

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS

Centro de Desenvolvimento Tecnológico

Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos



Tese de Doutorado

**Estimativa de vazões de projeto com o método GRADEX: avaliação e
alternativas metodológicas**

Jéssica Fernanda Ogassawara

Pelotas, 2023

Jéssica Fernanda Ogassawara

**Estimativa de vazões de projeto com o método GRADEX: avaliação e
alternativas metodológicas**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, do Centro de Desenvolvimento Tecnológico da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Doutora em Recursos Hídricos.

Orientador: Samuel Beskow

Pelotas, 2023.

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

O34e Ogassawara, Jéssica Fernanda

Estimativa de vazões de projeto com o método GRADEX
: avaliação e alternativas metodológicas / Jéssica Fernanda
Ogassawara ; Samuel Beskow, orientador. — Pelotas, 2023.

145 f. : il.

Tese (Doutorado) — Programa de Pós-Graduação em
Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico,
Universidade Federal de Pelotas, 2023.

1. Eventos extremos. 2. Vazões máximas. 3. Controle de
enchentes. 4. Modelagem probabilística. 5. Monitoramento
hidrológico. I. Beskow, Samuel, orient. II. Título.

CDD : 627

Jéssica Fernanda Ogassawara

Estimativa de vazões de projeto com o método GRADEX: avaliação e alternativas metodológicas

Tese aprovada, como requisito parcial, para obtenção do grau de Doutora em Recursos Hídricos, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas.

Data da Defesa: 08/08/2023

Banca examinadora:

.....
Prof. Dr. Samuel Beskow (Orientador)
Doutor em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Lavras.

.....
Prof^a. Dr^a. Silvanete Severino da Silva
Doutora em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Campina Grande.

.....
Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello
Doutor em Ciência do Solo pela Universidade Federal de Lavras.

.....
Prof. Dr. André Ferreira Rodrigues
Doutor em Recursos Hídricos pela Universidade Federal de Lavras.

Aos meus pais
Rosemeire do Amaral e Edson Ogassawara

DEDICO.

Agradecimentos

Aos meus pais, Rosemeire e Edson, que sempre acreditaram no meu potencial e que nunca mediram esforços para me proporcionar educação.

Ao meu orientador Prof. Dr. Samuel Beskow pelo profissionalismo, orientação, dedicação, pelo conhecimento compartilhado e motivação ao longo desta jornada.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, pelos ensinamentos ministrados no curso.

Aos colegas do Grupo de Pesquisa em Hidrologia e Modelagem Hidrológica por todo apoio, ajuda, motivação, aprendizado e pela amizade que construímos.

Aos colegas Lukas e Letícia que ingressaram comigo no doutorado, pelas risadas, motivação e encorajamento.

Aos colegas de trabalho Tatiane, João Severo e Deise pela compreensão, torcida e por sempre estarem dispostas a ouvir sobre minhas alegrias e tristezas.

Às minhas queridas amigas e familiares Ingrid, Tainã e Eliana que mesmo distante sempre se fizeram presentes.

Às minhas amigas Kauana e Thaís que durante estas últimas etapas nunca deixaram de me motivar, pelos abraços acolhedores e por me fazer sentir orgulho do que faço.

Ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos da Universidade Federal de Pelotas pela estrutura física e intelectual, e à Universidade Federal de Pelotas pela acolhida e oportunidades.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela bolsa de estudo concedida.

*“Sonhos determinam o que você quer.
Ação determina o que você conquista.”*

Aldo Novak

Resumo

OGASSAWARA, Jéssica Fernanda. **Estimativa de vazões de projeto com o método GRADEX: avaliação e alternativas metodológicas**. 2023. 145f. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2023.

O estudo de cheias permite a quantificação da magnitude das vazões máximas, a qual representa uma variável de suma importância para gestão de recursos hídricos, controle e previsão de enchentes e obras de estruturas hidráulicas. A estimativa das vazões máximas depende de dados de séries históricas de vazão, os quais são escassos, principalmente em países em desenvolvimento. Sendo assim, métodos de estimativa de vazões máximas vêm sendo desenvolvidos. Uma alternativa é o método GRADEX, um método probabilístico que propõe a extrapolação da curva de frequência dos volumes de cheia, aplicando funções de densidade de probabilidade, a partir de séries pluviométricas. Apesar de ser um método consolidado na literatura europeia, no Brasil têm-se poucos estudos e aplicações do mesmo. Partindo deste pressuposto, o objetivo deste estudo foi avaliar o método GRADEX, da maneira como foi tradicionalmente concebido com alterações propostas referentes a outras distribuições de probabilidade e alternativas para definição dos parâmetros do método, em bacias hidrográficas localizadas na região sul em Minas Gerais e, de forma inédita, bacias no extremo sul do Brasil no Estado do Rio Grande do Sul, visando a estimativa de cheias associadas a altos períodos de retorno. Para isto, foram usadas 70 estações pluviométricas, 29 para as bacias do Rio Grande do Sul e 41 para as bacias de Minas Gerais, e 9 estações fluviométricas, cada um referente a uma bacia hidrográfica analisada. A existência de tendências ou variações nas séries históricas foi verificada por meio do teste de estacionariedade de Mann-Kendall e homogeneidade de Pettitt. Visando a aplicação do método GRADEX, foi necessário estabelecer uma duração de tempo t para a constituição das séries históricas de chuva e vazão máxima diária anual. Foram aplicadas duas metodologias consolidadas na literatura do GRADEX: t igual ao tempo de concentração (t_c) das bacias hidrográficas e t igual ao tempo médio de base dos hidrogramas de cheia (t_{base}). Para computar a precipitação média diária anual de cada bacia foi aplicado a técnica dos polígonos de Thiessen. Em seguida, foram ajustadas as distribuições de probabilidade de Gumbel, Generalizada de Eventos Extremos (GEV) e Pearson Tipo III (P3) aos dados de chuva máxima anual e vazão máxima anual e verificada a aderência das mesmas em relação aos dados amostrais por meio do teste de Filliben (F_i). Por fim, foi realizado a extrapolação da curva de frequência dos volumes de cheia nos pontos correspondentes ao TR igual a 10, 50 e 100 anos e computado as vazões máximas. Para fins ilustrativos, optou-se por simular as cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX no ponto correspondente ao TR igual a 10 anos e t igual ao t_{base} , considerando as três distribuições de probabilidade, no ambiente do HEC-RAS. Com base nos resultados obtidos, as principais conclusões deste estudo foram: a) a distribuição de Gumbel e a distribuição GEV apresentaram melhor aderência aos dados de chuva, e para vazão a melhor aderência foi apresentada quando aplicado a GEV e a P3; b) os valores estimados das vazões máximas aplicando a Gumbel foram inferiores aos obtidos pela GEV e P3 e c) no geral, a P3 apresentou valores elevados de vazões máximas; d) a duração de tempo adotado

aos eventos de chuva e vazão máxima e o ponto de extrapolação do escoamento ao longo do tempo tiveram grande influência nos resultados das estimativas das vazões máximas; e e) a metodologia utilizada na aplicação do GRADEX exerce influência nos resultados da estimativa de vazões máximas.

Palavras-chave: Eventos extremos. Controle de enchentes. Monitoramento hidrológico. Vazões máximas. Modelagem probabilística.

Abstract

OGASSAWARA, Jéssica Fernanda. **Design streamflow estimation with the GRADEX method: evaluation and methodological alternatives**. 2023. 145f. Thesis (Doctorate in Water Resources) - Graduate Program in Water Resources, Center for Technological Development, Federal University of Pelotas, Pelotas, 2023.

The study of floods allows the quantification of the magnitude of the maximum streamflows, which represents a very important variable for the management of water resources, control and prediction of floods and works of hydraulic structures. The estimate of maximum streamflows depends on historical series of streamflows, which are scarce, mainly in developing countries. Therefore, methods for estimating maximum streamflows have been developed. An alternative is the GRADEX method, a probabilistic method that proposes the extrapolation of the flood volume frequency curve, applying probability density functions from rainfall series. Despite being a consolidated method in the European literature, there are few studies and applications of it in Brazil. The objective of this study was to evaluate the GRADEX method in the way it was conceived and, also, with changes proposed in the present study referring to other probability distributions and alternatives for defining the method's parameters, taking as reference watersheds located in the southeast region and, in an unprecedented way, watersheds in the extreme south of Brazil in the State of Rio Grande do Sul. For this, historical series from 70 rain gauges (29 in Rio Grande do Sul and 41 in Minas Gerais) and from 9 fluviometric stations were used in this study. The existence of trends or variations in the historical series was verified using the Mann-Kendall's stationarity test and Pettitt's homogeneity test. Aiming at applying the GRADEX method, it was necessary to establish a time duration t for the organization of historical series of rainfall and annual maximum daily discharge. Two methodologies consolidated in the GRADEX literature were applied: t equal to the time of concentration (t_c) of the watersheds and t equal to the average base time of the flood hydrographs (t_{base}). To compute the aerial annual average daily rainfall depth for each watershed, the Thiessen polygon technique was applied. Then, the probability distributions of Gumbel, Generalized Extreme Value (GEV) and Pearson Type III (P3) were adjusted to the data of maximum annual rainfall depth and maximum annual discharge and their adherence was verified in relation to the sample data through the Filliben test (F_i). Finally, the extrapolation of the flood volume frequency curve was carried out at the points corresponding to the TR equal to 10, 50 and 100 years and the maximum streamflows were computed. For illustrative purposes, it was decided to simulate the flood levels derived from the maximum streamflows obtained by extrapolating the GRADEX at the point corresponding to TR equal to 10 years and t equal to t_{base} , considering the three probability distributions, in the environment of the HEC-RAS. Based on the results obtained, the main conclusions of this study were: a) the Gumbel and GEV distributions showed better adherence to rainfall data, and for streamflow the best adherence was presented when applying GEV and P3; b) the estimated values of maximum streamflows applying Gumbel were lower than those obtained by GEV and P3 and c) in general, P3 presented high values of maximum streamflows; d) the duration of time adopted for the events of rainfall and maximum streamflow and the point of extrapolation of the runoff over time had a great influence on the results of the estimates of the maximum streamflows; and e) the methodology used in the

application of the GRADEX influences the results of the estimation of maximum streamflows.

Keywords: Extreme events. Flood control. Hydrological monitoring. Maximum flows. Probabilistic modeling.

Lista de Figuras

Figura 1 - Extrapolação da função de distribuição de extremos do volume escoado, a partir de TR igual a 10 anos, paralela à função de distribuição de extremos do volume precipitado.....	25
Figura 2 - Exemplo esquemático de um evento chuva-vazão e determinação da duração de tempo.....	27
Figura 3 - Exemplo esquemático da determinação do tempo de pico (t_{pico}) do hidrograma bem como do seu tempo de base médio (t_{base}) e do tempo de concentração (t_c) do evento chuva vazão.....	28
Figura 4 – Localização das bacias hidrográficas em análise situadas no estado do Rio Grande do Sul - RS (BHAP-PCF, BHRC-PM e BHRP-PO) e no estado de Minas Gerais – MG (BHRV-TC, BHRI-LM, BHRG-MDM, BHRA-FL) e suas respectivas seções de controle.....	39
Figura 5 – Localização das bacias hidrográficas em análise situadas no estado do Rio Grande do Sul - RS e no estado de Minas Gerais – MG em suas respectivas Regiões.....	41
Figura 6 – Modelo Digital de Terreno Hidrologicamente Consistente (MDTHC) para as bacias hidrográficas em análise.....	45
Figura 7 – Declividade do terreno de acordo com a classificação da EMBRAPA (1979) para as bacias hidrográficas em análise.....	46
Figura 8 – Variação do tipo de solo ao longo das bacias hidrográficas em análise.....	48
Figura 9 – Variação do uso e cobertura do solo ao longo das bacias hidrográficas em análise.....	51
Figura 10 – Área de influência de cada estação pluviométrica sobre bacias hidrográficas situadas no estado do Rio Grande do Sul - RS e no estado de Minas Gerais – MG, considerando a metodologia dos Polígonos de Thiessen.....	53
Figura 11 – Exemplo da determinação do tempo de base (t_{base}) médio dos hidrogramas de vazão média máximas adimensionalizadas.....	58
Figura 12 - Representação dos termos da Equação da Energia.....	67

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Fórmulas empíricas utilizadas para o cálculo do tempo de concentração.....	30
Tabela 2 - Relação entre as alturas pluviométricas (mm) e os coeficientes de desagregação.....	33
Tabela 3 - Área da bacia hidrográfica, em percentual, compreendida por cada classe de declividade do terreno, conforme classificação sugerida por EMBRAPA (1979)..	47
Tabela 4 - Área da bacia hidrográfica, em percentual, compreendida por cada classe de tipo do solo para as Bacias Hidrográficas.....	49
Tabela 5 - Área da bacia hidrográfica, em percentual, compreendida por cada classe de uso e cobertura do solo para as bacias hidrográficas em análise.....	52
Tabela 6 - Valores de $r_{\text{crítico}}$ do teste de Filliben para as distribuições de Gumbel.....	63
Tabela 7 - Valores de $r_{\text{crítico}}$ do teste de Filliben para as distribuições de GEV.....	63
Tabela 8 - Caracterização das series históricas de precipitação diária anual e vazão diária anual utilizadas na metodologia GRADEX, para a duração t igual ao t_{base}	69
Tabela 9 - Informações fisiográficas das bacias hidrográficas analisadas no estudo.....	70
Tabela 10 - Valores de p -valor da estatística de Mann- Kendall, ao nível de significância de 5%, para as séries que apresentaram tendência, juntamente com o ponto de mudança (PM) que apresenta a tendência na série, o qual foi detectado pelo teste de Pettit.....	72
Tabela 11 - Duração de tempo (t_{base}) adotado para o cálculo da precipitação e vazão média máxima anual para cada bacia hidrográfica.....	77
Tabela 12 - Resultados do teste de aderência de Filliben aplicado considerando a aderência de diferentes distribuições de probabilidade ajustadas à séries históricas de precipitação máxima anual e vazão máxima média anual das bacias em análise com nível de significância (α) de 0,05.....	80
Tabela 13: Valores do parâmetro “a” do método GRADEX e do fator de pico R para todas as bacias hidrográficas analisadas neste estudo.....	89
Tabela 14: Simulação das cotas de cheias, em metros, oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de Gumbel, GEV e P3, para as bacias hidrográficas em análise neste estudo.....	91

Lista de Abreviaturas e Siglas

ANA	Agência Nacional de Águas e Saneamento
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
BHAP-PCF	Bacia Hidrográfica do arroio Pelotas – Pinte Cordeiro de Farias
BHRA-FL	Bacia Hidrográfica do rio Aiuruoca – Fazenda Laranjeiras
BHRC-PM	Bacia Hidrográfica do rio Camaquã – Passo do Mendonça
BHRG-MDM	Bacia Hidrográfica do rio Grande – Madre de Deus de Minas
BHMSG	Bacia Hidrográfica Mirim-São Gonçalo
BHRI-LM	Bacia Hidrográfica do rio Ingaí - Luminárias
BHRP-PM	Bacia Hidrográfica do rio Piratini – Passo do Mendonça
BHRV-TC	Bacia Hidrográfica do rio Verde – Três Corações
CCMs	Complexos Convectivos em Mesoescala
CETESB	Companhia Ambiental do Estado de São Paulo
C_{fa}	Clima subtropical
COREDE-SUL	Conselho Regional de Desenvolvimento da Região Sul
CTGB	Comité Francês de Grandes Barragens
C_{wa}	Clima subtropical úmido
ECP	Estado de Calamidade Pública
EDF	Electricité de France
ETA	Estação de Tratamento de Água
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	Oscilação Sul
ENVI	Environment for Visualizing Images
ESD	Escoamento Superficial Direto
FDP	Função de Densidade de Probabilidade
FEAM	Fundação Estadual do Meio Ambiente

Fi	Filliben
GEV	Generalizada de Valores
GLO	Logística Generalizada
GPA	Pareto Generalizado
GRADEX	Gradiente de Extremos
HEC-HMS	Hydrological Engineering Center - Hydrologic Modeling System
HEC-RAS	Hydrological Engineering Center – River Analysis System
IAG-USP	Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEF	Instituto Estadual de Florestas
IGAM	Instituto Mineiro de Gestão das Águas
INDE	Infraestrutura Nacional de Dados Espaciais
INMet	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBM	Jatos de Baixos Níveis
LabGEO	Laboratório de Geoprocessamento
LandSat	Land Remote Sensing Satellite
LASH	Lavras Simulation of Hydrology
LN2	Log-normal de 2 parâmetros
LN3	Log-normal de 3 parâmetros
MDTs	Modelos Digitais de Terreno
MDTHCs	Modelos Digitais de Terreno Hidrologicamente Consistente
MG	Minas Gerais
MPP	Momentos Ponderados por Probabilidades
ONG	Organização não governamental
PP _{24h}	Precipitações com 24 horas de duração
PP _{1dia}	Precipitações com 1 dia de duração
P3	Pearson Tipo III
PROBIO	Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira para o Bioma Pampa
P _{total_máx}	precipitação diária total máxima

Q_p	vazão máxima
$Q_{total_máx}$	vazão total máxima
RS	Rio Grande do Sul
SANEP	Serviço Autônomo de Saneamento de Pelotas
SCS/CN	Soil Conservation Service Curve Number
SE	Situação de emergência
SEMAD	Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
SYHDA	Sistema de Aquisição e Análise de Dados Hidrológicos
t_{base}	Tempo de base
t_c	Tempo de concentração
TR	Tempo de Retorno
USACE	Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1. Introdução.....	18
1.1 Objetivo Geral.....	19
1.3 Objetivo Específico.....	20
2. Revisão de Literatura.....	21
2.1 Eventos hidrológicos extremos.....	21
2.2 Modelagem Hidrológica chuva-vazão.....	23
2.3 Método GRADEX.....	25
2.3.1 Duração de tempo das séries históricas.....	28
2.3.1.1 Tempo de concentração (t_c).....	29
2.3.2 Bacia hidrográfica e precipitação.....	32
2.4 Método Probabilístico.....	34
2.4.1 Teste de Aderência.....	36
2.5 Teste de estacionariedade e homogeneidade.....	36
2.6 SYHDA.....	37
2.7 <i>Software</i> HEC-RAS.....	38
3. Material e Métodos.....	40
3.1 Área de estudo.....	40
3.2 Contextualização e relevância da área de estudo.....	41
3.2.1 Caracterização das bacias de Minas Gerais.....	41
3.2.2 Caracterização das bacias do Rio Grande do Sul.....	43
3.3 Classificação do clima da área de estudo.....	44
3.4 Classificação do relevo da área de estudo.....	45
3.5 Tipos de solos na área de estudo.....	48
3.6 Uso e cobertura do solo nas bacias em estudo.....	51
3.7 Banco de dados.....	53
3.8 Teste de estacionariedade e homogeneidade.....	55
3.8.1 Teste de Estacionariedade	55
3.8.2 Teste de Homogeneidade	57
3.9 Duração de tempo t	58
3.10 Distribuição de probabilidade dos volumes de cheias.....	59
3.10.1 Teste de aderência.....	63
3.11 Descrição do método GRADEX.....	65
3.12 Processamento dos dados.....	66
3.13 Modelagem das cotas de cheias.....	67
4. Resultados e Discussão.....	70
4.1 Informações das séries históricas e das bacias hidrográficas.....	70
4.2 Teste de estacionariedade e homogeneidade.....	72
4.3 Precipitação média e Duração de tempo das séries históricas.....	77
4.4 Distribuição de probabilidade e teste de aderência.....	80
4.5 Método GRADEX.....	84
4.5.1 Extrapolação GRADEX.....	84
4.6 Modelagem das cotas de cheias.....	91
5. Conclusões.....	94
6. Considerações Finais.....	95
Referências.....	97
Apêndices.....	116

1. Introdução

Mudanças no regime hidrológico vêm influenciando na ocorrência de eventos extremos de chuva, resultando em inúmeros problemas relacionados a cheias em bacias hidrográficas. Conforme ONU (2022), isso decorre devido às mudanças climáticas associadas ao crescimento populacional, às ações antrópicas e mudanças no uso e cobertura do solo. Ao projetar uma estrutura que possa estar exposta a inundações, os engenheiros são obrigados a assumir algum risco, em parte, como resultado do pouco conhecimento dos eventos hidrológicos que podem afetar a estrutura durante sua vida útil. Sendo assim, o estudo das vazões máximas é de suma importância para gestão de recursos hídricos, projetos de estruturas hidráulicas, controle de enchentes do reservatório, previsão e alerta de enchentes, entre outros (MOTA *et al.*, 2018).

Devido à percepção de que o excesso de chuva é, na maioria dos casos, o processo dominante na origem de grandes inundações e que os dados de precipitação são, geralmente, mais abundantes do que os dados de vazão, métodos de estimativa de vazões máximas por meio de dados pluviométricos vêm sendo desenvolvidos (CLARK, 1945; NASH, 1957; KING *et al.*, 1996; BESKOW *et al.*, 2011). Os métodos mais comuns e usuais são os métodos empíricos como, por exemplo, o Método Racional e os métodos baseados no Hidrograma Unitário (HU). No entanto, estes métodos podem gerar resultados distintos, pois utilizam diferentes parâmetros (GALVÍNCIO *et al.* 2005). Ainda, existem os modelos hidrológicos determinísticos que transformam chuva em vazão para eventos isolados de chuva ou ainda para simulações de longo termo, tais como o SWAT (Soil and Water Assessment Tool) e o LASH (Lavras Simulation of Hydrology). Todavia, de acordo com Mosquera *et al.* (2000), devido à extrema complexidade dos mecanismos envolvidos na circulação atmosférica e nos processos de drenagem, os dados necessários para os projetos não podem ser calculados usando métodos inteiramente determinísticos, sugerindo uma abordagem probabilística.

O método GRADEX foi desenvolvido por Guillot e Duband em 1968 e é um método probabilístico voltado à determinação de valores extremos de vazão em bacias hidrográficas com séries curtas de vazão. O principal objetivo do GRADEX é a estimativa de cheias associadas a altos tempos de retorno (TR's), correlacionando dados de precipitações extremas com respectivas vazões máximas (SANSIGOLO *et*

al., 1984) por intermédio de distribuições de probabilidades que exibem uma cauda superior exponencial. A distribuição de probabilidade mais recomendada na literatura para a metodologia do GRADEX é a Gumbel (GUILLLOT; DUBAND, 1967; CTGREF, 1972), distribuição de dois parâmetros: um de locação (posição) e outro de escala. Todavia, apesar dos resultados satisfatórios desta distribuição, recentemente, estudos indicam que distribuições mais robustas, como por exemplo a distribuição Generalizada de Valores Extremos - GEV (CASSALHO *et al.* 2017; RAHMAN *et al.* 2015) e a Pearson Tipo III - P3 (BLAIN, 2010; COSTA & FERNANDES, 2015), podem levar a ajustes mais apropriados aos dados observados, pois apresentam 3 parâmetros, os outros dois citados anteriormente (locação e escala) e o parâmetro de forma. Sendo assim, estas distribuições tendem a representar melhor comportamentos assimétricos dos fenômenos hidrológicos.

Duband *et al.* (1988) destacam, ainda, que o método tem sido utilizado em outros países, além daquele onde o mesmo foi originado, para o desenvolvimento de projetos de hidrelétricas e dimensionamento de vertedouros. Algumas publicações importantes referentes ao GRADEX são do Comité Francês de Grandes Barragens que ocorreu em 1994, além de algumas referências mais recentes (Mosquera *et al.*, 2000; Zemzami *et al.*, 2013). No Brasil, o método GRADEX é pouco conhecido e utilizado. Zuffo (1993) acredita que esse desconhecimento se deva à escassez de bibliografia adequada, que se resume basicamente em: Sansigolo *et al.* (1984), Versiani e Coelho (1991), Zuffo *et al.* (1994), Zuffo e Leme (2005), Fernandes e Naghettini (2007), Fernandes e Naghettini (2008) e Naghettini *et al.* (2012). Além disso, destaca-se que estes estudos se restringem à aplicação do método em bacias hidrográficas localizadas apenas na região sudeste do Brasil, instigando estudos em outras regiões do país com a finalidade de analisar e comparar os resultados, além de validar a metodologia.

1.1 Objetivo Geral

O presente estudo tem como objetivo geral avaliar o método GRADEX, da maneira como foi tradicionalmente concebido e com alterações propostas referentes a outras distribuições de probabilidade e alternativas para definição dos parâmetros do método, tomando como base bacias hidrográficas localizadas na região sul de Minas Gerais e, de forma inédita, bacias no extremo sul do Brasil no Estado do Rio

Grande do Sul, visando a estimativa de cheias associadas a altos períodos de retorno.

1.2 Objetivo Específico

- Colaborar para uma revisão bibliográfica mais aprofundada a respeito do método GRADEX como subsídio para elaboração de estudos na mesma temática;
- Analisar se as condições adotadas pelo método GRADEX são adequadas para as bacias em análise;
- Avaliar a aplicação das distribuições de probabilidade Generalizada de Valores Extremos (GEV) e Pearson Tipo III (P3) frente à Gumbel em relação às estimativas das vazões máximas;
- Avaliar as estimativas das vazões máximas para diferentes durações de tempo de chuva e vazão e para diferentes pontos de extrapolação ao longo do tempo;
- Avaliar a aplicação do método GRADEX na estimativa das vazões máximas para cada uma das bacias em estudo com intuito de verificar a aplicabilidade e efetividade do método.

2. Revisão de Literatura

2.1 Eventos hidrológicos extremos

Os eventos extremos relacionados aos recursos hídricos normalmente estão associados ao excesso ou escassez de água, fatos esses que podem impulsionar desastres ambientais, tais como secas e inundações, rompimentos de barragens, estiagens, dificuldades no abastecimento de água potável e impactos na agricultura, além de gerar grandes prejuízos econômicos e sociais, prejudicando a qualidade de vida da população (LONDE *et al.*, 2014; RYU *et al.*, 2016).

Os constantes episódios de inundações em grandes centros, na maioria das vezes, estão relacionados ao aumento populacional e ao crescimento urbano desordenado. Isso ocorre devido à inexistência de controle do espaço urbano, causando efeitos sobre a infraestrutura de água, como: abastecimento, esgotamento sanitário, drenagem urbana e resíduos sólidos (TUCCI; BERTONI, 2003). Este fato influencia na diminuição da infiltração de águas pluviais na superfície e, como resultado, no aumento do escoamento superficial direto (ESD) (MONTES; LEITE, 2009).

O ESD é um processo do ciclo hidrológico muito importante para obras de engenharia, pois é nesta fase que ocorre o deslocamento das águas sobre a superfície do solo, sendo de extrema relevância nos estudos ligado ao aproveitamento da água superficial e a proteção contra os efeitos causados pelo seu deslocamento, tais como a erosão do solo e inundações (SILVA *et al.*, 2008).

O caminho tomado pelas águas ao atingir o solo é influenciado, principalmente, pela declividade do terreno e pelos obstáculos em seu trajeto. As águas escoam para as partes mais baixas do terreno, formando os cursos de águas, que, por sua vez, formam a rede de drenagem de uma bacia hidrográfica, que é entendida como o conjunto dos cursos de água desde os pequenos córregos até o rio principal (MARTINS, 1976).

O ESD pode suceder quando ocorrer precipitações mais intensas que podem acabar resultando na saturação do solo, seja por sua capacidade de infiltração, ou devido às chuvas antecedentes, ou ainda, devido a impermeabilização de grandes centros, cessando a capacidade de infiltração total da água. Ainda, pode ocorrer

simplesmente por precipitação em excesso, ou seja, quando a intensidade da chuva for maior que a capacidade de infiltração do solo, fato este que está relacionado, de forma direta, com o tipo do solo da bacia. Esses processos acabam impulsionando a formação do escoamento sobre o solo, podendo acarretar em eventos de cheia. Este escoamento, conforme Tucci (2009) e Pruski *et al.* (2003), tem grande peso no dimensionamento de obras hidráulicas (barragens, terraços, bacias de contenção) e controle de erosão hídrica. O ESD é conhecido como precipitação efetiva (P_e) ou deflúvio superficial, por ser a parcela da precipitação que, efetivamente, contribui com a geração do escoamento superficial direto.

Outro fator que influencia na ocorrência das inundações são os eventos naturais, que ocorrem com regularidade nos cursos de água, devido ao contínuo evento de chuvas intensas (AMARAL; RIBEIRO, 2012). Conforme Tucci (2008), os cursos de água possuem dois leitos principais: o leito menor e o leito maior. No leito menor, as águas escoam na maior parte do tempo, sendo considerado como o nível de normalidade dos leitos fluviais. Já o leito maior, refere-se à superfície acima do nível médio das águas, sendo regularmente inundada em ocasiões de cheias.

Conforme Tominaga *et al.* (2009), as cheias ocorrem quando há o aumento do nível d'água no canal de drenagem da bacia, devido ao aumento da vazão, atingindo a cota máxima, ou seja, o leito maior, porém, sem transbordamento. O transbordamento representa as inundações, onde as águas atingem as áreas marginais, conhecidas como planície de inundação ou área de várzea. Já o acúmulo de água nos perímetros urbanos é definido como alagamento, onde muitas vezes ocorre devido a problemas de drenagem.

A tendência crescente de desastres naturais relacionados ao excesso de chuva está relacionada, principalmente, ao crescimento populacional e ocupação de áreas de risco (várzea e costeiras), além dos efeitos das mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico (BRUNDA; NYAMATHI, 2015). O Relatório de Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil 2021, desenvolvido pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico – ANA, relata que dos 5.570 municípios brasileiros, 2.753 (49,4%) decretaram Situação de Emergência (SE) ou Estado de Calamidade Pública (ECP) devido a cheias pelo menos uma vez de 2003 a 2020. Cerca de 88% (2.420) desses municípios localizam-se nas regiões Sul, Sudeste e Nordeste. Em 2020, mais de 800 mil pessoas foram afetadas por cheias (alagamentos, enxurradas e inundações) no Brasil. O dano humano mais perceptível em função das cheias é a

perda da residência. Danos mais graves (óbitos, desaparecimentos, enfermidades e ferimentos) afetaram 1% dessas pessoas.

No tocante à gestão de recursos hídricos, a compreensão do comportamento hidrológico de uma determinada bacia hidrográfica relacionada aos eventos de cheias auxilia no gerenciamento das áreas inundadas, bem como, na mitigação de impactos de desastres naturais. Dessa maneira, a previsão e o monitoramento de eventos hidrológicos extremos se tornam imprescindível, pois, com o monitoramento dos eventos de precipitação é possível adquirir informações no tempo e no espaço da intensidade, duração e severidade das chuvas intensas, possibilitando a estimativa da magnitude e frequência das vazões máximas, fator limitante na viabilidade econômica dos projetos de estruturas hidráulicas e no gerenciamento de recursos hídricos (MERZ *et al.*, 2010).

2.2 Modelagem Hidrológica chuva-vazão

Os modelos hidrológicos surgiram como resposta à necessidade de compreender o funcionamento do balanço hídrico, dos processos que controlam o movimento da água e seus prováveis impactos sobre a sua quantidade e qualidade (ALEXANDRE *et al.*, 2013). Dentre estes modelos destacam-se aqueles que fazem a transformação chuva-vazão considerando todo o ciclo hidrológico (modelos conceituais ou semi-conceituais), como por exemplo os modelos SWAT (Soil and Water Assessment Tool) e o LASH (Lavras Simulation of Hydrology), e os que fazem a transformação apenas relacionando dados de chuva e vazão (modelos empíricos), como por exemplo, o Método Racional e os métodos baseados no Hidrograma Unitário (HU). Estes modelos auxiliam na obtenção de séries hidrológicas mais longas e representativas de vazões, que servem de subsídio para estudos de contenção de cheias, monitoramento de qualidade de água, erosão e gerenciamento de bacias hidrográficas, servindo de subsídio para a análise dos possíveis impactos da urbanização e poluição (CRISS; WINSTON, 2008) e desenvolvimento sustentável dos recursos hídricos (GHUMMAN *et al.*, 2014).

Conforme Tucci (1998), um modelo hidrológico permite equacionar os processos, representar, entender e simular o comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica. Esses processos podem ser obtidos através de conceitos relacionados à hidrologia determinística ou estatística. Modelos determinísticos ou

conceituais, tem como objetivo representar o sistema físico natural da bacia hidrográfica, isto é, os processos do ciclo hidrológico, de modo que, a partir de dados de entrada (volumes precipitado e evaporado, condições iniciais de umidade do solo, cobertura vegetal, entre outros) possam ser obtidos as séries de vazões (ALMEIDA; SERRA, 2017). Tais modelos são usualmente denominados como modelos chuva-vazão.

De forma geral os modelos chuva-vazão progrediram em dois sentidos (ALMEIDA; SERRA, 2017; COLLISCHONN, 2001): i) modelos concentrados: tratam de forma empírica a distribuição dos parâmetros em áreas de grande magnitude, e ii) modelos semi-distribuídos e distribuídos: buscam representar com maior precisão e de forma distribuída os processos hidrológicos, onde a bacia hidrográfica é subdividida em sub-bacias (modelo semi-distribuído) ou em células (modelo distribuído), o que proporciona descrição mais acurada da variabilidade espacial e das variáveis de entrada. Para os casos de modelagem hidrológica concentrada e semi e distribuída, podemos citar, como exemplo, os modelos hidrológicos chuva-vazão de longo termo SWAT (Soil and Water Assessment Tool), LASH (Lavras Simulation of Hydrology), e MGB (Modelos de Grandes Bacias) e também aqueles para eventos isolados de chuva, como o LISEM (Limburg Soil Erosion Model) e o HEC-HMS (Hydrological Engineering Center - Hydrologic Modeling System).

Modelos estatísticos ou probabilísticos chuva-vazão são métodos utilizados para obter previsões de cheias futuras associadas a um período de recorrência baseadas nos registros de cheias passadas (SANTOS *et al.*, 2010). Nesse sentido, as modelagens são realizadas sobre os dados de chuva com intuito de estimar as vazões futuras. No geral, estes modelos, se apropriam de valores de chuva de referência para diferentes tempos de recorrência para definir o escoamento superficial correspondente a essa chuva e então definir a vazão máxima de projeto (COELHO FILHO, 2010). Na aplicação de modelos probabilísticos, quanto maior é a série, maior a segurança do modelo, uma vez que os eventos extremos, como as grandes vazões, estão diretamente relacionados ao período de retorno (SANTOS *et al.*, 2010). Inúmeros são os modelos de distribuição de probabilidades aplicados buscando estimativa de valores vinculados a determinados níveis de probabilidades (MELLO; SILVA, 2013), alguns destes são: Weibull, Normal, Log-Normal a 2 e 3 parâmetros, Exponencial, Assintótica de valores máximos e mínimos, também

conhecida como Gumbel, Generalizada de Valores Extremos-GEV, Gama e Pearson Tipo III.

As séries de precipitação devem ser modeladas probabilisticamente de acordo com uma Função de Densidade de Probabilidade (FDP). A escolha da FDP se baseia na adequação das mesmas a séries de dados a serem analisadas, no caso do referido trabalho, as séries de máximas. Dentre as FDP's que são utilizadas para tal, Naghettini e Pinto (2007) recomendam: Gumbel para máximos, Gama, Log-Normal de 2 e 3 parâmetros, GEV e Pearson Tipo III. Para a aplicação de uma distribuição de probabilidade é indispensável analisar se a mesma representa adequadamente bem a relação funcional entre os valores do evento e as respectivas frequências de ocorrência. Para isto, há a necessidade de se comprovar previamente se a distribuição é adequada para a série histórica a ser trabalhada, analisando o comportamento da FDP teórica (estimadas pela distribuição de probabilidade) em função da FDP observada (empírica). A comprovação é feita com base em testes estatísticos não-paramétricos conhecidos como testes de aderência.

2.3 Método GRADEX

O método GRADEX (Gradiente de Extremos) foi descrito primeiramente por Guillot e Duband (1967), todavia, o mesmo foi desenvolvido pela companhia de energia elétrica francesa (Electricité de France – EDF). Segundo Michel e Oberlin (1987), a sua popularização na França se deve, principalmente, à simplicidade na aplicação e à possibilidade de utilização em bacias com curtas séries de vazões.

De acordo com Naghettini, Potter e Illangasekare (1996), o intuito do método GRADEX é extrapolar a curva de frequência dos volumes de cheia a partir dos volumes de precipitação, baseando-se na realidade de que os registros pluviométricos são comumente mais abundantes que os fluviométricos, com séries mais longas. Para isto, supõe-se duas hipóteses iniciais: i) a primeira hipótese relata que, em condições saturadas, qualquer aumento do volume de chuvas tende a produzir um aumento igual no escoamento; e ii) a segunda sugere que a distribuição de probabilidade dos volumes de chuva tem uma cauda superior em decaimento exponencial com base na função $e^{-x/a}$, onde “a” é o que chamamos de parâmetro GRADEX da chuva, em que $a = \tan(\alpha)$ (Figura 1).

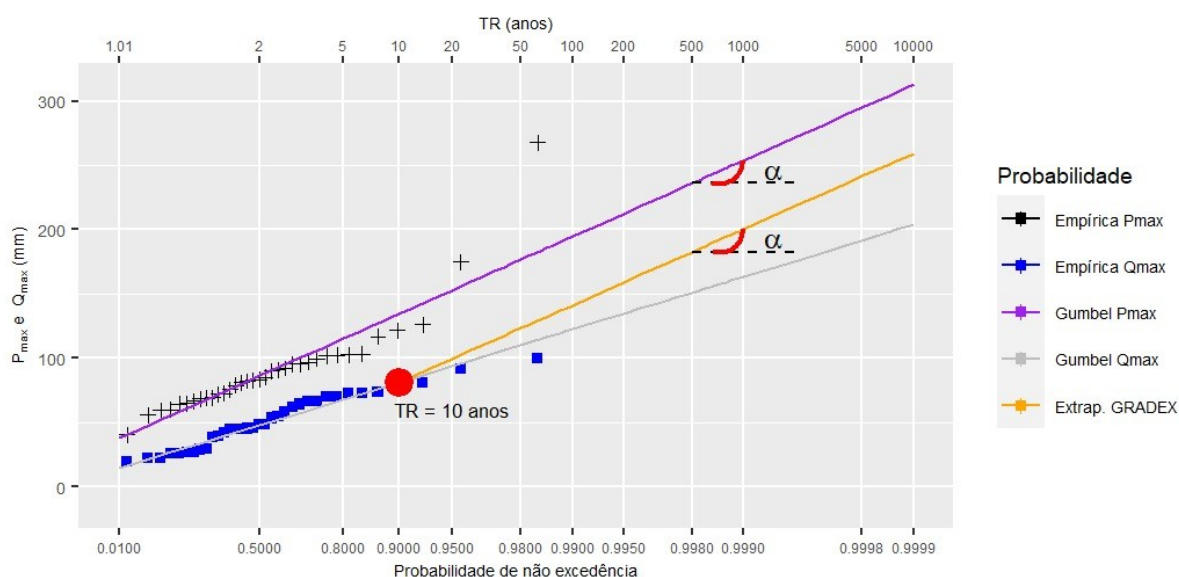


Figura 1 - Extrapolação da função de distribuição de extremos do volume escoado, a partir de TR igual a 10 anos, paralela à função de distribuição de extremos do volume precipitado.
Fonte: Autoria própria (2023).

Originalmente, o método GRADEX sugere a aplicação da distribuição de probabilidade de Gumbel aos máximos eventos de chuva. Guillot e Duband (1967) e CTGREF (1972) defendem essa restrição devido aos extensos estudos realizados na França, Estados Unidos, África do Sul, Austrália e Israel onde foi verificado um ótimo desempenho na aplicação da referida distribuição. Estudos realizados por Fernandes (1990) na região Sul/Sudeste do Brasil indicam que a distribuição de Gumbel também foi a que se mostrou mais robusta, tanto no caso de vazões como no de precipitações extremas. Entretanto, alguns estudos têm provado a eficiência de outras distribuições exponenciais, como é caso do estudo de Naghettini (1994), que aponta as distribuições de Gamma, Normal e Log-Normal como candidatas nas aplicações do método GRADEX.

Segundo Guillot e Duband (1968), pode-se considerar, para precipitações diárias em climas temperados onde ocorrem predominantemente chuvas frontais, que à medida em que o período de retorno aumenta, a lei de probabilidade dos valores extremos apresenta um decaimento exponencial. Por outro lado, para regiões equatoriais ou sujeitas a eventos de chuva com outras características, como chuvas ciclônicas ou frontais e convectivas, que geram misturas de dados populacionais nas séries históricas hidrológicas, dificultando a caracterização do tipo de chuva predominante, há restrições quanto ao comportamento da lei de probabilidades dos valores extremos, o que dificulta a aplicação do método

GRADEX. Conforme CTGREF (1972), a segunda hipótese do método é inerente aos climas temperados, mas deve ser verificada quando da aplicação em outros climas.

Em relação à primeira hipótese do método, algumas ressalvas também devem ser levadas em consideração. Uma delas é a escolha do ponto de extrapolação do GRADEX que define o início do paralelismo entre as curvas de frequências dos volumes de chuva e escoamento direto. Na prática, Guillot e Duband (1967) recomendam o uso de uma distribuição empírica para os dados observados dos volumes máximos, sejam eles anuais ou sazonais, até um período de retorno (TR) de 10 a 20 anos para bacias relativamente impermeáveis e até 50 anos para bacias com maior capacidade de infiltração. Entretanto, aplicações existentes na literatura consideram fortemente um TR igual a 10 anos como condição de saturação da bacia (ZUFFO, 1993; ZENZAMI *et al.*, 2013). A partir deste ponto, toda a precipitação irá escoar, resultando em um ponto de ruptura no gráfico da extrapolação, como mostrado na Figura 1.

A suposição de saturação induz a substituição da distribuição de vazão pela distribuição de chuva por períodos de retorno superior ao ponto de ruptura escolhido. Destaca-se que neste método, a extrapolação da vazão é baseada em dados de precipitação e, portanto, o método GRADEX requer uma análise estatística dos dados de vazão e precipitação. Além disso, é importante salientar que a extrapolação realizada diz respeito ao volume escoado superficialmente para a duração de tempo considerada no processo, e não às vazões, sendo necessário fazer a transformação do volume superficial estimado para vazão, no tempo de retorno analisado.

Outra questão é referente à permeabilidade da bacia hidrográfica em que se pretende aplicar o método. Apesar de todo o embasamento teórico apresentado sobre o processo de perdas de água na bacia, Guillot e Duband (1967) admitem que o método seja mais representativo para bacias com pouca permeabilidade. Isto significa que, para que haja uma correlação entre a frequência de chuva e a de vazões, o coeficiente de escoamento superficial deve ter uma variação muito pequena, de maneira que possa ser considerado constante (ZUFFO, 1993).

2.3.1 Durações de tempo das séries históricas

No método GRADEX, a duração de tempo das séries históricas que serão utilizadas é essencial para sua aplicação. A mesma deve ser realizada criteriosamente, uma vez que o parâmetro GRADEX varia com essa duração.

Guillot e Duband (1967) relatam que a retenção de água tende a alcançar um limite superior quando a chuva aumenta, limite este relacionado às condições iniciais do déficit de umidade do solo e presença de depressões no terreno. Conforme Naghettini (1994), e representado na Figura 2, quando a bacia atinge a condição de saturação, todo o acréscimo na precipitação (ΔP) que ocorrer ao longo da duração d_1 tende a produzir igual acréscimo no escoamento (ΔX) ao longo de d_2 . Esta hipótese é mais próxima da realidade quanto mais impermeável for a bacia e só tem significado para durações de eventos de cheia (d_1 e d_2) com a mesma ordem de grandeza. Se as durações d_1 e d_2 forem significativamente distintas, a relação entre as frequências dos volumes precipitados e escoados não será válida.

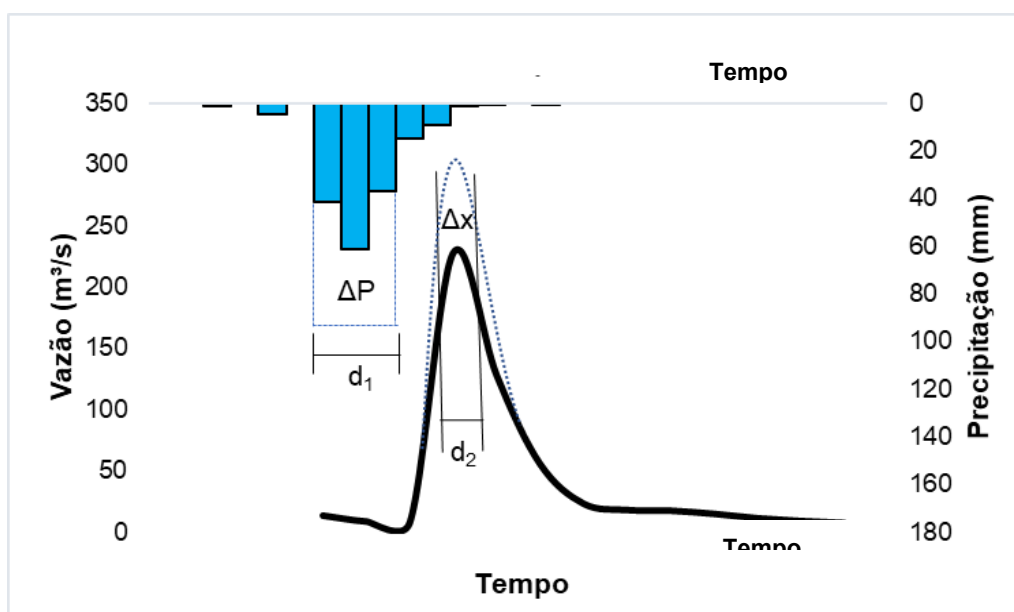


Figura 2 - Exemplo esquemático de um evento chuva-vazão e determinação da duração de tempo.
Fonte: Autoria própria (2023).

Zuffo (1993) relata que, caso a duração da chuva seja muito inferior à duração do escoamento, o efeito da chuva será diluído no hidrograma em termos de escoamento de base. Por sua vez, se a duração da chuva for muito superior à do escoamento, o parâmetro GRADEX será afetado, não representando corretamente o GRADEX do escoamento. Pensando nisso, Guillot (1972) sugeriu que a duração dos eventos de chuva e vazão adotados fosse equivalente ao tempo de base (t_{base})

médio dos hidrogramas de cheia (Figura 3). Ele admite que a forma do hidrograma seja um fator secundário e independente da magnitude da cheia.

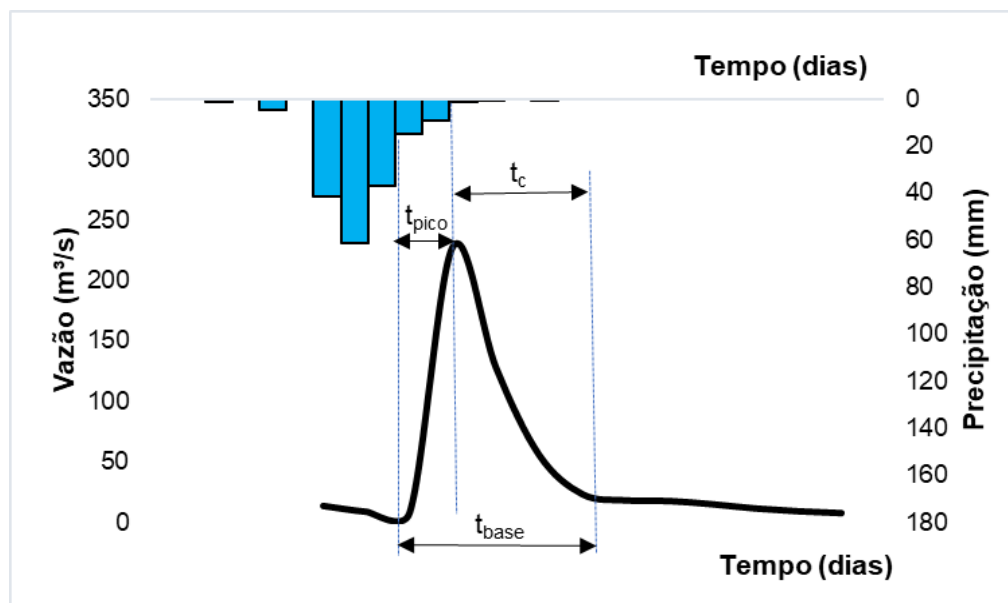


Figura 3 - Exemplo esquemático da determinação do tempo de pico (t_{pico}) do hidrograma bem como do seu tempo de base médio (t_{base}) e do tempo de concentração (t_c) do evento chuva-vazão. Fonte: Autoria própria (2023).

O CTGREF (1972) aborda que o suplemento de escoamento ocorre em uma duração de tempo da ordem de $t + t_c$, sendo t_c o tempo de concentração da bacia. Contudo, o método procura relacionar as frequências dos volumes máximos precipitado e escoado em uma determinada duração de tempo, não sendo necessário que o volume máximo escoado tenha sido originado pelo máximo precipitado, pois o escoamento depende, principalmente, das condições antecedentes de escoamento e umidade do solo. No estudo de Zuffo (1993) o autor sugere adotar, para bacias rurais, como tempo de base do hidrograma uma duração compreendida entre uma a duas vezes o tempo de concentração, ou seja, $t_c \leq t_{base} \leq 2t_c$.

2.3.1.1 Tempo de concentração (t_c)

O tempo de concentração (t_c) é um parâmetro hidrológico que surge da hipótese que a bacia hidrográfica responde como um sistema linear à chuva para geração do escoamento superficial direto (ESD) (SILVEIRA, 2005). Decorre desta hipótese a definição de tempo de concentração como o tempo necessário para que toda a bacia esteja contribuindo na seção de controle da mesma (exutório). Nesta

condição hipotética de resposta linear da bacia, o t_c é o tempo de equilíbrio quando se estabelece o regime permanente entre uma chuva efetiva de intensidade constante e o ESD dela decorrente (SILVEIRA, 2005).

O tempo de concentração pode ser definido como o tempo necessário para que uma gota d'água percorra superficialmente do ponto mais distante (em percurso hidráulico) da bacia até o seu exutório (BUTLER *et al.*, 2018). Conforme Silveira (2005), uma avaliação deste tempo poderia ser feita pelo tempo decorrido entre o fim da chuva (tempo em que caíram as últimas gotas sobre todos os pontos da bacia, portanto incluindo o ponto mais distante) e o tempo de fim do escoamento superficial detectado no hidrograma (instante de chegada da gota do ponto mais distante). Ou seja, o tempo de concentração seria o tempo entre o fim da chuva efetiva e o fim do escoamento superficial direto.

Silveira (2005) relata que, como a última gota a chegar do ponto mais distante corresponde teoricamente a escoamentos de baixa magnitude, o tempo de concentração definido como a diferença entre o fim da chuva e o fim do escoamento superficial tende a ser maior que o “verdadeiro” tempo de concentração que é influenciado pela propagação hidráulica com carga média maior. Portanto há uma incerteza prática na definição do tempo de concentração que muitas vezes afeta a gênese das fórmulas de cálculo.

O entendimento do t_c assume um papel muito importante, uma vez que permite compreender o comportamento do ESD na bacia hidrográfica, o qual está associado a diversos fenômenos como: erosão do solo, transporte de sedimentos, enxurradas e ocorrência de enchentes (MAMÉDIO *et al.*, 2018). Tais fenômenos podem trazer prejuízos socioeconômicos e ambientais no meio em que ocorrem. Devido à importância do t_c para a hidrologia, foram realizados vários estudos em diferentes bacias hidrográficas com o objetivo de aprimorar o conhecimento desse parâmetro. A partir desses estudos foram originadas e analisadas diversas equações empíricas para descrever o t_c das bacias, conforme apresentado na Tabela 1.

Tabela 1: Fórmulas empíricas utilizadas para o cálculo do tempo de concentração

Nome	Equação	Área (km ²)	Fonte
Corps Engineers	$t_c = 0,191 \cdot L^{0,76} \cdot S^{-0,19}$	<12.000	Silveira (2005)
Dooge	$t_c = 1,7465 \cdot A^{0,41} \cdot S_0^{-0,17}$	145,04-947,94	Dooge (1973)
Kirpich	$t_c = 0,066 \cdot L^{0,77} \cdot S^{-0,385}$	<0,45	Kirpich (1940)
Pasini	$t_c = 0,107 \cdot A^{0,333} \cdot L^{0,333} \cdot S^{-0,5}$	-	Pfafstetter (1976)
Picking	$t_c = 0,0883 \cdot L^{0,667} \cdot S^{-0,333}$	-	Pinto <i>et al.</i> (1976)
Straub et al	$t_c = 0,7514 \cdot L^{0,875} \cdot S^{-0,181}$	-	Straub et al. (2000)
Ven te Chow	$t_c = 0,160 \cdot L^{0,64} \cdot S^{-0,32}$	1,1 – 19,0	Silveira (2005)
Ventura	$t_c = 0,127 \cdot A^{0,5} \cdot S^{-0,5}$	-	Pfafstetter (1976)

L: comprimento do talvegue em km; A: área de drenagem da bacia hidrográfica em km²; S: declividade do talvegue em km/m para a equação de Straub et al., e para o restante m/m; S₀: declividade média da bacia em partes por 10.000.

Observa-se que existe diversas de equações para estimar o t_c de uma bacia hidrográfica, que podem resultar em valores muito distintos, em função das variáveis e parâmetros utilizados nas diferentes equações. É válido ressaltar que o tempo de concentração depende de vários fatores físicos da bacia hidrográfica, bem como da chuva que gerou o escoamento, os quais podem afetar o seu percurso espacial e temporal, quando sofrem modificações ao longo do tempo (TUCCI *et al.*, 2009; SILVEIRA, 2005; McCUEN *et al.*, 1984). Entre esses fatores citam-se (MAMÉDIO *et al.*, 2018): as condições de cobertura do solo, impermeabilização, condições da hidráulica dos canais (declividade, revestimento), características geomorfológicas, a variabilidade das intensidades e durações das chuvas; forma da bacia hidrográfica, comprimento do talvegue principal, condições do solo no início da chuva (umidade, porosidade, densidade do solo nas diferentes profundidades, selamento superficial), e caminhos preferenciais da água. Nesse sentido, é impossível definir um tempo de concentração único para todos os eventos chuva-vazão da bacia hidrográfica.

Mamédio *et al.* (2018) relatam que diversas bacias hidrográficas no Brasil ainda não possuem monitoramento e, conseqüentemente, não possuem dados suficientes para permitir o cálculo do seu t_c pelo método hidrológico, ou seja, pela análise do hietograma (chuva) e do hidrograma (vazão). Porém, empregando-se as equações supracitadas é possível estimar o t_c da bacia hidrográfica, sem a necessidade de monitoramento da mesma. Resta saber qual das equações é a mais eficiente para cada situação, uma vez que esse é um parâmetro muito utilizado em diversos modelos que transformam chuva em vazão, em projetos de obras

estruturais, as quais tem um custo associado se forem sobrestimadas ou subestimadas.

2.3.2 Bacia hidrográfica e precipitação

Guillot e Duband (1968) discutiram sobre o uso do método GRADEX para bacias de grande porte, não limitando essa área, mas sugeriram para bacias com áreas superiores à 10.000km², que fossem subdivididas em sub-bacias, e só então aplicado o método. Posteriormente, Guillot (1973) limitou o uso do método para bacias menores do que 5.000km² de extensão e tempos de concentração da ordem de 1 hora a 4 dias. Já Khatsuria (2004) afirma que o método GRADEX só pode ser aplicado para bacias em que o tempo de concentração ou o tempo de base do escoamento não ultrapasse 3 dias.

CTGREF (1972) admite a aplicabilidade do método com segurança para bacias com área de drenagem da ordem de 1.000km², todavia, afirma que para bacias com áreas de milhares de quilômetros quadrados, o método não deva ser aplicado devido a estarem sujeitas a grande influência de fenômenos meteorológicos heterogêneos como as chuvas ciclônicas. Apesar disso, admite que o método GRADEX foi utilizado para determinação de vazões extremas na bacia de Loire Villerest na França, a qual possui área de 6.520km² e está sujeita às influências oceânicas e mediterrâneas, ou seja, sujeita a chuvas convectivas, e assim fora do que era esperado como situação aplicável do método. CFGB (1994) também apresenta a aplicação do método GRADEX para a bacia do Rio Allier localizada na França, que possui uma área de drenagem de 14.000km². Porém, isso é possível devido à alta densidade de pluviômetros distribuídos pela superfície da bacia, o que compensa a grande dimensão da área da bacia.

Segundo CTGREF (1972), a determinação da distribuição espacial dos fenômenos meteorológicos sobre grandes superfícies constitui um problema dentre os dados necessários à aplicação do método GRADEX. Para garantir a representatividade da chuva média, por exemplo, a bacia hidrográfica deve possuir uma densidade mínima de pluviômetros e/ou pluviógrafos estrategicamente localizados. A densidade de postos pluviométricos na bacia estudada deve ser mínima a fim de que a média das alturas precipitadas em cada pluviômetro represente de forma adequada a precipitação média na bacia. Densidades muito

baixas levam a médias pluviométricas muito acentuadas, podendo chegar a equivaler a eventos excepcionais, que não correspondem à realidade, ou, ainda, podem levar a valores muito baixos devido à perda de eventos excepcionais (ZUFFO, 1993).

Conforme Zuffo (1993), na prática, o que é observado é que o parâmetro GRADEX médio dos postos é adotado, e não o parâmetro GRADEX da precipitação média, mesmo em casos em que não há uma alta correlação entre os postos que, na maioria das vezes, nem é calculada. Este valor obtido a partir da média dos parâmetros GRADEX, para cada série de precipitação máxima, tende a ser maior que o obtido por meio da precipitação média, visto que foi baseado em dados pontuais e não representam o parâmetro GRADEX espacial na bacia. Isso ocorre, na maioria das vezes, devido à dificuldade de se obter a precipitação média na bacia que pode ser calculada aplicando um método aritmético simples ou até mesmo métodos que levam em consideração a área de influência de cada posto dentro da bacia analisada, como por exemplo o Método de Thiessen.

Contudo, outro ponto que deve ser levantado com relação aos dados de pluviômetros, é que as precipitações adotadas como correspondentes a 1 dia (PP_{1dia}) diferem dos valores de precipitações com 24 horas de duração (PP_{24h}). No estudo de WEISS (1964), o autor conclui que para se obter chuvas de 24h a partir de dados de chuva de 1 dia basta utilizar um coeficiente de conversão f com valor de 1,143, onde $PP_{24h} = 1,143 \cdot PP_{1dia}$.

Conforme CETESB (1986), no ano de 1966 o Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG-USP) estabeleceu, após pesquisas utilizando séries de dados de pluviômetros e pluviógrafos, observados simultaneamente no período de 1928 a 1965, uma relação entre as chuvas de 1 dia (total precipitado e medido por um pluviômetro num período pré-fixado de 24 horas) e chuvas de 24 horas (precipitação com duração contínua de 24 horas e registrada por um pluviógrafo), denominado de coeficiente de desagregação, expostos na Tabela 2. Conforme observado, as alturas pluviométricas das chuvas de 24h e de 1 dia, segundo CETESB (1986), mantêm uma relação quase constante e independente do período de retorno, sendo essa relação da ordem de 1,14, valor praticamente coincidente com o valor adotado pelo U.S. Weather Bureau para a mesma relação, que é de 1,13. BACK (2009), em estudos realizados para a cidade de Urussanga, em Santa Catarina, concluiu que, para um período de retorno de 100

anos, a relação média da precipitação máxima de 24 h e da precipitação máxima de 1 dia, é de 1,13. Estas informações reforçam a necessidade de conversão dos valores precipitados de 1 dia para valores precipitados correspondentes a 24 horas de duração, conforme proposto por WEISS (1964).

Tabela 2: Relação entre as alturas pluviométricas (mm) e os coeficientes de desagregação.

Relação entre alturas pluviométricas	Coeficiente de desagregação
5 min para 30min	0,34
10 min para 30 min	0,54
15 min para 30 min	0,70
20 min para 30 min	0,81
25 min para 30 min	0,91
30 min para 1 hora	0,74
1 h para 24 h	0,42
2 h para 24 h	0,48
3 h para 24 h	0,54
6 h para 24 h	0,72
8 h para 24 h	0,78
10 h para 24 h	0,82
12 h para 24 h	0,85
24 h para 1 dia	1,14

Fonte: CETESB (1986).

De qualquer maneira, a adoção de durações depende da disponibilidade de dados pluviográficos e fluviográficos. Nos levantamentos disponíveis, a imensa maioria das medidas são efetuadas com pluviômetros, o que corresponde, portanto, as durações de tempo fixos de 1 dia.

2.4 Método Probabilístico

Uma das preocupações quanto à chuva é a intensidade e a frequência de sua ocorrência pelos seus efeitos potencialmente danosos. Assim, o conhecimento das probabilidades de ocorrência de chuva é de suma importância no monitoramento de processos hidrológicos concernentes às bacias hidrográficas. Naghettini e Pinto (2007) destacam que quase todos os processos hidrológicos são considerados estocásticos ou governados por leis de probabilidades, por conterem componentes aleatórios. Neste contexto, um extremo de precipitação pode ser inferido para determinado local, em termos probabilísticos, a partir de ajustes de modelos teóricos de distribuição de probabilidade ajustados a uma série histórica de precipitação máxima. Conforme exposto por Sansigolo *et al.* (1984), a grande vantagem desta

alternativa de aproximação é a análise de risco associada, impossível de ser feita a partir dos métodos determinísticos devido às suas origens.

Conforme apresentado, para o cálculo do parâmetro “a” do método GRADEX e, conseqüente, obtenção da distribuição de probabilidades dos volumes de cheias, deve-se ajustar uma distribuição de probabilidades com cauda superior assintoticamente exponencial aos máximos anuais de precipitação. Naghettini (1994) aborda a questão da estimativa do parâmetro GRADEX. Segundo ele, o procedimento mais simples para estimação do parâmetro “a” é ajustar a distribuição de probabilidade à série de máximos anuais de chuva, com duração de tempo t igual ao tempo de base médio da bacia. Dessa forma, o parâmetro de escala da cauda superior da distribuição dos volumes de cheia é considerado igual ao parâmetro GRADEX da chuva no método GRADEX.

Dentre as distribuições de probabilidade que apresentam cauda superior com decaimento exponencial, a distribuição de Gumbel é a principal recomendação do método GRADEX na literatura (GUILLLOT; DUBAND, 1967; CTGREF, 1972). Entretanto, existem outras distribuições que atendem estas especificações, por exemplo a Pearson Tipo III (P3) e a Distribuição Generalizada de Eventos Extremos (GEV). Existem várias pesquisas realizadas sobre a aderência de funções densidade de probabilidade aos dados de chuva de regiões ou cidades do Brasil. Algumas dessas pesquisas se referem à avaliação da chuva total mensal (SILVA *et al.*, 2007; SOUZA *et al.*, 2010; LYRA *et al.*, 2006), chuva máxima diária anual (BESKOW *et al.*, 2015; CALDEIRA *et al.*, 2015), outras por decêndios (SAMPAIO *et al.*, 2007) e/ou diário mensal (CATALUNHA *et al.*, 2002; PEDRON; KLOSOWSKI, 2008). Nestes estudos as distribuições que apresentaram melhor desempenho foram a Weibull, Normal, Exponencial, Log-Normal, Gama e GEV.

Apesar da forte recomendação da aplicação de Gumbel no Método GRADEX, nota-se, conforme supracitado, que a mesma não está englobada dentre as distribuições que apresentaram melhores desempenhos com relação a literatura explorada. Além disso, destaca-se que o regime de chuvas no Brasil tem um comportamento diferente da Europa e EUA, e entre suas regiões, por isso, torna-se importante estudos e análises da aplicação de outras distribuições de probabilidade, além da distribuição de Gumbel, para a execução do método.

2.4.1 Teste de Aderência

A fim de verificar se a distribuição de probabilidade aplicada se ajusta de forma correta aos dados amostrais, é realizado um teste de aderência, onde se compara as frequências amostrais, denominadas de frequências empíricas, com as frequências esperadas pelo modelo probabilístico, denominadas de frequências teóricas (NAGHETTINI, 2017). A verificação da aprovação ou não da distribuição de probabilidade é realizado pela diferença da frequência teórica com a frequência empírica, sendo que esta deve ser menor que o valor crítico encontrado em tabelas próprias de cada teste de acordo com o nível de significância usado (ALVES *et al.*, 2013). Dentre os testes de aderência temos: Kolmogorov-Smirnov e o Qui-Quadrado, que são mais aplicáveis (DE ALCANTARA *et al.* 2019; SOUZA *et al.*, 2019; BARBOZA *et al.*, 2020; BEIJO; FERREIRA, 2021) e o de Filliben e Anderson-Darling que são mais robustos. Dentre os testes de Filliben e Anderson-Darling, este último se destaca mais na literatura (FRANCO *et al.*, 2014; BESKOW *et al.*, 2015). Entretanto, estudos recentes vêm enfatizando a boa aplicação do teste de Filliben quanto a admitir a aderência da distribuição ao conjunto de dados analisado (ABREU *et al.*, 2018; BACK; BONFANTE, 2021; BACK; BACK, 2022) em relação aos demais testes de aderência. O teste de Filliben - Fi (FILLIBEN, 1975) foi introduzido com intuito de checar a normalidade das amostras (NAGHETTINI, 2017). Este teste combina dois conceitos fundamentalmente simples: um gráfico de probabilidade e o coeficiente de correlação (NAGHETTINI, 2017).

2.5 Teste de estacionariedade e homogeneidade

As vazões de cursos d'água, nas últimas décadas, tem sido influenciada expressivamente por mudanças no clima e no uso e ocupação do solo em bacias hidrográficas. Além disso, as atividades antrópicas intensivas (ex: construções de barragens, diques e desvio excessivo do rio) têm resultado em grandes impactos sobre as vazões, principalmente na magnitude (WEI *et al.*, 2013).

A distinção entre flutuações naturais de séries de vazões e mudanças de regime hidrológico pode ser efetuada a partir da aplicação de testes estatísticos para verificação da hipótese, comumente utilizada como pressuposto em diversos modelos estocásticos de séries temporais, referida como estacionariedade (HIRSCH

et al. 1991). Se os processos hidrológicos que originaram uma série temporal são estacionários, suas características probabilísticas são invariantes no tempo. Em particular, média e variância dos valores da série são invariantes temporalmente (estacionariedade de segunda ordem) (HIRSCH *et al.*, 1991).

A avaliação da homogeneidade do processo hidrológico em estudo verifica se todos os elementos da amostra podem ser considerados oriundos de uma única população. Por exemplo, duas populações de enchentes diferenciadas pelo seu mecanismo de formação deveriam ser consideradas distintas e neste caso o teste deveria rejeitar a hipótese nula de distribuições idênticas (Naghetini e Pinto, 2007).

2.6 SYHDA

O processamento das séries históricas é complexo, comumente dependente de métodos numéricos para resolução, e suscetível a erros quando feito manualmente. O Sistema de Aquisição e Análise de Dados Hidrológicos – SYHDA, é um software que permite analisar diferentes variáveis hidrológicas e foi desenvolvido por membros do Grupo de Pesquisa em Hidrologia e Modelagem Hidrológica em Bacias Hidrográficas da Universidade Federal de Pelotas (UFPel) com intuito de oferecer agilidade e precisão às pesquisas científicas e/ou projetos na área de engenharia hidrológica.

Conforme Vargas *et al.* (2019), as rotinas computacionais implementadas no SYHDA permitem: i) importar dados de chuva e vazões no formato de arquivo do banco de dados Hidroweb/ANA, dados de chuva no formato de arquivo do banco de dados do INMet (Instituto Nacional de Meteorologia) e dados de chuva e vazões de uma determinada estação em uma extensão de arquivo do Microsoft Excel (*.xlsx); ii) estruturar séries em diferentes passos de tempo; iii) definir limites de falha para a estruturação de séries hidrológicas; iv) utilizar ano civil ou ano hidrológico para organização e análise de séries; v) realizar análises estatísticas complexas com abordagens locais e regionais; vi) aplicar testes robustos de adequação, testes não paramétricos, testes de análise sazonal para vazões e medidas para análise regional de frequência.

Rotinas computacionais foram desenvolvidas para que o SYHDA possa estruturar as séries mencionadas em diferentes etapas de tempo, ou seja, diária, semanal, quinzenal, mensal e anual. Dada a escolha do passo de tempo e do limiar

de falhas, as demais funcionalidades suportam a visualização e exportação da série hidrológica de forma a atender o interesse do usuário. Além disso, o usuário também pode optar por estruturar séries hidrológicas de vazão máxima, mínima e média, precipitação total ou precipitação máxima diária.

Na opção geral de análise do software possui módulos de funcionalidade que permitem análises hidrológicas básicas (gráficos básicos e estatísticas básicas) e testes robustos relacionados a distribuições probabilísticas, bem como outros testes específicos (testes não paramétricos, análise de sazonalidade, frequência no local de análise e análise de frequência regional).

Em relação aos Testes não paramétricos, o SYHDA inclui os testes de Estacionariedade, Independência e Homogeneidade. O SYHDA disponibiliza tais testes para vazões mínimas, médias ou máximas, ou mesmo para chuvas máximas diárias e totais, exigindo a escolha do nível de significância estatística e da duração de tempo de interesse para sua aplicação.

A ferramenta de modelagem probabilística no SYHDA permite a verificação do ajuste e da qualidade do ajuste de distribuições de probabilidades teóricas usadas em hidrologia (Normal, Log-Normal, Gumbel, Exponencial, Valor Extremo Generalizado (GEV), Pearson Tipo III, Weibull, entre outras). Para a estimação dos parâmetros dessas distribuições de probabilidade, o usuário pode escolher Método dos Momentos, Método dos Momentos-L ou Método da Máxima Verossimilhança. Para verificar a qualidade do ajuste das distribuições de probabilidade às séries hidrológicas observadas, o software permite a aplicação dos testes tradicionais Kolmogorov-Smirnov e Qui-Quadrado, além de testes mais robustos como Filliben e Anderson-Darling.

2.7 Software HEC-RAS

O HEC-RAS (Hydrological Engineering Center – River Analysis System), é um software gratuito e desenvolvido pelo Centro de Engenharia Hidrológica (HEC) do corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos (USACE). O software HEC-RAS possui um conjunto de ferramentas que auxilia no gerenciamento e delimitação da área de inundação de rios, na análise de alterações de perfil de água pertinentes às mudanças de geometria de canal, na análise do transporte de sedimentos e no efeito das estruturas hidráulicas como bueiros e pontes. Este modelo pode ser

utilizado em uma rede de canais naturais ou artificiais, sistemas dendríticos ou apenas em um rio (USACE, 2023).

A versão mais recente do software HEC-RAS é a versão 6.4.1, a qual engloba a modelagem unidimensional e bidimensional do fluxo, bem como os recursos de modelagem de transferência de sedimentos. Antes da atualização recente, o programa era apenas unidimensional. As versões atuais do HEC-RAS dispõem de uma interface gráfica para visualização tridimensional da simulação, além de possuírem capacidade de gerar gráficos e tabelas com resultados das simulações, bem como, componentes independentes para análise hidráulica (MULUNGO, 2012).

O software HEC-RAS é um modelo do tipo seção composta, o qual permite que os usuários executem cálculos de simulação levando em consideração tanto o escoamento unidimensional em regime permanente quanto o escoamento unidimensional em regime variado (BRUNNER, 2016). Tendo em vista o escoamento uniforme, o software é capaz de simular os perfis da superfície da água entre seções transversais, empregando cálculos que envolvem a Equação da Energia. Diante disto, torna-se necessário o levantamento de seções transversais que tragam detalhamento da rede fluvial, além dos dados de descarga em cada seção determinada (KNEBL *et al.*, 2005; MAIDMENT, 1993; REZAIE *et al.*, 2014).

Vários estudos voltados à modelagem hidrológica-hidráulica vêm aplicando o software HEC-RAS, tanto para a simulação dos níveis de cheias e do perfil longitudinal da linha d'água do canal, quanto para estudos de mapeamento de manchas de inundações, tais como, Ogassawara *et al.* (2022), Armas *et al.* (2017), Coelho Filho *et al.* (2015), Ribeiro e Lima (2011) e Vianna (2000).

3 Material e Métodos

3.1 Área de estudo

Foram avaliadas neste estudo sete bacias hidrográficas brasileiras (Figura 4), onde três se encontram no estado do Rio Grande do Sul (RS) e quatro no estado de Minas Gerais (MG), sendo estas, respectivamente: arroio Pelotas (BHAP), sub-bacias (SB1, SB2 e SB3) do rio Camaquã (BHRC), rio Piratini (BHRP), rio Aiuruoca (BHRA), rio Grande (BHRG), rio Ingaí (BHRI) e rio Verde (BHRV). As bacias localizadas no estado do Rio Grande do Sul possuem áreas de drenagem, na devida ordem, de 369,13km², 5.420,72km², 2.107,54km², 8.042,90km² e, 4.700,47km². E as bacias localizadas no estado de Minas Gerais possuem, na sequência, áreas de, aproximadamente, 1.952,93km², 2.070,67km², 1003,03km² e 4.173,21km².

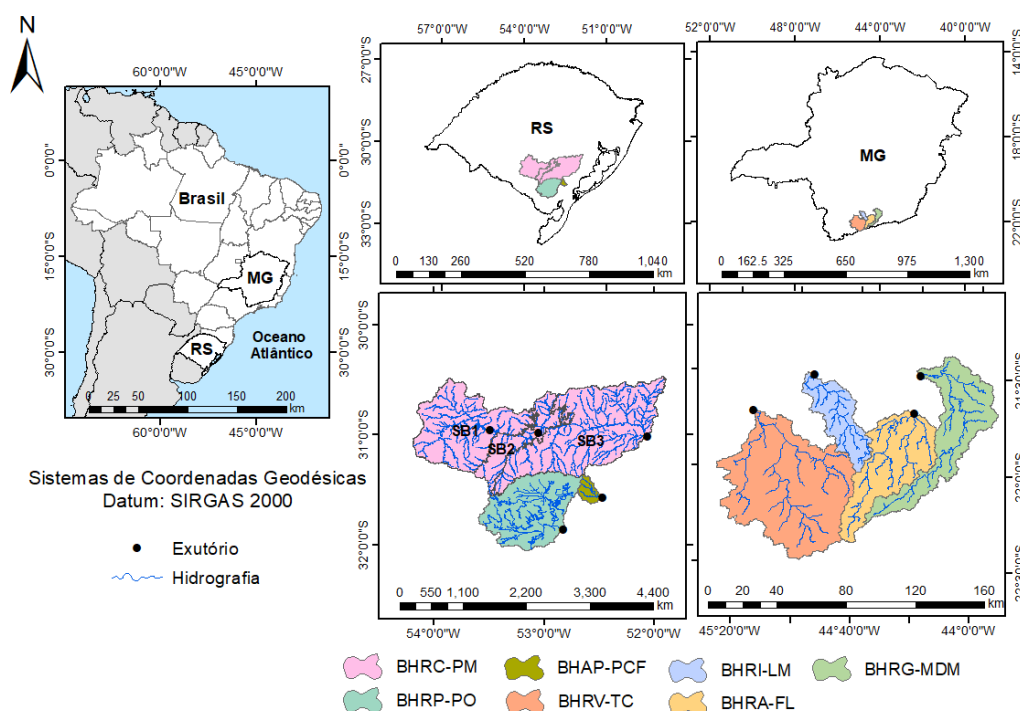


Figura 4 – Localização das bacias hidrográficas em análise situadas no estado do Rio Grande do Sul - RS (BHAP-PCF, BHRC-PM e BHRP-PO) e no estado de Minas Gerais – MG (BHRV-TC, BHRI-LM, BHRG-MDM, BHRA-FL) e suas respectivas seções de controle.

Fonte: Elaborado a partir de dados hidrológicos da ANA e dados das bases cartográficas de Hasenack e Weber (2010) e do IBGE.

As bacias designadas como BHAP, BHRC, BHRP, BHRA, BHRG, BHRI e BHRV foram delimitadas à montante das seções de controle nomeadas como Ponte Cordeiro de Farias - PCF (88850000), Passo do Mendonça - PM (87905000), Pedro

Osório - PO (88641000), Fazenda Laranjeiras - FL (61060000), Madre de Deus de Minas - MDM (61012000), Luminárias - LM (61075000) e Três Corações - TC (61510000), respectivamente. No caso da bacia do rio Camaquã, além da seção supracitada, também foram consideradas mais 2 seções com monitoramento fluviométrico ao longo da mesma, usadas para delimitar as sub-bacias SB1, SB2 e SB3 (87670000, 87590000, 87905000, respectivamente). Portanto, no total, foram analisadas 9 seções com monitoramento fluviométrico, sendo que todas elas são gerenciadas pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA).

3.2 Contextualização e relevância da área de estudo

3.2.1 Caracterização das bacias do Rio Grande do Sul

O artigo 171 da Constituição Estadual foi regulamentado pela Lei nº 10.350 de 1994, a qual estabelece, para cada bacia de um determinado estado, a formação de um comitê de bacia que é responsável pelo gerenciamento dos recursos hídricos. Conforme a referida lei, o estado do Rio Grande do Sul foi dividido em três regiões, sendo essas: rio Uruguai, Guaíba e Litoral (Figura 5). Cada uma destas regiões foi subdividida em bacias hidrográficas, totalizando 25 bacias (FEPAM, 2016).

Uma destas 25 bacias é a Bacia Hidrográfica Mirim-São Gonçalo (BHMSG), a qual apresenta-se em território brasileiro e uruguaio, na proporção de 47% e 53% dos 62.500 km² de área de drenagem, respectivamente (ALM, 2018). No lado brasileiro, dentre os usos múltiplos que contempla, a BHMSG, localizada no bioma Pampa e na região do Litoral (Figura 5), destaca-se por ser a força motriz da produção orizícola do estado, desempenhando, numa visão holística, um papel ímpar no setor econômico e social.

Como principal corpo hídrico da BHMSG, tem-se a lagoa Mirim, um espelho d'água da ordem de 3.750 km², que se conecta à laguna dos Patos através do canal São Gonçalo, uma estratégica via navegável de 76 km de extensão e importante manancial para abastecimento público urbano. O rio Piratini (BHRP) e o arroio Pelotas (BHAP) estão entre os principais afluentes do canal São Gonçalo.

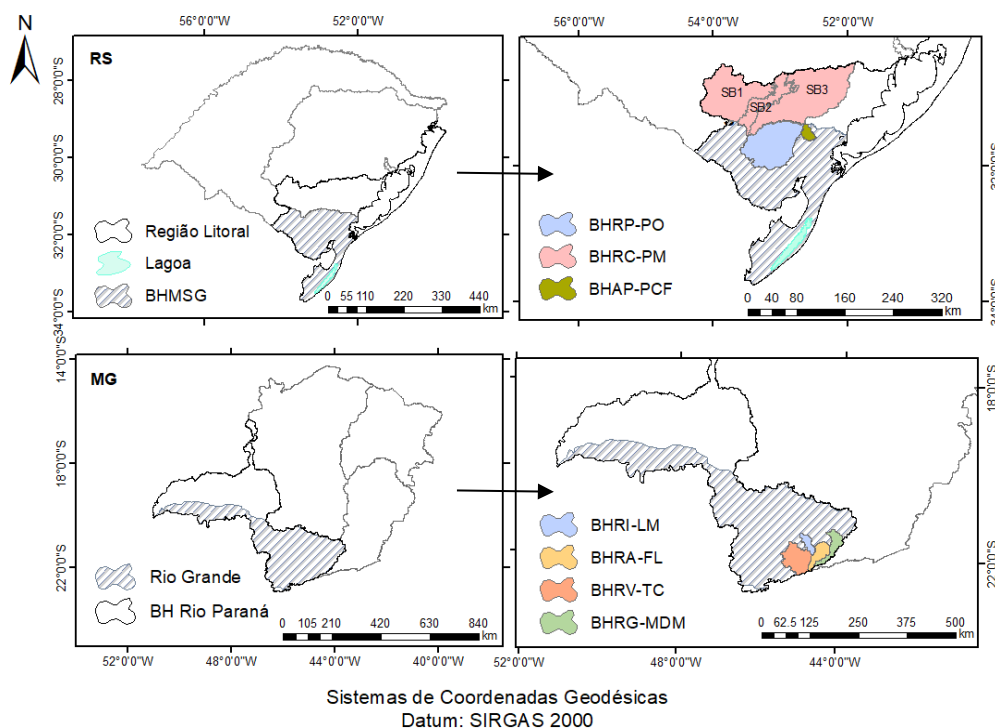


Figura 5 – Localização das bacias hidrográficas em análise situadas no estado do Rio Grande do Sul - RS e no estado de Minas Gerais – MG em suas respectivas Regiões Hidrográficas.

Fonte: Elaborado a partir de dados das bases cartográficas de Hasenack e Weber (2010) e do IBGE e dados hidrológicos da ANA.

O rio Piratini, no seu trajeto em direção ao canal de São Gonçalo, separa as cidades de Pedro Osório, Cerrito e Piratini, as quais são unidas por uma ponte ferroviária que na enchente de 1992 foi a única construção sobre o rio Piratini que resistiu ao forte volume de águas que desceram desde a montante do rio em grande velocidade. A atividade agrícola apresenta-se disseminada em toda a parte da bacia (OLIVEIRA *et al.*, 2014). Os produtos cultivados são bastante diversificados, destacando-se o milho, a soja, a cevada, o arroz irrigado e as áreas de fruticultura (AZAMBUJA, 2005). Na porção alta da bacia é possível observar extensas áreas de silvicultura, principalmente de pinheiros, acácias e eucaliptos (SELL, 2011).

A bacia hidrográfica do arroio Pelotas (BHAP) exerce um papel ímpar para o desenvolvimento econômico de Pelotas, município que possui 328.275 habitantes (IBGE, 2010). O arroio, junto à tomada d'água da Estação de Tratamento de Água (ETA) Sinotti, fornece cerca de 36 milhões de litros de água por dia para o abastecimento da população (SANEP, 2015), sendo considerado o arroio que mais fornece água bruta ao Serviço Autônomo de Saneamento de Pelotas (SANEP). Foi declarado Patrimônio Cultural do estado do Rio Grande do Sul, pela Lei 11.895 em março de 2003, uma vez que é um importante manancial hídrico para Pelotas e

região. Foram às margens do arroio Pelotas que se desenvolveram as charqueadas, propriedades em que se produzia carne bovina salgada e seca ao sol (charque), trazendo prosperidade à região e dando origem ao município de Pelotas.

A bacia hidrográfica do rio Camaquã (BHRC) também pertence à região hidrográfica das bacias Litorâneas e ao bioma Pampa e localiza-se na porção central do Estado do Rio Grande do Sul, abrangendo parcial ou totalmente 28 municípios. As nascentes da BHRC encontram-se à oeste em Dom Pedrito e Lavras do Sul, e a foz encontra-se à leste na Laguna dos Patos, entre Camaquã e São Lourenço do Sul. Trata-se de uma bacia predominantemente rural, com desenvolvimento econômico e social atrelado à agricultura, que enfrenta conflitos pelo uso d'água devido à relação entre demanda e disponibilidade hídrica, e que tem buscado ações mitigatórias, conforme relatado no Plano de Bacia (SEMA, 2016). A importância da BHRC na vida de toda a região sul do estado já foi reconhecida pelo município de Bagé através da lei 5.461 de 23 de janeiro de 2015, denominando o rio Camaquã como Patrimônio Histórico, Natural e Paisagístico do Município. A BHRC é utilizada como meio de subsistência através da pesca, transporte e práticas esportivas e culturais.

3.2.2 Caracterização das bacias de Minas Gerais

Conforme o Plano Estadual de Recursos Hídricos de Minas Gerais de 2006, o estado está inserido nas regiões hidrográficas de São Francisco, Paraná, Atlântico Leste e Atlântico Sudeste (Figura 5), e abriga em seu território nascentes de importantes rios brasileiros, como é o caso do rio Grande. A bacia hidrográfica do rio Grande (BHRG), em sua totalidade, situa-se na região Sudeste do Brasil, na divisa entre os estados de Minas Gerais e São Paulo, e possui área total de 143.437,79km², sendo que 57.092,36km² (39,80%) está situado no estado de São Paulo e 86.345,43km² (60,20%) em Minas Gerais. Possui população de aproximadamente 8,6 milhões de habitantes distribuídos em 393 municípios, dos quais 325 com área totalmente inserida na bacia (PORTO; PORTO, 2008).

Segundo a Agência Regional de Proteção Ambiental da bacia hidrográfica do rio Grande, ela está inserida em uma região de predominância dos biomas Cerrado e Mata Atlântica e possui grande relevância para o desenvolvimento econômico e social da região. Tem reconhecimento nacional por seu potencial energético, de

modo que 13 barragens estão instaladas ao longo do seu curso. Além disso, a extração de minério e a forte atividade agropecuária no rio Grande geram emprego e renda, garantem o sustento dos moradores locais e aquecem a economia do país. Apesar de possuir o mesmo nome da bacia principal, a BHRG-MDM é uma sub-bacia da região de cabeceira do rio Grande. A bacia encontra-se na cidade de Madre de Deus de Minas, situada no Campo das Vertentes. Em seu percurso, o rio atravessa os municípios de Conceição de Ibitipoca, Bom Jardim de Minas e Bocaina de Minas.

As bacias dos rios Aiuruoca (BHRA-FL), Verde (BHRV-TC) e Ingaí (BHRI-LM) também integram a bacia do rio Grande. O rio Aiuruoca nasce a 2.450 metros de altitude na Serra da Mantiqueira, próximo ao Pico das Agulhas Negras. Em seu percurso, o rio Aiuruoca atravessa a zona urbana dos municípios de Alagoa, Aiuruoca, Seritinga e Serranos. Na fronteira dos municípios de Madre de Deus de Minas e Carrancas, o rio Aiuruoca tem sua foz no rio Grande, formando o reservatório da Usina Hidrelétrica de Camargos.

O rio Verde nasce entre os municípios de Passa Quatro e Itanhandu, na vertente ocidental da serra da Mantiqueira, a aproximadamente 2.600 metros de altitude, próximo à divisa dos estados de Minas Gerais, São Paulo e Rio de Janeiro, e percorre 220km até sua foz, na represa de Furnas. O rio Ingaí também nasce na serra da Mantiqueira passando pelas cidades de Itumirim, Ingaí e Luminárias. É um dos rios mais importantes da região, com vários atrativos turísticos ao longo do seu leito pelo município de Luminárias. Além disso, conforme o Plano Diretor do Alto Rio Grande, as águas do rio Ingaí possuem imensa importância para a segurança hídrica para região que abrange, pois é responsável pelo abastecimento das residências, estabelecimentos comerciais, área rural e das indústrias (PDRH Alto Rio Grande, 2014).

3.3 Classificação do clima da área de estudo

Adotando a classificação de Köppen, Alvares *et al.* (2014) definiram o clima da região das BHAP-PCF, BHRP-PO e BHRC-PM (bacias sul riograndenses) como C_{fa}, clima subtropical, o qual caracteriza a ocorrência de verões quentes e ausência de estação seca. As temperaturas apresentam grande variação sazonal, com verões quentes e invernos bastante rigorosos. Conforme o Atlas Climático do Rio Grande

do Sul (WREGGE *et al.*, 2011), as temperaturas médias anuais no Rio Grande do Sul são de cerca de 12°C, 21°C e de 32,2°C, respectivamente, para mínimas, médias e máximas. Com relação às precipitações, o Estado apresenta uma distribuição relativamente equilibrada das chuvas ao longo de todo o ano. Conforme o Atlas Socioeconômico do Rio Grande do Sul, ao sul do RS a precipitação média encontra-se entre 1.300mm e 1.700mm e, ao norte a média fica entre 1.800mm e 2.300mm.

Na região das BHRV-TC, BHRI-LM, BHRG-MDM e BHRA-FL (bacias mineiras), conforme a classificação de Köppen, o clima predominante é classificado como C_{wa}, (ALVARES *et al.*, 2014), clima subtropical úmido, caracterizado por inverno seco e verão quente. Conforme Reboita *et al.* (2015), as temperaturas médias anuais no sul de Minas Gerais são de cerca de 14°C (mínima), 21°C (média) e de 27°C (máxima). Silva e Reboita (2013) relatam a respeito da sazonalidade da precipitação no Estado. Com relação à média anual da precipitação, os maiores totais anuais ocorrem ao sul de Minas Gerais, variando entre 1.200 e 1.600mm, e os menores ao norte variando entre 1.300 e 800mm.

3.4 Classificação do relevo da área de estudo

No que concerne ao relevo, foram gerados os Modelos Digitais de Terreno (MDTs) para as 7 (sete) bacias hidrográficas analisadas neste estudo. Para as bacias do Rio Grande do Sul foram utilizados os planos de informações referentes às curvas de nível e pontos cotados obtidos da base cartográfica de Hasenack e Weber (2010), contemplando todo o estado do Rio Grande do Sul, na escala de 1:50.000. Para as bacias de Minas Gerais foram usadas as mesmas informações, todavia, obtidas das Folhas Topográficas de Minas Gerais da base cartográfica do IBGE, na escala de 1:50.000.

Estes dados foram usados como entrada no software ArcGIS Desktop 10.1 (ESRI, 2014) e interpolados por meio do algoritmo “*topo to raster*”. A resolução espacial do MDTs foi de 25m, considerando a relação entre a escala da informação e a área mínima identificável (TOBLER, 1987). Após a obtenção dos MDTs, fez-se necessária a aplicação do algoritmo “*fill*” do ambiente SIG em questão para o preenchimento das depressões espúrias obtidas no processo da interpolação (ELESBON *et al.*, 2011). Esse processo permite a obtenção dos Modelos Digitais de Terreno Hidrologicamente Consistente (MDTHCs), o qual pode ser observado na

Figura 6. De acordo com ESRI (2014), os MDTHC, são representações do relevo que reproduzem, com exatidão, o caminho preferencial do escoamento da água superficial observado no mundo real.

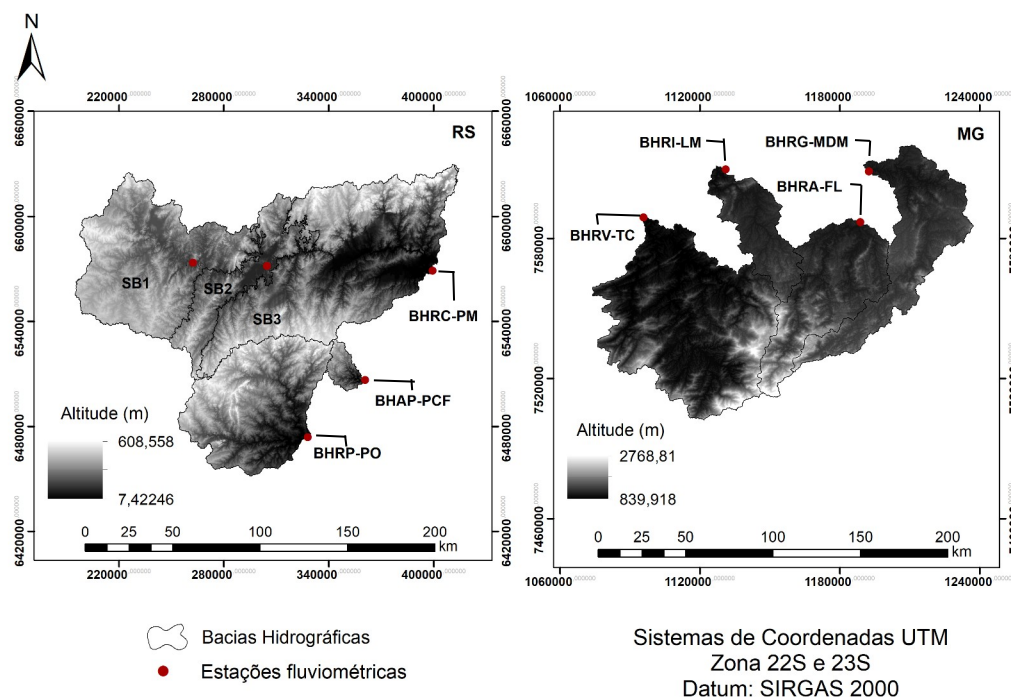


Figura 6 – Modelo Digital de Terreno Hidrologicamente Consistente (MDTHC) para as bacias hidrográficas em análise.

Fonte: Elaborado a partir de dados hidrológicos da ANA e dados das bases cartográficas de Hasenack e Weber (2010) e do IBGE.

A partir dos MDTHCs foi possível realizar as delimitações das bacias hidrográficas que também foram realizadas no software ArcGIS 10.1, de forma automática, seguindo a metodologia empregada por Martins *et al.* (2011) considerando três principais etapas: i) Flow Direction: determina a direção do fluxo de escoamento em cada pixel do MDT; ii) Flow Accumulation: determina o escoamento acumulado; e iii) Watershed: delimita a área de drenagem à montante da seção de controle estabelecida.

Analisando a Figura 6, observa-se que as bacias hidrográficas de Minas Gerais possuem maiores altitudes em relação às bacias do Rio Grande do Sul. Para as bacias sul riograndenses têm-se altitudes máximas de 607,27m para a BHRC-PM, 502,20m para a BHRP-PO e 491,199m para a BHAP-PCF. Já para as bacias mineiras os pontos mais altos foram 2.768,81m, 2.666,96m, 2.224,71m e 1.737,58m para a BHRV-TC, BHRA-FL, BHRG-MDM e BHRI-LM, respectivamente. Em relação aos desníveis, também se observa que, para as bacias de Minas Gerais estes são

maiores, apresentando, na mesma sequência que as altitudes, valores de 1.928,90m, 1.712,67m, 1.289,84m e 847,36m. Para as bacias do Rio Grande do Sul os valores são de 599,93m, 478,15m e 458,75m, também na mesma sequência supracitada.

Ainda em ambiente do SIG ArcGIS 10.1 e utilizando os MDTHCs, foi elaborado o mapa de declividade do terreno ao longo das 7 (sete) bacias hidrográficas, empregando a ferramenta “*Slope*”. Na Figura 7 pode-se visualizar o mapa de declividade, sendo que foi aplicado, para efeitos visuais, a classificação proposta pela EMBRAPA (1979), a qual indica: i) 0 – 3% (Plano); ii) 3 – 8% (Suave-Ondulado); iii) 8 – 20% (Ondulado); iv) 20 – 45% (Forte-Ondulado); v) 45 – 75% (Montanhoso); vi) > 75 (Forte-Montanhoso). Na Tabela 3 está disposto o percentual da área correspondente a cada classe de relevo referente a cada bacia hidrográfica em estudo.

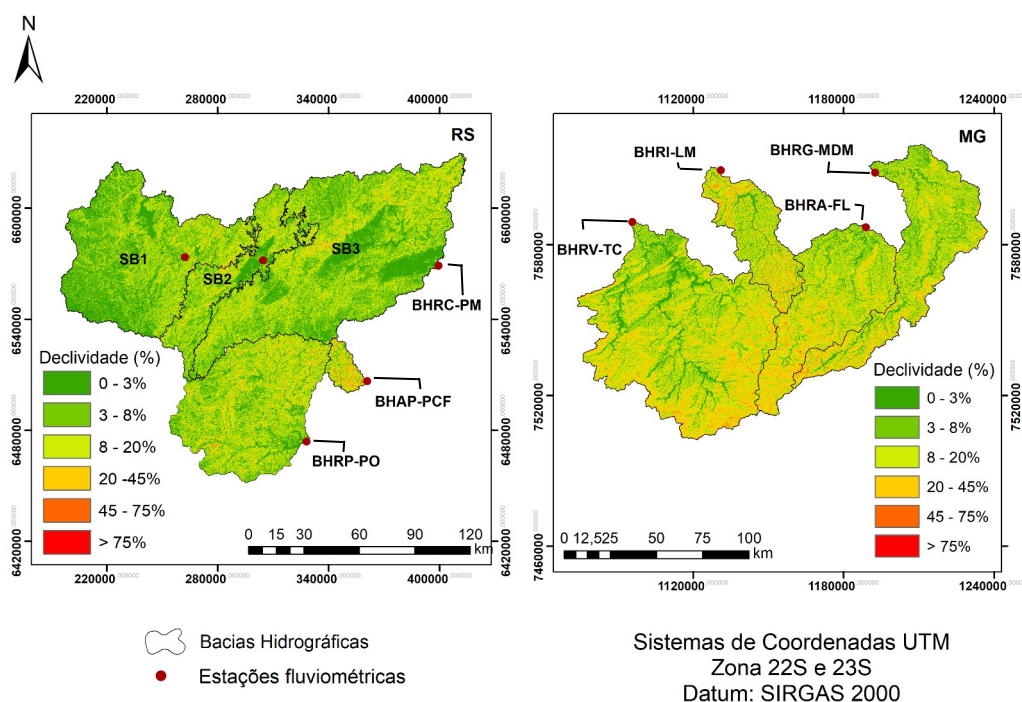


Figura 7 – Declividade do terreno de acordo com a classificação da EMBRAPA (1979) para as bacias hidrográficas em análise.

Fonte: Elaborado a partir de dados hidrológicos da ANA e dados das bases cartográficas de Hasenack e Weber (2010) e do IBGE.

As bacias sul riograndenses apresentam declividade média de 10,01%, 9,05% e 11,57%, respectivamente, para a BHRC-PM, BHRP-PO e BHAP-PCF, enquadrando o relevo como ondulado, em média (Tabela 3). Na região baixa das bacias, verifica-se relevo plano a suave-ondulado (Figura 7), especialmente na

BHRP-PO seguida da BHRC-PM, enquanto que relevo montanhoso a forte montanhoso é mais observado na BHAP-PCF. Em relação às bacias mineiras, a declividade média verificada foi de 23,18% para a BHRV-TC, 16,42% para a BHRI-LM, 19,86% para a BHRG-MDM e 24,26% para a BHRA-FL. O relevo com mais predominância foi o ondulado (Tabela 3), similar ao detectado nas bacias sul riograndenses. Verifica-se na região baixa das bacias relevo plano a suave-ondulado, enquanto nas cabeceiras verifica-se que relevo montanhoso a forte montanhoso são mais predominantes (Figura 7).

Tabela 3: Área da bacia hidrográfica, em percentual, compreendida por cada classe de declividade do terreno, conforme classificação sugerida por EMBRAPA (1979).

terreno, conforme classificação sugerida por EMBRAPA (1978).					
Classes	Declividade	Área (%) compreendida pela classe em cada bacia			
Minas Gerais - MG					
		BHRV-TC	BHRI-LM	BHRG-MDM	BHRA-FL
Plano	0-3%	13,58	25,86	15,14	10,80
Suave-ondulado	3-8%	15,21	27,10	19,36	15,12
Ondulado	8-20%	54,39	22,56	42,51	43,34
Forte-ondulado	20-45%	16,10	14,89	22,39	29,84
Montanhoso	45-75%	0,71	7,54	0,58	0,89
Forte-Montanhoso	> 75%	0,00	2,05	0,00	0,01
Rio Grande do Sul - RS					
Classe	Declividade	BHRC-PM	BHRP-PO	BHAP-PCF	
Plano	0-3%	32,47	21,72	10,58	
Suave-ondulado	3-8%	29,75	25,12	16,55	
Ondulado	8-20%	33,03	40,95	33,34	
Forte-ondulado	20-45%	4,73	12,01	35,15	
Montanhoso	45-75%	0,02	0,18	4,33	
Forte-Montanhoso	> 75%	0,00	0,00	0,08	

3.5 Tipos dos solos na área de estudo

A variação espacial dos solos da BHAP-PCF e da BHRP-PO (Figura 8) foi extraída do Mapa de Solos da Região do Conselho Regional de Desenvolvimento da Região Sul (COREDE-SUL), com resolução espacial de 1:150.000. Este mapa foi elaborado pelo Laboratório de Planejamento Ambiental da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) Clima Temperado, tendo em vista os estudos realizados por Cunha, Silveira e Severo (2006). Já o mapeamento dos solos da BHRC-PM (Figura 8) foi obtido junto ao Projeto RadamBrasil (BRASIL, 1981), atualizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de acordo com

o Manual Técnico de Pedologia e disponibilizado pelo Catálogo de Metadados Geográficos (INDE), com resolução espacial de 1: 1.000.000.

Para as bacias hidrográficas de Minas Gerais, a variação espacial dos solos (Figura 8) foi obtida da Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IDE-Sisema). Trata-se de um modelo de gestão corporativa e compartilhada dos dados, padrões e tecnologias geoespaciais de seus órgãos componentes, implementado por um Comitê Gestor, composto por setores técnicos especializados da Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável (SEMAD), Fundação Estadual do Meio Ambiente (FEAM), Instituto Estadual de Florestas (IEF) e Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM). O mapa de solos de MG disponível no IDE-SISEMA possui resolução espacial de 1:250.000.

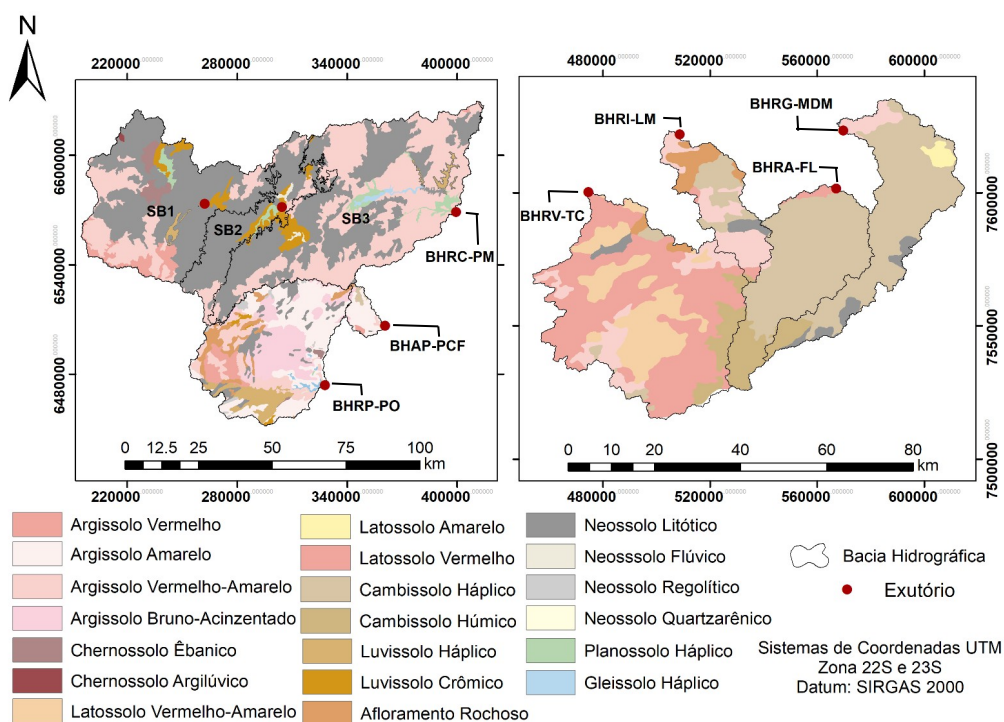


Figura 8 – Variação do tipo de solo ao longo das bacias hidrográficas em análise.

Fonte: Elaborado a partir de estudos de Cunha, Silveira e Severo (2006), informações do banco de dados do IDE-Sisema e do Projeto RadamBrasil (BRASIL, 1981), dados das bases cartográficas de Hasenack e Weber (2010) e do IBGE e dados hidrológicos da ANA.

Referente às bacias hidrográficas mineiras (Figura 8 e Tabela 4), a BHRV-TC apresenta predominância de Argissolo Vermelho (55,25%) e Latossolo Vermelho – Amarelo (23,27%); a BHRI-LM apresenta predominância de Cambissolo Háplico (28,09%) e Latossolo Vermelho – Amarelo (26,12%), seguido dos Afloramentos Rochosos (19,65%) e Argissolo Vermelho – Amarelo (15,60%); e a BHRG-MDM e a

BHRA-FL com predominância de Cambissolo Háplico (76,43% e 83,02%, respectivamente).

Tabela 4: Área da bacia hidrográfica, em percentual, compreendida por cada classe de tipo do solo para as Bacias Hidrográficas em análise.

Área (%) das classes em cada bacia				
Minas Gerais - MG				
Classes	BHRV-TC	BHRI-LM	BHRG-MDM	BHRA-FL
Afloramentos Rochosos	1,31	19,65	-	-
Argissolo	10,24	15,60	-	0,87
Vermelho - Amarelo	55,25	3,59	-	-
Argissolo Vermelho	2,09	28,09	76,43	83,02
Cambissolo Háplico	6,56	0,73	5,87	13,68
Cambissolo Húmico	-	-	3,66	-
Latossolo Amarelo	0,06	-	-	2,23
Latossolo Vermelho	23,27	26,12	6,53	-
Vermelho - Amarelo	1,22	6,20	7,51	0,21
Neossolo Litólico				
Rio Grande do Sul - RS				
Classes	BHRC-PM	BHRP-PO	BHAP-PCF	
Afloramentos Rochosos	-	7,42	2,00	
Argissolo	36,18	12,78	4,21	
Vermelho - Amarelo	2,16	5,21	4,68	
Argissolo Vermelho	0,00	32,68	72,74	
Argissolo Amarelo	-	21,67	6,86	
Argissolo Bruno-Acinzentado	-	-	8,73	
Cambissolo Háplico	52,56	8,14	0,78	
Neossolo Litólico	0,27	0,05	-	
Neossolo Flúvico	-	0,02	-	
Neossolo Quartzarênico	-	1,66	-	
Neossolo Regolítico	1,47	0,55	-	
Chernossolo Ebanico	0,09	-	-	
Chernossolo Argilúvico	0,45	-	-	
Gleissolo Háplico	-	0,89	-	
Gleissolo Melânico	3,73	-	-	
Luvissolo Crômico	0,93	7,91	-	
Luvissolo Háplico	2,16	0,06	-	
Planosso Háplico				

Para as bacias hidrográficas sul riograndenses, nota-se que o Neossolo Litólico (52,56%) e o Argissolo Vermelho-Amarelo (36,18%), possuem maior predominância na BHRC-PM como um todo, sendo que o Neossolo Litólico tem maior destaque nas SB1 e SB2 e o Argissolo Vermelho-Amarelo na SB3; a BHRP-PO apresenta maior predominância de Argissolo Amarelo (32,68%), seguido do

Argissolo Bruno-Acinzentado (21,67%); a BHAP-PCF com predominância de Argissolo-Amarelo (72,74%) (Figura 8 e Tabela 4).

3.6 Uso e cobertura do solo nas bacias em estudo

A imagem empregada para mapeamento do uso e cobertura do solo para a BHAP-PCF e a BHRP-PO foi obtida no Banco de Imagens da Divisão de Geração de Imagens do INPE (INPE, 2018), a qual foi capturada através da missão espacial Land Remote Sensing Satellite (LandSat), mais especificamente pelo satélite LandSat 7, resolução espacial de 30m, com órbita 222 e ponto 82. A cena em questão é referente a 11 de novembro de 1999, porque representa de forma satisfatória o uso e cobertura do solo, conforme resultados promissores do estudo de Caldeira (2019). O software ENVI (Environment for Visualizing Images) foi empregado como ferramenta para realizar a classificação supervisionada aplicando o método da máxima verossimilhança, seguindo as recomendações de Richards (2013). Após a classificação, sua acurácia foi verificada pela matriz de confusão, pelos erros de comissão e omissão e pelo índice Kappa.

Para a BHRC-PM as informações de uso e cobertura do solo foram obtidas junto ao Laboratório de Geoprocessamento (LabGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Foi utilizado o mapeamento do uso e cobertura vegetal realizado em 2002 em escala de 1:250.000 (CORDEIRO, HASENACK; WEBER, 2002; HASENACK; CORDEIRO; WEBER, 2002). A iniciativa do LabGEO em disponibilizar estes dados teve como objetivo expandir o mapeamento desenvolvido no Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira para o Bioma Pampa (PROBIO). O mapeamento do uso e cobertura vegetal, realizado no ano de 2002, foi utilizado devido aos bons resultados obtidos no estudo de Vargas (2021).

O mapeamento do uso e cobertura do solo das bacias hidrográficas de Minas Gerais (Figura 9) foi obtido, assim como a variação só tipo de solo, da Infraestrutura de Dados Espaciais do Sistema Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos (IDE-Sisema), obtidos do Projeto MapBiomass do ano de 2021. O MapBiomass é uma iniciativa brasileira que envolve diversos atores como instituições públicas, ONGs, universidades e empresas de tecnologia, com o propósito de disponibilizar,

gratuitamente, mapas anuais de uso e cobertura da terra de todo o Brasil, com resolução espacial de 1:100.000

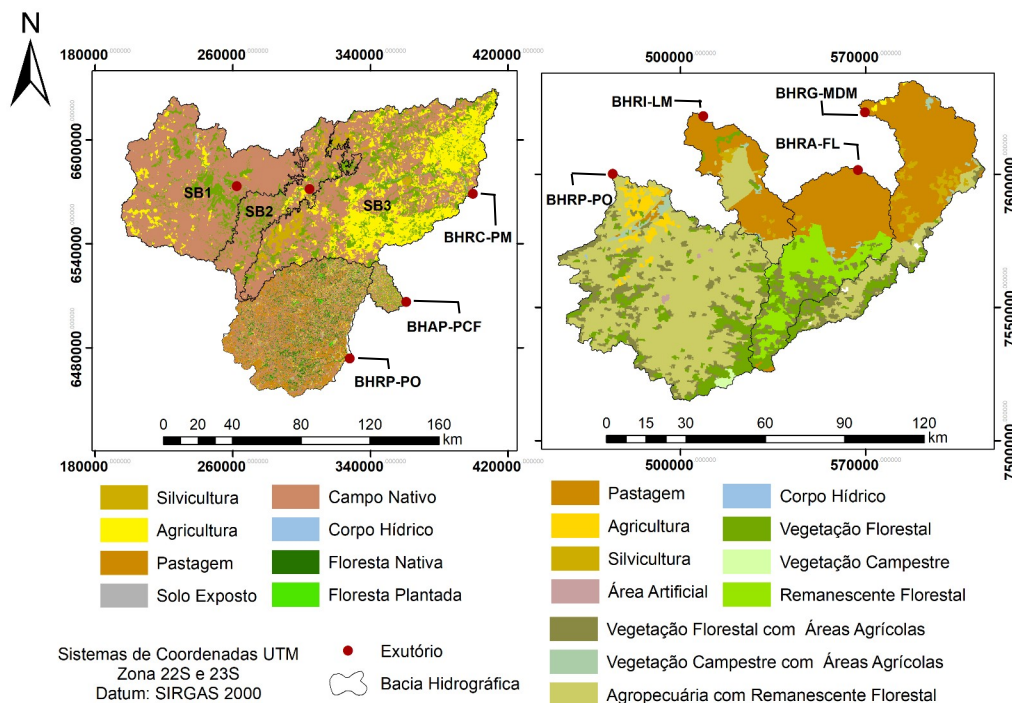


Figura 9 – Variação do uso e cobertura do solo ao longo das bacias hidrográficas em análise. Fonte: Elaborado a partir de dados de Cordeiro, Hasenack e Weber (2002) e Hasenack, Cordeiro e Weber (2002), de informações do Banco de Imagens da Divisão de Geração de Imagens do INPE (2018) e do banco de dados do IDE-Sisema, dados das bases cartográficas de Hasenack e Weber (2010) e do IBGE e dados hidrológicos da ANA.

Percebe-se que o solo das bacias mineiras é predominantemente usado para a agricultura e pecuária (Figura 9), não havendo ocorrência de significativos aglomerados urbanos. A cobertura do solo mais evidente nas quatro bacias hidrográficas é a Pastagem Natural, com 64,10% para BHRI-LM, 58,70% para a BHRG-MDM e 45,62% para a BHRA-FL, seguido por áreas de Agropecuária com Remanescentes Florestais, com 66,82% para a BHRV-TC, 27,63% para a BHRI-LM e 31,76% para a BHRA-FL (Tabela 5).

No tocante às bacias sul-riograndenses, o uso e cobertura do solo com maior predominância, para as 3 (três) bacias em estudo (Figura 9, Tabela 5), é o Campo Nativo (BHRC-PM=60,42%, BHRP-PO=51,86%, BHAP-PCF=44,74%), seguido de Agricultura e Floresta Nativa para a BHRC-PM (20,15% e 16,03%, respectivamente), sendo que a primeira cobertura possui maior destaque na SB3, Pastagem para a BHRP-PO (21,09%) e Floresta Nativa (17,22%), Solo Exposto (12,91%) e Agricultura

(12,06%) para a BHAP-PCF. Assim como ocorre para as bacias mineiras, nas bacias sul riograndenses não há ocorrência de significativos aglomerados urbanos.

Tabela 5: Área da bacia hidrográfica, em percentual, compreendida por cada classe de uso e cobertura do solo para as bacias hidrográficas em análise.

Área (%) de uso e cobertura do solo em cada bacia				
Minas Gerais - MG				
Uso do Solo	BHRV-TC	BHRI-LM	BHRG-MDM	BHRA-FL
Área artificial	0,28	-	0,05	-
Agricultura	4,32	0,00	0,61	-
Agropecuária com Remanescentes florestais	66,82	27,63	17,59	31,76
Silvicultura		3,37	5,81	0,29
Vegetação florestal	11,66	3,15	7,77	9,82
Vegetação florestal com Áreas agrícolas	14,44	0,41	8,52	11,61
Vegetação campestre	0,67	-	-	-
Pastagem	0,61	64,10	58,70	45,62
Vegetação campestre com Áreas agrícolas	1,16	1,33	0,94	0,89
Corpo Hídrico	0,03	-	-	-
Rio Grande do Sul - RS				
Uso do Solo	BHRC-PM	BHRP-PO	BHAP-PCF	
Campo nativo	60,42	51,86	44,74	
Agricultura	20,15	5,21	12,06	
Floresta Nativa	16,03	12,60	17,22	
Floresta Plantada	-	4,40	6,18	
Pastagem	-	21,09	6,83	
Solo Exposto	0,08	4,83	12,91	
Corpo Hídrico	0,36	-	-	
Silvicultura	2,96	-	-	

3.7 Banco de dados

Com base nos estudos de Guillot e Duband (1968), CTGREF (1972) recomenda que, para a aplicação do método GRADEX, a série histórica de precipitação possua uma boa qualidade e que a série histórica de vazões possua no mínimo 10 anos. Além disso, se recomenda que as séries pluviométricas possuam mais observações que as séries fluviométricas (CTGREF, 1972). No presente estudo, todas as séries históricas de precipitação utilizadas apresentam maior extensão de dados em relação às séries históricas de vazão e todas as séries de vazão possuem mais de 10 anos de registro, conforme observado na tabela anexada no Apêndice A. Destaca-se que todos os dados utilizados foram obtidos da

Rede Hidrometeorológica Nacional, gerida pela ANA, e que a determinação do período utilizado para aplicação do método foi orientada pelas datas em comum entre as estações pluviométricas e fluviométricas.

Uma questão importante, quanto aos dados pluviométricos, é sobre a precipitação média da bacia, pois o método GRADEX relaciona frequência de volume precipitado com frequência de volume escoado. Assim, o número de postos pluviométricos na bacia deve representar de maneira adequada a distribuição espacial para diminuir as incertezas na determinação da precipitação média.

Partindo deste pressuposto, 70 estações pluviométricas foram utilizadas para o cálculo da precipitação média das sete bacias hidrográficas analisadas neste trabalho, sendo que 29 foram para as bacias do Rio Grande do Sul (BHAP-PCF = 3, BHRC-PM = 26, BHRP-PO = 9) e 41 para as bacias localizadas em Minas Gerais (BHRA-FL = 13, BHRG-MDM = 15, BHRI-LM = 8, e BHRV-TC = 21). Destaca-se que para as bacias de Minas Gerais algumas estações foram consideradas em duas ou mais bacias. A distribuição espacial das estações pluviométricas ao longo das bacias em estudo pode ser observada na Figura 10.

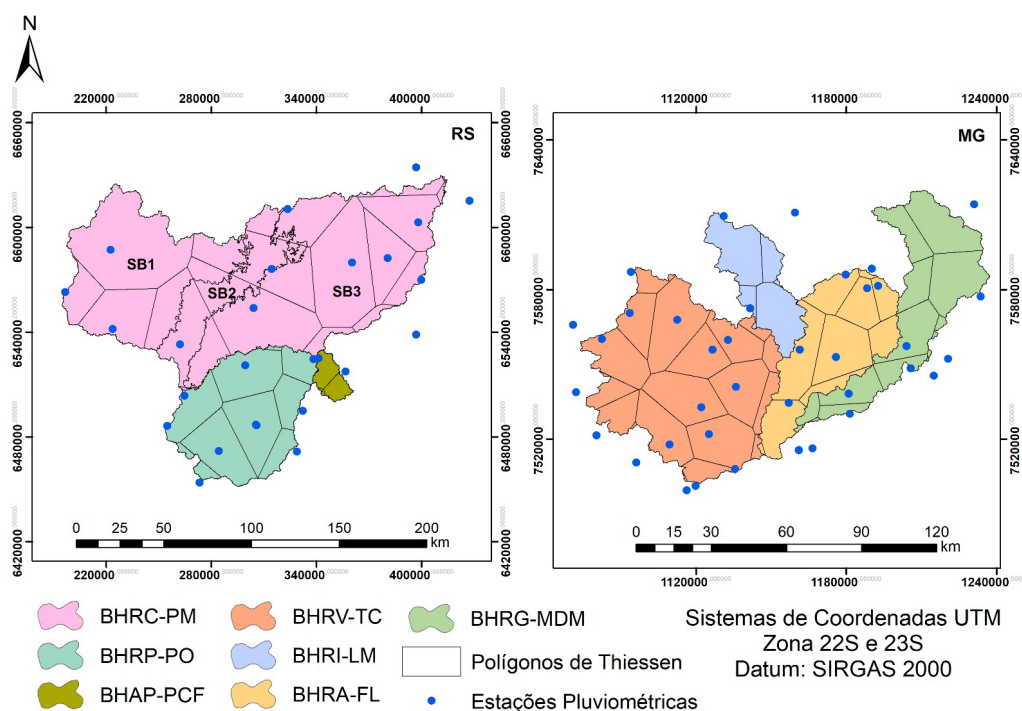


Figura 10 – Área de influência de cada estação pluviométrica sobre bacias hidrográficas situadas no estado do Rio Grande do Sul - RS e no estado de Minas Gerais – MG, considerando a metodologia dos Polígonos de Thiessen.

Fonte: Elaborado a partir de dados hidrológicos da ANA e dos dados das bases cartográficas de Hasenack e Weber (2010) e do IBGE.

Levando em consideração a limitação do método GRADEX em relação à área da bacia, mencionado na seção 2.3.2, foi feita a divisão da BHRC-PM, situada no estado do Rio Grande do Sul, em 3 (três) sub-bacias (SB1, SB2 e SB3), conforme observado na Figura 10. Elas foram delimitadas levando em conta o fluxo da rede de drenagem da bacia como um todo e também a localização das estações fluviométricas utilizadas como seção de controle destas sub-bacias, visto que são necessários dados de vazão para a aplicação do método GRADEX para cada bacia analisada.

O método dos Polígonos de Thiessen foi aplicado para o cálculo da precipitação média (THIESSEN; ALTER, 1911) sobre cada uma das bacias em estudo (Figura 10). O método dos Polígonos de Thiessen leva em consideração a área de influência de cada estação dentro da bacia analisada, definindo a precipitação média ponderada por meio dessa área de influência das estações. Estes polígonos foram obtidos com o auxílio do *software* ArcGIS Desktop 10.1 (ESRI, 2014).

3.8 Teste de estacionariedade e homogeneidade

De posse das séries históricas de precipitação e vazão foi necessário realizar uma análise preliminar dos dados, com o intuito de verificar a estacionariedade de primeira ordem (i.e., existência de tendência) e a homogeneidade no comportamento da precipitação e vazão das bacias em estudo. Para isto, foi aplicado o teste de estacionariedade de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975) e o teste de homogeneidade de Pettitt (PETTITT, 1979). Para tal, todas as estações pluviométricas foram empregadas para constituir as respectivas séries históricas de precipitação máxima anual, enquanto as estações fluviométricas foram usadas para a constituição de séries históricas de vazões médias anuais e máximas anuais (Apêndice A).

3.8.1 Teste de Estacionariedade

O teste de Mann-Kendall considera que, na hipótese de estabilidade de uma série temporal, a sucessão de valores ocorre de forma independente, e que, com

isso, a distribuição de probabilidade permanecerá sempre a mesma (WANG *et al.* 2015):

$$Z = \begin{cases} \frac{(S-1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{se } S > 0 \\ 0 & \text{se } S = 0 \\ \frac{(S+1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{se } S < 0 \end{cases} \quad (1)$$

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k), \text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{se } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{se } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{se } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

Onde Z é a estatística do teste; sgn é a função sinal; x é a variável hidrológica avaliada; n é o número de observações (e.g., precipitação ou vazão); e j e k são índices de tempo.

Séries históricas com grande número de termos (n), sob a hipótese nula (H_0) de ausência de tendência verdadeira, acabam apresentando S de distribuição normal com média $E(S)$ zero e variância (Var) conforme a Equação 3 (BACK, 2001; SALVIANO *et al.* 2016).

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (3)$$

Após a obtenção da análise da estatística Z , é realizada a decisão final de aceitar ou rejeitar H_0 , isto é, pode-se confirmar a hipótese de estabilidade dos dados ou rejeitá-la a favor da hipótese de existência de tendência nos dados (SALVIANO *et al.* 2016). De acordo com Wang *et al.* (2015), em um teste bilateral a hipótese nula (sem tendência nos dados) deve ser aceita se o valor absoluto atender o seguinte critério: $|Z| \leq Z_{1-\alpha/2}$. Onde α é o nível de significância, que no presente estudo foi considerado 0,05 (5%), e $Z_{1-\alpha/2}$ é o valor crítico de Z obtido a partir da tabela padrão normal. Para o nível de significância de 5% o valor de $Z_{\alpha/2}$ é 1,96. Os valores positivos de Z indicam tendências crescentes, enquanto que os valores negativos indicam tendências decrescentes.

3.8.2 Teste de Homogeneidade

O teste de Pettitt (PETTITT, 1979) é uma estatística capaz de localizar mudanças bruscas no comportamento dos processos estocásticos. Este teste verifica se duas amostras ($X_1, X_2, \dots, X_t$ e $X_{t+1}, X_{t+2}, \dots, X_T$), extraídas da série histórica, pertencem à mesma população. A estatística $U_{t,T}$ faz uma contagem do número de vezes que um membro da primeira amostra é maior que o membro da segunda, e pode ser escrita conforme a Equação 4.

$$U_{t,T} = U_{t-1,T} + \sum_{j=1}^T \text{sgn}(Y_i - Y_j); \quad \text{para } t = 2, \dots, T \quad (4)$$

$$\text{Onde: } \begin{cases} \text{sgn}(x) = 1 & \text{para } x > 0 \\ \text{sgn}(x) = 0 & \text{para } x = 0 \\ \text{sgn}(x) = -1 & \text{para } x < 0 \end{cases} \quad (5)$$

A partir disso, a estatística $U_{t,T}$ é então calculada para valores de $1 \leq t \leq T$, sendo que a estatística $K(t)$ do teste é o máximo valor absoluto de $U_{t,T}$, podendo ser escrita da seguinte forma:

$$K(t) = \text{MAX}_{1 \leq t \leq T} |U_{t,T}| \quad (6)$$

Essa estatística localiza o ponto em que houve uma mudança brusca na média de uma série de dados e sua significância pode ser avaliada através da Equação 7.

$$p = 2 \exp \frac{-6k(t)^2}{(T^3 + T^2)} \quad (7)$$

O ponto de mudança brusca é o t onde ocorre o máximo de $K(t)$. Os valores críticos de K podem ser calculados pela Equação 8.

$$K_{\text{crit}} = \pm \sqrt{\frac{-\ln\left(\frac{p}{2}\right)(T^3 + T^2)}{6}} \quad (8)$$

Sendo assim, é obtido duas amostras para cada série, uma antes e outra depois do ponto detectado. No presente estudo, optamos em ajustar novamente o modelo linear nas amostras e analisar em qual destas o ajuste foi aproximadamente igual a zero, sendo que esta amostra foi a considerada como a série histórica definitiva, pois não apresentou indícios de tendência.

3.9 Duração de tempo t

O primeiro passo para aplicar o método GRADEX é fixar a duração de tempo t para os dados de chuva e vazão. Para fins de comparação, foram consideradas as duas metodologias propostas na literatura: i) tempo de base (t_{base}) médio dos hidrogramas (GUILLLOT; DUBAND, 1968; ZUFFO, 1993), e ii) o tempo de concentração (t_c) (CTGREF, 1972; ZUFFO, 1993; ZUFFO; LEME, 2005).

O t_{base} de cada bacia foi computado por meio de planilha eletrônica. Na planilha, foram separados os dados das séries históricas diárias de vazão, ano a ano, e verificado o período (tempo) de maior escoamento. Em seguida foram plotadas as vazões máximas adimensionalizadas (em relação a vazão máxima), em um mesmo gráfico, para cada evento analisado com intuito de facilitar a visualização do tempo médio correspondente à base dos hidrogramas, conforme sugerido por Zuffo (1993). A Figura 11 exemplifica a determinação da duração de tempo feito visualmente.

Para o cálculo do t_c a equação utilizada foi a proposta por Straub *et al.* (2000) devido aos bons resultados obtidos no estudo de Ogassawara *et al.* (2022) (Equação 9).

$$t_c = \frac{0,7514 \cdot L^{0,875}}{S^{0,181}} \quad (9)$$

Onde, L é comprimento do rio principal em km; S é a declividade do rio principal em m/km; e t_c é o tempo de concentração em h.

Com as durações t determinadas, o próximo passo foi constituir as séries históricas de precipitação e vazão máxima anual. Para isto, considerando as séries diárias de dados, foi necessário computar, ano a ano, a precipitação e a vazão média correspondente a duração t, por meio da média móvel. Com os vetores das

precipitações e vazões máximas anuais constituídos o próximo passo é aplicar o método GRADEX.

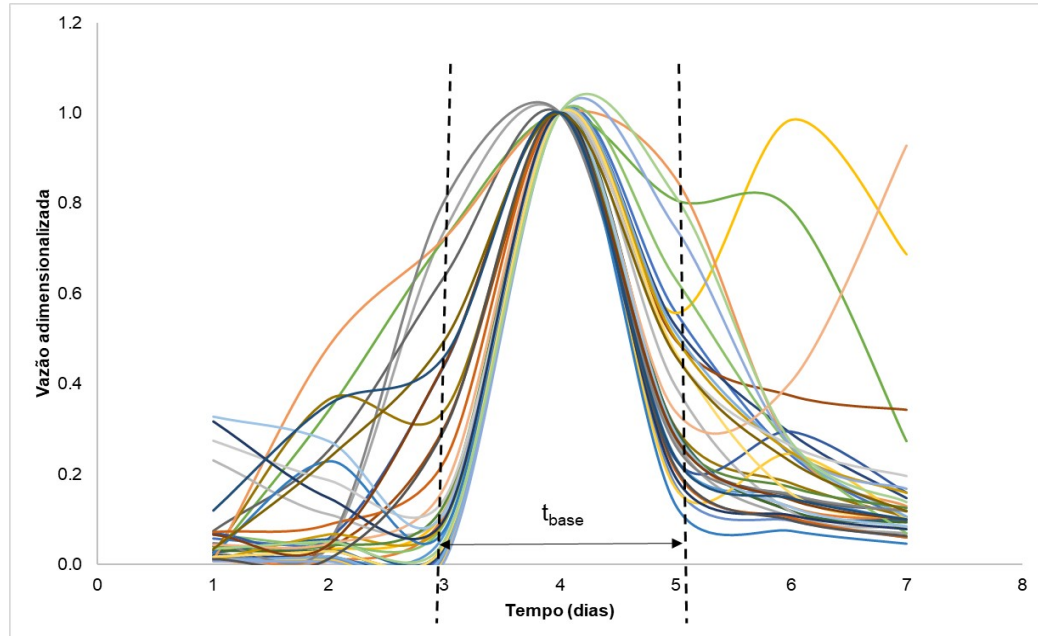


Figura 11 – Exemplo da determinação do tempo de base (t_{base}) médio dos hidrogramas de vazão média máxima adimensionalizadas (vazão máxima).
Fonte: Autoria própria (2023).

3.10 Distribuição de probabilidade dos volumes de cheias

Dentre as distribuições de probabilidade que apresentam cauda superior com decaimento exponencial, foi avaliada a distribuição de Gumbel, por ser a principal recomendação do método GRADEX na literatura. Além desta, também foram avaliadas as distribuições de Pearson Tipo III (P3) e a Generalizada de Eventos Extremos (GEV), as quais são mais robustas e que vêm trazendo resultados promissores em estudos voltados à modelagem probabilística de chuvas intensas e de cheias associados a altos TR's.

A função cumulativa de probabilidade da distribuição de Gumbel é dada pela Equação 10 (NAGHETTINI, 2017), onde x representa a variável (vazão ou precipitação), α o parâmetro de escala e β o parâmetro de posição.

$$F_x(x) = \exp \left[-\exp \left(\frac{x - \beta}{\alpha} \right) \right] \quad (10)$$

Conforme Naghettini (2017), para obter uma expressão para o período de retorno, deve-se considerar que a variável tenha magnitude $x_{(TR)}$, com intervalo de recorrência TR. Sendo assim, a função inversa da função cumulativa de probabilidade de Gumbel é expressa pela Equação 11 (NAGHETTINI, 2017).

$$x_{(TR)} = \beta - \alpha \cdot \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{TR} \right) \right] \quad (11)$$

A função cumulativa de probabilidade da distribuição GEV é dada pela Equação 12 (NAGHETTINI, 2017), e a sua função inversa pode ser observada na Equação 13 (NAGHETTINI, 2017), onde x é a variável hidrológica em estudo, λ o parâmetro de forma, α o parâmetro de escala e β o parâmetro de posição.

$$F_x(x) = \exp \left\{ - \left[-1 - \lambda \left(\frac{x - \beta}{\alpha} \right) \right]^{\frac{1}{\lambda}} \right\} \quad (12)$$

$$x_{(TR)} = \beta - \frac{\alpha}{\lambda} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{TR} \right) \right]^{\lambda} \right\} \quad (13)$$

A função cumulativa da distribuição de P3 é expressa pela Equação 14 (NAGHETTINI, 2017), onde x é a variável, λ o parâmetro de forma, α o parâmetro de escala e β o parâmetro de posição. Se o parâmetro de posição β da P3 for nulo, essa distribuição reduz-se a uma Gama. Por essa razão, a distribuição Pearson Tipo III também recebe o nome de Gama de 3 parâmetros.

$$F_x(x) = \frac{1}{\alpha \Gamma(\beta)} \left(\frac{x - \lambda}{\alpha} \right)^{\beta-1} \exp \left(- \frac{x - \lambda}{\alpha} \right) \quad (14)$$

A variável x é definida no intervalo $\lambda < x < \infty$. Em geral, o parâmetro de escala α pode ser positivo ou negativo. Entretanto, se $\alpha < 0$, a distribuição é limitada superiormente. De acordo com Hosking e Wallis (1997), o quantil da função cumulativa de P3 não tem forma analítica explícita.

Para estimar os parâmetros α , β e λ foi utilizado o método dos Momentos-L (HOSKING; WALLIS, 1997). Os Momentos-L são deduzidos a partir de combinações

lineares dos Momentos Ponderados por Probabilidades (MPP), os quais foram introduzidos inicialmente por Greenwood *et al.* (1979). O MPP mais utilizado na caracterização de distribuições de probabilidades é especificado pela Equação 15, onde $x(F)$ representa a função inversa da função acumulada de probabilidade e r um número inteiro não negativo (NAGHETTINI, 2017).

$$\beta_r = \int_0^1 x(F) F^r dF \quad (15)$$

Para uma amostra $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_N$, ordenada de modo crescente, a estimativa não-enviesada de β_r pode ser calculada pela Equação 16 (NAGHETTINI, 2017).

$$\beta_r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\binom{i-1}{r}}{\binom{N-1}{r}} x_i \quad (16)$$

Os MPPs não são de fácil interpretação como descritores das distribuições de probabilidades. Tendo em vista tal fato, Hosking e Wallis (1997) introduziram o conceito dos Momentos-L, que foi desenvolvido por meio de combinações lineares dos MPPs, que são grandezas diretamente interpretáveis como descritores de escala e forma das distribuições de probabilidades. Os momentos-L de ordem r , denotados por λ_r , são combinações lineares dos MPP's α_s e β_r e formalmente definidos pelas Equações 17 e 18.

$$\lambda_r = \sum_{k=0}^{r-1} P_{r-1,k} \beta_k \quad (17)$$

Onde:

$$P_{r-1,k} = (-1)^{r-k-1} \binom{r-1}{k} \binom{r+k-1}{k} \quad (18)$$

Os primeiros quatro momentos-L, que representam a média, escala, assimetria e curtose das distribuições, respectivamente, são definidos pelas combinações lineares apresentadas nas Equações a seguir (HOSKING; WALLIS, 1997).

$$\lambda_1 = \beta_0 \quad (19)$$

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (20)$$

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (21)$$

$$\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad (22)$$

λ_1 é equivalente à média e, portanto, uma medida populacional de posição. Para ordens superiores a 1, os quocientes de momentos-L são particularmente úteis na descrição da escala e forma das distribuições de probabilidades. O coeficiente de variação convencional, que está associado ao parâmetro de escala, é dado pela Equação 23. E os coeficientes de assimetria e curtose pelas Equações 24 e 25.

$$\tau = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (23)$$

$$\tau_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \quad (24)$$

$$\tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} \quad (25)$$

Salienta-se que as três distribuições de probabilidade supracitadas foram aplicadas aos dados de escoamento observado com intuito de obter as estimativas das mesmas a diferentes TRs. Sobre estas distribuições, foi aplicado a extrapolação do método GRADEX, seguindo a inclinação da distribuição dos dados observados de chuva, conhecido como parâmetro “a” do GRADEX. E o ponto de extrapolação adotado foi aquele correspondente ao TR igual a 10, 50 e 100 anos, correspondentes as lâminas h_{10} , h_{50} e h_{100} .

3.10.1 Teste de Aderência

Para estimar as frequências empíricas dos eventos de chuva e vazão do presente estudo foi considerado a posição de plotagem de Weibull, conforme sugerido por Zuffo (1993), por meio da Equação 26, onde q_i representa a frequência dos dados hidrológicos, estabelecendo um percentual, i representa a posição de plotagem (ou ordem) que o dado ocupa na série histórica em ordem crescente, considerando a frequência de não-excedência, e N é o tamanho da amostra (NAGHETTINI, 2017).

$$q_i = \frac{i}{N+1} \quad (26)$$

Filliben – F_i (FILLIBEN, 1975) é um teste aplicado para avaliar a hipótese H_0 de normalidade das amostras. O teste de F_i estima o coeficiente de correlação (r) entre as observações (x_i) e os quantis teóricos (w_i). Os valores de W_i são obtidos por meio da Equação 27 (NAGHETTINI, 2017), onde F_x^{-1} é a função inversa da distribuição de probabilidade $F(x)$ e q_i representa a probabilidade empírica correspondente à ordem de classificação i .

$$W_i = F_x^{-1}(q_i) \quad (27)$$

O coeficiente de correlação (r) entre as observações (x_i) e os quantis teóricos (w_i) é dado pela Equação 28 (NAGHETTINI, 2017), onde x_i e w_i são os i -ésimos valores observados e estimados, respectivamente; $\bar{x}$ e $\bar{w}$ são as médias dos valores observados e estimados, nesta ordem.

$$r_{\text{calc}} = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \cdot (w_i - \bar{w})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^N (w_i - \bar{w})^2}} \quad (28)$$

Esse valor deverá ser comparado a um valor crítico de r , considerando a distribuição em questão. Quando $r_{\text{cal}} > r_{\text{crítico}}$, admite-se que a amostra pode ser

representada pela respectiva distribuição testada. Os valores de $r_{\text{crítico}}$ para as distribuições de Gumbel e Weibull e da distribuição de GEV estão apresentados nas Tabela 6 e 7, respectivamente.

Tabela 6: Valores de $r_{\text{crítico}}$ do teste de Filliben para as distribuições de Gumbel.

Tamanho da Amostra (N)	Significância (α)		
	$\alpha = 0,10$	$\alpha = 0,05$	$\alpha = 0,01$
10	0,9260	0,9084	0,8630
15	0,9517	0,9390	0,9060
20	0,9622	0,9526	0,9191
30	0,9689	0,9524	0,9286
40	0,9729	0,9646	0,9389
50	0,9760	0,9685	0,9467
60	0,9787	0,9720	0,9506
75	0,9804	0,9747	0,9525
100	0,9831	0,9779	0,9596

Fonte: Naghettini (2017).

Tabela 7: Valores de $r_{\text{crítico}}$ do teste de Filliben para a distribuição de GEV.

Significância (α)		Valores do parâmetro forma (λ)					
	N	$\lambda = -0,30$	$\lambda = -0,20$	$\lambda = -0,10$	$\lambda = 0$	$\lambda = 0,10$	$\lambda = 0,20$
0,01	5	0,777	0,791	0,805	0,817	0,823	0,825
	10	0,836	0,845	0,856	0,866	0,876	0,882
	20	0,839	0,855	0,878	0,903	0,923	0,932
	30	0,834	0,858	0,890	0,920	0,942	0,953
	50	0,825	0,859	0,902	0,939	0,961	0,970
	100	0,815	0,866	0,920	0,959	0,978	0,985
0,05	5	0,853	0,863	0,869	0,874	0,877	0,880
	10	0,881	0,890	0,900	0,909	0,916	0,920
	20	0,898	0,912	0,926	0,938	0,948	0,953
	30	0,903	0,920	0,937	0,952	0,961	0,967
	50	0,908	0,929	0,950	0,965	0,974	0,979
	100	0,914	0,940	0,963	0,978	0,985	0,989
0,10	5	0,888	0,892	0,896	0,899	0,901	0,903
	10	0,904	0,912	0,920	0,927	0,932	0,936
	20	0,920	0,932	0,943	0,952	0,958	0,962
	30	0,928	0,941	0,953	0,962	0,969	0,973
	50	0,935	0,950	0,963	0,973	0,979	0,982
	100	0,944	0,961	0,974	0,983	0,988	0,991

Fonte: Naghettini (2017).

Vogel e McMartin (1991) encontraram os valores críticos ($r_{\text{crítico}}$) válidos para variáveis aleatórias distribuídas segundo o modelo Pearson Tipo III. De acordo com esses autores, o valor crítico da estatística do teste de Filliben, a um nível de significância $\alpha = 0,05$, pode ser aproximado pela Equação 29 (NAGHETTINI, 2017),

onde λ denota o coeficiente de assimetria populacional da distribuição de P3 e N o número total da amostra.

$$r_{\text{crítico}, \alpha=0,05} \cong \exp(3,77 - 0,0290\lambda^2 - 0,000670N)N^{0,105\lambda - 0,758} \quad (29)$$

3.11 Descrição do método GRADEX

Além da descrição original do método GRADEX realizada por Guillot e Duband (1967) e das complementações posteriores dos próprios autores, a literatura apresenta-se escassa. Com o objetivo de facilitar a pesquisa sobre o tema, Zuffo (1993) descreveu o método em nove etapas principais:

- 1) Fixar uma duração de tempo t para a aplicação do método. ZUFFO (1993) recomenda que este tempo deve ser igual à duração média do escoamento superficial direto, ou seja, o tempo de base (t_{base}) do hidrograma de cheia, conforme proposto por Guillot e Duband (1968).
- 2) Calcular a precipitação média máxima anual ocorrida, com duração de tempo t (definido na etapa 1) para cada um dos anos disponíveis da série histórica pluviométrica. Compor o vetor das máximas precipitações anuais e ajustar um modelo teórico de distribuição de probabilidade (i.e., função densidade de probabilidade – FDP) à série.
- 3) Com a série de vazões observadas, calcular as vazões de cheia média anual, com duração t , para cada ano da série histórica, compor o vetor de vazões máximas anuais e ajustar uma FDP à série.
- 4) Multiplicar os valores da série obtida no item 3 pela duração t em segundos (s), dividir pela área da bacia hidrográfica em metros quadrados (m^2) e multiplicar por 1000 para conversão em milímetros (mm). Assim, obtém-se a altura total escoada na mesma duração de tempo e unidade da precipitação;
- 5) Os dados de escoamento do passo 4 são organizados em ordem crescente e plotados com relação à frequência de não excedência. A partir da distribuição de probabilidade empírica, escolhe-se, graficamente, a altura h_i , sendo i o valor associado a diferentes tempos de extrapolação do GRADEX (e.g., TR igual a 10, 50 e 100 anos). Zuffo (1993) utiliza a posição de plotagem de

Weibull para definição das frequências $F(x)$ dos eventos, onde i é a ordem da variável analisada e n o tamanho da série histórica (NAGHETTINI, 2017).

$$F(x) = \frac{i}{n+1} \quad (30)$$

- 6) A partir da altura h_i escolhida no passo 5, traçar uma reta paralela à semirreta correspondente à função densidade de probabilidade ajustada à série de precipitação, definida no passo 2, para obter a extrapolação dos escoamentos na duração t definida e para diferentes TR's (e.g., 50, 100 e 500 anos). A Figura 1 demonstra essa etapa.
- 7) A partir das alturas escoadas (passo 6), calculam-se as vazões médias escoadas ($\bar{Q}_m$), em m^3/s , fazendo o processo contrário de conversão mencionado no item 4.
- 8) Calcula-se, para cada ano (n) da série histórica de vazão a vazão máxima instantânea (Q_p) e obtenha a relação destas com as vazões médias escoadas ($\bar{Q}_m$) de duração t para adquirir o fator de pico (R), conforme a Equação 31.

$$R = \frac{1}{n} \sum \frac{Q_p}{\bar{Q}_m} \quad (31)$$

- 9) A vazão de cheia é obtida pela simples multiplicação da vazão média da frequência desejada, calculada no passo 7, pelo fator de pico R .

3.12 Processamento dos dados

Foi utilizado o *software* conhecido como Sistema de Aquisição e Análise de Dados Hidrológicos (SYHDA), desde a constituição das séries históricas (diárias, totais anuais e máximas anuais) de chuva e vazão até a aplicação dos testes estatísticos não-paramétricos (Mann-Kendall e Pettitt) para análise de estacionariedade e homogeneidade nas séries constituídas, bem como na determinação da distribuição de frequência empírica (Weibull) e frequências teóricas

(GUMBEL, GEV e Pearson Tipo III) para cada uma das séries históricas anuais, constituída conforme o tempo t , de vazão e de precipitação média calculada após a aplicação da metodologia de Thiessen.

Para o cálculo do t_c , os parâmetros necessários foram computados por meio do *software* ArcGIS Desktop 10.1 (ESRI, 2014). Os polígonos de Thiessen, as delimitações das bacias e sub-bacias, bem como a análise do solo das mesmas, também foram realizados no mesmo *software*.

Os demais procedimentos do método GRADEX, tais como a determinação do t_{base} e a determinação da altura h_{10} , h_{50} e h_{100} correspondente aos TRs igual a 10, 50 e 100 anos, respectivamente, para a extrapolação do GRADEX, a obtenção do parâmetro “a” do GRADEX, os cálculos do fator de pico R e das vazões de cheia ao longo do tempo, conforme descrito na seção 3.11, foram realizados em planilha eletrônica.

3.13 Modelagem das cotas de cheias

Para fins de facilitar a visualização das diferenças nas vazões máximas estimadas a partir do Método GRADEX, considerando diferentes métodos avaliados neste trabalho, optou-se por realizar a modelagem hidráulica no *software* HEC-RAS para a obtenção das cotas de cheias associadas as tais vazões.

Para a simulação, além de inserir os dados das vazões máximas no *software*, também foram inseridos os dados referentes ao perfil transversal (altura x distância), de cada seção transversal usada como seção de controle, fornecidos no Hidroweb/ANA, que foi considerado o mesmo ao longo de todo o rio principal da bacia. Para estimar o perfil das mudanças no nível da linha de água entre as seções transversais ao longo do rio principal, o *software* HEC-RAS utiliza um método numérico proposto por Maidment (1993), denominado de “Standard Step Method” (SILVA; MASCARENHAS; MIGUEZ, 2007), por meio da Equação da Energia (Equação 32) e da Equação da Continuidade (Equação 33) (BAPTISTA; COELHO, 2014), respectivamente.

$$Z_2 + Y_2 + \alpha_2 \frac{V_2^2}{2g} = Z_1 + Y_1 + \alpha_1 \frac{V_1^2}{2g} + h_e \quad (32)$$

$$Q = V_1 \cdot A_1 = V_2 \cdot A_2 \quad (33)$$

Onde, Y_1 e Y_2 são profundidades do escoamento nas seções transversais em m; Z_1 e Z_2 são cotas do fundo do canal nestas seções em m; V_1 e V_2 são velocidades médias do escoamento nas seções em m/s; α_1 e α_2 são coeficientes de Coriolis; g é a aceleração da gravidade em m/s²; h_e é a perda de carga em m; Q é a vazão em m³/s; e a A é a área da seção transversal em m².

A Figura 12 mostra os termos utilizados na Equação 32, considerando que as seções transversais da direita para a esquerda representam seções a jusante e à montante, respectivamente.

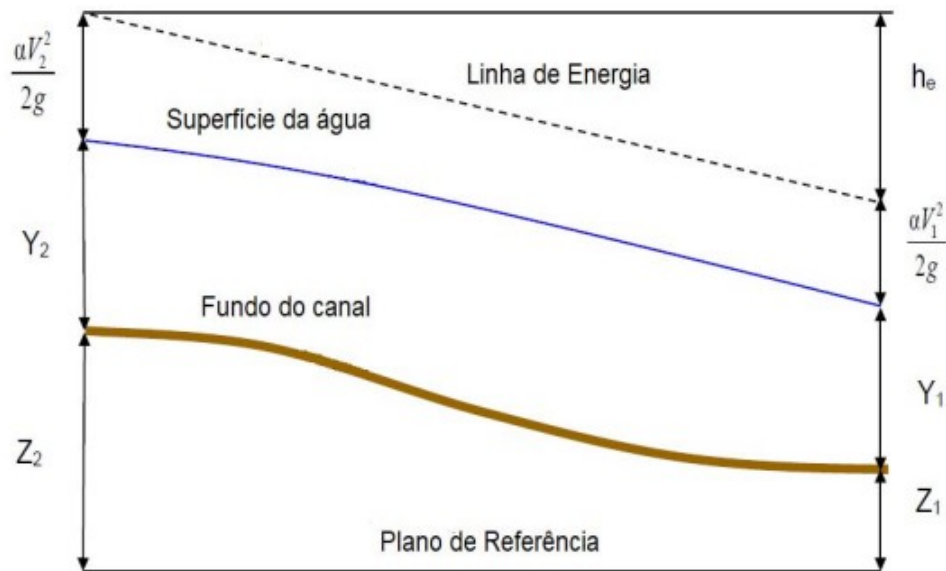


Figura 12 - Representação dos termos da Equação da Energia
Fonte: Adaptado de USACE (2016).

A velocidade é tratada em termos de seu valor médio em cada seção transversal. Esta velocidade média é corrigida por um fator de correção que permite considerar as irregularidades da distribuição de velocidade em um modelo unidimensional (GRACIOSA, 2010), através do coeficiente de Coriolis.

$$\alpha = \frac{Q_1 \cdot V_1^2 + Q_2 \cdot V_2^2 + \dots + Q_i \cdot V_i^2}{Q \cdot \bar{V}^2} \quad (34)$$

Onde V_i é a velocidade em cada subseção em m/s; e V a velocidade média de todas as subseções em m/s.

As perdas de cargas entre as seções transversais são consideradas como compostas por fricção do fluido com as paredes do canal e por perdas adicionais devido à expansão ou contração das seções transversais (BRUNNER, 2016). O software calcula as perdas de carga a partir da Equação 35.

$$h_e = L \cdot \bar{S}_f + C \left| \frac{\alpha_2 \cdot V_2^2}{2g} - \frac{\alpha_1 \cdot V_1^2}{2g} \right| \quad (35)$$

Onde L é o comprimento do rio principal ponderado pela vazão entre as seções em m; $\bar{S}_f$ declividade da linha de energia entre as seções m/m; e C o coeficiente de perda de carga por expansão e contração das seções.

O comprimento do rio principal (L) é calculado pela Equação 36.

$$L = \frac{L_e \cdot \bar{Q}_e + L_c \cdot \bar{Q}_c + L_d \cdot \bar{Q}_d}{\bar{Q}_e + \bar{Q}_c + \bar{Q}_d} \quad (36)$$

Onde L_e , L_c e L_d representam, respectivamente, os comprimentos entre as seções transversais para o escoamento na margem esquerda, no canal principal e na margem direita; e $\bar{Q}_e$, $\bar{Q}_c$ e $\bar{Q}_d$, correspondem às médias aritméticas das vazões entre as seções para a margem esquerda, canal principal e margem direita, respectivamente em m³/s.

Além dos dados do perfil transversal de cada seção transversal avaliada, também foi necessário inserir no *software* HEC-RAS o valor do coeficiente de rugosidade para cada perfil. Para tal, foi adotado um valor fixo para todo o rio principal das bacias de 0,030, que é considerado para planícies de inundação com presença de gramas (CHOW, 1959).

Por fim, para a simulação das cotas de cheias foi considerado o escoamento uniforme ao longo do rio principal de cada bacia, ou seja, considerado que a linha de energia, a superfície livre d'água e o fundo do canal fossem paralelos, possuindo a mesma declividade (BAPTISTA; LARA, 2002), a qual também foi inserida no software.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Informações das séries históricas e das bacias hidrográficas

A partir da série de precipitação média para cada bacia foi possível extrair algumas informações que auxiliaram em constatações referentes ao padrão de precipitação nas regiões que abrangem as bacias. Na Tabela 8 estão dispostas informações referentes a cada série histórica de precipitação média computada, além das informações das vazões das bacias, para a duração de tempo de ocorrência dos mesmos ao longo das séries históricas igual ao t_{base} (Tabela 11).

Tabela 8: Caracterização das séries históricas de precipitação diária anual e vazão diária anual utilizadas na metodologia GRADEX, para a duração t igual ao t_{base} .

Bacia hidrográfica	$P_{total_máx}^a$ (mm)	Extensão ^b (anos)	$Q_{total_máx}^c$ (m ³ /s)	Extensão ^b (anos)	Deflúvio ^d (mm)
Rio Grande do Sul					
BHAP-PCF	163,97	31	321,94	35	75,35
BHRP-PO	192,10	54	1.673,64	17	123,05
BHRC-PM (SB1)	216,10	63	1.222,54	26	116,92
BHRC-PM (SB2)	153,60	43	456,25	14	129,05
BHRC-PM (SB3)	236,57	52	3.003,22	45	193,57
Minas Gerais					
BHRA-FL	243,78	89	888,90	82	193,55
BHRG-MDM	159,19	80	429,99	79	107,65
BHRI-LM	138,50	79	195,88	74	101,23
BHRV-TC	229,07	79	955,94	73	158,33

^a $P_{total_máx}$: precipitação diária total máxima referente ao acumulado ao longo do t_{base} ; ^b Extensão: tamanho das séries históricas; ^c $Q_{total_máx}$: vazão total máxima referente ao acumulado ao longo do t_{base} ; ^d Deflúvio: Deflúvio: lâmina d'água referente ao máximo volume de água escoado ao longo do t_{base} .

Analisando a Tabela 8 nota-se que o volume máximo precipitado entre as bacias mineiras e sul riograndenses não se destoam entre si. Todavia, essa relação não é evidenciada nas séries históricas de $Q_{total_máx}$, onde os maiores valores são observados nas bacias sul riograndenses. Isso porque esta variável não está ligada diretamente apenas ao volume precipitado, mas também às áreas de captação e às características do tipo e uso do solo das bacias.

A SB2 e BHAP-PCF apresentaram os menores volumes máximos precipitados, e, conseqüentemente, as menores vazões máximas. Dentre as bacias mineiras, a BHRI-LM e a BHRG-MDM foram as bacias que apresentaram os menores valores de $P_{total_máx}$ e $Q_{total_máx}$. Já os maiores valores de volumes precipitados e escoados, para o RS, foi apresentado pela SB3, e para MG as bacias BHRA-FL e

BHRV-TC. Destaca-se que estas três últimas bacias apresentaram valores bem próximos de volume máximos de precipitação e de deflúvio, entretanto, a vazão máxima da SB3 é muito mais elevada do que as vazões máximas das bacias BHRA-FL e BHRV-TC, reflexo da magnitude da área de drenagem das bacias (Tabela 9).

Tabela 9: Informações fisiográficas das bacias hidrográficas analisadas no estudo.

Bacia hidrográfica	Área (km ²)	L (km) ^a	S ₀ (m/km) ^b
Rio Grande do Sul			
BHAP-PCF	369,13	52,32	9,93
BHRP-PO	4.700,47	93,32	3,86
BHRC-PM (SB1)	5.420,72	211,96	0,75
BHRC-PM (SB2)	2.443,75	103,24	0,58
BHRC-PM (SB3)	8.042,90	131,18	0,46
Minas Gerais			
BHRA-FL	1.952,93	122,14	6,75
BHRG-MDM	2.070,67	184,38	1,82
BHRI-LM	1.003,03	91,45	2,31
BHRV-TC	4.173,21	118,80	2,00

^a L: comprimento do rio principal; ^b S₀: declividade do rio principal.

A fim de avaliar o comportamento entre as bacias em relação as suas diferentes áreas na geração de vazões máximas, foi calculado o deflúvio (mm) de cada uma (Tabela 8). Nota-se, no geral, que as bacias apresentam deflúvios bem próximos, com valores levemente maiores para as bacias do RS, consequência das diferentes características geomorfológicas e de tipo do solo das bacias. As bacias mineiras BHRA-FL, BHRG-MDM e BHRI-LM, em sua maioria, apresentam solos da classe Cambissolo (Figura 8, Tabela 4), caracterizado por ser um solo pouco desenvolvido, com presença de minerais primários (EMBRAPA, 2022), favorecendo a geração de ESD. A BHRV-TC apresenta em predominância o solo classificado como Argissolo Vermelho (Figura 8, Tabela 4), com drenagem que pode variar de moderado a bem drenado, com textura muito variável (EMBRAPA, 2022).

Já as bacias do RS, em sua maioria, possuem predominância de solo classificado como Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo (Figura 8, Tabela 4). O Neossolo Litólico são solos rasos com fraco desenvolvimento pedogenético (SANTOS *et al.*, 2018) constituídos por superfícies com menos de 20 cm de espessura (HUMANN *et al.* 2011), o que favorece a geração de ESD. Já o Argissolo Vermelho-Amarelo são solos medianamente profundos a profundos com drenagem moderada (SANTOS *et al.*, 2018). Destaca-se que a BHAP-PCF foi a que

apresentou o menor deflúvio, o que está fortemente ligado ao tipo de solo da bacia e também por apresentar os menores volumes máximos precipitados e escoados.

Analisando as informações da Tabela 9, nota-se que a BHAP-PCF e a BHRA-FL são as bacias que possuem rios principais mais declivosos (S_0). Essa informação corrobora com a classificação de declividade realizada na seção 3.4, conforme apresentado na Figura 6 e Tabela 3, visto que ambas as bacias, além de apresentarem maior percentual de relevo ondulado, também apresentam grandes percentuais de relevo forte-ondulado quando comparado com classificação das outras bacias. Vale destacar que relevos mais acidentados influenciam na geração de ESD.

Quando analisado o comprimento do rio principal (L) entre as bacias mineiras e as bacias sul riograndenses percebe-se que não há diferenças expressivas, mesmo que, ainda, as bacias sul riograndenses apresentem maiores áreas de drenagem, isso porque, as bacias mineiras são mais alongadas do que as bacias sul riograndenses, o que, de certa forma, equipara os comprimentos dos rios entre as bacias.

4.2 Teste de estacionariedade e homogeneidade

Os resultados obtidos a partir do teste de Mann-Kendall, ao nível de significância de 5%, apontaram para a não-estacionariedade de 14 séries históricas de precipitação máxima diária anual, em um total de 70 séries, sendo que 04 (3152003, 3053007, 3153007, 3253001) são referentes às bacias sul riograndenses e o restante (2144010, 2144016, 2144025, 2143008, 2244064, 2144007, 2144037, 2145020, 2144004 e 2245090) das bacias mineiras. Na Tabela 10 são apresentados os resultados obtidos. Em relação às 09 séries de vazão média e máxima anual, não foi detectado nenhuma série com tendência.

Analisando a Tabela 10, percebe-se que os resultados encontrados convergem para a rejeição de H_0 , indicando tendência nas séries históricas, visto que $p < 0,05$. Para melhor visualização, foi realizado o ajuste do modelo linear nas séries que apresentaram tendência, conforme os gráficos apresentados no Apêndice B.

Tabela 10: Valores de p -valor da estatística de Mann-Kendall, ao nível de significância de 5%, para as séries que apresentaram tendência, juntamente com o ponto de mudança (PM) que apresenta a tendência na série, o qual foi detectado pelo teste de Pettit.

Código da estação	p -valor	Z	Período com tendência	PM	Período sem tendência
3152003	0,000	1,392	01/01/1944 a 31/12/2019	1979	01/01/1979 a 31/12/2019
3053007	0,018	2,363	01/01/1967 a 31/12/2019	2013	01/01/1967 a 31/12/2013
3153007	0,037	2,086	01/01/1945 a 31/12/2019	1957	01/01/1957 a 31/12/2019
3253001	0,025	1,962	01/01/1965 a 31/12/2019	1989	01/01/1989 a 31/12/2019
2144010	0,002	3,141	01/01/1952 a 30/11/2019	1984	01/01/1984 a 31/12/2019
2144016	0,000	-4,041	01/01/1982 a 31/12/2018	2004	01/01/1982 a 31/12/2004
2144025	0,025	-2,246	01/01/1982 a 25/09/2018	2004	01/01/1982 a 31/12/2004
2143008	0,004	2,904	01/01/1941 a 31/08/2020	1970	01/01/1970 a 31/08/2020
2244064	0,001	3,196	01/01/1968 a 30/09/2019	1990	01/01/1990 a 31/12/2019
2144007	0,014	-2,468	01/01/1941 a 31/12/2019	1987	01/01/1941 a 31/12/1987
2144037	0,016	-2,416	01/01/1975 a 30/09/2019	2000	01/01/1975 a 31/12/2000
2145020	0,001	-3,283	01/01/1967 a 31/12/2017	1988	01/01/1988 a 31/12/2017
2144004	0,019	2,354	01/01/1941 a 31/12/2019	1971	01/01/1941 a 31/12/1971
2245090	0,017	-2,397	01/01/1975 a 31/12/2019	2013	01/01/1975 a 31/12/2013

De acordo com os resultados do teste de Mann-Kendall (Tabela 10), as 4 séries históricas (3152003, 3053007, 3153007, 3253001), referentes às bacias riograndenses, apresentaram tendência positiva com ajustes lineares crescentes (Figura 1B). De acordo com alguns estudos (RUSTICUCCI; BARRUCAND, 2004; VINCENT *et al.*, 2005; HAYLOCK *et al.*, 2006; DOYLE; BARROS, 2006; MARENGO; CAMARGO, 2008; BARROS *et al.*, 2008), o sudeste da América do Sul, principalmente a região que inclui o Uruguai, centro e norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil, há convergência de evidências observacionais nas últimas décadas, de aumento da temperatura, especialmente da temperatura mínima e noites mais quentes, aumento de ondas de calor, aumento da precipitação pluvial tanto no total

como na intensidade com redução da amplitude térmica e da incidência de geadas severas, entre outros índices.

A tendência e variabilidade da precipitação pluvial, pelo menos em grande parte, é também devido aos eventos de Oscilação Sul (ENOS), El Niño (fase quente) e La Niña (fase fria). Conforme Rossato (2011), o fenômeno El Niño exerce influência importante sobre as precipitações pluviométricas na região sul do Brasil. Segundo Berlato e Cordeiro (2017), a grande maioria dos eventos de baixa precipitação pluvial são anos de La Niña e que a grande maioria dos picos de precipitação pluvial são anos de El Niño. Barros *et al.* (2008) estudando a tendência da precipitação pluvial relacionada às fases de ENOS, período 1960- 1999, mostraram que no sul do Brasil, nordeste da Argentina e no Paraguai, a metade da tendência de aumento da precipitação pluvial foi devido ao El Niño.

Velasco e Fritsch (1987), relatam em seus estudos que o número de Complexos Convectivos em Mesoescala (CCMs), conjunto de nuvens convectivas (MADDOX, 1980), no norte da Argentina e no Paraguai em períodos quentes de ENOS dobra em relação ao número de um ano normal. Este fenômeno está conectado ao fortalecimento da Corrente de Jato Subtropical em períodos quentes de ENOS. O aumento das chuvas no sul do Brasil nesses períodos está associado ao aumento da atividade dos CCMs. Também associado aos CCMs, o jato de superfície que sopra na direção sul na vertente leste dos Andes sofre influência do aumento da temperatura da superfície do mar do Pacífico, uma vez que é fortalecido, ao mesmo tempo que a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), banda persistente de nebulosidade e precipitação orientada no sentido noroeste-sudeste, sofre um enfraquecimento (KOUSKY, 1988; CARVALHO *et al.*, 2004). Esse fortalecimento proporciona um acréscimo no aporte de umidade para o sul, e conseqüentemente, um incremento dos CCMs e dos episódios chuvosos (ROSSATO, 2011).

No estudo de Haylock *et al.* (2006), os autores detectaram tendência de aumento anual de precipitação após analisarem 54 estações meteorológicas da América do Sul usando uma série de dados de 41 anos (1960-2000). Berlato e Cordeiro (2017) analisaram diversas pesquisas publicadas sobre as tendências climáticas observadas no Rio Grande do Sul e averiguaram que houve aumento da precipitação anual, com predominância para a primavera e outono. Além disso, concluíram que no período de 30 anos (1980-2009), a precipitação anual aumentou

cerca de 10% em quase todo o Rio Grande do Sul, tendo como referência à normal climatológica de 1950-1979.

Cera e Ferraz (2015), após analisarem dados pluviométricos de 18 estações meteorológicas espalhadas ao longo do Rio Grande do Sul, no período de 1982 a 2006, também identificaram aumento da precipitação anual para o Estado. Sansigolo e Kayano (2010) analisaram séries oriundas de 06 estações meteorológicas espalhadas no Rio Grande do Sul (Bagé, Passo Fundo, Porto Alegre, Santa Maria, Santa Vitória do Palmar e São Luiz Gonzaga) e chegaram às mesmas constatações. Sendo assim, infere-se que a análise de tendência obtida para as bacias sul riograndenses vai ao encontro dos resultados encontrados na literatura. Entretanto, é importante ressaltar que existem fatores geomorfológicos, assim como fatores antrópicos, que também podem tornar a precipitação irregular (GUEDES *et al.* 2019).

Já para as séries históricas referentes às bacias mineiras, apenas 04 apresentaram tendência positiva (2144010, 2143008, 2244064 e 2144004), as outras 06 apresentaram tendência negativa (2144016, 2144025, 2144007, 2144037, 2145020 e 2245090), com ajustes lineares decrescentes, conforme os valores da estatística Z (Tabela 11) e os gráficos apresentados nas Figuras 1B e 2B. Conforme Reboita *et al.* (2010) e Rao *et al.* (2015), os totais pluviométricos são máximos no verão e mínimos no inverno na região sudeste do Brasil. Segundo estudos de Guimarães *et al.* (2009), as áreas com maiores índices pluviométricos no estado de Minas Gerais representam locais com alta ocorrência de chuvas orográficas, identificados como sendo a Serra da Mantiqueira e a Serra do Caraça, microrregião de Itabira.

No verão, o escoamento de noroeste dos Jatos de Baixos Níveis (JBN), que transportam umidade da Amazônia para o sudeste e centro-oeste do Brasil (MARENGO *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006), pode convergir com o escoamento de nordeste induzido pela circulação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (REBOITA *et al.*, 2010) e ainda com os ventos alísios de nordeste, resultando em uma faixa de nebulosidade e intensificação da precipitação nestas regiões (Lenters e Cook, 1995), caracterizando a ZCAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992). Segundo Vianello e Maia (1986), no inverno ocorre subsidência atmosférica e juntamente com a continentalização do ASAS há redução das instabilidades tropicais e das frentes

frias, principalmente na região Sudeste do Brasil. Assim, diminui a umidade atmosférica dessa área gerando períodos longos de escassez pluviométrica.

No estudo de Jardim *et al.* (2020), os autores analisaram uma série histórica de precipitação mensal anual (1987-2017), disponível no site do Instituto Brasileiro de Meteorologia (INMET) da região de Lavras em Minas Gerais, e detectaram que não houve mudanças climáticas severas na região, visto que os resultados não apresentaram tendências significativas. Quando analisada a estação chuvosa e seca do ano, foi possível observar uma possível tendência de redução das chuvas no período chuvoso após a construção da Usina Hidrelétrica Engenheiro José Mendes Júnior, também conhecida como Usina do Funil. Almeida *et al.* (2019) desenvolveram uma pesquisa na bacia hidrográfica do rio Sapucaí, em área de drenagem à montante da cidade de Itajubá, região sul do estado de Minas Gerais, usando os dados de 04 estações pluviométricas do portal HidroWeb da ANA, as quais obtinham no mínimo 50 anos de dados, e detectaram tendências negativas de chuvas. Tendências negativas para séries históricas de precipitação mensal anual também foram encontradas por Rodrigues *et al.* (2018) para a cidade de Machado, localizada na microrregião de Alfenas no sul do estado de Minas Gerais, todavia, apenas para o mês de outubro. Os dados pluviométricos utilizados pelos autores foram obtidos junto ao INMET para o período de 1961 a 2015.

Natividade *et al.* (2017), também analisaram séries históricas de precipitação anual obtidos junto ao INMET de 09 estações meteorológicas, 05 localizadas ao norte de Minas Gerais e 04 no sul, abrangendo o período de 1961 a 2014, relataram que mesmo com os poucos valores significativos de tendência, pôde-se observar um aumento das condições secas na região norte de Minas Gerais e das condições úmidas no sul de Minas Gerais. Santos (2015), analisando as tendências pluviométricas em uma série histórica de 39 anos de uma estação localizada em Uberlândia em Minas Gerais, concluiu que embora algumas séries históricas apresentassem tendências positivas, indicando aumento da altura pluviométrica, e outras séries tendências negativas, não se pode ter certeza sobre a relevância dessa variação, afirmando que esse fato pode ser reflexo de flutuações naturais e comportamentos aleatórios inerentes à própria série histórica.

Para detectar o ponto de mudança brusca nas séries históricas que apresentaram tendência foi aplicado o teste de Pettitt, com a finalidade de obter a homogeneidade da série histórica, conforme mencionado na seção 3.8.2.

Na literatura há diversos estudos aplicando abordagem não paramétrica com intuito de detectar pontos de mudanças abruptas em variáveis hidrometeorológicas, como é o caso do teste de Pettit. A aplicação deste método vem sendo amplamente aplicada em séries históricas de precipitação (WIJNGAARD *et al.*, 2003; LIU *et al.*, 2012; FERGUSON; VILLARINI, 2012; ROUGÉ *et al.*, 2013) e de vazão (VILLARINI *et al.*, 2009; LIU *et al.*, 2010; XIE *et al.*, 2014). Xie *et al.* (2014) aplicaram o teste de Pettit em duas séries históricas anuais de vazão, uma referente ao período de 1882 a 2010 e a outra de 1952 a 2010, objetivando analisar o ponto de mudança abrupta presente nas séries. Os autores verificaram que é mais fácil para o método de Pettitt detectar o ponto de mudança quando o tamanho da série histórica é maior ou quando a magnitude da mudança é maior, do que em séries curtas com magnitudes de mudanças menores. Eles ainda relatam que essa capacidade do teste de detectar o ponto de mudança diminui quando a variação de uma série temporal aumenta, pois o aumento da variação dentro de uma série pode mascarar a existência de um deslocamento, tornando mais difícil detectar o ponto de mudança potencial. Além disso, os autores afirmam que o melhor resultado do método é alcançado quando o ponto de mudança ocorre na posição intermediária da série.

No presente estudo, a hipótese nula de homogeneidade dos processos hidrológicos analisados (precipitação e vazão) foi facilmente detectado. Posteriormente à identificação do ponto de mudança, foi realizado, novamente, o teste de heterogeneidade nas séries históricas formadas antes e depois do ponto identificado, e não foi detectada aleatoriedade nas séries. Destaca-se que os PMs detectados, no geral, foram identificados na posição intermediária da série (Tabela 11), corroborando com a afirmação realizada pelos autores Xie *et al.* (2014).

O critério utilizado de qual série histórica (antes e depois do ponto) considerar para aplicação do restante da metodologia do GRADEX foi a extensão da mesma, dando preferência para aquelas mais longas, mantendo o preceito de que as séries de chuva devem ser maiores que a séries de vazão.

4.3 Precipitação média e duração de tempo das séries históricas

Após realizada a análise de tendência nas séries históricas de chuva e vazão, o procedimento realizado em seguida foi o cálculo da precipitação média diária, ponderada por meio da área de influência das estações pluviométricas para cada

bacia hidrográfica, com o auxílio da técnica dos polígonos de Thiessen, citado na seção 3.7. Na sequência, foi determinado o tempo de concentração (t_c) das bacias e o tempo de base (t_{base}) médio dos hidrogramas de cheias. A determinação do t_c e do t_{base} é essencial para definir a duração da precipitação máxima a ser considerada no método GRADEX. Destaca-se que os valores de t_c foram arredondados para números inteiros. Na Tabela 11 são apresentados os valores de t_{base} e t_c .

Tabela 11: Duração de tempo (t_{base}) adotado para o cálculo da precipitação e vazão média máxima anual para cada bacia hidrográfica.

Bacia hidrográfica	t_{base}	t_c	Bacia hidrográfica	t_{base}	t_c
Rio Grande do Sul			Minas Gerais		
BHAP-PCF	2 dias	0,5 dias	BHRA-FL	10 dias	1,4 dias
BHRP-PO	4 dias	1,3 dias	BHRG-MDM	6 dias	3,0 dias
BHRC-PM (SB1)	6 dias	3,6 dias	BHRI-LM	6 dias	1,4 dias
BHRC-PM (SB2)	8 dias	2,0 dias	BHRV-TC	8 dias	1,8 dias
BHRC-PM (SB3)	6 dias	2,6 dias			

Observando os resultados da Tabela 11, nota-se que os valores de t_c foram sempre inferiores aos valores de t_{base} . Destaca-se que o t_c calculado considera os aspectos físicos da bacia (ex: comprimento e declividade do rio principal). Para as bacias de Minas Gerais, a BHRG-MDM foi a que apresentou maior valor de t_c , isso se deve, principalmente, pelo comprimento do rio principal da mesma (172,35km) ser maior que os demais (BHRA-FL=116,32km; BHRI-LM=91,45km; BHRV-TC=118,79km). O mesmo ocorreu para as bacias do Rio Grande do Sul, o rio principal da BHRC-PM (SB1) possui comprimento de 211,96km já o da BHAP-PCF possui 40,32km. Os comprimentos dos rios principais da BHRP-PO, da BHRC-PM (SB2) e da BHRC-PM (SB3) são, respectivamente, 93,318km, 103,24km e 131,18km.

Já o t_{base} consiste na seleção de eventos máximos que representem uma relação causal entre chuva e vazão visando obter o tempo de base médio dos hidrogramas destes eventos. Os valores de t_{base} das bacias de Minas Gerais, no geral, foram mais elevados do que os das bacias do Rio Grande do Sul, indicando que a duração dos eventos de cheias nestas bacias são maiores que os eventos de cheias que ocorrem nas bacias sul riograndenses.

Quando considerado o estudo de Zuffo (1993), onde o autor sugere adotar como t_{base} do hidrograma uma duração compreendida entre 1 a 2 vezes o t_c ($t_c \leq t_{base} \leq 2t_c$), percebe-se que, para as bacias do Rio Grande do Sul, o t_{base} obtido é o mais

convergente com tal recomendação, não ultrapassando significativamente a duração proposta pelo autor, diferente do t_{base} obtido para as bacias de Minas Gerais que foram bem superiores a duração. Todavia, quando considerado a limitação proposta por Guillot (1973) e Khatsuria (2004), de que o método GRADEX só poderia ser aplicado em bacias com t_c na ordem de 1 hora a 4 dias e t_c não superiores a 3 dias, respectivamente, todas as bacias se enquadraram. Para o t_{base} , Khatsuria (2004) também faz a mesma recomendação feita para o t_c , e para tal, o t_{base} não se enquadrou em nenhuma bacia.

Mota *et al.* (2018) estudaram a bacia hidrográfica do rio Serra Azul, situada no centro do estado de Minas Gerais, com área de drenagem de 113 km² e clima tropical com inverno seco. Para a determinação do tempo médio considerado no GRADEX, os autores optaram por calcular o t_{base} , e para isso, analisaram 190 eventos representativos de chuva e vazão utilizados por Cunha *et al.* (2015) e fixaram o valor médio de 28 horas. Harouna *et al.* (2022), para a bacia hidrográfica de Sokouraba, localizada em Burkina Faso, com área de 77,34km², adotaram como duração de tempo o t_{base} igual 15,26 horas. Já Zuffo e Leme (2005) aplicaram o método GRADEX na bacia do ribeirão Piçarrão, localizada no estado de São Paulo, com área de drenagem de 15,85km², e para determinar o tempo médio dos dados da metodologia consideraram as recomendações de ZUFFO (1993), que foi determinar o t_c (88 min) e multiplicar o mesmo por 1,5 (t_{base} com duração compreendida entre 1 a 2 vezes o t_c).

No estudo de Mosquera *et al.* (2000), os autores aplicaram o método GRADEX em 4 bacias hidrográficas (áreas de 125,45km² a 357,73km²) localizadas a noroeste da Sabana de Bogotá, e consideraram a duração de tempo t para a constituição dos dados de chuva e vazão o t_c das bacias que variaram de 1 a 4 dias. Boumessenegh e Dridi (2021), para a bacia no nordeste da Argélia (2.787km²), consideraram a mesma técnica de Mosquera *et al.* (2000), e adotaram como duração de tempo o t_c de 9,60 horas. Vieira *et al.* (2017) consideraram a mesma técnica dos trabalhos citados e adotaram como tempo médio para a aplicação do GRADEX na bacia hidrográfica do rio Capivari (1.813,3km²), localizada ao sul de Minas Gerais, o tempo de concentração que correspondeu a 1 dia.

Vale destacar que estes parâmetros, tanto t_c quanto o t_{base} , possuem relação direta com as características geomorfológicas e hidrológicas do local de estudo. Por exemplo, o uso e ocupação do solo influencia de forma significativa no

comportamento da bacia, uma vez que cada tipo de cobertura resulta em características de infiltração, escoamento, quantidade e qualidade da água distinta. No estudo de Savoldi Neto (2022), o autor realizou uma análise do tempo de concentração na bacia do rio do Meio, localizada em Santa Catarina, comparando resultados reais obtidos por meio de monitoramento pluviométrico e fluviométrico com equações empíricas. Ele verificou que o valor encontrado de t_c pelas equações empíricas aproxima-se bastante do resultado encontrado pelas observações hidrológicas. Além disso, o autor identificou que existe alta correlação entre intensidade média e duração da chuva com o parâmetro t_c e que os métodos empíricos que utilizam apenas os parâmetros físicos de comprimento do rio principal e declividade média, podem-se considerar equações com resultados mais coerentes com os observados hidrologicamente. Constatação semelhante ao observado no estudo de Ogassawara *et al.*, (2022), onde identificaram que a declividade do curso d'água mostrou grande influência na estimativa do t_c quando também aplicado diferentes equações empíricas.

4.4 Distribuição de probabilidade e teste de aderência

Para cada bacia hidrográfica, foram aplicadas as distribuições de probabilidade em cada vetor de precipitação e vazão máxima anual obtido após os procedimentos supracitados. As distribuições de probabilidade aplicadas foram a Gumbel, a Pearson Tipo III (P3) e a Generalizada de Eventos Extremos (GEV), conforme apresentado no Apêndice C.

Fazendo uma análise visual das Figuras 1C e 2C, aparentemente as três distribuições de probabilidade ajustadas às séries históricas de precipitação e de vazão apresentaram boa aderência aos dados, com ressalvas para a FDP de Gumbel para os dados de vazão da SB1 e SB3. Entretanto, buscando fazer uma análise mais profunda da aderência das distribuições de probabilidade aos dados foi aplicado o teste de aderência de Filliben (FILLIBEN, 1975), ao nível de significância de 5%. Na Tabela 12 são apresentados os resultados obtidos.

Tabela 12: Resultados do teste de aderência de Filliben aplicado considerando a aderência de diferentes distribuições de probabilidades ajustadas às séries históricas de precipitação máxima anual e vazão máxima média anual das bacias em análise com nível de significância (α) de 0,05.

Bacia Hidrográfica	Chuva máxima anual (mm)					
	r_{cal}^*			p -valor		
	Gumbel	GEV	P3	Gumbel	GEV	P3
BHAP-PCF	0,960	0,960	0,959	0,104	0,105	0,073
BHRC-PM (SB1)	0,988	0,987	0,985	0,363	0,304	0,216
BHRC-PM (SB2)	0,977	0,971	0,971	0,203	0,062	0,072
BHRC-PM (SB3)	0,956	0,957	0,959	0,037	0,002	0,006
BHRP-PO	0,983	0,979	0,979	0,267	0,082	0,101
BHRA-FL	0,986	0,995	0,995	0,195	0,647	0,633
BHRG-MDM	0,974	0,977	0,980	0,067	0,003	0,029
BRHI-LM	0,955	0,946	0,948	0,019	0,002	0,002
BHRV-TC	0,974	0,969	0,969	0,074	0,015	0,017
	Vazão máxima anual (m ³ /s)					
	Gumbel	GEV	P3	Gumbel	GEV	P3
BHAP-PCF	0,985	0,990	0,990	0,475	0,652	0,673
BHRC-PM (SB1)	0,951	0,991	0,989	0,076	0,825	0,760
BHRC-PM (SB2)	0,957	0,958	0,960	0,231	0,256	0,251
BHRC-PM (SB3)	0,952	0,986	0,992	0,041	0,722	0,816
BHRP-PO	0,993	0,995	0,996	0,968	0,991	0,994
BHRA-FL	0,974	0,991	0,984	0,073	0,652	0,208
BHRG-MDM	0,989	0,991	0,987	0,357	0,447	0,221
BRHI-LM	0,955	0,946	0,948	0,019	0,019	0,002
BHRV-TC	0,969	0,988	0,983	0,054	0,567	0,230

* r_{calc} : coeficiente de correlação calculado.

Os resultados de r_{calc} e p -valor referente à aderência das distribuições aos dados de precipitação indicam que a Gumbel e GEV foram as que obtiveram melhores resultados (Tabela 12). No que concerne à aderência das distribuições em relação aos dados de vazão, a GEV e a P3 se sobressaíram em relação à Gumbel. Considerando os valores de r_{calc} as três distribuições apresentaram aderência estatisticamente satisfatória aos dados de chuva e de vazão. Todavia, quando considerado os valores de p -valor, nota-se que para a SB3 nenhuma das distribuições apresentaram aderência aos dados de chuva e para a vazão apenas a Gumbel. Para as bacias mineiras, apenas para a BHRA-FL que foi verificado que as três distribuições apresentaram boa aderência aos dados de chuva e vazão, diferentemente do observado para a BHRI-LM. Para a BHRG-MDM e a BHRV-TC só a distribuição de Gumbel apresentou boa aderência aos dados de chuva, para os dados de vazão todas apresentaram, estatisticamente, boa aderência.

Pinto (1995) analisou a relação entre chuvas intensas de diferentes durações distribuídas no estado de Minas Gerais, e ajustou as distribuições Gumbel, Log-normal a dois e a três parâmetros, Pearson III e Log-Pearson III. O autor concluiu

que as distribuições de Gumbel e Log-normal a dois parâmetros foram as que melhor se ajustaram aos dados observados. Silva *et al.* (1999) fizeram ajuste de distribuição de probabilidade de chuvas intensas usando as mesmas distribuições aplicadas no estudo de Pinto (1995) para o estado do Rio de Janeiro. Após as análises, verificou-se que o modelo de Gumbel foi aquele que melhor se ajustou em todas as durações estudadas. Santos *et al.* (2009) também destacam o bom ajuste da distribuição Gumbel para geração da equação de chuvas intensas no estado do Mato Grosso do Sul, assim como Quadros *et al.* (2011), em Cascavel no Paraná. Lopes *et al.* (2016) aplicaram as distribuições de Gumbel e Log-Normal a dois e três parâmetros para estimar vazões máximas e mínimas para o Rio Ivaí, também localizado no Paraná. A distribuição de Gumbel foi a que apresentou os resultados mais adequados. A distribuição Gumbel proporcionou melhor ajuste também na região de Riyadh, Arábia Saudita, em estudo de Al Hassoun e Saleh (2011) para estimativa da relação intensidade-duração-frequência de chuvas

Abreu *et al.* (2018) ajustaram distribuições de probabilidade GEV, Gumbel e Log-normal de 2 parâmetros (LN2) às séries históricas de precipitação diária máxima anual para a bacia hidrográfica formada pelo rio Sapucaí, localizada no estado de Minas Gerais. Os autores verificaram que o modelo probabilístico GEV foi o que obteve o melhor resultado. Ainda em Minas Gerais, Franco *et al.* (2014), aplicaram as distribuições de Gumbel, GEV e Gama na bacia hidrográfica do rio Verde, uma das bacias analisadas no presente estudo ao conjunto de dados de precipitação máxima diária anual. Eles relataram que a GEV foi a que obteve melhor adequação aos dados, já a Gumbel a menor adequação.

Analisando estudos desta temática desempenhados no Rio Grande do Sul, Beskow *et al.* (2015) aplicaram as mesmas distribuições de probabilidade, com adicional da Kappa, visando ajustar tais distribuições às séries de precipitação máxima diária anual para todo o estado do Rio Grande do Sul. Assim como Abreu *et al.* (2018) e Franco *et al.* (2014), os autores observaram que a distribuição GEV foi a que melhor se ajustou aos dados, com cerca de 97% das séries históricas ajustadas adequadamente. Cassalho *et al.* (2018) analisaram séries históricas de vazão máxima para o estado do Rio Grande do Sul, aplicando distribuições de dois parâmetros (LN2, Gama e Gumbel) e multiparâmetros (GEV, LN3, P3, Logística Generalizada (GLO), Pareto Generalizado (GPA), Kappa e Wakeby) e verificaram

melhor desempenho da distribuição GEV, visto que mais de 96% das séries históricas analisadas foram adequadamente ajustadas pela mesma.

Cassalho *et al.* (2018) também verificaram que a GEV proporcionou melhor ajuste para séries mais curtas quando contrastada com as outras distribuições aplicadas no estudo. Ao analisar a Tabela 12 nota-se que os valores dos ajustes de $p\text{-valor}$ e r_{calc} de GEV para as bacias sul riograndenses apresentaram valores, em sua maioria, maiores que as das bacias mineiras. Destaca-se que as séries históricas de precipitação e vazão das bacias sul riograndenses são mais curtas que as das bacias mineiras, fato este que pode ter influenciado nestes resultados, corroborando com a constatação de Cassalho *et al.* (2018). Além do bom ajuste da GEV, Cassalho *et al.* (2018) também relataram que a distribuição P3 se apresentou adequadamente ajustada a mais de 70% das séries históricas. Back (2001) também encontrou resultados satisfatórios usando a distribuição P3 para séries de precipitação máxima anual para o estado de Santa Catarina quando comparado à distribuição de Gumbel.

Aydoğan *et al.* (2016), ao analisar regiões hidrologicamente homogêneas na bacia de Çoruh na Turquia, relataram que a distribuição P3 superou as distribuições GEV. Castellarin (2007) e Guse, Hofherr e Merz (2010) encontraram um bom ajuste da distribuição de frequência de valores extremos (GEV) para a região no centro e norte da Itália, e na região no leste da Alemanha, respectivamente. Lam *et al.* (2016) afirmaram que as distribuições multiparâmetros, especialmente a GEV, têm sua aplicação amplamente difundida visando a análise de frequência local de cheias em diversas regiões da Austrália. Da mesma forma, vários estudos de frequência regional de cheias em todo o mundo vêm empregando as distribuições multiparâmetros GEV e P3, como é o caso do estudo de Kumar *et al.* (2003) realizado nas Planícies do Ganga Médio na Índia, e o de Noto e La Loggia (2009), na ilha da Sicília na Itália.

O bom ajuste da distribuição de GEV pode ser explicado de acordo com o observado no estudo de Quadros *et al.* (2011), os quais relatam que para chuvas com durações acima de 30 minutos, o ajuste dos dados para grandes períodos de retorno pode ser considerado mais preciso quando aplicado a distribuição GEV do que quando aplicado a distribuição Gumbel. Os autores ainda mencionam que a GEV se apresenta como a distribuição mais adequada para descrever precipitações

máximas, pois permite levar em consideração os limites reais do processo hidrológico.

Conforme apresentado ao longo da descrição da aplicação do método GRADEX, uma das etapas da aplicação do método sugere que seja utilizado distribuições de probabilidades que exibam uma cauda superior assintoticamente exponencial, dando ênfase a distribuição de Gumbel (ZUFFO, 1993). Beskow *et al.* (2015) afirmam que as distribuições de probabilidade de dois parâmetros (ex: LN2 e Gumbel) são as mais tradicionalmente utilizadas no Brasil para modelagem de frequência local de chuvas intensas. Todavia, apesar dos resultados satisfatórios das distribuições tradicionais encontradas nos estudos mencionados, Rahman *et al.* (2015), Beskow *et al.* (2015) e Cassalho *et al.* (2017), relatam que o uso de distribuições multiparâmetros pode levar a ajustes mais apropriados entre dados simulados e observados, visto que por possuírem um maior número de parâmetros, tendem a uma melhor modelagem de frequência.

4.5 Método GRADEX

4.5.1 Extrapolação GRADEX

Nas figuras apresentadas do Apêndice D são apresentadas as extrapolações do GRADEX referente às alturas totais de escoamento (h), a partir do tempo de retorno TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos, considerando a duração de tempo t dos dados de chuva e escoamento igual ao tempo de concentração (t_c) e ao tempo de base médio dos hidrograma de cheia (t_{base}), aplicando as distribuições de probabilidade Gumbel, GEV e P3. Já nas tabelas apresentadas no Apêndice E é possível observar os valores estimados das vazões máximas (Q_p), em m^3/s , para os TR s adotados na extrapolação do GRADEX.

De forma visual, tanto para as bacias mineiras quanto para as bacias sul-riograndenses, nota-se que o escoamento h estimado pela distribuição de probabilidade P3, no geral, foram os mais altos. A Gumbel apresentou os valores intermediários para a maioria das bacias, e a distribuição GEV apresentou, em suma, os valores mais baixos.

Destaca-se que a aplicação do método GRADEX se apresentou satisfatório, considerando as 03 distribuições de probabilidade e as duas durações de tempo t (t_c

e t_{base}) para as bacias mineiras, conforme observado nas Figuras 6D a 9D. Todavia, dentre as bacias sul riograndenses, nota-se que a distribuição de GEV não acompanhou os dados de escoamento observados nas SB1 e SB3 da BHRC-PM (Figuras 2D e 4D) tanto na duração de tempo dos dados igual ao t_c quanto para a duração igual ao t_{base} . Isso ocorre também com a P3 para a SB3, entretanto só quando considerado a duração de tempo dos dados igual ao t_{base} (Figura 4D). Resultado já esperado, visto que, conforme o teste de aderência de F_i , nenhuma das distribuições apresentaram boa aderência estatisticamente aos dados de chuva para a SB3 e para a vazão da mesma apenas a Gumbel. Salienta-se que dentre as 7 bacias hidrográficas analisadas neste estudo, a BHRC-PM foi a única a ser subdividida, devido as recomendações do tamanho da área de drenagem da bacia a ser considerada para a aplicação do método GRADEX (seção 2.3.2).

Guillot (1972) e Guillot *et al.* (1973), alertam que aplicabilidade do método GRADEX pode perder sua eficácia com o aumento da superfície de drenagem da bacia hidrográfica. Os autores recomendam, conforme já mencionado na seção 2.3.2, que método deve ser aplicável em bacias de até 5.000km² e para bacias superiores a 10.000km² é necessário subdividi-las. No estudo de Campos (2018), o autor aplica o método GRADEX em bacias hidrográficas que tiveram suas áreas limitadas entre 400km² a 2.000km², seguindo a recomendação de Zuffo (1993), sendo este um dos estudos pioneiros da aplicação do método no Brasil. Destaca-se que a SB1 (5.420,72km²) e a SB3 (8.042,90km²) foram as bacias com maiores áreas de drenagem analisadas no presente estudo.

Observou-se também, que para a BHAP-PCF os escoamentos extrapolados ao longo do tempo ficaram abaixo da curva de distribuição de GEV considerando a duração t igual a t_{base} . Para a SB2 da BHRC-PM isso também aconteceu considerando as duas durações de tempo (t_c e t_{base}). Para a SB3 os escoamentos extrapolados ao longo do tempo (t_c e t_{base}) ficaram sobrepostos a curva de distribuição de Gumbel e P3, já em relação a curva de distribuição de GEV ocorreu o mesmo observado na BHAP-PCF e para a SB2. Conforme estudos realizados por integrantes (OGASSAWARA *et al.*, 2022; CUNHA *et al.*, 2021; MOURA *et al.*, 2021; VARGAS *et al.*, 2021; STEINMETZ *et al.*, 2019; BESKOW *et al.*, 2018) do Grupo de Pesquisa em Hidrologia e Modelagem Hidrológica em Bacias Hidrográficas do Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos da UFPel, e do conhecimento hidrológico que se tem da mesma devido aos dados da rede de monitoramento do

Grupo de Pesquisa que contempla a área da BHAC-PCF, sabe-se que a duração de tempo igual a 1 dia seria suficiente para que todo o escoamento da bacia contribuísse junto a sua seção de controle, sendo uma justificativa do porque a linha de escoamento extrapolado considerando a duração de tempo igual a t_{base} de 2 dias ter ficado a baixo da curva de distribuição.

Em relação a SB2 e a SB3, acredita-se que o que pode ter influenciado no ocorrido foi a duração de tempo do t_{base} (8 e 6 dias, respectivamente) ser consideravelmente alto, visto que, o que é recomendado na literatura é durações de tempo de até 4 dias (GUILLOT, 1972; GUILLOT *et al.*, 1973). Todavia, isto não é observado para as bacias mineiras, as quais apresentaram t_{base} superiores a 4 dias para todas as bacias. Para os casos em que a linha de extrapolação dos escoamentos ficou sobreposta a sua curva de distribuição, lembra-se que a extrapolação ocorre seguindo a inclinação da curva de distribuição aplicado aos dados de precipitação, sendo assim, conforme pode ser observado visualmente (Figura 19), entende-se que a curva de distribuição de escoamento segue praticamente a mesma inclinação da curva de distribuição de precipitação, e por isto a sobreposição.

Ainda analisando os gráficos, observa-se que, conforme maior/menor a altura do ponto de extrapolação dos escoamentos menor/maior serão as estimativas dos mesmos. Este fator está diretamente ligado à distribuição de probabilidade aplicada aos dados de chuva e vazão e este, por sua vez, na estimativa das vazões máximas. Grehys (1996) relata que valores superestimados de vazão máxima podem elevar os custos de construção e por outro lado, subestimativas de tais valores podem resultar no mau dimensionamento de estruturas hidráulicas.

Como já era esperado, conforme observado nos gráficos presentes no Apêndice D, as vazões máximas estimadas ao longo do tempo, para todas as bacias, foram as mais altas quando aplicado a distribuição P3 e as mais baixas quando aplicado a distribuição GEV. Alisando as tabelas apresentadas do Apêndice E, no geral, para os primeiros TR's as estimativas das vazões máximas foram as mais elevadas quando considerado a Gumbel, todavia, ao passar das estimativas ao longo dos TR's os valores de P3 se sobressaíram, isso para ponto de extrapolação h igual a 10 anos. Para os pontos h igual a 50 e 100 anos, as vazões máximas estimadas já começaram elevadas quando considerada a P3. Outra questão observada foi que, em suma, os valores estimados das vazões máximas,

considerando a Gumbel e GEV, não se destoaram de forma excessiva, principalmente para os primeiros TR's. Aqui vale lembrar que, conforme a análise estatística de Fi, a Gumbel e a GEV foram as que obtiveram melhor a aderências aos dados de chuva e para a vazão a GEV. Entretanto, houve uma exceção para a SB3 da BHRC-PM, Gumbel começa com os maiores valores estimados de vazão máxima nos primeiros TR's, e GEV e P3 com valores mais próximos. Ao longo das estimativas, nota-se que a GEV apresentou estimativas de vazões máximas bem inferiores a obtidas pela Gumbel e GEV, quase duas vezes menor.

Em muitos estudos na literatura é relatado que a distribuição Gumbel acaba superestimando os valores de vazões, diferente do observado no referido estudo. Todo o referencial teórico aqui analisado frente a esta temática em nenhum momento abordou sobre a subestimativa de vazões estimadas, mas sim, em alguns casos, da superestimativa. Back (2011), ao estimar as vazões máximas para os períodos de retorno de 5 a 100 anos para o Rio das Marombas, localizado no município de São Cristóvão do Sul, em Santa Catarina, aplicando as distribuições de Gumbel e Log-Normal, observou que a distribuição de Gumbel apresentou os maiores valores. Já Souza *et al.* (2012), estimaram a vazão máxima para apenas o TR igual a 100 anos, para a microbacia do córrego Capetinga, localizada no Sudeste do Distrito Federal, aplicando as distribuições de Gumbel, P3 e Log-normal de 2 e 3 parâmetros, e observaram que a Gumbel apresentou o maior valor estimado, até mesmo em relação a P3, resultado contrário ao observado no presente estudo. Klumb *et al.* (2017) avaliaram a aplicabilidade das distribuições de probabilidade Log-Pearson III e da distribuição de Gumbel às séries de vazão máxima anual das estações Pedro Osório e Passo do Ricardo, localizadas na Bacia Hidrográfica da Lagoa Mirim/RS, região também de estudo deste trabalho. Os autores também observaram que a distribuição de Gumbel apresentou os maiores valores das vazões de projeto em relação à outra distribuição.

Conforme supracitado, na maioria dos casos, os valores começam elevados nos primeiros TR's quando considerado a distribuição de Gumbel, todavia, nota-se que conforme vai aumentando o TR a estimativa das vazões vai se estabilizando, contrário da P3, que começa com os valores menores em relação a Gumbel e conforme vai aumentando o TR os valores vão aumentando de forma expedita. Destaca-se que a GEV, dentre as 03 distribuições, é a que mantém a estimativa das vazões mais equilibrada ao longo do tempo.

Percebe-se que o ponto de extrapolação do escoamento h teve influência nas estimativas das vazões máximas. Observou-se que quanto menor o TR de extrapolação maior o valor estimado de vazão. Neste caso, a extrapolação adotando como ponto de partida TR igual a 10 anos foi o que apresentou os maiores valores estimados de vazão máxima. Já os menores valores foram obtidos quando adotado o ponto de partida TR igual a 100 anos.

Zuffo (1993) apresenta o estado da arte em relação ao ponto de extrapolação fixado em 10 anos de período de retorno e as incertezas nele envolvidas. Em seus estudos de caso, o autor observou variações entre 6 e 25 anos, constatando ser razoável a adoção do TR igual a 10 anos, visto que isso não introduziu erros acentuados à estimativa das vazões. O Comitê Francês de Grandes Barragens (1994) reporta que a definição do ponto de extrapolação como sendo a diferença entre a precipitação e o escoamento direto com 10 anos de período de retorno não seria mais designada nas aplicações do método GRADEX. Segundo o Comité, essa rigidez inicial do método foi considerada muito conservadora, podendo a condição de saturação ocorrer para $TR > 10$ anos. Naghettini (1994) destaca que os solos das bacias mais permeáveis atingirão a saturação para períodos de retorno maiores em comparação às bacias impermeáveis.

Conforme já mencionado, Guillot e Duband (1967) recomendam o uso de uma distribuição empírica para os dados observados até um período de retorno de 10 a 20 anos para bacias relativamente impermeáveis e até 50 anos para bacias com maior capacidade de infiltração. Isso explica um dos fatos observados nos resultados em relação ao ponto TR de extrapolação. Quanto mais impermeável a bacia for, mais escoamento vai ser gerado, contrapartida, quanto mais permeável a bacia, menos volume de escoamento. Conforme as análises das características do tipo e uso do solo das bacias em estudo, sabe-se que as mesmas possuem solos que variam entre mais permeáveis a poucos impermeáveis, sendo assim, neste estudo, optou-se por adotar como ponto de extrapolação valores que abrangessem TR's de 10, 20 e 50 anos levando em consideração a recomendação de Guillot e Duband (1967). Além disso, com intuito de analisar os resultados a partir de um ponto de extrapolação maior do que o recomendado para fins de comparação, também foi adotado o TR igual a 100 anos. A extrapolação dos dados começa a partir do ponto de extrapolação estabelecido (TR igual a 10, 50 e 100 anos) até o TR igual a 10.000 anos. Esses TR's foram escolhidos para representarem situações

distintas de dimensionamento de estruturas hidráulicas, abrangendo desde a drenagem urbana até vertedouros de grandes barragens.

No estudo de Mota *et al* (2018), os autores aplicaram o método GRADEX para determinar as vazões máximas ao longo do tempo na bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul, localizada no município de Juatuba em Minas Gerais. A duração de tempo dos dados adotado pelos autores foi igual ao t_{base} médio dos hidrogramas e o ponto TR de extrapolação do escoamento foi determinado por meio do modelo Soil Conservation Service Curve Number (SCS/CN), que leva em conta o grau de saturação solo da bacia, o qual resultou em um TR de 30 anos. Também foi adotado o TR padrão de 10 anos aplicado no método GRADEX, com a finalidade de comparar os resultados da extrapolação do escoamento. Relembrando a primeira suposição do método GRADEX está relacionado com a saturação do solo da bacia, e que, quando a mesma é completamente atingida, é fisicamente possível constatar que qualquer acréscimo no volume de chuva será responsável por um acréscimo equivalente no volume de escoamento, uma vez que tudo o que chover deverá escoar diretamente na bacia. Dessa forma, os autores do estudo supracitado consideraram que o ponto de saturação do solo da bacia seria correspondente ao ponto de extrapolação do escoamento e que este ponto poderia ser determinado com maior precisão aplicando o método SCS/CN, resultando na redução de incerteza na estimativa das vazões máximas.

Conforme a classificação do tipo de solo das bacias (Figura 7, Tabela 4), infere-se que a SB2, a BHRG-MDM e a BHRI-LM são as bacias, dentre as 07 analisadas, que possuem maior permeabilidade, logo o ponto de extrapolação TR igual a 50 anos seria uma recomendação adequada. Todavia, para as demais bacias, o ponto de extrapolação TR igual a 10 e 20 anos seriam os mais apropriados. Contudo, para obter mais certezas referentes ao ponto de extrapolação t_h , recomenda-se estudos mais detalhados referente a permeabilidade de tais bacias.

Em relação ao tempo de duração t adotado para os dados de chuva e vazão, percebe-se que na maioria dos casos a vazão máxima estimada obteve valores superiores quando considerado t igual ao t_c da bacia, principalmente para as bacias mineiras. Para a SB1 e SB3 da BHRC-PM e a BHRP-PO, esse fato ocorreu quando considerado a distribuição Gumbel e P3. Quando considerado a GEV, as vazões máximas estimadas foram maiores aplicando a duração de tempo t igual ao t_{base} , contrário do observado para a BHAP-PCF, que apresentou valores de vazão

estimadas superiores, considerando t igual a t_c , quando aplicado, além da Gumbel, a GEV.

No trabalho de Zuffo (1993), o autor demonstrou que a adoção da duração igual ao t_{base} , sugerida por Guillot (1972), mostrou-se mais representativa do fenômeno físico, do que a adoção próxima ao t_c da bacia, que na prática é muito utilizado, e que acabou, segundo seus estudos, por superestimar as vazões, já que as vazões máximas podem ser o resultado de uma composição de vários hidrogramas, causados por diferentes precipitações antecedentes. Já de acordo com o CTGREF (1972), é impossível encontrar uma duração que satisfaça rigorosamente a hipótese fundamental do método, e que a solução adotada pelos autores do método, de adotar a mesma duração tanto para a precipitação como para o escoamento, acaba por introduzir um pequeno erro causado pela influência do escoamento de base. O autor cita ainda, que quanto maior for a duração de tempo, menor seria esse erro, contudo, isso aumentaria a aleatoriedade da razão pico-média, diminuindo a precisão da vazão instantânea que será estimada.

Na Tabela 13 são apresentados os valores do parâmetro “a” do GRADEX e os valores do fator de pico R para todas as bacias.

Tabela 13: Valores do parâmetro “a” do método GRADEX e do fator de pico R para todas as bacias hidrográficas analisadas neste estudo.

Bacia Hidrográfica	Parâmetro “a”*						R**	
	t_c			t_{base}			t_c	t_{base}
	Gumbel	GEV	P3	Gumbel	GEV	P3		
BHAP-PCF	24,35	24,64	40,24	32,63	20,46	49,75	1,00	1,38
BHRC-PM (SB1)	42,18	39,91	63,53	49,29	55,68	73,31	1,35	1,66
BHRC-PM (SB2)	28,79	19,25	48,04	41,91	30,80	58,66	1,04	1,45
BHRC-PM (SB3)	31,36	13,03	52,84	43,46	26,10	69,46	1,46	1,74
BHRP-PO	24,29	17,67	35,08	45,11	41,45	56,87	1,00	1,93
BHRA-FL	19,13	12,71	28,06	63,51	57,57	95,86	1,00	1,31
BHRG-MDM	26,91	16,50	38,11	55,56	53,24	44,25	1,09	1,68
BRHI-LM	19,77	12,56	30,82	52,75	46,49	82,83	1,00	1,42
BHRV-TC	29,22	23,46	41,32	51,71	30,21	75,72	1,02	1,24

*Parâmetro “a”: coeficiente angular da semirreta gerada pela distribuição dos dados de chuva; **R: fator de pico que relaciona a vazão instantânea máxima anual com a vazão média máxima anual de duração t .

Ao observar a tabela nota-se que os valores do parâmetro “a” do GRADEX foram maiores quando aplicado a distribuição P3 e menores quando aplicado a GEV, indo ao encontro do esperado, visto que os maiores valores estimados de escoamento após a extrapolação do método GRADEX foram obtidos quando

aplicado a P3 aos dados e menores quando aplicado a GEV. Percebe-se que existe uma relação entre o parâmetro “a” e a duração de tempo t , quanto maior/menor for essa duração, maior/menor será o volume de escoamento, logo, maior/menor será o valor do parâmetro GRADEX.

O valor do fator de pico R também varia com a escolha da duração do tempo t , quanto menor for essa duração, mais próximo da unidade ficará o fator. Da mesma maneira, quanto maior for a duração t , maior o valor de R . A razão média formada entre a vazão de pico e a descarga média encontrada nas bacias da França, conforme Guillot e Duband (1996), fica entre 1,2 a 1,6. Zuffo (1993), em seus estudos em bacias paulistas encontrou valores na faixa de 1,026 a 1,860. Já Mota (2016), ao estudar a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, localizada em Minas Gerais, obteve um fator de pico médio de 3,1. No estudo de Silva (2023), em uma bacia localizada na cidade de Pombal em Pernambuco, o fator de pico encontrado (2,92) também foi um valor alto em relação aos relatados por Guillot e Duband (1996) e Zuffo (1993). A justificativa de Mota (2016) referente ao valor de R é que o mesmo possui relação direta com a permeabilidade da bacia, ou seja, quando mais permeável é a bacia, maior é o R , consequentemente, quanto menos impermeável é a bacia, menor é o R .

4.6 Modelagem das cotas de cheias

Para fins ilustrativos, optou-se por simular as cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , devido à forte recomendação na literatura pela aplicação dos mesmos, para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as três distribuições de probabilidade. Na Tabela 14 e nas figuras apresentadas no Apêndice F podem ser observados as cotas simuladas em cada seção transversal das bacias em análise.

Analizando a Tabela 14, como já era esperado devido às análises anteriores dos resultados, as maiores cotas de cheias simuladas, para todas as bacias, em suma, foi quando considerado a distribuição de probabilidade P3, já as menores, quando considerado a GEV. A única exceção foi para a BHRG-MDM, que, ao contrário do que foi observado nas outras bacias, apresentou as menores cotas de cheias quando aplicado a P3.

Tabela 14: Simulação das cotas de cheias, em metros, oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de Gumbel, GEV e P3, para as bacias hidrográficas em análise neste estudo.

Bacias Hidrográficas	Cotas de cheias (m)								
	TR 100			TR 1.000			TR 10.000		
	Gumbel	GEV	P3	Gumbel	GEV	P3	Gumbel	GEV	P3
BHAP-PCF	5,38	5,33	6,06	5,95	5,91	6,98	6,74	6,29	7,64
BHRP-PO	6,85	6,75	7,07	7,90	7,74	8,31	8,78	8,58	9,34
BHRC-PM (SB1)	8,18	8,38	8,86	9,90	10,27	11,28	10,83	11,35	12,08
BHRC-PM (SB2)	6,56	6,25	6,89	7,59	7,08	8,19	8,85	7,77	8,84
BHRC-PM (SB3)	7,15	5,09	6,69	7,98	6,06	8,06	8,70	6,89	9,16
BHRA-FL	4,76	4,66	5,23	5,73	5,55	6,51	6,54	6,49	8,11
BHRG-MDM	6,26	6,18	5,73	7,91	7,78	7,25	9,17	8,96	8,41
BHRI-LM	4,80	4,63	5,47	6,27	5,99	7,45	6,95	6,60	8,36
BHRV-TC	5,59	4,79	6,41	7,37	5,91	8,66	8,33	6,95	10,31

Observando as figuras, nota-se claramente valores elevados da cota de cheia ao aplicar a distribuição de probabilidade P3 em relação às cotas de cheias simuladas quando aplicado as distribuições de Gumbel e GEV. Nota-se ainda que, as cotas simuladas por estas duas últimas distribuições ficaram bem próximas, não se destoando excessivamente entre si conforme observado com a cota simulada aplicando a P3.

Ainda analisando as figuras do Apêndice F, observa-se que conforme o TR vai aumentando as cotas simuladas consequentemente também vão aumentando, e com isso ocorre o extravasamento de água da seção transversal das bacias. As inundações aparecem entre os desastres naturais que mais danos causam à saúde da população e ao patrimônio, gerando um número elevado de desabrigados e taxas significativas de vítimas fatais, em decorrência do efeito direto provocado pelas mesmas. Sendo assim, estes resultados indicam que, a utilização das informações hidrológicas a partir da estimativa de probabilidades possui caráter preventivo, com base em funções de densidade de probabilidade aplicadas aos valores observados as vazões possíveis de ocorrer (SILVINO *et al*, 2007), se tornando essencial para ajudar as autoridades a tomar decisões sobre a gestão de recursos hídricos, planejamento urbano e prevenção de desastres naturais, além de ajudar a minimizar os danos que podem ocorrer devido as enchentes e melhorar a qualidade de vida

das pessoas. Ainda, segundo Silvino *et al.* (2007), as informações hidrológicas ligadas aos períodos de retorno de vazões máximas são de fundamental importância para o dimensionamento de canais, dimensionamento de proteções contra cheias, pontes, vertedores, abastecimento de água de cidades, irrigação, projetos agrícolas, navegação, geração de energia, dentre outras atividades.

5. CONCLUSÕES

Com fundamentação nos resultados obtidos é possível constatar que:

- A distribuição de probabilidade de Gumbel e a Generalizada de Valores Extremos (GEV) apresentaram, no geral, o melhor ajuste e aderência aos dados de precipitação;
- A distribuição de probabilidade Generalizada de Valores Extremos (GEV) e a Pearson Tipo III (P3) apresentaram, no geral, o melhor ajuste e aderência aos dados de vazão;
- A distribuição de probabilidade Generalizada de Valores Extremos (GEV) apresentou, no geral, o melhor ajuste e aderência aos dados de precipitação e vazão;
- As vazões máximas estimadas aplicando a distribuição de probabilidade de Gumbel apresentaram valores inferiores comparadas aos valores obtidos aplicando as distribuições de probabilidade de GEV e P3;
- As vazões máximas estimadas aplicando a distribuição de probabilidade de P3 foram, em sua maioria, as mais elevadas.
- A estimativa das vazões máximas ao considerar a duração de tempo dos dados igual ao tempo de concentração (t_c) da bacia hidrográfica, em geral, foi maior em relação às estimadas considerando a duração de tempo dos dados igual ao tempo médio da base (t_{base}) dos hidrogramas.
- A escolha do ponto de extrapolação do escoamento relacionado ao tempo de retorno (TR) também apresentou relação direta com a variação dos valores das vazões máximas (altos e baixos), visto que este está fortemente ligado às características do solo da bacia.
- O estudo do comportamento da bacia hidrográfica, bem como os das séries históricas de chuva e vazão, é extremamente importante para a aplicação de qual metodologia adotar dentro da aplicação do método GRADEX, pois estes têm grande impacto nos resultados finais.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho apresenta uma importância significativa no contexto da engenharia hidrológica e hidráulica, especialmente na vertente probabilística da prática hidrológica que se aplica o método GRADEX, metodologia ainda pouco estudada no Brasil, todavia com grande aplicabilidade no exterior, principalmente na Europa, região onde foi desenvolvida.

Perante a carência de registros de chuva e vazão simultâneos em discretização temporal, têm-se estimulado cada vez mais o desenvolvimento de técnicas de estimativa de vazões máximas a partir de eventos de chuva intensa. Por não se dispor de registros de vazão em quantidade e qualidade suficientes para a análise hidrológica detalhada, torna-se necessário o uso de métodos indiretos que, a partir de dados de precipitação, geram os volumes de escoamento direto, tal como sugere o método GRADEX.

Algumas limitações no método GRADEX são observadas. Uma delas é a fixação do ponto de extrapolação dos escoamentos, o que gera questionamentos. A outra é o impasse da duração dos eventos de chuva e vazão selecionados. Frente a essa situação, neste estudo, a opção foi realizar uma análise de sensibilidade em relação a essas variáveis, testando pontos diferentes de extrapolação, conforme as recomendações sobre a permeabilidade das bacias analisadas, e considerando a duração dos eventos igual a t_c e t_{base} , duas metodologias bem questionadas ao longo da literatura do método.

Outra questão levantada é a escolha da distribuição de probabilidade a ser aplicada aos dados de escoamentos oriundos dos eventos de vazões selecionados. Originalmente, é fortemente indicado na metodologia a aplicação da distribuição de Gumbel. Essa indicação é baseada nos estudos realizados em bacias hidrográficas européias e estadunidenses. Além disso, é importante ressaltar que a metodologia do GRADEX remonta à algumas décadas atrás. Atualmente a literatura avançou bastante neste tema. Nos últimos anos, estudos sobre as distribuições de multiparâmetros foram surgindo mostrando a potencialidade das mesmas. Diante disso, este trabalho buscou seguir esta vertente de contribuição para o caso do GRADEX, avaliando diferentes distribuições de probabilidade pretendendo verificar o desempenho das mesmas em relação às estimativas das vazões máximas das bacias em análise.

Os resultados obtidos mostram que as estimativas das vazões máximas estão fortemente ligadas à escolha de quais metodologias utilizar ao longo da aplicação do método GRADEX. Além disso, ao longo de todo o estudo, fica claro a complexidade envolvida no entendimento do fenômeno de resposta de uma determinada bacia hidrográfica a eventos de precipitação. A representação desse fenômeno por meio do desenvolvimento e aplicação de modelos matemáticos requer o tratamento de dados de eventos que tenham sido monitorados para que sejam permitidas extrapolações para frequências superiores àquelas já registradas no histórico de monitoramento.

Acredita-se que as estratégias de avaliações adotadas abrangem a faixa de resultados plausíveis, permitindo maior embasamento físico e teórico à escolha do ponto de extrapolação e, conseqüentemente, ao cálculo das vazões máxima. Os resultados apontam que a escolha da duração do tempo dos dados deve ser criteriosamente avaliada. Ademais, a escolha da distribuição de probabilidade que melhor se ajuste aos dados tem total influência na estimativa das vazões, podendo influir em resultados super e subestimados, que por sua vez, afeta diretamente em projetos hidrológicos e hidráulicos, que demandam de vazões de projeto e/ou hidrogramas de projetos.

Referências

- ABREU, M. C.; CECÍLIO, R. A.; PRUSKI, F. F.; SANTOS, G. R. D.; ALMEIDA, L. T. D.; ZANETTI, S. S. Critérios para escolha de distribuições de probabilidades em estudos de eventos extremos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, p. 601-613, 2018.
- ALEXANDRE, A. M. B.; SOUZA FILHO, F. A.; CAMPOS, J. N. B. Incorporação do Impacto da Rede de Reservatórios Superficiais Artificiais de Caráter Intranual na Modelagem Hidrológica Chuva-Vazão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 2, p. 67-82, 2013.
- AI HASSOUN; SALEH, A. Developing an empirical formulae to estimate rainfall intensity in Riyadh region. **Journal of King Saud University**, v.23, p.81-88, 2011.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration- Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. **Fao, Rome**, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.
- ALM - AGÊNCIA DA LAGOA MIRIM. 2018. Disponível em: <<https://wp.ufpel.edu.br/alm/banco-de-dados-da-bacia-da-lagoa-mirim/>>. Acesso em: 26 de setembro de 2021.
- ALMEIDA, L.; SERRA, J. C. V. Modelos hidrológicos, tipos e aplicações mais utilizadas. **Revista da FAE**, v. 20, n. 1, p. 129-137, 2017.
- ALMEIDA, L. T. de; SILVA, F. B.; CECÍLIO, R. A.; ABREU, M. C.; FRAGA, M. de S.; Análise do comportamento da vazão e precipitação na influência de enchentes na bacia hidrográfica a montante da cidade de Itajubá. **Revista Augustus**, v. 24, n. 49, p. 124-145, 2019.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2014.
- ALVES, A. V. P.; DA SILVA SANTOS, G. B.; DE MENEZES FILHO, F. C. M.; SANCHES, L. Análise dos métodos de estimação para os parâmetros das distribuições de Gumbel e GEV em eventos de precipitações máximas na cidade de Cuiabá-MT. **REEC-Revista Eletrônica de Engenharia Civil**, v. 6, n. 1, 2013.
- AMARAL, R.; RIBEIRO, R. R. Inundação e Enchentes. In: TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres Naturais: conhecer para prevenir**. 2 ed. São Paulo: Instituto Geológico, 2012. cap. 3. p. 39-52.
- ANDERSON, T. W.; DARLING, D. A. A test of goodness of fit. **Journal of the American Statistical Association**, v. 49, n. 268, p. 756- 769, 1954.

ARAÚJO, L. E. D.; SOUSA, F. D. A. S. D.; RIBEIRO, M. A. D. F. M.; SANTOS, A. S. D.; MEDEIROS, P. D. C. Análise estatística de chuvas intensas na bacia hidrográfica do rio Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, p. 162-169, 2008.

ARMAS, A.; BEILICCI, R.; BEILICCI, E. Numerical Limitations of 1D Hydraulic Models Using MIKE11 or HEC-RAS software—Case study of Baraolt River, Romania. In: **IOP Conference Series: Materials Science and Engineering**, p. 072010. 2017.

AYDOĞAN, D.; KANKAL, MURAT; ÖNSOY, H. Regional flood frequency analysis for Çoruh Basin of Turkey with L-moments approach. **Journal of Flood Risk Management**, v. 9, n. 1, p. 69-86, 2016.

AZAMBUJA, J. **Hidrovia da Lagoa Mirim: Um marco de desenvolvimento nos caminhos do Mercosul**. Dissertação (Mestrado Profissionalizante em Engenharia). Universidade Federal do Rio Grande. Rio Grande, 182p. 2005.

BACK, A. J.; BACK, L. Characterization and frequency analysis of long-term maximum rainfall from São Martinho, Santa Catarina, Brazil. **Revista Engenharia na Agricultura-REVENG**, v. 30, p. 142-155, 2022.

BACK, A. J.; BONFANTE, F. M. Evaluation of generalized extreme value and Gumbel distributions for estimating maximum daily rainfall. **Brazilian Journal of Environmental Sciences (Online)**, v. 56, n. 4, p. 654-664, 2021.

BACK, A. J. Relações entre precipitações intensas de diferentes durações ocorridas no município de Urussanga, SC. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 2, p. 170-175, 2009.

BACK, A. J. Seleção de distribuição de probabilidade para chuvas diárias extremas do estado de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n. 2, p. 211-222, 2001.

BALES, J. D.; WAGNER, C. R.; TIGHE, K. C.; TERZIOTTI, S. **LiDAR-derived flood-inundation maps for real-time flood-mapping applications, Tar River Basin, North Carolina**. Geological Survey (US), 2007.

BAPTISTA, M. B.; COELHO M. M. L. P. **Fundamentos de Engenharia Hidráulica**. 3.ed. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2010. 473 p.

BAPTISTA, M.B.; LARA, M. **Fundamentos de Engenharia Hidráulica**. Escola de Engenharia da UFMG, Belo Horizonte, 2002.

BARBOZA, E. N.; CAIANA, C. R. A.; NETO, F. D. C. B.; ALVES FILHO, L. S.; MARACAJÁ, P. B. Análise do comportamento das chuvas históricas no município de Crato, Ceará, Brasil. **Acta de Estudos Interdisciplinares**, v. 2, n. 1, 2020.

BARBOSA, S. E. da S. **Análise dos dados hidrológicos e regionalização de vazões da Bacia do rio do Carmo, Ouro Preto-MG**. Dissertação (Mestrado) – Programa de pós-graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto: UFOP, 2004.

BARROS, V. R.; DOYLE, M. E.; CAMILLONI, I. A. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, n. 1, p. 19-33, 2008.

BEIJO, L. A.; FERREIRA, T. R.; AVELAR, F. G. Avaliação de distribuições de probabilidades no estudo de precipitação pluvial máxima de três cidades de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 29, p. 524-544, 2021.

BERLATO, M. A.; CORDEIRO, A. P. A. Sinais de mudanças climáticas globais e regionais, projeções para o século XXI e as tendências observadas no Rio Grande do Sul: uma revisão. **Agrometeoros**, v. 25, n. 2, p. 273-302, 2017.

BESKOW, S.; CALDEIRA, T. L.; MELLO, C. R.; FARIA, L. C.; GUEDES, H. A. S. Multiparameter probability distributions for heavy rainfall modeling in extreme southern Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 123-133, 2015.

BESKOW, S.; CORRÊA, L. L.; MAHL, M.; SIMÕES, M. C.; CALDEIRA, T. L.; NUNES, G. S.; LUCAS, E. H.; FARIA, L. C.; MELLO, C. R. Desenvolvimento de um sistema computacional de aquisição e análise de dados hidrológicos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 20., 2013, Bento Gonçalves, RS. **Anais...** Porto Alegre: ABRH, 2013. CD-ROM.

BESKOW, S. **LASH Model: A Hydrological Simulation Tool in GIS Framework**. 2009. 118p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009.

BESKOW, S.; NORTON, L. D.; MELLO, C. R. Hydrological prediction in a tropical watershed dominated by oxisols using a distributed hydrological model. **Water Resources Management**, v. 27, n. 2, p. 341-363, 2013.

BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D. Development, sensitivity and uncertainty analysis of LASH model. **Scientia Agricola**, v. 68, n.3, p. 265-274, 2011.

BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D.; SILVA, A. M da. Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. **Catena**, v. 86, n. 3, p. 160-171, 2011.

BESKOW, S.; NUNES, G. S.; MELLO, C. R.; CALDEIRA, T. L.; NORTON, L. D.; STEINMETZ, A. A.; VARGAS, M. M.; ÁVILA, L. F. Geomorphology-based unit hydrograph models for flood risk management: case study in Brazilian watersheds with contrasting physiographic characteristics. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, n. 2, p. 1873-1890, 2018.

BLAIN, G. C. Standardized precipitation index based on Pearson type III distribution. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 167-180, 2011.

BOUMESSENEGHE, A.; DRIDI, H. Predetermination of food fows by different methods: Case of the catchment area of the Biskra Oued (North-East Algeria). **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 8, n. 1, p. 1321–1333, 2021.

BRASIL. **Ministério das Minas e Energia**. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL: Folhas SH. 21/22. Uruguaiana/Porto Alegre: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. 1981.

BRUNDA, G. S.; NYAMATHI, S. J. Derivation and Analysis of Dimensionless Hydrograph and S Curve for Cumulative Watershed Area. **Aquatic Procedia**, v. 4, p. 964-971, 2015.

BRUNNER, G. W. **HEC-RAS River Analysis System: User's Manual, version 5.0**. Army Corps of Engineers. 2016.

BUTLER, D.; DIGMAN, C. J.; MAKROPOULOS, C.; DAVIES, J. W. **Urban Drainage**. 4^o ed. Taylor & Francis Group, LLC, 2018.

CALDEIRA, T.L. **Aprimoramento computacional do modelo Lavras Simulation of Hydrology (LASH): aplicação em duas bacias do Rio Grande do Sul**. 2016. 213p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2016.

CALDEIRA, T. L. **Modelagem do impacto das mudanças climáticas sobre a hidrologia de sub-bacias da bacia hidrográfica transfronteiriça Mirim-São Gonçalo**. 2019. 240f. Tese (Doutorado em Ciências) – Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2019.

CALDEIRA, T. L.; MELLO, C. R.; BESKOW, S.; TIMM, L. C.; VIOLA, M. R. LASH hydrological model: an analysis focused on spatial discretization. **Catena**, v. 173, p. 183-193, 2019.

CAMPOS, C.R.J.; EICHHOLZ, C.W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 2, p. 331-345, 2011.

CARVALHO, L. M. V; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 2004.

CASSALHO, F.; BESKOW, S.; DE MELLO; C. R.; MOURA, M. M. de. Regional flood frequency analysis using L-moments for geographically defined regions: An assessment in Brazil. **Journal of Flood Risk Management**, v. 12, n. 2, p. e12453, 2019.

CASSALHO, F.; BESKOW, S.; VARGAS, M. M.; MOURA, M. M.; ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R. Hydrological regionalization of maximum stream flows using an approach based on L-moments. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 22, 2017.

CASTELLARIN, A. Probabilistic envelope curves for design flood estimation at ungauged sites. **Water Resources Research**, v. 43, n. 4, p. 1-12, 2007. PMid:20300476.

CATALUNHA, M. J.; SEDIYAMA, G. C.; LEAL, B. G.; SOARES, C. P. B.; RIBEIRO, A. Avaliação de cinco funções densidade de probabilidade a séries de precipitação pluvial no Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 10, n. 1, p. 153-162, 2002.

CERA, J.C.; FERRAZ, S.E.T. Variações climáticas na precipitação no sul do Brasil no clima presente e futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 1, p. 81-88, 2015.

CETESB - COMPANHIA AMBIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Drenagem urbana: Manual de projeto**. 3. ed. São Paulo: CETESC/ASCETESB, 1986.

CFGB - COMITÉ FRANÇAIS DES GRANDS BARRAGES. Les crues de projet des barrages: méthode du GRADEX. Design Flood Determination by the GRADEX Method. Bulletin du Comité Français des Grands Barrages N°2. In: CONGRÈS CIGB-ICOLD, 18. Durban, 1994. **Anais...** Durban, 1994.

CHOW, V.T. **Handbook of Applied Hydrology**. McGraw-Hill Book Company, New York, 1964.

CHOW, V. T. **Open-channel hydraulics**. New York: McGraw-Hill, 1959.

CLARK, C. O. **Storage and the Unit Hydrograph**. Transactions American Society Civil, Engineers 110, pp. 1419-1488, 1945.

COELHO FILHO, J. A. P.; DURÃES, M. F.; ARAÚJO, M. D. L. M.; BOAS, C. D. L. V. Simulação das cotas de extravasamento pelo uso da modelagem hidrológica e hidráulica em um trecho do rio Meia Ponte – GO. **Revista Scientia Agraria**, v. 16, n. 3, p. 76-90, 2015.

COELHO FILHO, J. A. P. **Metodologia de curvas envoltórias probabilísticas para a estimação de cheias de projeto em bacias hidrográficas não monitoradas no estado de Minas Gerais**. 2010. 242p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) - Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.

COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. 2001. 270p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

CORDEIRO, J. L. P.; HASENACK, H.; WEBER, E. J. **Mosaico de imagens de satélite Landsat do Estado do Rio Grande do Sul – ano base 2002**. Porto Alegre: UFRGS IB Centro de Ecologia, 2015. 1. ed. ISBN 978-85-63843-17-3. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/labgeo>> Acesso em: 03 de dezembro de 2022.

COSTA, K. T.; FERNANDES, W. S. Avaliação do tipo de distribuição de probabilidades das vazões máximas diárias anuais no Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 2, p. 442-451, 2015.

COSTA, M. de S.; BEIJO, L. A.; AVELAR, F. G. Comparação de distribuições de probabilidades na previsão de vazões máximas do reservatório de Furnas. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v. 13, n. 1, p. 3190-3202, 2019.

CRISS, R.E.; WINSTON, W.E. Discharge predictions of a rainfall-drive theoretical hydrograph compared to common models and observed data. **Water Resources Research**, v. 44, W10407, 2008.

CTGREF - CENTRE TECHNIQUE DU GÉNIE RURAL DES EAUX ET DES FORÊTS. **L'Application de la methode du GRADEX a l'estimation des crues de faible frequence**. Ministere de l'agriculture, Division hydrologie. Paris, 1972.

CUNHA, N. G.; SILVEIRA, R. J. C.; SEVERO, C. R. S. **Estudo dos solos das regiões do planalto sul-rio-grandense e planícies costeiras**. Pelotas: EMBRAPA/CPACT, 2006.

CUNHA, S.; SILVA, F.; MOTA, T.; PINHEIRO, M. Avaliação da acurácia dos métodos do SCS para cálculo de precipitação efetiva e hidrogramas de cheia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 837-848, 2015.

CUNHA, Z. A.; BESKOW, S.; MOURA, M. M.; BESKOW, T. L. C.; MELLO, C. R. Adequacy of methodologies for determining SCS / CN in a watershed with characteristics of the Pampa biome. **Revista Ambiente e Agua**, v. 16, p. 1, 2021.
D'AGOSTINHO, R. B.; STEPHENS, M. A. **Goodness-of-fit-techniques**. Marcel Dekker, New York. Durbin, J, 1973.

DE ALCÂNTARA, L. R. P.; MARTINS, L. A.; DE AGUIAR, C. I. R.; DE OLIVEIRA, B. V. H.; DOS SANTOS NETO, S. M.; COUTINHO, A. P.; ANTONINO, A. C. D. Avaliação de modelos probabilísticos para chuvas intensas nas mesorregiões do estado de Pernambuco. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, p. 090-103, 2019.

DE SOUZA, F. A. O; SILVA, C. L. D.; MAGGIOTTO, S. R.; OLIVEIRA JÚNIOR, M. P. D. Caracterização das vazões em uma pequena bacia hidrográfica do Distrito Federal, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, p. 10-17, 2012.

DOOGE, J. **Linear theory of hydrologic systems**. Agricultural Research Service, US Department of Agriculture, 1973.

DOYLE, M. E.; BARROS, V. B. Precipitation Trends in Southeastern South America: Relationship with ENSO Phases. In: **Proceedings of 8 ICSHMO**, Foz do Iguaçu, Brazil, INPE, p. 1513-1517, 2006.

DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. **Water Resour**, Res. 28, 1015–1031, 1992.

ESRI. **ArcGIS DESKTOP 10.1**. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute, Inc. (Esri), 2014. CD-ROM.

FEPAM - FUNDAÇÃO ESTADUAL DE PROTEÇÃO AMBIENTAL HENRIQUE ROESSLER. **Monitoramento da Qualidade da Água da Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas**. Site oficial da FEPAM. 2016. Disponível em: <<http://www.fepam.rs.gov.br/qualidade/litoranea.asp>>. Acesso em: 6 de setembro de 2021.

FERGUSON, C. R.; VILLARINI, G. Detecting inhomogeneities in the Twentieth Century Reanalysis over the central United States. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D5, 2012.

FERNANDES, C. V. S. **Avaliação da robustez de algumas distribuições de extremos aplicadas a séries de observações fluviométricas e pluviométricas**. 1990. 311f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica) – Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 1990.

FERNANDES, W. **Metodologia unificada para análise de frequência de vazões máximas anuais a partir da agregação de informação hidrometeorológica regionalizada**. 2005. 145 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.

FILLIBEN, J. J. The probability Plot Correlation Coefficient Test for Normality. **Technometrics**, v.17, n.1, p. 111-117, 1975.

FRANCO, C. S.; MARQUES, R.F.P.V.; OLIVEIRA, A.S.; OLIVEIRA, L.F.C. Distribuição de probabilidades para precipitação máxima diária na bacia hidrográfica do rio Verde, Minas Gerais. **Revista brasileira de engenharia agrícola ambiental**, v. 18, n. 7, p. 735.

GHUMMAN, A. R.; AHMAD, M. M.; HASHMI, H. N.; KAMAL, M. A. Development of geomorphologic instantaneous unit hydrograph for a large watershed. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 184, n. 4, p. 3153-3163, 2011.

GHUMMAN, A. R.; KHAN, Q. U.; HASHMI, H. N.; AHMAD, M. M. Comparison of Clark, Nash Geographical Instantaneous Unit Hydrograph Models for Semi Arid Regions. **Water Resources and the Regime of Water Bodies**, v. 41, n. 4, p. 364–371, 2014.

GRIMM, A. M.; VERA, C.; MECHOSO, R. **The South American Monsoon System**. In: The Global Monsoon System: Research and Forecast. CHANG, C.-P.; WANG, B.; LAU, N. C.-G. (eds) WMO/TD 1266 – TMRP: p. 542, 2005. Disponível em: <https://library.wmo.int/index.php?lvl=author_see&id=8379#.Y4t45XbMLIU> Acesso em 03 de dezembro de 2022.

GREENWOOD, J.A.; LANDWEHR, J. M.; MATALAS, N. C. e WALLIS, J. R. Probability weighted moments: definition and relation to parameters expressible in inverse form. **Water Resources Research**, v.15, n.5, p.1049-1054, 1979.

GREHYS. Presentation and review of some methods for regional flood frequency analysis. **Journal of Hydrology**, v.186, p. 63 - 84, 1996.

GUEDES, H. A. S.; PRIEBE, P. dos S.; MANKE, E. B. Tendências em séries temporais de precipitação no Norte do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 34, p. 283-291, 2019.

GUILLOT, P. Application of the method GRADEX. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM IN HYDROLOGY, 2. Fort Collins, 1972. **Anais...** Fort Collins, 1972.

GUILLOT, P. Détermination des crues de projet. In: CONGRÈS DES GRANDS BARRAGES, 11. Madrid, 1973. **Anais...** Madrid, 1973.

GUILLOT, P.; DUBAND, D. La méthode du gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. In: LENINGRAD SYMPOSIUM: FLOODS AND THEIR COMPUTATION, 1967, Gentbrugge. **Anais...** Gentbrugge: IAHS Publ., p. 560-569, 1967.

GALVÍNCIO, J. D.; SOUSA, F. A. S.; MOURA, M. S. B. Uso de Métodos Empíricos para Estimar Vazão de Pico no Rio Paraíba em Caraúbas. **Revista de Geografia**, Recife - PE, v. 22, n. 01, p. 80-92, 2005.

GUILLOT, P.; DUBAND, D. La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues a partir des pluies. **Société hydrotechnique de France Xmes Journées de hydraulique**, p.7. Paris, 1968.

GUSE, B.; HOFHERR, T. H.; MERZ, B. Introducing empirical and probabilistic regional envelope curves into a mixed bounded distribution function. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 14, n. 12, p. 2465-2478, 2010.

HANN, C. T. **Statistical Methods in Hydrology**. Ames: The Iowa State University Press, 2ª Ed., p. 377, 2002.

HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. P; WEBER, E. J. (Org.). **Uso e cobertura vegetal do Estado do Rio Grande do Sul – situação em 2002**. Porto Alegre: UFRGS IB Centro de Ecologia, 2015. 1a ed. ISBN 978-85-63843-15-9. Disponível em: < <http://www.ecologia.ufrgs.br/labgeo>.> Acesso em 03 de dezembro de 2022.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T.; ABREU DE SOUSA, J. R.; ALVES, L.M., AMBRIZZI, T.; BAEZ, J.; BARBOSA DE BRITO, J. I., BARROS, V. R.; BERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GRIMM, A. M.; DOS SANTOS, R. J.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M.B.; MEIRA, P. R.; MIRANDA, G. C.; MOLION, L.; MUNCUNIL, D. F.; NECHET, D.; ONTANEDA, G.; QUINTANA, J.; RAMIREZ, E.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; VARILLAS, I. T.; VILLANUEVA, J. G.; VINCENT, L.; YUMICO, M. Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, Boston, v. 19, n. 8, p. 1490- 1512, 2006.

HEO J. H; SHIN H.; NAM W. O. M. J; JEONG C. Approximation of modified Anderson-darling test statistics for extreme value distributions with unknown shape parameter. **Journal of hydrology**, v. 499, p. 41-49, 2013.

HIRSCH, R. M.; ALEXANDER, R. B.; SMITH, A. B. Selection of Methods for the Detection and Estimation of Trends in Water Quality, **Water Resources Research**, v 27, n 5, p.107- 121, 1991.

HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R. **Regional frequency analysis: An approach based on L-moments**. Cambridge, England: Cambridge University Press. 1997.

HUMANN, M.; SCHULER, G.; MULLER, C.; SCHNEIDER, R.; JOHST, M.; CASPARI, T. Identification of runoff processes – the impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. **Journal of Hydrology**, v. 409, p. 637-649, 2011.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa de Clima do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 2003.

INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Banco de Imagens da DGI/INPE, 2018**. Disponível em: <<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>> Acesso em: 27 de setembro de 2020.

ISENSEE, L. J.; PINHEIRO, A.; DETZEL, D. H. M. Vazão de projeto de barragens sob condições não estacionárias. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 14, n. 5, p. 2975-2987, 2021.

KENDALL, M. A.; STUART, A. **The advanced theory of statistics**. 2nd ed. Londres: Charles Griffin, 1967.

KNEBL, M. R.; YANG, Z. L.; HUTCHISON, K.; MAIDMENT, D. R. Regional scale flood modeling using NEXRAD rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event. **Journal of Environmental Management**, v. 75, n. 4, p. 325-336, 2005.

JARDIM, G. F.; CARVALHO, L.; LIMA, J. E. D.; SANTOS, P.; SCHWERZ, F. Evaluation of rainfall patterns in Lavras, Minas Gerais, before and after the formation of the Funil Lake. **Agrometeoros**, v. 28, p. e026697, 2020.

KHATSURIA, R. M. **Hydraulics of Spillways and Energy Dissipators**. Nova York. CRC Press, 2004.

KING, K.; ARNOLD, J.G.; WILLIAMS, J.R.; SRINIVASAN R. **Soil and Water Assessment Tool – SWAT**. Texas: USDA, Agricultural Research Service, 1996.

KIRPICH, Z. P. Time of concentration of small agricultural watersheds. **Journal of Civil Engineering**, v. 10, n. 6, p. 362,1940.

KLUMB, G. B.; VEBER, P. M.; BERGMANN, H. M.; MANKE, E. B.; CÁSSIA, R. I. T. A., de; DAMÉ, F.; TEIXEIRA-GANDRA, C. F. A. Ajuste da distribuição Log-Pearson III às vazões máximas diárias anuais da bacia hidrográfica da Lagoa Mirim/RS. In: Congresso de Iniciação Científica – CIC, 2017, UFPEL. **Anais...** Pelotas: SIEPE, 2017.

KODAMA, Y.M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v.70, p.813-35, 1992.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3, p.217-231, 1988.

KUMAR, R.; CHATTERJEE, C.; KUMAR, S.; LOHANI, A. K.; SINGH, R. D. Development of regional flood frequency relationships using L-moments for Middle Ganga Plains Subzone 1 (f) of India. **Water Resources Management**, v. 17, n. 4, p. 243-257, 2003.

KUMAR, R.; CHATTERJEE, C. Regional flood frequency analysis using L-moments. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 10, n. February, p. 1-7, 2005.

LAM, D.; THOMPSON, C.; CROKE, J. Improving at-site flood frequency analysis with additional spatial information: a probabilistic regional envelope curve approach. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 31, n. 8, p. 2011-2031, 2017.

LIU, D. D.; CHEN, X. H.; LIAN Y. Q.; LOU, Z. H. Impacts of climate change and human activities on surface runoff in the Dongjiang River basin of China. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 24, n. 11, p. 1487-1495, 2010.

LIU, L.; XU, Z. X.; HUANG, J. X. Spatio-temporal variation and abrupt changes for major climate variables in the Taihu Basin, China. **Stochastic environmental research and risk assessment**, v. 26, n. 6, p. 777-791, 2012.

LONDE, L. R.; COUTINHO, M. P.; GREGÓRIO, L. T. D.; SABTOS, L. B. L.; SORIANO, E. Desastres relacionados à água no Brasil: perspectivas e recomendações. **Ambiente & Sociedade**, São Paulo, v. 17, p. 133-152, 2014.

LOPES, T. R.; do PRADO, G.; ZOLIN, C. A.; PAULINO, J.; ANTONIEL, L. S. Regionalização de vazões máximas e mínimas para a bacia do rio Ivaí-PR. **Irriga**, v. 21, n. 1, p. 188, 2016.

LYRA, G. B.; GARCIA, B. I. L.; PIEDADE, S. D. S.; SEDIYAMA, G. C.; SENTELHAS, P. C. Regiões homogêneas e funções de distribuição de probabilidade da precipitação pluvial no Estado de Táchira, Venezuela. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 41, n. 2, p. 205-215, 2006.

MAMÉDIO, F. M. P.; CASTRO, N. M. dos R.; CORSEIUL, C. Wr. Tempo de concentração para bacias rurais monitoradas na região do planalto basáltico no sul do Brasil. **Revista de gestión del agua de America Latina – REGA**, vol. 15, p. 17, 2018.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374-1387, 1980.

MAIDMENT, D. R. **Handbook of Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993.

MANN, H. B. Non-parametric tests against trend. **Econometrica**, v. 13, n. 3, p. 245-259, 1945.

MARENGO, J. A.; CAMARGO, C. C. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-202. **International Journal of Climatology**, v. 28, p. 893-904, 2008.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARTINS, J. A. **Escoamento superficial**. In: PINTO, N. L. S. et al. Hidrologia Básica. São Paulo: Edgard Blucher, 1976.

McCUEN, R. H.; WONG, S. L.; RAWLS, W.J. Estimating urban time of concentration. **Journal of Hydraulic Engineering**, vol. 110, n.7, ASCE, pp 887-904, 1984.

MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; BESKOW, S. Vazões máximas e mínimas para bacias hidrográficas da região Alto Rio Grande, MG. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 34, p. 494-502, 2010.

MELLO, C. R.; SILVA, A. M. D. **Hidrologia: princípios e aplicações em sistemas agrícolas**. 1ª. ed. Lavras: UFLA, 2013.

MERZ, B.; KREIBICH, H.; SCHWARZE, R.; THIEKEN, A. Review article "assessment of economic flood damage". **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 10, n. 8, p. 1697-1724, 2010.

MIKHAILOVA, M. V; MIKHAILOV, V. N.; MOROZOV, V. N. Extreme Hydrological Events in the Danube River Basin over the Last Decades. **Water Resources and the Regime of Water Bodies**, 39(2), pp. 161–179, 2012.

MISHRA, S. K.; SINGH, V. P.; SANSALONE, J. J.; ARAVAMUTHAN, V. A modified SCA-CN method: Characterization and testing. **Water Resources Management**, v. 17, n. 1, p. 37-68, 2003.

MONTES, R. M.; LEITE, J. F. **A drenagem urbana de águas pluviais e seus impactos cenário atual da Bacia do Córrego Vaca –Brava Goiânia-GO**. 2009. 29p. Trabalho de conclusão de curso (TCC). Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Católica de Goiás. Departamento de Engenharia, Goiânia, 2009.

MOTA, T.; NAGHETTINI, M.; FERNANDES, W.; SILVA, F. Combination of the SCS-CN and the GRADEX models to maximum flow estimation. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 23, 2018.

MOSQUERA, R. O. O.; LANCHEROS, J.; HURTADO, J. Aplicación del método Gradex. **Ingeniería e Investigación**, n. 46, p. 28-34, 2000.

MOURA, M. M.; BESKOW, S.; TERRA, F. S.; MELLO, C. R.; CUNHA, Z. A.; CASSALHO, F. Evaluation of geomorphological approaches combined with digital elevation models for the Nash's instantaneous unit hydrograph. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 107, 2021.

MULUNGO, H. E. **Estudo de inundação da bacia do campus da UFSC, Florianópolis-SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental). Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, p. 40, 2012.

NAGHETTINI, M. **Fundamental of statistical hydrology**. Switzerland: **Springer International**, 660 p., 2017.

NAGHETTINI, M. **Methodology for estimating the upper tail of flood-peak frequency distribution using hydrometeorological information**, PHD thesis, Colorado University, Colorado 1994.

NAGHETTINI, M.; PINTO, E. J. A. **Hidrologia estatística**. CPRM, Belo Horizonte, 2007.

NAGHETTINI, M.; POTTER, K. W.; ILLANGASEKARE, T. Estimating the upper tail of flood-peak frequency distributions using hydrometeorological information. **Water Resources Research**, v. 32, n. 6, p. 1729-1740, 1996.

NASH, J. E. The form of the Instantaneous Unit Hydrograph. In: Assembleia Generale de Toronto, 3, 1957, Toronto. **Anais...** Toronto: IAHS, p.114-121, 1957.

NATIVIDADE, U. A.; GARCIA, S. R.; TORRES, R. R. Tendência dos índices de extremos climáticos observados e projetados no estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 600-614, 2017.

NOTO, L. V.; LA LOGGIA, G. Use of L-moments approach for regional flood frequency analysis in Sicily, Italy. **Water resources management**, v. 23, n. 11, p. 2207-2229, 2009.

OGASSAWARA, J. F.; BESKOW, S.; DAI PRÁ, M.; DE MOURA, M. M.; VARGAS, M. M.; MERWADE, V. M.; DE MELLO, C. R. Applicability of geomorphological approaches combined with the modified Clark's model for flood hydrograph estimation. **CATENA**, v. 213, p. 106200, 2022.

OLIVEIRA, H. Processos Hidrológicos e Hidrodinâmicos da Lagoa Mirim. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 1, p. 34-45, 2014.

ONU - Organizaçãodas Nações Unidas. **World Population Prospects 2022: Summary of Results**. New York: United Nations, 2022.

PEDRON, I. T.; KLOSOWSKI, E. S. Distribuição de frequência de chuvas diárias no Estado do Paraná. **Scientia Agraria Paranaensis**, v. 7, n. 1-2, p. 55-63, 2008.

PETTITT, A. N. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. **Applied Statistics**, v. 28, n. 2, p. 126-135, 1979.

PINTO, F. A. **Chuvas intensas no Estado de Minas Gerais: análise e modelos**. Viçosa, MG: UFV, 1995, 87 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Curso de Pós-graduação em Engenharia Agrícola, Universidade federal de Viçosa, 1995.

PINTO, N. S.; HOLTZ, A.C.T.; MARTINS, J. A.; GOMIDE, F. L.S., 1976, **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgar Blücher, 278p.

PFAFSTETTER, O. **Deflúvio Superficial**. DNOS, Serviço de Divulgação, Rio de Janeiro, 1976.

PORTO, M. F. A.; PORTO, R.L. L. Gestão de bacias hidrográficas. **Estudos avançados**, v. 22, p. 43-60, 2008.

PRUSKI, F. F.; BRANDÃO, V. dos S.; SILVA, D. D. da. **Escoamento superficial**. 1.ed. Viçosa: UFV, 2003.

QUADROS, L. E. de; QUEIROZ, M. M. F. de; VILAS BOAS, M. A. Distribuição de frequência e temporal de chuvas intensas. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 33, p. 401-410, 2011.

RAHMAN, A.; ZAMAN, M. A.; HADDAD, K.; ADLOUNI, S. E.; ZHANG, C. Applicability of Wakeby distribution in flood frequency analysis: a case study for eastern Australia. **Hydrological processes**, v. 29, n. 4, p. 602-614, 2015.

RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; SANTO, C. M. E; GAN, M. A. An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979-2011. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 1, p. 291-302, 2015.

RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press, New York and London, p. 296, 1971.

RAWLS, W. J. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, D. R. **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, p. 1-51, 1993.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p.185-204, jun. 2010.

REBOITA, M. S.; RODRIGUES, M.; SILVA, L. F.; ALVES, M. A. Aspectos climáticos do estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, 2015.

REZAIE, A. M.; SUMAYA; ALAM, S.; AHMED, I.; AHMED, H; KADIR, MD. N; SIDDIQUE, M. K. B; JISAN, M. A.; RAHMAN, M. computation of discharge and flow volume for different flooding scenario in the lower Meghna Estuary. In: **II International Conference on Civil Engineering for Sustainable Development (ICCESD)**, Bangladesh, 2014.

RIBEIRO, C. B. M.; LIMA, R. N. S. Modelagem Hidrológica e Hidráulica para Simulação de Inundações em uma Bacia Hidrográfica na Área Urbana do Município de Juiz de Fora/MG. In: **XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Maceió: ABRH, 2011.

RICHARDS, J. A.; JIA, X. **Remote sensing digital image analysis: an introduction**. New York: Springer Verlag, p. 494, 2006.

RODRIGUES, G. S.; PUTTI, F. F.; SILVA, A. C. da; OLIVEIRA, A. S. de; FILHO, L. R. A. G. Climatological hydric balance and the trends analysis climatic in the region of Machado in Minas Gerais State, Brazil. **American Journal of Climate Change**, v. 7, n. 4, p.558-574, 2018.

ROSSATO, M. S. **Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**. 240 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2011.

ROUGÉ, C.; GE, Y.; CAI, X. Detecting gradual and abrupt changes in hydrological records. **Advances in Water Resources**, v. 53, p. 33-44, 2013.

RYU, J.; JANG, W. S.; KIM, J.; CHOI, J. D.; ENGEL, B. A.; YANG, J. E.; LIM, K. J. Development of a Watershed-Scale Long-Term Hydrologic Impact Assessment Model with the Asymptotic Curve Number Regression Equation. **Water**, v. 8, n. 4, p. 153, 2016.

RUSTICUCCI, M.; BARRUCAND, M. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. **Journal of Climate**, v. 17, n. 20, p. 4099-4107, 2004.

SALVIANO, M. F.; GROppo, J. D.; PELLEGRINO, G. Q. Análise de Tendências em Dados de Precipitação e Temperatura no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, 64-73, 2016.

SAMPAIO, S. C.; QUEIROZ, M. D.; FRIGO, E. P.; LONGO, A. J.; SUSZEK, M. Estimativa e distribuição de precipitações decendiais para o Estado do Paraná. **Irriga**, v. 12, n. 1, p. 38-53, 2007.

SANEP - SERVIÇO AUTÔNOMO DE SANEAMENTO DE PELOTAS. 2015. Disponível em: <<https://portal.sanep.com.br/>>. Acesso em: 6 de setembro de 2021.

SANSIGOLO, C. A.; KAYANO, M. T. Trends of seasonal maximum and minimum temperatures and precipitation in Southern Brazil for the 1913-2006 period. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1-2, p. 209-216, 2010.

SANSIGOLO, C. A.; PALERMO, M. A.; GOMES, A. M. Predeterminação de vazões extremas pelo método do GRADEX. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 3., 1984, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, v. 2, p. 329-336, 1984.

SANTOS, E. P dos.; CORREIA, M de. F.; ARAGÃO, M. R da. S.; SILVA, F. D. dos. S. Eventos extremos de chuva e alterações no regime hidrológico da bacia

hidrográfica do rio São Francisco: uma aplicação do índice RAI (Rainfall Anomaly Index). **Revista Engenharia Ambiental**, v. 8, n. 2, p. 315-330, 2011.

SANTOS, G. G.; FIGUEIREDO, C. C.; OLIVEIRA, L. F. C.; GRIEBELER, N. P. Intensidade-duração-frequência de chuvas para o Estado de Mato Grosso do Sul. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, p.899-905, 2009.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. de; ARAUJO FILHO, J. C. de; OLIVEIRA, J. B. de; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária: Brasília, v. 5, 2018.

SANTOS, L. C. C. **Estimativa de vazões máximas de projeto por métodos determinísticos e probabilísticos**. 2010. 173p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2010.

SANTOS, V. de O. Identificação e análise de tendências em séries históricas de precipitação no município de Uberlândia, Minas Gerais. XI Encontro Nacional da ANPEGE ENANPEGE, Presidente Prudente. **Anais...** São Paulo: XI Enanpege, 2015.

SAVOLDI NETO, O. **Análise sobre o tempo de concentração da bacia do Rio do Meio no município de Florianópolis/SC**. TCC (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico, Engenharia Sanitária e Ambiental. 2022.

SCS. **National Engineering Handbook**. Washington: Soil Conservation Service/USDA. Technical Release n. 55, 1971.

SELL, J. C. **Diferentes modelos, diferentes caminhos: a busca pela sustentabilidade ambiental no município de Piratini, RS**. 173p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

SEMA - SECRETARIA ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE. **Bacias Hidrográficas do Rio Grande do Sul**, 2018. Disponível em: <<https://www.sema.rs.gov.br/bacias-hidrograficas>>. Acesso em: 26de setembro de 2021.

SILVA, A. P. G. **A influência das mudanças climáticas na estimativa de vazões de projeto através do método GRADEX**. 107f. TCC (graduação). Universidade Federal de Campina Grande, Graduação em Engenharia Civil. 2023.

SILVA, C. L. da. Análise estatística das características de vazão do córrego Capetinga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, p. 311-317, 2003.

SILVA, D. D.; PINTO, F. R. L.; PRUSKI, F. F.; PINTO, F. A. Estimativa e espacialização do parâmetros da equação de intensidade-duração-frequência da precipitação para o Rio de Janeiro e o Espírito Santo. **Engenharia Agrícola**, v. 18, n. 3, p. 11-21, 1999.

SILVA, E. D. da; REBOITA, M. S. Estudo da Precipitação no Estado de Minas Gerais-MG. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 13, 2013.

SILVA, J. C. da; HELDWEIN, A. B.; MARTINS, F. B.; TRENTIN, G.; GRIMM, E. L. Análise de distribuição de chuva para Santa Maria, RS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 1, p. 67-72, 2007.

SILVA, P. M. de O.; MELLO, C. R. de; SILVA, A. M. da; COELHO, G. Modelagem da hidrógrafa de cheia em uma bacia hidrográfica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 3, p. 258-265, 2008.

SILVEIRA, A. L. L. da. Desempenho de fórmulas de tempo de concentração em bacias urbanas e rurais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos - RBRH**, v. 10, n. 1, p. 5-23, 2005.

SILVINO, A.; SILVEIRA, A.; MUSIS, C. R.; WYREPKOWSKI, C. C.; CONCEIÇÃO, F. T.; Determinação de vazões extremas para diversos períodos de retorno para o rio Paraguai utilizando métodos estatísticos. **Geociências**, v. 26, n. 4, p. 369–378, 2007.

SOUZA, G. R. D.; BELLO, I. P.; OLIVEIRA, L. F. C. D.; CORRÊA, F. V. Mapas de Chuvas Intensas no Brasil com Tempo de Retorno de 5 Anos. **Revista Ambiente & Água**, v. 14, 2019.

SRIMANI, S.; PARAI, M.; GHOSH, K.; RAHAMAN, H. A statistical approach of analog circuit fault detection utilizing kolmogorov–smirnov test method. **Circuits, Systems, and Signal Processing**, v. 40, n. 5, p. 2091-2113, 2021.

STRAUB, T. D.; MELCHING, C. S.; KOCHER, K. E. **Equations for estimating Clark unit-hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois**. US Dept. of the Interior, US Geological Survey; Branch of Information Services, 2000.

SOUZA, I. F.; LUNDGREN, W. J. C.; NETTO, A. O. A. Comparação entre distribuições de probabilidades da precipitação mensal no estado de Pernambuco. **Scientia Plena**, v. 6, n. 6, 2010.

STEINMETZ, A. A.; BESKOW, S.; TERRA, F. D. S.; NUNES, M. C. M.; VARGAS, M. M.; HORN, J. F. C. Spatial discretization influence on flood modeling using unit hydrograph theory. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 24, 2019.

THIESSEN, A.; ALTER, J. C. Precipitation averages for large areas. Climatological Data For July, 1911. **Monthly Weather Review**, v. 39, n. 10, p. 1082-1084, 1911.

TOMINAGA L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (Orgs.) **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. 1. ed. São Paulo: Instituto Geológico, 2009.

TUCCI, C. E. M.; BERTONI, J. C. **Inundações Urbanas na América do Sul**. ABRH, Ed. UFRGS, Porto Alegre-RS, 2003.

TUCCI, C. E. M. Gestão integrada das águas urbanas. **Revista de Gestão de Água da América Latina**, v. 5, n. 2, p. 71-81, 2008.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4^a. ed. Porto Alegre: UFRGS, 943 p., 2009.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669 p., 1998.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 2^a. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 678 p., 2005.

TUCCI, C. E. M. Regulamentação da drenagem urbana no Brasil. **Revista de Gestão de Água da América Latina**, v.13, n. 1, 2016.

USACE, U. S. **Hydrologic Modeling System HEC-RAS Version 6.4, Release Notes**. Army Corps of Engineers. 2023.

VARGAS, M. M. **Concepção do modelo hidrológico LASH em MATLAB®: aprimoramento da propagação em rios e da calibração**. 2021. 171f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2021.

VARGAS, M. M.; BESKOW, S.; CALDEIRA, T. L.; CORRÊA, L. D. L.; CUNHA, Z. A. D. SYHDA—System of Hydrological Data Acquisition and Analysis. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 24, 2019.

VARGAS, M. M.; BESKOW, S.; MELLO, C. R.; MOURA, M. M.; NUNES, M. C. M.; FARIA, L. C.; AQUINO, L. S. Capability of LISEM to estimate flood hydrographs in a watershed with predominance of long-duration rainfall events. **Natural Hazards**, 2021.

VELASCO, I; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VERA, C.; HIGGINS, W.; J. AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a unified view of the American monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977-5000, 2006.

VIANNA, A. P. P. **Utilização de modelgens Hidrológicas e Hidráulica associadas a um sistema de infirmações geográficas para mapeamentos de áreas inundáveis. Estudo de caso: Município de Itajubá - MG**. Dissertação de Mestrado, Belo Horizonte, 2000.

VIANELLO, R. L.; MAIA, L. P. G. Estudo preliminar da climatologia dinâmica do Estado de Minas Gerais. **Revista Informe Agropecuário**, v. 12, n. 138, p. 6-8, 1986.

VIEIRA, N. P. A.; ALVES, G. J.; RODRIGUES, J. A. M.; SILVA, V. O.; MELLO, C. R. DE. Aplicação do método GRADEX para a estimativa de vazões extremas na bacia hidrográfica do rio Capivari. In: XLVI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. Maceió. **Anais...** Alagoas: COMBEA, 2017.

VILLARINI, G.; SERINALDI, F.; SMITH, J. A.; KRAJEWSKI, W. F. On the stationarity of annual flood peaks in the continental United States during the 20th century. **Water Resources Research**, v. 45, n. 8, 2009.

VINCENT, L. A.; PETERSON, T. C.; BARROS, V. R.; MARINO, M. B., RUSTICUCCI, M.; MIRANDA, G. C.; RAMIREZ, E.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; BARBOSA DE BRITTO, J. I.; BERLATO, M. A.; GRIMM, A. M.; DOS ANJOS, R. J.; MARENGO, J. A.; MEIRA, P. R.; MOLION, L.; MONCUNIL D. F.; NECHET, D.; REBELLO, E.; ABREU DE SOUSA, J. R.; ANUNCIÇÃO, Y. M. T.; QUINTANA, J.; SANTOS, J.L.; ONTANEDA, G.; BAEZ, J.; CORONEL, G.; GARCIA, V. J.; TREBEJO, I.; BIDGAIN, M.; CORRADI, V.; HAYLOCK, M. R.; KAROLY, D. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. **Journal of Climate**, Boston, v. 18, p. 5011- 5023, 2005.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na cabeceira da Bacia Hidrográfica do Rio Grande de cenários de usos do solo e mudanças climáticas A1B**. 2011. 286f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas. Universidade Federal de Lavras. Lavras, 2011.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na região do Alto Rio Grande a montante do Reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos. Universidade Federal de Lavras. Lavras, 2008.

VOGEL, R. W.; MCMARTIN, Daniel E. Probability plot goodness-of-fit and skewness estimation procedures for the Pearson type 3 distribution. **Water Resources Research**, v. 27, n. 12, p. 3149-3158, 1991.

WANG, Y.; LI, J.; FENG, P.; HU, R. A time-dependent drought index for non-stationarity precipitation series. **Water Resources Management**, v. 29, n. 15, p. 5631-5647, 2015.

WEI, W.; CHANG, Y.; DAI, Z. Streamflow changes of the Changjiang (Yangtze) River in the recent 60 years: Impacts of the East Asian summer monsoon, ENSO, and human activities. **Quaternary International**, p. 1-10, 2013.

WEISS, L. L. Ratio of true to fixed-interval maximum rainfall. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 90, n. 1, p. 77-82, 1964.

WREGE, M. S.; STEINMETZ, S.; MATZENAUER, R.; RADIN, B.; ALMEIDA, I. R.; REISSER JÚNIOR, C.; S MALUF, J. R. T.; BUENO, A. C.; PASINATO, A.; CUNHA, G. R.; PRESTES, S. D.; DALMAGO, G. A; PIRES, J. L. F.; SANTI, A.; BERLATO, M. A.; DIDONÉ, I. A. **Atlas Climático do Rio Grande do Sul**. Secretaria da Agricultura, Pecuária e Agronegócio. Brasília, DF, 2011. Disponível em:

<<https://www.agricultura.rs.gov.br/upload/arquivos/202005/13110034-atlas-climatico-rs.pdf>>. Acesso em: 15 de agosto de 2023.

WIJNGAARD, J. B.; KLEIN TANK, A. M. G.; KÖNNEN, G. P. Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 23, n. 6, p. 679-692, 2003.

XIE, H.; LI, D.; XIONG, L. Exploring the ability of the Pettitt method for detecting change point by Monte Carlo simulation. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 28, n. 7, p. 1643-1655, 2014.

ZEMZAMI, M.; BENAABIDATE, L.; LAYAN, B.; DRIDRI, A. Design flood estimation in ungauged catchments and statistical characterization using principal components analysis: application of GRADEX method in Upper Moulouya. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 2, p. 186-195, 2013.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exists over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020–1040, 1998.

ZUFFO, A. C.; LEME, P. E. GRADEX E SANTA BÁRBARA - Método híbrido para cálculo de vazão de projeto para macro drenagem urbana. **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, v. 16, p. 19, 2005.

ZUFFO, A. C. **Relações estatísticas entre precipitações intensas e vazões máximas: o método GRADEX**. 1993. 223p. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica. Universidade Politécnica de São Paulo, São Paulo, 1993.

Apêndices

Apêndice A – Séries Históricas de chuva e vazão

Tabela 1A: Extensão das séries históricas de chuva e vazão, em anos, bem como as respectivas localizações (latitude e longitude) das estações pluviométricas e fluviométricas utilizadas considerando as sete bacias hidrográficas estudadas.

Código da estação	Tipo	Período de dados	Tamanho (anos)	Localização	
				Latitude	Longitude
3152003	Pluviométrica	01/01/1944 a 31/12/2019	75	-31,40	-52,67
3152005	Pluviométrica	01/01/1977 a 31/12/2019	42	-31,67	-52,77
3152016	Pluviométrica	01/01/1965 a 31/12/2019	54	-31,57	-52,46
3153003	Pluviométrica	01/01/1957 a 31/12/2019	62	-31,23	-53,90
3153006	Pluviométrica	01/01/1977 a 27/07/2019	42	-31,13	-53,05
3053007	Pluviométrica	01/01/1967 a 31/12/2019	52	-30,82	-53,90
3154003	Pluviométrica	01/09/1974 a 30/09/2019	45	-31,03	-54,18
3153017	Pluviométrica	01/01/1945 a 31/12/2019	74	-31,31	-53,50
3052010	Pluviométrica	01/01/1955 a 31/12/2019	64	-30,93	-52,94
3052012	Pluviométrica	01/03/1978 a 30/09/2019	41	-30,63	-52,84
3054018	Pluviométrica	01/07/1986 a 16/05/2019	33	-30,36	-54,32
3153007	Pluviométrica	01/01/1966 a 31/12/2013	47	-31,73	-53,59
3052010	Pluviométrica	01/01/1956 a 31/12/2019	63	-30,93	-52,94
3152002	Pluviométrica	10/01/1968 a 29/09/2019	51	-31,28	-52,08
3051004	Pluviométrica	01/09/1977 a 30/09/2019	42	-30,59	-51,76
3052012	Pluviométrica	01/03/1977 a 30/09/2019	42	-30,59	-51,76
3052007	Pluviométrica	01/01/1945 a 31/12/2019	74	-30,91	-52,46
3052009	Pluviométrica	01/01/1944 a 30/12/2019	75	-30,89	-52,25
3152011	Pluviométrica	01/01/1945 a 30/09/2019	74	-31,00	-52,05
3052011	Pluviométrica	10/11/1970 a 30/09/2019	49	-31,00	-52,05
3052013	Pluviométrica	20/10/2000 a 30/09/2019	19	-30,70	-52,06
3153008	Pluviométrica	01/01/1966 a 02/09/2019	53	-31,58	-53,38
3153004	Pluviométrica	28/09/1977 a 10/09/2019	42	-31,74	-53,05
3152013	Pluviométrica	01/03/1978 a 31/12/2019	41	-31,88	-52,81
3253001	Pluviométrica	01/01/1965 a 31/12/2019	54	-32,24	-53,09
3153021	Pluviométrica	01/09/1981 a 31/12/2019	35	-31,43	-53,11
3253004	Pluviométrica	01/01/1969 a 30/09/2019	50	-32,03	-53,40
3153022	Pluviométrica	07/04/2001 a 31/12/2019	18	-31,87	-53,27
3152005	Pluviométrica	25/12/1976 a 31/12/2019	43	-31,67	-52,77
2244091	Pluviométrica	01/09/1920 a 31/08/1951	31	-22,42	-44,83
2144025	Pluviométrica	01/01/1982 a 25/09/2018	36	-22,00	44,46
2144010	Pluviométrica	01/01/1952 a 30/11/2019	67	-21,70	-44,44
2244065	Pluviométrica	01/06/1942 a 30/09/2019	77	-22,17	-44,64
2244064	Pluviométrica	01/01/1968 a 30/09/2019	51	-22,03	-44,17
2144001	Pluviométrica	01/01/1941 a 29/09/2019	78	-21,95	-44,19
2144018	Pluviométrica	07/03/1943 a 30/09/2019	76	-21,98	-44,60
2144037	Pluviométrica	01/01/1975 a 30/09/2019	44	-21,84	-44,80
2144022	Pluviométrica	01/12/1966 a 30/11/2019	53	-30,63	-52,84
2144021	Pluviométrica	01/12/1966 a 28/02/2019	53	-21,67	-44,34
2144019	Pluviométrica	29/11/1948 a 30/11/2019	75	-21,73	-44,31
2144016	Pluviométrica	01/01/1982 a 31/12/2018	36	-21,99	-44,03
2143008	Pluviométrica	01/01/1941 a 31/08/2020	79	-21,43	-43,96
2244075	Pluviométrica	01/01/1944 a 31/08/2020	76	-22,20	-44,40
2244063	Pluviométrica	01/06/1941 a 30/09/2019	78	-22,17	-44,64

2244058	Pluviométrica	01/01/1971 a 30/09/2020	48	-22,25	-44,50
2244047	Pluviométrica	01/01/1937 a 30/06/2020	83	-22,33	-44,54
2244066	Pluviométrica	01/01/1946 a 31/08/1971	25	-22,05	-44,08
2244062	Pluviométrica	01/01/1941 a 30/09/2019	78	-22,03	-44,17
2244057	Pluviométrica	01/02/1941 a 31/06/2019	78	-22,13	-44,41
2144007	Pluviométrica	01/01/1941 a 31/12/2019	78	-21,49	-44,33
2143011	Pluviométrica	17/12/1941 a 30/09/2020	79	-21,76	-43,92
2144003	Pluviométrica	01/01/1941 a 30/10/2019	79	-21,99	-44,94
2144006	Pluviométrica	10/02/1941 a 31/08/2020	80	-21,51	-44,92
2144038	Pluviométrica	17/02/1984 a 31/08/2020	36	-21,48	-44,64
2145001	Pluviométrica	01/01/1941 a 30/09/2019	78	-22,83	-45,17
2145039	Pluviométrica	02/06/1976 a 31/12/1998	22	-21,97	-45,37
2145003	Pluviométrica	17/04/1941 a 30/09/2019	78	-21,72	-45,26
2145008	Pluviométrica	07/03/1941 a 30/09/2019	78	-21,87	-45,26
2145009	Pluviométrica	06/03/1941 a 30/09/2018	77	-21,92	-45,48
2145020	Pluviométrica	01/01/1967 a 31/12/2017	50	-21,68	-45,26
2244068	Pluviométrica	14/09/1966 a 31/09/2019	53	-22,29	-44,94
2144004	Pluviométrica	01/03/1941 a 31/12/2019	78	-21,95	-44,88
2245088	Pluviométrica	22/11/1974 a 31/10/2019	45	-22,31	-45,37
2245090	Pluviométrica	28/08/1975 a 31/12/2019	44	-22,16	-45,46
2245087	Pluviométrica	17/06/1967 a 31/12/2007	40	-22,41	-45,22
2245080	Pluviométrica	27/10/1941 a 31/07/2019	78	-22,34	-45,09
2245002	Pluviométrica	01/05/1938 a 30/06/1998	60	-22,50	-45,02
2244127	Pluviométrica	03/08/1960 a 30/06/2000	40	-22,48	-44,98
2244071	Pluviométrica	01/01/1960 a 30/10/2019	59	-22,20	-44,97
2244054	Pluviométrica	01/01/1941 a 31/10/2019	78	-22,12	-44,84
87905000	Fluviométrica	01/01/1965 a 31/12/2018	53	-31,01	-52,05
88641000	Fluviométrica	01/01/2001 a 31/12/2019	18	-31,86	-52,82
88850000	Fluviométrica	01/01/1965 a 31/08/2017	52	-31,57	-52,46
87670000	Fluviométrica	01/01/2001 a 31/12/2017	16	-30,97	-53,05
87590000	Fluviométrica	01/01/1974 a 31/12/2005	81	-30,96	-53,49
61060000	Fluviométrica	01/09/1941 a 31/12/2014	73	-21,69	-44,35
61012000	Fluviométrica	01/01/1934 a 31/12/2014	80	-21,49	-44,33
61075000	Fluviométrica	01/01/1936 a 31/05/2014	78	-21,51	-44,92
61510000	Fluviométrica	01/09/1933 a 31/12/2014	81	-21,70	-45,25

Apêndice B – Séries Históricas com tendência

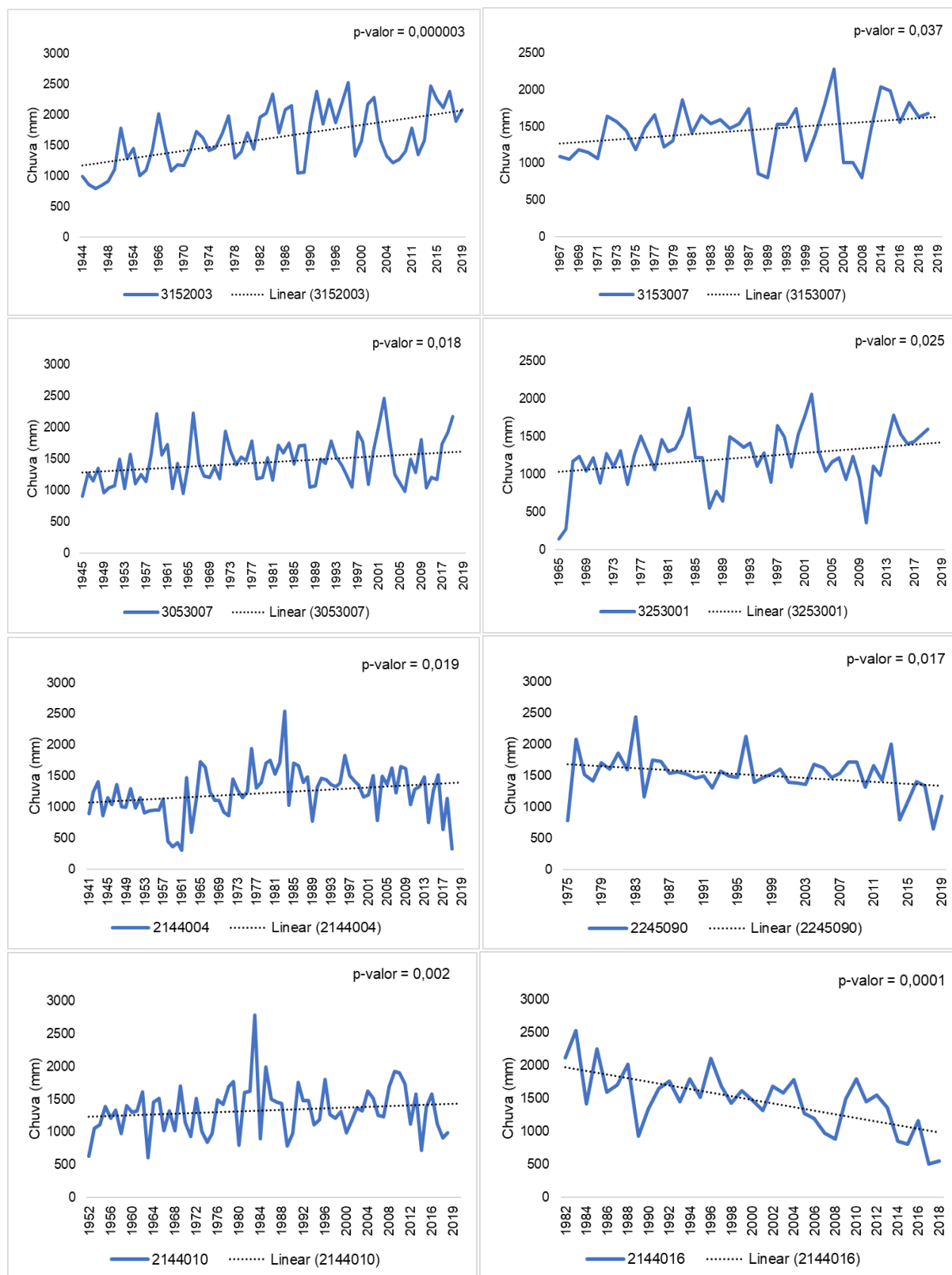


Figura 1B – Modelo linear ajustado às séries históricas de precipitação máxima anual referentes às bacias localizadas no estado do Rio Grande do Sul/RS (3152003, 3153007, 3053007, 3253001) e de Minas Gerais/MG (2144004, 2245090, 2144010, 2144016) com tendência, conforme o teste de Mann-Kendall.

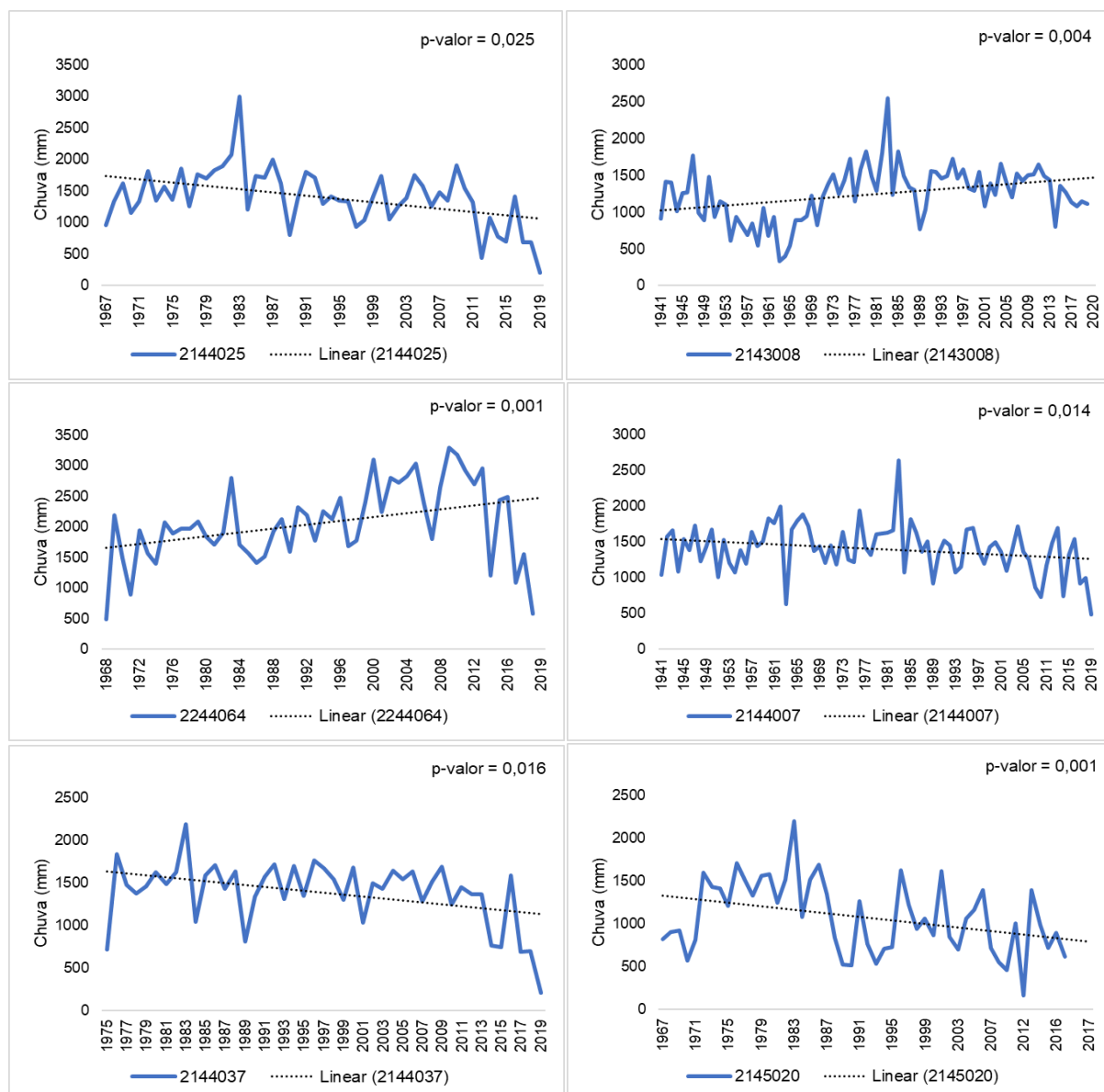


Figura 2B – Modelo linear ajustado às séries históricas de precipitação máxima anual referentes às bacias localizadas no estado de Minas Gerais/MG (2144025, 2243008, 2244064, 2144007, 2144037, 2145020) com tendência, conforme o teste de Mann-Kendall.

Apêndice C – Distribuição de probabilidade empírica e teórica

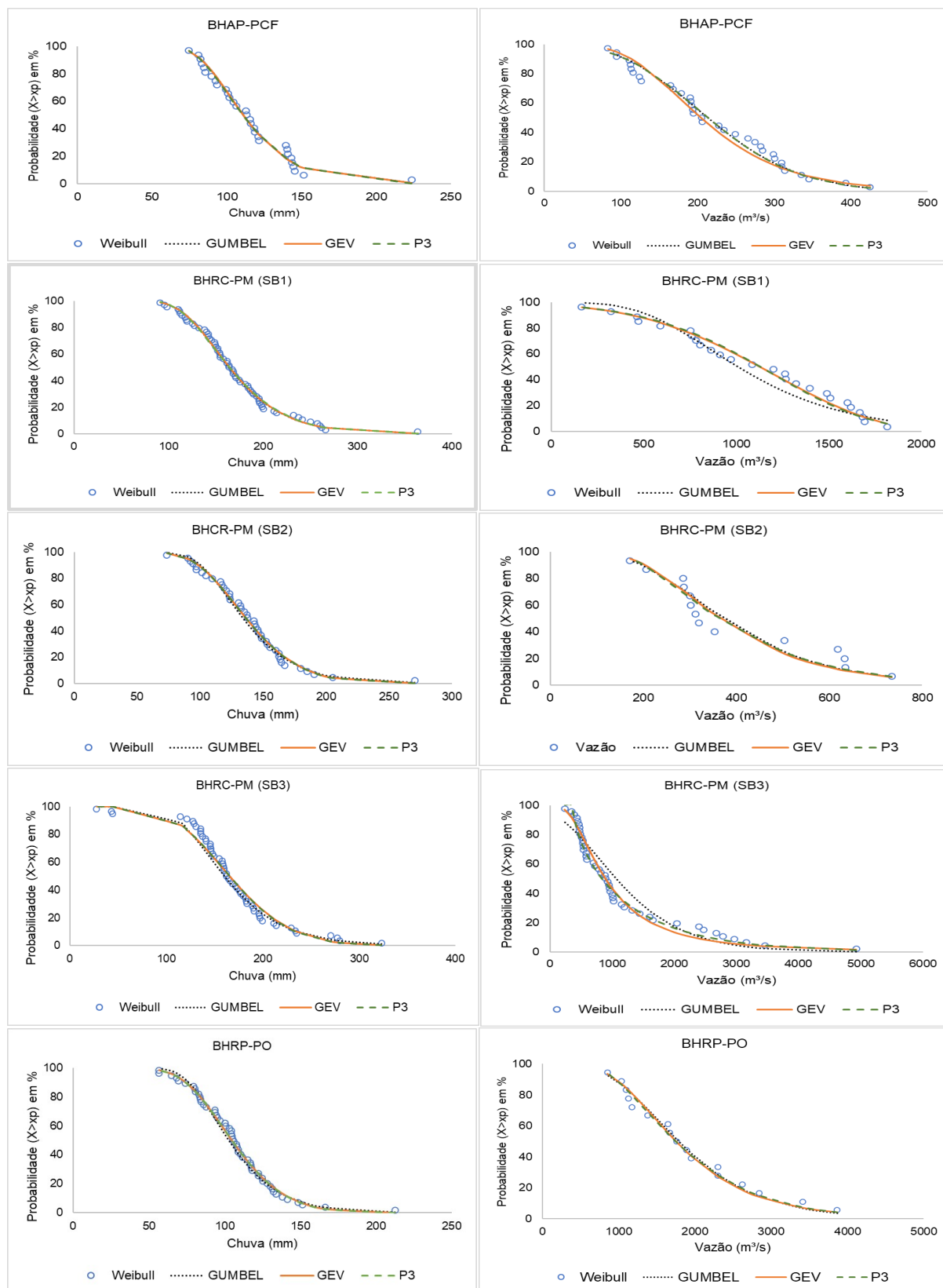


Figura 1C – Distribuição de probabilidade empírica (fórmula de Weibull) e teórica (Gumbel, Generalizada de Eventos Extremos – GEV e Pearson Tipo III – P3) considerando as séries históricas de precipitação máxima anual e de vazão máxima média anual referentes às bacias localizadas no estado do Rio Grande do Sul/RS.

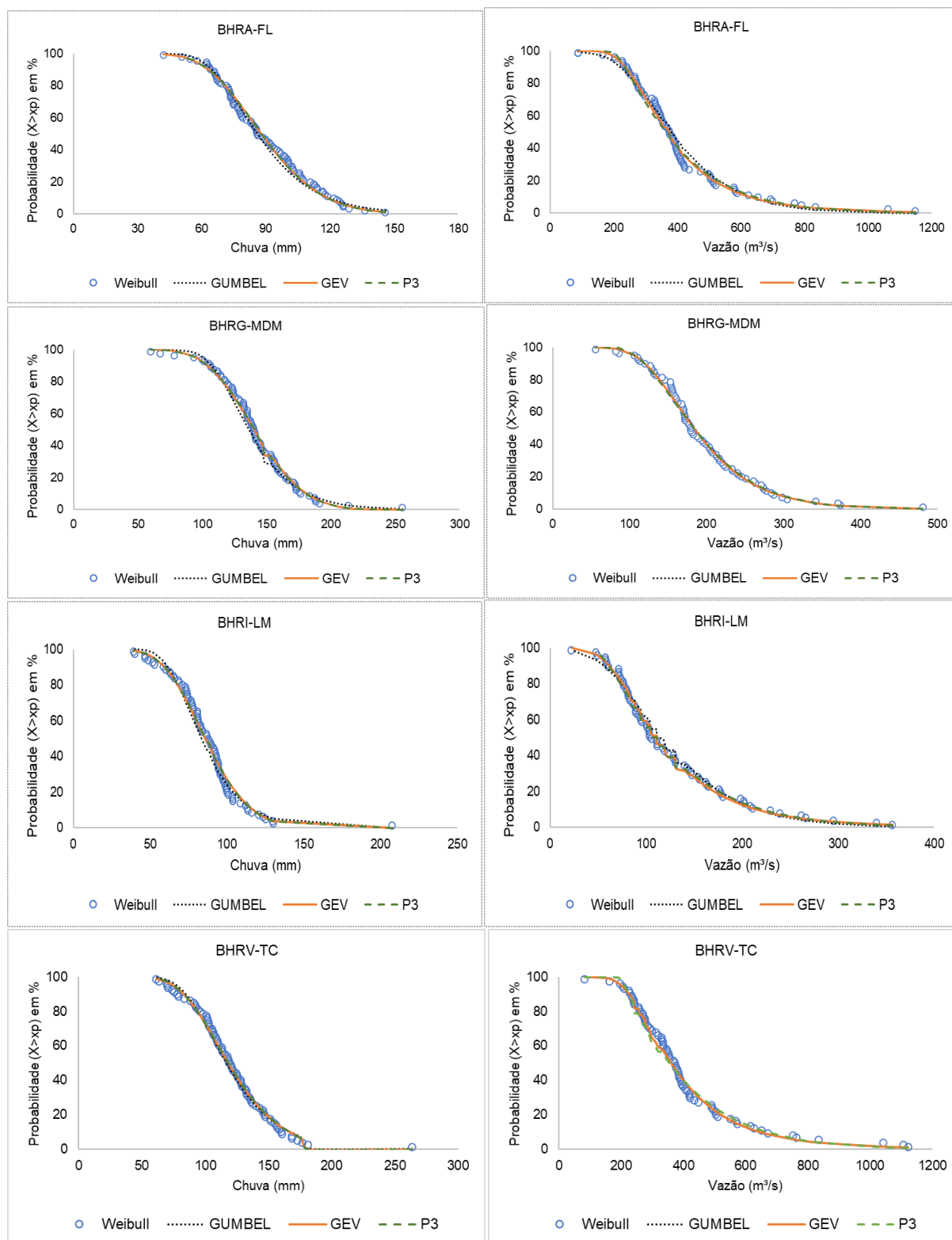


Figura 2C – Distribuição de probabilidade empírica (fórmula de Weibull) e teórica (Gumbel, Generalizada de Eventos Extremos – GEV e Pearson Tipo III – P3) considerando as séries históricas de precipitação máxima anual e de vazão máxima média anual referentes às bacias localizadas no estado de Minas Gerais/MG.

Apêndice D – Extrapolação do Método GRADEX

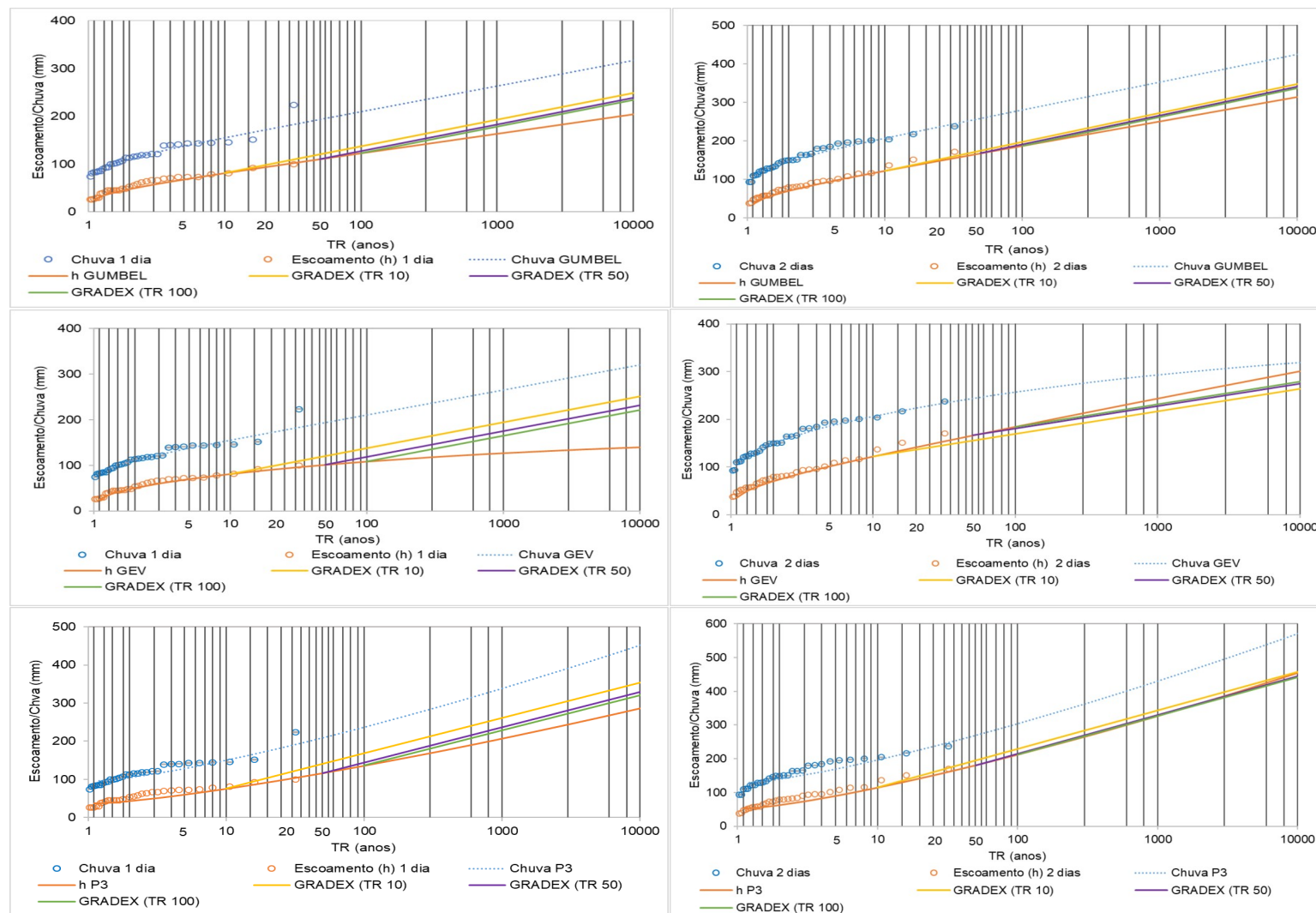


Figura 1D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (1 dia) e t_{base} (2 dias), para a bacia hidrográfica do arroio Pelotas (BHAP-PCF).

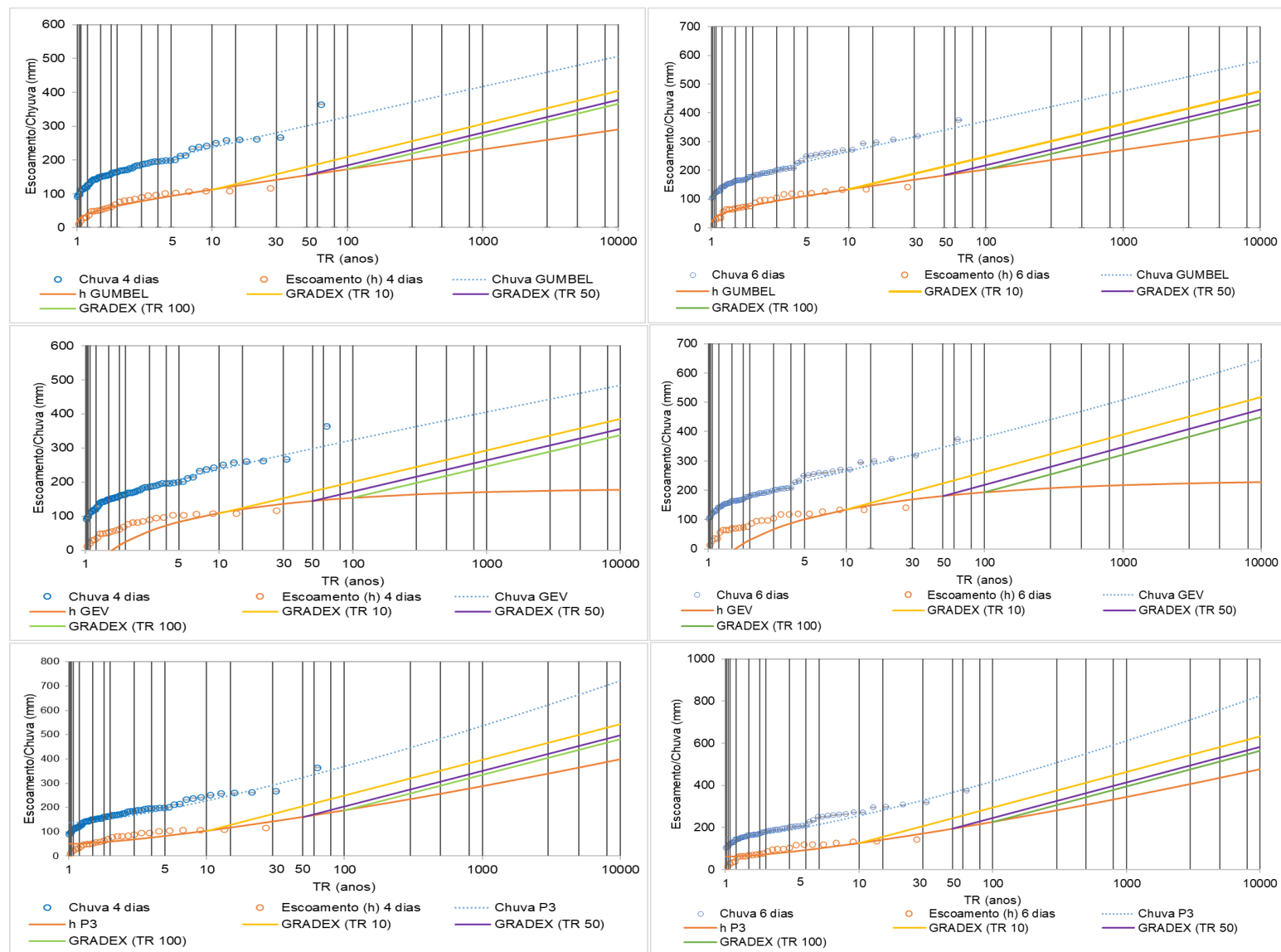


Figura 2D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (4 dias) e t_{base} (6 dias), para a SB1 da bacia hidrográfica do rio Camaquã (BHRC-PM).

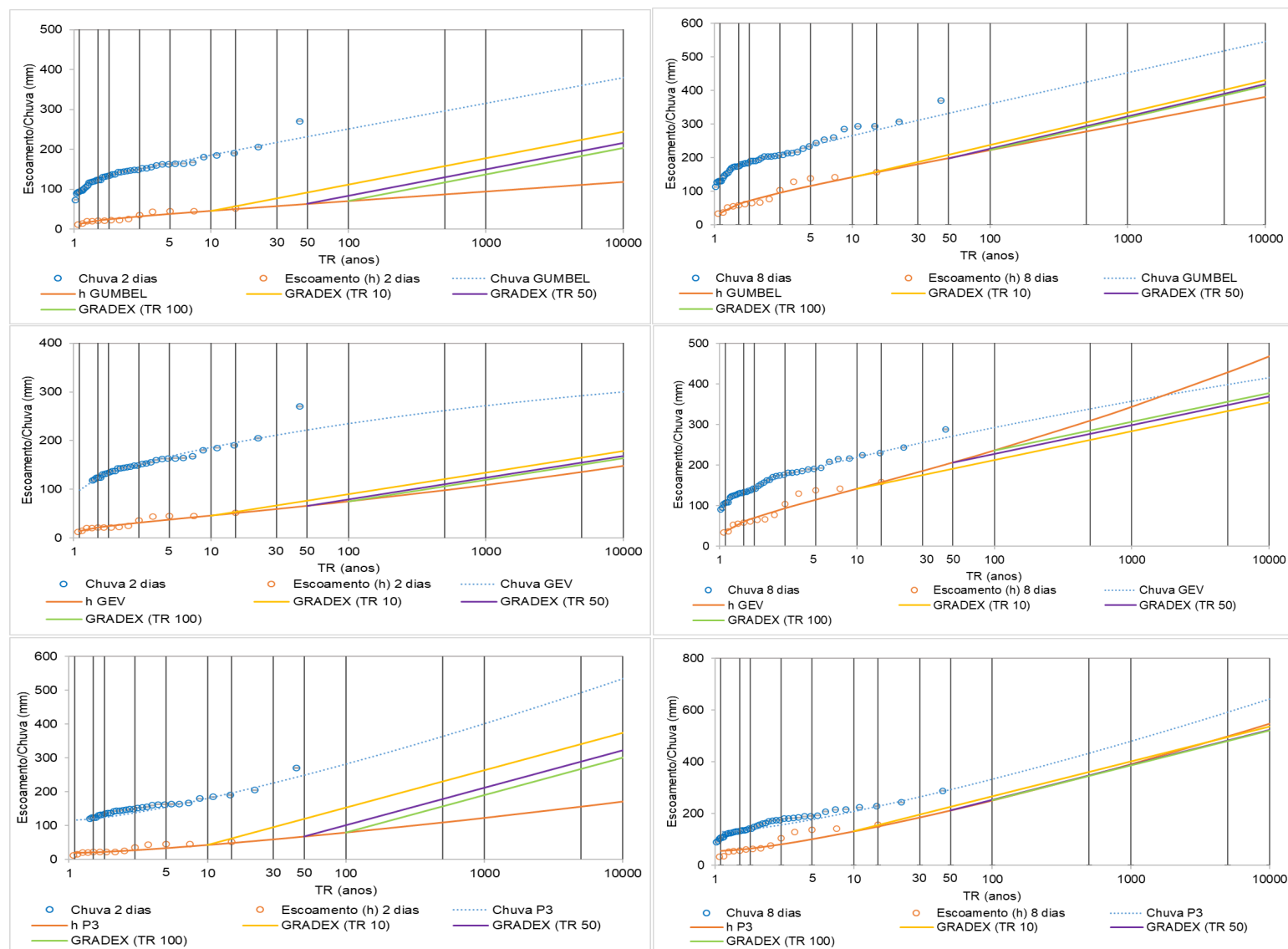


Figura 3D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (2 dias) e t_{base} (8 dias), para a SB2 da bacia hidrográfica do rio Camaquã (BHRC-PM).

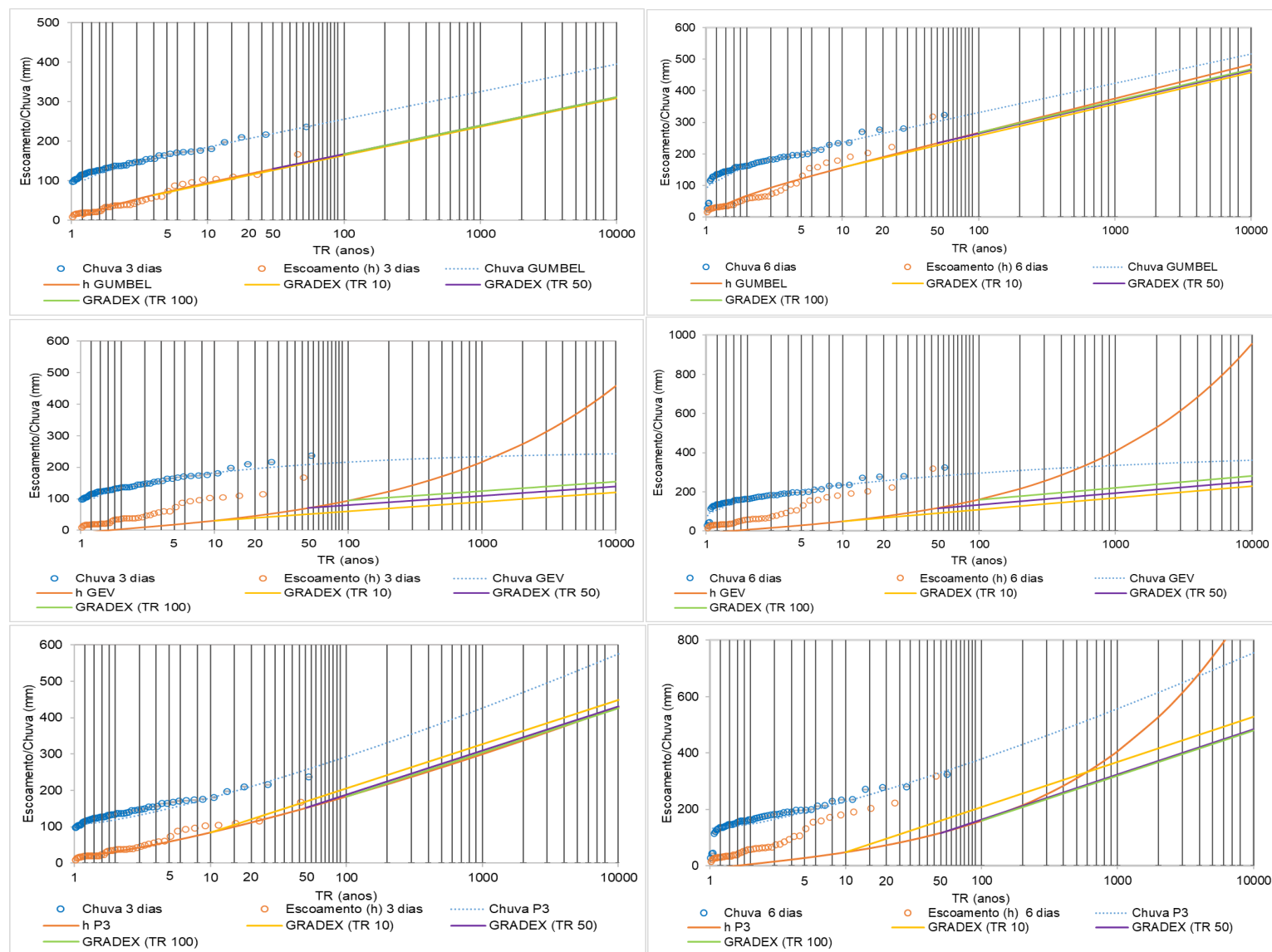


Figura 4D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (3 dias) e t_{base} (6 dias), para a SB3 da bacia hidrográfica do rio Camaquã (BHRC-PM).

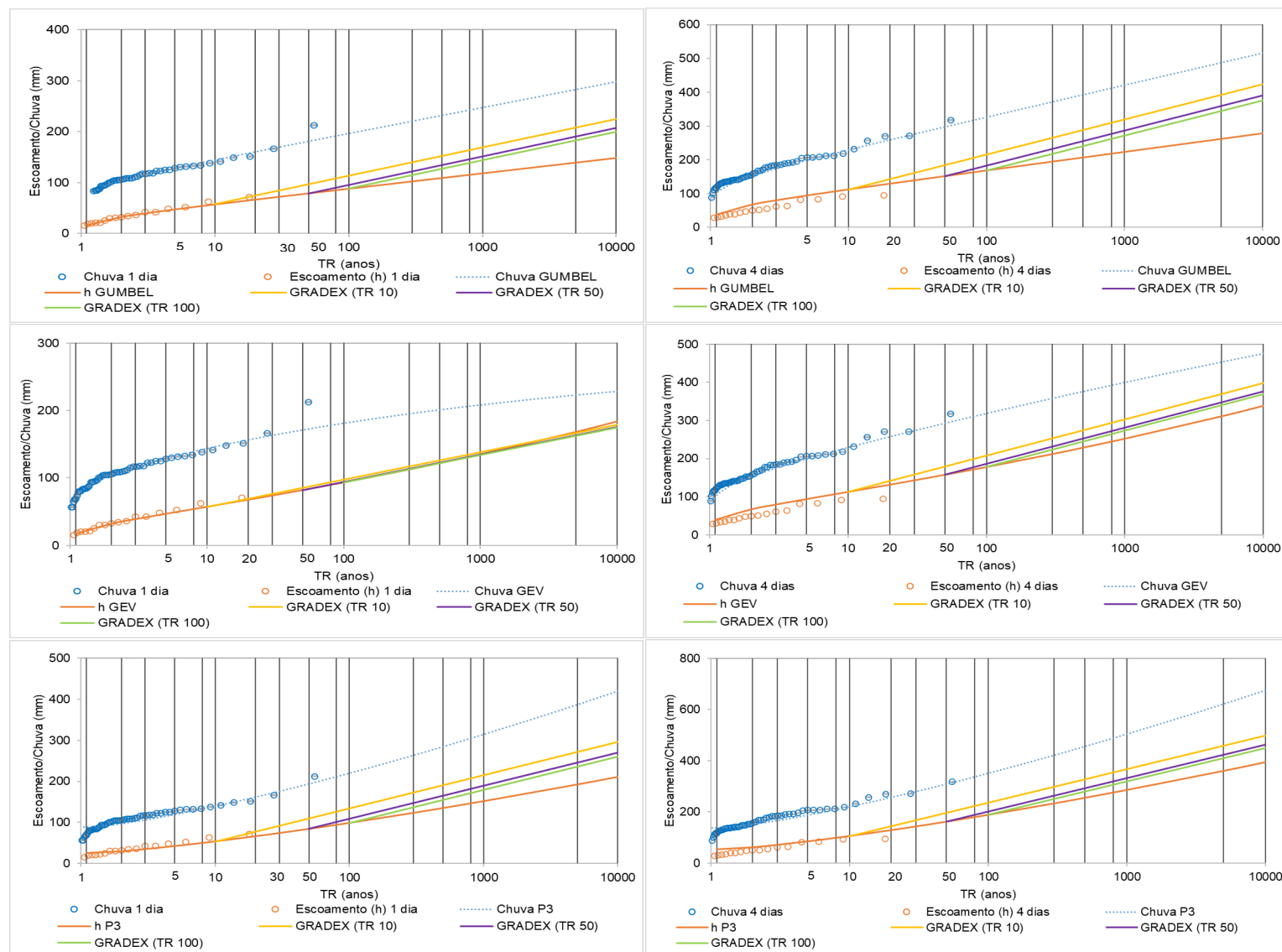


Figura 5D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (1 dia) e t_{base} (4 dias), para a bacia hidrográfica do rio Piratini (BHRP-PO).

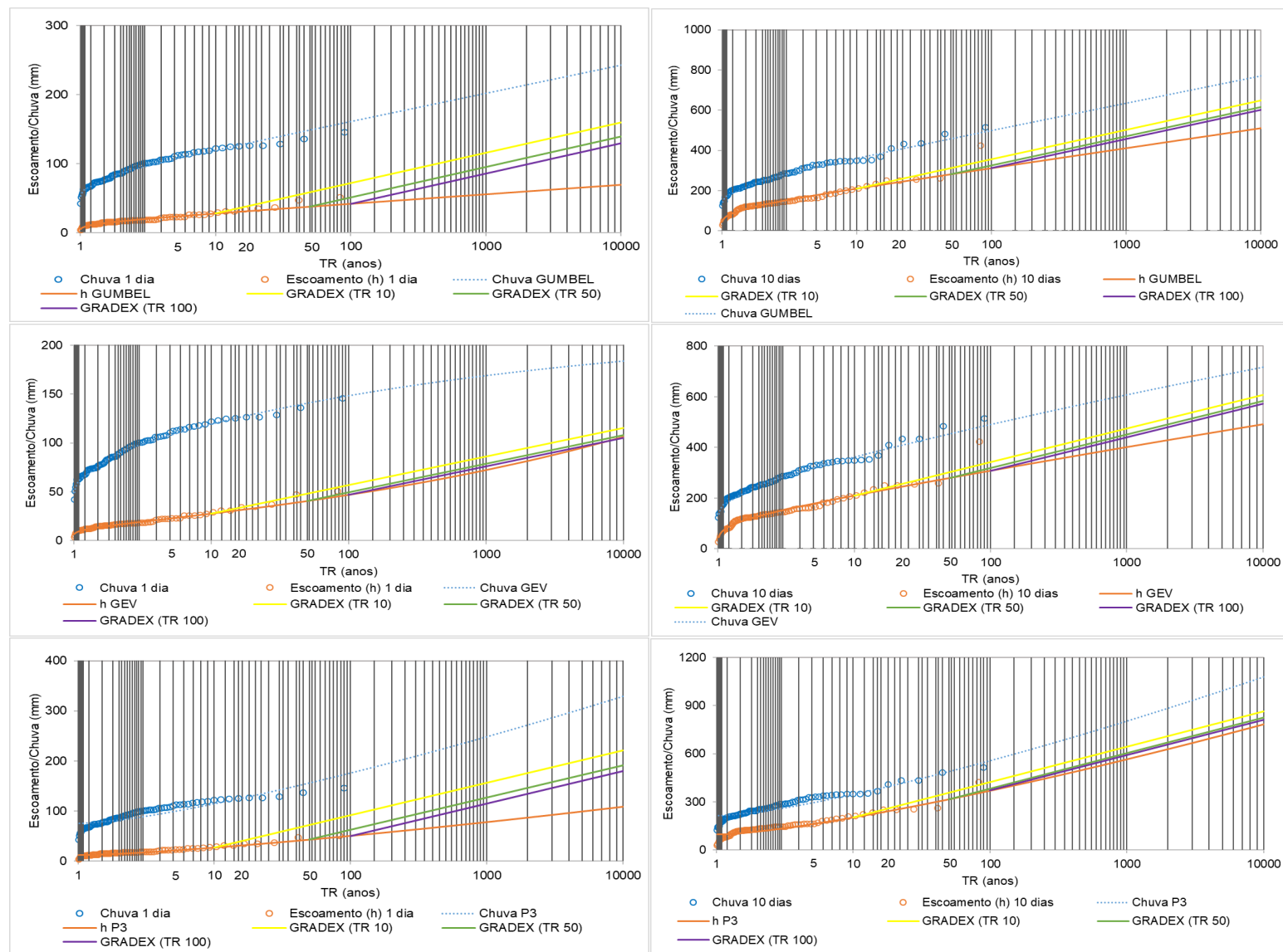


Figura 6D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (1 dia) e t_{base} (10 dias), para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca (BHRA-FL).

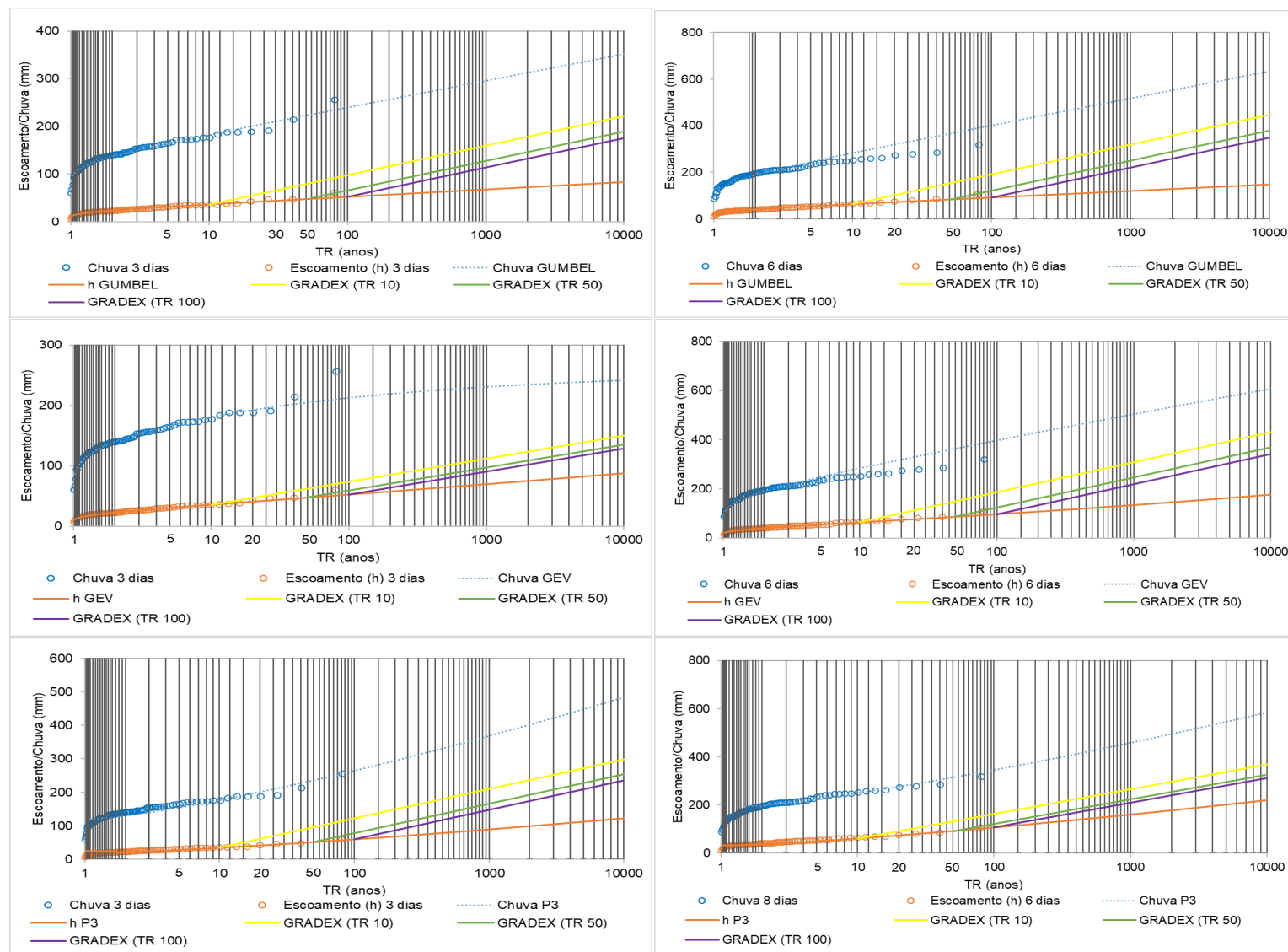


Figura 7D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (3 dias) e t_{base} (6 dias), para a bacia hidrográfica rio Grande (BHRG-MDM).

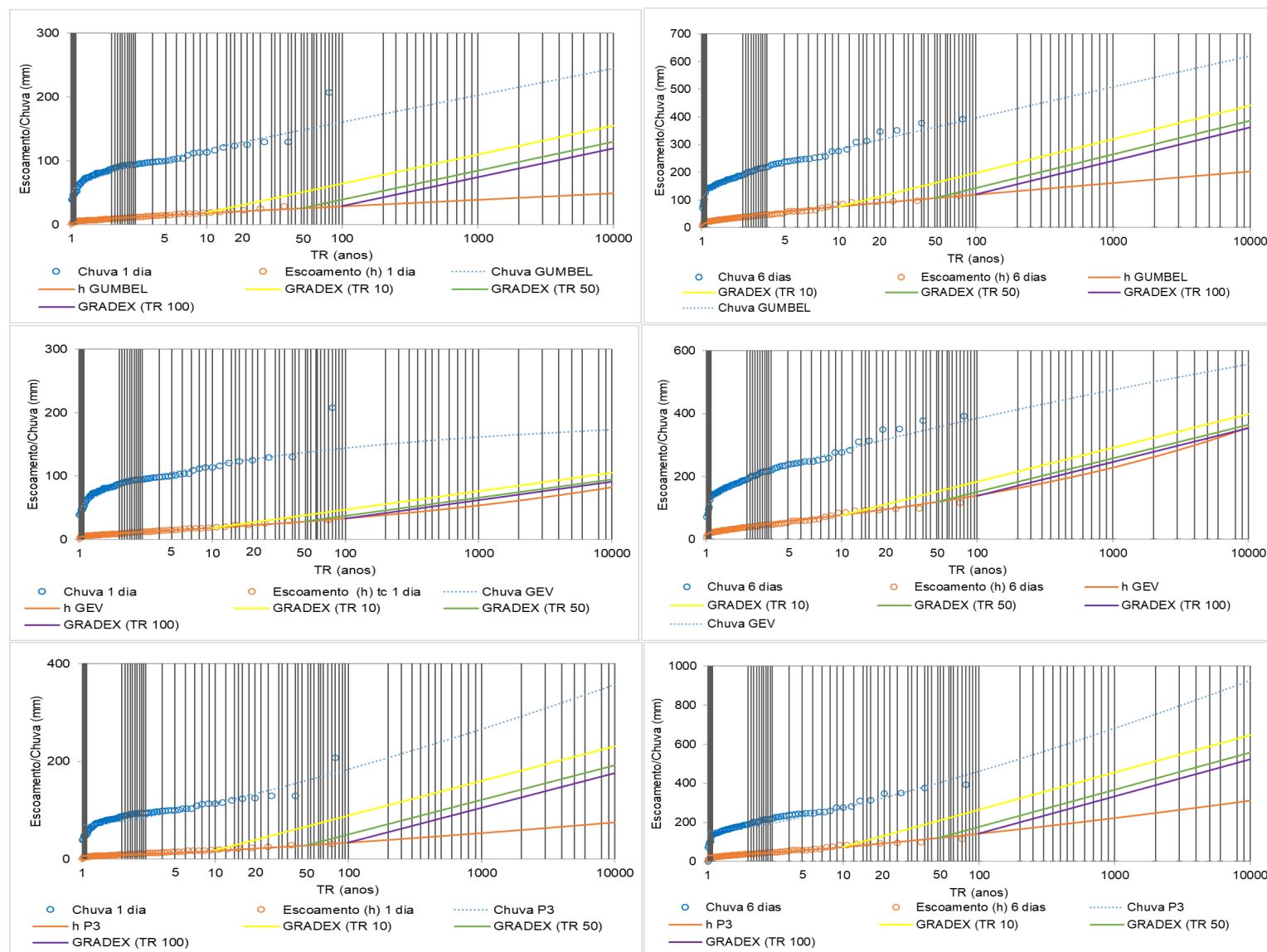


Figura 8D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (1 dias) e t_{base} (6 dias), para a bacia hidrográfica rio Ingaí (BHRI-LM).

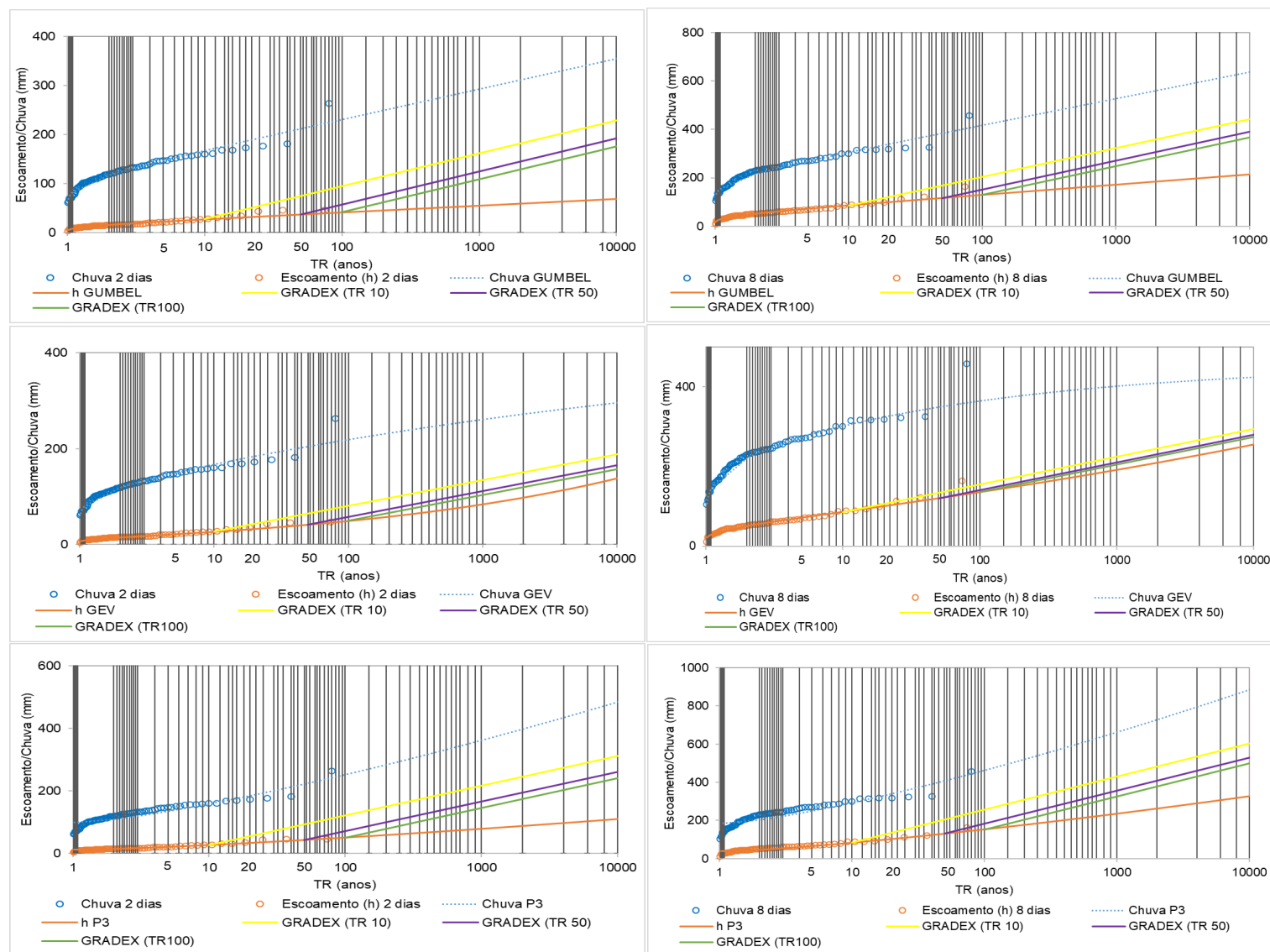


Figura 9D – Extrapolação do Método GRADEX para o TR de 10 anos, 50 anos e 100 anos, aplicando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, considerando a duração de tempo dos dados conforme t_c (2 dias) e t_{base} (8 dias), para a bacia hidrográfica rio Verde (BHRV-TC).

Apêndice E – Vazões máximas

Tabela 1E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3, para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à BHAP-PCF.

$t_c = 1 \text{ dia}$									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	346,45	344,64	322,92						
20	418,56	417,61	442,10						
30	460,75	460,29	511,81						
50	513,89	514,07	599,64	470,95	431,61	498,55			
80	562,79	563,54	680,44	519,85	481,09	579,36			
100	586,01	587,04	718,81	543,07	504,58	617,72	523,59	462,05	582,10
300	700,31	702,69	907,69	657,36	620,23	806,61	637,88	577,70	770,99
600	772,42	775,66	1.026,87	729,48	693,20	925,78	710,00	650,67	890,16
800	802,35	805,94	1.076,33	759,41	723,49	975,24	739,93	680,96	939,62
1.000	825,57	829,43	1.114,69	782,63	746,98	1.013,61	763,14	704,45	977,99
6.000	1.011,98	1.018,06	1.422,75	969,04	935,60	1.321,67	949,56	893,07	1.286,04
10.000	1.065,13	1.071,83	1.510,58	1.022,19	989,38	1.409,49	1.002,704	946,85	1.373,87
$t_{base} = 2 \text{ dias}$									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	359,94	410,38	385,64						
20	426,61	458,05	501,55						
30	465,62	485,93	569,36						
50	514,75	521,06	654,78	493,72	558,31	607,80			
80	559,96	553,38	733,38	538,93	590,63	686,39			
100	581,43	568,73	770,70	560,39	605,97	723,71	550,27	619,81	713,48
300	687,10	644,28	954,42	666,07	681,52	907,43	655,95	695,36	897,20
600	753,78	691,95	1.070,34	732,75	729,19	1.023,35	722,63	743,02	1.013,12
800	781,45	711,73	1.118,44	760,42	748,97	1.071,46	750,30	762,81	1.061,23
1.000	802,92	727,08	1.155,76	781,88	764,32	1.108,77	771,76	778,15	1.098,55
6.000	975,27	850,29	1.455,40	954,23	887,54	1.408,41	944,12	901,37	1.398,18
10.000	1.024,41	885,42	1.540,82	1.003,37	922,67	1.493,83	993,25	936,50	1.483,61

Tabela 2E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3 para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à SB1 da BHRC-PM.

$t_c = 4$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	2.381,67	2.310,92	2.190,70						
15	2.743,83	2.653,58	2.736,14						
30	3.362,94	3.239,36	3.668,58						
50	3.819,20	3.671,07	4.355,75	3.273,09	3.062,04	3.409,69			
80	3.982,04	3.825,15	4.601,02	3.435,94	3.216,12	3.654,96			
100	4.239,00	4.068,27	4.988,01	3.692,89	3.459,25	4.041,95	3.649,94	3.255,35	3.989,61
300	4.438,31	4.256,85	5.288,19	3.892,20	3.647,83	4.342,13	4.631,21	4.183,79	5.467,49
500	5.419,57	5.185,29	6.766,07	4.873,46	4.576,27	5.820,01	5.087,47	4.615,50	6.154,66
800	5.875,84	5.617,00	7.453,24	5.329,73	5.007,97	6.507,18	5.507,27	5.012,70	6.786,92
1.000	6.295,64	6.014,20	8.085,50	5.749,53	5.405,18	7.139,44	5.706,58	5.201,28	7.087,10
5.000	6.494,95	6.202,78	8.385,68	5.948,84	5.593,76	7.439,62	6.687,85	6.129,73	8.564,98
10.000	7.476,21	7.131,23	9.863,56	6.930,10	6.522,20	8.917,50	7.144,11	6.561,43	9.252,15
$t_{base} = 6$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	2.334,81	2.322,38	2.172,07						
15	2.681,72	2.714,28	2.688,06						
30	3.274,77	3.384,24	3.570,15						
50	3.711,83	3.877,98	4.220,22	3.182,74	3.133,34	3.363,11			
80	3.867,83	4.054,21	4.452,24	3.338,74	3.309,57	3.595,13			
100	4.113,97	4.332,27	4.818,34	3.584,88	3.587,63	3.961,23	3.541,21	3.351,48	3.929,73
300	4.304,89	4.547,94	5.102,30	3.775,80	3.803,31	4.245,20	4.481,18	4.413,34	5.327,80
500	5.244,86	5.609,81	6.500,38	4.715,76	4.865,17	5.643,28	4.918,24	4.907,08	5.977,87
800	5.681,92	6.103,55	7.150,45	5.152,82	5.358,91	6.293,34	5.320,37	5.361,36	6.575,99
1.000	6.084,05	6.557,83	7.748,57	5.554,96	5.813,19	6.891,46	5.511,29	5.577,04	6.859,96
5.000	6.274,97	6.773,51	8.032,54	5.745,88	6.028,87	7.175,43	6.451,26	6.638,91	8.258,04
10.000	7.214,94	7.835,38	9.430,61	6.685,85	7.090,74	8.573,51	6.888,32	7.132,65	8.908,11

Tabela 3E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3 para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à SB2 da BHRC-PM.

$t_c = 2$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	677,96	677,04	635,16						
15	849,66	791,82	921,62						
30	1.143,18	988,04	1411,33						
50	1.359,50	1.132,65	1.772,23	931,79	970,99	1.002,16			
100	1.653,02	1.328,87	2.261,94	1.225,31	1.167,21	1.491,87	1.039,09	1.105,83	1.176,76
500	2.334,55	1.784,49	3.399,01	1.906,84	1.622,82	2.628,95	1.720,63	1.561,44	2.313,83
1.000	2.628,08	1.980,71	3.888,72	2.200,37	1.819,04	3.118,66	2.014,15	1.757,67	2.803,54
5.000	3.309,61	2.436,32	5.025,80	2.881,90	2.274,66	4.255,73	2.695,69	2.213,28	3.940,62
10.000	3.603,13	2.632,54	5.515,51	3.175,42	2.470,88	4.745,44	2.989,21	2.409,50	4.430,33
$t_{base} = 8$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	725,24	724,35	672,64						
15	812,34	788,36	794,58						
30	961,25	897,79	1.003,04						
50	1.070,99	978,44	1.156,66	683,16	757,99	1.087,53			
100	1.219,89	1.087,87	1.365,12	785,85	833,46	1.295,98	1.139,49	1.208,52	1.284,90
500	1.565,64	1.341,96	1.849,14	1.024,30	1.008,70	1.780,00	1.485,23	1.462,61	1.768,92
1.000	1.714,54	1.451,39	2.057,60	1.126,99	1.084,17	1.988,46	1.634,14	1.572,04	1.977,38
5.000	2.060,29	1.705,49	2.541,62	1.365,44	1.259,41	2.472,48	1.979,88	1.826,14	2.461,40
10.000	2.209,19	1.814,92	2.750,07	1.468,13	1.334,88	2.680,94	2.128,79	1.935,57	2.669,86

Tabela 4E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3 para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à SB3 da BHRC-PM.

$t_c = 3$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	4.192,95	2.047,34	3.832,34						
20	5.177,64	2.217,11	5.491,74						
30	5.753,64	2.348,80	6.462,43						
50	6.479,32	2.348,80	7.685,35	6.594,38	3.203,15	6.866,36			
80	7.147,01	2.626,17	8.810,55	7.262,07	3.480,52	7.991,55			
100	7.464,01	2.757,86	9.344,75	7.579,07	3.612,21	8.525,76	7.561,61	4.270,95	8.309,75
300	9.024,71	3.406,20	11.974,85	9.139,76	4.260,55	11.155,85	9.122,31	4.919,29	10.939,84
500	9.750,39	3.707,66	13.197,77	9.865,44	4.562,01	12.378,78	9.847,99	5.220,76	12.162,76
800	10.418,08	3.985,03	14.322,97	10.533,13	4.839,38	13.503,97	10.515,68	5.498,13	13.287,96
1.000	10.735,08	4.116,72	14.857,17	10.850,13	4.971,07	14.038,18	10.832,68	5.629,81	13.822,16
5.000	13.021,45	5.066,53	18.710,19	13.136,50	5.920,87	17.891,20	13.119,05	6.579,62	17.675,18
10.000	14.006,14	5.475,58	20.369,59	14.121,19	6.329,93	19.550,60	14.103,74	6.988,68	19.334,58
$t_{base} = 7$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	4.249,97	1.295,72	1.295,72						
20	5.063,12	1.784,13	2.595,39						
30	5.538,78	2.069,83	3.355,63						
50	6.138,04	2.429,77	4.313,43	6.342,66	3.148,63	3.148,63			
80	6.689,41	2.760,95	5.194,70	6.894,03	3.479,80	4.029,89			
100	6.951,19	2.918,18	5.613,09	7.155,81	3.637,03	4.448,28	7.227,35	4.314,27	4.314,27
300	8.240,00	3.692,29	7.673,00	8.444,62	4.411,14	6.508,19	8.516,16	5.088,38	6.374,18
500	8.839,26	4.052,22	8.630,80	9.043,88	4.771,08	7.466,00	9.115,43	5.448,32	7.331,98
800	9.390,63	4.383,40	9.512,06	9.595,25	5.102,26	8.347,26	9.666,80	5.779,49	8.213,24
1.000	9.652,41	4.540,63	9.930,46	9.857,03	5.259,49	8.765,65	9.928,57	5.936,73	8.631,64
5.000	11.540,48	5.674,68	12.948,17	11.745,10	6.393,54	11.783,36	11.816,65	7.070,77	11.649,35
10.000	12.353,63	6.163,09	14.247,83	12.558,25	6.881,94	13.083,02	12.629,80	7.559,18	12.949,01

Tabela 5E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3 para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à BHRP-PO.

$t_c = 1 \text{ dia}$									
TR	GUMBEL	h_{10} GEV	P3	GUMBEL	h_{50} GEV	P3	GUMBEL	h_{100} GEV	P3
10	3.124,08	3.119,93	2.914,90						
20	4.039,91	3.786,12	4.237,87						
30	4.575,64	4.175,81	5.011,76						
50	5.250,57	4.666,77	5.986,74	4.294,40	4.472,19	4.586,37			
80	5.871,57	5.118,49	6.883,81	4.915,40	4.923,91	5.483,44			
100	6.166,40	5.332,96	7.309,71	5.210,23	51.38,37	5.909,34	4.789,16	5.091,71	5.381,54
300	7.617,95	6.388,84	9.406,57	6.661,78	6.194,26	8.006,20	6.240,71	6.147,60	7.478,40
500	8.292,89	6.879,80	10.381,55	7.336,72	6.685,22	8.981,18	6.915,65	6.638,56	8.453,39
800	8.913,89	7.331,53	11.278,62	7.957,72	7.136,94	9.878,25	7.536,64	7.090,28	9.350,46
1.000	9.208,72	7.545,99	11.704,52	8.252,55	7.351,41	10.304,15	7.831,48	7.304,75	9.776,36
5.000	11.335,21	9.092,83	14.776,37	10.379,03	8.898,25	13.376,00	9.957,96	8.851,59	12.848,20
10.000	12.251,04	9.759,02	16.099,34	11.294,86	9.564,44	14.698,97	10.873,79	9.517,78	14.171,17
$t_{base} = 4 \text{ dias}$									
TR	GUMBEL	h_{10} GEV	P3	GUMBEL	h_{50} GEV	P3	GUMBEL	h_{100} GEV	P3
10	2.961,37	2.958,15	2.772,52						
20	3.782,17	3.712,28	3.807,29						
30	4.262,30	4.153,41	4.412,59						
50	4.867,20	4.709,17	5.175,18	3.995,45	4.140,76	4.242,53			
80	5.423,75	5.220,52	5.876,83	4.552,01	4.652,11	4.944,18			
100	5.687,99	5.463,30	6.209,95	4.816,24	4.894,88	5.277,30	4.432,61	4.679,42	4.941,86
300	6.988,92	6.658,55	7.850,02	6.117,17	6.090,14	6.917,37	5.733,54	5.874,68	6.581,93
500	7.593,81	7.214,32	8.612,61	6.722,07	6.645,90	7.679,96	6.338,44	6.430,44	7.344,52
800	8.150,37	7.725,67	9.314,25	7.278,63	7.157,25	8.381,61	6.894,99	6.941,79	8.046,17
1.000	8.414,61	7.968,44	9.647,38	7.542,86	7.400,02	8.714,73	7.159,23	7.184,56	8.379,29
5.000	10.320,43	9.719,46	12.050,03	9.448,69	9.151,04	11.117,39	9.065,05	8.935,58	10.781,95
10.000	11.141,23	10.473,58	13.084,80	10.269,48	9.905,16	12.152,15	9.885,85	9.689,71	11.816,72

Tabela 6E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3, para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à BHRA-FL.

$t_c = 1 \text{ dia}$									
TR	GUMBEL	h_{10} GEV	P3	GUMBEL	h_{50} GEV	P3	GUMBEL	h_{100} GEV	P3
10	631,93	628,65	613,97						
20	931,45	827,61	1.053,29						
30	1.106,66	943,99	1.310,27						
50	1.327,40	1.090,61	1.634,04	854,31	917,92	969,62			
80	1.530,50	1.225,52	1.931,93	1.057,41	1.052,83	1.267,51			
100	1.626,92	1.289,57	2.073,36	1.153,83	1.116,88	1.408,94	948,32	1.059,88	1.138,82
300	2.101,66	1.604,91	2.769,66	1.628,56	1.432,22	2.105,25	1.423,05	1.375,22	1.835,12
500	2.322,39	1.751,54	3.093,43	1.849,30	1.578,84	2.429,01	1.643,79	1.521,84	2.158,89
800	2.525,49	1.886,44	3.391,32	2.052,40	1.713,75	2.726,90	1.846,89	1.656,75	2.456,78
1.000	2.621,92	1.950,49	3.532,75	2.148,82	1.777,80	2.868,33	1.943,31	1.720,80	2.598,21
5.000	3.317,39	2.412,46	4.552,82	2.844,30	2.239,76	3.888,40	2.638,78	2.182,76	3.618,28
10.000	3.616,91	2.611,41	4.992,14	3.143,82	2.438,72	4.327,72	2.938,31	2.381,72	4.057,60
$t_{base} = 10 \text{ dias}$									
TR	GUMBEL	h_{10} GEV	P3	GUMBEL	h_{50} GEV	P3	GUMBEL	h_{100} GEV	P3
10	620,01	620,00	601,69						
20	750,27	738,06	798,28						
30	826,47	807,13	913,28						
50	922,46	894,14	1.058,16	830,90	824,66	936,06			
80	1.010,79	974,19	1.191,47	919,23	904,72	1.069,37			
100	1.052,72	1.012,20	1.254,76	961,16	942,72	1.132,66	920,06	909,78	1.095,14
300	1.259,18	1.199,33	1.566,35	1.167,62	1.129,85	1.444,25	1.126,52	1.096,91	1.406,73
500	1.355,18	1.286,34	1.711,23	1.263,62	1.216,86	1.589,13	1.222,52	1.183,91	1.551,61
800	1.443,51	1.366,39	1.844,54	1.351,95	1.296,92	1.722,44	1.310,84	1.263,97	1.684,92
1.000	1.485,44	1.404,40	1.907,82	1.393,88	1.334,92	1.785,73	1.352,78	1.301,98	1.748,21
5.000	1.787,90	1.678,54	2.364,30	1.696,34	1.609,06	2.242,20	1.655,23	1.576,11	2.204,68
10.000	1.918,16	1.796,60	2.560,89	1.826,60	1.727,12	2.438,79	1.785,49	1.694,18	2.401,28

Tabela 7E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3, para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à BHRG-MDM.

$t_c = 3$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	312,82	312,79	300,82						
20	475,23	412,39	530,85						
30	570,23	470,65	665,41						
50	689,92	544,06	834,94	433,09	428,60	481,75			
80	800,04	611,59	990,92	520,88	482,44	606,10			
100	852,32	643,66	1.064,97	573,16	514,4998	680,15	452,16	459,07	521,14
300	1.109,73	801,52	1.429,56	830,57	672,36187	1.044,74	709,57	616,93	885,74
500	1.229,42	874,92	1.599,09	950,26	745,76355	1.214,27	851,59	704,02	1.086,89
800	1.339,54	942,46	1.755,07	1.060,38	813,29943	1.370,25	939,38	757,86	1.211,24
1.000	1.391,82	974,52	1.829,12	1.112,66	845,36343	1.444,30	991,66	789,93	1.285,29
5.000	1.768,92	1.205,78	2.363,24	1.489,76	1.076,6272	1.978,42	1.368,76	1.021,19	1.819,41
10.000	1.931,33	1.305,38	2.593,27	1.652,17	1.176,2271	2.208,45	1.531,16	1.120,79	2.049,44
$t_{base} = 8$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	429,35	429,01	413,64						
20	687,77	676,65	619,45						
30	838,94	821,51	739,84						
50	1.029,39	1.004,02	891,51	564,23	581,34	620,65			
80	1.204,62	1.171,93	1.031,06	739,46	749,26	760,20			
100	1.287,81	1.251,66	1.097,31	822,66	828,98	826,46	621,26	650,23	719,14
300	1.697,40	1.644,16	1.423,51	1.232,24	1.221,49	1.152,65	1.030,84	1.042,74	1.045,33
500	1.887,84	1.826,67	1.575,18	1.422,69	1.403,99	1.304,33	1.221,29	1.225,24	1.197,00
800	2.063,07	1.994,59	1.714,73	1.597,92	1.571,91	1.443,88	1.396,52	1.393,16	1.336,55
1.000	2.146,27	2.074,31	1.780,99	1.681,11	1.651,63	1.510,13	1.479,71	1.472,88	1.402,81
5.000	2.746,30	2.649,32	2.258,85	2.281,15	2.226,64	1.988,00	2.079,75	2.047,89	1.880,68
10.000	3.004,72	2.896,96	2.464,66	2.539,57	2.474,29	2.193,81	2.338,17	2.295,54	2.086,48

Tabela 8E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3, para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à BHRI-LM.

$t_c = 1 \text{ dia}$									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	215,27	213,81	204,55						
20	374,38	314,87	452,57						
30	467,45	373,98	597,65						
50	584,72	448,46	780,44	300,48	328,63	335,49			
80	692,60	516,99	948,61	408,37	397,15	503,67			
100	743,83	549,52	1.028,45	459,59	429,68	583,51	336,50	386,17	397,78
300	996,01	709,69	1.421,55	711,77	612,33	1.031,77	588,68	568,81	846,04
500	1.113,27	784,17	1.604,34	829,04	690,92	1.224,63	705,94	647,40	1.038,90
800	1.221,16	852,69	1.772,51	936,92	750,03	1.369,71	813,83	706,51	1.183,98
1.000	1.272,39	885,23	1.852,35	988,15	866,45	1.655,43	865,06	822,93	1.469,70
5.000	1.641,83	1.119,88	2.428,24	1.357,60	1.000,04	1.983,29	1.234,50	956,52	1.797,56
10.000	1.800,95	1.220,94	2.676,26	1.516,71	1.101,10	2.231,31	1.293,62	1.057,58	2.045,58
$t_{base} = 6 \text{ dias}$									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	212,34	210,62	202,65						
20	312,80	299,16	360,39						
30	371,57	350,95	452,66						
50	445,60	416,21	568,91	294,72	324,24	329,37			
80	513,72	476,24	675,87	362,84	384,28	436,33			
100	546,06	504,75	726,65	395,18	412,79	487,11	329,54	382,01	389,66
300	727,63	664,78	1.011,74	576,75	572,81	772,20	511,11	542,04	674,75
500	805,75	733,63	1.134,40	654,87	641,66	894,86	589,23	610,89	797,41
800	864,52	785,42	1.226,67	713,63	693,46	987,13	648,00	662,68	889,68
1.000	980,25	887,42	1.408,39	829,36	795,46	1.168,85	763,73	764,68	1.071,40
5.000	1.113,05	1.004,47	1.616,91	962,17	912,51	1.377,37	896,53	881,73	1.279,92
10.000	1.213,52	1.093,01	1.774,65	1.062,63	1.001,05	1.535,11	996,99	970,27	1.437,66

Tabela 9E: Vazão máxima (Q_p), em m^3/s , computados a partir da extrapolação do Método GRADEX (TR igual a 10 anos, 50 anos e 100 anos), aplicando as distribuições de probabilidade GUMBEL, GEV e P3, para a duração t dos dados igual ao t_c e ao t_{base} , referente à BHRV-TC.

$t_c = 2$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	670,04	662,41	652,73						
20	1.169,04	1.062,92	1.358,19						
30	1.460,93	1.297,20	1.770,85						
50	1.828,68	1.592,36	2.290,75	916,24	1.024,59	1.052,35			
80	2.167,03	1.863,93	2.769,10	1.254,59	1.296,16	1.530,70			
100	2.327,68	1.992,86	2.996,20	1.415,24	1.425,09	1.757,81	1.020,32	1.216,13	1.242,46
300	3.118,57	2.627,64	4.114,32	2.203,13	2.059,87	2.875,93	1.811,21	1.850,91	2.360,58
500	3.486,31	2.922,80	4.634,22	2.573,87	2.355,03	3.395,82	2.178,06	2.146,07	2.880,48
800	3.824,67	3.194,37	5.112,57	2.912,23	2.626,60	3.874,17	2.517,31	2.417,64	3.358,83
1.000	3.985,31	3.323,30	5.339,68	3.072,87	2.755,53	4.101,28	2.677,95	2.546,58	3.585,94
6.000	5.275,90	4.358,59	7.163,25	4.362,76	3.790,82	5.924,86	3.967,84	3.581,86	5.409,51
10.000	5.642,94	4.653,75	7.683,15	4.730,50	4.085,98	6.444,75	4.335,59	3.877,02	5.929,41
$t_{base} = 8$ dias									
TR	h_{10}			h_{50}			h_{100}		
	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3	GUMBEL	GEV	P3
10	641,60	641,04	619,98						
20	909,93	797,83	1.011,90						
30	1.066,90	889,54	1.241,16						
50	1.264,65	1.005,09	1.530,00	868,18	897,22	975,81			
80	1.446,60	1.111,41	1.795,75	1.050,13	1.003,54	1.241,56			
100	1.532,99	1.161,88	1.921,92	1.136,52	1.054,01	1.367,74	963,97	1.013,15	1.145,09
300	1.958,29	1.410,39	2.543,11	1.561,82	1.302,52	1.988,92	1.389,27	1.261,66	1.766,28
500	2.156,04	1.525,94	2.831,95	1.759,57	1.418,06	2.277,76	1.587,03	1.377,21	2.055,11
800	2.337,99	1.632,25	3.097,70	1.941,52	1.524,38	2.543,51	1.768,98	1.483,52	2.320,87
1.000	2.424,38	1.682,73	3.223,87	2.027,91	1.574,85	2.669,68	1.855,36	1.534,00	2.447,04
6.000	3.118,01	2.088,02	4.236,98	2.721,54	1.980,15	3.682,79	2.549,00	1.939,29	3.460,15
10.000	3.315,77	2.203,57	4.525,82	2.919,30	2.095,70	3.971,63	2.746,75	2.054,84	3.748,99

Apêndice F – Simulação das cotas de cheias

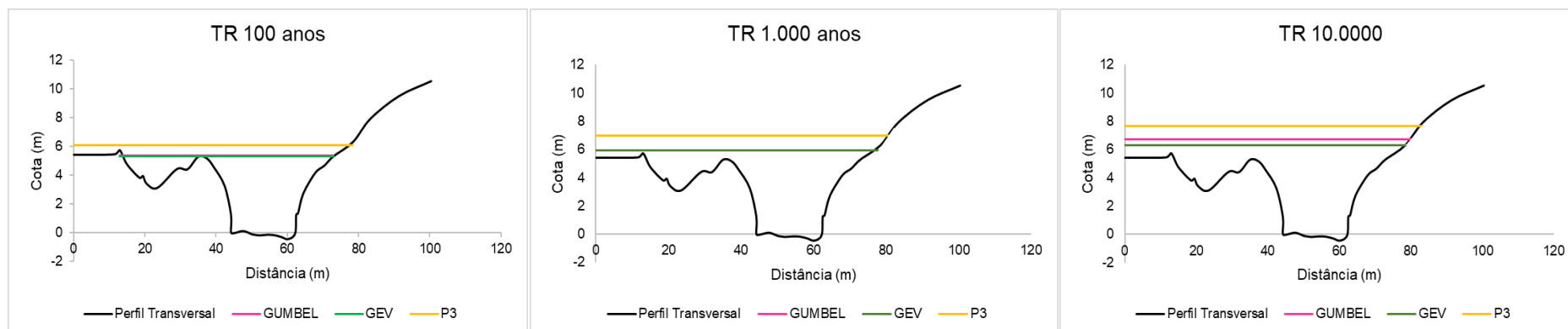


Figura 1F – Simulação das cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, para a bacia hidrográfica rio do arroio Pelotas (BHAP-PCF).

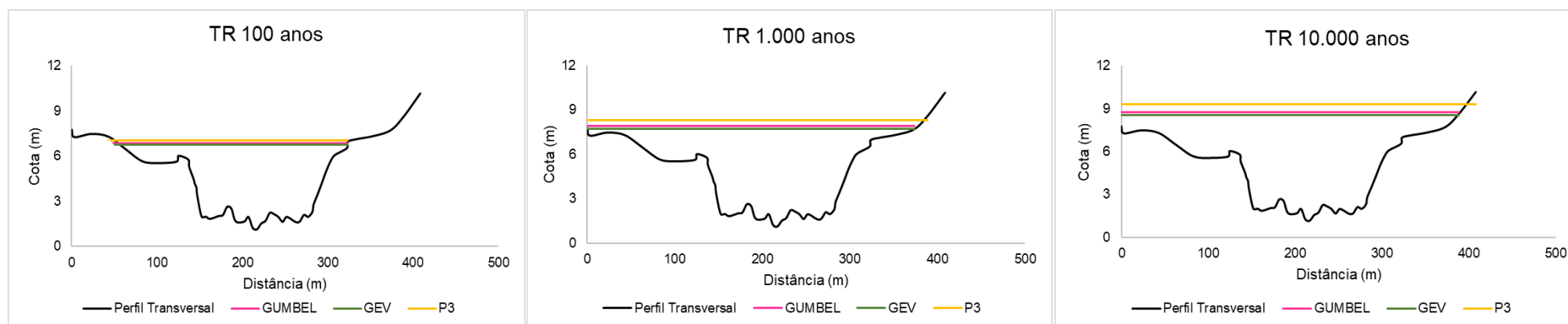


Figura 2F – Simulação das cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, para a bacia hidrográfica rio Piratini (BHRP-PO).

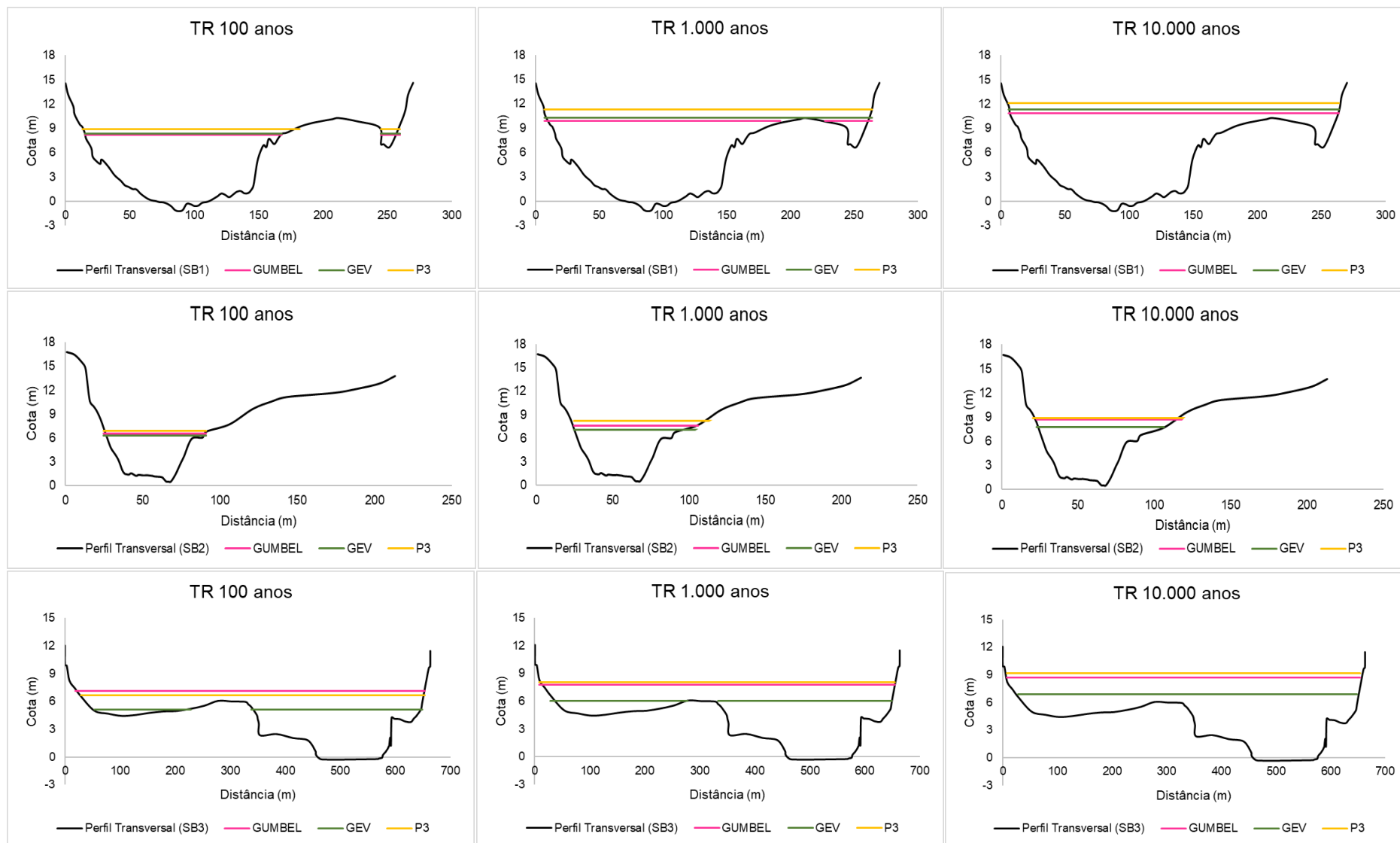


Figura 3F – Simulação das cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, para as sub-bacias da bacia hidrográfica rio Camaquã (BHRC-PM).

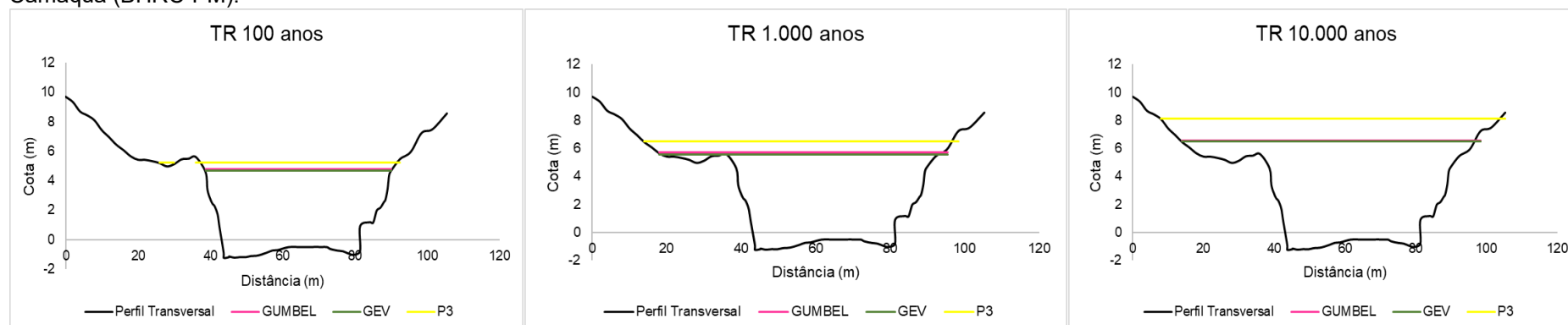


Figura 4F – Simulação das cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, para as sub-bacias da bacia hidrográfica rio Aiuruoca (BHRA-FL).

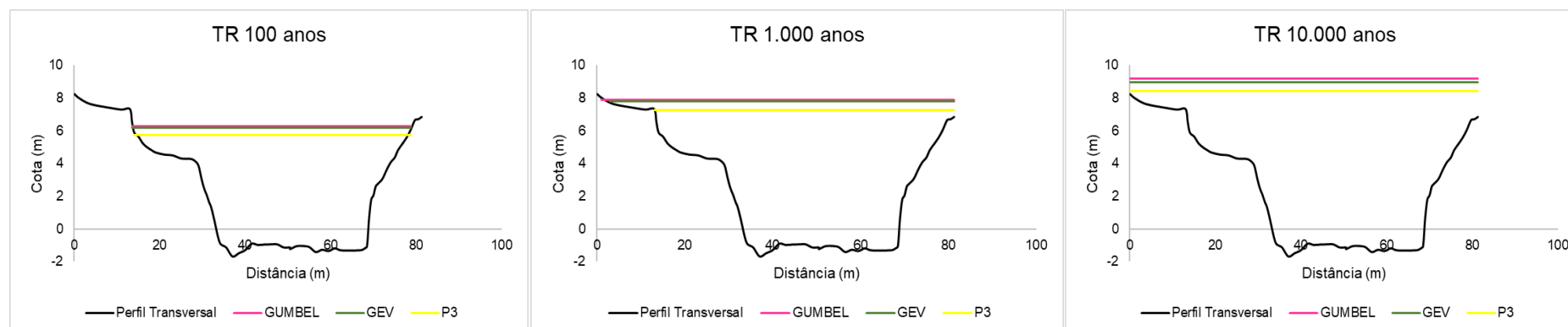


Figura 5F – Simulação das cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, para as sub-bacias da bacia hidrográfica rio Grande (BHRG-MDM).

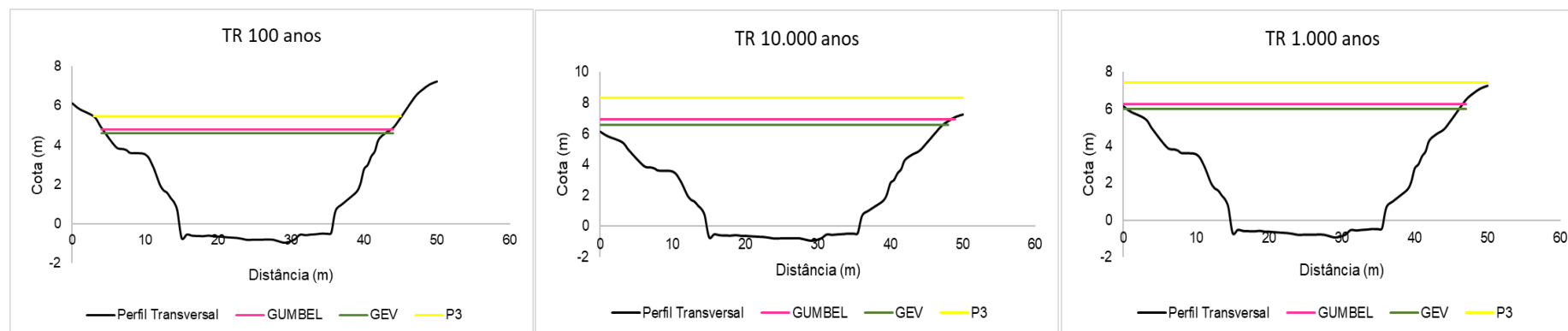


Figura 6F – Simulação das cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, para as sub-bacias da bacia hidrográfica rio Grande (BHRI-LM).

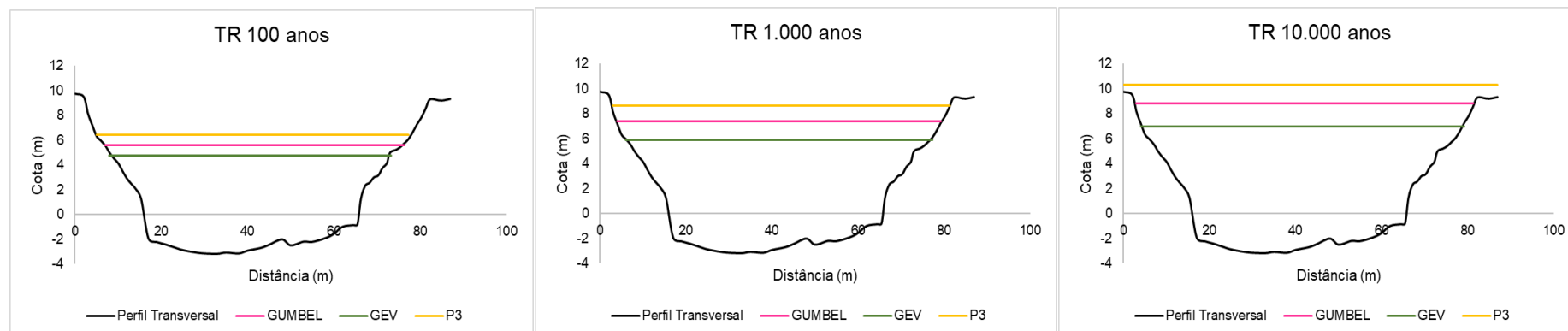


Figura 7F – Simulação das cotas de cheias oriundas das vazões máximas obtidas pela extrapolação do GRADEX na altura h_{10} e t igual ao t_{base} , para o TR igual a 100, 1.000 e 10.000 anos, considerando as distribuições de probabilidade de GUMBEL, GEV e P3, para as sub-bacias da bacia hidrográfica rio Grande do Sul/RS.