

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

ASSOCIAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS SCS-CN E
GRADEX PARA CÁLCULO DE VAZÕES
MÁXIMAS

Tainá Ulhoa Mota

Belo Horizonte

2016

ASSOCIAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS SCS-CN E GRADEX PARA CÁLCULO DE VAZÕES MÁXIMAS

Tainá Ulhoa Mota

Tainá Ulhoa Mota

ASSOCIAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS SCS-CN E GRADEX PARA CÁLCULO DE VAZÕES MÁXIMAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Hidráulica e Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem de Processos Hidrológicos

Orientador: Wilson dos Santos Fernandes

Belo Horizonte
Escola de Engenharia da UFMG

2016

M917a

Mota, Tainá Ulhoa.

Associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX para cálculo de vazões máximas [manuscrito] / Tainá Ulhoa Mota. - 2016. xiii, 132 f., enc.: il.

Orientador: Wilson dos Santos Fernandes.

Dissertação (mestrado) Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.

Anexos e apêndices: f. 123-132.

Bibliografia: f. 116-122.

1. Engenharia sanitária - Teses. 2. Recursos hídricos - Teses. 3. Bacias hidrográficas - Teses. 4. Hidrologia - Modelos - Teses. I. Fernandes, Wilson dos Santos. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Escola de Engenharia. III. Título.

CDU: 628(043)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Escola de Engenharia

Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos

Avenida Antônio Carlos, 6627 - 4º andar - 31270-901 - Belo Horizonte – BRASIL

Telefax: 55 (31) 3409-1882 - posgrad@desa.ufmg.br

<http://www.smarh.eng.ufmg.br>

FOLHA DE APROVAÇÃO

Associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX para cálculo de vazões máximas

TAINÁ ULHOA MOTA

Dissertação defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:


Prof. WILSON DOS SANTOS FERNANDES


Prof.ª PRISCILLA MACEDO MOURA


Prof. FRANCISCO EUSTÁQUIO OLIVEIRA E SILVA


Prof. CARLOS EDUARDO FERRAZ DE MELO

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH

Versão Final aprovada por

Prof. Nilo de Oliveira Nascimento
Coordenador

Prof. Wilson dos Santos Fernandes
Orientador

Belo Horizonte, 19 de dezembro de 2016.

AGRADECIMENTOS

Ao longo dos últimos anos, diversos foram os momentos que guardei para esta página. A história começa pela escolha da Engenharia Civil, já com o sonho de “trabalhar com água”, ainda que eu não soubesse ao certo tudo o que isso representaria. Ao longo do curso, encantadoramente diversificado, tive a oportunidade da Iniciação Científica no DESA e estágio na EBicalho. Apesar das áreas distintas do objetivo inicial, foram experiências que me impulsionaram nos primeiros passos e que trouxeram ensinamentos grandiosos.

No 8º período tive a oportunidade de fazer a disciplina de Hidrologia com o Prof. Mário Cicareli. O entusiasmo com que ele ministrava me fez (re)encontrar a área e, alguns meses depois, eu era estagiária da Potamos Engenharia e Hidrologia, onde estou até hoje. Tenho muito orgulho em poder aprender, diariamente, com uma das melhores equipes de hidrologia e hidráulica do país (talvez eu esteja até subdimensionando, me perdoem). Lá são todos professores! Em especial, agradeço ao Mário Cicareli, Rodrigo Barbosa e Márcio Resende por confiarem no meu trabalho e apoiarem o mestrado; ao Francisco Silva, pelas longas discussões e essenciais contribuições a esta pesquisa; à Alessandra Lima e Fernando Lima por compartilharem tamanha sabedoria e ao Bruno Campello pelo companheirismo e amizade, sempre respondendo a tantas dúvidas.

Meu muitíssimo obrigada também aos professores do Programa. As disciplinas refletem o reconhecimento de todos vocês. Grata sou ao meu orientador, Wilson Fernandes, que tanto contribuiu com ensinamentos e ideias e ao professor e mentor Mauro Naghettini, que me deu a honra de desenvolver este tema, sempre pronto a auxiliar no que fosse necessário. Aos amigos do SMARH: espero reencontrá-los ao longo da nova caminhada. À Nathália Machado, obrigada pelas companhias nos fins de semana de muita escrita. Agradeço, ainda, à CPRM e à ANA pelos dados disponibilizados e ao Prof. Richard Hawkins pelos e-mails sempre dispostos em contribuir.

As trajetórias foram, também, muito mais leves com o apoio dos meus. Ao meu pai, maior mestre e engenheiro, obrigada pelo olhar sempre firme e terno. À minha mãe, faltam-me palavras para expressar o quanto seu colo e carinho diários me incentivam. À Clara agradeço pela eterna cumplicidade e ao Pedro, pela paciência, sorrisos fáceis e amor. À família toda (e aqui eu também incluo aqueles que o são por escolha), obrigada pelas torcidas e orações. Por fim, agradeço a Deus e a Nossa Senhora por iluminarem e unirem os nossos caminhos!

*Os dogmas do passado tranquilo são
inadequados ao presente tempestuoso. A
ocasião amontoa-se alto em dificuldades e
nós devemos nos erguer à ocasião. Como
nosso caso é novo, devemos pensar de novo.
Nós devemos nos libertar para, então,
salvamos nosso país.
(Abraham Lincoln, 1982)*

RESUMO

A ausência de monitoramento hidrométrico com extensão, periodicidade, resolução temporal e qualidade adequadas é a realidade brasileira em muitas bacias hidrográficas em que se pretende implantar estruturas hidráulicas ou planejar a ocupação de planícies de inundação. A engenharia, então, se limita a modelos chuva-vazão de simples aplicação para determinação de vazões e volumes de cheia, tal como o método determinístico SCS-CN. Embora o modelo SCS de síntese da chuva efetiva seja largamente aceito em todo o mundo, diversos autores têm questionado os resultados que decorrem de sua aplicação a bacias hidrográficas com características significativamente distintas daquelas estudadas quando de sua formulação original. Uma alternativa de método probabilístico para cálculo das vazões máximas em bacias com escasso monitoramento fluviométrico é o método GRADEX, que propõe a extrapolação da curva de frequência dos volumes de cheia a partir de séries de alturas de precipitação. Apesar de ser um método consolidado e que permite o cálculo de vazões mais realistas, é pouco aplicado no Brasil devido às dificuldades encontradas na resolução de suas hipóteses iniciais. A presente pesquisa sugere, portanto, a associação entre ambos os métodos, visando uma metodologia de mais fácil emprego e que reduza as incertezas envolvidas na determinação de vazões máximas. O estudo de caso é realizado na bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul, município de Juatuba - MG, que dispõe de 12 anos hidrológicos de registros pluvio-fluviográficos contínuos e 14 anos de dados de precipitação subdiários adicionais. A referida associação ocorre na definição dos limites inferior e superior da distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e na bacia, $h_R(r)$, variáveis existentes no método GRADEX, a partir do conceito do $CN_{ASSINTÓTICO}$ proposto por Hawkins (1993), em uma adaptação do método SCS-CN. Os treze cenários modelados, baseados nos maiores eventos de chuva e vazão monitorados, evidenciam a complexidade envolvida no entendimento do fenômeno de resposta de uma determinada bacia hidrográfica a eventos de precipitação, resultando em diversas possibilidades de extrapolação dos volumes de escoamento direto. A metodologia dispõe, então, de uma faixa de resultados que melhor embasam a definição da condição de saturação da bacia e, conseqüentemente, o cálculo das vazões máximas, comparativamente aos métodos SCS-CN e GRADEX originalmente propostos.

ABSTRACT

The lack of systematic streamflow monitoring with adequate extension, periodicity, temporal resolution and quality is the Brazilian reality in many watersheds where hydraulic structures or floodplains' occupation is necessary. The engineering, then, is limited to simple rainfall-runoff models to estimate the peak discharges and flood volumes such as the deterministic method SCS-CN. Although the SCS-CN model is widely accepted in the world, several authors have questioned the results obtained for watersheds that have physical characteristics significantly different from those originally studied. An alternative probabilistic method for calculating the maximum flood volume in watersheds with short systematic streamflow data is the GRADEX method, which extrapolates the flood volume frequency distribution using rainfall series. Although this is a consolidated method that allows the calculation of more realistic flood volumes, GRADEX method is seldom applied in Brazil mainly because of the difficulties found in solving its initial hypotheses. The present research suggests, therefore, the association between both methods, aiming a methodology of easier application and that reduce the uncertainties involved in the determination of maximum peak discharges. In order to perform it, a case study for the Serra Azul river basin, at the location of Juatuba – MG, is presented based on 12 years of continuous rain and runoff data and 14 additional years of rain data. This association occurs in the definition of the lower and upper limits of the probability density function of runoff deficit, $h_R(r)$, existing variables in the GRADEX method, based on the $CN_{ASYMPTOTIC}$ concept proposed by Hawkins (1993) in adaptation of the SCS-CN method. The thirteen modelled scenarios, based on the largest rainfall-runoff monitored events, show the complexity involved in understanding the response phenomenon of a given watershed to rainfall events, resulting in several possibilities for extrapolation of the flood volume frequency distribution. The methodology gave a range of results that best support the definition of the basin saturation condition and, consequently, the calculation of the maximum peak discharges compared to the originally proposed SCS-CN and GRADEX methods.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABELAS.....	IX
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS.....	X
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS.....	4
2.1 OBJETIVO GERAL.....	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
3 REVISÃO DA LITERATURA.....	5
3.1 MÉTODOS DETERMINÍSTICOS	5
3.1.1 <i>Método SCS-CN</i>	6
3.1.1.1 Base conceitual	6
3.1.1.2 Descrição do método SCS-CN	12
3.1.1.3 Principais limitações	14
3.1.2 <i>Método do Ajuste Assintótico</i>	17
3.2 MÉTODOS PROBABILÍSTICOS	23
3.2.1 <i>Análise de frequência de eventos extremos</i>	23
3.2.1.1 Método dos momentos (MMO).....	25
3.2.1.2 Método da máxima verossimilhança (MVS).....	25
3.2.1.3 Método dos momentos-L (MML).....	26
3.2.1.4 Propriedades das principais distribuições de probabilidades	28
3.2.1.5 Posições de plotagens	29
3.2.1.6 Incertezas associadas à análise de frequência	29
3.2.2 <i>Método GRADEX</i>	30
3.2.2.1 Base conceitual	30
3.2.2.2 Descrição do método GRADEX.....	36
3.2.2.3 Principais limitações	44
3.3 SEMELHANÇAS ENTRE OS MÉTODOS SCS-CN E GRADEX	48
4 METODOLOGIA	50
4.1 ANALOGIA ENTRE OS MÉTODOS SCS-CN E GRADEX.....	51
4.2 RETENÇÃO GLOBAL DE ÁGUA NO SOLO E NA BACIA.....	52
4.3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	53
4.3.1 <i>Bacia Representativa de Juatuba</i>	53
4.3.2 <i>Sub-bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim</i>	54
4.3.2.1 Clima e regime pluviométrico	56
4.3.2.2 Geologia e pedologia	59
4.3.2.3 Cobertura vegetal e uso do solo.....	59
4.3.2.4 Disponibilidade e consistência dos dados	60
4.4 ASSOCIAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS SCS-CN E GRADEX	67
4.5 DETERMINAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DOS VOLUMES DE CHEIAS.....	72
4.6 CENÁRIOS DE SIMULAÇÃO	74
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	76

5.1	DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DA PRECIPITAÇÃO E ESTIMATIVA DO PARÂMETRO GRADEX.....	76
5.2	DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DA RETENÇÃO A PARTIR DA ASSOCIAÇÃO ENTRE OS MÉTODOS SCS-CN E GRADEX E CÁLCULO DA DISTÂNCIA DE TRANSLAÇÃO	78
5.3	DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADES DOS VOLUMES DE CHEIAS	83
5.3.1	<i>Obtenção das curvas de frequências para os cenários simulados.....</i>	83
5.3.2	<i>Aplicação do modelo contínuo GR4.....</i>	90
5.4	CÁLCULO DAS VAZÕES MÁXIMAS.....	98
5.4.1	<i>Análise de frequência convencional</i>	98
5.4.2	<i>Fator de pico</i>	100
5.4.3	<i>Hidrograma unitário médio</i>	102
5.4.4	<i>Comparação entre as vazões máximas</i>	103
5.5	PRINCIPAIS LIMITAÇÕES.....	111
5.5.1	<i>Quanto à metodologia de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX ..</i>	111
5.5.2	<i>Quanto ao estudo de caso na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.....</i>	112
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	114
	REFERÊNCIAS.....	116
	<i>ANEXO I: Propriedades das distribuições de probabilidades que exibem cauda superior assintoticamente exponencial.....</i>	123
	<i>APÊNDICE I: Eventos máximos (P_i, X_i) selecionados no período de 08/01/1997 a 28/05/2008.....</i>	128

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Gráfico da chuva versus escoamento direto em eventos monitorados na bacia experimental 2 do Agricultural Research Service em Treynor, Iowa.....	13
Figura 3.2 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento padrão.	19
Figura 3.3 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento complacente.....	19
Figura 3.4 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento abrupto.....	20
Figura 3.5 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento complacente-abrupto em relação aos comportamentos padrão e complacente.	22
Figura 3.6 – Exemplo esquemático do resultado do método GRADEX quando o ponto de extrapolação fixado representa significativa alteração na inclinação da distribuição de probabilidades do escoamento direto X.	33
Figura 3.7 – Exemplo esquemático de um evento chuva-vazão.....	35
Figura 3.8 – Extrapolação da função de distribuição de extremos do volume escoado, a partir de TR = 10 anos, paralela à função de distribuição de extremos do volume precipitado.	38
Figura 3.9 - Relação entre a precipitação (P) e o volume de escoamento (X).	39
Figura 3.10 - Plotagem de F(p) e G(x) em papel de plotagem exponencial ou de Gumbel. A distância r_0 é a distância de translação no domínio das extrapolações D_2	41
Figura 3.11 – Hidrograma unitário médio desenvolvido para a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.	48
Figura 3.12 – Solução gráfica da equação geral do método SCS-CN.	49
Figura 4.1 – Principais etapas de cálculo da metodologia de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX.	50
Figura 4.2 – Localização da Bacia Representativa de Juatuba.....	54
Figura 4.3 – Localização da bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.	55
Figura 4.4 – Localização da estação climatológica Belo Horizonte em relação à bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul em Jardim.	57
Figura 4.5 – Normais climatológicas para a estação de Belo Horizonte (código INMET: 83587).	58
Figura 4.6 – Localização das estações consideradas no estudo de caso.	61
Figura 4.7 – Curvas-chaves válidas para a seção fluvial de Jardim (40811100) e perfil transversal de 27/08/2007.....	63
Figura 4.8 – Polígonos de Thiessen definidos para a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.	66
Figura 4.9 – Exemplo de evento com relação causal chuva-vazão e separação do escoamento de base pela ferramenta WHAT.	67
Figura 4.10 – Tempos característicos durante a ocorrência de um evento chuva-vazão.	68
Figura 4.11 – Pontos (P_i , X_i) dos 77 eventos selecionados na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.....	69
Figura 4.12 – Ajuste do modelo assintótico padrão aos dados da bacia.	71
Figura 5.1 – Ajustes da distribuição de probabilidades de Gumbel à amostra de alturas precipitadas em Jardim para três métodos de estimação de parâmetros.	77
Figura 5.2 – Distribuições de probabilidades da retenção global de água na bacia e no solo simuladas.	80

Figura 5.3 – Ajuste da distribuição de probabilidades de Gumbel à amostra de alturas escoadas no ribeirão Serra Azul em Jardim (MML).....	82
Figura 5.4 – Distribuições de probabilidades de P e X obtidas para os 13 cenários de simulação.....	85
Figura 5.5 – Quantis de 100 anos de período de retorno para os cenários simulados, comparativamente ao cenário TR10.	86
Figura 5.6 – Comparação entre os conjuntos de cenários N3/O3, N4/O4 e N5/O5 ao cenário original do método GRADEX, TR10, com intervalo de confiança de 95%.	87
Figura 5.7 – Histograma dos coeficientes de escoamento superficial calculados para os eventos selecionados na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.	89
Figura 5.8 – Estrutura do modelo de simulação hidrológica GR4.	91
Figura 5.9 – Vazões observadas e simuladas pelo modelo contínuo avaliado em intervalo horário na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.	93
Figura 5.10 – Discretização temporal dos eventos máximos selecionados para simulação no modelo GR4.....	95
Figura 5.11 – Eventos simulados no GR4 em relação a curva de comportamento padrão e eventos selecionados por Cunha et al. (2015).	96
Figura 5.12 – Ajuste da distribuição de probabilidades de Gumbel à amostra de vazões máximas no ribeirão Serra Azul em Jardim (MML).	100
Figura 5.13 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas obtidas pelo fator de pico e pela análise de frequência convencional.	101
Figura 5.14 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas obtidas pelo hidrograma unitário médio e pela análise de frequência convencional.	103
Figura 5.15 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas (eventos naturais).	104
Figura 5.16 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas (eventos ordenados)....	104
Figura 5.17 – Vazões máximas calculadas para TR = 25 anos.	108
Figura 5.18 – Vazões máximas calculadas para TR = 100 anos.	108
Figura 5.19 – Vazões máximas calculadas para TR = 1000 anos.	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico A, segundo NRCS (2004).....	9
Tabela 3.2 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico B, segundo NRCS (2004).....	9
Tabela 3.3 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico C, segundo NRCS (2004).....	10
Tabela 3.4 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico D, segundo NRCS (2004).....	11
Tabela 3.5 – Premissas do método GRADEX quanto aos dados necessários, extraídas de Zuffo (1993).	34
Tabela 4.1 – Classes de uso e ocupação do solo na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim. .	60
Tabela 4.2 – Extensão das séries das estações existentes na sub-bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.	62
Tabela 4.3 – Curvas-chaves definidas pela CPRM para a seção fluvial da estação linigráfica Jardim.....	63
Tabela 4.4 – Eventos de volumes superficiais máximos anuais.....	70
Tabela 4.5 – Eventos de volumes precipitados máximos anuais com duração de 28 horas na estação pluviográfica Jardim (2044052).	73
Tabela 4.6 – Cenários de simulação.	75
Tabela 5.1 – Resultados dos testes estatísticos aplicados à amostra de precipitações máximas anuais de Jardim (2044052).....	76
Tabela 5.2 – Quantis calculados segundo a distribuição de probabilidades teórica de Gumbel ajustada aos máximos anuais precipitados.	78
Tabela 5.3 – Volumes característicos calculados para os eventos máximos anuais de escoamento direto.	79
Tabela 5.4 – Resultados dos testes estatísticos aplicados à amostra de volumes máximos anuais no ribeirão Serra Azul em Jardim (40511100).	81
Tabela 5.5 – Quantis calculados segundo a distribuição de probabilidades teórica de Gumbel ajustada aos máximos anuais escoados.	81
Tabela 5.6 – Distâncias de translação calculadas para cada cenário de simulação.	82
Tabela 5.7 – Quantis dos volumes de cheias obtidos por cenário de simulação.	84
Tabela 5.8 – Limites de variação dos parâmetros adotados na calibração do modelo GR4 modificado horário.....	92
Tabela 5.9 – Eventos máximos de precipitação selecionados para fundamentar a discretização temporal da simulação de alturas de chuva superiores a 200 mm.	94
Tabela 5.10 – Volumes de escoamento direto e parâmetro CN obtidos na simulação de $P > 200$ mm através do modelo GR4.	96
Tabela 5.11 – Série amostral das vazões máximas anuais no ribeirão Serra Azul em Jardim. .	99
Tabela 5.12 – Metodologias e cenários empregados.	103
Tabela 5.13 – Quantis das vazões máximas por metodologia e cenário de simulação (m^3/s).	107
Tabela I.1 – Estimação dos parâmetros da distribuição Gumbel.....	123
Tabela I.2 – Estimação dos parâmetros da distribuição Gama.....	124
Tabela I.3 – Estimação dos parâmetros da distribuição Normal.	125
Tabela I.4 – Estimação dos parâmetros da distribuição Log-Normal.....	126
Tabela I.5 – Estimação dos parâmetros da distribuição Exponencial.....	126
Tabela I.6 – Descrição dos eventos (P_i, X_i) selecionados no período de 08/01/1997 a 28/05/2008.....	128

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

$E[X]$	Valor esperado de X
$Var[X]$	Variância de X
μ	Média
σ	Desvio-padrão
CV	Coefficiente de variação
γ	Coefficiente de Assimetria
κ	Curtose
μ_r	Momento populacional central de ordem r
λ_r	Momentos-L populacional de ordem r
τ	Coefficiente de variação-L populacional
τ_3	Coefficiente de assimetria-L populacional
τ_4	Coefficiente de curtose-L populacional
m_r	Momento amostral de ordem r
l_r	Momento-L amostral de ordem r
α	Parâmetro de escala da distribuição de probabilidades
β	Parâmetro de posição da distribuição de probabilidades
v	Denotação de $(x + r_0)$
λ	Coefficiente de relação entre a retenção potencial máxima (S) e a abstração inicial (I_a)
$f(p)$	Função densidade de probabilidade da precipitação P
$F(p)$	Função de distribuição acumulada da precipitação P
$g(x)$	Função densidade de probabilidade do escoamento X
$G(x)$	Função de distribuição acumulada do escoamento X
$h(r)$	Função densidade de probabilidade do déficit de escoamento R
$H(r)$	Função de distribuição acumulada do déficit de escoamento R
$h(r X + R)$	Função densidade de probabilidade de R condicionada à variável $(X + R)$
$h_R(r)$	Distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e na bacia

$j(p, r)$	Função densidade de probabilidade conjunta de P e R
a	Parâmetro gradex
A	Capacidade do reservatório do solo no modelo GR4
AD	Área de drenagem da bacia hidrográfica
AF	Análise de frequência convencional
AIC	Critério de informação de Akaike
AICc	Critério de informação de Akaike corrigido
AMC	Condição de Umidade Antecedente, sigla em inglês
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
ARC	<i>Antecedent Runoff Condition</i> (Condição Antecedente de Escoamento)
B	Capacidade do reservatório de água gravitacional no modelo GR4
b_2	Coefficiente da equação de comportamento abrupto
BIC	Critério de informação Bayesiano
$BFI_{máx}$	<i>Base Flow Index</i> (valor máximo da relação de longo termo do escoamento de base para o escoamento total)
C	Coefficiente de escoamento
C	Características dos hidrogramas unitários HU(1) e HU(2) no modelo GR4
CDTN	Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear
CN	<i>Curve Number</i> (Número de Curva)
CN_0	Limite inferior do escoamento direto definido no método do Ajuste Assintótico
$CN_{ASSINTÓTICO}$	Valor constante do CN aproximado para precipitações extremas
COPASA	Companhia de Saneamento de Minas Gerais
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
D	Fluxos subterrâneos externos que afluem ou defluem do sistema no modelo GR4
d	Duração em horas
d_1	Duração do evento de chuva
d_2	Duração do evento de vazão

DNAEE	Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica
EHR / UFMG	Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais
F	Volume máximo de infiltração
FDP	Função densidade de probabilidades
F_{PICO} ou FP	Fator de pico
GRADEX	<i>Gradient of Extreme Values</i>
HU	Hidrograma unitário
HU(1)	Primeiro hidrograma unitário da estrutura do modelo GR4
HU(2)	Segundo hidrograma unitário da estrutura do modelo GR4
HUSB	Hidrograma Unitário Urbano de Santa Bárbara
i	Numeração da ocorrência do evento (P, X)
I_a	Abstração inicial
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEF / MG	Instituto Estadual de Florestas de Minas Gerais
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
k	Constante do ajuste do método do Ajuste Assintótico
K	Parâmetro de posição da distribuição de probabilidades de P
MML	Método dos momentos-L
MMO	Método dos momentos
MVS	Método da máxima verossimilhança
n	Tamanho da amostra
NEH	<i>National Engineering Handbook</i>
NRCS	<i>Natural Resource Conservation Service</i>
NRCS-CN	<i>Natural Resource Conservation Service Curve Number</i>
P	Máxima altura de chuva para a duração d
P_0	Altura de chuva que define a condição de saturação da bacia
P_t	Altura de chuva limite para o comportamento complacente

q_i	Posição de plotagem
R	Déficit de escoamento
r_0	Distância de translação
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
S	Retenção potencial máxima
SCS	<i>Soil Conservation Service</i>
SCS-CN	<i>Soil Conservation Service Curve Number</i>
t_c	Tempo de concentração da bacia hidrográfica
TR	Período de retorno
USDA	<i>United States Department of Agriculture</i>
WHAT	<i>Web Based Hydrograph Analysis Tool</i>
X	Volume de escoamento associado a P para a duração d
X_0	Volume de escoamento que define a condição de saturação da bacia
X_{TR}	Quantil de período de retorno TR
ΔP	Acréscimo na precipitação
ΔX	Acréscimo no escoamento

1 INTRODUÇÃO

A determinação das vazões de projeto tem sido um problema corrente na engenharia, por estarem frequentemente associadas a períodos de retorno substancialmente maiores do que os dos registros fluviométricos regulares. A análise de frequência de vazões de enchentes, baseada em curtas amostras de dados sistemáticos, pode conduzir a estimativas pouco realistas das probabilidades de excedência e quantis de eventos extremos. Ainda que os dados abranjam um longo período e sejam confiáveis, segundo Guillot (1993), as funções de distribuição ajustadas somente às séries de vazões não devem ser extrapoladas. O autor explica que a não linearidade existente na relação chuva-vazão gera uma alta assimetria, equivalente a uma divisão na distribuição de vazões, não existindo razões para a cauda superior ser uma mera extrapolação estatística. Na cauda inferior da distribuição, a retenção ainda desempenha papel fundamental dependendo das peculiaridades de cada curso de água, sendo difícil distinguí-la da dispersão da amostragem.

Frente a essa dificuldade e baseando-se no fato de que as estações pluviométricas são, geralmente, mais numerosas, com séries mais longas e mais facilmente regionalizáveis que as fluviométricas, os principais métodos empregados nas estimativas de vazões máximas envolvem duas aproximações distintas: a determinística e a probabilística. Na primeira, destacam-se os modelos hidrológicos que transformam a chuva de projeto em vazão de projeto, tal como o método SCS-CN. Na vertente probabilística, têm-se métodos que incorporam as informações hidrometeorológicas às análises de frequência de vazões máximas, caso do método GRADEX.

O SCS-CN, método determinístico mais aplicado atualmente, foi desenvolvido pelo *U.S. Department of Agriculture (USDA) Soil Conservation Service (SCS)*, atual *NRCS – Natural Resources Conservation Service*, em 1956. Em sua aplicação, transformam-se chuvas em vazões através do cálculo do volume de chuva efetiva e sua distribuição temporal por uma função de transferência. O CN (*Curve Number*) é o principal parâmetro do modelo e sua definição depende da classificação hidrológica do solo, das condições antecedentes de escoamento (*ARC – Antecedent Runoff Condition*) e da cobertura e manejo do solo. Entretanto, estudos de caso e análises técnicas têm registrado erros envolvidos na aplicação direta do modelo em condições distintas daquelas inicialmente recomendadas. Mishra *et al.* (2012) justificam a edição especial do *Journal of Hydrologic Engineering* sobre o tema,

questionando as limitações e credibilidade do método, enquanto destacam que sua popularidade se deve à simplicidade, estabilidade e facilidade de entendimento e aplicação. Isso tem motivado o desenvolvimento de propostas de adaptações da formulação inicial do SCS-CN, tal como o método do Ajuste Assintótico proposto por Hawkins (1993). Nele, a partir de pares chuva-vazão monitorados (P, X), é possível identificar um comportamento de variação do CN em relação à altura de chuva.

Um exemplo de método probabilístico é o GRADEX - *Gradient of Extreme Values*, descrito primeiramente por Guillot e Duband (1967) e desenvolvido pela companhia energética *Electricité de France*. Tal como apresentado por Naghettini *et al.* (1996), o objetivo do método é extrapolar a curva de frequência dos volumes de cheia a partir dos volumes de precipitação. A maior dificuldade durante a aplicação do método é obter a distância de translação (r_0) entre as curvas de frequência dos volumes de precipitação e vazão, função do parâmetro gradex (a) e da distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e na bacia, $h_R(r)$. Essa complexidade refletiu em uma premissa que simplifica a aplicação do método, mas que tem sido questionada: a extrapolação da distribuição de probabilidade dos volumes de escoamento deve ocorrer em 10 anos de períodos de retorno. A definição desse limiar é justificada na literatura, mas nem sempre se mostrou representativa das bacias hidrográficas em estudo.

Considerando-se as limitações do SCS-CN, as dificuldades existentes na aplicação do GRADEX e a necessidade de se calcularem vazões de projeto representativas da seção fluvial em estudo, a presente pesquisa propõe uma associação entre ambos os métodos. A apresentação inicial do método GRADEX e seu estado da arte abordam as semelhanças existentes com os conceitos básicos do método SCS-CN, mas não desenvolvem uma associação direta entre eles, como sugerido na presente pesquisa.

Este trabalho é composto por seis capítulos. O primeiro refere-se à presente introdução, na qual se descrevem o conteúdo e as motivações para a pesquisa realizada. O Capítulo 2 apresenta os objetivos geral e específicos do estudo. O Capítulo 3 consiste em uma revisão bibliográfica, abordando tópicos relativos ao método determinístico SCS-CN e sua adaptação no método do Ajuste Assintótico. Apresenta-se também uma descrição acerca dos métodos probabilísticos, representados pela análise de frequência convencional e pelo método GRADEX. Por fim, relatam-se as semelhanças entre os métodos SCS-CN e GRADEX

abordadas na literatura. No Capítulo 4, propõe-se a metodologia de associação entre ambos os métodos, discorrendo sobre a analogia existente entre eles e aplicando as etapas desenvolvidas para o estudo de caso na bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul em Jardim, município de Juatuba - MG. O Capítulo 5 apresenta os resultados obtidos na aplicação da nova metodologia, bem como aqueles referentes à análise de frequência e métodos SCS-CN e GRADEX convencionais. Abordam-se também os efeitos do uso de eventos chuva x vazão ordenados ou não, da definição da distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e do cálculo das vazões máximas a partir do emprego do fator de pico ou do hidrograma unitário aos quantis de volumes de cheias. Realiza-se uma discussão acerca das diferenças obtidas, fundamentada na análise de sensibilidade dos resultados. Por fim, no Capítulo 6 são apresentadas as conclusões da pesquisa e as recomendações para estudos futuros, baseadas, principalmente, no fato de esta ser a primeira aplicação da metodologia de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

O objetivo geral da pesquisa é propor uma nova metodologia de cálculo de vazões máximas, a partir do emprego conjunto dos métodos SCS-CN e GRADEX, avaliando-se a aplicação para a bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul em Jardim, município de Juatuba - MG.

2.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos da pesquisa são:

- Verificar a analogia entre os métodos SCS-CN e GRADEX em relação às respectivas premissas de base, hipóteses iniciais e parâmetros definidos;
- Definir os limites inferior e superior da retenção R , apresentada no método GRADEX, por meio da associação com a estrutura conceitual do método SCS-CN e adaptações que se fizerem necessárias;
- Aplicar as formulações propostas para cálculo de vazões máximas na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, a partir de registros de monitoramentos pluvio-fluviométricos subsidiários; e
- Analisar a influência da consideração de eventos naturais ou ordenados, da definição da distribuição de probabilidades da retenção R e do emprego de distintas funções de transferência no cálculo das vazões máximas, comparativamente aos métodos SCS-CN e GRADEX originais.

3 REVISÃO DA LITERATURA

A revisão da literatura foi estruturada com base nos dois grandes grupos de processos associados ao ciclo hidrológico: (i) determinísticos e (ii) probabilísticos. Para cada um deles, destacaram-se os principais métodos atualmente empregados na prática da hidrologia no cálculo de vazões máximas.

O primeiro subcapítulo aborda, portanto, os aspectos relacionados ao consolidado método SCS-CN, suas hipóteses iniciais e formulações. Além da descrição matemática, procurou-se evidenciar os questionamentos acerca das vazões calculadas e realizar uma breve revisão sobre as atuais alternativas que ajustam os erros inerentes à aplicação deste método determinístico. Destaque especial é dado ao método do Ajuste Assintótico, proposto por Hawkins (1993), que tem sido amplamente estudado em bacias hidrográficas dos Estados Unidos e Europa e foi recentemente aplicado à bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, estudo de caso da presente pesquisa.

Nos tópicos relativos aos métodos probabilísticos, definem-se primeiramente os conceitos e procedimentos relacionados à análise de frequência local de variáveis hidrológicas, metodologia relativamente simples quando se dispõem de registros de monitoramento em quantidade e qualidade suficientes. Posteriormente, é realizada uma extensa revisão acerca do método GRADEX, pouco aplicado no Brasil, mas muito comum em países da Europa, principalmente na França. Algumas simplificações em suas premissas, como o ponto de extrapolação que define a saturação do solo da bacia hidrográfica, procuraram favorecer seu emprego, mas, em contrapartida, têm gerado dúvidas nos resultados, revelando limitações teóricas do modelo.

Detalhados os métodos SCS-CN e GRADEX, especificam-se as semelhanças existentes em suas bases conceituais, importantes na proposição da associação para cálculo de vazões máximas ora desenvolvida.

3.1 Métodos determinísticos

Os processos hidrológicos determinísticos, conforme explicitado por Naghettini e Pinto (2007), são aqueles que resultam da aplicação direta de leis da Física, Química ou Biologia. Em hidrologia, são raras as ocorrências das regularidades inerentes aos processos puramente

determinísticos, nos quais as variações espaço-temporais podem ser completamente explicadas por um número limitado de variáveis, a partir de relações funcionais ou experimentais unívocas, de maneira que a resposta do sistema seja sempre a mesma para determinada entrada. Ainda assim, os métodos determinísticos agregam certa facilidade em suas aplicações e têm sido largamente utilizados em todo o mundo.

3.1.1 Método SCS-CN

3.1.1.1 Base conceitual

O método do Número de Curva (CN) foi desenvolvido pelo *U.S. Department of Agriculture (USDA) Soil Conservation Service (SCS)* em 1954 (RALLISON, 1980 *apud* PONCE e HAWKINS, 1996) e originalmente publicado no *National Engineering Handbook Section 4: Hydrology (NEH-4)* (SCS, 1985). O método determinístico, aplicado para o cômputo do volume de escoamento direto em bacias hidrográficas a partir de eventos de precipitação observados, foi continuamente revisado em 1956, 1964, 1965, 1971, 1972, 1985 e 1993 (PONCE e HAWKINS, 1996), mas não teve sua proposta inicial modificada significativamente. O método foi recentemente renomeado para *Natural Resource Conservation Service Curve Number (NRCS-CN)* (SAHU *et al.* 2010), mas ainda é formalmente conhecido como SCS-CN.

A experiência com o SCS-CN é contínua, sendo hoje um dos métodos mais aplicados no cálculo de vazões máximas para projetos e dimensionamentos de obras hidráulicas. Segundo Ponce e Hawkins (1996), o suporte da agência federal norte americana desde a sua criação foi importante para sua maior disseminação, além de ter preenchido um nicho tecnológico estratégico. Babu e Mishra (2012) complementam o raciocínio alegando que essa popularidade deve-se também à sua simplicidade, facilidade de aplicação e consequente aceitação generalizada. Assim, rapidamente o SCS-CN se estabeleceu na prática hidrológica, com inúmeras aplicações nos Estados Unidos e em outros países. No Brasil, a regra é não se dispor de registros de vazão em quantidade e qualidade suficientes para a análise hidrológica detalhada, o que ajuda a disseminar o emprego do modelo.

O simples emprego em bacias não monitoradas abrange a ciência de quatro informações principais: o tipo do solo, o uso e condições desse solo, as condições da superfície e as condições antecedentes de escoamento (PONCE e HAWKINS, 1996; MISHRA e SINGH, 2003). Esses dados são resumidos em dois parâmetros principais que predizem o escoamento

direto a partir da altura de chuva, ambos expressos em termos do número de curva (CN) e detalhados na sequência:

- i. A retenção potencial máxima S ; e
- ii. A abstração inicial I_a .

- Retenção potencial máxima

A retenção potencial máxima, aqui representada por S e também denominada índice de armazenamento ou perdas máximas potenciais, se refere às perdas por infiltração contínua na bacia hidrográfica. Depende, principalmente, das condições iniciais de armazenamento de umidade do solo, de maneira que seja uma variável transformada em CN pela Equação 3.1. Nela, à medida que o CN varia entre 0 e 100, a retenção variará de ∞ a 0, respectivamente. Isso significa que S também varia inversamente com o escoamento: $S = 0$ indica que todo o volume precipitado será escoado superficialmente e $S = \infty$ equivale ao escoamento nulo (todo o volume precipitado infiltra na bacia).

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (3.1)$$

O valor de CN depende da condição antecedente de escoamento, do uso, manejo, cobertura do solo e respectiva classificação hidrológica, sendo calculado conforme tabelas disponibilizadas no NEH (NRCS, 2004) e detalhado nos subitens seguintes de Classificação hidrológica dos solos e complexo hidrológico solo-cobertura e Condição antecedente de escoamento.

- Abstração inicial

A abstração inicial (I_a) consiste, principalmente, em armazenamentos em depressões, interceptação e infiltração incipiente, podendo ser entendida como a quantidade de chuva necessária ao princípio do escoamento direto. Dada a dificuldade em se definir uma relação para sua estimativa, I_a é expressa como uma parcela da retenção potencial máxima (S).

As primeiras versões do método SCS-CN consideravam a abstração inicial já incluída na retenção S . Autores como Hawkins (1978) e Hjelmfelt (1991) indicaram a não veracidade dessa suposição, fazendo com que fosse alterada pela entidade responsável. Desde então, a

perda máxima possível é dada por $S + I_a$, equivalente à diferença entre a chuva e o escoamento.

O método do SCS calcula a abstração inicial baseado na Equação 3.2, sendo λ fixado como 0,20.

$$I_a = \lambda S \quad (3.2)$$

Essa relação se destaca pelo reduzido número de parâmetros envolvidos. Entretanto, segundo Hawkins *et al.* (2009), pouca informação está disponível sobre a técnica aplicada na determinação de I_a e S , a quantidade e o tipo de bacias ou o número e a magnitude dos eventos. Hjelmfelt (1991) acredita que uma relação simples e que descreva a realidade não possa ser encontrada, dada a complexidade envolvida nos processos hidrológicos. Ponce e Hawkins (1996) sintetizam que λ pode ser interpretado como um parâmetro regional para representar a resposta do método à diversidade geológica e climática. Hawkins *et al.* (2009) observaram, ainda, a predominância de λ inferiores à 0,20 na literatura, sugerindo o valor de 0,05 como o mais apropriado para aplicações gerais.

- Classificação hidrológica dos solos e complexo hidrológico solo-cobertura

A classificação hidrológica dos solos, proposta por Musgrave (1955), apresenta quatro grupos hidrológicos (A, B, C e D), definidos conforme a capacidade mínima de infiltração. O termo “complexo hidrológico solo-cobertura” foi introduzido por Andrews (1954) para representar uma combinação da textura do solo, do tipo e quantidade de cobertura e das práticas de conservação do solo. Um complexo hidrológico solo-cobertura é definido, portanto, como a combinação de um grupo hidrológico de solo com uma classe de uso e tratamento da terra (SARTORI, 2010).

Descreve-se uma classe de uso e tratamento da terra como sendo a combinação de um tipo de uso com um tipo de tratamento. O uso da terra é a cobertura da bacia e inclui todo o tipo de vegetação, usos agrícolas e usos não agrícolas. O tratamento da terra aplica-se, principalmente, a áreas agrícolas e inclui práticas mecânicas de manejo (NRCS, 2002).

Os capítulos 7 e 9 do NEH, apresentados por NRCS (2004), descrevem a classificação hidrológica dos solos e detalham o complexo hidrológico solo-cobertura, respectivamente. Com base neles, sintetizam-se na sequência os principais conceitos e definições.

- i. Grupo A: Os solos inseridos neste grupo apresentam baixo potencial de produção de escoamento direto quando completamente saturados, sendo a água transmitida livremente através do solo. Geralmente, possuem menos de 10% de argila e mais de 90% de areia ou cascalho. Alguns solos podem incluir areia franca ou argilosa desde que sejam bem agregadas, apresentem baixa densidade ou contenham mais de 35% de fragmentos rochosos. A Tabela 3.1 resume os limites físicos característicos dos solos do grupo A.

Tabela 3.1 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico A, segundo NRCS (2004).

Característica física do solo	Limite definido
Condutividade hidráulica	$> 40,0 \times 10^{-6}$ m/s
Profundidade até a camada impermeável	> 50 cm
Profundidade até o nível de água	> 60 cm

Ademais, solos que têm profundidades superiores a 100 cm até a camada impermeável e ao nível de água são considerados pertencentes ao grupo A se a condutividade hidráulica de todas as camadas existentes nesses 100 cm for superior a $10,0 \times 10^{-6}$ m/s.

- ii. Grupo B: Solos com potencial de produção de escoamento moderadamente baixo quando saturados, sendo a água transmitida livremente através dos mesmos. Possuem, tipicamente, entre 10% e 20% de argila e de 50% a 90% de areia. Alguns solos incluem material franco, franco silteoso, silte, ou franco argiloso arenoso bem agregados, com baixa densidade e com mais de 35% de fragmentos de rochas. A Tabela 3.2 resume os limites físicos característicos dos solos do grupo B.

Tabela 3.2 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico B, segundo NRCS (2004).

Característica física do solo	Limite definido
Condutividade hidráulica	$10,0 \times 10^{-6}$ m/s a $40,0 \times 10^{-6}$ m/s
Profundidade até a camada impermeável	> 50 cm
Profundidade até o nível de água	> 60 cm

Solos com profundidades superiores a 100 cm até a camada impermeável e ao nível de água são considerados do grupo B se a condutividade hidráulica de todas as camadas existentes nesses 100 cm estiver entre $4,0 \times 10^{-6}$ m/s e $10,0 \times 10^{-6}$ m/s.

- iii. Grupo C: Representa solos que tenham o potencial de produção de escoamento moderadamente alto quando totalmente saturados, sendo a transmissividade da água relativamente restrita. Devem apresentar entre 20% e 40% de argila e menos de 50% de areia. Incluem franco, franco siltoso, franco arenoso siltoso e franco argissolo siltoso. Algumas argilas, argilas siltosas e argilas arenosas podem ser incluídas neste grupo desde que sejam bem agregadas, tenham baixa densidade ou contenham mais de 35% de fragmentos rochosos. Os limites físicos característicos dos solos do grupo C são apresentados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico C, segundo NRCS (2004).

Característica física do solo	Limite definido
Condutividade hidráulica	$1,0 \times 10^{-6}$ m/s a $10,0 \times 10^{-6}$ m/s
Profundidade até a camada impermeável	> 50 cm
Profundidade até o nível de água	> 60 cm

Solos com profundidades superiores a 100 cm até determinada restrição ou até o nível de água são considerados neste grupo se a condutividade hidráulica de todas as camadas existentes nesses 100 cm estiver entre $0,40 \times 10^{-6}$ m/s e $4,0 \times 10^{-6}$ m/s.

- iv. Grupo D: Os solos inseridos neste grupo possuem alto potencial de produção de escoamento quando saturados. A transmissividade da água é restrita, podendo ser considerada muito restrita em alguns casos. Geralmente, apresentam mais de 40% de argila e menos de 50% de areia, com texturas argilosas. Em algumas regiões eles podem ser altamente expansivos. Todos os solos com menos de 50 cm de profundidade até a camada impermeável e menos de 60 cm até o nível de água se enquadram no grupo hidrológico D. A Tabela 3.4 apresenta os limites físicos da condutividade hidráulica desses solos.

Tabela 3.4 – Limites físicos dos solos inseridos no grupo hidrológico D, segundo NRCS (2004).

Característica física do solo	Limite definido
Condutividade hidráulica	$\leq 1,0 \times 10^{-6}$ m/s (profundidade de 50 cm a 100 cm até a camada impermeável)
	$\leq 0,40 \times 10^{-6}$ m/s (profundidade até a camada impermeável e nível de água superior à 100 cm)

Maiores detalhamentos dos solos que se enquadram em cada grupo hidrológico podem ser consultados em Sartori *et al.* (2005). Sartori (2010) desenvolveu, ainda, um conjunto de critérios de classificação hidrológica alternativo à classificação proposta pelo SCS, adaptado para as condições brasileiras e seguindo as recomendações do atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos apresentado pela EMBRAPA (2006).

O parâmetro CN foi desenvolvido para diversos complexos hidrológicos a partir de eventos de chuva e vazões máximas anuais observados em bacias hidrográficas com até 3 km² de área de drenagem e com apenas um grupo hidrológico (SCS, 1972). Devido à sua variabilidade, o CN foi, então, obtido para as condições médias da bacia. Tabelas que apresentam os CN's definidos para cada grupo conforme a descrição da cobertura estão disponíveis em NRCS (2004), versão em inglês e original do método SCS-CN, ou em DAEE (1979) e Sartori (2010), dentre outras traduções e adaptações propostas.

- Condição antecedente de escoamento

As primeiras versões do NEH trouxeram o conceito da condição de umidade antecedente (AMC, sigla em inglês), que poderia ser considerada nos estágios I, II ou III em função da umidade e da altura pluviométrica observada nos dias anteriores ao evento analisado. Associado a isso, o método SCS-CN disponibilizou tabelas e equações para obtenção dos CN I e III em função do CN II, sendo este o representante da condição média, comumente empregado na estimativa de vazões de cheias.

Entretanto, conforme descrito por Hawkins *et al.* (2009), essas definições iniciais do método foram revistas após questionamentos acerca da relação entre o CN e a precipitação dos últimos dias, evidenciada por alguns autores como inexistente. O SCS reconheceu a particularidade dos critérios considerados no conceito de AMC e o eliminou em 1993.

Com isso, criou-se um novo conceito: a condição antecedente de escoamento, da sigla ARC - *Antecedent Runoff Condition*, que permite que a condição média seja, por definição, diferente de local para local e seja uma função do clima, do solo, da vegetação e do uso da terra (SARTORI, 2010). Assim, a ARC II é reafirmada como as condições médias que antecedem uma cheia anual, sendo ela a tendência central da relação chuva-escoamento para todas as condições possíveis.

- Dados necessários à aplicação do método SCS-CN

Analisados os principais conceitos envolvidos no emprego do método SCS-CN, confirma-se que sua popularidade se deve, principalmente, ao reduzido número de parâmetros e à facilidade de obtê-los em tabelas ou formulações. Os dados necessários à aplicação direta e cálculo das vazões máximas são, basicamente, a retenção S , abstração inicial I_a e a precipitação P , sendo os dois primeiros funções do parâmetro CN e o último relacionado aos dados disponíveis na região em estudo.

Em relação aos dados necessários, cabe avaliar ainda a aplicabilidade do método no que se refere à área de drenagem da bacia hidrográfica. De acordo com Wilken (1978), McCuen (1982) e Genovez (2003), o método é indicado para bacias com áreas inferiores a 2600 km², enquanto Ramos *et al.* (1999), por considerá-lo pouco flexível em relação às constantes de atenuação de picos, sugerem seu emprego para bacias com áreas entre 3 e 250 km² (SANTOS, 2010). Ponce e Hawkins (1996) também defendem a aplicação em bacias com até 250 km², recomendando sua subdivisão caso seja de maior magnitude.

3.1.1.2 Descrição do método SCS-CN

O presente subcapítulo descreve o método SCS-CN a partir da publicação do NEH, originada dos estudos de Mockus (1949) e Andrews (1954).

Inicialmente, Mockus (1949) propôs que o escoamento direto poderia ser estimado a partir de informações sobre solos, uso da terra, chuva antecedente, duração da chuva, total precipitado, média anual da temperatura e data do evento. Estes fatores foram, então, combinados para caracterizar uma relação entre chuva e escoamento em função de um parâmetro empírico. Andrews (1954), por sua vez, utilizou dados de testes de infiltração realizados em determinadas províncias dos Estados Unidos para desenvolver um método gráfico que pudesse estimar o escoamento direto a partir da chuva para diversas situações da bacia, sendo

essa associação denominada complexo hidrológico solo-cobertura (RALLISON e MILLER, 1982 *apud* SARTORI, 2010), abordada no subcapítulo anterior.

As relações entre chuva e escoamento direto desenvolvidas por Mockus (1949) e Andrews (1954) eram bastante gerais e não exigiam a medição de vazão na bacia em suas aplicações. Dada a exigência de se ter um procedimento que se baseasse nos dados disponíveis e que pudesse ser aplicado nacionalmente, o SCS considerou estes trabalhos como a base para o desenvolvimento da equação do método do CN (RALLISON e MILLER, 1982 *apud* SARTORI, 2010; WOODWARD *et al.*, 2002).

Nela, supõe-se que P seja o volume total de chuva em determinada bacia hidrográfica e que X represente o volume de escoamento direto. A observação de gráficos com eventos monitorados (P, X) mostraram uma tendência côncava para cima, tal como indicado na Figura 3.1. Com o aumento da precipitação, essa tendência se tornava assintótica a uma reta com inclinação de 45°. Aparentemente, a tendência iniciava-se na origem do sistema cartesiano e havia considerável dispersão em seu entorno. A relação matemática que descreve esse comportamento se deu a partir da seguinte hipótese de Mockus: “A relação entre o volume de água de chuva retido no solo e o máximo volume a ser preenchido com água de chuva após o escoamento iniciar é igual à relação entre o volume escoado superficialmente e o volume máximo possível de se escoar” (SARTORI, 2010).

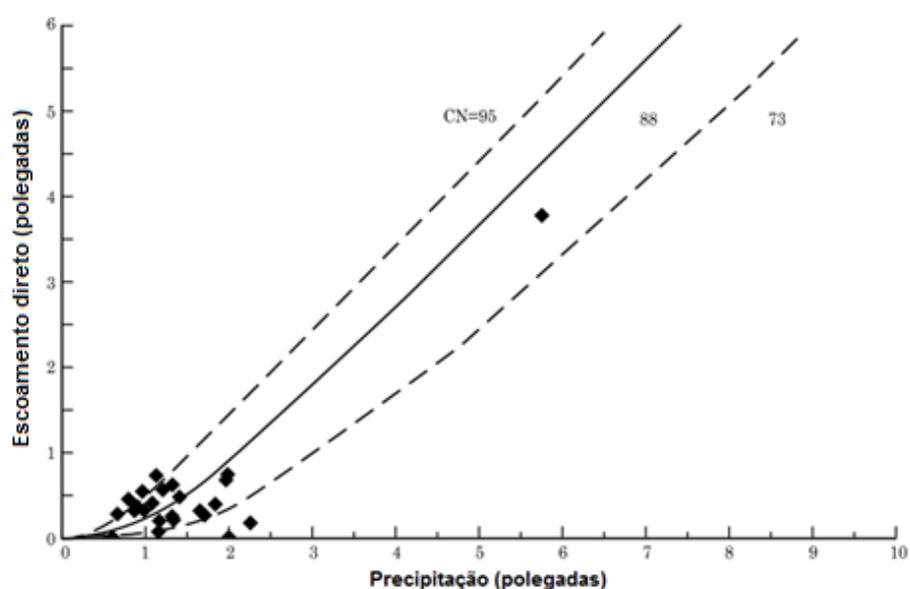


Figura 3.1 - Gráfico da chuva *versus* escoamento direto em eventos monitorados na bacia experimental 2 do *Agricultural Research Service* em Treynor, Iowa.

Fonte: Adaptado de NRCS (2004).

Com isso, considerando-se que as abstrações iniciais, denotadas por I_a , sejam nulas, que F represente o volume máximo de infiltração e que S seja a retenção máxima potencial, o método SCS propõe que:

$$\frac{X}{P} = \frac{F}{S} \quad (3.3)$$

Considerando-se a conservação de massa, então $F = P - X$ e, portanto:

$$\frac{X}{P} = \frac{P-X}{S} \quad (3.4)$$

Isolando a variável X do escoamento direto:

$$X = \frac{P^2}{P+S} \quad (3.5)$$

Quando há abstrações iniciais, ou seja, $I_a \neq 0$, condição mais comum de aplicação do método, o SCS-CN mantém o balanço de água na bacia, se baseando em duas hipóteses fundamentais, expressas da seguinte maneira:

$$P = I_a + F + X \quad (3.6)$$

$$\frac{X}{P-I_a} = \frac{F}{S} \quad (3.7)$$

Combinando as Equações 3.6 e 3.7, tem-se a fórmula geral de escoamento direto do método SCS-CN:

$$X = \frac{(P-I_a)^2}{(P-I_a)+S}, \text{ para } P \geq I_a \quad (3.8)$$

$$X = 0, \text{ para } P < I_a$$

Assim sendo, a aplicação do método SCS-CN não considera a variável tempo em suas formulações.

3.1.1.3 Principais limitações

Segundo Garen e Moore (2005), nenhum outro método de cálculo de vazões máximas agrega tantas vantagens como o SCS-CN, seja ele considerado cientificamente adequado ou não para

as bacias em análise. Esta condição de possível não aplicabilidade do modelo diz respeito aos diversos estudos desenvolvidos em todo o mundo, que têm apresentado suas desvantagens e sugerido seu aperfeiçoamento ou substituição. As indagações estão relacionadas, principalmente, aos conceitos iniciais do método e à sua aplicação em bacias hidrográficas com características significativamente distintas daquelas estudadas quando de sua formulação inicial, baseada em pequenas bacias rurais na região centro-oeste dos Estados Unidos. O presente item se dedica, portanto, a exibir os principais relatos sobre essas limitações.

- i. Segundo exposto por Hawkins (1975), a equação de cálculo do escoamento (Equação 3.8) é mais sensível ao CN escolhido do que à altura de chuva. Isso se torna um ponto crítico do método, pois os estudos envolvendo o cálculo confiável do CN são mais raros que os registros de precipitação, vastamente divulgados e tratados em todo o mundo;
- ii. Em relação à estrutura conceitual do método SCS-CN, Chow *et al.* (1988) criticam o comportamento temporal da curva de infiltração, implícita na formulação do método. Ao combinar as Equações 3.6 e 3.7 e derivá-las em relação ao tempo, considerando I_a e S constantes, os autores concluíram que a taxa de infiltração aumenta proporcionalmente com o aumento da intensidade da chuva, o que não tem sentido físico quando comparado à teoria da infiltração;
- iii. Hjelmfelt (1991) reforça que o método é inadequado para o cálculo do hietograma da precipitação efetiva, visto que não se comporta como uma equação de infiltração. Segundo o autor, a utilização da equação de escoamento direto do SCS-CN com essa finalidade se deve mais à falta de um método melhor do que à confiança no processo;
- iv. Hawkins (1993) realiza uma extensa crítica às limitações do método. Segundo ele, os valores de CN são estimados mais precisamente para bacias hidrográficas agrícolas tradicionais. Os cálculos envolvendo pastagens semiáridas ou áreas florestadas apresentam incoerências. Neste último caso, o autor afirma não haver relações entre o CN estimado pelas tabelas do NEH e o real, calculado com base nos dados de chuva e vazão monitorados, o que agrava o problema da sensibilidade do método. O autor propõe, então, o método do Ajuste Assintótico, detalhado no subcapítulo 3.1.2;
- v. Ponce e Hawkins (1996) relatam que o referido modelo chuva-vazão é amplamente aceito devido à autoridade da instituição de origem e por exigir um número limitado de

parâmetros de entrada. Segundo os autores, as maiores incertezas se devem à não consideração do efeito da intensidade da chuva e dos efeitos de escala espacial, à alta sensibilidade a mudanças no valor de CN e à sua ambiguidade em relação a determinação das condições antecedentes de umidade. Destacam também que o método não tem bom desempenho em áreas florestais, se adaptando melhor em cursos de água com escoamento de base insignificante, e que o coeficiente de perda inicial, fixado em 0,20, deveria ser interpretado como um parâmetro regional;

- vi. Conforme descrito por Mullem *et al.* (2002), apesar da retenção potencial máxima estar relacionada às características do solo e de sua cobertura, S não é uma propriedade física identificável, ou seja, varia para cada valor de precipitação considerado. Entretanto, a prática do método SCS-CN fixa apenas um valor de CN médio para a bacia em estudo, resultando em uma retenção constante e que dificilmente é representativa de todos os cenários de altura de chuva simulados;
- vii. Cruz (2004) concluiu em seu estudo em bacias urbanas de Porto Alegre - RS que pequenas alterações no CN podem representar variações significativas nas vazões geradas pelo modelo. Segundo o autor, erros da ordem de 5% no referido parâmetro conduziram a vazões de saída que variaram entre -26% e +114% nas bacias analisadas;
- viii. Jain *et al.* (2006) e Elhakeen e Papanicolaou (2009) alegam que a perda inicial não é linearmente proporcional à retenção potencial máxima, confrontando o conceito abordado na Equação 3.2;
- ix. A amplitude de períodos de retorno associados às cheias empregadas para tabular os valores de CN não é conhecida e, portanto, não se sabe até quais magnitudes o modelo é aplicável (MISHRA *et al.*, 2007);
- x. Sartori (2010) determinou valores referência de CN para alguns tipos de culturas e manejo do solo em bacias brasileiras e verificou diferenças significativas em relação aos valores tabelados originalmente;
- xi. Tedela *et al.* (2012), similarmente, em um estudo de áreas florestadas e montanhosas, verificaram que os CN tabelados não estimam o escoamento direto precisamente e que um

único valor de CN é, na maioria dos casos, inadequado devido à sua variabilidade em função da magnitude ou probabilidade de ocorrência da chuva;

- xii. Mishra *et al.* (2012) justificam a edição especial do *Journal of Hydrologic Engineering*, questionando as limitações e credibilidade do método, enquanto destacam que sua popularidade se deve à simplicidade, estabilidade e facilidade de entendimento e aplicação. Nessa edição, são apresentados artigos com foco nas aplicações convencionais do método SCS-CN e nos avanços recentes que incorporam as variáveis infiltração, tempo e intensidade da chuva; e
- xiii. Cunha *et al.* (2015) listam diversas críticas e limitações do método, destacando a prática hidrológica em se observar uma tendência do método de superestimar os volumes de escoamento para chuvas de maior magnitude.

Todas essas incertezas envolvidas na aplicação direta do SCS-CN motivaram o aparecimento de propostas de alterações da formulação original. Uma extensa lista de alternativas é compilada na revisão crítica de Mishra *et al.* (2007). Sahu *et al.* (2010) apresentam ampla revisão bibliográfica acerca das discussões realizadas nas últimas três décadas sobre o tema e descrevem as propostas mais recentes de aperfeiçoamento do método, comparando seus resultados. O editorial de Hawkins (2014), complementarmente, discute a necessidade de se pensar em métodos alternativos ao SCS-CN, que se mostrou incoerente em diversos estudos divulgados até então. Barlett (2016) apresentam, ainda, uma alternativa de modelo chuva-vazão espacialmente distribuído.

3.1.2 Método do Ajuste Assintótico

A seleção de eventos (P, X) em diferentes bacias dos Estados Unidos permitiu que Hawkins (1993) desenvolvesse um método de cálculo do parâmetro CN a partir de dados observados. O autor observou que o valor do CN depende da altura de chuva do evento, tendendo, na maioria dos casos, a um valor constante à medida que a precipitação aumenta. Segundo ele, esse fato pode ser atribuído às variações temporais e espaciais da chuva e das propriedades da bacia, qualidade dos dados medidos e efeitos da umidade antecedente do solo.

A Equação 3.8 para cálculo do escoamento direto considera que uma chuva de determinada frequência gera uma vazão de mesma frequência e, para todos os períodos de retorno de

interesse, o valor do CN é considerado consistente. Com base nisso, Hjelmfelt (1980) propôs o conceito da correspondência de frequência para os casos em que se utilizam registros de chuva e vazão observados. Nele, os eventos de chuva e vazão originalmente selecionados (P_i , X_i), referentes a um conjunto de ocorrências indexadas por i , são denominados naturais quando aquele valor de P gerou o escoamento direto X correspondente. Ao se ordenar os eventos separadamente e classificá-los em pares de mesma frequência, tem-se os denominados eventos ordenados. Nesse caso, os escoamentos superficiais não necessariamente são associados às precipitações que os causaram e sim às precipitações de mesmo período de retorno.

Para cálculo da retenção máxima potencial a partir de registros chuva-vazão observados, Hawkins (1973) desenvolveu uma solução quadrática da Equação 3.8 do método SCS-CN:

$$S = 5[P + 2X - (4X^2 + 5PX)^{1/2}] \quad (3.9)$$

Assim, para qualquer par (P , X) observado, em que $0 < X < P$, é possível obter S e, conseqüentemente, um valor de CN.

Aplicando-se o conceito de correspondência de frequência, ou seja, utilizando pares (P , X) ordenados, e calculando-se o CN para cada um deles (Equação 3.9), Hawkins (1993) identificou que o CN pode variar com a altura de chuva seguindo três comportamentos. O primeiro deles, mais frequentemente observado, é denominado comportamento padrão, no qual o CN apresenta declínio com o aumento da altura de chuva, aproximando-se de um valor assintótico para elevadas alturas (Figura 3.2). Outra possibilidade é o comportamento complacente, em que o CN declina continuamente com o aumento da altura de chuva, sem tendência de aproximação de um valor constante, conforme indicado na Figura 3.3. Por fim, caso o valor do CN aumente abruptamente e se aproxime de um valor constante para maiores alturas tem-se o denominado comportamento abrupto, o menos comum dentre os dados monitorados (Figura 3.4). Esses comportamentos são a base conceitual do método do Ajuste Assintótico proposto pelo autor.

Destaca-se, ainda, que as linhas contínuas representadas nas Figuras 3.2 a 3.4 se referem aos limites inferiores de escoamento direto, obtidos a partir da Equação 3.10 de cálculo do CN_0 , para $P = I_a = 0,2S$ e, conseqüentemente, $X = 0$. O parâmetro CN não pode ser determinado a

partir de dados observados quando se identifica o comportamento da curva do CN_0 , pois nenhum valor assintótico é claramente aproximado nesse caso (HAWKINS, 1993).

$$CN_0 = 2540 / (25,4 + P/2) \quad (3.10)$$

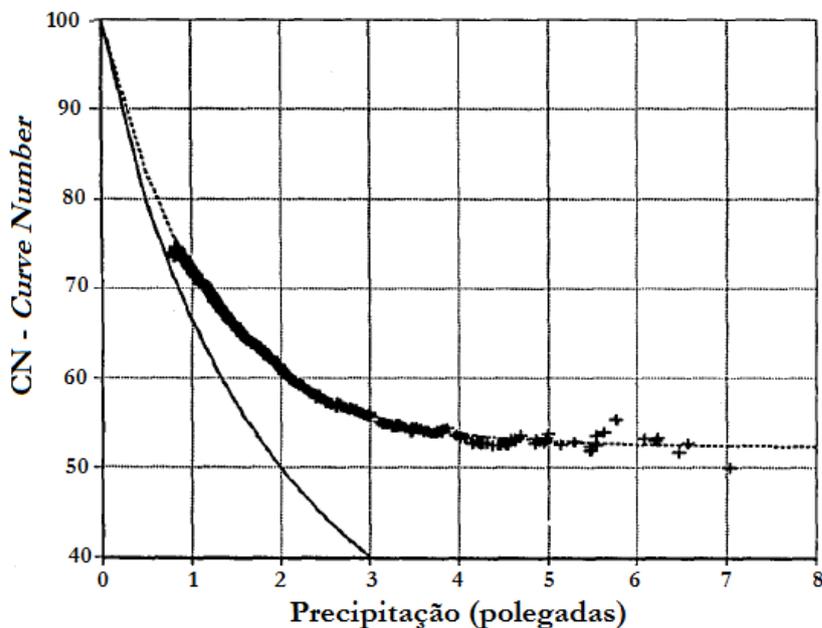


Figura 3.2 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento padrão.

Fonte: Adaptado de Hawkins (1993).

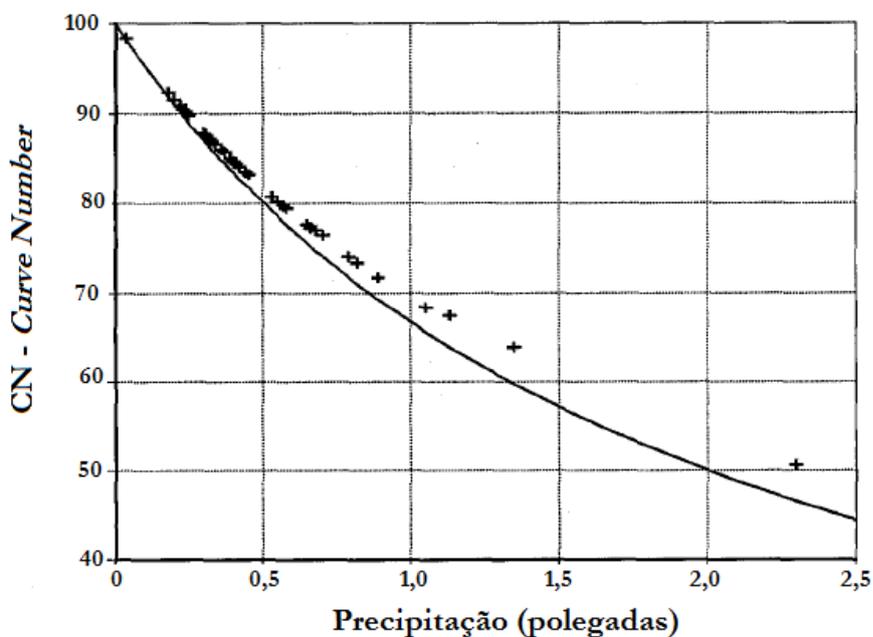


Figura 3.3 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento complacente.

Fonte: Adaptado de Hawkins (1993).

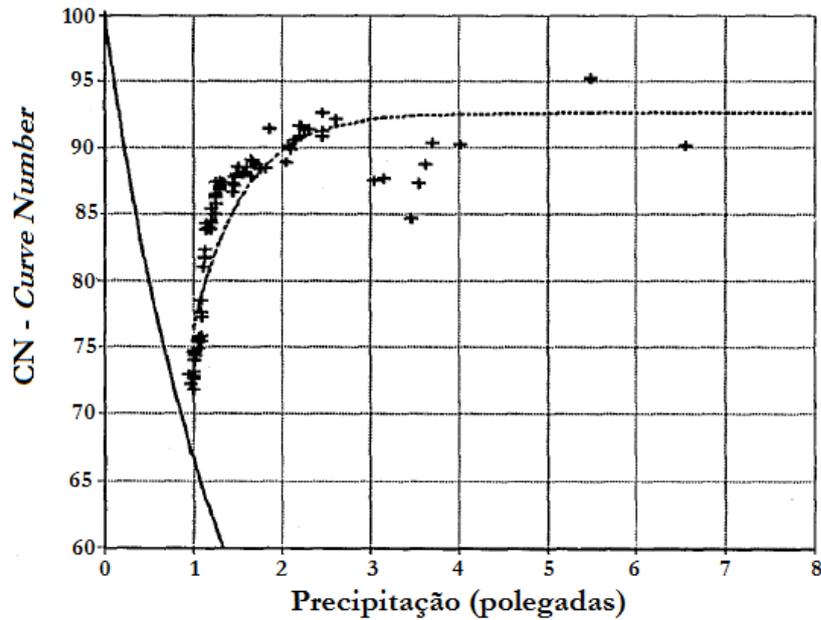


Figura 3.4 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento abrupto.

Fonte: Adaptado de Hawkins (1993).

No método, o valor constante e assintótico é utilizado na definição do CN para eventos extremos de precipitação, sendo este valor considerado o melhor ajuste para a bacia em estudo. Assim, no caso de não se aproximar de um valor constante, tal como ocorre para as bacias com comportamento complacente, o CN não pode ser determinado. A questão é, então, reduzida à determinação dos CN's nos casos padrão e abrupto, para os quais Hawkins (1993) ajustou as Equações assintóticas 3.11 e 3.12, respectivamente.

$$CN(P) = CN_{ASSINTÓTICO} + (100 - CN_{ASSINTÓTICO})e^{-k_1P} \quad (3.11)$$

$$CN(P) = CN_{ASSINTÓTICO}[1 - e^{-k_2P}] \quad (3.12)$$

em que $CN_{ASSINTÓTICO}$ é o valor constante do CN aproximado para precipitações que tendem ao infinito (eventos extremos) e k é uma constante do ajuste. Ambas as equações devem ser ajustadas pelo método de mínimos quadrados para $CN_{ASSINTÓTICO}$ e k (SNELLER, 1985; ZEVENBERGEN, 1985).

Apesar de não haver equações assintóticas para o comportamento complacente, D'Asaro *et al.* (2014) destacam que o escoamento direto nas bacias que nele se enquadram é mais bem modelado por:

$$X = CP \tag{3.13}$$

sendo o coeficiente de escoamento C relativamente baixo e compreendido entre 0,005 e 0,050.

Entretanto, baseando-se em Hawkins *et al.* (2015), este coeficiente pode apresentar uma faixa de variação relativamente maior, com ocorrências entre 0,003 e 0,070. Os autores enfatizam, então, que a Equação linear 3.13, de declividade C , é compreensivelmente simples e conveniente de ser aplicada em bacias com $C < 0,070$. A Equação 3.8, por sua vez, deveria ser considerada apenas a partir desse limiar, uma vez que não considera as situações de linearidade identificadas para os baixos valores do coeficiente.

Hawkins (1993) identificou, ainda, que o comportamento abrupto pode ser precedido de um complacente para baixas precipitações em determinadas bacias. Hawkins *et al.* (2015) reforçam essa teoria com o denominado comportamento complacente-abrupto. Segundo os autores, o comportamento abrupto requer precipitações de grande escala para ser identificado, o que o torna raro, mas com consequências significativas. Assim, estabelece-se que o comportamento complacente ocorre até uma altura de chuva limite P_t , a partir da qual uma forte relação $\Delta X/\Delta P$ se inicia, permanecendo válida a Equação 3.13. Para precipitações superiores à P_t , dever-se-á aplicar a equação de resposta abrupta:

$$X = CP_t + (b_2 + C)(P - P_t) \tag{3.14}$$

estando b_2 entre 0,60 e 1,00, uma ordem de grandeza superior à do coeficiente de escoamento C quando da ocorrência do comportamento complacente. O máximo valor de $\Delta X/\Delta P$ é 1,00, representando o momento em que toda a bacia hidrográfica contribui para a chuva efetiva.

Assim, Hawkins *et al.* (2015) definem que bacias com esta característica indicarão, para menores precipitações, o comportamento complacente e, para maiores alturas, o comportamento abrupto. Nessas condições, qualquer bacia de comportamento complacente poderá exibir uma resposta abrupta, desde que o monitoramento abranja registros extremos. A Figura 3.5 representa este novo comportamento, comparando-o com os comportamentos padrão e complacente separadamente.

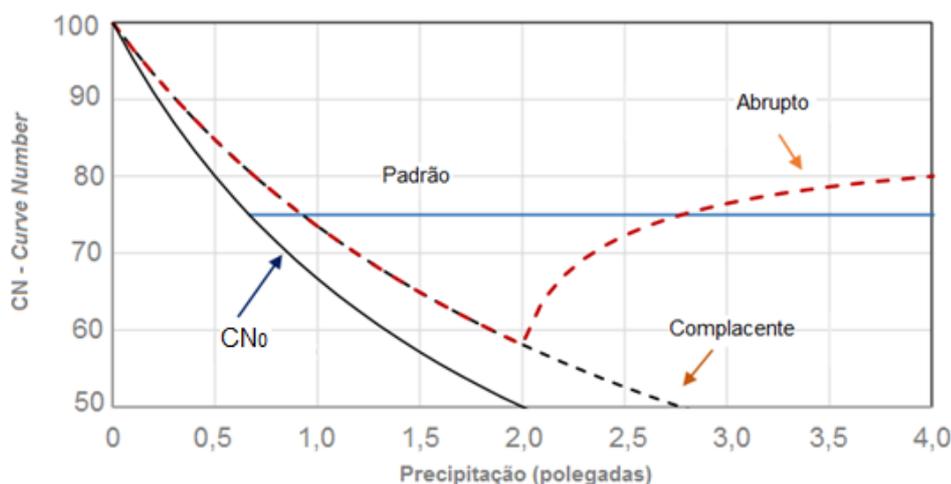


Figura 3.5 - Variação do CN com a altura de chuva para uma bacia de comportamento complacente-abrupto em relação aos comportamentos padrão e complacente. Fonte: Adaptado de Hawkins *et al.* (2015).

Como o comportamento complacente-abrupto é uma exceção da resposta padrão entre chuva e CN, sua identificação não é simples. Muitas vezes, os eventos monitorados representam pequenas alturas de chuva, não sendo possível determinar visualmente o comportamento que melhor se enquadra. Um exemplo prático dessa dificuldade baseia-se na amplitude considerada no eixo das abcissas nas Figuras 3.2 e 3.3, apresentadas por Hawkins (1993). Enquanto o comportamento padrão é definido para eventos de chuva com até 7 polegadas na bacia hidrográfica de Coweeta, na Carolina do Norte (Figura 3.2), o comportamento complacente foi determinado para eventos de até 2,5 polegadas para a bacia West Donaldson Creek, Oregon (Figura 3.3). Sendo assim, é razoável admitir que o comportamento complacente nesta bacia poderá ser redefinido à medida que se identifiquem eventos chuvas de maior magnitude.

Para auxiliar nesse reconhecimento, os estudos de caso realizados por Hawkins *et al.* (2015) propõem as seguintes hipóteses:

- Comportamento padrão: solos granulados, nus ou com camada superficial fina, evidência de processos de escoamento direto, vegetação bem enraizada, bacias com erosão nos canais, áreas de agricultura ou drenagem urbana desenvolvidas; e
- Comportamento complacente: geralmente não se tem evidências claras de escoamento direto, escoamentos de base significativos, florestas profundas e cobertura vegetal densa, solos porosos, situações de neve no solo.

Em síntese, as bacias de comportamento padrão são mais impermeáveis que aquelas de comportamento complacente, candidatas ao comportamento abrupto para grandes alturas de chuva.

Segundo Mullem *et al.* (2002), o método do Ajuste Assintótico tem sido adotado como procedimento padrão pelo *Curve Number Work Group* para determinação do CN a partir de dados locais. Além disso, estudos recentes têm aplicado o método em bacias hidrográficas fora dos Estados Unidos, como Sartori (2010), Tedela *et al.* (2012), D'Asaro e Grillone (2012), D'Asaro *et al.* (2014) e Cunha *et al.* (2015). Estes últimos, com estudo de caso aplicado à bacia brasileira do ribeirão Serra Azul em Jardim, localizada em Juatuba - MG, verificaram que o método do SCS tende a superestimar o volume escoado e as vazões de pico, principalmente para eventos de maior magnitude, e que o modelo ajustado para cálculo do CN em função da chuva, combinado com o hidrograma unitário médio da bacia, forneceu resultados com menor erro percentual em relação aos eventos monitorados.

3.2 Métodos probabilísticos

Naghattini e Pinto (2007) destacam que quase todos os processos hidrológicos são considerados estocásticos ou governados por leis de probabilidades, por conterem componentes aleatórias, as quais se superpõem a regularidades eventualmente explicitáveis. As distribuições espacial e temporal da precipitação, a velocidade e a direção de deslocamento da tormenta sobre a bacia, as variações temporais e espaciais das perdas por interceptação, evapotranspiração e infiltração, bem como dos teores de umidade do solo, são exemplos do grande número de fatores interdependentes que podem causar cheias ou influir em sua formação e intensificação. Entretanto, rigorosamente, inexitem relações funcionais e unívocas entre as variáveis, sendo os métodos probabilísticos também uma simplificação dos processos hidrológicos.

Conforme exposto por Sansigolo *et al.* (1984), a grande vantagem desta alternativa de aproximação é a análise de risco associada, impossível de ser feita a partir dos métodos determinísticos devido às suas origens.

3.2.1 Análise de frequência de eventos extremos

A determinação da magnitude e da frequência de ocorrência de vazões de enchentes constitui uma das mais importantes e complexas aplicações da teoria de probabilidades e da estatística

matemática na hidrologia: a análise de frequência. Essa aplicação fornece subsídios para a adoção de medidas que visam a redução dos riscos de inundação, bem como para projetos e operações de estruturas hidráulicas destinadas ao aproveitamento de recursos hídricos.

A análise de frequência tem como objetivo estabelecer a probabilidade de uma variável aleatória igualar ou exceder determinado quantil de interesse, baseando-se nos registros de sua série temporal. Essa série de dados sequenciados por sua ocorrência no tempo representa um subconjunto com um número limitado de observações, considerado a amostra, extraído do conjunto de todas as realizações possíveis, denominado população. Conforme memorado por Naghettini e Pinto (2007) pressupõe-se que uma dada amostra tenha sido sorteada aleatoriamente, dentre um número infinito de outras amostras que também poderiam, com igual chance, ser extraídas da população. Assim, a análise de frequência fornece conclusões sobre o comportamento populacional da variável hidrológica em questão.

A aplicação deste método probabilístico sugere a garantia da independência, estacionariedade e representatividade dos dados hidrológicos que compõem a série temporal disponível. Isso significa que os elementos da série não podem estar correlacionados entre si, devendo ser identicamente distribuídos e representar adequadamente a variabilidade inerente ao fenômeno avaliado.

Quanto à sua abordagem no espaço, a análise de frequência pode ser classificada como local ou regional. Quando são utilizados apenas dados pontuais, registrados em uma única estação de medição, tem-se a análise de frequência local. Em contrapartida, na análise de frequência regional, são usados dados provenientes de diversas estações hidrometeorológicas, associados a similaridades fisiográficas e/ou climáticas de uma área geográfica, permitindo estimar a distribuição de frequência da variável hidrológica em locais com monitoramento escasso ou inexistente. Este último caso não compõe o escopo do presente trabalho, sendo recomendado seu aprofundamento a partir da proposta de Hosking e Wallis (1997).

Naghettini e Pinto (2007) se destacam ao detalharem a hidrologia estatística, abordando as principais distribuições e aplicações existentes para as variáveis de interesse. Com base nos autores, realiza-se na sequência uma sucinta descrição dos principais métodos de estimação dos parâmetros da distribuição de probabilidades escolhida para representar o comportamento populacional a partir de registros hidrométricos regulares.

3.2.1.1 Método dos momentos (MMO)

Este método de estimação dos parâmetros da distribuição de probabilidades de interesse consiste em igualar os momentos amostrais aos populacionais. Formalmente, sejam $y_1, y_2, y_3, \dots, y_N$ as observações de uma amostra aleatória simples retirada de uma população de uma variável aleatória distribuída conforme $f_Y(y; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k)$ de k parâmetros. Suponha, ainda, que os momentos populacionais e amostrais sejam denotados por μ_j e m_j , respectivamente. O sistema de equações fundamental do MMO será, portanto, dado por:

$$\mu_j(\hat{\theta}_1, \hat{\theta}_2, \dots, \hat{\theta}_k) = m_j \text{ com } j = 1, 2, \dots, k \quad (3.15)$$

As soluções $\hat{\theta}_1, \hat{\theta}_2, \dots, \hat{\theta}_k$ desse sistema de k equações e k incógnitas fornecerão as estimativas dos parâmetros θ_j pelo método dos momentos.

3.2.1.2 Método da máxima verossimilhança (MVS)

O método da máxima verossimilhança consiste em maximizar uma função dos parâmetros da distribuição, denominada função de verossimilhança. Para tal, considere novamente que $y_1, y_2, y_3, \dots, y_N$ representem as observações constituintes de uma amostra aleatória retirada de uma população que se distribui conforme a densidade $f_Y(y; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k)$ de k parâmetros. A função densidade conjunta dessa amostra simples, constituída por $Y_1, Y_2, Y_3, \dots, Y_N$, é dada por:

$$f_{Y_1, Y_2, \dots, Y_N}(y_1, y_2, \dots, y_N) = f_Y(y_1) f_Y(y_2) \dots f_Y(y_N) \quad (3.16)$$

Essa densidade conjunta é proporcional à probabilidade de que a amostra tenha sido extraída da população, sendo conhecida por função de verossimilhança. Em termos formais, é reescrita como:

$$L(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k) = \prod_{i=1}^N f_Y(y_i; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k) \quad (3.17)$$

Os valores θ_j que maximizam a função de verossimilhança são aqueles que também maximizam a probabilidade de que aquela amostra aleatória específica tenha sido sorteada da população, tal como definida pela densidade prescrita. A procura pela função de máxima verossimilhança resulta no sistema de k equações e incógnitas que se segue.

$$\frac{\partial L(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k)}{\partial \theta_j} = 0; j = 1, 2, \dots, k \quad (3.18)$$

As soluções desse sistema de equações são os estimadores $\hat{\theta}_j$ de máxima verossimilhança. A função logaritmo de verossimilhança $\ln [L(\theta)]$ é frequentemente utilizada em substituição à função de verossimilhança propriamente dita, pois facilita a construção do sistema da Equação 3.18. Segundo Naghettini e Pinto (2007), isso se justifica pelo fato da função logaritmo ser contínua, monótona e crescente, fazendo com que maximizar o logaritmo da função seja o mesmo que maximizar a mesma.

3.2.1.3 Método dos momentos-L (MML)

Os momentos ponderados por probabilidades (MPP) foram introduzidos por Greenwood *et al.* (1979), que os definiram pela seguinte expressão geral:

$$M_{p,r,s} = E[X^p [F_X(x)]^r [1 - F_X(x)]^s] = \int_0^1 [x(F)]^p F^r (1 - F)^s dF \quad (3.19)$$

onde $x(F)$ denota a função de quantis e p , r e s representam números reais.

Quando r e s são nulos e p é um número positivo, os MPP's $M_{p,0,0}$ equivalem aos momentos convencionais μ_p de ordem p , em relação à origem. Os MPP's $M_{1,0,s}$ e $M_{1,r,0}$ são os mais frequentemente utilizados na caracterização de distribuições de probabilidades, especificados por:

$$M_{1,0,s} = \alpha_s = \int_0^1 x(F)(1 - F)^s dF \quad (3.20)$$

$$M_{1,r,0} = \beta_r = \int_0^1 x(F)F^r dF \quad (3.21)$$

Hosking (1986) demonstrou que α_s e β_r , como funções lineares de x , possuem a generalidade suficiente para a estimação de parâmetros de distribuições de probabilidades, além de estarem menos sujeitos a flutuações amostrais e, portanto, serem mais robustos do que os correspondentes momentos convencionais. Para uma amostra $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_N$, ordenada de modo crescente, as estimativas não-enviesadas de α_s e β_r podem ser calculadas pelas seguintes expressões, estando ambos relacionados entre si:

$$\alpha_s = \hat{\alpha}_s = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\binom{N-i}{s}}{\binom{N-1}{s}} x_i \quad (3.22)$$

$$b_r = \hat{\beta}_r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\binom{i-1}{r}}{\binom{N-1}{r}} x_i \quad (3.23)$$

Conforme explicitado por Naghettini e Pinto (2007), embora α_s e β_r sejam passíveis de serem usados na estimação de parâmetros, eles não são de fácil interpretação como descritores de forma das distribuições de probabilidades. Por esse motivo, Hosking (1990) introduziu o conceito de momentos-L, grandezas diretamente interpretáveis como descritores de escala e forma das distribuições. Os momentos-L de ordem r , denotados por λ_r , são combinações lineares dos MPP's α_s e β_r e formalmente definidos por:

$$\lambda_r = (-1)^{r-1} \sum_{k=0}^{r-1} p_{r-1,k} \alpha_k = \sum_{k=0}^{r-1} p_{r-1,k} \beta_k \quad (3.24)$$

onde $p_{r-1,k} = (-1)^{r-k-1} \binom{r-1}{k} \binom{r+k-1}{k}$. A aplicação da Equação 3.24 para os momentos-L, de ordem inferior a 4, resulta em:

$$\lambda_1 = \alpha_0 = \beta_0 \quad (3.25)$$

$$\lambda_2 = \alpha_0 - 2\alpha_1 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (3.26)$$

$$\lambda_3 = \alpha_0 - 6\alpha_1 + 6\alpha_2 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (3.27)$$

$$\lambda_4 = \alpha_0 - 12\alpha_1 + 30\alpha_2 - 20\alpha_3 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad (3.28)$$

O momento-L λ_l equivale à media, sendo, portanto, uma medida populacional de posição. Para ordens superiores a 1, Naghettini e Pinto (2007) explicam que os quocientes de momentos-L são particularmente úteis na descrição da escala e forma das distribuições de probabilidades.

O coeficiente τ é definido como sendo equivalente ao coeficiente de variação convencional, o qual pode ser interpretado como uma medida populacional de dispersão ou de escala. Análoga e respectivamente, τ_3 e τ_4 referem-se aos coeficientes de assimetria e curtose convencionais. As Equações 3.29 a 3.31 apresentam as suas formulações.

$$\tau = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (3.29)$$

$$\tau_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \quad (3.30)$$

$$\tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} \quad (3.31)$$

O método MML de estimação de parâmetros, semelhantemente ao método dos momentos convencionais, consiste em igualar os momentos-L populacionais aos momentos-L amostrais. O resultado dessa operação produzirá as estimativas dos parâmetros da distribuição de probabilidades em questão.

Sejam $y_1, y_2, y_3, \dots, y_N$ as observações de uma amostra aleatória simples retirada de uma população de uma variável aleatória distribuída conforme $f_Y(y; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k)$ de k parâmetros. Se $[\lambda_1, \lambda_2, \tau_j]$ e $[l_1, l_2, t_j]$ representam, respectivamente, os momentos-L (e seus quocientes) populacionais e amostrais, o sistema de equações fundamental do método dos momentos-L é:

$$\lambda_i(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k) = l_i \text{ com } i = 1, 2 \quad (3.32)$$

$$\tau_j(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k) = t_j \text{ com } j = 3, 4, \dots, k-2$$

Equivalentemente, as soluções $\hat{\theta}_1, \hat{\theta}_2, \dots, \hat{\theta}_k$ desse sistema de k equações e k incógnitas fornecerão as estimativas dos parâmetros θ_j pelo método MML.

3.2.1.4 Propriedades das principais distribuições de probabilidades

São numerosas as distribuições de probabilidades aplicáveis à variáveis hidrológicas: Normal, Log-Normal, Gumbel, Pearson Tipo III, Gama, dentre outras. Geralmente, a seleção da que melhor representa a população analisada se baseia na qualidade e consistência de seu ajuste aos dados disponíveis. Para auxiliar nessa escolha, foram desenvolvidos diversos testes de aderência, como o do Qui-Quadrado, o de Kolmogorov-Smirnov e o de Filliben, detalhados por Naghettini e Pinto (2007). Ressalta-se, entretanto, que no caso de se terem curtas amostras de dados, os testes de aderência não serão suficientemente conclusivos na seleção da distribuição de probabilidades a ser utilizada.

Conforme será visto no subcapítulo 3.2.2, o método GRADEX sugere em suas etapas de cálculo a utilização de distribuições de probabilidades que exibam uma cauda superior assintoticamente exponencial. Respeitando essa hipótese inicial do método, julga-se coerente detalhar apenas as principais distribuições candidatas, não sendo objetivo do trabalho revisar

as propriedades de todas aquelas passíveis de utilização na prática da hidrologia. Assim sendo, o Anexo I apresenta as informações fundamentais de determinadas distribuições de probabilidades, quais sejam: Gumbel, Gama, Normal, Log-Normal, Exponencial e TCEV. Ressalta-se que o detalhamento das demais distribuições também pode ser consultado em Naghettini e Pinto (2007).

3.2.1.5 Posições de plotagens

Um gráfico de probabilidade associa as magnitudes das observações ordenadas às suas respectivas probabilidades empíricas. No caso de eventos máximos, a estimação da probabilidade empírica de excedência, associada a certo ponto, é geralmente referida como a determinação da posição de plotagem, a qual pode ser expressa como uma fração entre 0 e 1, ou como uma porcentagem entre 0 e 100.

Assim, para o caso de eventos extremos, uma fórmula para a estimação da posição de plotagem deve especificar a frequência com que um, entre n valores ordenados de modo decrescente, será igualado ou superado. Diversas fórmulas de posição de plotagem têm sido apresentadas na literatura, as quais, geralmente, produzem valores similares no centro da distribuição, mas variam consideravelmente nas caudas (NAGHETTINI e PINTO, 2007). As mais utilizadas derivam da fórmula mais geral introduzida por Cunnane (1978):

$$q_i = \frac{i-a}{n+1-2a} \quad (3.33)$$

onde a é uma constante que pode ter diferentes valores em conformidade com as hipóteses distributivas. Se $a = 0$, obtém-se a fórmula de Weibull; se $a = 0,44$, a fórmula de Gringorten; se $a = 0,375$, a fórmula de Blom; se $a = 0,50$, a fórmula de Hazen e se $a = 0,40$, a fórmula de Cunnane.

3.2.1.6 Incertezas associadas à análise de frequência

Lima (2005) destaca em seu estudo que os métodos convencionais de análise de frequência de vazões de enchentes, a partir do ajuste de uma distribuição de probabilidades à série de dados observados e na extrapolação de sua cauda superior para estimar a probabilidade de excedência de eventos extremos, estão sujeitos a um elevado grau de incertezas.

Nesse sentido, Guillot (1993) afirma que funções de distribuição ajustadas apenas a séries de vazão, mesmo que estas sejam extensas e confiáveis, não devem ser extrapoladas. Segundo

ele, a não linearidade da relação chuva-vazão cria uma elevada assimetria, o que elimina a ideia de que a cauda superior de uma distribuição de probabilidades deva ser a extensão daquela obtida a partir dos dados observados.

Segundo Benjamim e Cornell (1970), as incertezas envolvidas na estimação da probabilidade de excedência de vazões extremas podem ser divididas em três categorias:

- i. Incerteza natural, dada a aleatoriedade do fenômeno hidrológico, caracterizado por um processo estocástico;
- ii. Incerteza estatística, associada à estimação dos parâmetros da distribuição de probabilidades a partir de curtas amostras, sujeitas a erros de medição ou de curva-chave; e
- iii. Incerteza do modelo, devido à inexistência de leis dedutivas para seleção da distribuição de probabilidades a ser empregada.

Assim sendo, a análise de frequência de vazões máximas, baseada em curtas amostras de dados sistemáticos, pode conduzir a estimativas pouco realistas das probabilidades de excedência e quantis de eventos extremos. Nesses casos, devem-se agregar as demais informações disponíveis na bacia hidrográfica e em suas proximidades. Listam-se como principais alternativas a utilização de séries de duração parcial, a análise conjunta dos dados fluviométricos de diferentes estações de medição a partir de técnicas de regionalização hidrológica, a incorporação de informações históricas e/ou paleohidrológicas sobre cheias (dados não sistemáticos) e a associação das séries de precipitação aos estudos. Esta última questão será mais bem trabalhada na revisão sobre o método GRADEX, no subcapítulo que se segue. As demais opções podem ser consultadas em Naghettini e Pinto (2007).

3.2.2 Método GRADEX

3.2.2.1 Base conceitual

O método GRADEX é um método probabilístico para determinação de valores extremos de vazão. Descrito primeiramente por Guillot e Duband (1967), foi desenvolvido pela companhia energética *Electricité de France*. Segundo Michel e Oberlin (1987), a sua popularização na França se deve, principalmente, à simplicidade na aplicação e à possibilidade de emprego em bacias com curtas séries de vazões. Duband *et al.* (1988) destacam, ainda, que o método tem sido extensivamente utilizado em outros países, além do de origem, para o desenvolvimento de projetos de hidrelétricas e dimensionamento de vertedouros. Outras publicações

importantes referentes ao GRADEX são do *Comité Français des Grands Barrages* (1994), Mosquera *et al.* (2000) e Zemzami *et al.* (2013).

No Brasil, o método GRADEX é pouco conhecido e utilizado. Zuffo (1993) acredita que esse desconhecimento se deva à escassez de bibliografia adequada. Além dessa, outras publicações que abordam a aplicação do método em bacias hidrográficas brasileiras são: Sansigolo *et al.* (1984), Versiani e Coelho (1991), Zuffo *et al.* (1994), Zuffo e Leme (2005), Fernandes e Naghettini (2007), Fernandes e Naghettini (2008) e Naghettini *et al.* (2012).

- Hipóteses iniciais do método GRADEX

O objetivo do método é extrapolar a curva de frequência dos volumes de cheia a partir dos volumes de precipitação (NAGHETTINI *et al.*, 1996), baseando-se na realidade de que os registros pluviométricos são comumente mais abundantes que os fluviométricos, com séries mais longas e confiáveis. Para isso, supõem-se duas hipóteses básicas:

- i. Em condição de saturação, qualquer incremento no volume de precipitação tende a produzir igual incremento no volume de escoamento; e
- ii. A cauda superior da distribuição de volumes de precipitação tem decaimento exponencial, conforme a Equação 3.34.

$$1 - F(p) = \exp\left(-\frac{p-K}{a}\right) \quad (3.34)$$

na qual K e a são os parâmetros de posição e escala, respectivamente. Esses parâmetros são estimados pelo ajuste de uma distribuição que tenha um comportamento assintoticamente exponencial na cauda superior aos dados de precipitação.

As principais distribuições candidatas, segundo Naghettini (1994), são a Gumbel, a Gamma, a Normal e a Log-Normal. Fernandes (2005) acrescenta, ainda, a distribuição TCEV como possibilidade. Entretanto, originalmente, o método GRADEX sugere apenas a aplicação da distribuição de probabilidade de Gumbel aos máximos eventos de chuva. Guillot e Duband (1967) e CTGREF (1972) defendem essa restrição devido aos extensos estudos realizados na França, Estados Unidos, África do Sul, Austrália e Israel que verificaram que um número considerável de estações segue a referida distribuição.

Estudos realizados por Fernandes (1990) na região Sul/Sudeste do Brasil indicam que a distribuição de Gumbel também foi a que se mostrou mais robusta, tanto no caso de vazões como no de precipitações extremas. Zuffo (1993), por sua vez, desenvolve uma extensa revisão acerca da distribuição a ser adotada quando do emprego do método GRADEX. Em sua aplicação em 18 bacias hidrográficas no Estado de São Paulo, o autor comparou os resultados do método aplicando as distribuições Gumbel e Log-Normal. Os resultados obtidos por ambas foram muito próximos, estimando baixas vazões específicas correspondentes a 100 anos de período de retorno, o que poderia indicar uma subestimação dos valores calculados.

Há de se ressaltar que existem restrições quanto ao caráter assintoticamente exponencial das precipitações (CTGREF, 1972). A principal delas é referente aos climas das regiões próximas ao equador, em particular aquelas que podem ser afetadas por ciclones tropicais. Essas regiões estão sujeitas a eventos pluviosos diferentes, que se misturam às séries históricas e dificultam a caracterização da predominância de chuvas frontais, convectivas ou ciclônicas. Com isso, têm-se amostras que pertencem a diferentes populações, o que impossibilita a aplicação do método GRADEX. Segundo o autor, a segunda hipótese do método é inerente aos climas temperados, mas deve ser verificada quando da aplicação em outros climas.

Algumas ressalvas também devem ser feitas em relação à primeira hipótese do método. Uma delas é a escolha da frequência que define o início do paralelismo entre as curvas de frequências dos volumes de chuva e escoamento direto. Na prática, Guillot e Duband (1967) recomendam o uso de uma distribuição empírica para os dados observados dos volumes máximos, sejam eles anuais ou sazonais, até um período de retorno de 10 a 20 anos para bacias relativamente impermeáveis e até 50 anos para bacias com maior capacidade de infiltração. Entretanto, aplicações existentes na literatura consideram fortemente o $TR = 10$ anos como condição de saturação da bacia.

Quanto a isso, *Comité Français des Grands Barrages* (1994) reportam que a definição do ponto de extrapolação como sendo a diferença entre a precipitação e o escoamento direto com 10 anos de período de retorno não seria mais designada nas aplicações do método GRADEX. Segundo o autor, essa rigidez inicial do método foi considerada muito conservadora, podendo a condição de saturação ocorrer para $TR > 10$ anos.

Ainda sobre essa medida simplificada de se fixar um ponto de extrapolação da curva, Michel e Oberlin (1987) indicaram que pode ocorrer uma significativa alteração entre a inclinação da

distribuição empírica, observada para as menores e mais frequentes vazões, e a distribuição extrapolada pelo método (Figura 3.6). Essa quebra irrealista na inclinação, segundo os autores, superestima as vazões e pode ter duas causas principais:

- i. O método não é aplicado nesses casos;
- ii. O ponto de extrapolação está abaixo de onde a extrapolação do GRADEX é válida.

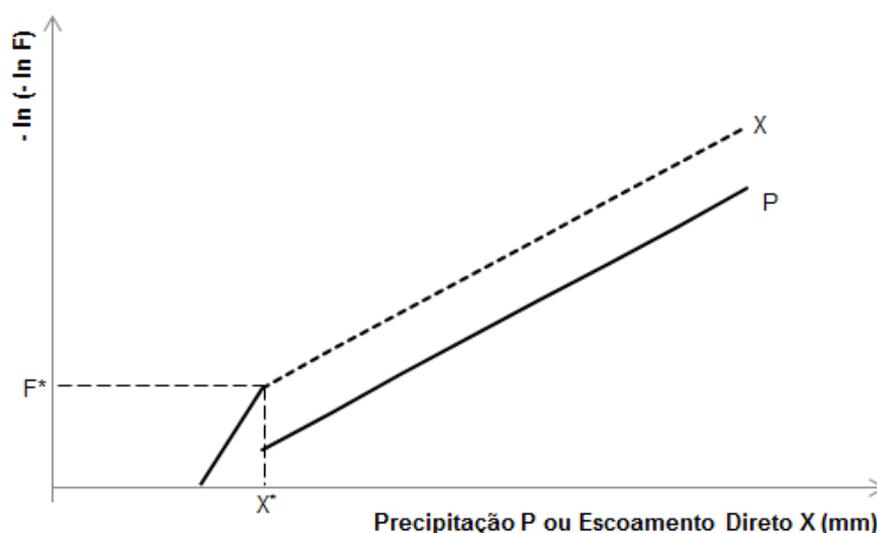


Figura 3.6 – Exemplo esquemático do resultado do método GRADEX quando o ponto de extrapolação fixado representa significativa alteração na inclinação da distribuição de probabilidades do escoamento direto X.

Fonte: Adaptado de Michel e Oberlin (1987).

Outra questão é referente à permeabilidade da bacia hidrográfica em que se pretende aplicar o método. Apesar de todo o embasamento teórico apresentado sobre o processo de perdas de água na bacia, Guillot e Duband (1967) admitem que o método seja mais representativo para bacias com pouca permeabilidade. Isto significa que, para que haja uma correlação entre a frequência de chuva e a de vazões, o coeficiente de escoamento superficial deve ter uma variação muito pequena, de maneira que possa ser considerado constante (ZUFFO, 1993). As limitações do método GRADEX serão aprofundadas no subcapítulo 3.2.2.3.

- Dados necessários à aplicação do método GRADEX

Analisada a aplicabilidade do método a partir de suas hipóteses iniciais, devem-se avaliar as premissas relativas aos dados disponíveis. A

Tabela 3.5 resume as recomendações expostas por Zuffo (1993).

Tabela 3.5 – Premissas do método GRADEX quanto aos dados necessários, extraídas de Zuffo (1993).

Dado	Valor recomendado	Fonte	Observação
Área de drenagem	0 a 5000 km ²	Guillot (1972) e Guillot <i>et al.</i> (1973) <i>apud</i> Zuffo (1993)	Guillot e Duband (1967) não limitaram a área, mas sugeriram que bacias superiores à 10.000 km ² fossem subdivididas
Tempo de concentração	1 hora a 4 dias	Guillot (1972) e Guillot <i>et al.</i> (1973) <i>apud</i> Zuffo (1993)	-
Unidade de tempo dos dados	Horário (pluviógrafos) para bacias com área de drenagem da ordem de 100 km ² ou inferior	Guillot e Duband (1967)	-
	Diário para as demais bacias		
Número de pluviógrafos / pluviômetros	Um para bacias com área de drenagem da ordem de 100 km ² ou inferior	Versiani e Coelho (1991)	Avaliar a necessidade de aplicação do coeficiente de abatimento da chuva pontual
	Três a cada 1000 km ²		Calcular a precipitação média na bacia
Extensão da série de vazões	No mínimo 10 anos	CTGREF (1972)	-
Extensão da série de precipitações	Superior à série de vazões	Guillot e Duband (1967)	-
	No mínimo 30 anos	Fernandes (1990)	Recomendação comum em estudos estatísticos

- Escolha da duração

O emprego do método GRADEX deve respeitar, ainda, a recomendação relativa à duração dos eventos de chuva e vazão. A escolha do intervalo de tempo é fundamental e deve ser realizada criteriosamente, uma vez que o parâmetro gradex varia com essa duração.

Conforme descrito por Guillot e Duband (1967), a retenção tende a alcançar um limite superior quando a chuva aumenta, limite este relacionado às condições iniciais do déficit de umidade do solo. Como representado na Figura 3.7, quando a bacia atinge a condição de saturação, todo o acréscimo na precipitação ΔP que ocorrer ao longo da duração d_1 tende a produzir igual acréscimo no escoamento (ΔX) ao longo de d_2 . Esta hipótese é mais próxima da realidade quanto mais impermeável for a bacia e só tem significado para durações de chuva e vazão (d_1 e d_2 , respectivamente) da mesma ordem de grandeza.

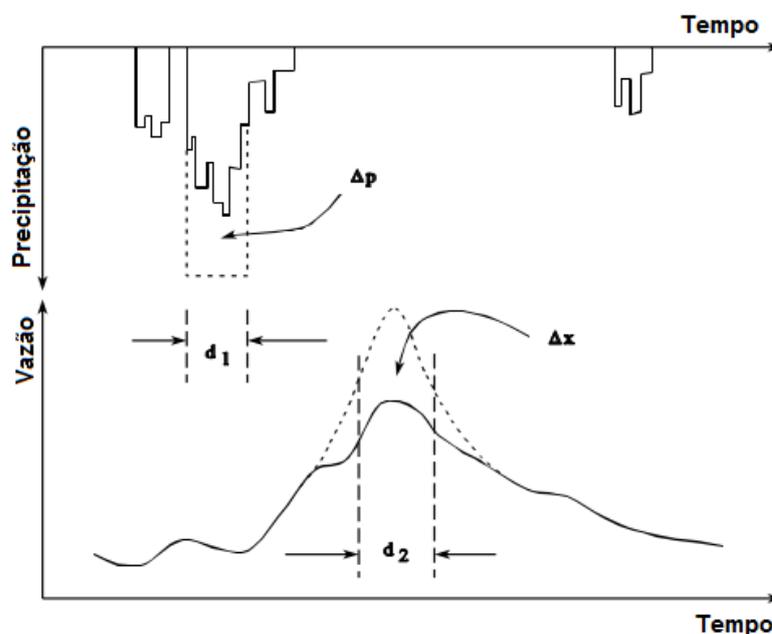


Figura 3.7 – Exemplo esquemático de um evento chuva-vazão.

Fonte: Adaptado de Naghettini (1994).

Se as durações d_1 e d_2 forem significativamente distintas, a relação entre as frequências dos volumes precipitados e escoados não será válida. Conforme exposto por Zuffo (1993), caso a duração da chuva seja muito inferior à duração do escoamento, o efeito da chuva será diluído no hidrograma em termos de escoamento de base. Por sua vez, se a duração da chuva for muito superior à do escoamento, o parâmetro gradex será afetado, não representando corretamente o gradex do escoamento. Guillot (1972) sugere que a duração adotada seja equivalente ao tempo de base médio dos hidrogramas de cheia. Ele admite que a forma do hidrograma seja um fator secundário e independente da magnitude da cheia.

Para respeitar a hipótese fundamental do método no que concerne às vazões, CTGREF (1972) afirma ser impossível encontrar uma duração satisfazendo rigorosamente essa condição. Reitera, também, que o suplemento de escoamento ocorre em um intervalo de tempo da ordem de $d + t_c$, sendo t_c o tempo de concentração da bacia. Contudo, o método procura relacionar as frequências dos volumes máximos precipitado e escoado em um determinado intervalo de tempo, não sendo necessário que o volume máximo escoado tenha sido originado pelo máximo precipitado, pois o escoamento depende, principalmente, das condições antecedentes de escoamento e umidade do solo.

Ainda segundo CTGREF (1972), a adoção de uma mesma duração introduz um pequeno erro aos resultados do método. Este erro seria menor quanto maior fosse o intervalo de tempo

considerado. Entretanto, quanto maior esta duração d , mais aleatória é a razão pico-média e, portanto, a vazão instantânea será estimada com menor precisão. Naghettini (1994) explica, ainda, que durações muito curtas poderão resultar em caudas superiores pesadas e não exponenciais para as precipitações, o que reforça a importância dessa definição durante a aplicação do método.

Em sua pesquisa, Zuffo (1993) demonstrou que a adoção da duração igual ao tempo base é mais representativa do fenômeno físico que a adoção próxima ao tempo de concentração da bacia, muito utilizado na prática. A adoção de tempos iguais para a precipitação e vazão, segundo o autor, é apenas uma simplificação do método, mas não representa o comportamento físico dos volumes precipitado e escoado. Estaria, de certa forma, compensando o volume de escoamento de base, que tem participação na altura escoada, mas não é provocado diretamente pelas precipitações que geraram o escoamento direto nas bacias rurais. Essa participação do escoamento de base no volume escoado é tanto maior quanto mais permeável for a bacia. Assim, a adoção de durações diferentes para precipitações e vazões, mantendo a mesma ordem de grandeza, faz com que o método forneça melhores estimativas.

Ainda segundo Zuffo (1993), a duração da precipitação deve ser aquela correspondente ao tempo de escoamento médio do hidrograma diminuído do tempo de concentração da bacia para que se obtenha uma melhor estimativa dessas vazões de projeto. Em seu estudo para bacias rurais sugeriu adotar como tempo de base do hidrograma uma duração compreendida entre 1 a 2 vezes o tempo de concentração, ou seja, $t_c \leq t_{base} \leq 2t_c$. Como não é necessária uma determinação exata do tempo de concentração, mas, sim de sua ordem de grandeza, qualquer método de estimativa do tempo de concentração pode ser utilizado (ZUFFO e LEME, 2005).

3.2.2.2 Descrição do método GRADEX

Além da descrição original do método GRADEX realizada por Guillot e Duband (1967) e das complementações posteriores dos próprios autores evidenciadas no item anterior, a literatura apresenta-se escassa. As principais revisões encontradas datam da mesma época: Zuffo (1993) e Naghettini (1994). Com o objetivo de facilitar a pesquisa sobre o tema, pouco explorado no Brasil, sintetizam-se na sequência ambas as abordagens.

Zuffo (1993) realiza uma densa revisão sobre o método, incluindo as principais limitações e os dados necessários para seu desenvolvimento. O autor descreve o método tal como originalmente proposto em nove etapas principais, quais sejam:

- i. Fixar um intervalo de tempo para a aplicação do método. Este tempo d deve ser igual à duração média de escoamento, ou seja, o tempo de base médio dos hidrogramas;
- ii. Calcular a precipitação média máxima anual ocorrida no intervalo de tempo adotado para cada um dos n anos disponíveis da série histórica pluviométrica. Compor o vetor das máximas precipitações anuais e aplicar o método de Gumbel para a série;
- iii. Com a série de vazões observadas, calcular as vazões médias de duração d máximas anuais da bacia em estudo. Ressalta-se que não necessariamente o volume máximo precipitado é o que provoca o máximo escoado, pois este depende, essencialmente, das condições antecedentes de escoamento;
- iv. Multiplicar a série obtida em (iii) pela duração d em segundos, dividir pela área da bacia hidrográfica em metros quadrados (m^2) e multiplicar por 1000 para conversão em milímetros (mm). Assim, obtém-se a altura total escoada no mesmo intervalo de tempo e unidade da precipitação;
- v. Plotar as alturas totais escoadas, em milímetros, em papel probabilístico de Gumbel, em suas respectivas posições de plotagem, obtidas em (iv). Através da distribuição empírica, escolhe-se, graficamente, a altura X_{10} , correspondente a 10 anos de período de retorno. Zuffo (1993) utiliza a posição de plotagem de Weibull para definição das frequências dos eventos;
- vi. A partir da altura escolhida em (v), traçar uma reta paralela à semirreta da distribuição de frequências da precipitação definida em (ii). Obtém-se, assim, a distribuição de frequências para as alturas médias escoadas na duração d . A Figura 3.8 ilustra essa etapa.

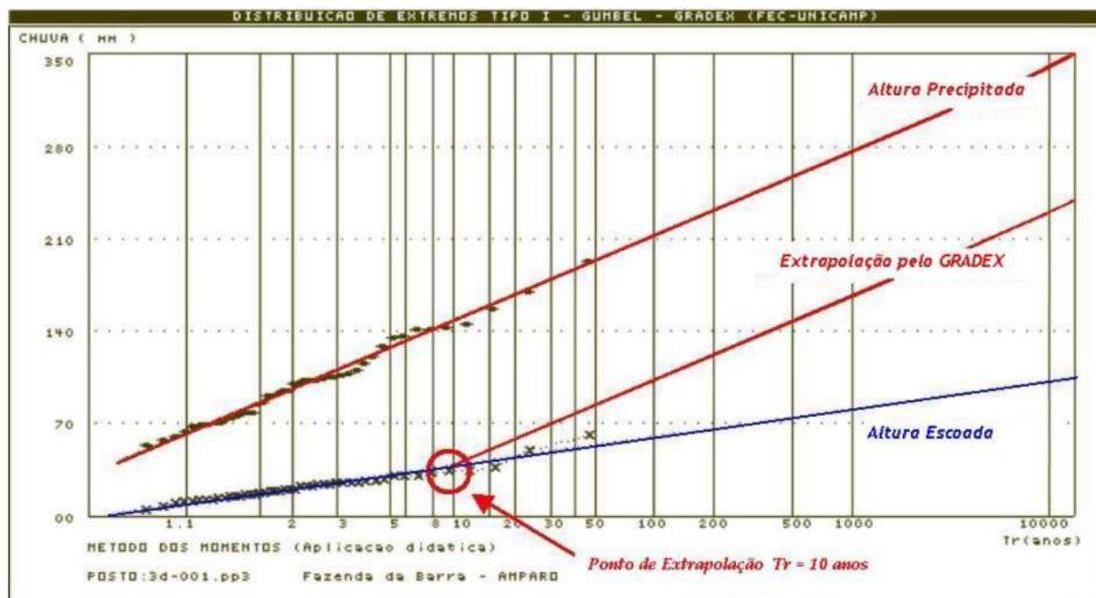


Figura 3.8 – Extrapolação da função de distribuição de extremos do volume escoado, a partir de $Tr = 10$ anos, paralela à função de distribuição de extremos do volume precipitado. Fonte: Zuffo (1993).

- vii. As alturas escoadas X_i , para $i \geq 10$ anos, definidas pela distribuição de frequências do método GRADEX são, então, multiplicadas pela área da bacia e divididas pelo tempo d . Com isso, calculam-se as vazões médias escoadas no intervalo d que, segundo Guillot e Duband (1967), mantêm suas frequências.
- viii. Calcular, para cada ano, a relação $X_{PICO} / X_{MÉDIA}$, em que X_{PICO} é a vazão instantânea máxima anual e $X_{MÉDIA}$ é a vazão média anual de duração d . Com isso, tem-se o fator de pico F_{PICO} , equivalente à média aritmética das n relações $X_{PICO} / X_{MÉDIA}$:

$$F_{PICO} = \frac{1}{n} \sum \frac{X_{PICO}}{X_{MÉDIA}} \quad (3.35)$$

- ix. A vazão de cheia é obtida pela simples multiplicação da vazão média da frequência desejada, calculada em (vii), pelo fator de pico F_{PICO} .

Adicionalmente, Naghettini (1994) detalha a aplicação do método a partir do desenvolvimento de suas formulações básicas, aprofundando no conceito da distância de translação entre as distribuições de probabilidades dos volumes de chuva e escoamento direto. A descrição que se segue baseia-se em sua pesquisa, complementada com as contribuições apresentadas por Fernandes (2005).

Considere que P_i represente a máxima altura de chuva, para a duração d pré-definida (tempo de base médio dos hidrogramas observados), sobre uma bacia em determinado mês, estação

ou ano. Considere também que o volume de escoamento associado a P_i , para a mesma duração d , seja denotado por X_i e que R_i represente o déficit de escoamento, ou seja, $R_i = P_i - X_i$, admitindo-se que tais variáveis sejam expressas nas mesmas unidades de volume. Na Figura 3.9 apresenta-se um gráfico esquemático da relação entre X e P , em que todos os pontos (P_i, X_i) , referentes a um conjunto de ocorrências indexadas por i , se localizam abaixo da linha $X = P$.

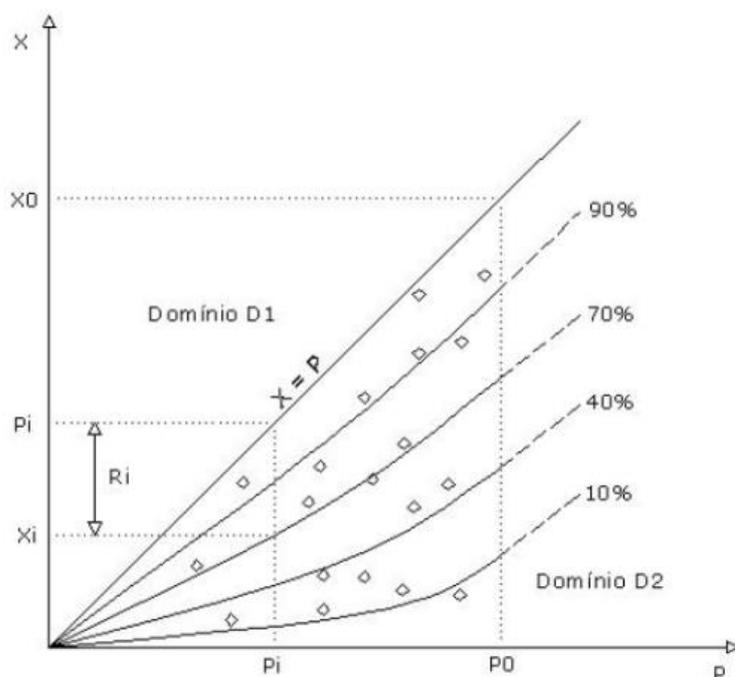


Figura 3.9 - Relação entre a precipitação (P) e o volume de escoamento (X).

Fonte: FERNANDES, 2005.

Conforme explicitado por Guillot e Duband (1967), o valor da retenção R está associado a fatores complexos e interdependentes, tais como as condições antecedentes de escoamento, a capacidade de armazenamento de água subterrânea e a distribuição espaço-temporal da chuva sobre a bacia. Assim sendo, o método GRADEX considera que R é uma variável aleatória com distribuição de probabilidades condicionada à precipitação P , caracterizada na Figura 3.9 como uma curva de quantis hipotética.

A primeira hipótese do método GRADEX estabelece que essa curva de quantis tende a ser paralela à linha $X = P$ à medida que o solo da bacia se aproxima da condição de saturação. A posição em que cada curva inicia essa tendência assintótica depende das condições iniciais de umidade do solo. Sendo assim, a distribuição acumulada de R , condicionada a P , tende a ter forma estável e variância constante para $P > P_0$.

Ainda na Figura 3.9, o plano definido pelos pontos (P_i, X_i) pode ser dividido em dois domínios:

- Domínio D_1 , definido pelos pontos $P < P_0$ e $X \leq X_0$, para os quais a distribuição de probabilidades de R é condicionada a P e pode ser estimada a partir dos dados observados; e
- Domínio D_2 , de extrapolações, em que todas as curvas que associam X e P são paralelas à bissetriz $X = P$.

Sejam $f(p)$, $g(x)$ e $h(r)$ as funções densidade de probabilidade de P , X e R , respectivamente. Considere-se, também, que $j(p, r)$ represente a função densidade de probabilidade conjunta de P e R . Dado que $R_i = P_i - X_i$, a função densidade marginal de $g(x)$ é dada por:

$$g(x) = \int_0^{\infty} j(x+r, r) dr \quad (3.36)$$

Se $h(r | X+R)$ é a função densidade de probabilidade de R condicionada à variável $(X+R)$, então a Equação 3.36 pode ser reescrita como:

$$g(x) = \int_0^{\infty} f(x+r) h_{X+R}(r) dr \quad (3.37)$$

No domínio D_2 , o método GRADEX supõe que a retenção não mais depende da precipitação, ou seja, $h_{X+R}(r)$ torna-se $h(r)$. Assim, tem-se que:

$$g(x) = \int_0^{\infty} f(x+r) h(r) dr \quad (3.38)$$

A segunda hipótese do método se refere ao comportamento da cauda superior da função de distribuição acumulada $F(p)$, supondo-a assintoticamente exponencial, de maneira que seja válido:

$$1 - F(x+r) = \exp\left(-\frac{x+r-K}{a}\right) \quad (3.39)$$

na qual o parâmetro de posição K é uma constante positiva e o parâmetro de escala a é o parâmetro gradex da chuva. Nesse caso, a função densidade $f(p)$ torna-se:

$$f(x+r) = \frac{1}{a} \exp\left(-\frac{x+r-K}{a}\right) \quad (3.40)$$

ou

$$f(x+r) = f(x) \exp\left(-\frac{r}{a}\right) \quad (3.41)$$

Substituindo-se esse resultado na Equação 3.38, tem-se que:

$$g(x) = f(x) \int_0^{\infty} \exp\left(-\frac{r}{a}\right) h(r) dr \quad (3.42)$$

Segundo Naghettini (1994), a integral nessa expressão é definida e equivale a uma constante positiva menor ou igual a 1. Admitindo-se, por conveniência matemática, que essa constante seja igual a $\exp(-r_0/a)$, a Equação 3.42 torna-se:

$$g(x) = f(x+r_0) \quad (3.43)$$

Conclui-se, portanto, que a função densidade de probabilidade $g(x)$ pode ser deduzida de $f(p)$ por uma simples translação de quantidade r_0 , no domínio D_2 , o que também é válido para as funções de distribuição acumuladas $G(x)$ e $F(p)$. A Figura 3.10 esquematiza esse resultado em papel de plotagem exponencial.

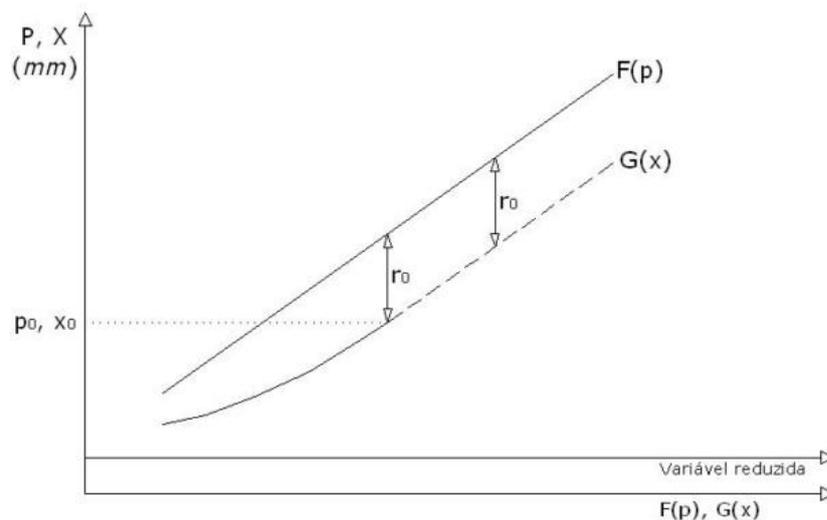


Figura 3.10 - Plotagem de $F(p)$ e $G(x)$ em papel de plotagem exponencial ou de Gumbel. A distância r_0 é a distância de translação no domínio das extrapolações D_2 .

Fonte: FERNANDES, 2005.

Para a distância de translação r_0 , a integral na Equação 3.42 representa o valor esperado de $\exp(-r/a)$. Como resultado, tem-se:

$$r_0 = -aln \left\{ E \left[\exp \left(-\frac{r}{a} \right) \right] \right\} \quad (3.44)$$

Duband *et al.* (1988) se referem à distância de translação r_0 como um “limite prático” para a retenção R , variando em função da permeabilidade da bacia. Entretanto, encontrar esse ponto de extrapolação que representa a saturação da bacia é algo ainda subjetivo no método e as simplificações em sua aplicação têm fixado o período de retorno em 10 anos.

A validade da Equação 3.43 está condicionada à suposição de que a cauda superior da distribuição de volumes de chuva é do tipo exponencial, e não somente à suposição de que a retenção R e a precipitação P são independentes para $P > P_0$. CTGREF (1972) justifica essa afirmativa igualando as Equações 3.38 e 3.43, de modo que:

$$f(x + r_0) = \int_0^\infty f(x + r)h(r)dr \quad (3.45)$$

Denotando $(x + r_0)$ por v , substituindo-o na anterior e rearranjando os termos, tem-se:

$$\int_0^\infty \frac{f(v+r+r_0)}{f(v)} h(r)dr = 1 \quad (3.46)$$

Diferenciando em relação a v , segue-se que:

$$\int_0^\infty \frac{d}{dv} \left[\frac{f(v+r-r_0)}{f(v)} \right] h(r)dr = 0 \quad (3.47)$$

Para que a Equação 3.47 seja satisfeita, a taxa $f(v + r - r_0) / f(v)$ deve ser constante em relação à v . As funções que possuem essa propriedade são as funções exponenciais da forma $A.exp(Bv)$, sendo A e B constantes. Como resultado, $f(p)$ e $g(x)$ devem ser funções exponenciais, tais como as já referenciadas distribuições Normal, Log-Normal, Gama e Gumbel. A comprovação de que essas distribuições tendem assintoticamente para uma cauda exponencial à medida que a chuva tende ao infinito pode ser realizada por meio de suas respectivas expansões em séries de Taylor. Na sequência, apresenta-se o desenvolvimento exposto por Naghettini (1994) para a distribuição de Gumbel, indicada, originalmente, como a mais coerente para aplicação do método GRADEX.

Suponha que m denote a variável reduzida $(p - K) / a$ e, portanto, a distribuição de probabilidades de Gumbel seja dada por:

$$F'(p) = \exp[-\exp(-m)] \quad (3.48)$$

Expandindo $F'(p)$ em uma série de Taylor segue-se que:

$$F'(p) = 1 - \exp(-m) + \frac{1}{2} [\exp(-m)]^2 - \dots + \frac{(-1)^n}{n!} [\exp(-m)]^n \quad (3.49)$$

Como p tende ao infinito, a Equação 3.49 tende para:

$$F'(p) \rightarrow 1 - \exp(-m) \quad (3.50)$$

Verifica-se, portanto, que a distribuição de Gumbel tende assintoticamente para uma cauda superior exponencial à medida que p tende ao infinito.

Descrito o método, Naghettini (1994) aborda a questão da estimativa do parâmetro gradex. Segundo ele, o procedimento mais simples para estimação do parâmetro a é ajustar a distribuição de Gumbel à série de máximos anuais de chuva, com duração d igual ao tempo de base médio da bacia. No entanto, o procedimento mais utilizado consiste em se estimar o parâmetro gradex através do ajuste de uma distribuição de cauda exponencial à série de máximos sazonais (mensais) de chuva e então combinar cada distribuição para obter a distribuição anual. Esse procedimento tem a vantagem de considerar as condições sazonais de produção de escoamento, reduzir o erro amostral pelo aumento da amostra e atenuar a influência de *outliers* na estimativa do gradex.

O parâmetro de escala da cauda superior da distribuição dos volumes de cheia é considerado igual ao parâmetro gradex da chuva no método GRADEX. No entanto, a estimativa do gradex do volume de cheia deve respeitar as unidades em que são expressas as chuvas e as vazões. Dessa maneira, sendo AD a área de drenagem da bacia em km² e d a duração em horas, o parâmetro gradex das vazões, expresso em unidades do Sistema Internacional, é dado por:

$$\begin{aligned} \text{gradex das vazões} &= \frac{AD}{3,6d} \cdot \text{gradex da chuva} & (3.51) \\ (m^3/s) &= \frac{km^2}{hora} \cdot (mm) \end{aligned}$$

A descrição do método GRADEX desenvolvida por Zuffo (1993) em muito se assemelha à aplicação elaborada por Naghettini (1994), ambos se baseando, principalmente, na publicação original de Guillot e Duband (1967). Analisando-se ambas as abordagens, deve-se enfatizar a questão do ponto de extrapolação que define a condição de saturação da bacia, relacionando-o com a permeabilidade da bacia.

Zuffo (1993) apresenta o estado da arte em relação ao ponto de extrapolação fixado em 10 anos de período de retorno e as incertezas nele envolvidas. Em seus estudos de caso, o autor observou variações entre 6 e 25 anos, constatando ser razoável a adoção do TR = 10 anos, visto que isso não introduziu erros acentuados à estimativa das vazões. Naghettini (1994) destaca que os solos das bacias mais permeáveis atingirão a saturação para períodos de retorno maiores em comparação às bacias impermeáveis. Assim sendo, a definição do quantil necessário para saturar o solo da bacia varia para cada aplicação.

Esse impasse em relação à frequência que define o domínio das extrapolações evidencia possíveis limitações do método GRADEX, que devem ser bem avaliadas no cálculo das vazões máximas. No subcapítulo que se segue discorre-se sobre tais questões.

3.2.2.3 Principais limitações

- Ponto de extrapolação e sua relação com a permeabilidade da bacia hidrográfica

Uma das dificuldades inerentes ao emprego do método GRADEX é a escolha da frequência a partir da qual ele será válido. Naghettini (1994) enfatiza que são raros os casos em que se tem uma definição exata do ponto de saturação da bacia, de maneira que a definição do quantil necessário para saturar a bacia ainda seja arbitrária. Complementarmente, segundo Zuffo (1993), a complexidade em se determinar esse ponto se deve à grande variabilidade da pedologia da bacia, que está associada à infiltração e, conseqüentemente, ao déficit de escoamento R .

Guillot (1993) comenta a extrapolação com base nas propriedades estruturais da relação chuva-vazão. Segundo o autor, seja qual for a definição para a cauda superior a partir dos eventos (P, X) monitorados, a distância entre as duas distribuições poderá exceder a diferença entre os valores de TR = 10 anos apenas por uma fração do parâmetro gradex a . Assim, a extrapolação em períodos de retorno superiores, com o mesmo gradex da chuva, representará uma leve superestimação das vazões máximas, pouco importante frente às outras fontes de

incertezas existentes. Em suas conclusões, o autor reforça que os registros de vazão geralmente representam eventos de até 10 anos de período de retorno, no máximo 50. Acima desse ponto e até um TR = 10.000 anos, considera-se válido o paralelismo entre as distribuições de volumes precipitados e escoados.

CTGREF (1972) também afirma que a determinação desse ponto de extrapolação pouco interfere no resultado quando se tratam de cheias raras. Ainda assim, procurando contornar a subjetividade dessa definição, sugere três possibilidades:

- i. Ajustar as vazões máximas anuais observadas a uma lei teórica, com extrapolação segundo o método GRADEX a partir da frequência 0,90 na curva representativa da distribuição de probabilidades de Gumbel;
- ii. Ajustar a extrapolação a partir da frequência do maior evento de volume escoado observado; e
- iii. Extrapolar a partir de um ponto em que a distribuição de frequência dos volumes escoados se aproxime à inclinação próxima à do método GRADEX.

Em concomitância com a segunda alternativa exposta, Naghettini (1994) recomenda que a definição do ponto de extrapolação da distribuição dos volumes escoados seja feita a partir dos dados observados, dando-se maior ênfase às estatísticas de ordem superior.

Apesar desses auxílios na escolha da condição de saturação da bacia, as inclinações das distribuições empírica e extrapolada dos volumes escoados superficialmente ainda podem apresentar diferenças significativas (vide Figura 3.6). Esta situação de não aplicabilidade do método, defendida por Michel e Oberlin (1987), pode estar associada à alta permeabilidade da bacia hidrográfica em análise, característica física que envolve numerosas incertezas em sua determinação. Como exemplo, cita-se Zuffo (1993), que salienta que o coeficiente de escoamento superficial da bacia deve ter pequena variação para que o método seja aplicável, apesar de não quantificá-la.

A grande limitação relacionada à permeabilidade é, portanto, o conhecimento pouco detalhado acerca do processo de retenção de água na bacia e no solo. Setzer e Porto (1979) destacam que a previsão da infiltração é incerta, mesmo que precipitação e vazão sejam facilmente medidas, pois depende de fatores de difícil avaliação quantitativa. Guillot *et al.* (1973) *apud* Zuffo (1993) concordam com essa restrição de cálculo, relatando as divergências

existentes na literatura quanto às taxas de infiltração, capacidade de retenção do solo, coeficiente de escoamento e concepção dos modelos chuva-vazão.

- Escolha da distribuição de probabilidades da retenção de água na bacia e no solo

A inexistência de técnicas eficientes de monitoramento do déficit de escoamento em bacias hidrográficas impossibilita a obtenção de uma distribuição de probabilidades da retenção de água que seja defensável, o que dificulta a compreensão acerca deste processo hidrológico. Sobre isso, Guillot (1993) relata que a distância de translação r_0 , bem como a posição de $G(x)$, praticamente não depende da definição de $H(r)$ para médias ou altas retenções, sendo mais importantes os menores valores de R , que representam os máximos eventos monitorados (P , X) e a condição de saturação do solo. O autor enfatiza que se houvessem numerosos registros de eventos chuva-vazão extremos, a distribuição $H(r)$ poderia ser definida e, a partir dela, calcular-se-iam r_0 e $G(x)$. Entretanto, o monitoramento de demasiados eventos raros não é realidade na prática hidrológica.

Frente a essa situação e evitando-se fixar uma frequência como ponto de extrapolação da distribuição de probabilidades dos volumes escoados, pode-se proceder com a tentativa de se atribuir à retenção global diferentes distribuições, desde que estas delimitem os valores mínimo e máximo da variável. As distribuições uniforme e beta são exemplos que se enquadram nessa condição.

- Representatividade dos eventos de precipitação em relação à área de drenagem

Segundo CTGREF (1972), a determinação da distribuição espacial dos fenômenos meteorológicos sobre grandes superfícies constitui um problema dentre os dados necessários à aplicação do método GRADEX. Para garantir a representatividade da chuva média, por exemplo, a bacia hidrográfica deve possuir uma densidade mínima de pluviômetros e/ou pluviógrafos estrategicamente localizados (vide

Tabela 3.5). Caso a densidade seja baixa, a média pluviométrica poderá ser distinta à da bacia, evidenciando incertezas na amostragem da precipitação.

Em bacias com até 100 km² de área de drenagem, tem-se, usualmente, o inconveniente de se encontrar apenas uma estação pluviométrica, situada ou não na bacia. Nesses casos, deve-se

avaliar qual o coeficiente de abatimento aplicável àquela chuva pontual, como forma de se obter a precipitação média de mesma frequência. Além disso, Guillot e Duband (1967) recomendam a utilização de dados subdiários, advindos de pluviógrafos, para se obter o gradex de n horas.

Para bacias da ordem de 1000 km², CTGREF (1972) defendem fortemente a aplicação do método GRADEX. A problemática, porém, é que as séries históricas pontuais são superiores às espaciais, de maneira que os seus parâmetros gradex também o sejam. Entretanto, esta não é uma questão exclusiva do método. Zuffo (1993) salienta que, na prática, adota-se o gradex médio das estações pluviométricas e não o gradex da precipitação média, mesmo que não haja uma alta correlação entre as séries (da ordem de 0,70 ou superior). Nesses casos, o gradex obtido pela média dos parâmetros gradex das estações existentes tende a ser maior que o obtido pela precipitação média da bacia, por serem pontuais e não representarem a espacialidade do mesmo.

O cálculo da precipitação média da bacia aumenta o trabalho para aplicação do GRADEX, o que diminui sua praticidade. Caso se opte por calculá-la, os principais métodos disponíveis são o aritmético, o de Thiessen e o das isoietas. Não é escopo desta pesquisa discutir as etapas de cálculo, vantagens e desvantagens de cada um deles, cabendo ao hidrólogo avaliar o que melhor se enquadrar em seus estudos.

Ainda segundo Zuffo (1993), atenção especial deve ser dada ao fato de que o parâmetro gradex de 1 dia de duração não corresponde ao de 24 horas. Nesse caso, devem-se obter as relações médias entre os registros pluviométricos e pluviográficos e aplicá-las à localidade de interesse para a devida transformação.

- Cálculo de vazões máximas

A metodologia aqui exposta produz quantis do volume de cheia de duração especificada e requer uma etapa adicional para a obtenção da vazão de pico correspondente. Esta pode advir de estudos de regressão entre vazões de pico e volumes de cheia de caráter local ou regional, do fator de pico sugerido no próprio método GRADEX (Equação 3.35) ou ainda por meio do método pico-volume descrito em Fernandes (2005).

Ainda assim, os métodos supracitados disponibilizariam apenas a vazão de pico, não sendo possível a análise do hidrograma de cheia. Para satisfazer essa necessidade, uma alternativa interessante é utilizar funções de transferência, tal como o hidrograma unitário do SCS. Zuffo e Leme (2005) se destacam ao desenvolverem um método híbrido para cálculo da vazão de projeto a partir da associação dos métodos do Hidrograma Unitário Urbano de Santa Bárbara (HUSB) e GRADEX. Segundo os autores, as vantagens em se utilizar o HUSB é que suas equações básicas são simples e que ele não tem a tendência de superestimar o pico do hidrograma de escoamento, como é o caso do método triangular do *Soil Conservation Service*.

Cunha *et al.* (2015), por sua vez, desenvolveram um hidrograma unitário médio específico para a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, formulado a partir da curva S média de diversos eventos selecionados, com discretização de 30 minutos (Figura 3.11). Esta também é uma alternativa interessante, apesar de agregar mais uma etapa trabalhosa no cálculo de vazões máximas.

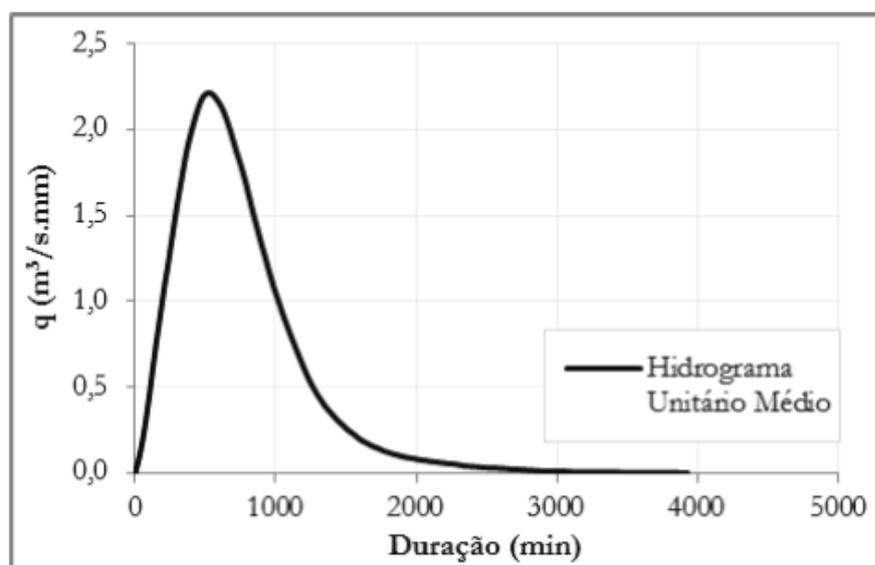


Figura 3.11 – Hidrograma unitário médio desenvolvido para a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Fonte: Cunha *et al.* (2015)

3.3 Semelhanças entre os métodos SCS-CN e GRADEX

Guillot e Duband (1967) e CTGREF (1972) atribuem ao método GRADEX a vantagem de ser de mais simples aplicação que os métodos que derivam do hidrograma unitário. Ainda assim, conforme exposto no subcapítulo anterior, essa função de transferência pode ser utilizada para precisar a vazão de pico e se obter o respectivo hidrograma de cheia.

Zuffo (1993) destaca que o método que mais se assemelha ao GRADEX é o SCS-CN. De fato, o primeiro assume que, a partir de certa duração e intensidade de chuva, todas as características que influem no escoamento direto tendem a se estabilizar em um valor constante, da mesma maneira que o método SCS-CN e sua adaptação para o método do Ajuste Assintótico (Figura 3.2) discorrem sobre o CN ser fixo para eventos extremos de precipitação.

Um exemplo dessa semelhança é obtido ao se comparar a Figura 3.9, apresentada para o método GRADEX, com a Figura 3.12 que se segue, adaptada do NEH-10 (NRCS, 2004) e obtida a partir da solução da Equação 3.8 para diferentes valores de CN. No método GRADEX, quanto maior for a umidade ou impermeabilidade do solo da bacia analisada, maior será a relação entre chuva e vazão. No SCS-CN, a curva CN = 100 representa o solo totalmente impermeabilizado, em que todo o volume precipitado escoar. À medida que o parâmetro decresce, aumentam as perdas por infiltração na bacia, o mesmo argumento do GRADEX. Em ambas as figuras, alcançada a condição de saturação da bacia, as curvas que relacionam P e X tornam-se paralelas à linha $X = P$.

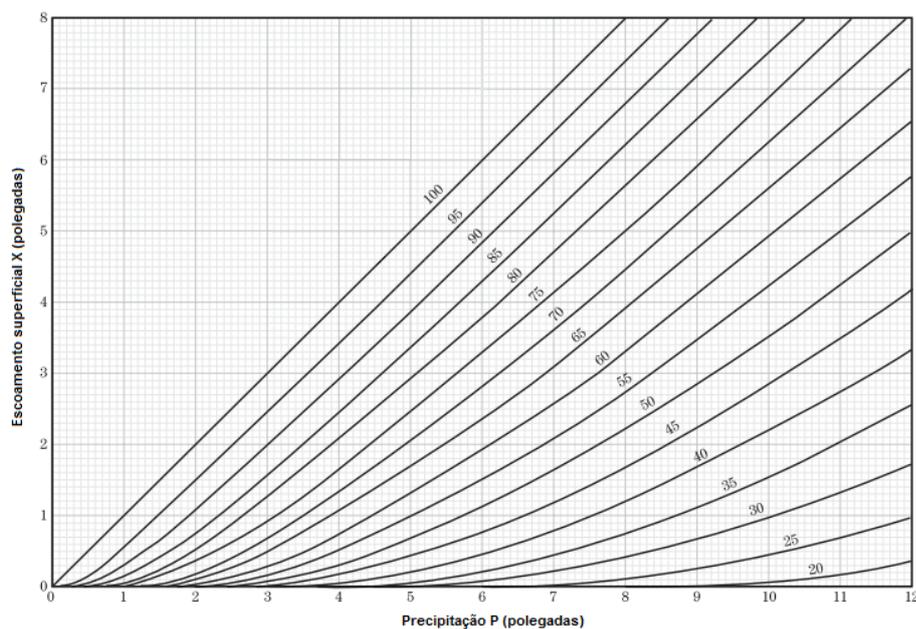


Figura 3.12 – Solução gráfica da equação geral do método SCS-CN.

Fonte: Adaptado de NRCS (2004).

Zuffo (1993) afirma, ainda, que a relação entre chuva e vazão dos dois métodos pode ser considerada a mesma, apesar das resoluções serem distintas. A diferença básica entre eles é que a retenção R é tratada como uma variável aleatória no método GRADEX, sendo condicionada a P no domínio D_1 , mas é considerada constante no método SCS-CN.

4 METODOLOGIA

Apresentados os métodos SCS-CN e GRADEX como exemplos de métodos que agregam, de maneiras distintas, informações hidrometeorológicas no cálculo de vazões máximas, destacaram-se até aqui as respectivas limitações e dificuldades que restringem seu uso disseminado. Dessa maneira, propõe-se a associação entre ambos os métodos para obtenção de uma nova metodologia, que seja de mais fácil aplicação e reduza as incertezas associadas à determinação das vazões máximas.

Na Figura 4.1 sintetizam-se as principais etapas de cálculo a serem apresentadas na sequência, visando melhor orientar o leitor acerca da concepção da metodologia sugerida.

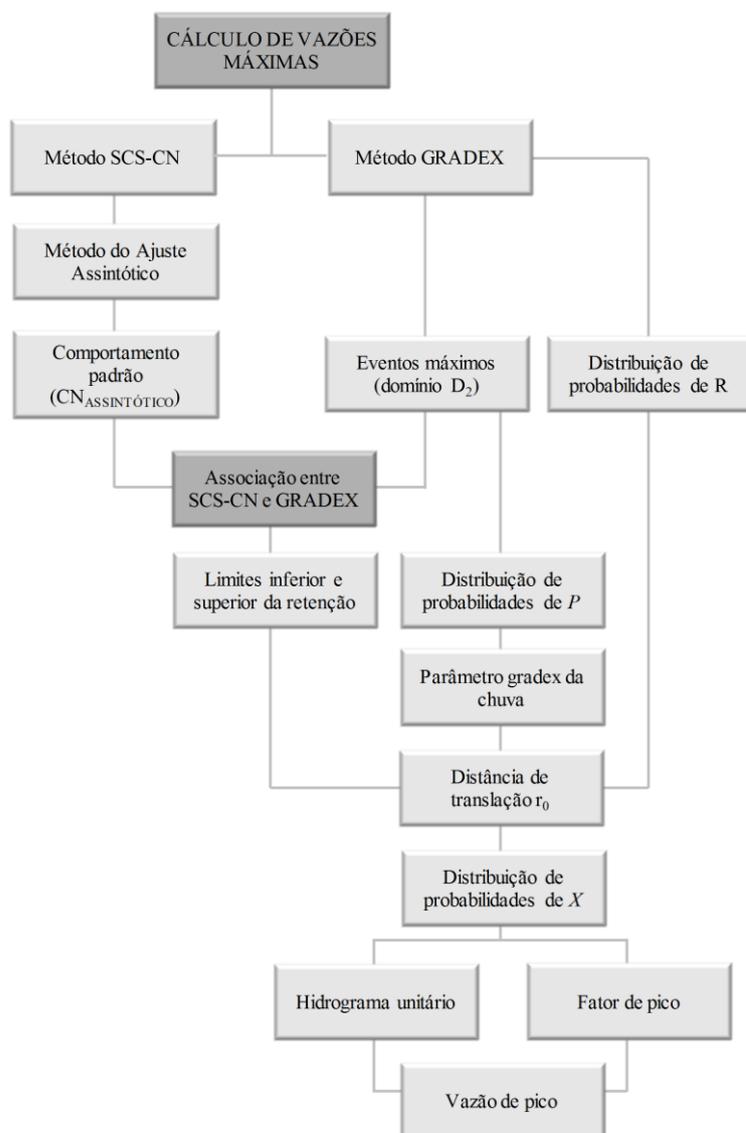


Figura 4.1 – Principais etapas de cálculo da metodologia de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX.

4.1 Analogia entre os métodos SCS-CN e GRADEX

Apesar da equivalência de determinados conceitos dos métodos SCS-CN e GRADEX (vide subcapítulo 3.3), não foram encontradas na literatura metodologias que conciliam diretamente suas etapas de desenvolvimento. O mais comum é deparar-se com propostas de complementação do GRADEX, inserindo-se, por exemplo, o cálculo do hidrograma de cheias aos resultados finais, sistemática relevante dada a limitação do método nesse quesito.

Sendo sugerida na presente pesquisa a associação entre ambos os métodos, deve-se, primeiramente, justificar a analogia existente entre eles. Tal como apresentado, o método GRADEX se apoia em duas hipóteses principais: (i) em condição de saturação, qualquer incremento no volume de precipitação tende a produzir igual incremento no volume de escoamento; e (ii) a cauda superior da distribuição de volumes de precipitação P tem decaimento exponencial.

O método SCS-CN não faz nenhuma análise probabilística sobre a distribuição da chuva e, portanto, não há o que se considerar em relação à hipótese (ii) do GRADEX. No que concerne à hipótese (i), a referida condição de saturação poderá ocorrer para distintos eventos de chuva, sendo a resposta da bacia hidrográfica condicionada, dentre outros fatores, às condições antecedentes de umidade do solo. Assim, uma precipitação intensa e de curta duração ou uma precipitação considerada moderada, mas de longa duração, poderão gerar volumes significativos de infiltração no solo, que alcançarão a capacidade máxima de armazenamento do mesmo e, conseqüentemente, resultarão na condição de saturação da bacia.

Assim sendo, dado que o solo da bacia esteja completamente saturado, é fisicamente possível constatar que qualquer acréscimo no volume de chuva, aqui denominado ΔP , será responsável por um acréscimo equivalente no volume de escoamento (ΔX), uma vez que tudo o que chover deverá escoar diretamente na bacia. Neste sentido, o SCS-CN considera a proporção entre o escoamento direto X e a precipitação P de grandes volumes, indicada na Equação 3.7. Nela, substituindo F por $P - I_a - X$ (Equação 3.6), tem-se que:

$$\frac{X + \Delta X}{P + \Delta P - I_a} = \frac{P + \Delta P - I_a - X - \Delta X}{S} \quad (4.1)$$

Como os parâmetros I_a e S são constantes na proposição original do SCS-CN, para que a Equação 4.1 seja válida e se mantenha a devida proporção, é necessário que o incremento de

volume de escoamento ΔX seja equivalente ao acréscimo de precipitação ΔP . Tal constatação respeita a hipótese primeira do GRADEX, confirmando a analogia entre ambos os métodos. Com isso, resta avaliar os conceitos de retenção e perdas de água na bacia, a fim de justificar a combinação entre o SCS-CN e o GRADEX, subsidiando a associação proposta.

4.2 Retenção global de água no solo e na bacia

A retenção no método SCS-CN, denotada por S , refere-se às perdas por infiltração contínua e depende das condições iniciais de armazenamento de umidade do solo na bacia hidrográfica. Há também as perdas referentes às abstrações iniciais, denotadas por I_a . Portanto, as perdas totais no modelo chuva-vazão analisado, aqui representadas por R , são dadas por:

$$R = S + I_a \quad (4.2)$$

A Equação 4.2 equivale à formulação $R = P - X$ do método GRADEX, uma vez que simboliza o déficit de escoamento, ou seja, as perdas de água na bacia. Sendo assim, observa-se a analogia entre a concepção da retenção global de água no solo e na bacia em ambos os métodos de cálculo de vazões máximas.

A diferença é que, no método GRADEX, a retenção R é tratada como uma variável aleatória, tal que, no domínio D_1 , sendo $P < P_0$ (Figura 3.9), a distribuição de probabilidades de R é condicionada à precipitação P e, no domínio D_2 , todas as curvas que associam X e P são paralelas à bissetriz $X = P$, não havendo mais relação entre a precipitação e a retenção.

O interesse maior para cálculo dos quantis máximos é no domínio D_2 , de modo a se extrapolar a cauda superior da distribuição de volumes escoados a partir da distribuição da chuva. Neste domínio, pelo método GRADEX e a partir da Equação 3.44, prova-se que, se a distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e na bacia, $h_R(r)$, for conhecida, a distância de translação entre as curvas de frequência dos volumes de precipitação e vazão (r_0) é dada pela seguinte equação:

$$r_0 = -a \cdot \ln \left[\int_{r_{min}}^{r_{max}} h_R(r) \cdot \exp\left(-\frac{r}{a}\right) dr \right] \quad (4.3)$$

onde a é o parâmetro gradex e r_{min} e r_{max} são os valores mínimo e máximo da retenção global R , respectivamente.

Sugere-se na presente pesquisa que a definição dos limites da distribuição de probabilidades da retenção (r_{min} e r_{max}) ocorra a partir de registros de eventos máximos de chuva e escoamento direto monitorados. Para melhor representar a metodologia proposta, descreve-se, na sequência, a bacia hidrográfica utilizada como estudo de caso.

4.3 Caracterização da área de estudo

4.3.1 Bacia Representativa de Juatuba

Segundo Riggs (1970), denomina-se bacia experimental aquela escolhida e instrumentada para o estudo de determinado fenômeno hidrológico. Caso essa bacia também seja designada a representar uma área maior, evitando-se a necessidade de monitoramentos em todas as sub-bacias nela contida, ela será denominada bacia representativa. UNESCO/WMO (1992) reforçam este conceito, definindo a bacia representativa como aquela onde está instalada uma rede de estações que efetuam, simultaneamente, observações hidrometeorológicas e hidrométricas, de forma que os dados obtidos sejam representativos de uma vasta região.

A Bacia Representativa de Juatuba foi implantada pelo antigo Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica - DNAEE, atual Agência Nacional de Energia Elétrica – ANEEL, no início da década de 70. Ela abrange os municípios de Itaúna, Mateus Leme, Igarapé e Juatuba, com uma área de drenagem de cerca de 440 km², e foi escolhida como representativa do Estado de Minas Gerais devido à semelhança de suas características geológicas, topográficas, de cobertura vegetal e de uso e ocupação do solo com uma vasta região do centro do Estado (DNAEE, 1986). A Figura 4.2 apresenta a sua localização geral.

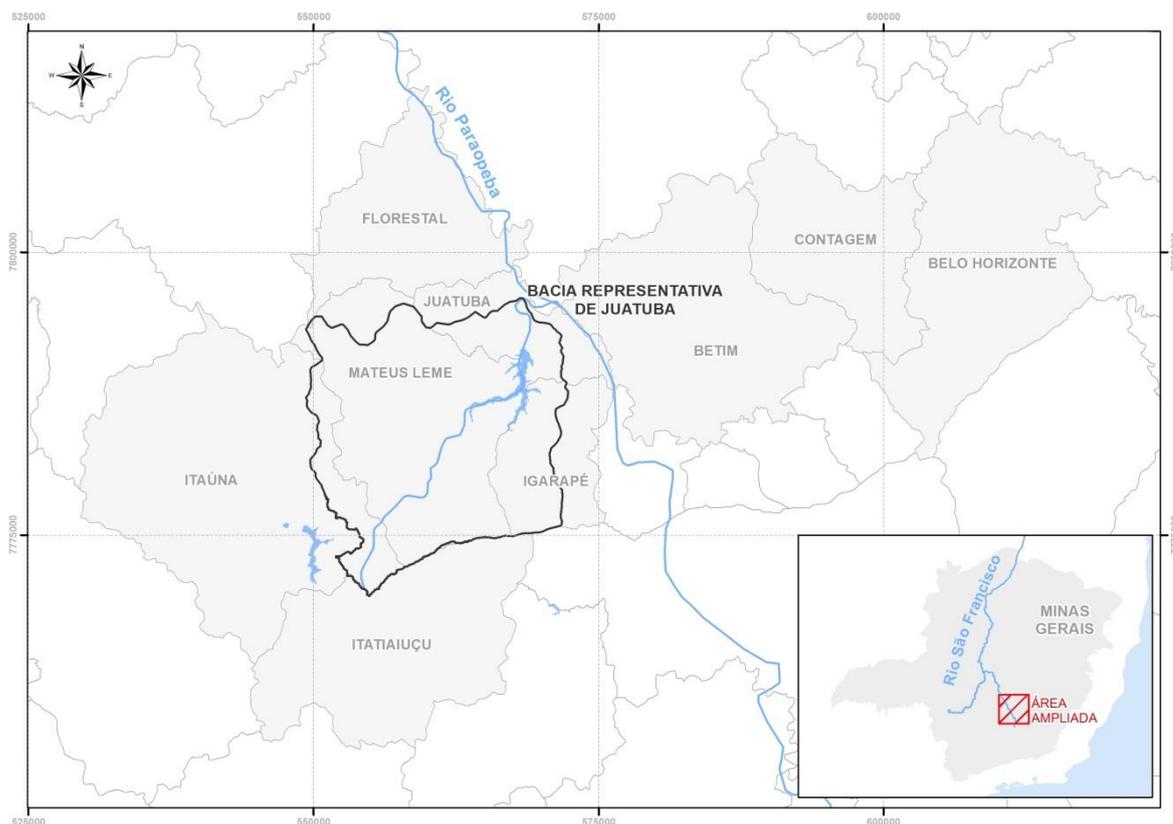


Figura 4.2 – Localização da Bacia Representativa de Juatuba.

Essa atribuição favoreceu a abundância dos registros de chuva e vazão na região, bem como a qualidade desses dados. Em 1982, a Companhia de Saneamento de Minas Gerais (COPASA) construiu uma barragem no ribeirão Serra Azul, o que contribuiu ainda mais para a instrumentação da sub-bacia. Numerosas publicações mineiras concentraram-se, portanto, no estudo da Bacia Representativa de Juatuba, tendo-se como principais exemplos: Drumond (1994, 2004), Cabral (1999), Neves (2005), Castilho (2005), Ferreira *et al.* (2013) e Cunha (2014). Drumond e Nascimento (2007) expõem, ainda, que diversos projetos de pesquisa têm sido desenvolvidos desde 1997 pelo Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN) e pelo Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais (EHR/UFMG), com o objetivo de estudar o comportamento hidrológico da referida bacia.

4.3.2 Sub-bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim

Sendo esta a primeira aplicação da metodologia de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX, a escolha do estudo de caso priorizou bacias hidrográficas para as quais se dispunham de dados contínuos e confiáveis, que abrangessem um período suficiente de

monitoramentos pluvio-fluviométricos. A partir desse critério, elegeu-se o exutório localizado no ribeirão Serra Azul em Jardim (código ANA: 40511100), a montante do reservatório do sistema Serra Azul da COPASA.

O ribeirão Serra Azul nasce com o nome de ribeirão dos Freitas, no município de Itaúna - MG, a 1160 m de altitude, e passa a se denominar Serra Azul após receber, pela margem esquerda, o córrego da Matinha ou Mato Frio. Juntamente com o ribeirão Mateus Leme, forma o ribeirão Juatuba, afluente do rio Paraopeba pela margem esquerda. Na Figura 4.3 apresentam-se os principais cursos de água e municípios localizados nas proximidades da Bacia Representativa de Juatuba, com destaque para a sub-bacia do ribeirão Serra Azul, que delimita uma área de drenagem de 113 km².

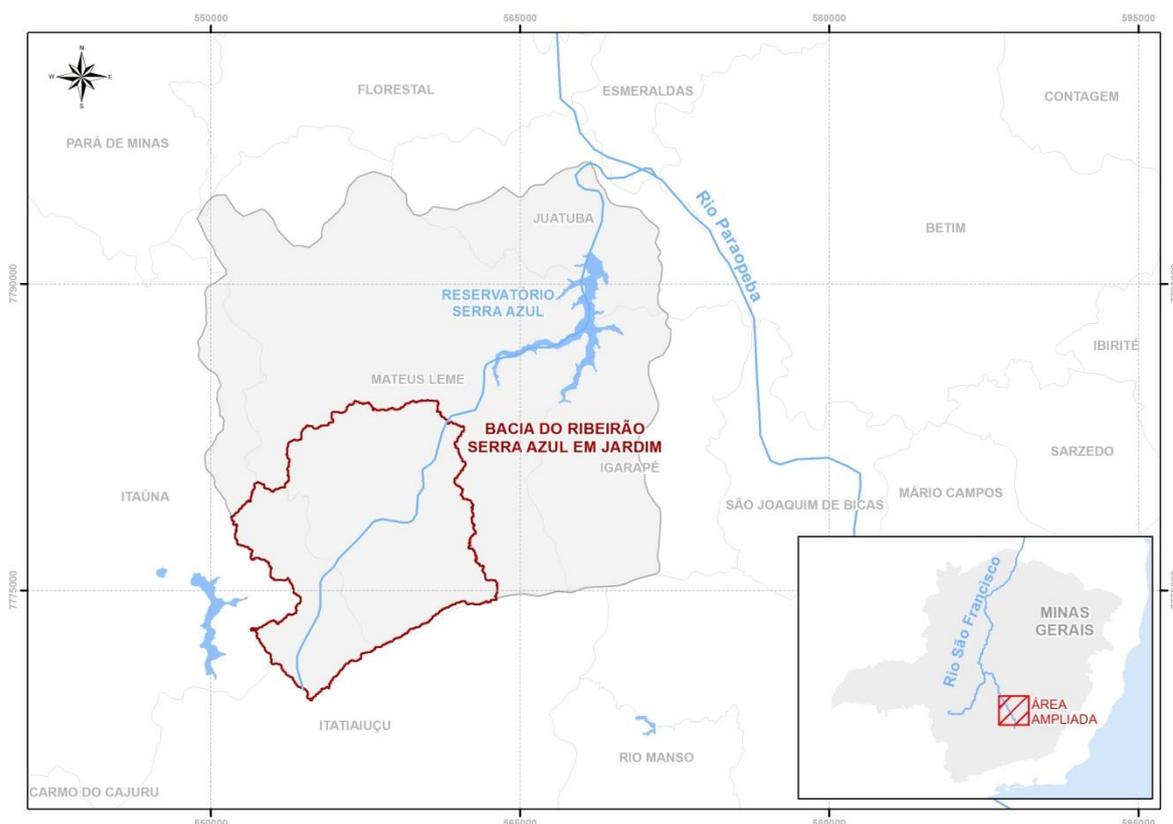


Figura 4.3 – Localização da bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Segundo Cunha (2014), o relevo na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim varia entre ondulado e íngreme, com declividade média de 14,65% e máxima de 82,14%. O perfil longitudinal obtido pelo autor com base em cartas topográficas da GeoMINAS na escala 1:50.000 apresenta 22,4 km de comprimento do talvegue principal, desnível total de 412,9 m e declividade equivalente de 0,65%.

4.3.2.1 Clima e regime pluviométrico

Segundo DNAEE (1981), a bacia do ribeirão Juatuba apresenta um clima do tipo Aw da classificação climática de Koeppen, em que “A” representa verão tropical, com temperatura média mensal superior a 18°C, e “w” indica 4 a 6 meses de estação hibernal seca. Neves (2005) complementa que a umidade relativa média é cerca de 70% e que a velocidade média do vento a dois metros do chão é de aproximadamente 0,4 m/s.

O ano hidrológico na região sudeste do Brasil é caracterizado por dois períodos bem definidos: o chuvoso, que ocorre de outubro a março, e o seco, de abril a setembro. Drumond (2004) salienta que, em média, 87% da precipitação total anual registrada na área de estudo ocorrem nos meses chuvosos. Neves (2005), ao observar o balanço anual de chuva e vazão na bacia do ribeirão Serra Azul, destaca que 30% do total precipitado correspondem ao deflúvio, atribuindo o restante às perdas por evapotranspiração.

A estação climatológica do INMET mais próxima à área de estudo e inserida na mesma classe de clima definida pelo IBGE é Belo Horizonte (código 83587). Na Figura 4.4 observa-se a sua localização em relação à estação linigráfica Jardim, ambas situadas em região de clima caracterizado como semiúmido, com 4 a 5 meses secos e temperatura subquente (média entre 15 °C e 18 °C em pelo menos um mês). Para a referida estação, destacam-se na Figura 4.5 as normais climatológicas definidas pelo INMET para o período de 1961-1990.

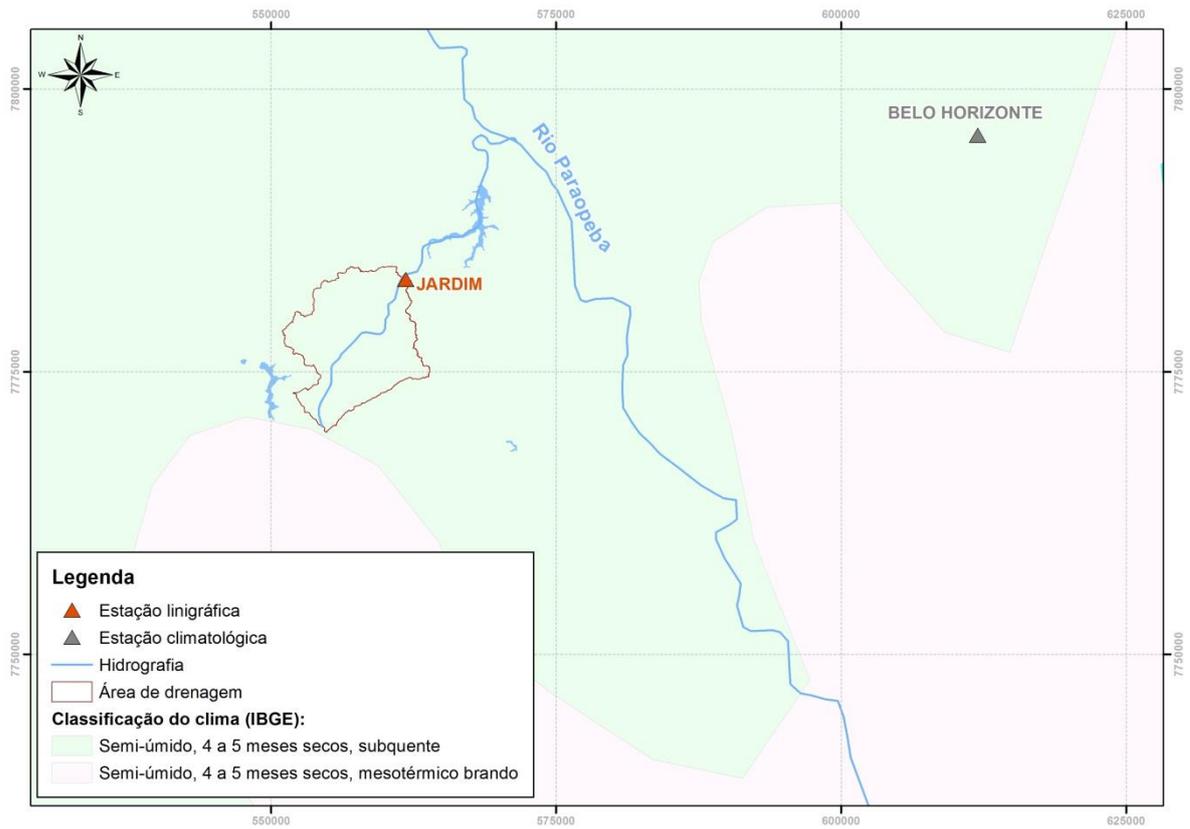


Figura 4.4 – Localização da estação climatológica Belo Horizonte em relação à bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul em Jardim.

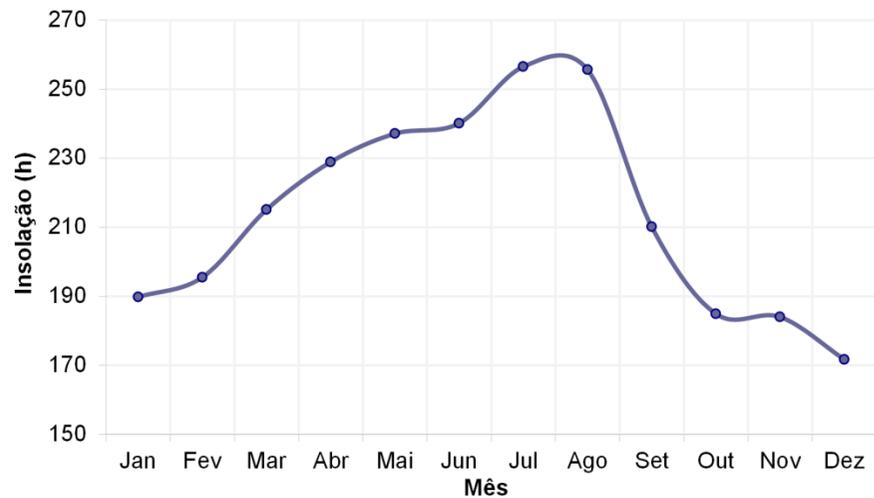
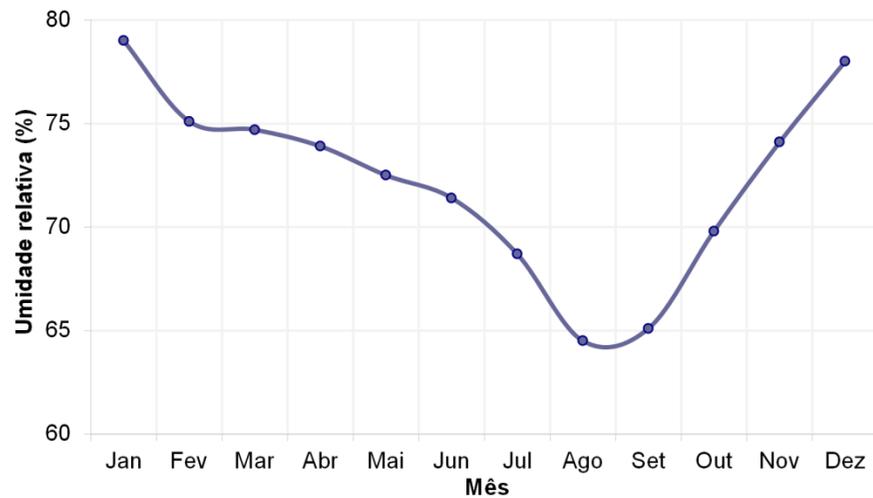
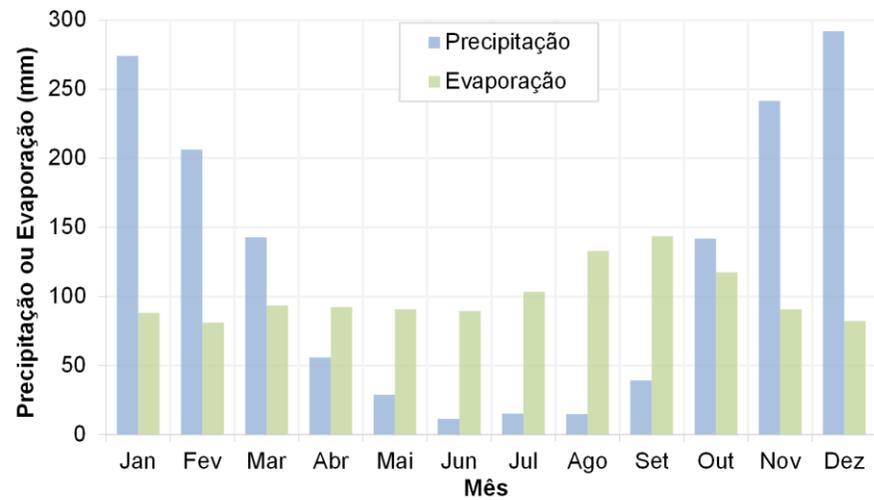
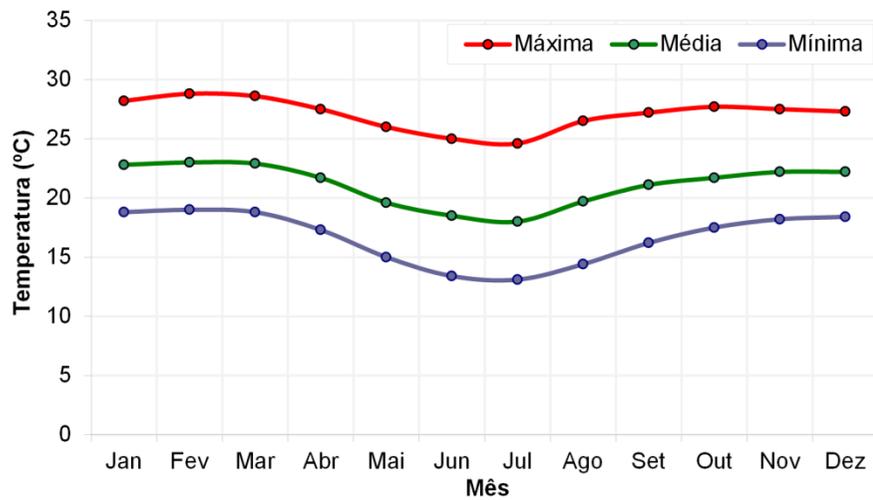


Figura 4.5 – Normais climatológicas para a estação de Belo Horizonte (código INMET: 83587).

4.3.2.2 Geologia e pedologia

A caracterização geológica e pedológica da área em estudo, sintetizada na sequência, se baseou nas descrições apresentadas por Drumond (2004).

A área da Bacia Representativa de Juatuba é adjacente ao Quadrilátero Ferrífero, margeando o esporão noroeste da Serra do Curral, onde preponderam duas unidades estratigráficas: gnaisses e migmatitos, do Complexo Itaúna, localizados nas regiões de altitudes médias, e sericita e clorita-xistos da Formação Sabará (Grupo Piracicaba do Supergrupo Minas), nas regiões mais planas da bacia. Cada uma delas recobre cerca de 40% da área total da bacia, sendo as demais litologias presentes divididas em: (i) xistos, rochas metabásicas e metaultrabásicas do Grupo Nova Lima, localizadas no extremo sudeste da bacia; (ii) xistos micáceos, metabásicas e quartizitos, provavelmente também pertencentes ao Grupo Nova Lima, encontradas em parte da Serra da Saudade, no flanco norte; e (iii) depósitos de calha fluvial, que se concentram no flanco ocidental da bacia.

As principais classes de solos que ocorrem na bacia são: latossolos, podzólicos, cambissolos e solos litólicos, em geral, de caráter álico ou distrófico. Em áreas de várzeas e baixadas, geralmente próximos às margens dos principais cursos de água, ocorrem, ainda, solos aluviais eutróficos e hidromórficos indiscriminados.

4.3.2.3 Cobertura vegetal e uso do solo

A vegetação nativa da região do alto São Francisco é constituída predominantemente pelo cerrado, que se estendia originalmente por quase toda sub-bacia. Esse tipo de vegetação é característico de regiões de clima semiúmido, constituindo-se principalmente de gramíneas, arbustos e árvores de médio porte, tendo como principal característica os troncos e galhos retorcidos, a casca grossa e suberosa e as folhas espessas e coriáceas (NEVES, 2005).

Entretanto, segundo Carvalho (2002), as grandes áreas de cerrado nas regiões mais planas da bacia do ribeirão Serra Azul vêm sendo substituídas por pastagens e áreas de cultivo mecanizado. Nas cabeceiras da Serra dos Caboclos e Serra das Perobas observam-se manchas significativas de formações naturais envoltas de pastos sujos. Já nas parcelas intermediárias entre as escarpas da Serra do Itatiaiuçu e áreas de planícies do curso de água são encontradas diversas manchas menores de florestas naturais ciliares, juntamente com outras de cerrado / campo cerrado, enquanto que as regiões de relevo acidentado encontram-se mais preservadas.

Ainda de acordo com o autor, a exploração mineral é a principal atividade da região responsável pelos prejuízos ambientais sofridos pela bacia.

Conforme exposto por Drumond (2004), o Instituto Estadual de Florestas de Minas Gerais (IEF / MG) realizou um mapeamento da cobertura vegetal e uso do solo da área da bacia do ribeirão Serra Azul a montante da estação fluviométrica de Jardim, com base em imagens de satélite de 1994. A partir dos resultados, conclui-se que 65,45% da bacia era representada por pastagens, 28,31% permanecia como cerrado, 2,07% representavam área degradada e 1,48% era área de reflorestamento. Outros tipos de cobertura vegetal e uso do solo simbolizavam menos de 1,00% cada.

Em uma recente classificação de uso e ocupação do solo da bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim para cálculo do parâmetro CN, Cunha (2014) encontrou oito classes, distribuídas conforme a Tabela 4.1. Ademais, segundo o autor, na região predominam-se solos inseridos no grupo hidrológico B.

Tabela 4.1 – Classes de uso e ocupação do solo na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Classe		Área (km ²)	% Área
1	Floresta Densa	19,63	17,37%
2	Reflorestamento	0,69	0,61%
3	Cerrado	21,95	19,42%
4	Área Urbana	3,23	2,86%
5	Agrícola/Pastagem	65,44	57,89%
6	Área Degradada	2,10	1,86%
7	Corpo d'água	0,11	0,10%
8	Solo Exposto	0,53	0,47%

Fonte: Adaptado de Cunha (2004).

4.3.2.4 Disponibilidade e consistência dos dados

Dentre os diversos autores que estudaram a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, Cunha *et al.* (2015) se destacam por terem aplicado os métodos do SCS-CN convencional e do Ajuste Assintótico, este proposto por Hawkins (1993), e por terem comparado os respectivos resultados aos dados observados. Para que alguns desses resultados pudessem ser empregados no presente estudo, utilizaram-se as mesmas séries históricas de dados pluviográficos e linigráficos/fluviográficos, disponibilizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA) e Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e mesmas curvas-chaves (CPRM) citadas por Cunha (2014).

Empregaram-se, portanto, os dados provenientes da estação linigráfica Jardim (40511100) e os dados pluviográficos das estações Alto da Boa Vista (2044021), Fazenda Laranjeiras (2044041), Jardim (2044052) e Serra Azul (2044054), localizadas na bacia do Alto São Francisco conforme apresentado na Figura 4.6.

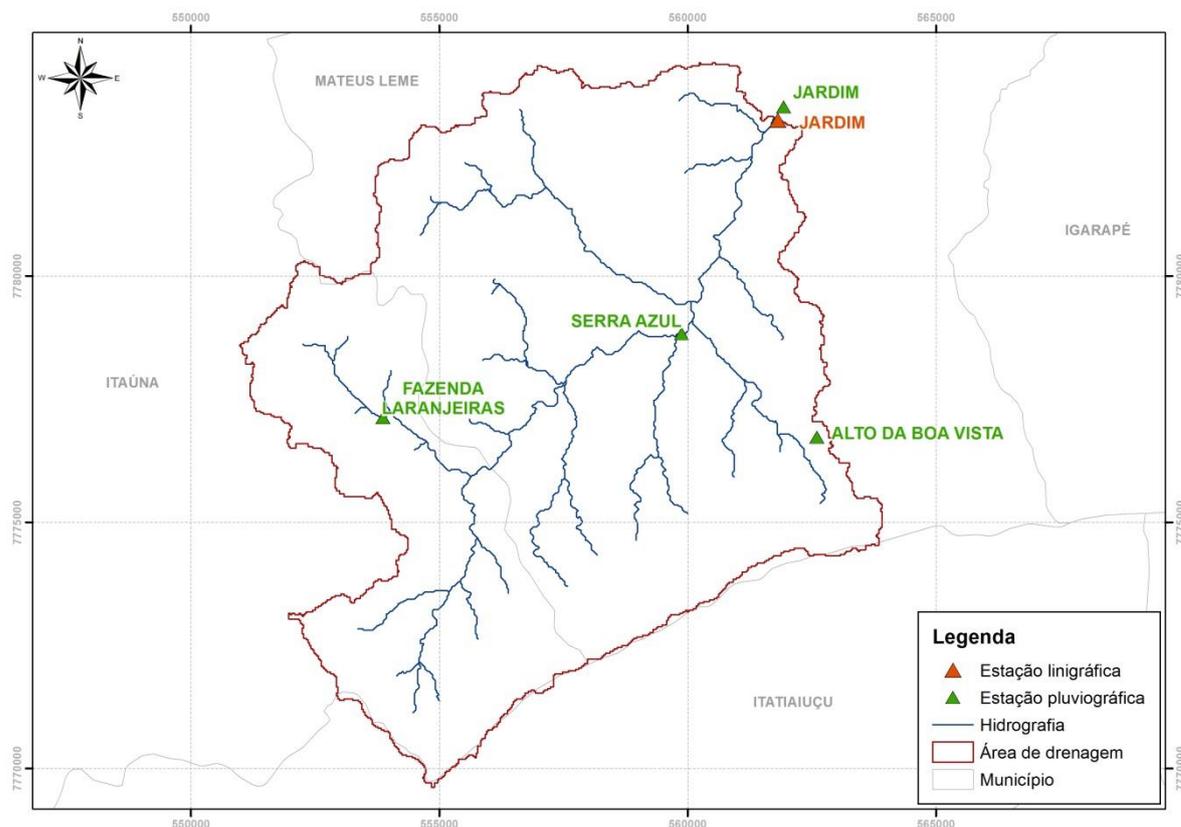


Figura 4.6 – Localização das estações consideradas no estudo de caso.

Os dados ofertados pela ANA no endereço eletrônico <http://hidroweb.ana.gov.br/> para as estações pluviométricas referem-se às leituras realizadas pelos observadores às 7 horas diariamente. As cotas monitoradas na estação Jardim, por sua vez, são lidas duas vezes ao dia (7 e 17 horas), sendo disponibilizada a leitura média diária, transformada em vazão pelas curvas-chaves válidas para a seção fluvial. Já os dados obtidos com a CPRM foram aqueles resultantes do monitoramento contínuo e automatizado nas estações linigráfica e pluviográficas, sem que houvesse padronização nos horários dos registros subdiários, ou seja, sem discretização regular entre eles. A Tabela 4.2 traz o período de dados a que se teve acesso para cada uma das estações analisadas, incluindo períodos de falhas no monitoramento, bem como suas coordenadas em latitude/longitude fornecidas pela ANA.

Ressalta-se que, apesar da operadora dessas estações de responsabilidade da ANA ser a CPRM, os dados obtidos no supracitado portal eletrônico não são telemétricos. Acredita-se que o monitoramento automatizado nas estações pluvió-fluviográficas de referência tenha cessado em 2008, uma vez que não se teve acesso a registros mais recentes.

Tabela 4.2 – Extensão das séries das estações existentes na sub-bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Tipo	Estação	Coordenadas		Período de dados	
		Latitude	Longitude	ANA ¹	CPRM
Linigráfica	Jardim (40811100)	-20°02'51''	-44°24'32''	01/01/1979 a 31/01/2016	12/10/83 a 28/05/08 ²
Pluviográfica	Alto da Boa Vista (2044021)	-20°06'20''	-44°24'04''	01/10/1972 a 29/02/2016	01/01/99 a 28/06/08
	Fazenda Laranjeiras (2044041)	-20°06'08''	-44°29'05''	01/11/1976 a 21/12/2015	03/01/98 a 01/01/07
	Jardim (2044052)	-20°02'42''	-44°24'28''	01/12/1982 a 31/01/2016	19/12/82 a 24/12/07
	Serra Azul (2044054)	-20°05'12''	-44°25'38''	01/07/1987 a 29/02/2016	10/07/87 a 25/06/08

Notas: ¹ O download dos dados da ANA foi realizado em 27/06/2016, havendo a possibilidade de terem sido atualizados até a data de publicação deste documento.

² Apesar dos registros de cota datarem desde outubro de 1983, as curvas-chaves válidas para a estação linigráfica de Jardim foram definidas a partir de 01/01/1996.

De posse das séries históricas da ANA (dados diários) e da CPRM (dados subdiários com discretização temporal não padronizada), passou-se à análise detalhada de todo o acervo. A recomendação de Guillot e Duband (1967) é de que, para bacias com área de drenagem da ordem de 100 km² ou inferior, deve-se dispor de registros horários, visando a boa representação dos eventos em relação à ascensão, pico e recessão dos hidrogramas e início e fim mais assertivos das ocorrências de chuva. Assim sendo, a aplicação do método GRADEX direcionou para a utilização dos dados subdiários fornecidos pela CPRM.

A determinação do período a ser simulado foi orientada pelas datas em comum entre as estações linigráfica e pluviográficas. Apesar dos registros de cotas datarem de outubro de 1983, as curvas-chaves definidas para a seção fluvial do ribeirão Serra Azul em Jardim (40811100), também fornecidas pela CPRM, são válidas a partir de 01/01/1996. Assim sendo, eliminaram-se das análises as cotas anteriores a janeiro de 1996. Tal como sugerido por Cunha (2014), optou-se pelo período de 08/01/1997 a 28/05/2008 para homogeneização dos

dados, considerado de amplitude satisfatória sem exigir o preenchimento de grandes intervalos de falhas.

Para fins de conhecimento do leitor (e dada a dificuldade em se obter estas informações para pequenas bacias brasileiras), apresentam-se na Tabela 4.3 e Figura 4.7 as referidas curvas-chaves da estação linigráfica Jardim. O perfil transversal apresentado refere-se ao último levantamento de campo realizado no período de validade das curvas-chaves.

Tabela 4.3 – Curvas-chaves definidas pela CPRM para a seção fluvial da estação linigráfica Jardim.

ID	$X = a.(Cota - h_0)^b$			Validade		Amplitude (cm)	
	a	h_0	b	Início	Fim	Mínima	Máxima
1	3,344	-0,220	1,681	01/01/1996	10/10/1999	3	275
2	4,330	0,930	1,110	10/10/1999	28/01/2002	100	260
3	4,305	0,970	1,170	29/01/2002	16/01/2003	100	260
4	3,608	0,930	1,462	17/01/2003	29/01/2005	100	260
5	4,305	0,970	1,170	30/01/2005	31/12/2008	100	260
6	4,330	0,930	1,110	10/10/1999	31/12/2008	260	500

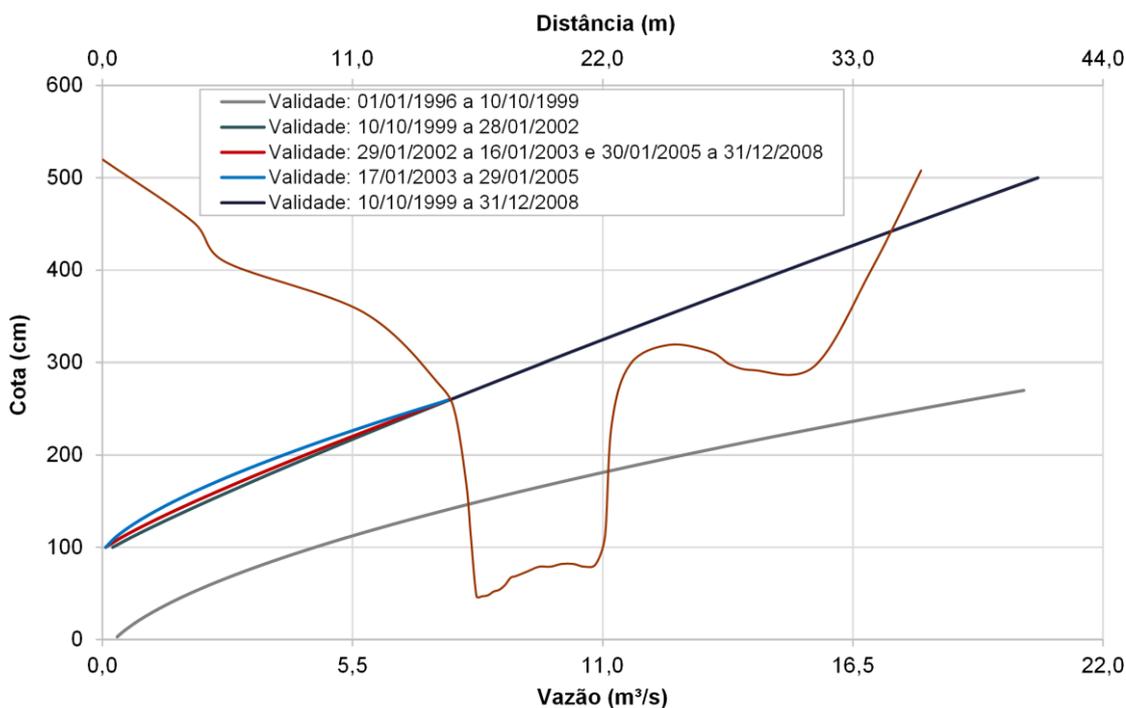


Figura 4.7 – Curvas-chaves válidas para a seção fluvial de Jardim (40811100) e perfil transversal de 27/08/2007.

Após transformar as cotas em vazões por meio das curvas-chaves, procedeu-se com a comparação dessa série com aquela diária apresentada pela ANA. Principalmente no caso de falhas dos registros automáticos em períodos considerados significativos na geração de

escoamento direto máximo, tornaram-se necessários ajustes manuais. Assim, as falhas foram preenchidas com os dados diários, discretizados nos mesmos intervalos subdiários de maneira linear, a fim de se distinguirem hidrogramas importantes em resposta a chuvas na bacia.

Durante a análise das séries temporais de precipitação nas quatro estações pluviográficas inseridas na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim observaram-se diversas falhas, atribuídas ao não funcionamento (correto) dos equipamentos eletrônicos e/ou à problemas de transmissão do satélite. Os dados passaram, então, por extensas e criteriosas consistências, com o trabalho em equipe com colegas engenheiros que visaram a utilização das informações em estudos anteriores. Primeiramente, o Eng^o. Francisco Silva realizou uma densa análise dos dados subdiários, comparando-os entre si e com a série de precipitações diárias da ANA, corrigindo erros notáveis, eliminando dados duvidosos e identificando a distribuição espacial da chuva na bacia. Posteriormente, a Eng^a. Stéphanie Cunha reviu os dados tratados, a fim de utilizá-los para um período em comum de monitoramentos confiáveis. Para o presente trabalho, reproduziram-se os passos de cálculo, apresentados na sequência, na tentativa de se empregarem períodos mais longos de observação.

- i. Organização da série subdiária de cada estação pluviográfica em planilhas Excel, a fim de facilitar sua visualização;
- ii. Plotagem das séries em gráficos que auxiliassem no reconhecimento de erros grosseiros nos monitoramentos (i.e., erros de leitura ou digitação);
- iii. Identificação preliminar dos períodos e durações das falhas em cada estação: horas, dias, meses ou anos;
- iv. Detecção de que alguns registros não seguiam a ordem cronológica, apresentando datas invertidas (19/12/2000 20:52h, 19/12/2000 13:44h, 19/12/2000 23:17h, ...). Nesses casos, tornou-se necessário reposicionar a leitura na série histórica;
- v. Identificação de um período de dados em comum entre as estações, com falhas que pudessem ser consistidas a partir dos monitoramentos das demais (automáticas ou convencional);
- vi. Cálculo da precipitação diária acumulada às 7 horas em cada estação automática, admitindo-se ± 15 minutos devido à irregularidade da discretização dos registros;

- vii. Comparação das chuvas diárias de cada estação com aquelas disponibilizadas pela ANA. Em caso de discrepâncias significativas, avaliaram-se manualmente os registros, comparando-os também com as demais estações pluviográficas. Nesta etapa, definiram-se estações de apoio com base na distância entre elas, localização e distribuição espacial na bacia, visando auxiliar na compreensão dos eventos de chuva. Por vezes admitiu-se manter a leitura automática e em outros casos estas foram substituídas pela leitura convencional. Em caso de falhas nas leituras automáticas, procedeu-se com o preenchimento a partir dos totais indicados pela ANA;
- viii. A partir da série consistida de precipitações diárias de cada estação, calcularam-se as precipitações incrementais, mantendo a distribuição temporal observada nos monitoramentos originais; e
- ix. De posse das séries discretizadas consistidas, foi necessário padronizar os intervalos dos registros. Para tal, acumularam-se os totais precipitados para interpolação linear em uma série de intervalo horário e, posteriormente, obtiveram-se as precipitações incrementais a partir da subtração entre esses totais acumulados.

Após o tratamento dos registros pluvio-fluviográficos, produziram-se amostras de quase 12 anos hidrológicos completos de dados contínuos e horários. Ressalta-se que, devido à significativa quantidade de dados, tornou-se inviável disponibilizar as séries históricas brutas e/ou consistidas em um apêndice deste documento. Coloca-se, portanto, à disposição para envio eletrônico aos interessados que os solicitarem.

A partir dos registros de chuva das quatro estações pluviográficas apresentadas na Figura 4.6, calculou-se a precipitação média sobre a bacia a partir do método dos polígonos de Thiessen, com as proporções e pesos indicados por Cunha (2014), simbolizados na Figura 4.8.

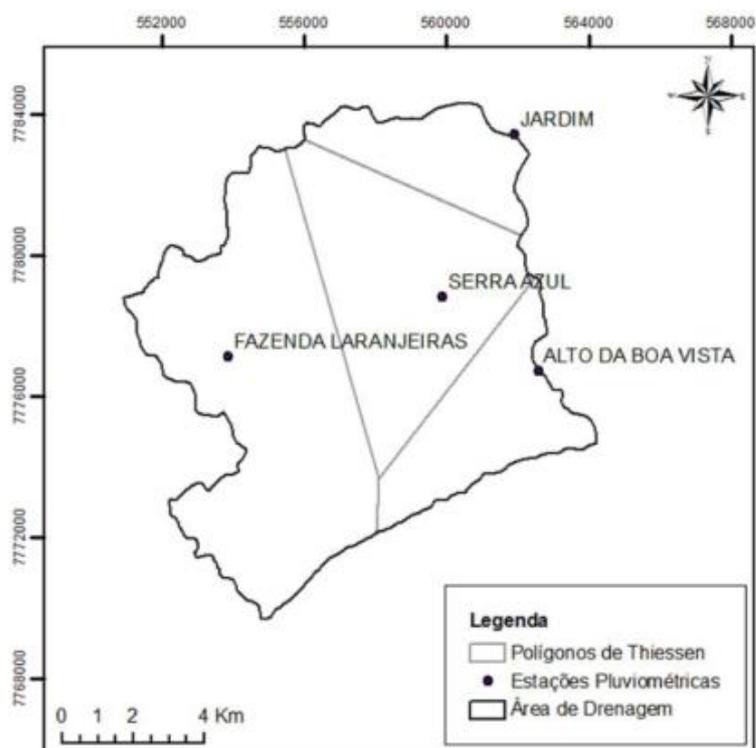


Figura 4.8 – Polígonos de Thiessen definidos para a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Fonte: Cunha (2014).

Por fim, dispondo-se da série de vazões observadas na estação Jardim, tornou-se essencial o procedimento de separação do escoamento de base para obtenção dos volumes de escoamento direto empregados nos métodos SCS-CN e GRADEX. São diversos os métodos gráficos para separação dos escoamentos direto, sub-superficial e de base em hidrogramas, mas a maioria deles se mostra pouco eficiente ou prática quando se tem diversos eventos monitorados, além de agregarem técnicas subjetivas que podem ser mais uma fonte de incertezas nos cálculos.

Visando uma padronização no processo, utilizou-se a ferramenta eletrônica WHAT (*Web Based Hydrograph Analysis Tool*) desenvolvida por Lim *et al.* (2005), disponibilizada em <https://engineering.purdue.edu/~what/>. As funções automáticas apresentadas para separação do escoamento de base são divididas em três modos de cálculo: o método mínimo local, o método de filtro digital baseado no *software* BFLOW e o método de filtro digital proposto por Eckhardt (2005). A ferramenta tem como entrada de dados a série de vazões sem falhas e foi pensada para abranger os estudos realizados em cursos de água nos Estados Unidos. Recomenda-se a leitura dos autores citados para compreensão detalhada dos processos utilizados.

Dentre os métodos propostos para separação do escoamento, optou-se pelo mais minucioso, o de filtro digital apresentado por Eckhardt (2005), que se baseia no tipo de aquífero (nesse caso, cursos de água perenes com aquíferos porosos), com o parâmetro de filtro de 0,995 e o BFI_{max} de 0,742, situação otimizada a partir de diversos testes de sensibilidade. Na Figura 4.9 evidencia-se um exemplo de evento chuva-vazão com a separação do hidrograma.

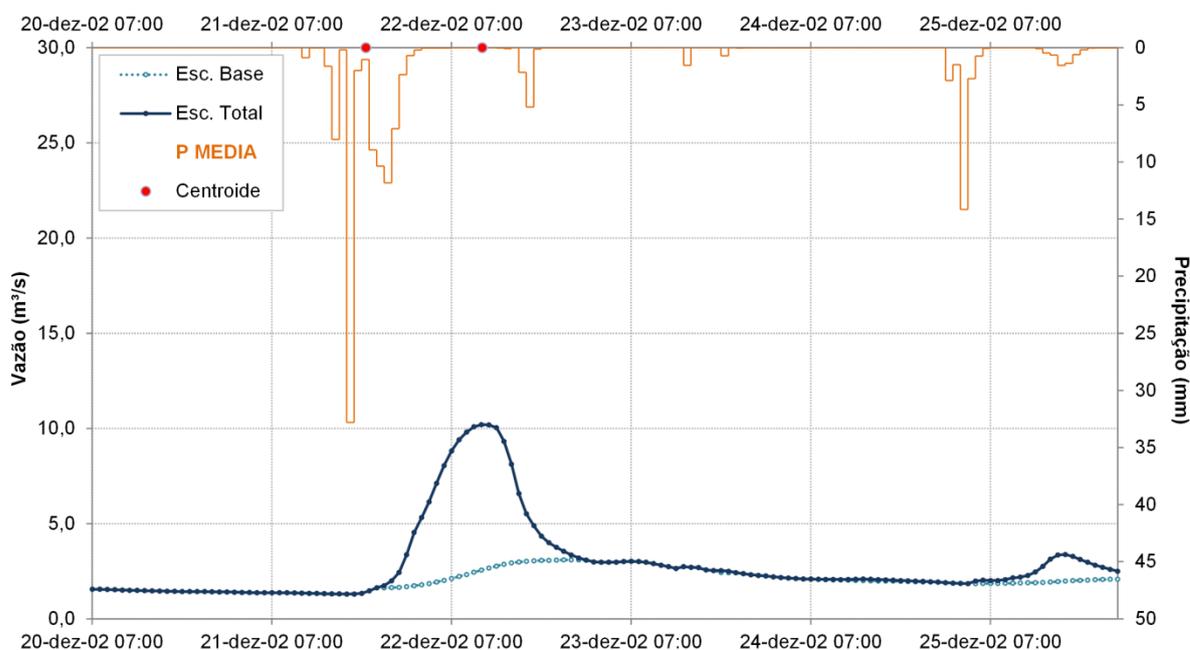


Figura 4.9 – Exemplo de evento com relação causal chuva-vazão e separação do escoamento de base pela ferramenta WHAT.

4.4 Associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX

A primeira etapa prática para associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX consiste na seleção de eventos máximos que representem uma relação causal entre chuva e vazão, respeitando-se a condição do GRADEX de se considerar a mesma duração d (tempo de base médio dos hidrogramas observados) para todos eles.

Cunha *et al.* (2015), em sua aplicação do método do Ajuste Assintótico na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, selecionaram 190 eventos representativos. Entretanto, nesse caso, não era necessário considerar apenas eventos extremos, embora eles fossem importantes, bem como não se exigia que todos eles tivessem a mesma duração. Sendo assim, procedeu-se uma nova seleção de eventos, a partir da observação desses 190 previamente destacados.

Analisando-se cada um deles criteriosamente, observaram-se padrões médios em tempos característicos na ocorrência dos hietogramas e hidrogramas de eventos simples e extremos, quais sejam:

- Tempo de pico = 8 a 14 horas, com média de 10 horas;
- Tempo de resposta = 9 a 15 horas, com média de 11 horas;
- Tempo entre o início da chuva e a vazão de pico = 9 a 16 horas, com média de 12 horas;
- Tempo de recessão = 15 a 21 horas, com média de 18 horas;
- Tempo entre o fim da chuva e o fim do escoamento direto (tempo de concentração da bacia) = 15 a 29 horas, com média de 22 horas; e
- Tempo de base médio = 28 horas.

A Figura 4.10 esquematiza os referidos tempos durante a ocorrência de um evento (P, X).

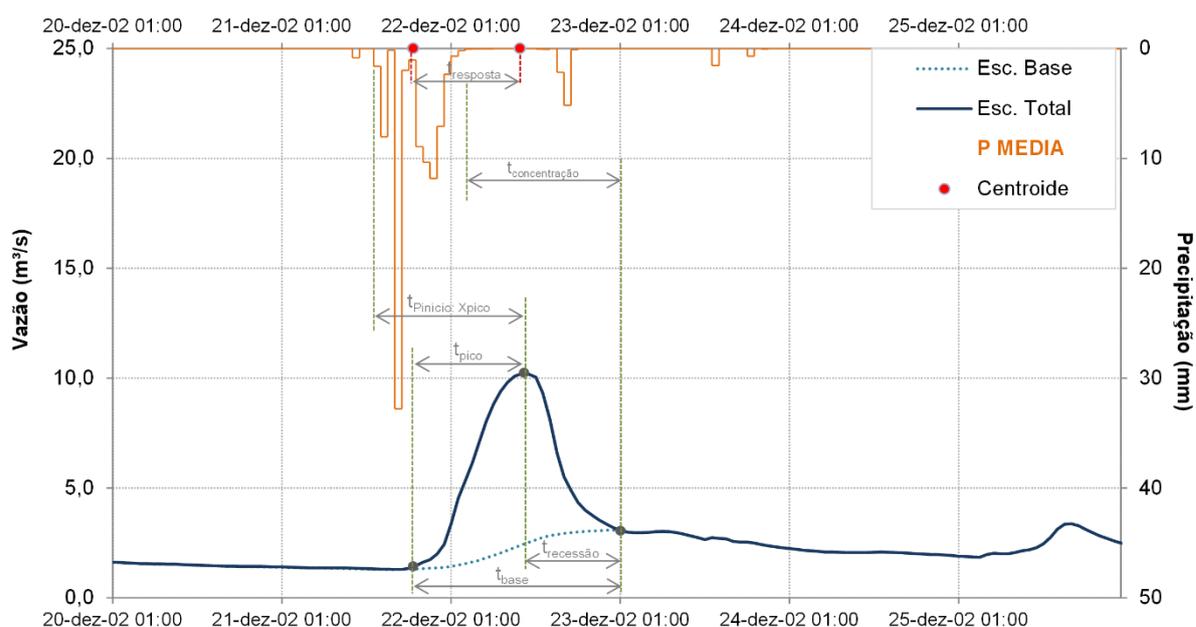


Figura 4.10 – Tempos característicos durante a ocorrência de um evento chuva-vazão.

A duração $d = 28$ horas (tempo de base médio dos hidrogramas) condiz com a recomendação de Zuffo (1993) de que, em bacias rurais, é válido considerar $t_c \leq t_{base} \leq 2t_c$, pois o tempo de concentração da bacia em estudo, segundo verificado por Drumond (2004) por meio da técnica de traçadores, é de aproximadamente 15,5 horas.

Fixada, então, $d = 28$ horas para os eventos de chuva e vazão monitorados, procedeu-se com a nova seleção. Para análise e separação de eventos complexos, torna-se necessário distinguir os eventos entre si. Por ser uma etapa muitas vezes subjetiva, fixou-se a premissa de que dois eventos seriam independentes se estivessem separados por, pelo menos, 6 horas sem nenhuma precipitação. Os critérios expostos em Linsley *et al.* (1975) auxiliaram na compreensão dos pontos de separação de hidrogramas e análise de chuvas complexas. Situações em que se observaram falhas nas leituras, possíveis erros nos registros ou chuvas expressivas que não geraram resposta nos hidrogramas foram desconsideradas durante a análise dos eventos.

Assim, obtiveram-se os 77 pares (P_i, X_i) máximos apresentados na Figura 4.11. No geral, têm-se eventos com alturas totais precipitadas entre 14,8 e 88,2 mm, representando situações com respostas significativas em relação ao escoamento direto gerado. As informações básicas de cada evento são listadas no Apêndice I.

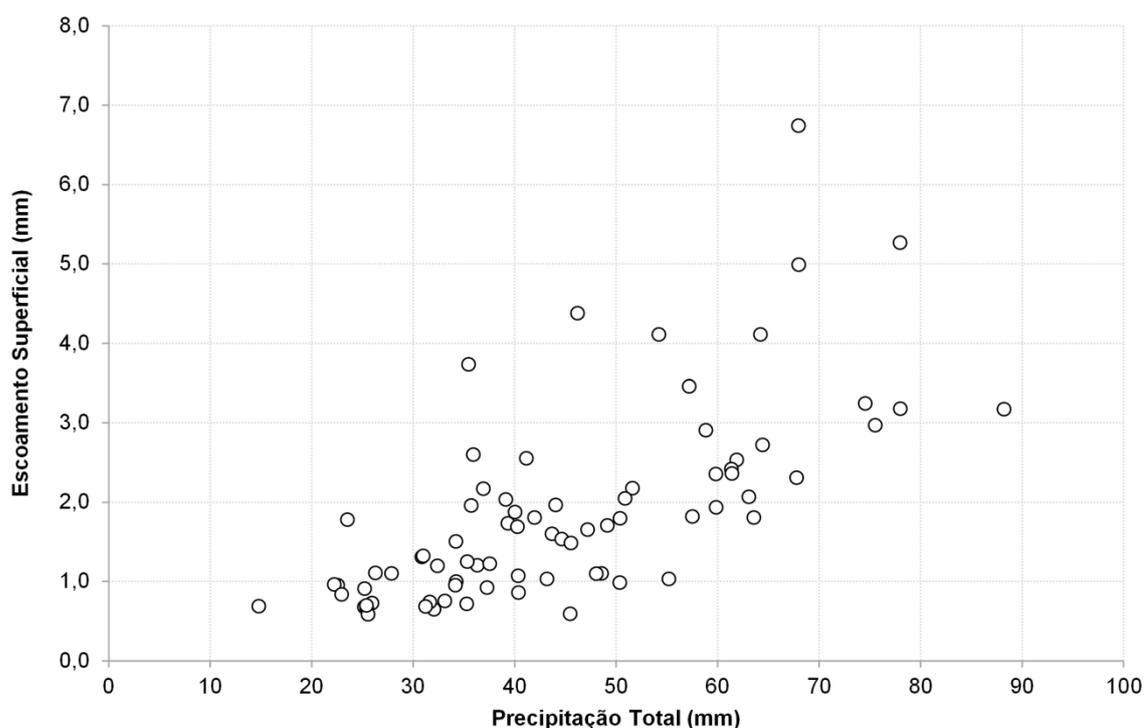


Figura 4.11 – Pontos (P_i, X_i) dos 77 eventos selecionados na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Para os eventos previamente selecionados, calculou-se a retenção $R_i = P_i - X_i$. Como o método GRADEX é aplicável para grandes alturas de chuva e o interesse atual é no domínio de extrapolações (D_2), fez-se necessária uma triagem desses 77 eventos. Para tal, seguiram-se as etapas de cálculo descritas por Zuffo (1993) e reproduzidas no subcapítulo 3.2.2.2, em que

os máximos anuais são selecionados como eventos representativos. Assim, aproveitaram-se dentre esses eventos aqueles de maiores volumes escoados anualmente, ocorridos entre os anos hidrológicos 1996/1997 e 2007/2008, apesar desses anos iniciais e finais não estarem completos (1º de outubro a 30 de setembro). Os volumes superficiais máximos anuais variaram entre 2,0 e 6,7 mm nos 12 eventos e ocorreram, principalmente, nos meses de dezembro e janeiro, tal como evidenciado na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 – Eventos de volumes superficiais máximos anuais.

Ano hidrológico	Data de ocorrência da vazão de pico	Vazão de pico (m³/s)	Volume direto X (mm)	Precipitação P (mm)
1996/1997*	02/04/1997 16:00	16,43	4,99	68,0
1997/1998	14/12/1997 10:00	7,11	1,97	44,0
1998/1999	08/03/1999 04:00	16,51	5,27	78,0
1999/2000	08/12/1999 04:00	15,11	4,11	64,2
2000/2001	22/01/2001 06:00	8,09	2,07	63,1
2001/2002	17/12/2001 14:00	9,89	3,24	74,5
2002/2003	17/03/2003 08:00	20,54	6,74	68,0
2003/2004	10/01/2004 17:00	11,33	3,46	57,2
2004/2005	25/12/2004 03:00	9,78	2,91	58,8
2005/2006	05/01/2006 18:00	7,70	2,17	51,6
2006/2007	31/01/2007 01:00	9,94	2,17	36,9
2007/2008*	30/01/2008 17:00	10,13	3,18	78,0

Nota: * Anos hidrológicos incompletos.

Conhecendo-se esses eventos, a associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX aqui proposta ocorre na definição dos limites da distribuição de probabilidades da retenção (r_{min} e r_{max}), necessários ao cálculo da distância de translação apresentada na Equação 4.3. Para tal, admite-se que o menor valor de retenção calculado para os máximos anuais observados equivalha ao r_{min} . Com isso, garante-se que o limite inferior de $h_R(r)$ tenha sido de fato observado nos monitoramentos, reduzindo as incertezas em sua definição, mas ainda assim represente eventos extremos, fundamentais à extrapolação no domínio D_2 .

Já na definição do limite superior, r_{max} , não se pode admitir que ele tenha sido registrado nas séries históricas, uma vez que representa a condição de total saturação dos solos da bacia, situação associada a períodos de retorno substancialmente maiores que os dos registros fluviométricos regulares. Sendo assim, para o cálculo de r_{max} , propõe-se a associação do GRADEX com método SCS-CN e o comportamento padrão do CN definido por Hawkins

(1993). Nele, o autor sugere um valor constante do parâmetro CN, o $CN_{\text{ASSINTÓTICO}}$, para elevadas alturas de chuva (Figura 3.2), o que condiz com as análises realizadas para o domínio D_2 do método GRADEX, no qual se assumem volumes máximos e que a distribuição R não mais depende da precipitação P .

Sendo a retenção inversamente proporcional ao valor do parâmetro CN, tal como destacado na Equação 3.1 do método SCS-CN, é conceitualmente possível afirmar que o limite superior dessa variável (r_{max}) ocorrerá para o menor valor de CN ($CN_{\text{ASSINTÓTICO}}$), que, por sua vez, é observado para as maiores alturas de chuva (domínio D_2) em bacias com comportamento padrão. Com base na formulação do método do NRCS, o limite superior da retenção global de água, em milímetros, será dado por:

$$r_{\text{max}} = \frac{25400}{CN_{\text{ASSINTÓTICO}}} - 254 \quad (4.4)$$

Cunha *et al.* (2015), após analisar os registros observados, concluíram que a bacia hidrográfica do ribeirão Serra Azul em Jardim apresenta comportamento padrão, tal como indicado na Figura 4.12.

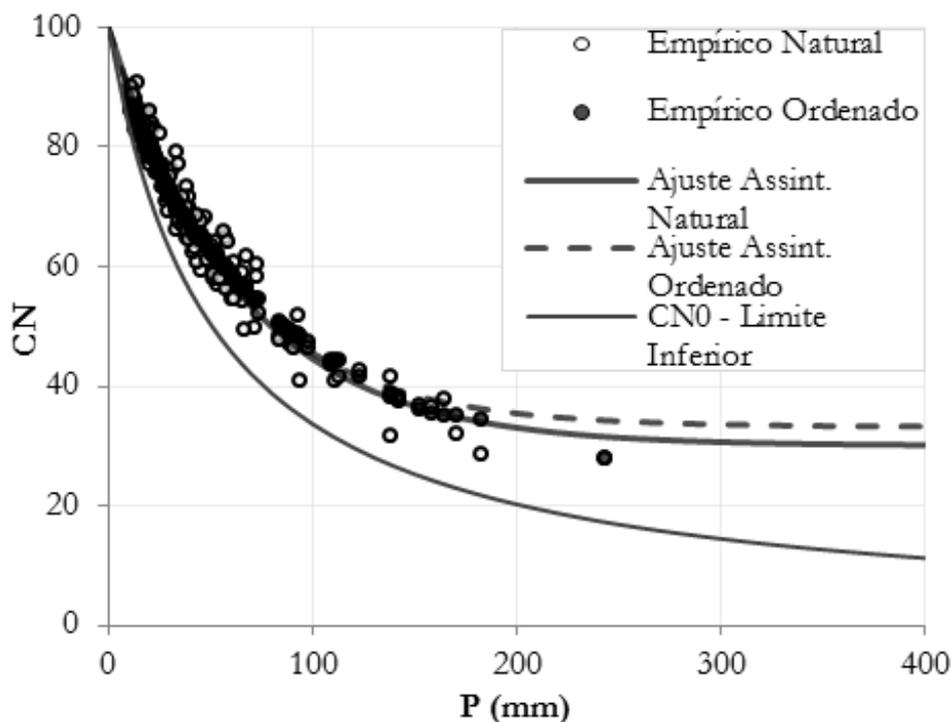


Figura 4.12 – Ajuste do modelo assintótico padrão aos dados da bacia.
Fonte: Cunha *et al.* (2015).

Segundo os autores, o $CN_{\text{ASSINTÓTICO}}$ na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim equivale a 30,0 ao se considerarem os pares (P_i, X_i) naturalmente selecionados e 33,2 para os eventos ordenados de maneira decrescente. Aplicando-se a Equação 4.4, a retenção máxima seria de 591,7 mm e 511,5 mm para os pares naturais e ordenados, respectivamente. De fato, estes limites superiores são significativamente maiores que o máximo valor de retenção monitorado nos doze anos hidrológicos de dados disponíveis, equivalente a 85,1 mm e correspondente ao evento $(P = 88,2 \text{ mm}, X = 3,17 \text{ mm})$ de 28 horas de duração.

4.5 Determinação da distribuição de probabilidades dos volumes de cheias

Conforme apresentado, para cálculo do parâmetro gradex e consequente obtenção da distribuição de probabilidades dos volumes de cheias, deve-se ajustar uma distribuição de probabilidades com cauda superior assintoticamente exponencial aos máximos anuais de precipitação. Originalmente, o método GRADEX sugere que as vantagens de sua aplicação só existem quando a extensão da série de precipitações é superior à de vazões, de maneira que a extrapolação seja justificável e melhor embasada. Fernandes (1990) aconselha, ainda, em concordância com as recomendações de estudos estatísticos, que a série tenha, no mínimo, 30 anos de dados.

Avaliando-se a extensão das séries subdiárias das quatro estações pluviográficas, apresentadas na Tabela 4.2, observou-se que o preenchimento e a homogeneização, necessários ao cálculo da precipitação média pelos polígonos de Thiessen além do período comum de dados (fixado anteriormente como sendo de 08/01/1997 a 28/05/2008), seriam forçosos e, possivelmente, pouco representativos. Optou-se, então, por utilizar apenas a estação Jardim (2044052) para seleção dos máximos anuais precipitados, visto que possui o maior número de registros horários (26 anos hidrológicos). Essa decisão, apesar de possíveis questionamentos, respeita a condição sintetizada por Zuffo (1993) de que apenas um pluviógrafo pode ser considerado suficiente em bacias com área de drenagem da ordem de 100 km² ou menos, como é o caso da sub-bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim. Novamente, uma criteriosa consistência dos registros entre 1982 e 1997 foi realizada, compatibilizando as precipitações acumuladas diárias com aquelas disponibilizadas pela ANA no portal *Hidroweb*.

Hawkins *et al.* (1985) recomendam que a seleção de eventos extremos de precipitação siga a relação $P/S > 0,456$, com S definido na condição de escoamento antecedente (ARC) II

apresentada pelo atual NRCS. Segundo Cunha *et al.* (2015), o CN médio na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, obtido através da ponderação de valores tabelados por NRCS (2004), equivale a 65,24. Assim, aplicando-se a Equação 3.1, a retenção máxima S é de 135,3 mm e a precipitação total mínima a ser considerada, segundo Hawkins *et al.* (1985), seria $P > 61,7$ mm. Os máximos volumes anuais precipitados registrados na estação Jardim e apresentados na Tabela 4.5, com $d = 28$ horas, variam entre 67,0 mm e 141,3 mm, mostrando-se condizentes com a orientação dos referidos autores.

Tabela 4.5 – Eventos de volumes precipitados máximos anuais com duração de 28 horas na estação pluviográfica Jardim (2044052).

Ano hidrológico	Precipitação P (mm)
1982/1983	108,2
1983/1984	100,8
1984/1985	122,9
1985/1986	95,0
1986/1987	94,3
1987/1988	95,7
1988/1989	67,0
1989/1990	97,5
1990/1991	68,4
1991/1992	95,2
1992/1993	83,5
1993/1994	105,6
1994/1995	93,8
1995/1996	99,2
1996/1997	141,3
1997/1998	74,9
1998/1999	86,0
1999/2000	91,4
2000/2001	102,6
2001/2002	77,1
2002/2003	111,4
2003/2004	112,9
2004/2005	114,3
2005/2006	104,8
2006/2007	69,3
2007/2008	79,7

Os quantis associados aos períodos de retorno de interesse foram, então, calculados ajustando-se distribuições teóricas de probabilidades à amostra de 26 anos escolhida. Para tal, obtiveram-se as posições de plotagem da série de máximos observada a partir da fórmula de Weibull, tendo como motivação o fato de esta fornecer probabilidades empíricas de superação não-enviesadas para todas as distribuições (NAGHETTINI e PINTO, 2007).

Dentre aquelas que apresentam cauda superior com decaimento exponencial (Normal, Log-Normal, Gama, Gumbel e TCEV, conforme exposto no item 3.2.2), selecionou-se a distribuição de Gumbel devido à boa qualidade do seu ajuste ao comportamento amostral dos eventos de precipitação total e por ser a principal recomendação do método GRADEX na literatura. Assim, obtém-se o parâmetro gradex da chuva, que é equivalente ao parâmetro de escala da distribuição de probabilidades de Gumbel.

Sendo conhecida a distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e na bacia, $h_R(r)$, seus limites inferior e superior (r_{min} e r_{max}) e o parâmetro gradex (a), calcula-se a distância de translação r_0 como resultado da Equação 4.3. No domínio D_2 , a partir da curva definida para a precipitação P , desloca-se o valor de r_0 e obtém-se a curva extrapolada para os volumes de escoamento X . No domínio D_1 , onde se tem os registros de escoamentos superficiais máximos anuais, procede-se com a análise de frequência convencional. Obtida a distribuição de probabilidades dos volumes de escoamento, a metodologia requer, ainda, uma etapa adicional para cálculo da vazão de pico correspondente, seja por técnicas de regressão, hidrogramas unitários ou fatores que relacionam volume e vazão de cheias.

Entretanto, a realidade é não se conhecer a distribuição incondicional de probabilidades da retenção R , dificilmente identificada pelos registros regulares por se tratar do domínio D_2 , de extrapolações. Esse desconhecimento acerca de $h_R(r)$ sugere o ajuste de distribuições distintas que sejam definidas entre valores mínimo e máximo da variável.

4.6 Cenários de simulação

A carência de informações e o total desconhecimento sobre $h_R(r)$ conduz à consideração de determinados cenários de simulação. Primeiramente, supõe-se que seja uniforme entre r_{min} e r_{max} . Em um segundo momento, realizam-se ajustes para análise de outras distribuições candidatas, como a beta, que admite inúmeras formas em função de seus parâmetros α e β .

Por fim, modela-se também o cenário em que o ponto de extrapolação é fixo em $TR = 10$ anos, seguindo as etapas de aplicação do método GRADEX na literatura, i.e., Zuffo (1993) e Sansigolo *et al.* (1984). Neste caso, não se tem a associação entre os métodos sugerida na presente pesquisa e não se faz necessária a definição da distribuição de probabilidades da retenção. A Tabela 4.6 resume os cenários simulados.

Tabela 4.6 – Cenários de simulação.

Cenário	CN	Distribuição $h_R(r)$
N1	$CN_{\text{ASSINTÓTICO NATURAL}} = 30,0$	Uniforme
N2		Beta ($\alpha = 1, \beta = 2$)
N3		Beta ($\alpha = 2, \beta = 2$)
N4		Beta ($\alpha = 2, \beta = 3$)
N5		Beta ($\alpha = 3, \beta = 4$)
N6		Beta ($\alpha = 2, \beta = 4$)
O1	$CN_{\text{ASSINTÓTICO ORDENADO}} = 33,2$	Uniforme
O2		Beta ($\alpha = 1, \beta = 2$)
O3		Beta ($\alpha = 2, \beta = 2$)
O4		Beta ($\alpha = 2, \beta = 3$)
O5		Beta ($\alpha = 3, \beta = 4$)
O6		Beta ($\alpha = 2, \beta = 4$)
TR10	-	-

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Distribuição de probabilidades da precipitação e estimativa do parâmetro gradex

À série de precipitações máximas anuais com 28 horas de duração apresentada na Tabela 4.5 ajustou-se a distribuição de probabilidades de Gumbel para obtenção do parâmetro gradex, representado pelo parâmetro de escala que determina a inclinação da curva no domínio D_2 .

A escolha da referida distribuição se baseou na forte recomendação do método GRADEX em utilizá-la, no fato de ser a mais robusta para a região Sul/Sudeste do Brasil, segundo Fernandes (1990), e em seu bom ajuste conforme testes estatísticos. Exemplificando esta última constatação, a Tabela 5.1 apresenta os resultados dos critérios de informação de Akaike (AIC), Akaike Corrigido (AICc) e Bayesiano (BIC), descritos por Akaike (1974), Bozdogan (1987) e Schwarz (1978), respectivamente. Os dois primeiros critérios (AIC e AICc) ocorrem em função do número de parâmetros a serem estimados no modelo, enquanto o BIC agrega, ainda, o tamanho da amostra. Em todos eles, quanto menor for o valor obtido, melhor será o ajuste da distribuição de probabilidades aos dados amostrais.

Tabela 5.1 – Resultados dos testes estatísticos aplicados à amostra de precipitações máximas anuais de Jardim (2044052).

Critério estatístico	Distribuição de probabilidades de P	Resultado
AIC	Gumbel	226,6
	Log-Normal	225,3
AICc	Gumbel	227,1
	Log-Normal	225,8
BIC	Gumbel	229,1
	Log-Normal	227,8

Apesar da indicação dos testes pela distribuição Log-Normal, considerou-se a diferença pequena em relação à distribuição de Gumbel. De fato, Zuffo (1993) concluiu em sua comparação entre a Log-Normal e a Gumbel em bacias no Estado de São Paulo que ambos os modelos resultavam em quantis muito próximos. Além disso, dado o fato de a metodologia ora apresentada já propor a adaptação de conceitos iniciais do GRADEX, considerou-se importante não divergir quanto às demais indicações originais do método. Manteve-se, portanto, a distribuição de probabilidades de Gumbel ajustada à amostra de 26 anos de volumes precipitados máximos na estação pluviográfica de Jardim.

Os três métodos de estimação dos parâmetros descritos no subcapítulo 3.2.1 foram testados para a distribuição escolhida (Figura 5.1) e, analisando-os, optou-se pelo método dos momentos-L que, além de ser suficientemente robusto, apresentou quantis intermediários em relação aos demais.

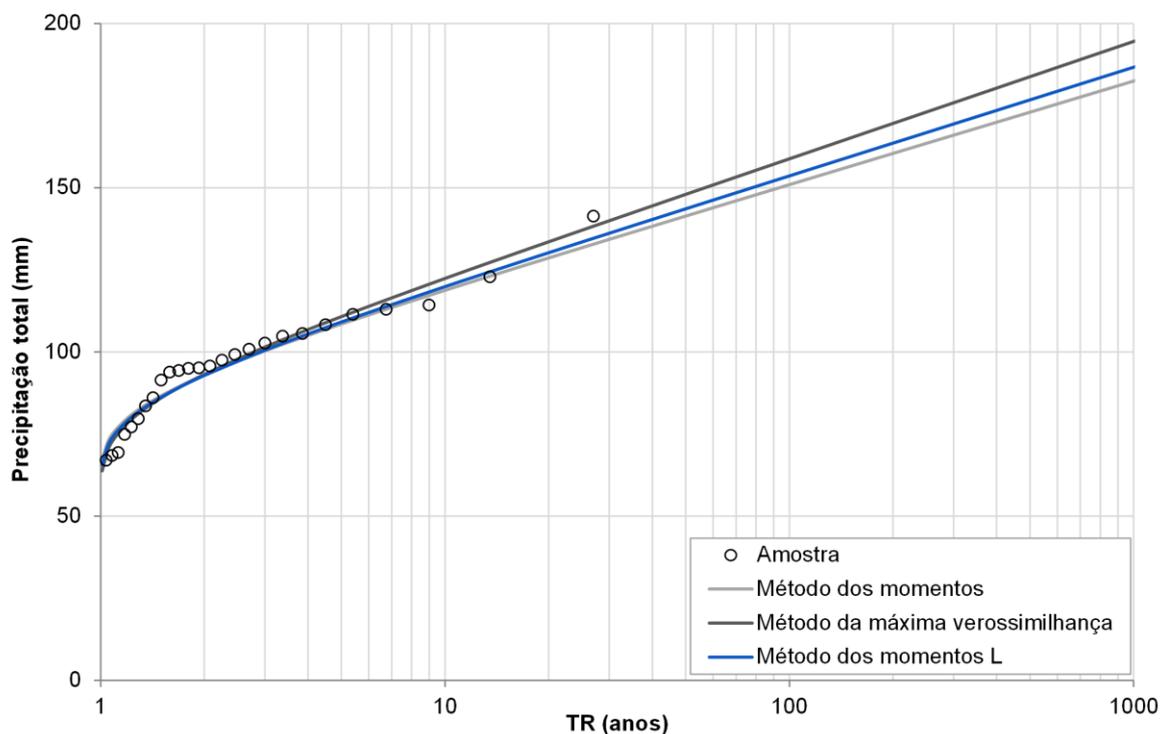


Figura 5.1 – Ajustes da distribuição de probabilidades de Gumbel à amostra de alturas precipitadas em Jardim para três métodos de estimação de parâmetros.

No ajuste pelo MML, obteve-se $\alpha = 14,3$ mm, $\beta = 87,6$ mm e os quantis dispostos na Tabela 5.2. A partir da inclinação da reta ajustada à P , ou seja, do parâmetro de escala da distribuição de probabilidades de Gumbel, obtém-se o parâmetro gradex $a = \alpha = 14,3$ mm.

Tabela 5.2 – Quantis calculados segundo a distribuição de probabilidades teórica de Gumbel ajustada aos máximos anuais precipitados.

TR (anos)	P (mm)
1,01	65,6
1,2	79,2
1,5	86,2
2	92,9
3	100,5
5	109,1
10	119,9
15	126,0
20	130,2
25	133,5
50	143,6
75	149,5
100	153,6
200	163,6
500	176,8
1000	186,7
5000	209,8
10.000	219,8

Destaca-se que a aplicação do método GRADEX relaciona as frequências dos volumes máximos precipitados e escoados em determinada duração, aqui fixada em 28 horas, não sendo necessário que o volume máximo escoado tenha sido originado pelo máximo precipitado. Os eventos são tratados como independentes.

5.2 Distribuição de probabilidades da retenção a partir da associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX e cálculo da distância de translação

O cálculo de $R_i = P_i - X_i$ para os 77 eventos observados resultou em retenções globais de água que variam entre 14,1 mm e 85,1 mm. Dentre eles, os volumes escoados máximos anuais (Tabela 4.4) correspondem a retenções a partir de 34,8 mm. Na Tabela 5.3 são resumidos os volumes característicos destes eventos máximos de duração $d = 28$ horas e os respectivos coeficientes de escoamento direto, equivalentes à relação entre os volumes escoados superficialmente (precipitações efetivas) e as precipitações totais.

Ressalta-se que os volumes precipitados apresentados na tabela seguinte são aqueles dos pares (P_i, X_i) , sendo i cada um dos anos de registros pluvio-fluviográficos, e não, necessariamente, aqueles referentes aos máximos anuais de volumes precipitados.

Tabela 5.3 – Volumes característicos calculados para os eventos máximos anuais de escoamento direto.

ID	Volume precipitado P (mm)	Volume escoado X (mm)	Retenção global R (mm)	Coefficiente de escoamento C
1	68,0	4,99	63,0	0,073
2	44,0	1,97	42,1	0,045
3	78,0	5,27	72,7	0,068
4	64,2	4,11	60,1	0,064
5	63,1	2,07	61,0	0,033
6	74,5	3,24	71,3	0,044
7	68,0	6,74	61,2	0,099
8	57,2	3,46	53,7	0,060
9	58,8	2,91	55,9	0,049
10	51,6	2,17	49,4	0,042
11	36,9	2,17	34,8	0,059
12	78,0	3,18	74,8	0,041

Zuffo (1993) recomenda que a variação do coeficiente de escoamento superficial seja tal que possa ser considerada constante, garantindo-se a correlação entre as frequências de chuva e vazões. Os coeficientes calculados para os 12 anos de registros variaram entre 0,033 e 0,099, com média de 0,056, e as retenções se provaram relativamente altas. Acredita-se que essa variação possa ter interferido nos resultados apresentados na sequência, mostrando-se a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim mais permeável que o considerado aplicável pelo método GRADEX.

Entretanto, para fins representativos da metodologia proposta e considerando-se a ausência de dados subsidiários de boa qualidade em outras bacias brasileiras, prosseguiu-se com a referida aplicação. As consequências dessa escolha serão discutidas mais criteriosamente no item 5.3, quando se obtêm as distribuições de probabilidades dos volumes escoados.

Conforme proposto no capítulo de Metodologia, o limite inferior da distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e na bacia corresponde ao menor valor observado dentre os máximos eventos anuais de volumes escoados. Na Tabela 5.3, o r_{min} é definido no evento de ID 11, em que 34,8 mm são retidos.

Os limites máximos, calculados pela Equação 4.4 para os $CN_{ASSINTÓTICO}$ natural e ordenado, equivalem a 591,7 mm e 511,5 mm, respectivamente. A partir da retenção mínima (34,8 mm)

e com discretização (Δr) de 1,0 mm até o valor imediatamente superior às retenções máximas, torna-se possível obter as distribuições de probabilidades da retenção, sejam elas uniforme ou beta com os diversos parâmetros testados (Tabela 4.6).

Quando se desconhece o comportamento de uma variável compreendida entre limites mínimo e máximo definidos, é razoável supô-la uniforme em estudos estatísticos. A opção por simular distintas distribuições betas ocorreu devido à sua flexibilidade em admitir diversas formas em função dos parâmetros empregados. Com isso, espera-se representar, na teoria, as possíveis ocorrências desse processo hidrológico de difícil mensuração prática.

A fim de se exemplificar a diversidade abrangida pelos cenários simulados, apresentam-se na Figura 5.2 as distribuições $h_R(r)$ resultantes dos cálculos com o limite máximo a partir do $CN_{ASSINTÓTICO\ NATURAL} = 30,0$, ou seja, $r_{max} = 591,7$ mm. De fato, a distribuição beta é muito sensível à alteração dos parâmetros de escala e forma, enquanto que a distribuição uniforme apresenta-se constante.

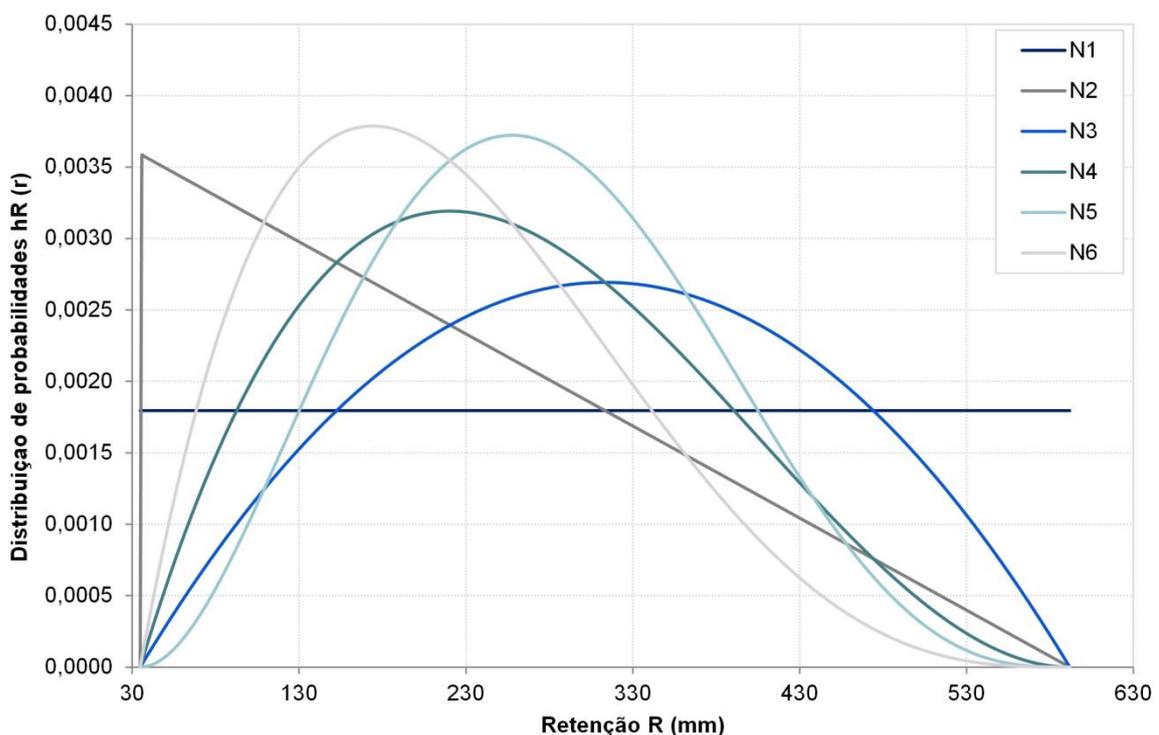


Figura 5.2 – Distribuições de probabilidades da retenção global de água na bacia e no solo simuladas.

A distância de translação r_0 foi, então, calculada para cada um dos cenários simulados, a fim de se obterem as extrapolações no domínio D_2 . No cenário TR10, o cálculo se baseou nas etapas de cálculo indicadas por Zuffo (1993), em que a translação ocorre a partir da altura

escoada empírica de 10 anos de período de retorno. No domínio D_1 , em conformidade com os cálculos realizados para a série de precipitações máximas anuais, obtiveram-se as posições de plotagem pela formulação de Weibull e ajustou-se a distribuição de probabilidades de Gumbel aos doze anos de máximos volumes escoados. Pelo método dos momentos-L, os parâmetros de escala e forma foram, respectivamente, $\alpha = 1,22$ e $\beta = 2,83$ mm. Nas Tabelas 5.4 e 5.5 e Figura 5.3 apresentam-se os resultados desse ajuste.

Tabela 5.4 – Resultados dos testes estatísticos aplicados à amostra de volumes máximos anuais no ribeirão Serra Azul em Jardim (40511100).

Critério estatístico	Distribuição de probabilidades de P	Resultado
AIC	Log-Normal	43,7
	Gumbel	44,0
AICc	Log-Normal	45,0
	Gumbel	45,3
BIC	Log-Normal	44,6
	Gumbel	44,9

Tabela 5.5 – Quantis calculados segundo a distribuição de probabilidades teórica de Gumbel ajustada aos máximos anuais escoados.

TR (anos)	X (mm)
1,01	0,969
1,2	2,12
1,5	2,72
2	3,28
3	3,93
5	4,66
10	5,57
15	6,09
20	6,45
25	6,72
50	7,58
75	8,08
100	8,43
200	9,28
500	10,4
1000	11,2
5000	13,2
10.000	14,0

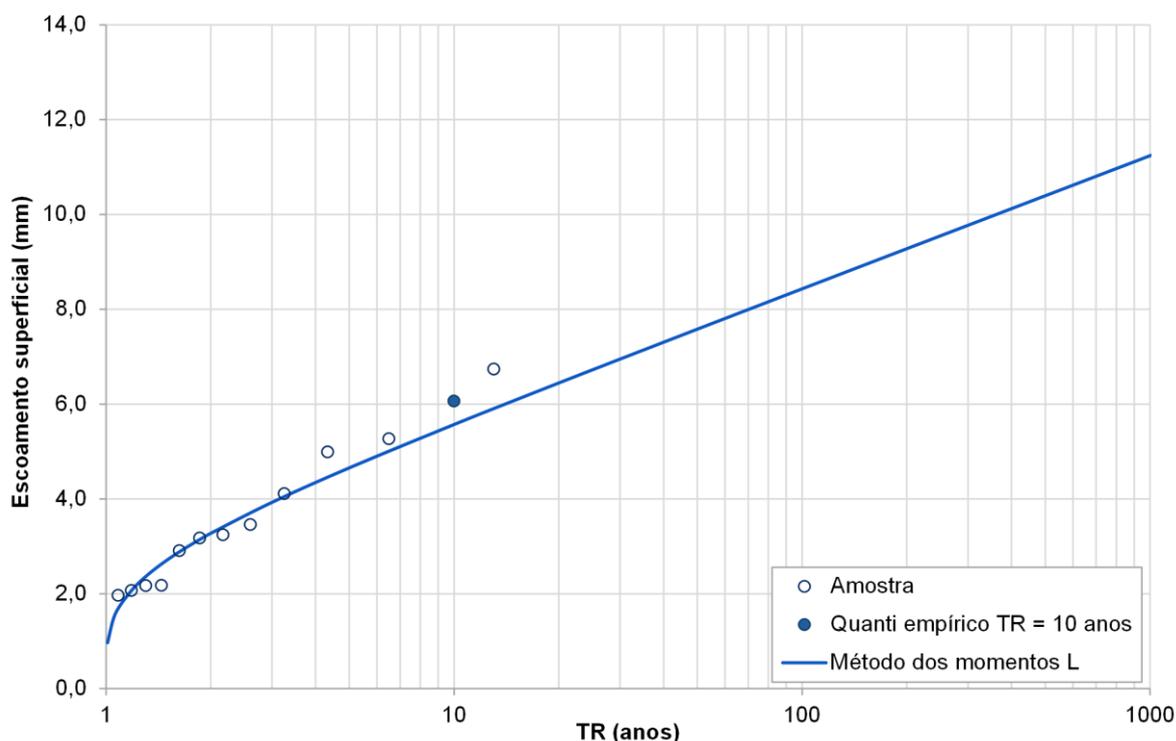


Figura 5.3 – Ajuste da distribuição de probabilidades de Gumbel à amostra de alturas escoadas no ribeirão Serra Azul em Jardim (MML).

Nesse caso, o volume de escoamento direto empírico relativo a 10 anos de período de retorno equivale a 6,06 mm.

Já para os cenários de $CN_{ASSINTÓTICO}$ natural (N1 a N6) e ordenado (O1 a O6), o cálculo da distância de translação r_0 se deu a partir da Equação 4.3. Na Tabela 5.6 apresentam-se os resultados, bem como a relação com o r_0 obtido para o cenário TR10.

Tabela 5.6 – Distâncias de translação calculadas para cada cenário de simulação.

Cenário	r_0 (mm)	Relação $r_0 / r_0 TR10$
N1	87,3	77%
N2	78,2	69%
N3	114,8	101%
N4	105,6	93%
N5	126,9	112%
N6	99,0	87%
O1	85,0	75%
O2	76,0	67%
O3	110,5	97%
O4	101,4	89%
O5	120,8	106%
O6	94,9	83%
TR10	113,8	-

Em relação à distância de translação obtida no cenário TR10, tido como verdadeira nas aplicações do método GRADEX na literatura, observam-se variações significativas de r_0 dentre as simulações. A maior diferença ocorreu no cenário O2 (distribuição beta com $\alpha = 1$ e $\beta = 2$ para o $CN_{\text{ASSINTÓTICO ORDENADO}} = 33,2$), em que se calculou uma distância 33% inferior ao cenário de translação em 10 anos de período de retorno. O maior afastamento entre as curvas de precipitação e escoamento direto, por sua vez, ocorre no cenário N5 (distribuição beta com $\alpha = 3$ e $\beta = 4$ para o $CN_{\text{ASSINTÓTICO NATURAL}} = 30,0$), em que se tem $r_0 = 126,9$ mm, 12% superior ao do cenário TR10.

Constata-se, ainda, que o método GRADEX original, com ponto de extrapolação em TR = 10 anos, em muito se assemelhou ao cenário N3, de distribuição beta com $\alpha = \beta = 2$ e $CN_{\text{ASSINTÓTICO NATURAL}}$. A representatividade dessas diferenças será mais bem visualizada e discutida no subcapítulo que se segue.

5.3 Distribuição de probabilidades dos volumes de cheias

5.3.1 Obtenção das curvas de frequências para os cenários simulados

No domínio D_2 , a partir dos quantis de volumes de precipitação P (Tabela 5.2), deslocaram-se os valores de r_0 calculados para os 13 cenários de simulação (Tabela 5.6) e obtiveram-se as respectivas curvas extrapoladas para os volumes de escoamento X , apresentadas na Tabela 5.7 e Figura 5.4. No domínio D_1 , procedeu-se com a análise de frequência convencional a partir dos máximos anuais de volumes escoados registrados nos 12 anos hidrológicos da série (Figura 5.3).

Tabela 5.7 – Quantis dos volumes de cheias obtidos por cenário de simulação.

Cenário de simulação		N1	N2	N3	N4	N5	N6	O1	O2	O3	O4	O5	O6	TR10
Distância de translação (r_0)		87,3	78,2	114,8	105,6	126,9	99,0	85,0	76,0	110,5	101,4	120,8	94,9	113,8
TR (anos)	P (mm)	X _{EXTRAPOLAÇÃO} (mm)												
1,01	65,6													
1,2	79,2		1,02						3,18					
1,5	86,2		8,04					1,21	10,2					
2	92,9	5,60	14,6					7,82	16,8					
3	100,5	13,3	22,3				1,55	15,5	24,5				5,63	
5	109,1	21,9	30,9		3,51		10,1	24,1	33,1		7,70		14,2	
10	119,9	32,6	41,7	5,07	14,3		20,9	34,9	43,8	9,38	18,5		25,0	6,06
15	126,0	38,7	47,8	11,1	20,3		27,0	40,9	49,9	15,5	24,5	5,13	31,0	12,1
20	130,2	43,0	52,0	15,4	24,6	3,28	31,2	45,2	54,2	19,7	28,8	9,38	35,3	16,4
25	133,5	46,2	55,3	18,7	27,9	6,56	34,5	48,5	57,4	23,0	32,1	12,7	38,6	19,7
50	143,6	56,3	65,4	28,8	38,0	16,6	44,6	58,6	67,5	33,1	42,2	22,8	48,7	29,8
75	149,5	62,2	71,2	34,6	43,8	22,5	50,5	64,4	73,4	38,9	48,0	28,6	54,5	35,6
100	153,6	66,3	75,4	38,8	48,0	26,7	54,6	68,6	77,6	43,1	52,2	32,8	58,7	39,8
200	163,6	76,3	85,4	48,8	58,0	36,7	64,6	78,6	87,5	53,1	62,2	42,8	68,7	49,8
500	176,8	89,5	98,5	61,9	71,1	49,8	77,8	91,7	101	66,3	75,3	55,9	81,8	62,9
1000	186,7	99,5	109	71,9	81,1	59,8	87,7	102	111	76,2	85,3	65,9	91,8	72,9
5000	209,8	123	132	95,0	104	82,9	111	125	134	99,3	108	89,0	115	96,0
10000	219,8	132	142	105	114	92,8	121	135	144	109	118	98,9	125	106

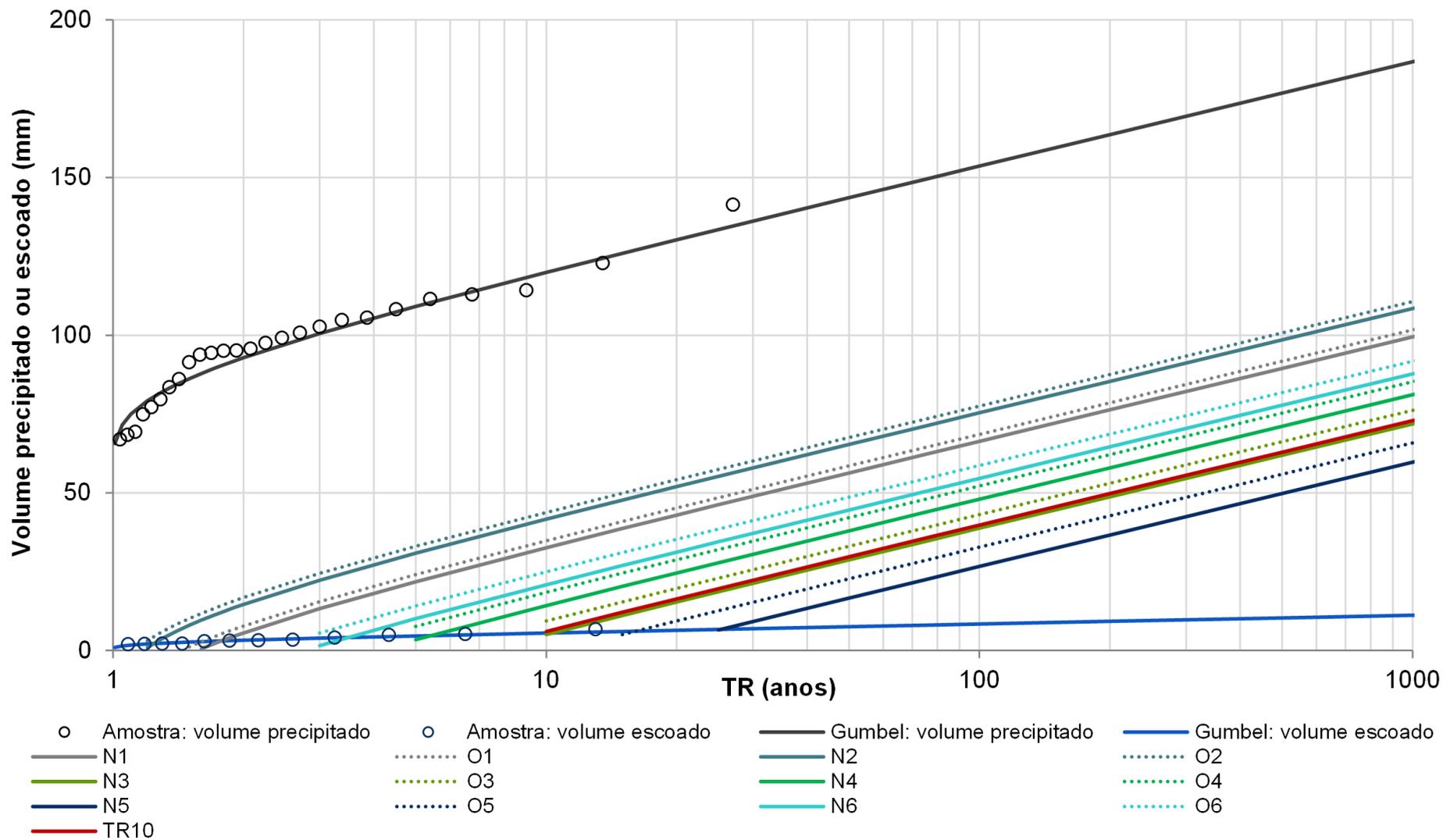


Figura 5.4 – Distribuições de probabilidades de P e X obtidas para os 13 cenários de simulação.

Os resultados confirmam a significativa variação entre as curvas extrapoladas dos volumes de cheia na bacia do ribeirão Serra Azul em cada cenário simulado, tal como anteriormente evidenciado na Tabela 5.6.

O cenário O2 é o que resulta maiores volumes escoados para um mesmo período de retorno, enquanto o cenário N5 é o que representa os menores valores, apesar de não se atribuir a isso fundamentos físicos ou teóricos. Os conjuntos de cenários N1/O1 e N2/O2 indicam volumes superestimados, pouco condizentes com a amostra de volumes máximos escoados anualmente.

Visando exemplificar as variações observadas, fixa-se o TR = 100 anos para extração dos resultados. A extrapolação no cenário TR10 resulta em um X_{100} equivalente a 39,8 mm, tido como o quantil de referência na Figura 5.5 por representar a proposição genuína do método GRADEX. Os demais cenários ocasionaram, então, em escoamentos superficiais que variam entre 26,7 mm e 77,6 mm, ou seja, -33% a +95% do $X_{100, TR10}$. Essa discrepância é considerada significativa na estimativa dos volumes escoados, variando, em média, +35% em relação ao quantil de referência para TR = 100 anos. Constata-se, portanto, que a definição de r_0 é significativamente sensível à escolha de $h_R(r)$.

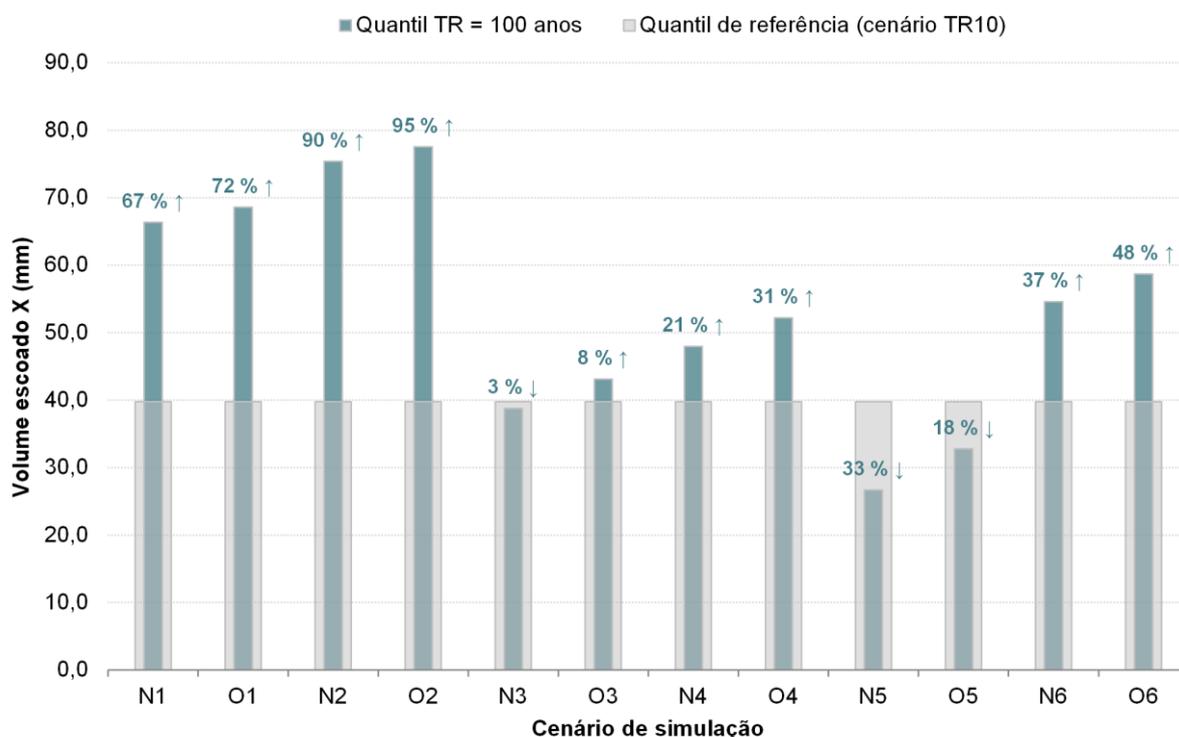


Figura 5.5 – Quantis de 100 anos de período de retorno para os cenários simulados, comparativamente ao cenário TR10.

Uma faixa de distribuições razoáveis parece estar entre as curvas dos cenários N4/O4 e N5/O5. De fato, conforme mencionado no cálculo da distância de translação r_0 , o cenário TR10 em muito se assemelha ao cenário N3, com distribuição beta de parâmetros $\alpha = \beta = 2$. Ambos resultam em extrapolações coerentes com os volumes escoados empíricos, o que reforça as aplicações do método GRADEX que indicam que a condição de saturação da bacia ocorra na frequência 0,90, estabelecendo-se mais um critério para defendê-la.

Visando melhor embasar a verificação destes cenários considerados ótimos na associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX, calculou-se o intervalo de confiança a 95% para o cenário TR10, indicado na Figura 5.6. Constata-se que as curvas de frequência dos volumes escoados conforme as simulações N3, N4, N5, O3, O4 e O5 estão inseridos na faixa de variação daquele considerado ideal pelo GRADEX, o que reforça a coerência destes resultados frente à proposição inicial do método.

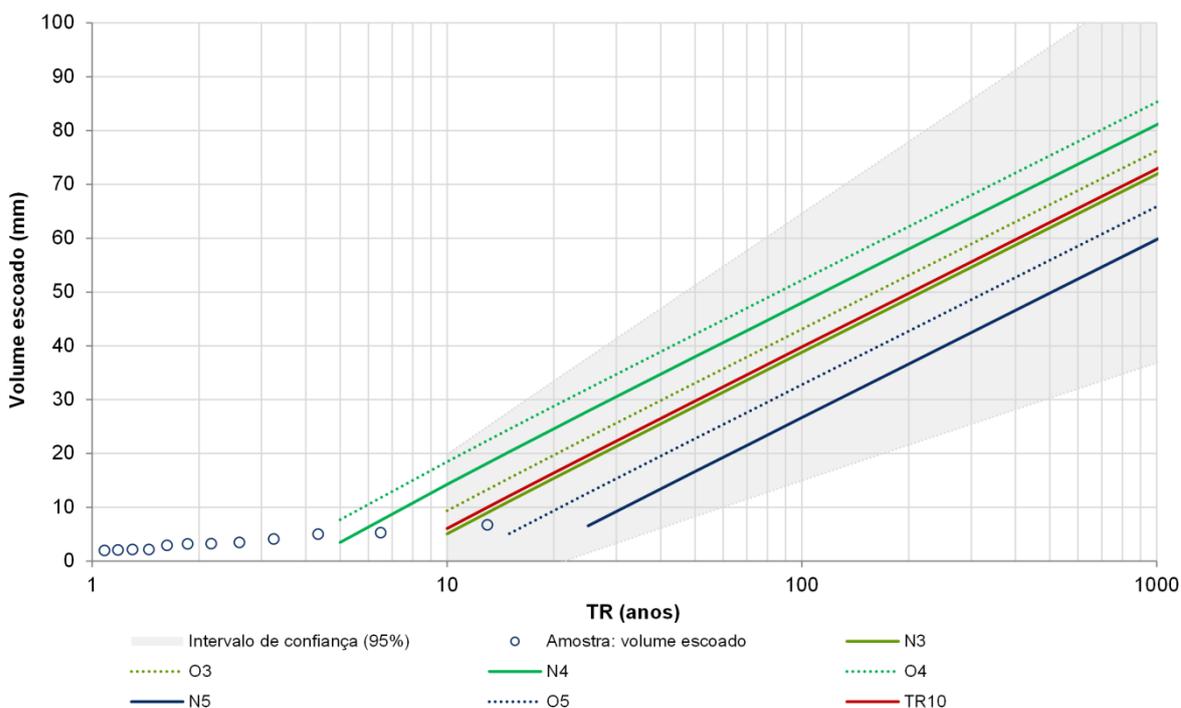


Figura 5.6 – Comparação entre os conjuntos de cenários N3/O3, N4/O4 e N5/O5 ao cenário original do método GRADEX, TR10, com intervalo de confiança de 95%.

Considerando-se uma mesma distribuição para análise do efeito do CN, observa-se que a sutil diferença entre o $CN_{ASSINTÓTICO\ NATURAL}$ e o $CN_{ASSINTÓTICO\ ORDENADO}$ resultou em extrapolações com linhas cheias muito próximas àquelas de linhas pontilhadas de mesma cor. Destaca-se que essa diferença parece ser maior à medida que r_0 aumenta, cabendo ao hidrólogo avaliar os ganhos em se adotar eventos (P_i, X_i) ordenados ou não. Quanto a isso, é

válido lembrar que a ordenação assegura a correspondência entre as frequências dos volumes precipitados e escoados, enquanto que, no método GRADEX, não se exige essa relação direta.

Sobre a distribuição de probabilidades de Gumbel ajustada aos volumes máximos anuais escoados na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim (Figura 5.3), acredita-se em uma subestimação dos resultados. Esse fato pode ser atribuído a não familiaridade da hidrologia estatística com o ajuste de distribuições de probabilidades aos volumes escoados, sendo mais usual a análise de frequência convencional das séries de vazões máximas observadas em determinada estação fluviométrica. Além disso, a prática da análise de frequência não é recomendada quando se tem amostras relativamente curtas, inferiores a 30 anos (FERNANDES, 1990), e, nesse caso, dispunham-se de apenas 12 anos hidrológicos de dados.

Por fim, observa-se em todos os cenários modelados a situação de alteração na inclinação da distribuição de probabilidades dos volumes escoados entre os domínios D_1 e D_2 , destacada na Figura 3.6. Isso ocorre independentemente do ponto em que se extrapola a curva de frequências, diferentemente da proposta de Michel e Oberlin (1987) de que o ponto estaria abaixo da frequência 0,90. Entretanto, em concordância com os autores, isso pode representar a não aplicabilidade do método à bacia hidrográfica de Jardim, o que seria atribuído à alta permeabilidade da mesma.

Frente a essa possibilidade, procedeu-se à investigação detalhada dos coeficientes de escoamento superficial, agora para os 77 eventos máximos selecionados. Os valores mínimo e máximo observados foram, respectivamente, 0,013 e 0,105, com média de 0,041. Dada a amplitude de variação entre eles, construiu-se o histograma dos coeficientes apresentado na Figura 5.7.

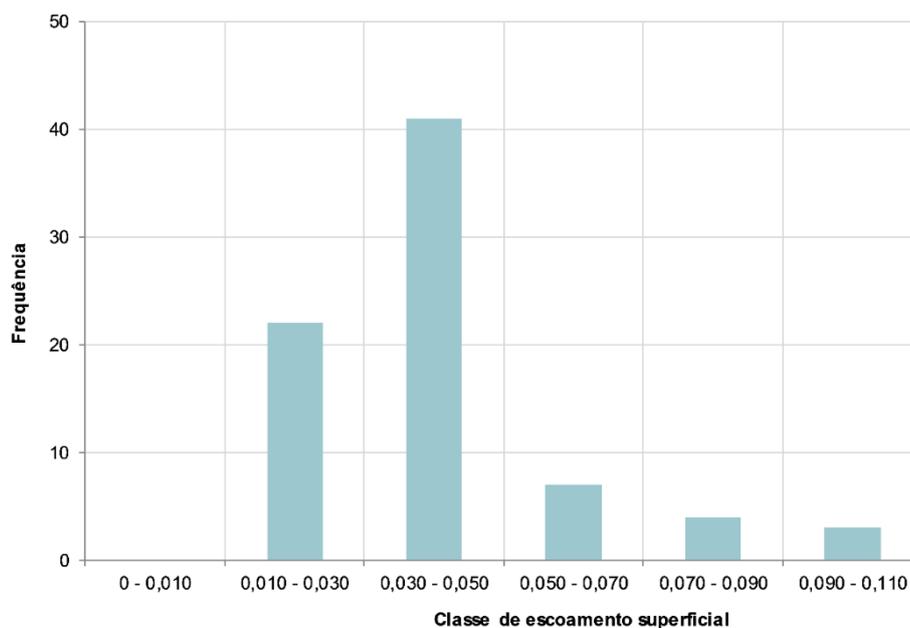


Figura 5.7 – Histograma dos coeficientes de escoamento superficial calculados para os eventos selecionados na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Na figura acima, observa-se que apenas sete eventos (9,1%) possuem valores de C superiores a 0,070, indicados nas duas últimas classes do histograma. A inclinação da curva se altera significativamente em $C \approx 0,050$, valor este igualado ou superado em 18,2% dos eventos. A maioria dos eventos (41) ocorrem na classe que abrange coeficientes entre 0,030 e 0,050, enquanto 22 deles possuem C inferior à 0,030. Dentre os eventos máximos de volumes escoados, dez deles apresentam coeficientes inferiores à 0,070, sendo seis na classe 0,030 – 0,050 e quatro entre 0,050 e 0,070.

De fato, Zuffo (1993) destacou a não aplicabilidade do método GRADEX em casos de grandes variações do coeficiente C , o que interfere na necessária correlação entre as frequências de chuva e vazões, apesar desta constatação poder ser considerada demasiadamente simplista. Ademais, Hawkins *et al.* (2015) propuseram que, caso os coeficientes de escoamento dos eventos selecionados estivessem entre 0,003 e 0,070, a bacia poderia ser considerada de comportamento complacente, evidenciado na Figura 3.3, para o qual não se definem equações que relacionam a precipitação P e o parâmetro CN.

Tornou-se, então, imprescindível verificar a constatação de que a bacia em estudo, além de ser permeável o suficiente para refletir na mudança brusca da inclinação da distribuição de probabilidades do domínio D_1 para o D_2 , tem comportamento complacente, diferentemente do exposto por Cunha (2014) e, com isso, não é compatível com as premissas da associação entre

os métodos SCS-CN e GRADEX aqui expostas. Para tal, foi necessário recorrer a técnicas de modelagem contínua, como forma de se obterem novos eventos máximos que validassem as curvas de comportamento padrão ou complacente desenvolvidas por Hawkins (1993). Admitiram-se como eventos máximos precipitações superiores a 200 mm, praticamente não observadas no cálculo do $CN_{ASSINTÓTICO}$ da bacia (Figura 4.12).

Nesta etapa, buscaram-se modelos conceituais que pudessem ser calibrados com as séries de vazão e precipitação consistidas para o período de 08/01/1997 a 28/05/2008. Com isso, alterar-se-iam as precipitações totais de determinados eventos observados com 28 horas de duração, mantendo-se a proporcionalidade em sua distribuição temporal, e obter-se-iam novos hidrogramas máximos. A partir deles, torna-se possível calcular os CN's empíricos (Equações 3.1 e 3.9) para conferência do comportamento da bacia definida pela estação linigráfica Jardim.

5.3.2 Aplicação do modelo contínuo GR4

A necessidade de nova simulação hidrológica direcionou para a utilização do modelo GR4, descrito por Makhoul e Michel (1992), por ser um modelo de quatro parâmetros, facilmente aplicável aos dados observados na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim. Além disso, o modelo resulta de uma evolução do GR3, este introduzido por Nascimento e Michel (1992), de maneira que o entendimento e as discussões acerca de sua aplicação fossem viabilizados pela resposta atenciosa do Prof. Dr. Nilo Nascimento (EHR / UFMG).

Entende-se que não é objetivo da pesquisa tecer uma revisão bibliográfica acerca do modelo GR4. É fundamental que o leitor compreenda que esta etapa de cálculo surgiu após as análises dos resultados das distribuições de probabilidades dos volumes de cheias e tem como propósito principal auxiliar na verificação da relação $P \times CN$ da bacia. Caso seja do interesse do leitor aprofundar no tema, sugere-se a descrição primeira do modelo, apresentada por Makhoul e Michel (1992), bem como os estudos desenvolvidos por Nascimento (1995).

Resumidamente, o modelo GR4 é um modelo conceitual concentrado de 4 parâmetros que permite a simulação contínua das vazões no exutório de uma bacia a partir dos dados de precipitação e evaporação, podendo funcionar em intervalos de tempo diário ou horário. A estrutura do modelo GR4 é ilustrada na Figura 5.8.

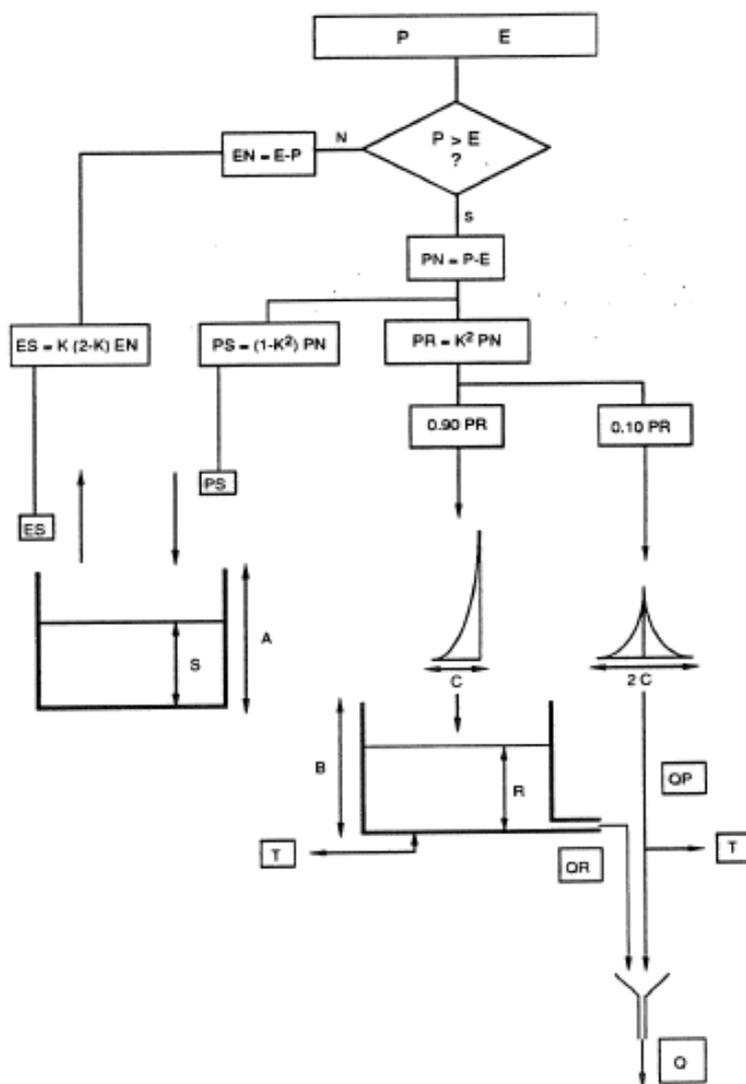


Figura 5.8 – Estrutura do modelo de simulação hidrológica GR4.

Fonte: Nascimento (1995).

O modelo se baseia na função de produção, responsável pela separação da chuva efetiva, e na função de transferência, referente à distribuição temporal dos afluxos de chuva efetiva ao exutório da bacia. A chuva efetiva, por sua vez, é fracionada em duas partes, fixadas em 90% e 10% da mesma. Questionado acerca destes valores pré-determinados, Nascimento (comunicação pessoal) explicou que eles resultam da generalização de estudos de caso específicos, podendo ser também calibráveis, tal como os demais parâmetros do modelo.

Assim sendo, com auxílio do Eng^o. Francisco Silva, configurou-se uma versão modificada do modelo GR4, de maneira que a fração de 0,90, definida como aquela que será tratada pelo primeiro hidrograma unitário [HU(1)] para posterior afluxo a um reservatório de propagação, fosse admitida como um valor numérico compreendido entre 0,60 e 0,90. A fração da chuva efetiva a ser tratada pelo segundo hidrograma unitário [HU(2)], por sua vez, é definida como

sendo complementar ao primeiro, com a soma de ambos resultando em 100% da chuva efetiva.

O modelo modificado tem, portanto, 5 parâmetros calibráveis que o descrevem completamente: os parâmetros A, B, C e D, da estrutura original do GR4, e o parâmetro adicional de fração da chuva efetiva. O parâmetro A está associado à capacidade do reservatório do solo, B à capacidade do reservatório de água gravitacional, C às características dos hidrogramas unitários HU(1) e HU(2), D aos fluxos subterrâneos externos que afluem ou defluem do sistema, e, finalmente, a fração da chuva efetiva é responsável pela separação dos aportes de chuva que sofrerão convolução pelo HU(1) e HU(2) e que resultarão, respectivamente, nas contribuições do escoamento sub-superficial e direto.

Os limites inferior e superior para a variação dos parâmetros e os valores obtidos nas calibrações efetuadas estão apresentados na Tabela 5.8. A Figura 5.9 apresenta os hidrogramas das vazões médias horárias observadas e simuladas para o ribeirão Serra Azul em Jardim. Ressalta-se que a série de evaporação empregada na simulação refere-se à estação de Divinópolis.

Tabela 5.8 – Limites de variação dos parâmetros adotados na calibração do modelo GR4 modificado horário.

Parâmetros calibrados	Unidade	Mínimo	Máximo	Utilizado
A	mm	1	20.000	39,6
B	mm	1	20.000	1033,7
C	horas	0,5	96	65,0
D	mm	-100	100	5,86
Fração da chuva efetiva	%	0,01	0,99	0,70

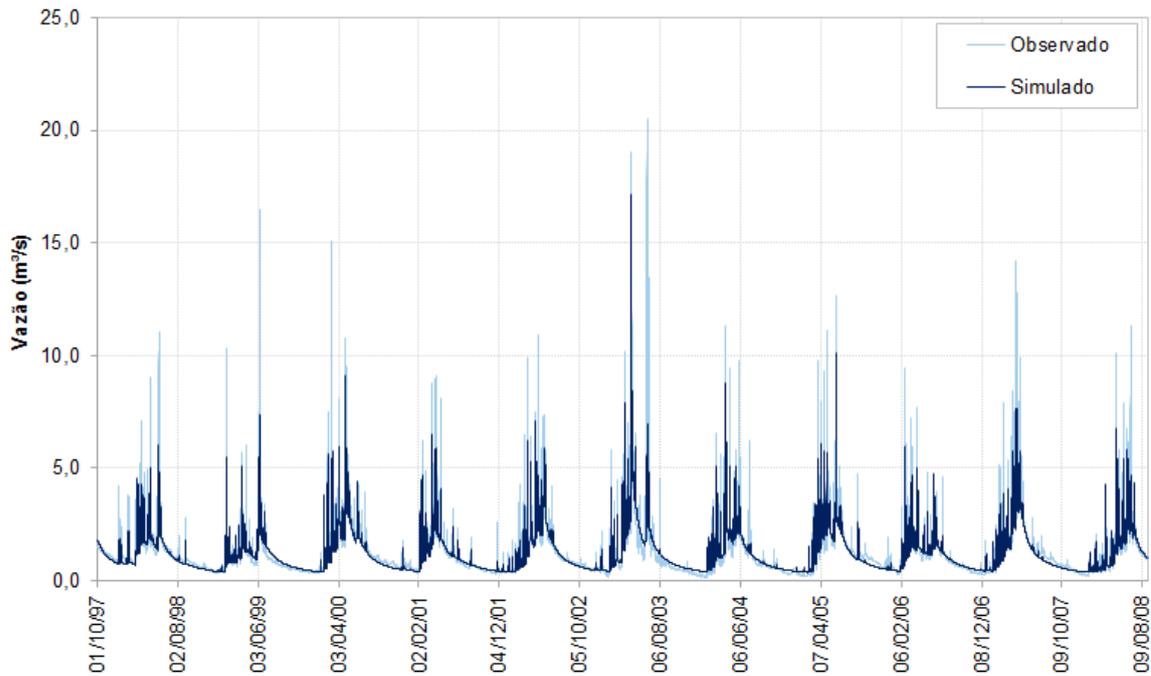


Figura 5.9 – Vazões observadas e simuladas pelo modelo contínuo avaliado em intervalo horário na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Para avaliação da calibração realizada, calculou-se a estatística descritiva de aderência RMSE (*Root Mean Square Error*). Neste caso, quanto mais próximo de zero, menor será o erro médio quadrático entre as vazões simuladas e observadas e, portanto, melhor será o ajustamento do modelo. A simulação resultou em um RMSE de 0,018 para o período compreendido entre 10/1997 e 08/2008, mostrando-se plausível e coerente.

Dentre os 77 eventos máximos selecionados com 28 horas de duração (listados no Apêndice I), selecionaram-se quatro deles que tivessem significativas alturas de chuva acumuladas, a fim de serem representativos da discretização temporal da precipitação a ser simulada na bacia ($P > 200$ mm). Estas informações são apresentadas na Tabela 5.9 e Figura 5.10.

Tabela 5.9 – Eventos máximos de precipitação selecionados para fundamentar a discretização temporal da simulação de alturas de chuva superiores a 200 mm.

ID	11	14	24	72
P_{TOTAL}	75,6 mm	78,0 mm	74,5 mm	78,0 mm
Data inicial	03/11/1998 04:00:00	06/03/1999 17:00:00	16/12/2001 18:00:00	29/01/2008 12:00:00
Data final	04/11/1998 07:00:00	07/03/1999 20:00:00	17/12/2001 21:00:00	30/01/2008 15:00:00
t (horas)	P (mm)			
1	0,05	2,32	0,80	0,60
2	1,56	4,32	0,22	0,64
3	1,19	1,34	10,48	3,03
4	2,89	2,37	5,15	3,85
5	1,80	0,75	4,63	0,30
6	0,76	0,11	6,34	0,20
7	0,37	0,04	5,92	0,08
8	0,10	0,00	6,14	0,08
9	0,01	0,12	11,12	0,08
10	0,01	0,76	4,52	0,08
11	0,94	1,43	7,88	5,45
12	2,36	3,28	0,74	2,05
13	3,57	3,07	0,52	1,40
14	3,71	6,31	2,37	4,77
15	2,56	2,74	0,25	8,68
16	3,02	4,59	1,83	16,41
17	2,33	0,91	1,02	7,21
18	6,94	3,25	0,88	6,07
19	2,08	3,16	0,11	7,37
20	8,30	3,47	0,66	6,57
21	5,85	6,54	0,10	0,00
22	11,42	9,41	1,00	0,82
23	6,20	7,74	0,67	0,60
24	3,79	5,19	0,03	0,10
25	1,02	2,76	0,20	0,19
26	0,82	1,25	0,41	0,17
27	0,72	0,69	0,38	0,53
28	1,18	0,06	0,17	0,67

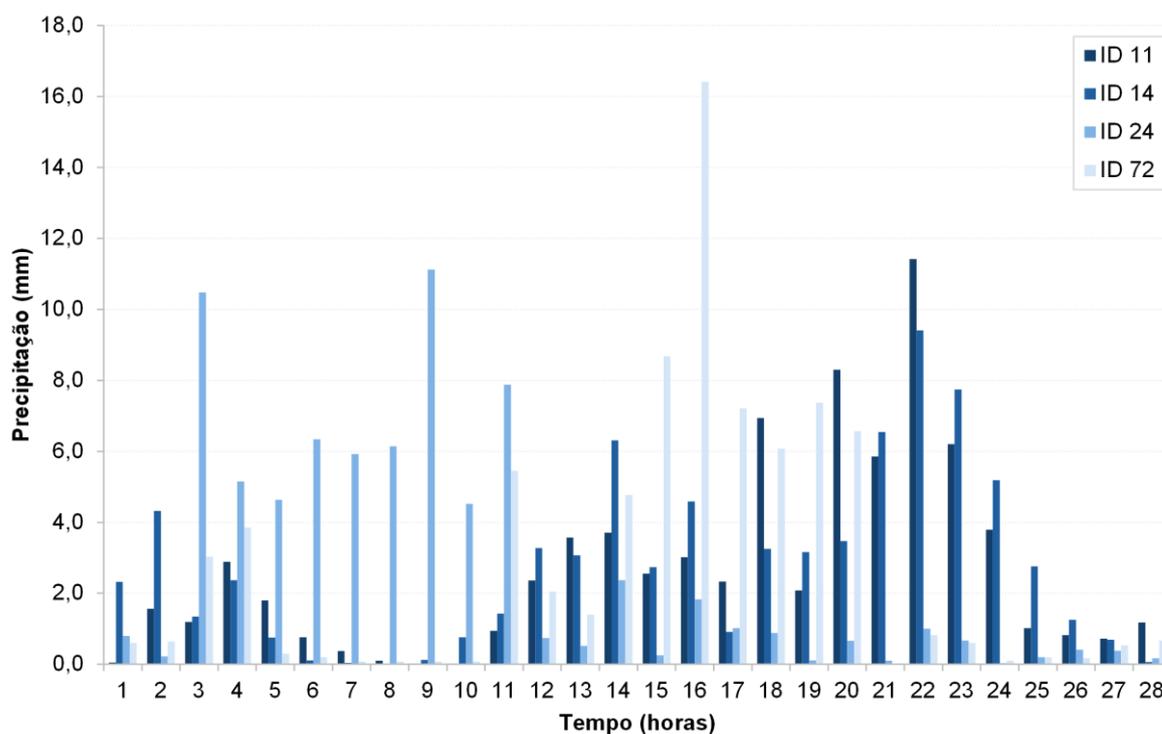


Figura 5.10 – Discretização temporal dos eventos máximos selecionados para simulação no modelo GR4.

A comparação entre os hidrogramas observados e simulados gerados pelos quatro eventos de precipitação selecionados se mostrou estatisticamente aceitável, indicando, novamente, o bom ajuste da calibração realizada no modelo GR4. Os RMSE's obtidos para os eventos 11, 14, 24 e 72 foram de 0,004, 0,003, 0,010 e 0,001, respectivamente.

Dando continuidade, fixaram-se precipitações de 250 a 400 mm, com incrementos de 50 mm, para simulação no modelo calibrado. Cada altura de chuva foi discretizada em 28 horas proporcionalmente aos quatro eventos selecionados, visando a consideração de diferentes distribuições temporais no intervalo considerado.

Esses novos eventos de chuva foram inseridos no modelo GR4, possibilitando a separação dos hidrogramas correspondentes. Nesta etapa, definiu-se o primeiro ano de simulação (01/10/1997 a 30/09/1998) como o período de aquecimento do modelo.

Realizada a distinção entre os escoamentos direto e de base, conforme descrito ao final do item 4.3.2.4 (Figura 4.9), procedeu-se com os cálculos do CN empírico propostos por Hawkins (1993), sintetizados na Tabela 5.10. Nela, observa-se que, para uma mesma altura de chuva, os volumes escoados e, conseqüentemente, os CN's pouco variaram com as distintas discretizações temporais consideradas.

Tabela 5.10 – Volumes de escoamento direto e parâmetro CN obtidos na simulação de $P > 200$ mm através do modelo GR4.

P (mm)	Evento base para discretização	Volume escoado (mm)	CN
250	11	11,4	25,1
	14	12,7	25,7
	24	14,0	26,2
	72	13,0	25,8
300	11	15,2	22,4
	14	16,4	22,8
	24	17,7	23,2
	72	16,6	22,8
350	11	19,0	20,1
	14	20,2	20,4
	24	21,4	20,7
	72	20,2	20,4
400	11	22,8	18,3
	14	24,1	18,5
	24	25,2	18,7
	72	23,9	18,5

Os pares $P \times CN$ foram, então, plotados juntamente com os eventos selecionados por Cunha *et al.* (2015) na definição do comportamento padrão da bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim. Na Figura 5.11 constata-se que os eventos simulados não tendem a um valor assintótico, reforçando a hipótese de que a bacia, na realidade, tem comportamento complacente.

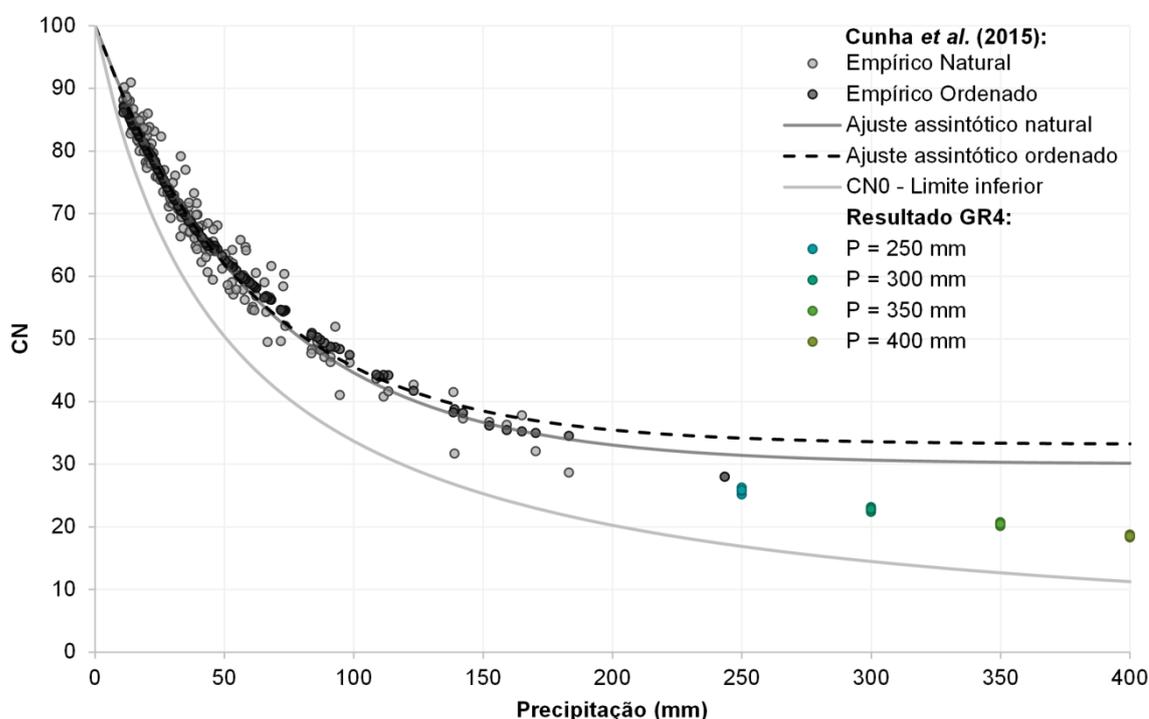


Figura 5.11 – Eventos simulados no GR4 em relação a curva de comportamento padrão e eventos selecionados por Cunha *et al.* (2015).

A contradição da curva de comportamento padrão ajustada para a bacia, seja no cenário de eventos naturais ou ordenados, com os eventos modelados no GR4 (que indicam comportamento complacente) suscitou dúvidas em relação à formulação do método do Ajuste Assintótico proposto por Hawkins (1993). Em contato com o autor, ele salientou, após analisar os dados, que a bacia do ribeirão Serra Azul se mostra complacente, ainda que essa confirmação só seja possível quando se dispuser de eventos máximos monitorados em campo. Segundo Hawkins (comunicação pessoal), a curva se ajusta a um valor constante devido à álgebra da equação do comportamento padrão, mas os baixos valores do coeficiente de escoamento corroboram para o cenário em que não se obtém um valor assintótico, ou seja, o complacente.

De antemão, esta constatação provoca o questionamento acerca da real representatividade da bacia em estudo em relação ao Estado de Minas Gerais. Segundo Hawkins *et al.* (2009), o comportamento padrão é o mais comumente observado nas bacias hidrográficas, representando 70% dos casos analisados nos Estados Unidos. Ao aplicar o método em bacias italianas, D'Asaro e Grillone (2012) observaram que 75% delas também se mostraram padrão e apenas 20% apresentaram comportamento complacente. Confirmando-se que o comportamento padrão também seja o mais comum em Minas Gerais, e tendo a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim comportamento complacente, esta não mais poderia ser considerada um modelo de representação da hidrologia do Estado. No entanto, essa afirmativa só poderá ser confirmada após a aplicação do método do Ajuste Assintótico em outras bacias hidrográficas de Minas Gerais, bem como após a certificação de que o presente estudo de caso possui comportamento complacente, o que se dará a partir do monitoramento de novos eventos extremos de chuva e vazão.

Neste contexto, indaga-se também a aplicação da metodologia ora proposta em uma bacia hidrográfica que não mais se enquadra à premissa inicial de seguir um comportamento padrão, apresentando-se suficientemente permeável. Entretanto, dado o estágio avançado dos estudos e a dificuldade em se obter dados subsidiários confiáveis de chuva e vazão, julgou-se coerente manter as análises na bacia de Jardim. Com isso, o estudo de caso passa a ser preferentemente didático, a fim de exemplificar as teorias envolvidas nas etapas de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX. Ainda assim, os resultados apresentados para a

referida bacia permitem uma análise mais criteriosa do ponto de extrapolação e da distribuição de probabilidades da retenção global de água no solo e na bacia.

Destaca-se que a relação do GRADEX com o $CN_{\text{ASSINTÓTICO}}$ garante uma maior precisão na definição dos limites da distribuição de probabilidades da retenção e, conseqüentemente, da distância de translação. Definindo-se a melhor distribuição $h_R(r)$, reduzem-se as incertezas nas extrapolações das curvas de frequência dos volumes máximos escoados. A adaptação do método SCS-CN proposta por Hawkins (1993) se refere ao valor constante do parâmetro CN para elevadas alturas de chuva (quando do comportamento padrão), o que condiz com as análises realizadas para o domínio D_2 do método GRADEX, no qual se assumem volumes máximos e que a distribuição de R não mais depende da precipitação P .

Pretende-se, com a associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX, auxiliar na obtenção adequada da distribuição de probabilidades de volumes de cheias, visto que não se tem, usualmente, registros de vazões associadas aos períodos de retorno característicos de dimensionamentos de estruturas hidráulicas ou demais finalidades da hidrologia.

5.4 Cálculo das vazões máximas

Como visto, a metodologia produz quantis do volume de cheia de duração especificada e requer uma etapa adicional para a obtenção da vazão de pico correspondente. Dentre os diversos métodos existentes para tal, optou-se por aplicar o fator de pico sugerido no próprio método GRADEX e o hidrograma unitário médio obtido por Cunha (2014) para a bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim. Com isso, torna-se possível comparar as vazões máximas por ambos os métodos, além daquelas obtidas pela análise de frequência convencionalmente aplicada na hidrologia estatística.

5.4.1 Análise de frequência convencional

A série de vazões monitoradas na estação fluviográfica Jardim limita-se ao período de 08/01/1997 a 28/05/2008, fornecendo uma amostra de vazões máximas anuais considerada curta para análises de frequências convencionais. Assim, dispendo-se do modelo GR4 modificado descrito no subcapítulo 5.3.2, procedeu-se com a simulação do período adicional de dados de chuva na estação pluviográfica homônima (01/01/1983 a 07/01/1997) para complementação da amostra. Os parâmetros de calibração obtidos no modelo GR4 modificado foram mantidos e, para cada ano da série horária, selecionou-se a vazão máxima

simulada. A Tabela 5.11 exibe os máximos obtidos para os períodos simulado e observado, enquanto a Figura 5.12 ilustra o resultado da análise de frequência, mantendo-se o ajuste da distribuição de probabilidades de Gumbel pelo método dos momentos-L.

Tabela 5.11 – Série amostral das vazões máximas anuais no ribeirão Serra Azul em Jardim.

Ano hidrológico	X_{PICO} (m ³ /s)
1982/1983	12,31
1983/1984	9,12
1984/1985	13,35
1985/1986	9,43
1986/1987	8,10
1987/1988	9,88
1988/1989	6,10
1989/1990	8,80
1990/1991	6,96
1991/1992	10,49
1992/1993	6,64
1993/1994	8,24
1994/1995	9,25
1995/1996	7,47
1996/1997	16,81
1997/1998	11,07
1998/1999	16,51
1999/2000	15,11
2000/2001	9,13
2001/2002	10,94
2002/2003	20,54
2003/2004	11,33
2004/2005	12,69
2005/2006	9,42
2006/2007	14,20
2007/2008	11,30

Nota: O período simulado no GR4 refere-se aos anos hidrológicos entre 1982/1983 e 1996/1997. A partir de 1997/1998 trata-se da série observada.

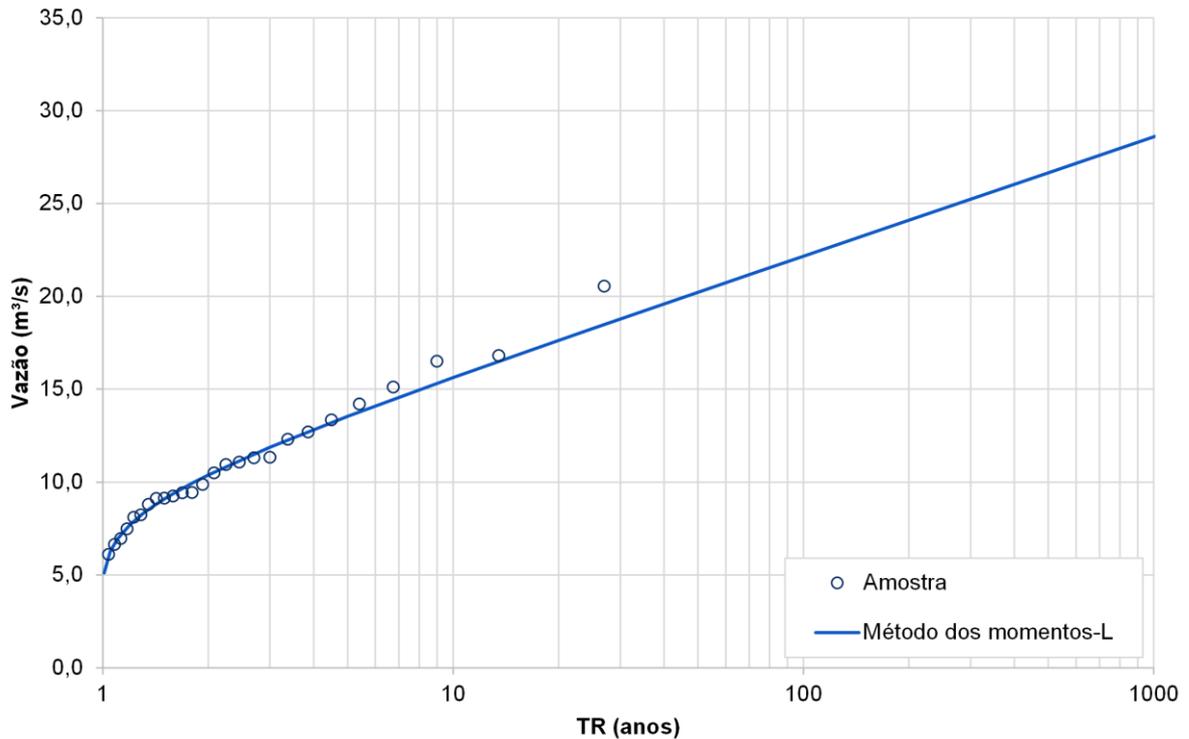


Figura 5.12 – Ajuste da distribuição de probabilidades de Gumbel à amostra de vazões máximas no ribeirão Serra Azul em Jardim (MML).

5.4.2 Fator de pico

O cálculo das vazões máximas a partir do fator de pico foi apresentado no subcapítulo 3.2.2, na referência à descrição do método GRADEX realizada por Zuffo (1993). Em resumo, calcula-se a relação $X_{PICO} / X_{MÉDIA}$ para cada ano da série observada e obtém-se o F_{PICO} através da média aritmética das n relações (Equação 3.35).

No presente estudo de caso, por se tratar de uma bacia com solo relativamente permeável, teve-se a preocupação de distinguir a vazão média do hidrograma direto daquela do hidrograma total. Optou-se, então, por calcular o F_{PICO} como uma relação entre a vazão de pico observada e a vazão média direta, visto que os quantis de volumes escoados obtidos se referem aos diretos. Entre os anos de monitoramento na seção fluvial de Jardim (1996/1997 a 2007/2008), obteve-se um fator de pico médio de 3,1.

Segundo Guillot e Duband (1967), a razão média em bacias da França está compreendida entre 1,2 e 1,6. Zuffo (1993), em seu estudo em bacias paulistas, encontrou fatores que variaram entre 1,0 e 1,9. Em ambos os estudos, priorizaram-se bacias impermeáveis, nas quais o escoamento de base não é significativo e, portanto, a distribuição de volumes de cheias pode ser considerada representativa dos volumes totais de escoamento, e não apenas dos diretos.

Neste caso, atribui-se à permeabilidade da bacia de Jardim o fato de se obter um F_{PICO} de maior magnitude comparativamente a dos referidos autores.

Conforme analisado no subcapítulo 5.3.1, as extrapolações que melhor se ajustaram à amostra de volumes de cheias referem-se aos cenários N3/O3, N4/O4, N5/O5 e TR10. Os demais superestimaram os quantis em relação aos empíricos, mostrando-se pouco realistas para a bacia em questão. Por conseguinte, dada a relação intrínseca entre volume e vazão, priorizou-se para o cálculo de vazões máximas apenas os cenários tidos como ótimos na obtenção das distribuições de probabilidades dos volumes extremos.

Os quantis de volumes escoados nestes cenários, apresentados na Tabela 5.7, foram transformados em vazões médias a partir da área de drenagem da bacia hidrográfica (113 km²) e da duração dos eventos (28 horas). Estas vazões médias foram, então, multiplicadas por F_{PICO} , obtendo-se os respectivos quantis de vazões máximas. Os resultados desta etapa são ilustrados na Figura 5.13, comparativamente àquele resultante da análise de frequência convencional.

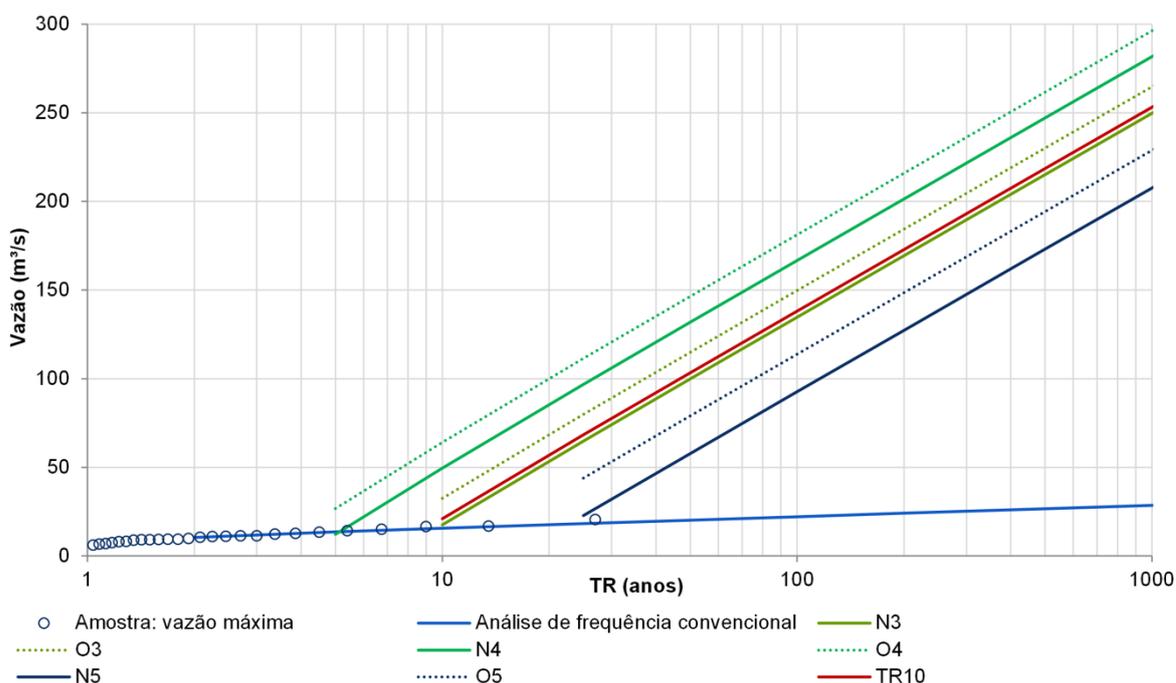


Figura 5.13 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas obtidas pelo fator de pico e pela análise de frequência convencional.

As discussões acerca destes resultados serão abordadas no subcapítulo 5.4.4, juntamente com as vazões extremas obtidas pelo emprego do hidrograma unitário, reportado na sequência.

5.4.3 Hidrograma unitário médio

Outra maneira de se obterem as vazões de pico referentes aos volumes de cheias é aplicar uma função de transferência, o hidrograma unitário. Neste caso, tem-se a vantagem de se viabilizarem análises em todo o hidrograma de cheia, não se limitando apenas à vazão de pico.

Em seus estudos na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, Cunha *et al.* (2015) desenvolveram o hidrograma unitário médio apresentado na Figura 3.11, com discretização temporal de 30 minutos. Por ter sido construído com eventos observados na mesma seção fluvial deste estudo, deparou-se com o privilégio de poder aplicá-lo, não sendo necessário questionar as incertezas existentes ou não em se empregar o hidrograma unitário do SCS. Detalhes acerca desta comparação foram explorados pelos autores.

Até então neste texto, questionaram-se os resultados provenientes da aplicação do método convencional do SCS-CN, mas estes não foram comparados àquele obtido pela aplicação original do método GRADEX (cenário TR10) ou àqueles sugeridos como os mais adequados na associação entre ambos os métodos (N3/O3, N4/O4 e N5/O5). Assim, além desses cenários, elegeram-se os seguintes:

- Cenário SCS-CN: formulação original do método SCS-CN, descrita no subcapítulo 3.1.1, sendo o volume escoado calculado a partir da Equação 3.8;
- Cenário SCS-Nat: considera a aplicação do método do Ajuste Assintótico (subcapítulo 3.1.2), variando-se o parâmetro CN em função da precipitação P a partir da curva de comportamento padrão natural (Figura 4.12) apresentada por Cunha *et al.* (2015); e
- Cenário SCS-Ord: considera a aplicação do método do Ajuste Assintótico (subcapítulo 3.1.2), variando-se o parâmetro CN em função da precipitação P a partir da curva de comportamento padrão ordenada (Figura 4.12) apresentada por Cunha *et al.* (2015).

Os resultados obtidos estão ilustrados na Figura 5.14, juntamente com aqueles originados da análise de frequência convencional. Tal como descrito anteriormente, as discussões acerca dos mesmos serão realizadas no item que se segue, a fim de se compararem para todos os cenários selecionados as distintas maneiras de se obterem os quantis das vazões de cheias.

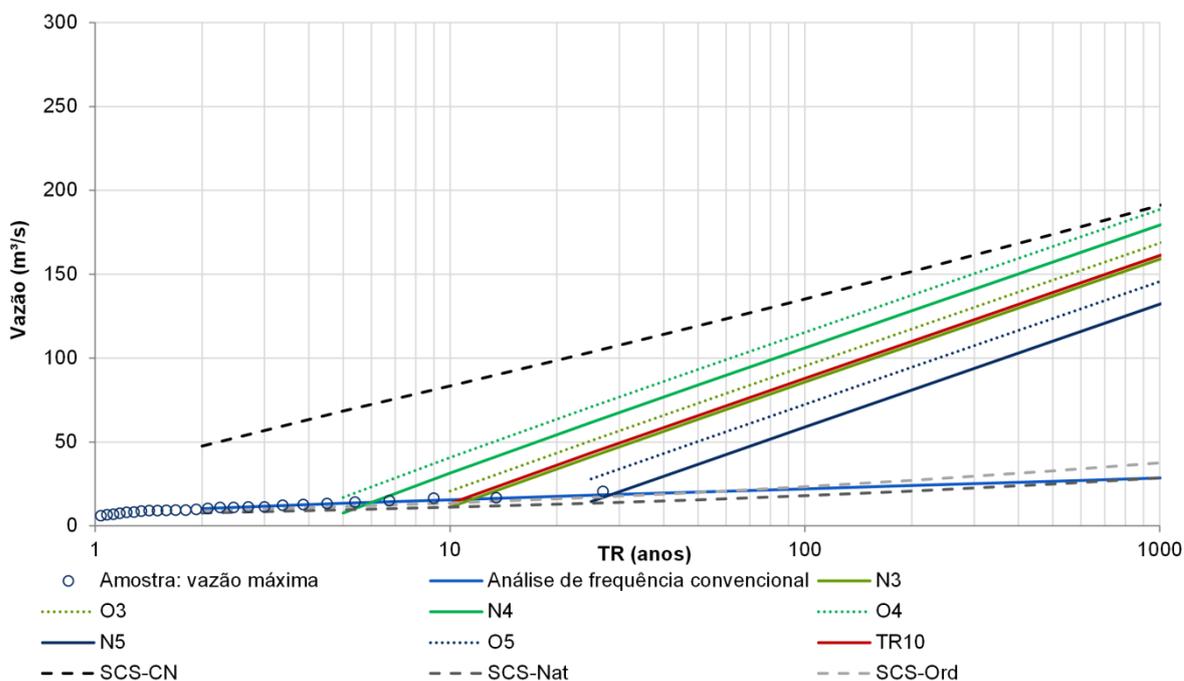


Figura 5.14 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas obtidas pelo hidrograma unitário médio e pela análise de frequência convencional.

5.4.4 Comparação entre as vazões máximas

Os resultados ora apresentados foram calculados segundo diversas metodologias e cenários, estruturados conforme resumido na Tabela 5.12.

Tabela 5.12 – Metodologias e cenários empregados.

Processo hidrológico	Metodologia		Cenários simulados
	Cálculo dos volumes de cheia	Cálculo das vazões máximas	
Determinístico	Método SCS-CN	Hidrograma unitário médio (HU)	SCS-CN
	Método do Ajuste Assintótico	Hidrograma unitário médio (HU)	SCS-Nat e SCS-Ord
Probabilístico	Análise de frequência	Análise de frequência	AF
	Método GRADEX	Fator de pico (FP) e Hidrograma unitário médio (HU)	TR10
	Associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX	Fator de pico (FP) e Hidrograma unitário médio (HU)	N4, N5, N6 e O4, O5, O6

Para auxiliar na comparação das vazões máximas obtidas para cada metodologia e cenário é interessante visualizá-las em conjunto. Conforme apresentado anteriormente, a pequena

diferença entre o $CN_{ASSINTÓTICO\ NATURAL}$ e o $CN_{ASSINTÓTICO\ ORDENADO}$ conduz a resultados muito próximos entre os cenários de eventos naturais e ordenados. Assim, para fins de clareza nos gráficos, estes foram separados nas Figuras 5.15 e 5.16.

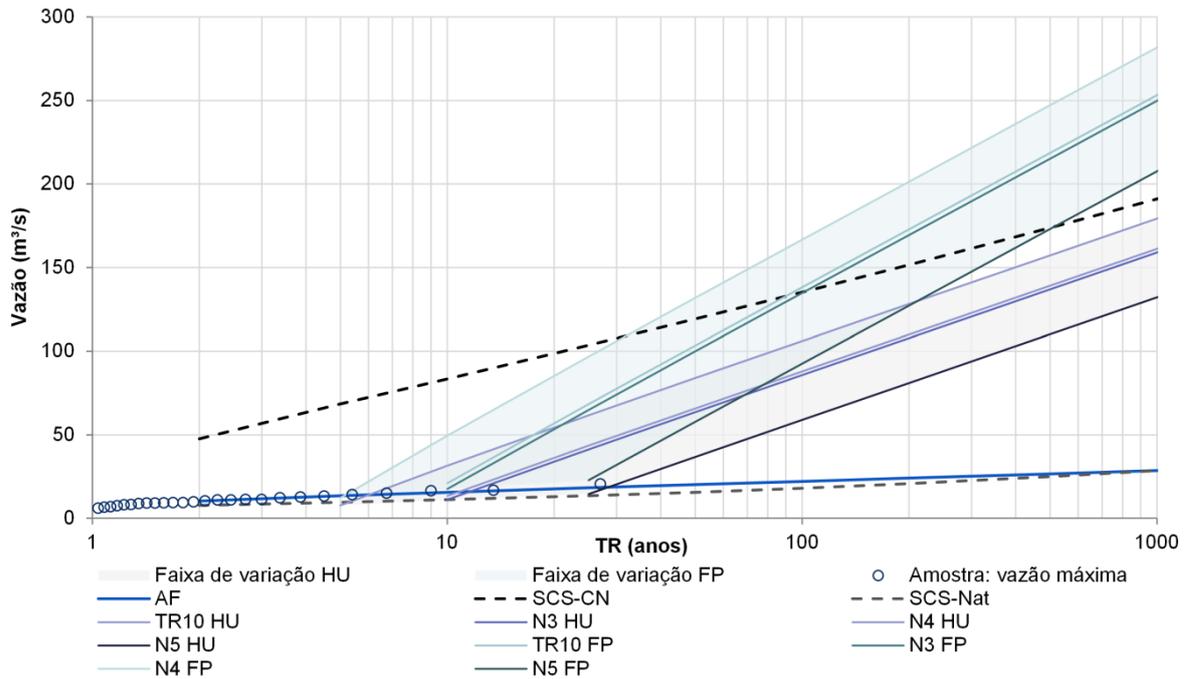


Figura 5.15 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas (eventos naturais).

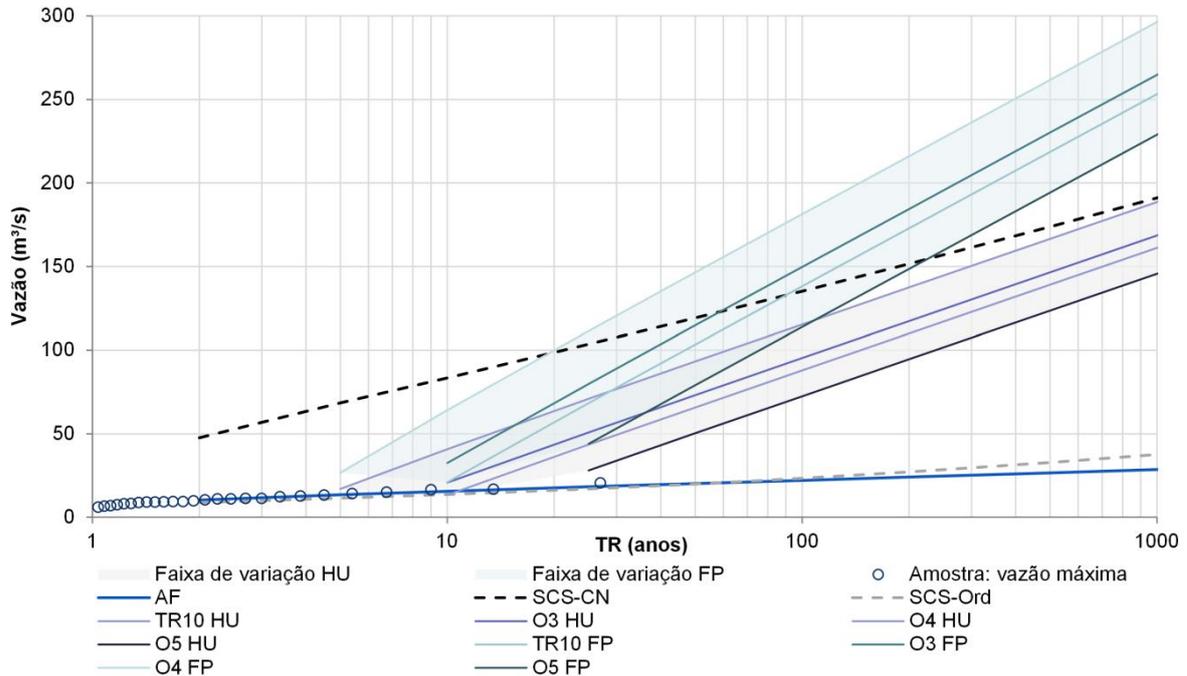


Figura 5.16 – Distribuições de probabilidades das vazões máximas (eventos ordenados).

As metodologias e cenários simulados no cálculo das vazões máximas na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim forneceram diversos resultados, propiciando a oportunidade de uma

densa discussão. Destaca-se que os comentários seguintes priorizam a análise dos resultados para períodos de retorno superiores ao máximo empírico (27 anos), a fim de abordarem o domínio de extrapolações.

Primeiramente, devem-se reforçar as baixas vazões obtidas a partir da análise de frequência convencional aplicada à série de vazões máximas anuais na seção fluvial estudada (cenário AF em ambas as figuras acima). A distribuição de probabilidades de Gumbel ajustada à referida amostra foi a primeira indicada nos testes AIC, AICc e BIC dentre aquelas com cauda superior assintoticamente exponencial, reforçando o bom ajuste estatístico. Isso indica que a complementação dos dados empíricos com as vazões máximas obtidas pelo modelo contínuo GR4 no período de 1982/1983 a 1996/1997 foi harmoniosa, não parecendo agregar incertezas significativas aos resultados. No entanto, conforme exposto por Guillot (1993), não é recomendável que a cauda superior das curvas de frequências ajustadas apenas às séries de vazões seja uma simples extrapolação estatística, visto que a complexidade existente na relação entre chuva e vazão gera uma significativa assimetria.

O método SCS-CN originalmente proposto pelo atual NRCS (cenário SCS-CN) apresentou uma inclinação próxima à dos dados empíricos de vazões de cheia. Até o TR = 30 anos para eventos naturais e 20 anos para os ordenados, o cenário se delimitou como o de maior superestimação dos quantis. Entretanto, no ramo das extrapolações, se mostrou mediano em relação aos demais. Lembra-se, ainda, a colocação de Ponce e Hawkins (1996) de que o método SCS-CN se adapta melhor para cursos de água com escoamento de base insignificante, que, como visto, não é o caso do ribeirão Serra Azul.

No caso das adaptações propostas por Hawkins (1993) no método do Ajuste Assintótico, representadas pelos cenários SCS-Nat e SCS-Ord, os resultados foram muito próximos à análise de frequência convencional. O SCS-Nat (Figura 5.15) apresentou quantis ainda inferiores ao AF, enquanto o SCS-Ord (Figura 5.16) se manteve equivalente, com sutil alteração na inclinação a partir de 100 anos de período de retorno. Neste caso, dada a dificuldade inerente ao processo de seleção de eventos necessária à aplicação do método, considera-se mais vantajoso o emprego direto da técnica de análise de frequência convencional.

Em relação aos conjuntos de cenários N3/O3, N4/O4, N5/O5, de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX, e TR10, fixado em diversas aplicações do GRADEX na literatura,

observa-se que a metodologia empregada para transformar as distribuições de probabilidades dos volumes de cheias em distribuições das vazões máximas interfere amplamente nos resultados. Por ser um mero fator multiplicador dos volumes médios, o fator de pico mantém as inclinações das curvas de volumes, que, conforme abordado, apresentam grande diferença em relação à amostra, provavelmente devido à alta permeabilidade da bacia. A partir do TR = 30 anos para eventos naturais e TR = 20 anos para os ordenados os cenários do F_{PICO} são os que fornecem maiores quantis.

No caso da função de transferência ser o hidrograma unitário, observa-se uma alteração mais branda na inclinação. Neste caso, tem-se uma faixa de variação superior às curvas da análise de frequência e do método do Ajuste Assintótico, mas inferiores ao SCS-CN convencional, indicando vazões máximas relativamente plausíveis. Dentre os cenários contidos nesta faixa, o que melhor se aproxima aos quantis empíricos é o N5, no qual se admite que a distribuição de probabilidades da retenção segue uma beta de parâmetros $\alpha = 3$ e $\beta = 4$. Este cenário condiz com as recomendações de CTGREF (1972) e Naghettini (1994) de que a definição do ponto de extrapolação da distribuição dos volumes escoados seja feita a partir dos dados observados, dando-se maior ênfase às estatísticas de ordem superior. Neste caso, a extrapolação ótima sugerida a partir da associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX seria em 30 anos de período de retorno.

Relembra-se que, na prática, Guillot e Duband (1967) recomendam o uso de uma distribuição empírica para os dados observados até um período de retorno de 10 a 20 anos para bacias relativamente impermeáveis e até 50 anos para bacias com maior capacidade de infiltração. Com isso, a bacia do ribeirão Serra Azul se confirma na classificação de mais permeável, com a extrapolação ocorrendo dentro do limite observado pelos autores nestas situações.

A fim de permitir a quantificação das diferenças obtidas em todos os cenários, apresentam-se na Tabela 5.13 os quantis de referência para as vazões máximas na bacia em estudo. Nas Figuras 5.17 a 5.19 comparam-se os cenários de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX àqueles existentes na literatura (métodos SCS-CN, Ajuste Assintótico, GRADEX e análise de frequência convencional), para 25, 100 e 1000 anos de período de retorno, respectivamente. Esses TR's foram escolhidos para representarem situações distintas de dimensionamento de estruturas hidráulicas, abrangendo desde a drenagem urbana até vertedouros de barragens.

Tabela 5.13 – Quantis das vazões máximas por metodologia e cenário de simulação (m³/s).

TR (anos)	Metodologia e Cenário de simulação					
	Método SCS-CN / HU	Método do Ajuste Assintótico / HU		Análise de frequência	Método GRADEX / FP	Método GRADEX / HU
	SCS-CN	SCS-Nat	SCS-Ord	AF	TR10 FP	TR10 HU
2	47,6	7,79	8,87	10,4	-	-
5	68,5	9,64	11,5	13,5	-	-
10	83,5	11,2	13,7	15,6	21,1	13,4
25	104	13,5	17,0	18,3	68,3	43,5
50	119	15,6	20,0	20,2	103	65,8
100	135	18,0	23,3	22,2	138	88,0
200	152	20,8	27,1	24,1	173	110
500	174	25,0	32,8	26,7	219	139
1000	191	28,7	37,7	28,6	253	161
10.000	250	43,7	57,3	35,0	368	234

TR (anos)	Metodologia e Cenário de simulação											
	Associação entre SCS-CN e GRADX / FP						Associação entre SCS-CN e GRADX / HU					
	N3 FP	O3 FP	N4 FP	O4 FP	N5 FP	O5 FP	N3 HU	O3 HU	N4 HU	O4 HU	N5 HU	O5 HU
2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5	-	-	12,2	26,7	-	-	-	-	7,75	17,0	-	-
10	17,6	32,6	49,6	64,2	-	-	11,2	20,8	31,6	40,8	-	-
25	64,9	79,9	96,8	111	22,8	44,0	41,3	50,8	61,7	70,9	14,5	28,0
50	99,9	115	132	146	57,8	79,0	63,6	73,2	84,0	93,3	36,8	50,3
100	135	150	167	181	92,6	114	85,8	95,3	106	115	59,0	72,5
200	169	184	201	216	127	149	108	117	128	137	81,1	94,6
500	215	230	247	262	173	194	137	147	157	167	110	124
1000	250	265	282	296	208	229	159	169	179	189	132	146
10.000	365	380	397	411	322	344	232	242	252	262	205	219

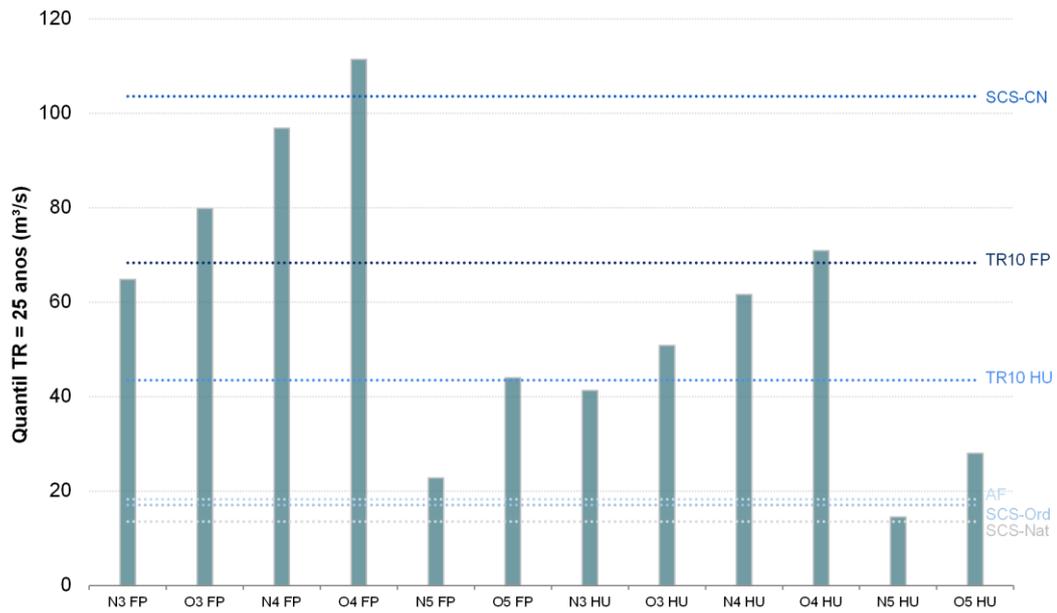


Figura 5.17 – Vazões máximas calculadas para TR = 25 anos.

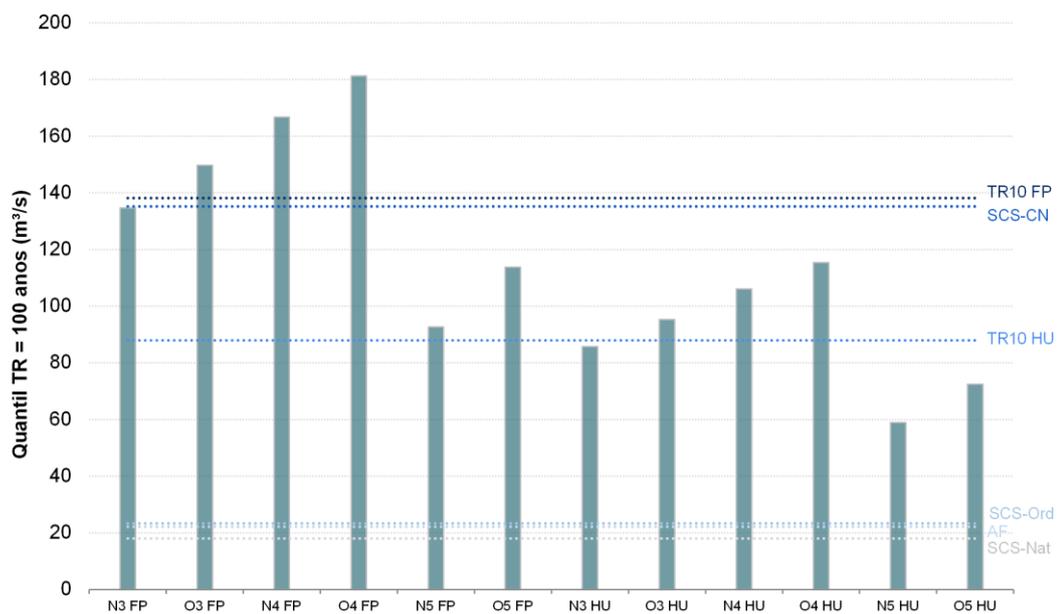


Figura 5.18 – Vazões máximas calculadas para TR = 100 anos.

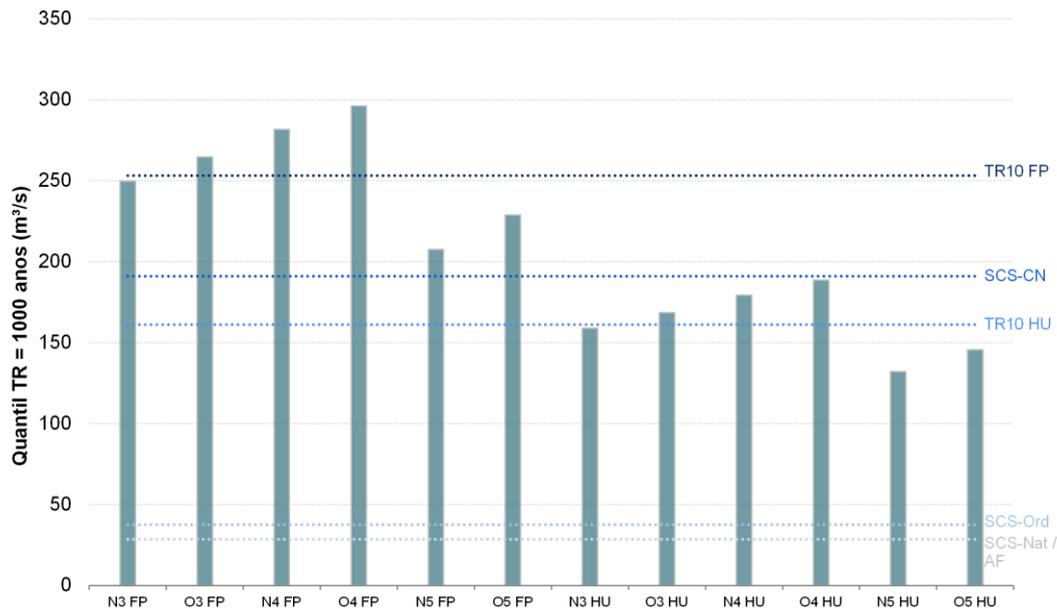


Figura 5.19 – Vazões máximas calculadas para TR = 1000 anos.

Para o TR = 25 anos, ilustrado na Figura 5.17, são notórias as diferenças entre os cenários de mesma distribuição – uniforme ou betas – e CN’s diferentes, considerados os eventos naturais ou ordenados. Apesar da pequena defasagem entre os parâmetros (30,0 e 33,2, respectivamente), quanto menor o período de retorno, mais ele interfere nos resultados ao se fixar $h_R(r)$.

A metodologia convencional (linhas no gráfico) que gerou o maior quantil de 25 anos de período de retorno foi a do SCS-CN. Por outro lado, a que forneceu o menor quantil foi aquela referente ao método do Ajuste Assintótico com eventos naturais (SCS-Nat). O cenário TR10 HU, no qual se segue a proposição original do método GRADEX e aplica-se a função de transferência do hidrograma unitário médio da bacia, representa os valores médios dentre as linhas, com vazão de 43,5 m³/s.

Dentre os cenários simulados na associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX, o denominado O4 FP foi o de maior superestimação das vazões. Em relação ao convencional máximo, SCS-CN, ele foi 7,5% superior. O menor deles foi o N5 HU, com vazões 7,1% superiores ao mínimo SCS-Nat, e o que melhor representou a vazão média dentre as metodologias da literatura foi o O5 FP. Os cenários N3 HU e O3 HU também representaram situações médias, variando de -5,1% a +16,9%, respectivamente.

Em relação a 100 anos de período de retorno (Figura 5.18), a maior vazão também ocorreu para o cenário O4 FP, que superou o TR10 FP em 31,2% e o SCS-CN em 34,1%. O menor quantil se deu para N5 HU que, apesar de não estar próximo a nenhum dos quantis calculados por metodologias convencionais, se mostra próximo à média destes (70,8 m³/s). Entretanto, em termos médios, o cenário correspondente para eventos ordenados (O5 HU) foi o que mais se aproximou, excedendo em apenas 2,4% o valor de referência. Conclui-se, ademais, que o cenário que mais se aproximou do SCS-CN, foi o denominado N3 FP.

Para o TR = 1000 anos, apresentado na Figura 5.19, já se observam diferenças muito menores entre as considerações de eventos naturais ou ordenados. O maior resultado, novamente, ocorreu para O4 FP, que superou em 17,0% o TR10 FP (metodologia convencional que gerou os maiores quantis de 1000 anos de período de retorno). O menor dentre as associações (N5 HU) se mostrou 18% inferior ao TR10 HU. Em termos médios, as metodologias convencionais fornecem um quantil equivalente a 117 m³/s. Novamente, o cenário N5 HU foi que melhor se aproximou desta referência, sendo 13,3% superior.

Ainda em relação à Figura 5.19, todas as vazões máximas calculadas pela metodologia do fator de pico apresentaram-se superiores àquelas obtidas a partir da aplicação do método SCS-CN convencional, que tem sido abordada na literatura como uma técnica que superestima os quantis extremos. Em contrapartida, as metodologias de análise de frequência convencional e do Ajuste Assintótico, para eventos naturais e ordenados, se mostram acentuadamente baixas.

Essas análises comparativas permitem constatar que ora a metodologia do fator de pico é conveniente, ora o hidrograma unitário se mostra mais assertivo. Entretanto, considerar o HU agrega a vantagem de se conhecer todo o hidrograma de cheia e não apenas a vazão de pico. Além disso, em todas as análises as considerações com FP mostraram-se superiores, representando cenários que tendem a superestimar mais a variável.

Independentemente do período de retorno considerado, e conforme já discutido para as distribuições de probabilidades dos volumes de cheia, os cenários TR10 HU e N3 HU em muito se assemelham. Isso indica que, caso se considere verdadeira a sugestão do método GRADEX em se transladar a curva de precipitação a partir do quantil empírico de 10 anos de período de retorno, a distribuição beta ($\alpha = 2$, $\beta = 2$) é a que melhor representa a retenção global de água no solo e na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim.

Entretanto, sendo questionável essa fixação do período de retorno e sabendo-se da condição de permeabilidade da bacia, acredita-se ser mais coerente considerar como resultado ótimo aquele no qual a translação mais se aproxima dos quantis empíricos de maior ordem. Assim, o cenário N5 HU é o que melhor fornece as vazões de pico para a bacia em estudo.

Ressalta-se que em nenhuma dessas análises, os cenários de simulação selecionados na metodologia aqui proposta (N3/O3, N4/O4 e N5/O5) foram incoerentes ou significativamente discrepantes em relação às metodologias atualmente consolidadas na literatura (SCS-CN, Ajuste Assintótico, GRADEX e análise de frequência convencional). Assim, acredita-se que os cenários simulados abrangem a faixa de resultados plausíveis, permitindo maior embasamento físico e teórico à escolha do ponto de extrapolação e, conseqüentemente, ao cálculo das vazões máximas. Enfatiza-se, sobretudo, que a associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX é conceitualmente possível e facilita a especificação da distância de translação a partir de valores calculados de CN em bacias pouco monitoradas.

5.5 Principais limitações

Durante a elaboração da metodologia detalhada nesta pesquisa, deparou-se com algumas limitações quanto ao seu desenvolvimento e à aplicação na bacia escolhida como estudo de caso. Estas questões são aqui abordadas a fim de se incitar as discussões necessárias à sua evolução e refinamento e, por conseguinte, servir como oportunidade para novos estudos.

5.5.1 Quanto à metodologia de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX

A associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX para cálculo de vazões máximas contribui para a correção do parâmetro CN, a partir da proposição de Hawkins (1993), propiciando maior embasamento na definição do ponto de extrapolação do GRADEX e, conseqüentemente, na obtenção da distribuição de probabilidade dos volumes de cheia. Evidentemente, a combinação de dois métodos distintos agrega as premissas iniciais de ambos, o que pode ser percebido como um procedimento menos prático ou objetivo.

Acredita-se que a principal desarmonia está relacionada à área de drenagem da bacia hidrográfica que se pretende estudar. Apesar do método GRADEX ser aplicável a bacias com até 10.000 km², sem que seja necessário subdividi-las (GUILLOT e DUBAND, 1967), Ponce e Hawkins (1996) e Santos (2010) sugerem áreas de até 250 km² para o método SCS-CN. Assim, caso se tenham áreas de maior magnitude, devem-se avaliar os ganhos da metodologia

proposta em relação às procedentes, visto que subdividir a bacia pode ser demasiado trabalhoso.

Outro item que exige empenho é a comprovação de que a bacia segue um comportamento padrão dentre aqueles definidos por Hawkins (1993) e Hawkins *et al.* (2015). O amplo emprego do método do Ajuste Assintótico nos Estados Unidos e Europa em muito facilita essa questão, mas desconhecem-se aplicações em bacias brasileiras, além daquela realizada por Cunha *et al.* (2015). Com isso, a metodologia aqui proposta requer a seleção de eventos (P, X) a fim de se definir o $CN_{ASSINTÓTICO}$, válido para alturas de chuva significativas. Neste momento, depara-se, ainda, com a dificuldade em se obter dados em quantidade e qualidade suficientes para a referida análise hidrológica.

A questão da duração também deve ser criteriosamente avaliada. Como a restrição em se selecionar eventos máximos de chuva e vazão com a mesma duração ocorre apenas no método GRADEX, tem-se duas frentes distintas de interesse ao se analisarem as séries temporais, o que representa uma etapa a mais de trabalho. Para definição do $CN_{ASSINTÓTICO}$, não se impõem limitações quanto às durações, devendo ser selecionados todos os pares (P, X) que representem relações causais expressivas. Já para obtenção da distribuição de probabilidades dos volumes precipitados e escoados no GRADEX, exige-se a mesma duração (equivalente ao tempo de base médio dos hidrogramas), podendo-se limitar aos máximos anuais ou introduzir o conceito de durações parciais.

A seleção dos eventos ocorre anteriormente à associação entre os métodos, de maneira que a diferença entre os pares considerados em cada metodologia não estabeleça restrições conceituais aos procedimentos propostos. Isso se justifica pelo fato do $CN_{ASSINTÓTICO}$ ser um parâmetro constante para grandes precipitações (domínio D_2 de extrapolações), que, uma vez definido, será pouco modificado pela inserção de novos eventos. Já no GRADEX, o número de eventos alterará os parâmetros das distribuições teóricas, sendo fundamental para o melhor ajustamento, mas com objetivo distinto da primeira seleção.

5.5.2 Quanto ao estudo de caso na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim

A limitação quanto ao estudo de caso se resume aos dados de chuva e vazão utilizados. Os cerca de doze anos hidrológicos de monitoramentos pluvio-fluviográficos não abrangem eventos significativos, o que ocasionou em uma interpretação inicial errônea acerca do

comportamento $P \times CN$ na bacia do ribeirão Serra Azul em Jardim, primeiramente suposto padrão. A simulação no modelo GR4 modificado propiciou a constatação de um comportamento complacente, o que inviabiliza o emprego da metodologia de associação desenvolvida na pesquisa.

Considera-se este o principal motivo para a expressiva alteração na inclinação da distribuição de probabilidade dos volumes escoados entre os domínios D_1 e D_2 . A bacia seria, então, mais permeável que o recomendado para aplicação do método GRADEX, com coeficientes de escoamento relativamente baixos, apesar da literatura não quantificar essa limitação. Com isso, o estudo de caso foi continuado para fins didáticos de emprego da metodologia de associação.

Também se pode questionar a representatividade da chuva considerada no estudo de caso. Conforme exposto, para seleção dos eventos que definiriam o $CN_{ASSINTÓTICO}$ da bacia, Cunha *et al.* (2015) empregaram o método de Thiessen no cálculo da precipitação média, no período de 08/01/1997 a 28/05/2008. Já para obtenção da distribuição teórica de probabilidades dos volumes precipitados fez-se necessária uma série de máximos anuais que fosse mais longa que a dos volumes escoados, o que fundamentaria a extrapolação proposta no GRADEX. Com isso, optou-se pelos registros da estação pluviográfica Jardim, dado o tamanho satisfatório de sua amostra. Essa diversidade entre as séries de precipitação empregadas nas duas frentes de cálculo provavelmente interferiu nos resultados, mas a alternativa de homogeneizar as demais séries pluviográficas é demasiadamente duvidosa na prática hidrológica, uma vez que os períodos disponibilizados muito diferem entre si.

Ressalta-se que a persistência em se trabalhar com os dados do ribeirão Serra Azul em Jardim é defendida pela frequência subdiária dos mesmos, raramente encontrada em bacias brasileiras. A princípio, o fato de ser considerada uma bacia representativa do Estado de Minas Gerais evitaria adversidades quanto ao seu comportamento padrão, o mais comumente observado segundo Hawkins *et al.* (2009). Além disso, por estar localizada em uma região amplamente estudada na literatura, tem-se a vantagem de se conhecer a respeito das características físicas e modelagens já empregadas.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os estudos ora apresentados reforçam a complexidade envolvida no entendimento do fenômeno de resposta de uma determinada bacia hidrográfica a eventos de precipitação. A representação desse fenômeno por meio do desenvolvimento e aplicação de modelos matemáticos requer o tratamento de dados de eventos que tenham sido monitorados para que sejam permitidas extrapolações para frequências superiores àquelas já registradas no histórico de monitoramento.

No Brasil, registros de chuva e vazão simultâneos em discretização temporal subdiária são escassos. A regra é não se dispor de registros de vazão em quantidade e qualidade suficientes para a análise hidrológica detalhada, o que torna necessário o uso de métodos indiretos que, a partir de dados de precipitação, geram os volumes de escoamento direto, tal como sugerem os métodos SCS-CN e GRADEX.

A falta de monitoramento hidrométrico tem refletido na aplicação praticamente exclusiva do método SCS-CN, tornando a situação ainda mais complexa por ser um modelo originalmente concebido para aplicação em bacias com condições hidrológicas distintas, por vezes até díspares, daquelas que ocorrem em bacias brasileiras. O seu emprego indefinido tem sido amplamente questionado na literatura, acarretando em adaptações importantes para a maior assertividade no cálculo das vazões máximas.

Na vertente probabilística da prática hidrológica, tem-se o método GRADEX, pouco estudado no Brasil, provavelmente devido à dificuldade em se obter a distância de translação entre as distribuições de probabilidades dos volumes precipitados e escoados. Como simplificação desta limitação, os estudos têm fixado o $TR = 10$ anos como ponto de extrapolação para o domínio D_2 , o que também gera inquietações.

Frente a essa situação, viu-se como oportunidade o desenvolvimento da metodologia de associação entre os métodos SCS-CN e GRADEX, que se mostrou conceitualmente possível ao facilitar a especificação da distância de translação a partir de valores calculados do parâmetro CN em bacias pouco monitoradas. Os resultados aqui reportados referem-se apenas a um caso de estudo e, certamente, a metodologia deve ser aplicada a outros conjuntos de dados de modo a verificar sua aplicabilidade e abrangência.

Salienta-se que a proposição primeira de um procedimento de cálculo como este oferece margem para diversos testes que a indaguem e gerem debates com o objetivo de aperfeiçoá-la. Durante o trabalho surgiram demandas importantes, aqui recomendadas para trabalhos futuros.

A primeira delas refere-se ao impasse da duração dos eventos selecionados. A consideração de durações distintas entre os eventos de chuva e vazão é abordada na literatura quando do emprego do método GRADEX, sugerindo-se uma análise de sensibilidade em relação a essa variável também nos resultados da extrapolação da metodologia aqui apresentada.

É também fundamental analisar se a distância de translação r_0 estaria relacionada a alguma característica física da bacia hidrográfica, de modo a se diminuïrem as incertezas envolvidas, por exemplo, na definição da distribuição de probabilidades da retenção global de água. Outra avaliação seria a influência da variação do parâmetro I_a , fixado como 20% da retenção máxima potencial no método SCS-CN, no cálculo do CN em função da precipitação P .

Posteriormente ao emprego em outras bacias hidrográficas que tenham monitoramentos de chuva e vazão contínuos e simultâneos, poder-se-á, ainda, estender os resultados e conclusões para bacias sem monitoramento fluviométrico adequado. Tais aplicações podem permitir o estabelecimento de isolinhas de parâmetros *gradex* para diversas durações em regiões de interesse específico. Um maior número de aplicações do método do Ajuste Assintótico em bacias brasileiras também poderá contribuir para a identificação daquelas que possuem comportamento padrão. Conciliando estas duas análises em âmbito regional, ter-se-á desenvolvido uma metodologia de mais amplo e simples emprego para cálculo de vazões máximas, devendo-se atentar sempre para a representatividade dos dados observados, que são os melhores balizadores dos modelos chuva-vazão. Assim, será possível detectar possíveis influências externas nos resultados da metodologia regional, como por exemplo a hipótese de mudança climática amplamente discutida por especialistas da área, e discernir sobre a necessidade de atualização/melhoramento da mesma.

REFERÊNCIAS

- AKAIKE, H. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, v. 19, n. 6, p. 716-723, 1974.
- ANDREWS, R. G. The use of relative infiltration indices in computing runoff. *Soil Conservation Service*, 6 p., Forth Worth, Texas, 1954 (não publicado).
- BABU, P. S.; MISHRA, S. K. Improved SCS-CN-Inspired Model. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 17, n. 11, p. 1164-1172, 2012.
- BARTLETT, M. S.; PAROLARI, A. J.; MCDONNELL, J. J.; PORPORATO, A. Beyond the SCS-CN method: a theoretical framework for spatially lumped rainfall-runoff response. *Water Resources Research*, v. 52, p. 4608-4627, 2016.
- BENJAMIN, J. R.; CORNELL, C. A. *Probability, statistics and decision for civil engineers*. McGraw-Hill, New York, 1970.
- BOZDOGAN, H. Model selection and Akaike's information criterion (AIC): The general theory and its analytical extensions. *Psychometrica*, v. 52, p. 345-370, 1987.
- CABRAL, J. R. *Análise e Proposição de Metodologias para Determinação de Hidrogramas de Cheias em Bacias Rurais*. 1999. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1999.
- CARVALHO, R. F. *Avaliação do uso e ocupação do solo na bacia do ribeirão Serra Azul e as conseqüências no reservatório de abastecimento da COPASA - MG*. 2002. 303 f. Dissertação (Programa de Pós Graduação em Geografia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2002.
- CASTILHO, A. S. Análise Comparativa entre a precipitação registrada nos pluviômetros Ville de Paris e Modelo DNAEE. *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 11 p., Porto Alegre: ABRH, 2005
- CENTRE TECHNIQUE DU GÉNIE RURAL, DES EAUX ET DES FORÊTS (CTGREF). *L'Application de la Méthode du Gradex à l'estimation des Crues de Faible Fréquence*, Min. de l'Agric., Paris, 1972.
- CHOW, V. T. C.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. *Applied Hydrology*. 2. ed. New York: Mcgraw-Hill Higher Education, 1988.
- COMITÉ FRANÇAIS DES GRANDS BARRAGES. Les crues de projet des barrages: methode du Gradex. *18ème Congrès CIGB / ICOLD*, v. 2, França, 1994.
- CRUZ, M. A. S. *Otimização do Controle da Drenagem em Macrobacias Urbanas*. 2004. 233 f. Tese (Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2004.
- CUNHA, S. *Avaliação da Acurácia dos Métodos do SCS para Cálculo de Precipitação Efetiva e Hidrograma de Cheias*. 2014. 68 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Engenharia Civil) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2014.
- CUNHA, S.; SILVA, F.; MOTA, T.; PINHEIRO, M. Avaliação da acurácia dos métodos do SCS para cálculo de precipitação efetiva e hidrogramas de cheia. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 20, n. 4, p. 837-848, 2015.

- CUNNANE, C. Unbiased plotting positions – a review. *Journal of Hydrology*, 37, p. 205-222. 1978.
- D'ASARO, F.; GRILLONE, G. Empirical Investigation of Curve Number Method Parameters in the Mediterranean Area. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 17, n. 10, p. 1141-1152, 2012.
- D'ASARO, F.; GRILLONE, G.; HAWKINS, R. H. Curve Number: Empirical Evaluation and Comparison with Curve Number Handbook Tables in Sicily. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 19, n. 12: 04014035, 2014.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE). Boletim Técnico, p. 82-94, São Paulo, 1979.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. Divisão de Controle de Recursos Hídricos. 5º Distrito (Brasília, DF). *Bacia representativa de Juatuba: dados atualizados até 1975 (Série E-02)*. Brasília: DNAEE, 1981.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. Divisão de Controle de Recursos Hídricos. 5º Distrito (Brasília, DF). *Bacia representativa de Juatuba: dados do período 1976-1980 (Série E-03)*. Brasília: DNAEE, 1986.
- DRUMOND, M. M. *Análise comparativa de metodologias para estudo de vazões de enchentes: determinação e sintetização de Hidrogramas Unitários na Bacia Representativa de Juatuba – MG*. 1994. 107 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1994.
- DRUMOND, M. M. *A técnica de traçadores e o seu potencial para ampliar o conhecimento hidrológico sobre as bacias brasileiras: um estudo aplicado à Bacia Representativa de Juatuba - MG*. 2004. 301 f. Tese (Doutorado em Engenharia Sanitária e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2004.
- DRUMOND, M. M.; NASCIMENTO, N. O. Separação de Escoamentos Utilizando a Condutividade Elétrica das Águas: um estudo realizado na Bacia Representativa de Juatuba – Alto São Francisco. *XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. São Paulo: ABRH, 2007.
- DUBAND, D.; MICHEL, C.; GARROS, H.; ASTIER, J. Estimating extreme value floods and the design flood by the gradex method. *Proceedings of the 16th International Congress on Large Dams*, p. 1009-1047, San Francisco, California, 1988.
- ECKHARDT, K. How to Construct Recursive Digital Filters for Baseflow Separation. *Hydrological Processes*, v. 19, n. 2, p. 507-515, 2005.
- ELHAKEEM, M.; PAPANICOLAOU, A. N. Estimation of the runoff curve number via direct rainfall simulator measurements in the state of Iowa, USA. *Water Resour. Manage.*, v. 23, n. 12, p. 2455-2473 p., 2009.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 2. ed., Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 306 p., 2006.
- FERREIRA, V. V. M. P.; PINHO, A. S. M.; CHAGAS, C. J.; ALEIXO, B. L.; MENEGHINI, M. S.; BAPTISTA, M. B.; COELHO, M. M. L. P. Modelagem de falhas fluviométricas em uma bacia representativa. *XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Bento Gonçalves - RS, 2013.

- FERNANDES, V. S. *Avaliação da robustez de algumas distribuições de extremos aplicadas a séries de observações fluviométricas e pluviométricas*. 1990. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1990.
- FERNANDES, W. *Metodologia unificada para análise de frequência de vazões máximas anuais a partir da agregação de informação hidrometeorológica regionalizada*. 2005. 145 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.
- FERNANDES, W.; NAGHETTINI, M. Metodologia Integrada para Análise de Frequência de Pico e Volumes de Cheia com a Incorporação da Informação Hidrometeorológica Regionalizada. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, n. 4, p. 135-145, 2007.
- FERNANDES, W.; NAGHETTINI, M. Integrated frequency analysis of extreme flood peaks and flood volumes using the regionalized quantiles of rainfall depths as auxiliary variables. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 13, n. 3, p. 171-179, 2008.
- GAREN, D. C.; MOORE, D. S. Curve number hydrology in water quality modeling: Uses, abuses, and future directions. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, v. 41, n. 2, p. 377-388, 2005.
- GENOVEZ, A. M. Vazões Máximas. In: Paiva, J. B. D., Paiva, E. M. C. D. *Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas*. Porto Alegre: ABRH, 2003.
- GREENWOOD, J.; LANDWEHR, J. M.; MATALAS, N. C.; WALLIS, J. R. Probability weighted moments: definition and relation to parameters expressible in inverse form. *Water Resources Research*, v. 15, n. 5, p. 1049-1054, 1979.
- GUILLOT, P. Application of the method Gradex. *2nd International Symposium in Hydrology*, p. 44-49, 1972.
- GUILLOT, P. The arguments of the gradex method: a logical support to assess extreme floods. *Extreme Hydrological Events: Precipitation, Floods and Droughts (Proceedings of the Yokohama Symposium)*, p. 287-298, 1993.
- GUILLOT, P.; DUBAND, D. La méthode du gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies, in floods and their computation. *Proceedings of the Leningrad Symposium*, IASH Publ. 84, 560-569, 1967.
- GUILLOT, P. *et al.* Détermination des crues de projet. *Onzième Congrès des Grands Barrages*, p. 123-144, 1973.
- HAWKINS, R. H. Improved prediction of storm runoff in mountain watersheds. *J. Irrig. and Drain. Div.*, v. 99, n. 4, p. 519-523, 1973.
- HAWKINS, R. H. The importance of accurate curve numbers in the estimation of storm runoff. *Water Resour. Bull.*, v. 11, n. 5, p. 887-891, 1975.
- HAWKINS, R. H. Discussion to "Infiltration formula based on SCS curve number". *Journal of Irrigation and Drainage Division*, v. 104, n. 4, p. 464-467, 1978.
- HAWKINS, R. H. Asymptotic Determination of Runoff Curve Numbers from Data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 119, n. 2, p. 334-345, 1993.
- HAWKINS, R. H. Curve number method: Time to think anew? *J. Hydrol. Eng.*, v. 19, 2014.
- HAWKINS, R. H.; HJELMFELT, A. T.; ZEVENBERGER, A. W. Runoff Probability, Storm Depth and Curve Numbers. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 111, n. 4, p. 330-340, 1985.

- HAWKINS, R. H.; WARD, T. J.; WOODWARD, D. E. The Complacent-Violent Runoff: a Departure from Traditional Behavior. *Watershed Management*, p. 169-181, 2015.
- HAWKINS, R.; WARD, T. J.; WOODWARD, D. E.; MULLEM, J. A. Curve Number Hydrology: State of the Practice. *ASCE/EWRI Curve Number Hydrology Task Committee*, 2009.
- HJELMFELT, A. T. Empirical investigation of curve number technique. *J. Hydr. Div.*, v. 106, n. 9, p. 1471-1476, 1980.
- HJELMFELT, A. T. Investigation of Curve Number Procedure. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 117, n. 6, p. 725-737, 1991.
- HOSKING, J. R. The theory of probability weighted moments. *Research Report RC 12210*, IBM Research, Yorktown Heights (NY), 1986.
- HOSKING J. R. M. L-Moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society, B*, v. 52, n. 2, p. 105-124, 1990.
- HOSKING, J. R.; WALLIS, J. R. Regional Frequency Analysis - An Approach Based on L-Moments. *Cambridge University Press*, Cambridge, Reino Unido, 1997.
- JAIN, M. K.; MISHRA, S. K.; SINGH, V. P. Evaluation of AMC-dependent SCS-CN- based models using watershed characteristics. *J. Water Resour. Manage.* v. 20, n. 4, p. 531-552, 2006.
- LIM, K. J.; ENGEL, B. A.; TANG, Z.; CHOI, J.; KIM, K.; MUTHUKRISHNAN, S.; TRIPATHY, D. Automated Web GIS-based Hydrograph Analysis Tool, WHAT. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 41, n. 6, p. 1407-1416, 2005.
- LIMA, F. A. *Análise bayesiana de frequência de vazões máximas anuais com informações históricas: aplicação à bacia do rio São Francisco em São Francisco*. 2005. 167 f. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.
- LINSLEY, R.K. JR.; KOHLER, M.A.; PAULHUS, J.L.H. Hydrology for engineers. New York: McGraw-Hill Book Co., Inc., 1975.
- MAKHLOUF, Z.; MICHEL, C. *Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres* - Paris XI-Créteil University, Paris, France, 1992.
- MCCUEN, R. H. A guide to hydrologic analysis using SCS methods. *Prentice-Hall Inc.*, 176 p., Englewood Cliffs, New Jersey, 1982.
- MICHEL, C.; OBERLIN, G. Seuil d'application de la méthode du Gradex. *La Hoille blanche*, p. 199-203, 1987.
- MISHRA, S.; PANDEY, A.; SINGH, V (Ed.). Special Issue on Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology. *Journal Hydrologic Engineering*, v. 17 n. 11, 2012.
- MISHRA, S.; SINGH, V. Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology. *Kluwer Academic Publishers*, ISBN: 1-4020r-r1132-6, 2003.
- MISHRA, S. K.; SURESH BABU, P.; SINGH, V. P. SCS-CN method revisited. In: SINGH, V. P. (Ed.). *Advances in hydraulics and hydrology*. Littleton (CO): Water Resources Publication (WRP), 2007.

- MOCKUS, V. Estimation of total (and peak rates of) surface runoff for individual storms. *Interim Survey Report*, Grand (Neosho) River Watershed, USDA Soil Conservation Service, Lincoln, Nebr., 1949.
- MOSQUERA, R. O.; LANCHEROS, J.; HURTADO, J. Aplicación del Método Gradex. *Revista Ingeniería e Investigación*, v. 46, p. 28-34, 2000.
- MULLEM, V. A. J.; WOODWARD, D. E.; HAWKINS, R. H.; HJELMFELT, A. T. Runoff Curve Number Method: Beyond the Handbook. *Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference*. NOAA, Las Vegas: 2002.
- MUSGRAVE, G. How much of the rain enters the soil? In: *Water: The yearbook of agriculture*, Washington, DC., p. 151-159, 1955.
- NAGHETTINI, M. The GRADEX Method. In: *Methodology for estimating the upper-tail of flood-peak frequency distributions using hydrometeorological information*. 1994. P. 57-73. PhD Dissertation – University of Colorado at Boulder, 1994.
- NAGHETTINI, M.; GONTIJO, N. T.; PORTELA, M. M. Investigaç o sobre as propriedades da rela o entre volumes raros e extremos de precipita o e de cheia, sob certas condi es distributivas. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 17, n. 4, p. 65-81, 2012.
- NAGHETTINI, M.; PINTO, E. J. *Hidrologia Estatística*. Belo Horizonte: CPRM - Servi o Geológico do Brasil, 552 p., 2007.
- NAGHETTINI, M.; POTTER, K. W.; ILLANGASEKARE, T. Estimating the upper tail of flood-peak frequency distributions using hydrometeorological information. *Water Resources Research*, v. 32, n. 6, p. 1729-1740, 1996.
- NASCIMENTO, N. O. *Appréciation l’Aide d’un Modèle Empirique des Effets d’Actions Anthropiques sur la Relation Pluie-Débit l’Echelle d’un Bassin Versant*. 1995. 418 f. Docteur (Spécialité Sciences et Techniques de l’Environnement) – Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Université Paris-Est, 1995.
- NASCIMENTO, N. O.; MICHEL, C. Some Epistemological Aspects os the Development and Use of Hydrologic Conceptual Models. In: Grailot, D., W. Schilling et T. Einfalt (ed), *Proceedings of the Fourth European Junior Scientist Course on “Assessment of Modeling Uncertainties and Measurement Errors in Hydrology”*, Saint-Victor-sur-Loire, p. 245-264, 1992.
- NEVES, B. V. B. *Geoprocessamento como ferramenta no estudo de correla o entre a dinâmica da cobertura vegetal e a evapotranspira o na bacia do ribeirão Serra Azul - MG*. 2005. 229 f. Disserta o (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.
- NRCS - Natural Resources Conservation Service. *National Engineering Handbook*. Part 630: Hydrology, 2002.
- NRCS – Natural Resources Conservation Service. *National Engineering Handbook*. Part 630: Hydrology. Washington: USDA, 2004.
- PONCE, V. M.; HAWKINS, R. H. Runoff Curve Number: Has It Reached Maturity? *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 1, n. 1, p. 11–19, 1996.
- RALLISON, R. E. Origin and evolution of the SCS runoff equation. *ASCE Irrig. and Drain. Div. Symp. on Watershed Mgmt. II*, p. 912-924, New York: ASCE, 1980.
- RALLISON, R. E.; MILLER, N. Past, present, and future SCS runoff procedure. Rainfall-Runoff Relationship. Proceedings of the International Symposium on Rainfall-Runoff

- Modeling held May 18-21, 1981, p. 353-363, Mississippi State, Mississippi, U.S.A.: *Water Resources Publications*, 1982.
- RAMOS, C. L.; BARROS, M. T.; PALOS, J. C. Coord. *Diretrizes Básicas para Projetos de Drenagem Urbana no Município de São Paulo*. Prefeitura do Município de São Paulo e Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica – CTH, São Paulo, 1999.
- RIGGS, H. C. The transfer value of information collected on representative basins. In: *Symposium on the results of research on representative and experimental basins*. Wellington, U.S. Geological Survey, p. 621-637, 1970.
- ROSSI, F. M.; FIORENTINO, M.; VERSACE, P. Two component extreme value distribution for flood frequency analysis. *Water Resources Research*, v. 20, n. 7, 1984.
- SAHU, R. K.; MISHRA, S. K.; ELDHO, T. I. Comparative evaluation of SCS-CN-inspired models in applications to classified datasets. *ELSEVIER: Agricultural Water Management*, p. 749-756, 2010.
- SANSIGOLO, C. A.; PALERMO, M. A.; GOMES, A. M. Predeterminação de Vazões Extremas pelo Método do Gradex. *II Congresso Brasileiro de Meteorologia*, v. 2, p. 329-336, 1984.
- SANTOS, L. C. *Estimativa de vazões máximas de projeto por métodos determinísticos e probabilísticos*. 2010. 173 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Centro Tecnológico - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2010.
- SARTORI, A. *Desenvolvimento de critérios para classificação hidrológica de solos e determinação de valores de referência para o parâmetro CN*. 2010. 237 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.
- SARTORI, A.; LOMBARDI NETO, F.; GENOVEZ, A. M. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos. Parte 1: Classificação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 10, n. 4, p. 5-18, 2005.
- SCS - Soil Conservation Service. *National Engineering Handbook: Section 4, Hydrology*. Washington: USDA, 1972.
- SCS - Soil Conservation Service. *National Engineering Handbook: Section 4, Hydrology*. Washington: USDA, 1985.
- SCHWARZ, G. Estimating the dimensional of a model. *Annals of Statistics*, v. 6, n. 2, p. 461-464, 1978.
- SETZER, J.; PORTO, R. L. *Tentativa de avaliação do escoamento superficial de acordo com o solo e o recobrimento vegetal nas condições do Estado de São Paulo*. DAEE, 1979.
- SNELLER, J. A. Computation of runoff curve numbers for rangelands from landsat data. *Technical rep. HL86-2*, United States Department of Agriculture- Agricultural Research Service Hydrology Laboratory, Beltsville, MD, 52 p., 1985.
- TEDELA, N. H.; MCCUTCHEON, S. C.; RASMUSSEN, T. C.; HAWKINS, R. H.; SWANK, W. T.; CAMPBELL, J. L.; ADAMS, M. B.; JACKSON, C. R.; TOLLNER, E. W. Runoff Curve Numbers for 10 Small Forested Watersheds in the Mountains of the Eastern United States. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 17, n. 11, p. 1188-1198, 2012.

- UNESCO/WMO. *International Glossary of Hydrology*. 2. ed. Disponível em:
<<http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/>>. Último acesso em 08 de setembro de 2016, 1992.
- VERSIANI, B. R.; COELHO, M. D. Estimativa de valores extremos de cheias a partir de precipitações através do método Gradex. *V Simpósio Luso Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos - IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, p. 457-466, 1991.
- WILKEN, P. S. *Engenharia de drenagem superficial*. São Paulo: Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental, 1978.
- WOODWARD, D. E.; HAWKINS, R. H.; HJELMFELT, A. T.; VAN MULLEM, J. E.; QUAN, Q. D. Curve Number Method: Origins, applications, and limitations. *Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference*. Las Vegas, NV: U.S. Geological Survey Advisory Committee on Water Information, 10 p., 2002.
- ZEMZAMI, M.; BENAABIDATE, L.; LAYAN, B.; DRIDRI, A. Design flood estimation in ungauged catchments and statistical characterization using principal components analysis: application of Gradex method in Upper Moulouya. *Hydrological Processes*, v. 27, p. 186-195, 2013.
- ZEVENBERGEN, A. T. Runoff curve numbers from rangeland from landsat data. *Technical Rep. HL85-1*, U.S. Dept. of Agr. Res. Service, Hydro. Lab., Beltsville, Md., 1985.
- ZUFFO, A. C. *Relações estatísticas entre precipitações intensas e vazões máximas: o método GRADEX*. Dissertação (Mestrado) - Universidade Politécnica de São Paulo, São Paulo, 1993.
- ZUFFO, A. C.; GENOVEZ, A. M.; BERNADES, M. Estudo comparativo do método GRADEX para pequenas bacias hidrográficas no estado de São Paulo - Brasil. *XVI Congresso Latinoamericano de Hidráulica*, p. 279-290, 1994.
- ZUFFO, A. C.; LEME, P. E. GRADEX E SANTA BÁRBARA - Método híbrido para cálculo de vazão de projeto para macro drenagem urbana. *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, v. 16, p. 19, 2005.

ANEXO I: Propriedades das distribuições de probabilidades que exibem cauda superior assintoticamente exponencial

O presente anexo exhibe as principais informações acerca das distribuições de probabilidades que exibem cauda superior assintoticamente exponencial, hipótese que deve ser atendida para aplicação do método GRADEX. Apresentam-se também os estimadores paramétricos calculados pelo método dos momentos (MOM), método da máxima verossimilhança (MVS) e método dos momentos-L (MML). A descrição se baseou nos capítulos 5 e 6 de Naghettini e Pinto (2007).

1.1 Distribuição Gumbel (Máximos)

Notação: $X \sim \text{Gu}_{\max}(\alpha, \beta)$

Parâmetros: α e β

$$\text{FDP: } f_X(x) = \frac{1}{\alpha} \exp\left[-\frac{x-\beta}{\alpha} - \exp\left(-\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right]$$

$$\text{Função de quantis: } x(F) = \beta - \alpha \ln[-\ln(F)]$$

$$\text{Média: } E(X) = \beta + 0,5772\alpha$$

$$\text{Variância: } \text{Var}(X) = \sigma_X^2 = \frac{\pi^2 \alpha^2}{6}$$

$$\text{Coeficiente de Assimetria: } \gamma = 1,1396$$

$$\text{Curtose: } \kappa = 5,4$$

Tabela I.1 – Estimação dos parâmetros da distribuição Gumbel.

Método	$\hat{\alpha}$	$\hat{\beta}$
MMO	$0,7797s_X$	$\bar{x} - 0,45s_X$
MVS	$F(\alpha) = \sum_{i=1}^N x_i \exp\left(-\frac{x_i}{\alpha}\right)$ $-\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \alpha) \sum_{i=1}^N \exp\left(-\frac{x_i}{\alpha}\right) = 0$ <p>Solução pelo método de Newton</p>	$\hat{\alpha} \ln \left[\frac{N}{\sum_{i=1}^N x_i \exp\left(-\frac{x_i}{\hat{\alpha}}\right)} \right]$
MML	$l_2 / \ln 2$	$l_1 - 0,5772\hat{\alpha}$

1.2 Distribuição Gama

Notação: $X \sim \text{Ga}(\theta, \eta)$

Parâmetros: θ e η

$$\text{FDP: } f_X(x) = \frac{(x/\theta)^{\eta-1} \exp(-x/\theta)}{\theta \Gamma(\eta)} \text{ para } x, \theta \text{ e } \eta > 0$$

$$\text{Média: } E(X) = \eta\theta$$

$$\text{Variância: } \text{Var}(X) = \eta\theta^2$$

$$\text{Coeficiente de Assimetria: } \gamma = \frac{2}{\sqrt{\eta}}$$

$$\text{Curtose: } \kappa = 3 + \frac{6}{\eta}$$

$$\text{Função Geratriz de Momentos: } \phi(t) = \left(\frac{1}{1-\theta t}\right)^\eta \text{ para } t < \frac{1}{\theta}$$

Tabela 1.2– Estimação dos parâmetros da distribuição Gama.

Método	$\hat{\eta}$	$\hat{\theta}$
MMO	\bar{x}^2/s_x^2	s_x^2/\bar{x}
MVS	$\ln\eta - \frac{\partial}{\partial\eta} \ln\Gamma(\eta) = \ln\bar{x} - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln x_i$	$\bar{x}/\hat{\eta}$
MML	$\frac{l_2}{l_1} = \frac{\Gamma(\eta + 0,5)}{\sqrt{\pi}\Gamma(\eta + 1)}$ Solução pelo método de Newton	$l_1/\hat{\eta}$

Nota: Naghettini e Pinto (2007) fornecem, ainda, formulações alternativas para aproximação de $\hat{\eta}$ pelo método da máxima verossimilhança.

1.3 Distribuição Normal

Notação: $X \sim N(\mu, \sigma)$

Parâmetros: μ e σ

$$\text{FDP: } f_X(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2\right] \text{ para } -\infty < x < \infty$$

Média: $E[X] = \mu$

Variância: $Var[X] = \sigma^2$

Coefficiente de Assimetria: $\gamma = 0$

Curtose: $\kappa = 3$

Função Geratriz de Momentos: $\phi(t) = \exp\left[\mu t + \frac{\sigma^2 t^2}{2}\right]$

Tabela I.3 – Estimação dos parâmetros da distribuição Normal.

Método	$\hat{\mu}_X$	$\hat{\sigma}_X$
MMO	\bar{x}	S_X
MVS	\bar{x}	S_X
MML	l_1	$\sqrt{\pi}l_2$

1.4 Distribuição Log-Normal (2 parâmetros)

Notação: $X \sim LN(\mu_Y, \sigma_Y)$

Parâmetros: μ_Y e σ_Y , com $Y = \ln(X)$

FDP: $f_X(x) = \frac{1}{x\sigma_{\ln(X)}\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left[\frac{\ln(x)-\mu_{\ln(X)}}{\sigma_{\ln(X)}}\right]^2\right\}$ para $x > 0$

Média: $E(X) = \mu_X = \exp\left[\mu_{\ln(X)} + \frac{\sigma_{\ln(X)}^2}{2}\right]$

Variância: $Var(X) = \sigma_X^2 = \mu_X^2[\exp(\sigma_{\ln(X)}^2) - 1]$

Coefficiente de Variação: $CV_X = \sqrt{\exp(\sigma_{\ln(X)}^2) - 1}$

Coefficiente de Assimetria: $\gamma = 3CV_X + (CV_X)^3$

Curtose: $\kappa = 3 + (e^{\sigma_{\ln(X)}^2} - 1)(e^{3\sigma_{\ln(X)}^2} + 3e^{2\sigma_{\ln(X)}^2} + 6e^{\sigma_{\ln(X)}^2} + 6)$

Tabela I.4 – Estimação dos parâmetros da distribuição Log-Normal.

Método	$\hat{\mu}_Y$	$\hat{\sigma}_Y$
MMO	$\ln(\bar{x}) - \frac{\hat{\sigma}_Y^2}{2}$	$\sqrt{\ln(CV_X^2 + 1)}$
MVS	\bar{y}	s_Y
MML	$\ln(l_1) - \frac{\hat{\sigma}_Y^2}{2}$	$2 \cdot erf^{-1}(t)$, sendo $erf(w) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^w e^{-u^2} du$ $erf^{-1}(t) = u/\sqrt{2}$, com u representando a variável Normal padrão correspondente $\phi(t + 1/2)$.

1.5 Distribuição Exponencial

Notação: $X \sim E(\theta)$

Parâmetros: θ

FDP: $f_X(x) = \frac{1}{\theta} \exp\left(-\frac{x}{\theta}\right)$ para $x > 0$

Média: $E[X] = \theta$

Variância: $Var[X] = \theta^2$

Coefficiente de Assimetria: $\gamma = 2$

Curtose: $\kappa = 9$

Função Geratriz de Momentos: $\phi(t) = \frac{1}{1-\theta t}$ para $t < \frac{1}{\theta}$

Tabela I.5 – Estimação dos parâmetros da distribuição Exponencial.

Método	$\hat{\theta}$
MMO	\bar{x}
MVS	\bar{x}
MML	l_1

1.6 Distribuição TCEV

A distribuição de probabilidades TCEV (*Two-component Extreme Value*) representa a mistura de duas distribuições de valores extremos. Naghettini e Pinto (2007) não a descrevem, apesar

de destacarem sua utilidade na modelação de variáveis aleatórias hidrológicas. Como a referida distribuição não foi utilizada na presente pesquisa, reforça-se a recomendação dos autores de que o leitor deve remeter-se à Rossi *et al.* (1984) para detalhes sobre a mesma.

APÊNDICE I: Eventos máximos (P_i , X_i) selecionados no período de 08/01/1997 a 28/05/2008

Tabela I.6 – Descrição dos eventos (P_i , X_i) selecionados no período de 08/01/1997 a 28/05/2008.

ID	Datas				X_{PICO} (m ³ /s)	Volume (mm)			Duração (h)				
	Chuva (P)		Vazão (X)			Chuva	Base	Total	Chuva / Tempo base	$X_{PICO}:P_{INICIO}$	$X_{PICO}:X_{FINAL}$ RECESSÃO	$P_{FINAL}:X_{FINAL}$ RECESSÃO	Tempo resposta
	Início	Fim	Início	Fim									
1	18/01/1997 08:00:00	19/01/1997 11:00:00	18/01/1997 18:00:00	19/01/1997 22:00:00	15,50	35,48	4,80	8,53	28,00	-22,00	17,00	11,00	11,52
2	28/02/1997 03:00:00	01/03/1997 06:00:00	28/02/1997 11:00:00	01/03/1997 15:00:00	16,29	46,22	3,18	7,56	28,00	-25,00	12,00	9,00	8,24
3	01/04/1997 08:00:00	02/04/1997 11:00:00	02/04/1997 01:00:00	03/04/1997 05:00:00	16,43	68,00	3,66	8,65	28,00	-33,00	13,00	18,00	19,19
4	20/09/1997 08:00:00	21/09/1997 11:00:00	20/09/1997 23:00:00	22/09/1997 03:00:00	4,25	50,36	1,34	2,33	28,00	-27,00	17,00	16,00	16,79
5	20/10/1997 08:00:00	21/10/1997 11:00:00	21/10/1997 01:00:00	22/10/1997 05:00:00	3,84	55,20	1,21	2,25	28,00	-31,00	15,00	18,00	20,58
6	26/10/1997 04:00:00	27/10/1997 07:00:00	26/10/1997 09:00:00	27/10/1997 23:00:00	3,73	33,12	1,38	2,13	28,00	-27,00	17,00	16,00	14,34
7	21/11/1997 08:00:00	22/11/1997 11:00:00	22/11/1997 08:00:00	23/11/1997 12:00:00	3,64	34,24	1,02	2,02	28,00	-37,00	16,00	25,00	25,23
8	09/12/1997 08:00:00	10/12/1997 11:00:00	10/12/1997 04:00:00	11/12/1997 08:00:00	5,20	27,88	1,74	2,84	28,00	-29,00	20,00	21,00	21,20
9	13/12/1997 08:00:00	14/12/1997 11:00:00	13/12/1997 23:00:00	15/12/1997 03:00:00	7,11	44,04	2,26	4,23	28,00	-27,00	17,00	16,00	17,21
10	09/01/1998 09:00:00	10/01/1998 12:00:00	09/01/1998 15:00:00	10/01/1998 19:00:00	3,80	25,19	1,78	2,46	28,00	-16,00	19,00	7,00	13,78
11	03/11/1998 04:00:00	04/11/1998 07:00:00	04/11/1998 00:00:00	05/11/1998 04:00:00	10,34	75,55	2,14	5,11	28,00	-31,00	18,00	21,00	16,57
12	01/01/1999 07:00:00	02/01/1999 10:00:00	01/01/1999 17:00:00	02/01/1999 21:00:00	4,50	25,94	2,01	2,74	28,00	-21,00	18,00	11,00	13,05
13	01/03/1999 19:00:00	02/03/1999 22:00:00	01/03/1999 22:00:00	03/03/1999 02:00:00	7,43	61,90	1,44	3,97	28,00	-20,00	12,00	4,00	6,77
14	06/03/1999 17:00:00	07/03/1999 20:00:00	07/03/1999 09:00:00	08/03/1999 13:00:00	16,51	77,98	3,75	9,02	28,00	-36,00	9,00	17,00	15,31
15	10/03/1999 03:00:00	11/03/1999 06:00:00	11/03/1999 03:00:00	12/03/1999 07:00:00	7,47	30,87	2,73	4,04	28,00	-33,00	20,00	25,00	17,46

ID	Datas				X _{PICO} (m ³ /s)	Volume (mm)			Duração (h)				
	Chuva (P)		Vazão (X)			Chuva	Base	Total	Chuva / Tempo base	X _{PICO} :P _{INÍCIO}	X _{PICO} :X _{FINAL} RECESSÃO	P _{FINAL} :X _{FINAL} RECESSÃO	Tempo resposta
	Início	Fim	Início	Fim									
16	23/03/1999 19:00:00	24/03/1999 22:00:00	24/03/1999 00:00:00	25/03/1999 04:00:00	3,43	40,37	1,35	2,22	28,00	-19,00	15,00	6,00	13,60
17	05/12/1999 13:00:00	06/12/1999 16:00:00	06/12/1999 02:00:00	07/12/1999 06:00:00	4,57	40,36	1,74	2,81	28,00	-26,00	16,00	14,00	14,02
18	07/12/1999 10:00:00	08/12/1999 13:00:00	07/12/1999 20:00:00	09/12/1999 00:00:00	15,11	64,24	2,98	7,09	28,00	-19,00	20,00	11,00	13,94
19	14/11/2000 10:00:00	15/11/2000 13:00:00	14/11/2000 23:00:00	16/11/2000 03:00:00	6,23	57,53	2,11	3,92	28,00	-28,00	14,00	14,00	13,78
20	16/11/2000 22:00:00	18/11/2000 01:00:00	17/11/2000 15:00:00	18/11/2000 19:00:00	3,14	25,44	1,57	2,24	28,00	-30,00	16,00	18,00	14,13
21	21/01/2001 01:00:00	22/01/2001 04:00:00	21/01/2001 19:00:00	22/01/2001 23:00:00	8,09	63,09	2,19	4,26	28,00	-30,00	17,00	19,00	18,18
22	19/11/2001 09:00:00	20/11/2001 12:00:00	19/11/2001 14:00:00	20/11/2001 18:00:00	4,27	22,58	1,42	2,37	28,00	-17,00	17,00	6,00	13,37
23	06/12/2001 14:00:00	07/12/2001 17:00:00	06/12/2001 17:00:00	07/12/2001 21:00:00	6,49	50,39	1,30	3,10	28,00	-13,00	19,00	4,00	13,17
24	16/12/2001 18:00:00	17/12/2001 21:00:00	17/12/2001 00:00:00	18/12/2001 04:00:00	9,89	74,54	3,09	6,33	28,00	-21,00	14,00	7,00	12,62
25	17/01/2002 18:00:00	18/01/2002 21:00:00	18/01/2002 04:00:00	19/01/2002 08:00:00	6,46	59,85	2,39	4,32	28,00	-23,00	16,00	11,00	13,18
26	18/01/2002 22:00:00	20/01/2002 01:00:00	19/01/2002 00:00:00	20/01/2002 04:00:00	7,49	39,34	3,50	5,23	28,00	-18,00	13,00	3,00	9,30
27	08/02/2002 23:00:00	10/02/2002 02:00:00	09/02/2002 00:00:00	10/02/2002 04:00:00	5,91	36,33	2,84	4,05	28,00	-16,00	14,00	2,00	9,30
28	16/02/2002 21:00:00	18/02/2002 00:00:00	16/02/2002 21:00:00	18/02/2002 01:00:00	7,28	43,69	2,03	3,63	28,00	-13,00	16,00	1,00	6,91
29	18/02/2002 01:00:00	19/02/2002 04:00:00	18/02/2002 02:00:00	19/02/2002 06:00:00	7,37	40,04	3,34	5,21	28,00	-15,00	15,00	2,00	7,82
30	28/10/2002 08:00:00	29/10/2002 11:00:00	29/10/2002 04:00:00	30/10/2002 08:00:00	2,32	45,47	0,68	1,27	28,00	-31,00	18,00	21,00	18,66
31	01/11/2002 04:00:00	02/11/2002 07:00:00	01/11/2002 13:00:00	02/11/2002 17:00:00	5,86	63,59	1,18	2,98	28,00	-17,00	21,00	10,00	11,18
32	16/12/2002 04:00:00	17/12/2002 07:00:00	16/12/2002 15:00:00	17/12/2002 19:00:00	5,66	34,18	2,87	3,82	28,00	-23,00	17,00	12,00	13,41

ID	Datas				X _{PICO} (m ³ /s)	Volume (mm)			Duração (h)				
	Chuva (P)		Vazão (X)			Chuva	Base	Total	Chuva / Tempo base	X _{PICO} :P _{INÍCIO}	X _{PICO} :X _{FINAL} RECESSÃO	P _{FINAL} :X _{FINAL} RECESSÃO	Tempo resposta
	Início	Fim	Início	Fim									
33	21/12/2002 12:00:00	22/12/2002 15:00:00	21/12/2002 21:00:00	23/12/2002 01:00:00	10,21	88,24	2,19	5,36	28,00	-24,00	14,00	10,00	15,56
34	02/01/2003 18:00:00	03/01/2003 21:00:00	03/01/2003 05:00:00	04/01/2003 09:00:00	7,04	44,64	2,57	4,11	28,00	-25,00	15,00	12,00	16,55
35	16/01/2003 23:00:00	18/01/2003 02:00:00	17/01/2003 17:00:00	18/01/2003 21:00:00	16,13	54,22	5,43	9,54	28,00	-33,00	14,00	19,00	24,74
36	18/01/2003 07:00:00	19/01/2003 10:00:00	18/01/2003 17:00:00	19/01/2003 21:00:00	10,02	23,52	5,94	7,72	28,00	-25,00	14,00	11,00	8,72
37	12/03/2003 12:00:00	13/03/2003 15:00:00	13/03/2003 00:00:00	14/03/2003 04:00:00	8,69	35,94	2,11	4,71	28,00	-27,00	14,00	13,00	14,88
38	16/03/2003 08:00:00	17/03/2003 11:00:00	16/03/2003 20:00:00	18/03/2003 00:00:00	20,54	67,97	4,69	11,43	28,00	-25,00	16,00	13,00	14,03
39	05/05/2003 17:00:00	06/05/2003 20:00:00	05/05/2003 22:00:00	07/05/2003 02:00:00	4,54	26,30	1,66	2,77	28,00	-15,00	19,00	6,00	14,28
40	05/12/2003 13:00:00	06/12/2003 16:00:00	05/12/2003 17:00:00	06/12/2003 21:00:00	6,60	49,14	1,88	3,58	28,00	-19,00	14,00	5,00	11,06
41	06/12/2003 19:00:00	07/12/2003 22:00:00	07/12/2003 03:00:00	08/12/2003 07:00:00	4,39	32,05	2,21	2,86	28,00	-16,00	21,00	9,00	12,12
42	02/01/2004 13:00:00	03/01/2004 16:00:00	02/01/2004 18:00:00	03/01/2004 22:00:00	5,50	45,56	1,29	2,77	28,00	-17,00	17,00	6,00	12,53
43	08/01/2004 12:00:00	09/01/2004 15:00:00	09/01/2004 07:00:00	10/01/2004 11:00:00	8,37	67,78	3,47	5,78	28,00	-32,00	16,00	20,00	17,08
44	09/01/2004 16:00:00	10/01/2004 19:00:00	10/01/2004 03:00:00	11/01/2004 07:00:00	11,33	57,20	4,41	7,87	28,00	-26,00	14,00	12,00	14,09
45	22/01/2004 13:00:00	23/01/2004 16:00:00	22/01/2004 22:00:00	24/01/2004 02:00:00	9,43	61,37	2,08	4,50	28,00	-23,00	15,00	10,00	15,33
46	14/02/2004 18:00:00	15/02/2004 21:00:00	15/02/2004 09:00:00	16/02/2004 13:00:00	5,83	47,19	1,87	3,53	28,00	-27,00	17,00	16,00	16,40
47	09/12/2004 22:00:00	11/12/2004 01:00:00	10/12/2004 05:00:00	11/12/2004 09:00:00	3,46	37,28	1,05	1,97	28,00	-20,00	16,00	8,00	15,82
48	22/12/2004 12:00:00	23/12/2004 15:00:00	23/12/2004 04:00:00	24/12/2004 08:00:00	3,69	35,29	2,00	2,72	28,00	-28,00	17,00	17,00	18,31
49	24/12/2004 00:00:00	25/12/2004 03:00:00	24/12/2004 14:00:00	25/12/2004 18:00:00	9,78	58,84	2,45	5,36	28,00	-28,00	15,00	15,00	9,04

ID	Datas				X _{PICO} (m ³ /s)	Volume (mm)			Duração (h)				
	Chuva (P)		Vazão (X)			Chuva	Base	Total	Chuva / Tempo base	X _{PICO} :P _{INÍCIO}	X _{PICO} :X _{FINAL} RECESSÃO	P _{FINAL} :X _{FINAL} RECESSÃO	Tempo resposta
	Início	Fim	Início	Fim									
50	04/01/2005 18:00:00	05/01/2005 21:00:00	05/01/2005 01:00:00	06/01/2005 05:00:00	7,98	64,44	1,93	4,65	28,00	-19,00	17,00	8,00	11,59
51	07/01/2005 16:00:00	08/01/2005 19:00:00	07/01/2005 21:00:00	09/01/2005 01:00:00	4,72	25,21	1,94	2,85	28,00	-16,00	18,00	6,00	13,07
52	11/01/2005 20:00:00	12/01/2005 23:00:00	12/01/2005 16:00:00	13/01/2005 20:00:00	3,60	25,55	1,86	2,45	28,00	-35,00	14,00	21,00	16,94
53	18/01/2005 07:00:00	19/01/2005 10:00:00	18/01/2005 14:00:00	19/01/2005 18:00:00	9,34	41,16	2,50	5,05	28,00	-16,00	20,00	8,00	10,51
54	26/01/2005 19:00:00	27/01/2005 22:00:00	27/01/2005 05:00:00	28/01/2005 09:00:00	8,03	59,84	2,30	4,65	28,00	-25,00	14,00	11,00	15,26
55	25/02/2005 19:00:00	26/02/2005 22:00:00	26/02/2005 02:00:00	27/02/2005 06:00:00	6,27	40,27	2,07	3,76	28,00	-21,00	15,00	8,00	14,59
56	01/12/2005 19:00:00	02/12/2005 22:00:00	02/12/2005 20:00:00	04/12/2005 00:00:00	3,74	31,64	1,45	2,19	28,00	-35,00	19,00	26,00	19,51
57	10/12/2005 15:00:00	11/12/2005 18:00:00	11/12/2005 08:00:00	12/12/2005 12:00:00	7,25	39,13	1,78	3,82	28,00	-27,00	19,00	18,00	16,62
58	13/12/2005 21:00:00	15/12/2005 00:00:00	14/12/2005 23:00:00	16/12/2005 03:00:00	5,94	48,58	2,89	3,99	28,00	-34,00	21,00	27,00	24,89
59	04/01/2006 17:00:00	05/01/2006 20:00:00	05/01/2006 06:00:00	06/01/2006 10:00:00	7,70	51,62	1,80	3,98	28,00	-26,00	16,00	14,00	18,30
60	05/01/2006 21:00:00	07/01/2006 00:00:00	06/01/2006 06:00:00	07/01/2006 10:00:00	5,62	35,33	2,36	3,61	28,00	-21,00	17,00	10,00	14,98
61	11/02/2006 21:00:00	13/02/2006 00:00:00	12/02/2006 08:00:00	13/02/2006 12:00:00	4,83	43,18	1,61	2,64	28,00	-20,00	20,00	12,00	13,47
62	06/03/2006 08:00:00	07/03/2006 11:00:00	06/03/2006 23:00:00	08/03/2006 03:00:00	3,84	31,24	1,53	2,21	28,00	-23,00	21,00	16,00	18,14
63	28/11/2006 10:00:00	29/11/2006 13:00:00	29/11/2006 03:00:00	30/11/2006 07:00:00	5,43	37,55	1,39	2,62	28,00	-31,00	15,00	18,00	17,54
64	29/11/2006 23:00:00	01/12/2006 02:00:00	30/11/2006 13:00:00	01/12/2006 17:00:00	7,88	31,00	1,96	3,28	28,00	-22,00	21,00	15,00	12,40
65	14/12/2006 23:00:00	16/12/2006 02:00:00	15/12/2006 12:00:00	16/12/2006 16:00:00	5,34	34,23	1,87	3,38	28,00	-28,00	14,00	14,00	10,65
66	16/12/2006 03:00:00	17/12/2006 06:00:00	16/12/2006 12:00:00	17/12/2006 16:00:00	4,98	14,79	2,33	3,02	28,00	-19,00	19,00	10,00	7,86

ID	Datas				X _{PICO} (m ³ /s)	Volume (mm)			Duração (h)				
	Chuva (P)		Vazão (X)			Chuva	Base	Total	Chuva / Tempo base	X _{PICO} :P _{INÍCIO}	X _{PICO} :X _{FINAL} RECESSÃO	P _{FINAL} :X _{FINAL} RECESSÃO	Tempo resposta
	Início	Fim	Início	Fim									
67	26/12/2006 17:00:00	27/12/2006 20:00:00	27/12/2006 22:00:00	29/12/2006 02:00:00	5,15	22,22	1,78	2,74	28,00	-37,00	21,00	30,00	24,54
68	31/12/2006 00:00:00	01/01/2007 03:00:00	31/12/2006 05:00:00	01/01/2007 09:00:00	7,84	35,72	2,05	4,01	28,00	-16,00	18,00	6,00	14,75
69	05/01/2007 12:00:00	06/01/2007 15:00:00	06/01/2007 14:00:00	07/01/2007 18:00:00	6,01	22,96	3,52	4,36	28,00	-39,00	16,00	27,00	24,81
70	13/01/2007 13:00:00	14/01/2007 16:00:00	13/01/2007 22:00:00	15/01/2007 02:00:00	8,84	61,43	2,46	4,82	28,00	-27,00	11,00	10,00	11,50
71	29/01/2007 20:00:00	30/01/2007 23:00:00	30/01/2007 13:00:00	31/01/2007 17:00:00	9,94	36,93	3,46	5,62	28,00	-30,00	16,00	18,00	17,98
72	29/01/2008 12:00:00	30/01/2008 15:00:00	30/01/2008 05:00:00	31/01/2008 09:00:00	10,13	78,00	2,17	5,35	28,00	-30,00	16,00	18,00	17,24
73	24/02/2008 16:00:00	25/02/2008 19:00:00	25/02/2008 00:00:00	26/02/2008 04:00:00	7,91	50,89	2,11	4,16	28,00	-20,00	17,00	9,00	10,44
74	10/03/2008 11:00:00	11/03/2008 14:00:00	10/03/2008 16:00:00	11/03/2008 20:00:00	6,79	41,98	2,10	3,90	28,00	-15,00	19,00	6,00	8,40
75	12/03/2008 01:00:00	13/03/2008 04:00:00	12/03/2008 08:00:00	13/03/2008 12:00:00	5,65	48,06	2,25	3,35	28,00	-19,00	17,00	8,00	14,94
76	14/03/2008 01:00:00	15/03/2008 04:00:00	14/03/2008 17:00:00	15/03/2008 21:00:00	6,19	32,40	2,58	3,78	28,00	-27,00	18,00	17,00	17,77
77	15/03/2008 07:00:00	16/03/2008 10:00:00	15/03/2008 22:00:00	17/03/2008 02:00:00	4,63	25,40	2,61	3,31	28,00	-25,00	19,00	16,00	15,35