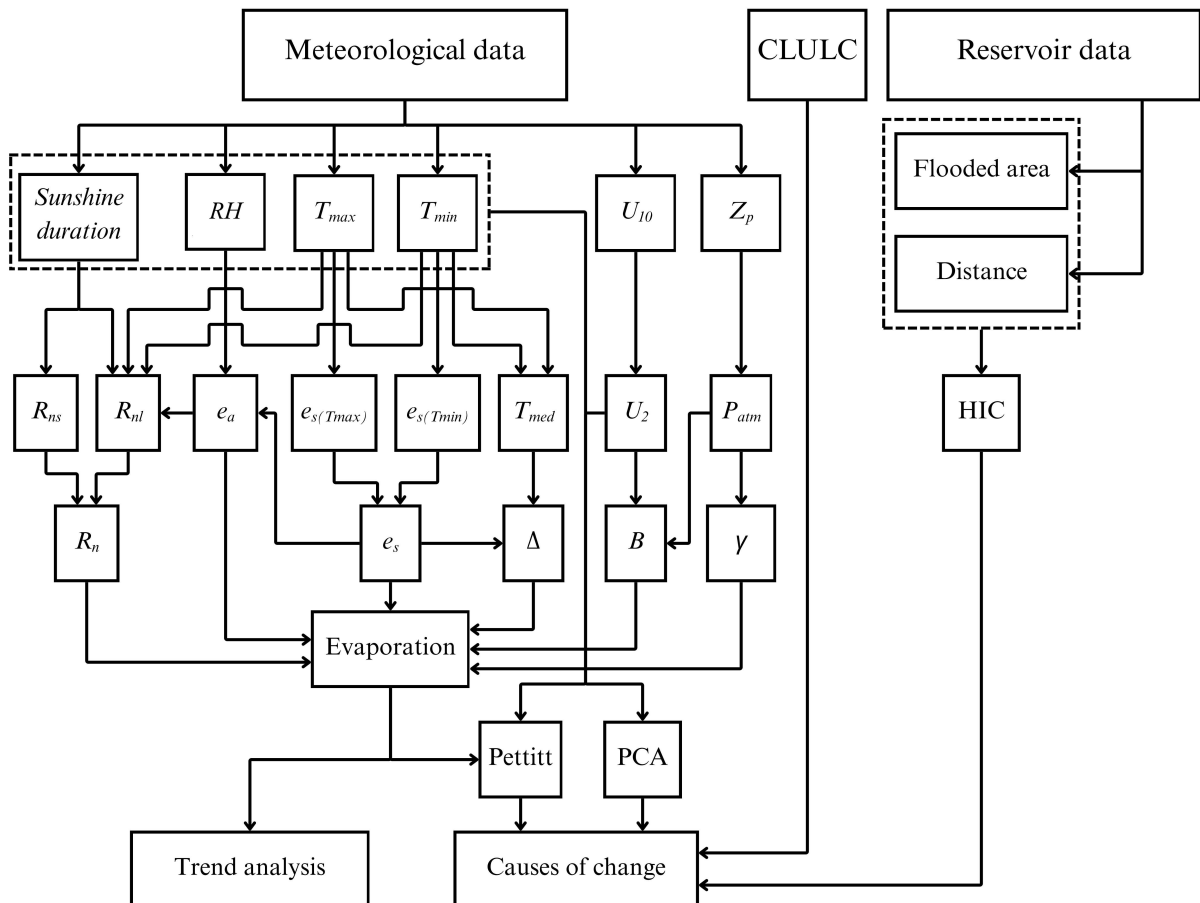
available on the institution's virtual platform (<http://www.hidro.ce.gov.br/>). Figure 1 shows a map of the location of the Jaguaribe River Basin, with details of the strategic reservoirs, the eight meteorological stations used to estimate evaporation, and the climatic spatialisation of the area.

The climatic characteristics of the region change between two zones that, according to Köppen's climate classification, are BSh - Dry, semi-arid, and hot climate and As - Tropical humid with winter rains (Figure 1). The average annual rainfall varies from 550 to 1,000 mm (INMET, 2020; LIMA *et al.*, 2022) and the annual potential evaporation rate ranges from 2,100 to 2,400 mm.

2.2.2 Methodology

The methodology used to assess evaporation trends in the study area is illustrated in the flowchart (Figure 2) and detailed in the following topics.

Figure 2 – Flowchart of the methodological sequence for analysing potential evaporation trends in the Jaguaribe River Basin.



Note: *Sunshine duration* is duration of bright sunshine ($\text{hours}\cdot\text{day}^{-1}$); *RH* it is the relative humidity of the air (%); *T_{max}* is the maximum temperature registered on the day ($^{\circ}\text{C}$); *T_{min}* is the minimum temperature registered on the day ($^{\circ}\text{C}$); *U₁₀* is the wind speed at a height of ten meters above the ground ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); *Z_p* is the altitude of

the meteorological station in relation to mean sea level (m); P_{atm} it is the local atmospheric pressure (Pa); R_{ns} is net shortwave radiation ($W \cdot m^{-2}$); R_{nl} is the long-wave radiation emitted by the earth's surface ($W \cdot m^{-2}$); $e_{s(Tmax)}$ is the saturation vapour pressure as a function of the maximum daily temperature (Pa); $e_{s(Tmin)}$ is the saturation vapour pressure as a function of the minimum daily temperature (Pa); T_{med} is the average daily temperature ($^{\circ}C$); U_2 is the wind speed at a height of two meters above the ground ($m \cdot s^{-1}$); e_s is the average daily saturation vapour pressure (Pa); Δ is the gradient of the saturation vapour pressure curve ($Pa \cdot ^{\circ}C^{-1}$); B is the vapour transfer coefficient ($m \cdot Pa^{-1} \cdot s^{-1}$); γ is the psychrometric parameter ($Pa \cdot ^{\circ}C^{-1}$); *CLULC* is Change in Land Use and Land Cover; *HIC* is the Hydrospatial Influence Coefficient; *Pettitt* it is Pettitt's test; *PCA* represents the principal components analysis. The dashed polygons represent groups of variables.

2.2.2.1 Meteorological data acquisition

The data used to calculate potential evaporation was obtained from eight conventional meteorological stations maintained by the Brazilian National Institute of Meteorology (INMET). Six of the eight stations are within the Jaguaribe River Basin, and two are nearby but outside its limits. However, they were included in the analysis because they represent the edges of the basin. The data obtained from the stations were: daily sunshine duration ($hours \cdot day^{-1}$), average daily relative humidity (%), daily maximum temperature ($^{\circ}C$), daily minimum temperature ($^{\circ}C$), wind speed at ten meters above ground level ($m \cdot s^{-1}$), all obtained on a daily frequency. Information on the meteorological stations is presented in Table 1.

Table 1 – Characteristics of the meteorological stations in the Jaguaribe River Basin, including geographical location, altitude, INMET code, and period of available data.

Name	Latitude ^a	Longitude ^a	Altitude ^b (m)	INMET Code	Period
Apodi	-5.627	-37.815	131.37	82590	1963–2023
Barbalha	-7.301	-39.271	409.41	82784	1973–2021
Campos Sales	-7.077	-40.389	586.06	82777	1962–2019
Crateús	-5.190	-40.673	299.12	82583	1962–2018
Iguatu	-6.396	-39.269	221.58	82686	1961–2021
Morada Nova	-5.136	-38.357	45.02	82588	1962–2023
Quixeramobim	-5.173	-39.287	227.33	82586	1961–2023
Tauá	-6.006	-40.299	401.89	82683	1964–2021

Note: The stations are located in the southern hemisphere, in the western part of the planet; ^a indicates that Latitude and Longitude are expressed in decimal degrees; ^b indicates that the altitude of the station is expressed in meters above mean sea level.

2.2.2.2 Evaporation rate estimate

Potential evaporation was estimated using Penman's combined method, Equation 2.1. Penman's method was adopted due to its physical robustness, which considers both the aerodynamic component and the radiation balance. In addition, the method has presented excellent validation in representing evaporation on a daily time step (RODRIGUES *et al.*, 2023), being the reference for estimating evaporation in reservoirs in the state of Ceará (RODRIGUES

et al., 2024; RODRIGUES *et al.*, 2021).

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a \quad (2.1)$$

In Equation 2.1, E is the potential evaporation rate ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), Δ is the gradient of the vapour pressure curve ($\text{Pa}\cdot\text{°C}^{-1}$), γ is the psychrometric parameter ($\text{Pa}\cdot\text{°C}^{-1}$), E_r is the evaporation rate estimated by the energy balance method ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), and E_a is the evaporation rate estimated by the aerodynamic method ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$). The rates E_r and E_a are obtained using Equations 2.2 and 2.3.

$$E_r = 8.64 \cdot 10^7 \cdot \frac{R_n}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (2.2)$$

$$E_a = 8.64 \cdot 10^7 \cdot B \cdot (e_s - e_a) \quad (2.3)$$

In Equations 2.2 and 2.3, B is the vapour transfer coefficient ($\text{m}\cdot\text{Pa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$), e_s is the daily average saturation vapour pressure (Pa), e_a is the daily average actual vapour pressure (Pa), $(e_s - e_a)$ is the atmospheric vapour pressure deficit - VPD (Pa), R_n is the net radiation ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), λ is the latent heat of vaporisation ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$), ρ_w is the specific mass of water ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), $8.64\cdot 10^7$ is the correction factor from $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ to $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$.

Allen *et al.* (1998) recommend that the average daily saturation vapour pressure should be estimated using the arithmetic mean of the saturation vapour pressure calculated as a function of the maximum daily temperature ($e_{s(max)}$) and the daily minimum temperature ($e_{s(min)}$) (Equations 2.4 and 2.5). The daily average actual vapour pressure is obtained by multiplying the daily average saturation vapour pressure by the daily average relative air humidity (Equation 2.6). The saturation vapour pressure curve gradient is calculated using Equation 2.7. The vapour transfer coefficient is calculated using Equation 2.8, and the local atmospheric pressure is estimated based on the altitude of the meteorological stations (Equation 2.9).

$$e_{s(max)} = 611 \cdot e^{\left(\frac{17.27 \cdot T_{max}}{237.3 + T_{max}}\right)} \quad (2.4)$$

$$e_{s(min)} = 611 \cdot e^{\left(\frac{17.27 \cdot T_{min}}{237.3 + T_{min}}\right)} \quad (2.5)$$

$$e_a = e_s \cdot RH \quad (2.6)$$

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s}{(237.3 + T_{\text{med}})^2} \quad (2.7)$$

$$B = \frac{0.622 \cdot k^2 \cdot \rho_a \cdot U_2}{P_{\text{atm}} \cdot \rho_w \cdot \left[\ln \left(\frac{Z_2}{Z_0} \right) \right]^2} \quad (2.8)$$

$$P_{\text{atm}} = \frac{101300 \cdot (293 - 0.0065 \cdot Z_p)^{5.26}}{293} \quad (2.9)$$

In Equations 2.4 – 2.9, k is the Von Karman constant (≈ 0.40), ρ_a is the specific mass of air ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), Z_2 is the height corresponding to the wind speed data ($Z_2 = 2\text{m}$), Z_0 is the friction height (according to McMahon *et al.* (2013), for water, $Z_0 = 0.001\text{m}$). The other variables used in Equations 2.4 – 2.9 are defined in Figure 2.

The velocity U_2 is estimated by Equation 2.10, using the friction velocity u_* ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), defined by Equation 2.11.

$$U_2 = \frac{u_*}{k} \cdot \ln \left(\frac{Z_2}{Z_0} \right) \quad (2.10)$$

$$u_* = \frac{k \cdot U_{10}}{\ln \left(\frac{10}{Z_0} \right)} \quad (2.11)$$

The net radiation (R_n) was calculated through the radiation balance (Equation 2.12), where R_{ns} is the incident shortwave radiation and R_{nl} is the longwave radiation emitted by the Earth's surface.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (2.12)$$

The incident shortwave radiation (R_{ns}) was obtained by applying Equation 2.13. The meteorological stations analysed do not have data on radiation incident on the Earth's surface

(R_i), but they do have a long series of daily sunshine duration data. Therefore, to estimate R_i , Angstrom's equation (Equation 2.14) was applied. The longwave radiation emitted by the Earth's surface (R_{nl}) was estimated by Equation 2.15, as described in Allen *et al.* (1998).

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_i \quad (2.13)$$

$$R_i = \left(a + b \cdot \frac{n}{N} \right) \cdot R_a \quad (2.14)$$

$$R_{nl} = \sigma \cdot \left[\frac{(T_{\max} + 273.15)^4 + (T_{\min} + 273.15)^4}{2} \right] \cdot \left(0.34 - 0.14 \sqrt{\frac{e_a}{1,000}} \right) \cdot \left(1.35 \frac{R_i}{R_{SO}} - 0.35 \right) \quad (2.15)$$

In Equations 2.13 – 2.15, α is the surface albedo (according to McMahon *et al.* (2013), for water ≈ 0.08), a and b are parameters of the Angstrom equation (according to Allen *et al.* (1998), $a = 0.25$ and $b = 0.50$), n is daily sunshine duration (hours·day⁻¹), N is the maximum possible duration of sunshine or daylight hours (hours·day⁻¹), R_a is extraterrestrial radiation (W·m⁻²), σ is the Stefan-Boltzmann constant (5.67 · 10⁻⁸ W·m⁻²·K⁻⁴), R_{SO} is the clear-sky solar radiation ($n = N$). The psychrometric parameter was calculated by applying Equation 2.16.

$$\gamma = \frac{C_p \cdot P_{atm}}{0.622 \cdot \lambda} \quad (2.16)$$

Where: C_p is the specific heat of air (according to Allen *et al.* (1998), $C_p = 1013$ J·kg⁻¹·°C⁻¹) and 0.622 is the ratio between the molecular weight of water vapour and dry air.

2.2.2.3 Trend analysis

Before conducting the trend analysis, the time series for each weather station were filtered to include only years for 80% or more of data was available. Years that did not satisfy this criterion were discarded from the analysis. Years that satisfied this criterion but had missing data were filled in using the monthly average.

Three statistical tests were applied to evaluate trends in the evaporation time series: Sen's slope (SEN, 1968), Mann-Kendall test (MANN, 1945; KENDALL, 1948) and Pettitt test (1979).

Sen's slope is a non-parametric method used to estimate the magnitude of change in time series. The method consists of calculating the slope of all data pairs and then adopting the median of these slopes as the representative value of the series (SEN, 1968).

The Mann-Kendall (MK) test is the method recommended by the World Meteorological Organisation (WMO) for assessing trends in time series of hydrometeorological variables. The MK test compares each value in the historical data series with a future value in sequential order to obtain the statistic S_{MK} (Equation 2.17). The MK test assumes as its null hypothesis (H_0) that the data are normally distributed (show no trends) and the alternative hypothesis (H_1) is that there is a monotonic trend in the data, either increasing or decreasing. The variance of the statistic S_{MK} can be obtained from Equation 2.19 and, if the number of sample data is sufficiently large, we can assume that the distribution S_{MK} tends towards a normal distribution (central limit theorem), and the test statistic can be evaluated by Equation 2.20 (MANN, 1945; KENDALL, 1948).

$$S_{MK} = \sum_{i=1}^{T-1} \sum_{j=i+1}^T \text{sign}(x_j - x_i) \quad (2.17)$$

$$\text{sign}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1, & (x_j - x_i) > 0 \\ 0, & (x_j - x_i) = 0 \\ -1, & (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (2.18)$$

$$\text{Var}_{S_{MK}} = \frac{T \cdot (T - 1) \cdot (2T + 5) - \sum_{i=1}^M m_i \cdot (m_i - 1) \cdot (2m_i + 5)}{18} \quad (2.19)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S_{MK}-1}{\sqrt{\text{Var}_{S_{MK}}}}, & S_{MK} > 0 \\ 0, & S_{MK} = 0 \\ \frac{S_{MK}+1}{\sqrt{\text{Var}_{S_{MK}}}}, & S_{MK} < 0 \end{cases} \quad (2.20)$$

Where: S_{MK} is the test statistic, T is the size of the series, x_j and x_i are the values of the historical series, M is the number of groups with equal observations (ties), m_i is the number

of equal observations in the group, and Z is the standard test statistic (Z score of the standard normal).

The Pettitt test is a non-parametric test developed to detect a single change point (PETTITT, 1979), and is widely used to identify the moment when the values of hydrometeorological variables begin to exhibit behaviour distinct from historical patterns, allowing the extraction of temporal information associated with the transition (YEŞİLIRMAK, 2013; LU *et al.*, 2016; ZHOU *et al.*, 2019). The Pettitt test is based on the two-sample Mann–Whitney test, with the null hypothesis (H_0) that there is no change in the mean of the time series. The test statistic S_{Pt} (Equation 2.21) counts the number of times that the value of one sample exceeds that of the other. In the test, x_i and x_j represent the values of the historical series, and T is the length of the series. The detection of the possible change point (S_{Ptc}) is computed using Equation 2.23, and the probability (p) associated with this point is estimated using Equation 2.24.

$$S_{Pt} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=i+1}^T \text{sign}(x_i - x_j), \quad t = 2, \dots, T \quad (2.21)$$

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1, & (x_i - x_j) > 0 \\ 0, & (x_i - x_j) = 0 \\ -1, & (x_i - x_j) < 0 \end{cases} \quad (2.22)$$

$$S_{Ptc} = \max_{1 \leq t \leq T} |S_{Pt}| \quad (2.23)$$

$$p \approx 2 \cdot e^{\left(\frac{-6 \cdot S_{Ptc}^2}{n^3 + n^2}\right)} \quad (2.24)$$

The MK and Pettitt tests were applied to the potential evaporation data and the meteorological variables used as the model's inputs. A bilateral significance level of 5% was adopted, as suggested in the literature (MALLAKPOUR; VILLARINI, 2016).

2.2.2.4 Assessment of the causes of change

We assessed the causes of changes in the pattern of potential evaporation, focusing on the stations that exhibited the highest rates of variation. We conducted an exploratory analysis

using Principal Component Analysis (PCA), aiming to identify the meteorological variables with the greatest contribution to the evaporative process. In addition to PCA, the Pettitt test was employed to assess the temporal association between the change points of evaporation and those of the meteorological variables. Widely accepted hypotheses in the literature were also examined to explain both increases (global warming) and reductions in evaporation (*Global dimming* and *Global stilling*). The global warming hypothesis was tested by verifying the trend in air temperature, *Global dimming* was evaluated through trends in daily sunshine duration, and *Global stilling* through the Spearman correlation between changes in land use and land cover data from the MapBiomas project (SOUZA *et al.*, 2020) and wind speed U_2 .

In addition, we evaluated the influence of bodies of water in the area around the stations on meteorological variables. To this aim, we propose the Hydrospatial Influence Coefficient (*HIC*). The *HIC* is calculated as the ratio between the square root of the flooded area of the water body (A_i , in km^2) and the distance between the water body and the meteorological station (L , in km), as expressed in Equation 2.25. The *HIC* variables were obtained using satellite images from *Google Earth Pro*, collected during the dry season of 2023. The search area was restricted to an influence region of 10 km upwind of the stations, following the recommendation of the WMO (2008).

$$HIC = \frac{\sqrt{A_i}}{L} \quad (2.25)$$

2.2.2.5 Uncertainty analysis

The uncertainty analysis carried out in this study aimed to identify the main sources of bias introduced into the modelling process. In addition, an estimate was made of the uncertainty introduced into the data due to measurement errors in the meteorological variables by applying an uncertainty propagation equation (VELLAME *et al.*, 2024):

$$I_p = \sqrt{\sum |S_y|_x i_x^2} \quad (2.26)$$

$$S_y = \frac{\Delta y/y_0}{\Delta x/x_0} \quad (2.27)$$

In Equations 2.26 and 2.27, I_p represents the propagated uncertainty considering the contribution of all model variables, S_y represents the model sensitivity coefficient to the variation

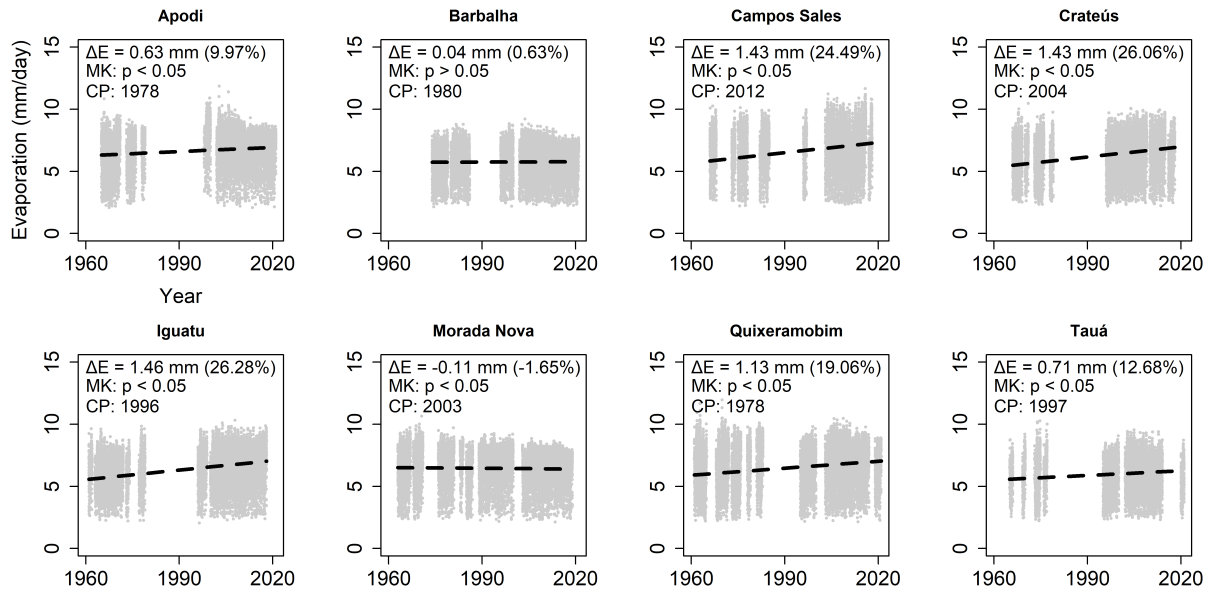
of a variable, i_x represents the measurement uncertainty associated with the variable (instrument resolution), Δ_y represents the variation in evaporation, Δ_x represents the variation in the input variable, y_0 represents the mean evaporation value, and x_0 represents the mean value of the input variable.

2.3 Results

2.3.1 Evaporation trend

The results of the evaporation trend analysis are shown in the figure 3. The results show that seven of the eight locations show a temporal trend of increasing potential evaporation values. In general, potential evaporation in the Jaguaribe River Basin showed an increasing trend ranging from 10% to 26% over time, indicating significant environmental and hydrological changes. However, the Morada Nova weather station shows a temporal trend of decreasing values of potential evaporation.

Figure 3 – Temporal evolution of potential evaporation, estimated by Equation 2.1 (Penman, 1948) based on measured data, in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).



Note: ΔE represents the variation in potential evaporation during the period calculated by Sen's slope (the percentage variation is shown in parentheses); *MK* Represents Mann-Kendall statistics; *CP* represents the probable change point by Pettitt's test.

Six of the seven locations that showed an increasing trend in evaporation rates demonstrated a statistically significant temporal trend ($p < 0.05$), according to the MK test. Although showing an increasing trend, the evaporation data for Barbalha did not reveal a

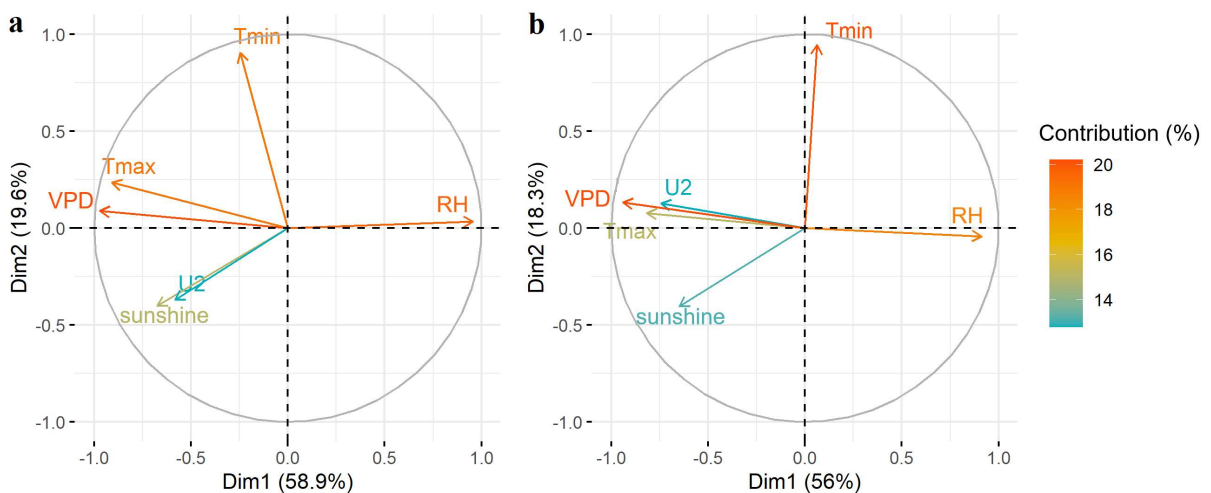
statistically significant trend ($p > 0.05$). On the other hand, data from Morada Nova showed a significant reduction in the evaporation rate ($p < 0.05$), according to the MK test. There is, therefore, a predominant trend of increase in potential evaporation rates.

The most significant absolute increase in potential evaporation was recorded at the Iguatu weather station, with a rise of 26.3%. In contrast to the observed regional pattern, the Morada Nova weather station recorded a 1.6% reduction in the evaporation rate.

2.3.2 Drivers of change

The stations selected for analysis of the causes of change in the potential evaporation pattern were Iguatu (station with the greatest tendency to increase evaporation) and Morada Nova (the only station with a tendency to decrease), where the most significant temporal variations are observed. The results of the Principal Component Analysis (PCA) show that the meteorological variables with the greatest contribution to the evaporation process (Figura 4), for both locations, are the vapor pressure deficit (*VPD*), relative air humidity (*RH*) and maximum air temperature (*T_{max}*), in that order of importance. This suggests that the aerodynamic component influences both the increase and decrease in the potential evaporation trend.

Figure 4 – Principal Component Analysis of meteorological variables from the meteorological stations of (a) Iguatu and (b) Morada Nova, based on measured data (1960 – 2020).

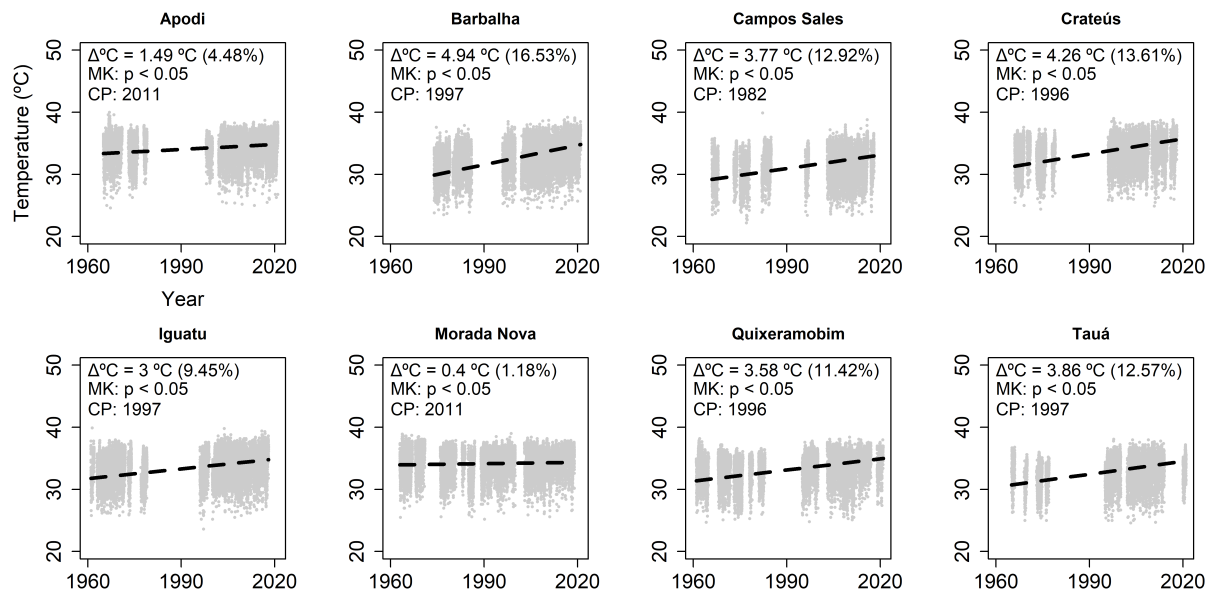


Note: *Dim1* represents the explanatory variance of the first component of PCA; *Dim2* represents the explanatory variance of the second component of PCA; The *Contribution* of the factors is expressed as a percentage of variance.

When evaluating the temporal variation of maximum air temperature (Figure 5), there has been a general increase in the Jaguaribe River Basin. This pattern reflects climate projections, which indicate an increase in air temperature worldwide (FAN *et al.*, 2020). The

increase in air temperature has a direct influence on the saturation vapor pressure of the air (ALLEN *et al.*, 1998). Therefore, with the increase in temperature, there is also an increase in the vapor pressure deficit, which increases the air's capacity to store water vapor, raising atmospheric demand and, consequently, favoring greater water loss through evaporation. Therefore, it is plausible to assume that the increase in the evaporation rate is directly related to the increase in air temperature.

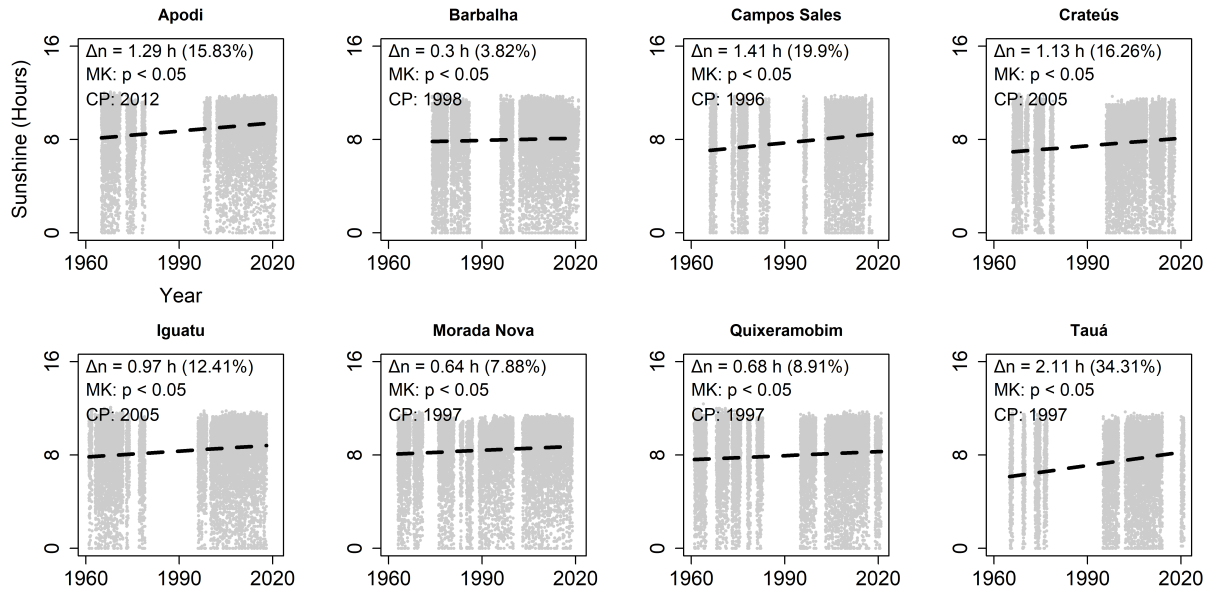
Figure 5 – Temporal evolution of maximum air temperature measured in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).



Note: $\Delta^{\circ}\text{C}$ represents the variation in maximum air temperature during the period calculated by Sen's slope (the percentage variation is shown in parentheses); *MK* Represents Mann-Kendall statistics; *CP* represents the probable change point by Pettitt's test.

In addition to the increase in maximum air temperature, it should be noted that all meteorological stations analysed showed a statistically significant increase in daily sunshine over time (Figure 6). Daily sunshine is directly linked to solar radiation incident on the Earth's surface (ANGSTROM, 1924), making it one of the main energy sources driving the evaporation process (PENMAN, 1948). So, the increase in available radiation also contributed to the increase in the potential evaporation rate.

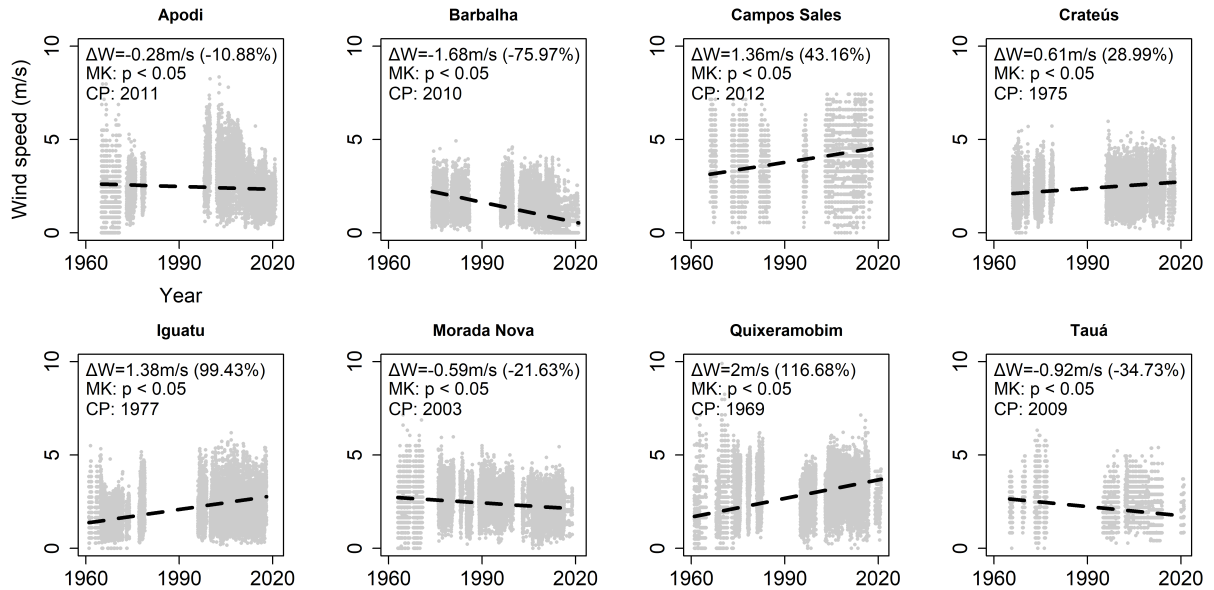
Figure 6 – Temporal evolution of daily sunshine duration measured in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).



Note: Δn represents the variation in daily sunshine during the period calculated by Sen's slope (the percentage variation is shown in parentheses); *MK* Represents Mann-Kendall statistics; *CP* represents the probable change point by Pettitt's test.

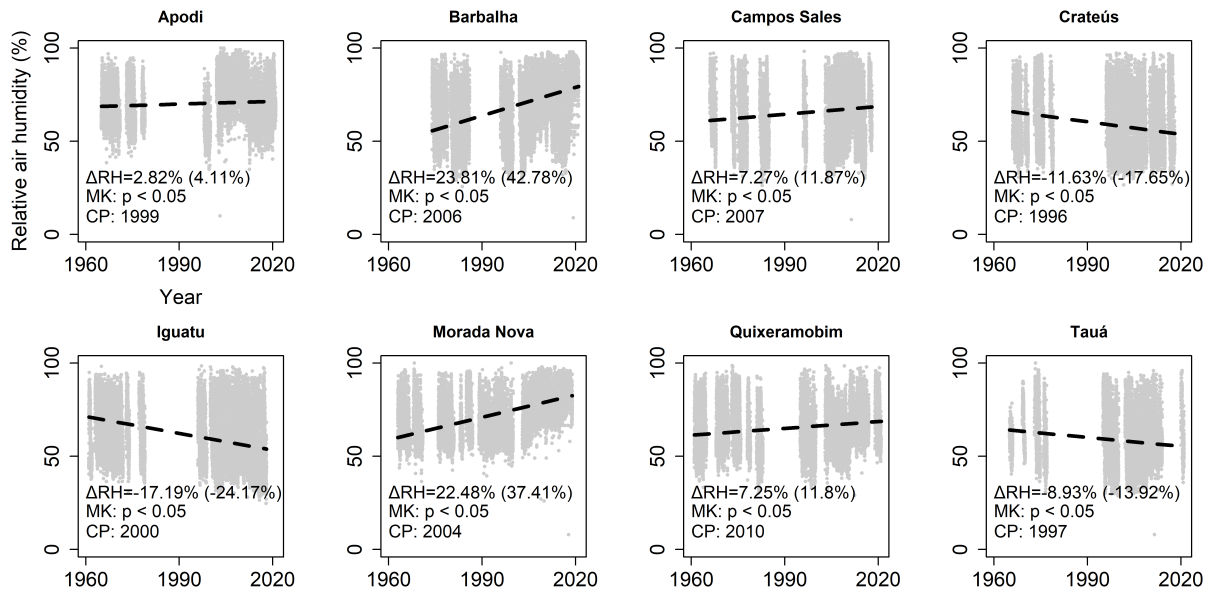
Both wind speed and relative air humidity showed no spatially uniform temporal trend (Figures 7 and 8). Five meteorological stations showed a reduction in wind speed and an increase in relative air humidity, suggesting that the decrease in wind speed may be related to lower vapour transport efficiency in the region, resulting in increased relative air humidity. On the other hand, three meteorological stations showed a simultaneous increase in wind speed and relative air humidity, indicating the possible influence of specific local environmental dynamics.

Figure 7 – Temporal evolution of wind speed measured in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).



Note: ΔW represents the variation in wind speed during the period calculated by Sen's slope (the percentage variation is shown in parentheses); *MK* Represents Mann-Kendall statistics; *CP* represents the probable change point by Pettitt's test.

Figure 8 – Temporal evolution of relative air humidity in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020).



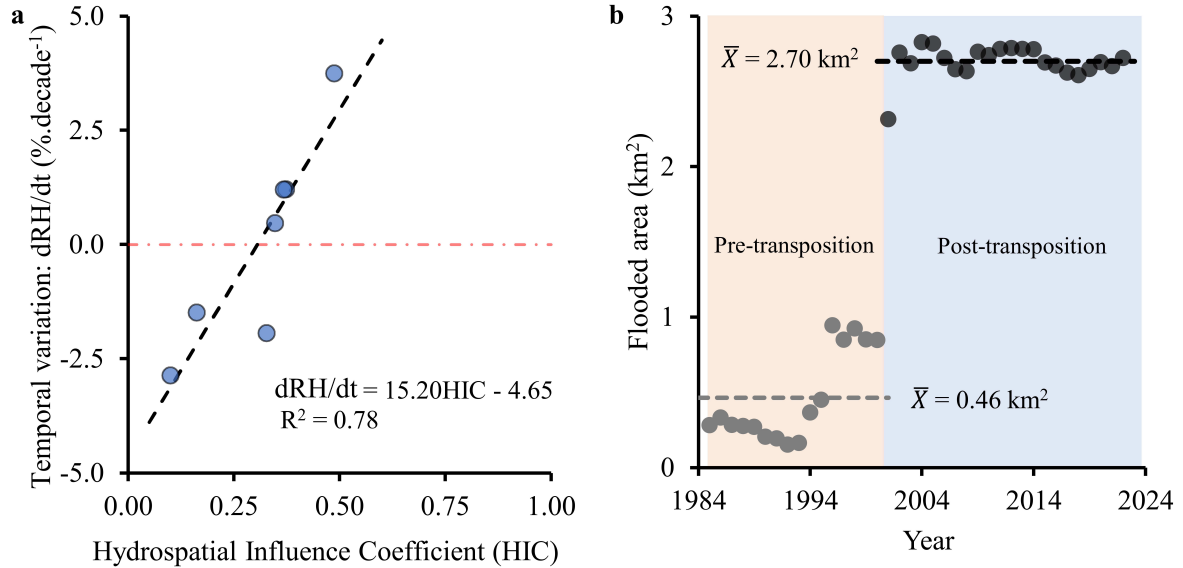
Note: ΔRH represents the variation in relative air humidity during the period calculated by Sen's slope (the percentage variation is shown in parentheses) *MK* Represents Mann-Kendall statistics; *CP* represents the probable change point by Pettitt's test.

In order to evaluate the causes of this spatial variability, the influence of changes in land use and land cover on wind speed was assessed using Spearman's correlation. The

analysis considered areas located windward of the weather stations (within a 10 km radius), defined based on the prevailing wind direction (WMO, 2008). For both stations, whether with a decreasing or increasing wind speed trend, there was a high correlation between land use and land cover and wind speed. For stations with a decreasing trend, Apodi showed a strong negative correlation between wind speed and anthropised areas (-0.84), while Barbalha recorded a strong negative correlation with forest areas (-0.76). For stations with an increasing trend, Campos Sales and Quixeramobim showed a high negative correlation with forest cover (-0.69 and -0.80, respectively). These results indicate that changes in land use and land cover, including urban expansion, restoration or deforestation of forest areas, modify surface roughness and, consequently, the acceleration or deceleration of winds in the lower layers of the atmosphere, which may impact local evaporation patterns, favouring both an increase and a reduction in the evaporation rate.

Additionally, when assessing the influence of water bodies on meteorological variables using the Hydrospatial Influence Coefficient (*HIC*), a high correlation was found between the *HIC* and the rate of temporal variation in relative air humidity ($R^2 = 0.78$), as illustrated in Figure 9a. The interaction between the *HIC* and relative air humidity highlights the sensitivity of this index to local air humidity variations, reinforcing the interpretation that evaporation from nearby water bodies acts as a buffer effect on potential evaporation by promoting an increase in relative air humidity in the surrounding areas.

Figure 9 – (a) Regression between Hydrospatial Influence Coefficient (HIC) data and the rate of temporal variation in relative air humidity (dRH/dt) at stations in the Jaguaribe River Basin (1960 – 2020); (b) Flooded area in the region upstream of the Morada Nova station.



Note: In Figure 5a, the red dotted line represents the zero reference point, indicating no temporal variation in relative air humidity; In Figure 5b, the grey dots represent the temporal values of the flooded area before water transposition, while the black dots represent the values after the start; In Figure 5b, the dashed lines and \bar{X} values indicate the averages of the flooded area before and after the start of water transposition.

Although there is a tendency of increase in relative air humidity values, no reservoir was identified in the area surrounding the Barbalha meteorological station. However, it should be noted that the region has different orographic conditions from the other stations, being located in a region close to a plateau, with dense evergreen vegetation, which has been showing a temporal increase trend of around 0.18 km^2 per year, according to land use and occupation data from MapBiomass (SOUZA *et al.*, 2020).

2.4 Discussion

2.4.1 Trends and drivers of change and evaporation

The implications of increased air temperature being propagated to evaporation are reported in several regions. Roderick *et al.* (2007) when analyzing the trend of potential evaporation across Australia (1977–2004), observed that the increase in air temperature led to an increase in potential evaporation of between 14% and 23%. In Iran, Soroush *et al.* (2020) when examining class A tank evaporation data (1987–2016), found that 40% of the country's stations show a trend of increased evaporation. Based on a multiple regression analysis (stepwise),

Soroush *et al.* (2020) found that air temperature was the meteorological variable with the greatest influence on changes in evaporation patterns in Iran.

We can see that in Australia, Iran, and Brazil, there's a trend towards higher evaporation rates, which is strongly linked to rising air temperatures. Other important aspects of the studies conducted in these countries are the similarity of the prevailing climatic conditions. Approximately 75% of Australia and more than 80% of Iran have regions classified as semi-arid (CROSBIE *et al.*, 2012; GHAZI *et al.*, 2025), as well as the Jaguaribe River Basin.

The increase in sunshine in the region may be associated with the phenomenon known as global brightening, characterised by an increase in global radiation incident on the Earth's surface as a result of reduced atmospheric pollutant emissions and the consequent improvement in air quality (WILD, 2009). In the Jaguaribe River Basin, there are no measured air quality data. However, between 1990 and 2000 (a period close to the points of change observed in the daily sunshine series), the National Air Quality Control Programme (PRONAR) (BRASIL, 1989; BRASIL, 1990) was implemented, establishing limits for atmospheric pollutant emissions.

Therefore, it is reasonable to assume that the implementation of specific legislation aimed at improving air quality has contributed to reducing the amount of pollutants emissions in the region's atmosphere. Consequently, improved air quality may have favoured an increase in global radiation incident on the Earth's surface, increasing the availability of energy for the evaporation process and increasing potential evaporation rates. It is also noted that radiation was not responsible for the reduction in potential evaporation in Morada Nova, refuting the occurrence of global dimming in the region (CHAPMAN *et al.*, 2021). On the contrary, the trend of increased insolation in the region indicates greater energy availability for evaporation, reinforcing that other factors are responsible for the reduction.

On the other hand, the impact of wind speed variation on evaporation was reported in the study by Roderick *et al.* (2007) which observed a reduction in potential evaporation ranging from 2.5% to 18% in Australia, caused by a decrease in wind speed ($0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{decade}^{-1}$). In China, Lu, Bai, and Mu (2016) also detected a decrease in reference evapotranspiration, directly influenced by a reduction in wind speed of $0.19 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ per decade. Chapman, Midgley, and Smart (2021) found that, in South Africa, meteorological stations located in areas that have been reforested show a trend of reduced wind speed. Furthermore, Li and Gao (2023), when assessing the effect of urbanisation on the evaporation rate in China, observed that wind speed

was, on average, $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ lower in highly urbanised locations than in less urbanised locations. These studies show that the presence of structures occupying a large area in the proximity of meteorological stations can contribute to a reduction in wind speed, resulting in a decrease in the evaporation rate.

The *HIC* simultaneously considers the flooded area of water bodies and their distance from meteorological stations, thus representing the potential influence of these water bodies on the local microclimate. Consequently, the results demonstrate that the higher the *HIC*, the higher the increase in relative air humidity in the region. In other words, the more extensive and closer a water body is to a location, the greater its potential influence on the microclimate.

A behaviour similar to the buffer effect of reservoirs was observed by Han, Xu and Wang (2012) when comparing evaporation trends between irrigated areas and natural areas (with low anthropisation) in China. The authors found that, in arid and semi-arid regions, potential evaporation shows a more pronounced reduction in agricultural seasons, especially those located in areas with greater availability of water for irrigation, when compared to natural seasons. This reduction is associated with a significant increase in relative air humidity in these locations.

The results of Han, Xu and Wang (2012) help explain both the buffering effect of reservoirs and the impact of transpiration from the forest near Barbalha. The trees in this region face less water stress than the vegetation in the other areas analysed, since Barbalha has the highest average rainfall among the locations studied (around 1,000 mm per year) and deeper soils, as it is located in an area of sedimentary soil. As a result, the greater availability of water favours higher transpiration rates, contributing to an increase in atmospheric humidity, together with a reduction in wind speed, which decreases the diffusion of water vapour into the atmosphere.

However, the effect was particularly evident in Morada Nova, where there is a large reservoir to the windward side of the meteorological station, with a storage capacity of 12 hm^3 and a flood area of 4 km^2 . This reservoir increased its level and flooded area after it began receiving water from the water transfer project around 2004 (Figure 9b). Therefore, even with an increase in maximum air temperature and sunshine, a reduction in the potential evaporation rate was observed. This behaviour is consistent with the hypothesis that large local reservoirs promote a buffer effect on the microclimate, increasing relative air humidity and thereby limiting the atmosphere's capacity to store water vapour.

The results found highlight that reservoirs, in addition to their water storage function, have a direct influence on the local microclimate and can be considered strategic elements in

mitigating evaporative demand in semi-arid regions. Therefore, the location and management of these structures should also consider not only their storage capacity but also their potential for climate modulation, especially in areas located windward of the structure, where water vapour transport by wind is more significant. Thus, the geographical positioning of reservoirs can also be considered a strategic factor in reducing evaporative losses in surrounding areas, such as cultivated areas.

2.4.2 *Uncertainty analysis*

In this study, the main sources of uncertainty in estimating the evaporation rate are related to structural uncertainties in the model and uncertainties derived from measurements of input variables (GUPTA; GOVINDARAJU, 2023). Regarding the structural uncertainties of the model, we find that the combined Penman (1948) method has high physical robustness, being validated for the daily time step in areas close to the study region (RODRIGUES *et al.*, 2023), in addition to being the methodology adopted as a reference for estimating evaporation in reservoirs in the state of Ceará (RODRIGUES *et al.*, 2024; RODRIGUES *et al.*, 2021). In terms of measurement uncertainties, the data used were obtained from instruments that depend on observation, recording, transmission, and compilation. At each of these steps, there is the possibility of errors occurring. In addition, many observations are made to satisfy immediate demands for short-term weather forecasts, which can increase inaccuracy in long-term analyses (THORNE *et al.*, 2005), which is the objective of this study. Another factor that can introduce uncertainty into series measurements is the change in data collection sensors (KIM; CHRISTY, 2022; THORNE *et al.*, 2011). These changes are plausible, given that the analysis covers a period of 60 years, during which some equipment has been replaced.

To assess the uncertainty arising from the model's input variables, an estimate of the uncertainty propagation for the evaporation data was performed. The results of the uncertainty analysis indicate that the average potential evaporation rate was approximately $8.81 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ with a global uncertainty propagation of $0.29 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$, representing a percentage uncertainty of 3.3% for a daily step, considering only the observation deviations (Table 2).

Table 2 – Model sensitivity analysis, uncertainties in meteorological variable measurements, and global uncertainty propagated by measurement errors.

Variable	i_x	x_0	S_y	$ S_y^2 i_x$
Daily sunshine (hours·day ⁻¹)	0.10	8.44	0.26	0.003
Maximum air temperature: T_{\max} (°C)	0.10	34.19	0.97	0.010
Minimum air temperature: T_{\min} (°C)	0.10	22.35	0.33	0.003
Relative air humidity: RH (%)	0.25	71.44	-1.02	0.064
Wind speed: U_2 (m·s ⁻¹)	0.10	2.43	0.46	0.005
Method uncertainty: I_p (mm·day ⁻¹)				0.290

Note: i_x represents the uncertainty of the measurement associated with the variable (resolution), x_0 represents the average of the measured variables, S_y represents the sensitivity coefficient of the model on the variation of a variable.

Thus, it is essential to consider the uncertainties resulting from model limitations and data accuracy in the correct interpretation of this study's results. This consideration is crucial for improving future studies, informing decision-making and formulating more effective policies related to water resource management. The use of monthly average is useful, but a source of analysis limitation.

2.5 Conclusions

There is statistically significant evidence of changes in the pattern of potential evaporation in the Jaguaribe River Basin. This change does not occur uniformly, with both increasing and decreasing trends in potential evaporation rates being observed. The global climate change explain the increase of evaporation in seven out of eight gauging stations, whereas the microclimate explains specific evaporation potential reduction. At six of the eight meteorological stations analysed, a statistically significant trend of increased evaporation was identified, associated with increased temperature and sunshine. At one of the eight stations, a trend of increased potential evaporation rate was observed, however, the changes were not statistically significant. At one of the stations, a statistically significant trend in the reduction of the potential evaporation rate was observed. This reduction is due to the decrease in wind speed (*stilling*) and the increase in relative air humidity. The change in humidity may have been caused, among other things, by the buffer effect of evaporation from a large reservoir built on the windward side of the station, which had its level and flooded area expanded after receiving water through water transposition.

3 AVALIAÇÃO DOS IMPACTOS DA COBERTURA E DOS TIPOS DE NUVENS SOBRE A RADIAÇÃO SOLAR¹

3.1 Introdução

A radiação solar é a principal fonte de energia que sustenta a vida na Terra. Constitui a base de toda a cadeia alimentar e é essencial para a fotossíntese nos organismos produtores (SIRIWARDANA; KUME, 2025). Desempenha também um papel fundamental no ciclo hidrológico, influenciando os processos de evaporação e evapotranspiração (PENMAN, 1948; ALLEN *et al.*, 1998). A quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra é influenciada por vários fatores, incluindo o ângulo de inclinação solar, a presença de aerossóis, a fração de cobertura e tipo e a espessura das nuvens (KASTEN; CZEPLAK, 1980; YANG *et al.*, 2022; JADHAV *et al.*, 2024)

O ângulo de inclinação solar varia sazonalmente e pode ser estimado com precisão com base na latitude do local, na hora do dia e no dia do ano (ALLEN *et al.*, 1998). Por outro lado, as emissões de aerossóis variam de acordo com os tipos e quantidades de compostos químicos emitidos pelas indústrias na área circundante. Essas emissões são mais evidentes nos grandes centros industriais do que nas zonas rurais (WILD, 2009).

A presença de nuvens altera significativamente o balanço de radiação da superfície terrestre (WILD *et al.*, 2026; SEGADO-MORENO *et al.*, 2026). Uma das principais variáveis que influenciam a passagem da radiação através das nuvens é a sua transmitância (SEGADO-MORENO *et al.*, 2026), que é determinada, principalmente, pela espessura ótica, cobertura espacial e teor de água (SINGER *et al.*, 2021). Essas propriedades dependem do tipo de nuvem, que é classificada com base nas suas características morfológicas e visuais específicas (WMO, 2017).

Estudos sobre a variação temporal da radiação incidente na superfície terrestre (*dimming* e *brightening*), realizados na Europa e na Índia, indicam que as alterações nos padrões de radiação solar estão diretamente associadas, dentre outros fatores, a alterações na fração de cobertura de nuvens (WILD *et al.*, 2026; SEGADO-MORENO *et al.*, 2026). Nesta perspectiva, análises baseadas em séries de observações de longo prazo realizadas na Polônia revelam alterações tanto na fração da cobertura de nuvens como na frequência de ocorrência de tipos

¹ O presente capítulo foi desenvolvido durante o período de doutorado sanduíche realizado na Technische Universität Berlin, sob a coorientação da Professora Eva Nora Paton.

específicos de nuvens, potencialmente ligadas a alterações nos padrões de circulação atmosférica devido ao aquecimento do ar (MATUSZKO *et al.*, 2022).

A investigação sobre a variação temporal das nuvens e o seu impacto na radiação solar é frequentemente realizada com base em dados provenientes de observações terrestres, sensoriamento remoto, dados de reanálise ou uma combinação entre ambos (WANG *et al.*, 2021; MATUSZKO *et al.*, 2022; ZUO *et al.*, 2024).

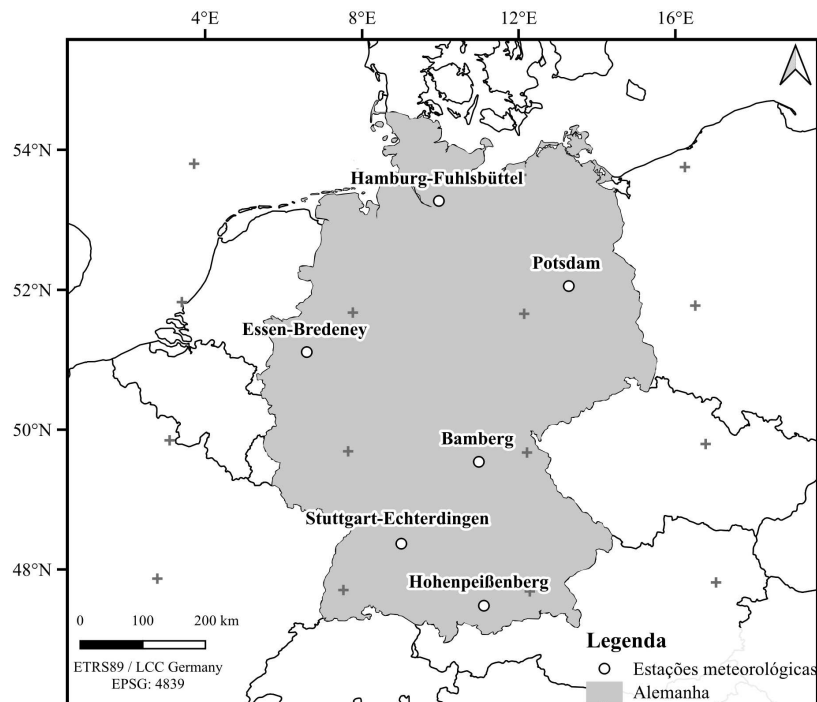
Nesse contexto, o presente estudo teve como objetivo: (i) avaliar a variação temporal de longo prazo (1943 – 2020) da cobertura e dos tipos de nuvens com base em dados observados, distribuídos espacialmente na Alemanha; e (ii) investigar o efeito da cobertura e dos tipos de nuvens sobre a radiação solar global.

3.2 Material e Métodos

3.2.1 Área de estudo

O estudo foi realizado na Alemanha (Figura 10), onde o clima é predominantemente temperado. A precipitação anual varia entre 600 e 1200 mm e a evapotranspiração de referência varia entre 500 e 700 mm (RENNER; HAUFFE, 2024).

Figura 10 – Localização da área de estudo, com detalhe para espacialização das estações meteorológicas utilizadas.



3.2.2 Aquisição de dados e análise de consistência

Os dados utilizados no estudo foram obtidos a partir de seis estações meteorológicas geridas pelo Serviço Meteorológico Alemão (Deutscher Wetterdienst – DWD). Todas as estações estão localizadas na Alemanha. As informações sobre as estações meteorológicas são apresentadas na Tabela 3.

Tabela 3 – Características das estações meteorológicas utilizadas no estudo, incluindo o código do DWD, a altitude, a localização geográfica, o período de disponibilidade dos dados e o nome da estação.

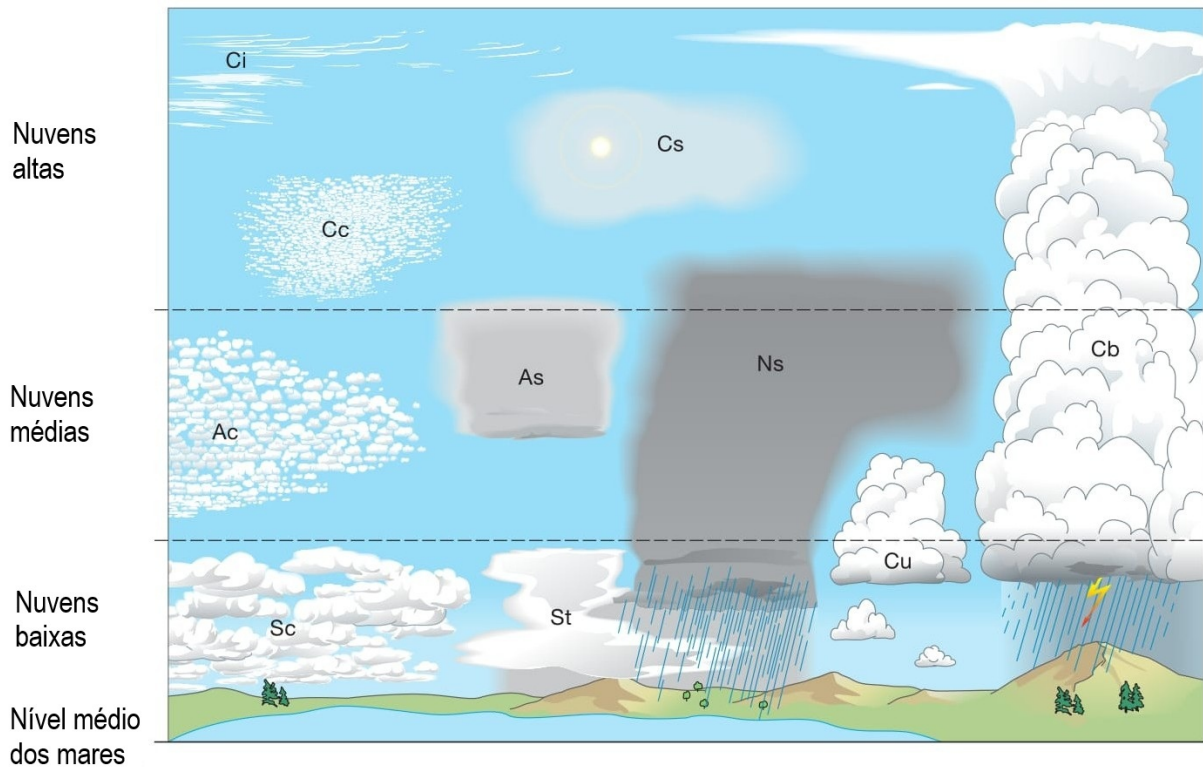
Código	Altitude (m)	Latitude^a	Longitude^a	Início	Fim	MV	Nome
00282	240	49,8743	10,9206	1949	2024	2,6	Bamberg
01303	150	51,4041	6,9677	1949	2024	3,9	Essen-Bredeney
01975	11	53,6332	9,9881	1949	2024	0,0	Hamburg-Fuhlsbüttel
02290	977	47,8009	11,0108	1960	2024	55,4	Hohenpeißenberg
03987	81	52,3812	13,0622	1976	2024	0,0	Potsdam
04931	371	48,6883	9,2235	1949	2024	2,6	Stuttgart-Echterdingen

Nota: ^a Latitude e longitude estão expressos em graus decimais; *MV* representa o percentual de valores ausentes de cobertura de nuvens.

O conjunto de dados de nuvens obtido está organizado em quatro camadas. Para cada camada, a classificação inclui a fração de cobertura numa escala de octantes, a altura da base, o tipo de nuvem predominante e a fração total de cobertura de nuvens. Os tipos de nuvens foram classificados de acordo com o Atlas Internacional de Nuvens (WMO, 2017), da seguinte forma: Nuvens altas: Cirrus (Ci), Cirrocumulus (Cc) e Cirrostratus (Cs). Nuvens médias: Altocumulus (Ac), Altostratus (As) e Nimbostratus (Ns). Nuvens baixas: Stratus (St), Stratocumulus (Sc), Cumulus (Cu) e Cumulonimbus (Cb). Na Figura 11, apresenta-se uma representação esquemática simplificada dos tipos de nuvens, de suas características visuais predominantes e de seus respectivos níveis de altitude (WMO, 2017). A identificação e classificação das nuvens foram realizadas utilizando dois métodos complementares que combinaram observações humanas e medições automatizadas por instrumentos. Ambos os tipos de informação foram registados no conjunto de dados. Além dos dados sobre as nuvens, dados de radiação global e difusa foram adquiridos.

Para identificar valores atípicos, aplicou-se um filtro de consistência. Os dados foram considerados consistentes quando a radiação global (R_i) era inferior à radiação extraterrestre (R_a), e a radiação difusa (R_d) era inferior ou igual à radiação global ($R_d \leq R_i < R_a$) (YOUNES *et al.*, 2005; YANG *et al.*, 2020). A radiação extraterrestre (R_a) foi estimada de acordo com o método descrito por Allen *et al.* (1998).

Figura 11 – Representação esquemática dos tipos de nuvens, de suas características visuais predominantes e de seus respectivos níveis de altitude, conforme o Atlas Internacional de Nuvens (WMO, 2017).



Nota: Figura adaptada do Atlas Internacional de Nuvens (WMO, 2017).

3.2.3 *Variação temporal*

A análise da variação temporal da fração de cobertura, dos tipos de nuvens e da radiação foi realizada ao meio-dia, uma vez que este é um horário com elevada incidência de radiação solar. Consideramos, ainda, as variações durante o período quente (abril – setembro), o período frio (outubro – março) e ao passo anual. A análise das tendências considerou apenas os anos em que mais de 90% dos dados foram considerados aceitáveis. Os dados faltantes foram preenchidos utilizando dois métodos, em função do tipo de variável. Para as variáveis numéricas, os dados faltantes foram preenchidos utilizando a média mensal. Para os tipos de nuvens (variáveis nominais), considerou-se a não ocorrência.

O teste de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1948) e a inclinação de Sen (SEN, 1968) foram aplicados para avaliar a existência de tendências nas séries temporais e a magnitude das alterações. O teste de Mann-Kendall é o método recomendado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) para avaliar tendências em séries temporais de variáveis hidro-

meteorológicas. O teste verifica se existe uma alteração no padrão da variável e se essa alteração é estatisticamente significativa. No entanto, o teste de Mann-Kendall não indica a magnitude da alteração. Assim, o método da inclinação de Sen foi aplicado para determinar a magnitude da alteração. O método da inclinação de Sen é um método não paramétrico que consiste em calcular a inclinação de todos os pares de dados e, em seguida, adotar a mediana dessas inclinações como o valor representativo da série.

3.2.4 Impacto da cobertura e do tipo de nuvem

O impacto do tipo de nuvem foi avaliado através do ajuste de uma regressão entre os dados de radiação global (R_i) medidos na superfície terrestre em dias nublados (cobertura de nuvens entre 1 e 8 octas) e os dados de radiação global (R_{ic}) observados em dias de céu claro (cobertura de nuvens igual a 0 octas). Após o ajuste da regressão, o parâmetro angular da reta (β_i) representa o fator de influência, que expressa o impacto da fração de cobertura e do tipo de nuvem sobre a radiação:

$$R_i = \beta_i \cdot R_{ic} \quad (3.1)$$

Para reduzir a incerteza, os pares de dados analisados corresponderam ao mesmo dia do ano (dia juliano). Além disso, foram considerados apenas dias com uma única camada de nuvens visível, a fim de eliminar a influência da interação entre diferentes tipos de nuvens. A análise foi aplicada às classes de nuvens altas, médias e baixas, considerando diferentes frações de cobertura.

3.3 Resultados

3.3.1 Variação temporal

A análise de tendência mostra que não há um comportamento claro para a fração de cobertura de nuvens considerando o período anual (Tabela 4), algumas estações apresentam tendência de aumento, enquanto outras apresentam tendência de queda, mas nenhuma de forma estatisticamente significativa. Entretanto, durante o período quente, todas as estações apresentam tendência temporal de queda nos valores da fração de cobertura, três delas estatisticamente significativas. Para o período frio, todas as estações apresentam tendência de aumento, duas

estatisticamente significativas.

Verificou-se que a maioria das estações meteorológicas apresenta uma variação uniforme na ocorrência dos tipos específicos de nuvens (Tabela 4). Na maior parte dos casos, tanto a tendência anual, quanto a do período quente e a do período frio seguem o mesmo padrão. Verifica-se que há um aumento na ocorrência de nuvens altas e baixas, acompanhada de uma redução na ocorrência de nuvens médias. O Aumento das nuvens altas está diretamente associada à recorrência de nuvens do tipo Cirrus (Ci), enquanto que para as nuvens baixas houve uma maior ocorrência de nuvens do tipo Cumulus (Cu) e Stratocumulus (Sc). A queda na ocorrência de nuvens médias deve-se à redução na ocorrência de nuvens do tipo Altostratus (As).

Tabela 4 – Variação temporal da cobertura (octas por década) e da ocorrência de nuvens ao meio-dia, estimada utilizando a inclinação de Sen, considerando os períodos Anual, Quente e Frio.

Tipo	Período	00282 ^{a 1}	01303 ^{b 2}	01975 ^{c 3}	02290 ^{d 4}	03987 ^{e 5}	04931 ^{f 6}
Cobertura	Anual	0,035 NS	-0,012 NS	-0,016 NS	0,045 NS	0,017 NS	-0,019 NS
	Quente	-0,011 NS	-0,056 S-	-0,052 S-	-0,146 NS	-0,054 NS	-0,053 S-
	Frio	0,079 NS	0,030 NS	0,017 NS	0,171 NS	0,084 S+	0,025 NS
Nuvens altas	Anual	6,50 S+	7,86 S+	2,50 S+	-14,00 S-	5,81 S+	5,00 S+
	Quente	5,71 S+	5,88 S+	1,94 S+	-4,76 S-	3,90 S+	3,68 S+
	Frio	0,95 NS	1,82 NS	0,00 NS	-10,00 S-	2,50 NS	0,94 NS
Ci	Anual	7,50 S+	9,33 S+	6,09 S+	-7,04 S-	17,50 S+	8,11 S+
	Quente	6,15 S+	6,32 S+	4,00 S+	-1,25 NS	8,82 S+	5,00 S+
	Frio	1,43 NS	2,67 S+	2,00 S	-5,26 S-	8,82 S+	3,02 S+
Cc	Anual	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS
	Quente	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS
	Frio	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS
Cs	Anual	-0,80 NS	-1,11 S-	-2,73 S-	-7,50 S-	-10,00 S-	-2,92 S-
	Quente	0,00 NS	-0,57 NS	-1,56 S-	-2,50 S-	-4,14 S-	-1,16 S-
	Frio	-0,50 S-	-0,43 NS	-1,33 S-	-3,70 S-	-5,56 S-	-1,79 S-
Nuvens médias	Anual	-11,33 S-	-1,56 NS	-2,05 S-	-15,65 S-	-3,66 NS	-7,14 S-
	Quente	-5,00 S-	0,00 NS	-0,95 NS	-7,50 S-	0,00 NS	-3,79 S-
	Frio	-6,67 S-	-1,14 NS	-1,67 S-	-8,57 S-	-3,33 NS	-3,33 S
Ac	Anual	1,67 NS	2,35 NS	0,00 NS	-4,21 S-	4,58 NS	2,00 NS
	Quente	2,50 NS	1,30 NS	0,00 NS	-2,50 NS	3,02 S+	0,83 NS
	Frio	-0,29 NS	0,91 NS	-0,62 NS	-2,63 NS	0,98 NS	1,25 NS
As	Anual	-13,33 S-	-3,89 S-	-2,00 S-	-9,00 S-	-5,00 S-	-8,46 S-
	Quente	-6,67 S-	-1,56 S-	-1,39 S-	-5,00 S-	-2,43 S-	-4,00 S-
	Frio	-6,50 S-	-2,19 S-	-0,69 S-	-3,89 S-	-3,14 S-	-4,23 S-
Ns	Anual	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	-2,27 S-	0,00 NS	-0,65 NS
	Quente	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	-0,77 S-	0,00 NS	-0,34 S-
	Frio	0,00 NS	0,00 NS	0,00 NS	-1,11 S-	0,00 NS	0,00 NS
Nuvens baixas	Anual	23,75 S+	15,31 S+	4,44 S+	26,52 S+	-0,19 NS	11,48 S+
	Quente	6,96 S+	3,00 NS	-0,31 NS	11,11 S+	-5,00 NS	2,00 NS
	Frio	17,69 S+	13,08 S+	4,39 S+	15,00 S+	4,29 NS	9,38 S+
Sc	Anual	12,65 S+	5,00 S+	-2,69 S-	23,75 S+	6,34 NS	1,25 NS
	Quente	4,33 S+	-0,86 NS	-2,86 S-	9,58 S+	-3,26 NS	-2,22 NS
	Frio	7,92 S+	5,00 S+	0,00 NS	13,16 S+	9,07 S+	3,08 S+
St	Anual	-5,45 S-	-10,00 S-	-7,14 S-	-5,45 S-	1,74 NS	-5,62 S-
	Quente	-2,00 S-	-4,21 S-	-3,08 S-	-2,27 S-	0,00 NS	-2,00 S-
	Frio	-3,33 S-	-6,00 S-	-4,10 S-	-2,73 NS	2,50 NS	-3,65 S-
Cu	Anual	18,33 S+	21,67 S+	11,86 S+	15,00 S+	0,00 NS	13,81 S+
	Quente	5,71 S+	7,92 S+	4,29 S+	10,00 S+	4,83 S+	4,29 S+
	Frio	13,33 S+	12,86 S+	7,45 S+	5,00 S+	-5,71 S-	8,95 S-
Cb	Anual	-0,56 NS	0,00 NS	2,31 S+	-6,00 S-	-10,00 S-	2,29 S+
	Quente	-1,00 NS	0,00 NS	1,47 S+	-5,38 S-	-7,56 S-	1,88 S+
	Frio	0,00 NS	0,00 NS	0,91 S+	0,00 NS	-2,00 S-	0,21 NS

Nota: *Anual* representa o período anual, *Quente* representa o período de Abril a Setembro, *Frio* representa o período de Outubro a Março, *NS* representa uma variação estatisticamente não significativa, *S+* representa uma variação estatisticamente significativa de aumento, *S-* representa uma variação estatisticamente significativa de redução, *a* indica 74 anos com dados válidos (1949 – 2024) para cobertura de nuvens, *b* indica 73 anos com dados válidos (1949 – 2024) para cobertura de nuvens, *c* indica 76 anos com dados válidos (1949 – 2024) para cobertura de nuvens, *d* indica 29 anos com dados válidos (1960 – 2024) para cobertura de nuvens, *e* indica 49 anos com dados válidos (1976 – 2024) para cobertura de nuvens, *f* indica 74 anos com dados válidos (1949 – 2024) para cobertura de nuvens, *1* indica 39 anos com dados válidos (1955 – 2007) para ocorrência de nuvens, *2* indica 39 anos com dados válidos (1956 – 2008) para ocorrência de nuvens, *3* indica 55 anos com dados válidos (1955 – 2021) para ocorrência de nuvens, *4* indica 31 anos com dados válidos (1955 – 2011) para ocorrência de nuvens, *5* indica 28

anos com dados válidos (1992 – 2019) para ocorrência de nuvens, 6 indica 55 anos com dados válidos (1955 – 2021) para ocorrência de nuvens.

Verifica-se uma tendência de aumento da radiação global ao meio-dia em todas as estações meteorológicas para os períodos anual e quente (Tabela 5), sendo exibida no período quente as maiores taxas de variação. Apesar do padrão regional, apenas as estações 02290 e 03987 apresentam significância estatística ($p < 0,05$), provavelmente por serem as estações com maior disponibilidade temporal de dados de radiação.

Tabela 5 – Variação temporal da radiação global, da radiação difusa ($W \cdot m^{-2}$ por década) e da razão de difusão (%) ao meio-dia, considerando os períodos Anual, Quente e Frio.

Variável	Período	00282 ^a	01303	01975 ^b	02290 ^c	03987 ^d	04931
Radiação global	Anual	8,80 NS	<i>n.d.</i>	17,51 NS	0,44 NS	3,12 S+	<i>n.d.</i>
	Quente	25,95 NS	<i>n.d.</i>	31,35 NS	5,67 S+	5,23 S+	<i>n.d.</i>
	Frio	-3,98 NS	<i>n.d.</i>	-03,83 NS	-3,44 S-	0,88 NS	<i>n.d.</i>
Radiação difusa	Anual	-8,67 S-	<i>n.d.</i>	6,65 S+	-3,66 S-	-0,97 S-	<i>n.d.</i>
	Quente	-15,92 S-	<i>n.d.</i>	9,94 NS	-6,03 S-	-2,24 S-	<i>n.d.</i>
	Frio	2,07 NS	<i>n.d.</i>	5,17 SN	-1,75 S-	0,20 NS	<i>n.d.</i>
Razão de difusão	Anual	-6,09 NS	<i>n.d.</i>	1,03 NS	-2,13 S-	-1,47 S-	<i>n.d.</i>
	Quente	-14,20 NS	<i>n.d.</i>	-5,76 NS	-4,28 S-	-2,49 S-	<i>n.d.</i>
	Frio	2,36 NS	<i>n.d.</i>	6,22 NS	-0,13 NS	-0,53 NS	<i>n.d.</i>

Nota: *Anual* representa o período anual, *Quente* representa o período de Abril a Setembro, *Frio* representa o período de Outubro a Março, *NS* representa uma variação estatisticamente não significativa, *S+* representa uma variação estatisticamente significativa de aumento, *S-* representa uma variação estatisticamente significativa de redução, *a* indica 16 anos com dados válidos (2009 – 2024), *b* indica 15 anos com dados válidos (2010 – 2024), *c* indica 63 anos com dados válidos (1954 – 2024), *d* indica 78 anos com dados válidos (1947 – 2024), *n.d.* representa dados não disponíveis.

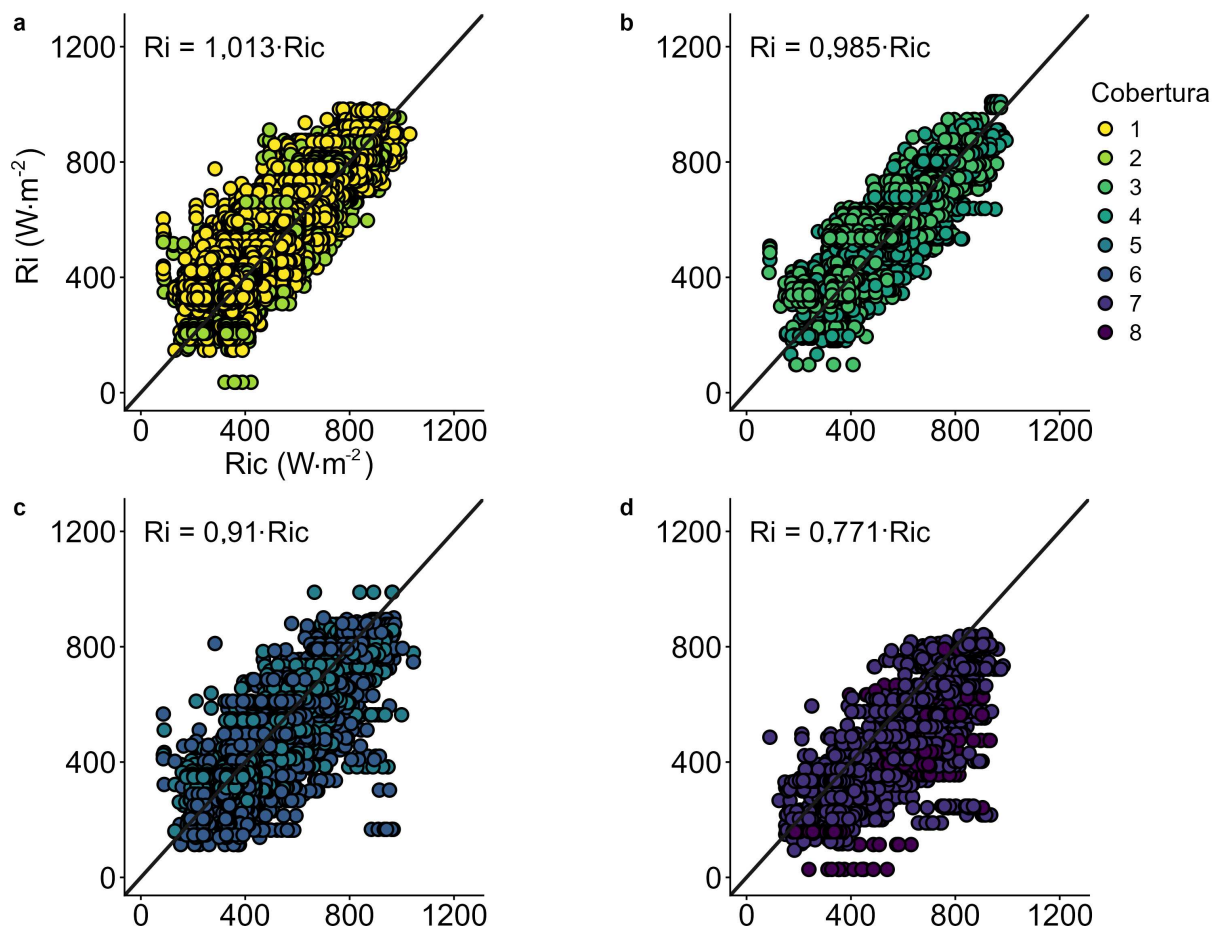
Por outro lado, observa-se uma tendência temporal de redução na radiação difusa para maioria das estações meteorológicas, especialmente no período quente. Considerando que a radiação difusa compõe a radiação global juntamente com a radiação direta, verifica-se que a oposição entre a tendência da radiação difusa e a tendência da radiação global sugere uma modificação nas condições atmosféricas. Mudanças que estão favorecendo uma maior transmissão da radiação solar direta em detrimento da componente difusa.

Esse comportamento é reforçado ao observarmos a variação temporal da razão de difusão, que apresenta uma tendência de redução. A redução da razão de difusão sugere uma redução no espalhamento atmosférico da radiação global, indicando um possível processo de clareamento atmosférico, mais evidente durante os meses mais quentes.

3.3.2 Impacto das nuvens sobre a radiação

A avaliação do impacto da cobertura de nuvens sobre a incidência de radiação na superfície terrestre mostrou que o aumento da fração de cobertura de nuvens está associado à redução da incidência de radiação solar (Figuras 12 – 14). O fator médio de influência variou de 1,007 ($\pm 0,009$), para baixas coberturas de nuvens (entre 1 e 2 octas), a 0,528 ($\pm 0,215$), para elevadas coberturas de nuvens (entre 7 e 8 octas). Dessa forma, verifica-se que baixas coberturas de nuvens exercem pouca influência sobre a incidência de radiação na superfície terrestre, enquanto elevadas coberturas reduzem, em média, cerca de 47% da radiação solar incidente, podendo alcançar reduções de até 64%.

Figura 12 – Regressão linear entre a radiação global em condições de céu claro (R_{ic}) e a radiação global sob presença de nuvens altas (R_i), considerando diferentes níveis de fração de cobertura de nuvens.

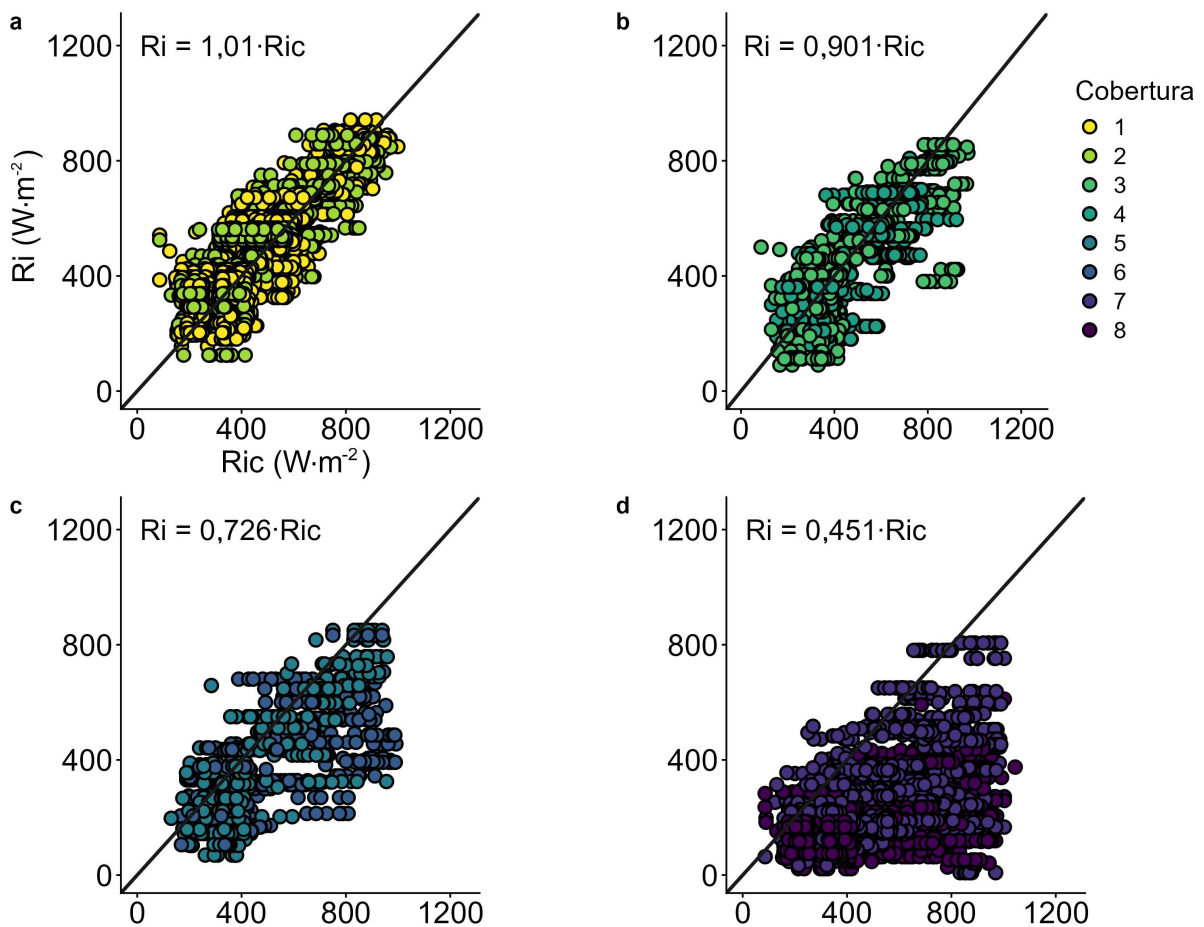


Nota: *a* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 1 e 2 octas ($n = 10.346$ combinações), *b* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 3 e 4 octas ($n = 2.790$ combinações), *c* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 5 e 6 octas ($n = 3.847$ combinações) e *d* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 7 e 8 octas ($n = 1.704$ combinações).

Constata-se ainda que baixas coberturas de nuvens estão associadas a uma menor

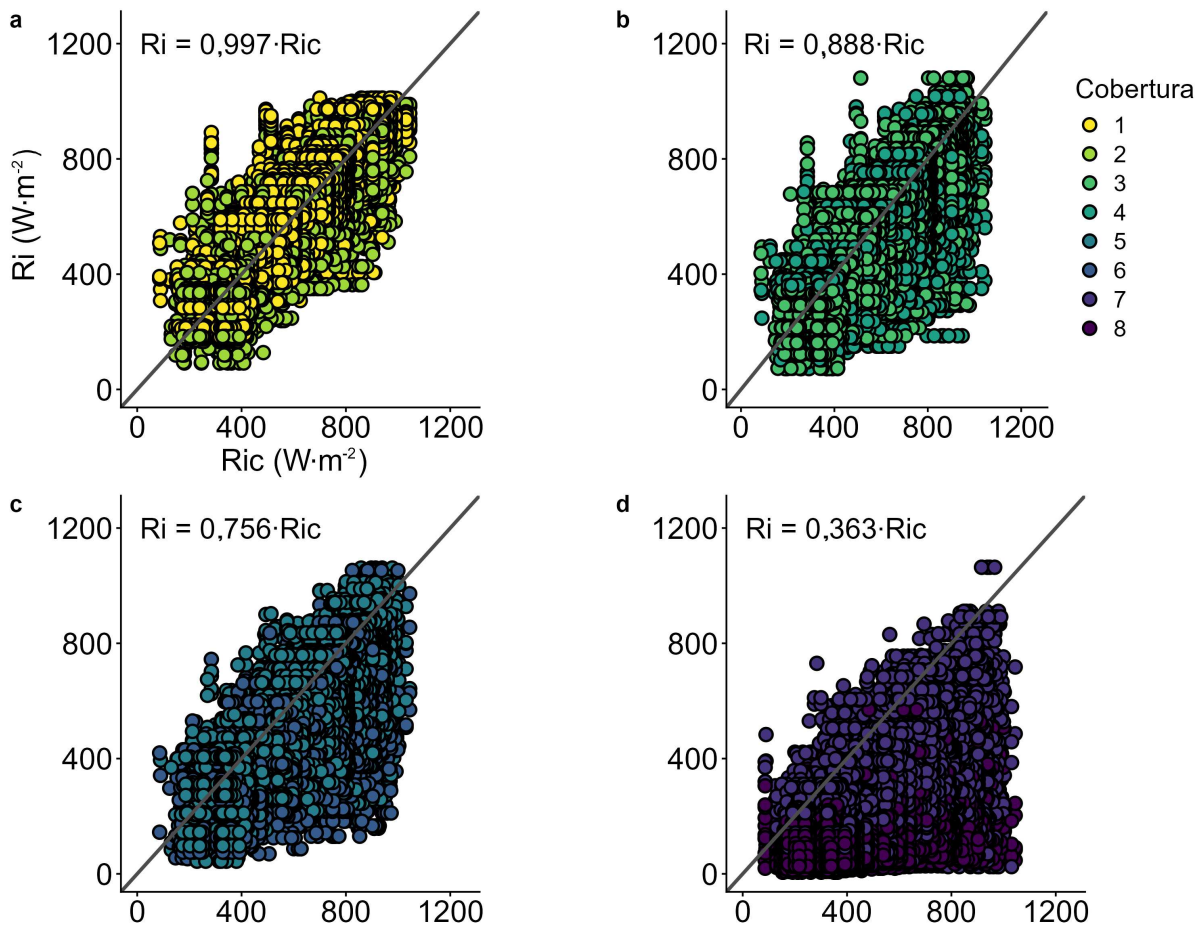
variabilidade da radiação solar incidente. Por outro lado, o aumento da fração de cobertura de nuvens resulta em maior variabilidade dos valores de radiação solar. Esse comportamento é particularmente evidenciado nas Figuras 13d e 14d. O aumento da variabilidade em função da cobertura de nuvens implica maior incerteza na estimativa do impacto das nuvens sobre a radiação solar em condições de elevadas frações de cobertura.

Figura 13 – Regressão linear entre a radiação global em condições de céu claro (R_{ic}) e a radiação global sob presença de nuvens médias (R_i), considerando diferentes níveis de fração de cobertura de nuvens.



Nota: *a* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 1 e 2 octas ($n = 3.153$ combinações), *b* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 3 e 4 octas ($n = 967$ combinações), *c* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 5 e 6 octas ($n = 384$ combinações) e *d* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 7 e 8 octas ($n = 3345$ combinações).

Figura 14 – Regressão linear entre a radiação global em condições de céu claro (R_{ic}) e a radiação global sob presença de nuvens baixas (R_i), considerando diferentes níveis de fração de cobertura de nuvens.



Nota: *a* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 1 e 2 octas ($n = 23.930$ combinações), *b* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 3 e 4 octas ($n = 16.712$ combinações), *c* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 5 e 6 octas ($n = 15.179$ combinações) e *d* representa a regressão para níveis de cobertura de nuvens de 7 e 8 octas ($n = 36.808$ combinações).

Além da fração de cobertura, constata-se que os tipos de nuvens também exercem influência sobre a incidência da radiação solar. No entanto, esse efeito está associado à própria fração de cobertura de nuvens. Observa-se que, com o aumento da fração de cobertura, o efeito combinado entre a cobertura e os tipos de nuvens torna-se mais expressivo. A diferença observada variou de 0,6%, sob condições de baixa cobertura (Figuras 12a e 14a), até 24%, em condições de elevada cobertura de nuvens (Figuras 12d e 14d).

3.4 Discussão

Os resultados deste estudo evidenciam uma tendência de redução da cobertura total de nuvens no período quente, associada a mudanças na ocorrência de tipos específicos de nuvens.

Comportamento semelhante foi observado na Polônia, onde verificou-se aumento na ocorrência de nuvens altas e redução de algumas nuvens Altostratus (nuvem médias) (MATUSZKO *et al.*, 2022). Nesse estudo, tais mudanças foram atribuídas principalmente às alterações nos padrões de circulação atmosférica da região, decorrentes do aumento da temperatura do ar.

As implicações das mudanças na cobertura e na ocorrência de nuvens estão diretamente associadas às alterações no balanço de radiação. Os resultados, expressos pelo fator de influência, indicam que nuvens baixas exercem maior impacto sobre a radiação incidente na superfície terrestre do que nuvens altas e médias. Consequentemente, o aumento na ocorrência de nuvens altas e redução de nuvens médias tende a reduzir a radiação líquida na superfície. Esse comportamento pode ser explicado pelo fato de que nuvens em camadas mais baixas são opticamente mais espessas e apresentam elevada reflectância, enquanto nuvens de camadas altas tendem a ser opticamente mais finas, apresentando menor reflectância. Dessa forma, nuvens de baixa altitude promovem maior redução da radiação de ondas curtas incidente quando comparadas às nuvens de camadas mais elevadas (HILL *et al.*, 2018).

Destaca-se, ainda, que a transmitância solar é menor na presença de nuvens baixas do que sob nuvens de níveis médios e altos. Esse comportamento ocorre porque nuvens baixas e médias são opticamente mais espessas, reduzindo a transmitância da radiação solar, enquanto nuvens altas, por serem mais finas, apresentam menor impacto sobre a radiação de ondas curtas (RAO; SAIKRANTHI, 2025).

Complementarmente, os achados de Chen *et al.* (2000) demonstram que os impactos associados às variações dos tipos de nuvens podem ser tão importantes quanto as variações da própria fração de cobertura na atenuação da radiação. Segundo os autores, as maiores alterações nos fluxos radiativos de ondas curtas, tanto no topo da atmosfera quanto na superfície terrestre, são produzidas por nuvens Stratocumulus (Sc), Altostratus (As) e Cirrostratus (Cs), devido às suas moderadas espessuras ópticas. Por outro lado, nuvens Cirrus (Ci) e Cirrostratus (Cs) exercem maior impacto sobre os fluxos radiativos de ondas longas no topo da atmosfera, enquanto Stratocumulus (Sc), Cumulus (Cu) e Altostratus (As) apresentam maior influência sobre os fluxos radiativos de ondas longas na superfície terrestre.

Os achados de nosso estudo indicam uma tendência geral de aumento na ocorrência do tipo de nuvem Stratocumulus (Sc). No entanto, o aumento não é homogêneo. Verificou-se que quatro estações apresentam tendência de redução na ocorrência durante o período quente, que possui maior incidência de radiação. Para as nuvens Altostratus (As) e Cirrostratus (Cs),

verificou-se uma tendência geral de queda estatisticamente significativa em todos os períodos considerados. Dessa forma, verifica-se que possivelmente a redução da fração de cobertura durante o período quente, acompanhada por uma redução na ocorrência dos tipos de nuvens opticamente espessas, tenha contribuído para o aumento temporal da radiação global incidente sobre a superfície terrestre.

A variação temporal das nuvens também impacta a temperatura. Estudos indicam que nuvens altas e finas, como Cirrus (Ci), tendem a promover aquecimento atmosférico, enquanto nuvens baixas geralmente contribuem para o resfriamento devido à maior reflexão da radiação solar (HANG *et al.*, 2019; L'ECUYER *et al.*, 2019). Dessa forma, variações na ocorrência dos tipos de nuvens também podem influenciar a ocorrência de ondas de calor (CLEMESHIA *et al.*, 2018). Em nosso estudo, encontramos tanto o aumento na ocorrência de nuvens altas quanto de nuvens baixas, o que pode favorecer uma autocompensação da temperatura.

Os efeitos da cobertura de nuvens sobre a evapotranspiração foram avaliados por Wang *et al.* (2021) em uma floresta temperada no nordeste da China por meio de dados de sensoriamento remoto e dados observados pelo método de *eddy covariance*. Os resultados do estudo indicam que a vegetação responde de forma não linear ao aumento da cobertura de nuvens. Constatou-se um aumento na evapotranspiração à medida que a cobertura de nuvens passava de céu claro para céu parcialmente nublado. No entanto, o aumento substancial da nebulosidade acarreta redução da evapotranspiração. A explicação atribuída ao resultado foi que, embora a fração de cobertura de nuvens reduza a radiação incidente sobre a superfície terrestre, a presença das nuvens, sob moderada cobertura, implicou redução na temperatura da superfície e aumento da umidade atmosférica na floresta, reduzindo o estresse da vegetação e aumentando a evapotranspiração nessas condições.

Dessa forma, percebe-se que a variação da cobertura e dos tipos de nuvens possui potencial para modificação do processo de evapotranspiração, não só pela modificação do balanço de radiação de ondas curtas e ondas longas, mas também por meio da interferência sobre outras variáveis meteorológicas, como temperatura e umidade relativa do ar, que desempenham papéis diretamente relacionados aos processos fisiológicos das plantas ligados à transpiração.

Apesar da evidente influência das nuvens sobre a variação da radiação incidente na superfície terrestre, cabe levar em consideração que apenas a mudança na fração de cobertura e na ocorrência de determinados tipos de nuvens pode não ser a principal causadora de mudança no aumento ou diminuição temporal da radiação incidente sobre a superfície terrestre, pois o

nível de importância individual das nuvens e de outras variáveis, como os aerossóis, bem como da interação entre ambos, pode variar em função da região e do nível de poluição local (WILD, 2009).

3.5 Conclusão

Constata-se que não há tendência clara de variação na fração de cobertura de nuvens quando se considera o período anual. No entanto, no período quente, todas as estações meteorológicas analisadas apresentam tendência de redução na fração de cobertura de nuvens.

Verificou-se que, na maioria das estações meteorológicas, há uma tendência semelhante na variação da ocorrência de tipos específicos de nuvens, com predominância de aumento na ocorrência de nuvens altas e baixas e redução na ocorrência das nuvens médias.

Verifica-se uma tendência de aumento da radiação global incidente sobre a superfície terrestre, principalmente nos meses quentes, possivelmente devido à redução da fração de cobertura de nuvens e à variação dos tipos de nuvens no mesmo período.

A altura das nuvens influencia diretamente a quantidade de radiação que incide sobre a superfície terrestre. As nuvens baixas apresentam o maior fator de atenuação, enquanto as nuvens altas apresentam o menor fator de atenuação.

4 AVALIAÇÃO DOS IMPACTOS DOS SISTEMAS FOTOVOLTAICOS FLUTUANTES SOBRE A DISPONIBILIDADE HÍDRICA.

4.1 Introdução

As perdas de água por evaporação em reservatórios superficiais constituem um dos principais desafios para a disponibilidade hídrica no semiárido brasileiro. A combinação de intensa radiação solar, elevado déficit de pressão de vapor atmosférico e ventos constantes impulsiona o processo evaporativo, reduzindo significativamente o volume de água disponível para uso (ARAÚJO *et al.*, 2006). Estudos realizados em diferentes reservatórios do Nordeste Brasileiro apontam que as perdas por evaporação superam 2.000 mm anuais (RODRIGUES *et al.*, 2024; CAMPOS, 2010), representando até 50% do aporte hídrico dos reservatórios (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010).

As mudanças climáticas globais podem potencializar a insegurança hídrica na região, devido, entre outros, à intensificação de eventos extremos hidrometeorológicos de seca (RAULINO *et al.*, 2021). Projeções climáticas provenientes de Modelos de Circulação Global indicam aumento da temperatura do ar, redução da precipitação anual, acompanhados de maiores taxas de evaporação (GONDIM *et al.*, 2018; ALTHOFF *et al.*, 2020; RODRIGUES *et al.*, 2024), impactando diretamente no desempenho dos reservatórios (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010; LIMA *et al.*, 2025). Nesse contexto, adoção de estratégias voltadas à mitigação das perdas de água por evaporação e à adaptação dos sistemas de armazenamento de água tornam-se fundamentais para assegurar a sustentabilidade dos recursos hídricos e aumentar a segurança hídrica sob a perspectiva das mudanças climática.

Entre os métodos de redução da taxa de evaporação, passíveis de adoção como potencial estratégia de mitigação dos impactos ambientais negativos das mudanças climáticas, há o uso de coberturas plásticas (MADY *et al.*, 2021; SHALABY *et al.*, 2021), aplicação de produtos químicos formadores de filmes superficiais (SAGGAI; BACHI, 2018) e a instalação de sistemas fotovoltaicos flutuantes (ABDELAL, 2021; REGES *et al.*, 2022; ELMINSHAWY *et al.*, 2024). Dentre os três métodos citados, a implantação do sistema fotovoltaico flutuante (SFF) destaca-se por essa tecnologia aliar a geração de energia limpa à redução das perdas por evaporação (CARVALHO *et al.*, 2025).

Apesar de a redução da evaporação associada à instalação dos SFF em corpos d'água ser um tema bastante estudado, a maioria dos trabalhos publicados concentra-se em simulações

(CARVALHO *et al.*, 2025; LIMA NETO, 2025). A escassez de dados experimentais medidos dificulta a mensuração da real magnitude do impacto da instalação dos SFF sobre as perdas de água por evaporação, especialmente em regiões semiáridas, que possuem elevadas taxas de evaporação (RODRIGUES *et al.*, 2024). Devido a essa lacuna, poucos estudos explicam como a instalação dos SFF modifica a atuação das variáveis meteorológicas sobre o processo evaporativo com base em dados medidos.

Outra lacuna relevante sobre o presente tema refere-se ao fato de que a maioria dos estudos avalia a redução do volume evaporado e o impacto sobre a disponibilidade hídrica sob condições estáticas, assumindo área inundada e fração de cobertura constantes. Essa simplificação pode resultar em desvios quando os resultados são aplicados a sistemas sujeitos a condições hidrológicas dinâmicas, nas quais o nível d'água e a área inundada variam ao longo do tempo. Logo, torna-se fundamental analisar os impactos da instalação dos SFF sobre a evaporação em condições dinâmicas, sobretudo quando consideramos as condições climáticas do semiárido brasileiro, que é caracterizado pela ocorrência de chuvas concentradas sazonalmente (MESQUITA *et al.*, 2020; SOARES *et al.*, 2024), causando grande variação do nível dos reservatórios em decorrência do aporte hídrico. Por outro lado, na estação seca, observa-se redução do volume armazenado em virtude das elevadas taxas de evaporação (ZHANG *et al.*, 2016). Essa variação sazonal da área inundada representa um desafio para a extrapolação de resultados experimentais para escala real, sendo uma área ainda pouco estudada e carente de informações.

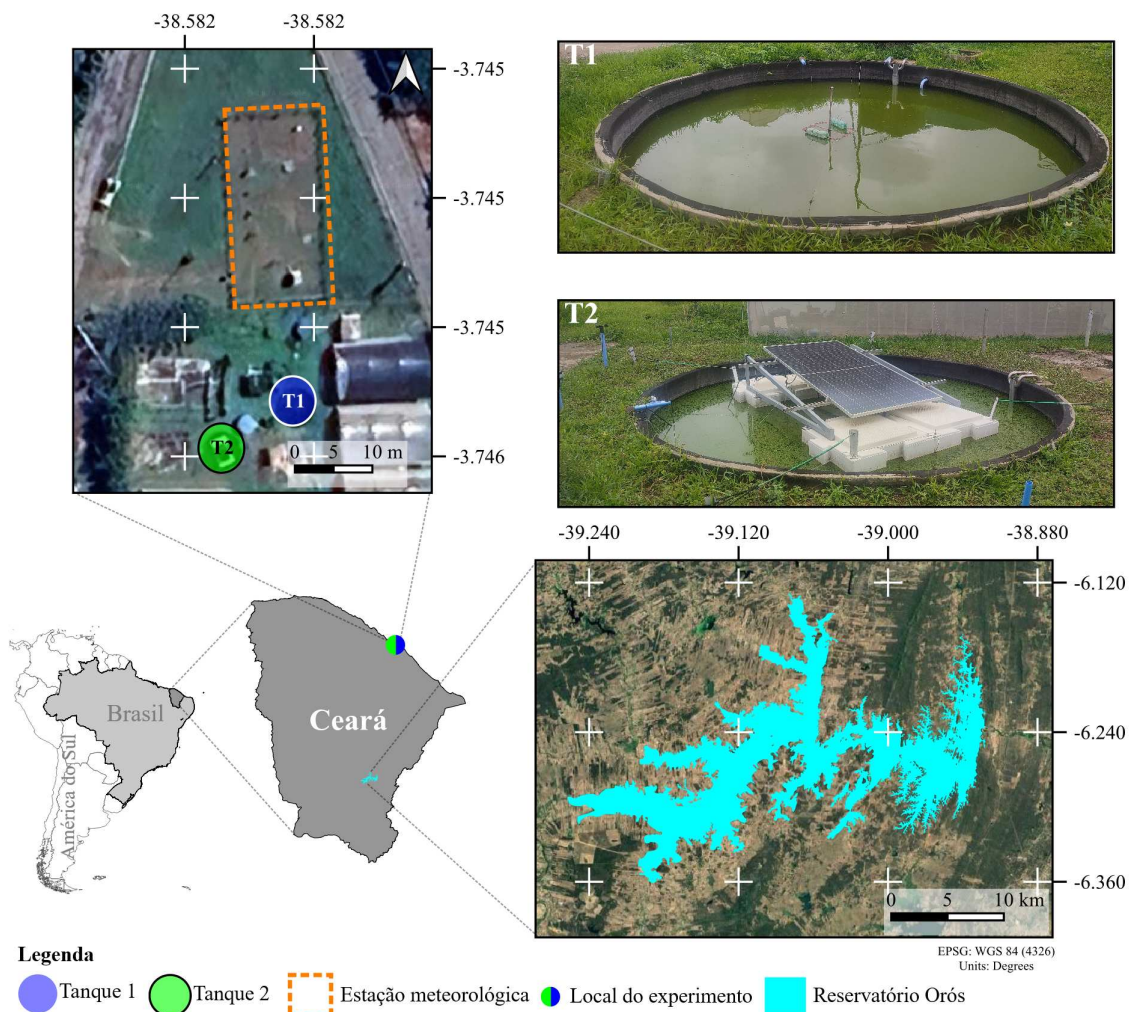
Dessa forma, o presente estudo tem como objetivo: (i) avaliar o desempenho de do método de Penman na representação da evaporação sob condições de cobertura parcial da superfície da água por sistemas fotovoltaicos flutuantes (SFF); (ii) avaliar como as principais variáveis meteorológicas que impulsionam o processo evaporativo (radiação, temperatura da água, temperatura do ar, velocidade do vento e umidade relativa do ar) são afetadas pela instalação de SFF; (iii) analisar o balanço de massa de longo prazo de um grande reservatório (1.940 hm^3) sob condições hidrológicas dinâmicas, o impacto da instalação do SFF na eficiência da redução da vazão evaporada e na disponibilidade hídrica.

4.2 Material e Métodos

4.2.1 Área de estudo

O estudo foi realizado em duas regiões do estado do Ceará, Brasil. A fase experimental foi realizada no Campus do Pici, da Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza, norte do Estado (Figura 15). A área está situada em uma região costeira, classificada como tropical seca e úmida (Aw/As segundo a classificação climática de Köppen: Rodrigues et al., 2025). A temperatura média da região varia de 23 a 28 °C (MESQUITA *et al.*, 2020; RODRIGUES *et al.*, 2025), a precipitação média anual é de 1.277 mm, e a evaporação potencial média anual é de 2.705 mm.

Figura 15 – Localização da área experimental e do Reservatório Orós, com indicação da estação meteorológica utilizada e detalhamento fotográfico dos tanques evaporimétricos (T1 e T2).

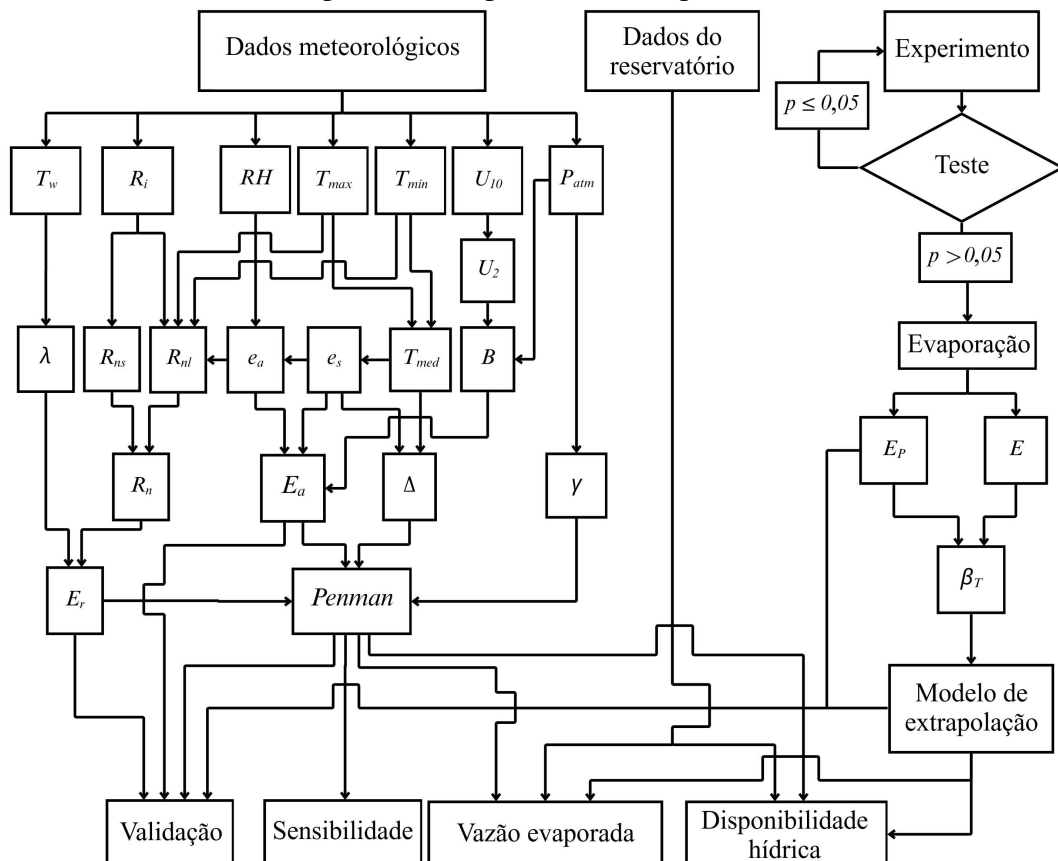


O segundo local estudado, reservatório de aplicação dos resultados experimentais, foi o Reservatório Orós, centro-sul do Estado do Ceará. O Reservatório Orós possui capacidade de armazenamento de 1.940 hm³, área inundável de 182 km², bacia de drenagem de 24,8 mil km² e disponibilidade hídrica de 12,5 m³·s⁻¹ associada a uma garantia de 90%. O Reservatório está em uma região de clima semiárido (SUDENE, 2021), classificada como BSh, segundo a classificação climática de Köppen. A temperatura média varia de 26 a 29,5 °C, a precipitação média anual é de 752mm e a evaporação potencial anual é de 2.295mm. O reservatório é monitorado diariamente pela Companhia de Gestão de Recursos Hídricos do Estado do Ceará (COGERH), disponibilizando dados diários por meio de sua plataforma institucional (<https://www.hidro.ce.gov.br/>).

4.2.2 Metodologia

A estrutura metodológica adotada para avaliar os impactos da instalação do SFF sobre o processo evaporativo e a disponibilidade hídrica é apresentada no fluxograma da Figura 16.

Figura 16 – Metodologia adotada para avaliar os impactos da instalação de sistemas fotovoltaicos flutuantes sobre o processo evaporativo e a disponibilidade hídrica.



Nota: T_w representa a temperatura da água (°C); R_i representa a radiação incidente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); RH representa a unidade relativa do ar (%); T_{max} representa a temperatura máxima do ar (°C); T_{min} representa a temperatura mínima do ar (°C); U_{10} representa a velocidade do vento a uma altura de dez metros acima do solo ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); U_2 representa a velocidade do vento a uma altura de dois metros acima do solo ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); P_{atm} representa a pressão atmosférica local (Pa); λ representa o calor latente de vaporização da água ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$); R_{ns} representa a radiação de onda curta líquida ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); R_{nl} representa a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); e_a representa a pressão de vapor real (Pa); e_s representa a pressão de vapor de saturação (Pa); T_{med} representa a temperatura média (°C); B representa o coeficiente de transferência de vapor ($\text{m}\cdot\text{Pa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$); R_n representa a radiação líquida ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); E_a representa a evaporação pelo método aerodinâmico ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$); Δ representa o gradiente da curva da pressão de vapor de saturação ($\text{Pa}\cdot\text{°C}^{-1}$); γ representa o parâmetro psicrométrico ($\text{Pa}\cdot\text{°C}^{-1}$); E_r representa a evaporação pelo método do balanço de radiação ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$); $Penman$ representa a evaporação pelo método combinado de Penman ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$); $Sensibilidade$ representa a análise de sensibilidade do modelo (-); $Validação$ representa a validação do modelo; E_P representa a evaporação do tanque com o sistema fotovoltaico flutuante ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$); E representa a evaporação do tanque com superfície livre para atmosfera ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$), β_T representa o fator de atenuação da evaporação, baseado nos dados experimentais (-).

4.2.2.1 Experimento em meso-escala

Os dados foram provenientes de um experimento que consistiu na mensuração simultânea da taxa de evaporação de dois tanques idênticos, com 5m de diâmetro e 2,5m de profundidade. Em um dos tanques implementou-se o sistema fotovoltaico flutuante, que ocupava $9,8 \text{ m}^2$ da superfície, enquanto o outro tanque permaneceu sem cobertura, com superfície de água livre para atmosfera. Os dados de evaporação foram coletados em passo de tempo diário e indicaram uma redução na evaporação de 40% para uma cobertura de 50% da superfície do tanque (FREITAS *et al.*, 2026).

O ajuste do modelo de extrapolação consistiu no forçamento da passagem de uma reta pelos pontos 0 e 0,5 da fração de cobertura do sistema fotovoltaico flutuante (A_P/A_i), onde A_P representa a área ocupada pelo sistema fotovoltaico flutuante e A_i a área inundada. O ponto 0 representa ausência de cobertura, onde a evaporação do reservatório é igual à evaporação natural. O ponto 0,5 representa uma fração de cobertura da superfície do reservatório de 50%, com redução (χ) de 40% na taxa de evaporação. Dessa forma, após o ajuste da reta, o parâmetro da regressão ficou calibrado para $\beta_T = -0,80$, ($\chi = -0,80 \frac{A_P}{A_i} + 1$).

4.2.2.2 Aquisição de dados meteorológicos

Os dados meteorológicos utilizados nos modelos de simulação da evaporação foram provenientes de uma estação meteorológica convencional localizada a menos de 20 metros de distância do local de realização do experimento em mesoescala. Foram coletados dados de umidade relativa do ar (RH), temperatura máxima do ar (T_{max}), temperatura mínima do ar (T_{min}), velocidade do vento a dez metros de altura em relação ao solo (U_{10}) e pressão atmosférica local

(P_{atm}). Complementarmente, foram instalados sensores para medir a temperatura da água (T_w) e um piranômetro para medir a radiação incidente (R_i). Os dados da estação meteorológica foram coletados com frequência diária, enquanto os dados de radiação incidente e de temperatura da água foram coletados com frequência horária. Posteriormente, calculou-se a média diária da radiação incidente e da temperatura da água para padronizar o passo de tempo.

4.2.2.3 Modelagem da evaporação

A modelagem da evaporação sob condições de cobertura por um sistema fotovoltaico flutuante foi realizada por meio do método combinado de Penman (1948), apresentado na Equação 4.1, o qual integra o método aerodinâmico (Equação 4.2) e o método do balanço de radiação (Equação 4.6). O método foi escolhido por levar em consideração tanto o componente aerodinâmico quanto o balanço de radiação. Adicionalmente, destaca-se que o método de Penman mostrou-se válido na representação da evaporação em lagos situados em áreas de clima tropical (RODRIGUES *et al.*, 2023), sendo referência para estimativa da evaporação em reservatórios no estado do Ceará (RODRIGUES *et al.*, 2024; RODRIGUES *et al.*, 2021).

$$E_{Penman} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a \quad (4.1)$$

Em que: E_r é a evaporação pelo método do balanço de radiação ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$), E_a é a evaporação pelo método aerodinâmico ($\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$), Δ é o gradiente da curva de pressão de vapor ($\text{Pa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$) e γ é o parâmetro psicrométrico ($\text{Pa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$). A estimativa da evaporação a partir do método aerodinâmico (E_a) foi realizada conforme as Equações 4.2 – 4.5. Onde $8,64 \cdot 10^7$ é o fator de correção de $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ para $\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$, B é o coeficiente de transferência de vapor ($\text{m} \cdot \text{Pa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), e_s é a pressão de vapor de saturação (Pa), e_a é a pressão de vapor real (Pa), T_{med} é a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$), RH é a umidade relativa do ar (%), k é constante de Von Kármán (-), ρ_a é massa específica do ar ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$), $U(Z)$ é a velocidade do vento medido na altura Z em relação ao solo ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), Z_0 é a altura para qual $U(Z)$ é igual a zero (de acordo com Brutsaert (1982), em média, $Z_0 = 0,035 \text{ cm}$), P_{atm} é a pressão atmosférica local (Pa), ρ_w é a massa específica da água ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

$$E_a = 8,64 \cdot 10^7 \cdot B \cdot (e_s - e_a) \cdot \chi \quad (4.2)$$

$$e_s = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{med}}{237,3 + T_{med}}\right) \quad (4.3)$$

$$e_a = e_s \cdot RH \quad (4.4)$$

$$B = \frac{0,622 \cdot k^2 \cdot \rho_a \cdot U(z)}{P_{atm} \cdot \rho_w \cdot \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right]^2} \quad (4.5)$$

A estimativa da evaporação a partir do balanço de radiação (E_r) foi realizada conforme as Equações 4.6 – 4.10. Onde λ é o calor latente de vaporização da água ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$), R_n é a radiação líquida ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), T_w é a temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$), R_{ns} é a radiação líquida de ondas curtas ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), R_i é a radiação solar incidente ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), α é o albedo da água, que é aproximadamente 0,08 segundo McMahon *et al.* (2013), R_{nl} é a radiação de ondas longas emitida pela superfície terrestre ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), σ é a constante de Stefan–Boltzman ($5,67 \cdot 10^{-8}$, $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$), T_{max} é a temperatura máxima do ar ($^{\circ}\text{C}$), T_{min} é a temperatura mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), R_{SO} é a radiação solar incidente em um dia de céu claro ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

$$E_r = \frac{8,64 \cdot 10^7 \cdot R_n}{\lambda \cdot \rho_w} \cdot \chi \quad (4.6)$$

$$\lambda = 2,501 \cdot 10^6 - 2370 \cdot T_w \quad (4.7)$$

$$R_n = (R_{ns} - R_{nl}) \quad (4.8)$$

$$R_{ns} = R_i \cdot (\alpha - 1) \quad (4.9)$$

$$R_{nl} = \sigma \cdot \left[\frac{(T_{max} + 273,15)^4 + (T_{min} + 273,15)^4}{2} \right] \cdot \left(0,34 - 0,14 \sqrt{\frac{e_a}{1000}} \right) \cdot \left(1,35 \frac{R_i}{R_{SO}} - 0,35 \right)$$

(4.10)

O gradiente da curva de pressão de vapor (Δ) foi calculado pela Equação 4.11. O parâmetro psicrométrico (γ) foi obtido pela Equação 4.12, onde C_p é o calor específico do ar (de acordo com Allen *et al.* (1998), $C_p = 1.013 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$) e 0,622 é razão entre o peso molecular do vapor d'água e o do ar seco.

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s}{(237,3 + T_{\text{med}})^2} \quad (4.11)$$

$$\gamma = \frac{C_p \cdot P_{\text{atm}}}{0,622 \cdot \lambda} \quad (4.12)$$

A avaliação do desempenho do modelo foi realizada por meio de três métricas: Raiz do Erro Quadrático Médio (*RMSE*), Percentual de viés (*PBIAS*) e regressão linear acumulada, conforme as Equações 4.13 – 4.15.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{i=1}^T (E_s - E_o)^2} \quad (4.13)$$

$$PBIAS = \left(\frac{\sum_{i=1}^T (E_o - E_s)}{\sum_{i=1}^T E_o} \right) \cdot 100 \quad (4.14)$$

$$E_o = \beta_M \cdot E_s \quad (4.15)$$

Em que: T representa o número de amostras, E_s representa os valores de evaporação simulados, E_o representa os valores de evaporação observados e β_M representa a fração de desvio do modelo.

4.2.2.4 Análise de sensibilidade

Com base na performance dos modelos, selecionou-se o método com melhor ajuste para avaliar como a instalação do sistema fotovoltaico flutuante impacta as variáveis meteorológicas. Para isso, realizou-se a determinação do coeficiente de sensibilidade do modelo (S) à variação das variáveis de entrada, conforme a Equação 4.16.

$$S = \frac{dE}{dx_i} \cdot \frac{\bar{x}_i}{\bar{E}} \quad (4.16)$$

Onde S é o coeficiente de sensibilidade adimensional do modelo, \bar{E} é a evaporação média, \bar{x}_i é a média da variável analisada e $\frac{dE}{dx_i}$ é a taxa de variação da evaporação em função da variável analisada, obtida a partir da derivada da reta de regressão ajustada. A reta de regressão foi obtida por meio do método dos mínimos quadrados ordinários, ajustado com base em 140 dias de dados observados. Para cada dia, foram realizadas 1.000 variações de uma única variável, totalizando 140 mil simulações por variável.

4.2.2.5 Simulação hidrológica

O experimento em mesoescala indica a redução do volume evaporado sob condições estáticas de cobertura, não levando em consideração a dinâmica hidrológica dos reservatórios. Para compreender como a dinâmica hidrológica atua sobre a redução da evaporação causada pelo sistema fotovoltaico flutuante, simulou-se a redução do volume evaporado de um grande reservatório após a instalação de um sistema fotovoltaico flutuante, sob condições dinâmicas observadas. A simulação consistiu na realização do balanço de massa do reservatório Orós, sob condições naturais e com a interferência do sistema fotovoltaico flutuante. O balanço de massa do reservatório foi realizado conforme a Equação 4.17, assumindo a hipótese de que a vazão de água que chega ao reservatório por escoamento subterrâneo (Q_{GWi}) é aproximadamente igual à vazão de água que sai do reservatório por infiltração no leito rochoso e à infiltração lateral abaixo da barragem (Q_{Ii}) ($Q_{GWi} \approx Q_{Ii}$) (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010).

$$\frac{V_{i+1}}{\Delta t} = \frac{V_i}{\Delta t} + (Q_{Pi} + Q_{Ri} + Q_{Ti} + Q_{GWi}) - (Q_{Si} + Q_{Bi} + Q_{Ii} + Q_{Ei}) \quad (4.17)$$

Em que: V_{i+1} representa o volume de água armazenado no reservatório no dia seguinte ($i+1$), V_i representa o volume de água armazenado no reservatório no dia i , Q_{Pi} representa a vazão de água precipitada diretamente sobre a área inundada do reservatório no dia i , Q_{Ri} representa a vazão de água proveniente do escoamento superficial afluente ao reservatório no dia i , Q_{Ti} representa a vazão de água que chega ao reservatório por transposição no dia i , Q_{Si} representa a vazão de água que sai do reservatório por extravasamento no dia i , Q_{Bi} representa a vazão de água que sai do reservatório por captação no dia i , Q_{Ei} representa a vazão de água evaporada do reservatório no dia i .

Para a simulação do sistema natural, calculou-se a vazão de água evaporada do reservatório (Q_{Ei}) multiplicando a área inundada ($A(h)_i$) pela taxa de evaporação diária estimada pelo método de Penman (E_{Penman}). Por sua vez, para a simulação do impacto da instalação do sistema fotovoltaico flutuante em condições dinâmicas de operação do reservatório, adicionou-se um terceiro termo à expressão, adotando a hipótese de uma relação linear em função da fração de cobertura do reservatório pelo sistema fotovoltaico flutuante, na seguinte estrutura:

$$Q_{Ei} = A(h)_i \cdot E_{Penman} \cdot \max \left(-0,8 \cdot \frac{A_P}{A(h)_i} + 1, 0 \right) \quad (4.18)$$

$$A(h)_i = 3 \cdot \alpha \cdot h_i^2 \quad (4.19)$$

$$h(V)_i = \sqrt[3]{\frac{V_i}{\alpha}} \quad (4.20)$$

$$\alpha = \frac{\sum V_j}{\sum h_j^3} \quad (4.21)$$

Onde $h(V)_i$ representa o nível de água do reservatório no dia i , α representa o fator de forma do reservatório, V_j e h_j representam o volume e o nível do reservatório, ambos obtidos a partir do mapeamento morfométrico do reservatório.

Simulou-se um cenário considerando a cobertura do reservatório por um sistema fotovoltaico flutuante, com área equivalente à área inundada associada à permanência de 90% ($A_P = 42 \text{ km}^2$), valor que corresponde a aproximadamente 50% da área inundada histórica média observada ($A_P = 42,7 \text{ km}^2$). A área inundada e a vazão evaporada nesse cenário foram comparadas às condições do sistema natural, isto é, sem a cobertura pelo sistema fotovoltaico flutuante.

4.2.2.6 Avaliação estocástica da disponibilidade hídrica

A análise do impacto da instalação do sistema fotovoltaico sobre a disponibilidade hídrica do reservatório foi realizada com base em simulações estocásticas, utilizando o método de Monte Carlo. Para isso, simulou-se o balanço hídrico do reservatório considerando diferentes

níveis de retirada (Q_B). Mantiveram-se as hipóteses de que $Q_{GWi} \approx Q_{Ti}$ (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010) e da modulação da evaporação em função da fração de cobertura do reservatório (Equação 4.18).

O balanço de massa foi realizado de forma distinta, em função da sazonalidade da região, considerando-se os períodos úmido (janeiro – maio) e seco (junho – dezembro). Cada período foi discretizado em 12 etapas iterativas (CAMPOS, 2005). No período úmido, o aporte ao reservatório foi simulado por meio da geração de séries sintéticas autocorrelacionadas da lâmina de precipitação incidente sobre o reservatório e de vazões afluentes, obtidas a partir do ajuste da função densidade de probabilidade da distribuição Gamma de dois parâmetros (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010; PIANTADOSI *et al.*, 2009). As perdas de água no período úmido foram limitadas à evaporação e ao extravasamento quando o volume aportado excedia a capacidade de armazenamento do reservatório.

No período seco, não há aporte ao reservatório, ocorrendo apenas perdas por evaporação e retiradas por captação. Consideraram-se falhas no abastecimento quando o reservatório não foi capaz de atender integralmente à vazão de demanda. Ao final das simulações, calculou-se a garantia associada à vazão de retirada, aplicando-se as Equações 4.22 e 4.23.

$$F_a = \frac{N_{falhas}}{n} \quad (4.22)$$

$$G = (1 - F_a) \cdot 100 \quad (4.23)$$

Onde F_a representa a probabilidade de falha, n representa o número de simulações (para este estudo, $n = 10$ mil) e G representa a garantia de retirada de uma determinada vazão. O código-fonte do modelo utilizado para estimar a disponibilidade hídrica foi desenvolvido em C++ e integrado à linguagem R por meio do pacote Rcpp (EDELBUETTEL; FRANCOIS, 2011). O código encontra-se disponível no Apêndice deste documento.

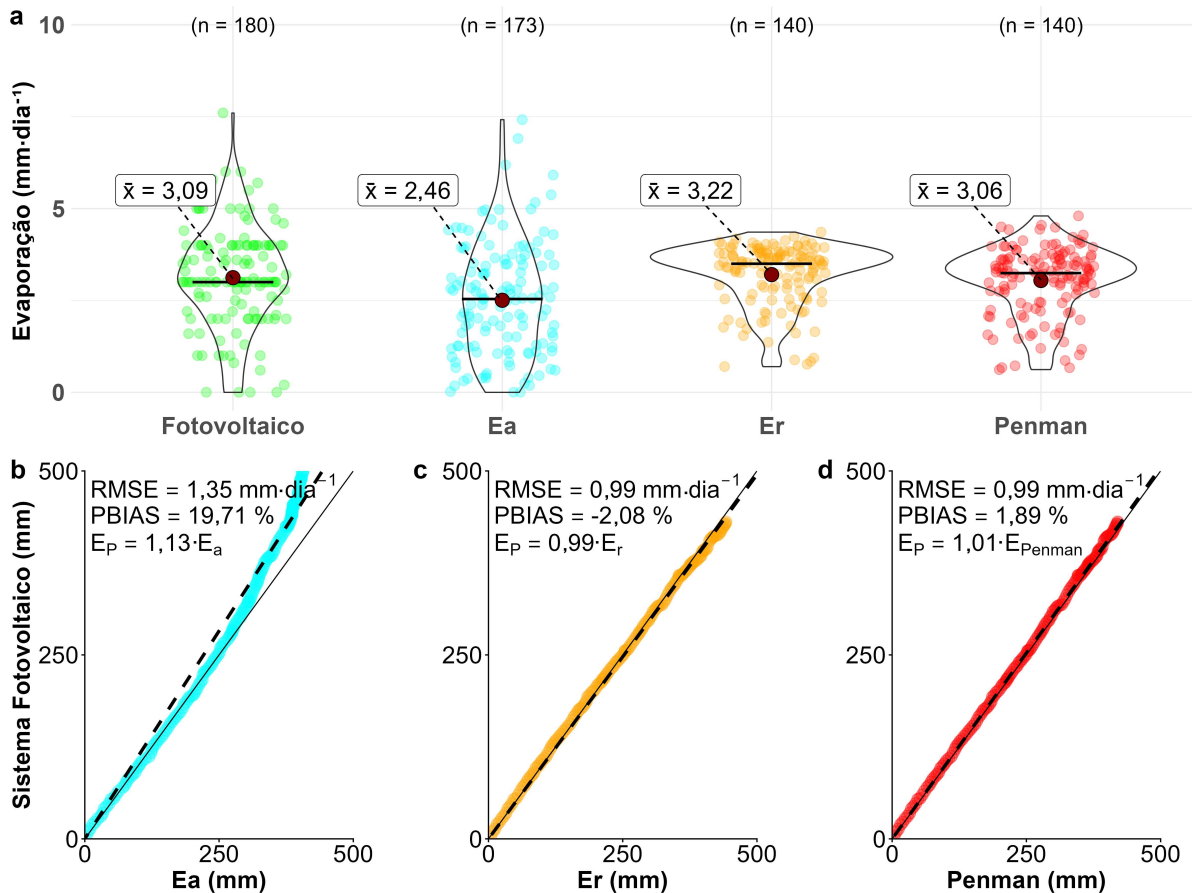
4.3 Resultados

4.3.1 Modelagem da evaporação

A modelagem da evaporação da água sob o sistema fotovoltaico flutuante indicou uma elevada concordância com os métodos utilizados (Figura 17). Ao comparar estatisticamente

os dados simulados com os dados medidos, constatou-se que tanto o método do balanço de radiação (E_r) quanto o método combinado de Penman são estatisticamente iguais aos dados de evaporação medidos ($p > 0,05$).

Figura 17 – (a) Comparação entre as taxas de evaporação do tanque com o sistema fotovoltaico flutuante (E_p), método aerodinâmico (E_a), método do balanço de radiação (E_r) e método de Penman. (b) Regressão entre E_a e E_p . (c) Regressão entre E_r e E_p . (d) Regressão entre Penman e E_p .



Nota: \bar{x} representa o valor médio da evaporação em mm·dia⁻¹, RMSE representa o erro médio quadrático na estimativa da evaporação diária em mm·dia⁻¹, PBIAS representa a porcentagem de viés na estimativa da evaporação diária e n representa o número de amostras.

Ao avaliar a variabilidade diária da evaporação (Figura 17a), observa-se que as distribuições dos valores de evaporação simulados pelos três modelos apresentam valores médios próximos aos da distribuição da evaporação do tanque com o sistema fotovoltaico flutuante. No entanto, constata-se que o método aerodinâmico apresenta maior variabilidade, exibindo valores mais elevados de evaporação em comparação com os demais, enquanto o método do balanço de radiação e o método de Penman apresentam distribuições mais concentradas em torno da média.

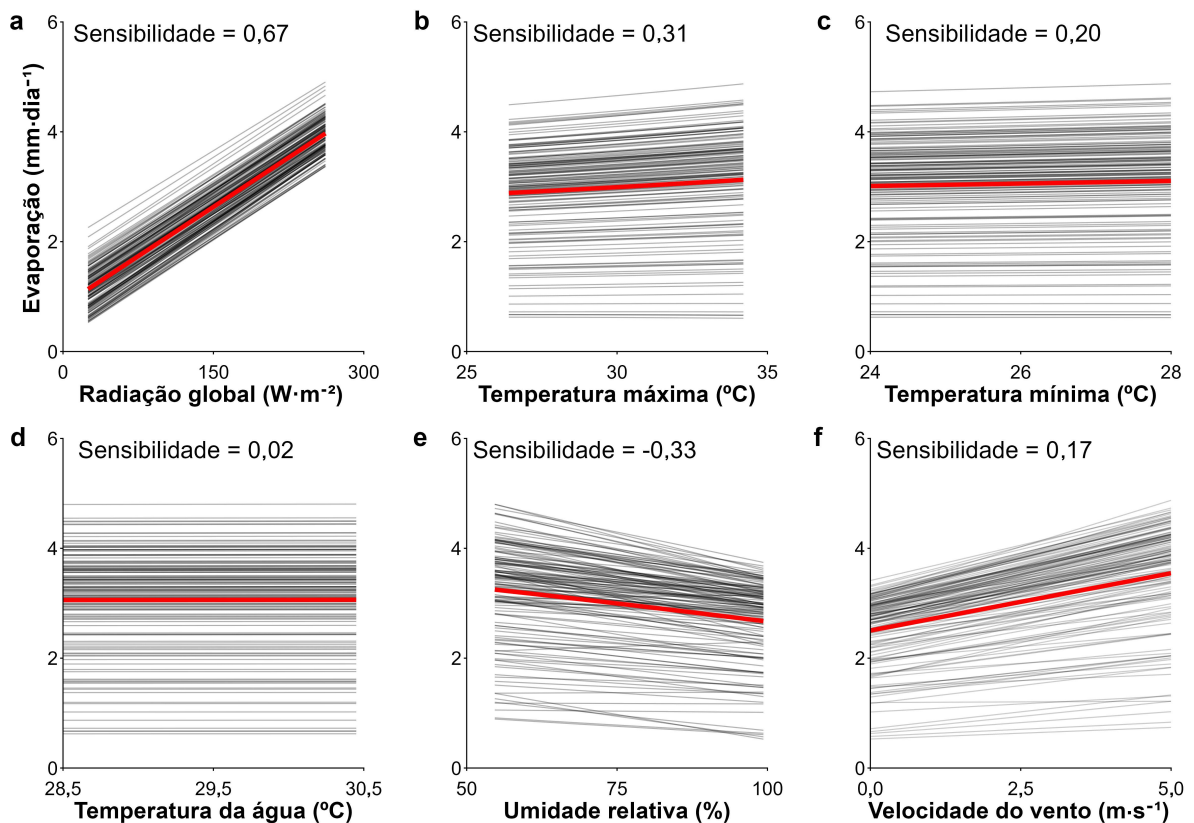
Constatou-se que o método aerodinâmico apresentou o maior desvio absoluto, com RMSE igual a 1,35 mm·dia⁻¹ (Figura 17b). Por sua vez, o método do balanço de radiação e o

método de Penman apresentaram um RMSE de aproximadamente $1,0 \text{ mm-dia}^{-1}$ (Figura 17c e 17d), indicando que, em termos absolutos, os dois métodos apresentam o mesmo desvio em escala diária. Com base no PBIAS, verifica-se que, com exceção do método aerodinâmico, os métodos apresentam baixo viés no passo de tempo diário, exibindo PBIAS inferiores a 10%. Ao avaliar a dinâmica de longo prazo, constata-se uma tendência de subestimação de 13% nos valores de evaporação do método aerodinâmico, conforme o coeficiente da regressão acumulada ($\beta_M = 1,13$). Tanto o método do balanço de radiação quanto o método combinado de Penman apresentam um desvio de longo prazo de 1%.

4.3.2 Análise de sensibilidade

Avaliou-se a sensibilidade do modelo de Penman em relação às variáveis meteorológicas radiação incidente, temperatura máxima do ar, temperatura mínima do ar, temperatura da água, umidade relativa do ar e velocidade do vento (Figura 18), permitindo identificar os principais controladores físicos do processo evaporativo nas condições ambientais.

Figura 18 – Curvas de resposta univariadas do modelo de Penman, parametrizado para estimativa da evaporação sob o sistema flutuante e o respectivo coeficiente de sensibilidade adimensional.



Nota: As linhas em preto representam dias com dados meteorológicos observados (140 linhas). Para cada dia (linha) criou-se mil variações dos valores da variável, totalizando 140 mil simulações por variável e mantendo-se constantes os valores das demais variáveis. A linha vermelha representa a resposta média do modelo representada por uma reta de regressão ajustada pelo método dos mínimos quadrados ordinários.

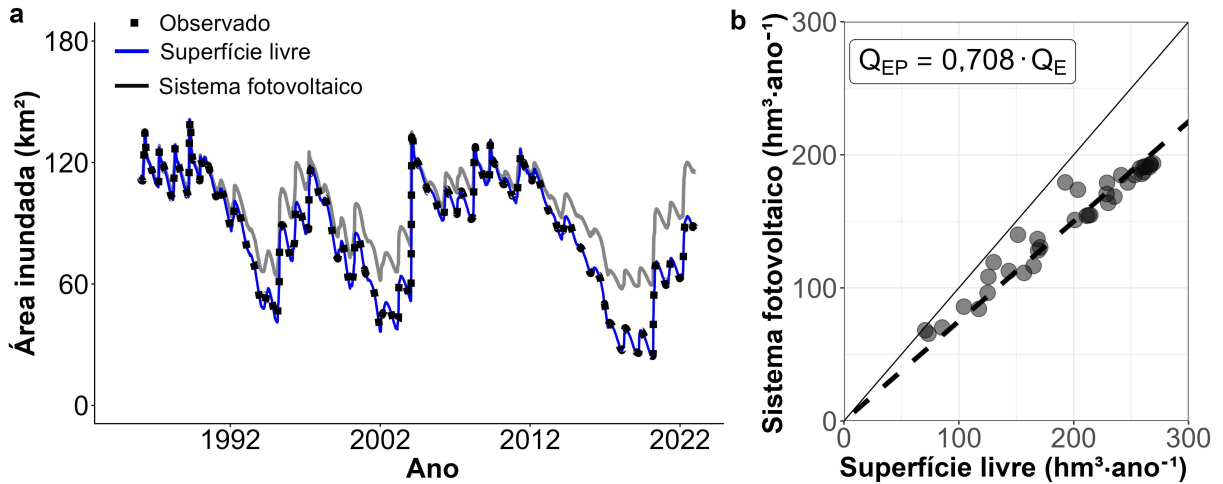
A evaporação apresenta forte dependência da radiação global, com coeficiente de sensibilidade igual a 0,67 (Figura 18a), o mais elevado entre as variáveis meteorológicas analisadas. Por outro lado, observa-se uma relação monotonicamente decrescente entre a evaporação e a umidade relativa do ar, que foi a segunda variável mais influente, com coeficiente de sensibilidade -0,33 (Figura 18e). O aumento da umidade relativa do ar reduz o déficit de pressão de vapor atmosférico, diminuindo o potencial de evaporação. Logo, constata-se que, além do balanço de radiação, o processo aerodinâmico, influenciado principalmente pelo déficit de pressão de vapor atmosférico, desempenha papel chave sobre o processo evaporativo. A temperatura máxima do ar apresentou coeficiente de sensibilidade igual a 0,31, também indicando elevada influência sobre o processo evaporativo.

A sensibilidade da evaporação estimada pelo modelo de Penman em relação à temperatura mínima e à velocidade do vento foi moderada, exibindo coeficiente de sensibilidade de 0,20 e 0,17, respectivamente. O resultado indica uma atuação secundária dessas variáveis sobre a evaporação quando comparadas ao balanço de radiação e ao déficit de pressão de vapor atmosférico. Por outro lado, constatou-se que a temperatura da água teve uma influência praticamente nula, com coeficiente de sensibilidade de 0,02.

4.3.3 Simulação hidrológica

Durante o período analisado (1986 – 2022), o Reservatório Orós apresentou um volume médio observado de 939 hm^3 , equivalente a 48% de sua capacidade de armazenamento. A instalação dos sistemas fotovoltaicos flutuantes sobre a lâmina de água causaria um aumento de 190 hm^3 , mostrando que a cobertura do sistema exerce grande influência sobre o balanço de massa do reservatório. Consequentemente, com o aumento do volume armazenado, haveria um incremento na área inundada média, que passaria de 85 km^2 para 98 km^2 (Figura 19).

Figura 19 – (a) Comparação entre a evolução temporal da área inundada do reservatório com superfície livre para atmosfera e com cenário de instalação do sistema fotovoltaico flutuante com área de 42 km². (b) Regressão entre a vazão evaporada anualmente para o cenário com cobertura de 42 km² (Q_{EP}) e a vazão evaporada anualmente sob condições naturais (Q_E).



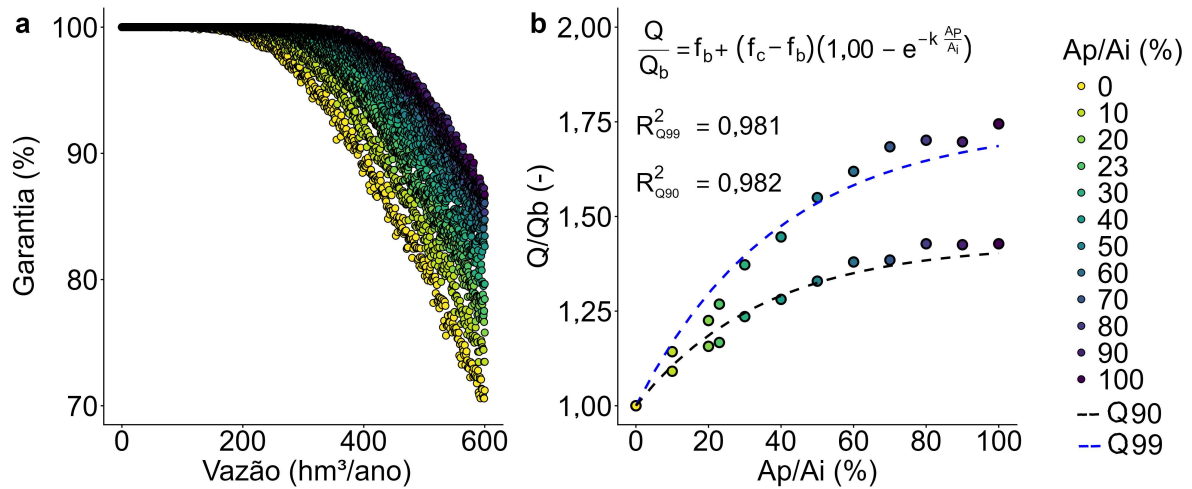
A vazão média evaporada estimada sob condições naturais para o Reservatório Orós foi de 195,4 hm³ por ano. Por sua vez, considerando a cobertura do reservatório, os resultados indicam uma redução na vazão anual evaporada de 47 hm³.

Os resultados evidenciam que, sob condições hidrológicas dinâmicas, o reservatório tende a estabelecer um novo estado de equilíbrio, caracterizado pelo aumento do volume e pela ampliação da área inundada. Dessa forma, a vazão que evapora do reservatório supera a evaporação prevista no experimento, que foi realizado em condições estáticas da fração de cobertura. Logo, há uma redução na eficiência da mitigação da evaporação, uma vez que o volume efetivamente preservado é inferior ao esperado. Logo, constata-se uma nova condição de equilíbrio do reservatório com ampliação da área inundada média, reduzindo a fração de cobertura e, conseqüentemente, diminuindo a eficiência de redução da evaporação em 10%.

4.3.4 Disponibilidade hídrica

A análise das curvas de permanência do reservatório Orós sob a influência da cobertura por sistemas fotovoltaicos flutuantes revela que essa tecnologia apresenta um elevado potencial para aumentar a disponibilidade hídrica do reservatório (Figura 20a).

Figura 20 – (a) Efeito da cobertura por sistemas fotovoltaicos flutuantes na disponibilidade hídrica do reservatório Orós sob diferentes cenários de cobertura e (b) relação entre a vazão de referência com 90% de garantia (Q_{90}) e a área coberta (A_p).



Nota: Q_b representa a vazão de base, sem considerar a redução da evaporação pelo do sistema fotovoltaico flutuante (Q_b para Q_{99} igual a $231 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ e para Q_{90} igual a $395 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$); f_b representa o fator de incremento sobre a disponibilidade hídrica sem considerar a cobertura do reservatório; f_c representa o fator de incremento sobre a disponibilidade hídrica considerando a cobertura máxima; A_p/A_i representa o percentual de cobertura em função da área de inundação na cota de extravasamento do reservatório ($A_i = 182 \text{ km}^2$). O parâmetro k foi calibrado para Q_{99} e Q_{90} , sendo igual a 0,0254 e 0,0285, respectivamente.

Ao avaliar a relação entre a vazão de retirada e a área coberta pelo sistema fotovoltaico flutuante (A_p), observa-se um comportamento crescente e não linear, de caráter assintótico, conforme descrito pelo modelo ajustado (Figura 20b). Verifica-se que até 50% de cobertura há aumento na disponibilidade hídrica em termos da vazão Q_{99} e Q_{90} . No entanto, a partir de 60% de cobertura, quase não se observa incremento na disponibilidade hídrica.

Ao comparar a vazão Q_{99} , em termos absolutos, entre a condição natural ($231 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$) e sob influência da cobertura de um sistema fotovoltaico flutuante com área de 42 km^2 ($A_p/A_i = 23\%$), verifica-se um incremento na vazão Q_{99} de $62 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$. Para a vazão Q_{90} , verifica-se uma diferença na vazão Q_{90} de $66 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, em termos absolutos, entre a condição natural ($395 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$) e sob influência da cobertura de um sistema fotovoltaico flutuante com área de 42 km^2 .

Adicionalmente, quando consideramos o intervalo de cobertura (A_p/A_i) entre 0 e 50% (91 km^2), verifica-se uma taxa de crescimento médio na disponibilidade hídrica de $1,38 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ por km^2 de sistema flutuante instalado para a vazão Q_{99} e $1,42 \text{ hm}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$ por km^2 de sistema flutuante instalado para a vazão Q_{90} .

4.4 Discussão

4.4.1 Processo evaporativo

A estimativa da evaporação sob efeito da cobertura do sistema fotovoltaico flutuante, utilizando o método de Penman, apresentou um desvio absoluto de $1,0 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$. Esse valor encontra-se próximo das incertezas associadas à medição direta da evaporação, uma vez que sensores de alta resolução, como os de pressão e acústicos, apresentam incertezas da ordem de $0,6 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ (RODRIGUES *et al.*, 2023). Adicionalmente, a incerteza na estimativa pode situar-se em torno de $1,3 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ quando os dados meteorológicos são provenientes de estações não instaladas acima do local de medição (FEITOSA *et al.*, 2021). Entretanto, ao se considerar a evaporação em escalas de longo prazo, tipicamente utilizadas na gestão de recursos hídricos (ARAÚJO *et al.*, 2006; CAMPOS, 2010), observa-se que os desvios tendem a se compensar ao longo do tempo.

Ao avaliarmos o processo de evaporação da água em ambientes naturais, temos que o processo é impulsionado, principalmente, pela radiação solar incidente, umidade relativa do ar, temperatura do ar, velocidade do vento e temperatura da água (PENMAN, 1948; ALLEN *et al.*, 1998). Todas essas variáveis são fortemente modificadas pela instalação de um sistema fotovoltaico flutuante.

A radiação é o principal motor da evaporação em lagos e reservatórios (ITO; MOMII, 2021; RODRIGUES *et al.*, 2023). A instalação do sistema fotovoltaico flutuante reduz a quantidade de radiação de onda curta que atinge diretamente a água, devido ao sombreamento, chegando apenas a fração de radiação difusa que é refletida pelas partículas presentes na atmosfera (CHEN *et al.*, 2024). O efeito do sombreamento dos sistemas fotovoltaicos flutuantes mostra reduções na taxa de evaporação em função da inclinação dos painéis (ELMINSHAWY *et al.*, 2024), que afeta diretamente a exposição da superfície da água à radiação incidente (CHEN *et al.*, 2024). Dessa forma, quanto mais sombreada a superfície da água, menos energia estará disponível, implicando na redução da taxa de evaporação.

O déficit de pressão de vapor atmosférico (DVP) entre a superfície da água, geralmente quase saturada, e o ar nas camadas superiores é um modulador da evaporação. Os sistemas fotovoltaicos flutuantes alteram os mecanismos de atuação do DVP reduzindo o coeficiente de transferência de vapor para a atmosfera (B), agindo como uma barreira na região coberta, levando ao aumento da umidade relativa do ar sob o módulo, diminuindo o déficit de vapor atmosférico e

reduzindo a taxa de evaporação (BERLIOUX *et al.*, 2025).

A velocidade do vento afeta o transporte do ar saturado de vapor d'água que se acumula imediatamente acima da superfície da área inundada. Ao substituir esse ar úmido por ar mais seco, vindo de outras regiões, o vento mantém o gradiente de umidade necessário para que a evaporação continue. A instalação de uma cobertura física, como o sistema fotovoltaico flutuante, modifica a dinâmica de evaporação, alterando a rugosidade da superfície e a difusão do vapor d'água (BRUTSAERT, 1982). A superfície deixa de ser água livre, passando a se comportar como uma superfície com obstáculos, variando sua rugosidade (BRUTSAERT, 1982), acarretando desaceleração da velocidade dos ventos. Em um estudo conduzido por Lee *et al.* (2021) verificou-se que após o contato do vento com a estrutura flutuante, a velocidade do vento pode cair para menos da metade da velocidade inicial e criar caminhos preferenciais de escoamento.

A temperatura da água afeta o calor latente de vaporização, pois quanto maior for a temperatura da água, menor será a quantidade de energia necessária para a mudança de estado líquido para o gasoso (CHOW *et al.*, 1988). Em lagos de clima temperado, a instalação dos sistemas fotovoltaicos flutuantes, pode reduzir a temperatura da água abaixo do sistema flutuante em até 3°C, se comparada com a temperatura da água diretamente exposta ao sol (NOBRE *et al.*, 2025). Logo, o resfriamento da água abaixo do sistema flutuante reduz a evaporação. No entanto, vale destacar que a maioria dos modelos de estimativa de evaporação possui pouca sensibilidade à variação da temperatura da água (PENMAN, 1948), ou nem mesmo levam essa variável em consideração, como é o caso do modelo de Dalton (RODRIGUES *et al.*, 2023). Essa simplificação do balanço de energia dos reservatórios aumenta a imprecisão dos resultados na estimativa da evaporação.

4.4.2 Dinâmica hidrológica

A vazão evaporada é considerada a maior fonte natural de perda de água dos reservatórios do semiárido brasileiro (ARAÚJO *et al.*, 2006). Ao reduzirmos essa variável do balanço de massa, a partir da instalação dos sistemas fotovoltaicos flutuantes, temos, para as mesmas condições de entrada, um aumento no volume acumulado. Em outros termos, a redução da vazão evaporada acarretará ganho de volume do reservatório.

A maioria dos estudos conduzidos para avaliar o efeito da supressão da evaporação em escala de reservatório, comumente, negligencia como a diminuição da evaporação afetará a

dinâmica hidráulica e hidrológica do reservatório. Na maioria dos casos, as pesquisas estimam o volume evaporado em função de uma área fixa, invariável (SANTOS *et al.*, 2022; REGES *et al.*, 2022). No entanto, como constatado em nosso estudo, verifica-se que há uma ampliação da área inundada do reservatório em decorrência do aumento do volume. Esse aumento da área inundada atua aumentando a evaporação de duas maneiras. O aumento da área inundada do reservatório também aumenta a área de superfície livre exposta à radiação solar. Essa fração de área exposta sofrerá evaporação de forma semelhante à superfície natural. Além disso, o aumento da área inundada afeta a fração de cobertura do sistema, que também está relacionada ao aumento da eficiência da atenuação da evaporação (ASSOULINE *et al.*, 2011; LOPES *et al.*, 2020). Logo, a previsão desse comportamento deve ser levado em consideração ao estimar a quantidade de água salva da evaporação.

O aumento do nível do reservatório e a redução do volume evaporado têm influência direta sobre a disponibilidade hídrica. A implantação do sistema flutuante com uma cobertura de 42 km² resultaria em um ganho na disponibilidade hídrica, em termos da vazão Q_{90} , que seria possível aumentar a oferta para os usos múltiplos da região, como, por exemplo, expandir a área agrícola irrigada para produção de alimentos. Dessa forma, o ganho de 66 hm³·ano⁻¹ poderia resultar no aumento de 10 mil hectares de milho irrigado, adotando-se uma lâmina de irrigação de 650 mm por cultura (CARVALHO *et al.*, 2013).

Além do potencial de expansão agrícola, o aumento na disponibilidade hídrica do reservatório também contribui para a segurança hídrica regional, elevando a confiabilidade do sistema hídrico frente a eventos de seca hidrológica, que são frequentes na região (PEREIRA *et al.*, 2025). Além disso, o volume adicional de água pode ser alocado para o abastecimento humano e atividades industriais, reduzindo êxodo rural pela geração de emprego e o aumento da renda da população (LIMA *et al.*, 2025). Considerando o cenário com cobertura de 42 km², o ganho de 62 hm³·ano⁻¹ na disponibilidade hídrica, em termos da vazão Q_{99} , seria suficiente aumentar a oferta hídrica para abastecimento humano em 679 mil habitantes, considerando um consumo *per capita* de 250 litros por habitante em um dia. Assim, observa-se que, além do potencial energético da implantação do sistema flutuante, há também ganhos na esfera social.

4.5 Conclusão

O método de Penman apresentou melhor performance na representação da evaporação sendo indicado para representação da evaporação sob cobertura de sistema fotovoltaico

flutuante, principalmente sob a perspectiva de estimativas de longo prazo, onde os erros de estimativa são autocompensados.

A radiação incidente foi a variável meteorológica que apresentou maior sensibilidade na estimativa da evaporação para superfícies cobertas por sistemas fotovoltaicos flutuantes, indicando que a fração de cobertura do sistema atua como uma barreira física, exercendo efeito de modulador energético do processo evaporativo.

A instalação de sistemas fotovoltaicos flutuantes sobre a superfície de reservatórios operados sob condições hidrológicas dinâmicas reduz a eficiência no controle da evaporação quando comparada às condições experimentais estáticas. Em condições experimentais, observou-se redução de aproximadamente 40% da evaporação. Em condições dinâmicas, por sua vez, a redução foi de cerca de 30%. Esse comportamento está associado à variação da área inundada ao longo do tempo, que aumenta a superfície exposta e, conseqüentemente, o volume total evaporado.

A instalação do sistema fotovoltaico flutuante sobre a superfície do reservatório contribuiu para o aumento da disponibilidade hídrica, principalmente em decorrência da redução das perdas por evaporação. Para o caso estudado, observou-se um acréscimo de 17% na vazão Q_{99} para o cenário com cobertura de 42 km².

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos resultados desta tese, conclui-se que o padrão de evaporação potencial na Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe apresenta uma tendência estatisticamente significativa de mudança, mas de forma não uniforme (aumento e queda), com predominância de aumento. A prevalência de elevação na taxa de evaporação impacta diretamente o balanço hídrico da região, afetando diretamente o desempenho dos reservatórios e, conseqüentemente, reduzindo a disponibilidade hídrica.

Assim como na Bacia Hidrográfica do Rio Jaguaribe, onde se verificou aumento da insolação (variável meteorológica diretamente associada à radiação solar), constatou-se que, na maioria das estações analisadas na Alemanha, há predomínio de aumento nos valores de radiação global. Esse aumento está associado à redução da difusividade, provavelmente causada por mudanças nas condições atmosféricas. Essa elevação da radiação influencia diretamente os processos evaporativos, impulsionando o aumento das taxas de evaporação.

Diante da constatação da predominância do aumento das taxas de evaporação, torna-se necessária a adoção de métodos capazes de minimizar os impactos negativos das mudanças climáticas. Sob essa ótica, verificou-se que os sistemas fotovoltaicos flutuantes surgem como uma tecnologia promissora, ao combinarem a produção de energia limpa com a redução das perdas de água por evaporação. A partir das simulações realizadas, observa-se que a implementação desses sistemas apresenta elevado potencial para mitigar o aumento do volume de água evaporado, contribuindo para a ampliação da disponibilidade hídrica dos reservatórios.

As conclusões desta tese reforçam a importância do estudo contínuo dos processos evaporativos, principalmente no semiárido brasileiro, onde a evaporação e a evapotranspiração atuam diretamente sobre a disponibilidade hídrica. Nesse contexto, destaca-se a necessidade de ampliar e manter o monitoramento das variáveis ambientais para uma melhor compreensão das mudanças de longo prazo, bem como o desenvolvimento de estudos sobre os impactos decorrentes das intervenções antrópicas no ambiente natural, em diferentes escalas espaciais e temporais.

Os resultados da presente pesquisa levantam questões que devem ser investigados em pesquisas subsequentes, como as listadas a seguir. Qual a influência de grandes sistemas irrigados, a barlavento da área de interesse, sobre a umidade relativa do ar e, conseqüentemente, sobre o padrão de evaporação potencial? Como os resultados de análise de cobertura de nuvens podem ser extrapolados para as condições do semiárido brasileiro? Qual é a viabilidade técnico-

econômica da instalação de Sistemas Fotovoltaicos Flutuantes nos reservatórios semiáridos, particularmente nos pequenos açudes? Quais os impactos ecológicos e de qualidade de água da instalação de Sistemas Fotovoltaicos Flutuantes nos reservatórios semiáridos? Qual a área de cobertura ótima de Sistemas Fotovoltaicos Flutuantes em reservatórios semiáridos, nos quais o estoque hídrico varia significativamente ao longo do ano?

REFERÊNCIAS

- ABDELAL, Q. Floating pv; an assessment of water quality and evaporation reduction in semi-arid regions. **International Journal of Low-Carbon Technologies**, [s.l.], v. 16, n. 3, p. 732–739, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1093/ijlct/ctab001>.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements**. Rome, FAO, 1998.
- ALTHOFF, D.; RODRIGUES, L. N.; SILVA, D. D. D. Impacts of climate change on the evaporation and availability of water in small reservoirs in the brazilian savannah. **Climatic Change**, [s.l.], v. 159, n. 2, p. 215–232, 2020. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02656-y>.
- ANGSTROM, A. Solar and terrestrial radiation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s.l.], v. 50, n. 210, p. 121–126, 1924.
- ARAÚJO, J.; GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Loss of reservoir volume by sediment deposition and its impact on water availability in semiarid brazil. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 51, n. 1, p. 157–170, 2006.
- ASSOULINE, S.; NARKIS, K.; OR, D. Evaporation suppression from water reservoirs: Efficiency considerations of partial covers. **Water Resources Research**, [s.l.], v. 47, n. 7, p. W07506, 2011.
- BERLIOUX, B. *et al.* Numerical analysis of evaporation reduction in floating photovoltaic power plants: influence of design parameters. **EPJ Photovolt**, [s.l.], v. 16, p. 13, 2025.
- BRASIL. **Resolução n 5, de 15 de junho de 1989**. Diário Oficial da União, Brasília, DF, 1989. Dispõe sobre o Programa Nacional de Controle da Poluição do Ar (PRONAR).
- BRASIL. **Resolução n 3, de 28 de junho de 1990**. Diário Oficial da União, Brasília, DF, 1990. Dispõe sobre padrões de qualidade do ar no âmbito do PRONAR.
- BRUTSAERT, W. **Evaporation into the Atmosphere**. Dordrecht: Springer, 1982.
- CAMPOS, J. N. B. **Dimensionamento de Reservatórios: o método do Diagrama Triangular de Regularização**. Fortaleza, 2005. 118 p.
- CAMPOS, J. N. B. Modeling the yield–evaporation–spill in the reservoir storage process: The regulation triangle diagram. **Water Resources Management**, [s.l.], v. 24, n. 13, p. 1573–1650, 2010.
- CAMPOS, J. N. B. *et al.* Trade-off between reservoir yield and evaporation losses as a function of lake morphology in semi-arid brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s.l.], v. 88, n. 2, p. 1113–1125, 2016.
- CARVALHO, I. R.; KORCELSKI, C.; PELISSARI, G.; HANUS, A. D.; ROSA, G. M. d. Demanda hídrica das culturas de interesse agrônômico. **Enciclopédia Biosfera**, Goiânia, v. 9, n. 17, p. 969, 2013.
- CARVALHO, P. C. M. *et al.* Floating photovoltaic plants: Exploring the water-energy nexus. **IEEE Access**, [s.l.], v. 13, p. 180006–180023, 2025.

- CHAPMAN, A.; MIDGLEY, G.; SMART, K. Diverse trends in observed pan evaporation in south africa suggest multiple interacting drivers. **South African Journal of Science**, [s.l.], v. 117, n. 7–8, p. 1–7, 2021.
- CHEN, T.; ROSSOW, W. B.; ZHANG, Y. Radiative effects of cloud-type variations. **Journal of Climate**, Boston, v. 13, n. 1, p. 264 – 286, 2000. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/13/1/1520-0442_2000_013_0264_reoctv_2.0.co_2.xml.
- CHEN, X. *et al.* Observation and modeling of irradiance near water surface of a photovoltaic pond. **Solar Energy**, [s.l.], v. 271, p. 112442, 2024. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0038092X24001361>.
- CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1988. (McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering).
- CLEMESHA, R. E. S.; GUIRGUIS, K.; GERSHUNOV, A.; SMALL, I. J.; TARDY, A. California heat waves: their spatial evolution, variation, and coastal modulation by low clouds. **Climate Dynamics**, [s.l.], v. 50, n. 11, p. 4285–4301, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3875-7>.
- CROSBIE, R.; POLLOCK, D.; MPELASOKA, F.; BARRON, O.; CHARLES, S.; DONN, M. Changes in köppen-geiger climate types under a future climate for australia: hydrological implications. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s.l.], v. 16, n. 9, p. 3341–3349, 2012.
- EDDELBUETTEL, D.; FRANCOIS, R. Rcpp: Seamless R and C++ integration. **Journal of Statistical Software**, [s.l.], v. 40, n. 8, p. 1–18, 2011.
- ELMINSHAWY, N. A.; OSAMA, A.; GAGLIANO, A.; OTERKUS, E.; TINA, G. M. A technical and economic evaluation of floating photovoltaic systems in the context of the water-energy nexus. **Energy**, [s.l.], v. 303, p. 131904, 2024. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0360544224016773>.
- FAN, X. *et al.* Global surface air temperatures in cmip6: Historical performance and future changes. **Environmental Research Letters**, [s.l.], v. 15, n. 10, p. 104056, 2020.
- FEITOSA, G. P.; ARAÚJO, J. C. de; BARROS, M. U. G. Different methods for measuring evaporation in a tropical reservoir: The case of the gavião reservoir in the state of ceará. **Revista Caatinga**, [s.l.], v. 34, n. 2, p. 410–421, 2021. Disponível em: <https://periodicos.ufersa.edu.br/index.php/caatinga/article/view/9172>.
- FREITAS, B. B. *et al.* Floating photovoltaic systems in urban areas: Insights on the thermoelectric behavior and water evaporation reduction. **IEEE Journal of Photovoltaics**, [s.l.], 2026.
- GHAZI, B.; SALEHI, H.; CHESHAMI, M.; ZEYDALINEJAD, N.; LINH, N. T. T. Projection of climate change impact on main climate variables and assessment of the future of köppen–geiger climate classification in iran. **Acta Geophysica**, [s.l.], v. 73, n. 2, p. 2017–2027, 2025.
- GONDIM, R. *et al.* Climate change impacts on water demand and availability using cmip5 models in the jaguaribe basin, semi-arid brazil. **Environmental Earth Sciences**, [s.l.], v. 77, n. 15, p. 1, 2018.

GUPTA, A.; GOVINDARAJU, R. S. Uncertainty quantification in watershed hydrology: Which method to use? **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 616, n. 10, p. 128749, 2023.

HANG, Y.; L'ECUYER, T. S.; HENDERSON, D. S.; MATUS, A. V.; WANG, Z. Reassessing the effect of cloud type on earth's energy balance in the age of active spaceborne observations. part ii: Atmospheric heating. **Journal of Climate**, Boston, v. 32, n. 19, p. 6219 – 6236, 2019. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/32/19/jcli-d-18-0754.1.xml>.

HANSEN, J. e. a. Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide. **Science**, [s.l.], v. 213, n. 4511, p. 957–966, 1981.

HILL, P. G.; ALLAN, R. P.; CHIU, J. C.; BODAS-SALCEDO, A.; KNIPPERTZ, P. Quantifying the contribution of different cloud types to the radiation budget in southern west africa. **Journal of Climate**, Boston, v. 31, n. 13, p. 5273 – 5291, 2018. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/31/13/jcli-d-17-0586.1.xml>.

INMET. **Normais climatológicas do Brasil**. 2020. Disponível em: <https://portal.inmet.gov.br/normais>.

ITO, Y.; MOMII, K. Potential effects of climate changes on evaporation from a temperate deep lake. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, [s.l.], v. 35, p. 100816, 2021. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214581821000458>.

JADHAV, A. V. *et al.* Spatiotemporal assessment of surface solar dimming in india: Impacts of multi-level clouds and atmospheric aerosols. **Climate**, [s.l.], v. 12, n. 48, p. 1, 2024.

KASTEN, F.; CZEPLAK, G. Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud. **Solar Energy**, [s.l.], v. 24, n. 2, p. 177–189, 1980.

KENDALL, M. **Rank correlation methods**. Griffin, 1948.

KIM, D.; CHRISTY, J. R. Detecting impacts of surface development near weather stations since 1895 in the san joaquin valley of california. **Theoretical and Applied Climatology**, [s.l.], v. 149, n. 3–4, p. 1223–1238, 2022.

LEE, G.-H.; CHOI, J.-W.; KIM, J.; SEO, J.-H.; HA, H. Numerical simulations of wind loading on the floating photovoltaic systems. **Journal of Visualization**, [s.l.], v. 24, n. 3, p. 471–484, 2021.

LIMA, G. D. *et al.* Modelling intermittence and river flow in the semi-arid region of brazil: The umbuzeiro river, ceará. **Revista Ciência Agrônômica**, [s.l.], v. 53, p. 1–13, 2022.

LIMA, J. B. C.; LIMA, G. D.; ARAÚJO, J. C. Forecasting streamflow and water availability in a brazilian semi-arid watershed. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s.l.], v. 97, n. 4, p. e20240504, 2025.

LIMA NETO, I. E. Two-dimensional modeling of the impact of surface coverage on the evaporation and hydrodynamics of a shallow tropical reservoir. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 663, p. 134217, 2025. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169425015550>.

- LOPES, M. P. C. *et al.* Water-energy nexus: Floating photovoltaic systems promoting water security and energy generation in the semiarid region of Brazil. **Journal of Cleaner Production**, [s.l.], v. 273, p. 122010, 2020. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0959652620320576>.
- LU, X.; BAI, H.; MU, X. Explaining the evaporation paradox in Jiangxi province of China: Spatial distribution and temporal trends in potential evapotranspiration of Jiangxi province from 1961 to 2013. **International Soil and Water Conservation Research**, [s.l.], v. 4, n. 1, p. 45–51, 2016.
- L'ECUYER, T. S.; HANG, Y.; MATUS, A. V.; WANG, Z. Reassessing the effect of cloud type on earth's energy balance in the age of active spaceborne observations. part i: Top of atmosphere and surface. **Journal of Climate**, Boston, v. 32, n. 19, p. 6197 – 6217, 2019. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/32/19/jcli-d-18-0753.1.xml>.
- MADY, B.; LEHMANN, P.; OR, D. Evaporation suppression from small reservoirs using floating covers—field study and modeling. **Water Resources Research**, [s.l.], v. 57, n. 4, p. e2020WR028753, 2021. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020WR028753>.
- MALLAKPOUR, I.; VILLARINI, G. A simulation study to examine the sensitivity of the Pettitt test to detect abrupt changes in mean. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 61, n. 2, p. 245–254, 2016.
- MALVEIRA, V. T. C.; ARAÚJO, J. C.; GÜNTNER, A. Hydrological impact of a high-density reservoir network in semiarid northeastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, [s.l.], v. 17, n. 1, p. 109–117, 2012.
- MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. **Econometrica**, [s.l.], v. 13, n. 3, p. 245–259, 1945.
- MATUSZKO, D.; BARTOSZEK, K.; SOROKA, J. Long-term variability of cloud cover in Poland (1971–2020). **Atmospheric Research**, [s.l.], v. 268, p. 106028, 2022. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S016980952200014X>.
- MCMAHON, T. A. *et al.* Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: A pragmatic synthesis. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s.l.], v. 17, n. 4, p. 1331–1363, 2013.
- MEDEIROS, P.; SIVAPALAN, M. From hard-path to soft-path solutions: slow–fast dynamics of human adaptation to droughts in a water scarce environment. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 65, n. 11, p. 1803–1814, 2020.
- MEIRA NETO, A. A. *et al.* Evolution of drought mitigation and water security through 100 years of reservoir expansion in semi-arid Brazil. **Water Resources Research**, [s.l.], v. 60, n. 9, p. e2023WR036411, 2024.
- MESQUITA, J. B. F. *et al.* The influence of hydroclimatic conditions and water quality on evaporation rates of a tropical lake. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 590, p. 125456, 2020. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169420309161>.
- MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. **Principles of Environmental Physics: Plants, Animals, and the Atmosphere**. 4. ed. Amsterdam: Academic Press, 2013.

- NOBRE, R. L.; VAGNON, C.; BOULÊTREAU, S.; COLAS, F.; AZÉMAR, F.; TUDESQUE, L.; PARTHUISOT, N.; MILLET, P.; CUCHEROUSSSET, J. Floating photovoltaics strongly reduce water temperature: A whole-lake experiment. **Journal of Environmental Management**, [s.l.], v. 375, p. 124230, 2025. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0301479725002063>.
- PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of the Royal Society A**, [s.l.], v. 193, n. 1032, p. 120–145, 1948.
- PEREIRA, B.; MEDEIROS, P.; MEIRA NETO, A. A.; ARAÚJO, J. C. de; SIVAPALAN, M. Advancing water security in semi-arid brazil: expansion of water storage infrastructure and human-water system co-evolution. **Frontiers in Water**, [s.l.], v. 7 - 2025, 2025. Disponível em: <https://www.frontiersin.org/journals/water/articles/10.3389/frwa.2025.1602146>.
- PETER, S. J.; ARAÚJO, J. C.; ARAÚJO, N. A.; HERRMANN, H. J. Flood avalanches in a semiarid basin with a dense reservoir network. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 512, p. 408–420, 2014.
- PETTITT, A. N. A non-parametric approach to the change-point problem. **Applied Statistics**, [s.l.], v. 28, n. 2, p. 126–135, 1979. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/2346729>.
- PIANTADOSI, J.; BOLAND, J.; HOWLETT, P. Generating synthetic rainfall on various timescales—daily, monthly and yearly. **Environmental Modeling & Assessment**, [s.l.], v. 14, n. 4, p. 431–438, 2009.
- RAO, B. K.; SAIKRANTHI, K. Impact of non-precipitating clouds on surface radiation components based on high-resolution in-situ data over a tropical station in southeast peninsular india. **Science of The Total Environment**, [s.l.], v. 1003, p. 180659, 2025. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969725022995>.
- RAULINO, J. B. S.; SILVEIRA, C. S.; NETO, I. E. L. Assessment of climate change impacts on hydrology and water quality of large semi-arid reservoirs in brazil. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 66, n. 8, p. 1321–1336, 2021. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1933491>.
- REGES, J. P.; CARVALHO, P. C. M.; ARAÚJO, J. C. de; CARNEIRO, T. C. Sizing methodology of floating photovoltaic plants in dams of semi-arid areas. **Journal of Solar Energy Engineering**, [s.l.], v. 144, n. 4, p. 041003, 02 2022. Disponível em: <https://doi.org/10.1115/1.4052959>.
- RENNER, M.; HAUFFE, C. Impacts of climate and land surface change on catchment evapotranspiration and runoff from 1951 to 2020 in saxony, germany. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s.l.], v. 28, n. 13, p. 2849–2869, 2024. Disponível em: <https://hess.copernicus.org/articles/28/2849/2024/>.
- RODERICK, M. L. *et al.* On the attribution of changing pan evaporation. **Geophysical Research Letters**, [s.l.], v. 34, n. 17, p. L17403, 2007.
- RODRIGUES, G. P. *et al.* Direct measurement of open-water evaporation: a newly developed sensor applied to a brazilian tropical reservoir. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 68, p. 379–394, 2023.

RODRIGUES, G. P. *et al.* Impact of reservoir evaporation on future water availability in north-eastern brazil: a multi-scenario assessment. **Hydrology and Earth System Sciences**, [s.l.], v. 28, n. 14, p. 3243–3260, 2024. Disponível em: <https://hess.copernicus.org/articles/28/3243/2024/>.

RODRIGUES, I. S. *et al.* Trends of evaporation in brazilian tropical reservoirs using remote sensing. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 598, p. 126473, 2021. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169421005205>.

RODRIGUES, I. S. *et al.* Effects of floating macrophytes on open-water evaporation in a brazilian tropical reservoir. **Journal of South American Earth Sciences**, [s.l.], v. 164, p. 105683, 2025.

SAGGAI, S.; BACHI, O. E. K. Evaporation reduction from water reservoirs in arid lands using monolayers: Algerian experience. **Water Resources**, [s.l.], v. 45, n. 2, p. 288–288, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1134/S009780781802015X>.

SANTOS, F. R. d.; WIECHETECK, G. K.; FILHO, J. S. d. V.; CARRANZA, G. A.; CHAMBERS, T. L.; FEKIH, A. Effects of a floating photovoltaic system on the water evaporation rate in the passaúna reservoir, brazil. **Energies**, [s.l.], v. 15, n. 17, 2022. Disponível em: <https://www.mdpi.com/1996-1073/15/17/6274>.

SEGADO-MORENO, L. C. *et al.* Past, current and future solar radiation trends in europe: Multi-source assessment of the role of clouds and aerosols. **Remote Sensing of Environment**, [s.l.], v. 333, p. 115122, 2026. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425725005267>.

SEN, P. K. Estimates of the regression coefficient based on kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, [s.l.], v. 63, n. 324, p. 1379–1389, 1968. Disponível em: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.1968.10480934>.

SHALABY, M. M.; NASSAR, I. N.; ABDALLAH, A. M. Evaporation suppression from open water surface using various floating covers with consideration of water ecology. **Journal of Hydrology**, [s.l.], v. 598, p. 126482, 2021. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169421005291>.

SINGER, C. E.; LOPEZ-GOMEZ, I.; ZHANG, X.; SCHNEIDER, T. Top-of-atmosphere albedo bias from neglecting three-dimensional cloud radiative effects. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, Boston, v. 78, n. 12, p. 4053 – 4069, 2021. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/78/12/JAS-D-21-0032.1.xml>.

SIRIWARDANA, A. N.; KUME, A. Seasonal variability and cloud impacts in diffuse ratio, clearness index, and spectral characteristic of solar radiation in a temperate monsoon region. **Ecological Research**, [s.l.], v. 40, n. 4, 2025.

SOARES, N. S. *et al.* Method for identification of hydrological seasons in the semi-arid caatinga biome, brazil. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 69, n. 3, p. 309–320, 2024.

SOROUSH, F. *et al.* Trends in pan evaporation and climate variables in iran. **Theoretical and Applied Climatology**, [s.l.], v. 142, n. 1-2, p. 407–432, 2020.

SOUZA, C. M. *et al.* Reconstructing three decades of land use and land cover changes in brazilian biomes with landsat archive and earth engine. **Remote Sensing**, [s.l.], v. 12, n. 17, 2020.

- SUDENE. **Resolução n 150, de 13 de dezembro de 2021**. [S.l.]: Diário Oficial da União, Brasília, DF, 2021. Aprova a Proposição n. 151/2021, que trata do Relatório Técnico que apresenta os resultados da revisão da delimitação do Semiárido 2021, inclusive os critérios técnicos e científicos, a relação de municípios habilitados, e da regra de transição para municípios excluídos.
- THORNE, P. W. *et al.* Lessons from upper-air temperature records. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s.l.], v. 86, n. 10, p. 1437–1442, 2005.
- THORNE, P. W. *et al.* Guiding the creation of a comprehensive surface temperature resource for twenty-first-century climate science. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s.l.], v. 92, n. 11, p. 1437–1442, 2011.
- VELLAME, L. M.; RAABE, A.; LIER, Q. D. J. V.; ARAÚJO, G. P.; ARAÚJO, J. C. Canopy-radiation balance method to assess daily actual evapotranspiration: applications in brazil's caatinga forest. **Journal of Hydrologic Engineering**, [s.l.], 2024.
- WANG, Y.; LI, R.; HU, J.; FU, Y.; DUAN, J.; CHENG, Y.; SONG, B. Understanding the non-linear response of summer evapotranspiration to clouds in a temperate forest under the impact of vegetation water content. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s.l.], v. 126, n. 23, p. e2021JD035239, 2021. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2021JD035239>.
- WILD, M. Global dimming and brightening: A review. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s.l.], v. 114, n. D10, 2009.
- WILD, M. *et al.* A perspective on global dimming and brightening worldwide and in china. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s.l.], v. 43, p. 281–294, 2026.
- WMO. **International Cloud Atlas: Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors**. 2017. Accessed: 7 Mar. 2026. Disponível em: <https://cloudatlas.wmo.int/en/foreword-to-the-2017-edition.html>.
- YANG, J. *et al.* Diverse cloud and aerosol impacts on solar photovoltaic potential in southern china and northern india. **Scientific Reports**, [s.l.], v. 12, n. 1, p. 19671, 2022.
- YANG, L.; CAO, Q.; YU, Y.; LIU, Y. Comparison of daily diffuse radiation models in regions of china without solar radiation measurement. **Energy**, [s.l.], v. 191, p. 116571, 2020. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0360544219322662>.
- YEŞİLIRMAK, E. Temporal changes of warm-season pan evaporation in a semi-arid basin in western turkey. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, [s.l.], v. 27, n. 2, p. 311–321, 2013.
- YOUNES, S.; CLAYWELL, R.; MUNEER, T. Quality control of solar radiation data: Present status and proposed new approaches. **Energy**, [s.l.], v. 30, n. 9, p. 1533–1549, 2005. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0360544204002233>.
- ZHANG, S.; FOERSTER, S.; MEDEIROS, P.; ARAÚJO, J. C.; MOTAGH, M.; WASKE, B. Bathymetric survey of water reservoirs in north-eastern brazil based on tandem-x satellite data. **Science of The Total Environment**, [s.l.], v. 571, p. 575–593, 2016. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969716314693>.

ZHOU, C. *et al.* Comparative analysis of nonparametric change-point detectors commonly used in hydrology. **Hydrological Sciences Journal**, [s.l.], v. 64, n. 14, p. 1690–1710, 2019.

ZUO, H.; QIU, J.; FAN, Y.; LI, F. Evaluating the cloud effect on solar irradiation by three-dimensional cloud information. **Solar Energy**, [s.l.], v. 272, p. 112489, 2024. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0038092X2400183X>.

APÊNDICE A – CÓDIGO-FONTE UTILIZADO NO ESTUDO

Código-fonte 1 – Função para avaliar a disponibilidade de água, implementada em C++ e integrada com a linguagem R através do pacote Rcpp.

```
1 #include <Rcpp.h>
2 #include <cmath>
3
4 using namespace Rcpp;
5
6 [[Rcpp::export]]
7 List Water_availability(
8 NumericVector Qa,
9 NumericVector Pr,
10 double Qretirada,
11 double S,
12 double alpha,
13 double E_umido,
14 double E_seco,
15 double Ap) {
16
17     int L = 12;
18     int n = Qa.size();
19
20     double h, Area, reducao, retirada_pot;
21     int falhas = 0;
22     double St = S / 2.0;
23
24     for(int i = 0; i < n; i++){
25
26         for(int j = 0; j < L; j++){
27             h = std::max(cbrt(St / alpha), 0.0);
28             h = h + Pr[i]/L;
```

```
29
30     St = alpha * pow(h, 3.0);
31     St += Qa[i]/L;
32
33     h = std::max(cbrt(St / alpha), 0.0);
34     Area = 3 * alpha * pow(h, 2.0);
35     reducao = std::max(1 - 0.8 * (Ap / Area), 0.0);
36     h = std::max(h - ((E_umido / L) * reducao), 0.0);
37
38     St = alpha * pow(h, 3.0);
39     if(St < 0) {St = 0;}
40     if(St > S) {St = S;}
41
42 }
43
44 for(int j = 0; j < L; j++){
45     retirada_pot = Qretirada / L;
46
47     if(St - retirada_pot > 0) {
48         St -= retirada_pot;
49     } else {
50         St = 0;
51         falhas += 1;
52         break;
53     }
54
55     h = cbrt(St / alpha);
56     Area = 3 * alpha * pow(h, 2.0);
57     reducao = std::max(1 - 0.8 * (Ap / Area), 0.0);
58     h = std::max(h - ((E_seco / L) * reducao), 0.0);
59
60     St = alpha * pow(h, 3.0);
```

```
61     if(St < 0) {St = 0;};
62     if(St > S) {St = S;}
63 }
64
65
66 }
67
68 double Fa = (double) falhas / n;
69 double garantia = (1.0 - Fa) * 100.0;
70
71 return List::create(
72     Named("Garantia") = garantia,
73     Named("Falhas") = falhas);
74 }
```