

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL**

Raviel Eurico Basso

**ESTIMATIVA DE CHUVAS INTENSAS EM LOCAIS SEM DADOS
NO RIO GRANDE DO SUL**

Santa Maria, RS

2019

Raviel Eurico Basso

**ESTIMATIVA DE CHUVAS INTENSAS EM LOCAIS SEM DADOS NO RIO
GRANDE DO SUL**

Tese de Doutorado apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Área de Concentração em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Engenharia Civil**

Orientador: Prof. Dr. Daniel Gustavo Allasia Piccilli

Santa Maria, RS

2019

Basso, Raviel Eurico
ESTIMATIVA DE CHUVAS INTENSAS EM LOCAIS SEM DADOS NO
RIO GRANDE DO SUL / Raviel Eurico Basso.- 2019.
178 p.; 30 cm

Orientador: Daniel Gustavo Allasia Piccilli
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Civil, RS, 2019

1. Chuva intensa 2. Regiões homogêneas 3. Rio Grande
do Sul 4. Momentos-L 5. GAMLSS I. Allasia Piccilli,
Daniel Gustavo II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

© 2019


Todos os direitos autorais reservados a Raviel Eurico Basso. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.
E-mail: basso.raviel@gmail.com

Raviel Eurico Basso

ESTIMATIVA DE CHUVAS INTENSAS EM LOCAIS SEM DADOS NO RIO GRANDE DO SUL

Tese de Doutorado apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Área de Concentração em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Engenharia Civil**

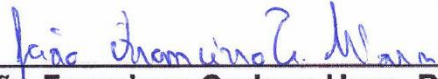
Aprovado em 08 de Fevereiro de 2019



Daniel Gustavo Allasia Piccilli, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)




Enio Júnior Seidel, Dr. (UFSM)



João Francisco Carlexo Horn, Dr (UFSM)



Eber José de Andrade Pinto, Dr (UFMG/CPRM)



Joel Avruch Goldenfum, Dr (UFRGS)

Santa Maria, RS
2019

Agradecimentos

Primeiramente a Deus pelas oportunidades e bênçãos recebidas, e por sempre iluminar o meu caminho.

Aos meus pais, Eder e Ieda, por serem o meu porto seguro, no apoio em momentos difíceis, nas alegrias após objetivos alcançados, pelo incentivo e disposição, e principalmente por serem os maiores exemplos como pessoas, os quais me serviram de base para a formação do meu eu, e tornando possível a realização de mais este objetivo, o qual está sendo concretizado.

À minha irmã, Rafaela, que mesmo sendo mais jovem, sempre foi e será minha confidente e companheira, sempre sendo um o apoio do outro.

À minha noiva, Franciely, pelo amor, carinho, e compreensão em situações complexas, pelo apoio e dedicação disponibilizados a mim no decorrer de mais essa jornada.

Aos meus amigos, pela amizade, companheirismo e conselhos.

Ao meu grande amigo, Prof. Dr. Daniel Gustavo Allasia Piccilli, pela orientação e apoio durante a realização deste trabalho, pelo auxílio no decorrer destes anos de estudo, transcorrido desde a graduação, auxiliando-me na busca de novos conhecimentos e virtudes.

A Prof. Dr. Rutinéia Tassi a qual considero uma grande amiga, pelo tempo dedicado a mim, e por todos os conselhos dados, desde a graduação até o presente momento.

Aos demais professores do PPGEAC, pelo comprometimento, para um ensino de qualidade e pelos conhecimentos transmitidos a mim ao longo deste período.

À Universidade Federal de Santa Maria e ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, pela estrutura acadêmica, qualidade de ensino, e pela oportunidade de poder me tornar um profissional respeitado.

“O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001”.

“SEM SONHOS, A VIDA NÃO TEM BRILHO.
SEM METAS, OS SONHOS NÃO TÊM ALICERCES.
SEM PRIORIDADES, OS SONHOS NÃO SE TORNAM REAIS.
SONHE, TRACE METAS, ESTABELEÇA PRIORIDADES
E CORRA RISCOS PARA EXECUTAR SEUS SONHOS.
MELHOR É ERRAR POR TENTAR
DO QUE ERRAR POR SE OMITIR!”

(AUGUSTO CURY)

RESUMO

ESTIMATIVA DE CHUVAS INTENSAS EM LOCAIS SEM DADOS NO RIO GRANDE DO SUL

AUTOR: Raviel Eurico Basso

ORIENTADOR: Daniel Gustavo Allasia Piccilli

O conhecimento das chuvas intensas é importante no dimensionamento de diversas obras de engenharia, a qual normalmente, é definida a partir das relações intensidade-duração-frequência (IDF), permitindo estimar de forma simples a intensidade máxima de chuva que poderá ocorrer com determinado tempo de recorrência (TR). No entanto, para a determinação de uma IDF necessita-se de dados pluviográficos com uma discretização temporal pequena (<10-20min), com longos períodos de observação e com poucas falhas o que é de difícil obtenção no Rio Grande do Sul, dificultando a determinação das relações IDF. Porém, no RS existem inúmeras informações de precipitação, normalmente não são utilizadas de forma direta, tais como dados diários e dados de precipitação estimadas por satélite ou de reanálise, como por exemplo, os dados do Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP). Observando a necessidade de estudos que possam propor e avaliar métodos alternativos e confiáveis de estimativa de IDF, baseados nessas informações. Nesse cenário, são propostas e avaliadas duas metodologias, uma para a estimativa das precipitações máximas diárias e outra para a estimativa da precipitação máxima para diversas durações desde sub-diária até vários dias. Para concretização destas metodologias, inicialmente foram determinadas 5 regiões homogêneas de precipitação máxima para o RS, baseadas na conveniência geográfica em conjunto com as medidas de discordância e de heterogeneidade dos momentos-L apresentadas por Hosking e Wallis (1997). Assim, para cada região homogênea apresentada foram determinadas as equações para estimativa da precipitação máxima com duração diária e também para as precipitações com duração sub-diária até vários dias. Primeiramente, utilizando os dados diários disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA), determinou-se as curvas de crescimento das precipitações máximas, relacionando a variável reduzida de Gumbel e a precipitação, com base na metodologia FORGEX apresentada por Reed, Faulkner e Stewart (1999), e após foram apresentadas as equações de precipitação máxima diária determinadas com o auxílio de modelos GAMLSS. Já para a determinação das precipitações máximas para diversas durações foram utilizados os dados do MSWEP juntamente com os dados horários disponibilizados pelo INMET, as equações foram determinadas com base nos momentos-L juntamente com a metodologia apresentada por Koutsoyiannis, Kozonis, Manetas (1998). Portanto, para cada uma das 5 regiões homogêneas de precipitação máxima do RS, são apresentadas duas equações, sendo uma para a estimativa da precipitação máxima diária e a outra para as precipitações máximas para diversas durações. Contudo, as equações propostas nesse trabalho apresentam limitações de aplicação, sendo que, é possível obter a precipitação máxima diária para TR entre 2 e 30 anos, em relação as estimativas de precipitação máxima para diversas durações é possível obter a precipitação máxima para durações entre 3 horas e 168 horas, com um tempo de retorno entre 2 e 50 anos. Assim, com as regiões homogêneas e o emprego das equações de precipitação máxima é possível estimar as precipitações intensas em todo o estado do Rio Grande do Sul, inclusive em locais sem dados de precipitação observado.

Palavras-chave: Chuva intensa. Regiões homogêneas. Rio Grande do Sul. Momentos-L. GAMLSS

ABSTRACT

ESTIMATE INTENSE RAINFALL IN LOCALS WITHOUT DATA IN RIO GRANDE DO SUL

AUTHOR: Raviel Eurico Basso
ADVISOR: Daniel Gustavo Allasia Piccilli

The knowledge of the intense rainfall is important in the project of several engineering works, which normally, is defined from the intensity-duration-frequency relations (IDF), allowing to estimate in a simple way the maximum intensity rainfall that can occur with a certain time of recurrence (TR). However, for the determination of an IDF, is required rainfall data with a small temporal discretization (<10-20min), with long periods of observation and few failures, which is difficult to obtain in the Rio Grande do Sul, making it difficult to determine of IDF relations. However, there is a numberless of precipitation information in RS, usually not used directly, such as daily data and estimated satellite precipitation or reanalysis data, such as the Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP). Observing the need for studies that can propose and evaluate alternative and reliable methods of estimating IDF, based on this information. In this scenario, two methodologies are proposed and evaluated, one for the estimation of the maximum daily precipitation and another for the estimation of the maximum precipitation to several durations since sub-daily until several days. To concretize these methodologies, 5 homogeneous regions of maximum precipitation for RS were initially determined, based on geographic convenience in conjunction with the measures of disagreement and heterogeneity of the L-moments presented by Hosking and Wallis (1997). First, using the daily data provided by the National Water Agency (ANA), the maximum precipitation growth curves were determined, relating the reduced Gumbel variable and the precipitation, based on the FORGEX methodology presented by Reed, Faulkner and Stewart (1999), after which the daily maximum precipitation equations determined with the aid of GAMLSS models. For the determination of maximum rainfall for several durations, the MSWEP data were used together with the hourly data provided by INMET, the equations were determined based on the L-moments along with the methodology presented by Koutsoyiannis, Kozonis, Manetas (1998). Therefore, for each of the 5 homogeneous regions of maximum rainfall of the RS, two equations are presented, one for the estimation of the daily maximum precipitation and the other for the maximum precipitations for several durations. However, the equations proposed in this work have limited of application, and it is possible to obtain the maximum daily precipitation for return time between 2 and 30 years, in relation to the maximum precipitation estimates for several durations it is possible to obtain the maximum precipitation for durations between 3 hours and 168 hours, with a return time between 2 and 50 years. Thus, with the homogeneous regions and the use of the maximum precipitation equations, it is possible to estimate the intense precipitations in the entire of Rio Grande do Sul, same in locations with no observed precipitation data.

Keywords: Intense rainfall. Regional. Rio Grande do Sul. L-moments. GAMLSS.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Acumulados observados e estimados, (a) 3B42 - V6, (b) 3B42 - V7, (c) CMORPH.	23
Figura 2: Curvas intensidade-duração-frequência para a cidade de Santa Maria, RS.	28
Figura 3: Comportamento das precipitações intensas em alguns postos pluviométricos da Bacia Hidrográfica do Alto Jacuí.	30
Figura 4: Distribuição da chuva (relação entre durações) para EUA e Santa Maria (RS)	32
Figura 5: Isoietas de precipitação máxima com duração de 1 hora e TR de 10 anos.	34
Figura 6: Isoietas de precipitação máxima com duração de 24 horas e TR de 10 anos.	34
Figura 7: Isoietas de precipitação intensa com duração de 4 dias e TR de 10 anos.	35
Figura 8: Curva IDF de Los Angeles.	36
Figura 9: Precipitação intensa em Los Angeles.	37
Figura 10: Estações Pluviométricas e Pluviográficas do Brasil.	38
Figura 11: Locais com IDF no estado da Califórnia, EUA.	39
Figura 12: Obtenção dos parâmetros da equação proposta por Chen (1983)	42
Figura 13: Descrição da medida de discordância.....	51
Figura 14: Diagrama dos Quocientes de Momentos, a) amostral, b) simulado.	53
Figura 15: Posição de plotagem da precipitação padronizada em relação a variável reduzida de Gumbel.	62
Figura 16: Exemplificação dos gradientes a_i e dos l segmentos de reta.	63
Figura 17: Mapa de Isozonas.	69
Figura 18: Isozonas propostas.	71
Figura 19: Isolinhas de precipitações intensas médias.	73
Figura 20: Variações das precipitações diárias de estimativas do TRMM e precipitações observadas, com TR de 2, 10 e 25 anos.....	78
Figura 21: Regiões de precipitações máximas e coeficientes de ajustes da estimativa do TRMM.....	78
Figura 22: Localização do RS, geomorfologia e perfis de altitude.....	81

Figura 23: Circulação atmosférica nos baixos níveis (850 hPa) - Composto JBNAS.	83
Figura 24: Percentual de ocorrência de precipitação intensa em dias de JBNAS. ...	84
Figura 25: Tipologia Climática do Rio Grande do Sul.	85
Figura 26: Estações de monitoramento pluvial.	87
Figura 27: Período utilizado para cada uma das estações da ANA.	87
Figura 28: Locais com IDF conhecidas.	89
Figura 29: Fluxograma metodológico.	90
Figura 30: Isozonas de precipitação intensa do Rio Grande do Sul.	92
Figura 31: Precipitação máxima diária média no Rio Grande do Sul.	99
Figura 32: Erro (%) entre a precipitação observada e a estimada (por krigagem). ...	99
Figura 33: Agrupamento de estações com base no método de Ward.	100
Figura 34: Regiões homogêneas de precipitação máxima.	102
Figura 35: Gráficos variável reduzida de Gumbel e precipitação padronizada - a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.	104
Figura 36: Curva de crescimento da precipitação máxima, para as regiões homogêneas.	105
Figura 37: Aderência à variável P_{dij} da distribuição logística para as regiões homogêneas a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.	106
Figura 38: Modelos GAMLSS regionais - a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.	108
Figura 39: Validação dos modelos GAMLSS - a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.	109
Figura 40: Estações utilizadas para verificação da estimativa da precipitação máxima diária.	110
Figura 41: Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe entre as estações do INMET e as estimativas do MSWEP.	113
Figura 42: Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe entre as estações da ANA e as estimativas do MSWEP.	113
Figura 43: Coeficiente de correlação linear de Pearson, a) INMET x MSWEP, b) ANA x MSWEP.	114
Figura 44: Erro médio absoluto, entre as estações do INMET e as estimativas do MSWEP.	115

Figura 45: Porcentagem Bias, entre as estações cadastradas na ANA e a estimativa do MSWEP.....	116
Figura 46: Média precipitação máxima com 24 horas de duração (MSWEP).	118
Figura 47: Relação entre a P24m e a Pdia do MSWEP.	119
Figura 48: Erro no ajuste para cada duração; a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.....	125
Figura 49: Erro no ajuste para cada TR; a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.....	126
Figura 50: Erro no ajuste médio e máximo em estações a) INMET; b) ANA.....	127
Figura 51: Erro (mm/h) entre IDF e a equação Regional.....	129

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Densidade mínima sugerida pela OMM (2008).	22
Tabela 2: Valores médios, mínimos e máximos de r , EMA, EQM, NS e Vies obtidos pelas metodologias estudadas nas três escalas temporais.....	24
Tabela 3: Tipos de IDFs mais utilizados.....	29
Tabela 4: Coeficientes de desagregação sugerido para o Brasil.	31
Tabela 5: Estações utilizadas até o momento no NOAA Atlas 14.....	36
Tabela 6: Limites críticos da medida de discordância (D_{jcrit}).	52
Tabela 7: Algumas distribuições contínuas implementadas à estrutura GAMLSS e disponíveis no R.	66
Tabela 8: Locais com IDF.....	88
Tabela 9: Estações discordantes e medidas de heterogeneidade das regiões.....	102
Tabela 10: Parâmetros dos modelos GAMLSS utilizando a distribuição logística (Equações 90 e 91) nas diferentes regiões do RS.	107
Tabela 11: Teste de aderência regional (Z^{dist}) aos dados sub-diários.....	120
Tabela 12: Parâmetros regionais da distribuição GEV.....	120
Tabela 13: Parâmetros regionais da função $b(d)$	122
Tabela 14: Parâmetros regionais da equação de precipitação máxima sub-diária.	123
Tabela 15: Variação média entre a intensidade estimada e a IDF.....	130
Tabela 16: Desvio padrão entre a intensidade estimada e a IDF.....	131

LISTA DE ABREVIÇÕES

ANA	– Agência Nacional de Águas
BDMEP	– Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (Inmet)
CCM	– Complexos Convectivos de Mesoescala
CMORPH	– NOAA CPC Morphing Technique
CPRM	– Serviço Geológico do Brasil
Di	– Medida de Discordância
EMA	– Erro Médio Absoluto
GEV	– Generalizada de Valores Extremos
GLO	– Generalizada Logística
GNO	– Generalizada Normal
GPA	– Generalizada de Pareto
GPM	– Global Precipitation Mission
H	– Medida de Heterogeneidade
HidroWeb	– Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA)
IDF	– Intensidade Duração Frequência
INMET	– Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBNAS	– Jato de Baixos Níveis da América do Sul
MSWEP	– Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation
NSE	– Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe
OMM	– Organização Meteorológica Mundial
pBias	– Porcentagem Bias
PE3	– Pearson do Type III
r	– Coeficiente de Correlação Linear de Pearson
SCM	– Sistemas Convectivos de Mesoescala
SF	– Sistemas Frontais
TR	– Tempo de Retorno
TRMM	– Tropical Rainfall Measuring

LISTA DE APÊNDICES

APÊNDICE A – Pfafstetter (1957).....	146
APÊNDICE B – Revisão das isozonas de chuvas intensas no Brasil (BASSO et al, 2016).....	152
APÊNDICE C – Estimativa de chuvas intensas no Rio Grande do Sul a partir das relações genéricas de Bell e Chen (BASSO, 2015).....	158
APÊNDICE D – Regionalização das precipitações máximas ocorridas no Rio Grande do Sul entre 1912-2014 (FAVARETTO, 2016).....	162
APÊNDICE E – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2751005 – 2755001).....	165
APÊNDICE F – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2849035 – 2851051).....	166
APÊNDICE G – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2852001 – 2853040).....	167
APÊNDICE H – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2854001 – 2950063).....	168
APÊNDICE I – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2951007 – 2953037).....	169
APÊNDICE J – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2954001 – 3051038).....	170
APÊNDICE K – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (3052002 – 3056010).....	171
APÊNDICE L – Período utilizado para cada uma das estações da ANA (3057001 – 3353001).....	172
APÊNDICE M – Parâmetros da GEV para a Região 1	173
APÊNDICE N – Parâmetros da GEV para a Região 2	174
APÊNDICE O – Parâmetros da GEV para a Região 3	175
APÊNDICE P – Parâmetros da GEV para a Região 4	176
APÊNDICE Q – Parâmetros da GEV para a Região 5	177

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	OBJETIVOS	18
2.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
3.1	PRECIPITAÇÕES MÁXIMAS	19
3.2	INFORMAÇÕES NECESSÁRIAS PARA A ESTIMATIVA DAS CHUVAS INTENSAS.....	20
3.3	MULTI-SOURCE WEIGHTED-ENSEMBLE PRECIPITATION (MSWEP) ..	25
3.4	DETERMINAÇÃO DA RELAÇÃO INTENSIDADE, DURAÇÃO E FREQUÊNCIA (IDF)	26
3.5	ESTUDOS SOBRE A ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA	30
3.5.1	Método das relações entre durações	31
3.5.2	Atlas da frequência pluviométrica nos Estados Unidos	32
3.5.3	Bell (1969)	39
3.5.4	Chen (1983)	41
3.5.5	Koutsoyiannis, Kozonis, Manetas (1998)	42
3.5.5.1	<i>Momentos-L</i>	43
3.5.5.2	<i>Determinação das regiões homogêneas</i>	46
3.5.5.3	<i>Medida de discordância</i>	50
3.5.5.4	<i>Medida de heterogeneidade</i>	52
3.5.5.5	<i>Medida de aderência regional</i>	55
3.5.5.6	<i>Aplicação dos momentos L para regionalização das IDF's</i>	56
3.5.6	Focused Rainfall Growth Extension - FORGEX	60
3.5.6.1	<i>Modelos GAMLSS</i>	64
3.5.7	Alguns estudos de precipitação intensa realizados no Brasil	67
3.5.7.1	<i>Pfafstetter (1957)</i>	67
3.5.7.2	<i>Torrico (1974)</i>	68
3.5.7.3	<i>Revisão das isozonas de chuvas intensas no Brasil (BASSO et al, 2016)</i> ..	69
3.5.7.4	<i>Chuvas intensas no RS (BELTRAME; LANNA; LOUZADA, 1991)</i>	72
3.5.7.5	<i>Estimativa de chuvas intensas no Rio Grande do Sul a partir das relações genéricas de Bell e Chen (BASSO, 2015)</i>	74
3.5.7.6	<i>Regionalização das precipitações máximas ocorridas no Rio Grande do Sul entre 1912-2014 (FAVARETTO, 2016)</i>	75
3.5.7.7	<i>Determinação e espacialização das equações de chuvas intensas em bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul (SAMPAIO, 2011)</i>	76
3.5.7.8	<i>Metodologia para caracterização da precipitação extrema, a partir das precipitações estimadas pelo TRMM em conjunto com Bell (1969) (BERNARDI et al, 2015)</i>	77
4	MATERIAIS E MÉTODOS	80
4.1	CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO	80
4.1.1	Precipitações no RS	81
4.1.2	Informações de precipitação	86
4.2	ESTRATÉGIA METODOLÓGICA.....	90
4.3	DETERMINAÇÃO DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS	91
4.4	DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA DIÁRIA NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS	93
4.5	DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PARA PERÍODOS DIFERENTES DE UM DIA (SUB-DIÁRIA ATÉ VÁRIOS DIAS).....	95
5	RESULTADOS	98

5.1	REGIÕES HOMOGÊNEAS DE PRECIPITAÇÃO MÁXIMA	98
5.2	PRECIPITAÇÃO MÁXIMA DIÁRIA	103
5.2.1	Exemplo de aplicação da metodologia para obtenção da precipitação máxima diária para locais sem dados.....	111
5.3	PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PARA PERÍODOS DIFERENTES DE UM DIA (SUB-DIÁRIA ATÉ VÁRIOS DIAS)	112
5.3.1	Verificação dos resultados	123
5.3.2	Validação dos resultados.....	128
5.3.3	Exemplo de aplicação da metodologia para obtenção da precipitação máxima sub-diária para locais sem dados.	131
6	CONCLUSÃO.....	133
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135
	APÊNDICES.....	146
	ANEXOS.....	178

1 INTRODUÇÃO

Na hidrologia, as chuvas intensas são aquelas que geram uma grande vazão em um intervalo de tempo relativamente curto e são utilizadas como um valor crítico em projetos de drenagem. (BERTONI; TUCCI, 1993; DINGMAN, 2002; ENDRENY; IMBEAH, 2009; KOUTSOYIANNIS; KOZONIS; MANETAS, 1998; REED; FAULKNER; STEWART, 1999; VIEIRA et. al., 1998). Geralmente, as chuvas intensas são determinadas a partir das relações intensidade-duração-frequência (relação IDF), que permitem estimar de forma simples a intensidade máxima de chuva para uma duração específica que poderá ocorrer em um determinado tempo de recorrência (TR).

Dada a sua importância no projeto de estruturas, as relações IDF deveriam estar sempre atualizadas e em um banco de dados de acesso simples para que os profissionais da área tivessem livre acesso. No entanto, para a determinação de uma IDF necessita-se de dados pluviográficos com uma discretização temporal pequena (<10-20min), com longos períodos de observação e com poucas falhas, o que é de difícil obtenção no Brasil, resultando em poucas IDF disponíveis.

A área de estudo selecionada para realização desta pesquisa foi o estado do Rio Grande do Sul (RS) por ser uma das regiões com os mais intensos eventos convectivos do globo (ZIPSER et al., 2006) o que traz prejuízos à população, tanto do meio urbano quanto do meio rural.

No RS existem informações de precipitação normalmente não utilizadas para a construção da IDF de forma direta, tais como dados diários disponíveis no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) mantido pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), no Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas (HidroWeb – ANA). Além dos dados diários, existem algumas estações automáticas do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) com discretização horária, porém apenas para períodos mais recentes.

Está crescendo, também, a disponibilidade de dados de precipitação estimados por satélite, como por exemplo, os dados do Tropical Rainfall Measuring Mission – TRMM (KUMMEROW et al, 1998), NOAA/CPC Morphing Technique – CMORPH (JOYCE et al, 2004), Global Precipitation Measurement (GPM), Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation - MSWEP (BECK et al, 2017a; 2017b), entre outros, que podem complementar as informações existentes.

Devido a necessidade de estudos que possam propor e avaliar métodos alternativos e confiáveis de estimativa de IDF, que façam uso destas informações e as transfiram para discretização temporal exigida em projetos de engenharia. Esses métodos permitiriam a determinação da precipitação intensa com maiores informações nos locais com IDF existentes, e inclusive, em locais sem dados pluviográficos observados.

Assim, com o objetivo de utilizar diversas fontes de informação de precipitações máximas, foram determinadas regiões homogêneas de precipitação máxima para o RS, utilizando os dados diários e conjunto com medidas estatísticas baseadas nos momentos-L. Uma vez que as equações regionais observam as variabilidades em locais de uma região, e a IDF representa o comportamento da precipitação em um local específico.

Dentre os métodos de estimativa da precipitação intensa, se pode mencionar o método da relação entre durações (HERSHFIELD, 1961; BERTONI; TUCCI, 1993; BASSO et al 2016) e as equações propostas por Bell (1969) e Chen (1983) já utilizados no RS, e por diversos autores para outras regiões do Brasil (BACK, 2009; BASSO, 2015; BELTRAME; LANNA; LOUZADA, 1991; SAMPAIO, 2011, SAMPAIO et al, 2011; RIGHETTO, 1998). Porém, essas metodologias ou não conseguem explorar dados de múltiplas fontes ou não apresentaram bons resultados quando o objetivo é obter equações regionais para estimativa das precipitações máximas em locais sem dados observados.

Para possibilitar o uso de múltiplas fontes e determinar equações de precipitação máxima para o RS, são propostas e avaliadas duas metodologias para o RS. Primeiramente foram determinadas as equações de precipitação máxima diária, utilizando os dados da ANA e utilizando como base a metodologia FORGEX (REED; FAULKNER; STEWART, 1999), a qual utiliza a variável reduzida de Gumbel e precipitações padronizadas em conjunto com os modelos GAMLSS, possibilitando a obtenção das equações de precipitação máxima e a respectiva dispersão para um mesmo tempo de recorrência.

Já para a determinação das precipitações máximas para diversas durações (sub-diária até vários dias) baseou-se nos dados disponibilizados pelo INMET e nas estimativas das precipitações do MSWEP. Com essas informações utilizou-se como diretriz a metodologia apresentada por Koutsoyiannis, Kozonis, Manetas (1998) e os

momentos-L, definindo equações para cada uma das regiões homogêneas de forma robusta, sendo ainda dependente de uma variável local.

Nesse trabalho, de forma geral, são propostas e avaliadas diferentes metodologias para as estimativas de chuvas intensas no RS, utilizando dados de precipitação com duração diária e estimada por satellite, partindo da regionalização das precipitações pluviais máximas.

2 OBJETIVOS

Propor e validar metodologias para a estimativa da precipitação intensa em locais sem dados pluviográficos no Estado do Rio Grande do Sul.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar regiões homogêneas de precipitação máxima para o RS.
- Propor e validar uma metodologia para obtenção das precipitações máximas diárias no RS.
- Verificar a possibilidade de utilização de dados estimados por satélite para complementação das informações de precipitações máximas.
- Propor e validar uma metodologia para obtenção das precipitações máximas para períodos diferentes de um dia (sub-diária até vários dias)

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 PRECIPITAÇÕES MÁXIMAS

A precipitação máxima é a ocorrência de uma chuva, com duração específica, com um tempo de recorrência determinado e uma distribuição espacial crítica para um local ou bacia hidrográfica (BERTONI; TUCCI, 1993). Seu conhecimento é de suma importância para o dimensionamento de obras de engenharia, uma vez que este tipo de precipitação é a principal fonte de erosão do solo, inundações nos vales e nas zonas ribeirinhas (BERTONI; TUCCI, 1993; DINGMAN, 2002; ENDRENY; IMBEAH, 2009; KOUTSOYIANNIS; KOZONIS; MANETAS, 1998; REED; FAULKNER; STEWART, 1999; VIEIRA et. al., 1998).

Além disso, como a disponibilidade de informações sobre a precipitação é, em geral, mais frequente que a de vazão, o estudo das precipitações máximas torna-se uma alternativa para determinar a vazão de cheia de uma bacia hidrográfica (BERTONI; TUCCI, 1993; SMITH, 1992; STEWART; REED; FAULKNER; REYNARD, 1999).

A precipitação máxima pode ser apresentada através da curva de intensidade-duração-frequência (IDF) ou pela sua correspondente equação, relacionando assim, as principais informações para o conhecimento da precipitação máxima: a duração, a intensidade e o risco da precipitação ser igualada ou superada (BRUTSAERT, 2005; DINGMAN, 2002; ENDRENY; IMBEAH, 2009; NHAT et al, 2006; NHAT et al, 2007).

Segundo Brutsaert (2005), Digman (2002) e Koutisoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), a determinação e utilização de IDF é uma das principais ferramentas utilizadas na Engenharia de Recursos Hídricos, pois, define uma das variáveis mais importantes na aplicação em estudos que retratam impactos ou danos causados pelas precipitações intensas.

Para a obtenção da relação IDF se faz necessário conhecer o comportamento climático, e particularmente pluviográfico de um local de maneira detalhada, uma vez que a precipitação máxima depende diretamente da umidade atmosférica, temperatura, vento, relevo e das condições de superfície (OMM, 2008; SPRING, 1999). Devido a essas condições o Rio Grande do Sul apresenta no outono e na primavera as precipitações máximas (TEIXEIRA, 2010), as quais ocorrem devido a

maior frequência dos complexos convectivos de mesoescala (VELASCO; FRITSCH, 1987).

No entanto, em termos práticos, os sistemas precipitantes que geram as precipitações máximas de curta duração, utilizadas normalmente para o projeto de estruturas na engenharia como na drenagem urbana, ocorrem de forma semelhante em várias regiões do mundo, e são do tipo convectivas (BELL, 1969; CHEN, 1983).

Dessa forma, em função do escasso e/ou de relativamente curto período, de monitoramento por meio de pluviógrafos dificultam a determinação da IDF (ALILA, 2000; BACK, 2009; ENDRENY; IMBEAH, 2009; KOUTSOYIANNIS; KOZONIS; MANETAS, 1998; MENABDE; SEED; PEGRAM, 1999; NHAT, et al, 2006; STEWART et al, 1999), vários estudos propõem formas de regionalizar as estimativas de chuva com base em estimativas da precipitação intensa com dados diários (BACK, 2009; BASSO et al., 2016; BELL, 1969; CHEN, 1983; NHAT et al 2006; REED; FAULKNER; STEWART, 1999; entre outros), dados diários em conjunto com informações de pluviógrafos (KOUTSOYIANNIS; KOZONIS; MANETAS, 1998) e dados estimados por satélite (BERNARDI et al., 2015; ENDRENY; IMBEAH, 2009), alguns desses estudos são apresentados no item 3.5.

3.2 INFORMAÇÕES NECESSÁRIAS PARA A ESTIMATIVA DAS CHUVAS INTENSAS

Para a estimativa das chuvas intensas, em especial para projetos relacionados à drenagem urbana, é necessário o conhecimento da precipitação discretizada em entre 1 e 5 minutos e monitoradas por um longo período (mais de 20 anos). Esses dados podem ser obtidos a partir de pluviógrafos ou estações pluviométricas automáticas. Hoje em dia os dados são obtidos de forma digital, porém, nas estações mais antigas, e, que compõem a maioria das informações disponíveis até o momento, as informações eram registradas em uma fita de papel constituindo os denominados pluviogramas (CLARKE; DIAS, 2002).

Assim, para o posterior uso das informações dos pluviogramas, é necessário o processamento dessa informação, com o auxílio de mesa digitalizadora ou de forma manual, num processo demorado e no qual podem se inserir erros nos valores observados, ou ainda a partir de métodos de vetorização a partir das imagens escaneadas dos pluviogramas.

Segundo Clarke e Dias (2002), esse processamento foi realizado para poucas estações de monitoramento, limitando a quantidade das séries disponíveis para estimativa de IDF. Atualmente a ANA já recebe os pluviogramas digitalizados pelo Hidro Graph da Universidade Federal de Viçosa (UFV) e também dispõe arquivos disponibilizados com o GEDAC (IPH). Ainda, nas séries disponíveis, há dificuldade para a validação desses dados monitorados, uma vez que não se tem informações precisas sobre trocas de localização do equipamento e a exposição dos mesmos a interferência da vegetação, obras entre outros.

Por outro lado, para estimativas confiáveis da chuva intensa em uma região é necessário contar com uma rede extensa de estações pluviométricas e pluviográficas. A densidade mínima sugerida pela Organização Meteorológica Mundial (OMM, 2008) de estações pluviométricas e pluviográficas para o monitoramento das chuvas é apresentada na Tabela 1. Vale destacar que as orientações de OMM (2008) não necessariamente garantem a qualidade das informações num determinado local, mas servem como guia de uma densidade mínima para casos extremos.

Nas orientações da OMM (2008) sugere-se ainda que a distribuição das estações deve ocorrer uniformemente, e com disponibilidade de observadores próximos, e o número mínimo de estações atende as necessidades imediatas. Portanto, quanto maior for o número de estações distribuídas uniformemente na região estudada melhor será a sua caracterização das precipitações.

A determinação da OMM (2008) no monitoramento das regiões de morros merece relativos cuidados, pois as estações devem estar distribuídas de uma maneira que possam ser observadas as variações da precipitação devido à grande declividade da região (zoneamento vertical). O Rio Grande do Sul é um caso onde se tem alterações de relevo (planalto, depressão, entre outros) por isso, a distribuição das estações devem atender no mínimo à necessidade das regiões monitoradas, uma vez que o RS apresenta características de praticamente todas as regiões apresentadas pela OMM (2008), com exceção da região Polar / Árida.

Tabela 1: Densidade mínima sugerida pela OMM (2008).

Região	Km ² / Estação	
	Pluvimétricas	Pluviográficas
Costeira	900	9000
Montanhosa	250	2500
Planícies Interiores	575	5750
Morros	575	5750
Pequenas Ilhas	25	250
Área Urbana	-	10 a 20
Polar / Árida	10000	100000

Fonte: OMM (2008).

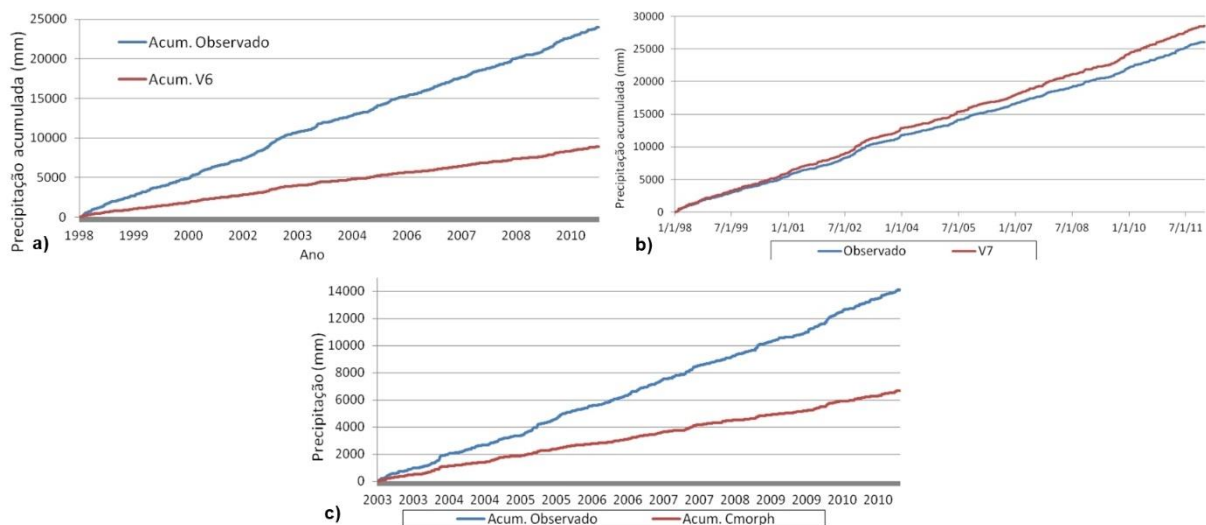
Além das informações de monitoramento da precipitação em solo, há uma quantidade significativa de satélites que possibilitam a obtenção da estimativa de precipitação de maneira facilitada principalmente para locais não monitorados como por exemplo as estimativas de chuvas geradas pelo *Tropical Rainfall Measuring Mission - TRMM* (KUMMEROW et al., 1998), *NOA/CPC Morphing Technique – CMORPH* (JOYCE et al., 2004), entre outros satélites. Essas estimativas estão em constante melhora, e, inclusive, a estimativa do *Global Precipitation Mission (GPM)*, realizada por missão internacional que compreende inúmeras agências internacionais, é capaz de detectar até as precipitações de baixa intensidade ($< 0,5 \text{ mm.h}^{-1}$).

As precipitações estimadas pelo TRMM (produto 3B42) são apresentadas em uma resolução espacial de $0,25^\circ$ (aproximadamente 625 km^2) e resolução temporal de 3 horas. Já as precipitações estimadas pelo CMORPH (produto Raw) apresenta uma resolução espacial de aproximadamente 8 Km e uma resolução temporal de 30 minutos, enquanto que a resolução espacial do GPM é de $0,1^\circ$ e a resolução temporal é de 30 minutos.

Fensterseifer (2013) realizou um estudo na bacia hidrográfica do Alto Jacuí localizada no estado do Rio Grande do Sul, no qual, analisou as precipitações estimadas dos satélites TRMM (produto 3B42 versão 6 e a mais atual a versão 7) e CMORPH em relação as precipitações observadas em solo disponibilizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA). Efetuando a comparação das 3 estimativas, Fensterseifer (2013) observou que o produto 3B42 (V6) estimou apenas 34% da

precipitação observada, já o produto 3B42 (V7) superestimava em média 11% em relação a precipitação observada, enquanto que a estimativa da precipitação através do CMORPH conseguiu estimar em média 43% dos volumes totais observados, estas variações podem ser observadas na Figura 1.

Figura 1: Acumulados observados e estimados, (a) 3B42 - V6, (b) 3B42 - V7, (c) CMORPH.



Fonte: Adaptado de Fensterseifer (2013).

Bernardi (2016) analisou as estimativas de precipitação intensa do TRMM (3B42 – V7) em todo o Rio Grande do Sul, observando o mesmo comportamento encontrado por Fensterseifer (2013), e destaca ainda que o produto 3B42-V7 apresenta um bom indicativo da não ocorrência da precipitação (apresentou precipitação em menos de 10% dos dias em que não houve observação). Bernardi (2016) indica que o volume acumulado de 15 e 30 dias apresenta uma melhor representatividade dos dados observados no Estado, com base nas estatísticas utilizadas no estudo (coeficiente de correlação linear – r , Nash-Sutcliffe – NS, erro médio absoluto – EMA e erro médio quadrático – EMQ) apresentadas na Tabela 2.

Contudo, para permitir a utilização dessas informações na estimativa de chuvas intensas deve-se observar as variações entre a estimativa e a precipitação monitorada em solo e tida como padrão nos projetos de engenharia. Exemplos desses estudos são apresentados por Adler et al. (2000) os quais observaram o comportamento dos produtos TRMM e GPCP para todo o globo, Bernardi et al. (2015) determinaram

coeficientes de ajustes para estimativa da precipitação intensas no RS, Endreny e Imbeah (2009) determinaram equações para Ghana com base no TRMM, entre outros.

Tabela 2: Valores médios, mínimos e máximos de r, EMA, EQM, NS e Vies obtidos pelas metodologias estudadas nas três escalas temporais.

Escala temporal	Estatística aplicada	Método de comparação				
		Pixel a Ponto	Ponto a Ponto	Pixel a Pixel	Sub-pixels	Análise Agregada
Diário	r	0,72 (0,62 – 0,79)	0,74 (0,64 – 0,80)	0,69 (0,40 – 0,78)	0,71 (0,40 – 0,79)	0,79 (0,62 – 0,86)
	EMA (mm)	3,62 (3,01 – 3,37)	3,49 (3,01 – 3,14)	3,97 (3,20 – 5,62)	3,88 (3,17 – 4,98)	1,50 (0,83 – 2,11)
	EQM (mm)	9,97 (9,19 – 11,99)	9,91 (8,85 – 10,91)	10,26 (8,13 – 14,65)	9,97 (8,14 – 12,95)	3,64 (2,27 – 4,89)
	NS	0,30 (-0,13 – 0,52)	0,37 (0,06 – 0,56)	-0,25 (-2,27 – 0,34)	-0,24 (-2,25 – 0,34)	0,15 (-0,36 – 0,51)
15 dias	r	0,82 (0,71 – 0,88)	0,83 (0,71 – 0,89)	0,83 (0,42 – 0,91)	0,84 (0,42 – 0,91)	0,90 (0,83 – 0,94)
	EMA (mm)	24,53 (20,22 – 29,86)	23,60 (19,95 – 28,39)	24,85 (19,42 – 39,64)	24,21 (19,42 – 39,33)	9,04 (4,87 – 12,72)
	EQM (mm)	35,33 (30,12 – 44,29)	33,85 (28,77 – 40,77)	34,97 (26,36 – 54,52)	34,12 (26,55 – 54,14)	12,81 (6,95 – 17,43)
	NS	0,56 (0,32 – 0,71)	0,60 (0,35 – 0,75)	0,43 (-0,99 – 0,69)	0,44 (-0,97 – 0,70)	0,64 (0,41 – 0,78)
30 dias	r	0,90 (0,82 – 0,95)	0,91 (0,82 – 0,96)	0,87 (0,42 – 0,94)	0,88 (0,43 – 0,95)	0,93 (0,88 – 0,97)
	EMA (mm)	28,05 (21,64 – 40,13)	27,34 (21,17 – 40,60)	34,97 (24,54 – 58,25)	33,96 (24,81 – 57,83)	13,17 (6,62 – 18,84)
	EQM (mm)	28,53 (29,08 – 51,06)	37,29 (18,96 – 39,06)	47,04 (34,85 – 79,89)	45,78 (32,77 – 79,31)	17,57 (9,23 – 23,95)
	NS	0,76 (0,52 – 0,90)	0,77 (0,55 – 0,92)	0,52 (-0,94 – 0,81)	0,53 (-0,93 – 0,84)	0,70 (0,57 – 0,85)
	Viés (%)	9,26 (0,20 – 22,67)	9,34 (0,20 – 23,49)	11,72 (-0,17 – 0,29)	11,76 (-0,17 – 0,25)	15,14 (5,96 – 20,72)

Fonte: Bernardi (2016).

Além, dessas informações apresentadas até o agora vale destacar o estudo realizado por Beck et al. (2017a), os quais apresentaram dados de pluviometria com base em dados de reanálises, satélite, postos de monitoramento, este produto é denominado como *Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation* (MSWEP) é apresentado de forma detalhada no item 3.3.

3.3 MULTI-SOURCE WEIGHTED-ENSEMBLE PRECIPITATION (MSWEP)

A pesquisa desenvolvida por Beck et al. (2017a) foi motivada pela oportunidade de desenvolver um conjunto de dados de precipitação global com uma resolução espacial de $0,1^\circ$ e temporal de 3 horas para o período de 1979-2016. O conjunto de dados foi nomeado Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP, V2.1), o qual, destina-se a combinar várias fontes de informação, estimativas de satélite, dados de reanálise e de informações observadas.

Devido à natureza altamente localizada dos postos de observação da precipitação, a precisão das estimativas da precipitação a base de interpolação é altamente dependente da densidade da rede monitoramento, e o grau de coerência espacial, ambos os quais são altamente variáveis (KRAJEWSKI et al., 2003; HIJMANS et al., 2005; CHEN et al., 2008).

Assim, os satélites são capazes de observar grandes áreas instantaneamente em uma alta resolução, sendo muito adequados para a estimativa de precipitação nos trópicos, que exibem padrões de precipitação altamente heterogêneos devido às precipitações convectivas. Já os modelos de reanálise atmosférica, são adequados para observar os sistemas de larga escala de tempo (precipitações de longa duração), porém não representa de forma correta a variabilidade associada aos sistemas convectivos (precipitações de curta duração), principalmente devido a uma resolução baixa e deficiência nos processos de parametrização (ROADS, 2003; EBERT et al., 2007; SMITH et al., 2005; KIDD et al., 2013).

Para a obtenção do produto com os dados de precipitação com uma distribuição temporal de 3 horas e uma extensão histórica de 1979 até 2016, Beck et al. (2017a) utilizaram como fonte de dados de precipitação, informações de postos de monitoramento, dados estimados de satélite e dados de reanálises. Foram utilizados 66.993 estações disponíveis em todo o globo e o GPCC V7, dados de satélite (GridSat, CMORPH, GSMaP, TMPA 3B42RT), dados de reanálise (ERA-Interim, JRA-55), e ainda foi utilizado os dados do WorldClim, o qual é baseado nos postos de monitoramento de precipitação. O produto final do MSWEP V2.1 disponibilizado pelos autores é em netCDF-4, apresenta três resoluções temporais sendo 3 horas, diária e mensal, e duas resoluções espaciais de $0,1^\circ$ e $0,5^\circ$.

Para observar e validar o produto MSWEP V2.1, Beck et al. (2017b) avaliaram os dados de precipitação de 22 produtos em relação à os observados em 76 086

postos de monitoramento. Foram avaliados alguns produtos que realizaram correções com base em dados observados e alguns corrigidos. Os produtos que não realizaram correções nos dados avaliados foram sete conjuntos de dados baseados exclusivamente em dados de satélite (CMORPH V1.0, GSMaP, Grid Sat V1.0, PERSIANN, PERSIANN-CCS, SM2RAIN-ASCAT e TMPA 3B42RT V7), três baseados exclusivamente em dados de reanálise (ERA-Interim, JRA-55 e NCEP-CFSR), e três incorporando ambos os dados de satélite e de reanálise (CHIRPS V2.0 e V1.2, MSWEP-ng e V2.0). Entre os produtos corrigidos, foram utilizados quatro conjuntos que relacionam postos e estimativas de satélite (CMORPH-CRT, GPCP-1DD V1,2, PERSIANN-CDR V1R1, e TMPA 3B42 V7), um que combina postos com dados de reanálise (WFDEI-CRU), e três produtos que combinam postos, estimativas de satélite e dados de reanálise (CHIRPS V2.0, MSWEP V1.2 e V2.0).

Para determinar o comportamento de todos os produtos avaliados, Beck et al. (2017b) utilizaram 5 métodos de desempenho em relação a dinâmica temporal: (1) coeficiente linear de Pearson, para a média de 3 dias; (2) para a média mensal; (3) para a precipitação padrão de 6 meses; (4) erro médio absoluto mensal e (5) erro de tendência (a diferença entre as inclinações de regressão linear baseadas na observação e no conjunto de dados calculadas a partir de anomalias anuais em percentil).

Com base nesses parâmetros Beck et al. (2017b), observaram que o MSWEP V2.1 geralmente exibiu o melhor desempenho na América do Norte, Europa, Japão, Austrália, Nova Zelândia e no Sul e Oeste do Brasil. Enquanto que o CHIRPS V2.0 apresentou um melhor desempenho na América Central e na região nordeste do Brasil.

Contudo, indicam que a utilização do MSWEP V2.1 é adequada para a maioria das regiões do globo, uma vez que apresenta uma longa série histórica (1979-2016), resolução espacial global (inclui áreas oceânicas) e uma discretização temporal alta (3 horas).

3.4 DETERMINAÇÃO DA RELAÇÃO INTENSIDADE, DURAÇÃO E FREQUÊNCIA (IDF)

Vários autores, dentre eles, Endreny e Imbeah (2009), Fendrich (1998), Koutsoyannis, Kozonis e Manetas (1998) e Nhat et al (2006), indicam que o

conhecimento da intensidade, duração, frequência e distribuição das precipitações intensas é fundamental para o correto desenvolvimento de projetos de Engenharia, uma vez que é a variável inicial a ser determinada para obtenção das vazões máximas, utilizadas para definir planície de inundação, zonas de risco entre outros.

Como analisado no item anterior, para a determinação da relação IDF são necessários dados históricos observados de precipitação com discretização de poucos minutos, representativo, para a região em análise. Com esses dados são determinados os máximos da série para diferentes durações, com os quais serão construídas as curvas e equações.

A análise estatística hidrológica das séries de chuvas intensas pode ser realizada através da utilização de séries anuais ou de séries parciais, condicionados ao tamanho da série e ao objetivo da análise (ALILA, 2000; BERTONI; TUCCI, 1993; NGUYEN; NGUYEN; ASHKAR, 2002).

As séries parciais constituem-se dos valores de eventos independentes que superam um certo limiar. A hipótese de independência pode ser aceita (NAGHETTINI; PINTO, 2007) se eventos extremos forem separados por um período de recessão suficientemente grande para que sejam oriundos de episódios de chuva distintos ou se eventos chuvosos estiverem separados por um período significativo sem precipitação (no caso de chuvas intensas, um período mínimo de 6 horas).

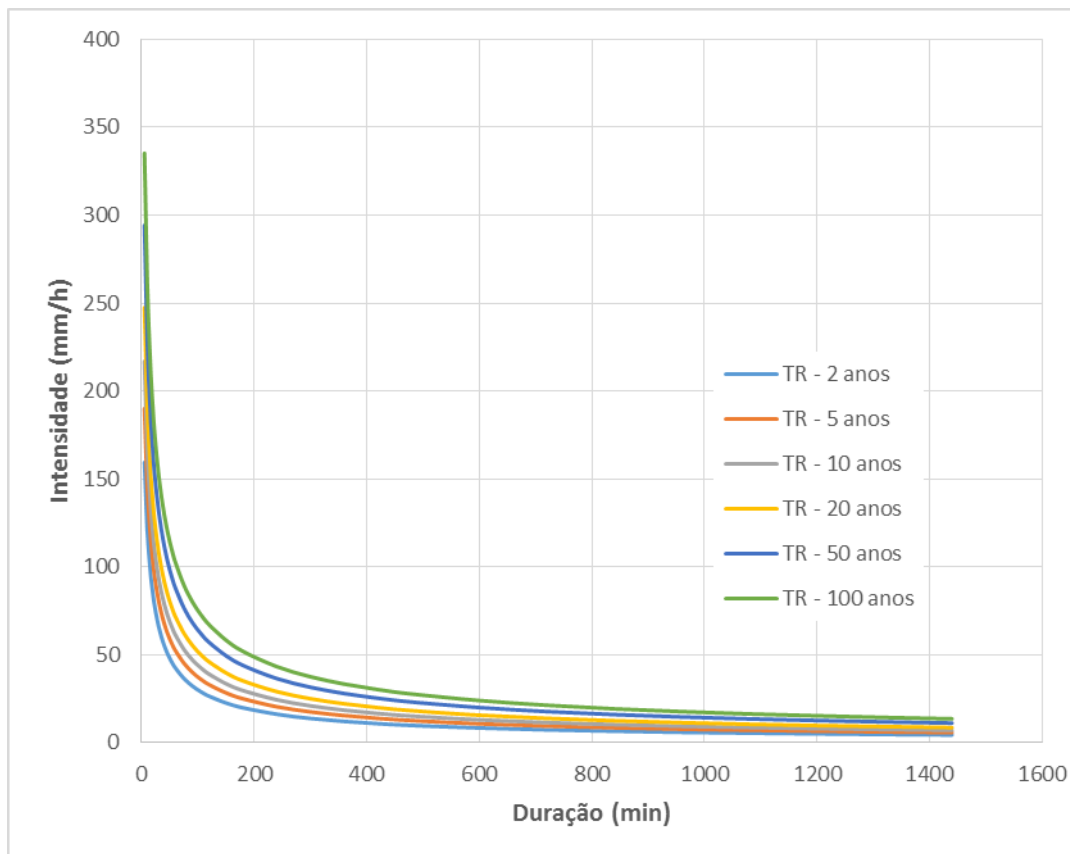
As series parciais são normalmente empregadas quando o período de observações é muito curto, por exemplo, para séries com menos de 12 anos de dados observados e permitindo estimar chuvas com TR menor que 5 anos (BERTONI; TUCCI, 1993).

Já as séries anuais baseiam-se na coleta das maiores precipitações anuais com duração definida. A escolha das durações depende da discretização dos dados e da representatividade da IDF desejada. Após, é necessário, um ajuste de extremos que melhor represente a distribuição das precipitações selecionadas (série de máximas) (ALILA, 2000; BACK, 2009; BERTONI; TUCCI, 1993; FAULKNER; JONES, 1999; MENABDE; SEED; PEGRAM, 1999; NHAT et al, 2006).

Por meio do ajuste da distribuição de extremos, pode-se, então, determinar a relação intensidade-duração-frequência. A apresentação das IDFs ocorre mais frequentemente por meio de gráficos relacionando precipitação-duração-frequência (Figura 2) e nas equações apresentadas na Tabela 3, onde a equação potencial (Equação 1) é a mais empregada no Brasil (SILVEIRA; GOLDENFUM, 2007), a

Equação 2 foi utilizada por Pfafstetter (1957), Equação 3 por Martinez e Magni (1999), a Equação 4 é apresentada por Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998) e a Equação 5 é do tipo Talbot empregada em alguns dimensionamentos.

Figura 2: Curvas intensidade-duração-frequência para a cidade de Santa Maria, RS.



Fonte: Adaptado de Belinazo, 1991.

Em função da falta de informações da distribuição temporal da precipitação (dados pluviográficos), existe a metodologia das relações entre durações (coeficientes de desagregação). O método parte da existência de uma tendência das curvas de probabilidade, de diferentes durações, se manterem paralelas, e conjuntamente há similaridade nas relações entre as precipitações máximas de diferentes durações para diferentes TRs (BASSO et al., 2016; BERTONI e TUCCI, 1993; MENABDE, SEED e PEGRAM, 1999; NHAT et al 2007; NHAT et al, 2006).

Tabela 3: Tipos de IDF's mais utilizados.

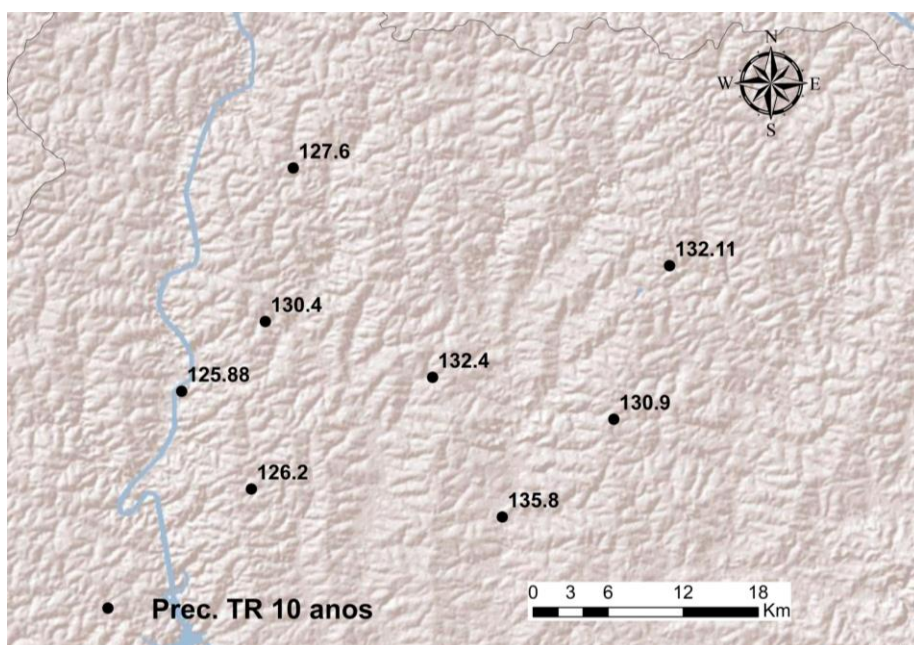
Equação	Descrição dos termos	Eq.
$i = \frac{a \cdot Tr^b}{(t + c)^d}$	sendo, i a intensidade, geralmente expressa em mm.h ⁻¹ , Tr o Tempo de retorno, em anos, t a duração, a, b, c, d são parâmetros que devem ser determinados para cada local.	(1)
$P = T^{\alpha + \frac{\beta}{T^\gamma}} [at + b \log(1 + ct)]$	sendo, P a precipitação, geralmente expressa em mm, T o Tempo de retorno, em anos, t a duração, γ , a, b, c, são parâmetros que devem ser determinados para cada local e α , β são dependentes da duração da precipitação.	(2)
$i = \alpha + \beta \cdot \{\gamma\} \cdot \varepsilon \cdot \ln(T - 0.5)$ <p>sendo:</p> $\alpha = A \cdot (t + B)^C$ $\beta = (t + D)^E$ $\gamma = F + G \cdot \ln\left(\ln\left[\frac{T}{T-1}\right]\right)$ $\varepsilon = M \cdot (t + P)^Q$	sendo, i a intensidade da chuva, mm.min ⁻¹ , t a duração da chuva em minutos, T o período de retorno em anos e A, B, C, D, E, F, G, M, P, Q os parâmetros que variam com o posto e a duração da chuva.	(3)
$y_g = \frac{a(T)}{(d + \theta)^n} \cdot d$	sendo, y _g a intensidade da chuva em mm, d a duração da chuva em horas, T o período de retorno em anos, a parâmetro de escala e θ e n parâmetros arbitrários ($\theta \geq 0$, $0 < n < 1$).	(4)
$i = \frac{a \cdot Tr^b}{t + c}$	sendo, i a intensidade da chuva, mm.min ⁻¹ , t a duração da chuva em minutos, Tr o período de retorno em anos e a, b, c os parâmetros que variam com o posto e a duração da chuva.	(5)

Fonte: Autor.

Segundo Paixao et al (2011) e Nguyen, Nguyen e Ashkar (2002), precipitação intensa com um tempo de retorno específico pode apresentar uma frequência maior quando observada em toda uma região de interesse, sendo que essa maior frequência é observada nas metodologias regionais de obtenção da precipitação máxima, enquanto que ao utilizar uma IDF próxima pode-se estar subestimando ou

superestimando a precipitação máxima. Esta variação da precipitação intensa pode ser observada na Figura 3, a qual apresenta o comportamento da precipitação intensa local com duração diária em 8 postos pluviométricos na região Noroeste da Bacia hidrográfica do Alto Jacuí, com base na distribuição de extremos de Gumbel, a qual foi aceita pelos métodos de aderência probabilística de Kolmogorov-Smirnov, Anderson-Darling e do Qui-Quadrado, sendo possível observar a variação da precipitação intensa entre os postos pluviométricos vizinhos.

Figura 3: Comportamento das precipitações intensas em alguns postos pluviométricos da Bacia Hidrográfica do Alto Jacuí.



Fonte: Autor.

3.5 ESTUDOS SOBRE A ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA

Existem diversos estudos relacionados a estimativa da precipitação máxima para diversos locais e regiões do mundo, são apresentados aqui inúmeros estudos, principalmente alguns realizados no Brasil, Estados Unidos e Europa.

3.5.1 Método das relações entre durações

O método das relações entre durações consiste em determinar as relações entre chuvas de diferentes durações tomando uma delas como base (Equação 6).

$$R_{t2}^{t1} = \frac{\text{precipitação com duração } t1}{\text{precipitação com duração } t2} \quad (6)$$

Uma das primeiras referências a este método é mencionado por Hershfield (1961) e creditado a Yarnell (1935). Yarnell (1935) desenvolveu uma série de mapas e relações que foram utilizados para projetos de engenharia até os anos 1950 nos EUA.

Para o Brasil, DAEE/CETESB (1980) apresentaram os valores médios destas relações entre durações para o Brasil, tomando como base o estudo realizado por Pfafstetter (1957) para chuvas intensas. Esses valores foram denominados como coeficientes de desagregação (Tabela 4).

Tabela 4: Coeficientes de desagregação sugerido para o Brasil.

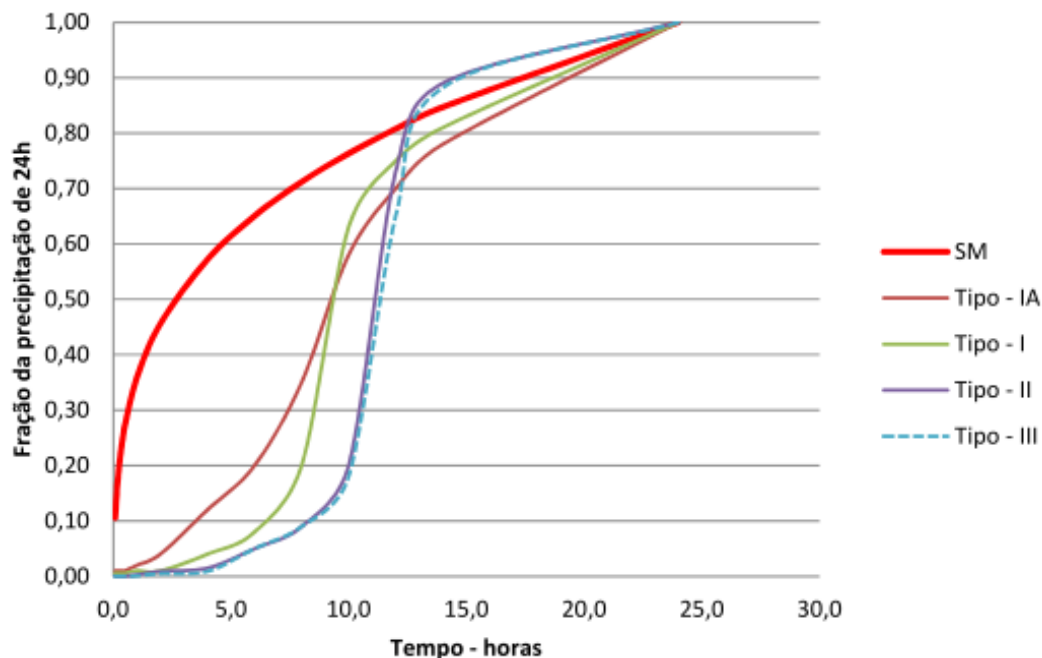
Duração	Coefficiente
5 min	0,106
10 min	0,167
15 min	0,218
20 min	0,252
25 min	0,283
30 min	0,311
1 horas	0,420
6 horas	0,720
8 horas	0,780
10 horas	0,820
12 horas	0,850
24 horas	1,000
1 dia	1,140

Fonte: Adaptado de DAEE/CETESB (1980).

Como comparação o Natural Resources Conservation Service (NRCS, 1986) estabeleceu quatro tipos padronizados de distribuições temporais de chuva nos EUA.

Muitos métodos de projeto na engenharia, como os utilizados para pré-dimensionamento de reservatórios de detenção na própria publicação do NRCS (1986) se baseiam nessas distribuições e costumam ser utilizados no mundo todo, na falta de dados locais. Na Figura 4 se comparam as distribuições consideradas nos EUA com a distribuição na cidade de Santa Maria (RS) (baseada nas precipitações intensas) onde se observa a grande diferença na chuva típica, podendo afirmar que o emprego das distribuições das precipitações dos EUA não devem ser utilizadas em Santa Maria.

Figura 4: Distribuição da chuva (relação entre durações) para EUA e Santa Maria (RS)



Fonte: Autor

3.5.2 Atlas da frequência pluviométrica nos Estados Unidos

Os Estados Unidos da América (EUA), desenvolveram atlas de frequência pluviométrica desde os anos 60, onde apresentam as precipitações intensas para uma duração de 30 minutos até 10 dias para um tempo de retorno de 1 até 100 anos.

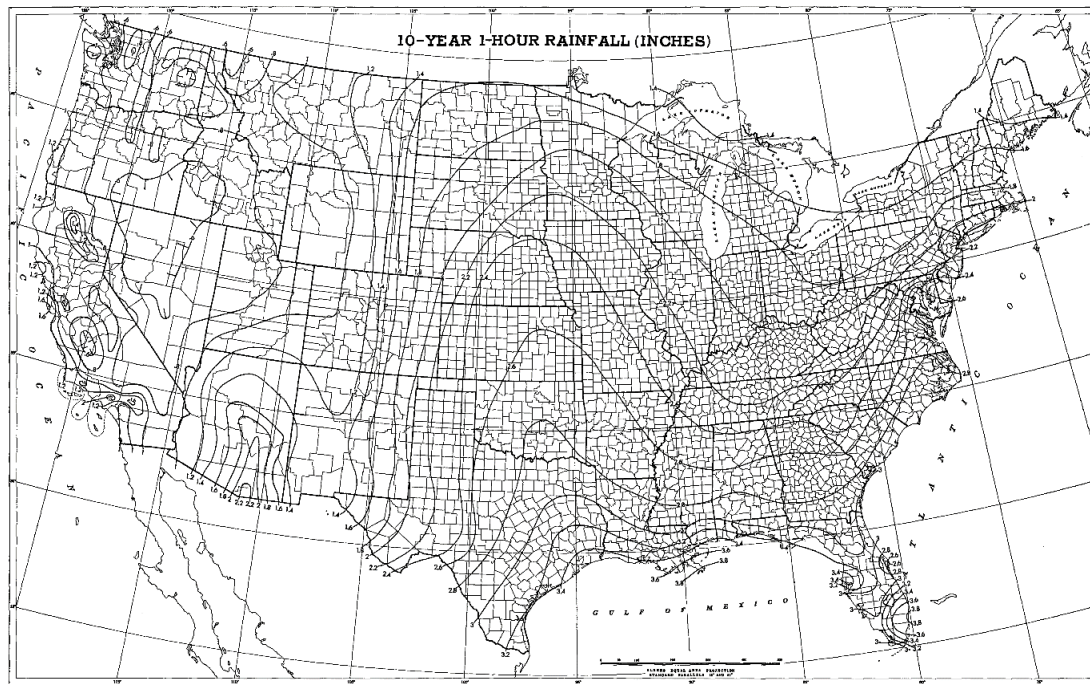
U. S. Weather Bureau Technical Paper Nº 24, partes "I" e "II" (1953, 1954) desenvolvido para os Engenheiros em conjunto com o programa de construção militar, contém os primeiros estudos sobre precipitação máxima, que explorava os dados da

rede hidrológica em uma área específica. Os resultados obtidos neste trabalho mostraram a importância dos dados adicionais na definição do regime e frequência das chuvas de curta duração, nas regiões montanhosas do Ocidente. Em muitos casos, as diferenças entre U. S. Weather Bureau Technical Paper N° 24 (1953, 1954a) e o estudo realizado anteriormente por Yarnell (1935) chega a ser três vezes maior, devido a uma melhor amostragem da área. Com as relações determinadas e os conhecimentos adquiridos a partir desses estudos nos Estados Unidos, foram então usados como base para preparar relatórios semelhantes nas regiões costeiras do Norte da África (U. S. WEATHER BUREAU, 1954b) e várias regiões do Alaska, Canadá, Groelândia e Islândia (U. S. WEATHER BUREAU, 1955), em que o monitoramento dos dados era escasso.

Posteriormente Hershfield (1961) realizou um estudo sobre as precipitações intensas nos EUA, o qual determinou mapas de isoietas de precipitação, para durações de 30 minutos até 24 horas e tempo de retorno de 1 até 100 anos. Para obter esses resultados Hershfield (1961) utilizou dados de 200 estações de monitoramento com dados discretizados desde durações de 30 minutos até 24 horas, 1600 estações para determinação da relação entre as precipitações intensas em período de retorno diferentes, e aproximadamente 5000 estações com informações diárias para verificação e validação das regiões de precipitação intensa.

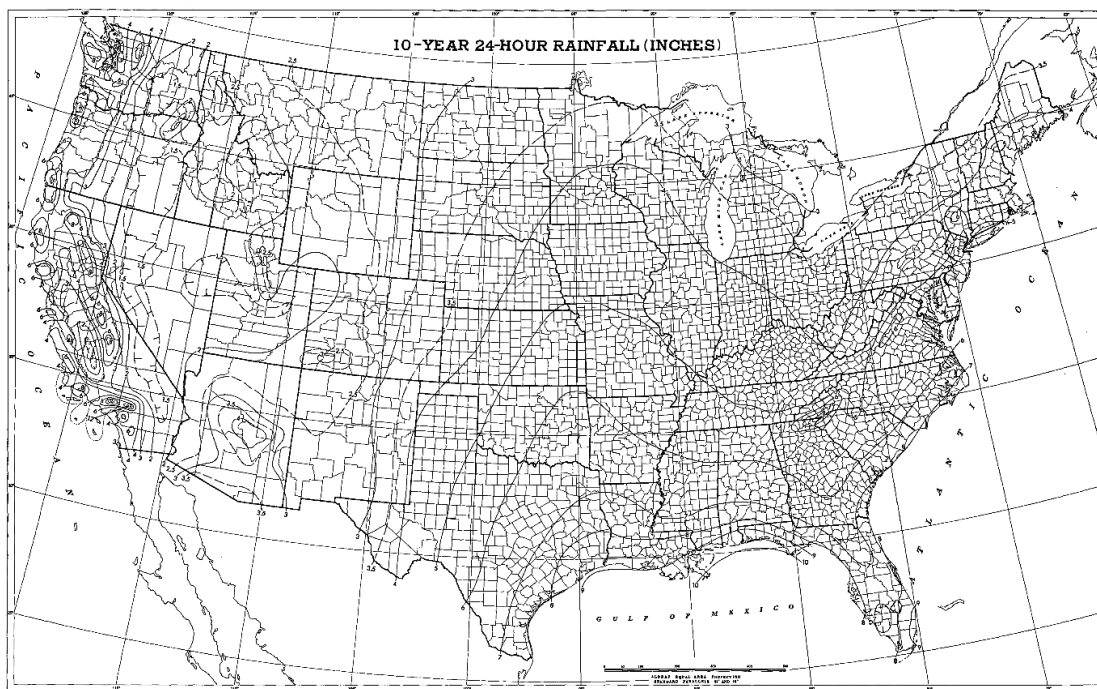
Com estes dados de monitoramento Hershfield (1961) obteve as precipitações máximas com duração de 30 minutos, 1, 2, 3, 6, 12 e 24 horas. Após obteve o tempo de retorno (1 até 100 anos) com base na distribuição de extremos de Gumbel. Para aumentar o número de dados utilizáveis, obteve o coeficiente de desagregação médio da precipitação intensa com duração diária, para a precipitação intensa com 24 horas de duração. Após a determinação dessas informações Hershfield (1961) com um auxílio computacional realizou a interpolação dos dados, obtendo assim 49 mapas de isoietas de precipitação intensa com duração de 30 minutos, 1, 2, 3, 6, 12 e 24 horas e tempo de retorno de 1, 2, 5, 10, 25, 50 e 100 anos. As Figura 5 e Figura 6 são exemplo dos resultados apresentados por Hershfield (1961).

Figura 5: Isoietas de precipitação máxima com duração de 1 hora e TR de 10 anos.



Fonte: Hershfield (1961).

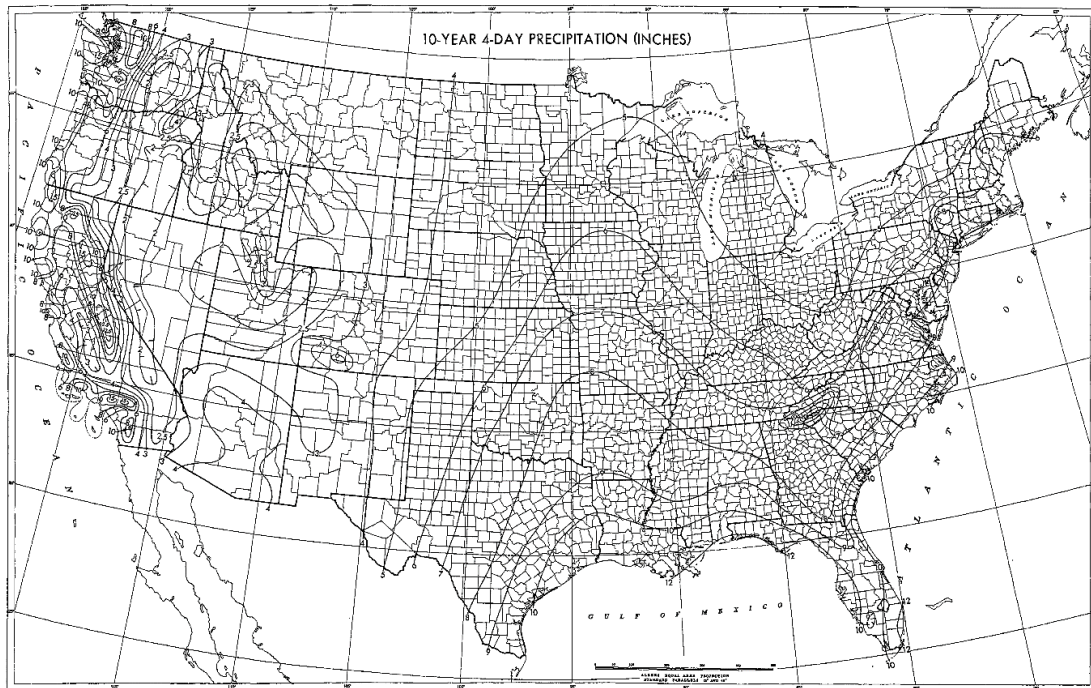
Figura 6: Isoietas de precipitação máxima com duração de 24 horas e TR de 10 anos.



Fonte: Hershfield (1961).

Miller (1964), utilizando dados discretizados de forma horária e diária, e aplicando de maneira semelhante a metodologia utilizado por Hershfield (1961), apresentou também para todo o EUA, mapas de isoietas de precipitação intensa com duração de 2, 4, 7 e 10 dias para os tempos de retorno de 2, 5, 10, 25, 50 e 100 anos. A Figura 7 é um dos resultados apresentados por Miller (1964).

Figura 7: Isoietas de precipitação intensa com duração de 4 dias e TR de 10 anos.



Fonte: Miller (1964).

Atualmente a Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA) dos EUA está realizando o processo de atualização dos estudos de Hershfield (1961), Miller (1964) e posteriores de Bell (1969), Chen (1983) e ainda Froelich (1993, 1995a e 1995b), esse o qual apresentou formas de equações de precipitação intensa, as quais eram aplicadas para as durações curtas, intermediárias e longas. Como consequência desse estudo já foram desenvolvidos 11 volumes, sendo que 9 volumes de relatórios do NOAA Atlas 14 com informações de IDF já concluídos (PERICA et al. 2011).

Nessa atualização, além de ampliar o tempo analisado, uma vez que estão inseridos nas análises 40 anos a mais de dados monitorados, melhora a discretização

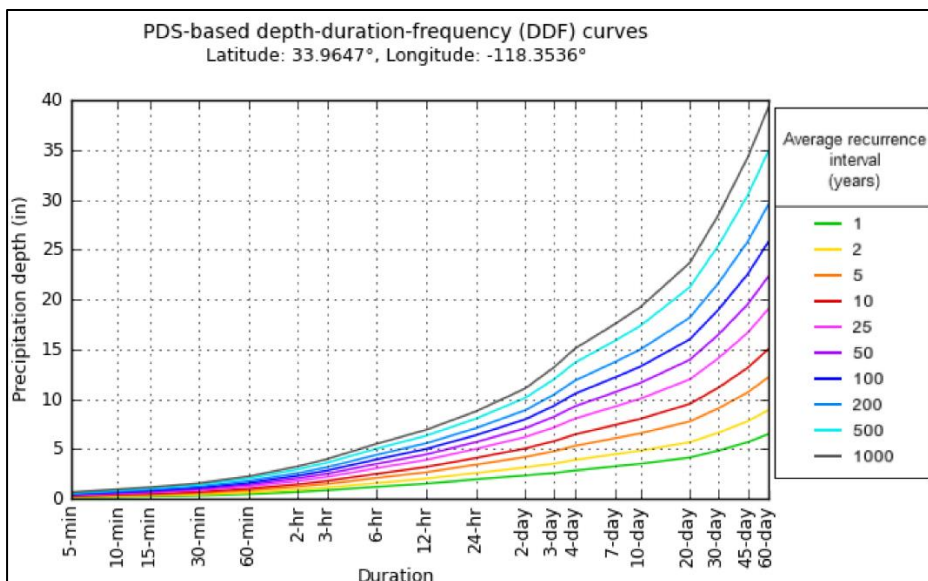
temporal das informações com durações de 5 minutos até 60 dias e tempo de retornos variando de 1 até 1000 anos. Foram utilizados até o presente momento (NOAA Atlas 14, volume 9) 27.894 estações com dados diários, 182 estações telemétricas localizadas em altas altitudes - SNOTEL (6000 – 11000 pés), 8.479 estações com dados horários e 4.292 estações com dados em minutos (3, 4, 5 e 7 minutos), estas informações podem ser observadas na Tabela 5, onde são apresentados os números de estações utilizadas em cada volume. Nas Figura 8 e Figura 9 são exemplificados os resultados para Los Angeles.

Tabela 5: Estações utilizadas até o momento no NOAA Atlas 14.

Volume	Diários	SNOTEL	Horários	Minutos
Volume 1	1.504	182	481	27
Volume 2	2.846	-	994	96
Volume 3	125	-	25	26
Volume 4	353	-	72	3
Volume 5	66	-	10	18
Volume 6	5.426	-	2.000	852
Volume 7	913	-	667	73
Volume 8	11.918	-	2.657	1.652
Volume 9	4.743	-	1.573	1.545
Total	27.894	182	8.479	4.292

Fonte: Autor.

Figura 8: Curva IDF de Los Angeles.



Fonte: Perica et al (2011).

Figura 9: Precipitação intensa em Los Angeles.

PDS-based point precipitation frequency estimates with 90% confidence intervals (in inches) ¹										
Duration	Average recurrence interval (years)									
	1	2	5	10	25	50	100	200	500	1000
5-min	0.149 (0.124-0.179)	0.195 (0.163-0.235)	0.256 (0.214-0.311)	0.307 (0.254-0.375)	0.376 (0.300-0.476)	0.430 (0.335-0.556)	0.484 (0.368-0.644)	0.541 (0.399-0.741)	0.619 (0.437-0.886)	0.680 (0.462-1.01)
10-min	0.213 (0.178-0.257)	0.280 (0.234-0.337)	0.368 (0.307-0.445)	0.440 (0.364-0.537)	0.539 (0.430-0.682)	0.616 (0.480-0.797)	0.694 (0.528-0.923)	0.776 (0.572-1.06)	0.887 (0.626-1.27)	0.974 (0.663-1.45)
15-min	0.257 (0.216-0.310)	0.338 (0.283-0.408)	0.445 (0.371-0.538)	0.532 (0.440-0.650)	0.652 (0.520-0.825)	0.745 (0.581-0.964)	0.840 (0.638-1.12)	0.938 (0.692-1.28)	1.07 (0.757-1.54)	1.18 (0.801-1.75)
30-min	0.348 (0.292-0.420)	0.457 (0.383-0.552)	0.602 (0.502-0.728)	0.720 (0.595-0.879)	0.882 (0.704-1.12)	1.01 (0.786-1.30)	1.14 (0.863-1.51)	1.27 (0.936-1.74)	1.45 (1.02-2.08)	1.59 (1.08-2.37)
60-min	0.497 (0.416-0.599)	0.652 (0.546-0.787)	0.858 (0.716-1.04)	1.03 (0.849-1.25)	1.26 (1.00-1.59)	1.44 (1.12-1.86)	1.62 (1.23-2.15)	1.81 (1.33-2.48)	2.07 (1.46-2.97)	2.27 (1.55-3.38)
2-hr	0.718 (0.602-0.866)	0.943 (0.789-1.14)	1.24 (1.03-1.50)	1.48 (1.23-1.81)	1.82 (1.45-2.30)	2.08 (1.62-2.69)	2.34 (1.78-3.11)	2.61 (1.93-3.58)	2.99 (2.11-4.28)	3.28 (2.23-4.87)
3-hr	0.879 (0.736-1.06)	1.16 (0.966-1.39)	1.52 (1.27-1.84)	1.82 (1.50-2.22)	2.22 (1.77-2.81)	2.54 (1.98-3.29)	2.86 (2.17-3.80)	3.19 (2.35-4.37)	3.65 (2.57-5.22)	4.00 (2.72-5.95)
6-hr	1.22 (1.02-1.47)	1.61 (1.35-1.94)	2.12 (1.76-2.56)	2.53 (2.09-3.09)	3.09 (2.47-3.92)	3.53 (2.75-4.57)	3.97 (3.02-5.28)	4.43 (3.26-6.06)	5.05 (3.56-7.23)	5.53 (3.76-8.22)
12-hr	1.55 (1.30-1.87)	2.04 (1.71-2.47)	2.69 (2.24-3.26)	3.21 (2.66-3.93)	3.92 (3.13-4.97)	4.47 (3.48-5.79)	5.02 (3.81-6.67)	5.58 (4.12-7.65)	6.35 (4.48-9.09)	6.94 (4.72-10.3)
24-hr	1.97 (1.75-2.28)	2.61 (2.31-3.02)	3.44 (3.03-3.99)	4.11 (3.59-4.80)	5.01 (4.24-6.05)	5.70 (4.72-7.02)	6.39 (5.17-8.06)	7.10 (5.59-9.20)	8.05 (6.08-10.9)	8.78 (6.41-12.3)
2-day	2.36 (2.09-2.73)	3.17 (2.80-3.66)	4.21 (3.71-4.88)	5.07 (4.43-5.91)	6.22 (5.26-7.50)	7.10 (5.88-8.74)	7.99 (6.46-10.1)	8.90 (7.01-11.5)	10.1 (7.66-13.7)	11.1 (8.10-15.5)
3-day	2.62 (2.31-3.02)	3.56 (3.14-4.11)	4.79 (4.22-5.55)	5.81 (5.08-6.78)	7.19 (6.08-8.67)	8.26 (6.85-10.2)	9.35 (7.57-11.8)	10.5 (8.25-13.6)	12.0 (9.09-16.2)	13.2 (9.66-18.5)
4-day	2.86 (2.53-3.30)	3.92 (3.46-4.53)	5.32 (4.68-6.16)	6.47 (5.66-7.55)	8.05 (6.81-9.71)	9.28 (7.70-11.4)	10.5 (8.53-13.3)	11.9 (9.34-15.4)	13.7 (10.3-18.4)	15.1 (11.0-21.0)
7-day	3.27 (2.90-3.78)	4.48 (3.96-5.18)	6.09 (5.37-7.06)	7.42 (6.49-8.67)	9.26 (7.84-11.2)	10.7 (8.87-13.2)	12.2 (9.86-15.4)	13.7 (10.8-17.8)	15.9 (12.0-21.4)	17.5 (12.8-24.5)
10-day	3.54 (3.13-4.08)	4.84 (4.28-5.59)	6.59 (5.80-7.63)	8.04 (7.03-9.38)	10.1 (8.50-12.1)	11.6 (9.64-14.3)	13.3 (10.7-16.7)	15.0 (11.8-19.4)	17.4 (13.1-23.4)	19.2 (14.1-26.9)
20-day	4.16 (3.68-4.80)	5.70 (5.04-6.58)	7.78 (6.85-9.01)	9.53 (8.33-11.1)	12.0 (10.1-14.5)	14.0 (11.6-17.2)	16.0 (13.0-20.2)	18.2 (14.3-23.6)	21.2 (16.0-28.7)	23.7 (17.3-33.1)
30-day	4.86 (4.30-5.61)	6.66 (5.88-7.69)	9.11 (8.03-10.6)	11.2 (9.78-13.1)	14.1 (12.0-17.1)	16.5 (13.7-20.3)	19.0 (15.4-24.0)	21.7 (17.1-28.1)	25.5 (19.3-34.4)	28.5 (20.8-39.8)
45-day	5.70 (5.04-6.58)	7.80 (6.89-9.01)	10.7 (9.42-12.4)	13.2 (11.5-15.4)	16.7 (14.1-20.1)	19.5 (16.2-24.0)	22.5 (18.2-28.4)	25.8 (20.3-33.4)	30.4 (23.0-41.1)	34.2 (25.0-47.8)
60-day	6.51 (5.76-7.51)	8.90 (7.87-10.3)	12.2 (10.8-14.1)	15.0 (13.1-17.5)	19.0 (16.1-23.0)	22.3 (18.5-27.5)	25.8 (20.8-32.5)	29.5 (23.2-38.2)	34.8 (26.3-47.0)	39.2 (28.7-54.8)

¹ Precipitation frequency (PF) estimates in this table are based on frequency analysis of partial duration series (PDS). Numbers in parenthesis are PF estimates at lower and upper bounds of the 90% confidence interval. The probability that precipitation frequency estimates (for a given duration and average recurrence interval) will be greater than the upper bound (or less than the lower bound) is 5%. Estimates at upper bounds are not checked against probable maximum precipitation (PMP) estimates and may be higher than currently valid PMP values. Please refer to NOAA Atlas 14 document for more information.

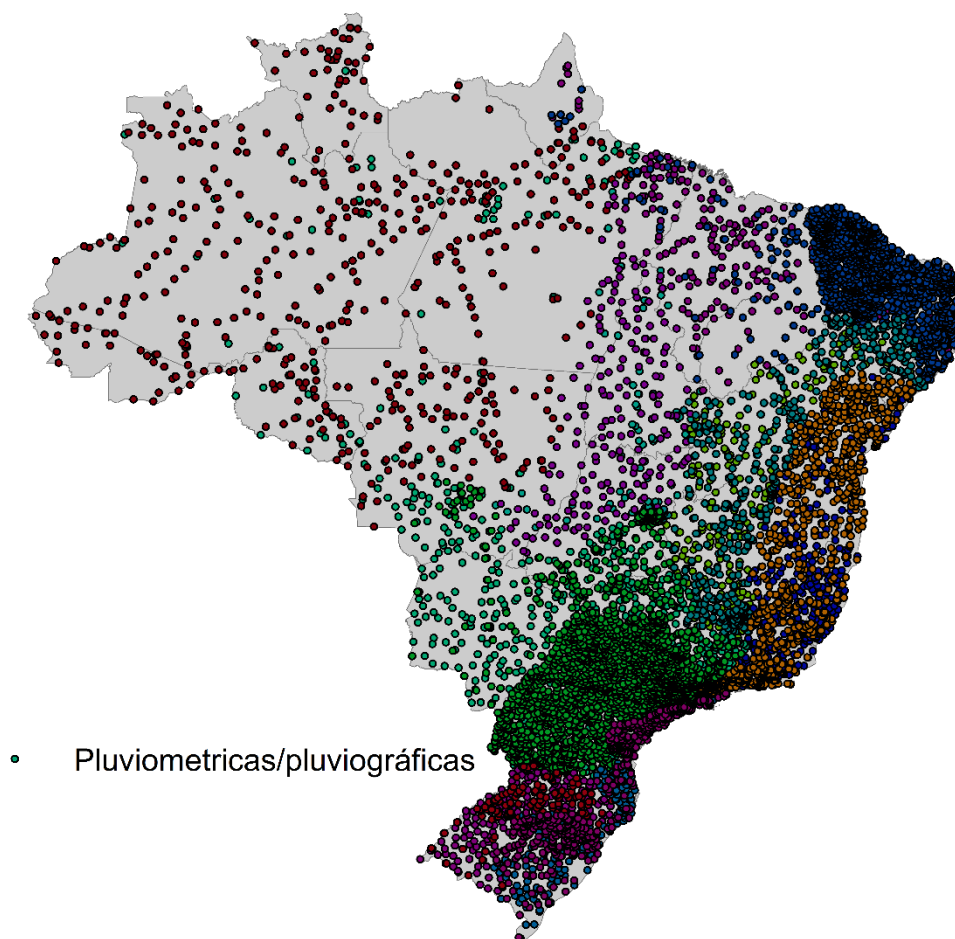
Fonte: Perica et al (2011).

Como é possível observar por meio dos estudos realizados nos EUA, é usada uma quantidade de estações de monitoramento pluvial para obtenção das relações IDF muito maior que as disponíveis no Brasil. Atualmente as relações IDF dos EUA estão disponíveis no Atlas NOAA 14 (PERICA et al, 2011), para inúmeros locais, e possibilitando a sua consulta de forma simples.

Ao realizar uma comparação básica das informações disponíveis para o Brasil, se nota uma deficiência ainda maior no monitoramento pluvial e distante dos EUA nos estudos relacionados a estimativa da precipitação intensa. Uma vez que ao realizar a comparação entre as Figura 10 e Figura 11 pode-se observar a diferença do número

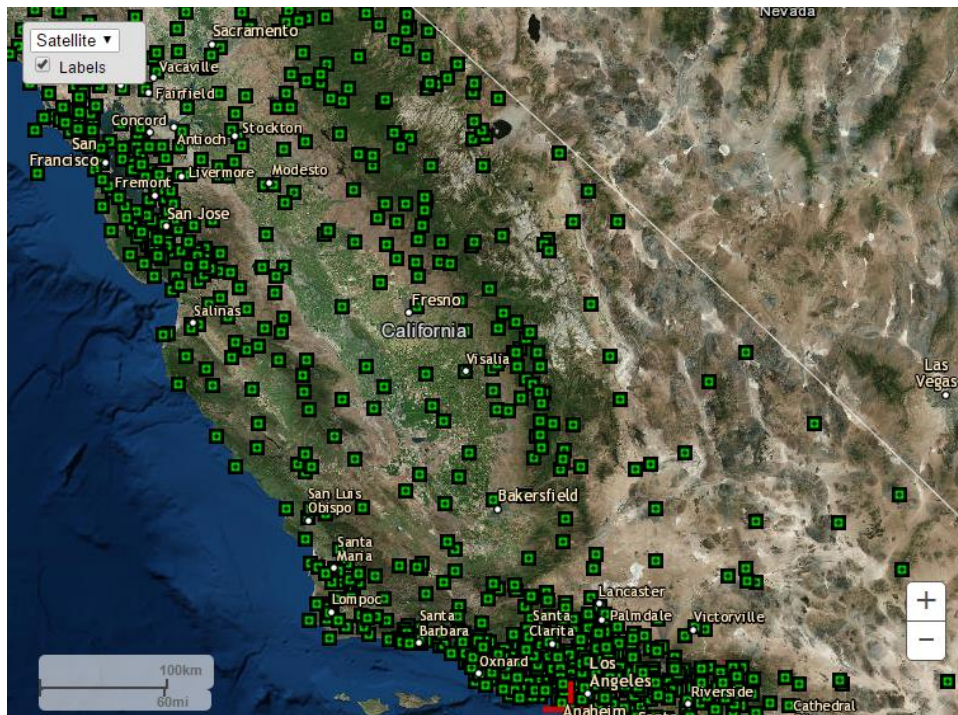
de estações de monitoramento, sendo que em todo o território Brasileiro entre as estações pluviométricas e pluviográficas existem cerca de 8.471 estações (Ana, 2010). Para se comparar em escalas semelhantes, atualmente o Estado do Rio Grande do Sul possui um total de 537 estações de monitoramento pluvial (dados diários e dados horários) com mais de 10 anos de dados, e ao observar o estado da Califórnia nos EUA, possui um total de 8.278 estações, sendo que destas, 852 estações apresentam dados monitorados em intervalos de minutos.

Figura 10: Estações Pluviométricas e Pluviográficas do Brasil.



Fonte: Adaptado de ANA, 2010.

Figura 11: Locais com IDF no estado da Califórnia, EUA.



Fonte: Perica et al (2011).

3.5.3 Bell (1969)

O principal objetivo do estudo realizado por Bell (1969) foi mostrar que o comportamento das chuvas intensas de curta duração, são causadas geralmente pelas chuvas convectivas que apresentam características e ocorrências semelhantes em todo o Mundo. Para verificar isto, Bell (1969) analisou em uma primeira etapa as relações entre altura-duração, para diferentes durações (t) e o mesmo tempo de retorno (TR), que se constituem de relações empíricas recomendadas pelo U.S. Weather Bureau. Com as relações de precipitação de 5, 10, 15, 30 minutos e 2 horas com referência na precipitação com duração de 1 hora.

Segundo Bell (1969), verificou pouca variabilidade nas relações entre precipitações, para todo o território dos Estados Unidos, independente do TR que fosse usado. Quando os resultados obtidos para os Estados Unidos foram comparados com os obtidos para a ex-União Soviética, Austrália e África do Sul, observaram-se semelhanças nos valores.

Posteriormente, Bell (1969) analisou as relações altura-frequência de precipitações de diferentes TR e mesma duração. Comparando as relações das chuvas com TR de 1, 2, 5, 25, 50 e 100 anos, com referência na precipitação com TR de 10 anos, e também comparou as alturas das chuvas com TR de 25 e 100 anos em relação a chuva de 2 anos, para vários lugares, como Estados Unidos, Austrália, África do Sul, Havaí, Alasca e Porto Rico, e ocorreram tendências semelhantes para todos esses locais, concluindo-se que tenham valores semelhantes para estes locais.

Com os resultados obtidos nessas análises, Bell (1969) uniu as relações altura-duração com as de altura-frequência, para obtenção de uma relação generalizada de altura-duração-frequência. Para determinar a equação que melhor representava o comportamento de forma generalizada, Bell (1969) determinou primeiramente a Equação 7, a qual representa a relação entre a altura-duração com a condição de que a duração (t) varie entre 5 e 120 minutos.

$$\frac{R_t^T}{R_1^T} = 0,54t^{0,25} - 0,50 \quad (7)$$

sendo, R_t^T/R_1^T a relação entre altura-duração da precipitação com T anos e t em minutos; e t a duração em minutos, onde 5 minutos $\leq t \leq$ 120 minutos.

Após esta determinação, Bell (1969), assumiu a distribuição das precipitações intensas como séries parciais, e assim, propôs a Equação 8 para a relação entre altura-frequência, limitando a sua aplicação para os períodos de retorno entre 2 e 100 anos.

$$\frac{R_t^T}{R_t^{10}} = 0,21 \ln T + 0,52 \quad (8)$$

sendo, R_t^T/R_t^{10} a relação entre altura-frequência da precipitação com T anos e t minutos com a precipitação com 10 anos de tempo de retorno e duração t minutos, T o tempo de retorno em anos, onde 2 anos $\leq T \leq$ 100 anos.

Com ambas as fórmulas definidas, realizou-se a combinação (Equações 7 e 8), obtendo-se, assim, a Equação 9 relacionando a altura-duração-frequência.

A Equação 9 foi considerada válida para todo o mundo por Bell (1969), para precipitações intensas com duração de até 2 horas. Assim, com o intuito de realizar uma verificação da equação de Bell (1969) para a cidade de Banjul na Gâmbia, Manley (1992) retratou o grau de confiabilidade da equação, pois apresentou erros nos valores de precipitação dentro do limite de confiabilidade de 95% para a distribuição de Gumbel determinada para os dados observados locais.

$$P_t^T = (0,21 \ln T + 0,52)(0,54 t^{0,25} - 0,50)P_{60}^{10} \quad (9)$$

sendo, P_t^T a precipitação com T anos de retorno e duração de t minutos, P_{60}^{10} a precipitação com 10 anos de tempo de retorno e duração de 60 minutos, T o tempo de retorno em anos, onde $2 \text{ anos} \leq T \leq 100 \text{ anos}$ e t a duração em minutos, onde $5 \text{ minutos} \leq t \leq 120 \text{ minutos}$.

3.5.4 Chen (1983)

Chen (1983) desenvolveu, a partir da metodologia utilizada por Bell (1969), uma fórmula generalizada de intensidade-duração-frequência de chuva que utiliza três alturas de precipitação P_1^{10} (chuva com duração de 1 hora e tempo de retorno de 10 anos), P_{24}^{10} (chuva com duração de 24 horas e tempo de retorno de 10 anos) e P_1^{100} (chuva com duração de 1 hora e tempo de retorno de 100 anos).

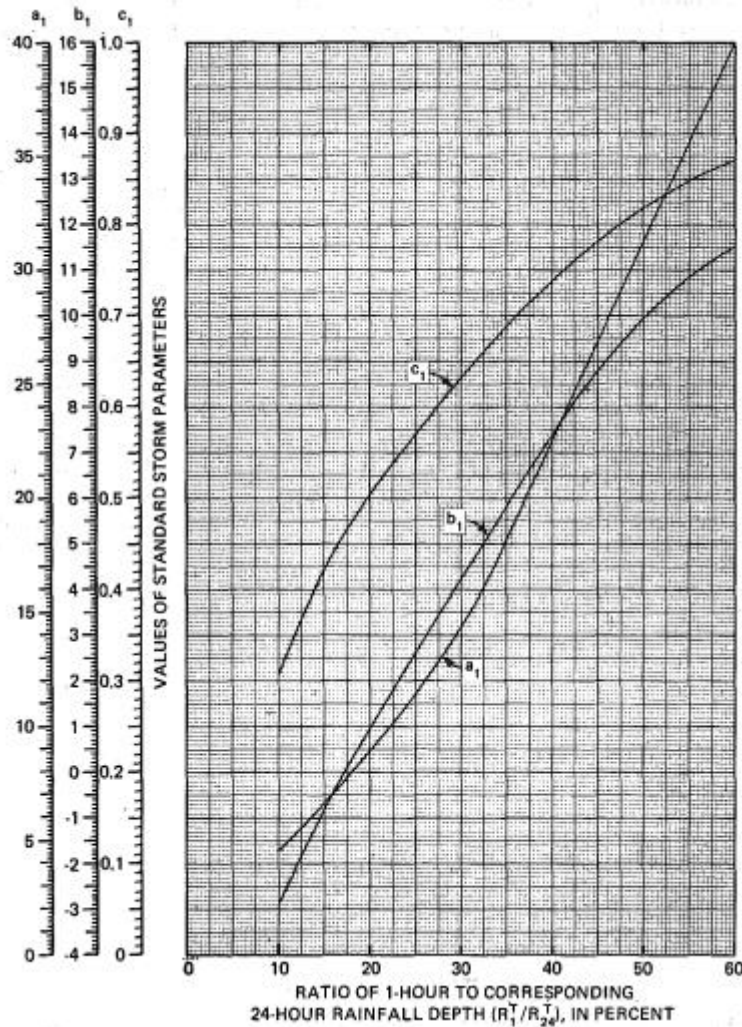
Com o emprego destas três alturas, Chen (1983) passou a considerar variações na chuva, devido a mudança de localidade geográfica, a qual Bell (1969) não levou em consideração. A Equação 10, proposta por Chen (1983), demonstrou que as precipitações estimadas pela Equação 9, com duração superior a 2 horas, apresenta grandes variações em relação aos dados observados, confirmando a não-adequação da equação generalizada de Bell (1969) para duração superior a 2 horas.

$$P_t^T = \frac{a_1 P_1^{10} \log \left\{ 10^{2-x} \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right]^{-(x-1)} \right\}}{(t + b_1)^{c_1}} \cdot \left(\frac{t}{60} \right), \quad (10)$$

sendo, a_1 , b_1 , c_1 os parâmetros de chuva, obtidos por Chen (1983), disponíveis na Figura 12, P_t^T a precipitação com T anos de retorno e duração de t minutos, P_1^{10} a

precipitação com 10 anos de tempo de retorno e duração de 1 hora, T o tempo de retorno em anos e t a duração em minutos e x é igual ao resultado da divisão entre P_t^{100}/P_t^{10} .

Figura 12: Obtenção dos parâmetros da equação proposta por Chen (1983)



Fonte: Chen (1983)

3.5.5 Koutsoyiannis, Kozonis, Manetas (1998)

Como o número de estações automáticas é deficiente em muitos países, Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), apresentaram ainda uma nova metodologia, a qual, permite a utilização de dados pluviométricos para estimar a precipitação intensa por meio de uma regionalização das relações IDF a partir da

utilização dos momentos-L. Diversos trabalhos já foram desenvolvidos com base no uso dos momentos-L para determinação de equações IDF (KYSÉLY; PICEK, 2007; QAMAR et al., 2017; EKSTRÖM et al., 2005; MASCARO, 2018; HADDAD et al., 2015).

A seguir é descrita a metodologia (base teórica) dos momentos-L para depois retomar a abordagem dos autores.

3.5.5.1 Momentos-L

Hosking (1986, apud NAGHETTINI; PINTO, 2007, p. 213) determinou que os parâmetros α_s e β_r , derivados dos momentos ponderados de probabilidade, são mais robustos do que os métodos tradicionais na estimativa dos parâmetros de distribuição de probabilidade pois apresentam menores variações amostrais. Esta estimativa só é possível devido a α_s (Equação 11) e β_r (Equação 12) serem funções lineares dos dados, e assim apresentarem características suficientes para a estimação dos parâmetros de distribuição.

$$\alpha_s = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\binom{N-i}{s}}{\binom{N-1}{s}} x_i \quad (11)$$

$$\beta_r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\binom{i-i}{r}}{\binom{N-1}{r}} x_i \quad (12)$$

sendo, N o número de observações, i a posição da observação ordenada de forma crescente, r e s determinam o passo da combinação matemática e x_i o valor observado na ordem i .

Devido à dificuldade da interpretação de α_s e β_r , Hosking (1990) apresentou os conceitos dos momentos-L, os quais descrevem os parâmetros de escala e forma das funções de probabilidade. Os momentos-L são determinados pelas Equações 13 e 14 e denominados de λ_r sendo que r determina a ordem do momento.

$$\lambda_r = (-1)^{r-1} \sum_{k=0}^{r-1} p_{r-1,k} \alpha_k = \sum_{k=0}^{r-1} p_{r-1,k} \beta_k \quad (13)$$

em que:

$$p_{r-1,k} = (-1)^{r-k-1} \binom{r-1}{k} \binom{r+k-1}{k} \quad (14)$$

sendo, r a ordem do momento escolhido e k define o passo da combinação matemática.

Para facilitar a obtenção dos momentos-L, sabe-se que os momentos de ordem λ_r são combinações lineares de α_s e β_r . Assim para a obtenção dos momentos de ordem inferior a 4, os quais definem as principais medidas de descrição das distribuições de probabilidade como a média (λ_1), fator de escala (λ_2), coeficiente de variação (CV-L), coeficiente de assimetria (Assimetria-L) e a curtose (Curtose-L). Os momentos de até quarta ordem podem ser obtidos por meio das Equações 15 até 18, enquanto que o coeficiente de variação (CV-L), coeficiente de assimetria (Assimetria-L) e a curtose (Curtose-L) são apresentadas nas Equações 19 até 21.

$$\lambda_1 = \alpha_0 = \beta_0 \quad (15)$$

$$\lambda_2 = \alpha_0 - 2\alpha_1 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (16)$$

$$\lambda_3 = \alpha_0 - 6\alpha_1 + 6\alpha_2 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (17)$$

$$\lambda_4 = \alpha_0 - 12\alpha_1 + 30\alpha_2 - 20\alpha_3 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad (18)$$

sendo, os α e β são definidos pela Equação 11 e 12, respectivamente.

$$CV_L = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (19)$$

$$Assimetria_L = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \quad (20)$$

$$Curtose_L = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} \quad (21)$$

sendo, os λ_r são definidos pela Equação 15 até 18.

Os momentos-L quando comparados aos momentos convencionais apresentam muitas vantagens, uma vez que a variação dos parâmetros CV-L, Assimetria-L e Curtose-L (τ , τ_3 e τ_4 , respectivamente) é de fácil interpretação pois os intervalos são conhecidos e demonstram que, $0 < \tau < 1$ e τ_3 e τ_4 assumem valores entre -1 e +1.

São apresentadas em Hosking e Wallis (1997), os parâmetros das distribuições de probabilidade a partir dos momentos-L. São apresentadas aqui as distribuições

mais empregadas nas estimativas das relações IDF, nas Equações 22 a 25 são apresentadas as funções para parâmetros para a distribuição de Gumbel, a qual possui a função densidade de probabilidade (Equação 26) e a função acumulada de probabilidade (Equação 27).

$$\xi = \lambda_1 - 0,5772\alpha \quad (22)$$

$$\alpha = \frac{\lambda_2}{\log 2} \quad (23)$$

$$\tau_3 = 0,1699 \quad (24)$$

$$\tau_4 = 0,1504 \quad (25)$$

$$f_X(x) = \frac{1}{\alpha} \exp \left[-\frac{x-\xi}{\alpha} - \exp \left(-\frac{x-\xi}{\alpha} \right) \right] \quad (26)$$

$$F_X(x) = \exp \left[-\exp \left(-\frac{x-\xi}{\alpha} \right) \right] \quad (27)$$

Os parâmetros da função de distribuição generalizada de valores extremos com base nos momentos-L são apresentadas pelas Equações 28 a 31. Sendo, a função densidade de probabilidade (Equação 32) e a função acumulada de probabilidade (Equação 33).

$$c = \frac{2}{3+\tau_3} - 0,63093 \quad (28)$$

$$k = 7,8590c + 2,9554c^2 \quad (29)$$

$$\alpha = \frac{\lambda_2 k}{(1-2^{-k})\Gamma(1+k)} \quad (30)$$

$$\xi = \lambda_1 - \frac{\alpha\{1-\Gamma(1+k)\}}{k} \quad (31)$$

$$f_X(x) = \frac{1}{\alpha} \exp \left[-(1-k)y - \exp(-y) \right] \quad (32)$$

$$F_X(x) = \exp \left\{ - \left[-1 \left(-\frac{k(x-\xi)}{\alpha} \right) \right]^{1/k} \right\} \quad (33)$$

Os parâmetros da função de distribuição exponencial com base nos momentos-L são apresentadas pelas Equações 34 e 35. Sendo, a função densidade de probabilidade (Equação 36) e a função acumulada de probabilidade (Equação 37).

$$\alpha = 2\lambda_2 \quad (34)$$

$$\xi = \lambda_1 - \alpha \quad (35)$$

$$f_X(x) = \frac{1}{\alpha} \exp \left[-\frac{1}{\alpha} (x - \xi) \right] \quad (36)$$

$$F_X(x) = 1 - \exp \left[-\frac{1}{\alpha} (x - \xi) \right] \quad (37)$$

Os parâmetros da função de distribuição de Pareto com base nos momentos-L são apresentadas pelas Equações 38 a 40. Sendo, a função densidade de probabilidade (Equação 41) e a função acumulada de probabilidade (Equação 42).

$$k = \frac{1-3\tau_3}{1+\tau_3} \quad (38)$$

$$\alpha = (1+k)(2+k)\lambda_2 \quad (39)$$

$$\xi = \lambda_1 - (2+k)\lambda_2 \quad (40)$$

$$f_X(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \frac{k(x-\xi)}{\alpha} \right]^{\frac{1}{k}-1} \quad (41)$$

$$F_X(x) = 1 - \left[1 - k \left(\frac{x-\xi}{\alpha} \right) \right]^{\frac{1}{k}} \quad (42)$$

São apresentadas mais distribuições de probabilidade em Hosking e Wallis (1997).

3.5.5.2 Determinação das regiões homogêneas

Naghetini e Pinto (2007), destacam que a determinação da região homogênea está sujeita a subjetividades do analista, sendo, uma das etapas mais difíceis. Uma vez que, a região homogênea deve apresentar evidências suficientes de que as amostras dos dados possuem a mesma distribuição de frequência, com exceção à sua componente escalar local. A definição da determinação de uma região homogênea é essencial para extrair o máximo de informações disponíveis, e assim realizar uma análise regional de uma variável específica.

Regiões ditas hidrologicamente homogêneas quando os processos físicos, estatísticos, locais são similares (BRUSA, 2004; TUCCI, 1993). Assim, a identificação das regiões homogêneas apresenta duas finalidades, uma com objetivo de descrever a característica hidrológica, e a outra como subsídio essencial na análise de frequência regional, particularmente, quando se faz uso dos procedimentos que

envolvem o método *Index-flood*, análise de aglomerados, que estão associados nos estudos com os momentos-L (CARVALHO, 2007).

Existem várias caracterizações possíveis para uma distribuição de dados pontuais, como é o caso dos dados pluviiais. A análise pontual no processo estocástico em termos de efeitos de primeira e segunda ordem, os efeitos globais e de grande escala, representam as variações nos valores medidos durante o processo no espaço (efeitos de primeira ordem). Os efeitos de segunda ordem, denominados locais ou de pequena escala, representam a dependência espacial no processo, proveniente da correlação espacial.

Na identificação da região homogênea faz-se necessário a distinção entre as estatísticas locais e características locais. Como estatísticas locais exemplificar, as medidas de dispersão e assimetria, calculadas diretamente a partir dos dados, objetos da análise regional. As características locais importantes para os dados hidrológicos, cita-se a latitude, a longitude, a altitude e outras propriedades relacionadas a um certo local específico (NAGHETTINI; PINTO, 2007).

Para identificação de uma região homogênea diversos métodos e técnicas estatísticas de agrupamentos de locais similares podem ser utilizadas. Como por exemplo, baseado em áreas administrativa, ou zonas previamente definidas (conveniência geográfica), agrupamento subjetivo, o qual utiliza outras informações (classificação climática, relevo, isoietas de precipitação) para determinação da região homogênea. Agrupamento objetivo, para determinação da região baseia-se em que uma dada estatística não exceda um valor limiar previamente selecionado, normalmente esse valor é arbitrado de forma que os critérios de heterogeneidade sejam minimizados (NAGHETTINI; PINTO, 2007; DRUCK et al, 2004).

Um método usual para identificação de regiões homogêneas é a análise de aglomerados ou análise cluster, cujo propósito consiste em separar objetos em grupos, com base em análise estatística multivariada, associando cada posto um vetor de dados contendo as características e/ou estatísticas locais. Este método foi empregado pela primeira vez por Tryon (1939, apud NAGHETTINI; PINTO, 2007) e pode ser entendida como uma função que busca aglomerar objetos a grupos cada vez maiores, de acordo com regras, distância ou medida (HAIR et al., 2009; NETO; MOITA, 1998).

Para atingir o objetivo a análise baseia-se em uma função que leva em consideração os relacionamentos relevantes entre os objetos. Esta função pode

mensurar a similaridade ou dissimilaridade entre os objetos. Desta maneira, os métodos de agrupamento permitem extrair características interessantes destes objetos, separando-os em grupos funcionais. Os grupos formados devem apresentar como principal característica a alta homogeneidade interna e alta separação (heterogeneidade externa). Isto é, os elementos de um determinado grupo devem ser mutuamente similares e, preferencialmente, muito diferentes dos elementos dos outros grupos (LINDEN, 2009).

Assim, a função do método de agrupamento relaciona as características (Z) com uma distância que expressa a relação entre os objetos (i e j), formando uma matriz de distâncias. Estas distâncias podem ser medidas pela relação de Minkowski, que pode ser obtida pela Equação 43.

$$d_{ij} = \sqrt[q]{(Z_{i1} - Z_{j1})^q + (Z_{i2} - Z_{j2})^q + \dots + (Z_{in} - Z_{jn})^q} \quad (43)$$

sendo q o valor ponderador entre as distâncias, Z a característica a ser analisada e i e j os objetos a serem agrupados.

A medida mais utilizada para o ponderador q segundo inúmeros autores (NAGHETTINI; PINTO, 2007; DAVIS; NAGHETTINI, 2001) é a distância Euclidiana generalizada, onde o ponderador q assume o valor igual a 2. Assim, após calculadas todas as distâncias que expressam as relações dos elementos, faz-se o uso de regras para agrupar os objetos e determinar então as regiões homogêneas.

Hosking e Wallis (1997), Naghettini e Pinto (2007) sugerem a alguns métodos de aglomeração, os que se destacam são o método do vizinho mais próximo, o K-médias (K-means clustering) e o método de Ward. A regra do vizinho mais próximo forma inicialmente tantos grupos quanto forem os objetos do conjunto de dados. A primeira associação ocorre entre os objetos com maior similaridade, depois, forma-se um grupo seguinte com o par de menor distância e assim sucessivamente até que ao final todos os objetos estejam aglomerados (DAVIS; NAGHETTINI, 2001). Esse procedimento é chamado de hierárquico aglomerativo, por operar no estilo ponto a ponto para a formação e combinação de grupos, baseando-se nos grupos já existentes, resultando assim em um conjunto de soluções de agrupamentos (HAIR et al., 2009).

O método k-médias é muito empregado devido Hartigan (1975) (*apud* NAGHETTINI; PINTO, 2007), o mesmo, difere do método vizinho mais próximo por ser o operador quem define o número de grupos a serem formados. O processo também consiste em avaliar a proximidade dos objetos, embora, considere a proximidade dos objetos aos grupos pré-estabelecidos. Assim, apresenta os seguintes passos (DONI, 2004): (i) define-se o número de grupos; (ii) cada objeto é designado aleatoriamente para um dos grupos; e (iii) calcula-se o centroide para cada grupo, isto é, determina-se o centroide pela média dos centros dos objetos, fato que originou o termo k-médias. Calculado os centroides, ocorre a formação de novos grupos entre os objetos que estão mais próximos dos centroides; e recalculam-se os centroides dos novos grupos; este procedimento é repetido até que não ocorram mais mudanças de um grupo para outro, no momento em que as mudanças entre os membros de cada grupo são cessadas tem-se a menor variabilidade intra-cluster e a máxima variabilidade entre os grupos. Os resultados obtidos pelo método das K-médias devem ser examinados de forma a se avaliar quão distintas são as médias dos K clusters obtidos (NAGHETTINI; PINTO, 2007).

O método Ward, que de acordo com Hair et al. (2009), tende combinar grupos com um pequeno número de observações, produzindo, geralmente, agrupamentos ou agregados de mesmo tamanho. Baseia-se na análise da variância para determinar as distâncias entre os clusters, semelhante ao K-médias, realiza iterações para determinar um aglomerado com a menor soma dos quadrados de quaisquer pares de dois clusters hipotéticos. O mesmo é considerado eficiente, e em geral, tende a produzir clusters pouco extensos e de igual número de indivíduos (NAGHETTINI; PINTO, 2007). Seidel et al. (2008), ao comparar os métodos Ward e K-médias, concluiu que o método Ward se mostrou mais eficiente para determinar a quantidade de agrupamentos, enquanto que o método K-médias classificou de forma mais adequada as observações dentro dos grupos.

Quando o processo agrupamento em regiões envolve variáveis hidrológicas, como precipitação, o resultado preliminar (k-médias, vizinho mais próximo, Ward) pode apresentar algumas inconsistências (HOSKING; WALLIS, 1997). Assim, faz-se necessários ajustes para corrigir estas inconsistências, ou para reduzir a medida de heterogeneidade entre os postos de uma região. De acordo Naghettini e Pinto (2007), estes ajustes podem ser obtidos com os seguintes procedimentos:

- mover um ou mais postos de uma região para outra;

- desconsiderar ou remover um ou mais postos;
- subdividir a região;
- abandonar uma região e re-alocar os seus postos para outras regiões;
- combinar uma região com outra, ou com outras;
- combinar duas ou mais regiões e redefini-las; e
- obter mais dados e redefinir as regiões.

Ou seja, os resultados da análise cluster são preliminares, uma vez que, podem ser necessários alguns ajustes no agrupamento (como os citados a cima), com a finalidade de tornar fisicamente coerente a delimitação da região, assim reduzir a medida de heterogeneidade.

3.5.5.3 Medida de discordância

A medida de discordância segundo Hosking (1990), relaciona os principais momentos-L (coeficiente de variação CV-L, assimetria-L e a curtose-L) em um espaço tridimensional, a qual tem o objetivo de identificar a variação desses quocientes, assimilando assim, como discordantes as amostras cujos valores se afastam do núcleo de concentração das amostras do grupo.

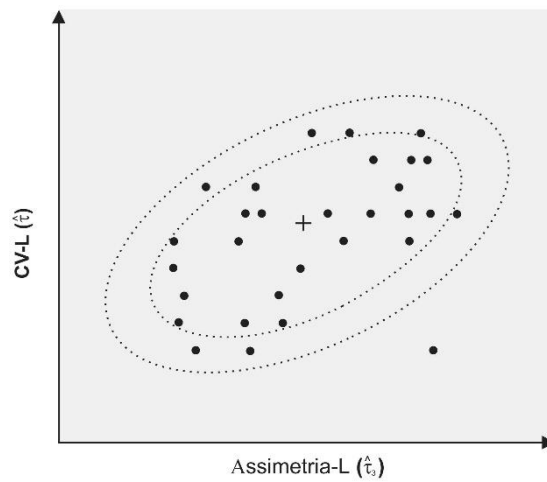
Para melhor observar e interpretar essa medida Naghettini e Pinto (2007) apresentaram a Figura 13, considerando assim, os limites de variação das estimativas do CV-L e da Assimetria-L, as médias grupais estão localizada no centro da figura (+). Construindo elipses concêntricas cujos eixos são funções da matriz de covariância amostral dos quocientes de momentos-L, os locais discordantes são aqueles que se encontram fora da área delimitada pela elipse mais externa.

Assim, a medida de discordância entre os momentos-L de um local (j) é considerada como um ponto, em um espaço tridimensional, representado pelo vetor transposto u_j (Equação 44)

$$u_j = (t^j, t_3^j, t_4^j)^T \quad (44)$$

sendo, t , t_3 , t_4 é o CV-L, assimetria-L e curtose-L, respectivamente, e T indica a matriz transposta.

Figura 13: Descrição da medida de discordância.



Fonte: Naghettini e Pinto (2007).

A média grupal ou regional dos quocientes de momentos-L é dada por um vetor \bar{u} , da mesma ordem, tomada como média aritmética simples de u_j , para todos os postos da região Equação 45.

$$\bar{u} = \frac{\sum_{j=1}^N u_j}{N} = (t^R, t_3^R, t_4^R)^T \quad (45)$$

sendo, R a região em questão, N o número de postos da região e t é a média dos quocientes dos momentos-L da região. A matriz de covariância amostral S é dada pela Equação 46.

$$S = (N - 1)^{-1} \sum_{j=1}^N (u_j - \bar{u})(u_j - \bar{u})^T \quad (46)$$

A medida de discordância (D_j) para o local j é determinada pela Equação 47 segundo Hosking e Wallis (1997).

$$D_j = \frac{N}{3(N-1)} (u_j - \bar{u})^T S^{-1} (u_j - \bar{u}) \quad (47)$$

Em que todo posto é discordante quando $D_j > 3$, para regiões com mais de 15 postos, e para regiões com um número menor de postos, o valor crítico de

discordância (D_{jcrit}) é dado Tabela 6. Para regiões muito pequenas a medida de discordância não é informativa, logo Hosking e Wallis (1997), recomendam que a medida de discordância seja empregada apenas em análise com $N > 7$.

Tabela 6: Limites críticos da medida de discordância (D_{jcrit}).

Número de Postos por Região	$D_{i\ crit}$	Número de Postos por Região	$D_{i\ crit}$
5	1,333	11	2,632
6	1,648	12	2,757
7	1,917	13	2,869
8	2,140	14	2,971
9	2,329	≥15	3
10	2,491		

Fonte: Hosking e Wallis (1997).

3.5.5.4 Medida de heterogeneidade

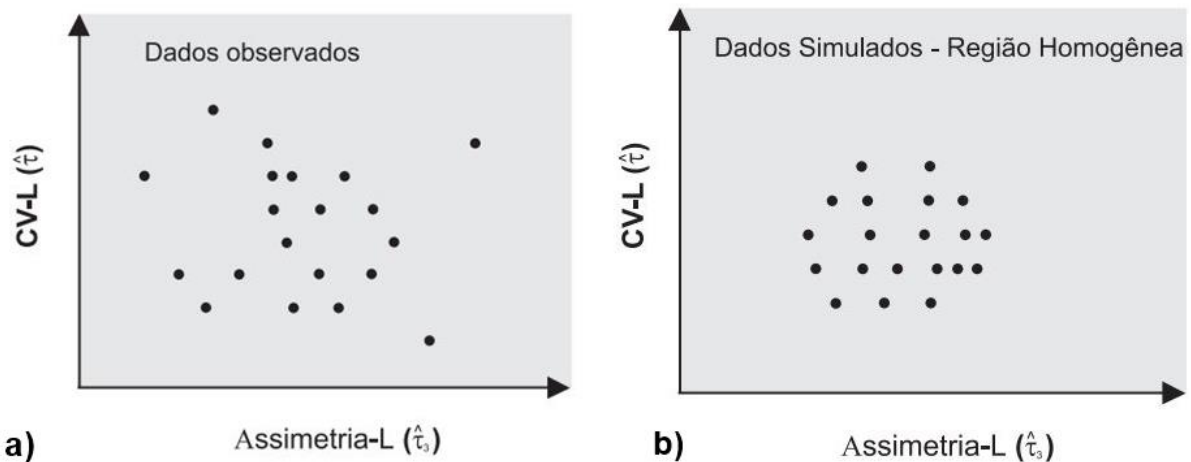
Hosking e Wallis (1997), após a delimitação da região homogênea, indicam a utilização de métodos baseados em estatísticas locais, para confirmar a delimitação da região. Os autores, assim propõem que seja utilizada a medida de heterogeneidade, a qual baseia-se nos quocientes de momentos-L amostrais.

Em uma região homogênea, os quocientes de momentos-L populacionais são os mesmos para todos os indivíduos. No entanto, é de se esperar que os quocientes de momentos-L calculados a partir das amostras sejam diferentes devido às flutuações amostrais. Constata-se assim, uma dispersão entre as medidas calculadas entre as amostras e, a medida ideal da população homogênea. A medida de heterogeneidade tem como objetivo quantificar a diferença entre os quocientes de momentos-L amostrais, calculados para um certo conjunto de postos, e os quocientes que se esperariam encontrar em uma região homogênea.

Para compreender, considere uma região com i postos de observações, e seus quocientes de momentos-L: CV-L e Assimetria-L. A Figura 14a apresenta os quocientes estimados a partir das amostras, enquanto a Figura 14b, apresenta os quocientes simulados, a partir de uma população, com o mesmo tamanho de amostras localizadas, por hipótese em uma região homogênea. Nesse tipo de diagrama, se os

postos pertencentes a uma região heterogênea, os pontos seriam mais dispersos em relação a uma região homogênea. A medida de heterogeneidade (H) explora a relação entre os dados amostrais e os dados simulados, em termos quantitativos, pode ser determinada pela diferença relativa centrada entre as dispersões observadas e simulada (Equação 48).

Figura 14: Diagrama dos Quocientes de Momentos, a) amostral, b) simulado.



Fonte: Naghettini e Pinto (2007).

$$H = \frac{\text{dispersão observada} - \text{média das simulações}}{\text{desvio padrão das simulações}} \quad (48)$$

Faz-se necessário determinar a dispersão dos quocientes de momentos-L, considera-se uma região que contenha N postos, indexados por j, com amostra de tamanho n_j e quocientes de momentos-L representados por CV-L, Assimetria-L e Curtose-L (t^j , t_3^j , t_4^j , respectivamente). Desta forma, CV-L médio, Assimetria-L média e Curtose-L média (t^R , t_3^R , t_4^R , respectivamente), denotam, respectivamente, as médias regionais dos quocientes, ponderados pelo tamanho das amostras individuais (HOSKING; WALLIS, 1997). A medida de heterogeneidade (H) baseia-se, preferencialmente, no cálculo da dispersão do coeficiente de variação (CV-L) para as regiões proposta e simulada. Inicialmente, efetua-se o cálculo do desvio padrão ponderado (V) (Equação 49) dos CV-L's das amostras observadas.

$$V = \left[\frac{\sum_{j=1}^N n_j (t^j - t^R)^2}{\sum_{j=1}^N n_j} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (49)$$

Na simulação da região homogênea, deve-se selecionar a função de distribuição de probabilidades, a fim de estimar os quocientes de momentos-L populacionais. Para isto, o emprego da distribuição Kapa é conveniente, por incluir como casos particulares: Distribuição Logística, Generalizada de Valores Extremos e Generalizada de Pareto, sendo, portando teoricamente capaz de representar variáveis hidrológicas e hidrometeorológicas (HOSKING; WALLIS, 1997).

Definida a função de distribuição de probabilidades, os parâmetros populacionais (t) são estimados de modo a reproduzir os quocientes de momentos-L regionais t^R , t_3^R e t_4^R . Também com os parâmetros populacionais são simuladas N_{sim} regiões homogêneas, sem correlação cruzada e/ou serial, contendo N amostras individuais, para cada uma delas com n_i valores da variável normalizada. Na sequência aplicam-se as estatísticas V_j , para todas as j regiões simuladas ($j = 1, 2, \dots, N_{sim}$), por meio da Equação (37). Hosking e Wallis (1997) sugerem que se atinja $N_{sim}=500$.

A média aritmética das estatísticas V_j (Equação 50), calculadas para cada simulação, fornecerá a dispersão média esperada para a região homogênea.

$$U_V = \frac{\sum_{j=1}^{N_{sim}} V_j}{N_{sim}} \quad (50)$$

Assim, a medida de heterogeneidade H é obtida com uma comparação entre a dispersão observada e a dispersão simulada (Equação 51).

$$H = \frac{(V - U_V)}{\sigma_V} \quad (51)$$

sendo:

$$\sigma_V = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{N_{sim}} (V_j - U_V)^2}{N_{sim} - 1}} \quad (52)$$

sendo V é a estatística utilizada com dados observados na região supostamente homogênea, e U_V é a média aritmética das estatísticas V_j calculadas para cada

simulação e σ_V é o desvio-padrão entre os N_{sim} que são os valores da medida de simulação V_j .

Segundo o teste de significância proposto por Hosking e Wallis (1997), a medida de heterogeneidade é interpretada da seguinte forma:

- $H < 1$, a região é “aceitavelmente homogênea”;
- $1 \leq H < 2$, a região é “possivelmente heterogênea”;
- $H \geq 2$, a região é “definitivamente heterogênea”.

3.5.5.5 Medida de aderência regional

Para a escolha da distribuição adequada podem ser utilizados testes de aderência, consagrados na literatura: gráficos quantil-quantil; testes de Qui-Quadrado; de Kolmogorov-Smirnov; Filliben; ou as estatísticas de momentos-L. A medida de aderência a partir das estatísticas de momentos-L tem como essência comparar as estatísticas amostrais com as características teóricas das diferentes distribuições candidatas (HOSKING; WALLIS, 1997). De forma geral, as distribuições de probabilidade, possuem parâmetros de posição e escala que reproduzem a média e o CV-L regionais. Ao ajustar os dados da região pelo método dos momentos-L, essa distribuição reproduzirá a média regional de Assimetria-L, a qual poderá ser determinado o grau de ajuste pela diferença entre a Curtose-L (τ_4^{dis}) da distribuição e a média regional (t_4^R), relacionada com o desvio-padrão (σ_4) de t_4^R . Assim, a medida de aderência da distribuição de propabilidade com base nos momentos-L pode ser determinada pela Equação 53.

$$Z^{dis} = \frac{t_4^R - \tau_4^{dis}}{\sigma_4} \quad (53)$$

A hipótese de um ajuste adequado é mais verdadeira quando mais próxima de zero for a medida de aderência. Nesse contexto, Hosking e Wallis (1997) sugerem como critério de limite $|Z^{dis}| \leq 1,64$.

3.5.5.6 Aplicação dos momentos L para regionalização das IDF

Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998) apresentaram uma nova abordagem para a construção das relações IDF, onde propõem uma fórmula mais rigorosa para estimar a relação IDF, cujas as características da equação são explicitamente derivadas da função de distribuição de probabilidade (Gumbel, GEV, Gamma, Log Pearson, Log-normal, Exponencial e Pareto). Sendo que, os parâmetros de cada função de distribuição de probabilidade são obtidos com base nos momentos- L de primeira até quarta ordem, como apresentado no item 3.5.5.1.

Para o desenvolvimento do estudo das relações IDF faz-se necessário conhecer o comportamento da precipitação em relação ao tempo, o qual é obtido por meio de dados pluviográficos.

A Equação 54 é a fórmula generalizada da relação IDF apresentada pelos autores, assim é possível separar a intensidade da precipitação em duas funções, uma dependente do tempo de retorno e a outra dependente da duração da precipitação.

$$i(T, d) = \frac{a(T)}{b(d)} \quad (54)$$

$$b(d) = (d + \theta)^\eta \quad (55)$$

sendo, $a(T)$ função do TR, que será definida por meio da função de distribuição, d a duração da precipitação e θ e η são parâmetros a serem estimados ($\theta > 0$, $0 < \eta < 1$).

Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), para atingir os objetivos do trabalho demonstraram expressões alternativas da distribuição da função $a(T)$ com algumas variações em relação as encontradas na literatura. Nas distribuições de probabilidade apresentaram parâmetros adimensionais (k e ψ) e parâmetros de escala (λ e c).

A função $a(T)$, para a qual os dados se ajustam de acordo com a distribuição de Gumbel (distribuição de máximos do tipo I), é regida pela Equação 56.

$$a(T) = \lambda \left\{ \psi - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \right\} \quad (56)$$

sendo, λ e ψ são parâmetros de escala e local da função de distribuição, respectivamente.

Em relação a função de distribuição de valores extremos (GEV), a qual incorpora as distribuições do tipo I, II e III é apresentada na Equação 57, desde que $k > 0$, pois se $k = 0$ a GEV é a distribuição de Gumbel.

$$a(T) = \lambda \left\{ \psi + \frac{[-\ln(1-\frac{1}{T})]^{-k} - 1}{k} \right\} \quad (57)$$

sendo, $k > 0$, $\lambda > 0$ e ψ são parâmetros de forma, escala e posição da função de distribuição, respectivamente.

Para a distribuição Gamma a função dependente do tempo de retorno é obtida por meio da Equação 58, onde o valor de k deve ser diferente de 1.

$$a(T) = \frac{\lambda\mu}{\alpha} \left(1 - \frac{1}{T}\right)^\alpha + \frac{\lambda\nu}{\beta} \left[\xi - \left(\frac{1}{T}\right)^\beta \right] \quad (58)$$

sendo, $k \neq 1$, λ o parâmetro de escala, μ , ν , α , β e ξ são funções do parâmetro de forma k e são definidos pelas Equações 59 a 63.

$$\mu = 0,6(\sqrt{k} - 1) - \frac{1}{\sqrt{k}-1} \quad (59)$$

$$\nu = 0,6(\sqrt{k} - 1) + 0,01(k - 1) + 1 \quad (60)$$

$$\alpha = \frac{0,6}{\sqrt{k}} + 0,08 \quad (61)$$

$$\beta = 0,0234 \ln k \quad (62)$$

$$\xi = \begin{cases} 1 & k < 1 \\ 31 e^{-11,6(k-1)^{-0,25}} & k > 1 \end{cases} \quad (63)$$

Para a determinação destas equações (58 a 62) os autores definiram certos intervalos, os quais geraram um erro não significativo para a estimação da IDF. Estas equações foram validadas para os seguintes intervalos: $0,2 \leq k \leq 100$ (equivalente a $0,2 \leq \text{Assimetria-L} \leq 4,5$) e $1,0001 \leq T \leq 10.000$.

Para a distribuição Log Pearson III, a função dependente do tempo de retorno é obtida por meio da Equação 64.

$$a(T) = \exp \left\{ c + \frac{\lambda\mu}{\alpha} \left(1 - \frac{1}{T}\right)^\alpha + \frac{\lambda\nu}{\beta} \left[\xi - \left(\frac{1}{T}\right)^\beta \right] \right\}, \quad k \neq 1 \quad (64)$$

sendo, λ parâmetro de forma, c parâmetro de escala, enquanto que μ , ν , α , β e ξ são coeficientes dependentes do parâmetro de forma k e são definidos pelas Equações 59 a 63.

Apresentam ainda as distribuições Log-normal, Exponencial e a distribuição de Pareto, as quais podem ser consultadas no trabalho realizado por Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), onde são apresentadas de forma detalhada.

Assim, para a caracterização do formato da equação IDF proposta por Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), necessita-se então conhecer qual a melhor distribuição de probabilidade para os dados de precipitação intensa. Com a distribuição adequada tem-se as funções $a(T)$ e $b(d)$ conhecidas.

Após a análise prévia dos dados, inicia-se o processo de obtenção dos parâmetros de cada função ($a(T)$ e $b(d)$). Para exemplificar o formato de uma equação IDF proposta pelos autores é apresentada a Equação 65, a qual os dados foram melhor representados pela distribuição de Gumbel.

$$i(T, d) = \frac{a(T)}{b(d)} = \frac{\lambda \left\{ \psi - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \right\}}{(d + \theta)^\eta} \quad (65)$$

Para a obtenção dos parâmetros (λ , ψ , θ e η) da IDF os autores apresentam uma forma mais robusta para a estimativa dos mesmos, a qual deve ser realizada com dois passos. Primeiramente determina-se os parâmetros da função $b(d)$ (equação 46) por um processo de tentativa e erro ou função objetiva, e para verificação da estimativa dos parâmetros Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998) indicam o emprego da estatística não paramétrica de Kruskal-Wallis (k_{KW}) que é apresentada nas Equações 66 e 67. Assim quanto menor for o valor de k_{KW} maior é a evidência de que os valores pertencem a uma mesma população.

$$k_{KW} = \frac{12}{m(m+1)} \sum_{j=1}^k n_j \left(\bar{r}_j - \frac{m+1}{2} \right)^2 \quad (66)$$

$$m = \sum_{j=1}^k n_j \quad (67)$$

sendo, m o número total de valores para todos os grupos (k) de duração, k total de grupos de durações, n_j número de valores de cada grupo, \bar{r}_j a média dos valores do grupo.

O segundo passo é a determinação dos parâmetros λ e ψ da função $a(T)$ a qual são dependentes da distribuição de probabilidade que melhor se ajusta aos dados. Os autores indicam o uso da metodologia dos momentos-L, a qual apresentam como um método mais robusto para a estimação dos parâmetros. As Equações 68, 69 e 70, determinam os valores dos parâmetros da função $a(T)$.

$$\widehat{\lambda}_2 = 2 \sum_{l=1}^n \frac{(n-l)y_l}{n(n-1)} - \bar{y} \quad (68)$$

$$\lambda = \frac{\widehat{\lambda}_2}{\ln 2} \quad (69)$$

$$\psi = \frac{\bar{y}}{\lambda - 0.577} \quad (70)$$

sendo, $\widehat{\lambda}_2$ igual ao momento de segunda ordem da metodologia dos momentos-L, n o número de dados observados, l a posição do valor observado em ordem decrescente, \bar{y} a média dos valores observados.

Assim, com todos os parâmetros determinados, tem-se então a IDF de um local específico.

Após essas definições, Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), com o intuito de estudar a variação das curvas IDF, e permitir a criação de mapas de regiões nas quais se possa inferir curvas IDF em qualquer ponto dentro de uma região, apresentaram um estudo de variação dos parâmetros das relações IDF, e não da intensidade da precipitação, uma vez que o estudo da variação dos parâmetros pode ser separado em duas fases.

Primeiramente faz-se o estudo dos parâmetros θ , η da função $b(d)$. Para a estimativa destes parâmetros é necessário o conhecimento de dados pluviográficos da região. Porém para realizar a estimativa do parâmetro θ é preciso conhecer as precipitações com duração inferior a 1 hora, caso não se tem essa informação o parâmetro pode ser igualado a 0. Assim somente o parâmetro η necessita ser

estimado da função $b(d)$, o qual pode ser obtido por meio do método dos mínimos quadrados.

Na segunda etapa faz-se necessário estimar os parâmetros ψ , λ da função $a(T)$, para o estudo destas variáveis é possível incorporar os dados pluviométricos para que se tenha uma rede de monitoramento mais densa, proporcionando assim uma informação mais detalhada da variação geográfica das curvas IDF na região, uma vez que pode ser adicionado dados com durações superiores a 24 horas.

Na estimativa dos parâmetros ψ e λ entram as precipitações com 24, 48, 72 horas de duração obtida nos postos pluviométricos. Como os parâmetros da função $b(d)$ não podem ser determinados com essa discretização temporal, os autores indicam que seja adotado o valor de η obtido na região por meio dos dados pluviográficos. Os parâmetros da função $a(T)$ podem ser obtidos por meio da análise dos mínimos quadrados, ou ainda pela metodologia dos momentos-L.

Aplicando esta metodologia de regionalização os autores obtiveram bons resultados em uma região da Grécia. Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998) indicam que para uma melhor visualização e definição da IDF regional, pelos usuários, faz-se necessário a apresentação de um mapa de isoietas que relacionam uma precipitação com um tempo de retorno conhecida.

Endreny e Imbeah (2009), realizaram um estudo para Gana com base em Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), no qual, devido à escassez de dados pluviográficos (7 estações), realizaram uma abordagem utilizando esses dados em solo, juntamente com os dados estimados a partir do satélite TRMM 3B42 (NASA, 2003 apud ENDRENY e IMBEAH, 2009). Foram então determinados os parâmetros da IDF baseados nessas duas fontes de informações e foram obtidos resultados positivos, uma vez que o erro médio na estimativa da precipitação intensa foi de 9% para as estações aceitas (6 estações), sendo que não foi em uma única estação (erro de 37%). Mostrando assim, que a metodologia apresentada por Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), utilizando mais de uma fonte de informação, se mostrou consistente para Gana.

3.5.6 Focused Rainfall Growth Extension - FORGEX

O método *Focused Rainfall Growth Extension* (FORGEX) apresentado por Faulkner e Jones (1999), Reed, Faulkner e Stewart (1999) e Stewart et al (1999), tem

o objetivo de estimar a curva de crescimento das precipitações intensas de um local. Para o emprego da metodologia, faz-se necessário conhecer as precipitações máximas anuais para diferentes durações, e sua padronização para todos os locais.

Para a construção da curva de crescimento, é necessário realizar uma padronização das precipitações máximas anuais de toda a série de dados. A função de padronização proposta pelos autores é apresentada na Equação 71. Para o emprego da mediana na padronização da chuva é necessário um mínimo de 10 anos de dados observados.

$$X_{ij} = \frac{R_{ij}}{RMED_j} \quad (71)$$

sendo, X_{ij} a precipitação máxima padronizada, R_{ij} a precipitação máxima observada e $RMED_j$ a mediana das precipitações máximas observadas.

A posição de plotagem das precipitações máximas anuais, são determinadas com base na variável reduzida da distribuição de Gumbel (y) (Equação 72) de acordo com a probabilidade empírica de não-excedência de Gringorten (Equação 73).

$$y = -\ln(-\ln F_i) \quad (72)$$

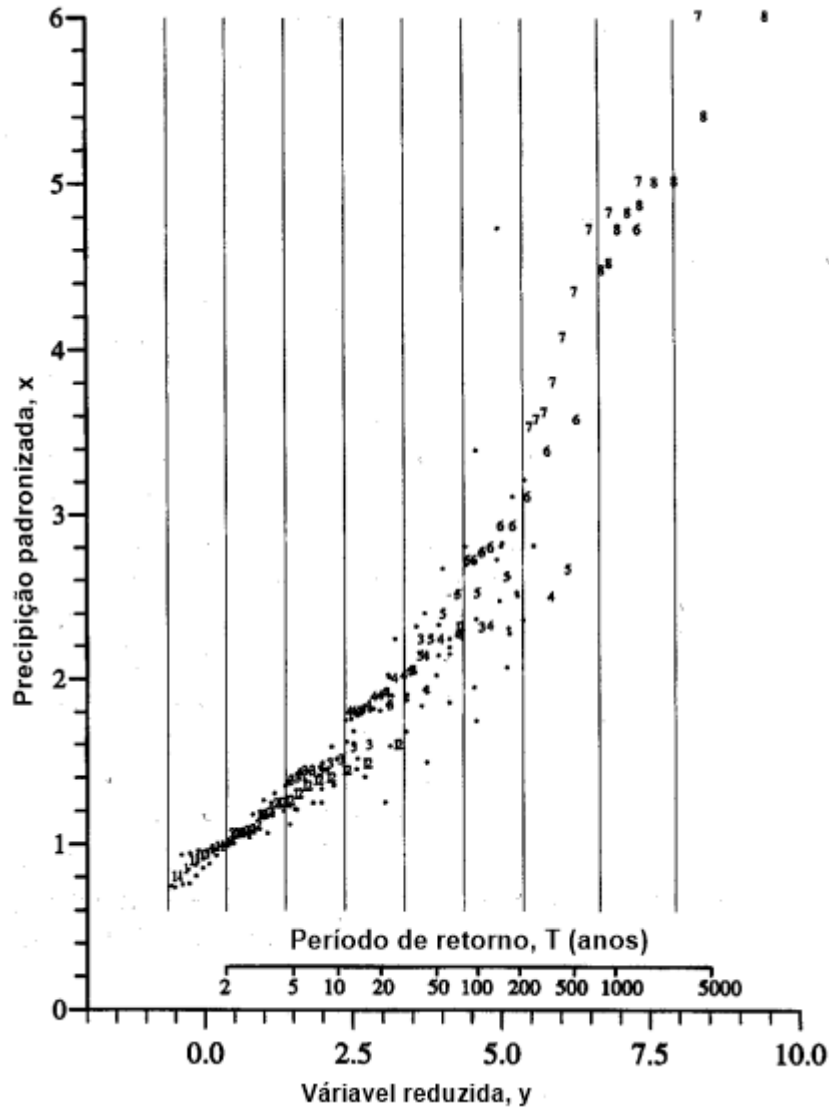
sendo, y a variável reduzida de Gumbel e F_i função de Gringorten (Equação 73).

$$F_i = \frac{i-0,44}{N+0,12} \quad (73)$$

sendo, i a posição de plotagem em ordem crescente e N o número de anos de precipitação máxima observados.

Com a precipitação padronizada e a variável reduzida de Gumbel é possível observar o comportamento da precipitação máxima padronizada em relação a variável reduzida de Gumbel como apresentado na Figura 15.

Figura 15: Posição de plotagem da precipitação padronizada em relação a variável reduzida de Gumbel.



Fonte: Adaptado de Reed, Faulkner e Stewart (1999).

Após a observação do comportamento no gráfico, os autores determinaram um modelo concatenado da curva de crescimento da precipitação. Este modelo considera que a concatenação de l segmentos de reta determinam o comportamento da variável padronizada versus a variável reduzida de Gumbel. As Equações 74 até 77 e a Figura 16 ilustram a formulação do modelo para $l=4$.

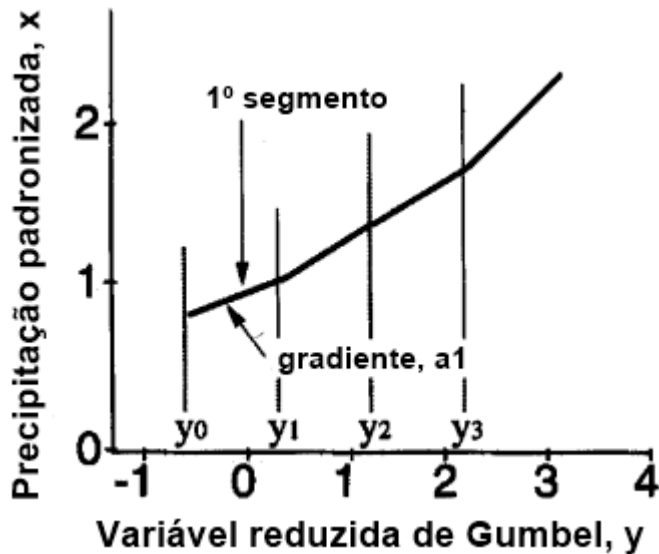
$$x_{model} = 1 + a_1(y - y_0) \quad , y_0 \leq y \quad (74)$$

$$x_{model} = 1 + a_2(y - y_1) \quad , y_1 < y \leq y_2 \quad (75)$$

$$x_{model} = 1 + a_2(y_2 - y_1) + a_3(y - y_3) \quad , y_2 < y \leq y_3 \quad (76)$$

$$x_{model} = 1 + a_2(y_2 - y_1) + a_3(y_3 - y_2) + a_4(y - y_3), y > y_3 \quad (77)$$

Figura 16: Exemplificação dos gradientes a_i e dos l segmentos de reta.



Fonte: Adaptado de Reed, Faulkner e Stewart (1999).

Assim a curva de crescimento é obtida por meio dos mínimos quadrados moderadas por uma função do tipo de penalidade (exemplificado em ADBY; DEMPSTER, 1974; apud REED; FAULKNER; STEWART, 1999) que é apresentada a Equação 78. Esta função é empregada para que não ocorra grandes mudanças no gradiente entre os segmentos l e determina-los.

$$\sum_{i=1}^M (x_i - x_{model_i})^2 + 0,05 \frac{M}{l-1} \sum_{j=2}^l (a_j - a_{j-1})^2 \quad (78)$$

Faulkner e Jones (1999) apresentaram um exemplo de aplicação da metodologia FORGEX para três regiões do Reino Unido e compararam com os resultados apresentados no relatório de estudos de inundações (FSR) e NERC (1975). Neste trabalho obtiveram bons resultados com a metodologia, ou seja, a metodologia

de FORGEX estimou de maneira satisfatória as precipitações com um dia de duração e tempo de retorno de até 1000 anos.

Overeem, Buishand e Holleman (2008) contornaram as variabilidades regionais obtidas nos parâmetros de distribuições utilizando a abordagem a abordagem apresentada por Faulkner e Jones (1999). Faulkner e Jones (1999) indicam ainda o emprego da metodologia de intervalo de confiança Bootstrapping como bons estimadores dos limites de confiança da curva de crescimento da precipitação.

No entanto, um dos problemas observados com o FORGEX é a dificuldade de obtenção dos parâmetros de forma gráfica a partir da concatenação dos segmentos de reta que determinam o comportamento da precipitação padronizada versus a variável reduzida de Gumbel (Figura 16). Uma solução possível é a utilização de modelos GAMLSS para ajustar uma equação de regressão entre ambas variáveis.

3.5.6.1 Modelos GAMLSS

Rigby e Stasinopoulos (2004, 2005), com o objetivo de transpor algumas das limitações associadas a alguns modelos (exemplos, modelo linear generalizado misto - GLMM, modelos aditivos generalizados mistos - GAMM) apresentaram uma nova classe de modelos estatísticos de regressão semi-paramétricos, denominada de modelos aditivos generalizados para posição, escala e forma (GAMLSS). Essa nova classe é paramétrica, pois uma distribuição paramétrica é necessária para a variável resposta, e semi-paramétrico por possibilitar a modelagem dos parâmetros da distribuição e das funções das variáveis exploratórias, e permite ainda a utilização de funções de suavização não-paramétricos.

Destaca-se ainda, que a vantagem da abordagem e do uso dos modelos GAMLSS, refere-se à facilidade de acesso a programas de distribuição livre, como o ambiente de programação R (library "gamlss") possibilitando ainda o ajuste de mais de 50 distribuições diferentes.

No GAMLSS, a hipótese da distribuição da família distribuição exponencial para a variável resposta (Y), nesse caso a precipitação padronizada, é substituída por uma família de distribuição geral, incluindo distribuições contínuas ou discretas. A parte sistemática do modelo é expandida para permitir a modelagem não apenas da média (ou localização), mas de outros parâmetros da distribuição de Y como, linear e/ou não linear, paramétrica e/ou não-paramétricas de variáveis explicativas. Portanto, o

GAMLSS é especialmente adequado para modelar uma variável de resposta que segue diferentes distribuições ou que exibem heterogeneidade (por exemplo, a escala ou forma da distribuição da variável resposta muda com as variáveis explanatórias).

Nos modelos GAMLSS os p parâmetros $\theta = (\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_p)$ de uma função densidade de probabilidade populacional $f(y|\theta)$ são modelados utilizando termos aditivos, especificamente, presume-se que para $i = 1, 2, \dots, n$, as observações y_i são independentes e condicionais a θ_i , com função densidade de probabilidade $f(y_i|\theta^i)$, onde $\theta^{iT} = (\theta_{i1}, \theta_{i2}, \dots, \theta_{ip})$ é um vetor de p parâmetros relacionado às variáveis explanatórias e efeitos aleatórios. Destaca-se que quando os valores assumidos pelas covariáveis são estocásticos ou as observações y_i dependem de seus valores passados, então $f(y_i|\theta^i)$ é interpretada como sendo condicional a estes valores.

Seja $y^T = (y_1, y_2, \dots, y_n)$ o vetor de observações da variável resposta. Considere ainda, para $k = 1, 2, \dots, p$, uma função de ligação monótona $g_k(\cdot)$ relacionando o k -ésimo parâmetro θ_k às variáveis explanatórias e efeitos aleatórios por meio de um modelo aditivo dado pela Equação 79.

$$g_k(\theta_k) = \eta_k = X_k \beta_k + \sum_{j=1}^{J_k} Z_{jk} \gamma_k \quad (79)$$

sendo, θ_k e η_k vetores n , exemplo $\theta_k^T = (\theta_{1k}, \theta_{2k}, \dots, \theta_{nk})$, $\beta_k^T = (\beta_{1k}, \beta_{2k}, \dots, \beta_{J_k k})$ é um vetor de parâmetros de tamanho J_k , X_k e Z_{jk} são matrizes de covariáveis fixas, conhecidas e de ordem $n \times J_k$ e $n \times q_{jk}$, respectivamente. Já γ_k é uma variável aleatória q_{jk} -dimensional.

São requeridos em muitas situações quatro parâmetros ($p = 4$), os quais, são caracterizados pela posição (μ), escala (σ), assimetria (v) e curtose (τ). Enquanto os dois primeiros parâmetros populacionais θ_1 e θ_2 , são representados por μ e σ , já em os parâmetros de forma θ_3 e θ_4 são representados por v e τ . Contudo, a estrutura GAMLSS pode ser aplicada aos parâmetros de qualquer distribuição populacional e generalizada para modelagem de mais de quatro parâmetros da distribuição, além de permitir a utilização de funções aditivas como splines cúbicos, splines penalizados, polinômios fracionários e polinômios de potência não-lineares, entre outros, com o objetivo de suavizar e melhorar os ajustes realizados pelo modelo.

Para o ajuste dos parâmetros, dois aspectos são importantes nos ajustes dos parâmetros aditivos, o algoritmo backfitting e as penalidades quadráticas na função

de verossimilhança, os quais resultam da premissa de que os efeitos aleatórios do preditor linear seguem distribuição normal. Analogamente, as matrizes de covariáveis (Z_{jk}) também podem ser transformadas numa matriz única, e assim satisfazer a condição de independência (RIGBY; STASINOPOULOS, 2005). Assim, os parâmetros β_k e γ_k são estimados na estrutura de regressão GAMLSS por meio da maximização da função de verossimilhança penalizada, sendo que os algoritmos de maximização disponíveis no R e utilizados na modelagem GAMLSS são descritos de forma mais detalhada em Rigby e Stasinopoulos (2005, 2010).

Assim, para a aplicação da modelagem GAMLSS no R (library gamlss) exige-se na especificação da distribuição da variável a ser modelada (y) é que a função densidade de probabilidade populacional $f(y|\theta)$ e sua primeira derivada com relação a cada um dos parâmetros de θ sejam calculáveis. No R há implementadas para a modelagem GAMLSS inúmeras famílias de distribuições contínuas e discretas. Destaca-se as distribuições (Tabela 7) testadas nesse trabalho, a Gamma, Weibull, Gaussiana Inversa, Gumbel, Logística, Normal, Log-Normal.

Tabela 7: Algumas distribuições contínuas implementadas à estrutura GAMLSS e disponíveis no R.

Distribuição	Nome (R)	Função de ligação	
		μ	σ
Gumbel	GU()	identidade	log
Weibull	WEI()	log	log
Gaussiana Inversa	IG()	log	log
Gamma	GA()	log	log
Logística	LO()	identidade	log
Normal	NO()	identidade	log
Log-Normal	LOGNO()	log	log

Fonte: Adaptado de Rigby e Stasinopoulos (2010).

Para um determinado conjunto de dados, o processo para utilização dos modelos GAMLSS consiste em comparar diversos modelos concorrentes e diferentes distribuições, resultando em inúmeras possibilidades a serem avaliadas e testadas. Assim como destacado, os resíduos quantílicos gerados pelos modelos GAMLSS são computados facilmente, uma vez que seguem a distribuição normal e a função de distribuição acumulada de y é fornecida. Isto se aplica a inúmeras distribuições

contínuas apresentadas em Rigby e Stasinopoulos (2010), e que podem ser transformadas em distribuição-padrão simples.

Os modelos GAMLSS são considerados modelos robustos, uma vez que, a distribuição da variável resposta não restringe à família exponencial e considera ainda, os efeitos fixos e aleatórios para a modelagem de todos os parâmetros (RIGBY e STASINOPOULOS, 2004, 2005). Possibilita ainda, a aplicação e combinações de termos aditivos e paramétricos em um ou mais preditores dos parâmetros de posição, escala ou forma, gerando modelos e termos ainda mais complexos.

3.5.7 Alguns estudos de precipitação intensa realizados no Brasil

Nos próximos item são descritos resumidamente os principais estudos de precipitação intensa a nível nacional para o Brasil e no RS. Uma vez que muito deles são difíceis de serem encontrados, nos Apêndice A até D se encontram melhor descritos os mesmos.

3.5.7.1 Pfafstetter (1957)

Pfafstetter (1957) determinou gráficos e uma equação empírica que relacionam a intensidade, a duração e a frequência (ou tempo de recorrência) das precipitações ocorridas em 98 postos, distribuídos geograficamente pelo país.

Para a coleta de dados das chuvas intensas, Pfafstetter (1957) consultou os registros pluviográficos disponíveis no Arquivo do Serviço de Meteorologia do Ministério da Agricultura, obtendo os valores das precipitações intensas, registradas em intervalos de 5, 15 e 30 min e 1, 2, 4, 8, 14, 24, e 48 horas.

Através desses gráficos, Pfafstetter (1957) determinou a maior intensidade de chuva para as durações selecionadas, que excederam as alturas de 8, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 47, 55 e 70 mm. Esses limites foram adotados para que se obtivesse em média 3 chuvas por ano de observação, em cada posto e para cada duração.

Pfafstetter (1957) utilizou a equação empírica (Equação 80), para representar a relação IDF disposta nos gráficos, e seus parâmetro são apresentados na forma gráfica e em tabelas.

$$P = T^{\alpha + \frac{\beta}{T^\gamma}} [at + b \log(1 + ct)] \quad (80)$$

sendo, P a precipitação máxima em mm, T o tempo de recorrência em anos, t a duração da precipitação em horas, α , β os valores que dependem da duração da precipitação e γ , a, b, c os valores constantes para cada posto.

Devido à grande aplicabilidade do estudo realizado por Pfafstetter (1957), vale ainda destacar que as equações elaboradas tiveram como base 22 anos e 25 anos de dados pluviográficos e pluviométricos, respectivamente. Os dados pluviográficos foram utilizados para a determinação das precipitações com durações menores que 48 horas e os dados pluviométricos foram utilizados para a determinação da precipitação máxima com duração de 1 a 6 dias. Este estudo é apresentado de forma mais detalhada no Apêndice A.

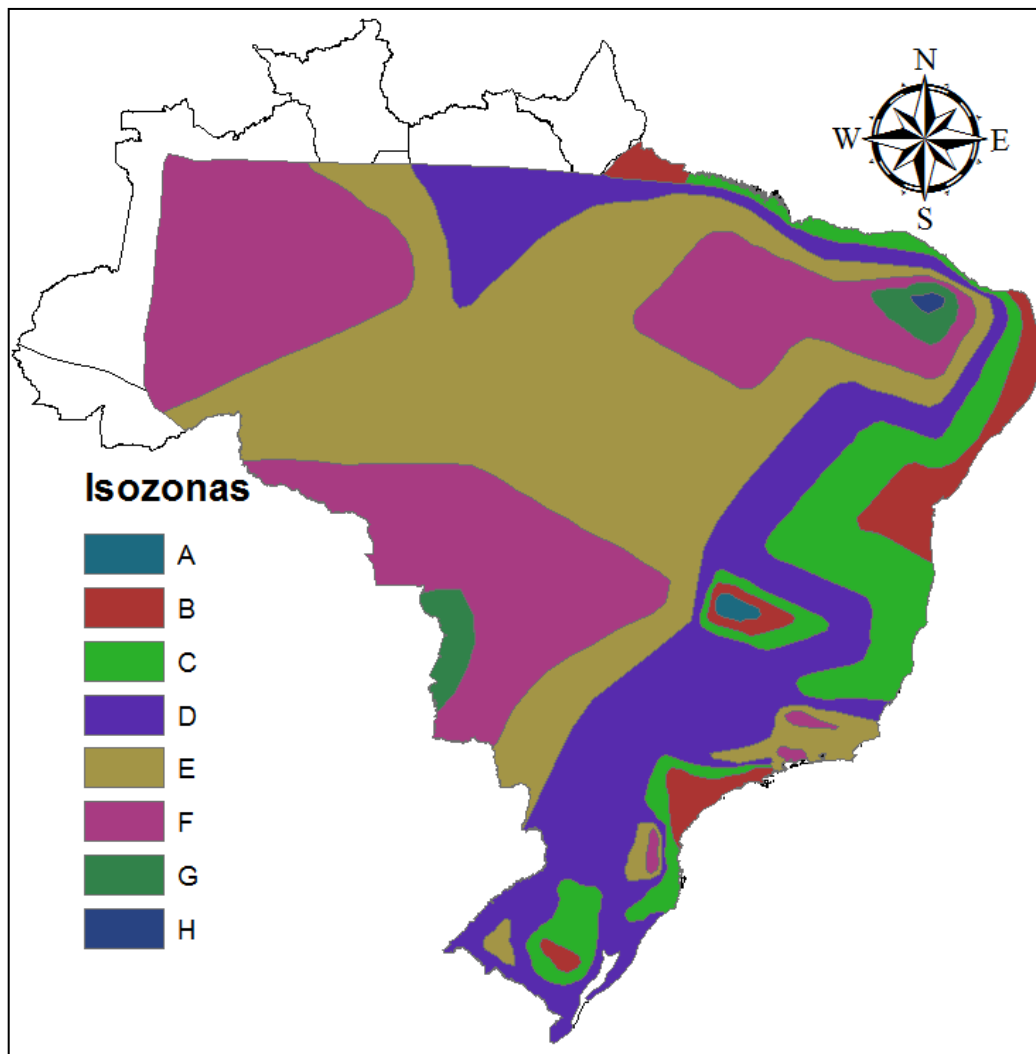
3.5.7.2 Torrico (1974)

Ao plotar no papel de probabilidade de Hershfield e Wilson as alturas de chuva de 24 horas e de 1 hora para as 98 estações pluviográficas brasileiras, analisadas por Pfafstetter (1957), Torrico (1974) constatou que ao prolongar as respectivas semirretas de alturas de chuva *versus* duração, elas tendiam a cortar o eixo das ordenadas em um mesmo ponto, para determinadas áreas geográficas.

Conforme Torrico (1974) esta tendência significa que nestas regiões o comportamento das relações entre as precipitações de 1 e 24 horas (r_{1h24h} - ou dito de outra forma, a fração da chuva total de 24 horas que cai em uma única hora) e a relação entre 6min e 24horas (r_{6m24h}) é homogênea e constante, independentemente da altura da precipitação. Pode-se assim, transferir esta proporção também conhecida como relação entre durações (TUCCI, 1993) – para estimar a precipitação em locais sem dados pluviográficos.

Os resultados da análise permitiram a Torrico (1974) propor 8 regiões ou isozonas de comportamento de chuvas intensas (Figura 17). Numa determinada região, dados pluviométricos coletados numa estação, poderiam ser utilizados para obter as chuvas intensas, desagregando as chuvas a partir das relações tabeladas (Anexo A) a partir dos dados de Pfafstetter (1957). Uma análise sumária do mapa de isozonas do Brasil realizada por Torrico (1974) mostra as seguintes características:

Figura 17: Mapa de Isozonas.



Fonte: Adaptado de Torrico (1974).

3.5.7.3 Revisão das isozonas de chuvas intensas no Brasil (BASSO et al, 2016)

Basso et al (2016) com o objetivo de analisar a validade das isozonas apresentadas por Torrico (1974), utilizou um banco de dados com quase 1000 equações IDF definidas (BASSO et al, 2011a, b). Os autores verificaram também que no banco de dados havia locais com mais de uma equação IDF e algumas equações onde os parâmetros da equação foram estimados com base na relação entre durações, assim foram então utilizadas somente as IDFs mais atuais e as que não foram estimadas com base na relação entre durações.

Com base nas IDFs selecionadas Basso et al (2016), obtiveram as precipitações intensas com um TR de 10 anos e para diversas durações (10, 15, 20, 30, 45, 60, 120, 240, 360, 720 e 1440 minutos). Após o conhecimento dessas precipitações, obtiveram as relações entre durações, com base na precipitação de 1440 minutos (24 horas), as quais foram espacializadas para todo o Brasil com o auxílio de ferramentas de interpolação, permitindo assim a comparação com as isozonas apresentadas por Torrico (1974).

Basso et al (2016) verificaram que as isozonas de Torrico (1974) se encontravam desatualizadas em todo o país, pois houve uma grande variação nos coeficientes de desagregação das precipitações. Basso et al (2016) indicam que as precipitações estariam mais intensas e exemplificam que esta intensificação pode ser observada na região Sudeste onde a relação da precipitação com uma hora de duração em função da precipitação de 24 horas (r_{1h24h}) passou de 37% para 67% com as informações mais atuais.

Em função destas diferenças, procederam a rediscretização das isozonas com base nas informações mais atualizadas de chuva, utilizando a r_{1h24h} , e informações climáticas auxiliares (mapas climáticos, atlas pluviométrico, etc). O novo mapeamento das isozonas é apresentado na Figura 18.

Figura 18: Isozonas propostas.



Fonte: Basso et al (2016).

Os autores ressaltam que no Centro Oeste e o Norte do Brasil, a densidade de postos pluviométricos ainda é baixa localizando-se em sua maioria nas capitais ou em suas proximidades. Portanto, a incerteza associada aos resultados nestas regiões pode ser mais significativa, assim sugerem uma complementação da rede de monitoramento atualmente existente, para a realização de novos estudos, e cuidados na aplicação dos resultados apresentados, especialmente na suspeita da existência

de microclimas ou anomalias climáticas pontuais. Este estudo é apresentado de forma mais detalhada no Apêndice B.

3.5.7.4 Chuvas intensas no RS (BELTRAME; LANNA; LOUZADA, 1991)

O estudo realizado por Beltrame, Lanna e Louzada (1991) teve o objetivo de dispor estimativas de precipitações intensas para o Estado do Rio Grande do Sul nos locais onde não há disponibilidade de dados. Para isto, se basearam em uma metodologia de regionalização na qual utiliza dados pluviográficos e observações pluviométricas diárias para a estimativa das precipitações intensas.

Primeiramente foram coletados os dados de 32 pluviógrafos no RS, nos quais, tinham mais de 10 anos de observação até o ano de 1989. Posteriormente foram selecionadas as chuvas mais intensas com duração de 10, 15, 20, 30, 45 minutos e 1, 2, 4, 6, 12, 24, 48 e 72 horas.

Porém para obtenção destas precipitações algumas vezes foi necessário o preenchimento de falhas, este foi realizado por correlação (Equação 81), ou seja, as séries de dados para uma mesma duração foram correlacionadas entre si, então quando o coeficiente de correlação era superior a 0,60 as precipitações eram preenchidas com base nesta informação. Contudo após o preenchimento das falhas observou-se valores inconsistentes, altura de chuva superior em durações menores.

$$\ln y(i) = A + B * \ln x(i) + Ep * t(i) \quad (81)$$

sendo, $y(i)$ o valor preenchido na estação com falha de observação no ano i , A e B parâmetros da equação de ajuste, $x(i)$ o valor observado no ano i na estação correlacionada com aquela que apresenta falhas neste ano, Ep o desvio padrão dos erros de ajuste e $t(i)$ o valor aleatório gerado no ano i com distribuição normal, média zero e variância unitária.

Após realizaram a adimensionalização das precipitações máximas para cada duração com base na chuva média máxima para a respectiva duração. Com os valores adimensionais realizaram as distribuições de probabilidade de Gumbel, por meio dos valores adimensionais observaram uma relação regional com os da distribuição de Gumbel. Por meio desta tendência regional definiram oito equações de distribuição temporal para o RS.

3.5.7.5 Estimativa de chuvas intensas no Rio Grande do Sul a partir das relações genéricas de Bell e Chen (BASSO, 2015)

Basso (2015) teve como objetivo avaliar a aplicabilidade das equações gerais de precipitações intensas apresentadas por Bell (1969) e Chen (1983) no RS. Para atingir o objetivo, utilizou 35 estações pluviométricas, as quais possuem informações sobre as precipitações máximas (IDF e/ou relação entre durações).

Após a verificação das equações, o autor concluiu que a metodologia proposta por Bell (1969) apresentou resultados satisfatórios (variação inferior a 10%) em 82% dos locais, sendo que em 95% dos locais o resultado foi satisfatório para precipitações com durações inferiores a 2 horas. Para as equações propostas por Chen (1983) o resultado foi satisfatório para 95% dos locais desde que observadas somente as precipitações intensas com duração superior a 2 horas. Assim sendo, as metodologias apresentam caráter complementar uma vez que Bell (1969) estima melhor as precipitações de curta duração (menor que 2 horas), enquanto Chen (1983) estima as precipitações com duração superior (superior a 2 horas).

No mesmo trabalho Basso (2015) apresenta equações para estimar as precipitações intensas nos 35 locais com dados observados, a forma da precipitação-duração-frequência (PDF) é apresentada na Equação 82, que depende somente da precipitação máxima com TR 10 anos e duração de um dia. Contudo, obteve uma variação relativamente alta nos parâmetros ajustados conforme Back (2009) para os locais presentes no estudo, sendo que esta variação pode ser observada na Tabela 1 do Apêndice C onde são apresentados os parâmetros ajustados para cada local.

$$P_t^T = (a \ln T + b)(c t^d - e)P_{dia}^{10}, \quad (82)$$

sendo, a, b, c, d, e os coeficientes empíricos apresentados no Apêndice C, P_t^T a precipitação com T anos de retorno e duração de t minutos que se deseja obter, P_{dia}^{10} a precipitação local com 10 anos de tempo de retorno e duração de 1 dia, T o tempo de retorno em anos e t duração em minutos.

Assim, Basso (2015) buscou apresentar ainda equações regionais de precipitação intensa para o RS, dividiu-se o Estado em 6 regiões de precipitações homogêneas. Por meio de uma análise descritiva zonal apresentou um baixo coeficiente de variação em cada região, sendo o maior coeficiente encontrado na

Região D e estimado em 1,1%, já a Região F apresentou o menor (0,22%). Este estudo é apresentado de forma mais detalhada no Apêndice C.

3.5.7.6 Regionalização das precipitações máximas ocorridas no Rio Grande do Sul entre 1912-2014 (FAVARETTO, 2016).

Favaretto (2016) (apresentado de forma detalhada no Apêndice D), realizou um estudo de regionalização das precipitações máximas diárias para todo o Rio Grande do Sul. Utilizando como base os dados brutos de monitoramento da Agência Nacional de Águas e a metodologia apresentada por Hosking e Wallis (1997).

Primeiramente efetuou o processo de consistência dos dados monitorados, após selecionou as estações que continham 15 e 30 anos de dados monitorados de forma contínua. Assim, foram então empregadas no estudo 93 estações com registros pluviométricos entre os anos de 1963 a 1977 (15 anos), enquanto que para 30 anos de monitoramento foram selecionadas 40 estações com registros pluviométricos de 1971 até 2000.

Com o objetivo de determinar uma maneira de se estimar a precipitação máxima diária em locais sem dados, Favaretto (2016), através da análise da série de máximos anuais para ambos os períodos acima citados, definiu as precipitações máximas adimensionais com base na precipitação máxima média em cada estação. Assim, possibilitou a análise e o agrupamento das 93 estações de monitoramento (com 15 anos de dados) dividindo o Rio Grande do Sul em três regiões de precipitação máxima, enquanto que para as 40 estações com 30 anos de dados monitorados o agrupamento adotado foi de dividir o Estado em duas regiões.

Com as regiões de precipitação definidas, Favaretto (2016) realizou o ajuste dos parâmetros da distribuição de probabilidade com base nos momentos-L amostrais ponderados. As distribuições que foram aceitas pelo teste de aderência (Z^{dist} detalhada no item 3.5.5.5) foram a Generalizada dos Valores Extremos (GEV) para as regiões G1 e G3 do agrupamento AG3, enquanto que a Generalizada Logística (GLO) para a G2. Já para o agrupamento AG2, as distribuições que foram aceitas pelo teste de aderência foram Generalizada Normal (GNO) e Generalizada Logística (GLO), para as regiões G1 e G2, respectivamente.

Ainda, para permitir a estimativa da precipitação Favaretto (2016) determinou a Equação 83.

$$Pa_{dmax} = Pmax_{med} \cdot q_{dmax} \quad (83)$$

sendo, Pa_{dmax} a precipitação máxima anual para o tempo de retorno, $Pmax_{med}$ a precipitação máxima média do local obtida no mapa de isoietas apresentado na Figura 2 do Apêndice D, q_{dmax} o quantil adimensional da região de interesse para o tempo de retorno desejado.

3.5.7.7 Determinação e espacialização das equações de chuvas intensas em bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul (SAMPAIO, 2011)

Sampaio (2011) realizou um estudo sobre as precipitações intensas nas bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul, utilizando como base do seu estudo 130 estações pluviométricas e os coeficientes de desagregação apresentados por Beltrame, Lanna e Louzada (1991), apresentando as equações que relacionam a precipitação-duração-frequência (PDF) também as equações IDF, e após a definição dos parâmetros, realizou a interpolação dos coeficientes para todo o Estado.

Para realizar o ajuste das equações PDF (Equação 84) e IDF (equação 85), Sampaio (2011) aplicou a metodologia de desagregação da precipitação, com base nos coeficientes apresentados por Beltrame, Lanna e Louzada (1991) para diversas durações (5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 120, 240, 360, 720 e 1440 minutos), e TR de 2, 5, 10, 15, 20, 25, 50, 75, 100 e 1000 anos.

$$P = T^d[at + b \cdot \log(1 + ct)] \quad (84)$$

sendo, P a precipitação máxima em mm, T o tempo de recorrência em anos, t a duração da precipitação em minutos, a , b , c e d são parâmetros estimados para cada estação.

$$i = \frac{a \cdot Tr^b}{(t+c)^d} \quad (85)$$

sendo, i a intensidade, geralmente expressa em $mm \cdot h^{-1}$, Tr o Tempo de retorno, em anos e a , b , c , d são parâmetros que devem ser determinados para cada local.

Com as precipitações intensas desagregadas, para cada duração e para os respectivos TR's, determinou os coeficientes da equação PDF pelo método dos mínimos quadrados com o auxílio de uma técnica de otimização não linear, disponível no programa computacional Table Curve 2.0 da Jandel Scientifics, para todas as 130 estações pluviométricas. Para a estimativa dos parâmetros da equação IDF Sampaio (2011) utilizou a mesma metodologia, porém foi necessário determinar a intensidade da precipitação (mm.h^{-1}) no momento de efetuar a desagregação.

A partir dos coeficientes ajustados da equação PDF e IDF, para as 130 estações pluviométricas, Sampaio (2011), realizou a espacialização dos coeficientes para todo o RS, com o processo de interpolação Ponderada do Inverso da Distância (IDW).

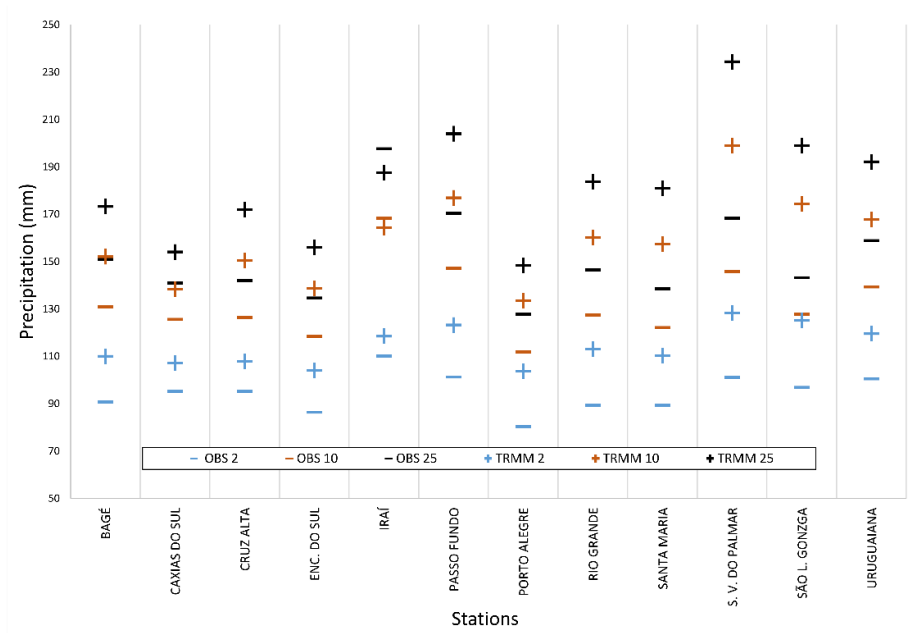
Sampaio (2011), com a interpolação dos coeficientes, apresentou uma metodologia alternativa para a obtenção das equações de chuvas intensas para as bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul, devido à dificuldade para a obtenção das equações, ocasionada pela baixa densidade da rede de pluviógrafos e do pequeno período de observação.

3.5.7.8 Metodologia para caracterização da precipitação extrema, a partir das precipitações estimadas pelo TRMM em conjunto com Bell (1969) (BERNARDI et al, 2015)

Para o desenvolvimento da metodologia, Bernardi et al (2015) utilizaram a precipitação diária e sub-diária de 12 locais do Rio Grande do Sul, onde se conhecia as IDF's ou a relação entre as durações (BELTRAME; LANNA; LOUZADA, 1991). As precipitações foram obtidas junto ao INMET, e foram utilizados o mesmo período que as precipitações estimadas pelo TRMM, ou seja, contemplando o período de 1998 até 2013.

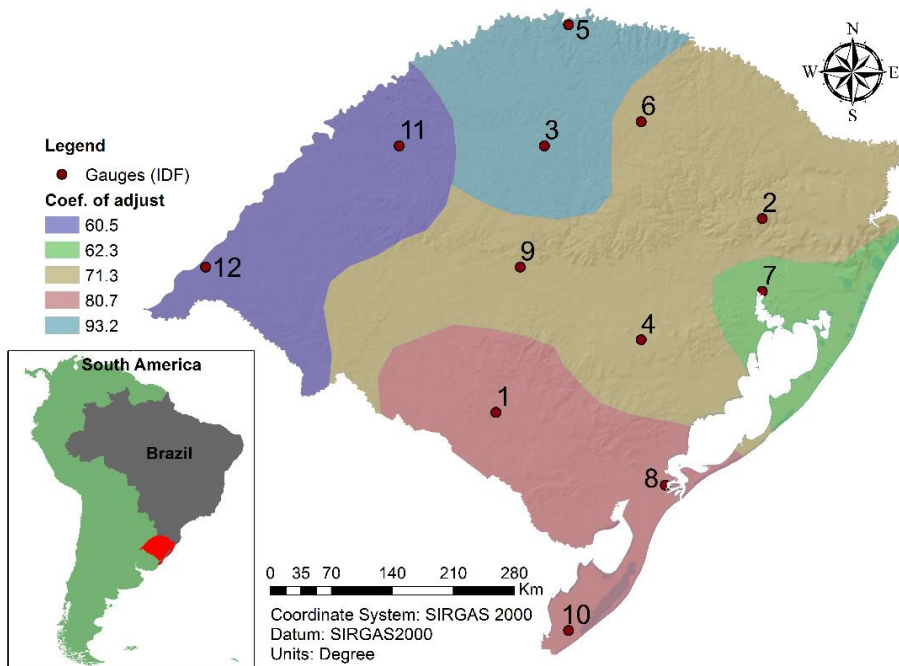
Bernardi et al (2015) observaram que a precipitação estimada pelo TRMM superestimava todas as precipitações, quando comparada com a precipitação observada em solo (Figura 20). Assim, para aplicar a equação de Bell (1969) de forma mais precisa, determinaram um coeficiente de ajuste da estimativa da precipitação, o qual pode-se observar, na Figura 21, o comportamento deste coeficiente em todo o Estado.

Figura 20: Variações das precipitações diárias de estimativas do TRMM e precipitações observadas, com TR de 2, 10 e 25 anos



Fonte: Bernardi et al (2015).

Figura 21: Regiões de precipitações máximas e coeficientes de ajustes da estimativa do TRMM.



Fonte: Bernardi et al (2015).

Bernardi et al (2015), para a aplicação da equação de Bell (1969), necessitou a inserção de dois parâmetros, um a relação entre a precipitação com uma hora de duração e a precipitação com duração de 24 horas (R_{1h24h}), e o coeficiente de ajuste da precipitação estimada do TRMM para o local (Equação 86).

$$P_t^T = (0,21 \ln T + 0,52) \cdot (0,54 t^{0,25} - 0,50) \cdot (P_{TRMM}^{10} C_{adj} R_{1h24h}) \quad (86)$$

sendo, P_t^T a precipitação com T anos de retorno e duração de t minutos, P_{TRMM}^{10} a precipitação com 10 anos de tempo de retorno e duração de 1 dia da estimativa do TRMM, C_{adj} o coeficiente de ajuste da precipitação estimada, R_{1h24h} o coeficiente de desagregação da precipitação de 1 hora em relação a de 24 horas de duração.

Os resultados obtidos pelos autores foram aceitáveis, uma vez que os erros (%) na estimativa das precipitações máximas foram inferiores a 20% na maioria dos locais. Contudo devido à baixa densidade de informações disponíveis no RS Bernardi et al (2015) ressaltam que a metodologia deve ser aplicada com cuidado, uma vez que é necessário estimar um coeficiente de ajuste da precipitação estimada.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste item são descritos os métodos a serem empregados na realização do trabalho, juntamente com a caracterização da área de estudo, fonte dos dados de precipitação, como serão definidas as IDF regionais, e a definição das regiões homogêneas de precipitação intensa.

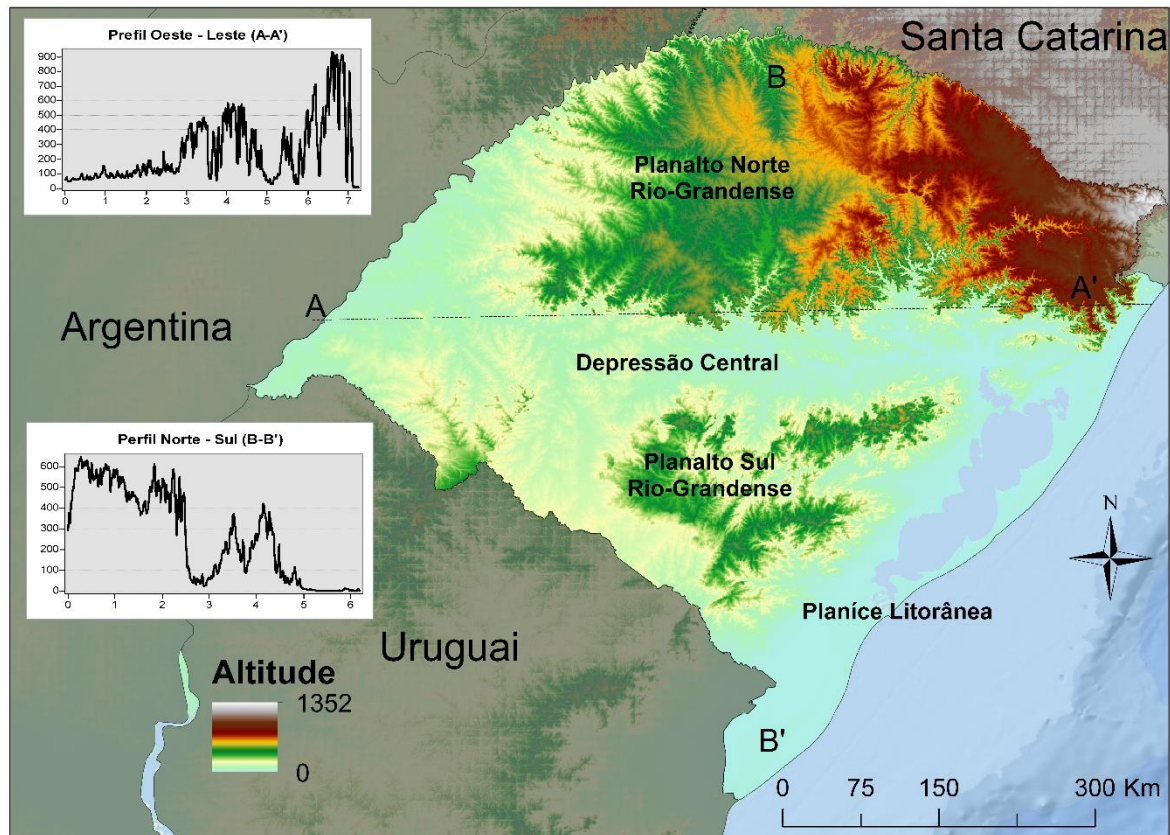
4.1 CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO

A região em foco neste estudo é o estado do Rio Grande do Sul (RS), o qual possui uma extensão territorial de aproximadamente 281.737 km² situando-se no extremo Sul do Brasil. Suas fronteiras são limitadas pelo estado de Santa Catarina a nordeste, Argentina a noroeste, Uruguai a sudoeste e a sudeste a região costeira é banhada pelo Oceano Atlântico (Figura 22).

O Estado é dividido em 497 municípios somando uma população de 10.639.929 habitantes, apresentando uma densidade demográfica de 37,96 habitantes por km², e estima-se que a população no ano de 2018 é de 11.329.605 conforme os dados do Censo de 2010 e informações do IBGE.

O relevo do Rio Grande do Sul segundo Moreira (2007) possui diferentes unidades, cada qual com suas altitudes, pode-se destacar quatro dessas formações geomorfológicas, o planalto Sul Rio-Grandense, o planalto Norte Rio-Grandense, a depressão central, e a planície litorânea. Os perfis de altitude (A-A' e B-B') são apresentados na Figura 22, a qual, possibilita a visualização da variação altimétrica no Estado, uma vez que contemplam as quatro principais formações geomorfológicas do estado. Essa variabilidade do relevo do RS é extremamente importante, pois causam efeitos no comportamento da precipitação, uma vez que o RS apresenta diferentes tipos de sistemas precipitantes.

Figura 22: Localização do RS, geomorfologia e perfis de altitude.



Fonte: Autor.

4.1.1 Precipitações no RS

A precipitação no RS pode ser considerada uniformemente distribuída durante o ano, uma vez que não há uma estação chuvosa definida com acumulados anuais que variam de 1200 mm a mais de 1900 mm (TEIXEIRA, 2010; GRIMM; FERRAZ; GOMES, 1998; ROSSATO, 2011). Os principais responsáveis pela formação das chuvas no RS são os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), Sistemas Frontais (SF) e os Sistemas Ciclônicos em níveis médios (REBOITA et al., 2010).

De modo geral, os SF que passam pela Região Sul do Brasil são responsáveis por organizar a convecção, e dependendo da velocidade de formação podem ocasionar grandes acúmulos de chuvas, na chegada do SF podem ocorrer chuvas intensas e após as precipitações apresentam uma menor intensidade, porém com longa duração. Fato esse que é possível observar no acumulo pluviométrico anual apresentado nas regiões climáticas determinadas por Rossato (2011).

Britto, Barletta e Mendonça (2006), Teixeira (2010) e Grimm, Ferraz e Gomez (1998), determinam que as precipitações durante o inverno na região litorânea e no centro-sul do Estado ocorrem principalmente devido aos SF. Na primavera a região sudoeste do RS sofre influência das precipitações convectivas formadas pelos SCM enquanto que no verão a região nordeste é a que apresenta maior volume precipitado, esse também ocasionadas pelos sistemas convectivos. Porém os maiores volumes precipitados em uma estação do ano ocorrem na região sudoeste, onde no outono ocorre o bloqueio atmosférico, facilitando a ocorrência de vários dias seguidos com chuva.

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são um tipo de SCM e possuem uma espessa cobertura de nuvens frias, com forma aproximadamente circular (MADDOX, 1980) sendo uma importante contribuição para a precipitação local, bem como para o balanço hidrológico global (ROMATSCHKE; HOUZEJR, 2013; ORLANSKI, 1975). Campos e Eichholz (2011) analisaram eventos convectivos recorrentes no RS para o período de 2004 a 2008 e determinaram que a maior parte destes eventos tem entre 6 e 12 horas de duração. A ocorrência desses eventos se dá em todas as estações do ano, porém, com maior incidência no período quente de outubro até maio, respondendo por grande parte da precipitação total no RS (GRIMM, 2009; DURKEE; MOTE, 2010)

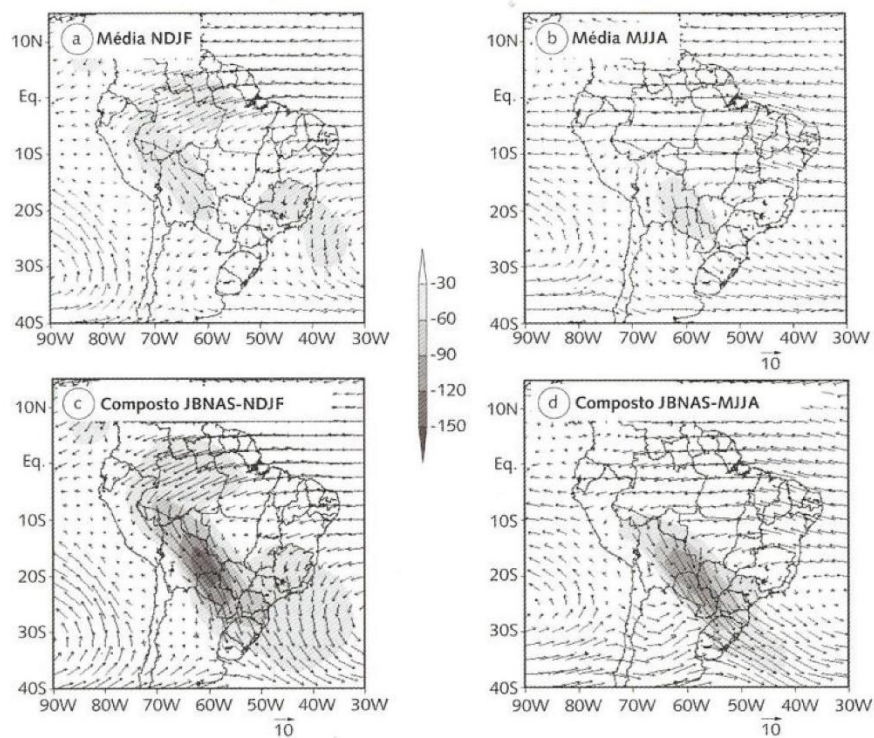
Diversos estudos de casos apontam que os CCM estão frequentemente associados a eventos de precipitações intensas, fortes rajadas de vento e até tornados, motivando seu estudo com base nas aplicações em previsão do tempo (ABDOULAEV; CASARIN, 1994; DUQUIA; DIAS, 1994; FERREIRA, 2016; CAMPOS; EICHHOLZ, 2011).

Para a formação do SCM é necessário a existência do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), o qual é uma longa e estreita de ventos de norte que se formam a leste da Cordilheira dos Andes (SAULO et al, 2000 apud TEIXEIRA, 2010). O JBNAS transporta a umidade atmosférica oriunda do fluxo dos ventos que passam pela região Amazônica e sofre uma mudança de direção devido ao bloqueio topográfico que ocorre paralelamente aos Andes e direciona-se para a região Sul e Sudeste do Brasil (Figura 23).

Na região Sul do Brasil, onde os JBNAS produzem elevados valores de convergência de fluxo de umidade e calor, gera-se os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), os quais ocorrem com maior frequência entre os meses de novembro a abril, e, geralmente, formam-se no final do dia atingindo sua máxima intensidade durante a madrugada (TEIXEIRA, 2010; MADDOX, 1980; SACAGLIONI, 2006; SAKAMOTO, 2009).

Weykamp e Ambrizzi (2006) relacionaram os JBNAS com a ocorrência das precipitações intensas no Sul e Sudeste da América do Sul nos meses de novembro a fevereiro, e observaram que ao menos 30% das precipitações intensas ocorridas nesse período está diretamente relacionadas aos JBNAS (Figura 24). Essa influência dos JBNAS nos eventos de precipitação intensas foi constatada também por Teixeira (2010), Velasco e Fritsch (1987), Salio et al (2007), Anabor et al (2008) e Silva Dias (1996).

Figura 23: Circulação atmosférica nos baixos níveis (850 hPa) - Composto JBNAS.

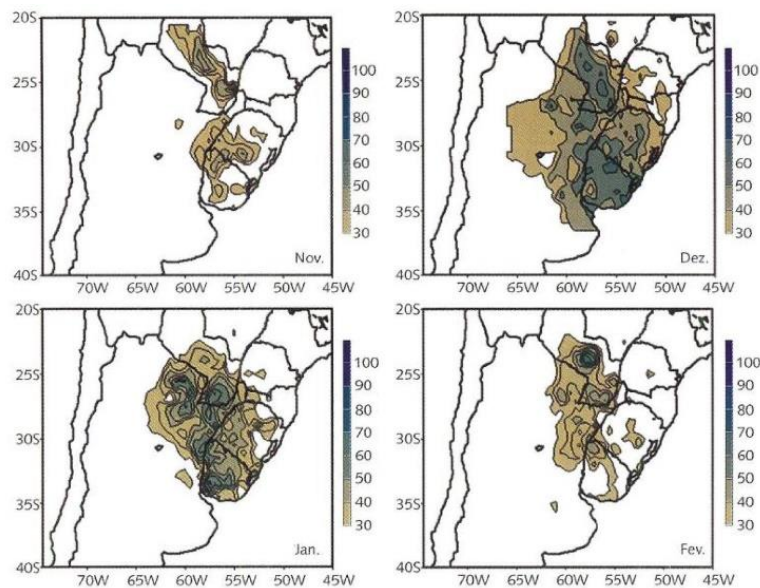


Fonte: Marengo, Soares e Ambrizzi (2009).

Segundo Teixeira e Satyamurty (2007), Teixeira (2010), Bertoni e Tucci (1993), Reboita et al. (2010), Grimm (2009), Grimm, Ferraz e Gomes (1998) para que a precipitação intensa ocorra, faz-se necessário uma rápida ascensão do ar úmido e uma célula com alta eficiência de precipitação. Ainda, todos os casos de chuvas intensas estudados por Teixeira (2010) na Região Sul do Brasil estão associados a um centro de baixa pressão sobre o continente, localizado no norte da Argentina.

As precipitações máximas podem ser observadas em 99% dos casos, no Rio Grande do Sul em duas estações no outono e na primavera na porção sudoeste. Uma vez que os CCM apresentam uma maior frequência de formação nessas estações, colaborando assim para a produção de eventos extremos neste período (TEIXEIRA, 2010; VELASCO e FRITSCH, 1987).

Figura 24: Percentual de ocorrência de precipitação intensa em dias de JBNAS.



Fonte: Adaptada de Weykamp e Ambrizzi (2006).

Teixeira (2010) observou ainda que no RS a maioria das estações pluviométricas possui precipitações máximas diárias entre 100 e 150 mm, embora na região oeste apresentem valores superiores a 200 mm.

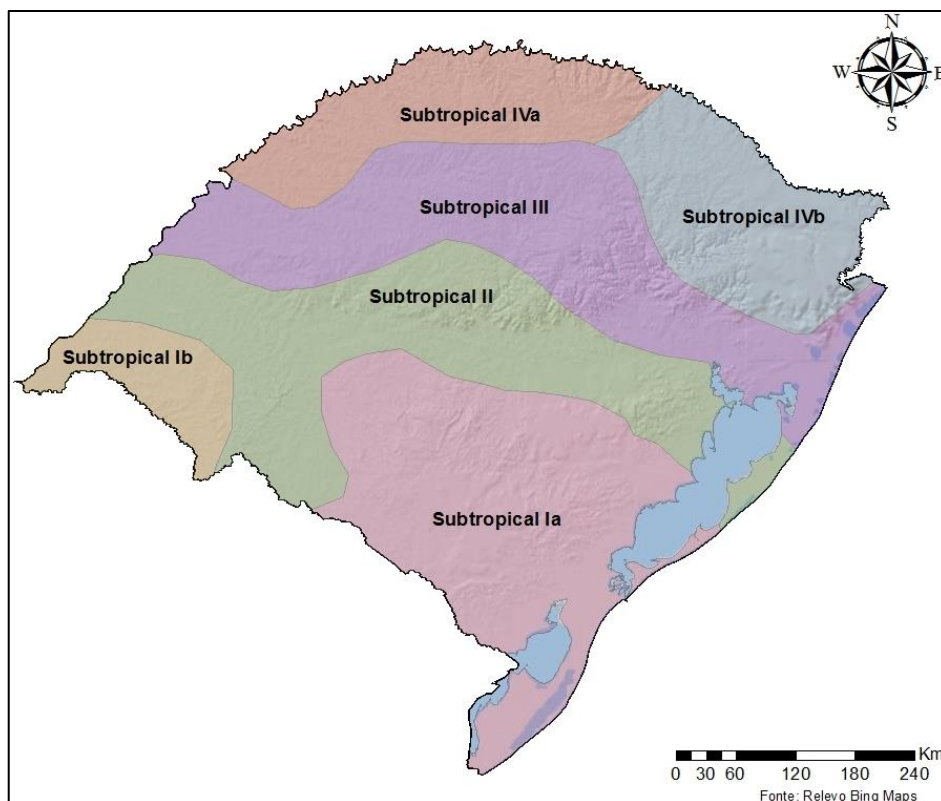
Tentando resumir o clima do RS, Rossato (2011) realizou um estudo de caracterização climática para o Rio Grande do Sul, com base na variabilidade anual, sazonal e mensal de inúmeras variáveis climáticas. A autora indicou que o Estado se encontra dividido em quatro tipos de clima, e dois deles foram subdivididos para melhor caracterização. Para o RS, Rossato (2011) apresentou as seis regiões climáticas (Figura 25):

- Subtropical I – Pouco úmido: Subtropical Ia – com precipitação média anual variando entre 1200 – 1500 mm, distribuídos em 80 – 100 dias

com chuva, e Subtropical Ib – com precipitação média anual variando entre 1400 – 1700 mm, distribuídos em 70 – 90 dias com chuva.

- Subtropical II – Medianamente úmido com precipitação média anual variando entre 1500 – 1700 mm, distribuídos em 90 – 110 dias com chuva.
- Subtropical III – Úmido com precipitação média anual variando entre 1700 – 1800 mm, distribuídos em 100 – 120 dias com chuva.
- Subtropical IV – Muito úmido: Subtropical IVa – com precipitação média anual variando entre 1700 – 1900 mm, distribuídos em 110 – 140 dias com chuva, e Subtropical IVb – com precipitação média anual variando entre 1700 – 2000 mm, distribuídos em 130 – 150 dias com chuva.

Figura 25: Tipologia Climática do Rio Grande do Sul.



Fonte: Adaptado de Rossato (2011).

Rossato (2011) determinou que o relevo na região central apresenta grande influência na ocorrência das chuvas convectivas. Pela sua vez, Reboita et al (2012),

indicaram que a altitude influencia na temperatura e na movimentação dos ventos na atmosfera, o que facilita a formação das nuvens e da precipitação, o que ocorre devido à grande variabilidade do relevo do RS.

4.1.2 Informações de precipitação.

O Rio Grande do Sul possui uma rede de monitoramento hidrometeorológico em operação distribuída de acordo com a Figura 26. Pode-se observar uma maior densidade de estações pluviométricas, que, em geral possuem séries históricas mais longas, em comparação com a rede de monitoramento por meio de pluviógrafos.

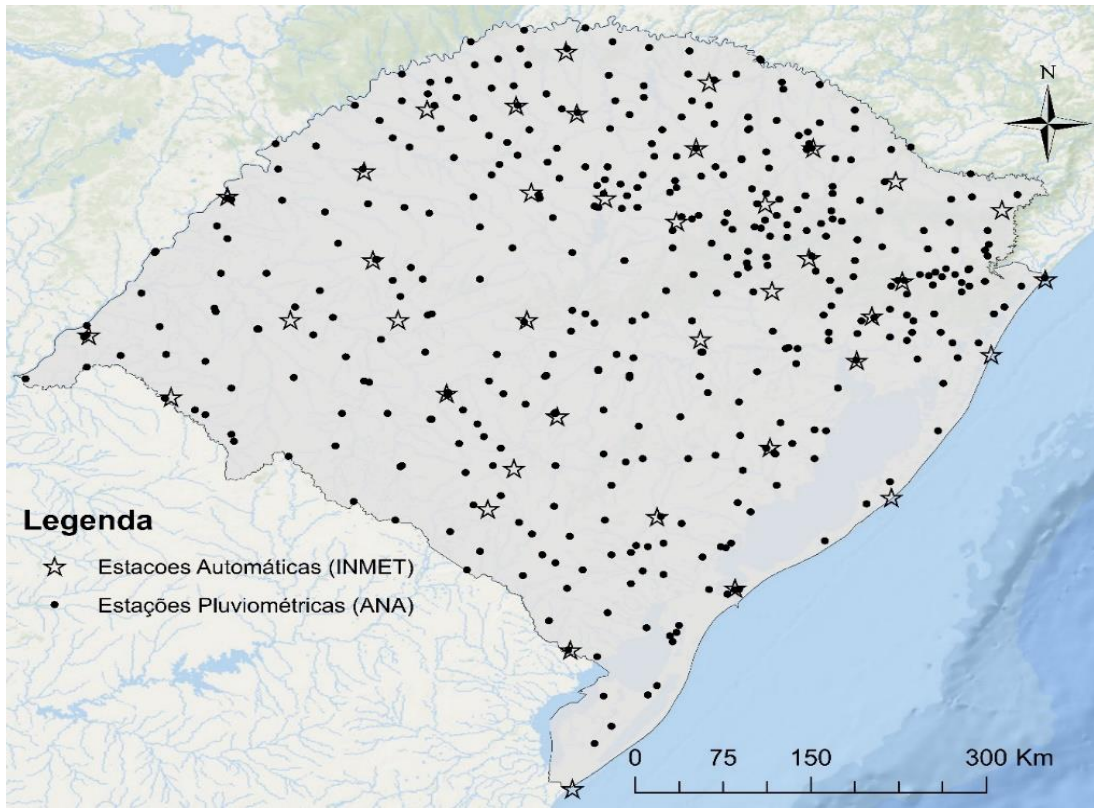
O monitoramento é realizado por inúmeras agências e instituições, sendo os principais o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e a Agência Nacional de Águas (ANA). Os dados históricos de pluviômetros e estações automáticas existentes no RS dessas instituições encontram-se disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb, 2017) e no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP, 2017), respectivamente.

Neste estudo foram utilizadas aproximadamente 1055 estações pluviométricas com dados diários cadastradas no site HidroWeb (ANA, 2017), e 42 estações automáticas com dados horários (INMET, 2017) com informações entre 1950 a 2016.

Porém, das 1055 estações pluviométricas cadastradas no RS, somente foram selecionadas as que apresentaram um número de falhas inferior a 10% dos dados, tanto no caráter anual como mensal. Sendo que, as utilizadas nesse estudo deveriam conter no mínimo 10 anos de dados amostrados de forma continua resultando em um total de 408 estações (Figura 26), sendo que o período de observação utilizado (1950 – 2016) é apresentado na Figura 27 de forma mais detalhada nos Apêndices E até L.

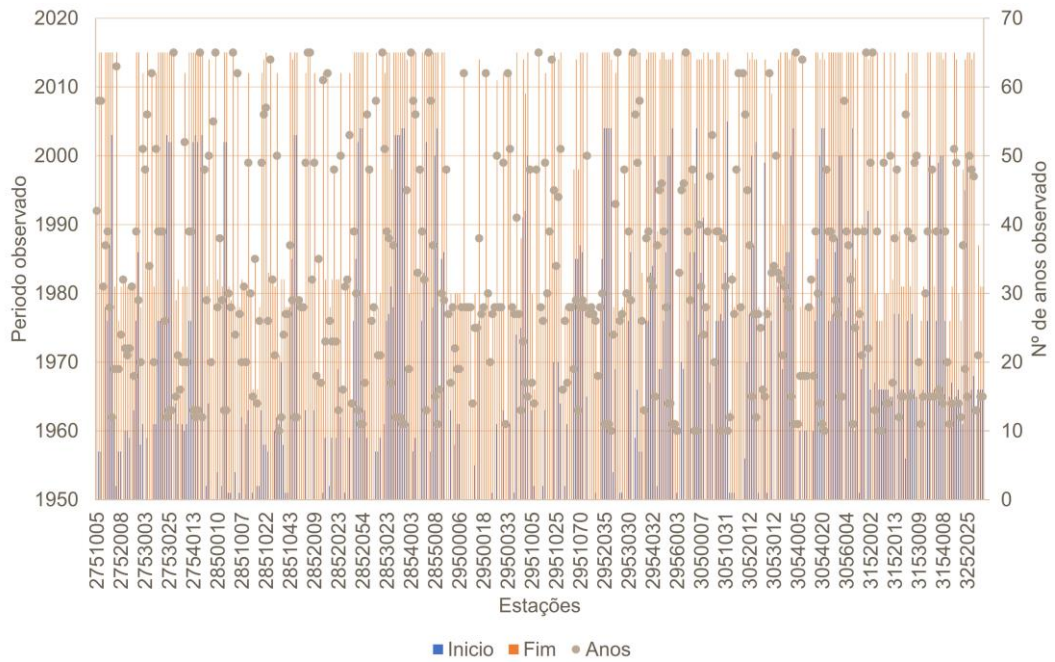
Ainda, foi avaliada a utilização dos dados das precipitações estimadas pelo MSWEP (descrito no item 3.3) para complementar as informações existentes. Os dados do MSWEP são datados de janeiro de 1979 a dezembro de 2016 e discretizados a cada 3 horas, com uma discretização espacial de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (aproximadamente, 105 Km²).

Figura 26: Estações de monitoramento pluvial.



Fonte: Autor

Figura 27: Período utilizado para cada uma das estações da ANA.



Fonte: Autor.

Como informações complementares para a verificação e validação das metodologias de regionalização das precipitações foram utilizadas equações de precipitações intensas (IDF) de 15 municípios do RS distribuídos de acordo com a Figura 28. As IDFs (Tabela 8) utilizadas neste estudo foram apresentadas por Denardin e Freitas (1982) (dados utilizados por Pfafsteter, 1956), com aproximadamente 20 anos de dados, sendo esses datados até 1952.

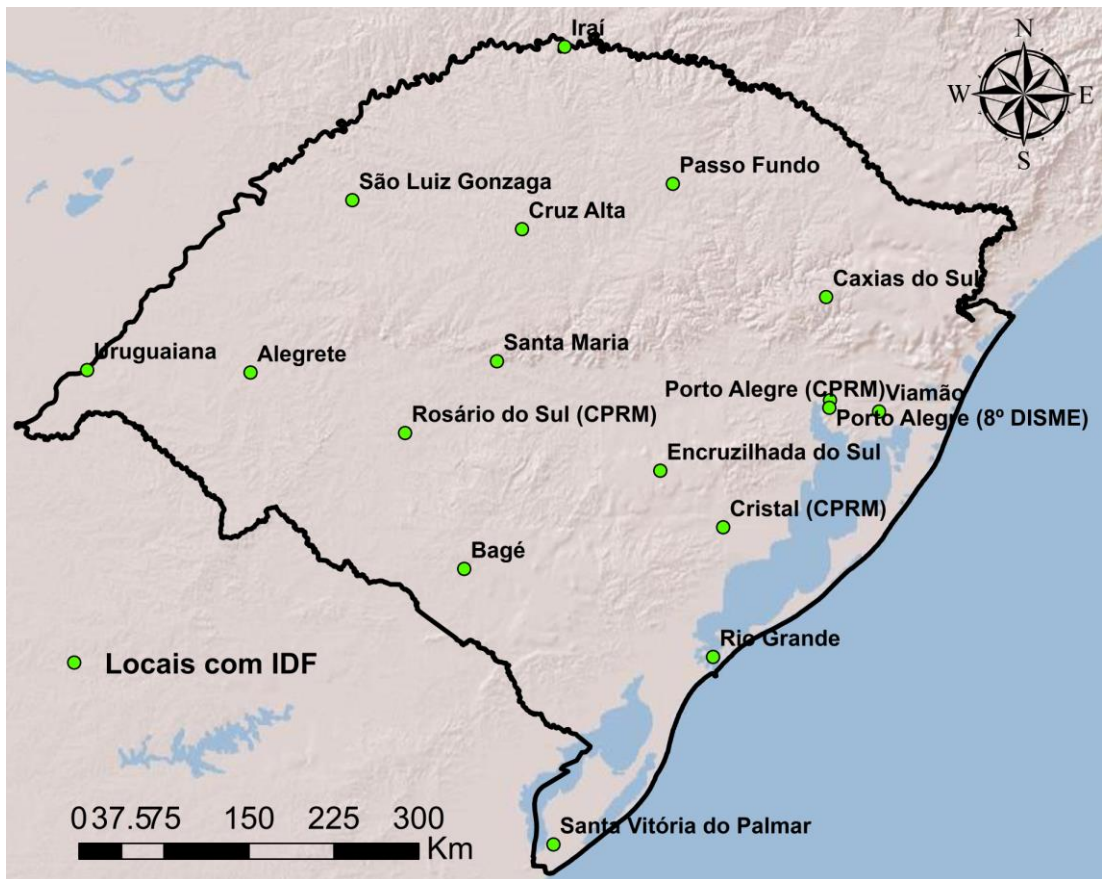
As IDFs mais atuais são apresentadas por Bemfica (1999), CPRM (2013 e 2015) e Roman (2015), sendo a última a mais atual e foi desenvolvida com mais de 60 anos de dados.

Tabela 8: Locais com IDF.

Município	Desenvolvida por:
Alegrete	Denardin e Freitas (1982)
Bagé	Denardin e Freitas (1982)
Caxias do Sul	Denardin e Freitas (1982)
Cristal	CPRM (2013)
Cruz Alta	Denardin e Freitas (1982)
Encruzilhada do Sul	Denardin e Freitas (1982)
Iraí	Denardin e Freitas (1982)
Passo Fundo	Denardin e Freitas (1982)
Porto Alegre (8º DISME)	Bemfica (1999)
Porto Alegre (Aeroporto)	Bemfica (1999)
Porto Alegre	CPRM (2015)
Rio Grande	Denardin e Freitas (1982)
Rosário do Sul	CPRM (2013)
Santa Maria	Roman (2015)
Santa Vitória do Palmar	Denardin e Freitas (1982)
São Luiz Gonzaga	Denardin e Freitas (1982)
Uruguaiana	Denardin e Freitas (1982)
Viamão	Denardin e Freitas (1982)

Fonte: Autor.

Figura 28: Locais com IDF conhecidas.

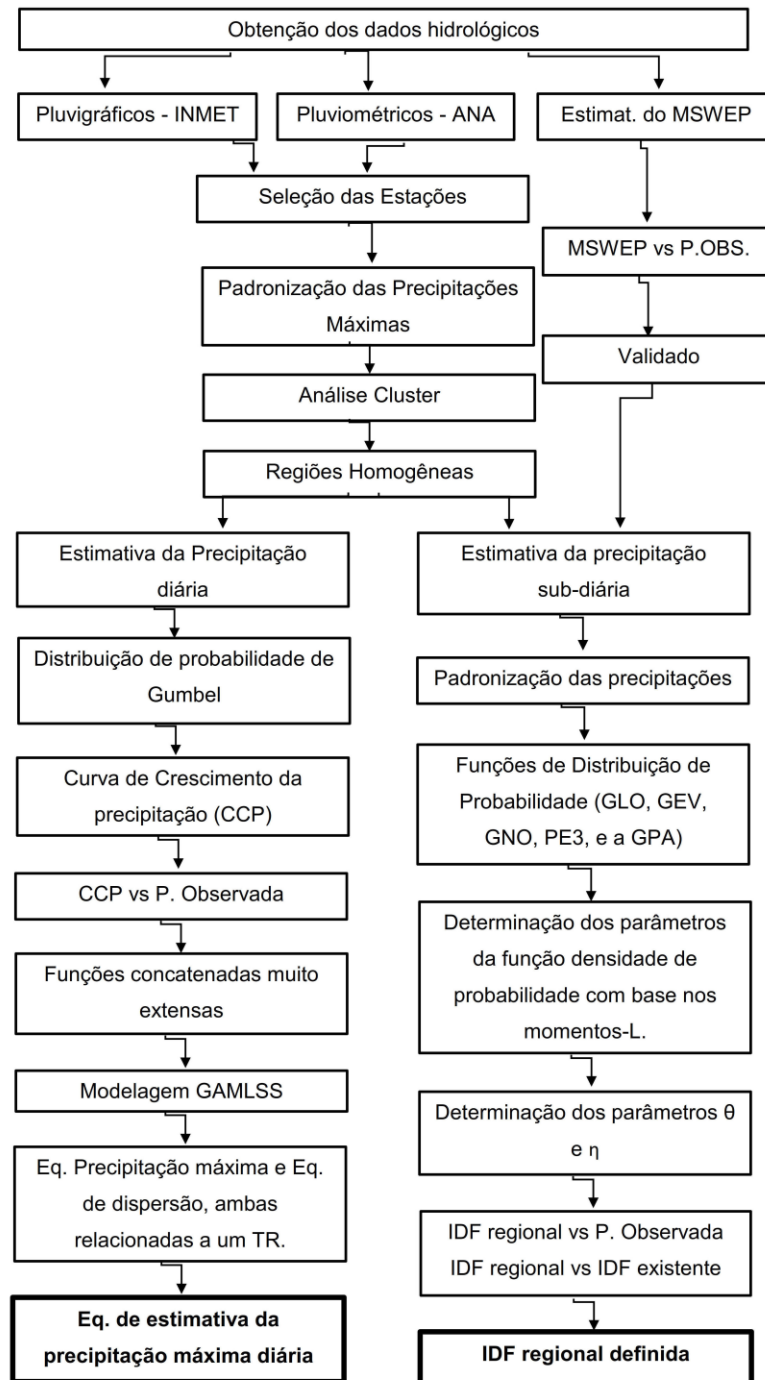


Fonte: Autor.

4.2 ESTRATÉGIA METODOLÓGICA

A Figura 29 apresenta o fluxograma metodológico dessa tese que são descritos nos itens seguintes.

Figura 29: Fluxograma metodológico.



4.3 DETERMINAÇÃO DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS

A partir da análise das estações obtidas conforme descrito em 4.1.2 foram estimadas as séries de precipitação diária máxima anual de cada posto. Na sequência realizou-se então a adimensionalização das precipitações máximas para obter a curva de crescimento de cada estação. Esta padronização foi realizada com base na média das precipitações máximas diárias (Equação 87).

$$Pad_{ij} = \frac{Pdmax_{ij}}{Pdmed_j} \quad (87)$$

sendo, Pad_{ij} a precipitação máxima anual adimensional, $Pdmax_{ij}$ a precipitação diária máxima do ano i da estação j , $Pdmed_j$ a precipitação média das máximas diárias anuais da estação j .

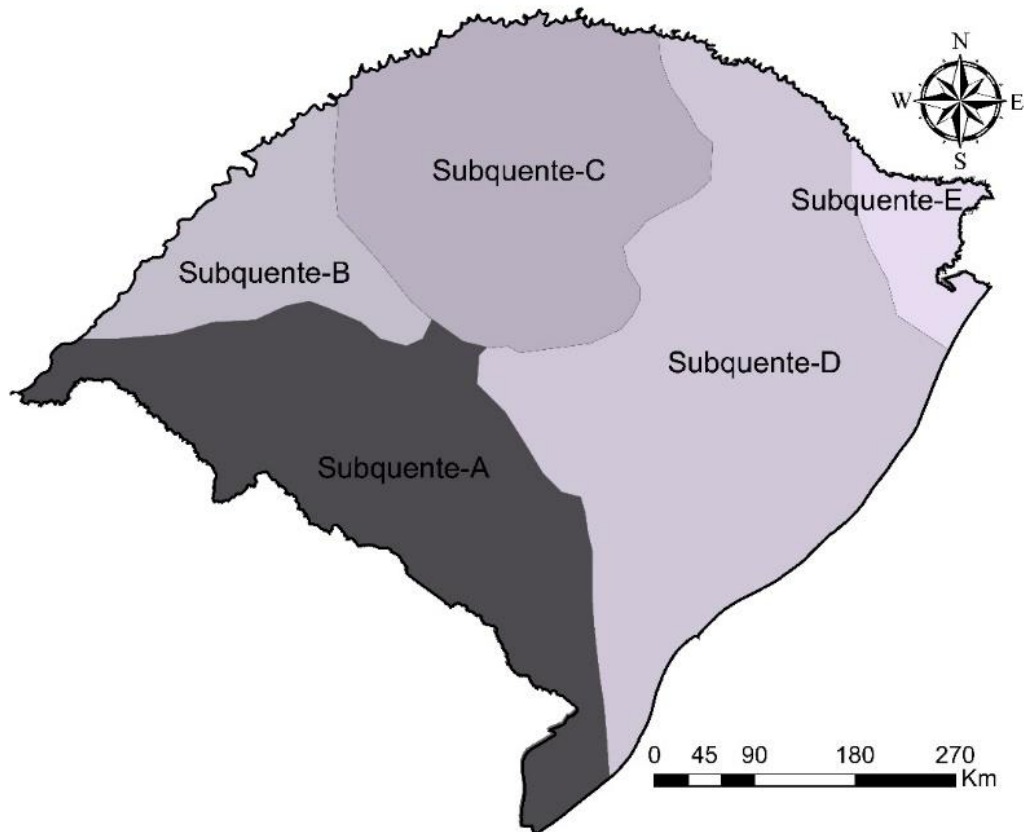
Na sequência, realizou-se o processo de agrupamento das estações em regiões homogêneas, como sugerido por Hosking e Wallis (1997) e Foulkner e Jones (1999). Segundo Hosking e Wallis (1997) nessa metodologia os postos são agrupados e reagrupados de forma que seja possível identificar a maior ou menor similaridade entre os seus grupos de dados dentro de uma região geográfica. Em outras palavras, essa análise de aglomerados ou análise cluster (item 3.5.5.2), visa agrupar os dados em grupos homogêneos através de uma medida de similaridade ou dissimilaridade.

Dentre os métodos discutidos no item 3.5.5.2 foi inicialmente analisado o agrupamento das precipitações padronizadas (curvas de crescimento) pelo método de Ward e o método K-médias (*K-means clustering*) (descritos no item). Contudo, ao observar o agrupamento resultante, observou-se que em praticamente todo o RS era possível encontrar estações que pertenciam a diferentes grupos, impossibilitando a determinação das regiões homogêneas.

Assim, finalmente para determinação das regiões homogêneas adotou-se como critério a conveniência geográfica já utilizada para a regionalização de vazões de enchentes das Ilhas Britânicas (NERC, 1975), utilizado para algumas regiões nos Estados Unidos (NOAA 14) (PERICA et al., 2011) e sugerido como um dos métodos possíveis por Hosking e Wallis (1997) e Naguettini e Pinto (2007) entre outros.

Nesse método, a partir de um zoneamento inicial no caso, para a determinação das regiões homogêneas iniciais, foram utilizadas como base as Isozonas do Rio Grande do Sul (Figura 30) apresentada por Basso et al. (2016) as estações são agrupadas e reagrupadas utilizando as medidas de discordância e de heterogeneidade com base nos momentos-L (HOSKING; WALLIS, 1997). As estações discordantes quando possível foram deslocadas para as regiões vizinhas, até que as regiões atendessem os requisitos de discordância (item 3.5.5.3) e heterogeneidade (item 3.5.5.4) dos momentos-L, caracterizando assim uma região homogênea de precipitação máxima diária.

Figura 30: Isozonas de precipitação intensa do Rio Grande do Sul.



Fonte: Adaptado de Basso et al. (2016).

4.4 DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA DIÁRIA NAS REGIÕES HOMOGÊNEAS

Para a determinação da precipitação máxima diária nas regiões homogêneas definidas conforme o item anterior, primeiramente estimou-se a variável reduzida de Gumbel das precipitações máximas de acordo com a probabilidade de Gringorten (1970) (Equação 88). Para a realização desta etapa, foram selecionadas as estações nas quais a distribuição de probabilidade de Gumbel foi aceita em pelo menos dois dos três testes de aderência (Kolmogorov-Smirnov, Andeson-Darling e Qui-quadrado) realizados.

$$y = -\ln\left(-\ln\frac{i-0,44}{N+0,12}\right) \quad (88)$$

sendo, y a variável reduzida de Gumbel, i a posição de plotagem em ordem crescente e N o número de anos de precipitação máxima observadas.

Segundo Reed, Faulkner e Stewart (1999) a variável reduzida de Gumbel de acordo com a probabilidade de Gringorten é dependente exclusivamente da sua posição e da extensão da série de máximos de cada estação, ressalta-se ainda que estações com um período de dados observados inferior a 10 anos não foram utilizadas nesse estudo.

Desta forma, foram construídos gráficos para cada uma das 5 regiões homogêneas do estado plotando a precipitação máxima diária adimensional em relação a variável reduzida de Gumbel para todas as estações dentro da região. Com base nesse gráfico, foi estimada a curva de crescimento regional da precipitação, concatenando semirretas na nuvem de pontos resultante de todas as estações.

Para determinação de um novo intervalo de função, foi adotada uma variabilidade de 10%, ou seja, cada função possui um grau de confiança de 90% na estimativa da precipitação máxima.

Para a validação das precipitações estimadas pelas curvas de crescimento da precipitação intensa, foram utilizadas 10% das estações como validadoras da curva regional, ou seja, 3 estações para a região 1 e região 4, 18 estações para a região 2, 10 estações na região 3 e 8 estações para a região 5. A comparação permitiu observar

o comportamento da curva de crescimento regional, uma vez que, as estações utilizadas na validação não foram utilizadas para a determinação da curva regional.

Após a determinação das curvas de crescimento regional, foi observado que as regiões apresentavam muitas semirretas para a representação ideal da precipitação (consequência de um elevado número de funções dominantes na determinação da curva de crescimento regional) o que dificultaria sua aplicação prática, com o objetivo de melhor representar as precipitações nas regiões, realizou-se o processo de modelagem da precipitação máxima em relação a variável reduzida de Gumbel com base nos modelos GAMLSS (item 3.5.6.1).

Para realizar a modelagem primeiramente foi analisada qual distribuição dentre a Gamma, Weibull, Gaussiana Inversa, Gumbel, Logística, Normal, Log-Normal ou Pareto, representa melhor a precipitação máxima diária padronizada em relação a variável reduzida de Gumbel de todas as estações contidas na região. Com a distribuição determinada os erros na estimativa apresentam uma distribuição normal. Algumas das distribuições analisadas nesse estudo foram estudadas de maneira global por Papalexiou, Koutsoyiannis e Makropoulos (2013). Com a distribuição conhecida realizou-se a modelagem da variável e sua respectiva função de dispersão dos dados, e após as funções determinadas foi realizado novamente o procedimento de validação.

Dessa forma, um usuário que quiser obter a precipitação máxima diária com um determinado TR em um local da região homogênea, além da curva regional precisa ainda, conhecer o parâmetro de padronização da precipitação (P_{dmedj}) do local onde se quer estimar a precipitação. Para que esta informação seja conhecida em toda a região homogênea, a média das precipitações máximas diárias de cada estação foi especializada por meio do interpolador de Krigagem Ordinária recomendado para casos similares em Alves e Vecchia (2011), Basso (2015), Carvalho, Assad e Pinto (2012), Mair e Fares (2011), Pereira et al. (2013), Pires et al. (2016), Righi e Basso (2016), Viola et al. (2010) entre outros.

No entanto, em muitos casos, como dimensionamento de drenagem urbana, ainda são necessários dados sub-diários de precipitação intensa. Nesses casos, a estimativa de dados diários pode combinar-se com metodologias como o método da relação entre durações ou isozonas (com dados para o RS em BASSO et al., 2016) e as equações propostas por Bell (1969) e Chen (1983) (já testadas no RS por BASSO,

2015 e Basso et al. 2019). Porém, como já mencionado, embora válidas, essas metodologias não conseguem explorar dados de múltiplas fontes.

Para contornar essa limitação poderia ser aplicado o método FORGEX descrito nesse item analisando para as outras durações. Nesse caso, a metodologia básica é a mesma descrita nesse item, e consiste em obter uma curva de crescimento regional para cada duração desejada. Nesse trabalho optou-se por explorar para outras durações diferentes da diária a metodologia descrita por Koutsoyiannis, Kozonis, Manetas (1998) baseada nos momentos-L que foi descrita no item 3.5.5.

4.5 DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PARA PERÍODOS DIFERENTES DE UM DIA (SUB-DIÁRIA ATÉ VÁRIOS DIAS)

Para a aplicação da metodologia é necessário observar o comportamento das precipitações sub-diárias, assim foram utilizadas as 42 estações automáticas do INMET com dados horários e informações entre 2000 e 2016. As durações selecionadas foram 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 48, 72, 96, 120, 144 e 168 horas, dentre essas durações estão as mesmas utilizadas por Koutsoyiannis, Kozonis, Manetas (1998) permitindo comparação dos resultados.

Uma vez que somente 42 estações estavam disponíveis no estado, e esse número está muito aquém das recomendações da OMM, para ampliar o número de informações sobre as precipitações máximas foram utilizadas as precipitações estimadas pelo MSWEP, o qual apresenta uma série longa (1979-2016), e uma discretização temporal de 3 horas. Foram selecionadas as precipitações máximas anuais dos dados do MSWEP nos mesmos locais das estações INMET e ANA com as seguintes durações, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24, 48, 72, 96, 120, 144 e 168 horas. Os dados das estações da ANA (as mesmas utilizadas no item anterior), assim como os do INMET foram utilizados para validar os dados do MSWEP, descartando dados do MSWEP com diferenças superiores a 10% com as registradas nas estações ANA e INMET. Ainda, em caso de diferenças nas séries de máximos foi dada a prioridade para os dados observados (INMET) sobre os estimados por satélite.

Para esta validação utilizou-se como base os dados acumulados de 3 horas do INMET, e os dados diários das estações da ANA. Para comparação com as informações diárias de precipitação foi realizada a acumulação nas estimativas do

MSWEP das 9 às 9 horas (locais, 12 as 12 UTC) seguindo a metodologia adotada pela ANA para coleta das informações. Como análise estatística para validação, foram utilizados o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), o coeficiente de correlação linear de Pearson (r), a porcentagem Bias (pBias), e o erro médio absoluto (EMA).

Na sequência foi realizada a padronização das precipitações máximas para cada duração com base na precipitação máxima média com 24 horas de duração do MSWEP, para cada uma das estações. Utilizou-se a precipitação do MSWEP como variável padronizadora com o objetivo de realizar um ajuste local da precipitação em relação a precipitação estimada, e, ainda, pela facilidade da estimativa da precipitação do MSWEP já estar disponível em todo o RS.

Assim, após a padronização determinou-se os momentos de ordem λ_r (Equação 15 a 18), para posterior determinação das principais medidas de descrição dos dados como apresentado no item 3.5.5.1 que descreve a metodologia dos momentos-L.

Com a determinação dos momentos e das medidas descritivas locais se procedeu à determinação dos parâmetros da IDF local (Equação 89).

$$i(T, d) = P_{m\u00e9dia}^{24h} \frac{a(T)}{b(d)} \quad (89)$$

sendo, $P_{m\u00e9dia}^{24h}$ a média das precipitações máximas com 24 horas de duração do MSWEP, $a(T)$ é função do TR e foi definida por meio da função de distribuição de probabilidade e $b(d)$ é função da duração da precipitação e apresentada na Equação 55.

Assim, pode-se observar na Equação 89 que a função $a(T)$ é dependente da distribuição das precipitações máximas selecionadas, pois é determinada com base no período de recorrência, para isso, verificou-se qual distribuição apresenta uma melhor aderência regional dos dados.

Para determinar a análise regional de frequência é necessário a obtenção de de uma distribuição de probabilidade, da qual se espera extrair futuros valores amostrais, para isto, Hosking e Wallis (1997) recomendam o uso de distribuição de três a cinco parâmetros, por produzirem estimativas menos enviesadas de quantis nas caudas superior e inferior, em particular para eventos extremos. Foram utilizadas

nesse estudo as seguintes distribuições de probabilidade, a Generalizada Logística (GLO), a Generalizada de Valores Extremos (GEV), a Generalizada Normal (GNO), a Pearson do Type III (PE3), e a Generalizada de Pareto (GPA), que apresentam bons desempenhos em ajustes regionais (DAVIS; NAGHETTINI, 2001; HOSKING; WALLIS, 1997). Como estatística de aderência para as distribuições foi utilizada a estatística do Z^{dist} descrita no item (3.5.5.5).

Após a determinação da distribuição que melhor adere aos dados regionais, foi realizada a estimativa dos parâmetros de forma (k), de escala (α) e de posição (ξ), para cada duração selecionada por meio dos momentos-L como apresentado no item 3.5.5.1 seguindo a Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998). Para a determinação dos parâmetros regionais da função $a(T)$, adotou-se a média dos parâmetros da distribuição de probabilidade. Tem-se assim a parte $a(T)$ da Equação 89, a qual, é definida como sendo a inversa da função acumulada de probabilidade (baseadas em HOSKING; WALLIS, 1997) da distribuição escolhida.

Com base na metodologia apresentada por Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998), para a estimativa do parâmetro η e θ da função $b(d)$ da Equação 89, foi utilizado modelos não-paramétricos para realização do ajuste da Equação IDF regional, sendo que o melhor ajuste é aquele que apresenta o menor somatório de erro absoluto. Os modelos utilizados para a estimativa destes parâmetros podem ser encontrados na biblioteca *stats* em linguagem R e também em softwares comerciais (exemplo, Curve Expert – HYAMS, 2013).

Com todos os parâmetros da equação IDF regional definidos, foi realizada uma análise do comportamento da estimativa da precipitação intensa em relação aos dados observados nas estações. Além desta verificação, foram avaliados ainda a estimativa da intensidade máxima em relação aos valores obtidos com base nas IDFs existentes no Rio Grande do Sul.

Assim a caracterização da equação regional terá três parâmetros (ξ , α , k) estimadores ponderados em relação a extensão da série de dados, dois parâmetros (θ , η) definidos a partir da duração da precipitação máxima. Sendo, ξ e η praticamente constantes (pouca variabilidade) entre as regiões, α , k e θ apresentando uma maior variabilidade entre as regiões, enquanto que a $P_{\text{média}}^{24h}$ irá variar em toda área do estudo.

5 RESULTADOS

5.1 REGIÕES HOMOGÊNEAS DE PRECIPITAÇÃO MÁXIMA

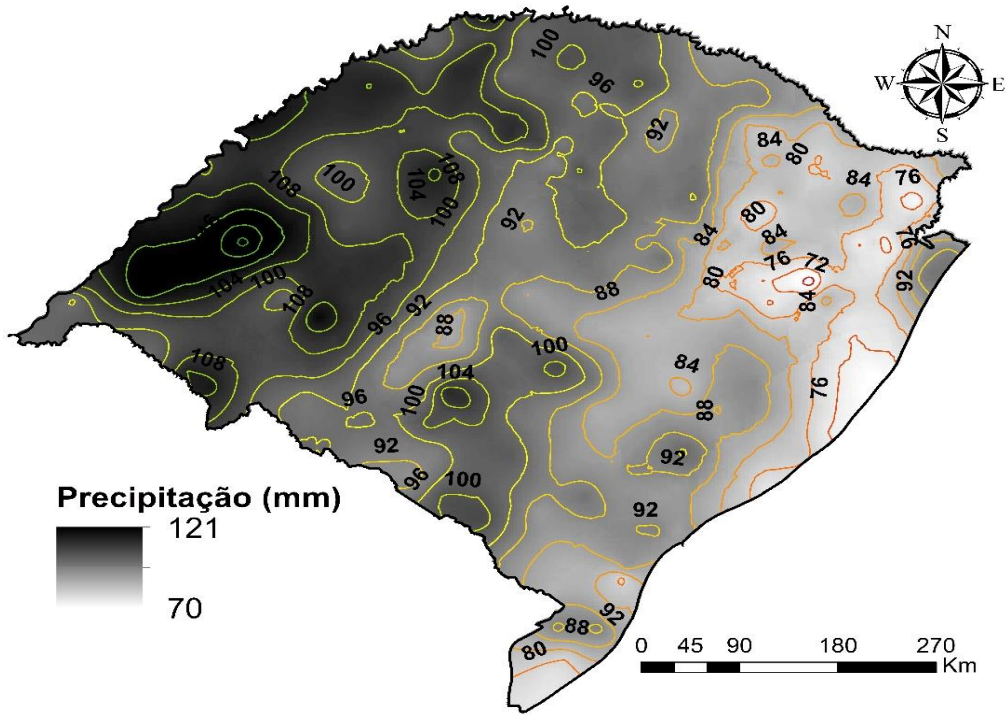
Conforme descrito no item 4.3, com o intuito de obter as regiões homogêneas de precipitação máxima do Rio Grande do Sul, realizou-se primeiramente a padronização das precipitações máximas diária anual ($Pdmax_{ij}$), utilizando como variável padronizadora a média das precipitações máximas diária anual de cada uma das estações ($Pdmed_j$) (vide Equação 87). Para facilitar seu posterior uso em locais sem dados, o valor de $Pdmed_j$ foi especializado com auxílio do interpolador de krigagem ordinária (disponível no ArcGIS) para todo o RS e pode ser observado na Figura 31.

Na Figura 31, é possível observar o comportamento da $Pdmed_j$, sendo que as maiores precipitações estão localizadas na região da Campanha, próximo a Alegrete e Uruguiana, onde atinge seu máximo próximo a 120 mm. Já no Planalto Sul Rio-Grandense e no Planalto Norte Rio-Grandense as precipitações máximas diária médias gira em torno dos 100 mm, enquanto que as menores precipitações são encontradas na Planície Litorânea.

Com o intuito de verificar o comportamento da interpolação, foi realizada a análise entre a precipitação observada e a estimada com base na krigagem. Assim, na Figura 32 observa-se que em 6 estações a variabilidade superou a 10%, sendo que o erro médio foi de 0,22% com um desvio padrão de aproximadamente 4,4%, quando observado os valores absolutos (mm) o erro médio foi de 0,10 mm e o desvio padrão foi de 3,9 mm. Destaca-se ainda que a utilização da krigagem representa de uma melhor forma o comportamento da precipitação, quando comparado a outros interpoladores (IDW e Spline) (RIGHI; BASSO, 2016; ALVES; VECCHIA, 2011; BASSO, 2015; MAIR; FARES, 2011).

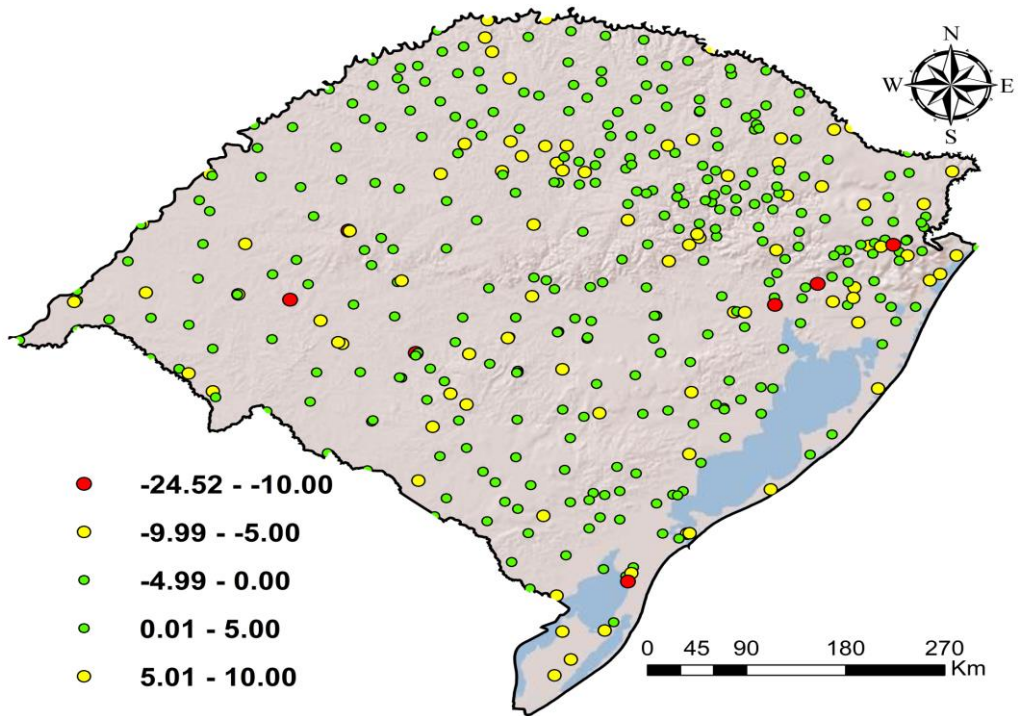
Na sequência realizou-se o agrupamento de estações com base no método de Ward. Contudo, ao analisar o agrupamento resultante (Figura 33), observou-se que em praticamente todo o RS era possível encontrar estações que pertenciam a diferentes grupos, impossibilitando assim a determinação das regiões homogêneas. Vale destacar que resultados semelhantes foram obtidos em algumas regiões nos Estados Unidos quando do desenvolvimento do Atlas Pluviográfico (NOAA 14) (PERICA et al., 2011).

Figura 31: Precipitação máxima diária média no Rio Grande do Sul.



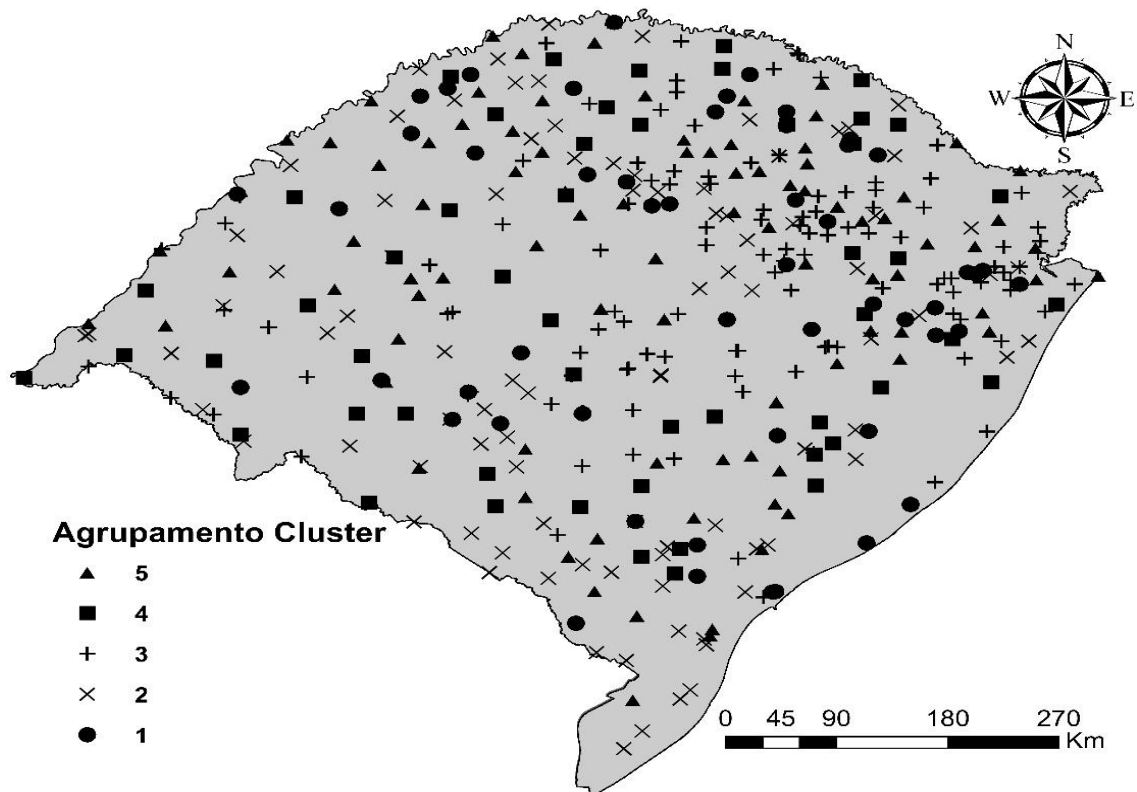
Fonte: Autor.

Figura 32: Erro (%) entre a precipitação observada e a estimada (por krigagem).



Fonte: Autor.

Figura 33: Agrupamento de estações com base no método de Ward.



Fonte: Autor.

Também vale destacar que nas estações localizadas na porção mais ao Sul (região de Chuí e Planície Litorânea) apresentaram um erro (entre 5 à 10%) na interpolação, o que podem ser explicados com base nos resultados de Santos (2012) e Lopes (2006), que identificaram menores precipitações, devido aos sistemas atmosféricos atuantes (transientes) na região e por ser uma planície costeira, sem grandes acidentes geográficos.

Assim, para a obtenção das regiões homogêneas de precipitação intensa optou-se por utilizar um agrupamento inicial com base em conveniência geográfica, baseada nas Isozonas de precipitação intensa (Figura 30) apresentada por Basso et al. (2016) e com o auxílio das medidas de discordância e de heterogeneidade determinar de forma mais clara e consistente as regiões homogêneas de precipitação máxima para o RS. Basicamente a partir do agrupamento inicial os postos foram agrupados e reagrupados até que foi possível identificar a maior ou menor similaridade entre os seus grupos de dados usando as medidas de discordância (Di)

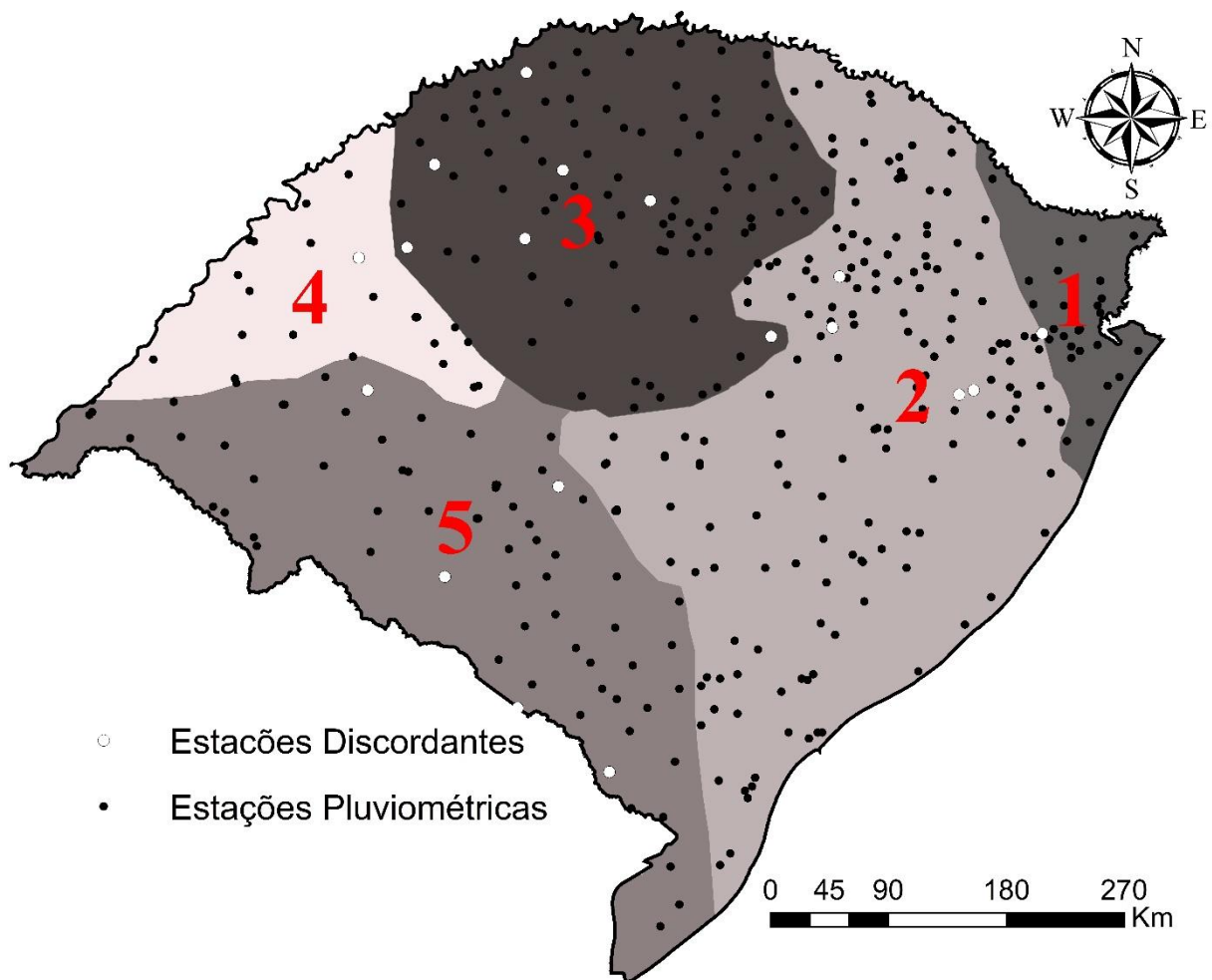
(item 3.5.5.3) e heterogeneidade (H) (item 3.5.5.4) com base nos momentos-L (HOSKING; WALLIS, 1997).

As regiões homogêneas de precipitação intensa diária determinadas são apresentadas na Figura 34, sendo possível observar que foram realizados pequenos ajustes na região 1, região 2 e região 3, em relação as regiões homogêneas iniciais. Ao analisar as regiões e as estações pode-se observar que a medida de heterogeneidade (H) foi atendida em quase todas as regiões homogêneas obtidas, e com poucas estações discordantes dentro delas – menos de 5% (Tabela 9, Figura 34). A medida de heterogeneidade (H) (Tabela 9) quando excluídas as estações discordantes, somente não foi atendida na Região 1 (1,25), contudo a região foi mantida, uma vez que não apresentava nenhuma estação discordante, e ao agrupar a região 1 com a 2 a medida de heterogeneidade não foi atendida, devido ao acréscimo de estações discordantes.

Os resultados da região 1 podem ser explicados por ser uma das regiões mais declivosas do estado, com estações tanto em vales como em encostas diferentes, sofrendo forte influência orográfica. Dessa forma, há necessidade de cuidados na aplicação da metodologia nessa região.

Também vale destacar que as regiões homogêneas obtidas, apresentam grandes diferenças, quando comparadas com as regiões apresentadas por Basso (2015) e Rossato (2011), uma vez que, das seis regiões apresentadas por Basso (2015) apenas ocorre semelhança com a região 1, devido a quantidade de informação utilizada e aos testes estatístico aqui utilizados é possível afirmar que as regiões homogêneas apresentadas aqui representam de uma melhor forma o comportamento regional da precipitação intensa.

Figura 34: Regiões homogêneas de precipitação máxima.



Fonte: Autor.

Tabela 9: Estações discordantes e medidas de heterogeneidade das regiões.

Região	Estação	Di	H	Região	Estação	Di	H
1	-	-	1,25	3	2854002	4,04	-0,55
2	2851031	5,01	0,96		2854018	3,48	
	2950005	3,84		2952036	3,63		
	2951036	3,24		4	2855008	3,89	
3	2951043	4,38	0,44	2955016	4,08	0,67	
	2951069	5,66		3053024	9,14		
	2754002	3,42		3054014	3,01		
	2850019	3,54		3154007	3,03		
	2853033	3,71		3253007	3,43		
	2853040	3,18					

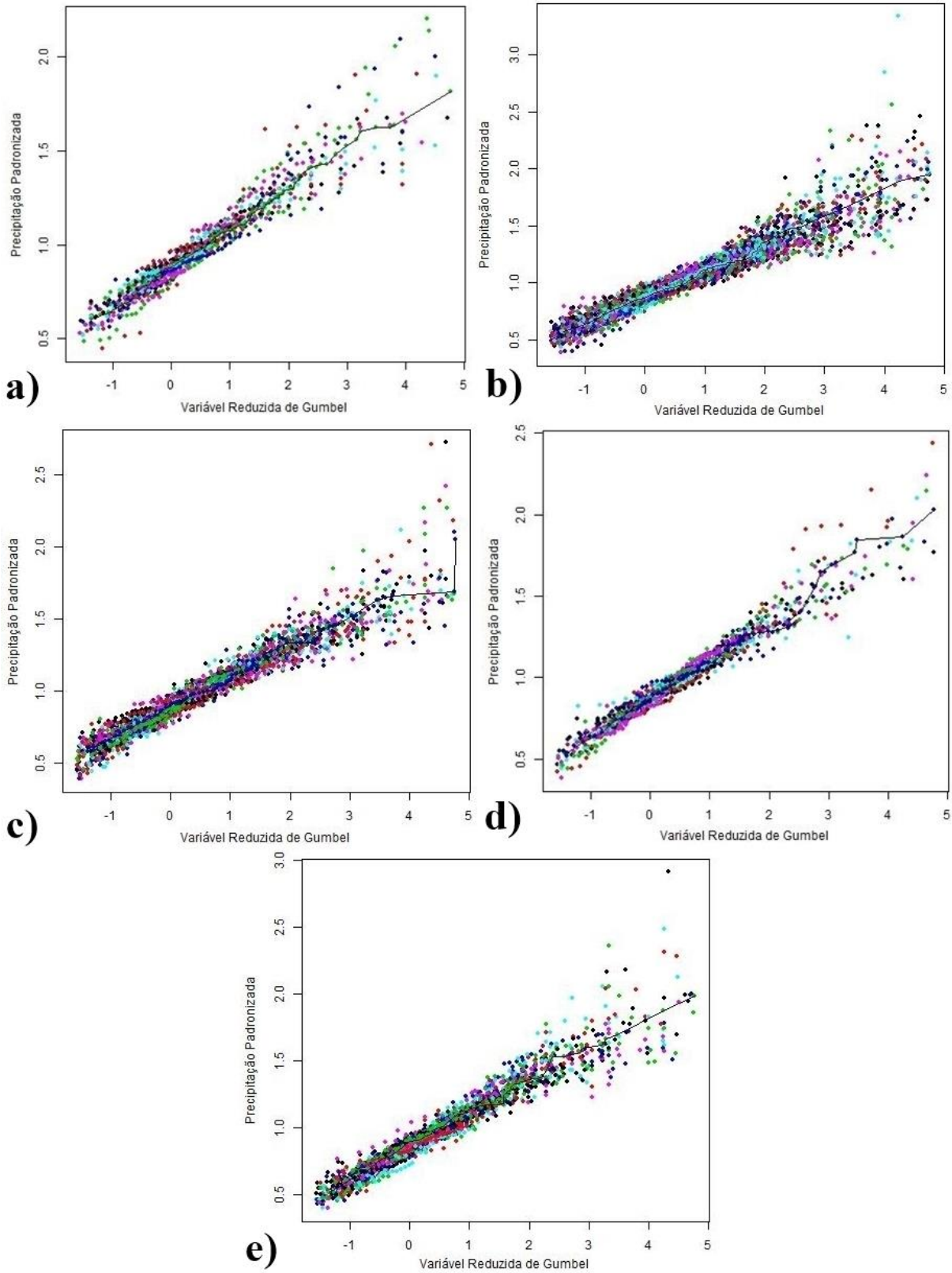
Fonte: Autor.

5.2 PRECIPITAÇÃO MÁXIMA DIÁRIA

Após a determinação das regiões homogêneas de precipitação máxima diária, foi realizada a verificação de aderência das precipitações máximas de cada uma das estações em relação a distribuição de probabilidade de Gumbel, sendo que os testes de Kolmogorov-Smirnov e o Anderson-Darling mostraram aderência em todas as estações. Com isso foi realizada a plotagem da variável reduzida de Gumbel em relação a precipitação padronizada para cada uma das regiões (Figura 35). Nos gráficos observam-se os segmentos de retas, assim como descrito por Reed, Faulkner e Stewart (1999).

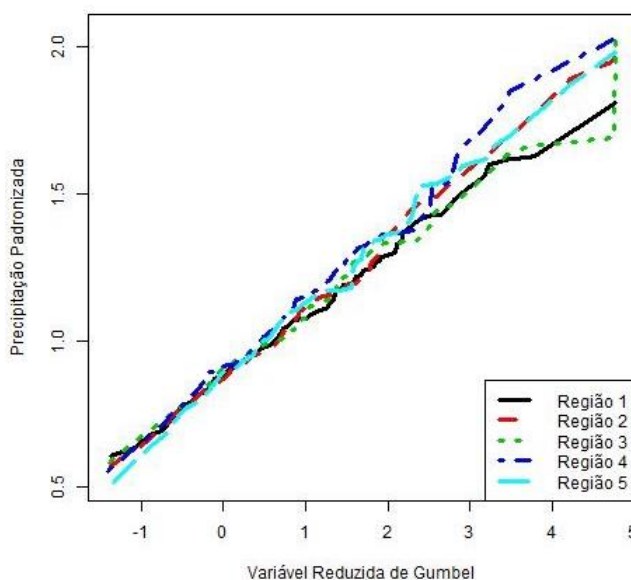
Para determinação das curvas de crescimento da precipitação máxima diária, de cada uma das regiões, adotou-se que cada segmento de reta represente os dados com uma variabilidade máxima de 10%. Assim, determinou-se as curvas de crescimento da precipitação (linha preta) para cada uma das regiões (Figura 35), porém ao observar que os inúmeros segmentos de retas gerados (Figura 36), ocasionaram funções de crescimento muito extensas, uma vez que, a região que apresentou um menor número de segmentos foi a região 2 onde se obteve 6 segmentos (ou seja 6 equações dominantes). Para o Rio Grande do Sul viabilizou-se então a obtenção da precipitação máxima diária com um período de recorrência desejado para cada uma das regiões a partir das curvas de crescimento, juntamente com a Figura 31, este método foi validado para tempo de recorrência inferior a 20 anos.

Figura 35: Gráficos variável reduzida de Gumbel e precipitação padronizada - a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.



Para os menores TR que 3 anos (variável reduzida de Gumbel inferior a 1), todas as regiões tiveram resultados similares, com exceção da região 5, a qual pode ser explicada pelos sistemas atmosféricos atuantes na região. De qualquer forma, os resultados são suficientemente próximos, em concordância com os resultados de Bell (1969) Chen (1983) e de Back (2009), os quais demonstraram que o comportamento das chuvas intensas para uma mesma duração, em sua maioria são causadas por fenômenos semelhantes em todo o Mundo.

Figura 36: Curva de crescimento da precipitação máxima, para as regiões homogêneas.

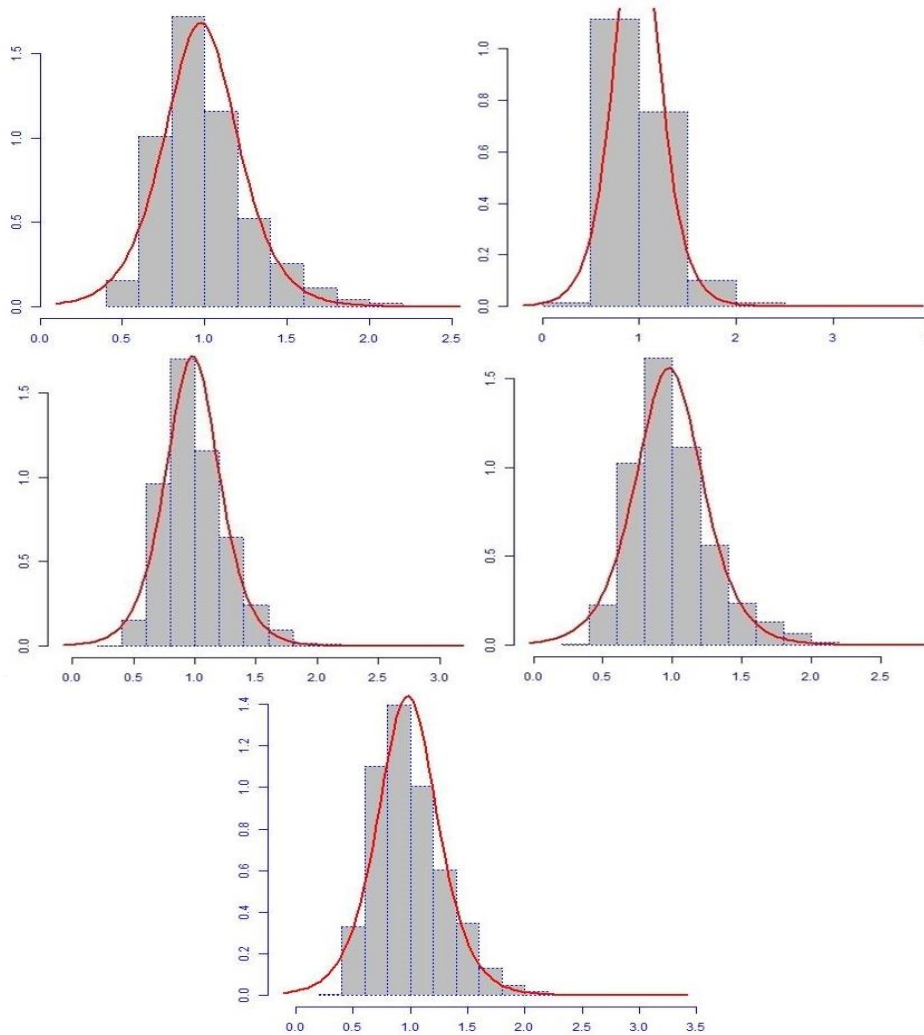


Fonte: Autor.

Para reduzir os erros na obtenção gráfica das precipitações máximas diárias (Figura 35) e, ter uma melhor quantificação da dispersão específica para cada tempo de recorrência, foi utilizado o modelo de heteroscedasticidade (GAMLSS) para representar as curvas de crescimento de acordo com a teoria do item 3.4.7 na forma explicada no item 4.4. O método GAMLSS permite ajustar equações a nuvens de pontos (ou seja, uma regressão univariada) eliminando limitações dos modelos lineares e aditivos tradicionais.

Dentre todas as sete distribuições GAMLSS testadas, a Logística apresentou o melhor ajuste para modelar a distribuição da precipitação máxima padronizada (Pdij) (Figura 37), fazendo com que os erros na estimativa da precipitação máxima se comportem como uma distribuição normal. Os resultados, mostraram que através dos modelos GAMLSS utilizando a distribuição logística (Equações 90 e 91) foi possível modelar a precipitação máxima diária (Pmax) com um período de recorrência de até 30 anos, embora a dispersão aumente significativamente para as precipitações com tempo de recorrência superior a 20 anos (Figura 38) que é aproximadamente a extensão da série de precipitação disponível para o estudo.

Figura 37: Aderência à variável Pdij da distribuição logística para as regiões homogêneas a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.



Fonte: Autor.

O aumento da dispersão para valores acima de 20 anos, e qualidade ainda para TR de até 30 anos, indica que a regionalização das informações de chuva foi bem-sucedida na diminuição das incertezas na estimativa das precipitações intensas. Autores como Naghettini e Pinto (2007) e Roman et al. (2015) indicam que a série deve possuir uma extensão de pelo menos duas vezes o TR que se quer estimar, enquanto que a regionalização diminui esse valor pela metade.

$$\hat{P}(mm) = P_{dmed_j} \{a + b[-\ln(-\ln(1 - \frac{1}{T}))]\} \quad (90)$$

$$\widehat{Dispersão}(mm) = P_{dmed_j} \cdot \exp(c + d(-\ln(-\ln(1 - \frac{1}{T})))) \quad (91)$$

sendo, \hat{P} a precipitação máxima diária para o período de recorrência em mm, P_{dmed_j} precipitação máxima diária média (obtida da Figura 31 quando não se possui dados locais), a, b, c e d parâmetros de ajuste do modelo (Tabela 10) e T período de recorrência em anos.

Tabela 10: Parâmetros dos modelos GAMLSS utilizando a distribuição logística (Equações 90 e 91) nas diferentes regiões do RS.

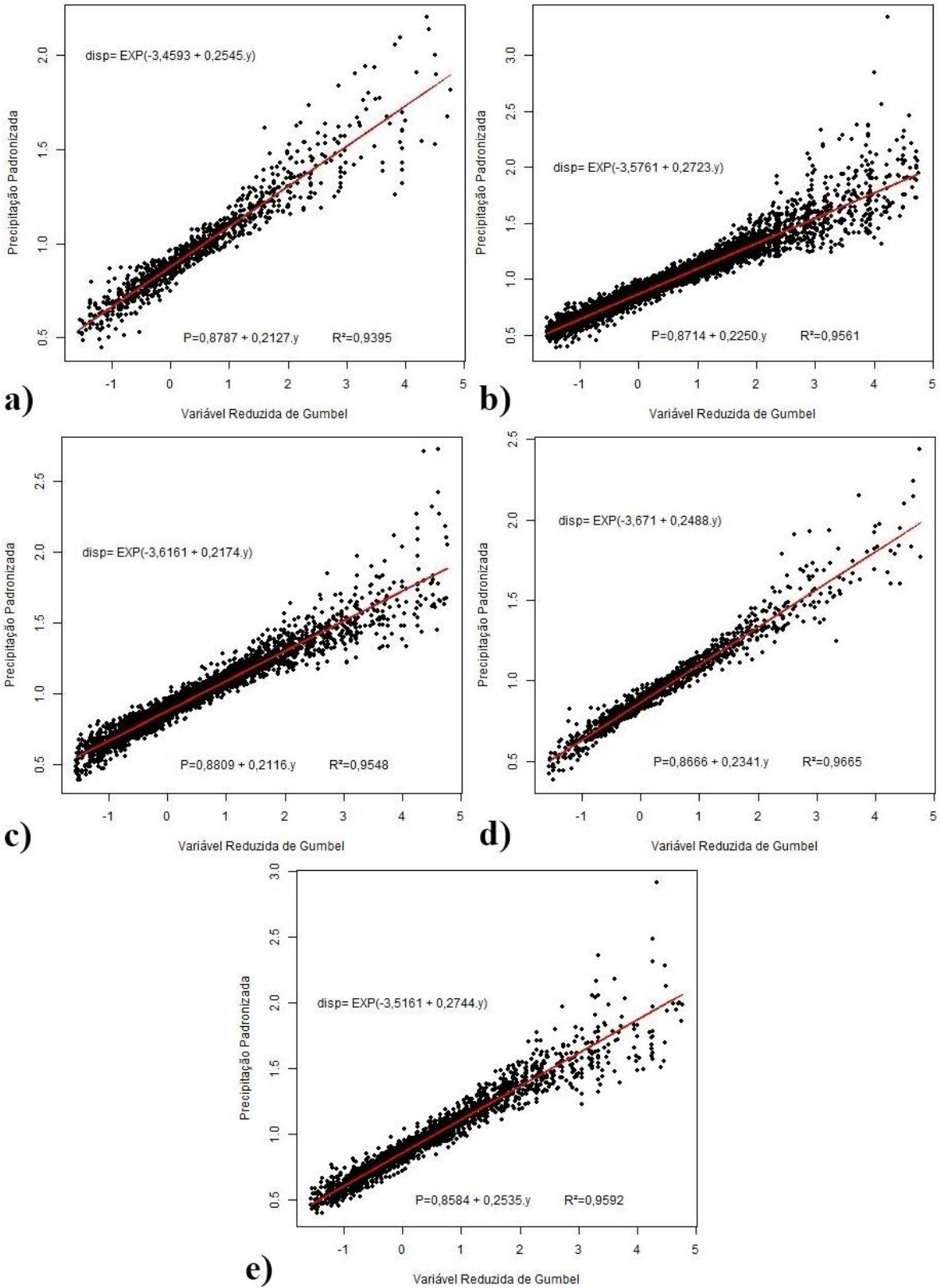
Regiões	a	b	c	d	R ²
1	0,8787	0,2127	-3,4593	0,2545	0,9395
2	0,8714	0,2250	-3,5761	0,2723	0,9561
3	0,8809	0,2116	-3,6161	0,2174	0,9548
4	0,8666	0,2341	-3,6710	0,2488	0,9665
5	0,8584	0,2535	-3,5161	0,2744	0,9592

*R², representa o ajuste da equação para a região.

Fonte: Autor.

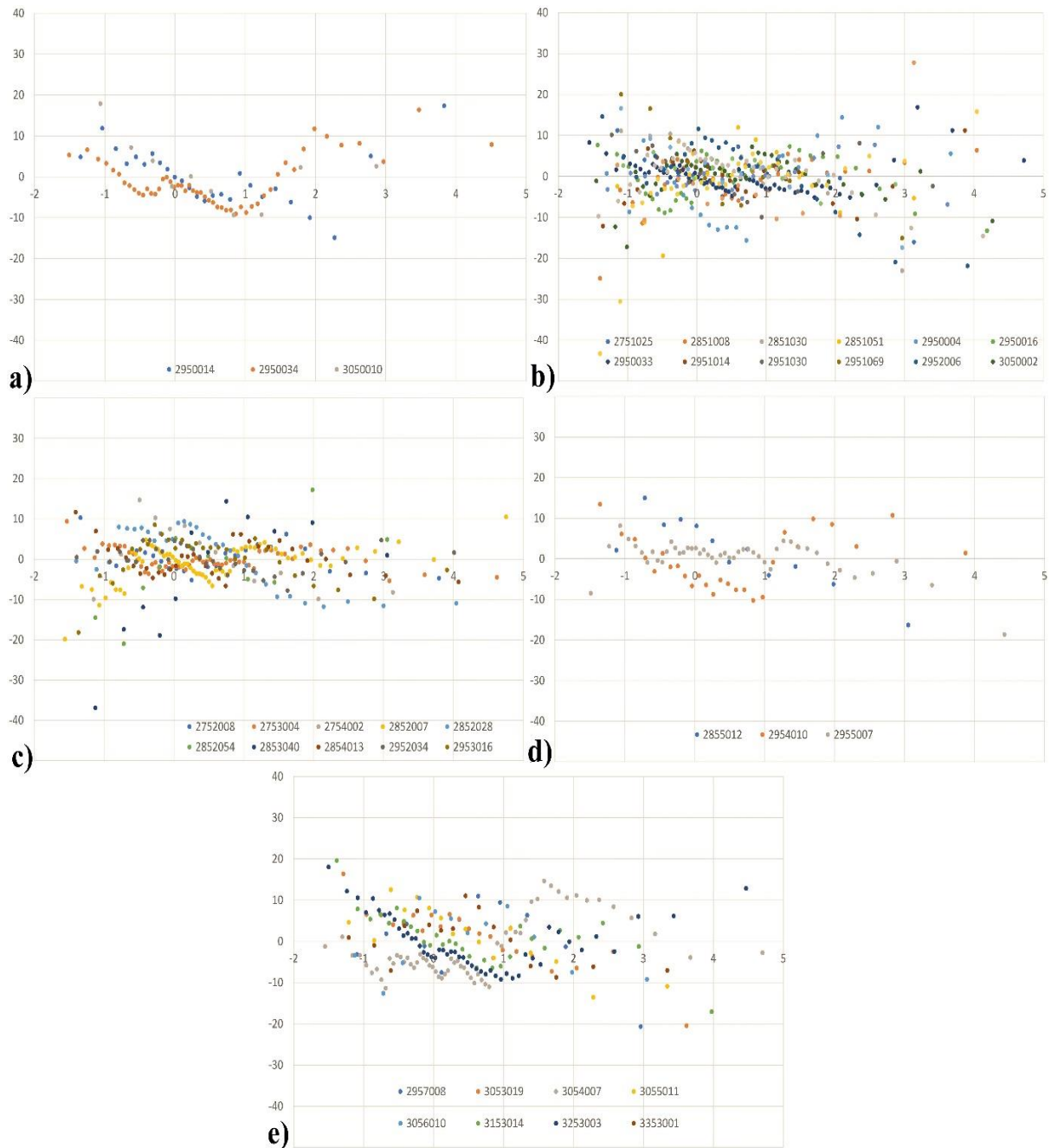
Com o objetivo de validação dos modelos GAMLSS determinados, foram separadas 10% das estações de cada uma das regiões, que não foram utilizadas na modelagem. Assim, foram utilizadas 42 estações no processo de validação (Figura 39), sendo que somente a estação 2853040 em Ijuí apresentou um erro médio de ajuste superior ao limiar de 10% (erro médio de 12,09%).

Figura 38: Modelos GAMLSS regionais - a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.



Fonte: Autor.

Figura 39: Validação dos modelos GAMLSS - a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.



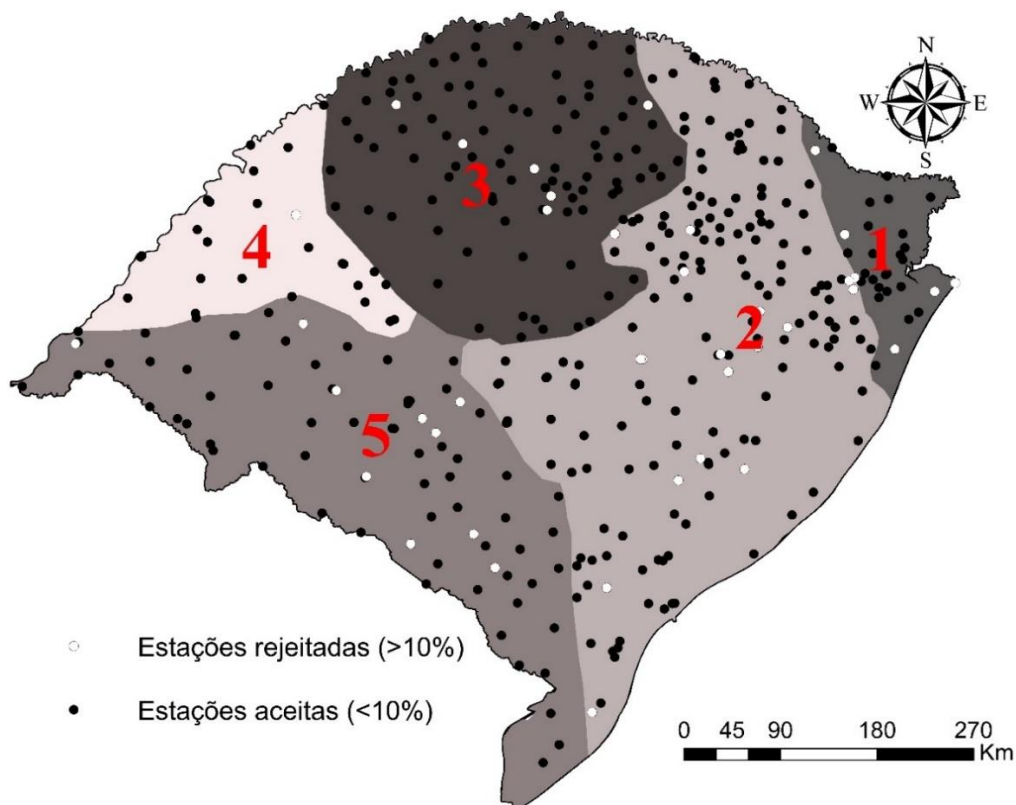
Fonte: Autor.

Contudo, para reforçar a validade das equações obtidas, foi realizada a comparação da precipitação máxima diária observada em relação a estimada com base nas equações aqui apresentadas. Com base nessa comparação, se observa que 40 estações foram rejeitadas por apresentar uma variação média superior a 10%, as

estações rejeitadas estão dispostas em todas as regiões homogêneas do Estado, a Figura 40 apresenta a localização das estações aceitas e das estações rejeitadas. Estes erros afirmam que nestes locais não obteve bons resultados, o que pode estar relacionado a um microclima local.

Ressalta-se, que a variabilidade analisada é referente ao período de recorrência inferior a 20 anos, uma vez que para períodos superiores os dados observados apresentam uma maior dispersão. Sendo esta, diretamente relacionada as informações utilizadas nesse estudo, uma vez que, poucas estações apresentam um período superior a 30 anos de dados observados. Visto ainda que, Roman et al. (2015), Bertoni e Tucci (1993), Basso et al. (2016), Hosking e Wallis (1997) entre outros, indicam que para uma estimativa segura da precipitação máxima devemos possuir 3 ou 4 vezes o período de recorrência em dados observados, ou seja, para obtenção de uma precipitação com 20 anos de recorrência deveríamos ter entre 60 e 80 anos de dados observados.

Figura 40: Estações utilizadas para verificação da estimativa da precipitação máxima diária.



5.2.1 Exemplo de aplicação da metodologia para obtenção da precipitação máxima diária para locais sem dados.

A estimativa da precipitação máxima diária, um dos objetivos deste trabalho, para qualquer local no estado do Rio Grande do Sul, é possível ser obtida com base na metodologia aqui apresentada. Para elucidar a metodologia proposta, a seguir será apresentado um exemplo de aplicação:

No exemplo quer se determinar a precipitação máxima diária, para os tempos de retorno de 10 e 20 anos para o município de Frederico Westphalen.

Solução:

- 1) Determinação da posição geográfica e a região homogênea a qual o município está inserido.

O município está situado nas coordenadas geográficas -27°21'33" de latitude e -53°23'40" de longitude, conseqüentemente na região 3 de precipitações intensas.

- 2) A partir da localização do município determina-se a precipitação máxima diária média (P_{dmedj} da Equação 90).

Quando não se dispõe de dados locais, este valor pode ser obtido com base na Figura 31. A partir da Figura 31 foi estimada P_{dmedj} para Frederico Westphalen em 97,61mm

- 3) Na sequência aplica-se a Equação 100 e 101 para o tempo de retorno desejado.

Assim, temos:

$$\hat{P}(TR10anos) = 97,61\{0,8809 + 0,2116[-\ln(-\ln(1 - \frac{1}{10}))]\} = 132,46mm$$

$$\widehat{Dispersão}(TR10anos) = 97,61 \cdot \exp(-3,6161 + 0,2174(-\ln(-\ln(1 - \frac{1}{10})))) = 4,27mm$$

$$\hat{P}(TR20anos) = 97,61\{0,8809 + 0,2116[-\ln(-\ln(1 - \frac{1}{20}))]\} = 147,33mm$$

$$\widehat{Dispersão}(TR20anos) = 97,61 \cdot \exp(-3,6161 + 0,2174(-\ln(-\ln(1 - \frac{1}{20})))) = 5,01mm$$

Desta maneira, seguindo os passos de 1 a 3, é possível determinar a precipitação máxima diária para qualquer local do Rio Grande do Sul, para os tempos

de retorno entre 2 e 30 anos, lembrando que a equação deve ser utilizada com cuidados para tempos de recorrência superiores a 20 anos, visto a carência de dados.

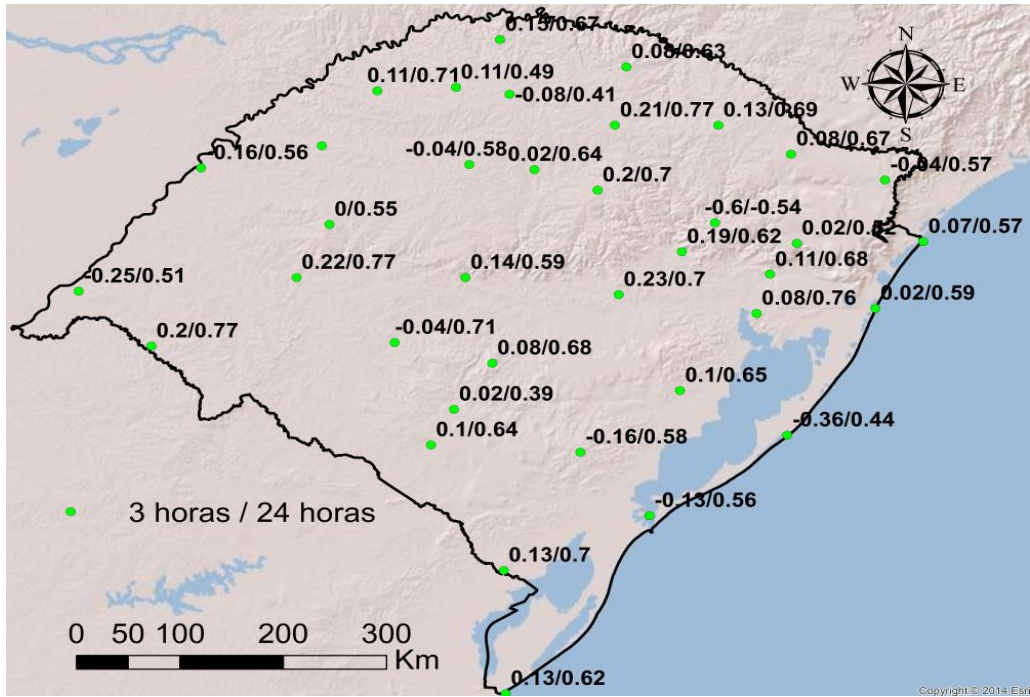
5.3 PRECIPITAÇÃO MÁXIMA PARA PERÍODOS DIFERENTES DE UM DIA (SUB-DIÁRIA ATÉ VÁRIOS DIAS)

Como descrito no item 4.5, foram utilizados os dados do MSWEP na composição das séries de máximos uma vez que o número de estações com informações sub-diária era muito pequeno. Contudo, para que a inserção desses dados não comprometesse o comportamento da precipitação máxima no RS, foi realizada uma validação dos dados.

Na Figura 41 e Figura 42 é possível observar os valores obtidos para o coeficiente de eficiência de NSE, quando comparado com as estações do INMET (Figura 41) e as estações da ANA (Figura 42). Ao analisar a disposição do coeficiente no RS, tem-se um pior desempenho na região litorânea e extremo oeste de maneira geral, porém ao observar o NSE obtido na comparação com as precipitações diárias e com 24 horas de duração obteve-se uma melhora significativa no NSE. Como os valores de NSE obtidos para as precipitações de 3 horas foram inferiores a 0,5 indicando que os valores não representam dados confiáveis, uma vez que, não reflete a fração da variância de dados concordantes com as estimativas.

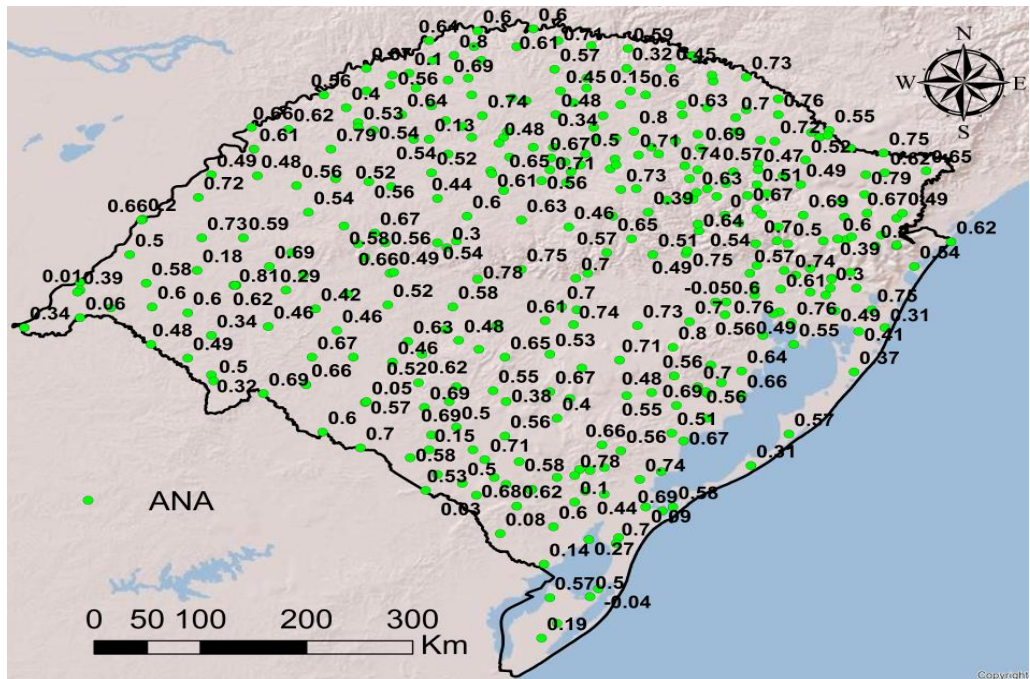
Para uma melhor interpretação dos resultados, aplicou-se o coeficiente de correlação linear de Pearson (r), o qual determina a associação numérica entre duas variáveis de forma linear podendo assim, determinar uma boa correlação entre as precipitações observadas e estimadas. Na Figura 43 é apresentada distribuição espacial do coeficiente r , observando um comportamento semelhante ao obtido no NSE, uma vez que os piores resultados foram obtidos próximo a região litorânea. Contudo é possível observar que o coeficiente r foi próximo a 0,5 em praticamente todas as estações, quando observada as precipitações com 3 horas de duração, e superior a 0,70 quando observado as precipitações diárias e com 24 horas de duração.

Figura 41: Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe entre as estações do INMET e as estimativas do MSWEP.



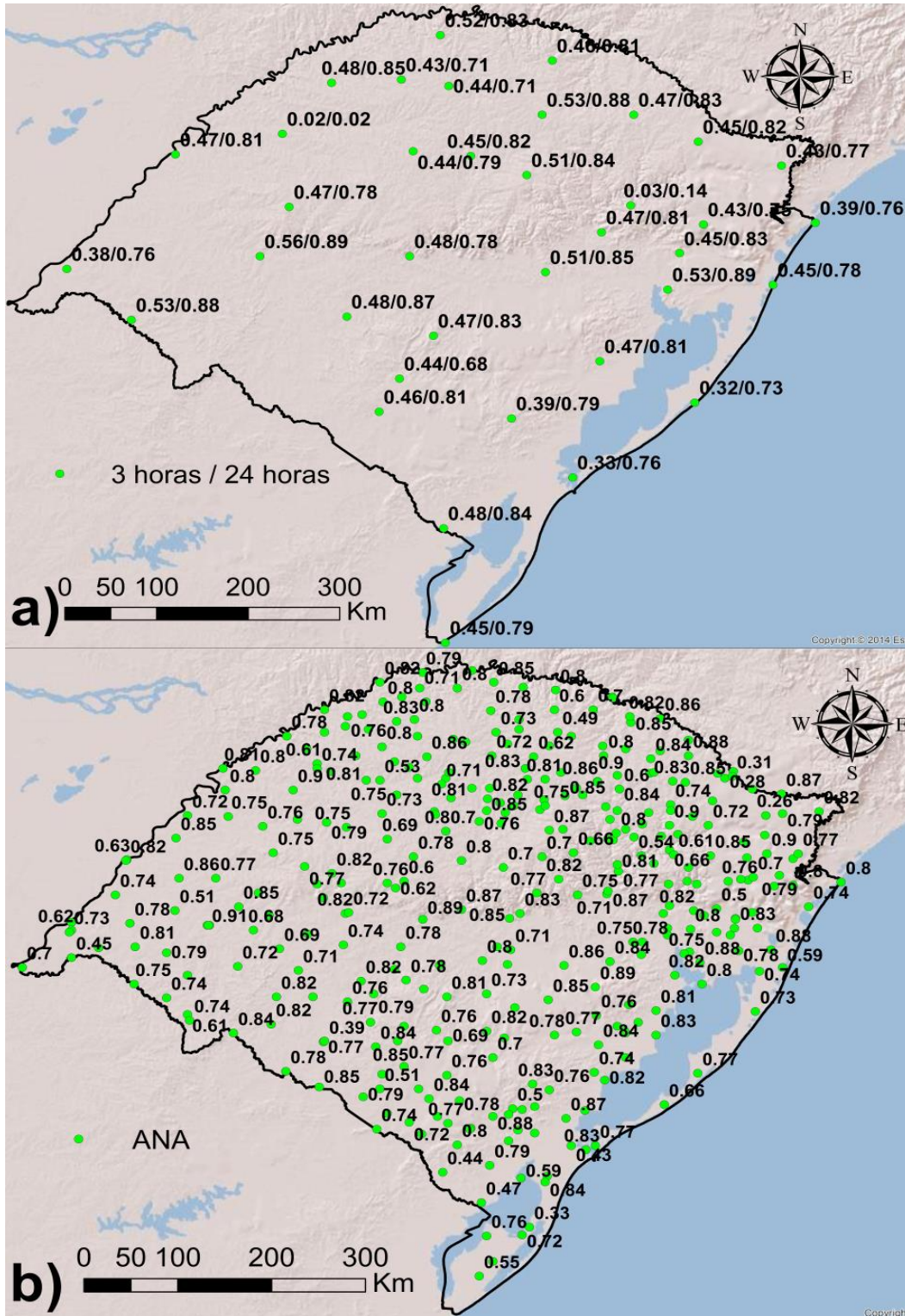
Fonte: Autor.

Figura 42: Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe entre as estações da ANA e as estimativas do MSWEP.



Fonte: Autor.

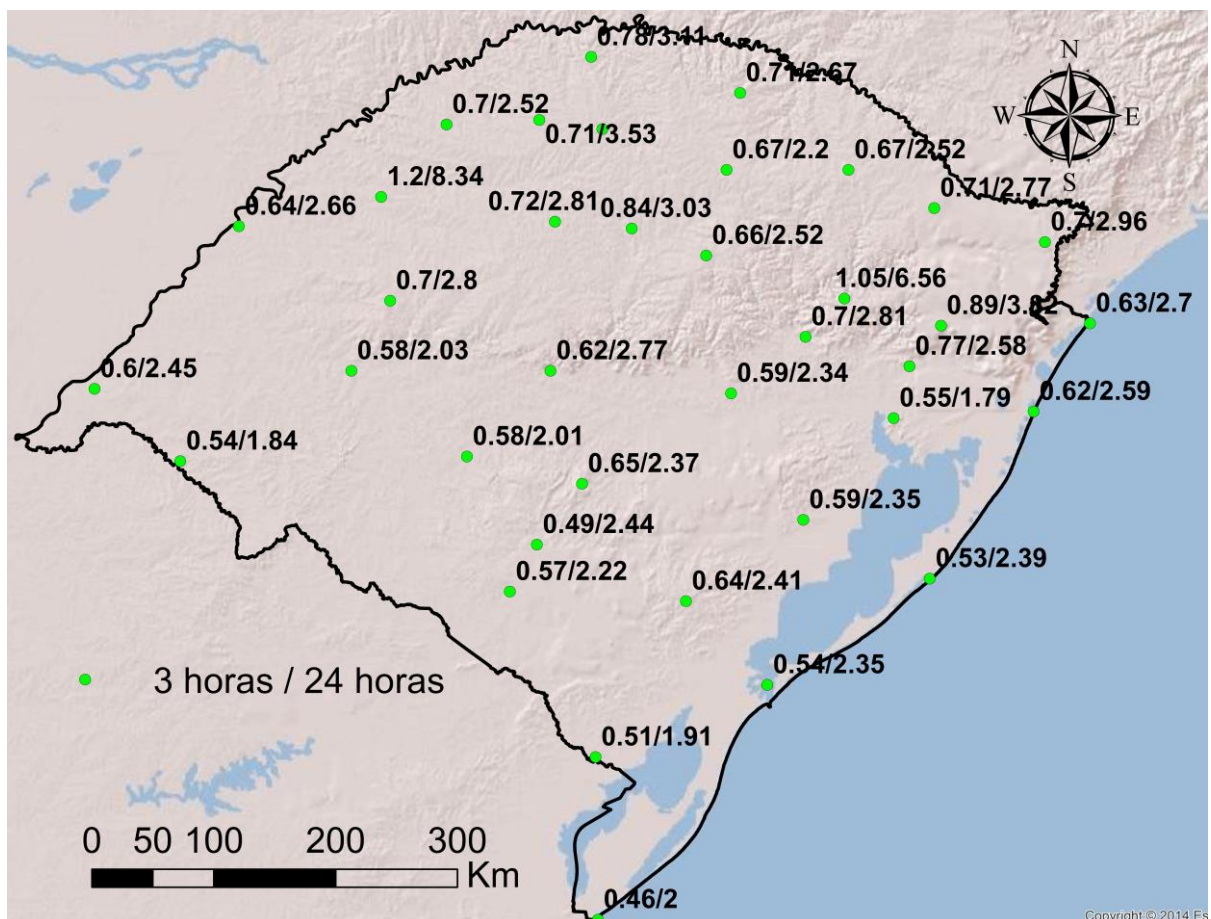
Figura 43: Coeficiente de correlação linear de Pearson, a) INMET x MSWEP, b) ANA x MSWEP.



Fonte: Autor.

Assim, como os valores obtidos nos coeficientes NSE e r não foram bons para as precipitações com 3 horas de duração, foi realizada a observação do erro médio absoluto entre as precipitações observadas nas estações do INMET e a estimada pelo MSWEP. Observando a Figura 44, temos que o erro médio absoluto em todo o Estado é inferior a 0,86 e superior a 0,44, resultando como um comportamento médio igual a 0,63mm, demonstrando assim, que embora o NSE não foi bom, o volume estimado é próximo ao volume observado. Portanto, é possível utilizar as estimativas de precipitação do produto MSWEP para obtenção das equações IDF, uma vez que os erros nos aparelhos de monitoramento chegam a apresentar erros superiores a 20%.

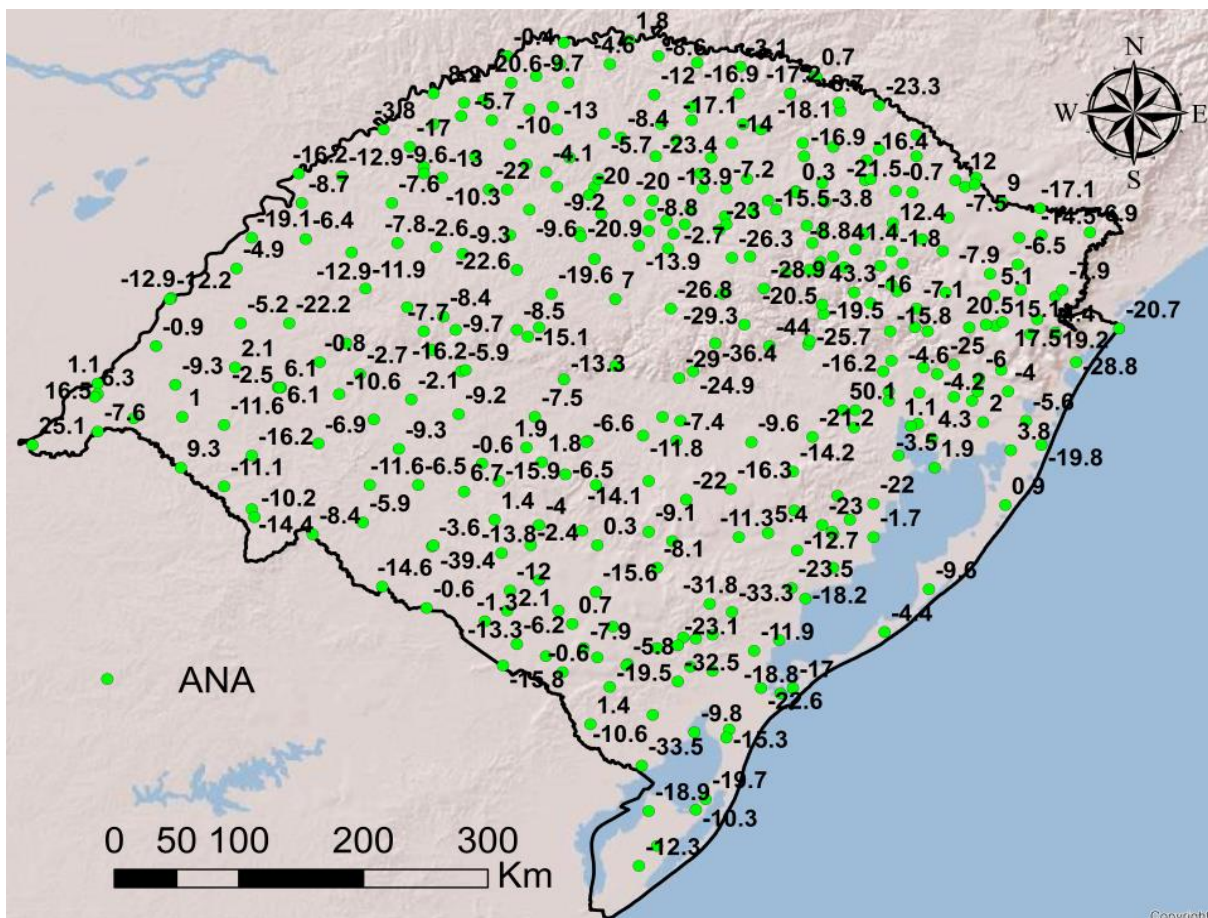
Figura 44: Erro médio absoluto, entre as estações do INMET e as estimativas do MSWEP.



Fonte: Autor.

Para finalizar a análise de validação dos dados do MSWEP, foi realizada a análise pBias na qual observa-se o comportamento da estimativa da precipitação se é de superestimativa ou de subestimativa. Assim, na Figura 45, é apresentada a pBias em todas as estações cadastradas na ANA, constata-se que a estimativa do MSWEP apresenta uma característica de subestimar a precipitação em todas as estações, sendo que nas proximidades da serra geral foram encontradas as maiores subestimativas. Contudo, é possível observar que a subestimativa se encontra dentro da variabilidade da própria observação da precipitação em estações pluviográficas, as quais chegam a apresentar uma variabilidade em alguns equipamentos a 20 por cento segundo Braga e Fernandes (2006), Pinheiro et al. (2014), Sieck, Bruges e Steiner (2007), WMO (2009) entre outros.

Figura 45: Porcentagem Bias, entre as estações cadastradas na ANA e a estimativa do MSWEP.



Fonte: Autor.

Após a análise qualitativa e quantitativa dos dados do MSWEP, iniciou-se então o procedimento metodológico para determinação das equações regionais para estimativa das precipitações máximas com diferentes durações. Inicialmente se determinou a média das precipitações máximas com 24 horas de duração ($P_{média}^{24h}$) (Figura 46) com base nos dados do MSWEP, a qual, foi utilizada como variável padronizadora das precipitações. Uma vez que, essa informação além de estar disponível para todo o Rio Grande do Sul, evita a necessidade de espacialização da mesma, a qual poderia inserir alguma inconsistência na variável local (como visto na Figura 32), possibilitando ainda realizar um pequeno ajuste entre os dados observados e os estimados.

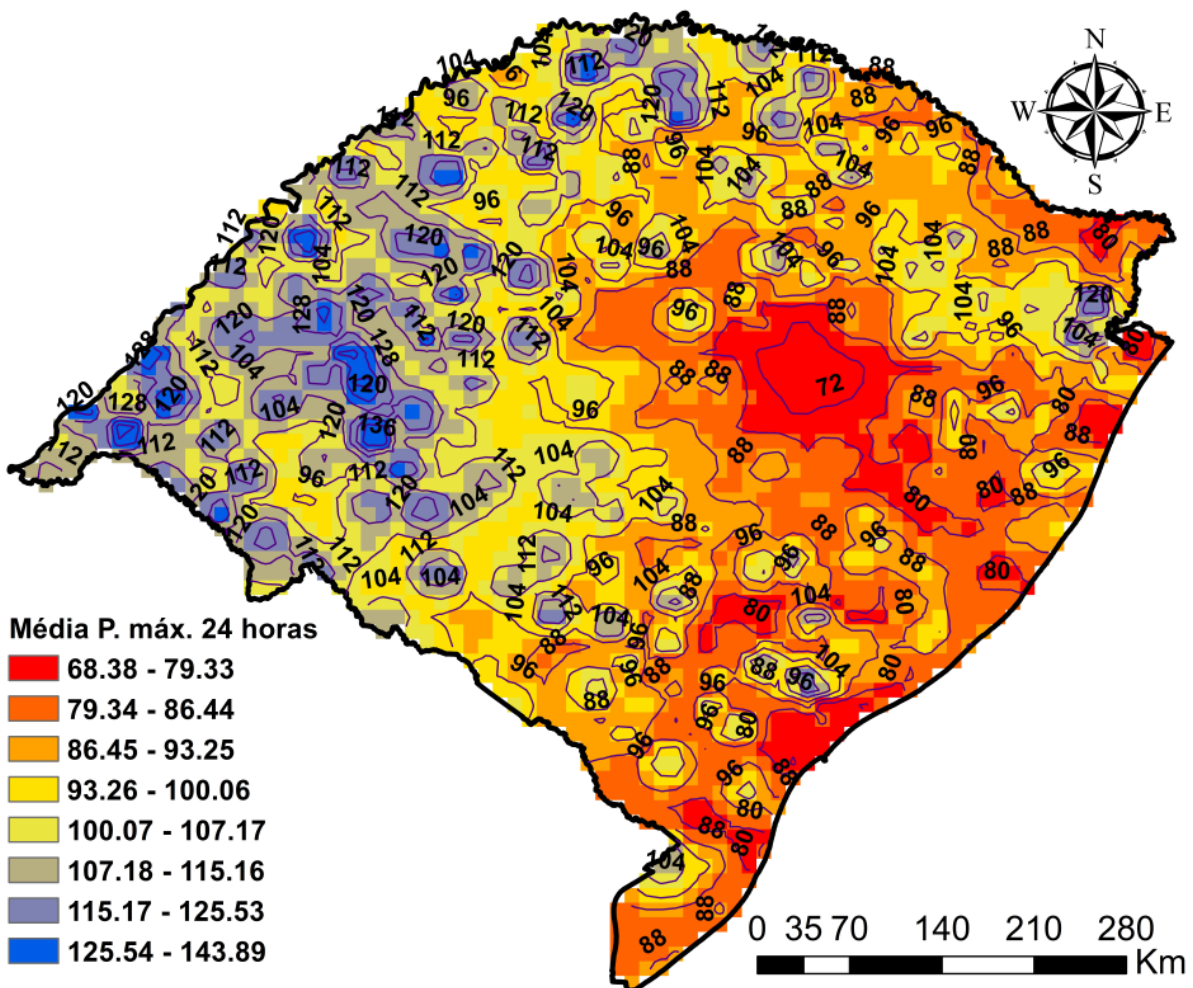
Na Figura 46, é possível observar o comportamento da $P_{média}^{24h}$, sendo que as maiores precipitações também estão localizadas na região da Campanha, próximo a Alegrete e Uruguaiana e em alguns pontos do Planalto Norte Rio-Grandense, onde atinge seu máximo próximo a 120 mm. Já no Planalto Sul Rio-Grandense e na maior parte do Planalto Norte Rio-Grandense as médias das precipitações máximas de 24 horas de duração gira em torno dos 100 mm, enquanto que as menores precipitações (próximo à 80 mm) são encontradas na Planície Litorânea e em uma parcela da depressão central.

Na Figura 47, é possível observar o comportamento do coeficiente de desagregação da precipitação máxima diária para precipitação máxima com 24 horas de duração. Este coeficiente é muito utilizado por profissionais, os maiores coeficientes são encontrados na região nordeste (próximo a 1,18), na fronteira com a Argentina e na região metropolitana o valor é próximo a 1,10 enquanto que nas regiões mais baixas do Planalto Norte Rio-Grandense é 1,15. Analisando de forma geral o comportamento deste coeficiente no RS temos que a média é 1,13, e o desvio padrão é próximo a 0,026, o valor médio no RS está em acordo com diversos trabalhos os quais determinaram os coeficientes de desagregação destacado-se os realizados por Torrico (1974), DAEE/CETESB (1980) e Basso et al. (2016).

Com as séries de precipitações máximas para todas as durações padronizadas em relação a média das precipitações máximas com duração de 24 horas (Figura 46), determinou-se os momentos de ordem (λ_r) para cada uma das estações pertencentes a uma mesma região. Esses, definem as principais medidas de descrição das séries de máximos, média (λ_1), desvio padrão (λ_2), coeficiente de variação (τ), coeficiente de

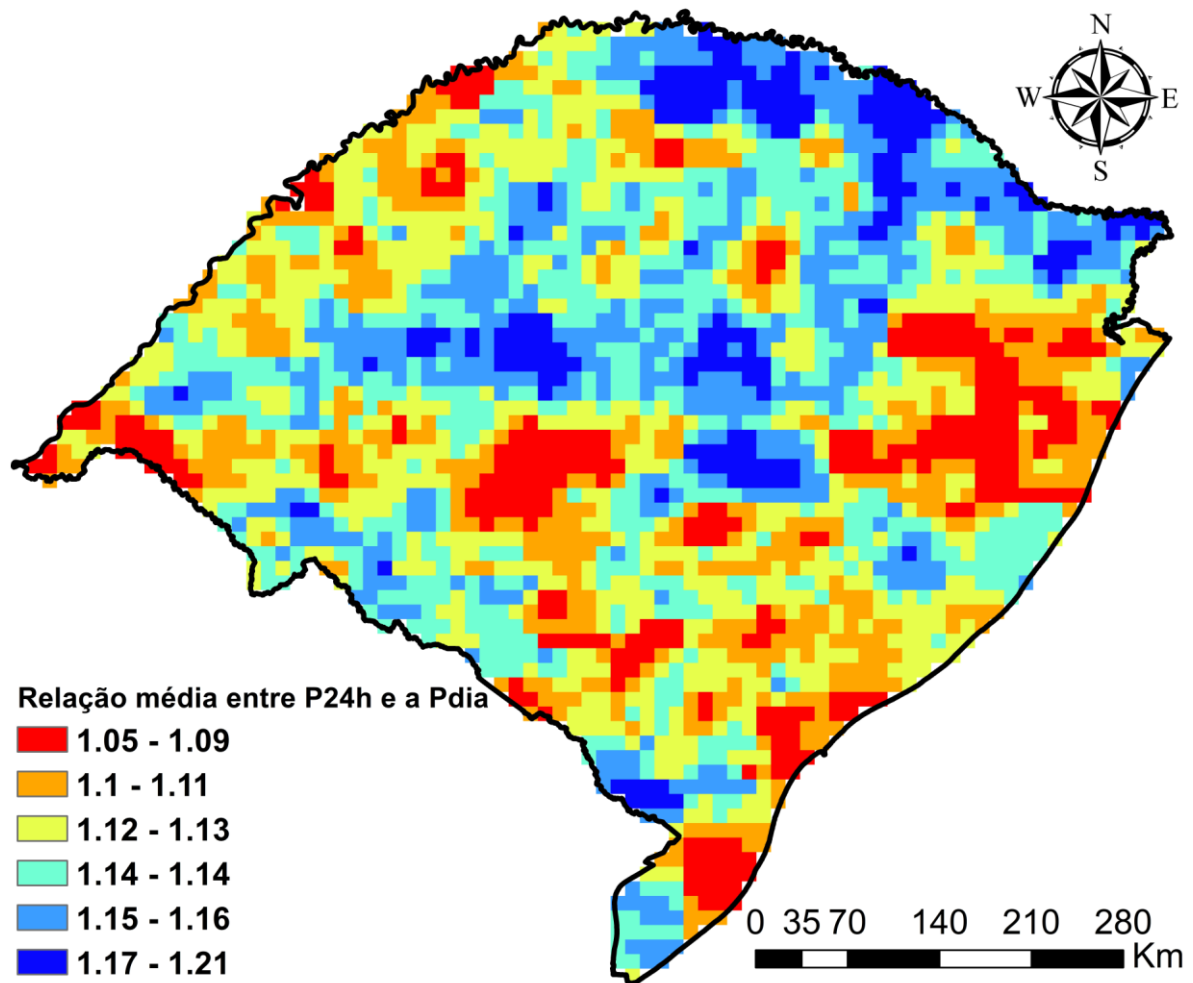
assimetria (τ_3) e a curtose (τ_4). Essas medidas foram obtidas com o auxílio das bibliotecas Imom e ImomRFA (HOSKING, 2015; HOSKING; HOSKING, 2014) disponíveis no repositório CRAN do R (R. CORE TEAM, 2016) e na sequência determinou-se a distribuição de probabilidade (GLO, GEV, GNO, PE3 e a GPA) que apresentou uma melhor aderência regional aos dados conforme a estatística regional (Z^{dist}) (Equação 53 – item 3.4.5.5) com base nos momentos-L das estações em cada uma das regiões homogêneas apresentadas Hosking e Wallis (1997).

Figura 46: Média precipitação máxima com 24 horas de duração (MSWEP).



Fonte: Autor.

Figura 47: Relação entre a P24m e a Pdia do MSWEP.



Fonte. Autor.

A GEV foi aceita para todas as regiões homogêneas, embora na Região 2 o valor foi muito próximo do limite (1,64) indicado por Hosking e Wallis (1997) (Tabela 11). Outras distribuições não foram aceitas em alguma das regiões, por exemplo, a GNO não atendeu ao teste de aderência nas Regiões 2 e 3, a PE3 nas Regiões 2, 3 e 4, e as distribuições GLO e a GPA não apresentaram aderência em nenhuma das 5 Regiões homogêneas (Tabela 11). Assim, a distribuição de probabilidade utilizada nos próximos passos será a GEV, uma vez que a mesma apresentou uma boa aderência em todas as regiões homogêneas.

Tabela 11: Teste de aderência regional (Z^{dist}) aos dados sub-diários.

Região	Fator Z				
	GLO	GEV	GNO	PE3	GPA
1	5,138	0,817	1,021	1,422	8,845
2	7,482	1,613	2,104	4,952	17,39
3	7,186	1,428	1,724	2,929	16,73
4	2,271	0,721	0,731	1,034	5,518
5	3,894	1,278	1,306	1,785	8,334

Fonte: Autor.

Com base na distribuição de probabilidade GEV foram obtidos os 3 parâmetros da distribuição, o parâmetro de Forma (k), de Escala (α) e de Posição (ξ) para cada uma das séries de máximos da região homogênea. Sendo que para a região 1 e a região 3 os parâmetros da GEV foram determinados com base nas precipitações máximas com 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24, 48, 72, 96, 120, 144 e 168 horas de duração. Já para as regiões 2, 4 e 5 foram utilizadas as precipitações máximas com 1, 2, 3, 4, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 23, 24, 48, 72, 96, 120, 144 e 168 horas de duração.

Note-se que nas regiões 1 e 3 não foram utilizadas as precipitações máximas com 1, 2, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 14, 16, 17, 19, 20, 22 e 23, enquanto que nas regiões 2, 4 e 5 não foram utilizadas as precipitações com 5 e 22 horas de duração. Essas precipitações não foram utilizadas, pois o parâmetro de posição (ξ) da distribuição apresentou valores grande variabilidade (diferenças de até 0,20) em relação as demais durações.

Os parâmetros de forma, escala e posição para as diferentes regiões são apresentados nos Apêndices até o Q respectivamente, sendo os parâmetros regionais (Tabela 12) determinados com base na média dos parâmetros obtidos para cada duração.

Tabela 12: Parâmetros regionais da distribuição GEV.

Região	ξ	α	k
1	0,8719	0,2344	0,0328
2	0,8739	0,2346	0,0418
3	0,8770	0,2244	0,0309
4	0,8543	0,2546	0,0179
5	0,8654	0,2594	0,0632

Fonte: Autor.

A partir dos parâmetros regionais (Tabela 12) da distribuição de probabilidade segundo a GEV é possível definir a função $a(T)$ da Equação 89 para cada uma das regiões homogêneas (Figura 34). Sendo que a Equação 92 é determinada como a função inversa da função acumulada de probabilidade da distribuição GEV descrita por Hosking e Wallis (1997).

$$a(T) = \xi + \frac{\alpha}{k} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]^k \right\} \quad (92)$$

sendo, ξ o parâmetro de posição regional, α o parâmetro de escala regional, k o parâmetro de forma regional e T o tempo de recorrência em anos.

Na determinação dos parâmetros θ e η da função $b(d)$ da (Equação 89) foram utilizadas as séries de máximos de todas as durações, uma vez que, as variáveis são responsáveis para uma perfeita representação da intensidade da precipitação, pois relaciona sua duração e o total de chuva ocorrido em um determinado tempo.

No ajuste foram utilizados métodos não lineares na Equação 93 através dos softwares Curve Expert (HYAMS, 2013) e a biblioteca Stats do software livre RStudio (R. CORE TEAM, 2016). Em ambos os softwares foi utilizado como função objetivo para o ajuste dos parâmetros o menor somatório para o erro absoluto.

$$i(T, d)_{ajuste} = \frac{\xi + \frac{\alpha}{k} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]^k \right\}}{(d + \theta)^\eta} \quad (93)$$

sendo, $i(T, d)_{ajuste}$ a intensidade máxima padronizada para o tempo de recorrência T em anos e a duração d em horas, ξ o parâmetro de posição regional, α o parâmetro de escala regional, k o parâmetro de forma regional e η parâmetros regional.

Os parâmetros θ e η obtidos para cada uma das regiões são apresentados na Tabela 13, a qual apresenta também o valor do coeficiente de correlação linear de Pearson (r) e o desvio padrão obtido entre os valores ajustados e observados (intensidade da precipitação padronizada), ou seja, para obtenção do real desvio padrão é necessário multiplicar pela média da precipitação máxima com 24 horas de duração (Figura 46) do MSWEP.

De maneira geral o coeficiente r de Pearson foi superior a 0,9 sendo que, o melhor valor foi obtido para a Região 5 (0,999) e o pior foi obtido na Região 4 (0,983). Já em relação ao desvio padrão em relação à média foram obtidos para a Região 2 o menor desvio de ajuste (0,00062) e o maior foi obtido na Região 4 (0,0085). Os dois parâmetros (r e desvio padrão) obtidos no momento do ajuste de θ e η podem ser observados na Tabela 13. Com os valores obtidos para o r e o desvio padrão, é possível afirmar que com o ajuste dos parâmetros θ e η da Equação 93, se obteve pouca variabilidade e precisão na estimativa da intensidade da precipitação padronizada.

Destaca-se ainda que o parâmetro η segundo Koutsoyiannis, Kozonis e Manetas (1998) deveria ser superior a 0 (zero) e inferior a 1, contudo, para que esse intervalo fosse atendido os mesmos indicavam que o parâmetro θ adquiria um valor igual 0, com essas características as equações apresentavam maiores erros. Assim, para determinar as equações de forma mais precisa optou-se por aceitar o parâmetro η superior a 1.

Tabela 13: Parâmetros regionais da função $b(d)$.

Região	θ	η	r	desvio padrão
1	0,0670	0,998	0,998	0,0017
2	0,0054	1,002	0,998	0,0006
3	0,0251	1,001	0,997	0,0007
4	0,0847	0,982	0,983	0,0085
5	0,0323	1,002	0,999	0,0009

Fonte: Autor.

Portanto, a Equação 94 deve ser a utilizada na estimativa da intensidade máxima de precipitação para cada uma das regiões homogêneas com base nos parâmetros da Tabela 14 e a precipitação padronizadora ($P_{m\u00e9dia}^{24h}$) (Figura 46).

$$i(T, d) = P_{m\u00e9dia}^{24h} \frac{\xi + \frac{\alpha}{k} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]^k \right\}}{(d + \theta)^\eta} \quad (94)$$

sendo, $i(T,d)$ a intensidade máxima em mm.h^{-1} para o tempo de recorrência T em anos e a duração d em horas, $P_{\text{média}}^{24h}$ a média das precipitações máximas com 24 horas de duração do MSWEP (Figura 46), ξ , α , k , θ e η são parâmetros regionais e são apresentados na Tabela 14.

Tabela 14: Parâmetros regionais da equação de precipitação máxima sub-diária.

Região	ξ	α	k	θ	η
1	0,8719	0,2344	0,0328	0,0670	0,998
2	0,8739	0,2346	0,0418	0,0054	1,002
3	0,8770	0,2244	0,0309	0,0251	1,001
4	0,8543	0,2546	0,0179	0,0847	0,982
5	0,8654	0,2594	0,0632	0,0323	1,002

Fonte: Autor.

5.3.1 Verificação dos resultados

Nesse item é analisado o ajuste da Equação 94 aos dados observados (INMET e MSWEP). No item seguinte será realizada a validação da metodologia, comparando os resultados da Equação 94 com dados de IDFs existentes no RS.

A Figura 48 apresenta o erro do ajuste da Equação 94 para cada uma das regiões para intensidade máxima com durações entre 3 e 168 horas para TR inferior a 50 anos. Na Figura 61 é possível observar que os maiores erros aconteceram na Região 4, com erros de até 25% para as durações de vários dias. Ressalta-se que para precipitações sub-diárias que são as normalmente utilizadas no projeto o erro foi inferior a 5% em quase todas as regiões, chegando a 15% na Região 4 (Figura 48d), o que pode ser considerado como um erro pequeno, já que são menores que os erros associados ao próprio processo de obtenção do dado de chuva (BRAGA; FERNANDES, 2006; PINHEIRO et al., 2014; SIECK; BRUGES; STEINER, 2007; WMO, 2009).

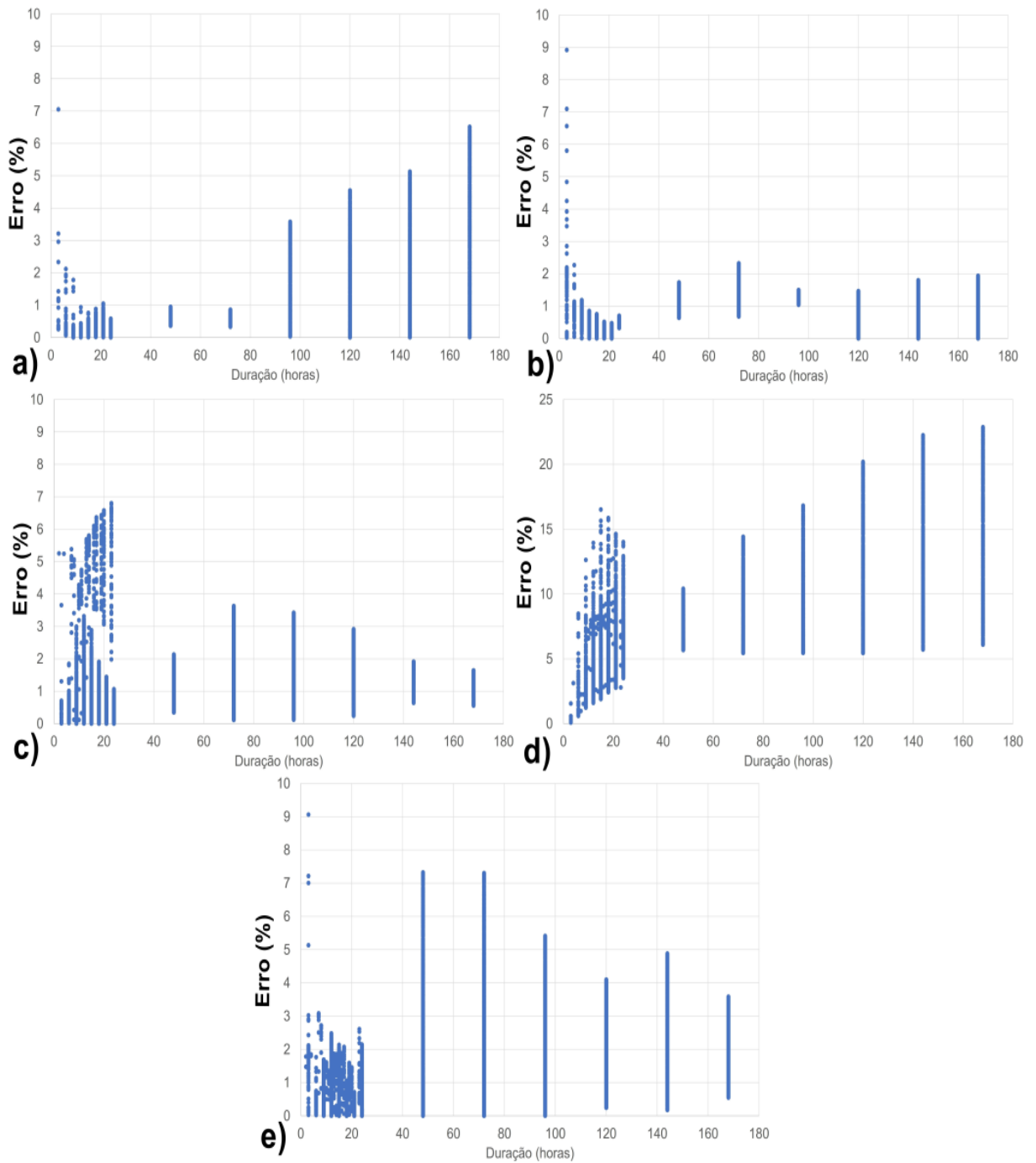
Observando o comportamento da variação em relação ao tempo de recorrência (Figura 49), obteve-se na maioria dos locais o erro no ajuste é inferior a 5 % aumentando levemente com o TR até se tornar praticamente constante para TRs de 20-30 anos. No entanto, conforme se observa na Figura 49d o erro do ajuste na região

4 excede o limiar de 10% em praticamente todas as estações, para TR superiores a 10 anos.

Na Figura 50 é possível observar o comportamento máximo e médio do erro para cada um dos locais, sendo que para as estações do INMET (Figura 50a) o erro médio em todas as regiões foi de 1,17% e o máximo igual a 14,86%, os quais se distribuíram da seguinte forma: na Região 1 o erro médio foi de 0,52 e o máximo de 7,05%; na Região 2 erro médio foi de 0,36 e o máximo de 2,18%; na Região 3 erro médio foi de 1,60 e o máximo de 6,80%; na Região 4 o erro médio foi de 5,65 e o máximo de 14,86%; e na Região 5 o erro médio foi de 0,71 e o máximo de 7,21%.

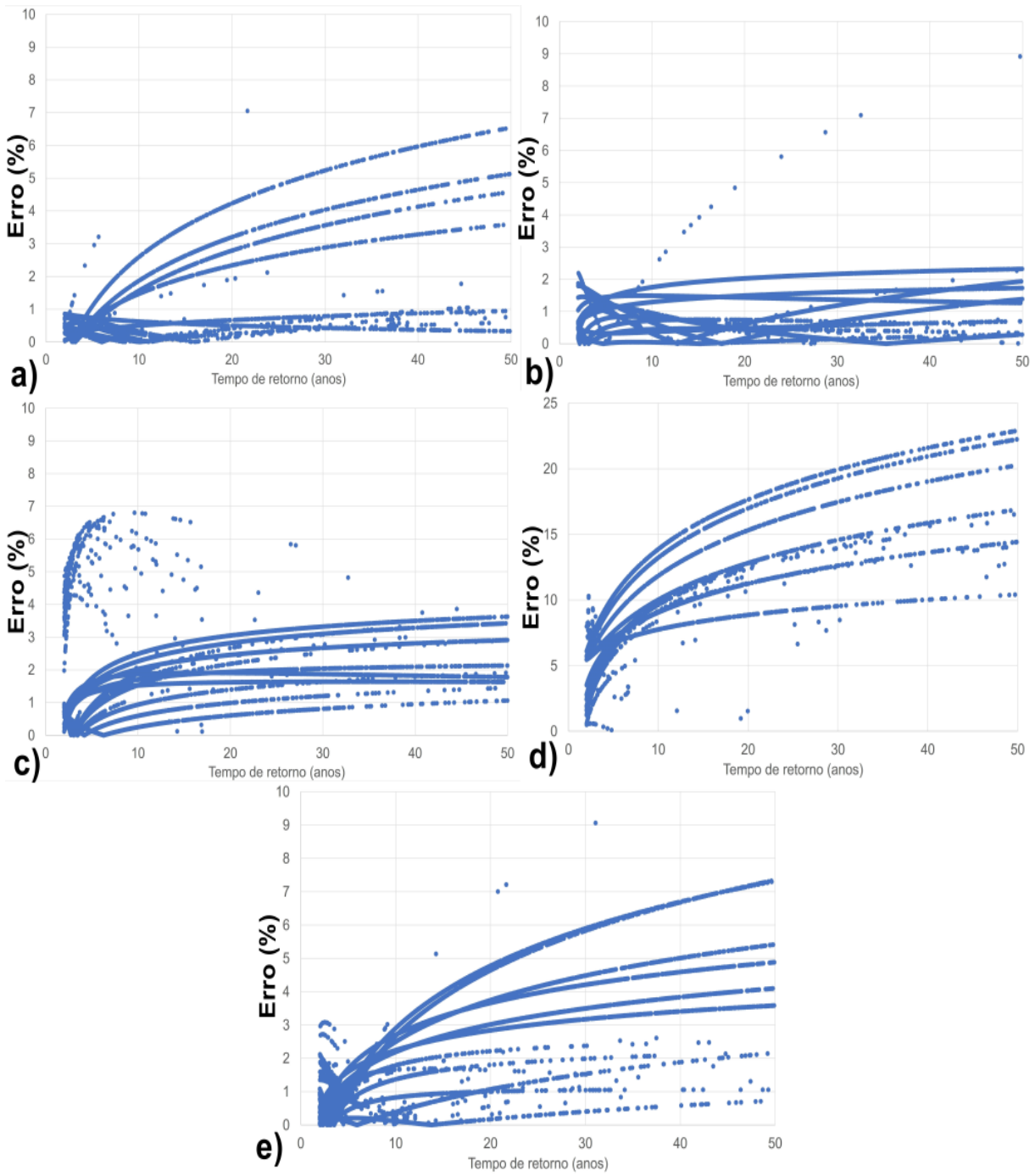
Já em relação as estações da ANA (Figura 50b) o erro médio em todo o RS foi de 1,63% e o máximo foi igual a 22,86%, este erro se distribuiu da seguinte forma: na Região 1 erro médio foi de 1,05 e máximo de 6,51%; na Região 2 erro médio foi de 0,89 e máximo de 8,92%; na Região 3 erro médio foi de 1,36 e o máximo de 3,65%; na Região 4 erro médio de 8,45 e máximo de 22,86%; e na Região 5 erro médio foi de 1,58 e o máxima de 9,06%.

Figura 48: Erro no ajuste para cada duração; a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.



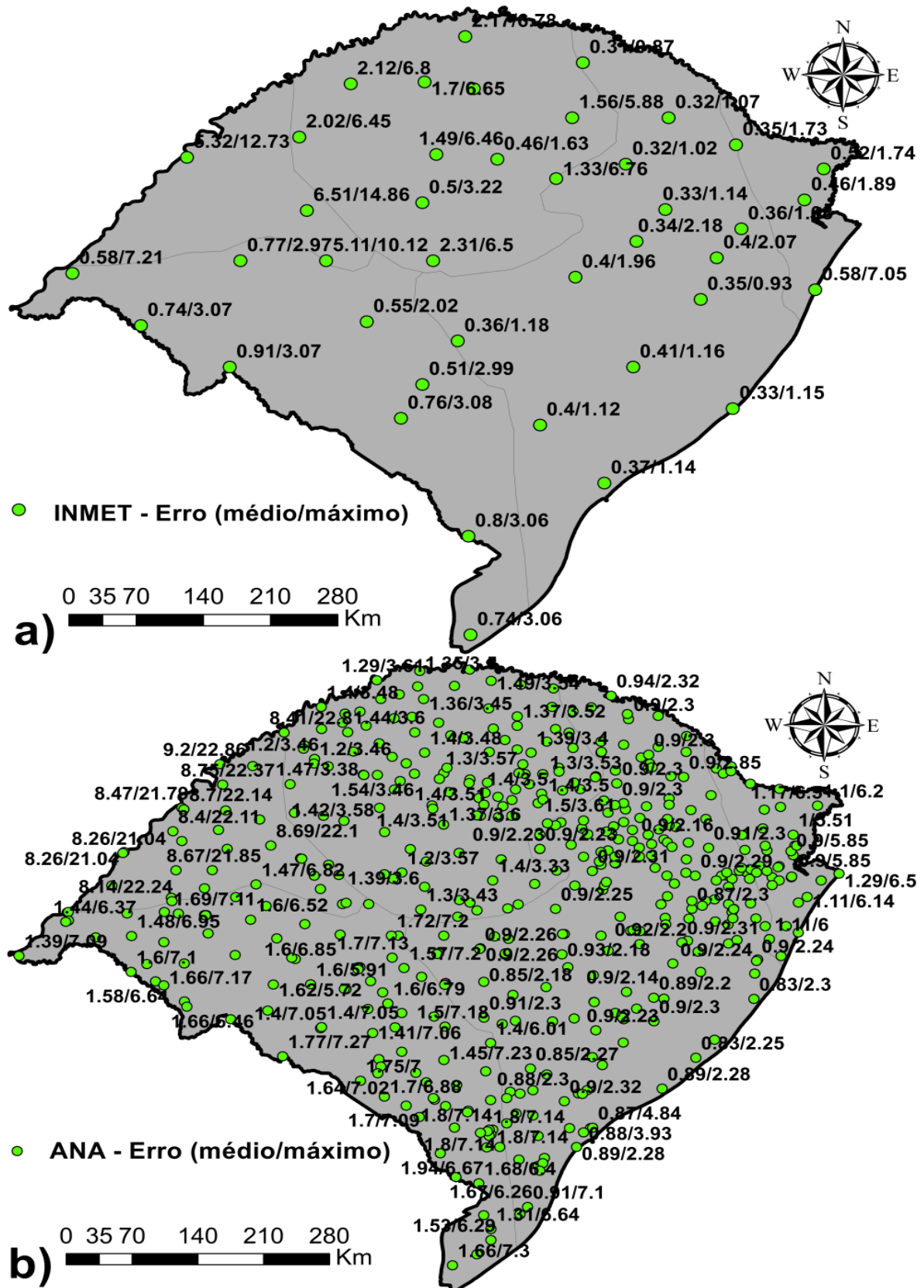
Fonte: Autor.

Figura 49: Erro no ajuste para cada TR; a) Região 1; b) Região 2; c) Região 3; d) Região 4; e) Região 5.



Fonte: Autor.

Figura 50: Erro no ajuste médio e máximo em estações a) INMET; b) ANA.



Fonte: Autor.

5.3.2 Validação dos resultados

Uma vez que os dados ANA, INMET e MSWEP foram todos utilizados no ajuste da Equação 94, e conforme avaliado no item 5.3 existiam dúvidas quanto ao uso do MSWEP para estimativa da precipitação sub-diária (estatísticas NS, r e p Bias ruins), o ajuste das equações regionais foi validado comparando com 14 equações de precipitação intensa do RS apresentadas na Tabela 8. Sendo que, foi comparado a estimativa de intensidade da precipitação com duração de 1 até 24 horas (1, 2, ..., 23, 24 horas) e TR de 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40 e 50 anos.

Na Figura 51 e Tabela 15 é possível observar que o erro da estimativa a partir das equações regionais baseadas em Momentos-L foi inferior a 10 mm na maioria dos locais para durações superiores a uma hora e os valores caem para quase 3 mm quando não observadas as precipitações com 1 e 2 horas de duração e diminuindo ainda mais quando observado somente as precipitações com duração igual ou superior a 6 horas. Similares observações podem ser realizadas quanto ao desvio padrão do erro na Tabela 16. Esses erros são muito menores que associados ao próprio processo de obtenção do dado de chuva (WMO, 2009), indicando a validade da metodologia proposta.

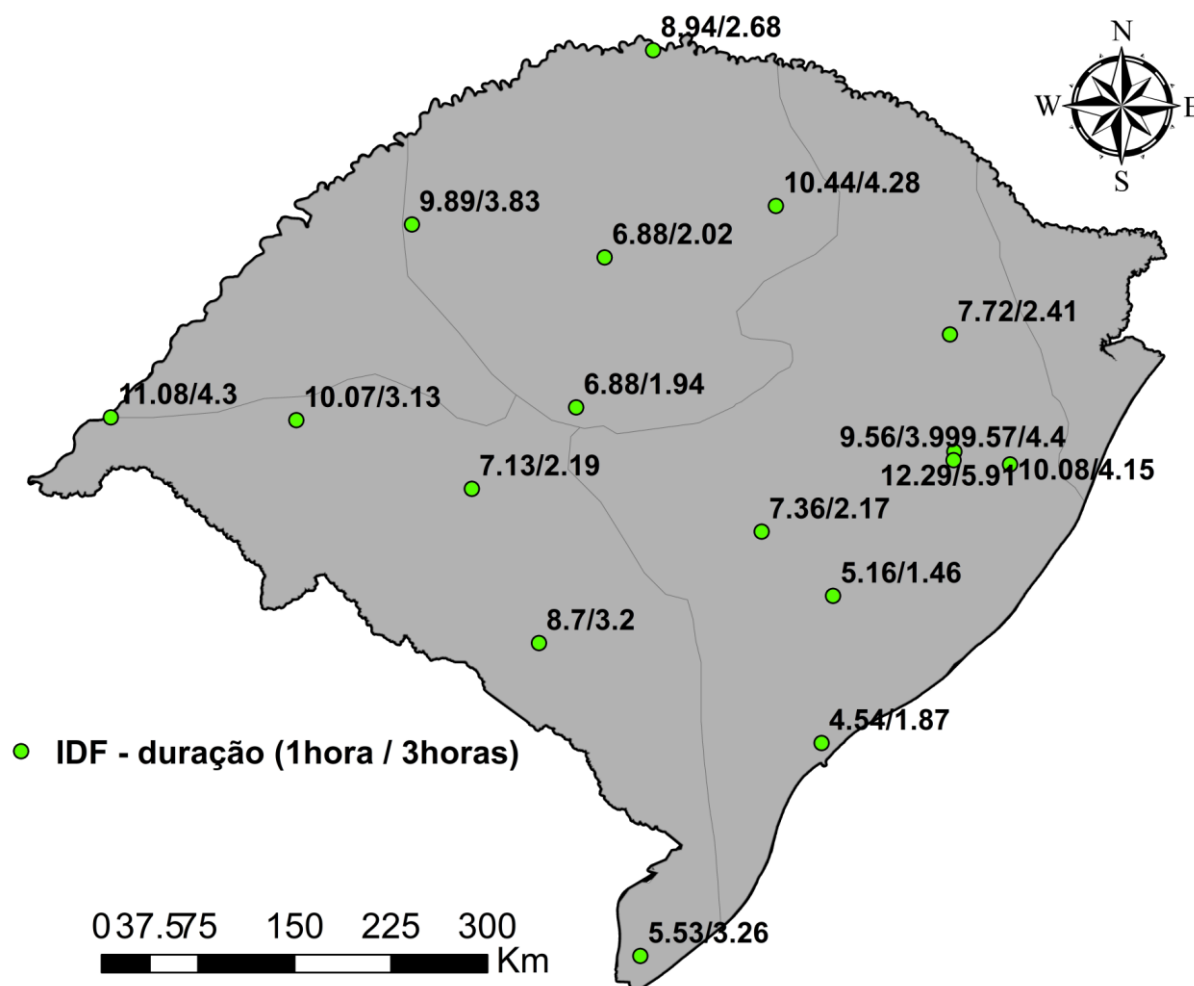
Portanto, é possível confirmar que quanto maior for a duração da precipitação (até 24 horas) menor será o erro entre a obtida pela IDF e a estimada com a equação Regional. Sendo assim, é possível confirmar que o ajuste da equação regional foi aceitável para quase todos os locais, com exceção as IDF de Porto Alegre, Viamão e Passo Fundo, os quais o erro superou o valor de 30%. Contudo, ao observar o obtido com base nas estações do INMET (Porto Alegre com 15 anos de dados observados e Passo Fundo com 10 anos) desses locais o erro foi relativamente pequeno (máximo de 0,93% em Porto Alegre e 5,88% em Passo Fundo).

Importante ressaltar ainda, que em Porto Alegre através de análises exploratórias com dados de precipitação, diversos autores (SILVEIRA, 1997; BEMFICA; GOLDENFUM; SILVEIRA, 2000; ALLASIA; VILLANUEVA, 2007; FENSTERSEIRFER et al., 2013 e FAVARETTO, 2016) identificaram padrões associados com a urbanização e topografia. Allasia e Villanueva (2007) relataram diferenças nas vazões de quase 70% quando estimadas através das IDFs do Aeroporto ou 8º Distrito de Meteorologia em Porto Alegre, estações a menos de 10 km uma da outra. Nessas circunstâncias, resulta auspicioso verificar que a

metodologia proposta foi capaz de captar as diferenças apontadas nos estudos, embora com erros percentuais um pouco maiores.

Quando observado o erro na IDF de Santa Maria, a qual é a mais atual utilizada, e com o período de observação que contem os dados utilizados na determinação da equação regional, observa-se que o erro foi de 6,88 mm/h (aproximadamente 15%) quando observada as precipitações com duração superior a 1 hora, e quando analisada as com durações superiores a 3 horas o erro foi de 2,02 mm/h (aproximadamente 5%).

Figura 51: Erro (mm/h) entre IDF e a equação Regional.



Fonte: Autor.

Com os resultados aqui apresentados, é possível afirmar que as equações regionais apresentam bons desempenhos, na estimativa da intensidade das

precipitações máximas desde que observados os seus limites de aplicação. Sendo válida para período de recorrência inferior a 50 anos e duração superior a 1 hora, sendo que, deve ter algumas precauções para estimativas com durações inferiores a 3 horas, já que se aproximam do limite admissível segundo a WMO (2009). Contudo, ressalva-se que os resultados obtidos para a Região 4 apresentaram erros máximos superiores há 20% para tempo de recorrência superior há 10 anos. Assim, o emprego da equação regional na Região deve ser efetuado com extremo cuidado.

Tabela 15: Variação média entre a intensidade estimada e a IDF.

Município	Erro (mm/h) (hora > 1)	Erro (mm/h) (hora>3)	Erro (mm/h) (hora>6)
Alegrete	10.07	3.13	1.62
Bagé	8.7	3.20	1.89
Caxias do Sul	7.72	2.41	1.29
Cristal (CPRM)	5.16	1.46	0.74
Cruz Alta	6.88	2.02	1.22
Encruzilhada do Sul	7.36	2.17	1.20
Iraí	8.94	2.68	1.38
Passo Fundo	10.44	4.28	2.79
Porto Alegre (8º DISME)	9.57	4.40	3.16
Porto Alegre (Aeroporto)	12.29	5.91	4.31
Porto Alegre (CPRM)	9.55	3.98	2.61
Rio Grande	4.54	1.87	1.86
Rosário do Sul (CPRM)	7.13	2.19	1.18
Santa Maria	6.88	1.94	1.00
Santa Vitória do Palmar	5.53	3.26	3.36
São Luiz Gonzaga	9.89	3.83	2.40
Uruguaiana	11.08	4.30	2.60
Viamão	10.08	4.15	2.72

Fonte: Autor.

Tabela 16: Desvio padrão entre a intensidade estimada e a IDF.

Município	SD (mm/h) (hora>1)	SD (mm/h) (hora>3)	SD (mm/h) (hora>6)
Alegrete	12.96	3.16	1.31
Bagé	10.30	2.83	1.42
Caxias do Sul	9.77	2.33	1.03
Cristal (CPRM)	6.77	1.41	0.49
Cruz Alta	8.79	1.49	0.50
Encruzilhada do Sul	9.45	1.83	0.64
Iraí	11.53	2.60	0.97
Passo Fundo	11.54	3.23	1.65
Porto Alegre (8º DISME)	9.69	2.75	1.45
Porto Alegre (Aeroporto)	12.09	3.60	1.94
Porto Alegre (CPRM)	10.48	3.00	1.54
Rio Grande	4.68	0.81	0.76
Rosário do Sul (CPRM)	9.08	2.14	1.01
Santa Maria	9.04	1.86	0.62
Santa Vitória do Palmar	4.26	1.47	1.44
São Luiz Gonzaga	11.35	3.13	1.60
Uruguaiana	12.87	3.78	1.95
Viamão	11.13	3.14	1.61

Fonte: Autor.

5.3.3 Exemplo de aplicação da metodologia para obtenção da precipitação máxima sub-diária para locais sem dados.

A estimativa da precipitação máxima sub-diária, objetivo deste item, para qualquer local no estado do Rio Grande do Sul, é possível ser obtida com base na metodologia apresentada. Para elucidar a metodologia proposta, a seguir será apresentado um exemplo:

Exemplo: Determinar a intensidade da precipitação máxima com 6 e 24 horas de duração, para os tempos de retorno de 10 e 20 anos para o município de Barros Cassal.

Solução:

- 1) Determinar a posição geográfica e a região homogênea a qual o município está inserido.

O município está situado nas coordenadas geográficas -29,09 de latitude e -52,58 de longitude. Está localizado na região 2.

- 2) A partir da localização do município determina-se a média das precipitações máximas com 24 horas de duração ($P_{média}^{24h}$ da Equação 104). Este valor pode ser obtido com base na Figura 46.

A $P_{média}^{24h}$ para Barros Cassal é igual a 88,72mm

- 3) Na sequência aplica-se a Equação 104 para as durações e tempo de recorrência desejado.

Assim, temos:

$$i(10anos, 6h) = 88,72 \frac{0,8739 + \frac{0,2346}{0,0418} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{10} \right) \right]^{0,0418} \right\}}{(6 + 0,0054)^{1,002}} = 18,91 \frac{mm}{h}$$

$$i(10anos, 24h) = 88,72 \frac{0,8739 + \frac{0,2346}{0,0418} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{10} \right) \right]^{0,0418} \right\}}{(24 + 0,0054)^{1,002}} = 5,06 \frac{mm}{h}$$

$$i(20anos, 6h) = 88,72 \frac{0,8739 + \frac{0,2346}{0,0418} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{20} \right) \right]^{0,0418} \right\}}{(6 + 0,0054)^{1,002}} = 22,50 \frac{mm}{h}$$

$$i(20anos, 24h) = 88,72 \frac{0,8739 + \frac{0,2346}{0,0418} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{10} \right) \right]^{0,0418} \right\}}{(24 + 0,0054)^{1,002}} = 5,62 \frac{mm}{h}$$

Desta maneira, seguindo os passos de 1 a 3, é possível determinar a precipitação máxima com diversas durações para qualquer local do Rio Grande do Sul, para os tempos de retorno entre 2 e 50 anos, com maior precisão para as precipitações com duração superior a 3 horas e inferior a 168 horas.

6 CONCLUSÃO

Embora o RS possua um número considerável de estações de monitoramento, quando comparado a outros estados do Brasil, principalmente em relação aos da região nordeste e centro-oeste. Porém essas estações em sua maioria, abrangem pequenos períodos de observação e/ou com muitas falhas, tornando escassa ou nula sua utilidade para a determinação da IDF. Dessa forma, na prática, a disponibilidade de IDF no RS é restrita a alguns locais e, em muitos casos, com informações desatualizadas.

Com base nas informações de precipitações diárias (408 estações), foi possível determinar 5 regiões homogêneas de precipitação máxima. Para determinação e validação destas regiões baseou-se em medidas de discordância e de heterogeneidade, essas as quais são baseadas nos momentos-L, sendo que, menos de 5% das estações foram discordantes e apenas a região 1 não atendeu a medida de heterogeneidade.

Após a determinação das regiões homogêneas, foram apresentadas duas metodologias para determinar equações regionais de precipitação máxima, para durações diárias e outra para diversas durações desde sub-diária até vários dias para todo o RS.

Na estimativa da precipitação máxima diária por meio do método FORGEX se observaram erros médios inferiores a 10% em aproximadamente 90% das estações estudadas para TRs de menores ou iguais a 20 anos e se mostraram ainda úteis até TRs de 30 anos, mostrando-se melhores que as estimativas individuais (menores erros associados para TR maiores que IDFs locais).

Já na da estimativa da intensidade da precipitação máxima para diversas durações (sub-diária até vários dias) baseada em momentos-L, os erros se mantiveram em geral abaixo dos 10% na validação embora em alguns locais como Porto Alegre, Passo Fundo e Viamão se observaram erros de até 30%. Ainda, para durações maiores que 24 horas (nas quais não se tinha IDF para comparar) na verificação do ajuste entre observados e calculados se observaram valores crescentes, porém inferiores à 10%, a exceção foi na Região 4, onde os valores superaram os 20% para TR superior a 10 anos. Contudo, os erros desta magnitude (próximos há 20%) estão dentro da ordem de incerteza da própria medição da precipitação em estações convencionais.

Vale destacar que as IDFs utilizadas para validação da metodologia para diversas durações, com exceção de Roman (2015) e as apresentadas pela CPRM (2013 e 2015), foram desenvolvidas a mais de 20 anos, podendo assim afetar os resultados da validação, pois podem estar desatualizadas em relação ao comportamento da precipitação máximas. Assim a metodologia proposta procura cobrir a lacuna dessas informações utilizando como dados auxiliares a estimativa da precipitação do MSWEP.

Desta maneira, é importante destacar as limitações das equações de precipitação máximas aqui apresentadas. Para as equações de precipitação máxima diária devem ser utilizadas para TR entre 2 e 30 anos, lembrando que a equação deve ser utilizada com cuidados para tempos de recorrência superiores a 20 anos. Já para a determinação das precipitações máximas para diversas durações (sub-diária até vários dias) deve ser aplicada para TR entre 2 e 50 anos, com maior precisão para as precipitações com duração superior a 3 horas e inferior a 168 horas.

Conclui-se assim, que é possível determinar equações de precipitação máxima com base em dados estimados por satélite e/ou reanálise (MSWEP, por exemplo) e informações de pluviômetros (dados diários). Contudo deve ser observada a necessidade de se melhorar e ampliar o monitoramento das variáveis hidrológicas, pois são extremamente importantes para estudos de drenagem, modelagem hidrodinâmica e para determinação dos escoamentos em bacias hidrográficas e inúmeras outras aplicações.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDOULAEV, S.; STAROSTIN A.; CASARIN D. P. Evolução da convecção profunda associada a uma frente fria. Parte III: campo de escala meso- de convergência. **VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Anais, 203-206, 1994.
- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; NELKIN, E. J.: Tropical Rainfall Distributions Determined Using TRMM Combined with Other Satellite and Rain Gauge Information. **J. Appl. Meteor.**, 39, 2007–2023, 2000.
- AKANTZILIOTOU, C.; RIGBY, R.A.; STASINOPOULOS, D.M. The R implementation of generalized additive models for location scale and shape. In *Statistical modelling in Society: Proceedings of the 17th International Workshop on Statistical Modelling*. Eds: Stasinopoulos, M. and Touloumi, G., 7583. Chania, Greece, 2002.
- ALILA, Y. Regional rainfall depth-duration-frequency equations for Canada, **Water Resources Research**, vol. 36, No. 7, p. 1767-1778, 2000.
- ALLASIA, D. G., VILLANUEVA, A., Custo da Incerteza na Macrodrenagem Urbana I: Determinação dos Parâmetros mais Sensíveis na Modelagem de Macrodrenagem Urbana. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 1, p. 65–77, 2007.
- ALVES, E. D. L.; VECCHIA, F. A. S. Análise de diferentes métodos de interpolação para a precipitação pluvial no Estado de Goiás. **Acta Scientiarum. Human and Social Sciences**, v. 33, n. 2, 19 dez. 2011.
- ANABOR, V.; STENSRUD, D.; MORAES, O. de. Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 3087–3105, 2008.
- 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.
- BASSO, F.; BASSO. R.E.; ALLASIA, D.G.P.; TASSI, R.; PAVI, D.R. Cadastro de Chuvas Intensas no Brasil. In: *JAI – Jornada Acadêmica UFSM*. Santa Maria, 2011a.
- BASSO, R. E. **Estimativa de chuvas intensas no Rio Grande do Sul a partir das relações genéricas de Bell e Chen**. Dissertação de Mestrado. UFSM: Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil. Santa Maria, RS. 2015.
- BASSO, R. E., ALLASIA, D. G., TASSI, R., PICKBRENNER, K., Revisão das isozonas de chuvas intensas do Brasil, **Engenharia Sanitária Ambiental**. Aceito em 18/03/2016, 7p., 2016.
- BASSO, R.E.; ALLASIA, D.G.P.; TASSI, R.; BASSO F.; PERSCH, C.G.; PAVI, D.R. Análise regional das IDF's de Otto Pfafstetter. In: *JAI – Jornada Acadêmica UFSM*: Santa Maria, 2011b.

BDMEP. **Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa**, Instituto Nacional de Meteorologia, Brasília-DF 2017. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>, dados disponibilizados em setembro de 2017 após solicitação.

BECK, H. E., VERGOPLAN, N.; PAN, M.; LEVIZZANI, V.; VAN DIJK, A.I.J.M.; WEEDON, G.P.; BROCCA, L.; PAPPENBERGER, F.; HUFFMAN, G.J.; WOOD, E.F. **Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling**, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6201–6217, 2017b.

BECK, H.E.; VAN DIJK, A.I.J.M.; LEVIZZANI, V.; SCHELLEKENS, J.; MIRALLES, D.G.; MARTENS, B.; DE ROO, A. **MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data**, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 589–615, 2017a.

BELINAZO, H. J., **Metodologia computacional para análise de chuvas intensas - Desenvolvimento e aplicação aos dados de Santa Maria - RS**. Dissertação, Universidade Federal de Santa Maria, 1991

BELL, F. C., Generalized rainfall-duration-frequency relationships, **Journal of the hydraulics division**, ASCE, v. 95, No HY1, Proc. Paper 6357, p. 311-327, 1969.

BELTRAME, L. F. S.; LANNA, A. E. L.; LOUZADA, J. A. S., **Chuvas Intensas**, Porto Alegre, 69 p, 1991.

BEMFICA, D. C. **Análise da aplicabilidade de padrões de chuva de projeto a Porto Alegre**. Dissertação de Mestrado. UFRGS: Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Porto Alegre, RS. 1999.

BEMFICA, D.; SILVEIRA, A.; GOLDENFUM, J. Análise da aplicabilidade de padrões de chuva de projeto a Porto Alegre. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, n. 4, p. 5–16, 2000.

BERNARDI, E. S., ALLASIA, D., BASSO, R., FERREIRA, P. F., TASSI, R. TRMM rainfall estimate coupled with Bell (1969) methodology for extreme rainfall characterization. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, 369, p. 163-168, 2015.

BERNARDI, E. W. C. S., **Qualidade das estimativas de precipitação do satélite TRMM no Estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado. UFSM: Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Santa Maria, RS. 2016.

BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M. Precipitação. In: TUCCI, C. E. M. (Ed.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 1993. 1.a ed., v. 4, p. 177–252.

BRAGA, S.; FERNANDES, C. Performance de Sensores de Precipitação do Tipo “Tipping Bucket” (Báscula) - Um Alerta para a Ocorrência de Erros. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 12, 197–204, 2007.

BRITTO, F. P.; BARLETTA, R.; MENDONÇA, M. Regionalização sazonal e mensal da precipitação pluvial máxima no Estado do Rio Grande do Sul. **Revista brasileira de climatologia**, v. 2, p. 35-51, 2006.

BRUSA, L. C. Aprimoramento estatístico da regionalização de vazões máximas e médias. Aplicação a bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. 2004.

BRUTSAERT, W., **Hydrology an Introduction**, 605 p. Cambridge University Press, Cornell University, 2005.

CAMPOS, C. R. J. DE; 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, jun. 2011.

CARVALHO, J. R. P. DE; ASSAD, E. D.; PINTO, H. S. Interpoladores geoestatísticos na análise da distribuição espacial da precipitação anual e de sua relação com altitude. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 47, n. 9, p. 1235–1242, set. 2012.

CARVALHO, T. L. L. DE. **Análise regional de freqüências aplicada à precipitação pluvial**. [s.l.] Universidade Federal do Rio grande do Sul, 2007.

CAVALCANTI, I. A, Um estudo sobre as interações entre os sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. **INPE 2494 TDL/097**, 1982.

CHEN, C. L., Rainfall intensity-duration-frequency formulas, **J. Hydraul. Eng.**, ASCE, 109(2), p. 1603-1621, 1983.

CHEN, M.; SHI, W.; XIE, P.; SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; HIGGINS, R. W.; JANOWIAK, J. E. **Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation**, *J. Geophys.Res.*, 113, D04110, doi:10.1029/2007JD009132, 2008.

CLARKE, R. T., DIAS, P. L. S., **As Necessidades de Observação e Monitoramento dos Ambientes Brasileiros Quanto aos Recursos Hídricos**, Secretária Técnica do fundo Setorial de recursos Hídricos, 42 p, 2002.

DAEE/CETESB, **Drenagem Urbana**, Segunda Edição, São Paulo (SP),1980.

DAVIS, E. DA G.; NAGHETTINI, M. DA C. Análise Regional de Frequência de Variáveis Hidrológicas e Hidrometeorológicas: Síntese da Metodologia dos Momentos-L. In: **Estudo de Chuvas Intensas no Rio de Janeiro**. 2. ed. Rio de Janeiro: CPRM, p. 51–99, 2001.

DEKA, S., BORAH, M., KAKATY, S. C., Statistical analysis of annual maximum rainfall in North-East India: an application of LH-moments, **Theor. Appl. Climatol**, 104, p. 111-122, 2010.

DENARDIN, J.; FREITAS, P. L.; Características fundamentais da chuva intensa no Brasil, **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 17, p. 1409-1416, 1982.

DINGMAN, S. L., **Physical Hydrology**, 646 p. Prentice Hall, University of New Hampshire, 2002.

DONI, M. V. Análise de cluster: métodos hierárquicos e de Particionamento. **São Paulo: Universidade Presbiteriana Mackenzie, São Paulo**, 2004.

DRUCK, S. et al. **Análise espacial de dados geográficos**. Planaltina – Distrito Federal: Empraba Cerrados, 2004.

DUQUIA, C.G.; SILVA DIAS, M.A.F. Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso para o oeste do Rio Grande do Sul. In: **VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, SBMET, Anais... 2, p.610-612, 1994.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, p.418-431, 2010.

EBERT, E.; JANOWIAK, J.; KIDD, C., Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. **Bull. Am. Meteorol. Soc.** 88, 47–64, 2007.

EKSTRÖM, M. et al. New estimates of future changes in extreme rainfall across the UK using regional climate model integrations. 2. Future estimates and use in impact studies. **Journal of Hydrology**, v. 300, n. 1–4, p. 234–251, jan. 2005.

ENDRENY, T. A., IMBEAH, N., Generating robust rainfall intensity-duration-frequency estimates with short-record satellite data, **Journal of Hydrology**, 371, p. 182-191, 2009.

FAULKNER, D. S.; JONES, D. A. The FORGEX method of rainfall growth estimation III: Examples and confidence intervals, **Hydrology and Earth System Sciences**,3(2), p. 205-212, 1999.

FAVARETTO, J.R., **Análise de consistência e regionalização das precipitações máximas ocorridas no Rio Grande do Sul entre 1912-2014**. Dissertação de Mestrado. UFSM: Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil. Santa Maria, RS. 2016.

FENDRICH, R, **Chuvas Intensas para Obras de Drenagem no Estado do Paraná**, Curitiba: 1, Edição da Champagnat, 99p, 1998.

FENSTERSEIFER, C. A. J.; ALLASIA, D. G.; FAVARETTO, J. R.; BASSO, R. E.; TASSI, R.; SILVEIRA, A. Investigation of Urban-Induced rainfall in Porto Alegre, Brazil using TRMM satellite rainfall estimation. **IAHS-AISH Publication**, v. 359, p 260-265, 2013.

FENTERSEIFER, C. A.: **Qualidade das estimativas de precipitações derivadas de satélites na bacia hidrográfica do rio Jacuí – RS**, M. S., Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 126pp., 2013.

FERREIRA, R. C. **Estudo de sistemas convectivos de mesoescala com uso de assimilação de dados de radar**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, p. 154, 2016.

FROEHLICH, D. C. Intermediate-Duration–Rainfall Intensity Equations. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 121, n. 3, p. 248–252, October 1995b.

FROEHLICH, D. C. Long-Duration–Rainfall Intensity Equations. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 121, n. 3, p. 248–252, Mayo 1995a.

FROEHLICH, D. C., Short-duration-rainfall intensity equations for drainage design. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.119, p.814-828, 1993.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A., **Hidrologia**, 2, Edição revisada e atualizada - São Paulo: Blucher, 1988.

GRIMM, A. M., FERRAZ S. E. T., GOMES, J., Precipitation anomalies in Southern 506 Brazil associated with El Niño and La Niña events. **J. Climate**, 11, 2863-2880, 1998:

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, nov. 1998.

GRIMM, A.M. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 259-275, 2009.

GRINGORTEN, I.I., Modeling conditional probability, **J. Appl. Meteor.**, 10, p. 646-657, 1970.

HADDAD, K. et al. Comparing three methods to form regions for design rainfall statistics: Two case studies in Australia. **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 62–76, ago. 2015.

HAIR, J. F. et al. **Análise multivariada de dados**. 6. ed. [s.l.] Bookman, 2009.

HERSHFIELD, D. M., **Rainfall Frequency Atlas of the United States for Duration from 30 Minutes to 24 Hours and Return Periods from 1 to 100 Years**, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 61 p., 1961.

HidroWeb. Agência Nacional de Águas, Portal **HidroWeb**. Brasília-DF, 2017. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/>. Acesso em: setembro de 2017.

HIJMANS, R. J.; CAMERON, S. E.; PARRA, J. L.; JONES, P. G.; JARVIS, A. **Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas**, *Int. J. Climatol.*, 25, 1965–1978, 2005.

HOSKING J. R. M. **L-Moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics**. *Journal of the Royal Statistical Society*, B, 52(2), pp. 105-124, 1990.

HOSKING, J. R. M. e WALLIS, J. R., **Regional Frequency Analysis – An Approach Based on L-Moments**, 224 p. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 1997.

HOSKING, J. R. M. Regional frequency analysis using L-moments, ImomRFA R package, version 3.0-1. n. 3.0-1, p. 34, 1 fev. 2015.

HOSKING, J. R. M.; HOSKING, M. J. Package “Imom”. 2014.

HYAMS, D. G., **CurveExpert: A comprehensive data analysis software system for Windows**, Mac and Linux, 2013.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK J. E; P. ARKIN A.; XIE P, CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, **J. Hydromet**, p. 487-503, 2004.

KIDD, C.; DAWKINS, E.; HUFFMAN, G. **Comparison of precipitation derived from the ECMWF operational forecast model and satellite precipitation datasets**, *J. Hydrometeorol.*, 14, 1463–1482, 2013.

KOUTSOYIANNIS, D., KOZONIS, D., MANETAS, A. A mathematical framework for studying rainfall intensity–duration–frequency relationships. **Journal of Hydrology** 206, 118–135. 1998

KRAJEWSKI, W. F.; CIACH, G. J.; HABIB, E. **An analysis of smallscale rainfall variability in different climatological regimes**, *Hydrolog. Sci. J.*, 48, 151–162, 2003.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J.; The tropical rainfall measuring mission (TRMM): Sensor package, **Journal of atmospheric and oceanic technology** 15(3), 809-817, 1998.

KYSELÝ, J.; PICEK, J. Regional growth curves and improved design value estimates of extreme precipitation events in the Czech Republic. **Climate Research**, v. 33, p. 243–255, 20 abr. 2007.

LINDEN, R. Técnicas de agrupamento. **Revista de Sistemas de Informação da FSMA**, n. 4, p. 18–36, 2009.

MADDOX R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 61(14): 1374–1387, 1980.

MAIR, A.; FARES, A. Comparison of Rainfall Interpolation Methods in a Mountainous Region of a Tropical Island. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 16, n. 4, p. 371–383, abr. 2011.

MALEKINEZHAD, H., ZARE-GARIZI, A., Regional frequency analysis of daily rainfall extremes using L-moments approach, **Atmosfera**, 24(4), p. 411-427, 2014.

MANLEY, R. E., Bell’s Formula – A reappraisal, in: **VIII journées hydrologique**, 1992.

MARENGO, J., A.; SOARES, W. R.; AMBRIZZI, T., Jato de baixos níveis ao longo dos Andes. In: **Tempo e clima no Brasil**, 2009.

MARTINEZ, F. J.; MAGNI, N. L. G., **Equações de Chuvas Intensas do Estado de São Paulo**, DAEE – USP, p. 125, 1999.

MASCARO, G. On the distributions of annual and seasonal daily rainfall extremes in central Arizona and their spatial variability. **Journal of Hydrology**, v. 559, p. 266–281, abr. 2018.

MENABDE, M. SEED, A., PEGRAM, G., A simple scaling model for extreme rainfall, **Water Resources Research**, vol. 35, No. 1, p. 335-339, 1999.

MILLER, J. F., **Two to Ten-day Precipitation for Return Periods of 2 to 100 years in the Contiguous United States**, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 29 p., 1964.

MOREIRA, I., **O Espaço Rio-Grandense**, Editora ática, 2007.

NAGETTINI, M.; PINTO, E. J. A. **Hidrologia Estatística**, Belo Horizonte: CPRM, 552p., 2007.

Natural Resource Conservation Service (NRCS), **“Urban Hydrology for Small Watersheds”**, **Technical Release 55 (TR-55)**, 2nd edition, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C, 1986.

NERC (National Environmental Research Council), **Flood Studies Report**, Institute of Hydrology, Wallingford, 1975.

NETO, J. M. M.; MOITA, G. C. Uma introdução à análise exploratória de dados multivariados. **Química Nova**, v. 21, n. 4, p. 467–469, 1998.

NGUYEN, V. T. V., NGUYEN T. D., ASHKAR, F., Regional frequency analysis of extreme rainfalls, **Water Science and Technology**, vol. 45, No. 2, p. 75-81, 2002.

NHAT, L. M., TACHIKAWA, Y., SAYAMA, T., TAKARA, K., Derivation of rainfall intensity-duration-frequency relationships for short-duration rainfall from daily data, **IHP Technical Documents in Hydrology**, No. 6, p. 89-96, 2006.

NHAT, L. M., TACHIKAWA, Y., SAYAMA, T., TAKARA, K., Regional rainfall intensity-duration-frequency relationships for ungauged catchments based on scaling properties, **Annals of Disas. Prev. Res. Inst.**, Kyoto Univ., No 50B, 2007.

OMM – Organização Meteorológica Mundial, **Guide to hydrological practices**, OMM –nº168, 6ª edição, Genebra, OMM, 2008.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, p. 527-530, 1975.

OVEREEM, A.; BUIHAND, A.; HOLLEMAN, I. Rainfall depth-duration-frequency curves and their uncertainties. **Journal of Hydrology**, v. 348, n. 1–2, p. 124–134, jan. 2008.

PAIXAO E., AULD H., MIRZA M.M.Q., KLAASSEN J., SHEPHARD M.W., Regionalization of heavy rainfall to improve climatic design values for infrastructure: case study in Southern Ontario, Canada. **Hydrological Sciences Journal** 56(7): 1067–1089. 2011.

PAPALEXIOU, S. M.; KOUTSOYIANNIS, D.; MAKROPOULOS, C. How extreme is extreme? An assessment of daily rainfall distribution tails. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 2, p. 851–862, 28 fev. 2013.

PEREIRA, G. et al. Avaliação dos Dados de Precipitação Estimados pelo Satélite TRMM para o Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 3, p. 139–148, 2013.

PERICA, S., DIETZ, S., HEIM, S., HINER, L., MAITARIA, K., MARTIN, D., PAVLOVIC, S., ROY, I., TRYPALUK, C., UNRUH, D., YAN, F., YEKTA, M., ZHAO, T., BONNIN, G., BREWER, D., CHEN, L. C., PARZYBOK, T., YARCHOAN, J., **Precipitation-Frequency Atlas of the United States: California**, NOAA Atlas 14, vol 6, version 2.3, 2011.

PERICA, S., MARTIN, D., LIN, B., PARZYBOK, T., RILEY, D., YEKTA, M., HINER, L., CHEN, L., BREWER, D., YAN, F., MAITARIA, K., TRYPALUK, C., BONNIN, G., **Precipitation-Frequency Atlas of the United States: Hawaiian Islands**, NOAA Atlas 14, vol 4, version 3, 2009, revised 2011.

PFRAFSTETTER, O., **Chuvas Intensas no Brasil: Relação entre Precipitação, Duração e Frequência de Chuvas**, Departamento Nacional de Obras e Saneamento, Rio de Janeiro, 426 p, 1982.

PFRAFSTETTER, O., **Chuvas Intensas no Brasil: Relação entre Precipitação, Duração e Frequência de Chuvas**, Departamento Nacional de Obras e Saneamento, Rio de Janeiro, 426 p, 1957.

PINHEIRO, A.; DÖRING, J.; KAUFMANN, V.; A SARTORETTO, J. Acurácia na medição da altura de precipitação em pluviômetros de báscula. **Revista de Estudos Ambientais**, (1), 7 p., 2014.

PIRES, C. A. D. F. et al. Krigagem ordinária aplicada à precipitação pluviométrica nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 3, p. 1303, 28 set. 2016.

QAMAR, M. U. et al. Rainfall Extremes: a Novel Modeling Approach for Regionalization. **Water Resources Management**, v. 31, n. 6, p. 1975–1994, abr. 2017.

R. CORE TEAM. **R Language Definition**. Viena, Australia: Available from CRAN sites, 2016.

REBOITA, M. S. et al. 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.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. DA. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 8, n. 1, p. 34–50, 2012.

REED, D. W.; FAULKNER, D. S.; STEWART, E. J. The FORGEX method of raifanll growth estimation II: Description, **Hydrology and Earth System Siences**,3(2), p. 197-203, 1999.

RIGBY, R. A.; STASINOPOULOS, D. M., **Box-Cox t distribution for modelling skew and leptokurtotic data**. Technical Report 01/04. STORM Research Centre, London Metropolitan University, London, 2004a.

RIGBY, R. A.; STASINOPOULOS, D. M., Smooth centile curves for skew and kurtotic data modelled using the Box-Cox Power Exponential distribution. **Statist. Med.**, 23, 3053–3076. 2004b.

RIGBY, R.A.; STASINOPOULOS D.M., Generalized additive models for location, scale and shape (with discussion), **Applied Statistics** 54, 507-554, 2005.

RIGBY, B.; STASINOPOULOS, M., **A flexible regression approach using GAMLSS in R**. p. 235, 2010.

RIGHETTO, A. M., **Hidrologia e Recursos Hídricos**, EESC/USP, São Carlos, 840 p, 1998.

RIGHI, E.; BASSO, L. A. Application and analysis of interpolation techniques for spatialization of rainfall. **Ambiência**, v. 12, n. 1, 2016.

ROADS, J. **The NCEP-NCAR, NCEP-DOE, and TRMM tropical atmosphere hydrologic cycles**, J. Hydrometeorol., 4, 826–840, 2003.

ROMAN, C. A. **Controle da drenagem na fonte e sua compatibilização ao plano municipal de saneamento ambiental de Santa Maria**. Dissertação de Mestrado—Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 2015.

ROMAN, C. A.; BASSO, R. E.; ALLASIA, D. G.; TASSI, R. **Comparação entre chuvas intensas obtidas a partir de IDF's e pela metodologia da relação entre durações**. In: Cristiano Poletto; André Luiz Lopes da Silveira; Alice Rodrigues Cardoso; Joel Avruch Goldenfum; Fernando Dornelles; Rutinéia Tassi; Priscilla Macedo Moura. (Org.). Águas Urbanas: Volume 1. Porto Alegre, ABRH, 2015, p. 47-62.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Characteristics of Precipitating Convective Systems Accounting for the Summer Rainfall of Tropical and Subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 1, p. 25–46, fev. 2013.

ROSSATO, M. S.; **Os Climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia**, Porto Alegre, UFRGS/PPGEA, Tese, 240 p., 2011.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007.

SAMPAIO, M. V., **Determinação e Espacialização das Equações de Chuvas Intensas em Bacias Hidrográficas do Rio Grande do Sul**, Santa Maria, UFSM/PPGEA, Tese, 145 p., 2011.

SAMPAIO, M. V., ROBAINA, A. D., PEITER, M. X., PINTO, L. M., Equações de chuvas intensas na região hidrográfica do Guaíba, RS, Brasil, **Tecnol. & Ciên. Agropec.**, João Pessoa, v. 5, n.3, p. 1-8, 2011.

SANTOS, D. C. **Padrões atmosféricos associados a extremos de precipitação na primavera no estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado. UFSM: Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Santa Maria, RS., p. 96, 2012.

SEIDEL, E. J. et al. Comparação entre o método Ward e o método K-médias no agrupamento de produtores de leite. **Ciência e Natura**, v. 30, n. 1, p. 7, 2008.

SIECK, L. C.; BURGESS, S. J.; STEINER, M. Challenges in obtaining reliable measurements of point rainfall. **Water Resources Research**, 43(1), 2007.

SILVA DIAS, M. A. F. Complexos convectivos de mesoescala sobre a região sul do Brasil. **Climanálise Especial**, v. 1, p. 173-179, 1996.

SILVEIRA, A. L. L.; GOLDENFUM, J. A., Metodologia Generalizada para Pré-Dimensionamento de Dispositivos de Controle Pluvial na Fonte, **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n.2, p. 157-168, 2007.

SILVEIRA, A. Provável efeito urbano nas relações IDF das chuvas de Porto Alegre. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 2, p. 93–107, 1997.

SMITH, D. F.; GASIEWSKI, A. J.; JACKSON, D. L.; WICK, G. A. **Spatial scales of tropical precipitation inferred from TRMM microwave imager data**, IEEE T. Geosci. Remote, 43, 1542–1551, 2005.

SMITH, J. A., Precipitation. In: MAIDMENT, D. R., (Ed.). **Handbook of Hydrology**. University of Texas at Austin, McGRAW-HILL, 1992, p. 3.1-3.47.

SPRING, S., **Hydrometeorological Report No 59: Probable Maximum Precipitation for California**, U. S. Department of Commerce, 395 p., 1999.

STEWART, E. J., REED, D. W., FAULNER, D. S., REYNARD, N. S., The FORGEX method of rainfall growth estimation I: Review of requirement, **Hydrology and Earth System Sciences**, 3(2), p. 187-195, 1999.

TEIXEIRA, M. S.; **Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões sul e sudeste do Brasil**, São José dos Campos, INPE, Tese, 2010.

TORRICO, J. J. T. **Práticas hidrológicas**, Rio de Janeiro: Transcom, 120 p, 1974.

TUCCI, C, E, M, **Hidrologia: Ciência e Aplicação**, Porto Alegre: Ed, da Universidade: ABRH: EDUSP, 943p, 1993.

U.S. Weather Bureau (a), **Rainfall Intensities for Local Drainage Design in the United States for Durations of 5 to 240 Minutes and 2, 5, and 10 Year Return Periods**, Technical Paper N° 24, Part II: between 105° W. and 115° W., Washington, D.C., 9 p, August 1954a

U.S. Weather Bureau (b), **Rainfall Intensities for Local Drainage Design in Coastal Regions of North Africa, Longitude 11°W. to 14° E. for Duration of 5 to 240 minutes and 2, 5 and 10 Year Return Periods**, Washington, D.C., 13 p, September 1954b

U.S. Weather Bureau, **Rainfall Intensities for Local Drainage Design in the United States for Durations of 5 to 240 Minutes and 2, 5, and 10 Year Return Periods**, Technical Paper N° 24, Part I: West of the 115th Meridian, Washington, D.C., 19 p, August 1953.

U.S. Weather Bureau, **Rainfall Intensities for Local Drainage Design in Arctic and Subarctic Regions of Alaska, Canada, Greenland and Iceland for Durations of 5 to 240 Minutes and 2, 5 and 10 Year Return Periods**, Washington, D.C., 13 p, September 1955.

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

VIEIRA, D. B.; NETO, F. L.; DOS SANTOS, R. P. Relação entre intensidade, duração e frequência de chuvas em Mococa, SP. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, n. 8, p. 1215–1220, 1998.

VIOLA, M. R. et al. Métodos de interpolação espacial para o mapeamento da precipitação pluvial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 9, p. 970–978, set. 2010.

WEYKAMP, F. V.; AMBRIZZI, T. **The role of the Low-Level Jet East of the Andes in extreme rainfall events over Southern South America**. In International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 8., Foz do Iguaçu-PR. Proceedings ... Foz do Iguaçu: Amer. Meteor. Soc., p.1231-1234. 2006.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, **Manual on Estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP)**, OMM –n°1045, 2009.

YARNELL, D. L. "Rainfall Intensity-Frequency Data," **Miscellaneous Publication No. 204**, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C., 1935, 68pp.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P., Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1071, ago. 2006.

APÊNDICES

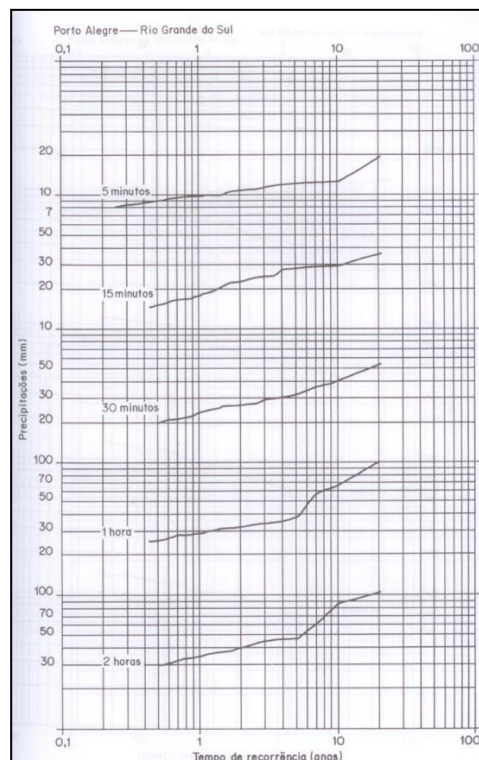
Apêndice A- Pfafstetter (1957).

Pfafstetter (1957) determinou gráficos que relacionam a intensidade, a duração e a frequência (ou tempo de recorrência) das precipitações ocorridas em 98 postos, distribuídos geograficamente pelo país.

Para a coleta de dados das chuvas intensas, Pfafstetter (1957) consultou os registros pluviográficos disponíveis no Arquivo do Serviço de Meteorologia do Ministério da Agricultura, obtendo os valores das precipitações intensas, registradas em intervalos de 5, 15 e 30 min e 1, 2, 4, 8, 14, 24, e 48 horas.

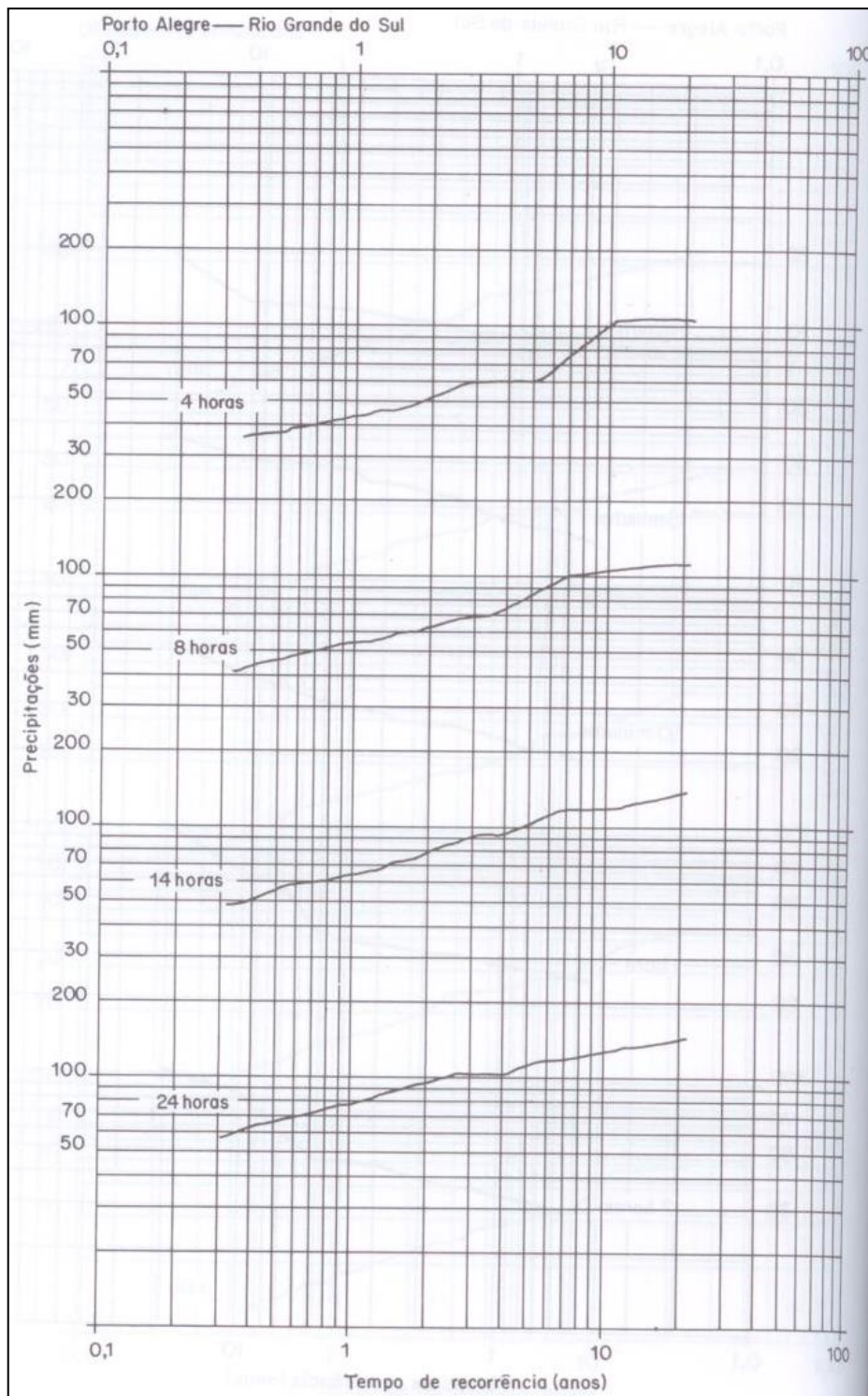
Nos gráficos exemplificados da Figura 52 à Figura 55, apresentados por Pfafstetter (1957), para cada posto, fez-se a representação gráfica das precipitações para diversas durações em função dos seus tempos de retorno. As durações das precipitações figuram como parâmetros constantes para cada curva, ficando assim representados todos os elementos das chuvas intensas das quais se fez as coletas de dados.

Figura 52: Gráfico gerado por Pfafstetter, para precipitações de 5 minutos até 2 horas.



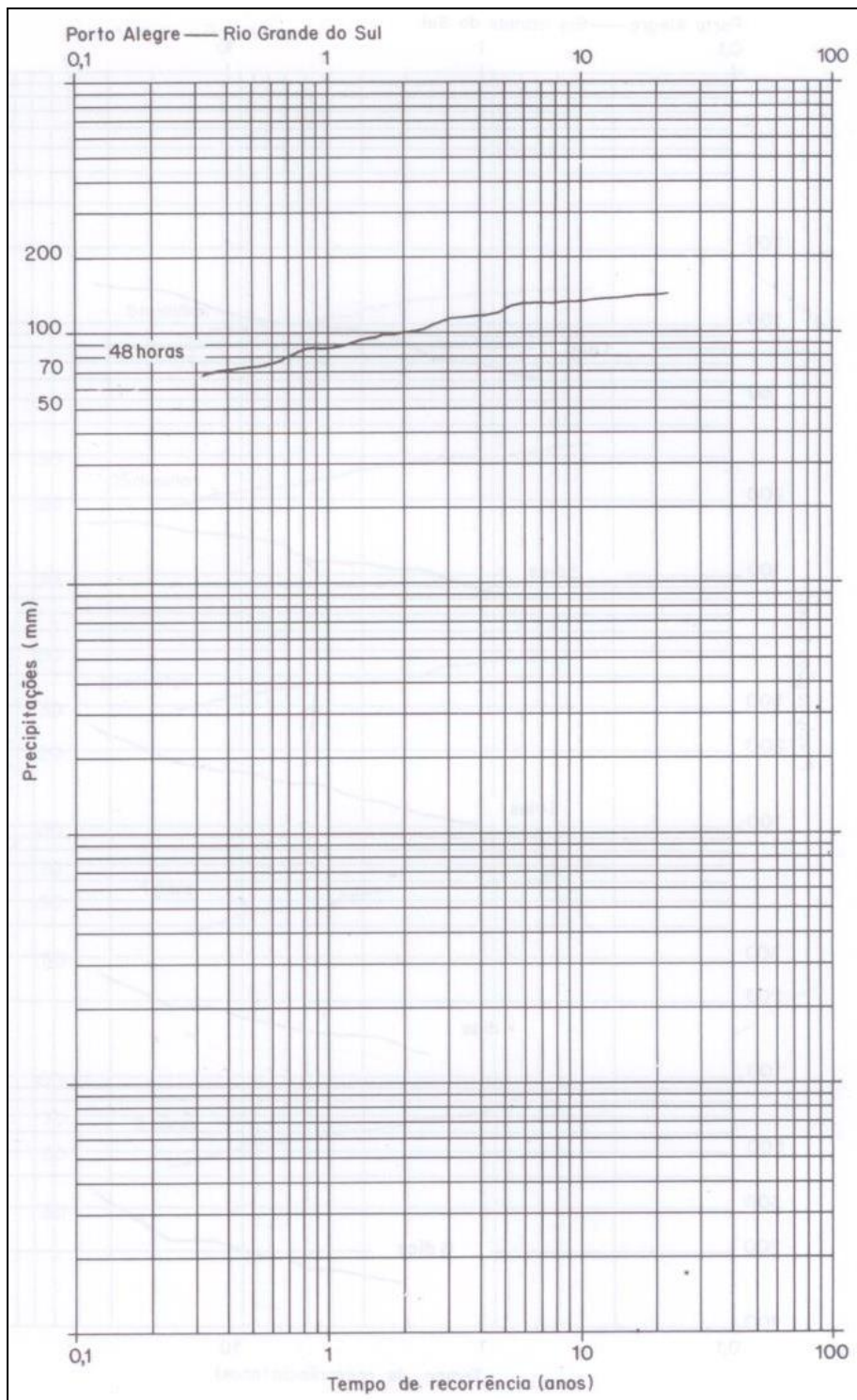
Fonte: Garcez e Alvarez (1988).

Figura 53: Gráfico gerado por Pfafstetter, para precipitações horárias.



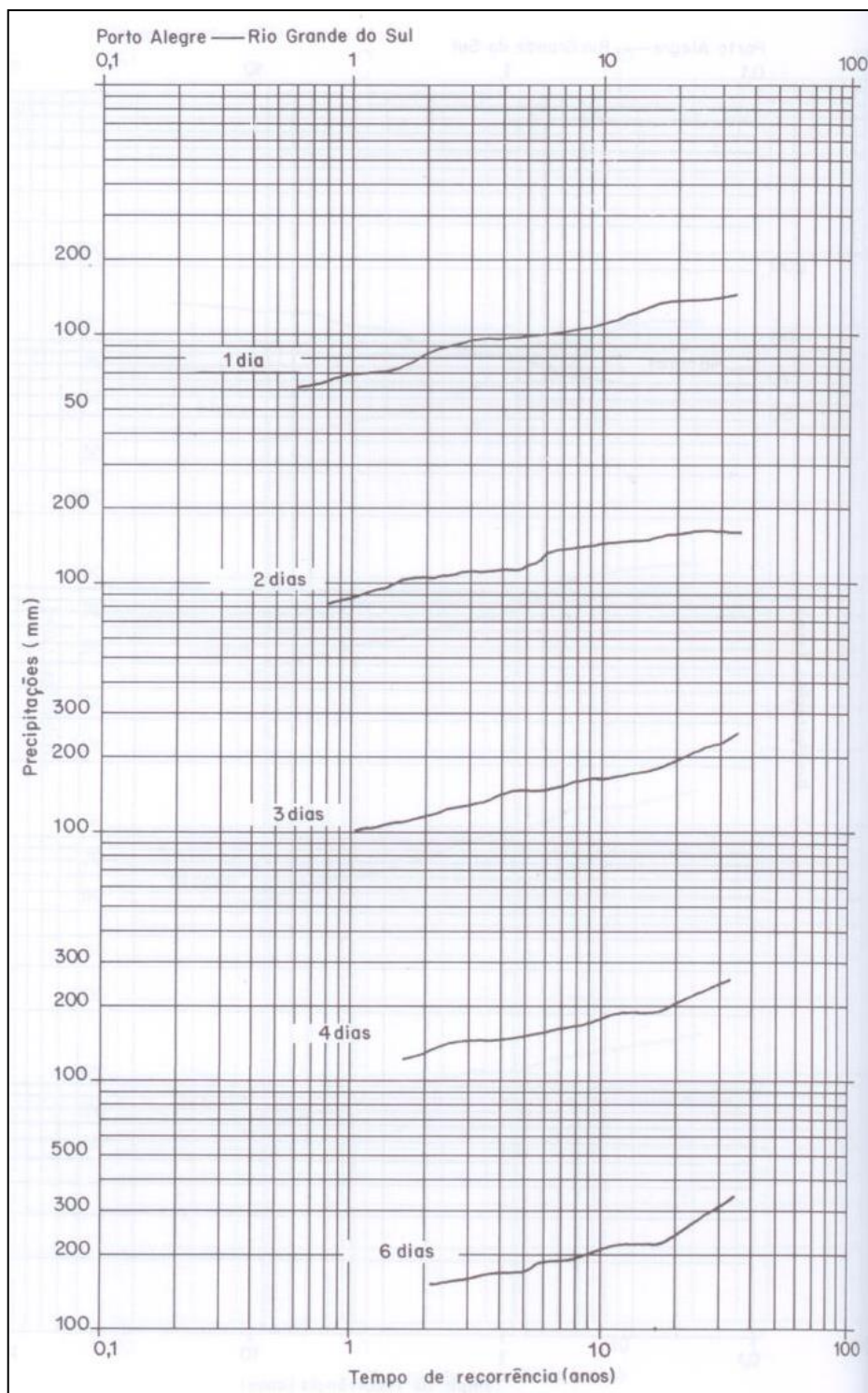
Fonte: Garcez e Alvarez (1988).

Figura 54: Gráfico gerado por Pfafstetter, para precipitação de 48 horas.



Fonte: Garcez e Alvarez (1988).

Figura 55: Gráfico gerado por Pfafstetter, para precipitações diárias.



Fonte: Garcez e Alvarez (1988).

Através desses gráficos, Pfafstetter (1957) determinou a maior intensidade de chuva para as durações selecionadas, que excederam as alturas de 8, 15, 20, 25, 30,

35, 40, 47, 55 e 70 mm. Esses limites foram adotados para que se obtivesse em média 3 chuvas por ano de observação, em cada posto e para cada duração.

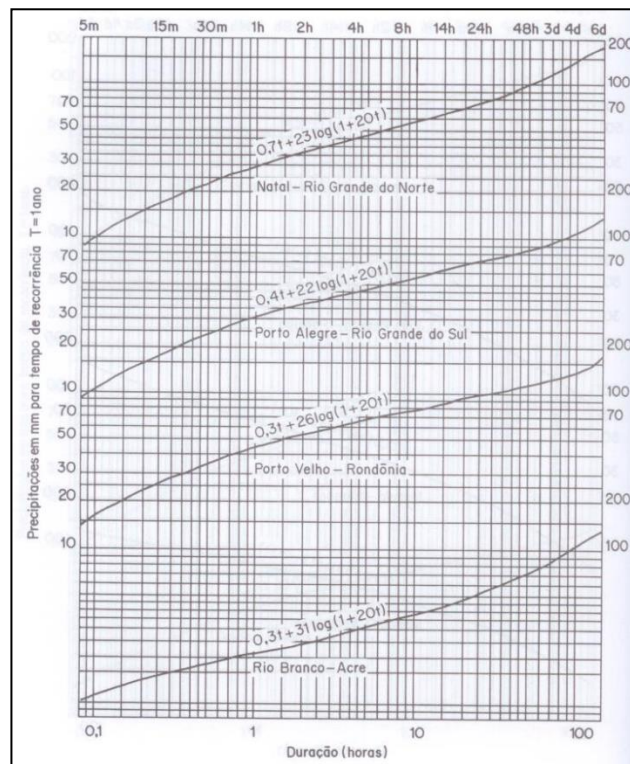
Pfaffstetter (1957) utilizou a equação empírica (Equação 80), para representar a relação IDF disposta nos gráficos.

$$P = T^{\alpha + \frac{\beta}{T^\gamma}} [at + b \log(1 + ct)] \tag{80}$$

sendo, P a precipitação máxima em mm, T o tempo de recorrência em anos, t a duração da precipitação em horas, α , β os valores que dependem da duração da precipitação e γ , a, b, c os valores constantes para cada posto.

As variáveis constantes (a, b, c) são extraídas da Figura 56, enquanto que os valores de α (Tabela 17) são constantes e β são tabelados conforme local, exemplificados para Porto Alegre – RS no Tabela 18.

Figura 56: Gráfico determinado por Pfaffstetter, para obtenção dos parâmetros (a, b, c).



Fonte: Garcez e Alvarez (1988).

Tabela 17: Coeficiente α de acordo com a duração.

Duração	5min	15min	30min	1h	2h	4h
α	0,108	0,122	0,138	0,156	0,166	0,174
Duração	14h	24h	48h	3d	4d	6d
α	0,174	0,17	0,166	0,16	0,156	0,152

Fonte: Adaptado de Pfafstetter (1982).

Tabela 18: Coeficiente β para Porto Alegre – RS

DURAÇÃO	5 min	15 min	30 min	1 h a 6 dias
β	0,00	0,08	0,08	0,08

Fonte: Adaptado de Pfafstetter (1982).

Devido à grande aplicabilidade do estudo realizado por Pfafstetter (1957), vale ainda destacar que as equações elaboradas tiveram como base 22 anos e 25 anos de dados pluviográficos e pluviométricos, respectivamente. Os dados pluviográficos foram utilizados para a determinação das precipitações com durações menores que 48 horas e os dados pluviométricos foram utilizados para a determinação da precipitação máxima com duração de 1 a 6 dias.

Contudo, o estudo realizado por Pfafstetter (1957) tem como base a informação de precipitação até o ano de 1956. Observa-se a necessidade de se realizar novos estudos voltados para as precipitações intensas.

Apêndice B-Revisão das isozonas de chuvas intensas no Brasil (BASSO et al, 2016).

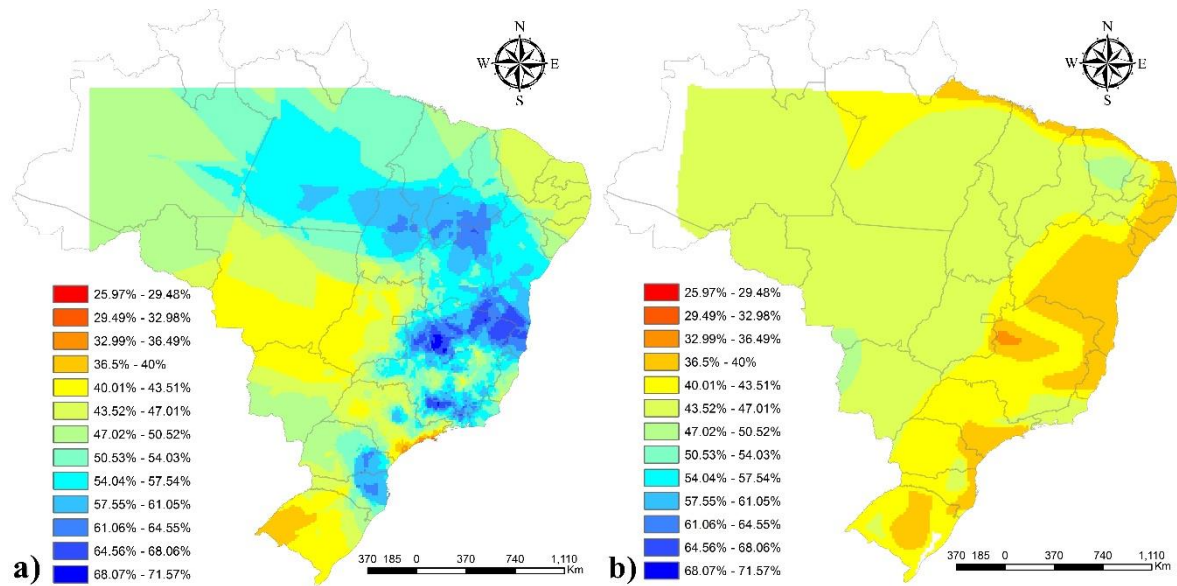
Basso et al (2016) com o objetivo de analisar a validade das isozonas apresentadas por Torrico (1974), utilizou um banco de dados com quase 1000 equações IDF definidas (BASSO et al, 2011a, b). Os autores verificaram também que no banco de dados havia locais com mais de uma equação IDF e algumas equações onde os parâmetros da equação foram estimados com base na relação entre durações, assim foram então utilizadas somente as IDF's mais atuais e as que não foram estimadas com base na relação entre durações.

Com base nas IDF's selecionadas Basso et al (2016), obtiveram as precipitações intensas com um TR de 10 anos e para diversas durações (10, 15, 20, 30, 45, 60, 120, 240, 360, 720 e 1440 minutos). Após o conhecimento dessas precipitações, obtiveram as relações entre durações com base na precipitação de 1440 minutos, as quais foram espacializadas para todo o Brasil com o auxílio de ferramentas de interpolação, permitindo assim a comparação com as isozonas apresentadas por Torrico (1974).

Basso et al (2016) verificaram que as isozonas de Torrico (1974) se encontravam desatualizadas em todo o país, pois houve uma grande variação nos coeficientes de desagregação das precipitações. Basso et al (2016) indicam que as precipitações estariam mais intensas e exemplificam que esta intensificação pode ser observada na região Sudeste onde a relação da precipitação com uma hora de duração em função da precipitação de 24 horas (r_{1h24h}) passou de 37% para 67% com as informações mais atuais. As variações das relações entre durações para o Brasil podem ser observadas na Figura 57.

Em função destas diferenças, procederam a rediscretização das isozonas com base nas informações mais atualizadas de chuva, utilizando a r_{1h24h} , e informações climáticas auxiliares (mapas climáticos, atlas pluviométrico, etc). O novo mapeamento das isozonas é apresentado na Figura 18 e na Tabela 19 são apresentados a nomenclatura de cada isozona adotada por Basso et al (2016).

Figura 57: Valores da r1h24h determinada neste estudo (a), e com base nos resultados de Torrico (1974) (b).



Fonte: Basso et al (2016).

Basso et al (2016) indicam na Tabela 20 os coeficientes de desagregação (relações entre durações) que caracterizam a distribuição da chuva para um período de retorno de 10 anos. Os valores obtidos por Basso et al (2016) são correspondentes à média dos valores em uma isozona, e apresentam pouca variabilidade no coeficiente, uma vez que a máxima diferença encontrada entre os valores dentro de uma única isozona foi de 2,24%. Demonstrando assim que se trata de uma região de características homogêneas, porém destacam que as novas isozonas correspondem a comportamentos médios regionais, e não levam em consideração eventuais microclimas locais.

Figura 58: Isozonas propostas.



Fonte: Basso et al (2016).

Os autores ressaltam que no Centro Oeste e o Norte do Brasil, a densidade de postos pluviométricos ainda é baixa localizando-se em sua maioria nas capitais ou em suas proximidades. Portanto, a incerteza associada aos resultados nestas regiões pode ser mais significativa, assim sugerem uma complementação da rede de monitoramento atualmente existente, para a realização de novos estudos, e cuidados na aplicação dos resultados apresentados, especialmente na suspeita da existência de microclimas ou anomalias climáticas pontuais.

Tabela 19: Nomenclatura das isozonas propostas.

ISOZONAS	Abreviação	ISOZONAS	Abreviação
Quente - Semi-arido A	Quente-A	Subquente - Semi-Umido C	Subquente-C
Quente - Semi-arido B	Quente-B	Subquente - Semi-Umido D	Subquente-D
Quente - Semi-arido C	Quente-C	Subquente - Semi-Umido E	Subquente-E
Quente - Semi-arido D	Quente-D	Subquente - Semi-Umido F	Subquente-F
Quente - Semi-arido E	Quente-E	Subquente - Semi-Umido G	Subquente-G
Quente - Semi-arido F	Quente-F	Subquente - Superumido A	Subquente-H
Quente - Semi-arido G	Quente-G	Subquente - Superumido B	Subquente-I
Quente - Semi-arido H	Quente-H	Subquente - Superumido C	Subquente-J
Quente - Semi-arido I	Quente-I	Subquente - Superumido D	Subquente-K
Quente - Semi-arido J	Quente-J	Subquente - Superumido E	Subquente-L
Quente - Semi-arido K	Quente-K	Subquente - Superumido F	Subquente-M
Quente - Semi-arido L	Quente-L	Subquente - Superumido G	Subquente-O
Quente - Semi-arido M	Quente-M	Subquente - Superumido H	Subquente-P
Quente - Semi-umido A	Quente-N	Subquente - Superumido I	Subquente-Q
Quente - Semi-umido B	Quente-O	Subquente - Superumido J	Subquente-R
Quente - Semi-umido C	Quente-P	Subquente - Superumido K	Subquente-S
Quente - Superumido - Sem Seca	Quente-Q	Subquente - Superumido L	Subquente-T
Quente - Umido A	Quente-R	Subquente - Umido A	Subquente-U
Quente - Umido B	Quente-S	Subquente - Umido C	Subquente-V
Quente - umido C	Quente-T	Subquente - Umido D	Subquente-X
Quente - umido D	Quente-U	Subquente - Umido E	Subquente-Z
Quente - Umido E	Quente-V	Subquente - Umido F	Subquente-Z1
Subquente - Semi-Umido A	Subquente-A	Subquente - Umido G	Subquente-Z2
Subquente - Semi-Umido B	Subquente-B	Subquente - Umido H	Subquente-Z3

Fonte: Basso et al (2016).

Tabela 20: Coeficientes de desagregação das relações (rmin24h) para TR de 10 anos.
(continua)

Abreviação	10 (min)	15 (min)	20 (min)	30 (min)	45 (min)	60 (min)	120 (min)	240 (min)	360 (min)	720 (min)	1440 (min)
Quente-A	20,1	26,0	30,7	37,8	45,1	50,2	62,0	72,7	78,8	91,5	100,0
Quente-B	20,5	26,9	31,9	39,7	47,6	53,2	65,8	76,5	82,1	97,7	100,0
Quente-C	19,7	25,5	30,0	36,8	43,7	48,6	60,0	70,8	77,0	88,7	100,0
Quente-D	19,1	25,2	30,1	37,6	45,6	51,3	64,3	75,5	81,4	94,7	100,0
Quente-E	19,3	25,4	30,3	37,8	45,8	51,4	64,3	75,5	81,4	96,1	100,0
Quente-F	16,1	21,5	25,9	32,9	40,4	45,9	58,7	70,5	77,0	92,0	100,0
Quente-G	16,5	21,9	26,3	33,3	40,8	46,2	58,9	70,6	77,1	92,3	100,0
Quente-H	16,7	22,1	26,5	33,5	41,0	46,4	59,0	70,6	77,1	92,8	100,0
Quente-I	16,8	22,2	26,6	33,5	40,8	46,1	58,6	70,2	76,7	92,7	100,0
Quente-J	16,9	22,3	26,7	33,6	40,9	46,1	58,5	70,0	76,5	93,1	100,0
Quente-K	16,9	22,3	26,6	33,4	40,6	45,8	58,0	69,5	76,0	93,1	100,0
Quente-L	16,5	21,8	26,0	32,8	39,9	45,0	57,2	68,8	75,5	91,5	100,0
Quente-M	19,9	26,4	31,7	39,9	48,5	54,6	68,0	79,0	84,4	97,7	100,0
Quente-N	20,4	27,4	33,1	42,1	51,6	58,3	73,1	84,3	89,2	99,9	100,0
Quente-O	21,7	29,1	35,1	44,5	54,3	61,2	75,7	86,4	90,8	100,0	100,0
Quente-P	22,9	30,4	36,4	45,6	54,8	61,1	74,3	84,1	88,6	100,0	100,0
Quente-Q	23,0	30,7	36,8	46,1	55,6	62,1	75,6	85,4	89,7	100,0	100,0
Quente-R	23,8	31,7	38,1	47,8	57,7	64,3	78,0	87,6	91,6	100,0	100,0
Quente-S	17,8	23,1	27,3	33,8	40,5	45,4	57,0	68,4	75,1	89,7	100,0
Quente-T	17,7	22,7	26,6	32,5	38,7	43,1	54,0	65,3	72,3	86,9	100,0
Quente-U	19,3	26,1	31,6	40,4	49,7	56,2	70,5	81,6	86,7	94,2	100,0
Quente-V	21,2	28,4	34,2	43,2	52,5	59,0	73,0	83,6	88,3	100,0	100,0
Subquente-A	18,1	22,7	26,2	31,4	36,9	40,9	51,0	62,2	69,4	79,9	100,0
Subquente-B	17,5	21,8	25,2	30,2	35,5	39,4	49,6	60,9	68,4	76,6	100,0
Subquente-C	18,4	23,2	26,9	32,4	38,1	42,3	52,7	63,8	70,9	78,4	100,0
Subquente-D	19,6	24,7	28,7	34,5	40,5	44,8	55,2	66,1	72,8	82,6	100,0
Subquente-E	20,9	26,9	31,5	38,5	45,6	50,6	61,9	72,4	78,3	84,7	100,0
Subquente-F	18,9	24,6	29,1	36,0	43,1	48,2	60,0	71,2	77,5	92,5	100,0
Subquente-G	21,9	28,2	33,0	40,3	47,6	52,6	64,1	74,4	80,1	92,0	100,0
Subquente-H	24,6	32,1	38,0	46,8	55,4	61,2	73,2	82,6	87,0	96,6	100,0
Subquente-I	25,5	32,9	38,5	46,8	54,8	60,2	71,4	80,7	85,3	98,7	100,0
Subquente-J	17,9	23,5	28,0	35,0	42,3	47,5	59,6	71,0	77,4	91,2	100,0
Subquente-K	18,7	24,2	28,5	35,1	41,9	46,8	58,2	69,3	75,8	93,2	100,0
Subquente-L	16,0	20,9	24,9	31,0	37,5	42,3	53,8	65,4	72,4	81,5	100,0

Abreviação	10 (min)	15 (min)	20 (min)	30 (min)	45 (min)	60 (min)	120 (min)	240 (min)	360 (min)	720 (min)	1440 (min)
Subquente-M	13,5	17,6	21,0	26,3	32,0	36,3	47,3	59,4	67,1	73,8	100,0
Subquente-O	23,4	30,6	36,3	45,0	53,7	59,6	72,3	82,0	86,7	100,0	100,0
Subquente-P	24,4	32,0	38,0	47,2	56,3	62,6	75,6	85,2	89,4	88,1	100,0
Subquente-Q	25,7	33,5	39,7	48,9	58,0	64,1	76,7	85,8	89,8	100,0	100,0
Subquente-R	27,4	35,6	42,1	51,7	61,2	67,5	80,2	88,8	92,3	100,0	100,0
Subquente-S	19,5	25,7	30,8	38,5	46,6	52,3	65,1	76,0	81,7	90,7	100,0
Subquente-T	21,1	27,7	33,0	41,0	49,3	55,0	67,6	78,0	83,3	99,3	100,0
Subquente-U	22,4	29,8	35,7	44,9	54,2	60,6	74,1	84,2	88,7	100,0	100,0
Subquente-V	25,4	33,5	40,0	49,8	59,7	66,2	79,5	88,6	92,3	100,0	100,0
Subquente-X	26,4	35,0	41,8	52,0	62,1	68,9	82,2	90,9	94,1	100,0	100,0
Subquente-Z	24,2	32,2	38,6	48,5	58,4	65,2	78,8	88,1	91,8	100,0	100,0
Subquente-Z1	24,5	32,6	39,0	48,9	58,9	65,6	79,3	88,7	92,4	100,0	100,0
Subquente-Z2	24,3	32,4	38,9	49,0	59,1	66,0	79,9	89,4	93,1	100,0	100,0
Subquente-Z3	24,8	32,1	37,8	46,1	54,4	59,9	71,4	80,8	85,5	96,4	100,0

Fonte: Basso et al (2016).

Apêndice C-Estimativa de chuvas intensas no Rio Grande do Sul a partir das relações genéricas de Bell e Chen (BASSO, 2015)

Basso (2015) teve como objetivo avaliar a aplicabilidade das equações gerais de precipitações intensas apresentadas por Bell (1969) e Chen (1983) no RS. Para atingir o objetivo, utilizou 35 estações pluviométricas, as quais possuem informações sobre as precipitações máximas (IDF e/ou relação entre durações).

Após a verificação das equações, o autor concluiu que a metodologia proposta por Bell (1969) apresentou resultados satisfatórios (variação inferior a 10%) em 82% dos locais, sendo que em 95% dos locais o resultado foi satisfatório para precipitações com durações inferiores a 2 horas. Para as equações propostas por Chen (1983) o resultado foi satisfatório para 95% dos locais desde que observadas somente as precipitações intensas com duração superior a 2 horas. Assim sendo, as metodologias apresentam caráter complementar uma vez que Bell (1969) estima melhor as precipitações de curta duração (menor que 2 horas), enquanto Chen (1983) estima as precipitações com duração superior (superior a 2 horas).

No mesmo trabalho Basso (2015) apresenta equações para estimar as precipitações intensas nos 35 locais com dados observados, a forma da precipitação-duração-frequência (PDF) é apresentada na Equação 82, que depende somente da precipitação máxima com TR 10 anos e duração de um dia. Contudo, obteve uma variação relativamente alta nos parâmetros ajustados conforme Back (2009) para os locais presentes no estudo, sendo que esta variação pode ser observada na Tabela 21 onde são apresentados os parâmetros ajustados para cada local.

$$P_t^T = (a \ln T + b)(c t^d - e)P_{dia}^{10}, \quad (82)$$

sendo, a, b, c, d, e os coeficientes empíricos apresentados na Tabela 21, P_t^T a precipitação com T anos de retorno e duração de t minutos que se deseja obter, P_{dia}^{10} a precipitação local com 10 anos de tempo de retorno e duração de 1 dia, T o tempo de retorno em anos e t duração em minutos.

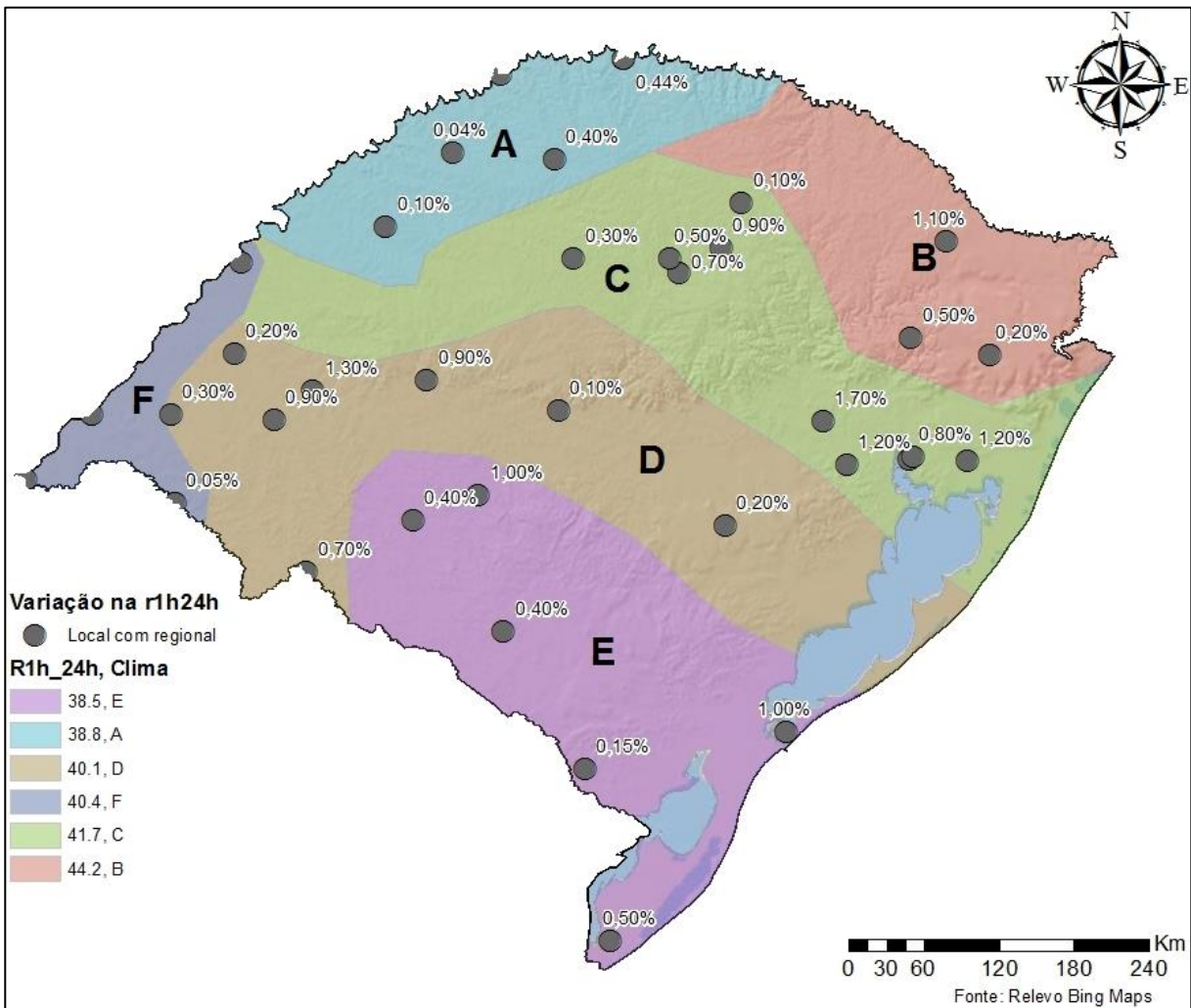
Tabela 21: Parâmetros ajustados para todos os locais, juntamente com a precipitação diária com TR de 10 anos

Cidade	P local	Parâmetros Ajustados				
	Pd10	a	b	c	d	E
Iraí	125,67	0,186	0,559	0,187	0,293	0,144
Santa Rosa	153,47	0,185	0,511	0,330	0,212	0,297
Santo Augusto	124,14	0,413	2,119	0,876	0,055	0,928
São Luiz Gonzaga	153,11	0,038	0,176	1,603	0,157	1,538
Três Passos	133,05	0,472	0,815	0,027	0,413	-0,028
Caxias do Sul	105,40	0,374	0,815	0,307	0,175	0,323
São Francisco de Paula	121,87	0,502	1,577	0,573	0,078	0,580
Vacaria	98,17	0,336	1,437	0,413	0,113	0,422
Cruz Alta	126,97	0,484	1,582	0,835	0,065	0,877
Espumoso	121,81	0,207	0,878	0,553	0,128	0,584
Guaíba Country Club	133,05	0,622	1,206	0,482	0,090	0,508
Passo Fundo	115,97	0,215	0,595	0,363	0,179	0,372
Porto Alegre	106,79	0,446	1,421	0,520	0,090	0,549
Taquari	101,29	0,382	1,609	0,365	0,113	0,379
Usina Colorado (Tapera)	128,19	2,154	7,022	2,914	0,005	2,920
Usina Ernestina (Passo Fundo)	125,58	0,314	1,133	0,437	0,128	0,468
Viamão	112,45	0,169	0,552	0,220	0,235	0,194
Alegrete	137,20	0,305	1,733	0,072	0,298	0,049
Encruzilhada do Sul	124,02	0,305	0,998	0,069	0,333	0,047
Jaguari	159,88	0,185	0,511	0,330	0,212	0,297
Passo Mariano Pinto (Alegrete)	161,29	0,320	1,819	0,058	0,298	0,040
Plano Alto (Uruguaiana)	178,42	0,030	0,129	0,924	0,251	0,944
Santa Maria	143,72	0,195	0,353	0,264	0,262	0,235
Santana do Livramento	121,15	1,129	3,403	1,297	0,023	1,336
São Francisco de Assis	146,52	0,280	0,794	0,522	0,132	0,577
Bagé	133,22	0,189	0,524	0,203	0,237	0,144
Jaguarão	110,10	0,287	2,025	0,371	0,115	0,423
Rio Grande	126,29	0,178	0,421	0,501	0,183	0,494
Rosário do Sul	133,88	0,061	0,175	1,572	0,163	1,619
Santa Vitória do Palmar	132,87	1,062	1,691	0,264	0,120	0,309
São Gabriel	127,92	0,215	0,728	0,262	0,213	0,281
Barra do Quaraí	130,83	0,319	1,219	0,663	0,098	0,739
Quaraí	119,04	0,497	1,370	0,520	0,090	0,549
São Borja	117,40	0,632	2,854	0,919	0,040	0,965
Uruguaiana	147,11	0,154	0,655	0,221	0,251	0,226

Fonte: Basso, 2015.

Assim, Basso (2015) buscou apresentar ainda equações regionais de precipitação intensa para o RS, dividiu-se o Estado em 6 regiões de precipitações homogêneas (A, B, C, D, E e F) (Figura 59). Por meio de uma análise descritiva zonal apresentou um baixo coeficiente de variação em cada região, sendo o maior coeficiente encontrado na Região D e estimado em 1,1%, já a Região F apresentou o menor (0,22%). Portanto, as regiões determinadas apresentaram características satisfatórias e foram, então, consideradas regiões homogêneas de distribuição temporal das precipitações intensas.

Figura 59: Regiões com distribuição temporal homogêneas das precipitações intensas



Fonte: Basso (2015).

Após a definição das regiões, Basso (2015) apresentou uma equação de estimativa da precipitação intensa para cada região (Tabela 22). Porém ao efetuar a validação das equações regionais obteve resultados satisfatórios somente para as regiões B, D e F, porém para as outras regiões (A, C e E) os resultados foram satisfatórios somente em 60 % dos locais.

Tabela 22: Parâmetros das equações regionais para o estado do Rio Grande do Sul

Região	A	b	c	d	e
A	0,191	0,628	0,178	0,259	0,124
B	0,179	0,543	0,882	0,123	0,902
C	0,324	1,059	0,640	0,095	0,664
D	0,387	1,322	0,129	0,225	0,130
E	0,185	0,523	0,330	0,211	0,333
F	0,732	2,956	0,230	0,108	0,256

Fonte: Basso (2015).

Apêndice D- Regionalização das precipitações máximas ocorridas no Rio Grande do Sul entre 1912-2014 (FAVARETTO, 2016).

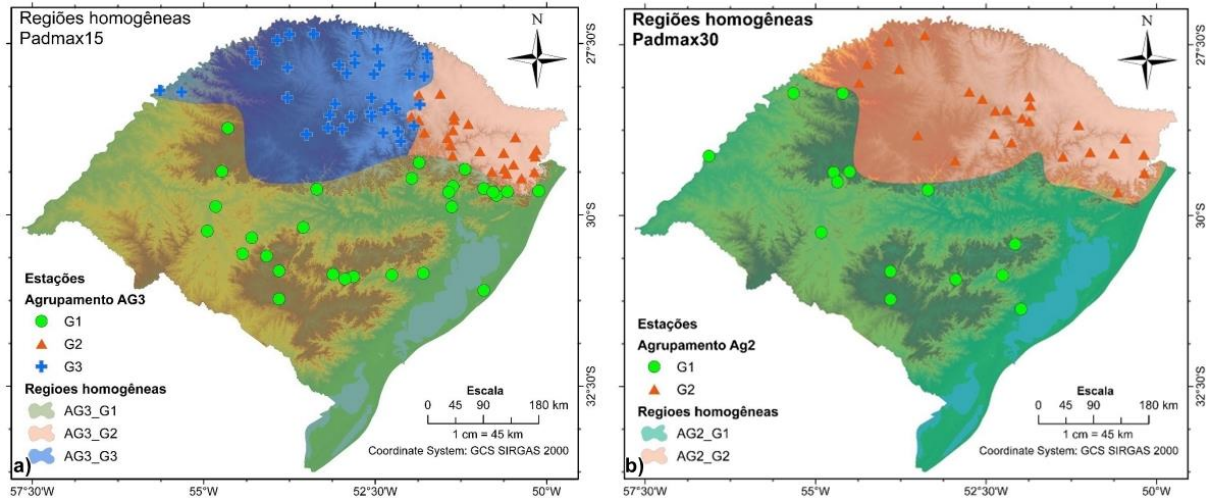
Favaretto (2016), realizou um estudo de regionalização das precipitações máximas diárias para todo o Rio Grande do Sul. Utilizando como base os dados brutos de monitoramento da Agência Nacional de Águas e a metodologia apresentada por Hosking e Wallis (1997).

Primeiramente efetuou o processo de consistência dos dados monitorados, após selecionou as estações que continham 15 e 30 anos de dados monitorados de forma contínua. Assim, foram então empregadas no estudo 93 estações com registros pluviométricos entre os anos de 1963 a 1977 (15 anos), enquanto que para 30 anos de monitoramento foram selecionadas 40 estações com registros pluviométricos de 1971 até 2000.

Com o objetivo de determinar uma maneira de se estimar a precipitação máxima diária em locais sem dados, Favaretto (2016), através da análise da série de máximos anuais para ambos os períodos acima citados, definiu as precipitações máximas adimensionais com base na precipitação máxima média em cada estação. Assim, possibilitou a análise e o agrupamento das 93 estações de monitoramento (com 15 anos de dados) dividindo o Rio Grande do Sul em três regiões de precipitação máxima (Figura 60a), enquanto que para as 40 estações com 30 anos de dados monitorados o agrupamento adotado foi de dividir o Estado em duas regiões (Figura 60b).

Com as regiões de precipitação definidas, Favaretto (2016) realizou o ajuste dos parâmetros da distribuição de probabilidade (Tabela 23) com base nos momentos-L amostrais ponderados. As distribuições que foram aceitas pelo teste de aderência (Z^{dist} detalhada no item 3.4.5.53.5.5.5) foram a Generalizada dos Valores Extremos (GEV) para as regiões G1 e G3 do agrupamento AG3, enquanto que a Generalizada Logística (GLO) para a G2. Já para o agrupamento AG2, as distribuições que foram aceitas pelo teste de aderência foram Generalizada Normal (GNO) e Generalizada Logística (GLO), para as regiões G1 e G2, respectivamente.

Figura 60: Regiões de precipitação máxima, (a) 15 anos de dados e (b) 30 anos de dados.



Fonte: Adaptado de Favaretto (2016).

Tabela 23: Parâmetros das distribuições elegidas

Pa_{dmax15}					
Agru.	Região	Distribuição	Parâmetros		
			ξ	α	k
AG3	G1	GEV	0.874	0.211	-0.018
	G2	GLO	0.979	0.118	-0.106
	G3	GEV	0.884	0.200	-0.001
Pa_{dmax30}					
Agru.	Região	Distribuição	Parâmetros		
			ξ	α	k
AG2	G1	GNO	0.935	0.279	-0.443
	G2	GLO	0.960	0.131	-0.177

Fonte: Favaretto (2016).

As funções de distribuição de frequência ajustadas para cada região e os respectivos parâmetros estimados permitiram a determinação dos quantis adimensionais (q_{dmax}), em função do tempo de retorno (Tr), e são apresentados na Tabela 24.

Tabela 24: Quantis adimensionais das distribuições elegidas.

<i>q_{dmax}</i>						
<i>Pa_{dmax15}</i>				<i>Pa_{dmax30}</i>		
Agrupamento	AG3			Agrupamento	AG2	
Região	G1	G2	G3	Região	G1	G2
<i>Tr</i> (anos)	GEV	GLO	GEV	<i>Tr</i> (anos)	GNO	GLO
2	0,95194	0,97925	0,95759	2	0,93500	0,96028
5	1,19554	1,15518	1,18498	5	1,21990	1,16678
10	1,35954	1,27070	1,33566	10	1,41688	1,31327
15	1,45304	1,33793	1,42072	15	1,53050	1,40241
20	1,51893	1,38626	1,48029	20	1,61112	1,46822
25	1,56991	1,42431	1,52619	25	1,67383	1,52102
50	1,72829	1,54654	1,66765	50	1,87058	1,69658
100	1,88746	1,67634	1,80815	100	2,07159	1,89269

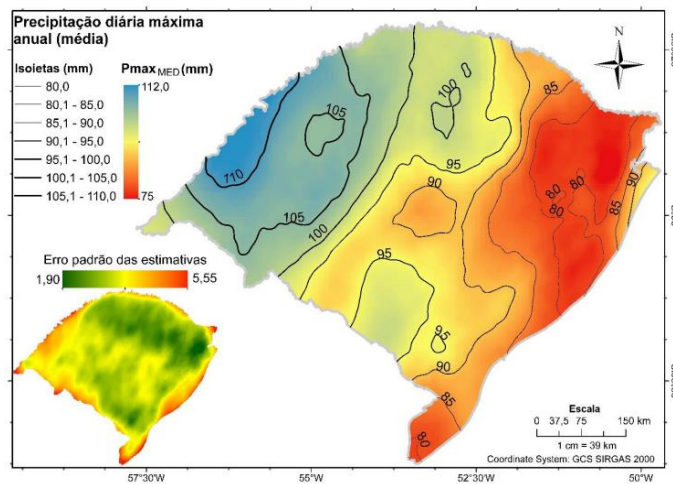
Fonte: Favaretto (2016).

Para permitir a estimativa da precipitação Favaretto (2016) determinou a Equação 83.

$$Pa_{dmax} = Pmax_{med} \cdot q_{dmax} \tag{83}$$

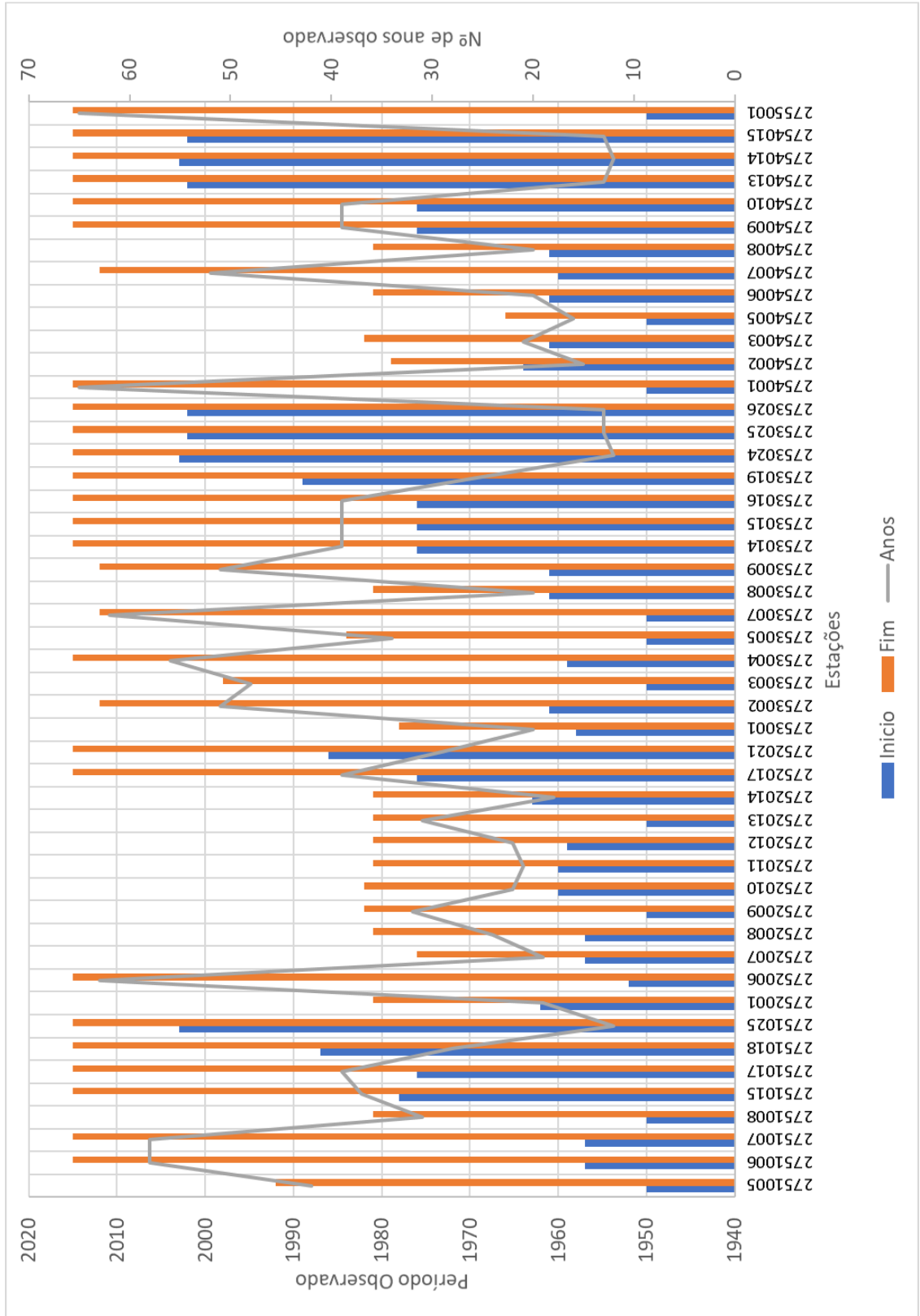
sendo, Pa_{dmax} a precipitação máxima anual para o tempo de retorno, $Pmax_{med}$ a precipitação máxima média do local obtida no mapa de isoietas apresentado na Figura 61, q_{dmax} o quantil adimensional da região de interesse para o tempo de retorno desejado.

Figura 61: Mapa para estimativa da $Pmax_{med}$.



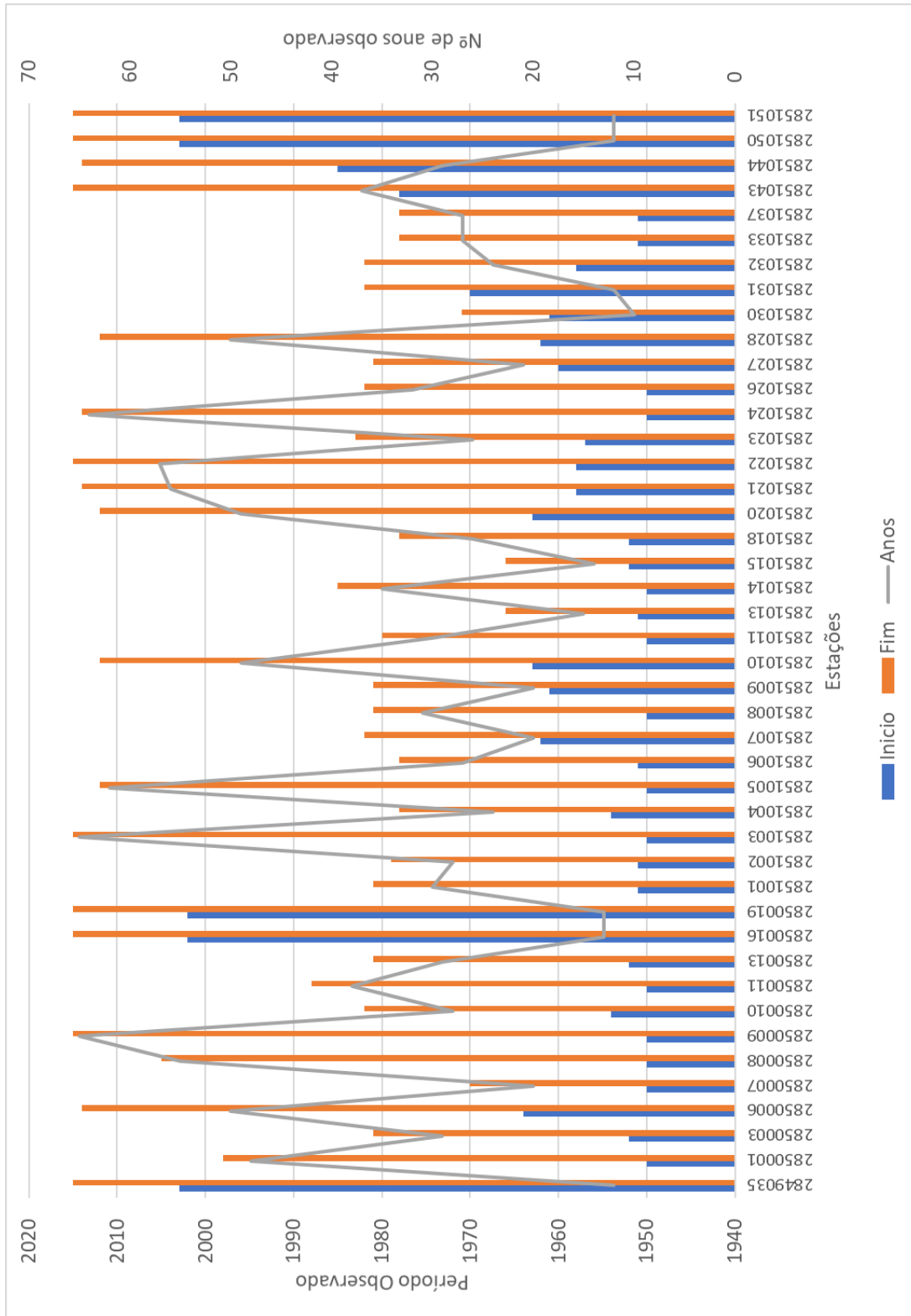
Fonte: Favaretto (2016).

Apêndice E- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2751005 – 2755001).



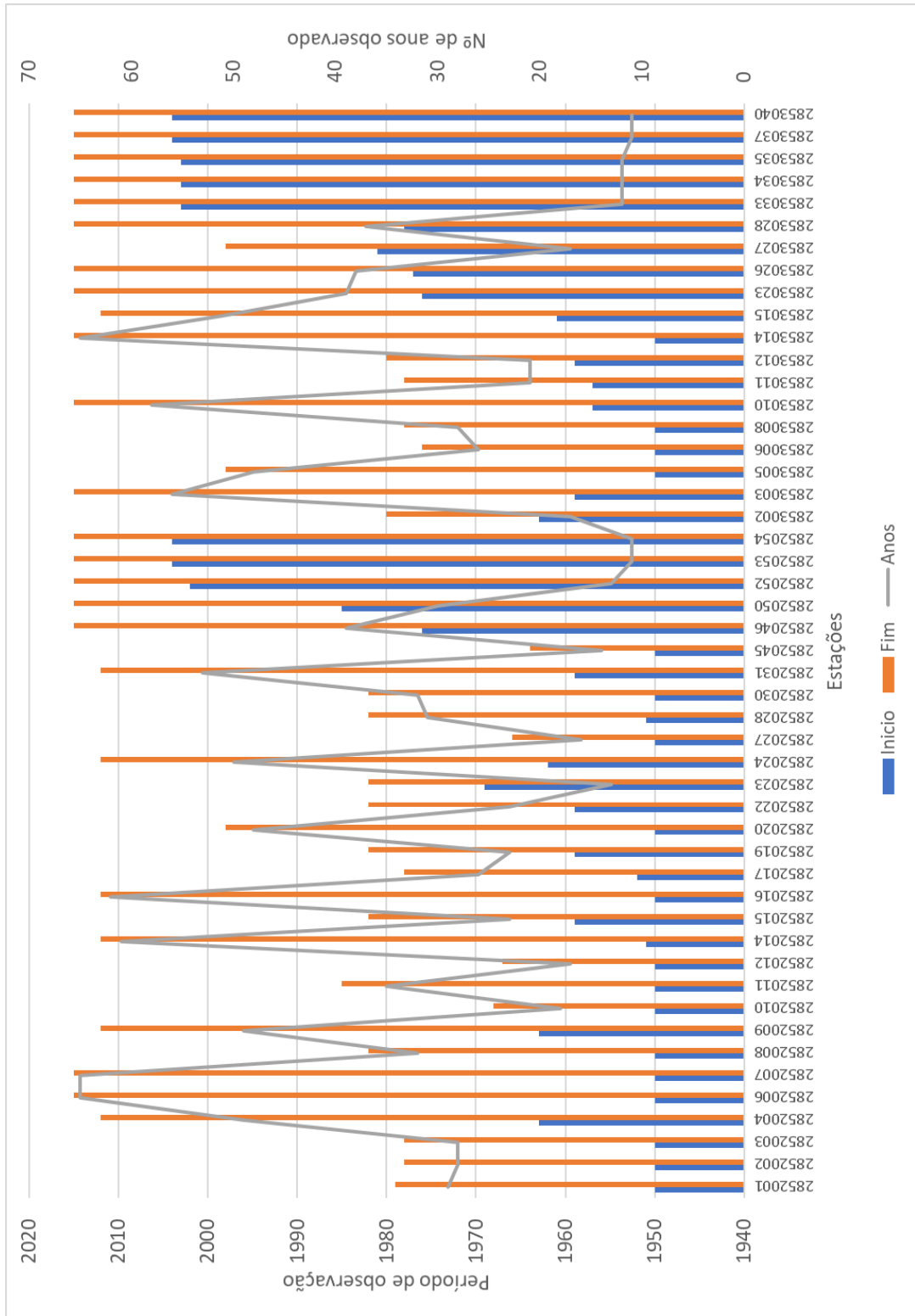
Fonte: Autor.

Apêndice F- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2849035 – 2851051).



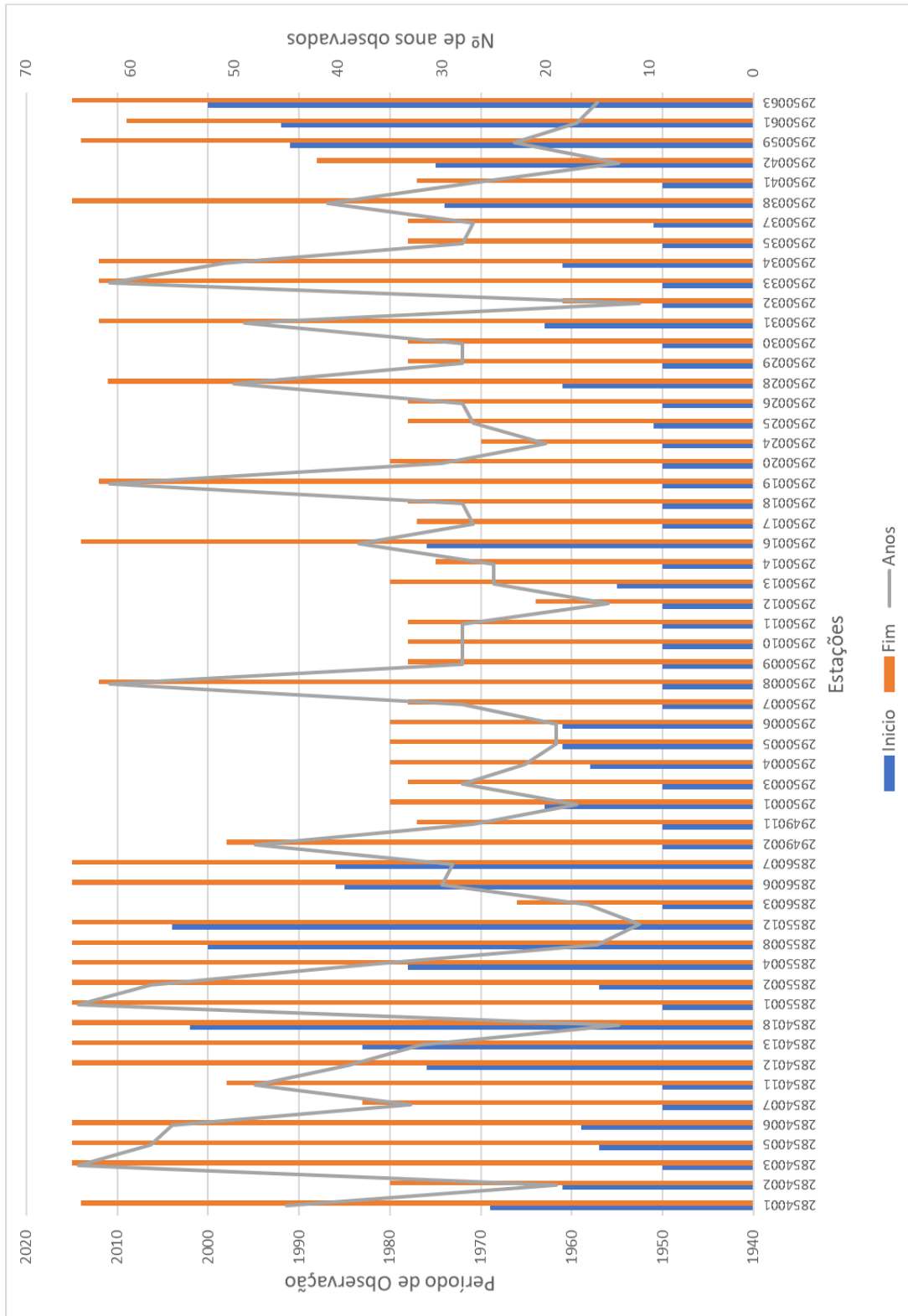
Fonte: Autor.

Apêndice G- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2852001 – 2853040).



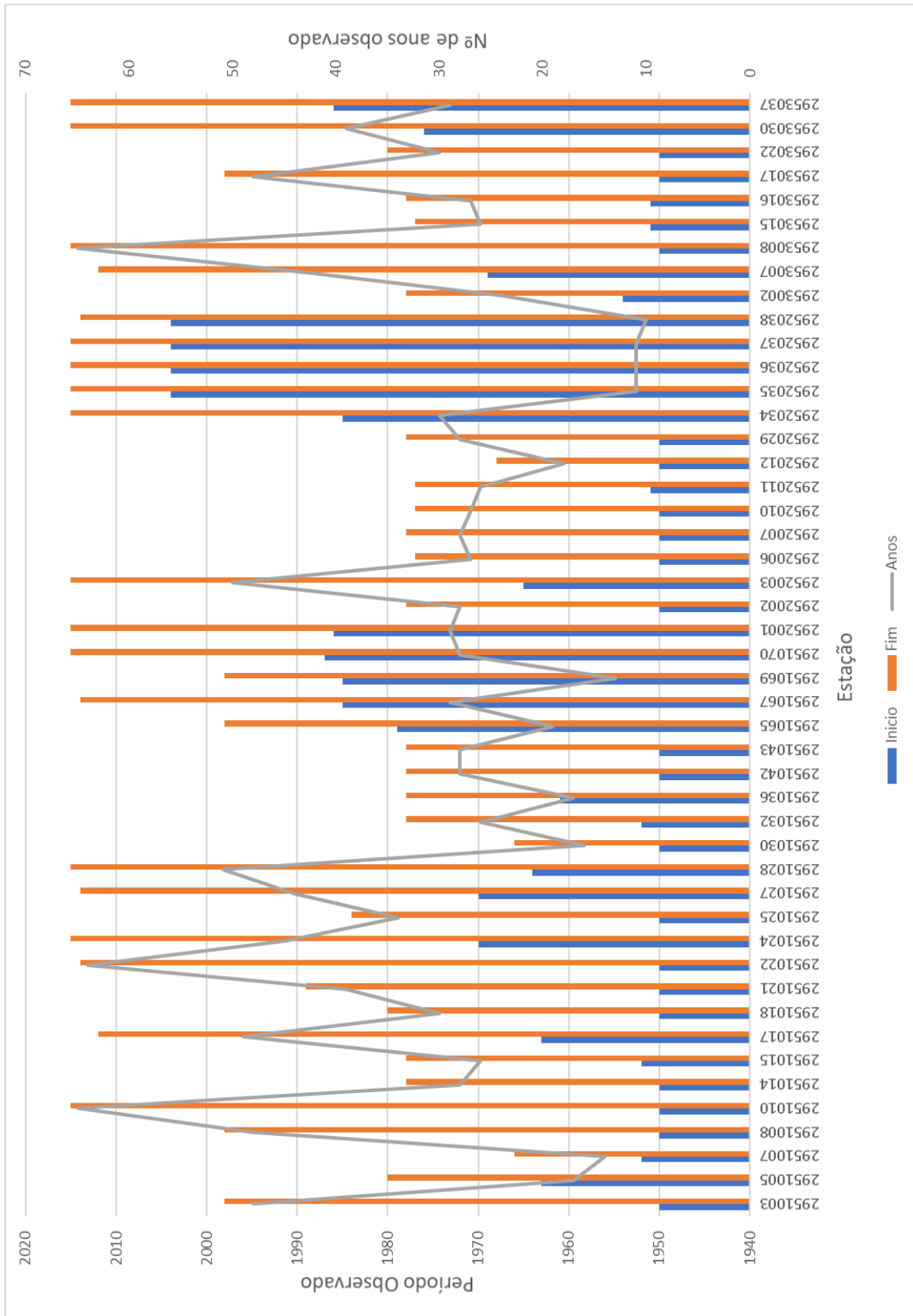
Fonte: Autor

Apêndice H- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2854001 – 2950063).



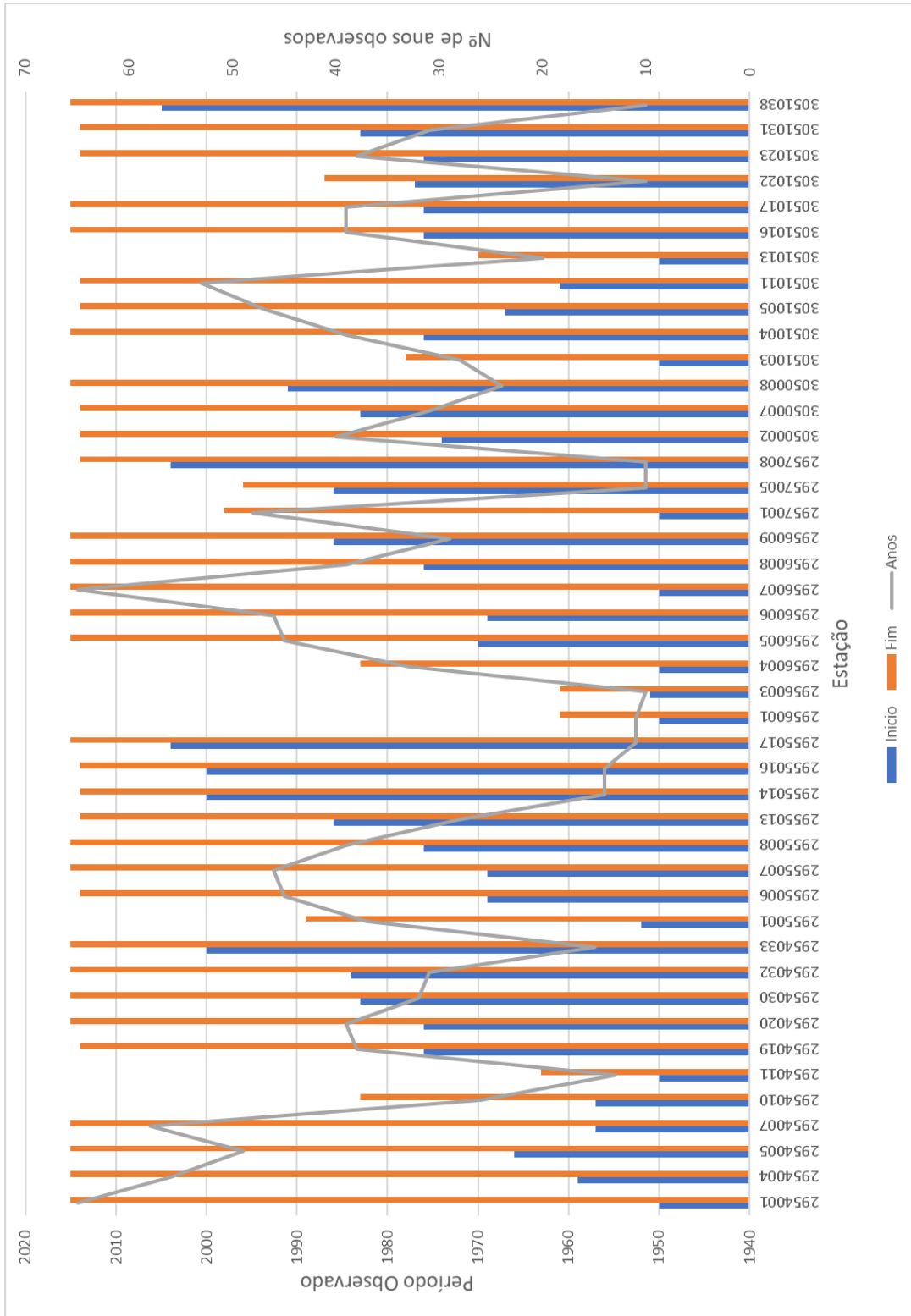
Fonte: Autor.

Apêndice I- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2951007 – 2953037).



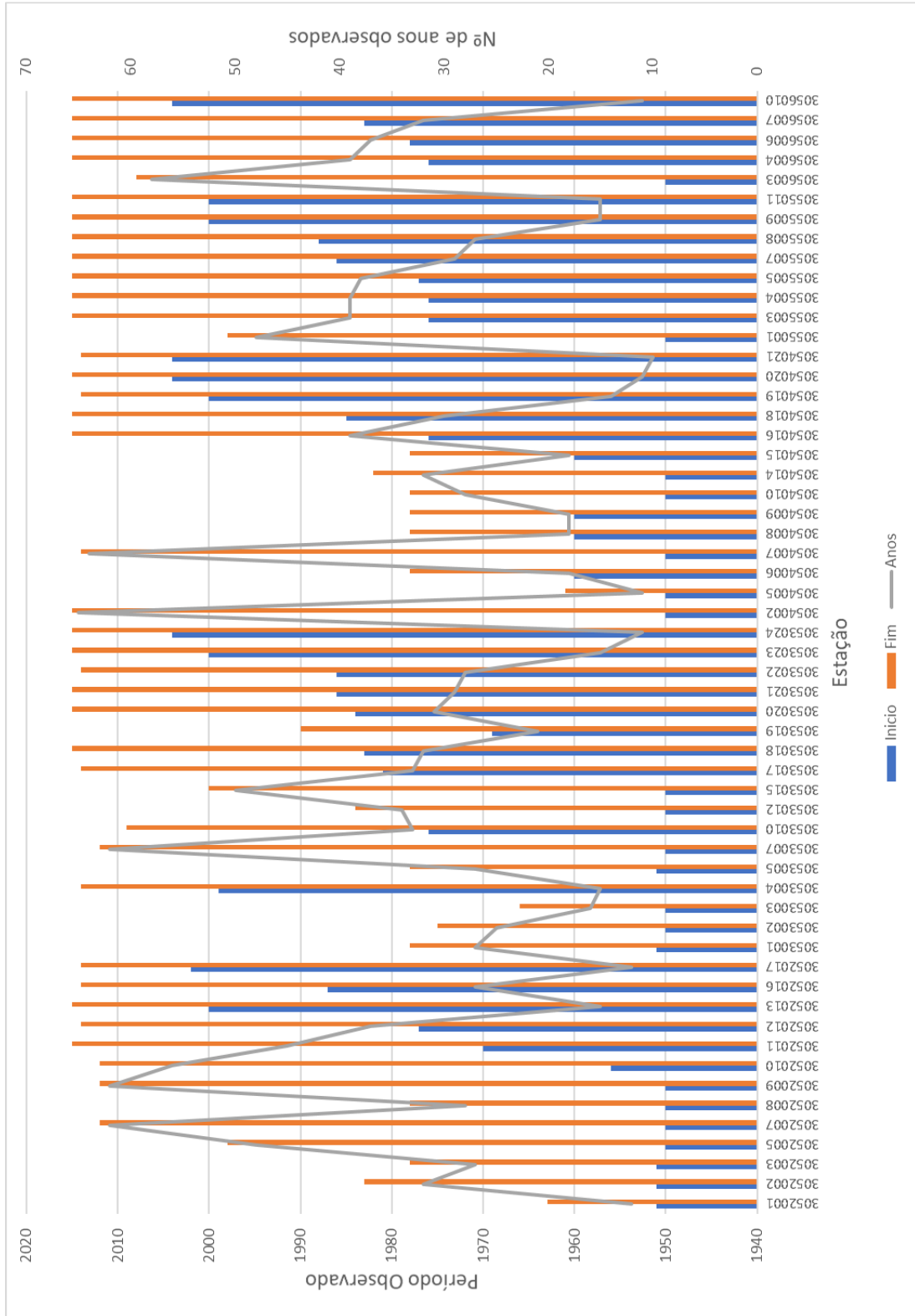
Fonte: Autor.

Apêndice J- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (2954001 – 3051038).



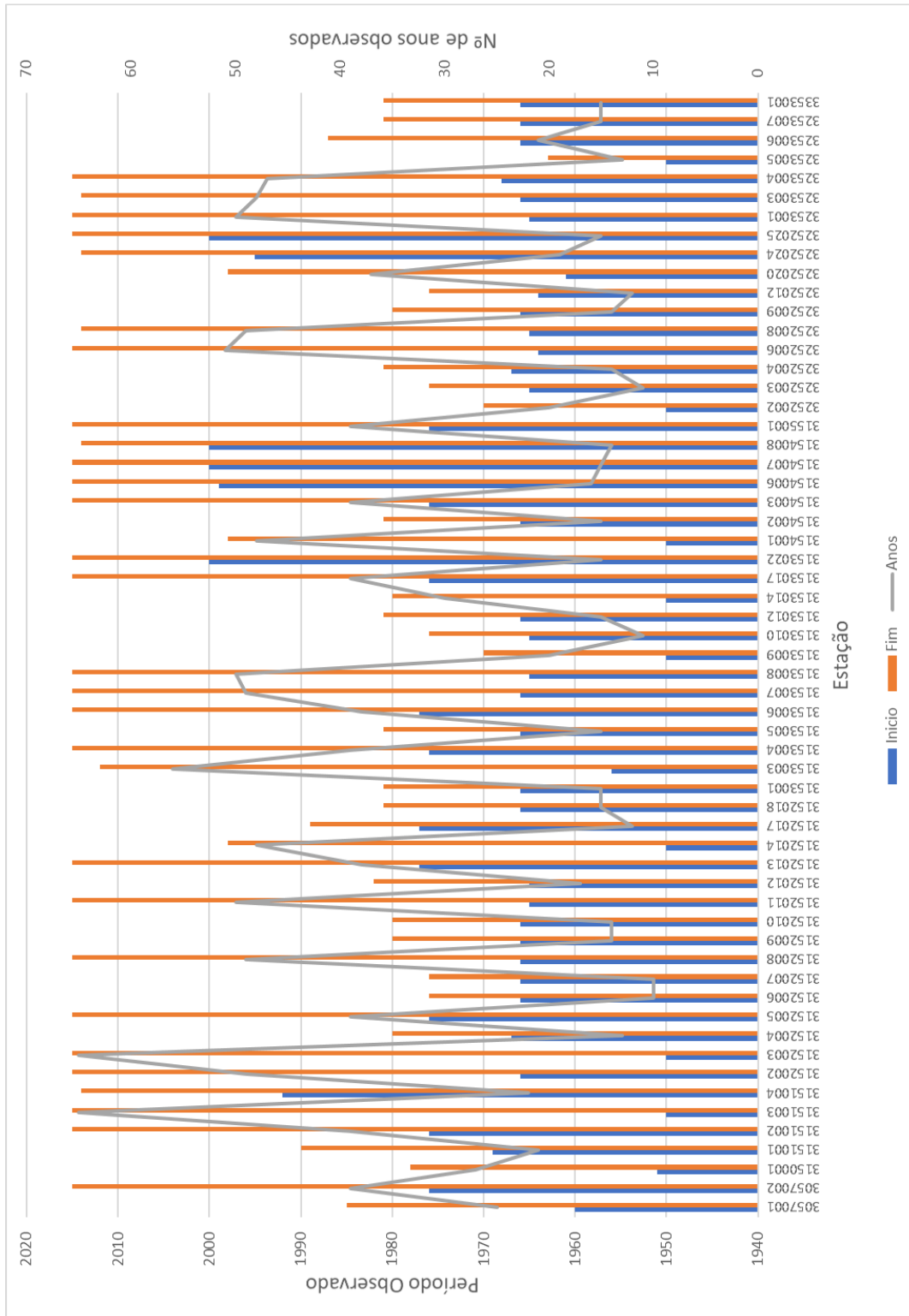
Fonte: Autor.

Apêndice K- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (3052002 – 3056010).



Fonte: Autor.

Apêndice L- Período utilizado para cada uma das estações da ANA (3057001 – 3353001).



Fonte: Autor.

Apêndice M- Parâmetros da GEV para a Região 1.

Duração (horas)	ξ	α	k	Duração (horas)	ξ	α	k
3	0.8501	0.2439	-0.0367	24	0.8695	0.2352	0.0232
6	0.8663	0.2302	-0.0034	48	0.8727	0.2380	0.0446
9	0.8683	0.2276	-0.0013	72	0.8710	0.2343	0.0275
12	0.8700	0.2301	0.0125	96	0.8791	0.2379	0.0745
15	0.8703	0.2278	0.0080	120	0.8814	0.2420	0.0955
18	0.8696	0.2270	0.0026	144	0.8827	0.2403	0.0983
21	0.8686	0.2309	0.0082	168	0.8864	0.2360	0.1062
				Regional	0.8719	0.2344	0.0328

Fonte: Autor.

Apêndice N- Parâmetros da GEV para a Região 2.

Duração (horas)	ξ	α	k	Duração (horas)	ξ	α	k
1	0.8493	0.2370	-0.0564	16	0.8747	0.2424	0.0646
2	0.8697	0.2536	0.0683	17	0.8769	0.2449	0.0812
3	0.8511	0.2247	-0.0798	18	0.8772	0.2223	0.0257
4	0.8881	0.2476	0.1429	19	0.8798	0.2471	0.1004
6	0.8707	0.2133	-0.0285	20	0.8805	0.2514	0.1134
7	0.8701	0.2246	-0.0012	21	0.8754	0.2254	0.0255
8	0.8724	0.2213	0.0006	23	0.8842	0.2670	0.1665
9	0.8749	0.2107	-0.0167	24	0.8741	0.2297	0.0304
10	0.8720	0.2304	0.0224	48	0.8711	0.2382	0.0378
11	0.8715	0.2290	0.0166	72	0.8695	0.2418	0.0393
12	0.8767	0.2159	0.0060	96	0.8725	0.2423	0.0542
13	0.8749	0.2333	0.0431	120	0.8770	0.2401	0.0696
14	0.8749	0.2352	0.0480	144	0.8800	0.2413	0.0871
15	0.8780	0.2197	0.0224	168	0.8817	0.2380	0.0875
				Regional	0.8739	0.2346	0.0418

Fonte: Autor.

Apêndice O- Parâmetros da GEV para a Região 3.

Duração (horas)	ξ	α	k	Duração (horas)	ξ	α	k
3	0.8589	0.2286	-0.0388	24	0.8813	0.2208	0.0413
6	0.8853	0.2103	0.0332	48	0.8719	0.2363	0.0364
9	0.8877	0.2074	0.0370	72	0.8674	0.2414	0.0291
12	0.8885	0.2067	0.0395	96	0.8683	0.2385	0.0256
15	0.8867	0.2093	0.0373	120	0.8698	0.2369	0.0289
18	0.8839	0.2139	0.0359	144	0.8728	0.2399	0.0498
21	0.8825	0.2172	0.0378	168	0.8735	0.2349	0.0408
				Regional	0.8770	0.2244	0.0309

Fonte: Autor.

Apêndice P- Parâmetros da GEV para a Região 4.

Duração (horas)	ξ	α	k	Duração (horas)	ξ	α	k
1	0.9005	0.3068	0.3280	16	0.8112	0.2487	-0.1568
2	0.8546	0.3200	0.1397	17	0.8119	0.2474	-0.1577
3	0.8474	0.2383	-0.0605	18	0.8870	0.2299	0.0941
4	0.8566	0.3099	0.1291	19	0.8069	0.2429	-0.1821
6	0.8793	0.2206	0.0315	20	0.8064	0.2443	-0.1808
7	0.8442	0.2676	-0.0050	21	0.8855	0.2343	0.0975
8	0.8408	0.2752	-0.0015	23	0.8075	0.2606	-0.1416
9	0.8858	0.2179	0.0567	24	0.8803	0.2367	0.0772
10	0.8170	0.2520	-0.1318	48	0.8664	0.2567	0.0607
11	0.8148	0.2500	-0.1432	72	0.8739	0.2652	0.1135
12	0.8878	0.2231	0.0805	96	0.8784	0.2687	0.1421
13	0.8090	0.2644	-0.1290	120	0.8855	0.2613	0.1609
14	0.8119	0.2573	-0.1359	144	0.8893	0.2531	0.1618
15	0.8892	0.2265	0.0970	168	0.8900	0.2494	0.1571
				Regional	0.8543	0.2546	0.0179

Fonte: Autor.

Apêndice Q- Parâmetros da GEV para a Região 5.

Duração (horas)	ξ	α	k	Duração (horas)	ξ	α	k
1	0.8647	0.2966	0.1374	16	0.8758	0.2644	0.1204
2	0.8507	0.2679	0.0204	17	0.8774	0.2653	0.1302
3	0.8369	0.2428	-0.0878	18	0.8715	0.2424	0.0499
4	0.8690	0.2695	0.1005	19	0.8736	0.2613	0.1033
6	0.8642	0.2349	-0.0008	20	0.8712	0.2639	0.0982
7	0.8780	0.2874	0.1789	21	0.8666	0.2448	0.0336
8	0.8781	0.2799	0.1642	23	0.8596	0.2626	0.0448
9	0.8731	0.2297	0.0255	24	0.8626	0.2457	0.0184
10	0.8713	0.2672	0.1058	48	0.8471	0.2557	-0.0207
11	0.8699	0.2641	0.0924	72	0.8470	0.2589	-0.0136
12	0.8759	0.2340	0.0495	96	0.8526	0.2615	0.0140
13	0.8763	0.2623	0.1183	120	0.8565	0.2630	0.0327
14	0.8753	0.2648	0.1189	144	0.8540	0.2671	0.0318
15	0.8747	0.2391	0.0566	168	0.8580	0.2660	0.0454
				Regional	0.8654	0.2594	0.0632

Fonte: Autor.

ANEXOS**Coeficientes de intensidade associados às isozonas.**

Zona	1h/24h chuva										6min/24h	
	TR 5	10	15	20	25	30	50	100	1000	10000	5-50	100
A	36,2	35,8	35,6	35,5	35,4	35,3	35,0	34,7	33,6	32,5	7,0	6,3
B	38,1	37,8	37,5	37,4	37,3	37,2	36,9	36,4	37,2	36,0	8,4	7,5
C	40,1	39,7	39,5	39,3	39,2	39,1	38,8	38,4	37,2	36,0	9,8	8,8
D	42,0	41,6	41,4	41,2	41,1	41,0	40,7	40,3	39,0	37,8	11,2	10,0
E	44,0	43,6	43,3	43,2	43,0	42,9	42,6	42,2	40,9	39,6	12,6	11,2
F	46,0	45,5	45,3	45,1	44,9	44,8	44,5	44,1	42,7	41,3	13,9	12,4
G	47,9	47,4	47,2	47,0	46,8	46,7	46,4	45,9	44,5	43,1	15,4	13,7
H	49,9	49,4	49,1	48,9	48,8	48,6	48,3	47,8	46,3	44,8	16,7	14,9

Fonte: Adaptado de Torrico (1974).