UNIVERSIDADE DO EXTREMO SUL CATARINENSE - UNESC
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS
MESTRADO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS

GUILHERME SEMPREBOM MELLER

ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL PARA O BRASIL

CRICIÚMA
2026

GUILHERME SEMPREBOM MELLER

ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL PARA O BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais da Universidade do Extremo Sul Catarinense - UNESC, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais

Orientador: Prof. Dr. Álvaro José Back

CRICIÚMA

2026

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação

M525e Meller, Guilherme Semprebom.
Estimativa da precipitação máxima provável para o Brasil / Guilherme Semprebom Meller. - 2026.
93 p. : il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade do Extremo Sul Catarinense, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Criciúma, 2026.
Orientação: Álvaro José Back.

1. Precipitação (Meteorologia) - Brasil. 2. Precipitação (Meteorologia) – Previsão - Brasil. 3. Chuvas - Frequência da intensidade. I. Título.

CDD 23. ed. 551.577281

Bibliotecária Eliziane de Lucca Alosilla – CRB 14/1101
Biblioteca Central Prof. Eurico Back - UNESC

PARECER

Os membros da Comissão Examinadora homologada pelo Colegiado de Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais reuniram-se para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado apresentada pelo candidato **GUILHERME SEMPREBOM MELLER,** sob o título: **"ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL PARA O BRASIL",** para obtenção do grau de **MESTRE EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS** no Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais da Universidade do Extremo Sul Catarinense – UNESC. Após haver analisado o referido trabalho e arguido o candidato, os membros são de parecer pela **"APROVAÇÃO"** da Dissertação.

Criciúma/SC, 29 de maio de 2026.

Prof. Dr. William de Oliveira Sant Ana
Primeiro Examinador

Prof. Dr. Carlyle Torres Bezerra de Menezes
Segundo Examinador

Prof. Dr. Álvaro José Back
Presidente da Comissão e Orientador

Primeiramente aos meus pais, Izabel (*in memoriam*) e Edilberto, cujos ensinamentos e dedicação iluminaram minha jornada, nunca medindo esforços para me ver alcançar meus objetivos.

À minha esposa Laís, que com seu amor e dedicação transformou os momentos mais difíceis desta jornada acadêmica em motivação para seguir em frente, sendo meu porto seguro em todas as circunstâncias.

À minha filha Isabela, luz da minha vida, que através de seu sorriso inocente e amor puro me mostrou diariamente o verdadeiro significado da persistência, sendo minha maior fonte de inspiração para buscar a excelência.

AGRADECIMENTOS

Aqui, expresso minha gratidão a todos aqueles que contribuíram de forma significativa nesta jornada de busca pelo conhecimento, pois cada passo dado contou com o apoio fundamental destas pessoas.

À Universidade do Extremo Sul Catarinense (UNESC) e ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais (PPGCA), incluindo todo o corpo docente, coordenação e administração, por proporcionarem as condições ideais e o ambiente necessário para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao meu orientador e professor, Dr. Álvaro José Back, pela orientação precisa e inspiradora ao longo deste percurso. Sou grato pela dedicação, pelos ensinamentos valiosos e pela confiança depositada em nosso trabalho conjunto.

Aos meus pais, Izabel (*in memoriam*) e Edilberto, por serem exemplos de determinação e caráter, e por terem me guiado pelos caminhos do conhecimento com sabedoria e amor.

À minha esposa Laís, pelo apoio incondicional e compreensão durante toda esta trajetória acadêmica, e à minha filha Isabela, que com sua doce presença trouxe renovada motivação a cada dia desta jornada.

Aos membros da banca examinadora, pelo tempo dedicado à análise deste trabalho e pelas contribuições que enriqueceram esta pesquisa.

À equipe da MS Engenharia, Projetos e Consultoria, pelo apoio institucional, compreensão e colaboração ao longo deste período, especialmente nos momentos em que minhas atividades acadêmicas demandaram maior dedicação. Em especial, ao projetista João Carlos Costa Barboza Neto e ao biólogo Rinaldo Betcher Neto, pela parceria, profissionalismo e, sobretudo, pelo comprometimento em assumir responsabilidades e garantir a continuidade dos trabalhos durante minhas ausências.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoa de Nível Superior), pelo suporte financeiro através da bolsa de estudos, que viabilizou a realização desta pesquisa e a concretização deste sonho acadêmico.

Meus sinceros agradecimentos.

“A ciência não tem pátria, porque o saber é patrimônio da humanidade”.

Louis Pasteur

RESUMO

Eventos extremos de precipitação representam um desafio para o planejamento de infraestruturas hidráulicas no Brasil, especialmente no dimensionamento de barragens, cujos órgãos reguladores exigem a adoção da Precipitação Máxima Provável (PMP) como critério de segurança. O problema central desta pesquisa reside na aplicação direta do método estatístico de Hershfield (1965) ao território brasileiro, método originalmente calibrado com dados de estações predominantemente norte-americanas, em zonas temperadas e frias, o que pode resultar em superestimativas sistemáticas da PMP nas condições climáticas tropicais e subtropicais do Brasil. O objetivo geral foi estimar a PMP para o território nacional por meio do método estatístico, propondo curvas envoltórias do fator de frequência (K_m) calibradas com dados brasileiros, adaptando a metodologia de Sarkar e Maity (2020). Foram utilizadas séries históricas de precipitação máxima diária anual de 8.230 estações pluviométricas da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), estratificadas em três subconjuntos: N ≥ 30 anos; N ≥ 20 anos e N ≥ 10 anos. A PMP foi calculada pela equação $X_{PMP} = \bar{X}_n + K_m \cdot S_n$ e os resultados comparados com o método clássico de Hershfield. O Método Proposto resultou em PMP média nacional de 357,0 mm, 358,1 mm e 371,5 mm para os subconjuntos N ≥ 30, N ≥ 20 e N ≥ 10 anos, respectivamente, enquanto o método de Hershfield produziu superestimações médias de 39,8%, 39,7% e 37,5%. A análise de sensibilidade demonstrou variação inferior a 2% na PMP média entre os critérios N ≥ 30 e N ≥ 20 anos para a maioria dos estados, indicando que séries com 20 anos ou mais são suficientes para aplicação do método sem comprometimento relevante da precisão. A distribuição espacial identificou três macrorregiões de PMP elevada: o litoral nordestino, o Oeste paranaense e catarinense, e o extremo Norte amazônico, enquanto as menores estimativas concentraram-se no Cerrado do Planalto Central. Conclui-se que a aplicação direta do fator K_m = 15 de Hershfield superestima sistematicamente a PMP no Brasil, e que o Método Proposto, ao calibrar as curvas envoltórias com dados nacionais, fornece estimativas tecnicamente mais consistentes com as características pluviométricas regionais, mantendo o arcabouço estatístico reconhecido pela WMO (2009) e constituindo subsídio técnico relevante para o dimensionamento de barragens sujeitas à regulamentação vigente.

Palavras-chave: Precipitação Máxima Provável (PMP), fator de frequência, Eventos Extremos de Precipitação.

ABSTRACT

Extreme precipitation events represent a challenge for hydraulic infrastructure planning in Brazil, particularly for dam design, where regulatory agencies require the adoption of Probable Maximum Precipitation (PMP) as a safety criterion. The central problem of this research lies in the direct application of the Hershfield (1965) statistical method to Brazilian territory, a method originally calibrated with data from predominantly North American stations in temperate and cold climates, which may result in systematic overestimation of PMP under tropical and subtropical conditions. The general objective was to estimate PMP for the national territory through the statistical method, proposing frequency factor (K_m) envelope curves calibrated with Brazilian data, adapting the methodology of Sarkar and Maity (2020). Historical series of annual maximum daily precipitation from 8,230 rain gauge stations of the National Water and Basic Sanitation Agency (ANA) were used, stratified into three subsets: N ≥ 30 years, N ≥ 20 years and N ≥ 10 years. PMP was calculated using the equation $X_{PMP} = \bar{X}_n + K_m \cdot S_n$ and the results were compared with the classical Hershfield method. The Proposed Method yielded national average PMP values of 357.0 mm, 358.1 mm and 371.5 mm for the N ≥ 30, N ≥ 20 and N ≥ 10 year subsets, respectively, while the Hershfield method produced average overestimations of 39.8%, 39.7% and 37.5%. The sensitivity analysis showed variations below 2% in average PMP between the N ≥ 30 and N ≥ 20 year criteria for most states, indicating that series with 20 years or more are sufficient for method application without significant loss of accuracy. The spatial distribution identified three regions of elevated PMP: the northeastern coast, the western Paraná and Santa Catarina, and the extreme northern Amazon, while the lowest estimates were concentrated in the Central Plateau Cerrado. It is concluded that the direct application of Hershfield's $K_m = 15$ systematically overestimates PMP in Brazil, and that the Proposed Method, by calibrating envelope curves with national data, provides technically more consistent estimates with regional pluviometric characteristics, maintaining the statistical framework recognized by WMO (2009) and constituting a relevant technical reference for the design of dams subject to current regulations.

Keywords: Probable Maximum Precipitation (PMP), Frequency Factor, Extreme Precipitation Events.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Fluxograma simplificado do Método Hidrometeorológico 26
Figura 2 - Variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura do ar na superfície da água. 29
Figura 3 - Fluxograma simplificado do Método Estatístico. 34
Figura 4 – K_m em função da média de precipitações máximas anuais. 36
Figura 5 – Ajuste da média (a) e do desvio padrão (b) em razão do máximo valor observado. 37
Figura 6 – Fator de ajuste para a média e desvio padrão em função do tamanho da série. 38
Figura 7 – Curva de envoltória superior para o Fator de Frequência de acordo com Hershfield (1965) e o método proposto por Sarkar e Maity (2020). 39
Figura 8 – Fator de frequência Km em função da duração da chuva e da média das precipitações máximas anuais em 24 horas. 41
Figura 9 - Área de estudo da pesquisa 42
Figura 10 - Classificação climática do Brasil, segundo os critérios de Köppen (1936). 43
Figura 11 – Precipitação total anual no Brasil. 45
Figura 12 – Fluxograma do procedimento de pesquisa. 46
Figura 13 - Mapa de espacialização das estações pluviométricas. 48
Figura 14 - Diagrama de dispersão entre a PMDA ($\overline{X}_n$) e o K sobre a Índia (1901–2000). A linha vermelha representa a curva composta proposta por Sarkar e Maity (2020), com segmento horizontal $K = K_m$ para $\overline{X}_n \leq \overline{X}^t_n$ e segmento exponencial decrescente para $\overline{X}_n > \overline{X}^t_n$. 53
Figura 15 - Diagrama de dispersão entre o fator K_{Herf} observado e a precipitação média anual $\overline{X}_n$ para o conjunto de estações das três séries analisadas. 60
Figura 16 - Histogramas de frequência da PMP estimada pelo Método Proposto (esquerda) e da superestimação relativa d(%) do Método de Hershfield em relação ao Método Proposto (direita), para as séries N ≥ 30 anos, N ≥ 20 anos e N ≥ 10 anos. A linha tracejada indica a média e a linha pontilhada indica a mediana de cada distribuição. 66

Figura 17 - Diagrama de dispersão entre a PMP estimada pelo Método Proposto (abscissa) e pelo Método de Hershfield (ordenada) para as séries N ≥ 30 anos (vermelho), N ≥ 20 anos (azul) e N ≥ 10 anos (verde). A linha sólida preta representa a bissetriz 1:1 e a linha tracejada vermelha a regressão linear entre os métodos. 67
Figura 18 - Distribuição espacial da PMP estimada pelo Método de Hershfield (esquerda) e pelo Método Proposto (direita) para a série N ≥ 10 anos. . 71
Figura 19 - Distribuição espacial da PMP estimada pelo Método de Hershfield (esquerda) e pelo Método Proposto (direita) para a série N ≥ 20 anos. . 72
Figura 20 - Distribuição espacial da PMP estimada pelo Método de Hershfield (esquerda) e pelo Método Proposto (direita) para a série N ≥ 30 anos. . 74
Figura 21 - Distribuição espacial do desvio padrão (S_n) das séries de precipitação máxima diária anual para os subconjuntos N ≥ 10 anos (esquerda), N ≥ 20 anos (centro) e N ≥ 30 anos (direita). 75
Figura 22 – *Boxplots* da PMP por estado por série temporal (N ≥ 30 anos, N ≥ 20 anos e N ≥ 10 anos) estimada pelo Método Proposto. A linha vermelha indica a mediana; as caixas delimitam o intervalo interquartil (Q25–Q75). 78
Figura 23 – *Boxplots* da superestimação d(%) por estado e série temporal (N ≥ 30 anos, N ≥ 20 anos e N ≥ 10 anos) estimada pelo Método de Hershfield em relação ao Método Proposto. 79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Parâmetros globais e equações das curvas de envoltória por subconjunto temporal 59
Tabela 2 - Estatísticas descritivas das estimativas de PMP pelo Método Proposto e pelo Método de Hershfield, por série temporal 64
Tabela 3 - Comparação do fator de frequência Km máximo observado com estudos nacionais e internacionais. 68
Tabela 4 – Resumo estatístico da PMP por estado – N ≥ 30 anos (ordenado por PMP média decrescente) 75
Tabela 5 – Comparação da PMP média por estado entre as três séries temporais e variação percentual relativa..... 80

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
ANM	Agência Nacional de Mineração
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
CETESB	Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
d (%)	Superestimação Relativa do Método de Hershfield em Relação ao Método Proposto
D.P.	Desvio Padrão
EPAGRI	Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina
GEV	Distribuição Generalizada de Valores Extremos
IAG	Inteligência Artificial
IDW	Ponderação do Inverso da Distância
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IQR	*Interquartile Range* (Intervalo Interquartil)
K_m	Fator de Frequência
PMDA	Precipitação Máxima Diária Anual
PMP	Precipitação Máxima Provável
SNIRH	Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos
UNESC	Universidade do Extremo Sul Catarinense
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WMO	*World Meteorological Organization* (Organização Meteorológica Mundial)
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 16
1.1 OBJETIVO 20
1.1.1 Objetivo geral 20
1.1.2 Objetivos específicos 20
2 REFERENCIAL TEÓRICO 21
2.1 PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL 21
2.1.1 Métodos hidrometeorológicos 25
2.1.2 Métodos estatísticos 33
3 MATERIAIS E MÉTODOS 42
3.1 ÁREA DE ESTUDO 42
3.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS 45
3.2.1 Elaboração da base de dados 47
3.2.2 Análise de consistência de dados de precipitação 49
3.2.3 Método estatístico de Hershfield 50
3.2.4 Método empírico com curva envoltória logarítmica 52
3.2.4.1 Estratificação em classes 55
3.2.4.2 Calibração dos coeficientes logarítmicos 56
3.2.4.3 Análise de sensibilidade por comprimento da série 57
4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS 58
4.1 PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS SÉRIES PLUVIOMÉTRICAS 58
4.2 CURVAS DE ENVOLTÓRIA DO FATOR DE FREQUÊNCIA K 60
4.2.1 Diagrama de dispersão e estrutura da curva composta 60
4.2.2 Séries N ≥ 30 e N ≥ 20 anos: curva logarítmica composta 61
4.2.3 Séries N ≥ 10 anos: curva exponencial composta 62
4.3 ESTATÍSTICA GLOBAL DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL 63
4.3.1 Distribuição geral das estimativas 63
4.4 COMPARAÇÃO DO FATOR DE FREQUÊNCIA (KM) COM A LITERATURA NACIONAL E INTERNACIONAL 67
4.5 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL 69
4.5.1 Série N ≥ 10 anos 70
4.5.2 Série N ≥ 20 anos 71
4.5.3 Série N ≥ 30 anos 73

4.5.4 Desvio Padrão Espacial 74
4.6 RESUMO ESTATÍSTICO POR ESTADO 75
4.7 ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE AS TRÊS SÉRIES TEMPORAIS 80
4.7.1 Superestimação espacial e limitações da interpolação 82
5 CONCLUSÃO 84
REFERÊNCIAS 87

1 INTRODUÇÃO

Diversos estudos têm apontado que a intensificação das mudanças climáticas, combinada à variabilidade natural do clima, tem contribuído para o aumento da frequência e severidade de eventos extremos de precipitação, como enchentes, inundações e alagamentos, especialmente em regiões vulneráveis (Butler *et al*., 2019; IPCC, 2023). Esses eventos além dos impactos devastadores, causam perdas humanas e prejuízos econômicos significativos (Kunkel *et al.,* 2013).

Devido à alta magnitude das vazões resultantes destes eventos extremos, é fundamental projetar estruturas capazes de suportar as máximas vazões previstas. Em estruturas de menor porte, como bueiros em rodovias, o projeto para acomodar vazões excepcionalmente altas pode não ser economicamente justificável, especialmente quando os danos por transbordamentos são pouco significativos (Koutsoyiannis e Papalexiou, 2017).

Entretanto, em estruturas de grande porte como barragens, projetadas para o armazenamento de água, rejeitos de mineração e geração de energia, exigem um dimensionamento robusto para garantir sua segurança e funcionalidade. Kelman e Damázio (1985), apontam que no Brasil, os prejuízos relacionados ao rompimento de grandes barragens são considerados tão grandes que se justifica dimensionar seus vertedouros buscando a “segurança máxima” da obra.

Com o objetivo de assegurar a segurança de barragens, órgãos reguladores brasileiros estabeleceram critérios específicos para o dimensionamento de vertedores com base em eventos extremos de precipitação. Feliciano (2025) destaca que a Agência Nacional de Águas (ANA) determinou que barragens com altura superior a 50 metros ou com volume armazenado acima de 50 hm^3, devem ser projetados considerando a Cheia Máxima Provável (CMP), estimada a partir da Precipitação Máxima Provável (PMP).

No setor de mineração, a Agência Nacional de Mineração (ANM) estabeleceu por meio das Resoluções n° 95/2022 e 220/2025 que barragens classificadas com alto Dano Potencial Associado devem adotar o critério mais conservador entre um tempo de retorno de 10.000 anos ou a PMP, evidenciando a adoção de parâmetros extremos para assegurar a máxima segurança estrutural.

Nesse contexto, a Precipitação Máxima Provável (PMP) apresenta-se como uma ferramenta essencial para o planejamento e a gestão de recursos

hídricos. Ela é fundamental para o dimensionamento de estruturas hidráulicas, sistemas de drenagem e obras de contenção, visando mitigar os impactos de eventos extremos, que se tornam cada vez mais frequentes e intensos devido às mudanças climáticas (Kunkel *et al*., 2013).

Segundo a Organização Meteorológica Mundial (WMO), a PMP é definida como a maior quantidade de chuva meteorologicamente possível de ocorrer sobre uma determinada bacia hidrográfica, em uma duração específica e época do ano, desconsiderando tendências climáticas de longo prazo (WMO, 2009). Essa definição evidencia a relevância da PMP no dimensionamento de obras hidráulicas, pois estabelece o pior cenário potencial de precipitação para fins de segurança hidrológica.

A determinação da PMP pode ser realizada por meio de duas abordagens principais: a hidrometeorológica e a estatística. Os métodos hidrometeorológicos buscam reproduzir cenários atmosféricos severos observados, maximização da umidade disponível e condições de tempestade, visando estimar a chuva máxima fisicamente possível para determinada região (TUCCI, 2009). Já os métodos estatísticos utilizam séries históricas de precipitação para extrapolar valores extremos por meio do fator de frequência, como no método de Hershfield, recomendado pela Organização Meteorológica Mundial para bacias com disponibilidade de registros pluviométricos (WMO, 2009; Silva Neto *et al*., 2020).

Esses métodos, embora fundamentais, estão sendo reavaliados no contexto das mudanças climáticas, com propostas para modernizar as abordagens para melhor contabilizar as condições climáticas não estacionárias e melhorar a base física e estatística das estimativas (Smith *et al*., 2023; Sarkar & Maity, 2020).

Sarkar e Maity (2020) indica uma tendência geral de aumento na PMP devido às mudanças climáticas, que se alinha com as descobertas de vários estudos globais e regionais. Essa tendência é essencial para entender como as mudanças climáticas estão afetando os padrões de precipitação ao longo do tempo, particularmente em diferentes regiões do mundo.

Liu, Xu e Zhang (2023) destacam um fato amplamente citado na literatura climática: para cada aumento de 1° C na temperatura, o ar pode reter mais 7% de vapor de água. Essa relação sugere que, à medida que as temperaturas globais aumentam devido às mudanças climáticas, a capacidade da atmosfera de reter vapor de água também aumenta, o que pode amplificar ainda mais o aquecimento.

Esse aumento pode evidenciar os eventos de precipitação, levando a chuvas mais intensas e tempestades potencialmente mais frequentes.

Contudo, o Brasil enfrenta desafios significativos nessa área devido à heterogeneidade dos regimes pluviométricos, à complexidade dos sistemas atmosféricos regionais (como a Zona de Convergência do Atlântico Sul, frentes frias e ciclones tropicais) e à irregularidade na disponibilidade e qualidade de dados pluviométricos em diferentes regiões (Burger, 2014). Esses fatores destacam a necessidade e a relevância deste trabalho, que busca propor uma metodologia adaptada às especificidades climáticas e geográficas do país, contribuindo para o avanço científico e para práticas mais seguras e sustentáveis na engenharia e na gestão ambiental.

O problema central desta pesquisa reside na limitação dos métodos tradicionais de estimativa da PMP, desenvolvidos principalmente para contextos climáticos temperados, às condições brasileiras. Essa limitação pode resultar em superestimativas ou subestimativas, comprometendo a segurança de projetos hidráulicos e o planejamento territorial. Assim, surge a questão: como desenvolver uma metodologia integrada para estimar a PMP que seja adequada às diferentes características climáticas do Brasil, considerando a regionalização do fator de frequência (K_m), a influência de sistemas atmosféricos específicos e a validação em regiões com limitação de dados? Este trabalho busca abordar essas questões, propondo soluções que considerem as particularidades do território nacional e contribuam para superar os desafios metodológicos existentes.

Com esse trabalho, pretende-se avançar no conhecimento científico na área de ciências ambientais e também oferecer ferramentas práticas que auxiliem na gestão de recursos hídricos, no planejamento territorial e na mitigação de desastres naturais no Brasil, garantindo maior precisão, segurança e sustentabilidade.

Esta dissertação foi organizada em cinco capítulos. No Capítulo 1, apresentou-se a introdução, contextualizando o tema, a problemática e os objetivos da pesquisa. O Capítulo 2 abordou a revisão bibliográfica, discutindo os conceitos de PMP, os métodos de estimativa e os estudos anteriores relevantes. No Capítulo 3, foram detalhados os métodos e procedimentos utilizados para a coleta e análise dos dados. O Capítulo 4 apresentou os resultados e discussões, com a estimativa da PMP para diferentes regiões do Brasil. Por fim, o Capítulo 5 trouxe as considerações

finais, destacando as contribuições do estudo e sugerindo direções para pesquisas futuras.

1.1 OBJETIVO

1.1.1 Objetivo geral

Estimar a Precipitação Máxima Provável (PMP) no território brasileiro, para contribuir no planejamento de obras hidráulicas e na gestão de riscos associadas a eventos extremos.

1.1.2 Objetivos específicos

a) Estimar a PMP aplicando-se o método de Hershfield para o conjunto das estações pluviométricas da Rede Hidrometeorológica Nacional;
b) Realizar a regionalização do fator de frequência (K_m) por meio de curvas envoltórias, ajustando-o às características climáticas locais;
c) Espacializar a PMP estimada para o território brasileiro, destacando-se as áreas de maior e menor risco associado a eventos extremos de precipitação;

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL

Martins (2024) destaca que há um interesse científico e técnico e em estimar limites atmosféricos de precipitação, em diversas regiões do Brasil e do mundo, com a principal finalidade de garantir segurança para as estruturas de reservação. Noções da magnitude máxima das chuvas extremas são bem-vindas na esfera pública e privada, pois permitem que a autoridade pública e o empreendedor, possam se precaver e proteger a população frente à eventos extremos de precipitação, que atualmente estão se tornando mais recorrentes no país.

Neste contexto, é importante definir a Precipitação Máxima Provável (PMP), como sendo a maior altura de chuva meteorologicamente possível de ocorrer sobre uma determinada bacia hidrográfica, correspondente a uma dada duração e época do ano, sem levar em conta as tendências climáticas de longo prazo. Estatisticamente, a PMP representa uma chuva em que a probabilidade de ocorrência de excedência deste evento é nula, ou quase nula (WMO, 2009).

Para o cálculo da PMP é necessário séries históricas extensas de variáveis climáticas e pluviométricas (Martins, 2024). A própria WMO (2009) recomenda o uso de 50 anos ou mais, para variáveis climáticas, e 30 anos ou mais, para dados pluviométricos. Contudo, tais recomendações enfrentam obstáculos práticos no contexto brasileiro, uma vez que a rede de estações meteorológicas apresenta distribuição insuficiente em diversas áreas do território nacional, além de muitas estações terem sido instaladas apenas em períodos relativamente recentes. Esta realidade compromete a disponibilidade de registros históricos extensos necessários para análises robustas da PMP (Martins, 2024).

A confiabilidade e representatividade dos valores de PMP dependem diretamente da qualidade e abrangência dos dados utilizados em seu cálculo, conforme destacado por Dooge (1986). Paralelamente, Berod *et al.,* (1992) salientam que as escolhas metodológicas e os critérios técnicos adotados durante o processo de análise exercem influência determinante sobre os resultados obtidos.

Para estimar a PMP, a Organização Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization*) (WMO, 2009) enumera diversas abordagens metodológicas possíveis, destacando-se:

a) Método local: fundamentado na maximização de eventos pluviométricos registrados na própria área de estudo;
b) Método de transposição: baseado na transferência de características de tempestades significativas de regiões meteorologicamente semelhantes;
c) Método de combinação: integra a maximização temporal e espacial de eventos extremos, combinando diferentes tempestades;
d) Método inferencial: utiliza modelos teóricos e processos dedutivos;
e) Método generalizado: aplica procedimentos de generalização regional;
f) Método estatístico: emprega análises probabilísticas e estatísticas sobre séries históricas.

De uma maneira geral, o Método Local restringe-se à análise de dados de uma única estação pluviométrica. Em contrapartida, o Método de Transposição pressupõe a relocação hipotética de eventos extremos de precipitação entre regiões distintas, adaptando parâmetros meteorológicos ao novo contexto. Já o Método de Combinação integra os efeitos cumulativos de múltiplas tempestades em uma mesma área, valendo-se de princípios sinóticos para avaliar interações atmosféricas (Martins, 2024).

O Método Inferencial, por sua vez, demanda a construção de modelos tridimensionais da atmosfera, associados a equações que descrevem a dinâmica das tempestades. Recomendado para bacias extensas (centenas de milhares de km²), exige domínio detalhado dos processos climáticos regionais, como padrões de vento e umidade. Quanto ao Método Generalizado (ou Hidrometeorológico), busca otimizar a umidade contida nos registros históricos de chuva intensa para uma duração específica, delimitando zonas homogêneas para cálculo da PMP (Martins, 2024).

No âmbito estatístico, destaca-se a metodologia clássica proposta por Hershfield (1961a, 1961b e 1965), que utiliza distribuições de frequência ajustadas por fatores empíricos (K_m). A WMO (2009) ressalta que esse método, embora originalmente calibrado para cerca de 2.700 estações norte-americanas, é aplicável globalmente mediante adaptações.

Por fim, Martins (2024) aponta que os métodos hidrometeorológicos dividem-se em duas vertentes: maximização de tempestades reais (com ajustes de

umidade, temperatura e pressão de vapor) e simulação de cenários extremos via modelos atmosféricos. Variáveis como orografia e influências tropicais são incorporadas como fatores multiplicadores de precipitação. Já as abordagens estatísticas, fundamentadas na equação de Chow (1951), priorizam a extrapolação probabilística de eventos raros, embora dependam criticamente da qualidade e representatividade dos dados históricos.

Feliciano (2025), ao abordar sobre a qualidade dos dados históricos, ressalta que os métodos descritos para a estimativa de chuvas dependem de séries históricas de precipitação. Entretanto, a ausência destas séries temporais longas e confiáveis constitui um desafio significativo em muitas regiões, incluindo o Brasil. A falta de dados adequados compromete a precisão das estimativas de vazões extremas e aumenta a incerteza no dimensionamento de infraestruturas hidráulicas.

Para superar essa limitação, uma estratégia amplamente discutida na literatura é a geração de séries sintéticas prolongadas. Essa abordagem simula as características estatísticas dos dados observados, permitindo estimativas mais robustas e representativas dos fenômenos hidrológicos (Costa, 2015).

Como alternativa viável para regiões com coleta limitada de dados de longo prazo, essa técnica se destaca como uma ferramenta essencial na análise de riscos hidrológicos e no planejamento de infraestruturas (Feliciano, 2025).

No que se refere à estimativa da PMP, o relatório da *National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine* (2024) destaca as limitações dos métodos atualmente empregados. Entre as principais restrições estão a suposição de que a precipitação possui um limite superior, uma premissa sem comprovação científica sólida, e a ausência de procedimentos adequados para incorporar os efeitos das mudanças climáticas nos extremos de precipitação. Diante dessas limitações, o relatório propõe uma nova definição para a PMP, baseada na altura de precipitação associada a uma probabilidade de excedência extremamente baixa, em vez de assumir um limite superior fixo. Além disso, a nova abordagem sugere a consideração de períodos climáticos específicos, permitindo que as estimativas de PMP sejam ajustadas de forma dinâmica, em função das mudanças no clima. Nesse contexto, uma possibilidade para incorporar o caráter probabilístico à estimativa da PMP é o uso de séries sintéticas combinadas com a seleção de valores com base em percentis associados a baixas probabilidades de excedência.

Como reporta a *National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine* (2024), a estimativa de PMP enfrenta incertezas significativas devido à falta de uma estrutura estatística robusta. Os métodos atuais não permitem a caracterização estatística padrão da incerteza da amostragem, pois os dados subjacentes do catálogo de tempestades não são amostras estatísticas convencionais. Isso torna difícil avaliar quantitativamente as estimativas de PMP, que são cruciais para o projeto de infraestrutura.

Outra fonte importante de incerteza surge da subjetividade inerente aos principais componentes do PMP. Processos como transposição de tempestades, maximização da umidade e ajuste orográfico dependem muito do julgamento de especialistas e não de fundamentos científicos objetivos. Isso introduz variabilidade, dificulta a reprodução independente e limita a credibilidade e a consistência das estimativas de PMP (*National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine*, 2024)

A *National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine* (2024) reitera ainda que as práticas existentes de PMP falham em contabilizar adequadamente as mudanças climáticas, adicionando uma camada crítica de incerteza. A suposição de um clima estacionário ignora os aumentos observados e projetados na precipitação extrema devido ao aquecimento global. Essa omissão significa que as estimativas atuais de PMP podem não refletir com precisão eventos futuros de chuvas extremas, prejudicando sua confiabilidade de longo prazo para projetos de infraestrutura crítica.

Diante deste panorama, detalha-se no item 2.1.1 a fundamentação teórico-matemática do Método Hidrometeorológico, destacando os avanços metodológicos propostos por instituições de referência, como a Organização Meteorológica Mundial (OMM). Já no item 2.1.2 discute-se as variações metodológicas do Método Estatístico, enfatizando sua adaptabilidade em estudos internacionais e as críticas relacionadas à dependência de séries históricas robustas, conforme abordado por Hershfield (1965).

2.1.1 Métodos hidrometeorológicos

O método hidrometeorológico destaca-se por integrar princípios físicos e meteorológicos, sendo amplamente recomendado para projetos de infraestrutura crítica, como barragens e sistemas de drenagem urbana (WMO, 2009). Este método fundamenta-se na maximização de tempestades históricas, ajustando variáveis atmosféricas críticas para simular cenários extremos não registrados, porém possíveis (Burger, 2014; Martins, 2024).

Sugai (1989) considera que os métodos hidrometeorológicos consistem basicamente na maximização da umidade presente na atmosfera. A água na atmosfera pode ser invisível, na forma de vapor, ou visível, na forma de neblina ou de nuvens, dependendo da altitude. Quando a água presente na atmosfera supera um limite denominado umidade de saturação, então ocorre a precipitação. O valor deste limite é variável conforme a temperatura.

A maior quantidade de chuva possível de ocorrer sobre uma localidade relaciona-se diretamente com a quantidade de vapor de água presente em partes da atmosfera que contribuem para a precipitação em questão (Burger, 2014).

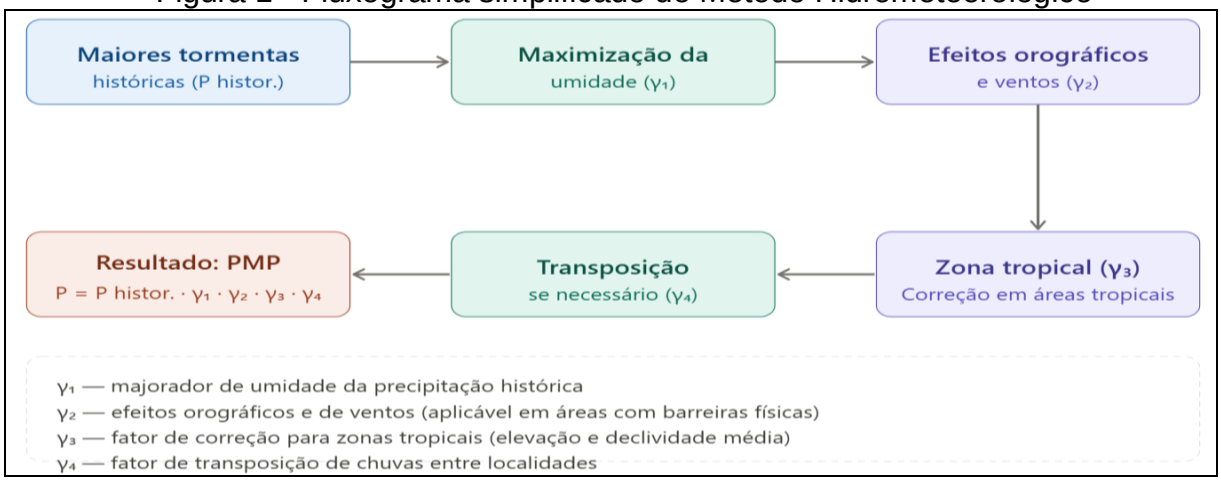
A quantidade de vapor de água sobre uma dada região pode tanto crescer quanto decrescer temporariamente. Quando ocorre a evaporação das superfícies líquidas e das camadas superficiais do solo, a transpiração da vegetação e a entrada de uma massa de ar com maior umidade, a quantidade de vapor de água cresce. Por outro lado, através da precipitação ou pelo deslocamento de uma massa de ar substituindo o ar úmido por outro mais seco, a quantidade de vapor de água decresce (Sugai, 1989).

Os métodos hidrometeorológicos procuram estimar a PMP através da maximização do teor de umidade presente na atmosfera considerando condições meteorológicas críticas que podem ocorrer na região em estudo.

Tucci (2009) enfatiza que a aplicação deste método é susceptível à disponibilidade dos dados pluviométricos de um número significativo de tormentas severas observadas na bacia hidrográfica em estudo e, cuja base de cálculo consiste em: a) seleção das maiores chuvas intensas observadas na região; b) obtenção da umidade representativa e máxima provável de cada evento selecionado e c) cálculo dos fatores de maximização da umidade e estimativa das chuvas maximizadas.

Martins (2024) apresenta um fluxograma simplificado do método hidrometeorológico (Figura 1) ilustrando as etapas fundamentais e a relação entre os componentes do processo. O diagrama demonstra como as maiores tormentas históricas ($P_{histor.}$) são integradas aos fatores de maximização da umidade (γ_1), seguidos pelos efeitos orográficos e de ventos (γ_2), influência da zona tropical (γ_3) e, quando aplicável, pela transposição espacial (γ_4).

Figura 1 - Fluxograma simplificado do Método Hidrometeorológico



Fonte: adaptado de Martins (2024).

De acordo com Martins (2024), o método hidrometeorológico para determinação da Precipitação Máxima Provável baseia-se na Equação (1):

$$P_{PMP} = P_{histor.} \cdot \gamma_1 \cdot \gamma_2 \cdot \gamma_3 \cdot \gamma_4 \quad (1)$$

Onde P_{PMP} representa a precipitação maximizada, P_{histor} corresponde à precipitação histórica a ser ajustada e γ são os fatores majoradores, que consideram as interferências relativas à topografia, zonas tropicais, bem como o ajuste da umidade pelas transposições das precipitações.

Conforme explicado por Martins (2024), define-se γ_1 como o majorador de umidade da precipitação histórica; o fator γ_2 representa os efeitos orográficos/ventos, que deve ser utilizado em áreas envolvidas por barreiras físicas, como cadeias de montanhas, que influenciam nas alturas de chuvas regionais; γ_3 simboliza áreas inseridas em zonas tropicais, sendo necessárias correções, envolvendo a elevação média e declividade média da área de interesse; já γ_4 dispõe

acerca de correções de chuvas transportadas de uma localidade para àquela de interesse.

O fator de umidade γ_1 corresponde à majoração da precipitação histórica com base na hipótese de aumento do influxo de umidade da tempestade, conforme a Equação (2):

$$\gamma_1 = \frac{W_{max}}{W_{storm}} \tag{2}$$

Onde:

W_{max}: máxima água precipitável representativa já registrada na localidade;

W_{storm}: água precipitável estimada representativa para a chuva histórica $P_{histor.}$

Raudkivi (1979) propõe que, para uma coluna atmosférica unitária definida entre as elevações Z_0 e Zt, a quantidade total de água precipitável (W) pode ser quantificada pela integração da densidade do vapor d'água ao longo da altura, desconsiderando-se os efeitos de convergência de massas, conforme expressão Equação (3):

$$W = \int_{Z_0}^{Z_t} \rho_v * dz \tag{3}$$

Onde:

ρ_v: massa específica do vapor;

dz: infinitesimal da altitude;

Z_0: cota da base da coluna d'água;

Zt: cota do topo da coluna d'água.

Tomando-se a equação de estabilidade hidrostática do ar atmosférico, Equação (4):

$$dp = -\rho * g * dz \tag{4}$$

Onde:

dp: infinitesimal de pressão atmosférica;

ρ: massa específica do ar;

g: aceleração da gravidade;

dz: infinitesimal da altitude.

E substituindo a Equação (3) na Equação (4), obtém-se a Equação (5):

$$W = \left(\frac{1}{g}\right) \int_{p_t}^{p_0} q * dp \tag{5}$$

Onde:

p_t: pressão na tropopausa;

p_0: pressão na superfície;

q: umidade específica.

Mais adiante, Martins (2024) explica que, dado que a umidade específica e a razão de mistura (r) podem ser consideradas iguais, a Equação (5) é modificada da seguinte maneira, obtendo-se a Equação (6):

$$r = 0{,}622 * \frac{e}{p-e} \tag{6}$$

Onde:

e: pressão parcial do vapor, que consiste na pressão exercida pelo vapor de água abrangido num determinado volume de ar úmido;

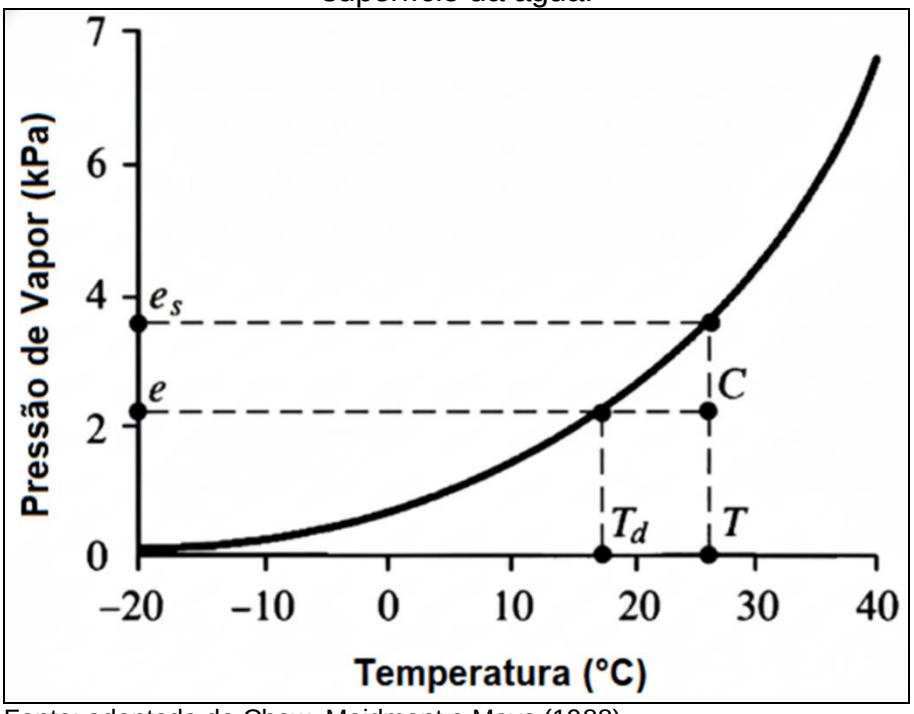
p: pressão atmosférica em um dado ponto.

O autor destaca que se admite que, durante a chuva na atmosfera, a mesma se encontra toda saturada ($r = r^*$, sendo o último a razão de mistura saturada). Essa condição não é de toda verdadeira, pois a superfície de contato entre a camada de ar e a base da nuvem não está totalmente saturada, mas bem próxima disso. A temperatura que condiciona a condição de saturação é chamada

de "ponto de orvalho". Nesse estado, a pressão parcial do vapor é igual à pressão de saturação.

A relação da pressão de vapor de água com a temperatura do ar é ilustrada na Figura 2, onde o ponto "C" tem pressão de vapor "e_s" e temperatura "T", sendo que a pressão de vapor saturada é "e_s". A umidade relativa do ar "U" é representada pelo quociente e/e_s. A temperatura em que o ar está saturado pela pressão de vapor "e" é a temperatura do ponto de orvalho "$T_{dew\ point}$", conforme apresentado por Martins (2024).

Figura 2 - Variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura do ar na superfície da água.



Fonte: adaptado de Chow, Maidment e Mays (1988).

O comportamento da água na atmosfera, evidenciado pela relação entre pressão de vapor e temperatura mostrada na Figura 2, influencia diretamente os processos de precipitação. Neste sentido, Sugai e Fill (1991), destacam que, quando se estuda, teoricamente, processos meteorológicos, considera-se, em geral, que o processo de ascensão na atmosfera de uma massa de ar, com mudança de temperatura e pressão, é adiabático (não há trocas de calor). Na condição de atmosfera totalmente saturada, uma ínfima parcela da massa de água precipitada é perdida, no entanto, essa perda é desconsiderada, pois a razão de mistura é sempre muito menor que a unidade, denominado assim o processo como pseudo-adiabático.

Para a obtenção das pressões de vapor saturado da água, Martins (2024) menciona que tabelas psicrométricas, como a descrita por Roche (1963), fornecem valores de referência. Todavia, é comum utilizar a equação de Tetens, de acordo com as Equações (7) ou (8) apresentada por Raudkivi (1979, *apud* Chow, Maidments e Mays, 1988).

Assim, Martins (2024), pondera que a estimativa da pressão de vapor de saturação da água (e_s) pode ser calculada através da Equação (7):

$$e_s\,(T)=0{,}61078 * 10^{\frac{(7{,}5*T)}{(237{,}3+T)}},\ \text{para } T>0$$
$$e_s\,(T)=0{,}61078 * 10^{\frac{(9{,}5*T)}{(265{,}5+T)}},\ \text{para } T<0 \qquad (7)$$

Onde:

es: pressão de vapor de saturação da água (kPa), que consiste na condição na qual foi alcançado o limiar superior de vapor de água abrangido num determinado volume de ar umedecido;

T: temperatura do ar (°C).

Alternativamente, Martins (2024) apresenta uma formulação equivalente, Equação (8):

$$e_s(T)=0{,}611\cdot\exp\left(\frac{17{,}27\cdot T}{237{,}3+T}\right),\ \text{para } T>0 \qquad (8)$$

Onde:

e_s: pressão de vapor de saturação da água (kPa);

T: temperatura do ar (°C).

Martins (2024) estabelece que o cálculo com maior precisão da pressão parcial de vapor instantânea (e) é obtido através da formulação termodinâmica expressa pela Equação (9):

$$e_s = e_s\,(T_h) - \tau^{*}(T_{ar} - T_h) \tag{9}$$

Onde:

e: pressão parcial de vapor (kPa);

T_h: temperatura do bulbo úmido (°C);

T_{ar}: temperatura do ar (°C);

τ: constante psicrométrica convencionada como 0,067 kPa·°C^{-1} e 0,081 kPa·°C^{-1} para psicrômetro aspirado/ventilado e não aspirados/não ventilados, respectivamente. A constante psicrométrica representa uma constante física que relaciona a variação de temperatura e umidade absoluta do ar em um processo adiabático de aquecimento e resfriamento do ar (Haines, 2016).

Na ausência de dados sobre a temperatura do bulbo úmido, Martins (2024) indica que pode-se aferir a pressão parcial de vapor a partir da Equação (10), que tende a superestimá-lo:

$$e = U \cdot e_s(T_{ar}) \tag{10}$$

Onde:

e: pressão parcial de vapor (kPa);

U: umidade relativa do ar.

Raudkivi (1979) demonstra que, fundamentado nos princípios da termodinâmica, ao combinar matematicamente as equações fundamentais: equação de estado do ar atmosférico (Equação 11), equação de estabilidade hidrostática do ar e a expressão da conservação de energia apresentada na Equação (12), deriva-se a relação que caracteriza o gradiente vertical de temperatura e pressão atmosférica em função da altitude, Equação (11).

$$p = \rho^{*}\, R_s{}^{*} T \tag{11}$$

Onde:

p: pressão atmosférica do ar em um dado ponto;

ρ: massa específica do ar;

Rd: constante do gás para o ar seco igual a 287 J/(kg*°K);

T: Temperatura do ar (°C).

$$\Delta Q = C_p * dT - \frac{dp}{\rho} \quad (12)$$

Onde:

ΔQ: variação do calor para o sistema;

C_p: calor específico do ar;

dT: infinitesimal de temperatura;

dp: infinitesimal de pressão atmosférica;

ρ: massa específica do ar.

Para uma atmosfera em condição de saturação total, considerando o processo de elevação pseudo-adiabático, a relação energética que descreve a transferência entre os níveis atmosféricos distintos "a" e "b" é apresentada pela Eletrobras (1987) na seguinte formulação matemática, Equação (13):

$$C_{ps} \cdot \ln\left(\frac{T_b}{T_a}\right) - R_s \cdot \ln\left(\frac{p_b}{p_a}\right) + \frac{L_b \cdot r(b)}{T_b} - \frac{L_a \cdot r(a)}{T_a} = 0 \quad (13)$$

Onde:

C_{ps}: calor específico do ar seco à pressão constante, igual a 1005 J/(kg°K);

R_s: constante do gás para o ar seco igual a 287 J/(kg°K);

T_a e T_b: Temperatura do ar na altitude "a" e "b" (°K);

p_a e p_b: pressão na altitude "a" e "b" (Pa);

r(a) e r(b): razão de mistura de saturação em "a" e "b";

L_a e L_b: calor latente de evaporação em "a" e "b" que pode ser calculada por Linsley, Kohler e Paulhus (1949, *apud* Sugai, 1991), Equação (14):

$$L = 3145780 - 2361 \cdot T \quad (14)$$

Onde:

L: calor latente de evaporação (J/kg);

T: temperatura do ar (K).

A pressão *p* em uma dada altitude "z" pode ser estimada por Raudkivi (1979), pela Equação (15):

$$p = 101{,}3 \cdot \left(1 - \frac{0{,}0065}{288} \cdot z\right)^{5{,}2568} \quad (15)$$

Onde:

p: pressão atmosférica em um dado ponto (kPa);

z: altitude (m).

Portanto, Martins (2024) explica que com os parâmetros definidos para o nível "a" (incluindo temperatura, pressão, razão de mistura e calor latente), e estabelecendo variações incrementais de pressão no nível "b" até alcançar p_t, torna-se viável calcular r(b), T_b e L_b mediante aplicação das Equações (6), (13) e (14). Esta metodologia permite discretizar a integral da Equação (5) em múltiplos segmentos menores para integração numérica, cuja soma fornece a quantificação total da água precipitável.

Por fim, em sua análise da PMP para a região sul brasileira, Sugai e Fill (1991) implementaram este procedimento partindo da pressão característica local (p_0 = 100 kPa) até atingir p_t = 10 kPa, utilizando decrementos constantes de 1 kPa.

2.1.2 Métodos estatísticos

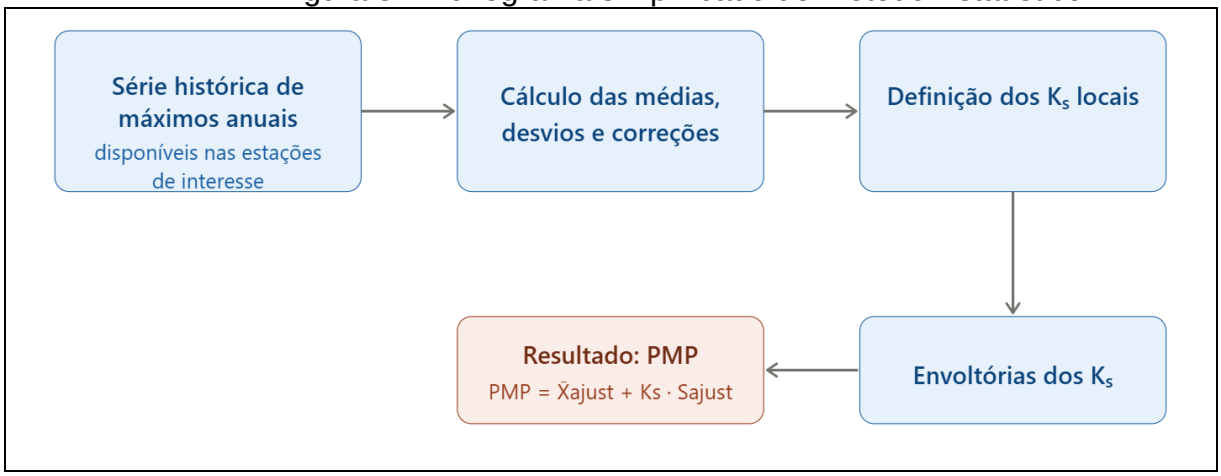
Os métodos estatísticos de estimativa são indicados em locais em que há disponibilidade de dados de precipitação, mostrando-se especialmente úteis para realizar estimativas rápidas ou em situações em que outros dados meteorológicos, como registros de temperatura do ponto de orvalho e velocidade do vento, estão indisponíveis (WMO, 2009).

Quando existe um histórico significativo de dados pluviométricos, esses métodos tornam-se ainda mais relevantes para determinação de valores extremos. O manual de estimativa da PMP (WMO, 2009) recomenda o método estatístico de

Hershfield (1965) para a estimativa da PMP em locais cujos dados diários de chuva estão disponíveis para um longo período, contendo, portanto, informações sobre chuvas extremas. WMO (2009) recomenda ainda este método para bacia de até 1.000 km² e durações de chuva de até 24 horas, mas sua utilização extrapola esse limiar em diversas aplicações (Chavan e Srinivas, 2016; Singh *et al*., 2018, Wangwongwiroj e Khemngoen, 2019).

Este método é baseado na equação de frequência apresentada por Chow (1961), em que o fator de frequência é o número de desvios padrão a serem adicionados à média da série anual de extremos para obter a PMP. Nessa abordagem, o fator de frequência é calculado graficamente a depender do valor da precipitação e duração do evento. Para elaboração desses gráficos, foram utilizadas como base registros de precipitação de cerca de 2.700 estações climatológicas localizadas, em grande maioria, nos Estados Unidos (Barbosa, 2023). Um fluxograma simplificado do método é apresentado na Figura 3.

Figura 3 - Fluxograma simplificado do Método Estatístico.



Fonte: adaptado de Martins (2024).

Neste sentido, Koutsoyiannis (1999) sustenta que uma vantagem do método estatístico é sua capacidade de se basear nos dados históricos do local de interesse, incorporando as características climáticas locais por meio dos parâmetros estatísticos e do fator de frequência (K_m).

Martins (2024), também aponta que o Método Estatístico foi inicialmente proposto por Hershfield em 1961 e posteriormente refinado em 1965. Este método representa uma adaptação da equação geral de frequência apresentada por Chow

(1951), que sugere a aplicação da distribuição de frequências para análise hidrológica através da Equação (16):

$$X_t = \bar{X}_n + K^* S_n \quad (16)$$

Onde:

X_t representa a chuva correspondente a um determinado tempo de recorrência T;

$\bar{X}_n$ é a média da série de *n* máximas anuais;

S_n é o desvio padrão da série de *n* máximas anuais;

K ou K_m é o fator de frequência (ou recorrência) hidrológica;

Assim, Hershfield (1961a, 1961b e 1965) adaptou esta equação com base na análise de 2645 estações pluviométricas dos Estados Unidos, considerando que, para a determinação da PMP, existe um valor superior limite que não será excedido, reinterpretando como apontado na Equação (17):

$$X_{PMP} = \bar{X}_n + K_m * S_n \quad (17)$$

X_{PMP} é a estimativa da Precipitação Máxima Provável para uma determinada região em um dado intervalo de tempo;

$\bar{X}_n$ é a média da série de n valores de chuvas máximas anuais;

S_n é o desvio padrão da série de n valores de chuvas máximas anuais;

K_m é o fator de frequência hidrológico.

Para calcular o K_m de cada estação, Hershfield (1965) estabeleceu a seguinte relação, Equação (18):

$$K = \frac{X_{máx} - \bar{X}_{n-1}}{S_{n-1}} \quad (18)$$

Onde:

K ou K_m = é o fator de frequência hidrológico;

$X_{máx}$ = maior valor de precipitação na dada série observada (outlier);

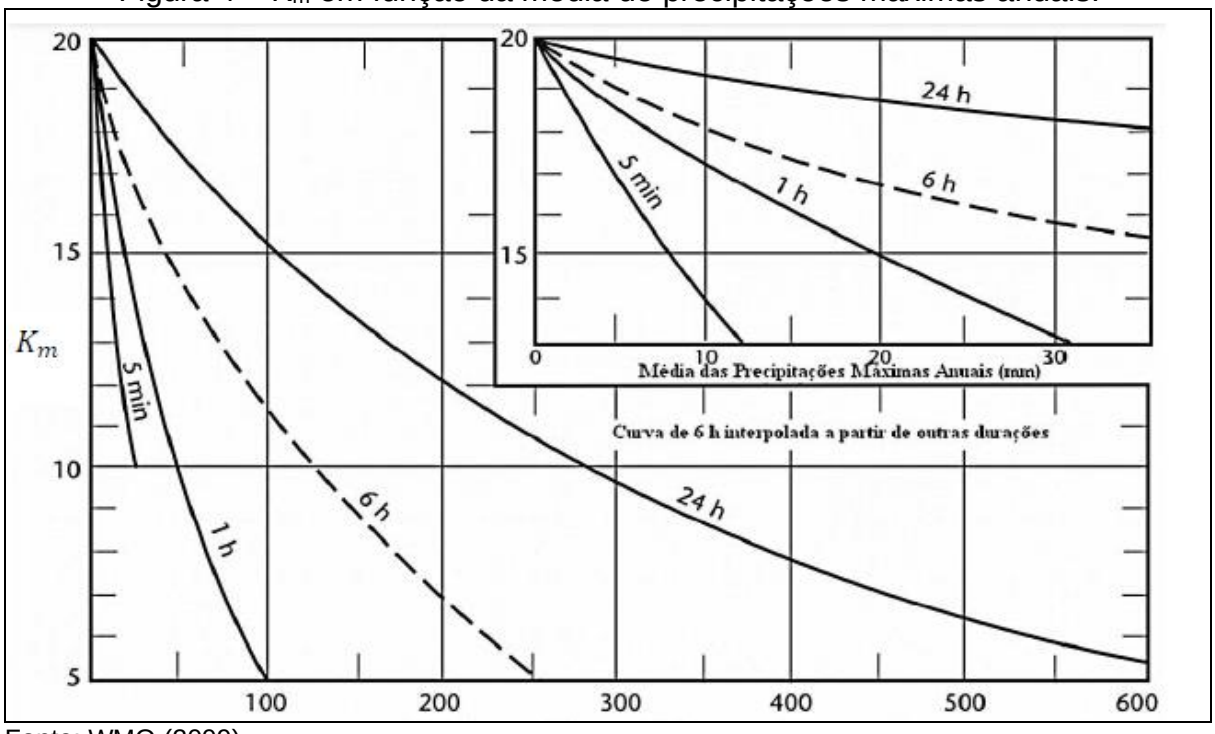
$\bar{X}_{n-1}$ = a média na série sem o maior evento;

S_{n-1} = o desvio padrão na série sem o maior evento.

Como destaca Soares (2021), inicialmente, em Hershfield (1961) propôs um valor fixo de K_m igual a 15 para qualquer estação, concluindo que o fator de frequência (K_m) não dependia da intensidade da chuva. Posteriormente, em 1965, refinou seu método ao observar que o K_m varia inversamente com a precipitação média máxima anual de uma dada estação. A partir desta constatação, desenvolveu uma envoltória (Figura 4), relacionando o fator K_m com a média das precipitações máximas anuais com durações de 5 min, 1 h, 6 h e 24 h.

Martins (2024) ressalta ainda que Hershfield baseou suas análises em 2.645 estações pluviométricas, sendo que 100% estavam localizadas no Hemisfério Norte e 90% nos Estados Unidos, predominantemente em zonas temperadas e frias. Isto implica em potenciais limitações na aplicação direta deste método em regiões de clima tropical, como é o caso de grande parte do Brasil.

Figura 4 – K_m em função da média de precipitações máximas anuais.

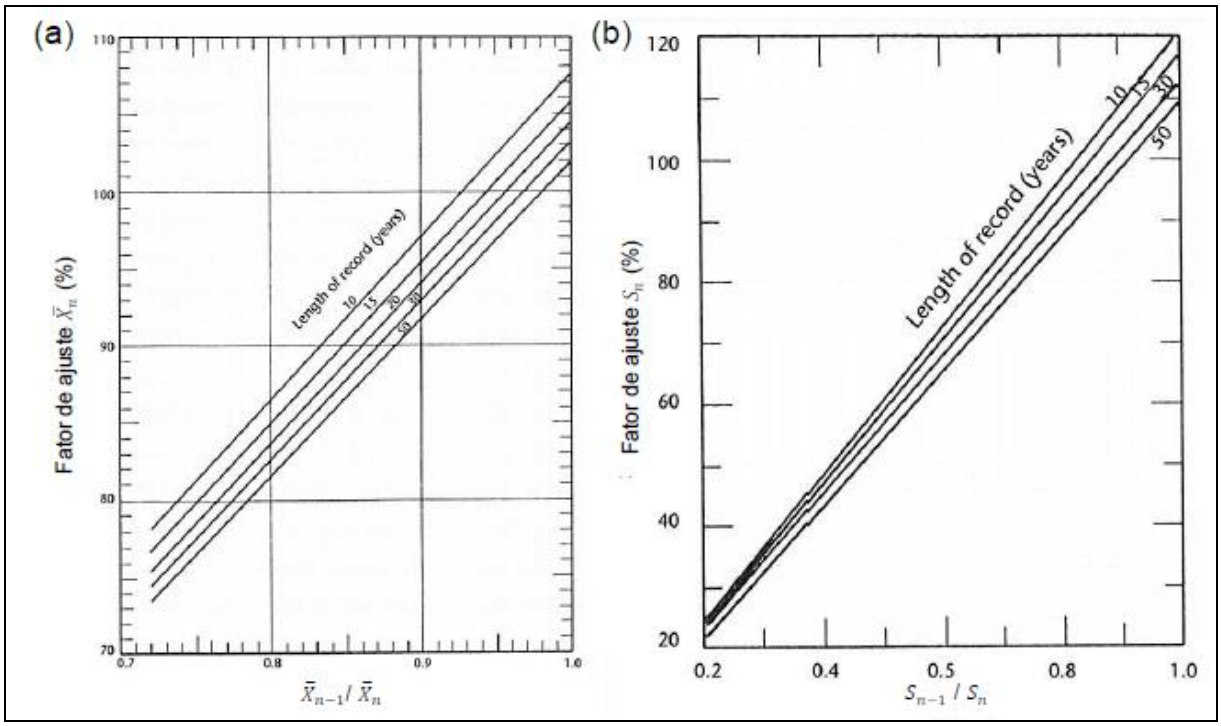


Fonte: WMO (2009).

Para corrigir a influência do evento *outlier* na estimativa da PMP, Hershfield (1965) apresentou dois gráficos com fatores de ajuste que relacionam a

média e o desvio padrão das séries sem o evento máximo observado (X_{n-1} e S_{n-1}) com a média e desvio padrão da série completa (X_n e S_n), incluindo o valor *outlier* (Figura 5).

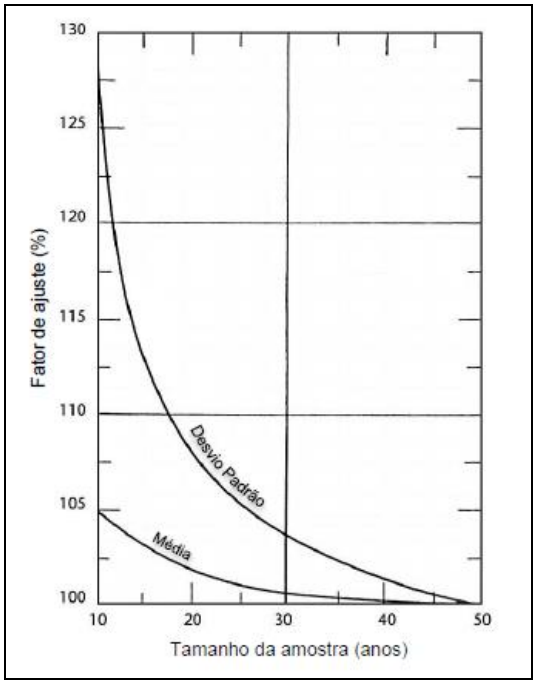
Figura 5 – Ajuste da média (a) e do desvio padrão (b) em razão do máximo valor observado.



Fonte: WMO (2009).

Hershfield (1965) propôs ainda um ajuste que relaciona o efeito do tamanho da amostra sobre os parâmetros estatísticos. Esse ajuste é justificado pela distribuição assimétrica positiva dos valores extemos de chuva, indicando que a ocorrência de um evento extremo grande é mais provável com o aumento da amostra do que um evento extremo pequeno (WMO, 2009). Na Figura 6 pode-se obter o ajuste da média e no desvio padrão em função do tamanho da amostra.

Figura 6 – Fator de ajuste para a média e desvio padrão em função do tamanho da série.



Fonte: WMO (2009).

A Organização Meteorológica Mundial (WMO, 2009) recomenda o ajuste da média e desvio padrão em razão da presença de valores atípicos ou do tamanho da amostra, pois dados raros e extremos chamados *outliers* podem afetar os fatores estatísticos de maneira inversamente proporcional ao tamanho da série.

Os valores dos ajustes são dados em porcentagem e podem tanto resultar em aumento como também na redução dos parâmetros estatísticos, dependendo das características de cada amostra (WMO, 2009).

Contudo, Resende (2023) pondera que na literatura existem diversos estudos mostrando a diferença entre os valores do fator de frequência encontrados e o indicado por Hershfield (1965), tanto para as condições do Brasil, como em outras partes do mundo, que também identificaram o comportamento observado no Brasil, com os valores do fator de frequência calculado menores que os valores encontrados por Hershfield.

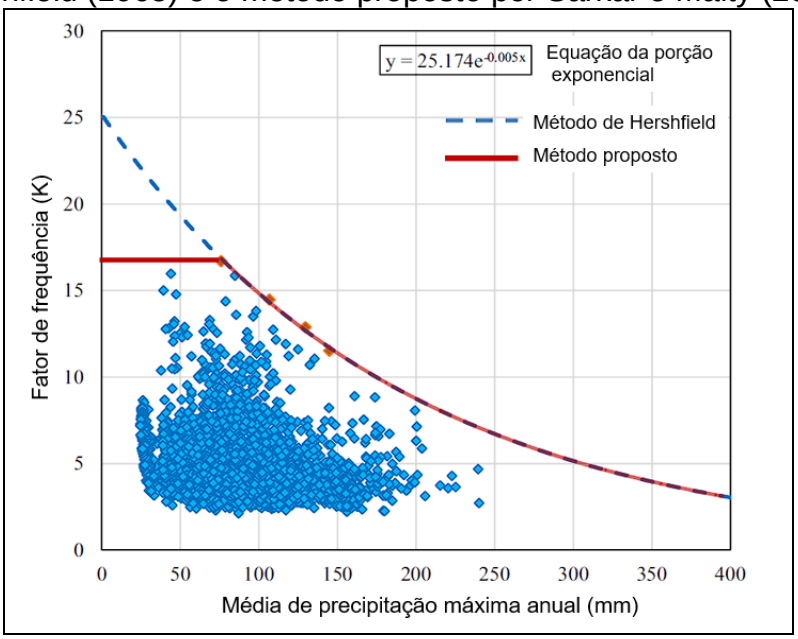
Pesquisas baseadas em dados da Rede Global de Climatologia Histórica demonstram que o fator de frequência K_m pode superar os valores originalmente propostos por Hershfield, reforçando a necessidade de ajustes metodológicos para contemplar as particularidades climáticas regionais. Nesse sentido, a literatura recente tem se concentrado no desenvolvimento de envoltórias locais para

representar adequadamente os extremos de precipitação observados em diferentes condições atmosféricas (Koutsoyiannis; Papalexiou, 2017).

Estudos comparativos entre a envoltória tradicional de Hershfield e dados pluviométricos observados mostram que, em muitas regiões tropicais e equatoriais, os valores de K_m estimados estatisticamente são inferiores aos valores generalizados propostos para zonas temperadas. Ao analisar séries de precipitação a partir de meados do século XX, observou-se que a maioria dos valores de K_m permanece abaixo de 6,0, atingindo no máximo 7,5 para eventos extremos de 24 horas, o que evidencia a importância do uso de fatores regionais para reduzir superestimativas na PMP (Desa; Rakhecha, 2007).

Com o objetivo de aprimorar a estimativa da PMP em diferentes regimes climáticos, Sarkar e Maity (2020) propuseram uma nova metodologia para construção de curvas envoltórias, substituindo o modelo clássico de Hershfield por uma abordagem híbrida que combina patamares constantes com taxas de decaimento exponencial (Figura 7). Utilizando longas séries temporais de dados diários observados em milhares de pontos de grade, os autores identificaram fatores de frequência locais significativamente elevados, demonstrando que a variabilidade espacial da PMP exige metodologias adaptativas que incorporem características climáticas regionais.

Figura 7 – Curva de envoltória superior para o Fator de Frequência de acordo com Hershfield (1965) e o método proposto por Sarkar e Maity (2020).



Fonte: Sarkar e Maity (2020) *apud* Feliciano (2025).

Resende (2023), coloca que estudos realizados em outras partes do mundo também apresentaram valores do fator de frequência menores que os encontrados por Hershfield. Casas *et al*. (2008) elaboraram um estudo para Catalonia na Espanha e encontraram um K_m máximo de 8,7, inclusive propondo uma envoltória diferente da proposta por Hershfield. Lan *et al*. (2017), em estudos sobre a PMP para Hong Kong encontraram valores de K_m entre 1,9 e 5,4. Boota *et al*. (2018) estimaram um valor de fator de frequência entre 2,54 e 4,68 para regiões no Paquistão. Desa & Rakhecha (2007) mostraram que o uso de K_m igual a 15 para a estimativa da PMP, para duas áreas na região equatorial da Malásia, tende a superestimar o valor da PMP, quando a estação possui alto valor de precipitação média e máxima anual. Afzali-Gorouh *et al*. (2018) encontraram valores de K_m entre 2,2 e 5,3 para o Irã.

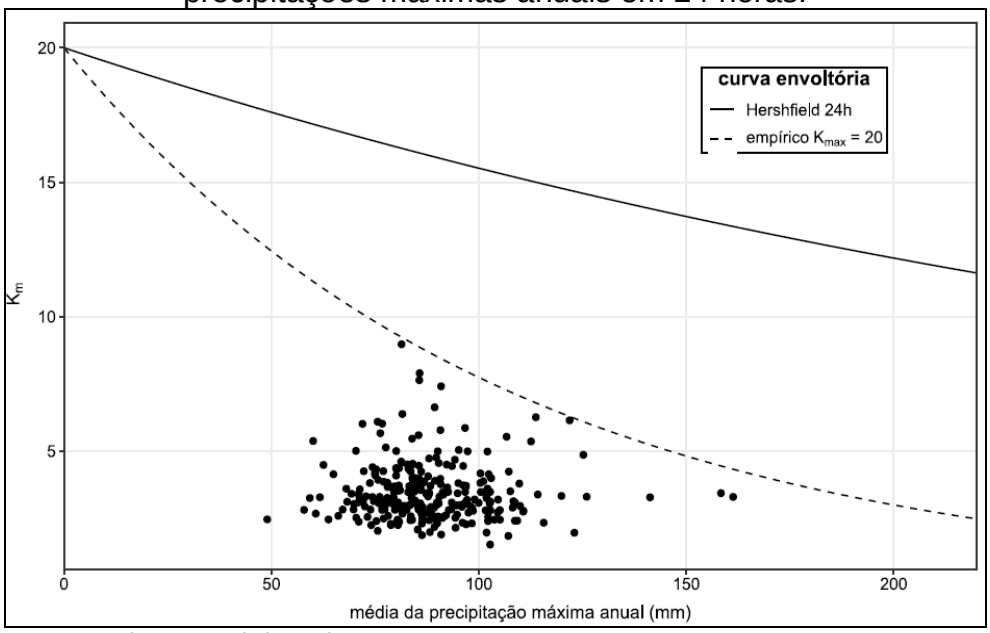
No contexto nacional, também se destacam alguns trabalhos, como os estudos pioneiros de Sugai e Fill (1990), realizados na região Sul do Brasil, que utilizaram uma extensa base de dados composta por 4.510 anos de observações provenientes de 130 estações pluviométricas. Os autores identificaram um fator de frequência máximo de K_m igual a 9,0 para durações de 1 a 2 dias, evidenciando eventos extremos de precipitação expressivos para esta região climática.

Em âmbito nordestino, Galvíncio *et al*. (2005) estimaram a PMP para o estado da Paraíba e encontraram valores de K_m variando de 1,28 a 6,0, demonstrando grande variabilidade inter-regional e indicando que a envoltória de Hershfield tende a superestimar os valores para climas semiáridos.

Cavalcanti *et al*. (2018) avaliaram dados de 14 anos (1998–2012) para a cidade de Recife, obtendo um valor máximo de K_m igual a 4,9, indicando menor intensidade de eventos extremos neste período em comparação com outras regiões do país. Silva Neto *et al*. (2020) desenvolveram um estudo de PMP para o estado do Tocantins e verificaram valores de K_m inferiores aos propostos por Hershfield, destacando um valor máximo de 4,81 para precipitações diárias inferiores a 100 mm, sugerindo comportamento menos extremo para a região central do Brasil.

Avançando metodologicamente, Barbosa *et al*. (2023) analisaram 270 estações pluviométricas em todo o território brasileiro para a duração de 24 horas e propuseram uma nova envoltória empírica baseada em fatores de frequência locais (Figura 8). Os autores encontraram valor máximo de K_m em torno de 9,6, reforçando a necessidade de atualização dos padrões de Hershfield para condições brasileiras.

Figura 8 – Fator de frequência Km em função da duração da chuva e da média das precipitações máximas anuais em 24 horas.



Fonte: Barbosa *et al*. (2023).

Martins (2024) estimou o fator K_m para o município de Barcarena (PA), utilizando-se séries sintéticas pelo método de Monte Carlo. Para a estação Vila do Conde, o valor máximo de K_m observado foi de 8,42 para a duração de 24 horas, enquanto as simulações com percentis de 99% e 95% indicaram valores de 6,92 e 5,33, respectivamente, demonstrando coerência com a regionalização proposta por Sarkar e Maity (2020).

O estudo mais recente, realizado por Feliciano (2025), analisou 481 estações pluviométricas em Minas Gerais e identificou, com base nas séries históricas, um valor máximo de K_m igual a 8,98 em regiões de clima temperado. No entanto, ao utilizar séries sintéticas com abordagem probabilística, os valores máximos obtidos foram de 14,04 (percentil 95%) e 14,62 (percentil 99%) para regiões de clima tropical, evidenciando potencial extremo superior ao previsto pela envoltória de Hershfield, especialmente quando considerados os efeitos das mudanças climáticas e da variabilidade atmosférica recente.

Assim, Resende (2023) conclui que a compilação dos estudos evidencia a necessidade de determinar fatores de frequência regionais para calcular a PMP com maior precisão e segurança.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A presente pesquisa tem como abrangência de estudo toda a área do território nacional brasileiro (Figura 9), caracterizado por possuir uma extensão continental, abrangendo 8.509.379,57 km², o que o posiciona como o quinto maior país do mundo em área territorial (IBGE, 2025). Essa vasta dimensão geográfica resulta em elevada heterogeneidade climática, hidrológica e pluviométrica, diretamente influenciada por sistemas atmosféricos de grande escala, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), frentes frias, linhas de instabilidade e fenômenos oceano-atmosféricos como El Niño e La Niña (Grimm, 2011; Marengo, *et al*., 2018).

Figura 9 - Área de estudo da pesquisa

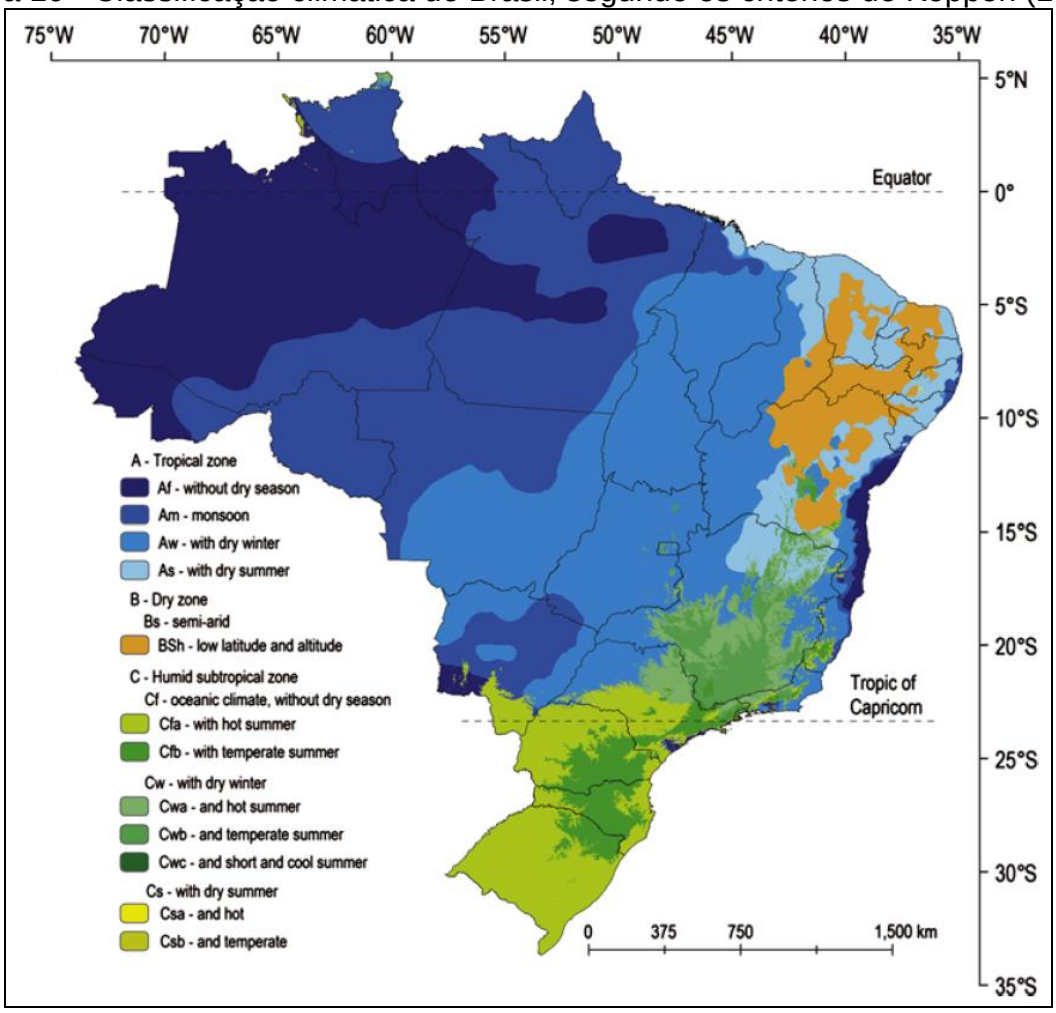


Fonte: IBGE, 2024.

Alvares *et al*. (2013) atualizaram a classificação climática de Köppen para o Brasil com base em dados de temperatura e precipitação do período de 1950 a 1990. O estudo utilizou uma base de mais de 2.400 estações meteorológicas e

aplicou critérios revisados da metodologia de Köppen-Geiger, gerando um mapa de alta resolução espacial (1 hectare). Esta classificação identificou três zonas climáticas principais no território brasileiro: tropical (A), temperada (C) e semiárida (B), dentro das quais foram reconhecidos doze tipos distintos de clima (Figura 10).

Figura 10 - Classificação climática do Brasil, segundo os critérios de Köppen (1936).



Fonte: Alvares *et al.,* 2013.

A zona tropical (A) é a mais representativa, abrangendo aproximadamente 81,4% da área do Brasil. Ela inclui regiões das macrorregiões Norte, Nordeste, Centro-Oeste e parte do Sudeste. Essa zona climática é caracterizada por temperaturas médias mensais superiores a 18°C durante todo o ano e por apresentar regimes de precipitação diversos, com ou sem estação seca definida Alvares *et al*., (2013).

Como discorre Alvares *et al*. (2013), dentro da zona tropical, quatro tipos climáticos foram identificados: Af (tropical úmido sem estação seca), Am (tropical

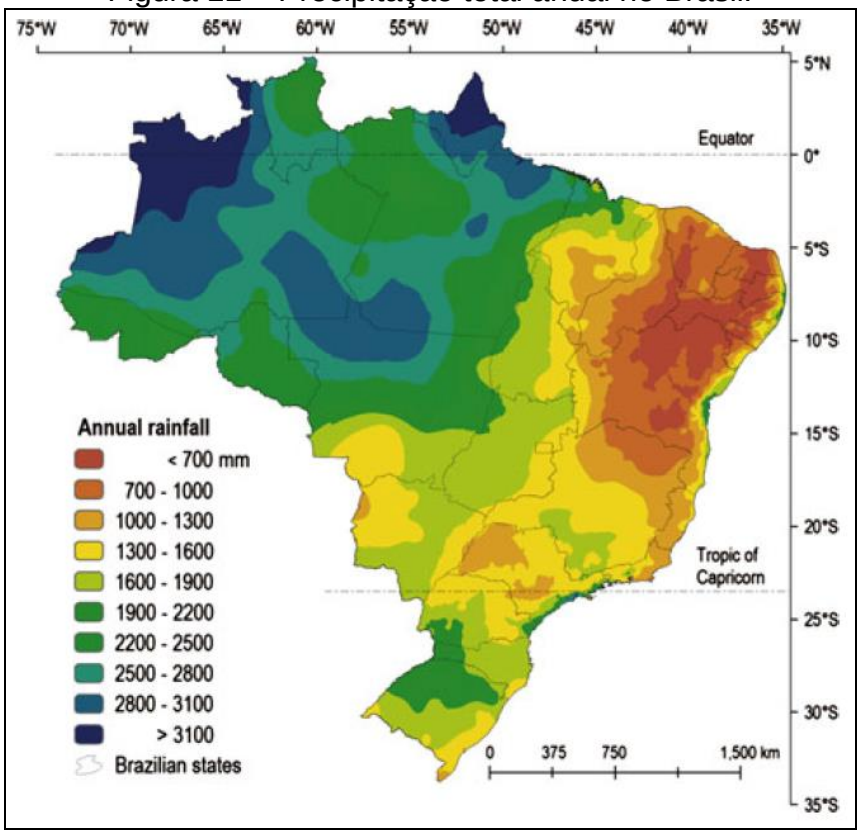
monçônico), Aw (tropical com inverno seco) e As (tropical com verão seco). O tipo Af predomina na região amazônica, com precipitação elevada ao longo de todo o ano. O tipo Am ocorre em áreas de transição entre o clima úmido e o de estação seca curta, enquanto o Aw é característico do Centro-Oeste, Sudeste interiorano e parte do Nordeste. Já o tipo As é menos comum, ocorrendo em alguns trechos do litoral nordestino.

Já a zona temperada (C), correspondente a 13,7% do território, está concentrada principalmente na região Sul e em áreas elevadas do Sudeste, como as serras da Mantiqueira e do Espinhaço. Esta zona apresenta maior variabilidade térmica anual, com temperaturas médias do mês mais frio entre –3°C e 18°C. Dentro dela, foram identificados cinco tipos climáticos: Cfa (temperado úmido com verão quente), Cfb (temperado úmido com verão ameno), Cwa (temperado com inverno seco e verão quente), Cwb (temperado com inverno seco e verão ameno) e, em áreas muito pontuais, os tipos Csa e Csb (variações mediterrâneas com verões quentes ou amenos, respectivamente). O tipo Cfa predomina na região Sul, especialmente nas planícies. Já o tipo Cfb ocorre em áreas serranas com altitudes mais elevadas. Os tipos Cwa e Cwb são típicos de regiões de transição e altitudes do Sudeste, como no interior de São Paulo e Minas Gerais (Alvares *et al*., 2013).

A terceira zona climática, classificada como semiárida (B), representa aproximadamente 4,9% da extensão territorial brasileira e é predominante no interior do Nordeste. O tipo BSh (semiárido quente) é o único identificado nessa zona. Ele se caracteriza por baixos índices pluviométricos e alta taxa de evapotranspiração potencial, resultando em déficit hídrico durante a maior parte do ano. Essa condição climática influencia diretamente na dinâmica socioeconômica e ambiental da região, tornando-a vulnerável à escassez hídrica e à variabilidade interanual das chuvas (Alvares *et al*., 2013).

Essa diversidade climática condiciona diretamente os padrões hidrológicos e a geração de eventos extremos de precipitação, fato evidenciado por Alvares *et al*. (2013), que identificaram amplitude pluviométrica nacional variando de 387 mm a mais de 4.000 mm por ano, com máximos concentrados na região norte e extremos associados à orografia na Serra do Mar (Figura 11).

Figura 11 – Precipitação total anual no Brasil.



Fonte: Alvares *et al.* (2013).

A vasta extensão territorial do país, combinada com a escassez de pontos de monitoramento em determinadas regiões, evidencia a necessidade de investigações robustas acerca do regime de precipitações extremas, visto que tais informações são fundamentais para o dimensionamento adequado de grandes obras de engenharia hidráulica.

3.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

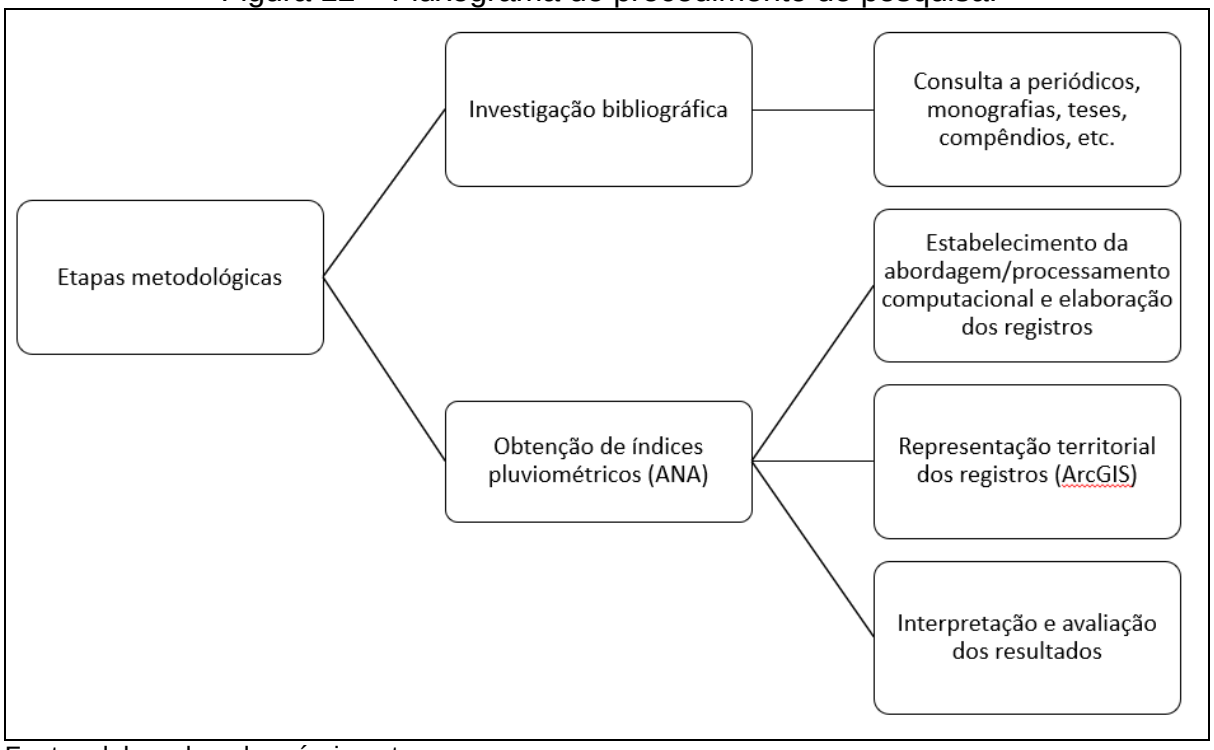
Os procedimentos metodológicos adotados nesta pesquisa foram estruturados em etapas sequenciais e interdependentes, conforme apresentado no fluxograma da Figura 12. O planejamento contemplou:

a) aquisição e elaboração da base de dados pluviométricos;
b) análise de consistência e o controle de qualidade das séries históricas;
c) estimativa da Precipitação Máxima Provável pelo método estatístico de Hershfield (1965);
d) desenvolvimento de curvas envoltórias empíricas com formas funcionais distintas conforme o comprimento da série histórica,

calibradas para as condições pluviométricas brasileiras, adaptando a metodologia proposta por Sarkar e Maity (2020);

e) espacialização dos resultados por interpolação geoestatística; e
f) comparação quantitativa entre as metodologias aplicadas.

Figura 12 – Fluxograma do procedimento de pesquisa.



Fonte: elaborado pelo próprio autor.

A utilização de ferramentas de Inteligência Artificial (IA) foi empregada nesta dissertação com o objetivo de apoiar etapas específicas do processo de escrita e análise. Especificamente, o modelo Claude (*Anthropic*) foi utilizado nas seguintes etapas: (i) revisão de coesão, completude e precisão de trechos do texto dissertativo, incluindo os capítulos de Referencial Teórico, Materiais e Métodos, Resultados e Discussão e Conclusão; (ii) geração e formatação de figuras científicas em linguagem *Python*; (iii) geração de planilhas e documentos auxiliares para organização dos resultados; e (iv) apoio na verificação e localização de referências bibliográficas citadas no texto.

Adicionalmente, a ferramenta *Consensus AI*, que consiste em uma plataforma de busca e síntese bibliográfica baseada em IA, foi utilizada na etapa de levantamento do referencial teórico, com o objetivo de identificar e mapear estudos científicos relevantes sobre métodos de estimativa da Precipitação Máxima Provável.

Todos os conteúdos gerados foram revisados criticamente pelo pesquisador para garantir a precisão e a veracidade das informações, sendo as decisões metodológicas, o desenvolvimento das curvas envoltórias e a interpretação dos resultados de responsabilidade exclusiva do autor. O uso da ferramenta não substituiu o julgamento técnico-científico do pesquisador em nenhuma das etapas do trabalho, tendo sido empregada exclusivamente como recurso auxiliar de produtividade e organização.

Nesse contexto, o desenvolvimento metodológico desta dissertação adotou uma abordagem integrada, combinando o método clássico de Hershfield (1965) com o desenvolvimento de uma curva envoltória empírica de forma funcional logarítmica, adaptada da metodologia de Sarkar e Maity (2020), fundamentando-se em dois objetivos complementares. O primeiro consiste em avaliar criticamente a adequação do fator de frequência K_m originalmente calibrado com dados norte-americanos às condições climáticas e pluviométricas do território brasileiro, conforme demonstrado por Resende (2023) e Feliciano (2025).

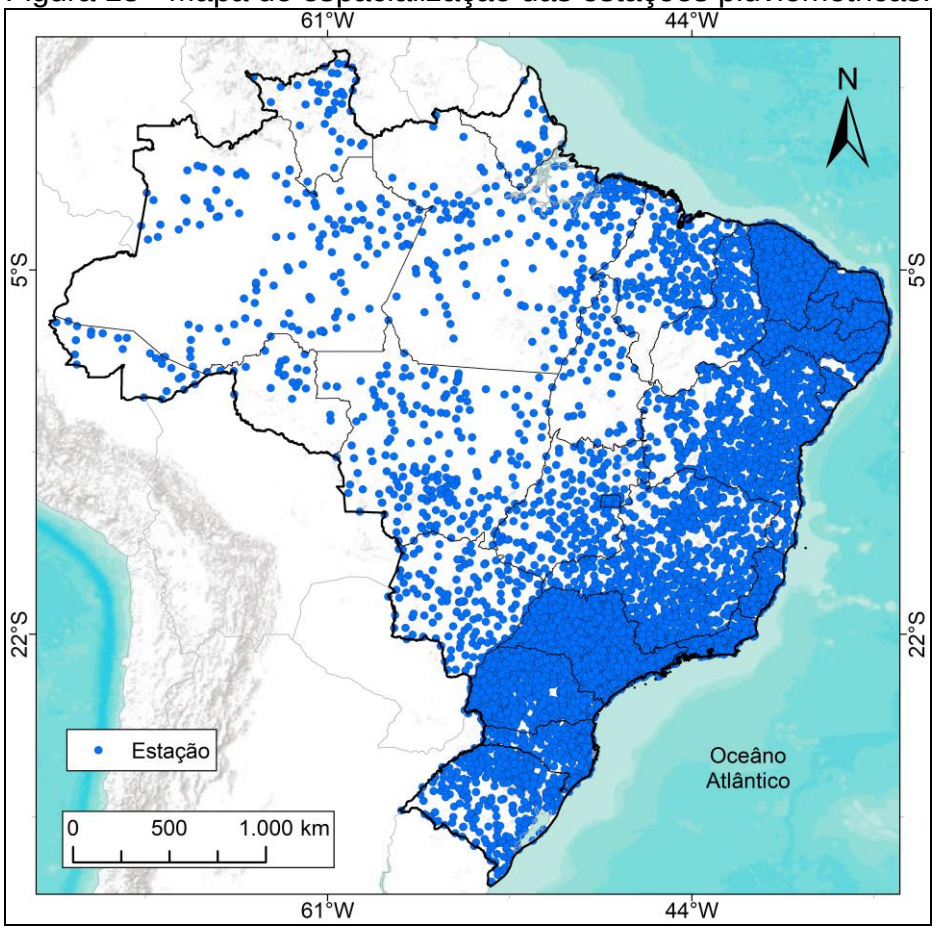
O segundo objetivo consiste em desenvolver uma curva envoltória especificamente ajustada aos dados brasileiros, explorando a hipótese de que uma função logarítmica pode representar melhor o comportamento dos eventos extremos em clima tropical e subtropical do que a função exponencial originalmente proposta, oferecendo maior aderência aos dados observados e conservadorismo físico apropriado para aplicações em segurança de barragens.

3.2.1 Elaboração da base de dados

Para a realização desta pesquisa, foram utilizados dados diários de precipitação máxima anual (PMDA) de 8.230 estações pluviométricas pertencentes à rede hidrológica da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA), distribuídas por todo o território nacional, conforme apresentado na Figura 13

A aquisição dos dados foi realizada por meio do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH), que disponibiliza séries históricas de precipitação em formato digital.

Figura 13 - Mapa de espacialização das estações pluviométricas.



Fonte: elaborado pelo próprio autor.

O critério de inclusão estabeleceu que somente seriam consideradas estações com no mínimo 10 anos de dados na série de máximas anuais (N ≥ 10), em conformidade com o limiar mínimo recomendado pela WMO (2009) para a aplicação do método estatístico de estimativa da PMP. Das estações inicialmente consultadas, foram retidas apenas aquelas que atenderam a este critério após o processo de consistência descrito no item 3.2.2, resultando em um banco de dados com 8.230 estações válidas.

Com o objetivo de avaliar a influência do comprimento da série histórica sobre a estabilidade dos parâmetros da curva envoltória, o banco de dados foi estratificado em três subconjuntos segundo o critério de comprimento mínimo da série: estações com N ≥ 10 anos (8.230 estações), estações com N ≥ 20 anos (6.189 estações) e estações com N ≥ 30 anos (4.217 estações). Essa estratificação permitiu conduzir uma análise de sensibilidade dos parâmetros calibrados em função do tamanho da série, conforme detalhado no item 3.2.5.

Para cada estação, foram extraídos os valores anuais de PMDA, constituindo a série de máximas anuais. A partir dessas séries, foram calculados os parâmetros estatísticos requeridos pelas formulações aplicadas: a média das máximas anuais ($\bar{X}_n$), o desvio padrão da série completa (S_n), a média da série sem o valor máximo observado ($\bar{X}_{n-1}$) e o desvio padrão da série sem o valor máximo (S_{n-1}).

As coordenadas geográficas de cada estação foram obtidas pelo cruzamento do código de cada posto com o arquivo de metadados *GeoPackage* oficial da ANA.

3.2.2 Análise de consistência de dados de precipitação

Considerando que informações provenientes de bancos de dados meteorológicos estão sujeitas a diversas fontes de inconsistência, como falhas de amostragem, preenchimento inadequado de planilhas, interrupções na transmissão de dados e limitações operacionais dos responsáveis pela coleta (Tucci, 2000), foi realizada uma criteriosa análise de consistência dos dados disponíveis.

Os dados pluviométricos fornecidos pela ANA são disponibilizados em série bruta e série consistida, entretanto, em muitos casos, a série consistida não se encontra atualizada. Dessa forma, adotou-se o critério de utilizar prioritariamente a série consistida, quando disponível, caso contrário, recorreu-se à série bruta, submetendo-a a procedimentos de verificação de qualidade.

Para garantir a confiabilidade dos dados, foi estabelecido que anos hidrológicos com ausência de um mês completo de registros foram descartados integralmente da análise, conforme recomendações de consistência de dados pluviométricos da WMO (2017). Complementarmente, séries com mais de 5 dias de falhas no total, ou mais de 3 dias consecutivos de falhas mensais, foram descartadas integralmente, pois tais lacunas podem comprometer a qualidade estatística dos dados, segundo critérios estabelecidos pela WMO (1989).

Além dos critérios de completude, procedeu-se à identificação e tratamento de registros discrepantes e anomalias nas séries históricas. Foram eliminadas estações que apresentaram: inconsistências nos metadados, como período de operação incompatível com o número de registros disponíveis ou séries com padrões anômalos, como valores constantes repetidos ou sequências

numéricas suspeitas que indicam falhas no processo de medição ou registro. Somente foram selecionadas séries históricas com no mínimo 10 anos de dados completos e consistentes, resultando em um conjunto final de 8.230 estações válidas para aplicação dos métodos de estimativa de PMP.

Após o processo de consistência e seleção, os dados foram caracterizados estatisticamente mediante o cálculo dos parâmetros amostrais fundamentais para aplicação dos métodos de estimativa de PMP: média das máximas anuais ($\bar{X}_n$), desvio padrão da série completa (S_n), média da série sem o valor máximo ($\bar{X}_{n-1}$), e desvio padrão da série sem o valor máximo (S_{n-1}).

3.2.3 Método estatístico de Hershfield

O método estatístico de Hershfield (1965) é um dos procedimentos recomendados pela WMO (2009) para a estimativa da PMP a partir de séries de precipitações máximas anuais, sendo particularmente indicado para regiões onde os registros pluviométricos são suficientemente longos, mas dados meteorológicos adicionais, como temperatura de ponto de orvalho, velocidade do vento e umidade relativa, são escassos ou indisponíveis (Sarkar e Maity, 2020). O método baseia-se na equação de frequência proposta por Chow (1951), Equação (19):

$$X_{PMP} = \bar{X}_n + K_m * S_n \tag{19}$$

Onde:

X_{PMP} é a estimativa da Precipitação Máxima Provável para uma determinada região em um dado intervalo de tempo;

$\bar{X}_n$ é a média da série de máximas anuais ajustada pelos fatores de correção de Hershfield (1965);

S_n é o desvio padrão da série de n valores de chuvas máximas anuais;

K_m é o fator de frequência hidrológico.

Os fatores de ajuste da média e do desvio padrão corrigem as distorções introduzidas pela presença do valor máximo observado nos estimadores amostrais, conforme os ábacos tabelados pelo próprio autor.

O fator de frequência K_m é o parâmetro central do método e representa a distância, em unidades de desvio padrão, entre a média da série e o limite superior físico da precipitação (PMP). Para sua determinação, Hershfield (1965) calculou, para cada estação de seu banco de dados, o fator de frequência empírico K_{Herf}, que relaciona o maior evento observado com a média e o desvio padrão da série excluído esse valor extremo, Equação (20):

$$K_{Herf} = \frac{X_{máx} - \bar{X}_{n-1}}{S_{n-1}} \quad (20)$$

em que:

$X_{máx}$ é o valor máximo da série;

$\bar{X}_{n-1}$ e S_{n-1} são a média e o desvio padrão da série de N−1 anos, com o valor máximo removido.

O conjunto de valores de K_{Herf} obtidos para todas as estações foi então envolto por uma curva superior, denominada de curva envoltória, cujos valores de K_m em função de $\bar{X}_n$ são empregados na Equação (19) para estimar a PMP em qualquer localidade.

Hershfield (1965) desenvolveu sua curva envoltória com base em aproximadamente 2.700 estações, das quais cerca de 90% localizadas nos Estados Unidos. A curva tem a forma exponencial decrescente $K = K_A \cdot e^{-a\bar{X}N}$, com $K_A = 20$ e coeficiente de decaimento *a* calibrado para os dados norte-americanos. Neste estudo, o fator de frequência K_m foi determinado pelo valor específico tabelado para cada combinação de N e $\bar{X}_n$, conforme os ábacos originais de Hershfield (1965), em conformidade com as recomendações da WMO (2009).

Adicionalmente, Burguer (2014) propôs a Equação (21) para a envoltória do valor de K em função da média da série de chuvas intensas anuais com durações de 5 min, 1 h, 6 h e 24 h, expressa por: em que K é o fator de frequência, $\bar{X}_n$ é a média da série e d é a duração da chuva em horas.

$$K = 20 - \frac{0{,}732 \cdot \bar{X}_n^{0{,}693}}{(d+0{,}372)^{0{,}420}} \quad (21)$$

em que:

K é o fator de frequência;

$\bar{X}_n$ é a média da série e;

d é a duração da chuva em horas.

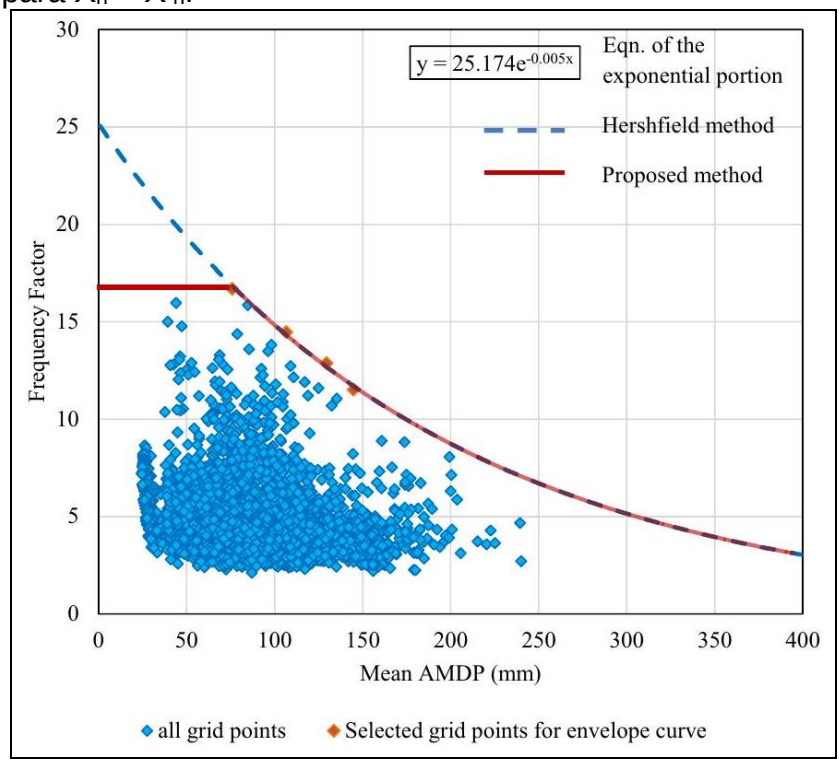
3.2.4 Método empírico com curva envoltória logarítmica

Em paralelo ao método clássico de Hershfield (1965), foi desenvolvida uma curva envoltória empírica do fator de frequência Km calibrada exclusivamente com dados das 8.230 estações pluviométricas brasileiras, adaptando a metodologia proposta por Sarkar e Maity (2020). Diferentemente do trabalho original, que adota função exponencial uniforme para toda a faixa de precipitação média, o presente estudo adotou formas funcionais distintas conforme o comprimento de registro disponível: para as séries N ≥ 30 anos e N ≥ 20 anos, utilizou-se função logarítmica composta; para a série N ≥ 10 anos, adotou-se função exponencial composta.

Essa diferenciação fundamenta-se no comportamento estatístico dos dados, onde séries longas (N ≥ 20 e N ≥ 30 anos) apresentam estabilidade amostral suficiente para identificar o patamar de saturação de K e o ponto de transição $\bar{X}^t_n$, que a função logarítmica representa com maior fidelidade ao comportamento assintótico observado. Já séries curtas (N ≥ 10 anos) exibem maior dispersão amostral de K, sem formação de patamar nítido, tornando a função exponencial mais adequada como envoltória conservadora. Em ambos os casos, a estrutura composta com segmento horizontal $K = K_m$ para $\bar{X}_n \leq \bar{X}^t_n$ é mantida, eliminando as superestimativas artificiais geradas pela extrapolação das curvas além dos dados, conforme Sarkar e Maity (2020). Sarkar e Maity (2020) demonstraram esta limitação aplicando o método à Índia (Figura 14), onde a curva exponencial de Hershfield intercepta o eixo K em torno de 25, valor superior ao K_m máximo efetivamente observado nos dados indianos, de modo que regiões áridas como o Rajastão sofriam superestimativas de até 25% na PMP.

Para superar esta deficiência, os autores propuseram substituir a curva exponencial simples por uma curva envoltória composta, formada por: (i) um segmento horizontal de valor constante igual ao K_m máximo observado, para precipitações médias inferiores ao ponto de transição; e (ii) um segmento exponencial decrescente, idêntico ao da formulação de Hershfield, para precipitações médias superiores ao ponto de transição.

Figura 14 - Diagrama de dispersão entre a PMDA ($\bar{X}_n$) e o K sobre a Índia (1901–2000). A linha vermelha representa a curva composta proposta por Sarkar e Maity (2020), com segmento horizontal K = K_m para $\bar{X}_n \leq \bar{X}^t_n$ e segmento exponencial decrescente para $\bar{X}_n > \bar{X}^t_n$.



Fonte: Sarkar e Maity (2020)

Matematicamente, a curva envoltória composta proposta por Sarkar e Maity (2020) é expressa pela Equação (22) e Equação (23):

$$K_m = K_{m,máx}, \text{ para } \bar{X}_n \leq \bar{X}^t_n \quad (22)$$

$$K_m = K_{m,máx} \cdot \exp\left[-b\left(\bar{X}_n - \bar{X}^t_n\right)\right], \text{ para } \bar{X}_n > \bar{X}^t_n \quad (23)$$

em que:

$K_{m,máx}$ é o maior valor de K_{Herf} observado no banco de dados (teto empírico da envoltória);

$\bar{X}^t_n$ é o ponto de transição entre os dois segmentos, correspondente ao valor de $\bar{X}_n$ da estação onde $K_{m,máx}$ foi identificado; e

b é o coeficiente de decaimento exponencial do segundo segmento.

Sarkar e Maity (2020) demonstram que, como caso particular, se $K_{m,máx} = K_A$ e $\bar{X}^t_n = 0$, a formulação se reduz à curva original de Hershfield, de modo que o método proposto constitui uma generalização consistente do método clássico.

O fundamento físico do segmento horizontal é preciso, sendo que nas regiões com $\bar{X}_n < \bar{X}^t_n$, os dados observados não evidenciam tendência de redução de K_{Herf} com o aumento de $\bar{X}_n$, de modo que atribuir valores crescentes de K_m para precipitações médias cada vez menores, como faz a curva exponencial simples, não encontra suporte empírico. O segmento horizontal garante que nenhuma estação receba K_m superior ao máximo observado no conjunto de dados, eliminando as superestimativas artificiais geradas pela extrapolação da curva além dos dados. A PMP é então calculada pela equação de Chow (1951), com K_m determinado pela curva composta, Equação (24):

$$X_{PMP} = \bar{X}_n + K_m(\bar{X}_n) \cdot S_n \tag{24}$$

em que:

$\bar{X}_n$ e S_n são a média e o desvio padrão da série completa de máximas anuais de cada estação.

No presente estudo, optou-se por substituir o segmento exponencial por uma função logarítmica para as séries mais longas (N ≥ 30 anos e N ≥ 20 anos), resultando na seguinte formulação composta, Equação (25) e Equação (26):

$$K_m = K_{m,máx}, \text{ para } \bar{X}_n \leq \bar{X}^t_n \tag{25}$$

$$K_m = a \cdot \ln(\bar{X}_n) + b, \text{ para } \bar{X}_n > \bar{X}^t_n \tag{26}$$

em que:

$K_{m,máx}$ é o maior valor de K_{Herf} observado no banco de dados brasileiro (teto empírico da envoltória);

$\bar{X}^t_n$ é o ponto de transição entre os dois segmentos, correspondente ao valor de $\bar{X}_n$ da estação onde $K_{m,máx}$ foi identificado;

a e *b* são coeficientes da função logarítmica, calibrados por otimização numérica.

A adoção da função logarítmica em substituição à curva exponencial encontra suporte na literatura recente sobre a sensibilidade da curva envoltória à forma funcional adotada. Batout *et al*. (2022), comparando sistematicamente curvas

do tipo linear, exponencial, polinomial e composta para bacias costeiras argelinas, demonstraram que a forma exponencial não é necessariamente a mais adequada para representar o comportamento do K_m em climas não temperados, e que a escolha da função deve ser orientada pelo ajuste aos dados regionais observados.

Sarkar e Maity (2020) já haviam demonstrado que a curva exponencial simples de Hershfield extrapola para valores de K_m acima do máximo observado nos dados indianos, introduzindo superestimativas sistemáticas nas regiões de menor precipitação média.

No presente estudo, a análise exploratória dos 8.230 pontos das estações brasileiras revelou que, na faixa $\bar{X}_n > 100$ mm, típica do clima tropical úmido, a nuvem de pontos apresenta comportamento consistente com decaimento logarítmico, caracterizado por redução mais lenta de K com o aumento de $\bar{X}_n$, compatível com as observações de Desa e Rakhecha (2007) para regiões equatoriais úmidas da Malásia, onde os valores de K raramente ultrapassaram 7,5.

Por fim, a função logarítmica representa adequadamente esse comportamento assintótico observado nos dados brasileiros e elimina a descontinuidade numérica introduzida pelo ponto de transição $\bar{X}_n^t$ na formulação composta de Sarkar e Maity (2020), conferindo maior continuidade e moderação matemática à curva à séries mais longas. Já para séries curtas (N ≥ 10 anos) a função exponencial exibe maior dispersão amostral de K, sem formação de patamar nítido, tornando a função exponencial mais adequada como envoltória conservadora.

3.2.4.1 Estratificação em classes

Para seleção dos pontos de calibração da curva envoltória logarítmica na região $\bar{X}_n > \bar{X}^t_n$, procedeu-se à estratificação dos dados em classes (*bins*) de largura constante igual a 10 mm de precipitação média. A estratificação foi realizada utilizando a função *pd.cut ( )* da biblioteca *pandas*, dividindo o intervalo desde o ponto de transição $\bar{X}^t_n$ até o valor máximo observado no banco de dados em classes contíguas de mesma amplitude.

Para cada classe, identificou-se o valor máximo do fator de frequência K_{Herf}, resultando em um conjunto de pontos representativos da envoltória superior da nuvem de dados. Este procedimento permitiu selecionar pontos de calibração bem distribuídos ao longo do espectro de precipitação média, minimizando a influência de

valores atípicos isolados e garantindo que a curva ajustada representasse adequadamente o comportamento extremo dos dados observados.

3.2.4.2 Calibração dos coeficientes logarítmicos

Diferentemente da proposta original de Sarkar & Maity (2020), que utiliza curva exponencial decrescente, este estudo adotou uma formulação logarítmica para a região $\bar{X}_n > \bar{X}^t n$, tendo em vista que na análise exploratória dos 8.208 pontos ($\bar{X}_n$, K_{Herf}) das estações brasileiras evidenciou-se que, na faixa de precipitações médias elevadas ($\bar{X}_n > 100$ mm), característica de regiões de clima tropical úmido, a função logarítmica apresenta melhor ajuste aos pontos de envoltória do que a função exponencial. A curva envoltória foi então ajustada na forma da Equação (27):

$$K = a \cdot \ln\left(\bar{X}_n\right) + b \tag{27}$$

onde *a* e *b* são coeficientes a serem calibrados por ajuste não-linear.

A calibração foi realizada para cada uma das três análises de sensibilidade (N ≥ 10, N ≥ 20 e N ≥ 30 anos) mediante ajuste não-linear aos pontos de envoltória identificados na etapa anterior.

Para a série N ≥ 10 anos foi adotada a formulação exponencial composta, Equações (28) e (29):

$$K_m = K_{m,máx}, \text{ para } \bar{X}_n \leq \bar{X}_n^t \tag{28}$$

$$K_m = A \cdot e^{-a \cdot \bar{X}_n}, \text{ para } \bar{X}_n > \bar{X}_n^t \tag{29}$$

em que:

A é o coeficiente de amplitude e a é o coeficiente de decaimento exponencial, ambos determinados por ajuste não-linear aos pontos de envoltória identificados conforme o procedimento descrito no item 3.2.4.1.

A opção pela curva exponencial nesta série fundamenta-se no comportamento esperado da nuvem de dados em séries de comprimento reduzido: a

maior variância amostral de K associada a registros curtos tende a impedir a formação de um patamar de saturação nítido ao longo da faixa de $\bar{X}_n$ típica do banco de dados, diferentemente do que se observa nas séries mais longas. Nesse contexto, a função exponencial, que decai monotonicamente a partir de $K_{m,máx}$ sem necessidade de identificação explícita de patamar intermediário, constitui uma envoltória conservadora e metodologicamente coerente com a maior incerteza amostral inerente a séries curtas (WMO, 2009).

3.2.4.3 Análise de sensibilidade por comprimento da série

Com o objetivo de avaliar a influência do comprimento da série histórica sobre a estabilidade dos parâmetros da curva envoltória logarítmica, o banco de dados foi estratificado em três subconjuntos segundo o critério de comprimento mínimo da série: estações com N ≥ 10 anos, estações com N ≥ 20 anos e estações com N ≥ 30 anos.

Para cada subconjunto, os parâmetros da curva envoltória foram determinados independentemente, seguindo os procedimentos descritos nos itens 3.2.4.1 e 3.2.4.2. O fator de frequência máximo ($K_{m,máx}$) foi identificado como o maior valor de K_{Herf} observado no respectivo subconjunto, e a precipitação média correspondente a esse ponto definiu o ponto de transição ($\bar{X}^t_n$) entre os segmentos horizontal e decrescente da curva composta.

Para os subconjuntos N ≥ 30 e N ≥ 20 anos, a curva envoltória foi ajustada com função logarítmica no segmento decrescente, conforme descrito no item 3.2.4.2. Para o subconjunto N ≥ 10 anos, adotou-se a função exponencial, conforme justificado no mesmo item. Em todos os casos, os coeficientes foram calibrados mediante estratificação em classes (*bins*) e ajuste não-linear aos pontos de envoltória identificados, minimizando o desvio quadrático entre os valores observados e os calculados pela respectiva equação.

Essa análise de sensibilidade tem por finalidade verificar se os parâmetros do modelo se mantêm estáveis à medida que o critério de comprimento mínimo da série é relaxado, aspecto não abordado no trabalho original de Sarkar e Maity (2020), que trabalharam com série única de 100 anos em dados de grade regular. Os resultados obtidos para cada subconjunto são apresentados e discutidos no item 4.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS

Este capítulo apresenta os resultados da estimativa da Precipitação Máxima Provável (PMP) para o território brasileiro, obtidos pela aplicação do método estatístico proposto por Hershfield (1965), adaptado com curva envoltória logarítmica composta para as séries com N ≥ 30 anos e N ≥ 20 anos, e com curva exponencial composta para a série com N ≥ 10 anos.

Os resultados foram organizados da seguinte forma: análise dos parâmetros estatísticos das séries, determinação e discussão do fator de frequência K_m, estimativa da PMP pelo método estatístico e análise espacial dos resultados. Para cada etapa, os resultados obtidos são contextualizados na literatura nacional e internacional sobre o tema, permitindo avaliar a consistência das estimativas diante das particularidades climatológicas do País.

4.1 PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS SÉRIES PLUVIOMÉTRICAS

A aplicação do método estatístico proposto foi realizada sobre os registros de precipitação máxima diária anual (PMDA) de estações pluviométricas brasileiras selecionadas da rede de monitoramento da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA). Para o critério de seleção temporal N ≥ 30 anos, foram obtidas 4.217 estações com séries contínuas de 30 a 110 anos (comprimento médio de 48,8 anos). Para N ≥ 20 anos, o conjunto foi expandido para 6.189 estações (comprimento de 20 a 110 anos). Para N ≥ 10 anos, 8.230 estações foram processadas.

Para cada estação foram calculados a média ($\overline{X}_n$), o desvio padrão (S_n) e o fator de frequência observado $K_{Herf} = ([X_{max} - \overline{X}_n - 1] / S_n - 1)$, conforme Hershfield (1965). A Tabela 1 reúne os parâmetros globais dos três subconjuntos.

Tabela 1 - Parâmetros globais e equações das curvas de envoltória por subconjunto temporal

Parâmetro	N ≥ 30 anos	N ≥ 20 anos	N ≥ 10 anos
Estações	4.217	6.189	8.230
Comprimento mínimo (anos)	30	20	10
Comprimento máximo (anos)	110	110	110
Comprimento médio (anos)	48,8	41,0	34,4
$\overline{X}_n$ mínima (mm)	24,3	24,3	24,3
$\overline{X}_n$ máxima (mm)	169,2	169,2	169,2
$\overline{X}_n$ média (mm)	83,5	82,9	83,0
K observado: mín.–máx.	1,12 – 10,78	1,12 – 10,78	0,91 – 10,78
K observado: média (σ)	3,61 (1,26)	3,46 (1,26)	3,34 (1,28)
Tipo de curva envoltória	Logarítmica	Logarítmica	Exponencial
K_m (fator máximo)	10,78	10,80	10,80
$\overline{X}^t_n$ – ponto de transição (mm)	95,1	95,1	118,0
Estações com K = K_m (%)	82,9%	83,6%	97,8%
Equação do trecho decrescente	$K = 82{,}40 - 15{,}74 \cdot \ln(\overline{X}_n)$	$K = 82{,}79 - 15{,}82 \cdot \ln(\overline{X}_n)$	$K = 679{,}96 \cdot e^{(-0{,}035 \cdot \overline{X}_n)}$

Fonte: Elaboração do autor

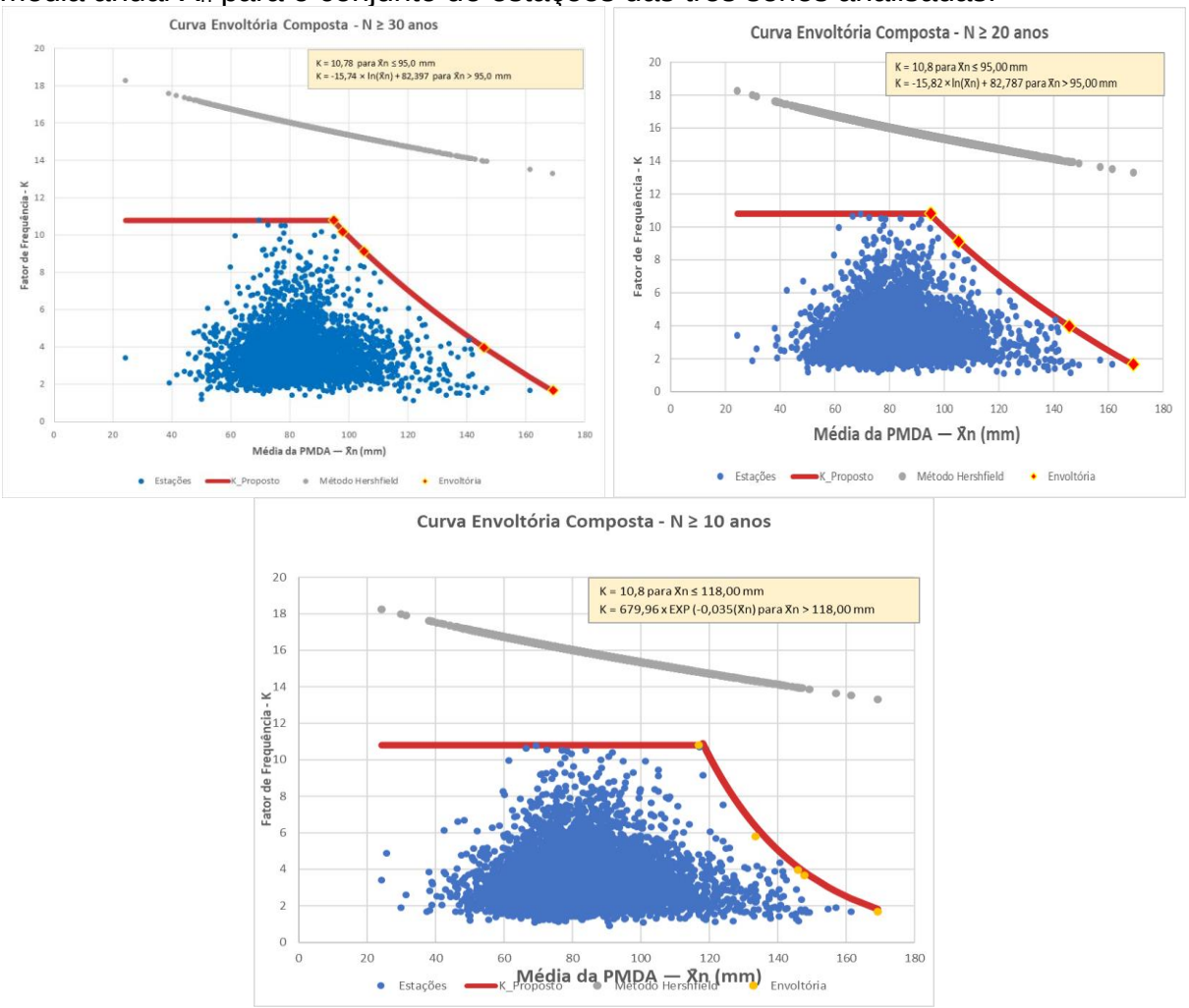
A precipitação máxima diária média anual $\overline{X}_n$ variou de 24,3 mm a 169,2 mm nas três séries, com valor médio nacional de 83,5 mm (N ≥ 30), 82,9 mm (N ≥ 20) e 83,0 mm (N ≥ 10), confirmando que a distribuição espacial das estações é praticamente idêntica nos três subconjuntos. O fator de frequência observado (K_{Herf}) apresentou média de 3,61 (N ≥ 30), 3,46 (N ≥ 20) e 3,34 (N ≥ 10), com ligeira redução à medida que o critério de seleção se torna menos restritivo. Esse comportamento é esperado do ponto de vista estatístico, pois séries mais curtas possuem maior variância amostral e tendem a apresentar valores de K_{Herf} menos extremos em relação à média da série.

4.2 CURVAS DE ENVOLTÓRIA DO FATOR DE FREQUÊNCIA K

4.2.1 Diagrama de dispersão e estrutura da curva composta

O diagrama de dispersão entre o fator K_{Herf} observado e a precipitação média anual $\bar{X}_n$ (Figura 15) confirma, para o conjunto de estações brasileiras, o padrão decrescente amplamente documentado na literatura, ou seja, conforme a precipitação média aumenta, o valor de K decresce, indicando que os eventos extremos tornam-se proporcionalmente menos discrepantes em relação à média em regiões mais úmidas (Hershfield, 1965; Sarkar e Maity, 2020; Soares, 2021). Esse comportamento foi também observado por Taborda (2026) para Minas Gerais, por Sarkar e Maity (2020) para a Índia e por Burger (2014) para o Paraná.

Figura 15 - Diagrama de dispersão entre o fator K_{Herf} observado e a precipitação média anual $\bar{X}_n$ para o conjunto de estações das três séries analisadas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.2.2 Séries N ≥ 30 e N ≥ 20 anos: curva logarítmica composta

Para as duas séries com registros mais longos, adotou-se a curva logarítmica composta estruturada em dois segmentos: (i) patamar constante K = K_m para $\bar{X}_n \leq \bar{X}^t_n$; e (ii) segmento logarítmico decrescente para $\bar{X}_n > \bar{X}^t_n$. O ponto de transição $\bar{X}^t_n$ = 95,1 mm foi idêntico para ambas as séries, representando aproximadamente o percentil 83% da distribuição de $\bar{X}_n$. Assim, 82,9% das estações com N ≥ 30 anos e 83,6% das estações com N ≥ 20 anos operam no patamar K = K_m, enquanto apenas 712 e 1.002 estações, respectivamente, situam-se no trecho logarítmico, sendo apresentadas na Equação (30) e Equação (31):

Para N ≥ 30 anos:

$$K = \begin{cases} 10{,}78, & \text{se } \bar{X}_n \leq 95{,}1 \text{ mm} \\ 82{,}40 - 15{,}74 \cdot \ln(\bar{X}_n), & \text{se } \bar{X}_n > 95{,}1 \text{ mm} \end{cases} \quad (30)$$

Para N ≥ 20 anos:

$$K = \begin{cases} 10{,}80, & \text{se } \bar{X}_n \leq 95{,}1 \text{ mm} \\ 82{,}79 - 15{,}82 \cdot \ln(\bar{X}_n), & \text{se } \bar{X}_n > 95{,}1 \text{ mm} \end{cases} \quad (31)$$

A variação dos coeficientes *a* e *b* entre as duas séries é inferior a 0,51%, confirmando que a estrutura da envoltória logarítmica é estável e independente do comprimento mínimo de registro adotado. A adoção da função logarítmica em substituição à exponencial clássica de Hershfield (1965) produz decaimento mais gradual para $\bar{X}_n$ elevados, fisicamente mais coerente com as regiões úmidas brasileiras, onde K tende a estabilizar-se entre 1 e 4.

Esse comportamento é corroborado por Batout *et al*. (2022), que demonstraram, para bacias costeiras argelinas, que a forma exponencial não é necessariamente a mais adequada para climas não temperados e que a função logarítmica apresenta melhor aderência em regiões de precipitação elevada. Nesse contexto, o K_m = 10,78 (N ≥ 30) obtido neste estudo é significamente inferior ao K_m = 15 proposto por Hershfield (1961) e ao valor lido no ábaco da WMO (2009), que para uma média de 83,5 mm forneceria K_m entre 14 e 15, evidenciando que a forma

funcional da envoltória impacta diretamente o fator de frequência adotado e, por consequência, as estimativas finais de PMP.

Comparativamente, Taborda (2026) identificou, pelo método da equação de Hershfield, K_m médio de 3,79 para as 461 estações mineiras para 24 horas, enquanto pelo ábaco o K_m médio foi de 15,40, resultando em uma diferença de 163% que se refletiu diretamente nas estimativas de PMP.

Esse fenômeno ilustra com propriedade a discussão levantada por Benson (1973, *apud* Koutsoyiannis, 1999), onde o mesmo aponta que a ampla aceitação do método da PMP não decorre necessariamente de sua qualidade técnica, mas do fato de oferecer uma solução prática que evita a definição explícita do nível de risco adotado no projeto.

4.2.3 Séries N ≥ 10 anos: curva exponencial composta

Para esta série adotou-se a curva exponencial composta, derivada na Equação (32):

$$K = \begin{cases} 10{,}80, & \text{se } \bar{X}_n \leq 118{,}0 \text{ mm} \\ 679{,}96 \cdot \exp\left(-0{,}035 \cdot \bar{X}_n\right), & \text{se } \bar{X}_n > 118{,}0 \text{ mm} \end{cases} \quad (32)$$

O ponto de transição $\bar{X}t_n$ = 118 mm para N ≥ 10 anos é superior ao $\bar{X}t_n$ = 95,1 mm das séries longas, refletindo a maior dispersão de K nas séries curtas, que desloca o ponto de máximo para precipitações médias mais elevadas. O K_m de 10,80 levemente superior às séries longas é coerente com o viés amostral documentado na literatura por Alias, Luo e Takara (2013), que ao analisar a bacia do rio Yodo, no Japão, concluíram que estações com menor número de observações tendem a apresentar PMP superestimada, pois a média das precipitações máximas é inflacionada pela menor amostragem.

Em escala nacional, este efeito é atenuado pelo grande número de estações, mas justifica o tratamento distinto da série N ≥ 10 anos com curva exponencial conservadora.

Cabe registrar que Fernando e Wickramasuriya (2021) criticaram a suposição de Hershfield de que o máximo evento observado seja sempre um único *outlier*, uma vez que uma amostra pode conter vários ou nenhum valor atípico.

Taborda (2026) verificou empiricamente essa questão para Minas Gerais: após aplicar o teste IQR, encontrou que 80% das estações apresentaram quantidade de *outliers* diferente de 1, sendo 67% sem nenhum evento extremo identificado. O presente estudo, ao adotar a média como patamar e a envoltória calibrada sobre toda a base nacional, mitiga implicitamente esse viés ao não impor a exclusão de um único *outlier* por estação, mas ao contrário, calibrar a curva sobre a envoltória superior observada no conjunto completo.

4.3 ESTATÍSTICA GLOBAL DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL

4.3.1 Distribuição geral das estimativas

A Tabela 2 apresenta as estatísticas descritivas das estimativas de PMP obtidas pelo Método Proposto e pelo Método de Hershfield (1965) para as três séries temporais.

Para cada série são reportados os valores médios, mínimos e máximos da PMP, o desvio padrão amostral e a superestimação relativa associada ao fator de frequência fixo adotado pelo método clássico, permitindo avaliar de forma sistemática a magnitude das divergências entre as duas abordagens e a sua variação em função do comprimento mínimo de série considerado.

O símbolo d(%) designa a superestimação relativa do Método de Hershfield em relação ao Método Proposto, calculada conforme a Equação (33):

$$d(\%) = \frac{PMP_{Hershfield} - PMP_{Proposto}}{PMP_{Proposto}} \times 100 \tag{33}$$

A leitura conjunta dessas estatísticas permite distinguir os dois componentes que determinam a magnitude da superestimação: a parcela atribuível ao fator de frequência, evidenciada pela razão entre as médias de PMP dos dois métodos, e a parcela associada à variabilidade local das séries, refletida no desvio padrão amostral. A superestimação média mais elevada nas séries de maior

comprimento indica que a divergência entre os métodos não é uniforme no território, mas modulada pela densidade da rede pluviométrica e pelo regime de precipitação de cada macrorregião.

Tabela 2 - Estatísticas descritivas das estimativas de PMP pelo Método Proposto e pelo Método de Hershfield, por série temporal

Estatística	N≥30 Proposto	N≥30 Hershfield	N≥20 Proposto	N≥20 Hershfield	N≥10 Proposto	N≥10 Hershfield
Mínimo (mm)	183,1	245,0	129,4	193,0	52,7	69,8
Média (mm)	357,0	500,2	358,1	501,4	371,5	510,9
Mediana (mm)	351,1	486,5	351,2	485,8	357,4	491,7
Máximo (mm)	755,7	1.168,3	795,1	1.537,3	1.161,4	2.480,3
D.P. (mm)	61,7	99,4	65,5	104,9	84,7	122,6
Q25 – Q75 (mm)	315–391	433–548	314–394	432–553	315–414	431–567
d(%) – média	—	39,8%	—	39,7%	—	37,5%
d(%) – mediana	—	37,4%	—	37,4%	—	36,4%
d(%) – mínimo	—	28,2%	—	28,1%	—	18,6%
d(%) – máximo	—	196,2%	—	197,0%	—	195,2%

Fonte: Elaborado pelo autor.
Notas: D.P. = desvio padrão;
Q25, Q75 = primeiro e terceiro quartis;
d(%) = superestimação do Método Hershfield em relação ao Método Proposto

Para N ≥ 30 anos, o Método Proposto resultou em PMP médio nacional de 357,0 mm (mediana 351,1 mm, D.P. = 61,7 mm), com mínimo de 183,1 mm e máximo de 755,7 mm. Para N ≥ 20 anos, a PMP média foi de 358,1 mm (+0,3% em relação a N ≥ 30 anos), confirmando a estabilidade das estimativas com a ampliação da rede. Para N ≥ 10 anos, a PMP média foi de 371,5 mm, ligeiramente superior (+3,7% em relação a N ≥ 20), reflexo da maior dispersão amostral das séries curtas e do emprego da curva exponencial.

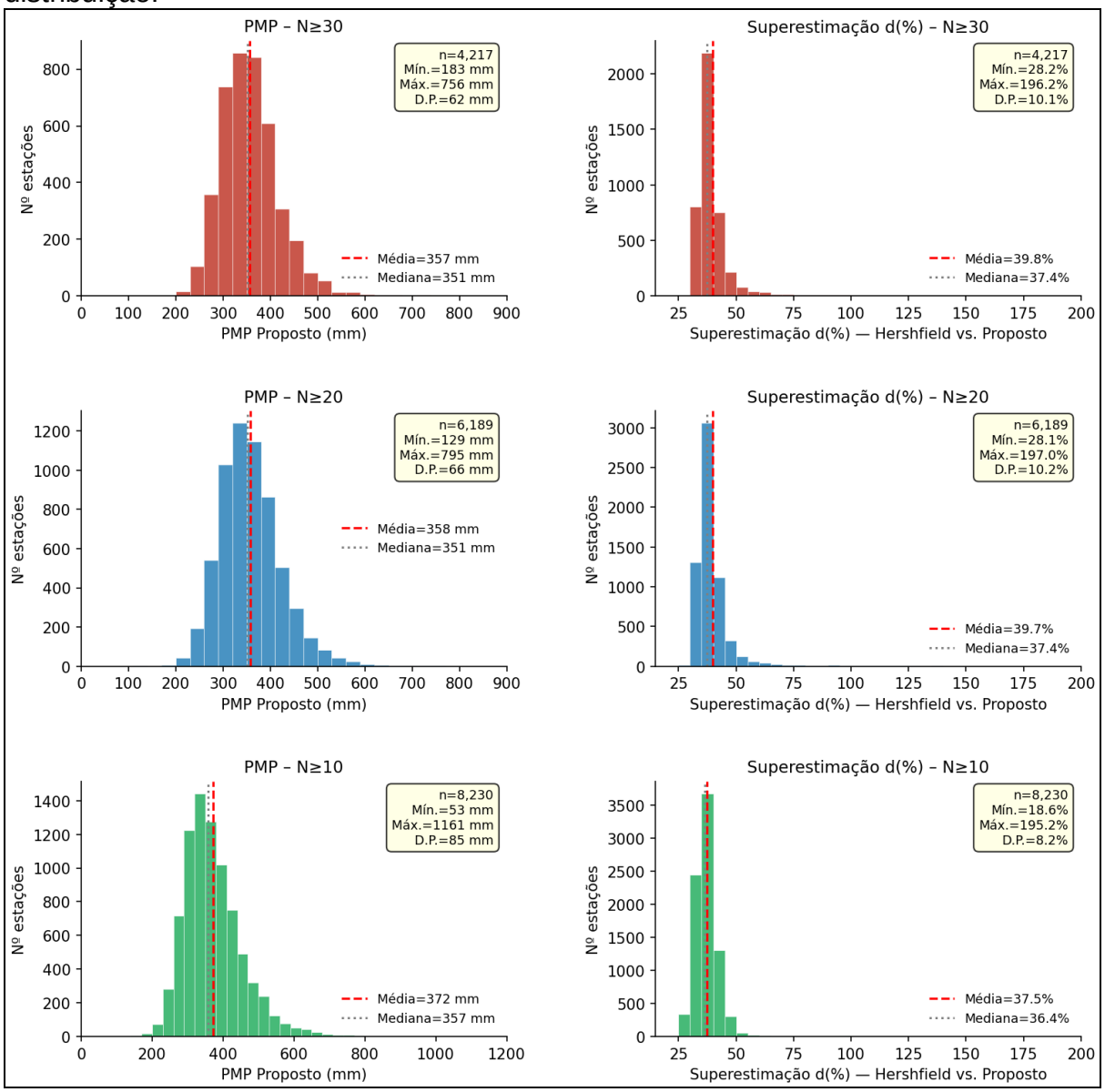
O Método de Hershfield produziu estimativas sistematicamente superiores em todas as séries, com médias nacionais de 500,2 mm (N ≥ 30), 501,4 mm (N ≥ 20) e 510,9 mm (N ≥ 10), representando superestimações médias de 39,8%, 39,7% e 37,5%, respectivamente. Os valores máximos de d(%) atingiram 196,2% (N ≥ 30) e 197,0% (N ≥ 20) em estações com $\bar{X}_n$ muito baixa, onde a curvatura ascendente da

envoltória exponencial original atribui valores de K muito superiores ao K_m empírico. Importa registrar que em nenhuma das estações foi observado valor negativo de d(%), confirmando que o Método de Hershfield superestima sistematicamente a PMP em todo o território nacional.

A Figura 16 apresenta os histogramas comparativos das estimativas de PMP e da superestimação d(%) para as três séries temporais analisadas. Em todas as séries, a distribuição da PMP pelo Método Proposto é aproximadamente unimodal e levemente assimétrica à direita, com maior concentração de valores entre 300 e 430 mm, o que indica homogeneidade das estimativas em escala nacional independentemente do critério de comprimento mínimo de registro adotado.

A distribuição de d(%) apresenta moda próxima a 37-40%, com cauda alongada à direita, evidenciando que, embora a superestimação sistemática do Método de Hershfield seja expressiva na maioria das estações, valores extremos de d(%) ocorrem de forma isolada em estações com precipitação média anual muito baixa, onde a curvatura ascendente da envoltória exponencial original imputa fatores K muito superiores ao máximo empiricamente observado.

Figura 16 - Histogramas de frequência da PMP estimada pelo Método Proposto (esquerda) e da superestimação relativa d(%) do Método de Hershfield em relação ao Método Proposto (direita), para as séries N ≥ 30 anos, N ≥ 20 anos e N ≥ 10 anos. A linha tracejada indica a média e a linha pontilhada indica a mediana de cada distribuição.



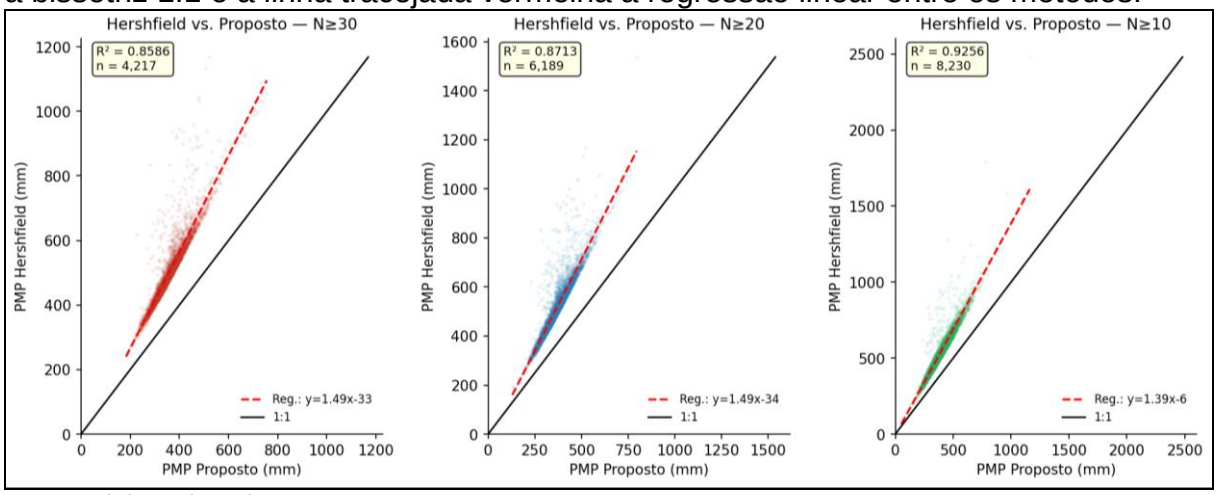
Fonte: Elaborado pelo autor.

A Figura 17 apresenta a dispersão ponto a ponto entre os dois métodos de estimativa da PMP. Em todas as séries analisadas, os pontos se posicionam integralmente acima da linha 1:1, com inclinações das retas de regressão de 1,48 (N ≥ 30 e N ≥ 20 anos) e 1,38 (N ≥ 10 anos), indicando que, para cada 1 mm de PMP estimada pelo Método Proposto, o Método de Hershfield acrescenta em média 0,48 mm nas séries longas e 0,38 mm na série mais curta. A menor inclinação observada para N ≥ 10 anos é coerente com o menor K_m médio desse subconjunto e com a

divergência menos acentuada entre os dois métodos no trecho decrescente da curva exponencial.

O coeficiente de determinação R^2 superior a 0,99 em todos os subconjuntos reflete a relação linear quase perfeita entre os dois métodos, esperada dado que ambos utilizam a mesma equação base de Chow (1951), diferindo exclusivamente no valor do fator K_m adotado.

Figura 17 - Diagrama de dispersão entre a PMP estimada pelo Método Proposto (abscissa) e pelo Método de Hershfield (ordenada) para as séries N ≥ 30 anos (vermelho), N ≥ 20 anos (azul) e N ≥ 10 anos (verde). A linha sólida preta representa a bissetriz 1:1 e a linha tracejada vermelha a regressão linear entre os métodos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.4 COMPARAÇÃO DO FATOR DE FREQUÊNCIA (KM) COM A LITERATURA NACIONAL E INTERNACIONAL

A calibração da curva envoltória composta resultou em $K_{m,máx}$ = 10,78 (N ≥ 30 anos) e $K_{m,máx}$ = 10,80 (N ≥ 20 e N ≥ 10 anos), com ponto de transição $\bar{X}_n^t$ = 95,1 mm para as séries longas e $\bar{X}_n^t$ = 118,0 mm para a série N ≥ 10 anos. O fator de frequência K_{Herf} observado apresentou máximo de 10,78 nas três séries, com média de 3,61 (N ≥ 30 anos), 3,46 (N ≥ 20 anos) e 3,34 (N ≥ 10 anos), refletindo que a grande maioria das estações brasileiras opera com fatores de frequência muito inferiores ao limite da curva envoltória.

A Tabela 3 sintetiza os valores máximos de K_m identificados por diferentes estudos nacionais e internacionais, colocando em perspectiva os resultados obtidos no presente trabalho.

Tabela 3 - Comparação do fator de frequência K_m máximo observado com estudos nacionais e internacionais.

Referência	Região / País	$K_{m,máx}$ obs.	Duração
Hershfield (1965)	EUA (temperado/frio)	15,0 (adotado)	Diversas
Sugai e Fill (1990)	Sul do Brasil	9,0	1–2 dias
Galvíncio *et al*. (2005)	Paraíba, Brasil	6,0	24 h
Casas *et al*. (2008)	Catalunha, Espanha	8,7	24 h
Desa e Rakhecha (2007)	Johor, Malásia	7,5	24 h
Lan *et al*. (2017)	Hong Kong, China	5,4	24 h
Boota *et al*. (2018)	Paquistão	4,68	24 h
Afzali-Gorouh *et al*. (2018)	Irã	5,3	24 h
Cavalcanti *et al*. (2018)	Recife, Brasil	4,9	24 h
Silva Neto *et al*. (2020)	Tocantins, Brasil	4,81	24 h
Barbosa *et al*. (2023)	Brasil (270 estações)	9,6	24 h
Martins (2024)	Barcarena (PA), Brasil	8,42	24 h
Feliciano (2025)	Minas Gerais, Brasil	8,98 (hist.); 14,62 (sint.)	24 h
Taborda (2026)	Minas Gerais, Brasil	9,22	24 h
Método Proposto	Brasil (8.230 estações)	10,78	24 h

Fonte: Elaborado pelo autor, com base na literatura citada.

Notas: hist. = valor obtido a partir de séries históricas observadas;
sint. = valor obtido a partir de séries sintéticas geradas por simulação de Monte Carlo (percentil 99%).

A análise comparativa revela que o K_m = 15 de Hershfield (1965) representa um valor calibrado para condições climáticas de zonas temperadas e frias norte-americanas e não encontra correspondência empírica nos dados brasileiros. Essa observação já havia sido apontada por Sugai e Fill (1990), com K_m máximo de 9,0 para o Sul do Brasil, e por Barbosa *et al*. (2023), com K_m máximo de 9,6 para todo o território nacional a partir de 270 estações.

O presente estudo, com base de dados substancialmente mais extensa do que as utilizadas em estudos regionais anteriores, confirma que o K_{Herf} máximo observado de 10,78 nas três séries temporais, com $K_{m,máx}$ da curva envoltória calibrado em 10,78 (N ≥ 30 anos) e 10,80 (N ≥ 20 e N ≥ 10 anos).

No âmbito internacional, os estudos em regiões tropicais e subtropicais convergem para a mesma conclusão: valores máximos de K_{Herf} entre 4,0 e 9,6, com o Brasil apresentando $K_{m,máx}$ próximo ao limite superior dessa faixa. Apenas Feliciano (2025), utilizando séries sintéticas por Monte Carlo, identificou valores de K_m superiores a 14,0 para regiões de clima tropical em Minas Gerais. Taborda (2026), com séries históricas para 461 estações mineiras, identificou K_{Herf} máximo de 9,22, consistente com os resultados nacionais obtidos neste estudo.

Para fins regulatórios, os resultados desta dissertação poderão subsidiar o dimensionamento hidrológico de novas barragens de mineração, bem como a verificação e adequação hidráulica das estruturas já existentes, contribuindo para a melhoria dos padrões de segurança no setor. O ordenamento normativo vigente, representado pela Resolução ANM nº 95/2022, atualmente em transição para a Resolução ANM nº 220/2025, mantém o critério de que o sistema extravasor deve ser dimensionado para T = 10.000 anos ou para a PMP, o que for mais restritivo, conferindo às estimativas aqui produzidas aderência direta às exigências regulatórias aplicáveis às barragens de mineração no Brasil.

4.5 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PROVÁVEL

Os valores individuais de PMP por estação foram georreferenciados com latitude e longitude extraídas do metadado *GeoPackage* oficial da ANA. A análise estação a estação revela que a superestimação d(%) varia de 28,2% a 196,2% para N ≥ 30 anos, não sendo uniforme no território nacional. Os valores mais elevados de d(%) estão associados a estações com $\bar{X}_n$ < 50 mm, localizadas predominantemente no semiárido nordestino e no Cerrado central, enquanto os menores valores concentram-se nas regiões úmidas do Sul e da Amazônia, onde as duas curvas tendem a convergir.

Esse comportamento é diretamente explicado pela geometria da curva exponencial de Hershfield, onde em regiões de baixa precipitação média, a curvatura ascendente da envoltória original imputa valores de K muito superiores ao K_m empírico observado, ampliando a divergência entre os dois métodos. À medida que $\bar{X}_n$ aumenta, essa divergência diminui progressivamente, o que confere ao Método Proposto maior representatividade nas regiões mais úmidas. Desa e Rakhecha (2007) documentaram fenômeno análogo para estações da Malásia, concluindo que a adoção direta de K_m = 15 superestima sistematicamente a PMP em localidades com elevada precipitação média anual.

A espacialização da PMP estimada pelo Método Proposto, obtida por krigagem ordinária com variograma esférico, e as correspondentes superfícies pelo Método de Hershfield são apresentadas nos subcapítulos seguintes para as três séries temporais, permitindo identificar os padrões regionais de PMP e a magnitude da superestimação introduzida pelo Método de Hershfield. Os subcapítulos 4.5.1,

4.5.2 e 4.5.3 apresentam os resultados para os subconjuntos N ≥ 10, N ≥ 20 e N ≥ 30 anos, respectivamente.

4.5.1 Série N ≥ 10 anos

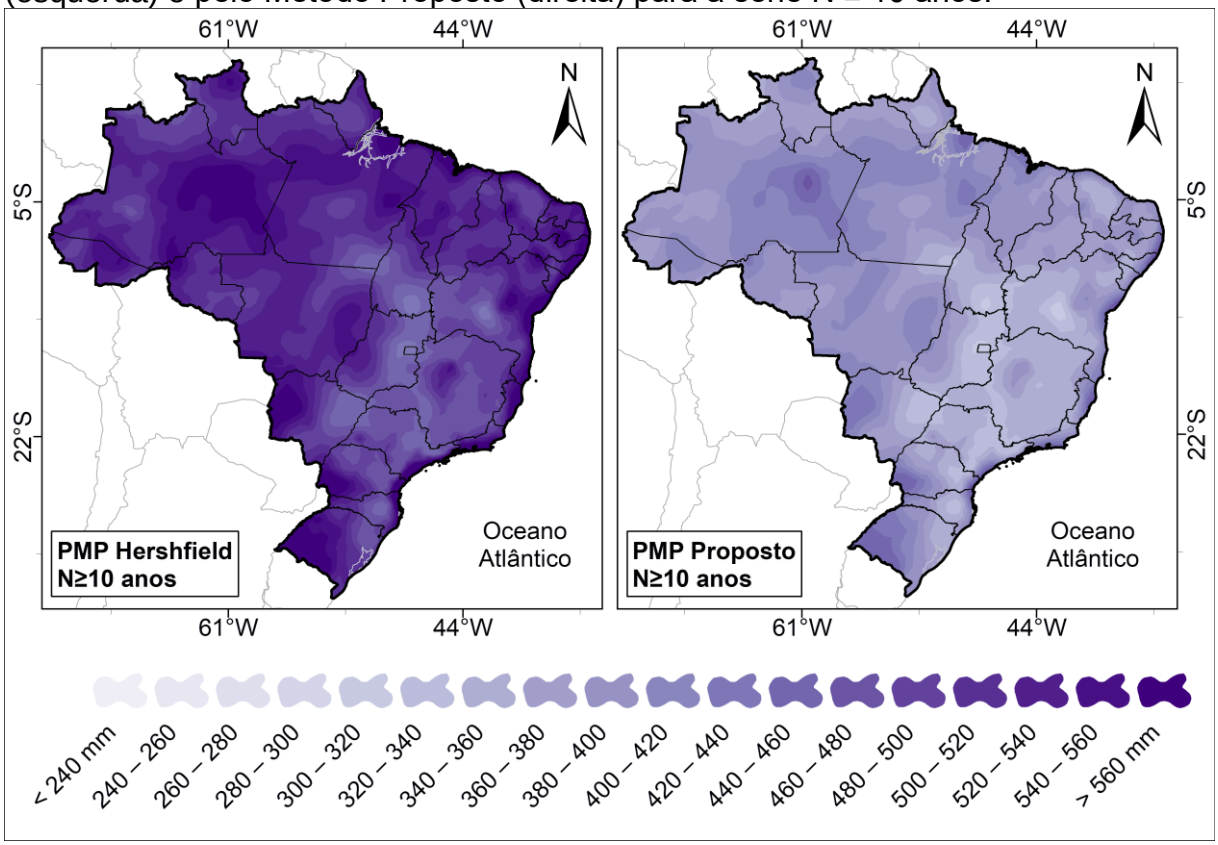
A Figura 18 apresenta as superfícies de PMP estimadas pelo Método de Hershfield (painel esquerdo) e pelo Método Proposto (painel direito). No painel esquerdo, a superfície de Hershfield apresenta predomínio quase uniforme de tons de roxo intenso a roxo profundo, correspondentes à faixa de 440 a mais de 560 mm, sem distinção expressiva entre as macrorregiões climáticas do país, com PMP média nacional de 510,9 mm.

No painel direito, o Método Proposto revela estrutura espacial significativamente mais diferenciada, com PMP média de 371,5 mm e gradiente cromático que reflete a diversidade pluviométrica brasileira: tons claros de lilás predominam no interior do Cerrado e do semiárido nordestino, enquanto tons de roxo de intensidade intermediária a intensa concentram-se no litoral nordestino, no Oeste paranaense e catarinense e no extremo Norte amazônico, que correspondem às três macrorregiões de maior potencial de precipitação extrema identificadas neste estudo.

A superestimação média de 37,5% produzida pelo Método de Hershfield neste subconjunto é mais pronunciada nas áreas de menor precipitação média, onde a curvatura ascendente da envoltória exponencial original imputa fatores K muito superiores ao máximo empiricamente observado.

Esses resultados demonstram que o Método Proposto, ao calibrar o fator de frequência K_m com dados das estações brasileiras, produz uma superfície de PMP espacialmente coerente com os sistemas meteorológicos predominantes em cada região do país, em contraste com a homogeneidade gerada pelo uso do K_m = 15 de Hershfield. A estrutura espacial obtida pelo Método Proposto é consistente com os padrões climatológicos documentados na literatura nacional, indicando que, mesmo com séries de menor comprimento, a curva envoltória calibrada é capaz de capturar os gradientes regionais de precipitação extrema.

Figura 18 - Distribuição espacial da PMP estimada pelo Método de Hershfield (esquerda) e pelo Método Proposto (direita) para a série N ≥ 10 anos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.5.2 Série N ≥ 20 anos

A Figura 19 apresenta as superfícies de PMP estimadas pelo Método de Hershfield (painel esquerdo) e pelo Método Proposto (painel direito) para o subconjunto N ≥ 20 anos. No painel esquerdo, a superfície de Hershfield mantém o predomínio de tons de roxo intenso a roxo profundo em praticamente todo o território, com PMP média nacional de 501,4 mm, reproduzindo o mesmo padrão de relativa homogeneidade cromática já observado na série N ≥ 10 anos, sem distinção expressiva entre as macrorregiões climáticas do país.

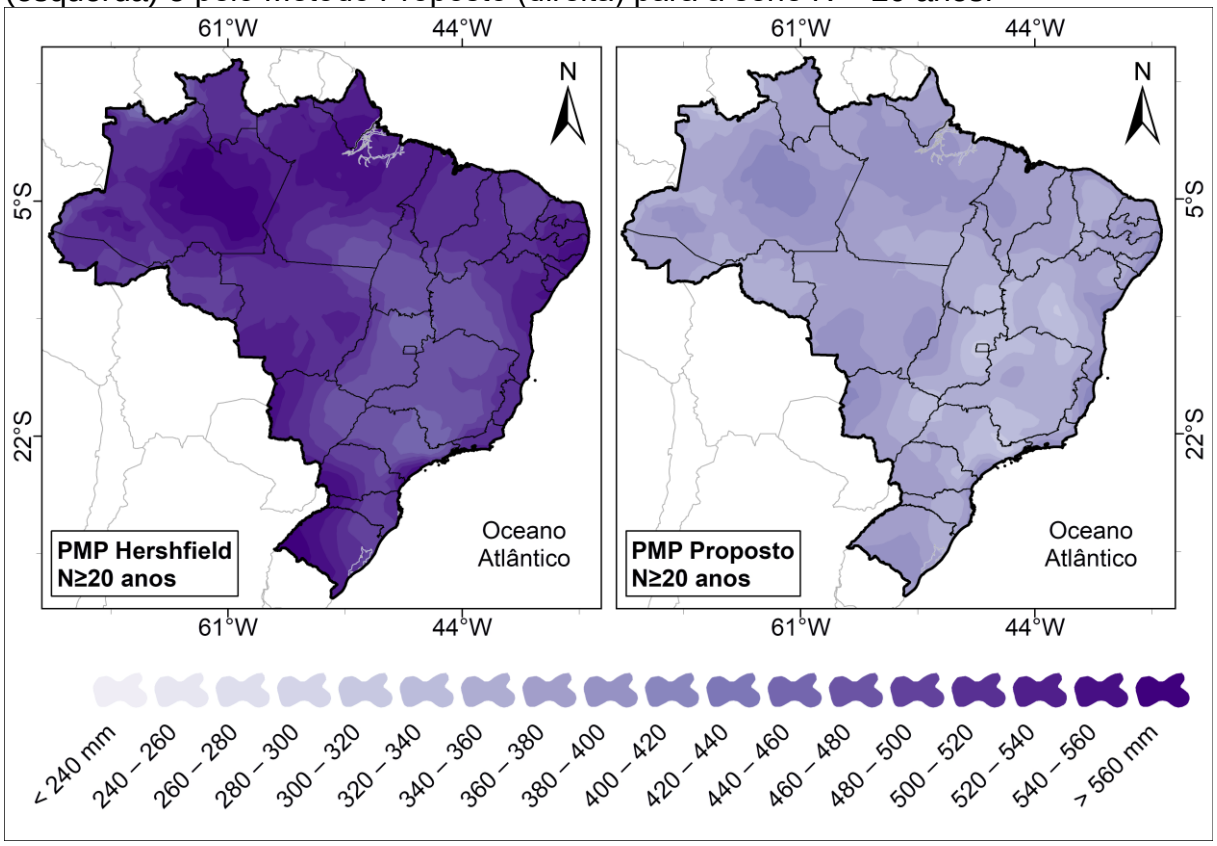
No painel direito, o Método Proposto apresenta estrutura espacial consistente com a série anterior, com PMP média de 358,1 mm e gradiente cromático que preserva os mesmos padrões regionais identificados no subconjunto N ≥ 10 anos: tons claros de lilás predominam no interior do Cerrado e do semiárido nordestino, enquanto tons de roxo de intensidade intermediária concentram-se no litoral nordestino, no Oeste paranaense e catarinense e no extremo Norte

amazônico, que correspondem às três macrorregiões de maior potencial de precipitação extrema identificadas neste estudo. A superfície apresenta-se levemente mais suavizada em relação à série N ≥ 10 anos, em razão da menor densidade de estações nas regiões Norte e Centro-Oeste.

A superestimação média de 39,7% produzida pelo Método de Hershfield neste subconjunto é ligeiramente superior à observada na série N ≥ 10 anos (37,5%), reflexo da maior proporção de estações com $\bar{X}_n$ inferior ao ponto de transição da curva envoltória logarítmica (95,1 mm), que amplifica a divergência entre os dois métodos nas regiões mais áridas.

A quase identidade dos padrões espaciais entre as séries N ≥ 20 e N ≥ 10 anos, com variação da PMP média nacional de apenas 0,3%, demonstra que o Método Proposto produz estimativas espacialmente estáveis independentemente da inclusão das estações com séries mais curtas, reforçando a robustez metodológica da curva envoltória calibrada para as condições brasileiras.

Figura 19 - Distribuição espacial da PMP estimada pelo Método de Hershfield (esquerda) e pelo Método Proposto (direita) para a série N ≥ 20 anos.



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.5.3 Série N ≥ 30 anos

A Figura 20 apresenta as superfícies de PMP estimadas pelo Método de Hershfield (painel esquerdo) e pelo Método Proposto (painel direito) para o subconjunto N ≥ 30 anos, com 4.217 estações, que constitui o cenário de referência desta pesquisa por apresentar os parâmetros estatísticos de maior robustez amostral. No painel esquerdo, a superfície de Hershfield exibe predomínio de tons de roxo intenso a roxo profundo em todo o território, com PMP média nacional de 500,2 mm, reproduzindo a mesma ausência de diferenciação regional já observada nos subconjuntos anteriores.

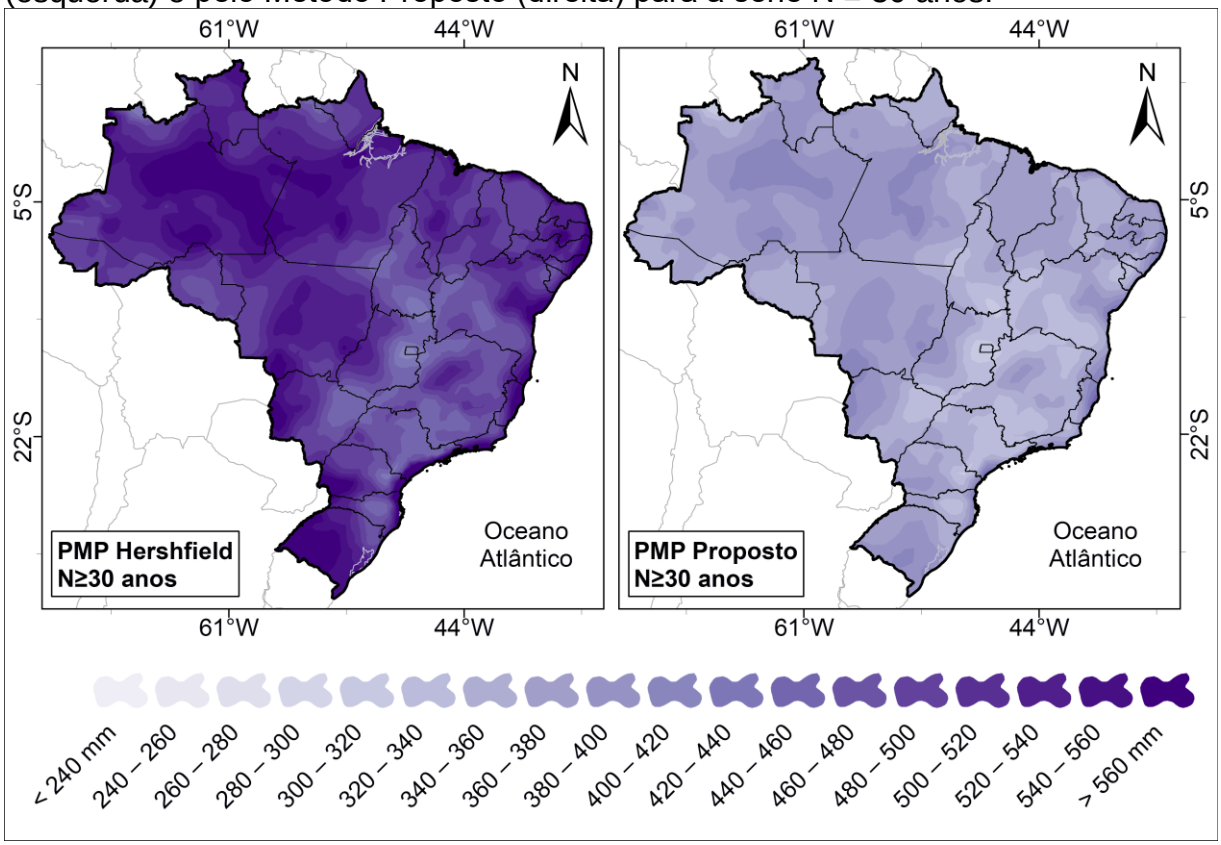
No painel direito, o Método Proposto apresenta estrutura espacial coerente com as séries N ≥ 10 e N ≥ 20 anos, com PMP média de 357,0 mm e gradiente cromático que preserva os padrões regionais identificados nos subconjuntos anteriores: tons claros de lilás predominam no interior do Cerrado e do semiárido nordestino, enquanto tons de roxo de intensidade intermediária concentram-se no litoral nordestino, no Oeste paranaense e catarinense e no extremo Norte amazônico, que correspondem às três macrorregiões de maior potencial de precipitação extrema identificadas neste estudo.

A superfície apresenta-se com granularidade ligeiramente mais grosseira em relação às séries anteriores, em razão da menor densidade de estações com N ≥ 30 anos nas regiões Norte, Centro-Oeste e parte do Nordeste.

A superestimação média de 39,8% produzida pelo Método de Hershfield neste subconjunto é a mais elevada entre as três séries analisadas, resultado esperado dado que estações com séries mais longas tendem a apresentar $\bar{X}_n$ mais estável e próximo à média regional, fazendo com que a diferença entre o K_m da curva proposta e o K_m de Hershfield se manifeste com maior intensidade relativa.

A consistência dos padrões espaciais entre as três séries temporais, com variação da PMP média nacional inferior a 4% entre os subconjuntos N ≥ 30 e N ≥ 10 anos, confirma que o Método Proposto produz estimativas de PMP espacialmente estáveis e aderentes aos padrões climáticos regionais do território brasileiro, independentemente do critério de comprimento mínimo de série adotado.

Figura 20 - Distribuição espacial da PMP estimada pelo Método de Hershfield (esquerda) e pelo Método Proposto (direita) para a série N ≥ 30 anos.



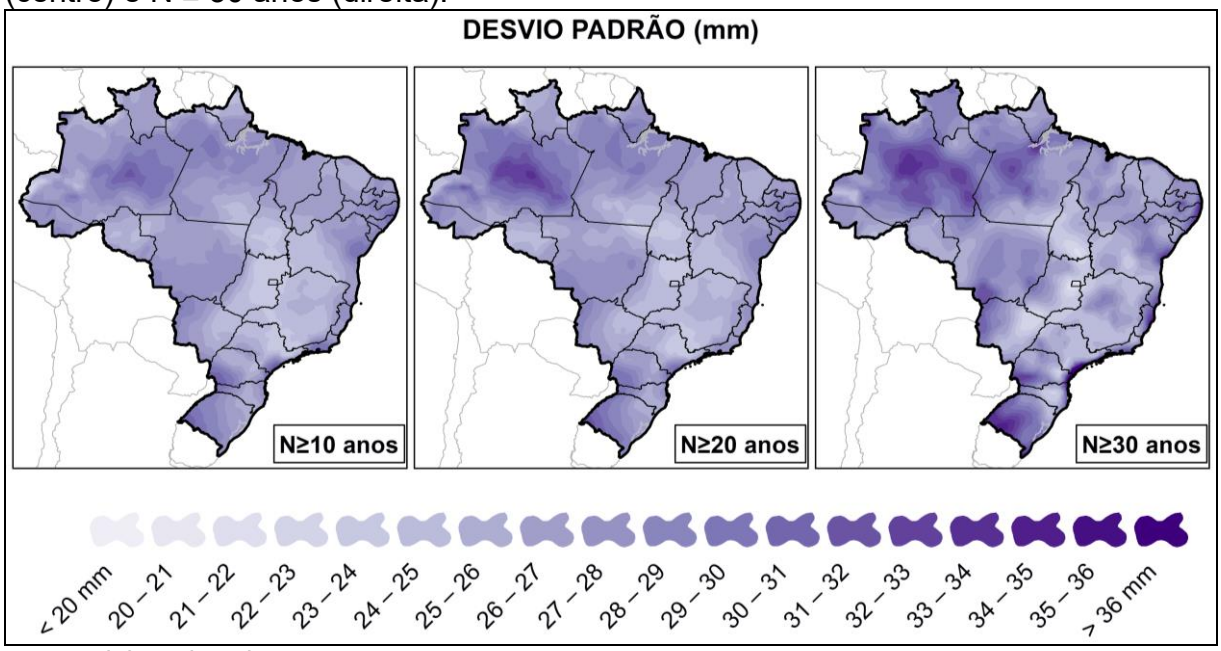
Fonte: Elaborado pelo autor.

4.5.4 Desvio Padrão Espacial

A Figura 21 apresenta os mapas de desvio padrão (S_n) das séries de máximas anuais para os três subconjuntos temporais. Para as séries N ≥ 10 e N ≥ 20 anos, os mapas apresentam padrão espacial relativamente homogêneo, com S_n médio nacional em torno de 21 a 25 mm na maior parte do território. Para a série N ≥ 30 anos, o mapa revela valores mais elevados e heterogêneos, com S_n superando 30 mm em áreas do Norte amazônico e do litoral nordestino, padrão fisicamente consistente com a maior exposição dessas regiões a eventos extremos ao longo de séries mais longas.

As regiões de maior S_n coincidem com as macrorregiões de maior PMP identificadas neste estudo, confirmando que o produto $K_m \cdot S_n$ é o principal determinante da magnitude das estimativas de PMP e que a superestimação produzida pelo Método de Hershfield é proporcional à variabilidade local das séries.

Figura 21 - Distribuição espacial do desvio padrão (S_n) das séries de precipitação máxima diária anual para os subconjuntos N ≥ 10 anos (esquerda), N ≥ 20 anos (centro) e N ≥ 30 anos (direita).



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.6 RESUMO ESTATÍSTICO POR ESTADO

A Tabela 4 apresenta o resumo estatístico por unidade federativa para a série N ≥ 30 anos, que constitui o subconjunto de maior rigor amostral.

Tabela 4 – Resumo estatístico da PMP por estado – N ≥ 30 anos (ordenado por PMP média decrescente)

(continua)

UF	n	$\bar{X}_n$ (mm)	PMP Proposto Médio (mm)	PMP Proposto Mín. (mm)	PMP Proposto Máx. (mm)	D.P. (mm)	PMP Hersh. Médio (mm)	d(%) Médio
AL	28	78,2	410,4	269,5	572,2	84,1	586,5	42,9
RR	17	92,6	393,5	294,1	455,3	43,7	540,7	37,1
ES	89	84,7	388,0	232,6	595,5	70,3	534,7	37,7
AM	54	94,3	387,7	264,6	578,5	63,2	549,1	41,5
MT	102	91,3	382,5	246,8	637,5	66,9	526,4	37,3
PB	184	74,7	379,6	240,2	572,8	66,6	535,4	41,1
MA	73	90,8	375,5	202,3	523,7	52,2	519,5	38,0
RS	163	97,0	374,8	243,1	549,0	49,7	537,3	43,1
PA	88	97,9	374,2	269,7	735,4	61,4	532,6	42,4
RN	83	71,7	372,3	249,9	557,7	54,4	526,7	41,6
PE	123	70,8	370,7	238,7	718,1	78,6	533,6	43,8
RJ	104	88,3	365,6	239,3	653,3	66,0	524,5	43,1
PR	462	93,2	362,9	221,7	633,7	48,3	511,7	40,6

Tabela 4 – Resumo estatístico da PMP por estado – N ≥ 30 anos (ordenado por PMP média decrescente)

(conclusão)

UF	n	$\bar{X}_n$ (mm)	PMP Proposto Médio (mm)	PMP Proposto Mín. (mm)	PMP Proposto Máx. (mm)	D.P. (mm)	PMP Hersh. Médio (mm)	d(%) Médio
SC	153	87,5	362,6	246,8	567,2	54,9	505,6	39,3
PI	77	84,1	361,9	250,2	459,5	49,4	495,7	36,9
MS	97	90,7	359,4	253,0	484,3	50,6	491,9	36,5
BA	305	72,8	359,3	220,9	704,0	64,3	506,1	40,8
CE	378	75,0	352,7	223,5	628,2	58,8	493,1	39,9
AP	10	95,6	351,1	277,2	484,9	60,7	506,7	45,1
GO	116	85,9	350,7	241,9	460,6	47,3	477,6	36,1
RO	12	95,0	349,0	247,9	482,3	61,9	477,4	36,6
AC	6	94,1	348,1	263,0	420,9	54,0	476,0	36,4
MG	440	80,9	345,0	202,4	664,9	53,6	473,0	37,0
SE	26	66,7	343,0	233,3	540,8	83,9	490,8	43,9
TO	47	90,3	341,3	222,9	428,1	45,1	462,0	35,2
SP	959	83,2	338,9	183,1	755,7	65,0	476,9	40,2
DF	21	77,4	295,2	251,1	396,8	30,8	402,5	36,2

Fonte: Elaborado pelo autor.

Notas: n = número de estações;
$\bar{X}_n$ = precipitação média anual;
D.P. = desvio padrão;
d(%) = superestimação do Método de Hershfield.

Os estados com maiores PMPs médias foram Alagoas (410,4 mm), Roraima (393,5 mm), Espírito Santo (388,0 mm) e Amazonas (387,7 mm). Em Alagoas, a combinação de brisas marítimas atlânticas com sistemas convectivos organizados pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) configura o maior potencial de precipitação extrema do conjunto analisado. No Espírito Santo, a orografia das Serras da Mantiqueira e do Espinhaço intensifica os sistemas frontais; na Amazônia (AM, RR), a convecção profunda e os sistemas convectivos de mesoescala constituem os principais mecanismos produtores de precipitação extrema.

No extremo oposto, o Distrito Federal (295,2 mm), Tocantins (341,3 mm) e Sergipe (343,0 mm) apresentaram as menores PMPs médias, padrão associado aos seus regimes climáticos. O DF insere-se no domínio do Cerrado, com estação seca pronunciada de abril a setembro. Em Minas Gerais com 440 estações na série N ≥ 30 anos e o maior acervo de barragens cadastradas no país (BRASIL, 2023), a PMP média foi de 345,0 mm, com máximo estadual de 664,9 mm.

A superestimação d(%) por estado varia de 35,2% (Tocantins) a 45,1% (Amapá), com os maiores valores concentrados nos estados do Norte e Nordeste. Esse padrão decorre da maior proporção de estações com $\bar{X}_n$ < 95,1 mm nessas regiões, que operam no patamar K = K_m da curva proposta enquanto a envoltória exponencial de Hershfield continua crescendo indefinidamente para valores decrescentes de $\bar{X}_n$, ampliando progressivamente a divergência entre os dois métodos.

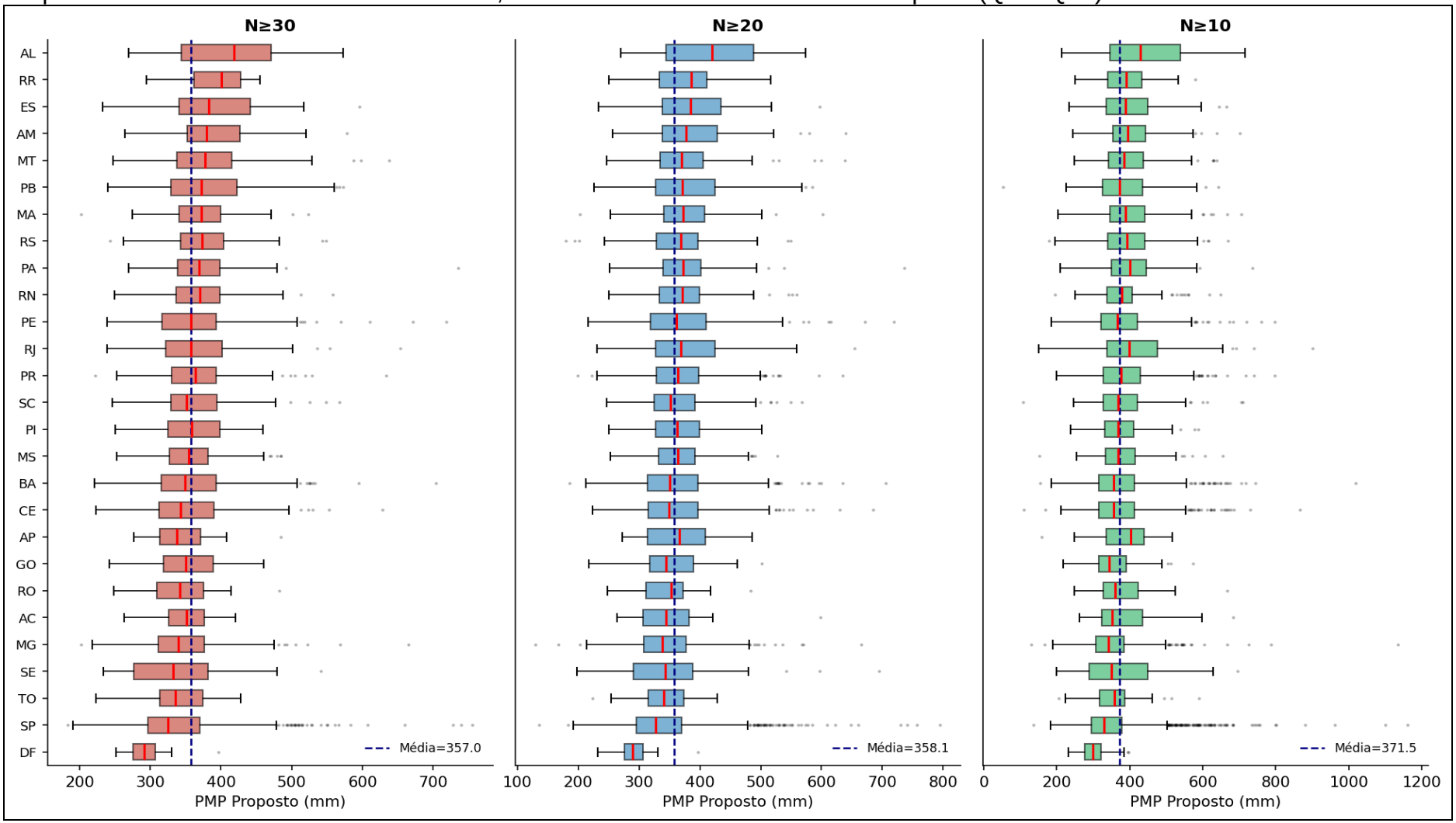
No estado de São Paulo, com 959 estações na série N ≥ 30 anos, o maior contingente de qualquer unidade federativa, a PMP média proposta foi de 338,9 mm, com superestimação média de 40,2%. O estado do Paraná, com 462 estações, apresentou PMP média de 362,9 mm e superestimação de 40,6%. O Rio Grande do Sul apresentou a maior PMP média pelo Método de Hershfield (537,3 mm), refletindo o elevado coeficiente de variação das séries sulinas, fortemente influenciadas pelos fenômenos El Niño e La Niña (Grimm, 2011). O Método Proposto estimou 374,8 mm para o RS, valor acima da média nacional.

Para examinar essa variabilidade interna além das médias estaduais, as Figuras 22 e 23 apresentam os *boxplots* da PMP e de d(%) por estado, evidenciando a dispersão intraestadual e as diferenças entre as três séries temporais.

Os *boxplots* da PMP (Figura 22) evidenciam dispersão intraestadual substancial nos estados de grande extensão territorial e heterogeneidade climática, com destaque para São Paulo, Minas Gerais, Bahia, Paraná e Mato Grosso. Em contraste, estados climaticamente mais homogêneos, como Distrito Federal, Alagoas e Sergipe, exibem *boxplots* consideravelmente mais estreitos, indicando maior uniformidade espacial das estimativas.

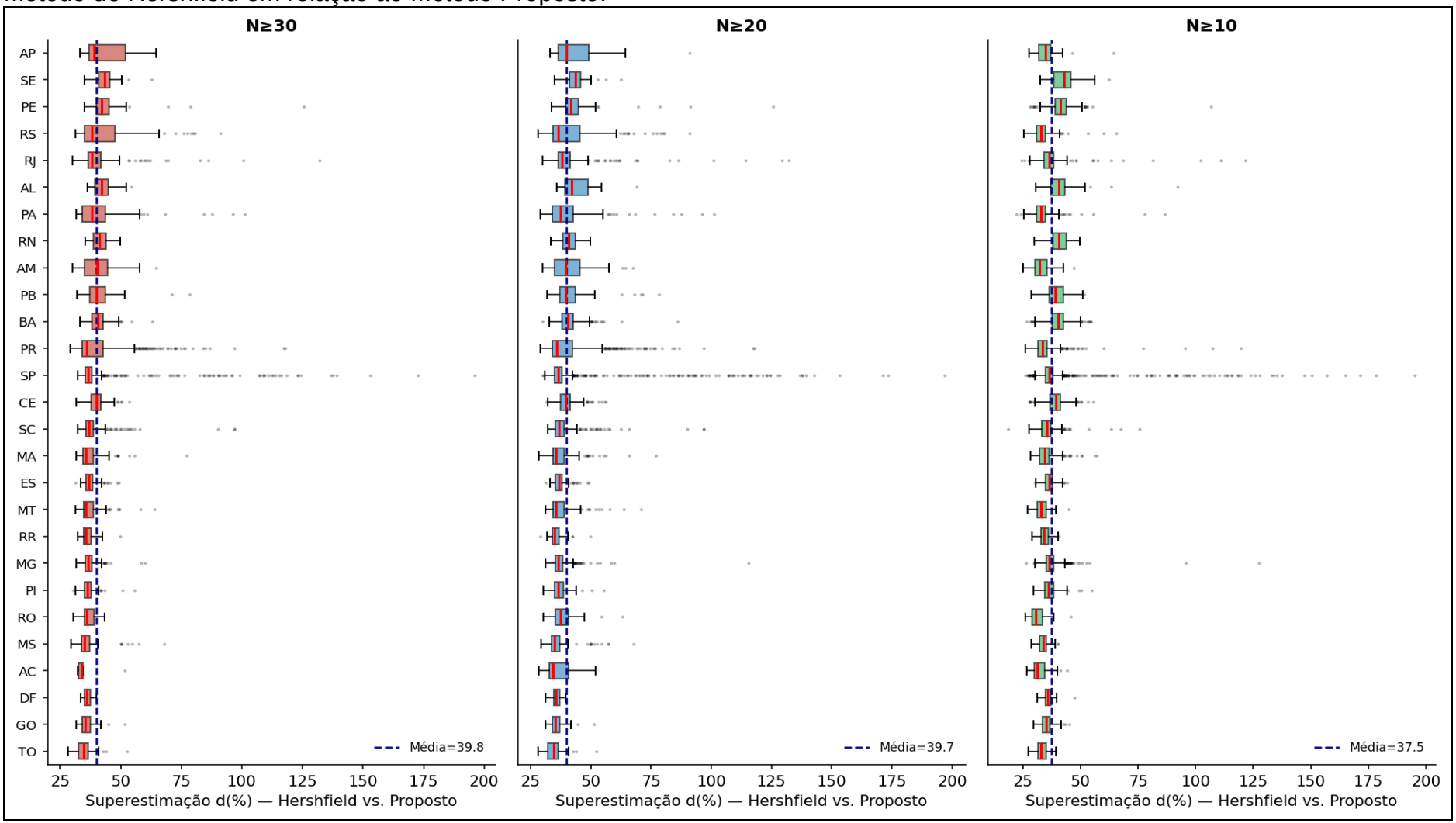
Já a superestimação d(%) (Figura 23) apresenta dispersão intraestadual sistematicamente menor do que a PMP absoluta, indicando que o fator de translação entre os dois métodos é relativamente estável dentro de cada unidade federativa. Esse resultado sugere que a divergência entre os métodos é determinada principalmente pelo valor de $\bar{X}_n$ de cada estação, e não por características climáticas específicas de cada estado.

Figura 22 – *Boxplots* da PMP por estado por série temporal (N ≥ 30 anos, N ≥ 20 anos e N ≥ 10 anos) estimada pelo Método Proposto. A linha vermelha indica a mediana; as caixas delimitam o intervalo interquartil (Q25–Q75).



Fonte: Elaborado pelo autor.

Figura 23 – *Boxplots* da superestimação d(%) por estado e série temporal (N ≥ 30 anos, N ≥ 20 anos e N ≥ 10 anos) estimada pelo Método de Hershfield em relação ao Método Proposto.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Esse padrão de variabilidade intraestadual encontra respaldo na literatura regional. Em Minas Gerais, Taborda (2026) identificou dois grupos homogêneos por clusterização multivariada com base nas coordenadas geográficas, na altitude e no fator de frequência K_m, obtendo comportamentos distintos dos extremos de precipitação entre as regiões Norte e Sul do estado. Esse resultado sugere que a dispersão intraestadual observada nos *boxplots* deste estudo não constitui ruído estatístico, mas reflete um padrão estrutural associado à heterogeneidade climatológica regional, o que reforça a pertinência de abordagens regionalizadas na estimativa da PMP em estados de grande extensão territorial.

4.7 ANÁLISE COMPARATIVA ENTRE AS TRÊS SÉRIES TEMPORAIS

A análise comparativa entre as três séries temporais tem por objetivo avaliar a sensibilidade das estimativas de PMP ao critério de comprimento mínimo de registro adotado. A ampliação do conjunto de estações, ao relaxar o critério de N ≥ 30 para N ≥ 20 ou N ≥ 10 anos, incrementa a cobertura espacial da rede pluviométrica, mas pode introduzir maior incerteza estatística nas estimativas individuais.

A Tabela 5 sintetiza essa comparação, apresentando as PMPs médias por estado para os três critérios e as variações percentuais relativas entre séries consecutivas, permitindo identificar quais regiões são mais sensíveis à escolha do comprimento mínimo de registro.

Tabela 5 – Comparação da PMP média por estado entre as três séries temporais e variação percentual relativa

(continua)

UF	PMP N≥30 (mm)	PMP N≥20 (mm)	Δ N30→20 (%)	PMP N≥10 (mm)	Δ N20→10 (%)
AC	348,1	351,6	+1,0%	386,2	+9,8%
AL	410,4	416,7	+1,5%	441,6	+5,9%
AM	387,7	385,4	−0,6%	407,7	+5,8%
AP	351,1	372,2	+6,0%	379,6	+2,0%
BA	359,3	359,8	+0,1%	371,8	+3,3%
CE	352,7	358,5	+1,6%	370,8	+3,4%
DF	295,2	292,7	−0,8%	301,9	+3,1%
ES	388,0	385,8	−0,5%	397,4	+3,0%
GO	350,7	349,0	−0,5%	350,9	+0,5%
MA	375,5	378,8	+0,9%	399,8	+5,6%

Tabela 5 – Comparação da PMP média por estado entre as três séries temporais e variação percentual relativa

(conclusão)

UF	PMP N≥30 (mm)	PMP N≥20 (mm)	Δ N30→20 (%)	PMP N≥10 (mm)	Δ N20→10 (%)
MG	345,0	343,8	−0,3%	349,7	+1,7%
MS	359,4	365,5	+1,7%	378,3	+3,5%
MT	382,5	377,0	−1,4%	395,1	+4,8%
PA	374,2	377,2	+0,8%	400,7	+6,2%
PB	379,6	378,5	−0,3%	383,7	+1,4%
PE	370,7	371,3	+0,2%	381,6	+2,8%
PI	361,9	366,4	+1,3%	373,5	+1,9%
PR	362,9	364,9	+0,6%	384,3	+5,3%
RJ	365,6	380,8	+4,2%	410,9	+7,9%
RN	372,3	372,2	−0,0%	381,4	+2,5%
RO	349,0	349,4	+0,1%	386,9	+10,7%
RR	393,5	375,1	−4,7%	391,7	+4,4%
RS	374,8	366,4	−2,2%	392,6	+7,1%
SC	362,6	361,1	−0,4%	379,4	+5,1%
SE	343,0	356,6	+4,0%	368,8	+3,4%
SP	338,9	338,7	−0,0%	348,0	+2,7%
TO	341,3	342,0	+0,2%	357,7	+4,6%

Fonte: Elaborado pelo autor.

Notas: Δ = variação percentual da PMP média em relação ao critério temporal imediatamente anterior.

As variações de PMP entre N ≥ 30 e N ≥ 20 anos são inferiores a 2% em módulo para a maioria dos estados, com apenas Roraima (−4,7%), Rio Grande do Sul (−2,2%) e Mato Grosso (−1,4%) superando esse limiar. Os maiores incrementos foram registrados no Amapá (+6,0%), Rio de Janeiro (+4,2%) e Sergipe (+4,0%). A transição de N ≥ 20 para N ≥ 10 anos produz incrementos de 2% a 11% para a maior parte dos estados, sendo os mais sensíveis Rondônia (+10,7%), Acre (+9,8%), Rio de Janeiro (+7,9%) e Rio Grande do Sul (+7,1%).

A estabilidade observada entre os subconjuntos N ≥ 30 e N ≥ 20 anos confirma que registros com 20 anos ou mais são suficientes para aplicação do Método Proposto sem comprometimento relevante da acurácia das estimativas. Esse resultado é consistente com a recomendação de Hershfield (1961), que já estabelecia um mínimo de 20 anos de observações, e com a prática adotada por Taborda (2026) para as estações de Minas Gerais.

Esses resultados indicam que a série N ≥ 30 anos é a referência ideal para o dimensionamento de obras de segurança, como barragens de mineração

sujeitas as Resoluções ANM n° 95/2022 e 220/2025, em razão da maior estabilidade estatística e menor incerteza amostral. A série N ≥ 20 anos apresenta desempenho equivalente para estudos exploratórios e de pré-dimensionamento.

4.7.1 Superestimação espacial e limitações da interpolação

A superestimação d(%) do Método de Hershfield apresenta variação espacial sistemática, sendo mais intensa nos estados do Norte e Nordeste, onde a maior proporção de estações com $\bar{X}_n$ inferior ao ponto de transição de 95,1 mm opera no patamar $K = K_m$ da curva proposta, contrastando com a curvatura ascendente da envoltória exponencial de Hershfield, que atribui valores de K crescentes para precipitações médias decrescentes.

Os estados do Amapá (45,1%), Sergipe (43,9%) e Pernambuco (43,8%) registraram os maiores valores médios de d(%) para N ≥ 30 anos, enquanto Tocantins (35,2%), Goiás (36,1%) e Distrito Federal (36,2%) apresentaram os menores, reflexo de regimes pluviométricos com $\bar{X}_n$ mais próxima ao ponto de transição da curva envoltória.

No Sul e Sudeste, onde $\bar{X}_n$ frequentemente supera 90 mm, a diferença entre as curvas logarítmica e exponencial é menor, resultando em valores de d(%) mais moderados. O Paraná registrou d(%) médio de 40,6% e o Rio Grande do Sul de 43,1%, este último influenciado pela elevada variabilidade interanual das séries sulinas associada aos fenômenos El Niño e La Niña. A região amazônica apresenta padrão intermediário, com d(%) entre 37% e 43%, refletindo a combinação de $\bar{X}_n$ relativamente elevada com curvatura ainda significativa da envoltória de Hershfield nessa faixa de precipitação média.

Esse padrão espacial de superestimação é consistente com o observado por Cavalcanti *et al*. (2018) e Desa e Rakhecha (2007), onde o método clássico tende a superestimar sistematicamente a PMP em climas tropicais e subtropicais em razão da inadequação do fator K_m calibrado para o clima norte-americano.

A densidade de estações com N ≥ 30 anos é heterogênea no território nacional, o que condiciona diretamente a confiabilidade das superfícies obtidas por Krigagem Ordinária. O Sul do país (PR com 462, RS com 163 e SC com 153 estações), São Paulo (959 estações) e Minas Gerais (440 estações) concentram a maior cobertura pluviométrica de longa duração, favorecendo estimativas

interpoladas com menor variância de Krigagem nessas regiões. Em contraste, estados como Acre (6 estações), Amapá (10 estações) e Roraima (17 estações) apresentam densidade de estações significativamente menor, e em diversas sub-regiões as distâncias entre postos pluviométricos superam 200 km, limiar a partir do qual a incerteza da superfície interpolada aumenta de forma substancial.

Essa heterogeneidade é uma limitação inerente à krigagem ordinária nessas regiões, pois a variância de krigagem cresce à medida que os pontos de suporte se tornam mais esparsos em relação ao alcance do variograma ajustado, tornando as estimativas progressivamente menos representativas. A WMO (2009) recomenda que, em regiões com menos de uma estação por 10.000 km², as estimativas de PMP interpoladas sejam tratadas como indicativas. Para obras de grande porte localizadas na Amazônia Ocidental, recomenda-se complementar as estimativas aqui obtidas com análise de incerteza por validação cruzada do interpolador e simulação de Monte Carlo, a fim de quantificar os intervalos de confiança associados à superfície interpolada antes de sua utilização em projetos de dimensionamento hidráulico de barragens de mineração.

5 CONCLUSÃO

Os resultados desta pesquisa permitiram uma avaliação consistente da aplicabilidade do método estatístico de Hershfield (1961) para a estimativa da Precipitação Máxima Provável (PMP) no Brasil, a partir de uma base de dados mais completa composta por 8.230 estações pluviométricas da ANA. Considerando o problema central relacionado à inadequação de parâmetros calibrados em contextos climáticos distintos, o estudo avançou ao propor uma abordagem alternativa baseada na calibração de curvas envoltórias do fator de frequência K_m com dados nacionais. Nesse sentido, a análise desenvolvida não apenas verifica a aderência do método clássico às condições brasileiras, mas também estabelece um referencial metodológico ajustado à variabilidade climática do território, contribuindo para a redução de incertezas na estimativa de eventos extremos de precipitação.

De forma geral, verificou-se que a aplicação direta do fator de frequência K_m = 15 conduz a uma superestimação sistemática da PMP, da ordem de aproximadamente 40%, mantendo comportamento consistente entre os diferentes subconjuntos analisados, independentemente do comprimento mínimo das séries históricas consideradas. Esses resultados reforçam que a adoção direta do fator de frequência originalmente calibrado em condições climáticas distintas, não é adequado para o território brasileiro.

Em escala nacional, Barbosa *et al*. (2023), utilizando dados da rede do INMET observaram diferenças percentuais entre 25% e 98% entre o método de Hershfield e uma abordagem empírica calibrada, com maiores discrepâncias associadas às regiões de maior magnitude de PMP. Esses resultados, obtidos a partir de uma base de dados independente, reforçam de forma consistente a evidência de que a adoção direta do parâmetro K_m = 15, originalmente calibrado em condições climáticas distintas, não é adequada para o território brasileiro.

A análise comparativa entre métodos evidencia que a inadequação do parâmetro fixo de Hershfield decorre, principalmente, da sua calibração original em condições climáticas distintas das brasileiras. Nesse sentido, a regionalização do fator de frequência mostra-se fundamental para representar adequadamente os regimes pluviométricos tropicais e subtropicais. A calibração das curvas envoltórias realizada neste estudo resultou em valores máximos de K_m da ordem de 10,8,

significativamente inferiores ao valor clássico de 15, confirmando a necessidade de ajuste metodológico para aplicação em escala nacional.

Do ponto de vista estatístico, a análise de sensibilidade indicou elevada estabilidade das estimativas de PMP para séries com comprimento igual ou superior a 20 anos, com variações inferiores a 2% na maioria dos estados. Esse resultado possui relevância prática, pois demonstra que a aplicação do método proposto não depende exclusivamente de séries longas, ampliando sua aplicabilidade em regiões com menor disponibilidade de dados.

A distribuição espacial da PMP evidenciou padrões coerentes com os principais sistemas meteorológicos atuantes no Brasil, destacando-se três macrorregiões de maior magnitude: o litoral nordestino, o Oeste da região Sul e o extremo Norte amazônico. Por outro lado, as menores estimativas concentram-se no Cerrado do Planalto Central. Esses resultados reforçam a importância de abordagens regionalizadas, uma vez que a variabilidade espacial observada não constitui apenas dispersão estatística, mas reflete a heterogeneidade climática do território.

Sob a perspectiva aplicada, os resultados desta dissertação possuem implicações diretas no dimensionamento de estruturas hidráulicas, especialmente barragens sujeitas à regulamentação da Agência Nacional de Mineração. A superestimação da PMP associada ao uso indiscriminado do $K_m = 15$ pode conduzir ao superdimensionamento de vertedouros, implicando custos adicionais sem ganhos proporcionais de segurança. Nesse contexto, o Método Proposto apresenta-se como uma alternativa tecnicamente consistente, mantendo o arcabouço estatístico recomendado pela WMO (2009), porém com parâmetros ajustados à realidade brasileira.

Do ponto de vista científico, esta pesquisa contribui ao avançar na regionalização do fator de frequência em escala nacional, incorporando a variabilidade espacial e o efeito do comprimento das séries temporais. Diferentemente de estudos anteriores, que operaram em escala local ou com base em subconjuntos limitados de dados, este trabalho integra uma base de dados abrangente e propõe uma estrutura metodológica replicável para diferentes contextos hidrológicos.

De modo geral, os resultados obtidos mostram elevada consistência, embora alguns aspectos metodológicos possam ser considerados. A abordagem adotada assume a estacionariedade das séries pluviométricas, não incorporando os efeitos das mudanças climáticas, que podem alterar o comportamento dos extremos ao longo do tempo. Além disso, a menor densidade de estações em regiões como a Amazônia Ocidental pode introduzir incertezas adicionais nas estimativas regionais.

Diante dessas limitações, recomenda-se que estudos futuros avancem na ampliação da metodologia proposta, incluindo:

1) a análise de múltiplas durações de precipitação, conforme explorado por Taborda (2026);
2) a integração de diferentes redes pluviométricas, visando maior densidade espacial de dados; e
3) a incorporação de cenários de mudanças climáticas, de modo a avaliar a robustez dos parâmetros estimados em condições não estacionárias.

Por fim, conclui-se que a utilização de curvas envoltórias calibradas com dados nacionais representa um avanço significativo na estimativa da PMP no Brasil, permitindo conciliar rigor estatístico, coerência física e aplicabilidade prática, contribuindo de forma relevante para a segurança de infraestruturas hidráulicas e para o aprimoramento da gestão de riscos hidrológicos no país.

REFERÊNCIAS

AFZALI-GOROUH, Z.; BAKHTIARI, B.; QADERI, K. (2018). Probable maximum precipitation estimation in a humid climate. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, 18(11), pp. 3109-3119.

ALIAS, Nor Eliza; LUO, Pingping; TAKARA, Kaoru. Probable maximum precipitation using statistical method for the Yodo River Basin. **Journal of Japan Society of Civil Engineers**, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), v. 69, n. 4, p. 157-162, 2013. DOI: https://doi.org/10.2208/jscejhe.69.I_157. Acesso em: 5 jan. 2026.

ALVES-MAZZOTTI, A. J.; GEWANDSZNAJDER, F. **O método nas ciências naturais e sociais: pesquisa quantitativa e qualitativa**. 2. ed. São Paulo: Pioneira, 1999.

ALVARES, Clayton Alcarde; STAPE, José Luiz; SENTELHAS, Paulo Cesar; GONÇALVES, José Leonardo de Moraes; SPAROVEK, Gerd. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, dez. 2013. DOI: https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507. Acesso em: 3 jan. 2026.

AMORIM, R. C. F. de; RIBEIRO, A.; LEITE, C. C.; LEAL, B. G.; SILVA, J. B. G. Avaliação do desempenho de dois métodos de espacialização da precipitação pluvial para o Estado de Alagoas. **Acta Scientiarum**. Technology, v. 30, n. 1, p. 87–91, 2008. DOI: https://doi.org/10.4025/actascitechnol.v30i1.3182. Acesso em: 19 jan. 2026.

BARBOSA, A. D. G.; SOUZA NETO, I. R. D.; COSTA, V. A. F.; MENDES, L. A. (2022). **Assessing intensity-duration-frequency equations and spatialization techniques across the Grande River Basin in the state of Bahia, Brazil**. Brazilian Journal of Water Resources, 27(43), 13p.

BARBOSA, Alan de Gois; SILVA, André Felipe Rocha da; COSTA, Veber Afonso Figueiredo. **Estimativa espacial da precipitação máxima provável com duração de 24 horas para o território brasileiro**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 25., 2023. Anais [...]. [S.l.]: ABRH, 2023. p. 1-10. ISSN 2318-0358.

BATOUT, S.; HOUICHI, L.; MAROUF, N. Influence of the envelope curve on the estimate of probable maximum precipitation (PMP) in the coastal region of Algeria. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 8, p. 2083–2093, 2022. DOI: https://doi.org/10.1007/s40808-021-01209-1. Acesso em: 4 jan. 2026.

BEROD, D.; DEVRED, D.; LAGLAINE, V.; CHAIX, O.; ALTINAKAR, M.; DELLEY, P. **Calcul des crues extrêmes par des méthodes déterministes du type pluie maximale probable (PMP)/crue maximale probable (PMF)**. Application au cas de la Suisse. La Houille Blanche, n. 5-6, p. 329-336, 1992.

BOOTA, M. W.; NABI, G.; ABBAS T.; JIN, H.; YOUSAF, A.; BOOTA, M. A. (2018)

Comparative Study of Probable Maximum Precipitation and Isohyetal Maps for Mountainous Regions, Pakistan. Sciences in Cold and Arid Regions, 10(1): p. 55-68.

BRAGA, B.; TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M.; CIMINELLI, V. S. T. (2015). **Águas Doces no Brasil: Capital Ecológico, uso e conservação**. 4ª edição. Escrituras Editora, São Paulo. 757 p.

BRASIL. Agência Nacional de Águas. **Manual do empreendedor sobre segurança de barragens: volume V — diretrizes para a elaboração de projetos de barragens**. Brasília: ANA, 2016. Disponível em: https://www.ana.gov.br/arquivos/institucional/sge/CEDOC/Catalogo/2016/ManualdoEmpreendedorsobreSegurancadeBarragens_Vol5.pdf. Acesso em: 29 mar. 2026.

BRASIL. Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico. **Relatório de segurança de barragens 2023**. Brasília: ANA, 2023. Disponível em: https://www.gov.br/mdr/pt-br/assuntos/seguranca-hidrica/cnrh/reunioes-e-eventos/reunioes-do-cnrh/plenarias/7-1-anexo_ana_relatorio-barragens-2023_compressed.pdf. Acesso em: 20 jan. 2026.

BRASIL. Agência Nacional de Mineração. **Resolução ANM n° 220, de 16 de outubro de 2025**. Estabelece a disciplina aplicável às barragens de mineração. Brasília: ANM, 2025. Publicado no D.O.U. de 17/10/2025, Seção 1. Disponível em: https://www.gov.br/anm/pt-br/assuntos/legislacao/anm. Acesso em: 29 mar. 2026.

BROWN & ROOT INC. **Probable maximum precipitation estimates: technical papers**. Houston: Brown & Root Inc., 2002.

BURGER, L. C. **Adaptação e análise do método de Hershfield para estimativa da Precipitação Máxima Provável (PMP)**. 2014. 100 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2014.

BURGER, L. C.; KAVISKI E. (2013). **Análise e extrapolação do método de Hershfield para determinação da precipitação máxima provável** in Anais do XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Natal, 2013, 8 p.

BUTLER, C. D.; et al. **Climate change, health and existential risks to civilization: A comprehensive review (1989–2013)**. International Journal of Environmental Research and Public Health, v. 16, n. 11, 2019. Disponível em: https://www.mdpi.com/1660-4601/16/11/1908. Acesso em: 21 abr. 2025.

CASAS, M. C., RODRÍGUEZ, R.,NIETO, R., REDAÑO, A. (2008) **The Estimation of Probable Maximum Precipitatio**n. Trends and Directions in Climate Research: Ann. N.Y. Acad. Sci. 1146: 291–302.

CAVALCANTI, R. L. C.; SILVA, C. H. D. S.; JESUS, E. S. D.; FILHO, M. C.; STOŠIĆ, T. **Estudo da Precipitação Máxima Provável e tempo de retorno em Recife (PE)**. III Congresso Internacional das Ciências Agrárias - COINTER. João Pessoa - PB: PDVAgro 2018.

CERVO, Amado Luiz, BERVIAN, Pedro Alcino. **Metodologia científica**. 5. ed. São Paulo: Prentice Hall, 2002.

CHAVAN, S. R.; SRINIVAS, V. V. **Probable maximum precipitation estimation for catchments in Mahanadi river basin**. Aquatic Procedia, v. 4, p. 892-899, 2016.

CHOW, V. T. **A general formula for hydrologic frequency analysis**. Transactions, American Geophysical Union, v. 32, n. 2, p. 231-237, 1951.

CHOW, V. T. **Hydrologic determination of waterway areas for the design of drainage structures in small drainage basins**. University of Illinois Engineering Experiment Station Bulletin, n. 462, 1961.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1988.

COSTA, V.; FERNANDES, W.; NAGHETTINI, M. **A Bayesian model for stochastic generation of daily precipitation using an upper-bounded distribution function**. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, v. 29, n. 2, p. 563-576, 2015.

DESA, M. N.; RAKHECHA, P. R. Probable maximum precipitation for 24-h duration over an equatorial region: Part 2-Johor, Malaysia. **Atmospheric Research**, v. 84, n. 1, p. 84-90, 2007. DOI: https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.06.005. Acesso em: 25 mar. 2025.

DOOGE, J. C. I. **Looking for hydrologic laws. Water Resources Research**, v. 22, n. 9S, p. 46S-58S, 1986.

ELETROBRAS, Eletrobras Centrais Elétricas Brasileiras SA (1987). **Guia para cálculo de cheia de projeto de vertedores**. Manual. Rio de Janeiro: Diretoria de Planejamento e Engenharia, 294.

FELICIANO, Fernando César Soares. **Estimativa de curvas envoltórias para os fatores de frequência da PMP estatística em diferentes climas de Minas Gerais a partir de séries históricas e sintéticas de precipitações diárias**. 2025. 155 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2025.

FERNANDO, W. C. D. K.; WICKRAMASURIYA, S. S. Concept of threshold in the estimation of probable maximum precipitation: Hershfield's method revisited. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 26, n. 3, p. 04020069, 2021.

GALVÍNCIO, J. D.; SOUSA, F. A. S.; MOURA, M. S. B. Extremo máximo de precipitação no Estado da Paraíba. **Revista de Geografia**, Recife, v. 22, n. 2, p. 55-66, 2005.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, p. 537–554, 2011. DOI:

https://doi.org/10.1007/s00477-010-0420-1. Acesso em: 3 jan. 2026.

HAINES, Roger W. Jr. **HVAC Systems and Equipment**. 2016 Edition. American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers, Inc., 2016.

HERSHFIELD, D. M. Technical Paper N. 40: **Rainfall Frequency Atlas of the United States, Department of Commerce**. Weather Bureau, Washington, DC, 1961a.

HERSHFIELD, D. M. **Estimating the probable maximum precipitation. Journal of Hydraulics Division**: Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 87: 99–106, 1961b.

HERSHFIELD, D. M. **Method for estimating probable maximum rainfall**. American Water Works Association, p. 965-972, 1965.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. **Climate Change 2023: Synthesis Report – Summary for Policymakers**. Geneva: IPCC, 2023. Disponível em: https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/. Acesso em: 21 abr. 2025.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Malha municipal digital e áreas territoriais 2024: notas metodológicas 01/2025**. Rio de Janeiro: IBGE, 2025. Disponível em: https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/ livros/ liv102169.pdf. Acesso em: 26 out. 2025.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Malha municipal digital 2024**. Rio de Janeiro: IBGE, 2024. Disponível em: https://www.ibge.gov.br/ geociencias /organizacao-do-territorio/malhas-territoriais/15774-malhas.html. Acesso em: 26 out. 2025.

KEBLOUTI, M.; OUERDACHI, L.; BOUTAGHANE, H. Spatial interpolation of annual precipitation in Annaba-Algeria - Comparison and evaluation of methods. Energy Procedia, v. 18, p. 468-475, 2012.

KELMAN, J.; DAMÁZIO, J.M. **Fator de Segurança para Cheia Decamilenar**. In: VI Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos e Simpósio Internacional de Recursos Hídricos em Regiões Metropolitanas, 1985, São Paulo.

KOUTSOYIANNIS, D. **A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation**. Water Resources Research, v. 35, n. 4, p. 1313-1322, 1999.

KOUTSOYIANNIS, D.; PAPALEXIOU, S.M. **Extreme rainfall: Global perspective**. In: SINGH, V.P. (Ed.). Handbook of Applied Hydrology, Second Edition. New York: McGraw-Hill, 2017. p. 74.1–74.16.

KUNKEL, K. E., Karl, T. R., Brooks, H., Kossin, J., Lawrimore, J. H., Arndt, D., Bosart, L., Changnon, D., Cutter, S. L., Doesken, N., Emanuel, K., Groisman, P. Y., Katz, R. W., Knutson, T., O'brien, J., Paciorek, C. J., Peterson, T. C., Redmond, K.,

Robinson, D., ... Wuebbles, D. (2013). M**onitoring and understanding trends in extreme storms: State of knowledge**. Bulletin of the American Meteorological Society, 94(4), 499-514. Disponível em: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00262.1> Acesso em: 16 de mar. de 2025.

LAN, P.; LIN, B.; ZHANG, Y.; CHEN, H. **Probable maximum precipitation estimation using the revised Km-value method in Hong Kong**. Journal of Hydrologic Engineering, v. 22, n. 8, p. 05017010, 2017.

LINSLEY, R. K.; KOHLER, M. A.; PAULHUS, J. L. H. **Applied hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1949.

LIU, J.; ZHENHONG, X.; ZHANG, Y. **Analysis of the Impact of Temperature Changes on Water Vapor in the Air**. [s. l.], 2023. Disponível em: http://article.isciencegroup.com/pdf/10750022.pdf.

MARENGO, J. A.; SOUZA, C. M.; THONICKE, K.; BURTON, C.; HALLADAY, K.; BETTS, R. A. et al. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, p. 228, 2018. DOI: https://doi.org/10.3389/feart.2018.00228. Acesso em: 3 jan. 2026.

MARTINS, Vitor Matheus Passos. **Emprego da simulação de Monte Carlo na estimativa do fator de frequência adotado no cálculo da Precipitação Máxima Provável (PMP) pontual em uma região de clima equatorial sujeita a atuação convectiva**. 2024. 224 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2024.

NATIONAL ACADEMIES OF SCIENCES, ENGINEERING, AND MEDICINE. **Modernizing Probable Maximum Precipitation Estimation**. Washington, DC: The National Academies Press, 2024. DOI: https://doi.org/10.17226/27460. Acesso em: 29 mar. 2026.

OTIENO, H.; YANG, J.; LIU, W.; HAN, D. **Influence of rain gauge density on interpolation method selection**. Journal of Hydrologic Engineering, v. 19, n. 11, p. 04014024, 2014.

PAPALEXIOU, S. M.; KOUTSOYIANNIS, D. **Battle of extreme value distributions: A global survey on extreme daily rainfall**. Water Resources Research, v. 49, n. 1, p. 187-201, 2013.

PINTO, E. J. A. **Abordagem probabilística da estimativa da precipitação máxima provável pelo método de Hershfield**. In: XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e V Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos do Países de Língua Portuguesa, 2001, Aracaju. Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e V Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos do Países de Língua Portuguesa, 2001.

PRODANOV, C. C.; FREITAS, E. C. de. **Metodologia do trabalho científico: métodos e técnicas de pesquisa e do trabalho acadêmico.** 2. ed. Novo Hamburgo, RS: FEEVALE, 2013. 276.

RAUDKIVI, A. J. **Hydrology: An advanced introduction to hydrological processes and modelling**. Oxford: Pergamon Press, 1979.

RESENDE, D. C. **Estimativa da precipitação máxima provável (PMP) para o estado de Minas Gerais**. 2023. 145 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2023.

ROCHE, M. **Hydrologie de surface**. Paris: Gauthier-Villars, 1963.
SARKAR, S.; MAITY, R. **Estimation of probable maximum precipitation in the context of climate change**. MethodsX, v. 7, p. 100904, 2020. DOI: https://doi.org/10.1016/j.mex.2020.100904. Acesso em: 29 mar. 2026.

SARKAR, Subharthi; MAITY, Rajib. Increase in probable maximum precipitation in a changing climate over India. **Journal of Hydrology**, v. 585, p. 124806, 2020. DOI: https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124806. Acesso em: 29 mar. 2026.

SILVA NETO, V. L.; VIOLA, M. R.; MELLO, C. R.; ALVES, M. V. G.; SILVA, D. D. E**stimativa da precipitação máxima provável para o estado do Tocantins**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 25, e17, 2020.

SINGH, A.; SINGH, V. P.; BYRD, A. R. (2018). **Computation of probable maximum precipitation and its uncertainty**. International Journal of Hydrology, 2(4), pp. 504-514.

SMITH, J. A.; BAECK, M. L.; SU, Y.; LIU, M.; VECCHI, G. A. Strange storms: Rainfall extremes from the remnants of Hurricane Ida (2021) in the Northeastern US. **Water Resources Research**, v. 59, n. 3, e2022WR033934, 2023. DOI: https://doi.org/10.1029/2022WR033934. Acesso em: 29 mar. 2026.

SOARES, Nathan. **Estimativa da precipitação máxima provável para o estado do Paraná**. 2021. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Engenharia Civil) – Universidade Tecnológica Federal do Paraná, Toledo, 2021.

SUGAI, M. R. V. B. **Tempo de recorrência associado à precipitação máxima provável na região sul do Brasil**. 1989. 183 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1989.

SUGAI, M. R. V. B.; FILL, H. D. **Tempo de recorrência associado à precipitação máxima provável na região sul do Brasil**. Revista Brasileira de Engenharia, v. 8, n. 2, p. 110-123, 1990.

SUGAI, M. R. V. B.; FILL, H. D. **Tempo de recorrência da precipitação máxima provável para a região sul do Brasil**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 9., 1991, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: ABRH, 1991. p. 480-489.

TABORDA, Livia Assunção. **Avaliação do fator de recorrência do método estatístico para o cálculo da Precipitação Máxima Provável**. 2026. 115 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) – Setor de Engenharia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2026.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH/Editora da UFRGS, 2000.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre: ABRH/Editora da UFRGS, 2009.

VELOSO, R. G.; VERSIANI, B. R. **Determinação do fator de recorrência para avaliação da precipitação máxima provável nas bacias do médio rio das Velhas, rio Paraopeba e alto rio Doce**. Belo Horizonte: Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, set. 1994. Relatório final de pesquisa de iniciação científica.

WANGWONGWIROJ, N.; KHEMNGOEN, C. (2019). **Probable maximum precipitation in tropical zone (Thailand) as estimated by generalized method and statistical method**. International Journal of Climatology, 39(13), pp. 4953-4966.

WMO. **Manual on estimation of probable maximum precipitation (PMP)**. Third revised edition ed. Geneva (Switzerland): World Meteorological Organization, N°. 1045, 2009. 257 p.

WMO. **Guidelines on the Calculation of Climate Normals**. WMO-N°. 1203, 2017.

WMO. **Calculation of Monthly and Annual 30-year Standard Normals**. Prepared by a meeting of experts. Washinton. D.C. Technical Document WMO/TD-N°. 341, 1989.