

APOSTILA DE HIDROLOGIA APLICADA

Apostila destinada aos alunos do curso de Engenharia de Produção Civil da Universidade Tecnológica Federal do Paraná, da disciplina de Hidrologia Aplicada, ministrada pela prof^a Celimar Azambuja Teixeira.



Ministério da Educação
Universidade Tecnológica Federal do Paraná
Campus Curitiba
Departamento Acadêmico de Construção Civil - DACOC

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: CICLO HIDROLÓGICO	18
FIGURA 2: CICLO HIDROLÓGICO GLOBAL	20
FIGURA 3: FLUXOS DE ÁGUA ENTRE A SUPERFÍCIE TERRESTRE E A ATMOSFERA.....	21
FIGURA 4: BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO FAUSTINO - CRATO-CEARÁ	25
FIGURA 5: ORDEM DOS CURSOS DE ÁGUA NA BACIA DO RIO JAGUARIBE	28
FIGURA 6: EXTENSÃO MÉDIA DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL.....	29
FIGURA 7: COMPRIMENTO PRINCIPAL (L) E COMPRIMENTO TALVEGUE (LT)	30
FIGURA 8: MÉTODO DAS QUADRÍCULAS	32
GRÁFICO 1: RESPOSTA HIDROLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA	34
FIGURA 10: ESQUEMA DA FORMAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO CICLÔNICA.....	39
FIGURA 11: ESQUEMA DA FORMAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO CONVECTIVAS.....	40
FIGURA 12: ESQUEMA DA FORMAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO OROGRÁFICA.....	41
FIGURA 13: PLUVIÔMETRO.....	42
FIGURA 14: PLUVIÓGRAFOS.....	43
FIGURA 15: PLUVIÓGRAFOS: ESQUEMA DE FUNCIONAMENTO.....	44
FIGURA 16: REGISTRO GRAFICAMENTE DA CHUVA ACUMULADA EM PLUVIÓGRAFOS.....	44
FIGURA 17: ESQUEMA DE ESTIMATIVA POR RADAR.....	45
FIGURA 18: BACIA HIDROGRÁFICA PARA CÁLCULO DE PRECIPITAÇÃO MÉDIA POR MÉTODO DA MÉDIA ARITMÉTICA.....	47

FIGURA 19: BACIA HIDROGRÁFICA PARA CÁLCULO DE PRECIPITAÇÃO MÉDIA POR MÉTODO DE THIESSEN.....	48
FIGURA 20: TRAÇO DE LINHAS UNINDO POSTOS PLUVIOMÉTRICOS DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA.....	48
FIGURA 21: DETERMINAÇÃO DO PONTO MÉDIO E TRAÇANDO LINHA PERPENDICULAR	49
FIGURA 22: DEFINIÇÃO DA REGIÃO DE INFLUÊNCIA DE CADA POSTO	49
FIGURA 23: TRAÇO DE LINHAS UNINDO POSTOS PLUVIOMÉTRICOS DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA.....	51
<i>FIGURA 24: DIVIDIR AS LINHAS ESCRREVENDO OS VALORES DA PRECIPITAÇÃO INTERPOLADOS.....</i>	51
FIGURA 25: TRAÇADO DAS ISOLINHAS	52
FIGURA 26: DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA UTILIZANDO O MÉTODO DAS ISOIETAS.....	52
FIGURA 27: CURVAS I-D-F	73
GRÁFICO 11 – DISTRIBUIÇÃO REAL (A) E MEDIDA DE UM PLUVIÔMETRO (B).....	81
<i>FIGURA 29: REPRESENTAÇÃO HIDRÓGRAFAS E SEUS PRINCIPAIS COMPONENTES</i>	87
<i>FIGURA 37 – MÉTODOS DE SEPARAÇÃO GRÁFICA.....</i>	91
<i>FIGURA 38 – MÉTODO 1.....</i>	92
<i>FIGURA 39 – MÉTODO 2.....</i>	92
<i>FIGURA 40 – MÉTODO 3.....</i>	94
<i>FIGURA 41– LINIGRAMA</i>	96
<i>FIGURA 42 – HIDROGRAMA TIPO.....</i>	97
<i>FIGURA 43 – REGISTRO DE DESCARGAS DIÁRIAS DO RIO TIETÊ.....</i>	99
<i>FIGURA 44 – REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA EQUAÇÃO DE KOHLER E RICHARDS.....</i>	104

<i>FIGURA 45 – REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA EQUAÇÃO DO SCS.....</i>	<i>105</i>
<i>FIGURA 30- IETOGRAMA E HIDROGRAFA DE UMA CHUVA ISOLADA.....</i>	<i>112</i>
<i>FIGURA 31 – ILUSTRAÇÃO DO CURSO DA ÁGUA E O LENÇOL FREÁTICO.....</i>	<i>113</i>
<i>FIGURA 32 – EFEITO DA FORMA</i>	<i>114</i>
<i>FIGURA 33 - BACIA RURAL E URBANA</i>	<i>115</i>
<i>FIGURA 34 – VARIAÇÃO DA DURAÇÃO E INTENSIDADE DA PRECIPITAÇÃO.....</i>	<i>115</i>
<i>FIGURA 35 – REGULARIZAÇÃO.....</i>	<i>116</i>
<i>FIGURA 36 – HIDROGRAMA TIPO.....</i>	<i>117</i>
<i>FIGURA 43 – REGISTRO DE DESCARGAS DIÁRIAS DO RIO TIETÊ.....</i>	<i>125</i>
<i>FIGURA 44 – PROPORCIONALIDADE DAS DESCARGAS.....</i>	<i>126</i>
<i>FIGURA 45 –INDEPENDÊNCIA DOS DEFLÚVIOS SIMULTÂNEOS.....</i>	<i>126</i>
<i>FIGURA 46 – CURVA S</i>	<i>129</i>
<i>FIGURA 47 – HIDROGRAMAS.....</i>	<i>131</i>

LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 1: RESPOSTA HIDROLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA (FONTE:)	34
GRÁFICO 2: ANÁLISE DE DUPLA MASSA, SEM INCONSISTÊNCIAS	59
GRÁFICO 3: ANÁLISE DE DUPLA MASSA, COM INCONSISTÊNCIAS, MUDANÇA DE TENDÊNCIA.....	60
GRÁFICO 4: ANÁLISE DE DUPLA MASSA	63
GRÁFICO 5: ANÁLISE DE DUPLA MASSA, COM INCONSISTÊNCIAS, ERROS DE TRANSCRIÇÃO	64
GRÁFICO 6: ANÁLISE DE DUPLA MASSA, COM INCONSISTÊNCIAS, DIFERENTES REGIMES	65
GRÁFICO 7: FALHA PONTUAL	67
GRÁFICO 8: FALHA SISTEMÁTICA.....	67
GRÁFICO 9: TENDÊNCIA DE PARALELISMO ENTRE AS CURVAS DE PROBABILIDADE.	78
GRÁFICO 10 - DIFERENÇA ENTRE AS PRECIPITAÇÕES MÁXIMAS DIÁRIAS E DE 24 HORAS.	79
GRÁFICO 12 – DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL, HERSHFIED E SCS.....	81
GRÁFICO 13 – CURVAS DE 50% DE PROBABILIDADE DE OCORRÊNCIA PARA OS QUATRO QUARTIS (HUFF).	82
GRÁFICO 14 – HIETOGRAMA DE PROJETO.....	82
<i>GRÁFICO 46 – HIDROGRAMA REFERENTE AOS DADOS DA TABELA.....</i>	<i>122</i>

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – RESERVAS DE ÁGUA NA TERRA.....	22
TABELA 3 – ANÁLISE DE DUPLA MASSA	61
TABELA 4 – CORREÇÃO DOS VALORES DE PRECIPITAÇÃO DO POSTO INDAIAL A PARTIR DA ANÁLISE DE DUPLA MASSA.....	62
TABELA 5 – PRECIPITAÇÕES TOTAIS ANUAIS	68
TABELA 6 – RESOLUÇÃO EXEMPLO	69
TABELA 7 – PRECIPITAÇÕES TOTAIS MENSAIS E ANUAIS	70
TABELA 8 – VALORES DE A.....	75
TABELA 9 – VALORES DE B, A, B E C PARA ALGUMAS CIDADES BRASILEIRAS	76
TABELA 10 – COEFICIENTES DA EQUAÇÃO DAS CURVAS I-D-F PARA ALGUMAS CIDADES BRASILEIRAS	77
TABELA 11– RELAÇÃO ENTRE DURAÇÕES (CETESB,1979).....	79
TABELA 12– COEFICIENTES DA EQUAÇÃO DAS CURVAS I-D-F PARA ALGUMAS CIDADES BRASILEIRAS	84
TABELA 13 – VALORES DE γ	85
TABELA 14 – COEFICIENTE DE ESCOAMENTO.....	89
TABELA 15 – TABELA EXEMPLO (FONTE UFLA).....	95
TABELA 16 – TABELA EXEMPLO (FONTE TUCCI).....	100
TABELA 17 – VALORES DO PARÂMETRO CN PARA BACIAS RURAIS	106
TABELA 18 – VALORES DE CN PARA BACIAS URBANAS E SUBURBANAS.....	107

TABELA 19– VALORES DE CN	108
TABELA 20– EXEMPLO	109
TABELA 21– EXEMPLO	110
TABELA 22– RESOLUÇÃO EXERCÍCIO.....	111
TABELA 23–COEFICIENTE DE ESCOAMENTO.....	120
TABELA 24–EXEMPLO	121
TABELA 25–SOLUÇÃO EXEMPLO	123
TABELA 26–EXEMPLO	132
TABELA 27–SOLUÇÃO EXEMPLO	132

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	3
LISTA DE GRÁFICOS	6
LISTA DE TABELAS	7
SUMÁRIO	9
1. INTRODUÇÃO	12
2. CONCEITOS INICIAIS	13
2.1. HISTÓRICO	13
2.2. CIÊNCIA HIDROLÓGICA.....	14
2.3. HIDROLOGIA APLICADA	15
3. CICLO HIDROLÓGICO	18
3.1. INTRODUÇÃO	18
3.2. O CICLO HIDROLÓGICO	19
4. BACIA HIDROGRÁFICA	24
4.1. INTRODUÇÃO	24
4.2. PARÂMETOS FÍSICOS DE BACIAS HIDROGRÁFICAS	24
4.2.1. ÁREA DA BACIA.....	25
4.2.2. FORMA	25
4.2.3. SISTEMA DE DRENAGEM	27
4.3. DECLIVIDADE MÉDIA DA BACIA.....	30
4.4. ALTITUDE MÉDIA	33
4.5. HIDROGRAMA DE SAÍDA.....	33
4.6. QUESTÕES	35
5. BALANÇO HÍDRICO	36
5.1. DEFINIÇÃO E CÁLCULOS.....	36
5.2. QUESTÕES	37

6. PRECIPITAÇÃO	38
6.1. DEFINIÇÃO	38
6.2. FORMAÇÃO	38
6.3. CLASSIFICAÇÃO	38
6.3.1. CHUVAS FRONTAIS OU CICLÔNICA	39
6.3.2. CHUVAS CONVECTIVAS	39
6.3.3. CHUVAS OROGRÁFICAS	40
6.4. CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DAS PRECIPITAÇÕES	41
6.5. INSTRUMENTOS DE MEDIÇÃO	41
6.5.1. PLUVIÔMETRO	42
6.5.2. PLUVIÓGRAFOS	43
6.5.3. RADARES METEOROLÓGICOS	45
6.6. PRECIPITAÇÃO MÉDIA SOBRE UMA REGIÃO	45
6.6.1. MÉTODO DA MÉDIA ARITMÉTICA	46
6.6.2. MÉTODO DOS POLÍGONOS DE THIESSEN	47
6.6.3. MÉTODO DAS ISOIETAS	50
6.7. ANÁLISE DOS DADOS	53
6.7.1. MÉTODO DE PONDERAÇÃO REGIONAL	53
6.7.2. MÉTODO DE REGRESSÃO LINEAR	54
6.7.3. MÉTODO DE PONDERAÇÃO REGIONAL COM BASE EM REGRESSÕES LINEARES	54
6.8. ANÁLISE DE CONSISTÊNCIA DE SÉRIES PLUVIOMÉTRICAS	58
6.8.1. MÉTODO DA DUPLA MASSA	58
6.8.2. MÉTODO DO VETOR REGIONAL	65
6.9. ANÁLISE DE FREQUÊNCIA MENSAIS E ANUAIS	69
6.10. PRECIPITAÇÕES MÁXIMAS	70
6.10.1. TEMPO DE RETORNO	71
6.11. DETERMINAÇÃO DAS CURVAS INTENSIDADE-DURAÇÃO-FREQÜÊNCIA (I-D-F)	71
6.11.1. DETERMINAÇÃO DAS CURVAS I-D-F EM LOCAIS COM DADOS	72
6.11.2. DETERMINAÇÃO DAS CURVAS EM LOCAIS SEM DADOS PLUVIOGRÁFICOS	77
6.12. DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL	80
6.12.1. HIETOGRAMA DE PROJETO BASEADOS NAS CURVAS I-D-F (MÉTODO DE CHICAGO)	82
6.13. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL	85
6.14. QUESTÕES	85
7. ESCOAMENTO SUPERFICIAL	86
7.1. DEFINIÇÃO	86
7.2. COMPONENTES DO ESCOAMENTO	86
7.3. FATORES QUE INFLUENCIAM NO ESCOAMENTO SUPERFICIAL	87
7.4. GRANDEZAS QUE CARACTERIZAM O ESCOAMENTO SUPERFICIAL	88
7.4.1. VAZÃO (Q)	88

7.4.2. COEFICIENTE DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL (C)	88
7.4.3. TEMPO DE CONCENTRAÇÃO (t_c)	89
7.4.4. TEMPO DE RECORRÊNCIA	90
7.4.5. NÍVEL DE ÁGUA (H)	90
7.5. SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL	90
7.5.1. MÉTODO 1	91
7.5.2. MÉTODO 2	92
7.5.3. MÉTODO 3	94
7.6. DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO EFETIVA	101
7.6.1. INFILTRAÇÃO	101
7.6.2. ÍNDICES	102
7.6.3. RELAÇÕES FUNCIONAIS	103
8. HIDROGRAMA	112
8.1. COMPONENTES DO HIDROGRAMA	112
8.2. FATORES QUE INFLUENCIAM NA FORMA DE UM HIDROGRAMA	113
8.2.1. RELEVO (DENSIDADE DE DRENAGEM, DECLIVIDADE DE RIO OU BACIA, CAPACIDADE DE ARMAZENAMENTO E FORMA)	114
8.2.2. COBERTURA DA BACIA	114
8.2.3. DISTRIBUIÇÃO, DURAÇÃO E INTENSIDADE DA PRECIPITAÇÃO:	115
8.2.4. SOLO	116
8.2.5. TEMPO DE PICO (t_p)	116
8.2.6. TEMPO DE CONCENTRAÇÃO (t_c)	117
8.2.7. TEMPO DE RECESSÃO (t_e)	117
8.2.8. TEMPO DE BASE (t_b)	118
8.3. CARACTERIZAÇÃO DO HIDROGRAMA	118
8.4. MÉTODO RACIONAL	118
8.5. HIDROGRAMA UNITÁRIO	123
8.5.1. PRINCÍPIOS BÁSICOS	124
8.5.2. DETERMINAÇÃO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO	127
8.5.3. DETERMINAÇÃO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO PARA UMA CHUVA DE DADA DURAÇÃO (T) A PARTIR DE OUTRA DURAÇÃO MAIOR (T)	128
8.5.4. DETERMINAÇÃO DO HIDROGRAMA UNITÁRIO PARA UMA CHUVA DE DADA DURAÇÃO A PARTIR DE OUTRA DURAÇÃO MENOR	130
8.5.5. HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO	133

1. INTRODUÇÃO

A intervenção dos seres humanos no meio ambiente resultou em diversas mudanças no clima e nas condições de vida em escala global. Por esta razão são feitos os estudos hidrológicos, pois estes são utilizados para avaliar o efeito dessas ações antrópicas sobre os recursos hídricos, realizar previsões sobre o que pode ocorrer no futuro, e que medidas podem ser adotadas para evitar ou reduzir as conseqüências negativas para o bem estar da humanidade.

A hidrologia é a “ciência que trata dos fenômenos relativos à água em todos os seus estados, de sua distribuição e ocorrência na atmosfera, na superfície terrestre e no solo, e da relação desses fenômenos com a vida e com as atividades do homem.” (GARCEZ, LUCAS NOGUEIRA, 1988)

A US Federal Council for Sciences and Technology define hidrologia como a ciência que trata da água na Terra, sua ocorrência, circulação e distribuição, suas propriedades físicas e químicas e sua relação com o meio ambiente, incluindo sua relação com a vida.

2. CONCEITOS INICIAIS

2.1. HISTÓRICO

Os primeiros estudos hidrológicos de que se tem registro tinham objetivos bastante práticos. Há 3000 anos, foi instalado no rio Nilo um nilômetro (escala para leitura do nível do rio Nilo), ao qual apenas sacerdotes tinham acesso. A taxa de imposto a ser cobrada durante o ano dependia do nível de água do rio Nilo. A primeira referência a medição de chuva data de cerca de 350 a.C., na Índia. Neste caso o total precipitado no ano também servia como base para cálculo de impostos.

Na história recente da hidrologia pode-se observar grandes avanços a partir de 1930, quando agências governamentais de países desenvolvidos começaram a desenvolver seus próprios programas de pesquisas hidrológicas. Sherman (1932), o hidrograma unitário; Horton (1933), a teoria da infiltração; Gumbel (1941) propôs a distribuição de valores extremos para análise de frequência de dados hidrológicos.

A introdução da computação digital na hidrologia, nas décadas de 1960 e 1970, permitiu que problemas hidrológicos complexos fossem simulados como sistemas completos pela primeira vez. O primeiro modelo hidrológico completo foi desenvolvido pela Universidade de Stanford (1966). Este modelo pode simular os processos mais importantes do ciclo hidrológico: precipitação, evapotranspiração, infiltração, escoamento superficial, escoamento subterrâneo e escoamento em canais. Outros modelos foram desenvolvidos em seguida: HEC-1 (1973), Corpo de Engenheiros do Exército Americano; ILLUDAS (1974), e outros.

No Brasil, os primeiros textos publicados em hidrologia são de Garcez (1961) e Souza Pinto ET al. (1973). Por ocasião do Decênio Hidrológico Internacional, foi implantado no Rio Grande do Sul, com a participação da UNESCO, o primeiro curso de pós-graduação em Hidrologia, junto ao Instituto de Pesquisas

Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do sul (IPH). O IPH tem sido responsável pelo desenvolvimento de modelos de simulação hidrológica, tais como os modelos IPH, determinísticos, tipo chuva-vazão, e os modelos MAG, para auxiliar na gestão de bacias.

Hoje existem inúmeros cursos de pós-graduação no país, que mantêm uma comunidade científica com interesse específico em hidrologia. Em 1977, foi fundada a Associação Brasileira de Recursos Hídricos, que tem publicado trabalhos científicos que são apresentados em simpósios, hoje internacionais, e também publica revistas técnicas e livros de hidrologia.

2.2. CIÊNCIA HIDROLÓGICA

Dooge (1988) caracteriza que a Hidrologia Científica está dentro do contexto do desenvolvimento clássico do conhecimento científico, enquanto que a Hidrologia Aplicada estuda os diferentes fatores relevantes ao provimento de água para a saúde e para a produção de comida no mundo.

Através do desenvolvimento de programas de observação e quantificação sistemática dos diferentes fatores relevantes que ocorrem no ciclo hidrológico que a Hidrologia conseguiu se tornar estável. Com isso surgiu subáreas que tratam da análise dos processos físicos que ocorrem na bacia, são estes:

- Hidrometeorologia

É a parte da ciência que trata da água na atmosfera;

- Geomorfologia

Trata da análise quantitativa das características do relevo e bacias hidrográficas e sua associação com o escoamento;

- Escoamento Superficial

Trata do escoamento sobre a superfície da bacia;

- Intercepção Vegetal

É a subárea do conhecimento que avalia a interceptação de precipitação pela cobertura vegetal na bacia hidrográfica;

- Infiltração e escoamento em meio não-saturado

Trata da observação e previsão da infiltração no solo e do escoamento no solo não-saturado;

- Escoamento em meio saturado

Envolve o estudo do comportamento do fluxo em aquíferos, camada do solo saturada;

- Escoamento em rios e canais

Trata da análise do escoamento em rios, canais e reservatórios;

- Evaporação e evapotranspiração

Trata da avaliação da perda de água por evaporação de superfícies livres como reservatórios e lagos, evapotranspiração de culturas e da vegetação natural;

- Fluxo dinâmico em reservatórios, lagos e estuários

Trata do escoamento turbulento em meios multidimensionais;

- Produção e transporte de sedimentos

Trata da qualificação da erosão de solo e do transporte de sedimento, na superfície da bacia e nos rios, devido às condições naturais e do uso do solo;

- Qualidade da água e meio ambiente

Trata da qualificação de parâmetros físicos, químicos e biológicos da água e sua interação com os seus usos na avaliação do meio ambiente aquático.

2.3. HIDROLOGIA APLICADA

A Hidrologia Aplicada está voltada para os diferentes problemas que envolvem a utilização dos recursos hídricos, preservação do meio ambiente e ocupação da bacia.

No primeiro caso estão envolvidos os aspectos de disponibilidade hídrica, regularização de vazão, planejamento, operação e gerenciamento dos recursos hídricos.

Dentro dessa visão os principais projetos que normalmente são desenvolvidos com a participação significativa do hidrólogo são: aproveitamentos hidrelétricos, abastecimento de água, irrigação e regularização para navegação.

Quanto à preservação do meio ambiente, modificações do uso do solo, regularização para controle de qualidade da água, impacto das obras hidráulicas sobre o meio ambiente aquático e terrestre, são exemplos de problemas que envolvem aspectos multidisciplinares em que a hidrologia tem uma parcela importante.

A ocupação da bacia pela população gera duas preocupações distintas: o impacto do meio sobre a população através de enchentes e; o impacto do homem sobre a bacia, mencionado na preservação do meio ambiente.

A ação do homem no planejamento e desenvolvimento da ocupação do espaço na Terra requer cada vez mais uma visão ampla sobre as necessidades da população, os recursos terrestres e aquáticos disponíveis e o conhecimento sobre o comportamento dos processos naturais na bacia, para racionalmente compatibilizar necessidades crescentes com recursos limitados.

No Brasil algumas das principais áreas do conhecimento da Hidrologia Aplicada encontram-se nos seguintes aspectos:

- Planejamento e gerenciamento da bacia hidrográfica

O desenvolvimento das principais bacias quanto ao planejamento e controle de uso dos recursos naturais requer uma ação pública e privada coordenada;

- Drenagem Urbana

Atualmente 75% da população do Brasil ocupa espaço urbano. Enchentes, produção de sedimentos e qualidade da água são problemas sérios encontrados em grande parte das cidades brasileiras;

- Energia

A produção de energia hidrelétrica representa 92% de toda a energia produzida no país. O potencial hidrelétrico ainda existente é significativo. Esta energia dependa da disponibilidade de água, da sua regularização por obras hidráulicas e o impacto das mesmas sobre o meio ambiente;

- O uso do solo rural

A expansão das fronteiras agrícolas e o intenso uso agrícola têm gerado impactos significativos na produção de sedimentos e nutrientes nas bacias rurais, resultando em perda de solo fértil e assoreamento dos rios;

- Qualidade da água

O meio ambiente aquático (oceanos, rios, lagos, reservatórios e aquíferos) sofre com a falta e tratamento dos despejos domésticos e industriais e de carga de pesticidas de uso agrícolas;

- Abastecimento da água

A disponibilidade de água, que apesar de farta em grande parte do país, apresenta limitações nas regiões áridas e semi-áridas do nordeste brasileiro. A redução da qualidade de água dos rios e as grandes concentrações urbanas têm apresentado limitações quanto à disponibilidade de água para o abastecimento;

- Irrigação

A produção agrícola nas regiões áridas e semi-áridas depende essencialmente da disponibilidade de água. No sul, culturas como o arroz utilizam grande quantidade significativa de água. O aumento da produtividade passa pelo aumento da irrigação em grande parte do país;

- Navegação

A navegação interior é ainda pequena, mas com grande potencial de transporte, principalmente nos rios Jacuí, Tietê/Paraná, São Francisco e na Amazônia. A navegação pode ter um peso significativo no desenvolvimento nacional. Os principais aspectos são: disponibilidade hídrica para calado, previsão de níveis e planejamento e operação de obras hidráulicas para navegação.

3. CICLO HIDROLÓGICO

3.1. INTRODUÇÃO

O ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado fundamentalmente pela radiação solar associada à gravidade e a rotação da terra.

O ciclo hidrológico ocorre em dois sentidos: No sentido superfície-atmosfera, onde o fluxo de água ocorre fundamentalmente na forma de vapor, como decorrência dos fenômenos de evapotranspiração (de evaporação e de transpiração); No sentido atmosfera-superfície, onde a transferência de água ocorre em qualquer estado físico, sendo mais significativas, em termos mundiais, as precipitações de chuva e neve, como pode-se observar pela figura 1.

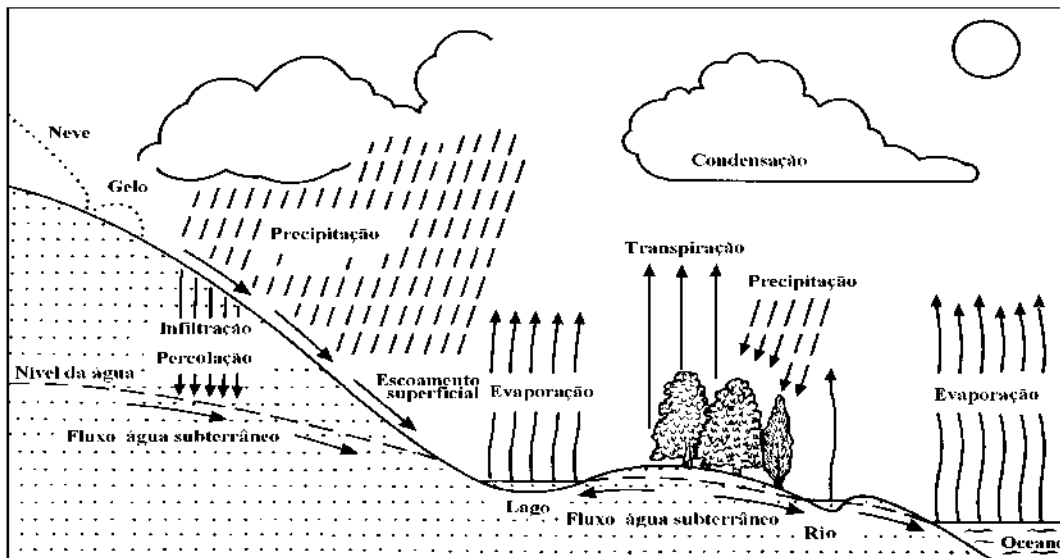


Figura 1: Ciclo Hidrológico (Tucci)

O ciclo hidrológico só é fechado em nível global. Os volumes evaporados em um determinado local do planeta não precipitam necessariamente no mesmo

local, porque há movimentos contínuos, com dinâmicas diferentes, na atmosfera, e também na superfície terrestre.

3.2. O CICLO HIDROLÓGICO

Pode-se começar a descrever o ciclo hidrológico a partir do vapor de água presente na atmosfera que, sob determinadas condições meteorológicas, condensa-se, formando microgotículas de água que se mantêm suspensas no ar devido à turbulência natural. O agrupamento das microgotículas, que são invisíveis, com o vapor de água mais eventuais partículas de gelo e poeira, formam um aerossol que é chamado de nuvem ou de nevoeiro, quando o aerossol junta-se ao solo.

A precipitação acontece quando complexos fenômenos de aglutinação e crescimento das microgotículas, em nuvens com presença significativa de umidade e núcleos de condensação (poeira e gelo), formam uma grande quantidade de gotas com tamanho e peso suficientes para que a força da gravidade supere a turbulência normal ou os movimentos ascendentes do meio atmosférico. Se na sua queda atravessam zonas de temperatura abaixo de zero, pode haver a formação de partículas de gelo, dando origem ao granizo. Caso a condensação ocorrer sob temperaturas abaixo do ponto de congelamento, haverá a formação de neve.

No trajeto em direção à superfície terrestre a precipitação já sofre evaporação. Em algumas regiões essas evaporações podem ser significativas, existindo casos em que a precipitação é totalmente vaporizada.

Caindo sobre um solo com cobertura vegetal, parte do volume precipitado sofre interceptação em folhas e caules, de onde evapora. Excedendo a capacidade de armazenar água na superfície dos vegetais, ou por ação dos ventos a água interceptada pode-se precipitar para o solo. A interceptação é um fenômeno que ocorre tanto com a chuva como com a neve.

A água que atinge o solo segue diversos caminhos. Como o solo é um meio poroso, há infiltração de toda a precipitação que chega ao chão, enquanto a superfície do solo não satura. A partir do momento da saturação superficial, à

medida que o solo vai sendo saturado a maiores profundidades, a infiltração decresce até uma taxa residual, com o excesso não infiltrado da precipitação gerando o escoamento superficial. A umidade do solo realimentada pela infiltração é aproveitada em parte pelos vegetais, que absorvem pelas raízes e a devolvem, quase toda, à atmosfera por transpiração, na forma de vapor de água.

O escoamento superficial manifesta-se inicialmente na forma de pequenos filetes de água que se moldam ao microrrelevo do solo. A erosão de partículas de solo pelos filetes em seus trajetos, aliada à topografia preexistente, molda, por sua vez, uma microrrede de drenagem efêmera que converge para a rede de cursos de água mais estável, formada por arroios e rios.

Com raras exceções, a água escoada pela rede de drenagem mais estável destina-se ao oceano. Nos oceanos a circulação de água é regida por uma complexa combinação de fenômenos físicos e meteorológicos, destacando-se a rotação terrestre, os ventos de superfície, variação espacial e temporal da energia solar absorvida e as marés.

Em qualquer tempo e local por onde circula a água na superfície terrestre, seja nos continentes ou nos oceanos, há evaporação para a atmosfera, fenômeno que fecha o ciclo hidrológico ora descrito, como se pode visualizar na figura 2.

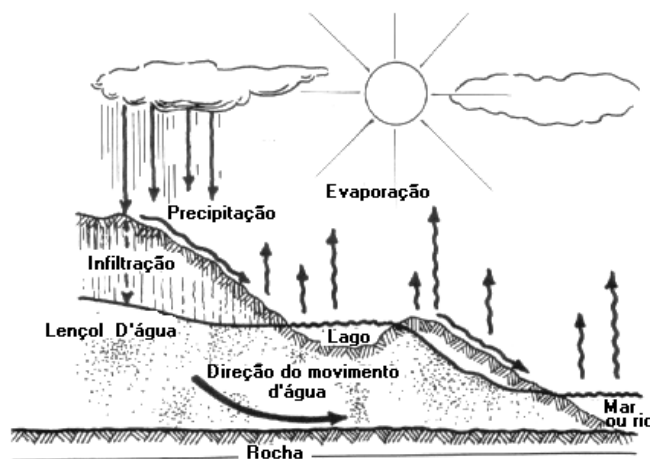
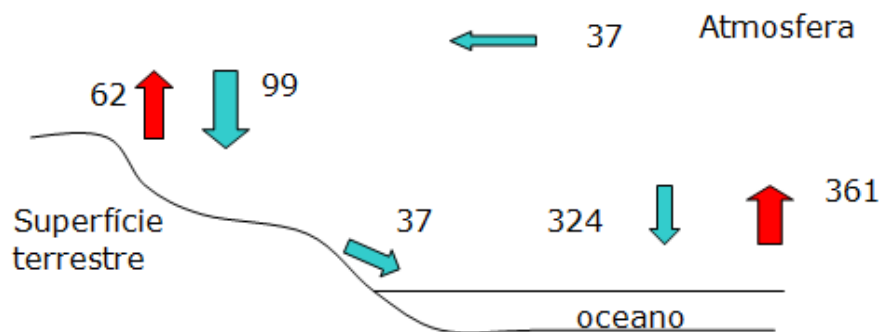


Figura 2: Ciclo Hidrológico Global (UFSC)

O sistema da atmosfera é extremamente dinâmico e não-linear, dificultando a sua previsão quantitativa. Esse sistema cria condições de precipitação pelo resfriamento do ar úmido que formam as nuvens, gerando precipitação na forma de chuva e neve (entre outros) sobre os mares e superfície terrestre. A água evaporada se mantém na atmosfera, em média de 10 dias.

O fluxo sobre a superfície terrestre é positivo (precipitação menos evaporação), resultando nas vazões dos rios em direção aos oceanos. O fluxo vertical dos oceanos é negativo, com maior evaporação que precipitação. O volume evaporado adicional se desloca para os continentes através do sistema de circulação da atmosfera e precipita, fechando o ciclo (figura 3).



Unidades : $10^{12} \text{ m}^3/\text{ano}$

Figura 3: Fluxos de água entre a superfície terrestre e a atmosfera. (Tucci)

O equilíbrio médio anual, em volume, entre a precipitação e a evapotranspiração, que são os dois fluxos principais entre a superfície terrestre e a atmosfera, em nível global apresenta o seguinte valor:

$$P = E = 423 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{ano}$$

A evaporação direta dos oceanos para a atmosfera equivale a $361 \times 10^{12} \text{ m}^3$, representando 85% do total evaporado e $62 \times 10^{12} \text{ m}^3$ (15%), devidos a evapotranspiração dos continentes.

Quanto à precipitação, a atmosfera devolve aos oceanos $324 \times 10^{12} \text{ m}^3$, equivalente a 77% do total precipitado, e aos continentes 23% ($99 \times 10^{12} \text{ m}^3$). A diferença entre o que é precipitado anualmente nos continentes e o que é

evapotranspirado pelos continentes corresponde ao escoamento para os oceanos ($37 \times 10^{12} \text{ m}^3$).

Cerca de 36% da energia solar que atua sobre o sistema terrestre, é utilizada para a evaporação da terra e do mar.

A quantidade de água e a velocidade a que esta circula nas diferentes etapas do ciclo hidrológico, são influenciadas por diversos fatores como, por exemplo, a cobertura vegetal, altitude, topografia, temperatura, tipo de solo e geologia.

Dentre as quantificações dos fluxos e reservas de água do ciclo hidrológico global apresentada por diversos autores, cita-se a proposta por Peixoto e Oort (1990), citada por Tucci, mostrados na tabela abaixo:

Tabela 1 – Reservas de água na Terra

Fonte	Volume (m^3)	%
Oceano	1350×10^{15}	97,5
Geleiras	25×10^{15}	1,81
Água subterrânea	$8,4 \times 10^{15}$	0,61
Rios e Lagos	$0,2 \times 10^{15}$	0,01
Biosfera	$0,0006 \times 10^{15}$	0
Atmosfera	$0,013 \times 10^{15}$	0
TOTAL	$1383,61 \times 10^{15}$	100

Conforme mostra a tabela acima, 97,5% da água do planeta está nos oceanos. Em certas regiões da Terra, o ciclo hidrológico manifesta-se de forma bastante peculiar. Fatores como a desuniformidade com que a energia solar atinge os diversos locais, o diferente comportamento térmico dos continentes em relação aos oceanos, quantidade de vapor de água, CO_2 e ozônio na atmosfera, a variabilidade espacial de solos e coberturas vegetais e a influência da rotação e inclinação do eixo terrestre na circulação atmosférica, contribuem para a grande variabilidade nas manifestações do ciclo hidrológico nos diferentes pontos do globo terrestre.

Nas calotas polares, por exemplo, ocorre pouca precipitação e a evaporação é direta das geleiras. Nos grandes desertos também são raras as

precipitações, havendo água permanente disponível somente a grande profundidade, sem trocas significativas com a atmosfera, tendo sido estocada provavelmente em tempos remotos. A energia calorífica do Sol, fundamental ao ciclo hidrológico, somente é aproveitada devido ao efeito estufa natural causado pelo vapor de água e CO₂, que impede a perda total do calor emitido pela Terra originado pela radiação solar (ondas curtas) recebida. Assim a atmosfera mantém-se aquecida, possibilitando a evaporação e transpiração naturais. Como cerca de metade do CO₂ natural é absorvido no processo de fotossíntese das algas nos oceanos, verifica-se que é bastante importante a interação entre os oceanos e atmosfera para a estabilidade do clima e do ciclo hidrológico.

4. BACIA HIDROGRÁFICA

4.1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica é uma área de captação natural de água da precipitação que faz convergir os escoamentos para um único ponto de saída, seu exutório. A bacia hidrográfica compõe-se basicamente de um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos de água que confluem até resultar um leito único no exutório (TUCCI, 2009).

Segundo Viessman, Harbaugh e Knapp (1972), a bacia hidrográfica é uma área definida topograficamente, drenada por um curso de água ou um sistema conectado de cursos d'água, dispondo de uma simples saída para que toda a vazão efluente seja descarregada.

Uma bacia hidrográfica compreende, então, toda a área de captação natural da água da chuva que proporciona escoamento superficial para o canal principal e seus tributários.

4.2. PARÂMETOS FÍSICOS DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

Consideram-se dados fisiográficos de uma bacia todos aqueles dados que podem ser extraídos de mapas, fotografias aéreas e imagens de satélite. Basicamente são os fatores que influem no escoamento superficial como áreas, comprimentos, declividades, etc.

Dentre esses fatores os mais importantes são: área da bacia, forma da bacia, altitude média, declividade média da bacia, densidade de drenagem, sinuosidade da bacia, sistema de drenagem e relevo da bacia.

4.2.1. Área da Bacia

A determinação da área de drenagem de uma bacia é feita com o auxílio de uma planta topográfica, de altimetria adequada traçando-se uma linha divisória (figura 4) que passa pelos pontos de maior cota entre duas bacias vizinhas.

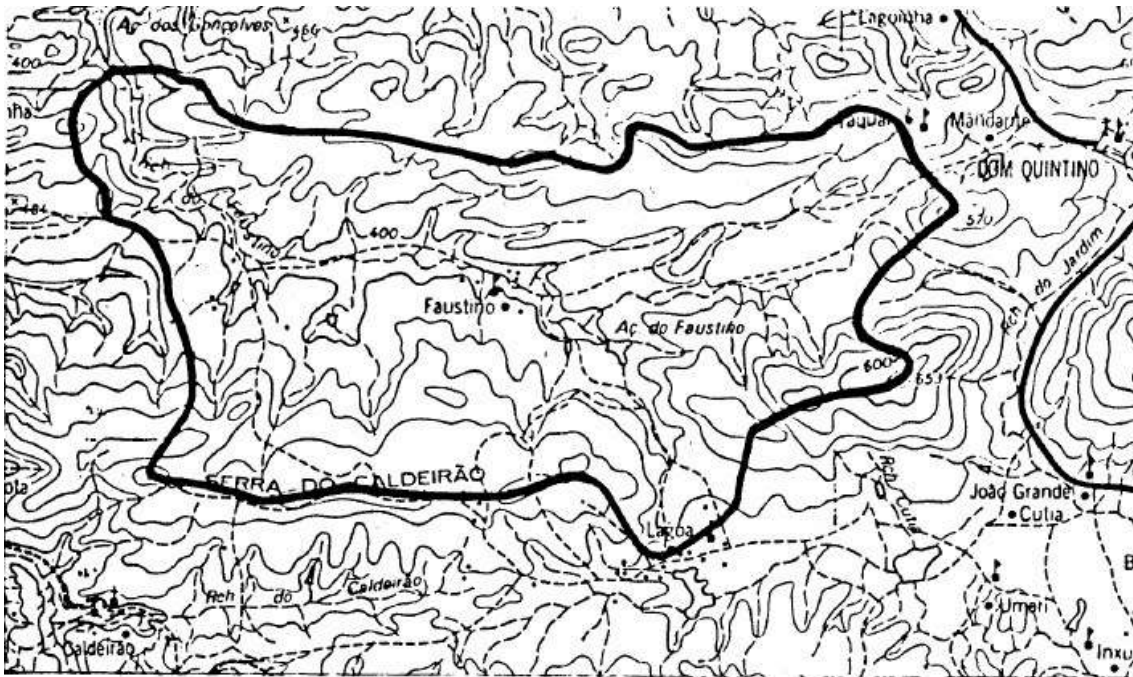


Figura 4: Bacia Hidrográfica do Riacho Faustino - Crato-Ceará (**Fonte:**)

Para que haja precisão na determinação da área utiliza-se um planímetro, com métodos geométricos de determinação de área de figura irregular ou com recursos intrínsecos aos aparelhos de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), quando se trabalha com a planta digitalizada.

4.2.2. Forma

A forma da bacia influencia no escoamento superficial e conseqüentemente o hidrograma resultante de uma determinada chuva.

As grandes bacias hidrográficas em geral apresentam forma de leque ou pêra, já as pequenas bacias apresentam formas mais variadas possíveis em função da estrutura geológica dos terrenos.

Para expressar em forma numérica a forma de uma bacia hidrográfica Gravelius propôs dois índices:

- Coeficiente de Compatibilidade (k_c)

É a relação entre os perímetros (P) da bacia e de um círculo de área (A) igual a da bacia:

$$k_c = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Um coeficiente mínimo igual a 1 corresponderia à bacia circular. Com isso, quanto maior o k_c menos propensa à enchente é a bacia.

- Fator de forma (k_f)

É a relação entre a largura média da bacia (\bar{L}) e o comprimento axial do curso da água (L). O comprimento “L” é medido seguindo-se o curso d’água mais longo desde a cabeceira mais distante da bacia até a desembocadura. A largura média é obtida pela divisão da área da bacia pelo comprimento da bacia.

Temos que $k_f = \frac{\bar{L}}{L}$, mas $\bar{L} = \frac{L}{A}$.

Logo:

$$k_f = \frac{A}{L^2}$$

Este índice também indica a maior ou menor tolerância para enchentes de uma bacia. Uma bacia com k_f baixo, ou seja, com o L grande, terá menor propensão a enchentes que outra com a mesma área, mas o k_f maior.

4.2.3. Sistema de Drenagem

O sistema de drenagem de uma bacia é formado pelo rio principal e seus afluentes. As características de uma rede de drenagem podem ser descritas pela ordem dos cursos de água, densidade de drenagem, extensão média do escoamento superficial e sinuosidade do curso de água.

- Ordem dos Cursos de Água

A ordem dos rios é uma classificação que reflete o grau de ramificação ou bifurcação dentro de uma bacia. Os cursos de água maiores possuem seus tributários, que por sua vez possuem outros até que se chegue aos minúsculos cursos de água da extremidade.

Todos os afluentes que não se ramificam (que desembocam no rio principal ou em seus ramos) são chamados de primeira ordem (1), como pode-se observar na figura 5. Os cursos de água que apenas recebem afluentes e que não se subdividem são chamados de segunda ordem (2). Já os de terceira ordem são formados pela união de dois cursos d'água de segunda ordem e assim por diante.



Figura 5: Ordem dos cursos de água na bacia do Rio Jaguaribe (**Carlos Dudene**)

- Densidade (Índices) de Drenagem

É a relação entre o comprimento total de cursos de água de uma bacia e a área total da mesma.

$$D_d = \frac{\sum l_1}{A}$$

São chamadas áreas de baixa densidade de drenagem quando constituídas por relevo plano e suave, cuja condição de alta permeabilidade permite rapidez de infiltração de água e conseqüente formação de lençóis aquíferos. O regime pluvial apresenta escoamento superficial pouco significativo, gerando mecanismos de erosão hídrica ligados ao processo inicial da gota de chuva e provocando a erosão laminar ou em lençol, decorrente do atrito do próprio escoamento superficial que conduz material erodido dos pontos abaixo das encostas para as calhas fluviais. Geralmente são áreas abaixo de 5 km/km².

As áreas de alta densidade de drenagem, maiores de 13 km/km², apresentam terrenos com relevo de maior movimentação topográfica. O escoamento superficial mais rápido nas encostas provoca o aparecimento da ação erosiva em sulco ou voçoroca, que em épocas de chuvas abrem grandes fendas, por onde o

escoamento concentrado tende a alargar a escavação, progredindo e aumentando a voçoroca formada, até transformá-la em ravina.

- Extensão Média do Escoamento Superficial (l)

Este parâmetro indica a distância média que a chuva teria que escoar sobre os terrenos da bacia (em linha reta) do ponto onde ocorreu sua queda até o curso d'água mais próximo.

Para isso transforma-se a bacia em estudo em um retângulo de mesma

área, onde o lado maior é a soma dos comprimentos dos rios da bacia ($l = \sum l_i$).

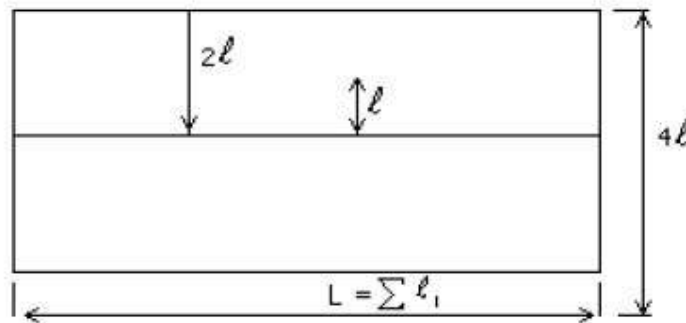


Figura 6: Extensão média de escoamento superficial (Vilela, 1975)

De acordo com a figura 6 temos que:

$4l \times L = A$, desse modo

$$l = \frac{A}{4L}$$

- Sinuosidade do Curso da Água (SIN)

É a relação entre o comprimento do rio principal (L) e o comprimento do talvegue (L_t) que é a medida em linha reta entre o ponto inicial e o final do curso de água principal. Ver figura 7.

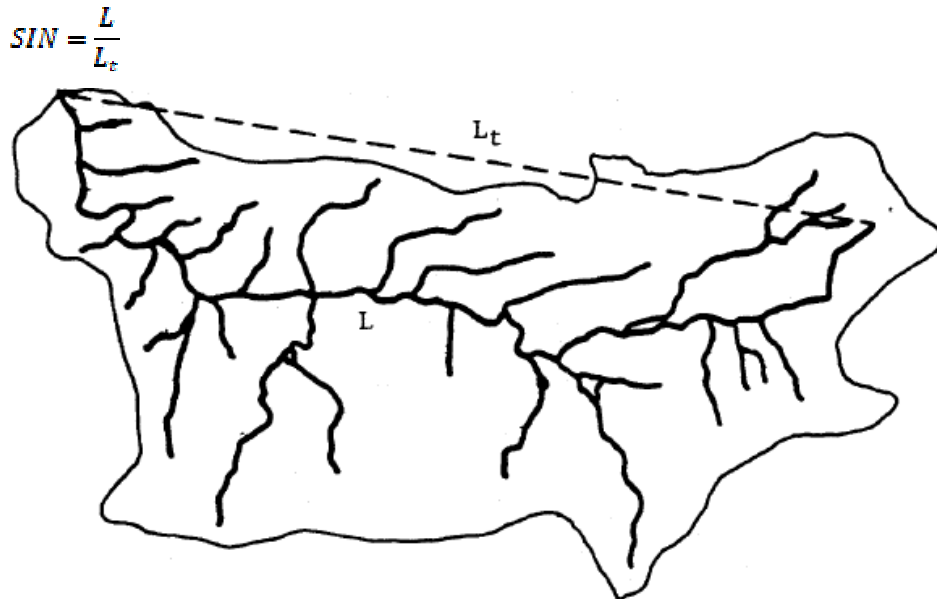


Figura 7: Comprimento principal (L) e comprimento talvegue (L_t) (**FONTE**)

4.3. DECLIVIDADE MÉDIA DA BACIA

A declividade de uma bacia hidrográfica tem relação importante com vários processos hidrológicos, tais como a infiltração, o escoamento superficial, a umidade do solo e a contribuição de água subterrânea ao escoamento do curso da água. Sendo, desse modo, um dos fatores mais importantes que controla o tempo do escoamento superficial e da concentração da chuva, tendo uma importância direta em relação à magnitude da enchente. Quanto maior a declividade maior a variação das vazões instantâneas.

A declividade dos terrenos de uma bacia controla em boa parte a velocidade com que se dá o escoamento superficial (VILELA,1975). Quanto mais íngreme for o terreno, mais rápido será o escoamento superficial, o tempo de concentração será menor e os picos de enchentes maiores.

A diferença entre a elevação máxima e a elevação mínima define a chamada “amplitude altimétrica” da bacia. Dividindo-se a amplitude altimétrica pelo comprimento da bacia obtém-se uma medida do gradiente ou declividade geral da bacia:

$$S = \left(\frac{D \cdot L}{A} \right) \cdot 100$$

Onde:

S é a declividade média (%)

D é a distância entre as curvas de nível (m)

L é o comprimento total das curvas de nível (m)

A é a área da bacia hidrográfica (m²)

Outra forma de se determinar a declividade da bacia é através do Método das Quadrículas. Este método consiste em lançar sobre o mapa topográfico da bacia, um papel transparente sobre o qual será traçada uma malha quadriculada, com os pontos de intersecção assinalados. A cada um desses pontos associa-se um vetor perpendicular à curva de nível mais próxima (orientado no sentido do escoamento). As declividades em cada vértice são obtidas, medindo-se na planta, as menores distâncias entre curvas de níveis subseqüentes; a declividade é o quociente entre a diferença de cota e a distância medida em planta entre as curvas de nível.

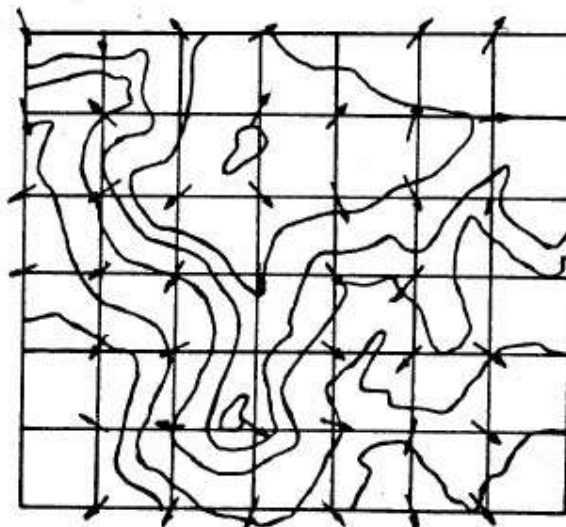


Figura 8: Método das quadrículas (*Fonte:*)

Após a determinação da declividade dos vetores, constrói-se uma tabela de distribuição de freqüências, tomando-se uma amplitude para as classes. A declividade média será:

$$S = \frac{\sum(F_i \cdot PM)}{\sum F_i} \cdot 100$$

Onde:

S é a declividade média (%)

F_i é a freqüência de ocorrência

PM é o ponto médio da classe

Quando a declividade é menor que 5% o declive é plano e suave com escoamento lento ou médio. Não impedem o uso de máquinas agrícolas. A erosão hídrica não é problema e exige práticas simples de conservação do solo (plantio em nível, cobertura morta, rotação de culturas).

Quando da declividade está entre 5% e 10% obtém-se superfícies inclinadas, geralmente em relevo ondulado nos quais o escoamento superficial é médio. O declive não prejudica o uso de máquinas agrícolas e a erosão hídrica já causa problemas em alguns casos, exigindo práticas simples complexas de conservação.

Já a declividade esta entre 10% e 15% compreende áreas muito inclinadas ou declivosas, com escoamento superficial rápido. Dificulta o uso de máquinas agrícolas. Os solos são facilmente erodíveis. Normalmente são áreas que só podem ser utilizadas para alguns cultivos perenes, pastagens ou reflorestamentos.

As declividades entre 15% e 20%, por sua vez, são fortemente inclinadas, cujo escoamento superficial é rápido. Não são apropriadas para culturas perenes sendo próprias para pastagens ou reflorestamentos. Apresenta problemas de erosão e impedimento ao uso de máquinas agrícolas.

4.4. ALTITUDE MÉDIA

A variação altitudinal e também a altitude média de uma bacia hidrográfica são importantes fatores relacionados com a temperatura e precipitação.

Em bacias hidrográficas grandes, a altitude, média pode ser mais facilmente determinada pelo método das intersecções. Sobrepondo-se uma transparência reticulada sobre o mapa da bacia, contam-se as intersecções que se encontram dentro da área da bacia (para o sucesso desse método deve haver no mínimo 100 intersecções). Desse modo, a altitude media é obtida por:

$$H = \frac{\sum h}{n}$$

Onde:

H é a altitude média da bacia

h é a altitude das intersecções

N é o número das intersecções

4.5. HIDROGRAMA DE SAÍDA

A bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema físico onde a entrada é o volume de água precipitado e a saída é o volume de água escoado pelo exutório, considerando-se como perdas intermediárias os volumes evaporados e transpirados e também os infiltrados profundamente (TUCCI,2009).

O limite superior de uma bacia hidrográfica é o divisor de água (divisor topográfico), e a delimitação inferior é a saída da bacia (confluência).

Em um evento isolado pode-se considerar estas perdas e analisar estas perdas e analisar a transformação de chuva em vazão, através do hidrograma (saída) e do hietograma (entrada).

O papel hidrológico da bacia hidrográfica consiste em transformar uma entrada de volume concentrada no tempo (precipitação) em uma saída de água (escoamento), de forma mais atribuída no tempo. A gráfico 1, a seguir, mostra a resposta hidrológica de uma bacia hidrológica.

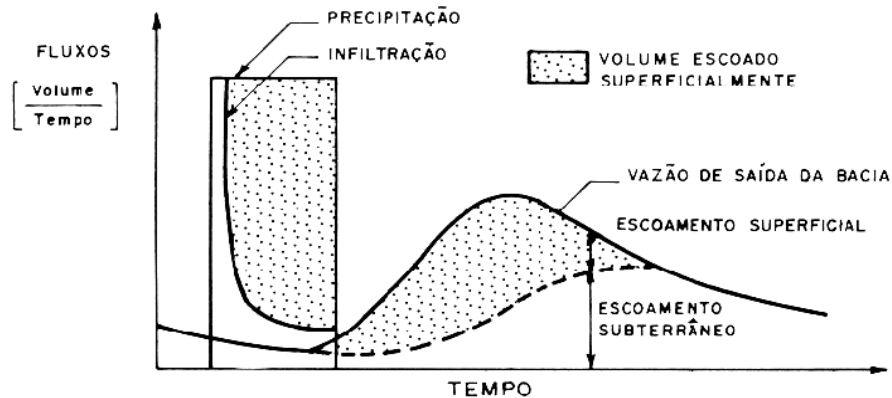


Gráfico 1: Resposta hidrológica da bacia hidrográfica (Fonte:)

Na figura é feita uma diferença entre um escoamento mais lento e outro mais rápido, identificável pela forte elevação das vazões em um curto espaço de tempo que, após atingir um pico, decresce rapidamente, porém em tempo maior que o da elevação. Ao escoamento rápido atribui-se com escoamento superficial e, ao escoamento lento, escoamento subterrâneo. Esta diferenciação permite quantificar e analisar separadamente o escoamento superficial, geralmente de maior magnitude em uma cheia, explicado pela relação de causa e efeito com a precipitação.

De acordo com o mesmo autor, quando um hidrograma de saída de uma bacia hidrográfica atinge determinado formato, como o da figura X, é uma questão científica ainda não resolvida, mas que tem sido tratada por métodos práticos baseados na análise do histórico de eventos (volumes precipitados e escoados) e características físicas da bacia.

Uma maneira consistente de explicar a dispersão do hidrograma no tempo é considerar o efeito translação. Analisando-se uma lâmina L precipitada sobre uma bacia de área A em um pequeno intervalo de tempo, é razoável supor que a precipitação ocorrida perto do exutório gerará um escoamento que chegará mais cedo a este ponto, enquanto que o escoamento gerado em locais mais distantes passará mais tarde pelo mesmo exutório. Desta maneira, há um escalonamento de chegada dos volumes à seção de saída, que reproduz, em parte, o efeito de espalhamento das vazões no tempo.

Outro fenômeno que contribui para a conformação do hidrograma de saída da bacia é o fenômeno hidráulico do armazenamento. Nas condições naturais,

com atrito, quanto maior o volume a escoar na bacia tanto maior é a carga hidráulica necessária para haver o escoamento e, portanto, tanto maior é o volume armazenado temporariamente na bacia.

Tanto a translação como o armazenamento dependem profundamente da topologia da bacia hidrográfica, isto é, de como estão dispostos no espaço as vertentes e a rede de drenagem. Entretanto, os métodos clássicos da hidrologia para cálculo do hidrograma de saída não explicitam os papéis das vertentes e da rede de drenagem, preferindo tratar a bacia como um sistema que funciona à base da translação e/ou armazenamento.

Outra abordagem sobre a contribuição das vertentes na geração do hidrograma de saída da bacia é dada por Beven e Kirkby (1979) apud Tucci, onde a partir da constatação de que diferentes partes da bacia têm normalmente diferentes capacidades de infiltração e teores de umidade, fazendo com que as vertentes gerem escoamentos de diferentes magnitudes, os referidos pesquisadores relacionaram este fato com um índice topográfico de declividade. Este índice topográfico é correlacionado com a umidade subsuperficial do solo e, quando é obtido para diversas partes da bacia, conduz a um diagrama que identifica a porcentagem da área da bacia que está efetivamente gerando escoamento superficial.

4.6. QUESTÕES

Apostila USP pdf

5. BALANÇO HÍDRICO

5.1. DEFINIÇÃO E CÁLCULOS

O Balanço Hídrico é a contabilidade das entradas e saídas de água de um sistema. Várias escalas espaciais podem ser consideradas para se contabilizar o balanço hídrico, como a macro, a intermediária e a local.

Na escala macro, o balanço hídrico é o próprio ciclo hidrológico. Desse modo, o resultado fornecerá a água disponível em um sistema. Em uma escala intermediária, representada por uma micro-bacia hidrográfica, o balanço hídrico resulta na vazão (Q) de água nesse sistema. Em uma escala local, no caso de uma cultura, o balanço hídrico estabelece a variação de armazenamento e, conseqüentemente, a disponibilidade de água no solo.

Com isso podemos aplicar a lei da Continuidade que afirma que num certo período de tempo, o volume de água de entrada menos o volume de água de saída deve igualar a variação dos estoques de água na área.

Desse modo definimos as variáveis de entrada e saída de água conforme mostra a figura 9.

Entrada de Água	Saída de Água
P = Chuva	ET = Evapotranspiração
O = Orvalho	Ro = Escorrimento Superficial
Ri = Escorrimento Superficial	Dlo = Escorriemnto Sub-superficial
DLi = Escorrimento Sub-superficial	DP = Drenagem Profunda
AC = Ascensão Capilar	

Figura 9 – Determinação das variáveis de entrada e saída de água.

Equacionando as entradas (+) e as saídas de água (-) de água do sistema, temos que a variação de armazenamento (ΔARM) de água no solo é:

$$\Delta ARM = P + O + Ri + DLi + AC - ET - Ro - DLo - DP$$

A chuva representa a principal entrada de água em um sistema, ao passo que a contribuição do orvalho só assume papel importante em regiões muito áridas, sendo assim desprezível. As entradas de água pela ascensão capilar também são muito pequenas e somente ocorrem em locais com lençol freático superficial e em períodos muito secos. Mesmo assim, a contribuição dessa variável é pequena, sendo também desprezível. Já os fluxos horizontais de água (Ri , Ro , Dli , e DLo) para áreas homogêneas, se compensam, portanto, anulam-se. A ET (evapotranspiração) é a principal saída de água do sistema, especialmente nos períodos secos, ao passo que DP (drenagem profunda) constitui-se em outra via de saída de água do volume de controle de solos nos períodos excessivamente chuvosos.

Com isso, podemos considerar que $Ri \cong Ro$, $DLi \cong DLo$, O e AC são desprezíveis, resultando na seguinte equação:

$$\Delta ARM = P - ET - DP$$

Quando o período de tempo é muito grande (um ano ou mais) admite-se que $\Delta ARM = 0$, assim:

$$P = ET + DP$$

5.2. QUESTÕES

6. PRECIPITAÇÃO

6.1. DEFINIÇÃO

Precipitação é a água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre. Existem várias formas de precipitação, como neblina, chuva, granizo, saraiva, orvalho, geada e neve. Dentre estas a mais importante é a chuva uma vez que possui capacidade de produzir escoamento.

A precipitação é caracterizada por meio de três grandezas: altura, duração e intensidade. A altura pluviométrica é o volume da chuva precipitado medido em milímetros (mm), mais o período de tempo. A intensidade é a grandeza que visa caracterizar a variabilidade temporal. Medida, geralmente, em mm/h ou mm/min.

6.2. FORMAÇÃO

A origem das precipitações está ligada ao crescimento das gotículas das nuvens, o que ocorre quando forem reunidas certas condições. Para as gotas de água precipitarem é necessário que tenham um volume tal que seu peso seja superior às forças que as mantêm em suspensão, adquirindo, então, uma velocidade de queda superior às componentes verticais ascendentes dos movimentos atmosféricos.

6.3. CLASSIFICAÇÃO

As precipitações são classificadas como chuvas frontais, chuvas orográficas e convectivas, definidas de acordo com o fator responsável pela ascensão do ar úmido.

6.3.1. Chuvas Frontais ou Ciclônica

São chuvas de duração média e longa, provenientes de choques de massa de ar quente e frio (ver figura 10). O ar frio, mais denso, empurra a massa de ar quente para cima, que se resfria e condensa o vapor d'água, produzindo chuvas. Essas precipitações podem vir acompanhadas de ventos fortes com circulação ciclônica.

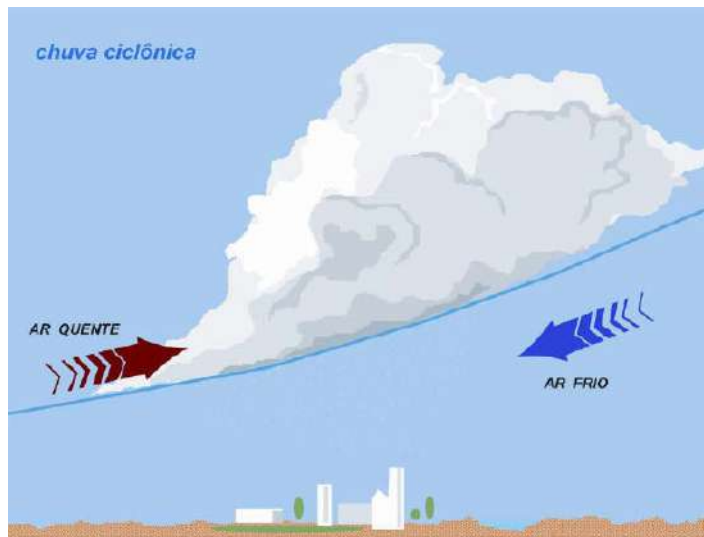


Figura 10: Esquema da formação da precipitação ciclônica. **(Fonte:)**

6.3.2. Chuvas Convectivas

As chuvas convectivas são também chamadas de chuvas de verão. Quando o ar úmido for aquecido na vizinhança do solo, podem criar camadas de ar quente que se mantêm em equilíbrio instável. Essa camada sobe, sendo resfriado rapidamente, condensando o vapor atmosférico, formando nuvens e, em muitas

vezes, precipitações. São características de regiões equatoriais, onde os ventos são fracos e os movimentos de ar são essencialmente verticais (ver figura 11).

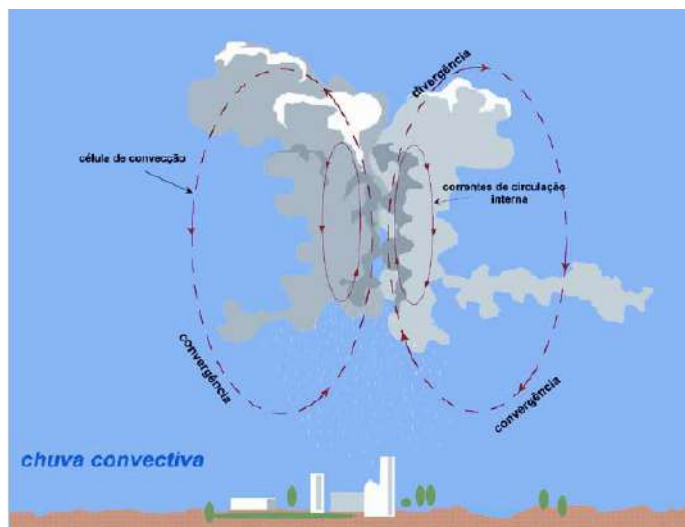


Figura 11: Esquema da formação da precipitação convectivas. **(Fonte:)**

6.3.3. Chuvas Orográficas

As chuvas orográficas ocorrem devido à influência do relevo (ver figura 12). Quando ventos úmidos proveniente do oceano encontram barreiras montanhosas no continente, elevando-se e resfriando-se, formando nuvens e ocorrência de chuvas. São chuvas de pequenas intensidades e grande duração, que cobrem pequenas áreas.

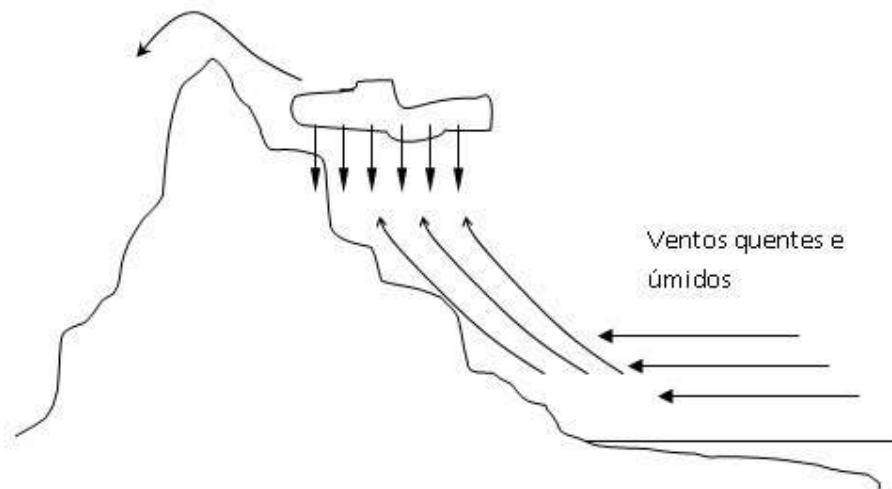


Figura 12: Esquema da formação da precipitação orográfica. (Fonte:)

6.4. CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS DAS PRECIPITAÇÕES

São necessários alguns parâmetros básicos para definir uma precipitação: altura pluviométrica (r), duração (t) e freqüência de ocorrência ou probabilidade (p) são as principais.

A primeira corresponde à espessura média da lâmina da água que se formaria no solo como resultado de uma chuva, caso não houvesse escoamento, infiltração ou evaporação de água precipitada. As medidas realizadas nos pluviômetros são expressas em mm de chuva.

A duração, por sua vez, é o período de tempo contado desde o início até o fim da chuva, expresso geralmente em horas ou minutos.

A freqüência de ocorrência é a quantidade de ocorrências de eventos iguais ou superiores ao evento de chuva considerado.

Além desses parâmetros podemos citar a intensidade de precipitação que é a relação entre a altura pluviométrica e a duração da chuva. Expressa-se em (mm/h) ou (mm/min).

6.5. INSTRUMENTOS DE MEDIÇÃO

Existem três tipos básicos de se medir a precipitação em forma de chuva: Pluviômetros, pluviógrafos e radares meteorológicos. No Brasil a maioria das estações de medição utiliza os pluviômetros.

6.5.1. Pluviômetro

O Pluviômetro possui uma superfície de capacitação horizontal delimitada por um anel metálico e de um reservatório que acumula a água recolhida (ver figura 13). Esse aparelho possui uma área de captação de 400 cm², de modo que um volume de 40 ml corresponde a 1mm de precipitação. A água acumulada no aparelho é tirada por meio de uma torneira, em horários prefixados. Calcula-se a precipitação da seguinte forma:

$$p = 10 \cdot \frac{V}{A}$$

Onde: P é a precipitação em mm;

V o volume recolhido em cm³ ou ml;

A a área da captação do anel em cm².

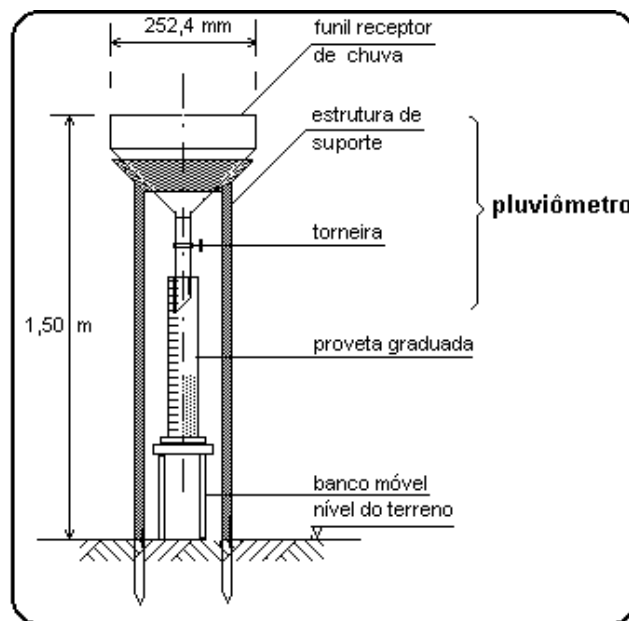


Figura 13: Pluviômetro. (UFCG)

O local escolhido para a instalação do pluviômetro deve ser, de preferência, em um terreno plano e livre de obstáculos igual ao dobro de sua altura. As normas da ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica) recomendam que o aro que delimita o pluviômetro esteja a uma altura de 1,50m do solo.

6.5.2. Pluviógrafos

Os pluviógrafos (figura 14) são aparelhos que faz o registro contínuo das variações das alturas pluviais ao longo do tempo (ver figura 16).



Figura 14: Pluviógrafos. **(Fonte:)**

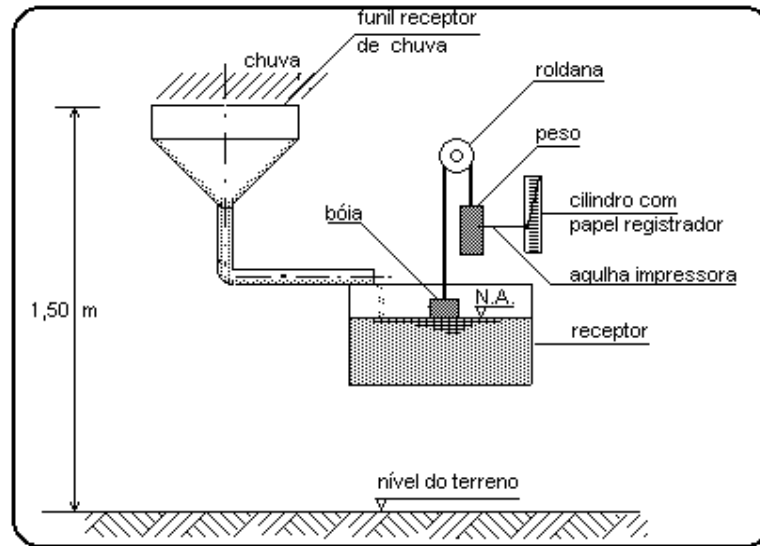


Figura 15: Pluviógrafos: Esquema de funcionamento. (UFCG)

Existem vários tipos que armazenam a informação de forma análoga ou digital. Os aparelhos análogos registram graficamente a chuva acumulada (nas ordenadas) contra o tempo (abscissas), como mostra a figura 16.



Figura 16: Registro graficamente da chuva acumulada em pluviógrafos. (Fonte:)

6.5.3. Radares Meteorológicos

A medição de chuva por radar está baseada na emissão de pulsos de radiação eletromagnéticos que são refletidos pelas partículas de chuva na atmosfera, e na medição da intensidade do sinal refletido (figura 17). A relação entre a intensidade do sinal enviado e recebido, denominado refletividade, é correlacionada à intensidade de chuva que está caindo em uma região. Pode-se estabelecer a distribuição espacial da chuva em cada instante e dentro de um raio de até 200 km.

No Brasil são poucos os radares para uso meteorológico. No estado de São Paulo é que existem alguns em operação. Em países desenvolvidos como Estados Unidos, Inglaterra e Alemanha a cobertura por radar, para estimar a chuva, é completa.

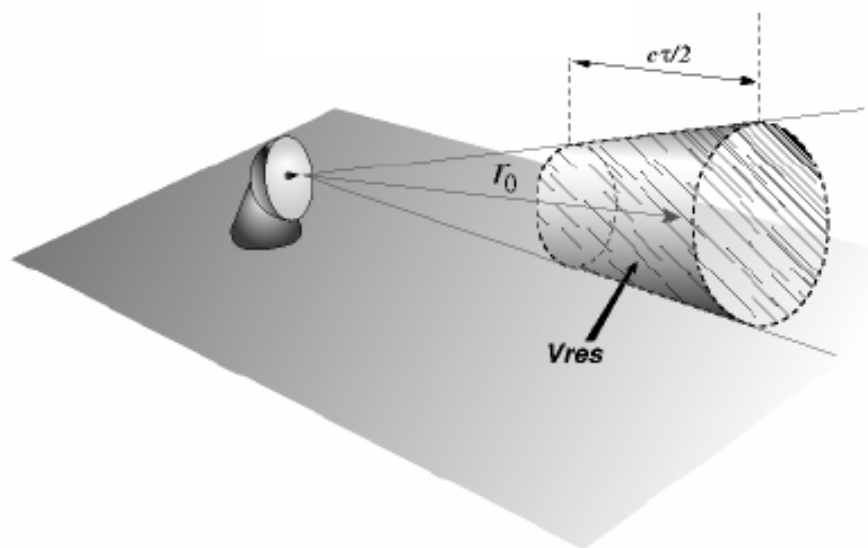


Figura 17: Esquema de estimativa por radar. (UFRS)

6.6. PRECIPITAÇÃO MÉDIA SOBRE UMA REGIÃO

Para calcular a precipitação média numa superfície qualquer é necessário utilizar das observações dentro dessa superfície e nas suas vizinhanças. Aceita-se a precipitação média como sendo a lâmina de água de altura uniforme sobre toda a área considerada, associada a um período de tempo dado.

Existem vários métodos para se determinar a precipitação média em uma área. Os mais usuais são o Método da Média Aritmética; Método de Thiessen e o Método das Isoietas, que serão vistos a seguir.

6.6.1. Método da Média Aritmética

A precipitação média é calculada como a média aritmética dos valores médios de precipitação. É importante observar que o método ignora variações geográficas da precipitação e, portanto, é aplicável apenas em regiões planas com variação gradual e suave gradiente pluviométrico e com cobertura de postos de medição bastante densa.

Como exemplo, calcula-se a precipitação média da bacia mostrada na figura 18:

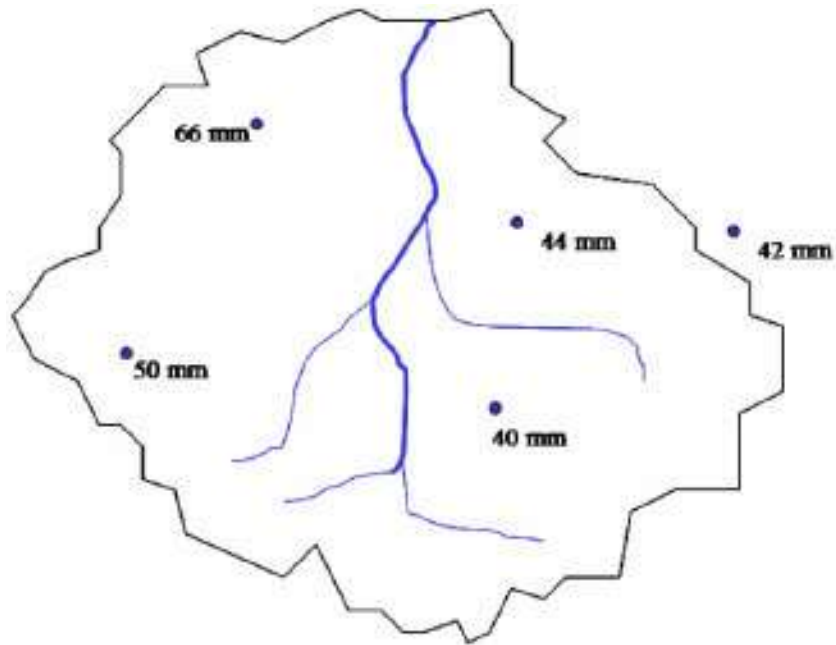


Figura 18: bacia hidrográfica para cálculo de precipitação média por método da média aritmética. (**UFRS**)

$$P_m = \frac{(66 + 50 + 44 + 40)}{4} = 50mm$$

6.6.2. Método dos Polígonos de Thiessen

O método do polígono de Thiessen, conhecido também como método do vizinho mais próximo, é um dos mais utilizados. Nesse método define-se a área de influência de cada posto pluviométrico dentro da bacia hidrográfica.

Tendo uma bacia hidrográfica com valores médios de precipitação (figura 19), contendo uma área total de 100km².

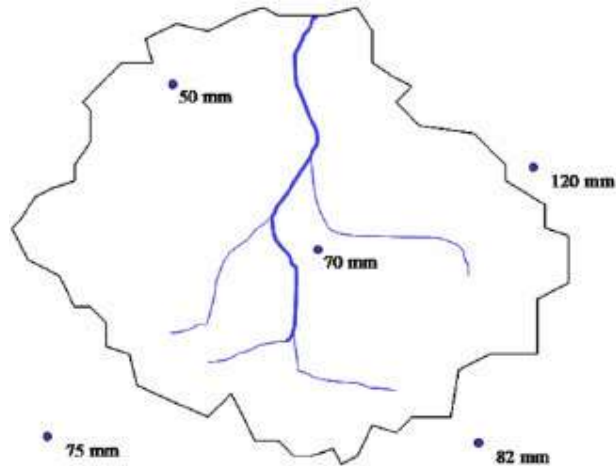


Figura 19: bacia hidrográfica para cálculo de precipitação média por método de Thiessen. (UFRS)

Para isso traça-se, primeiramente, linhas que unem os postos pluviométricos mais próximos (figura 20).



Figura 20: Traço de linhas unindo postos pluviométricos de uma bacia hidrográfica. (UFRS)

Em seguida determina-se o ponto médio em cada uma destas linhas, e a partir desse ponto traça-se uma linha perpendicular.

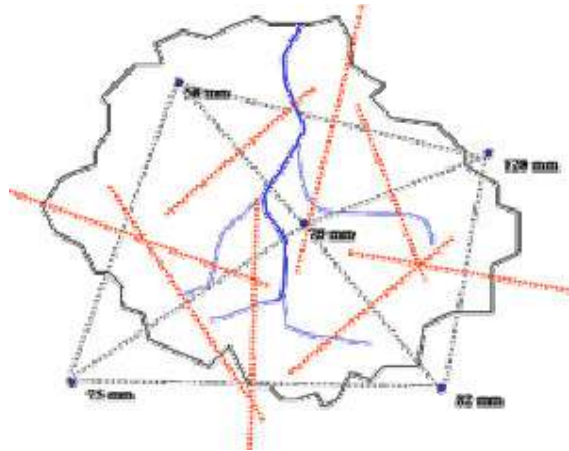


Figura 21: Determinação do ponto médio e traçando linha perpendicular (*UFRS*).

A intercepção das linhas médias entre si e com os limites da bacia vão definir a área de influência de cada um dos postos. Com isso mede-se a área de cada posto.

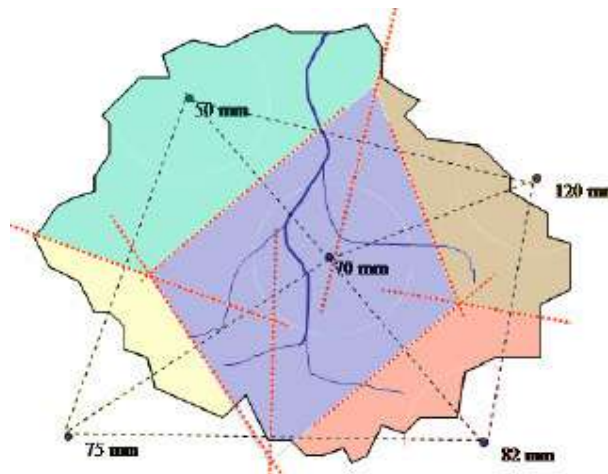


Figura 22: Definição da região de influência de cada posto (*UFRS*)

Temos que:

A área sobre a influência do posto com 120mm é de 15 km²;

A área sobre a influência do posto com 70mm é de 40 km²;

A área sobre a influência do posto com 50mm é de 30 km²;

A área sobre a influência do posto com 75mm é de 5 km²;

A área sobre a influência do posto com 82mm é de 10 km²;

Logo, a precipitação média da bacia será dada por:

$$P_m = \frac{\sum A_i \cdot P_i}{A}$$

Onde A_i é a área de influência do posto i ;

P_i a precipitação registrada no posto i

A é a área total da bacia

Desse modo:

$$P_m = 120 \cdot \frac{15}{100} + 70 \cdot \frac{40}{100} + 50 \cdot \frac{30}{100} + 75 \cdot \frac{5}{100} + 82 \cdot \frac{10}{100}$$

$$P_m = 73\text{mm}$$

Se o método da média aritmética fosse utilizado teríamos apenas dois postos no interior da bacia, logo a média seria 60 mm. Se a média fosse calculada com os postos que estão fora da bacia chegaríamos a 79,5mm.

6.6.3. Método das Isoietas

O método constitui de linhas que unem pontos de igual precipitação. Depois de escrever os valores de chuva em cada posto se unem estes com linhas retas nas quais se interpolam linearmente os valores para os quais se pretende traçar as isolinhas. Considerando a bacia da figura X, com área total de 100km².

Primeiro traça-se linhas que unem os postos pluviométricos mais próximos entre si (figura 23).



Figura 23: Traço de linhas unindo postos pluviométricos de uma bacia hidrográfica (UFRS)

Em seguida se divide as linhas escrevendo os valores da precipitação interpolados linearmente, como mostra a figura 24.

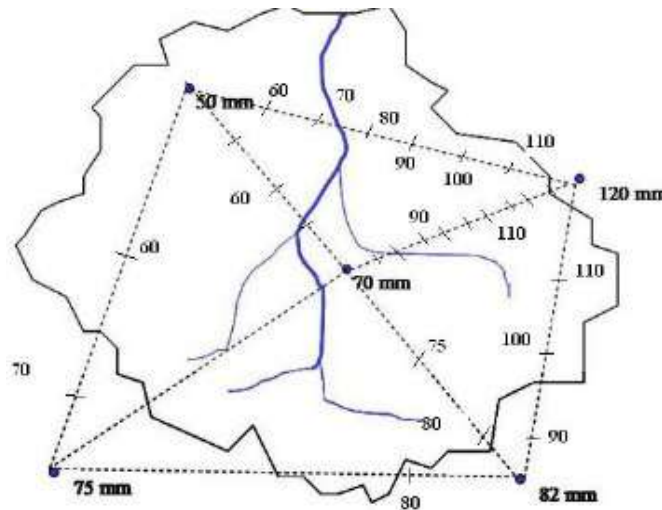


Figura 24: Dividir as linhas escrevendo os valores da precipitação interpolados (UFRS)

O próximo passo será em traçar as isolinhas (figura 25).

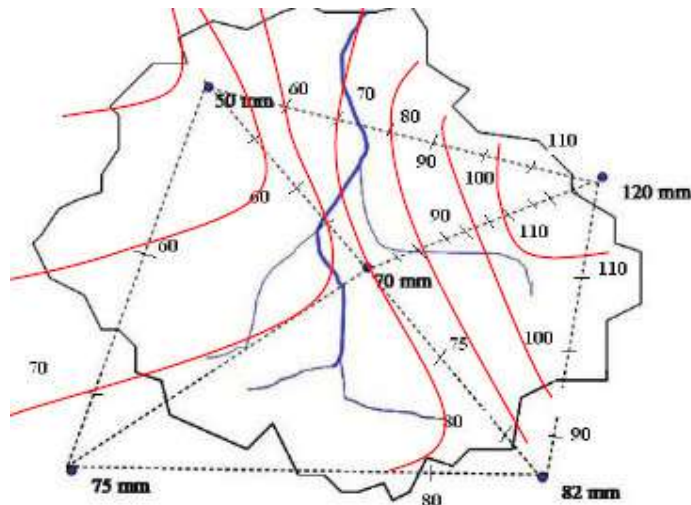


Figura 25: Traçado das isolinhas (UFRS)

Após a determinação das isolinhas determina-se a precipitação média na bacia hidrográfica. Calcula-se a área A_i (figura 26), delimitada por duas isoietas e essa área é utilizada como ponderador, segundo a seguinte equação:

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \cdot A_i}{\sum_{i=1}^n A_i}$$

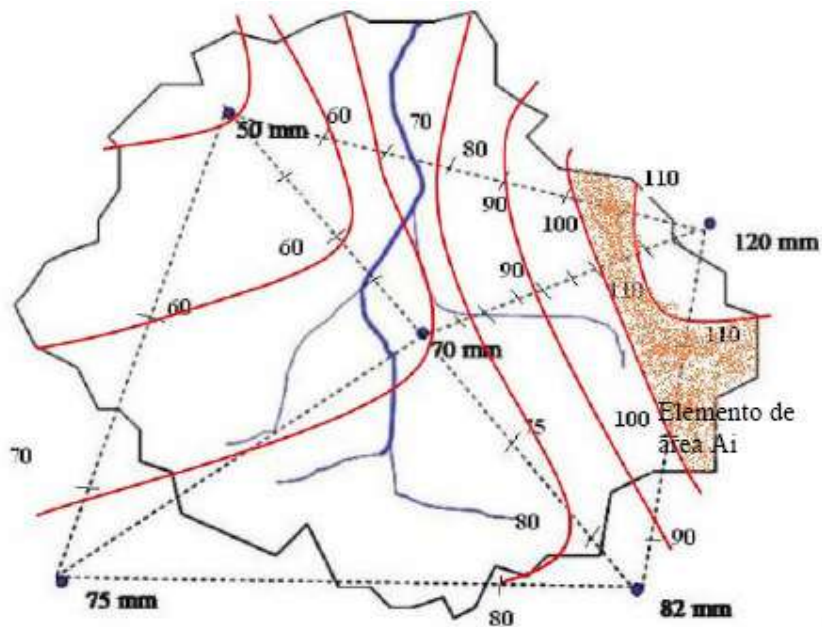


Figura 26: Determinação da precipitação média utilizando o método das isoietas (UFRS)

6.7. ANÁLISE DOS DADOS

O objetivo de um posto de medição de chuvas é o de se obter uma série ininterrupta de precipitações ao longo dos anos ou o estudo da variação das intensidades de chuva ao longo das tormentas. Em qualquer caso pode ocorrer à existência de períodos sem informações ou com falhas nas observações, devido a problemas com aparelhos de registro e/ou com o operador do posto. Essas falhas devem ser preenchidas por métodos estatísticos. Dentre eles, os métodos mais comuns de preenchimento de falhas são o Método de Ponderação Regional e o Método de Regressão Linear.

6.7.1. Método de Ponderação Regional

É um método simplificado normalmente utilizado para o preenchimento de séries mensais ou anuais de precipitações, visando a homogeneização do período de informações e à análise estatística das precipitações.

$$y = \frac{1}{3} \left[\frac{x_1}{x_{m1}} + \frac{x_2}{x_{m2}} + \frac{x_3}{x_{m3}} \right] \cdot y_m$$

Onde: y é a precipitação do posto Y a ser estimada;

x_1, x_2, x_3 são as precipitações correspondentes ao mês (ano) que se deseja preencher, observadas em três estações vizinhas;

y_m é a precipitação média do posto Y ;

x_{m1}, x_{m2}, x_{m3} são as precipitações médias nas três estações circunvizinhas.

A escolha dos postos a serem utilizados no método de ponderação regional deve levar em consideração um intervalo mínimo de série (usualmente 30 anos), e estar em uma região climatológica semelhante.

6.7.2. Método de Regressão Linear

Um método mais aprimorado de preenchimento de falhas consiste em utilizar as regressões lineares simples ou múltiplas. Na regressão linear simples, as precipitações de um posto com falhas (Y) e de um posto vizinho (X) são correlacionadas. As estimativas dos dois parâmetros de equação podem ser obtidas graficamente ou através do critério de mínimos quadrados.

Correlaciona-se o posto de falhas (Y) com outro vizinho (X). A correlação produz uma equação analítica, cujos parâmetros podem ser estimados por métodos como o de mínimos quadrados, ou graficamente através da plotagem cartesianas dos pares de valores (X, Y), traçando-se uma reta de maior eficiência que passa pelos pontos médios de X e Y . Uma vez definida a equação do tipo $Y = a + bX$ as falhas podem ser preenchidas

Na regressão linear múltipla as informações pluviométricas do posto Y são correlacionadas com as correspondentes observações de vários postos vizinhos (X_1, X_2, X_3, \dots) através de equações como $Y = a + bX_1 + cX_2 + dX_3 + eX_4 + \dots$, onde a, b, c, d, e, \dots , são os coeficientes a serem estimados a partir dos dados.

6.7.3. Método de Ponderação Regional com base em Regressões Lineares

É um método de combinação dos dois métodos anteriores e consiste em estabelecer regressões lineares entre o posto com dados a serem preenchidos (Y) e em cada um dos postos vizinhos (X_1, X_2, X_3, \dots). De cada uma das regressões lineares efetuadas obtém-se o coeficiente de correlação r , e são estabelecidos fatores de peso, um para cada posto. A expressão fica

$$W_{xj} = \frac{r_{yxj}}{(r_{yx1} + r_{yx2} + \dots + r_{yxn})}$$

Onde W_{xj} é o fator de peso entre os postos Y e X_j ;

r_{yxj} é o coeficiente de correlação entre os postos citados

n é o número total de postos vizinhos considerados

A soma de todos os fatores de peso deve ser a unidade. Finalmente, o valor a preencher no posto Y é obtido por:

$$Y_c = x_1 \cdot W_{x1} + x_2 \cdot W_{x2} + \dots + x_n \cdot W_{xn}$$

Na tabela X são apresentadas as precipitações totais correspondentes ao mês de julho (período 1957-75) observadas nos seguintes postos localizados no estado do Paraná (DNAEE, 1984): Salto Osório, Balsa do Santana, Ponte da Vitória e Águas do Verê. Admitindo-se desconhecido o registro correspondente ao ano 1968 no posto Águas do Verê, preencha o mesmo com base nos três métodos apresentados anteriormente.

Tabela 2 – Precipitações de julho, mm (DNAEE, 1984)

Ano	Salto Osório (1)	Balsa do Santana (2)	Ponte do Vitorino (3)	Águas do Verê (4)
1957	(*) 329,4	304,50	326,50	355,70
1958	152,60	190,90	196,90	243,20
1959	(*) 57,3	45,30	43,30	39,70
1960	31,60	80,00	84,10	78,00
1961	23,90	59,70	26,70	31,40
1962	75,80	81,00	104,30	70,60
1963	51,80	37,90	32,40	29,50
1964	114,60	116,50	106,40	135,10
1965	84,60	232,00	289,60	216,60
1966	92,00	139,00	122,70	107,50
1967	85,80	96,60	100,20	87,80
1968	89,80	80,00	81,70	111,10
1969	129,20	124,50	108,70	68,80
1970	88,60	149,80	174,60	150,00
1971	153,20	137,30	163,40	120,40
1972	184,20	157,50	137,50	174,40
1973	98,20	86,40	95,80	79,70
1974	81,80	87,60	77,90	80,90
1975	59,00	50,10	83,70	(*) 54,9
Média	105,20	120,92	126,37	118,01
Desvio	70,18	69,14	80,14	84,71

(*) Valores estimados pelo DNAEE

Solução:

➤ *Método de ponderação regional*

Cálculo das ponderações entre os postos:

- S. Osório – Águas do Verê:

$$p_{14} = \frac{118,01}{105,2} = 1,1218$$

- B. Santana – Águas do Verê:

$$p_{24} = \frac{118,01}{120,92} = 0,9759$$

- P. Vitorino – Águas do Verê:

$$p_{34} = \frac{118,01}{126,27} = 0,9346$$

Cálculo do y_c :

$$y_c = \frac{1}{3}(89,8 \cdot 1,1218 + 80,0 \cdot 0,9759 + 92,7 \cdot 0,9346)$$

$$y_c = 88,46mm$$

➤ *Método da Regressão Simples*

- S. Osório – Águas do Verê

$$y_c = 11,4223 + 1,0132x = 102,4mm$$

$$r = 0,839$$

- B. Santana – Águas do Verê

$$y_c = -24,5204 + 1,1787x = 69,77mm$$

$$r = 0,962$$

- P. Vitorino – Águas do Verê

$$y_c = -6,06834 + 0,9820x = 84,95$$

$$r = 0,932$$

➤ *Método da ponderação Regional de regressões*

- S. Osório

$$W_{x1} = 0,3071$$

- B. Santana

$$W_{xz} = 0,3519$$

- P. Vitorino

$$W_{xz} = 0,3410$$

- y_c

$$y_c = 89,8 \cdot 0,3071 + 80 \cdot 0,3519 + 92,7 \cdot 0,3410$$

$$y_c = 87,34 \text{ mm}$$

Conforme os cálculos indicados observa-se que todos os métodos produziram valores inferiores àquele registrado. A vazão básica deste comportamento é que o valor realmente observado no ano de 1968 foi sensivelmente maior que os registrados nos postos vizinhos.

6.8. ANÁLISE DE CONSISTÊNCIA DE SÉRIES PLUVIOMÉTRICAS

Após o preenchimento da série é necessário analisar sua consistência dentro de uma visão regional, isto é, comprovar o grau de homogeneidade do dados disponíveis num posto com relação às observações registradas em postos vizinhos.

6.8.1. Método da Dupla Massa

Um dos métodos mais conhecidos para a análise de consistência dos dados de precipitação é o Método da Dupla Massa, desenvolvido pelo Geological Survey (USA). A principal finalidade do método é identificar se ocorreram mudanças no comportamento da precipitação ao longo do tempo, ou mesmo no local de observação.

Esse método é baseado no princípio que o gráfico de uma quantidade acumulada, plotada contra outra quantidade acumulada, durante o mesmo período, deve ser uma linha reta, sempre que as quantidades sejam proporcionais. A

declividade da reta ajustada nesse processo representa, então, a constante de declividade.

Especificamente, devem ser selecionados os postos de uma região, acumular para cada um deles os valores mensais (se for o caso), e plotar num gráfico cartesiano os valores acumulados correspondentes ao posto a consistir (nas ordenadas) e de outro posto confiável adotado como base de comparação (nas abscissas). Pode-se também modificar o método, considerando valores médios das precipitações mensais acumuladas em vários postos da região, e plotar esses valores no eixo das abscissas.

O gráfico 2 exemplifica a análise de Dupla Massa para os postos 3252006 e 3252008, para um período de 37 anos de dados de precipitação mensal, onde pode-se observar que não ocorreram inconsistências. A declividade da reta determina o fator de proporcionalidade entre as séries. A possibilidade de não alinhamento dos postos segundo uma única reta existe e pode apresentar as seguintes situações:

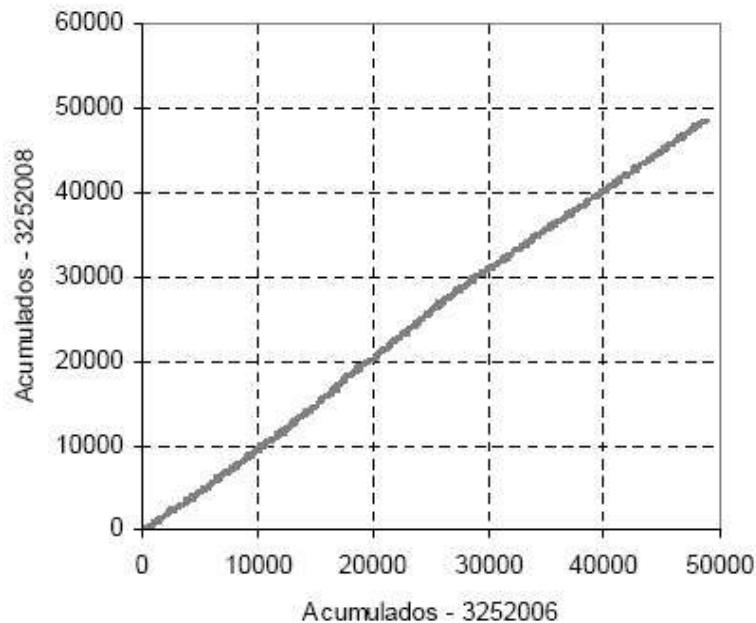


Gráfico 2: Análise de Dupla Massa, sem inconsistências

- Mudança de Declividade

A inconsistência pode ser causada por: alterações de condições climáticas ou condições físicas do local, mudança de observador, ou ainda devido a erros sistemáticos.

A seguir nos gráficos 3, 5 e 6 mostram inconsistências com mudança de tendência, diferentes regimes e erros de transcrição, respectivamente.

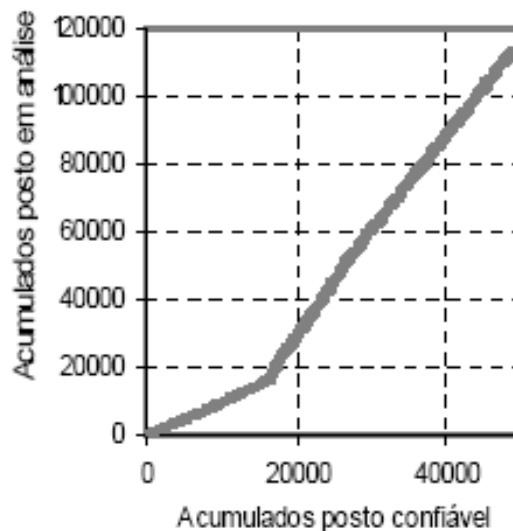


Gráfico 3: Análise de Dupla Massa, com inconsistências, mudança de tendência

Para se considerar a existência mudança na declividade, é pratica comum exigir a ocorrência de pelo menos cinco pontos sucessivos alinhados segundo a nova tendência. Para corrigir esses valores correspondentes ao posto sob análise, existem duas possibilidades: corrigir os valores mais antigos para a situação atual ou corrigir os valores mais recentes para a condição antiga. A escolha da alternativa depende das causas que provocam a mudança na declividade. Por exemplo, se foram detectados erros no período mais recente, a correção deverá ser realizada no sentido de preservar a tendência antiga. Os valores deverão ser acumulados a partir do período para o qual se deseja manter a tendência da reta, e os valores inconsistentes podem ser corrigidos de acordo com a seguinte equação:

$$P_{corr} = P'_{acum} + \frac{Ma}{Mo} \cdot \Delta P_o$$

Onde: P_{corr} é a precipitação acumulada após o ajuste a tendência desejada;

P'_{accum} é o valor da ordenada correspondente à interseção das duas tendências;

Ma é o coeficiente angular da tendência desejada;

Mo é o coeficiente angular da tendência a corrigir;

ΔP_o é a resposta da diferença $P_o - P_a$, onde P_o é o valor acumulado a ser corrigido, e P_a é o valor acumulado da tendência desejada.

Por exemplo, considerando os dados dos postos apresentados na tabela 3, fazer a consistência dos dados do posto de Indaial. Na tabela 4 é mostrado o procedimento para o traçado da Dupla Massa.

Tabela 3 – Análise de Dupla Massa

Ano	Postos Confiáveis			Posto a ser consistido
	Apiuna	Blumenau	Ibirama	Indaial
1945	1208,1	1352,4	1111,4	1319,5
1946	1770,8	1829	1645	2002,3
1947	1502,3	1516,7	1461,4	1976,1
1948	1409,9	1493,8	1471,8	1510,2
1949	1258,8	1301,2	1145,4	1432,9
1950	1358	1403,9	1443,9	1548
1951	1044,7	1230,2	1197,7	1295,4
1952	1159,1	1322,1	1243,8	1330,9
1953	1255,6	1289,4	1249	1356,8
1954	1851,3	1652,3	1673,3	1692,2
1955	1240	1289,2	1474,3	1274,4
1956	1237	1266,5	1402,8	1246,6
1957	1854,7	1941,1	1928,6	2036,6
1958	1758	1844,6	1404,5	1893,5
1959	1204	1564,6	1025,1	1287,5
1960	1318,9	1882,5	1224,9	1583,7
1961	1751,9	1808,3	1410,6	1712,1
1962	1219,5	1274,5	1178,2	1144,1
1963	1530,9	1630	1392,4	1649

Para análise de consistência considerou-se a manutenção do comportamento da série para o período antigo, portanto, os dados acumulados a partir de 1945. Os valores ressaltados na coluna 5 da tabela 4, foram obtido a partir da aplicação da seguinte equação:

$P_{corr} = P'_{acum} + \frac{Ma}{Mo} \cdot \Delta P_o$. Os valores de precipitação apresentados na última coluna são obtidos a partir da desagregação dos dados da coluna 5.

Tabela 4 – Correção dos valores de precipitação do posto Indaial a partir da Análise de Dupla Massa

Ano	Precipitação Média da Região (mm)	Precipitação Acumulada Média da Região (mm)	Precipitação acumulado corrigida Indaial (mm)	Precipitação Acumulada Corrigida Indaial (mm)	Precipitação Indaial Corrigida (mm)
1945	1224	1224	1319,4	1319,5	1319,5
1946	1748,3	2972,2	3321,8	3321,8	2002,3
1947	1493,5	4465,7	5297,9	5297,9	1976,1
1948	1458,5	5924,2	6808,1	6808,1	1510,2
1949	1235,1	7159,3	8241	8241	1432,9
1950	1401,9	8561,3	9789	9789	1548
1951	1157,5	9718,8	11084,4	11084,4	1295,4
1952	1241,7	10960,5	12415,3	12415,3	1330,9
1953	1264,7	12225,1	13772,1	13772,1	1356,8
1954	1725,6	13950,8	15464,3	15508,9	1736,8
1955	1334,7	15285,5	16738,7	16905,9	1396,9
1956	1302,1	16587,6	17985,3	18272,3	1366,5
1957	1908,1	18495,7	20021,9	20504,8	2232,4
1958	1669	20164,7	21915,4	22580,3	2075,6
1959	1264,6	21429,3	23202,9	23991,6	1411,3
1960	1475,4	22904,7	24786,6	25727,6	1736
1961	1656,9	24561,7	26498,7	27604,3	1876,7
1962	1224,1	25785,7	27642,8	28858,5	1254,1
1963	1517,8	27303,5	29291,8	30666	1807,6

Os dados das tabelas 3 e 4 podem ser melhores interpretados através do gráfico mostrado no gráfico 4 (representação em forma gráfica da terceira e quarta coluna da tabela 4), ressaltando a mudança de tendência, bem como os coeficientes angulares.

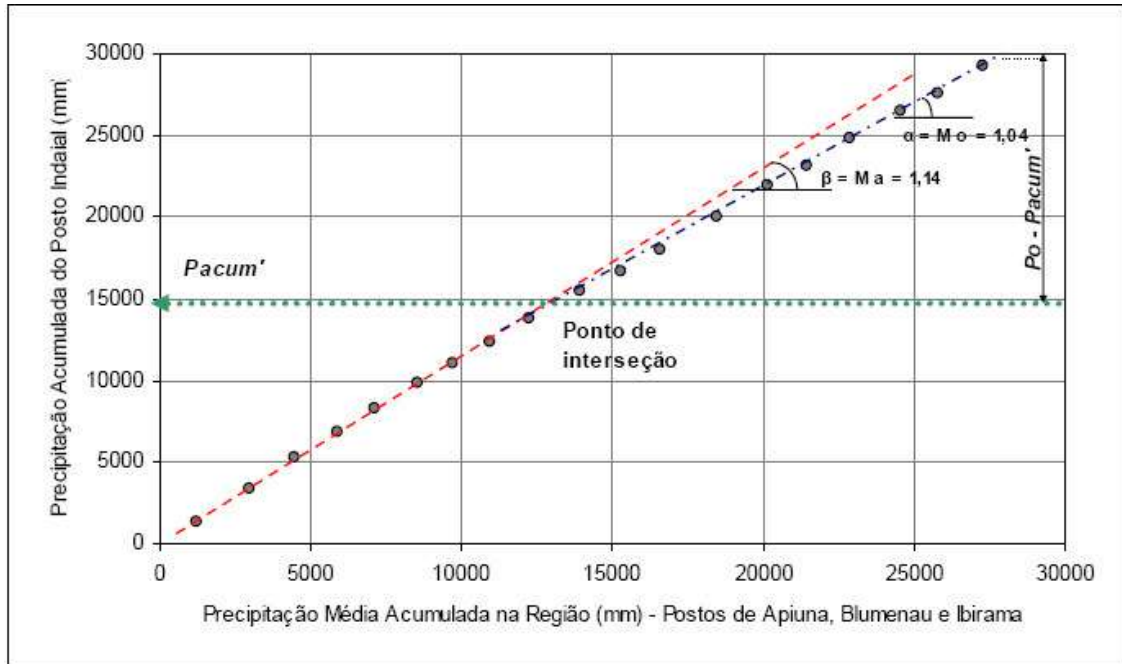


Gráfico 4: Análise de Dupla Massa

- Alinhamento dos Pontos em Retas Paralelas

Esse tipo de inconsistência ocorre quando existem erros na transcrição de um ou mais dados de precipitação, ou ainda pela ocorrência de eventos extremos de chuva dentro de um ano (gráfico 5). A ocorrência de alinhamentos, segundo duas ou mais retas aproximadamente horizontais (ou verticais), pode ser a evidência da comparação de postos com diferentes regimes pluviométricos.

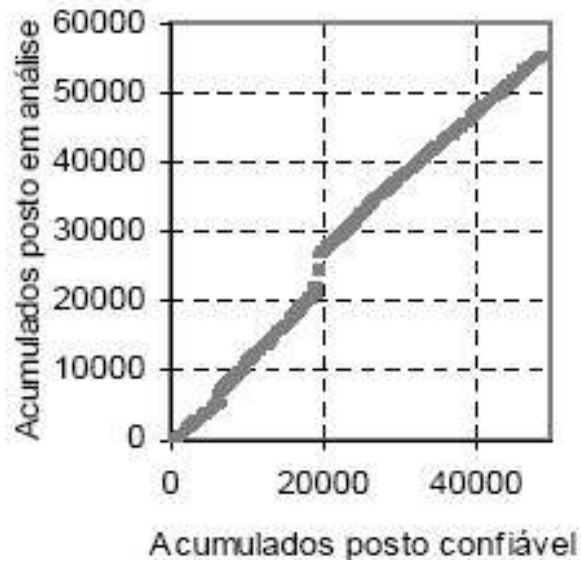


Gráfico 5: Análise de Dupla Massa, com inconsistências, erros de transcrição

- Distribuição Errática dos Pontos

Esse tipo de inconsistência ocorre normalmente quando são comparados postos com diferentes regimes pluviométricos, sendo incorreta tida associação que se deseja fazer entre os dados dos postos plotados (gráfico 6).

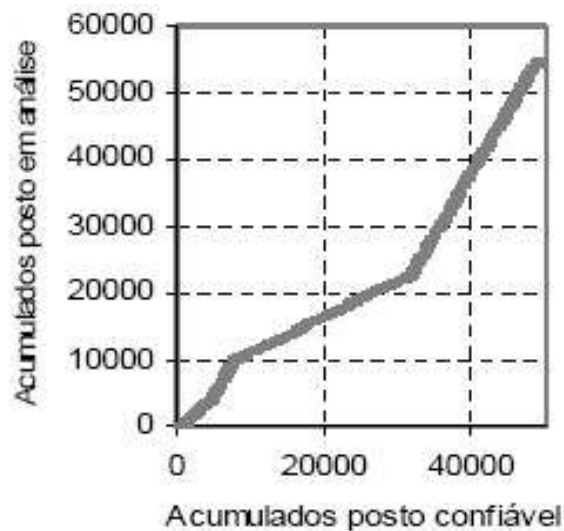


Gráfico 6: Análise de Dupla Massa, com inconsistências, diferentes regimes

6.8.2. Método do Vetor Regional

O método consiste na determinação de dois vetores L (vetor coluna com n linhas, ou seja, n observações) e C (vetor linha com m colunas, ou seja, m postos), cuja multiplicação resulta numa aproximação da matriz de precipitações P .

O vetor L contém índices que são únicos para toda a região e estão relacionados com as alturas precipitadas em cada posto por meio dos coeficientes contidos no vetor C .

Assim, a precipitação para um ano ou mês i num posto j é dada por:

$$\hat{P}_{ij} = l_i \cdot c_j$$

Para cada ano ou mês, correspondente a um posto, existirá uma diferença entre os valores observado e estimado:

$$D_{ij} = P_{ij} - l_i \cdot c_j$$

Que resultará em uma matriz de diferenças D .

Assim, os elementos dos vetores L e C são determinados pela minimização quadrática da matriz D . Esta soma é dada por:

$$FO = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m d_{ij}^2$$

Diferenciando-se a equação da função objetivo com relação a l_i e a c_j tem-se:

$$c_j = \frac{\sum_i l_j \cdot p_{ij}}{\sum_i l_i^2}, \text{ com } j = 1, \dots, m, \text{ sendo } m \text{ postos}$$

$$l_i = \frac{\sum_j c_j \cdot p_{ij}}{\sum_j c_j^2}; i = 1, \dots, n, \text{ sendo } n \text{ observações}$$

O processo é inicializado com uma estimativa do vetor L , igual a média aritmética das precipitações registradas (observadas)

$$l_{ij} = \frac{1}{m \sum_m p_{ij}}, \text{ com } i = 1, \dots, n; \text{ sendo } n \text{ observações e } m \text{ postos}$$

Com o valor de L determina-se o vetor C . Com os vetores L e C determina-se o erro relativo, dado por:

$$e_{ij} = \frac{d_{ij}}{(l_i \cdot c_j)} = \left[\frac{p_{ij}}{(l_i \cdot c_j)} \right] - 1$$

E os valores acumulados resultam em:

$$E_{ij} = \sum_j^k e_{ij}$$

Os erros acumulados ainda são escritos como:

$$E_{ij} = \sum_j^k e_{ij} - \frac{1}{2} \cdot \sum_i^n e_{ij} \quad \text{para } 1 \leq k \leq n$$

Os erros acumulados obtidos por esta equação são plotados em função do tempo, originando um gráfico denominado duplo-cumulativo, relativo às séries observada e gerada com base no vetor regional. Ressalta-se ainda que a segunda parcela desta equação representa a média da forma acumulada dos erros relativos, e é incorporada à equação para permitir a centralização do gráfico, facilitando a análise de consistência.

Os dois tipos de erros são: Isolados e sistemáticos. O primeiro resulta de erros grosseiros de medição ou de transcrição. São identificados por uma variação abrupta e pontual do gráfico duplo-acumulativo (gráfico 7). Os sistemáticos correspondem aos defeitos nos aparelhos e/ou às mudanças do local de instalação dos mesmos (gráfico 8).

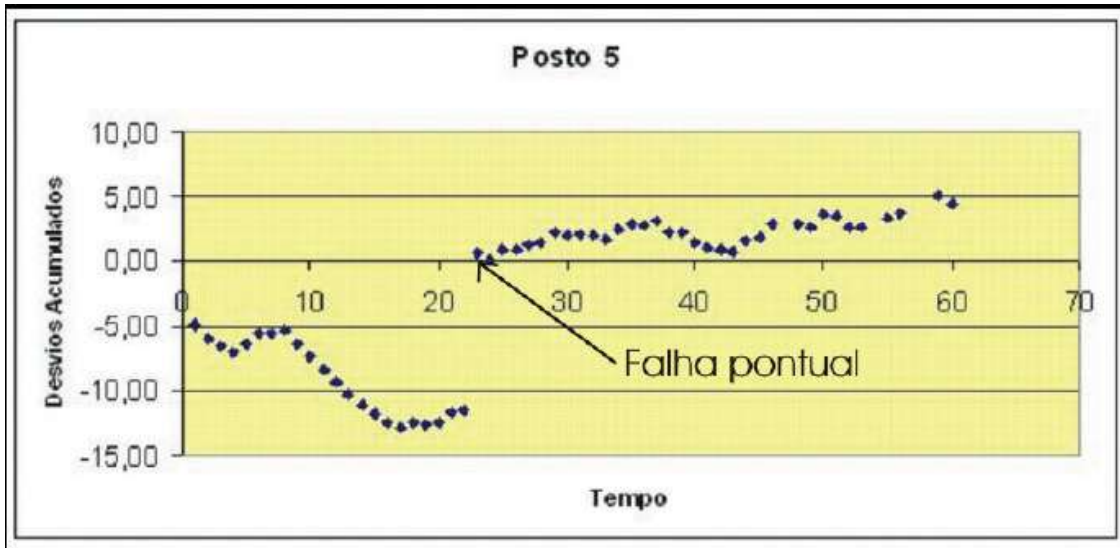


Gráfico 7: Falha pontual

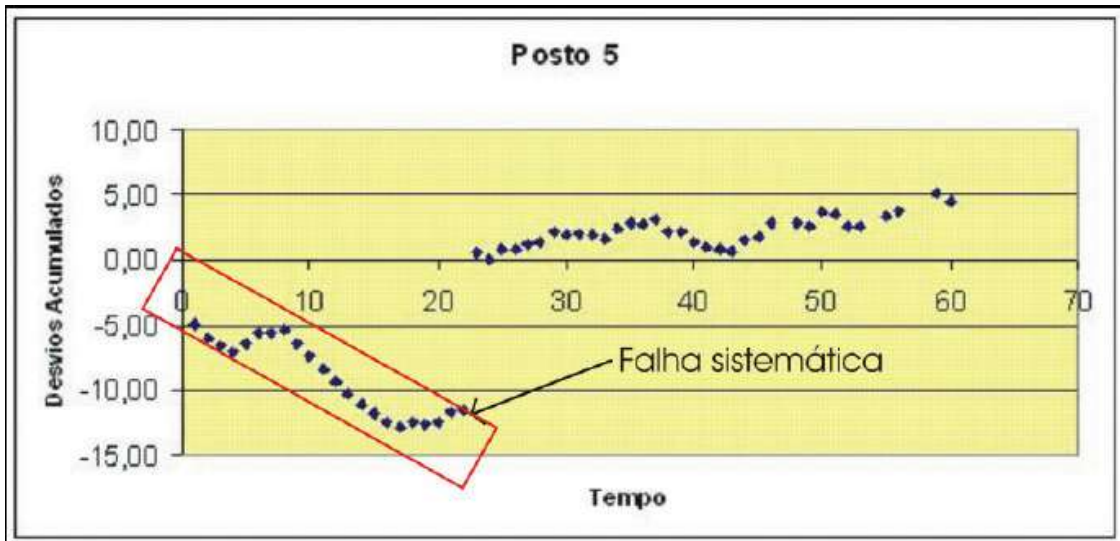


Gráfico 8: Falha sistemática

Os erros isolados são corrigidos com a simples substituição do valor estimado pelo valor observado. Os erros sistêmicos são corrigidos pela seguinte equação

$$p_{ij}^e = K \cdot p_{ij}, \text{ onde } K = \frac{1}{(\bar{\epsilon}_{ij} + 1)} \text{ e } \bar{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{r \sum_i [(p_{ij} - l_i \cdot c_j) / p_{ij}]}$$

Onde p_{ij}^c é a precipitação corrigida; \bar{p} é o desvio médio, entre valores observados e calculados, correspondente ao período com tendência a ser corrigido; n corresponde ao número de observação do período considerado.

Exemplo: Determine o vetor regional correspondente às precipitações anuais de 12 estações pluviométricas do estado do Ceará, para o período 1962-67. Dados ver tabela 5.

Tabela 5 – Precipitações totais anuais

Ano/Posto	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1962	461	1003	745	961	475	565	566	568	722	619	616	918
1963	982	1142	1250	1444	649	649	726	746	714	1082	675	---
1964	1203	1118	1535	1220	883	883	1422	---	1411	1130	1422	---
1965	812	1070	998	1515	632	832	703	630	547	692	93	1009
1966	425	661	743	408	334	411	601	505	526	494	623	788
1967	1022	1564	1393	732	---	---	---	683	809	1000	1066	1287
1968	831	---	921	836	718	710	822	581	553	721	855	926
1969	533	852	893	718	---	611	---	568	956	854	1349	1361
1970	388	629	635	477	332	529	---	344	409	609	563	589
1971	872	---	1060	774	477	796	667	651	868	695	781	1280
1972	596	940	626	620	---	690	405	523	603	547	526	810
1973	906	2029	1154	1206	738	1012	988	639	966	770	988	1230
1974	---	3457	1856	1725	1197	2241	1722	---	1592	1422	1074	2913
1975	1016	1701	1044	1201	684	607	840	632	---	791	922	1310
1976	773	918	838	---	435	706	562	304	618	338	666	1048
1977	793	1342	1295	1154	906	811	930	774	940	768	918	1592
1978	908	1068	649	710	606	---	608	550	639	---	630	---
1979	453	731	627	374	---	555	424	414	458	359	427	470
1980	515	778	799	554	402	530	555	599	565	603	608	486
1981	529	786	921	715	420	412	620	422	501	530	718	---
1982	499	734	589	560	461	705	---	456	687	613	---	---
1983	171	332	403	316	143	---	---	258	---	275	---	---
1984	931	1269	1213	1218	922	924	---	708	---	830	871	795
1985	1988	2681	2086	2179	170	2084	1146	1129	1438	1210	1669	1668
1986	946	1196	1503	1587	---	---	1305	824	1033	804	---	1322
1987	386	740	768	517	---	---	333	---	517	388	430	600

Resolução:

Utilizando o programa apresentado por Cochonneau ET AL. (1991), após 13 iterações, obteve-se o vetor regional indicado na tabela 6.

O vetor coloca em evidência o período 1979-83 e também o excepcional ano de 1974. Esse vetor foi utilizado para calcular os valores correspondentes ao posto 1. Os valores calculados e os desvios são apresentados na tabela 6. Nesta tabela não se observam mudanças destacadas ao longo do período analisado. Os desvios relativos se referem à diferença entre valores observados e calculados com

relação à média de ambos os valores. Os desvios acumulados foram obtidos

conforme à seguinte equação:
$$E_{ij} = \sum_j^k e_{ij} - \frac{1}{2} \cdot \sum_i^n e_{ij}$$
 para $1 \leq k \leq n$.

A média dos valores observados para o período (25 valores) foi de 757,5 mm, enquanto que a média dos calculados foi de 704,9mm. No ano de 1974 a média dos valores calculados com base no vetor regional foi de 737,4 mm.

Tabela 6 – Resolução exemplo

Ano	Nº obs.	Vetor	Obs	Calc	Desvios Relativos	Desvios Acumulados
1962	12	0,9284	460,5	652,7	-0,349	-0,733
1963	11	1,0223	982,2	728,7	0,299	-0,434
1964	10	1,6931	1203,2	1202,5	0,001	-0,433
1965	12	1,0180	812,1	722,3	0,117	-0,316
1966	12	0,7874	424,7	536,2	-0,233	-0,549
1967	9	1,4209	1021,7	1014,2	0,007	-0,542
1968	11	1,0923	831,4	668,8	0,218	-0,324
1969	10	0,9216	532,8	535,1	-0,004	-0,328
1970	12	0,5423	388,3	456,6	-0,162	-0,486
1971	11	1,0251	871,7	750,9	0,149	-0,337
1972	11	0,8316	595,9	592,2	0,006	-0,331
1973	12	1,2612	906,2	843,8	0,071	-0,260
1974	10	2,1793	---	1386,0	---	---
1975	11	1,0834	1016,3	755,9	0,296	0,032
1976	11	0,8362	772,7	588,8	0,272	0,304
1977	12	1,2079	793,0	846,7	-0,066	0,238
1978	9	0,9541	907,6	680,7	0,288	0,526
1979	11	0,6556	453,3	468,5	-0,033	0,493
1980	12	0,7224	514,7	507,7	0,014	0,507
1981	11	0,6680	529,3	482,1	0,093	0,600
1982	9	0,7242	498,7	520,5	-0,043	0,557
1983	7	0,4142	171,1	295,1	-0,545	0,012
1984	10	0,1260	931,3	807,8	0,142	0,154
1985	12	1,8261	1987,7	1299,5	0,425	0,579
1986	9	1,3381	946,2	936,7	0,010	0,589
1987	9	1,6746	386,0	473,9	-0,205	0,384

6.9. ANÁLISE DE FREQUÊNCIA MENSIS E ANUAIS

A precipitação é um processo aleatório, condicionando sua previsão a poucos dias de antecedência. Dada essa dificuldade, a previsão da precipitação é normalmente realizada em função dos registros antigos de eventos, associando a

frequência de ocorrência de uma precipitação com dada magnitude a uma probabilidade teórica de ocorrência da mesma.

Em hidrologia freqüentemente são utilizadas séries de precipitação mensal e/ou anuais. Uma série de precipitação total mensal é obtida acumulando-se o volume de chuva diário ocorrido no mês correspondente (adição de precipitação diária de cada mês). Uma série de precipitação anual é obtida pela adição dos totais mensais, ou ainda através da soma das precipitações diárias de cada ano. Na tabela 7 é apresentada uma série de precipitação total mensal e o total anual do posto Granja Santa Marta em Rio Grande, para o período compreendido entre 1960 e 1970.

Tabela 7 – Precipitações totais mensais e anuais

Ano	Precipitação Total Mensal (mm)												Total Anual (mm)
	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	
1960	99	29	238	103	6	146	272	149	164	89	81	51	1427
1961	111	87	110	39	19	215	110	107	266	113	73	54	1304
1962	65	83	181	65	29	32	100	80	148	98	36	37	954
1963	137	85	159	65	78	79	134	174	215	125	176,2	119,4	1546,6
1964	70	87,2	86,9	23,4	70,6	51,5	63,5	104,9	50,6	147	25,6	26,4	807,6
1965	8,1	35,1	181,9	114	40	52	33	217	234	79	58	66	1118,1
1966	84,9	27,7	143,5	65,8	14,1	78	200	45,4	61	63	23,2	83	889,6
1967	40,6	65,2	39,5	24,6	165,7	207,9	142	147,7	60,2	129	50,4	26,6	1099,4
1968	65,5	106,9	116,4	51,9	27,3	28,4	59,5	26,6	102,9	68,7	101,1	110,7	865,9
1969	43,1	48,4	30,5	18,7	223,7	134,4	52,7	69,2	96,7	29,2	62,3	17,3	826,2
1970	130,6	59,2	42	43,3	124,4	122,8	86,6	86,3	28,3	41,5	46,2	150	961,2
													Média Anual 1072,7

Quando usado o termo precipitação média anual, significa que foi obtida uma média a partir dos totais anuais. Por exemplo, para a série apresentada na tabela X, a precipitação média anual é 107,27 mm.

6.10. PRECIPITAÇÕES MÁXIMAS

A precipitação máxima é entendida como a ocorrência extrema, com duração, distribuição temporal e espacial crítica para uma área ou uma bacia hidrográfica.

O estudo das precipitações máximas é um dos caminhos para conhecer-se a vazão de enchente de uma bacia. As precipitações máximas são retratadas

pontualmente (abrangência máxima aceitável de 20 a 25 km²) pelas curvas de intensidade, duração e frequência (i-d-f) e através da Precipitação Máxima Provável (PMP), método mais utilizado para grandes obras, onde o risco de rompimento deve ser mínimo. As características da distribuição temporal (hietograma) e espacial são importantes para a caracterização da vazão na bacia.

Primeiramente vamos definir o tempo de retorno ou recorrência de uma determinada precipitação para que posteriormente possamos determinar as curvas i-d-f.

6.10.1. Tempo de Retorno

Tempo de retorno (T_r) trata-se do tempo médio em que dado evento, ou para este caso, dada precipitação, probabilisticamente, acontecerá novamente. Para melhor entendimento segue um roteiro de como se calcular o tempo de retorno:

- 1) Ordenar de forma decrescente a série (para análise de cheias). Obs.: Para o caso de analisar estiagens, analisar a probabilidade complementar.
- 2) Calcular a probabilidade (P_x) de ocorrência com base na ordem (i) e no total de dados da série (n).

$$3) P_x = \frac{i}{(n + 1)}$$

- 4) Obter o tempo de retorno (T_x), dado pelo inverso da probabilidade (P_x).

$$T_x = \frac{1}{P_x}$$

- 5) Plotar o gráfico Precipitação x Tempo de Retorno.

6.11. DETERMINAÇÃO DAS CURVAS INTENSIDADE–DURAÇÃO-FREQÜÊNCIA (I-D-F)

A necessidade de se conhecer as três grandezas que caracterizam as precipitações máximas (intensidade, duração e freqüência) é encontrada para projetos de obras hidráulicas, tais como vertedores de barragens, sistemas de drenagem, galerias pluviais dimensionamento de bueiros, entre outros, tendo em vista a correlação existente entre chuva e vazão.

A relação entre intensidade, duração e freqüência varia entre largos limites, de local para local e só pode ser determinada empiricamente através de uma longa série de observações pluviográficas locais, não havendo possibilidade de estender os resultados obtidos em uma região para diversas regiões. Os resultados dessas análises estatísticas podem ser apresentados graficamente, através de uma família de curvas (uma para cada período de recorrência) que ligam as intensidades médias, máximas às durações. A intensidade pode ser substituída pela precipitação total na duração, denominando-se curvas p-d-f.

Correlacionando intensidade e duração verifica-se que quanto mais intensa for à precipitação, menor será a sua duração. A relação das maiores intensidades para cada duração pode ser obtida de uma série de registros pluviográficos de tormentas intensas do local em estudo ou estimada com base nos dados dos pontos vizinhos.

6.11.1. Determinação das curvas i-d-f em locais com dados

A determinação da relação entre estas três variáveis (curvas i-d-f) deve ser deduzida das observações das chuvas intensas durante um período de tempo suficientemente longo e representativo dos eventos extremos do local.

Para análise estatística pode-se seguir dois tipos de séries: anual ou parciais. A escolha depende do tamanho da série e do objetivo em estudo. A metodologia de séries parciais é utilizada quando o número de anos de dados é pequeno (<12 anos) e os tempos de retorno que serão utilizados são inferiores a 5 anos.

A metodologia de séries anuais, por sua vez, baseia-se na seleção das maiores precipitações anuais de uma duração escolhida. A escolha destas durações depende da discretização dos dados e da representatividade que se deseja alcançar. Em geral são escolhidas as seguintes durações: 5, 10, 15, 30 e 60 minutos; 1, 2, 4, 6, 12, 18 e 24 horas.

A metodologia segue a seguinte seqüência:

- a) Para cada duração são obtidas as precipitações máximas anuais com base nos dados do pluviográfico;
- b) Para cada duração mencionada é ajustada uma distribuição estatística;
- c) Dividindo a precipitação pela sua duração obtém-se a intensidade;

As curvas resultantes são a relação i-d-f definida pela DMAE (1972) para um posto em Porto Alegre, mostrado na figura 27.

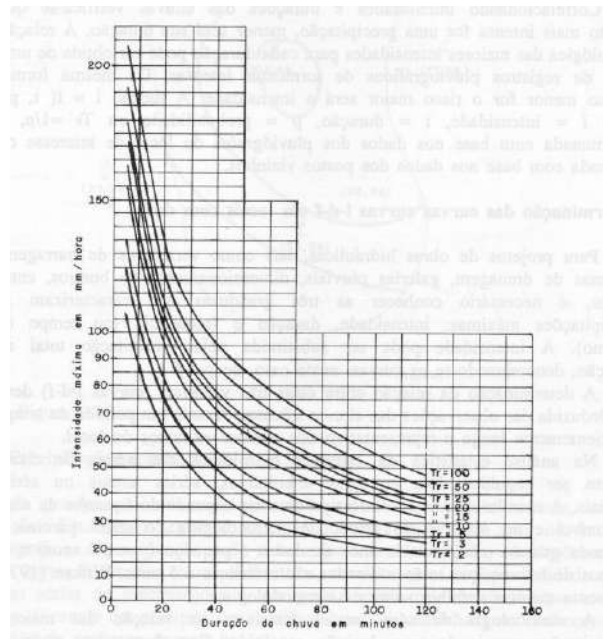


Figura 27: Curvas i-d-f

Para facilitar os cálculos, procura-se ajustar as curvas a equações matemáticas genéricas, embora haja a possibilidade de encontrar erros, da seguinte forma:

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

Onde: i é a intensidade em mm,/h;

Tr é o tempo de retorno em anos;

t é a duração da chuva, em minutos;

a , b , c e d são parâmetros que devem ser determinados para cada local.

O ajuste pode ser realizado linearizando a equação 5.21, através do uso de logaritmos e utilizando a regressão múltipla para a determinação dos parâmetros.

Curvas i-d-f foram estabelecidas por PFASTETTER (1957), segundo Tucci (2009), foram estabelecidas curvas para 98 postos localizados em diferentes regiões do Brasil. Fazendo uso da plotagem das curvas p-d-f em escala bilogáritmica, o autor ajustou para cada posto a seguinte equação empírica:

$$P = R \cdot [a \cdot t + b \cdot \log[(1 + c \cdot t)]]$$

Onde P é a precipitação máxima em mm;

t é a duração da precipitação em horas;

a , b e c constantes para cada posto ;

R é um fator de probabilidade que é definido como:

$$R = Tr^{\left(\alpha + \frac{\beta}{Tr^\gamma}\right)}$$

Sendo que Tr é o tempo de retorno em anos ;

α e β são valores que dependem da duração da precipitação;

γ é uma constante ($\gamma = 0,25$, para todos os postos).

O fator $[a \cdot t + b \cdot \log[(1 + c \cdot t)]]$ fornece uma precipitação em mm para um tempo de recorrência de 1 ano; o fator R permite calcular a estimativa para outros tempos de retorno. Na tabela 8 são apresentados os valores de α para as durações de 5 minutos e 6 dias. Na tabela 9, por sua vez, apresentam-se valores de β (função da duração) e de a , b e c correspondente a cada um dos 98 postos.

Tabela 8 – Valores de α

Duração	α
5 min	0,108
15 min	0,122
30 min	0,138
1h	0,156
2h	0,166
4h	0,174
8h	0,176
14h	0,174
24h	0,170
48h	0,166
3d	0,160
4d	0,156
6d	0,152

Tabela 9 – Valores de β , a, b e c para algumas cidades brasileiras

Postos	Valores de β				a	b	c
	5 min	15 min	30 min	1h-6d			
Aracaju - SE	0,00	0,04	0,08	0,20	0,6	24	20
Belem- PA	-0,04	0,00	0,00	0,04	0,4	31	20
B. Horizonte - MG	0,12	0,12	0,12	0,04	0,6	26	20
C. do Sul - RS	0,00	0,08	0,08	0,08	0,5	23	20
Cuiabá - MT	0,08	0,08	0,08	0,04	0,1	30	20
Curitiba - PR	0,16	0,16	0,16	0,08	0,2	25	20
Florianópolis - SC	-0,04	0,12	0,20	0,20	0,3	33	10
Fortaleza - CE	0,04	0,04	0,08	0,08	0,2	36	20
Goiana - GO	0,08	0,08	0,08	0,12	0,2	30	20
R. Janeiro - RJ	-0,04	0,12	0,12	0,20	0,0	35	10
João Pessoa - PA	0,00	0,00	0,04	0,08	0,6	33	10
Maceió - AL	0,00	0,04	0,08	0,20	0,5	29	10
Manaus - AM	0,04	0,00	0,00	0,04	0,1	33	20
Natal - RN	-0,08	0,00	0,08	0,12	0,7	23	20
Niterói - RJ	0,08	0,12	0,12	0,12	0,2	27	20
Porto Alegre - RS	0,00	0,08	0,08	0,08	0,4	22	20
Porto Velho - RO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,3	35	20
Rio Branco - AC	-0,08	0,00	0,04	0,08	0,3	31	20
Salvador - BA	-0,04	0,08	0,08	0,12	0,6	33	10
São Luiz - Ma	-0,08	0,00	0,00	0,08	0,4	42	10
São Carlos - SP	-0,04	0,08	0,08	0,12	0,4	29	20
Uruguaiana - RS	-0,04	0,08	0,08	0,12	0,2	38	10

A tabela 10 mostra os coeficientes da equação de i-d-f para algumas cidades brasileiras.

Tabela 10 – Coeficientes da equação das curvas i-d-f para algumas cidades brasileiras

Cidade	a	b	c	d	Obs.
Porto Alegre (Redenção)	1265	$0,88/Tr^{0,05}$	12	0,052	
Porto Alegre (IPH)	509,859	0,72	10	0,196	
Porto Alegre (Aeroporto)	748,342	0,803	10	0,191	
Porto Alegre (8° D. Met.)	2491,78	1,021	16	0,192	
Lages - SC	170	0,465	0	0,217	Tr= 5 anos t≤20 min
Curitiba - PR	5950	1,15	26	0,181	
São Paulo - SP	29,13	0,89	15	0,112	em mm/min
São Paulo - SP	27,96	$0,86*Tr^{-0,01}$	15	0,15	t≤60min
	42,23	0,82			t>60
Rio de Janeiro - RJ	1239	0,74	20	0,15	t>60

6.11.2. Determinação das curvas em locais sem dados pluviográficos

Freqüentemente é necessário determinar as curvas i-d-f para locais onde não se dispõe de postos em sua proximidade. Para isso existem duas metodologias: Método de Bell e Método das relações de duração, explicadas a seguir.

- Método de Bell

Este método permite estimar a relação entre intensidade, duração e frequência para um local onde existam somente dados de pluviômetro.

Baseado em dados de vários continentes, Bell ajustou a seguinte equação:

$$P_T^f = (0,35 \cdot \ln Tr + 0,76) \cdot (0,54t^{0,25} - 0,50) \cdot P_2^{60}$$

Onde t é em minutos, válida para $5 \leq t \leq 120$ minutos

Tr em anos, válido para $2 \leq Tr \leq 100$ anos.

A equação acima permite a estimativa da precipitação de duração de t e tempo de retorno Tr , conhecida a precipitação de 2 anos e 60 minutos. Quando existe um posto com série curta, a análise por séries parciais permite a estimativa desta precipitação. Para o cálculo de P_2^{60} utiliza-se a seguinte equação:

$$P_z^{50} = 6,69 \cdot 10^{-3} \cdot M \cdot n^{0,33}$$

Onde M é a média das precipitações máximas anuais com duração diária em mm , para $0 \leq M \leq 50,8$,

n o número médio de dias de tormentas, para $1 \leq n \leq 80$.

Quando o intervalo é de $50,8 \leq M \leq 114,3$ e $1 \leq n \leq 80$, a expressão será:

$$P_z^{50} = 8,27 \cdot 10^{-3} \cdot M^{0,67} \cdot n^{0,33}$$

- Método das relações de durações

Permite determinar uma curva que relaciona a intensidade i em função da duração t e da probabilidade de sua ocorrência $p = \frac{1}{Tr}$, estimada a partir de dados disponíveis na região, e assim, estimar estas relações no local de interesse.

Esse método possui duas características importantes:

- Considera que existe tendência das curvas de probabilidade de diferentes durações manterem-se paralelas entre si, como mostra o gráfico 9.

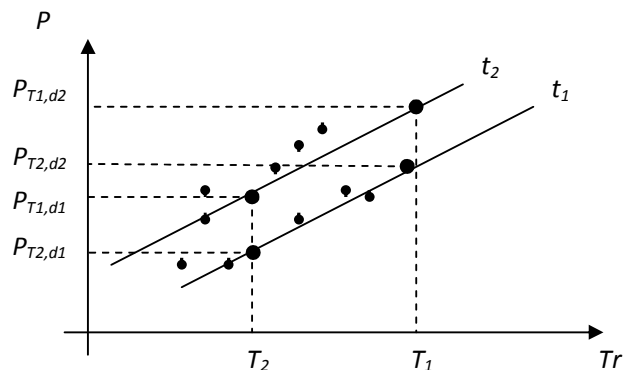


Gráfico 9: tendência de paralelismo entre as curvas de probabilidade.

- Para diferentes locais existe uma grande similaridade nas relações entre precipitações médias máximas de diferentes durações. As relações entre duração são obtidas de acordo com a equação abaixo:

$$r_{\frac{t_1}{t_2}} = \frac{\text{precipitação de duração } t_1}{\text{precipitação de duração } t_2} = \frac{P_{T,t_1}}{P_{T,t_2}}$$

Os valores médios destas relações obtidos para o Brasil e os Estados Unidos são apresentados segundo a tabela 11.

Tabela 11– Relação entre durações (CETESB,1979)

Relação	Brasil	Estados Unidos U.S.W. Bureau	Estados Unidos Dever
5min/30min	0,34	0,37	0,42
10min/30min	0,54	0,57	0,63
15min/30min	0,7	0,72	0,75
20min/30min	0,81	-	0,84
25min/30min	0,91	-	0,92
30min/1h	0,74	0,79	-
1h/24h	0,42	-	-
6h/24h	0,72	-	-
8h/24h	0,78	-	-
10h/24h	0,82	-	-
12h/24h	0,85	-	-
24h/1dia	1,14*	-	-
24h/1dia	1,10**	-	-

*valor da cidade de São Paulo

**Taborga (1974)

A precipitação de duração diária corresponde ao valor compreendido entre os horários de observação pluviométrica, enquanto que a precipitação de 24 horas é o maior valor de chuva correspondente a um período consecutivo de 24 horas. O gráfico 10 mostra a diferença entre essas precipitações máximas.

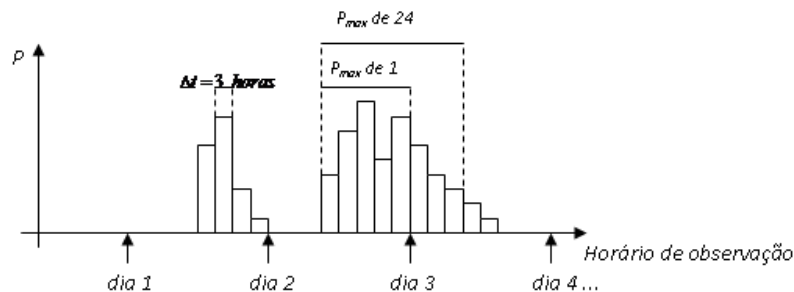


Gráfico 10 - Diferença entre as precipitações máximas diárias e de 24 horas.

Para melhor entendimento, segue uma metodologia:

- Selecione as precipitações máximas anuais dos posto com precipitações diárias;
- Ajuste uma distribuição de probabilidade e obtenha as precipitações de um dia para os riscos desejados ($P_{1 \text{ dia}, T}$);
- Escolha um posto na vizinhança (aproximadamente 100 Km de distância, caso não disponha, utilizar fatores nacionais) que disponha de curvas i-d-f;
- Determinar as relações entre as durações para as durações que se deseja determinar a i-d-f ($r_{d_1, 1 \text{ dia}}$);
- Determine a $P_{d_1, 1 \text{ dia}} = r_{d_1, 1 \text{ dia}} \cdot P_{1 \text{ dia}, T}$.

6.12. DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL

Estudos realizados mostram que existe uma grande viabilidade na distribuição temporal das chuvas durante as tempestades. Para esta variação, não existe um padrão definido e o processo é totalmente aleatório diferente do registro de um pluviômetro onde se lê total precipitado em um determinado período, conforme a gráfico 11.

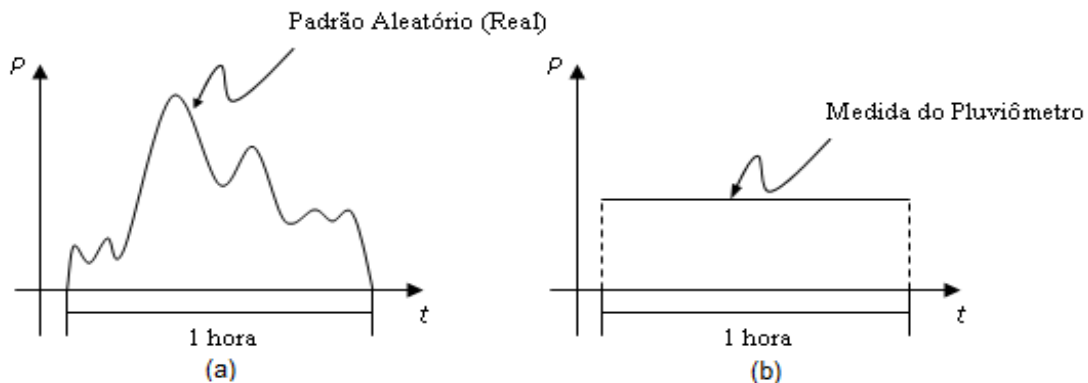


Gráfico 11 – Distribuição real (a) e medida de um pluviômetro (b).

Por este motivo que alguns padrões foram desenvolvidos para as condições mais desfavoráveis ou que produzem maiores hidrogramas, com a finalidade de representar a distribuição temporal das chuvas. Hershfield (1962) obteve estatisticamente uma curva expressa em porcentagem do total precipitado versus porcentagem da duração da tempestade para todas as durações, enquanto que Soil Conservation Service (1976) desenvolveu uma curva semelhante, válida para a duração de 6 horas. As curvas são apresentadas pelo gráfico 12.

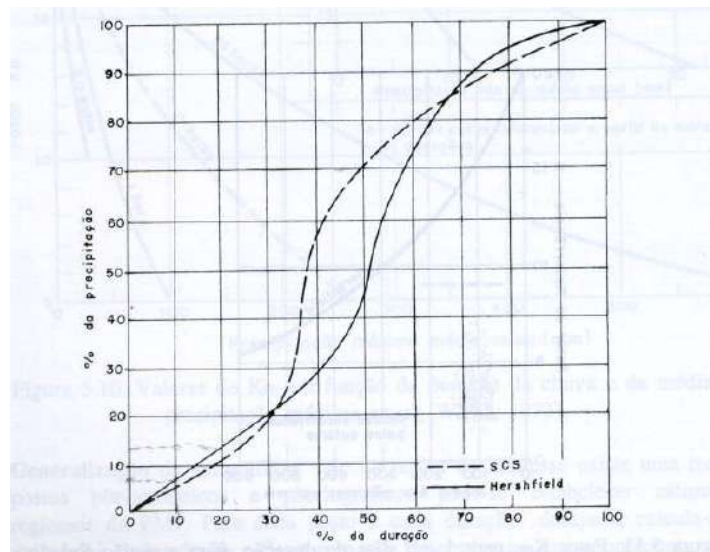


Gráfico 12 – Distribuição temporal, Hershfield e SCS.

Huff (1970) classificou as tempestades inicialmente em quatro grupos. Cada precipitação intensa teve sua duração total dividida em quatro partes (quartis) e as mesmas foram classificadas de acordo com a parte em que a precipitação máxima caiu. As curvas para a probabilidade de 50 % dos quatro quartis são apresentadas pelo gráfico 13.

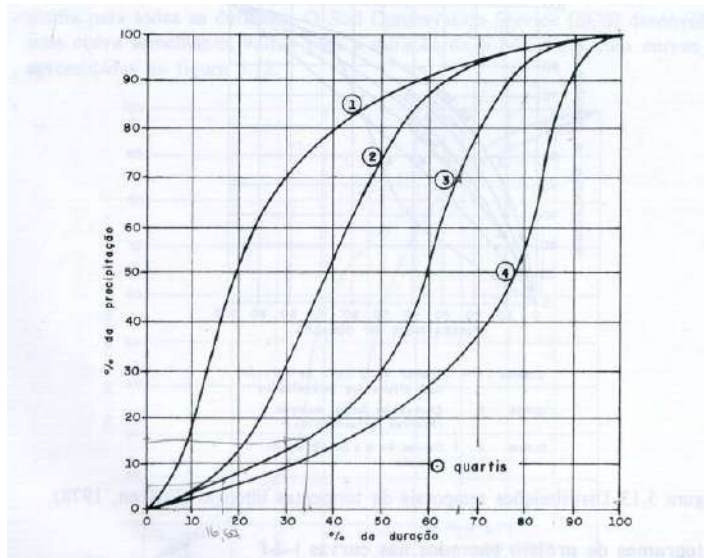


Gráfico 13 – Curvas de 50% de probabilidade de ocorrência para os quatro quartis (Huff).

6.12.1. Hietograma de projeto baseados nas curvas i-d-f (Método de Chicago)

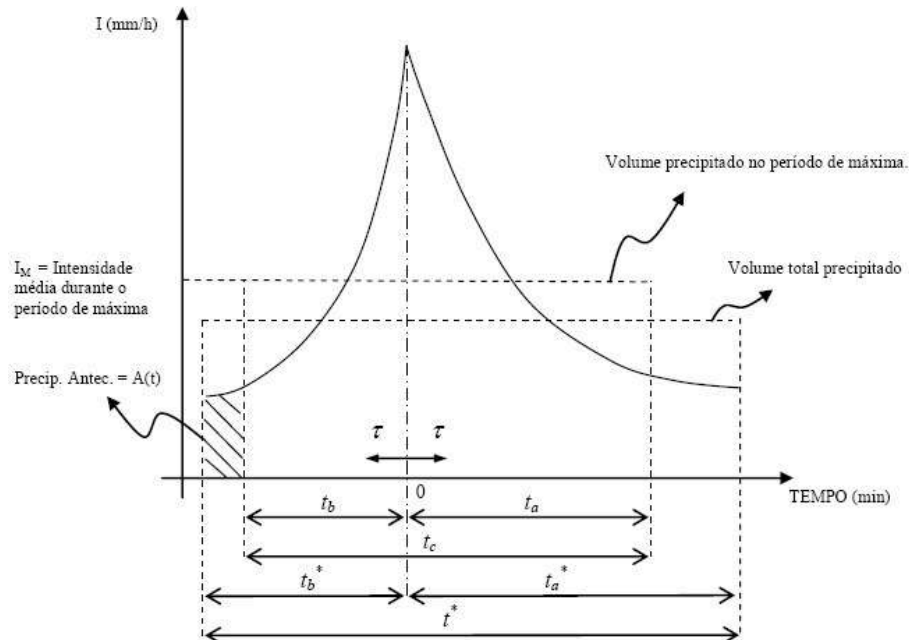


Gráfico 14 – Hietograma de projeto.

O hietograma de projeto (gráfico 14) é uma seqüência de precipitações capaz de achar a maior enchente para a qual a obra deve ser projetada. Esse método se baseia nos parâmetros da equação i-d-f do local para estabelecer a distribuição de uma precipitação de projeto no tempo.

Esse método é utilizado para pequenas áreas de drenagem. No caso de regiões urbanas a área de estudo é considerada contida numa área maior. Assim, o hietograma padrão representa uma chuva intensa de curta duração, como parte de uma chuva de longa duração.

Existem três fatores importantes para caracterizar a distribuição temporal: volume de precipitação que cai durante o período de chuva máxima, precipitação antecedente e localização do pico de intensidade máxima, como mostra o gráfico 14.

As equações das curvas do hietograma, que mostram a variação da intensidade em função do tempo de duração de chuva, podem ser escritas como:

$$i_a(\tau) = \frac{a \cdot [(1 - n) \cdot (\tau/\gamma) + b]}{[(\tau/\gamma) + b]^{1+n}}, \quad 0 \leq \tau \leq t_b \text{ - antes do pico}$$

$$i_D(\tau) = \frac{a \cdot [(1 - n) \cdot (\tau/\gamma) + b]}{[(\tau/\gamma) + b]^{1+n}}, \quad 0 \leq \tau < t_a \text{ - depois do pico}$$

Onde i é a intensidade média máxima, em mm/h;

a, b e n são constantes para o local de medição de acordo com a tabela 12;

t_b e t_a representa o tempo anterior e posterior, respectivamente;

t_r tempo de recorrência ($t_r = t_b + t_a$), no pico;

γ é uma medida do adiantamento do padrão de chuva (permite o posicionamento do pico da distribuição de intensidade, conforme a tabela 13),

$$\gamma = \frac{t_b}{t_r};$$

τ é a duração da chuva em min;

A área sob o hietograma define a lâmina precipitada P , em mm, dado por:

$$P(\tau) = \frac{1}{60} \cdot \int_{\tau_1}^{\tau_2} i(\tau) d\tau$$

Logo, para o cálculo da precipitação antecedente (região hachurada do gráfico 14), pode-se utilizar a seguinte equação:

$$A(t) = \frac{1}{60} \cdot \left(\int_0^{\tau_b^*} i_A(\tau) d\tau - \int_0^{\tau_b} i_A(\tau) d\tau \right) = P(\tau = \tau_b^*) - P(\tau = \tau_b)$$

Onde

Com isso, o cálculo do volume precipitado no período de máxima é, em mm:

$$V_{\text{máx. prec.}} = \frac{1}{60} \cdot \left(\int_0^{\tau_b} i_A(\tau) d\tau - \int_0^{\tau_a} i_D(\tau) d\tau \right) = P(\tau = \tau_b) + P(\tau = \tau_a)$$

Tabela 12– Coeficientes da equação das curvas i-d-f para algumas cidades brasileiras

Cidade	a	b	N	Obs.
Porto Alegre (Redenção)	1265*Tr ^{0,052}	12	0,88/Tr ^{0,05}	
Porto Alegre (IPH)	509,859*Tr ^{0,196}	10	0,72	
Porto Alegre (Aeroporto)	748,342*Tr ^{0,191}	10	0,803	
Porto Alegre (8° D. Met.)	2491,78*Tr ^{0,192}	16	1,021	
Lages - SC		-	0,465	Tr=5 anos t≤20 min
Curitiba - PR	5950*Tr ^{0,217}	26	1,15	
São Paulo - SP	29,13*Tr ^{0,0181}	15	0,89	em mm/min
São Paulo - SP	27,96*Tr ^{0,112}	15	0,86/Tr ^{0,0144}	t≤60min
	42,23*Tr ^{0,15}		0,82	t>60 min
	42,23*Tr ^{0,15}		0,82	t>60 min
Rio de Janeiro - RJ	1239*Tr ^{0,15}	20	0,74	t>60 min

Tabela 13 – Valores de γ

Local ou autor	γ
Chicago (83 postos)	0,37
Winnipeg (60 postos)	0,31
Montreal (22 enchentes)	0,50
Hershfield (50 postos)	0,53
SCS	0,37
Los Angeles	0,56
Cleveland	0,50
Sidney	0,50
São Paulo (1 posto)	0,36
Porto Alegre (1 posto)	0,44

6.13. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

A variabilidade espacial de chuvas é aleatória, ou seja, sem padrões definidos assim como na distribuição temporal. Estas informações são raras dentro da realidade brasileira. Esta variabilidade levou a dois procedimentos básicos: a padronização de isoietas que produzem as condições mais favoráveis, e a determinação da curva altura pluviométrica-área-duração que permite transferir o resultado pontual para o espacial.

Adota-se cerca de 10 milhas² ou cerca de 25 km² onde os valores pontuais de intensidade média máximas não se reduzem. A medida que a intensidade aumenta esses valores podem ser reduzidos.

6.14. QUESTÕES

Tucci 2009 – pg 235

7. ESCOAMENTO SUPERFICIAL

7.1. DEFINIÇÃO

O escoamento superficial é a fase que trata da ocorrência e transporte da água na superfície terrestre. Isso se deve à precipitação, pois ao chegar ao solo, parte fica retida quer seja em depressões quer seja como película em torno de partículas sólidas. Quando a precipitação já preencheu as pequenas depressões do solo, a capacidade de retenção da vegetação foi ultrapassada e foi excedida a taxa de infiltração, começa a ocorrer o escoamento superficial. Inicialmente, formam-se pequenos filetes que escoam sobre a superfície do solo até se juntarem em corredeiras, canais e rios. O escoamento ocorre sempre de um ponto mais alto para outro mais baixo, ou seja, sempre das regiões mais altas para as regiões mais baixas até o mar.

7.2. COMPONENTES DO ESCOAMENTO

A água, uma vez precipitada sobre o solo, pode seguir três caminhos para atingir o curso d'água: escoamento superficial que representa o fluxo sobre a superfície do solo e pelos seus múltiplos canais; escoamento sub-superficial (hipodérmico) que representa o fluxo que se dá junto às raízes da cobertura vegetal; e o escoamento subterrâneo, que é fluxo devido à contribuição do aquífero. Sendo que as duas últimas modalidades sob velocidades mais baixas.

Observa-se que o deflúvio direto (figura 29) abrange o escoamento superficial e grande parte do sub-superficial, visto que este último atinge o curso da água tão rapidamente que, comumente, é difícil distingui-lo do verdadeiro escoamento superficial.

O escoamento de base, constituído basicamente do escoamento subterrâneo, é o responsável pela alimentação do curso de água durante o período de estiagem.

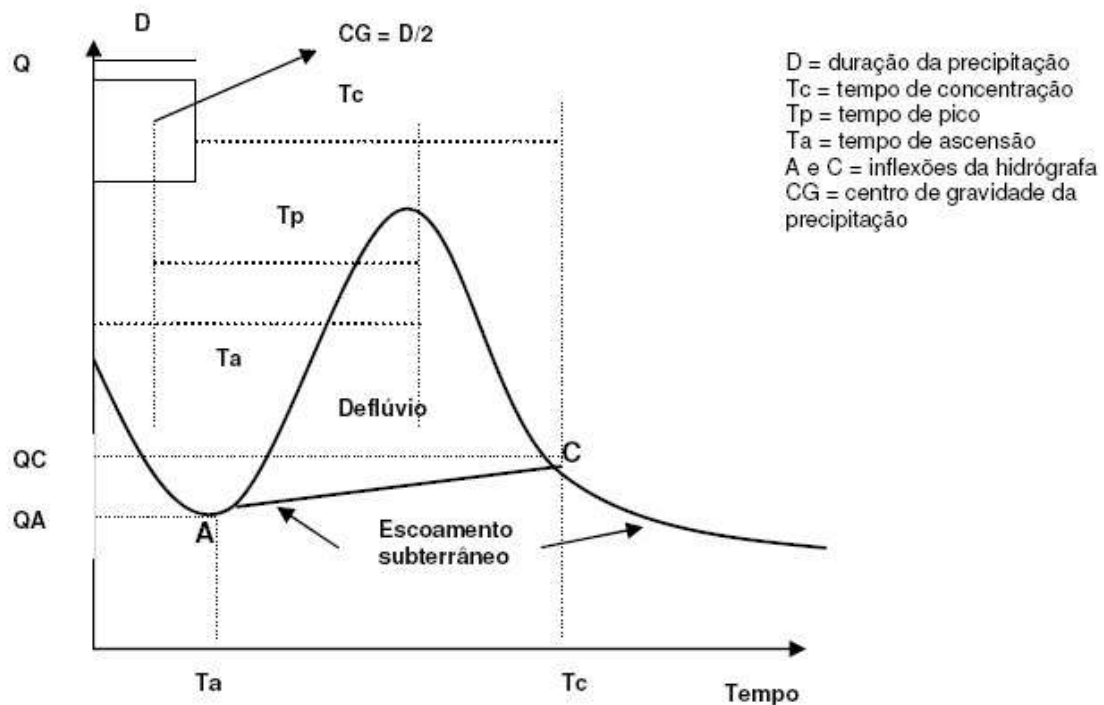


Figura 29: Representação hidrógrafas e seus principais componentes (Fonte: UFLA)

7.3. FATORES QUE INFLUENCIAM NO ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Os fatores podem ser:

- Físicas como área, relevo, rugosidade, taxa de impermeabilização, capacidade de infiltração, densidade de drenagem, entre outros.
- Hidrológicas como distribuição, duração e intensidade de precipitação.
- Vegetativas devido à parte da chuva que fica interceptada pela vegetação e pela própria dificuldade de transporte da água no solo vegetado.

d) Condições iniciais de umidade do solo, principalmente nos escoamentos gerados por precipitações de pequeno volume e de média a alta intensidade.

7.4. GRANDEZAS QUE CARACTERIZAM O ESCOAMENTO SUPERFICIAL

7.4.1. Vazão (Q)

A vazão ou volume escoado por unidade de tempo é a principal grandeza que caracteriza um escoamento. Normalmente é expressa em metros cúbicos por segundo ($m^3 \cdot s^{-1}$) ou em litros por segundo ($L \cdot s^{-1}$).

Esta vazão pode ser uma vazão média diária ou uma vazão específica. A primeira é a média aritmética das vazões ocorridas durante o dia, sendo mais comum a média das vazões das 7h00 as 17h00. A segunda é a vazão por unidade de área da bacia hidrográfica. É uma forma bem potente de expressar a capacidade de uma bacia em produzir escoamento superficial e serve como elemento comparativo entre bacias.

7.4.2. Coeficiente de Escoamento Superficial (C)

Coeficiente de escoamento superficial ou coeficiente de runoff ou coeficiente de deflúvio é definido como a razão entre o volume de água escoado superficialmente e o volume de água precipitado. Este coeficiente pode ser relativo a uma chuva ou relativo a um intervalo de tempo onde várias chuvas ocorrem.

$$C = \frac{\text{volume total escoado}}{\text{volume total precipitado}}$$

Conhecendo-se o coeficiente de deflúvio para uma determinada chuva intensa de uma certa duração, pode-se determinar o escoamento superficial de outras precipitações de intensidade diferentes, desde que a duração seja a mesma.

A tabela 14 apresenta valores do coeficiente de escoamento (C), em função do solo, declividade e cobertura vegetal.

Tabela 14 – Coeficiente de Escoamento

Declividade (%)	Solo Arenoso	Solo Franco	Solo Argiloso
Florestas			
0 a 5	0,10	0,30	0,40
5 a 10	0,25	0,35	0,50
10 a 30	0,30	0,50	0,60
Pastagens			
0 a 5	0,10	0,30	0,40
5 a 10	0,15	0,35	0,55
10 a 30	0,20	0,40	0,60
Terras Cultivadas			
0 a 5	0,30	0,50	0,60
5 a 10	0,40	0,60	0,70
10 a 30	0,50	0,70	0,80

7.4.3. Tempo de concentração (t_c)

O t_c mede o tempo gasto para que toda a bacia contribua para o escoamento superficial na seção considerada.

O t_c pode ser estimado por vários métodos, os quais resultam em valores bem diferentes. Dentre eles destaca-se a equação de Kirpich e o motivo se evidencia pelo fato de que normalmente ela fornece valores menores para t_c , o que resulta numa intensidade de chuva maior, por consequência, uma maior vazão de cheia.

- Equação de Kirpich

$$t_c = \left(0,87 \cdot \frac{L^2}{H} \right)^{0,385}$$

Onde t_c tempo de concentração, em h;

L comprimento de talvegue principal, em quilômetro;

H desnível entre a parte mais elevada e a seção de controle, em metros.

7.4.4. Tempo de recorrência

É o período do tempo médio em que um determinado evento (neste caso a vazão) é igualado ou superado pelo menos uma vez. A recomendação do número de anos a ser considerado é bastante variada: há a recomendação de alguns autores para que se considere um período de retorno de 10 anos para projetos de conservação de solos. Outros recomendam esse mesmo período somente para o dimensionamento de projetos de saneamento agrícola, em que as enchentes não trazem prejuízos muitos expressivos. Para projetos em áreas urbanas ou de maior importância econômica, recomenda-se utilizar o período de retorno de 50 ou 100 anos.

7.4.5. Nível de água (h)

Refere-se à altura atingida pelo nível d'água em relação a um nível de referência, expressa em metros.

Normalmente as palavras cheias e inundação estão relacionadas ao nível de água atingido. Será denominada cheia uma elevação normal do curso de água dentro de seu leito e inundação à elevação não usual do nível, provocando transbordamento e possibilidade de prejuízos.

7.5. SEPARAÇÃO DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Como foi visto no item 7.2 o escoamento é definido em superficial, sub-superficial e subterrâneo. Para analisarmos cada escoamento é necessário separar no hidrograma que corresponde à cada tipo de fluxo.

A parcela de escoamento superficial pode ser definida indicada diretamente do hidrograma observado por métodos gráficos que se baseiam na análise qualitativa. A precipitação efetiva que gera o escoamento superficial é obtida quando não se dispõe dos dados observados do hidrograma ou deseja-se

determinar os parâmetros de um modelo em combinação com o hidrograma superficial. A figura 37 mostra três métodos gráficos para o cálculo que serão vistos nos itens a seguir.

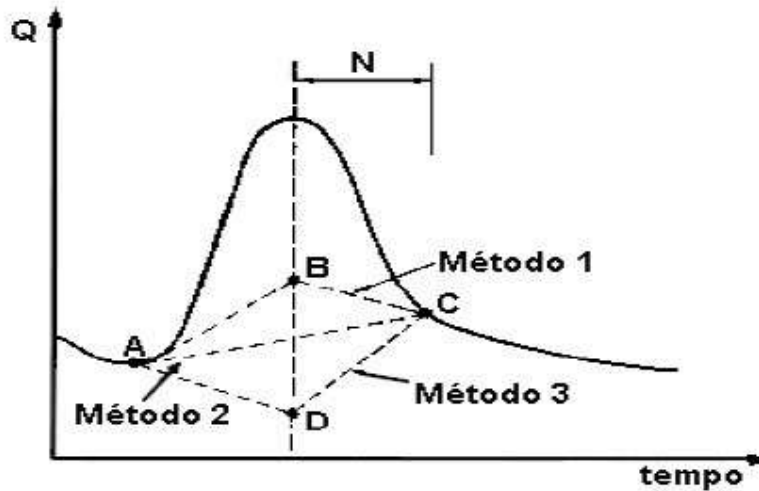


Figura 37 – Métodos de separação gráfica (fonte: UFBA)

7.5.1. Método 1

Neste caso, faz-se um prolongamento da depleção a partir do ponto C, encontrando-se a reta vertical que passa pela vazão máxima, determinando-se o ponto D, como mostra a figura 38. Ligando-se D a A, fecha-se a área correspondente ao escoamento superficial direto. (UFBA)

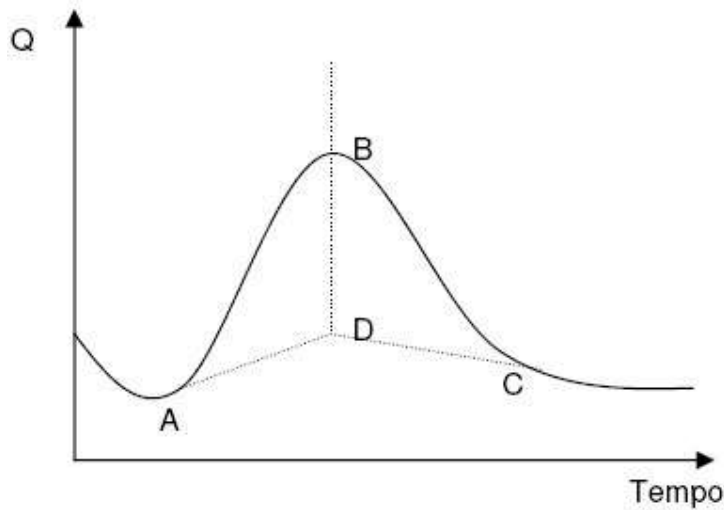


Figura 38 – Método 1 (fonte: UFLA)

7.5.2. Método 2

Tucci apresenta esse método como o mais fácil dentre os três. O que precisa ser feito é ligar os pontos A e C por uma reta, como mostra a figura 38.

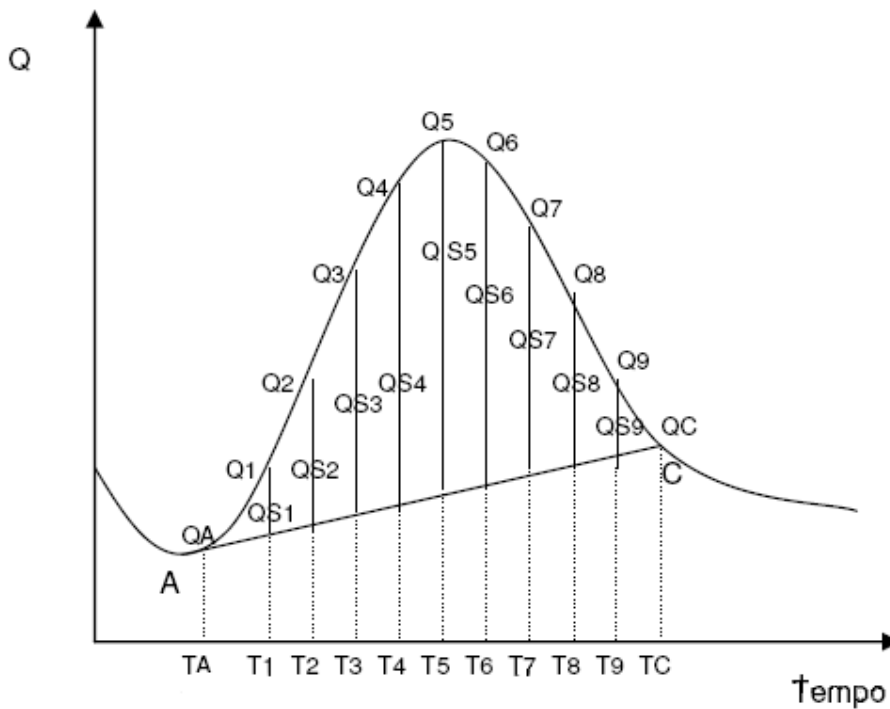


Figura 39 – Método 2 (fonte: UFLA)

Mello descreve como proceder ao cálculo deste método, afirmando que esta metodologia consiste em considerar o escoamento base com aumento (ou redução) de vazão, por meio de uma reta, com alterações proporcionais à inclinação da reta AC. O procedimento consiste em, primeiramente, separar o escoamento base e por subtração do escoamento total, o escoamento superficial direto. A inclinação da reta AC é dada por:

$$m = \tan \alpha = \left(\frac{QC - QA}{TC - TA} \right)$$

Deve-se alertar para o fato de que o valor a ser adicionado ou subtraído (no caso da figura 39, adicionado) deve ser corrigido para o intervalo de tempo da hidrógrafa ($\Delta t = T1 - TA, T2 - T1, T3 - T2, \dots$) e não por unidade de tempo na fórmula acima. Assim tem-se:

$$j = m \cdot \Delta t$$

Assim, se os valores de vazão estiverem sendo medido a cada 2 horas, o valor de **m** deve ser multiplicado por 2, para posterior aplicação ao cálculo. As vazões subterrâneas são dadas por:

$$QSB1 = QA + J;$$

$$QSB2 = QSB1 + J;$$

$$QSB3 = QSB2 + J; \text{ etc.}$$

Se o cálculo pela equação acima estiver correto, a soma **QSB9 + J** será igual a **QC**. As vazões do escoamento superficial são dadas pela diferença entre a vazão total e vazão subterrânea:

$$QS1 = Q1 - QSB1;$$

$$QS2 = Q2 - QSB2;$$

$$QS3 = Q3 - QSB3; \text{ etc.}$$

Nota-se que nos pontos A e C, as vazões superficiais são iguais a zero, não havendo presença de escoamento superficial direto.

O escoamento superficial direto é obtido pelo cálculo da área acima da reta AC, e para isto, emprega-se o princípio de integração numérica conhecido como regra dos trapézios. Assim, tem-se:

Entre A e QS1, forma-se um triângulo, assim como entre C e QS9. Nos pontos intermediários, são formados trapézios aproximados. Com isso tem-se que:

$$ESD = \frac{QS1 \cdot \Delta t}{2} + \frac{(QS1 + QS2)}{2} \cdot \Delta t + \frac{(QS2 + QS3)}{2} \cdot \Delta t + \frac{(QS3 + QS4)}{2} \cdot \Delta t + \frac{(QS4 + QS5)}{2} \cdot \Delta t \dots$$

Colocando em evidência $\frac{\Delta t}{2}$:

$$ESD = \frac{\Delta t}{2} \cdot (2 \cdot QS1 + 2 \cdot QS2 + 2 \cdot QS3 + \dots + 2 \cdot QS9)$$

$$ESD = \sum_{i=1}^N (Q_{Si}) \cdot \Delta t$$

Onde N é o número de vazões que formam a hidrógrafa.

7.5.3. Método 3

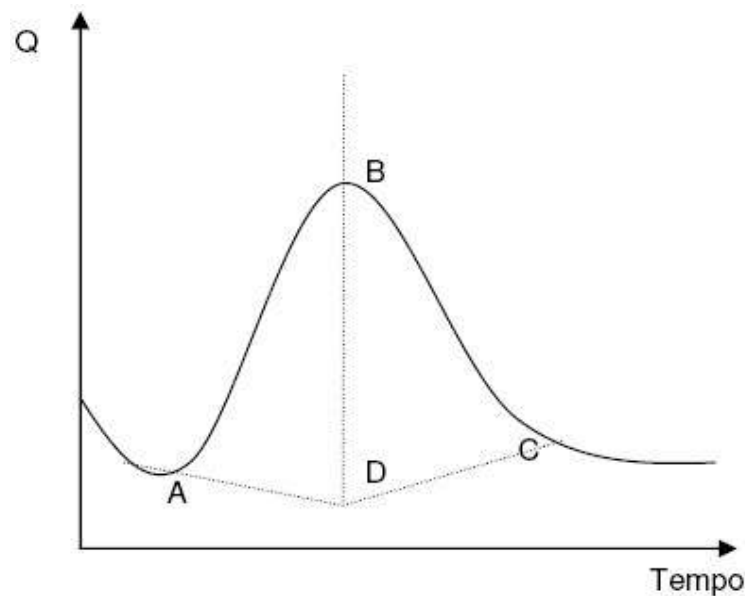


Figura 40 – Método 3 (fonte: UFLA)

Aqui, prolonga-se a depleção a partir do ponto A até encontrar com a reta vertical que passa pela vazão de pico. A reta DC é então determinada.

Exemplo: Separar o escoamento superficial direto do escoamento de base (subterrâneo) na hidrógrafa a seguir.

Tabela 15 – Tabela Exemplo (Fonte UFLA)

T(30 min)	Q(m ³ s ⁻¹)	K	Escoamento subterrâneo (m ³ s ⁻¹)	Escoamento Superficial (m ³ s ⁻¹)
1	5	-	5,0	0,0
2	5	-	5,0	0,0
3	4,5	-	4,5	0,0
4	5 (A)	-	5,0	0,0
5	10	-	6,25 (=5+1,25)	3,75 (=10-6,25)
6	15	-	7,5 (=6+1,25)	7,5 (=15-7,50)
7	18	-	8,75	9,25
8	25	-	10,0	15,00
9	27	-	11,3	15,75
10	24	-	12,5	11,50
11	20	-	13,75	6,25
12	15 (C)	0,75	5,0 (=13,75+1,25)	0,0
13	13	0,87	13,0	0,0
14	11	0,85	11,0	0,0
15	10	0,91	10,0	0,0
16	9	0,9	9,0	0,0
17	8	0,89	8,0	0,0
18	7	0,88	7,0	0,0

Solução:

Cálculo da taxa de variação da vazão (inclinação da reta de escoamento) como mostra a figura XX

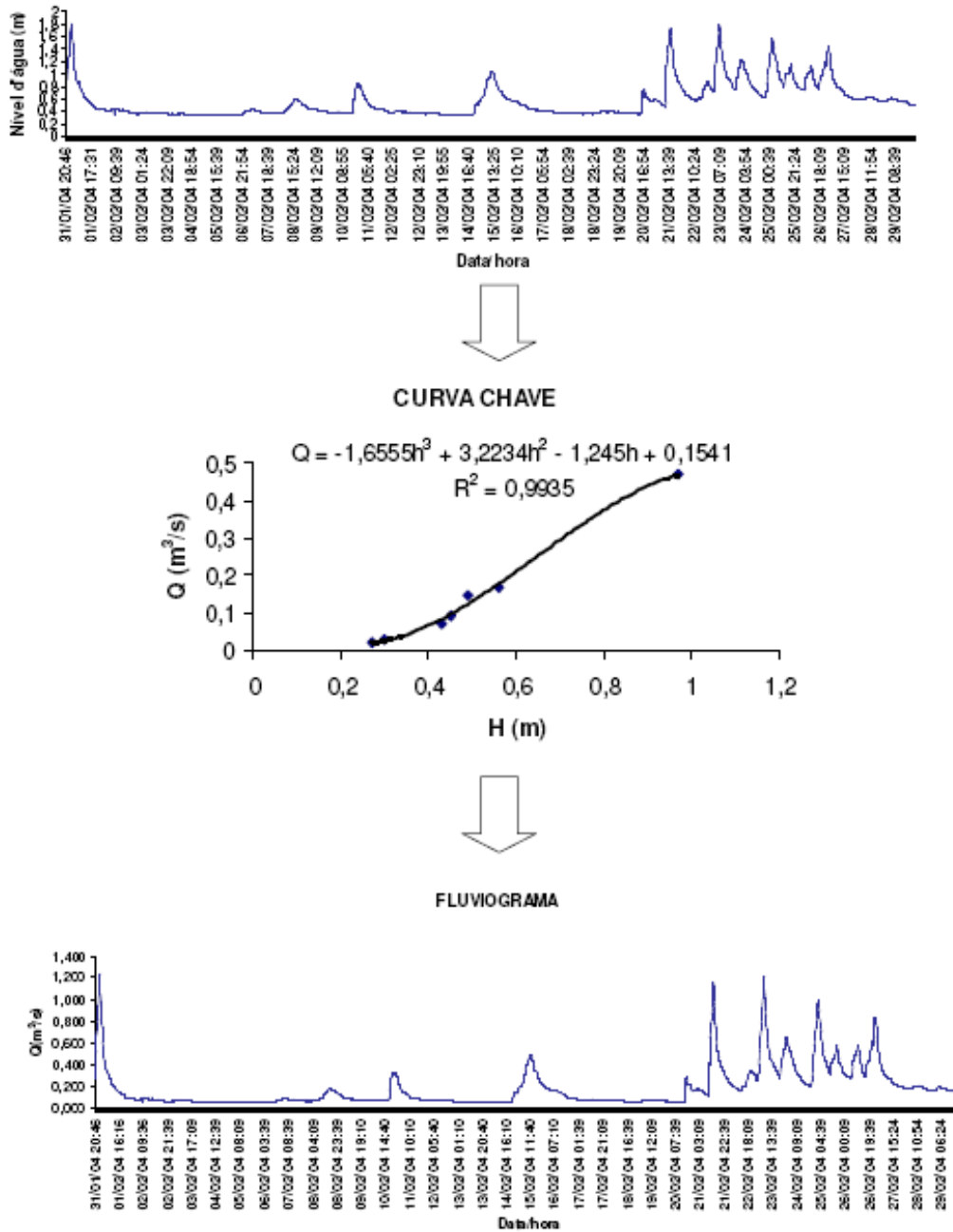


Figura 41– Linigrama (fonte: UFLA)

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \frac{15 - 5}{12 - 4} = \frac{1,25m^{3s^{-1}}}{30min}$$

Cálculo do deflúvio pela regra do trapézio:

$$\sum Q \cdot \Delta t = 69,00 \cdot 30 \cdot 60 = 124200 \text{ m}^3$$

Supondo que a bacia de área 10 km², o deflúvio, em lâmina será:

$$\frac{124200 \text{ m}^3}{10 \cdot 10^6 \text{ m}^2} = 0,01242 \text{ m} \cdot 1000 = 12,42 \text{ mm}$$

Tucci apresenta um método alternativo para achar a parcela do escoamento superficial: Conforme a figura 40, prolongar a tendência do hidrograma antes do ponto A até a intersecção com a vertical sob o pico (ponto B). A partir do ponto C, pela tendência, determinar o ponto D e desenhar uma curva unindo os pontos C e D.

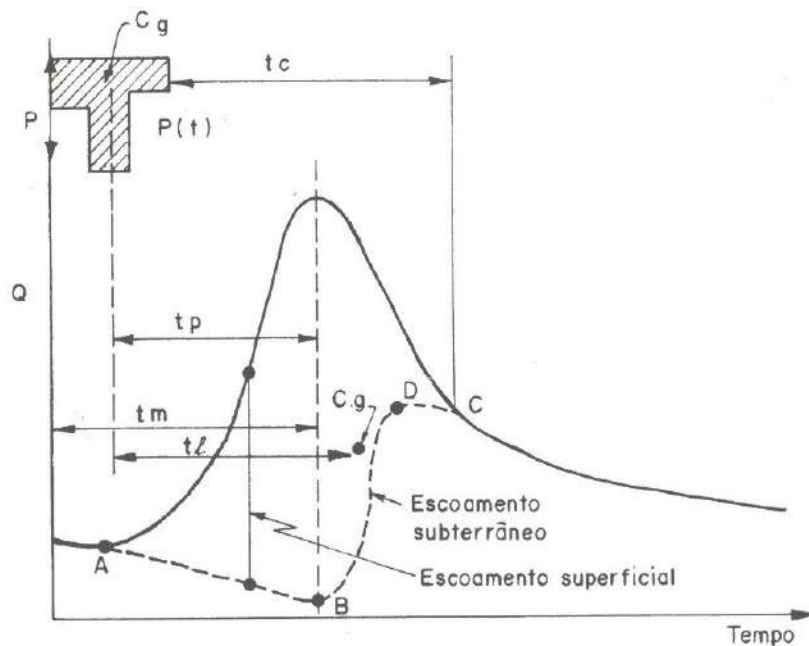


Figura 42 – Hidrograma Tipo (fonte: TUCCI)

O ponto A, em todos os casos é de fácil determinação, visto a forte inflexão que ocorre durante o período de ascensão do hidrograma. No entanto, o ponto C, que caracteriza o término do escoamento superficial e o início da recessão,

é de determinação mais complexa. Vários critérios podem ser utilizados para a sua determinação. Tucci apresenta três métodos os quais serão vistos a seguir.

- Linsley et al. (1975) indicam a equação:

$$N = 0,827 \cdot A^{0,2}$$

Onde: N representa o intervalo de tempo entre o pico do hidrograma;
Ponto C, em dias;
A a área da bacia, em Km².

- Considerando que o tempo de concentração define o intervalo entre o final da precipitação e o término do escoamento superficial, pode-se utilizá-lo para determinar o ponto C; para tanto basta calcular o tempo de concentração por alguma das fórmulas existentes.

- Através da inspeção visual, pode-se determinar o ponto de início da recessão, através da plotagem das vazões observadas em papel mono-log, estando o ponto C associado ao momento em que ocorre mudança na declividade da reta.

A separação dos escoamentos pode ser obtida, também, para hidrogramas observados, utilizando-se o procedimento proposto pelo Institute of Hydrology (1980): calcular a média móvel de cinco dias consecutivos das vazões observadas e unir os pontos de mudança de tendência da curva resultante. A porção acima desta linha representa o escoamento superficial e a abaixo, o subterrâneo (ver figura 41). A média móvel serve para filtrar as maiores vazões e as pequenas variações de vazões. Este procedimento aplica-se bem a séries longas de vazões.

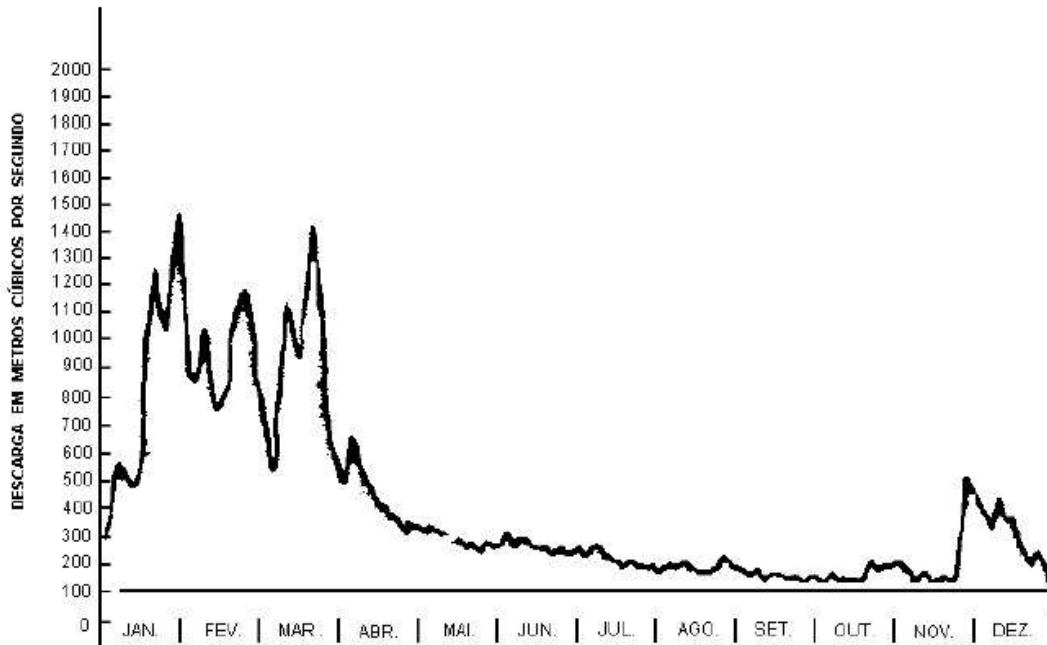


Figura 43 – Registro de descargas diárias do rio Tietê (fonte: Vilela, 1975)

Exemplo: Na tabela 16 é apresentado o hidrograma de um evento ocorrido na bacia do rio Meninos. A área da bacia 106,7 km² e apresenta alto grau de urbanização. Determine o volume de escoamento superficial.

Tabela 16 – Tabela Exemplo (Fonte Tucci)

Tempo (30min)	Precipitação (mm)	Vazão (m³/s)	Escoamento superficial (m³/s)
1	0,9	10	0
2	0,9	10	0
3	1,6	10	0
4	1,9	10	0
5	2,2	22	11,1
6	2,2	40	28,3
7	3,8	68	55,4
8	6	108	94,6
9	5,7	136	121,7
10	52,5	138	122,9
11	1,9	124	108,0
12	1,3	100	83,1
13	1,6	78	60
14	-	58	39,4
15	-	44	24,6
16	-	34	13,7
17	-	26	4,9
18	-	22	0
19	-	18	0
20	-	16	0
21	-	15	0
Totais	32,5	1088	768

Solução:

Na figura 42 é apresentado o hidrograma e a identificação dos pontos A e C. o escoamento superficial é estimado pela parte superior da reta ligando A e C. estes valores podem ser obtidos graficamente ou por cálculo. Na tabela 16 são apresentados os valores obtidos.

A vazão total superficial é 768m³/s. Para converter este valor de m³/s para mm, divide-se pelo fator

$$f = 10^{-3} \cdot A(\text{km}^2) \cdot 10^6 / 30 \cdot 60 = 59.3$$

Convertendo o total de precipitação em escoamento superficial, fica:

$$P_{ef} = \frac{768}{59.3} = 13 \text{ mm}$$

O coeficiente de escoamento fica:

$$C = \frac{13}{32,5} = 0,40$$

7.6. DETERMINAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO EFETIVA

Tucci define precipitação efetiva como a parcela do total precipitado que gera escoamento superficial. Assim, para se obter a precipitação efetiva, deve-se subtrair do total as parcelas relativas aos volumes evaporados, retidos ou infiltrados. A determinação da precipitação efetiva pode ser obtida através das equações de infiltração, de índices ou de relações funcionais. Estes procedimentos são descritos a seguir (Tucci, 2009).

7.6.1. Infiltração

A precipitação efetiva é da seguinte forma:

- a. Utiliza-se a equação de Horton (ou Green Ampt) e estime os parâmetros;

$$f = f_e + (f_0 - f_e) \cdot e^{-kt}$$

Onde f é a capacidade de infiltração no tempo t ($\frac{mm}{h}$);

f_0 é a capacidade de infiltração inicial para $t = 0$ ($\frac{mm}{h}$);

f_e é a capacidade de infiltração final ($\frac{mm}{h}$);

k é uma constante para cada curva (h^{-1});

t é o tempo (h)

- b. Determinar as perdas iniciais, descontando-as dos primeiros intervalos da precipitação;
- c. determinar a precipitação efetiva para os intervalos seguintes através da equação:

$$P_f = P - It$$

Sendo It a infiltração calculada pelo método escolhido.

Quando existem dados de vazões observadas pode-se determinar o escoamento superficial, que é igual à precipitação efetiva sobre a bacia, obtendo-se então os valores das perdas iniciais e da infiltração. No entanto, quando não existem dados de vazões, há problemas para estimar-se os parâmetros das perdas iniciais e da infiltração.

7.6.2. Índices

Consiste em adotar um valor constante para o desconto da precipitação total, com o objetivo de determinar a precipitação efetiva. Dentre os métodos existentes, Tucci descreve três (índice α , índice Φ e índice W), que pressupõem a determinação do escoamento superficial com base em outros eventos na bacia ou em bacias próximas com características semelhantes.

a. Índice α

Corresponde ao coeficiente de escoamento, definido pela relação entre o total escoado e o total precipitado na bacia, resultando na precipitação efetiva. Segundo Sokolov et al. (1976) o valor deste fator varia entre 0,8 e 0,9.

b. Índice Φ

Corresponde a uma infiltração constante, devendo ser subtraído de cada precipitação para obter-se a precipitação efetiva e a soma destas deve ser igual ao escoamento superficial total. Quando o valor de ϕ for maior que P , deve distribuir a diferença entre os demais intervalos.

c. Índice W

Representa a infiltração média durante o tempo em que a precipitação é superior à taxa de infiltração. Calcula-se utilizando a seguinte formulação:

$$W = \frac{[P - Q - S]}{t}$$

Sendo que **P** é a precipitação no período t;

Q é o escoamento superficial no período t;

S é o volume armazenado;

t é o tempo em que a precipitação é maior que a taxa de infiltração.

O valor de **S** é normalmente desconhecido e agregado como perdas iniciais e conhecidos **P** e **Q**, calcula-se **W** para **t** onde $P_i > W$.

7.6.3. Relações Funcionais

Consistem em funções que estabelecem relações entre precipitação total e precipitação efetiva. A seguir, apresentam-se as relações funcionais de Kohler & Richards e do Soil Conservation Service.

a. Kohler & Richards

Kohler & Richards (1962) verificam que geralmente a relação entre precipitação total e precipitação efetiva, durante uma cheia, aproxima-se da seguinte equação:

$$Q = (P^n + d^n) - d$$

Onde **Q** é a precipitação efetiva;

P é a precipitação total;

$d = P - Q$ e **n** coeficiente empírico ajustado pela seguinte equação empírica: $n = 2 + 0,5 \cdot d$ onde (**d** em polegadas). Essa equação é representada graficamente pela figura 42.

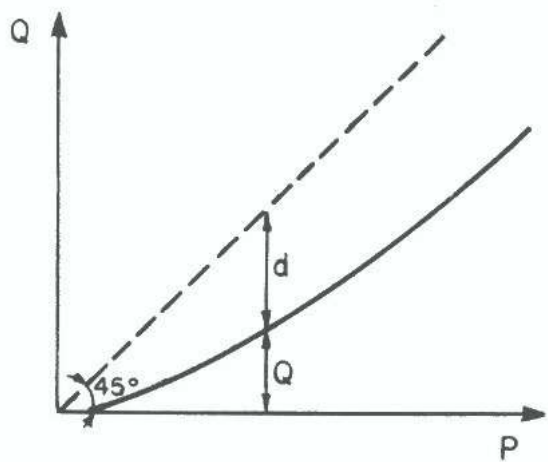


Figura 44 – Representação gráfica da equação de Kohler e Richards (fonte: Tucci, 2009)

b. Soil Conservation Service (SCS)

SCS (1957) utiliza uma formulação semelhante, que significa que a relação entre o volume infiltrado e a capacidade máxima de armazenamento é igual á relação entre a precipitação efetiva e a total:

$$\frac{d}{S^*} = \frac{Q}{P}$$

Substituindo d por $P - Q$ e introduzindo as perdas iniciais (I_a), tem-se:

$$Q = \frac{P^2}{P + S^*}$$

Válido para $P \geq I_a$, pois para $P < I_a$ tem-se $Q = 0$. A Figura 43 apresenta graficamente esta equação.

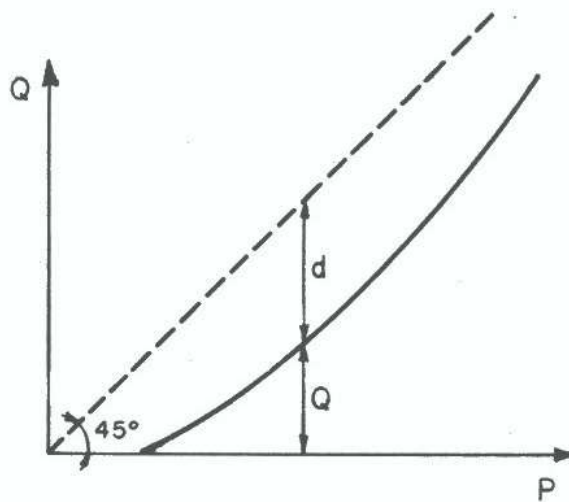


Figura 45 – Representação gráfica da equação do SCS (fonte: Tucci, 2009)

O valor de perdas iniciais (I_a) é achado segundo a seguinte equação:

$$I_a = \frac{S}{5}$$

Verificou-se que as perdas iniciais (I_a) representavam em média 20% da capacidade máxima de armazenamento (S). Substituindo esta relação na equação anterior resulta:

$$Q = \frac{(P - 0,2 \cdot S)^2}{P + 0,8 \cdot S}$$

Sendo que esta equação é válida para a situação $P > 0,2 \cdot S$. Para $P < 0,2 \cdot S$ tem-se $Q = 0$. A capacidade máxima de armazenamento na camada superior do solo (S) pode ser determinada com base no fator CN (curva número) pela seguinte expressão:

$$S = \left(\frac{25400}{CN} \right) - 254$$

O CN retrata as condições do solo e de sua cobertura, em termos de permeabilidade, sendo seus valores estabelecidos conforme as Tabelas 17 e 18 a seguir.

Tabela 17 – Valores do parâmetro CN para bacias rurais

Uso do solo	Superfície	A	B	C	D
Solo Lavrado	Com sulcos retilíneos	77	86	91	94
	Em fileiras retas	70	80	87	90
Plantações Regulares	Em curvas de nível	67	77	83	87
	Terraceado em nível	64	76	84	88
	Em fileiras retas	64	76	84	88
Plantações de Cereais	Em curvas de nível	62	74	82	85
	Terraceado em nível	60	71	79	82
	Em fileiras retas	62	75	83	87
Plantações de Legumes ou Cultivados	Em curvas de nível	60	72	81	84
	Terraceado em nível	57	70	78	89
	Pobres	68	79	86	89
	Normais	49	69	79	94
Pastagens	Boas	39	61	74	80
	Pobres, em curvas de nível	47	67	81	88
	Normais, em curvas de nível	25	59	75	83
	Boas, em curvas de nível	6	35	70	79
Campos Permanentes	Normais	30	58	71	78
	Esparsas, de baixa transpiração	45	66	77	83
	Normais	36	60	73	79
Chácaras Estradas de terra	Densas, de alta transpiração	25	55	70	77
	Normais	56	75	86	91
	Más	72	82	87	89
Florestas	De superfície dura	74	84	90	92
	Muitos esparsas, baixa transpiração	56	75	86	91
	Esparsas	46	68	78	84
	Densas, alta transpiração	26	52	62	69
	Normais	36	60	70	76

Tabela 18 – Valores de CN para bacias urbanas e suburbanas

Utilização ou cobertura do solo	A	B	C	D
Zonas cultivadas: Sem conservação do solo	72	81	88	91
Com conservação do solo	62	71	78	81
Pastagens ou terrenos em más condições	68	79	86	89
Baldios Boas condições	39	61	74	80
Prado em boas condições	30	58	71	78
Bosques ou zonas cobertura ruim	45	66	77	83
Florestais: Cobertura boa	25	55	70	77
Espaços abertos, relvados, parques, campos de golf, cemitérios, boas condições com relva em mais de 75% da área	39	61	74	80
Com relva de 50 a 75% da área	49	69	79	84
Zonas comerciais e de escritórios	89	92	94	95
Zonas industriais	81	88	91	93
Zonas residenciais				
Lotes de (m ²) % média impermeável				
<500 65	77	85	90	92
1000 38	61	75	83	87
1300 30	57	72	81	86
2000 25	54	70	80	85
4000 20	51	68	79	84
Parques de estacionamento, telhados, viadutos, etc.	98	98	98	98
Arruamentos e estradas				
asfaltadas e com drenagem de águas pluviais	98	98	98	98
paralelepípedos	76	85	89	91
terra	72	82	87	89

Os tipos de solos identificados nas referidas tabelas são os seguintes:

- Solo Tipo A

Solos que produzem baixo escoamento superficial e alta infiltração. Solos arenosos profundos com pouco silte e argila.

- Solo Tipo B

Solos menos permeáveis do que o anterior, solos arenosos menos profundo do que o tipo A e com permeabilidade superior à média.

- Solo Tipo C

Solos que geram escoamento superficial acima da média e com capacidade de infiltração abaixo da média, contendo percentagem considerável de argila e pouco profundo.

- Solo Tipo D

Solos contendo argilas expansivas e poucos profundos com muita baixa capacidade de infiltração, gerando a maior proporção de escoamento superficial.

Exemplo: Qual é a lâmina escoada superficialmente durante um evento de chuva de precipitação total $P=70$ mm numa bacia com solos tipo B e com cobertura de floresta?

Dados:

Valores de CN para os próximos exercícios

Tabela 19– Valores de CN

Condição	A	B	C	D
Florestas	41	63	74	80
Campos	65	75	83	85
Plantações	62	74	82	87
Zonas comerciais	89	92	94	95
Zonas industriais	81	88	91	93
Zonas residenciais	77	85	90	92

Solução:

A bacia tem solos do tipo B e está coberta por florestas. Conforme a tabela Y o valor do parâmetro CN é 63 para esta combinação. A partir deste valor de CN obtém-se o valor de S:

$$S = \left(\frac{25400}{63} \right) - 254$$

$$S = 149,2 \text{ mm}$$

A partir do valor do S obtém-se o valor de Ia

$$Ia = \frac{S}{5}$$

$$Ia = \frac{149,2}{5}$$

$$Ia = 29,8$$

Como $P \geq Ia$, o escoamento superficial é dado por:

$$Q = \frac{[(P - Ia)]^2}{P - Ia + S}$$

$$Q = \frac{[(70 - 29,8)]^2}{70 - 29,8 + 149,2}$$

$$Q = 8,5 \text{ mm}$$

Exemplo: Qual é a lâmina escoada superficialmente durante o evento de chuva dado na tabela abaixo numa bacia com solos com média capacidade de infiltração e cobertura de pastagens?

Tabela 20- Exemplo

Tempo (min)	Precipitação (mm)
10	5
20	6
30	14
40	11

Solução:

A bacia tem solos de média capacidade de infiltração, o que corresponde ao tipo B. A cobertura vegetal é de pastagens. Conforme a tabela dada pelo

exemplo 1 o valor parâmetro CN é de 75 para esta combinação. A partir deste valor de CN obtém-se o valor de S:

$$S = \left(\frac{25400}{75} \right) - 254$$

$$S = 84,7 \text{ mm}$$

A partir do valor de S obtém-se o valor de Ia

$$Ia = \frac{S}{5}$$

$$Ia = \frac{84,7}{5}$$

$$Ia = 16,9$$

A chuva de cada intervalo de tempo é somada à chuva total até o final do intervalo de tempo anterior, resultando na chuva acumulada, como mostra a tabela a seguir:

Tabela 21– Exemplo

tempo (min)	Precipitação (mm)	Precipitação Acumulada (mm)
10	5	5
20	6	11
30	14	25
40	11	36

Para cada intervalo de tempo pode se usar o método do SCS para acumular o escoamento total acumulada até o final do intervalo de tempo. Enquanto a precipitação acumulada é inferior a Ia, o escoamento acumulado é igual a zero. A partir do intervalo de tempo em que a precipitação acumulada supera o valor de Ia, o escoamento acumulado é calculado por:

$$Q = \frac{(I_p - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

Como mostra a tabela a seguir:

Tabela 22– Resolução exercício

tempo (min)	Precipitação (mm)	Precipitação Acumulada (mm)	Escoamento acumulado (mm)
10	5	5	0,0
20	6	11	0,0
30	14	25	0,7
40	11	36	3,5

Observa-se que o momento de máximo escoamento superficial ocorre entre os 30 e 40 minutos da duração da chuva. Nesses 10 minutos o escoamento é de 3,5 mm. É interessante observar que este não é o momento de máxima intensidade de precipitação.

Exemplo: Qual é o valor do coeficiente CN de uma bacia em que 30% da área é urbanizada e em que 70% da área é rural? Considere que os solos são extremamente argiloso e rasos.

Solução:

Solos rasos e muito argilosos normalmente tem capacidade de infiltração baixa ou muito baixa, por isso pode-se considerar que os solos são do tipo D, de acordo com a classificação do SCS.

Na área rural não esta especificado se são plantações (CN=87), campos (CN=85) ou florestas (CN=80). Considerando que a área rural é coberta por campos, adota-se o CN=85.

Na área urbana não esta especificado se são áreas industriais, comerciais ou residenciais, mas os valores de CN são sempre relativamente próximos a 93, por isso adotamos esse valor.

O CN médio da bacia pode ser obtido por:

$$CN = 0,3 \cdot 93 + 0,7 \cdot 85$$

$$CN = 87,4$$

8. HIDROGRAMA

8.1. COMPONENTES DO HIDROGRAMA

O hidrograma é um gráfico que representa a vazão em uma seção do curso de água em função do tempo. Pode ser constituído por uma linha contínua ou traços horizontais correspondendo a vazões médias em determinado intervalo.

A figura 30 mostra o hietograma de uma chuva. Observa-se que quando iniciada a precipitação parte é interceptada pela vegetação e pelos obstáculos, sendo retida nas depressões até preenchê-las completamente, parte se infiltra no solo suprindo a deficiência de umidade. Esta parte corresponde ao intervalo de tempo t_{a} e t_{d} na figura.

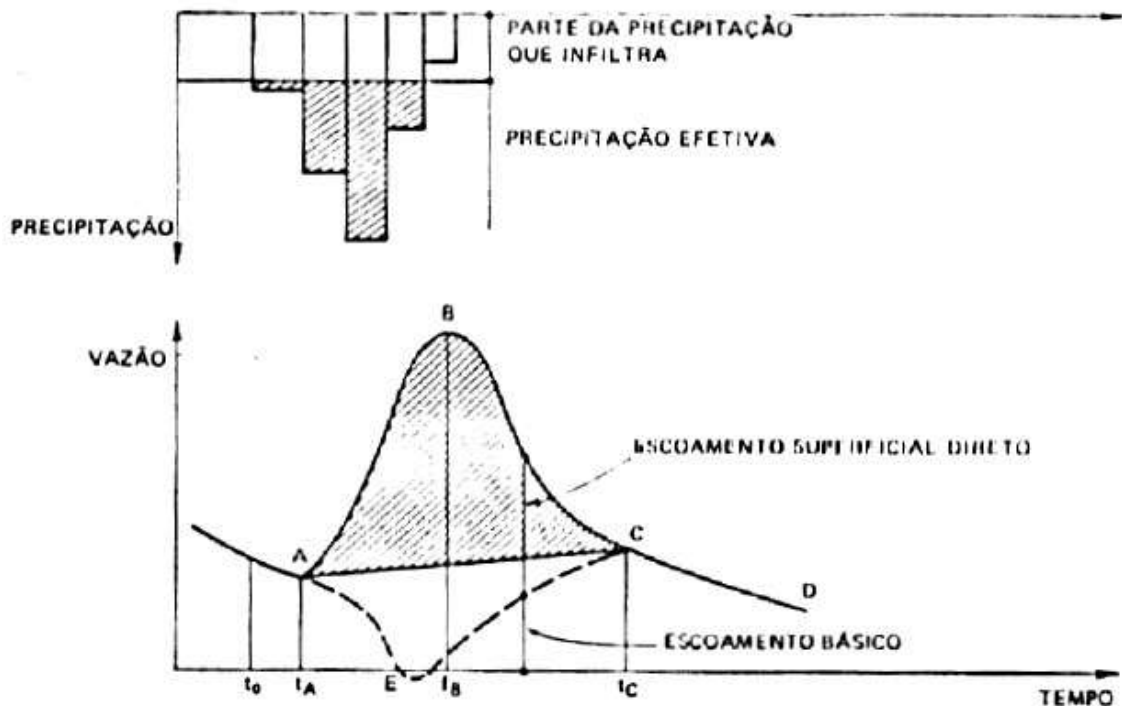


Figura 30- Ietograma e Hidrografa de uma chuva isolada (VILELA, 1975)

Uma vez excedida a capacidade de infiltração do solo, inicia-se o escoamento superficial direto, ponto A no hidrograma. A vazão, então, aumenta até atingir um máximo, ponto B, quando toda a bacia estiver contribuindo. A duração da precipitação é menor ou igual ao intervalo de tempo t_a a t_B . Terminada a precipitação, o escoamento superficial prossegue durante certo tempo e a curva de vazão vai diminuindo. Ao trecho BC do hidrograma denomina-se curva de depressão do escoamento superficial.

Na figura 31 é mostrada uma seção transversal do curso da água e a relação entre o aumento da vazão e a elevação do lençol subterrâneo.

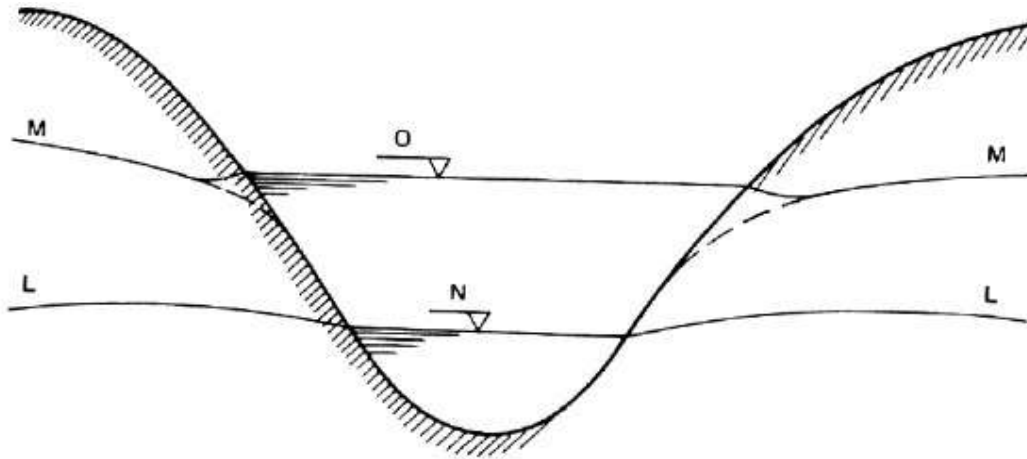


Figura 31 – Ilustração do curso da água e o lençol freático (Fonte: UFRRJ)

No início da precipitação, o nível da água no curso d'água e no lençol estavam na posição N e LL devido a água infiltrada, e após suprida a deficiência de umidade no solo o nível do lençol cresce até atingir a posição MM. Ao mesmo tempo em razão do escoamento superficial, o nível de água passa de N para O (figura 31). Para grandes enchentes pode ocorrer uma inversão temporária do escoamento, ou seja, a elevação do curso d'água superar a correspondente elevação do lençol, fazendo com que a água flua do rio para o lençol. Na figura 30, a linha tracejada AEC representa a contribuição da água do lençol subterrâneo ao curso de água.

8.2. FATORES QUE INFLUENCIAM NA FORMA DE UM HIDROGRAMA

8.2.1. *Relevo (densidade de drenagem, declividade de rio ou bacia, capacidade de armazenamento e forma)*

Uma bacia com boa drenagem e grande declividade apresenta um hidrograma íngreme com pouco escoamento de base. Uma bacia do tipo radial concentra o escoamento, antecipando e aumentando o pico com relação a uma bacia alongada que tem escoamento predominante no canal principal e percurso mais longo até a seção principal, amortecendo as vazões. (Figura 32)

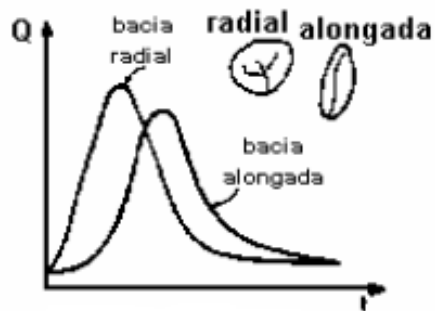


Figura 32 – Efeito da forma (Fonte: UFBA)

8.2.2. *Cobertura da bacia*

Tende a retardar o escoamento e aumentar as perdas por evapotranspiração. Nas bacias urbanas (figura 33), onde a cobertura é alterada, tornando-se mais impermeável, acrescida de uma rede de drenagem mais eficiente, o escoamento superficial e o pico aumentam. Este acréscimo da vazão implica o aumento do diâmetro dos condutos pluviais e dos custos.

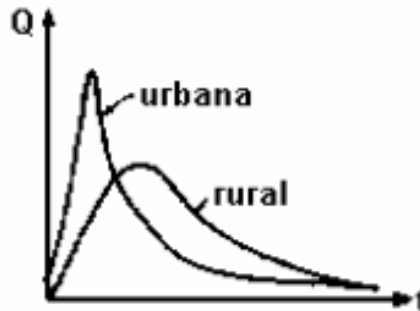


Figura 33 - Bacia rural e urbana (Fonte: UFBA)

8.2.3. Distribuição, duração e intensidade da precipitação:

A distribuição da precipitação são fatores fundamentais no comportamento de um hidrograma. Quando a precipitação se concentra na parte inferior da bacia, desloca-se posteriormente para montante, o hidrograma pode ter até dois picos. Na figura 34 são apresentados dois tipos de distribuição temporal de precipitação, onde se observa que quando a precipitação é constante, a capacidade de armazenamento e o tempo de concentração da bacia são atingidos, estabilizando o valor do pico. Após o termino da precipitação, o hidrograma entra em recessão.

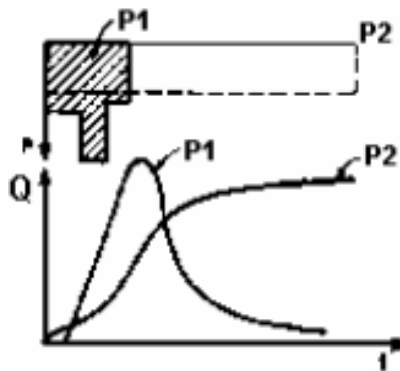


Figura 34 – Variação da duração e intensidade da precipitação (Fonte: UFBA)

8.2.4. Solo

As condições iniciais de umidade são fatores que podem influenciar significativamente o escoamento resultante de precipitações de pequeno volume, alta e média intensidade. Quando o estado de umidade da cobertura vegetal, das depressões, da camada superior do solo e do aquífero forem baixos, parcela ponderável da precipitação é retida e o hidrograma é reduzido (figura 35).

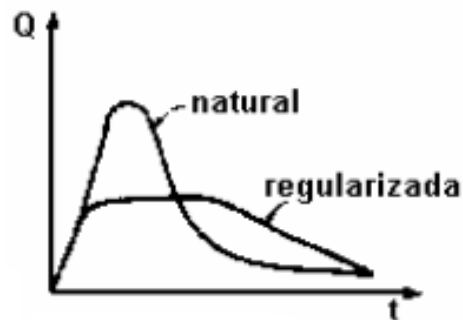


Figura 35 – regularização (Fonte: UFBA)

Para caracterizar o hidrograma e o comportamento da bacia são utilizados alguns valores de tempo (abscissa), relacionados a seguir:

8.2.5. Tempo de Pico (t_p)

É definido como o intervalo entre o centro de massa da precipitação e o tempo de pico, como pode-se observar pela figura 36.

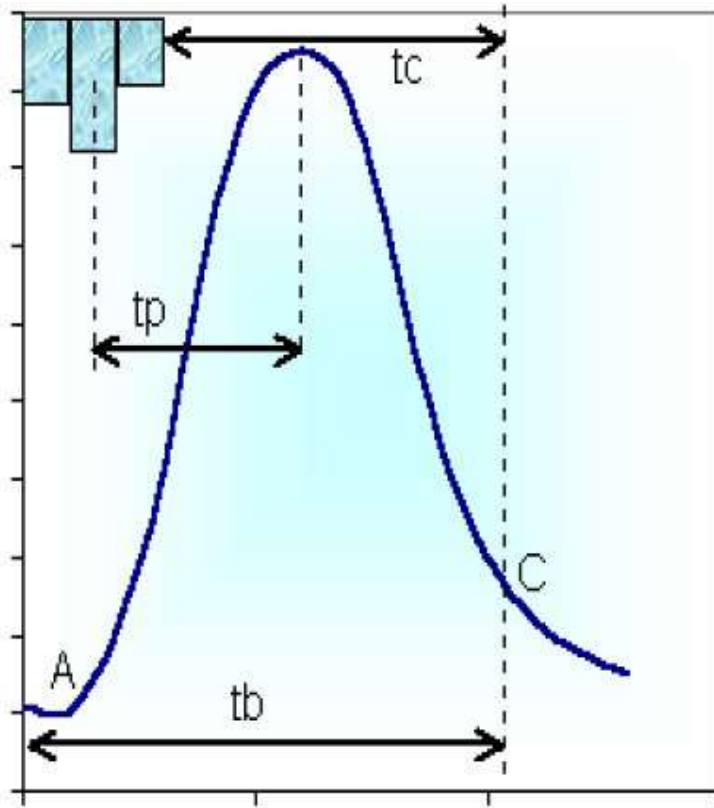


Figura 36 – Hidrograma Tipo (fonte: UFBA)

8.2.6. Tempo de Concentração (t_c)

É o tempo necessário para a água precipitada no ponto mais distante na bacia, deslocar-se até a seção principal (figura 36). Esse tempo é definido também como o tempo entre o fim da precipitação e o ponto de inflexão do hidrograma.

8.2.7. Tempo de Recessão (t_r)

É o tempo necessário para a vazão baixar até o ponto C, quando acaba o escoamento superficial.

8.2.8. Tempo de Base (t_b)

É o tempo entre o início da precipitação e aquele em que a precipitação ocorrida já escoou através da seção principal, ou que o rio volta às condições anteriores à da ocorrência da precipitação.

8.3. CARACTERIZAÇÃO DO HIDROGRAMA

O hidrograma pode ser caracterizado por três partes principais: *ascensão*, altamente correlacionada com a intensidade da precipitação, e grande gradiente; *região de pico*, próximo ao valor máximo, quando o hidrograma começa a mudar de inflexão, resultado da redução da alimentação e chuvas e/ou amortecimento da bacia. Esta região termina quando o escoamento superficial acaba, resultando somente o escoamento subterrâneo; *recessão*, nesta fase, somente o escoamento subterrâneo está contribuindo para a vazão total do rio (TUCCI, 2009).

O escoamento superficial, que caracteriza as duas primeiras partes do hidrograma pode ser descrito por modelos hidrológicos. Para simular o escoamento superficial é necessário separá-lo do escoamento subterrâneo e obter a precipitação efetiva que gerou o escoamento.

A recessão indicada pelo escoamento subterrâneo pode ser representada por uma equação exponencial do seguinte tipo:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

Onde: Q_t é a vazão após t intervalos de tempo

Q_0 é a vazão no tempo de referência zero

α é o coeficiente de recessão (que pode ser determinado através de uma plotagem num papel log-log dos valores de vazão, defasados de t intervalos de tempo. A declividade da reta permite estimar o valor da reta).

8.4. MÉTODO RACIONAL

A vazão máxima pode ser estimada com base na precipitação, por métodos que representam os principais processos da transformação da precipitação em vazão e pelo método racional, que engloba todos os processos em apenas um coeficiente (C).

O método racional é largamente utilizado na determinação da vazão máxima para bacias pequenas ($\leq 2 \text{ km}^2$). Os princípios básicos desta metodologia são:

a) considera a duração da precipitação intensa de projeto igual ao tempo de concentração. Ao considerar esta igualdade admite-se que a bacia é suficientemente pequena para que esta precipitação ocorra, pois a duração é inversamente proporcional à intensidade. Em bacias pequenas, as condições mais críticas ocorrem devido a precipitações convectivas que possuem pequena duração e grande intensidade;

b) adota um coeficiente único de perdas, denominado C , estimado com base nas características da bacia;

c) não avalia o volume da cheia e a distribuição espacial de vazões.

A equação do método racional é a seguinte:

$$Q = 0,27 \cdot C \cdot I \cdot A$$

Onde: Q é a vazão máxima (m^3/s);

C é o coeficiente de escoamento;

I é a intensidade da precipitação;

A é a área da bacia (km^2).

O coeficiente de escoamento utilizado no método racional depende das seguintes características: solos, cobertura, tipo de ocupação, tempo de retorno, intensidade da precipitação.

Os coeficientes de escoamento recomendado para as superfícies urbanas estão apresentados na tabela 23.

Tabela 23—coeficiente de escoamento colocar o da apostila de ufrs

Natureza da Superfície	Valores de C
telhados perfeitos, sem fuga	0,70 a 0,95
Superfícies asfaltadas e em bom estado	0,85 a 0,90
Pavimentações de paralelepípedos, ladrilhos ou blocos de madeira com juntas bem tomadas	0,75 a 0,85
Para as superfícies anteriores sem as juntas tomadas	0,50 a 0,70
Pavimentação de blocos inferiores sem as juntas tomadas	0,40 a 0,50
Estradas macadamizadas	0,25 a 0,60
Estradas e passeios de pedregulho	0,15 a 0,30
Superfícies não revestidas, pátios de estrada de ferro e terrenos descampados	0,10 a 0,30
Parques, jardins, gramados e campinas, dependendo da declividade do solo e da natureza do subsolo	0,01 a 0,20

Pode-se calcular o valor de C para uma chuva de características conhecidas, desde que se conheça a variação de vazão correspondente.

Exemplo: Dada a tabela 24, com dados de vazão e sabendo-se os valores da área de drenagem ($A=115 \cdot 10^6 \text{ m}^2$) e altura de chuva ($h=150 \text{ mm}$), procede-se da seguinte forma para calcular o coeficiente de deflúvio:

Tabela 24–Exemplo

Dia	Hora	Vazão (m ³ /s)
	0	12,1
1	6	18,2
	12	30
	18	52
	0	58
2	6	63,5
	12	55
	18	46,3
	0	43,3
3	6	32,8
	12	27,7
	18	29,8
	0	30,2
4	6	21,5
	12	19,2
	18	18,2
	0	17,3
5	6	15,5
	12	14
	18	10,5

Solução:

Com os dados de vazão acima traça-se a hidrógrafa (gráfico 46), e a partir desse gráfico traça-se a reta que separa o escoamento superficial direto do escoamento básico (método 2 referido no item 7.5.4). Esta reta tem o seu ponto inicial numa mudança brusca na inclinação da curva de vazão (início do escoamento superficial) e o seu ponto final no ponto de máxima curvatura e, sempre, relativo a um período igual a um número inteiro de dias ou pelo menos um ponto imediatamente superior que satisfaça esta segunda condição. Obtém-se, agora, o escoamento de base a partir de leitura direta do gráfico, conforme representado na tabela 25. Assim obtemos o escoamento superficial e, a partir do cálculo da área compreendida entre a reta e o hidrograma, o volume escoado.

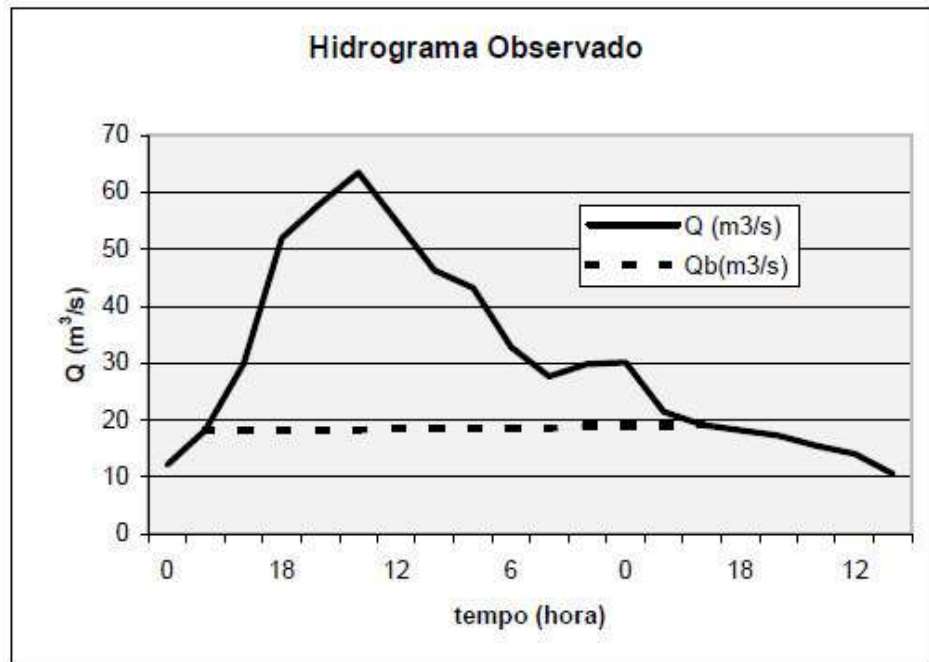


Gráfico 46 – Hidrograma referente aos dados da tabela 24 (fonte: UFBA)

Tabela 25–Solução Exemplo

Dia	Hora	Vazão (m³/s)	Qb (m³/s)	Qe (m³/s)
	0	12,1	12,1	0
1	6	18,2	12,82	5,38
	12	30	13,54	16,46
	18	52	14,26	37,74
	0	58	14,98	43,02
2	6	63,5	15,7	47,8
	12	55	16,42	38,58
	18	46,3	17,14	29,16
	0	43,3	17,86	25,44
3	6	32,8	18,58	14,22
	12	27,7	19,3	8,4
	18	29,8	20,02	9,78
	0	30,2	20,74	9,46
4	6	21,5	21,46	0,04
	12	19,2	19,2	0
	18	18,2	18,2	0
	0	17,3	17,3	0
5	6	15,5	15,5	0
	12	14	14	0
	18	10,5	10,5	0

Para este exemplo obtemos o seguinte valor:

$$V_e = 6166368,00 \text{ m}^3$$

O cálculo do volume precipitado é feito através da seguinte relação:

$$V_p = A \cdot h$$

$$V_p = 115 \cdot 10^6 \cdot 0,160 = 18400000,00 \text{ m}^3$$

Tendo os valores do volume escoado e o volume precipitado temos:

$$C = \frac{V_e}{V_p}$$

$$C = \frac{6166368}{18400000}$$

$$C = 0,34$$

8.5. HIDROGRAMA UNITÁRIO

Hidrograma Unitário é o hidrograma resultante de um escoamento superficial unitário (1 mm, 1cm, 1 polegada) gerado por uma chuva uniforme distribuída sobre a bacia hidrográfica, com intensidade constante de certa duração.

Para uma dada duração de chuva, o hidrograma constitui uma característica própria da bacia; ele reflete as condições de deflúvio para o desenvolvimento da onda de cheia.

8.5.1. Princípios básicos

Considerando chuva de distribuição e de intensidade constantes sobre toda a bacia temos três princípios básicos a serem considerados: Princípio da constância do tempo de base, das proporcionalidades das descargas e da aditividade.

- Princípio da Constância do tempo de base

Para chuvas de iguais durações, as durações dos escoamentos superficiais correspondentes são iguais.

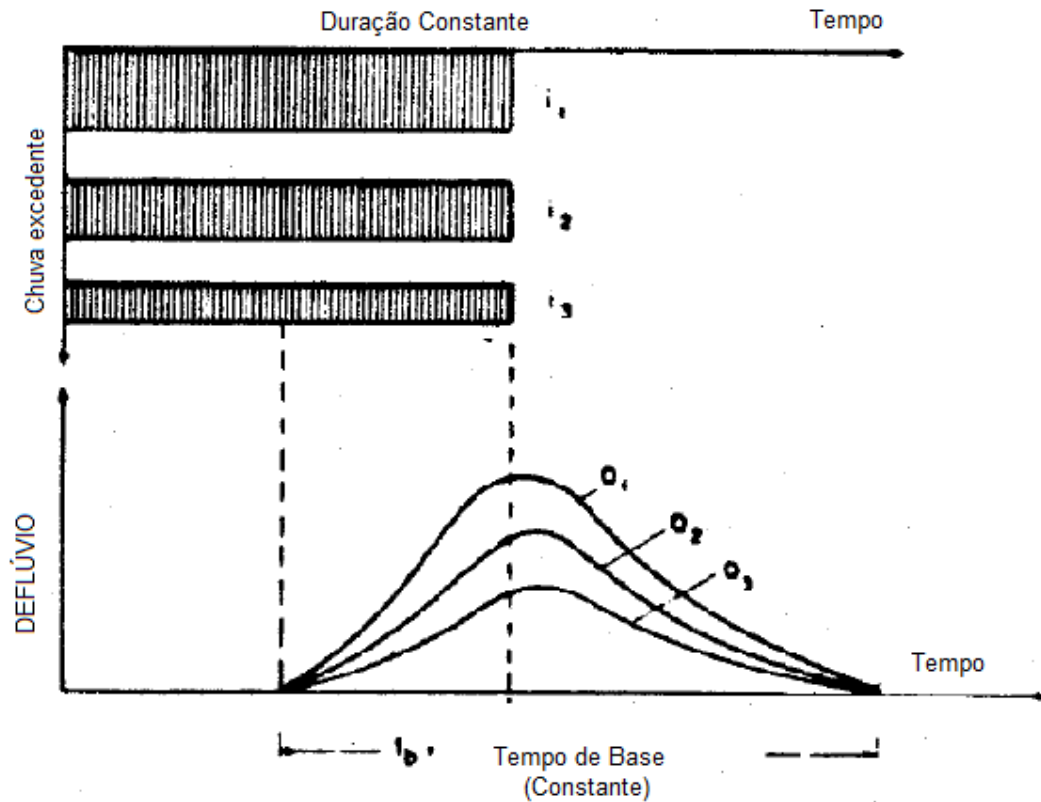


Figura 43 – Registro de descargas diárias do rio Tietê (fonte: WIKEN, 1978)

- Proporcionalidade de descargas

Duas chuvas de mesma duração, mas com volumes escoados diferentes resultam em hidrógrafas cujas ordenadas são proporcionais aos correspondentes volumes escoados. Ou seja:

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{Q_1}{Q_2} = k$$

Onde P é o volume da chuva efetiva;

Q é a vazão do escoamento superficial.

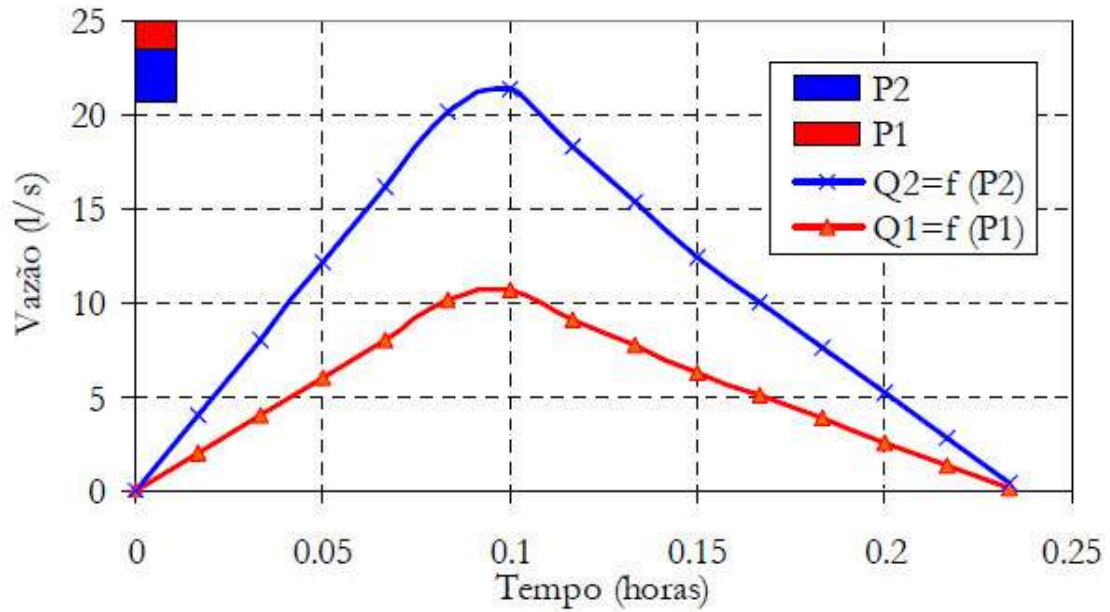


Figura 44 – Proporcionalidade das descargas (fonte: UFRS)

- Princípio da Aditividade

Precipitações anteriores não influenciam a distribuição no tempo do escoamento superficial de uma dada chuva.

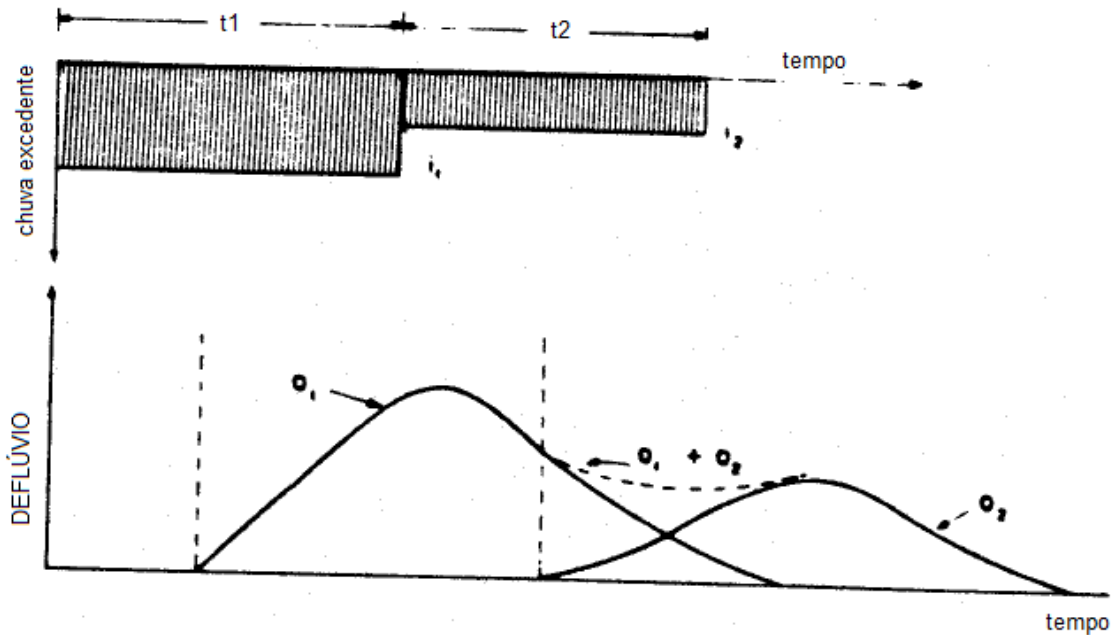


Figura 45 – Independência dos deflúvios simultâneos (fonte: WIKEN, 1978)

- No princípio de proporcionalidade comentar sobre o fato da convulsão dos hidrogramas

8.5.2. Determinação do hidrograma unitário

Para determinar o hidrograma unitário (HU) de uma bacia hidrográfica, é necessário dispor de registros de vazão e precipitação simultâneos. Recomenda-se procurar no histórico, eventos causados por chuvas que tenham uma duração entre do tempo de concentração. A seguir apresenta-se um roteiro de cálculo.

1) Calcular o volume de água precipitado sobre uma bacia hidrográfica, que é dado por:

$$V_{tot} = P_{tot} \cdot A$$

Onde V_{tot} é o volume total precipitado sobre a bacia;

P_{tot} é a precipitação total;

A é a área de drenagem da bacia.

2) Fazer a separação do escoamento superficial, onde para cada instante t , a vazão que esco superficialmente é a diferença entre a vazão observada e a vazão de base:

$$Q_s = Q_{obs} - Q_b$$

Onde Q_s é a vazão que esco superficialmente

Q_{obs} é a vazão observada no posto fluviométrico;

Q_b é a vazão de base, extraída do gráfico.

3) Determinar o volume escoado superficialmente, calculando a área do hidrograma superficial, que pode ser obtida conforme a fórmula abaixo:

$$V_s = \sum Q_{si} \cdot \Delta t$$

Onde V_s é o volume escoado superficialmente;

Q_{si} é a vazão que esco superficialmente;

Δt é o intervalo de tempo dos dados.

4) Determina-se o coeficiente de escoamento (definido na seção 7.4.2).

$$C = \frac{V_s}{V_{tot}}$$

Onde V_s é o volume escoado superficialmente;

V_{tot} é o volume total precipitado sobre a bacia hidrográfica.

5) Determinar a chuva efetiva, multiplicando-se a chuva total pelo coeficiente de escoamento:

$$P_{ef} = C \cdot P_{tot}$$

Onde P_{ef} é a chuva efetiva;

C é o coeficiente de escoamento;

P_{tot} é a precipitação total.

6) Determinar as ordenadas do HU

$$Q_u = \frac{P_u}{P_{ef}} \cdot Q_s$$

Onde Q_u ordenada do hidrograma unitário;

P_u é a chuva unitária (10 mm, 1mm);

P_{ef} é a precipitação efetiva;

Q_s ordenada do hidrograma do escoamento superficial.

8.5.3. Determinação do hidrograma unitário para uma chuva de dada duração (t) a partir de outra duração maior (t)

O método da chuva “S” presta-se para a obtenção de um hidrograma unitário a partir de outro da mesma bacia, porém originado de chuva de concentração mais longa.

A curva “S” é o hidrograma que se obteria no caso de chuva hipotética infinita.

Há uma única curva “S” para uma dada bacia hidrográfica e a partir de chuva de cada duração.

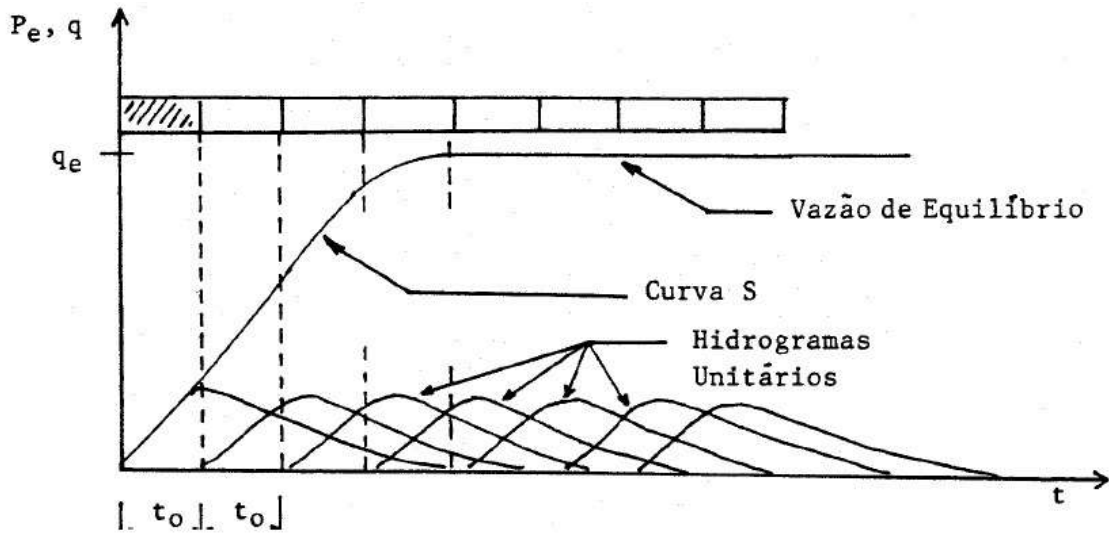


Figura 46 – Curva S (fonte: Gray, 1973)

Podemos observar na figura 46 o gráfico de curva “S” para uma duração específica. A ordenada “ q_e ” corresponde a vazão de equilíbrio, atingida no momento em que toda a bacia passa a contribuir para a vazão do ponto de controle. A sua constância a partir do tempo de concentração t_c decorre da hipótese da chuva ter duração infinita.

$$q_e = \frac{2,77 \cdot A}{t}$$

Onde A é a área (Km²);

t é a duração (h);

q_e é a vazão (m³/s)

O fator 2,77 decorre de uma conversão de unidades.

De posse desta curva, obtém-se facilmente o hidrograma unitário referente a uma chuva mais curta que aquela que lhe deu origem. Para isso basta defasar a curva “S” de t (duração pretendida). A diferença entre as ordenadas das duas curvas – uma sem e a outra com defasagem – seria o hidrograma correspondente a uma chuva capaz de produzir uma lâmina d’água uniforme na bacia de T/t mm, não se tratando, portanto, de hidrograma unitário. Para convertê-lo é suficiente multiplicar todas as ordenadas pelo fator t/T .

8.5.4. Determinação do hidrograma unitário para uma chuva de dada duração a partir de outra duração menor

Tendo em vista o terceiro princípio dos hidrogramas, ou seja, o princípio da aditividade, é possível traçar-se um hidrograma de chuva de maior duração a partir do de uma menor, bastando para isso encadear sucessivamente chuvas das quais se conhecem o desenvolvimento da onda de cheia, defasados de sua duração (sem intervalo de tempo entre elas).

A soma das ordenadas de " n " hidrógrafas unitária de duração " t ", encadeadas, da origem ao hidrograma que resultaria de uma chuva de duração total " $n \times t$ " e de altura de chuva " n ". O hidrograma unitário para aquela mesma bacia produzido por uma chuva de duração " T " é facilmente obtido dividindo-se cada ordenada por n ($n = T/t$). Isto se justifica pelo fato de que, embora as chuvas parciais não se superponham no tempo, assim o fazem no espaço.

O procedimento acima descrito é diretamente aplicável aos casos em que T é multiplicado por t , situação essa ilustrada na figura 47.

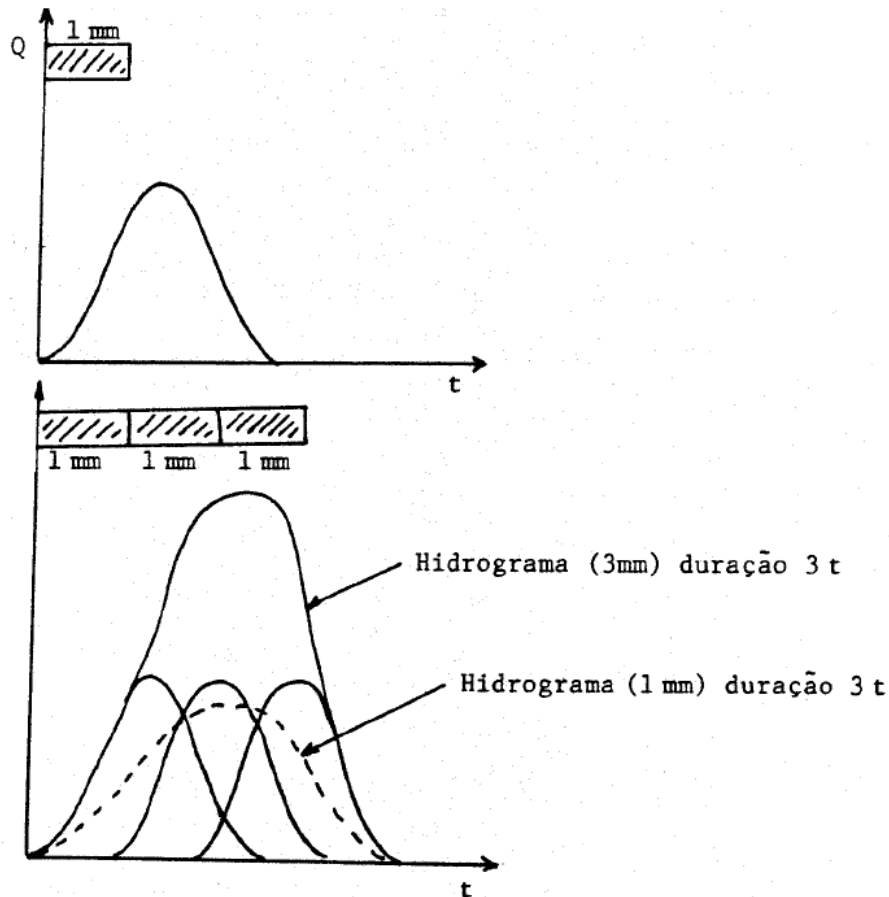


Figura 47 – Hidrogramas (fonte:UFC)

Casos ocorrem em que a duração T não é múltiplo de t . Nessas circunstâncias o mesmo princípio se mantém válido; no entanto, para a sua utilização é necessário converter a chuva da hidrógrafa conhecida t em submúltiplo de T . Segue uns passos para proceder nesta situação.

- Traçar a curva “S” a partir do hidrograma da chuva de duração t
- Determinar um número divisor comum de t e $T(t')$. Recomenda-se a adoção do máximo divisor comum (MDC) para a redução posterior da carga de trabalho.
- Determinar a partir da chuva “S” obtida no primeiro passo, o hidrograma unitário relativo a uma curva de duração t' .

A conversão está completa. Proceda-se a partir deste posto conforme orientação da figura 47, cumprindo observar, no entanto, que a conversão no caso presente será feita dividindo-se as ordenadas por T/t' .

Exemplo:

Dado o hidrograma abaixo. Colunas (0) e (1) correspondente a uma precipitação efetiva de duração $t = 1h$, obter o hidrograma para uma outra chuva de duração $t' = 2h$.

Tabela 26–Exemplo

Tempo (h)	Vazão (m³/s)	
	(1)	(2)
(0)	(1)	(2)
0	0	-
1	5,6	0
2	18,2	5,6
3	15,7	18,3
4	10,1	15,7
5	7,9	10,1
6	4,6	7,9
7	0	4,6
8	-	0

Solução:

Para termos uma precipitação a cada 2h soma-se as colunas (1) e (2), como foi feito na tabela 27. A coluna (4) fornece as ordenadas do hidrograma relativo a uma precipitação excedente de duas horas.

Tabela 27–Solução Exemplo

Tempo (h)	Vazão (m³/s)			
	(1)	(2)	(3)=(1)+(2)	(4)=(3):(2)
(0)	(1)	(2)	(3)=(1)+(2)	(4)=(3):(2)
0	0	-	0	0
1	5,6	0	5,6	2,8
2	18,2	5,6	23,9	11,9
3	15,7	18,3	34	17
4	10,1	15,7	25,8	12,9
5	7,9	10,1	18	9
6	4,6	7,9	12,5	6,3
7	0	4,6	4,6	2,3
8	-	0	0	0

8.5.5. Hidrograma Unitário Instantâneo

UFC