

Sumário

Capítulo 1 – Ciclo Hidrológico

1 – Introdução	1
2 – Bibliografia	5

Capítulo 2 – Bacia Hidrográfica

1 – Generalidades	6
2 – Regiões hidrológicas	6
3 – Características Físicas de uma Bacia Hidrográfica	12
4 – Bibliografia	27

Capítulo 3 – Precipitação

1 – Generalidades	29
2 – Fatores climáticos	29
3 – Precipitação – Formação e tipos	40
4 – Medidas pluviométricas	43
5 – Frequência de totais precipitados	45
6 – Variação da precipitação	51
7 – Precipitação média sobre uma bacia	54
8 – Análise das chuvas intensas	56
9 – Bibliografia	62

Capítulo 4 – Infiltração

1 – Generalidades	69
2 – Grandezas características da infiltração	69
3 – Fatores que intervêm na capacidade de infiltração	72
4 – Equação da curva capacidade de infiltração versus tempo	72
5 – Escoamento da Água em solos saturados	73
6 – Escoamento da Água nos solos não saturados	75
7 – Bibliografia	80

Capítulo 5 – Evaporação e Evapotranspiração

1 – Introdução	81
2 – Definição, Fatores Físicos	81
3 – Influências meteorológicas	83
4 – Definições básicas	83
5 – Fórmula geral da evaporação	84
6 – Determinação da evaporação e evapotranspiração	85
7 – Bibliografia	100

Capítulo 6 – escoamento Superficial

1 – Generalidades	102
2 – Hidrógrafa	104
3 – Medição de vazões	108
4 – Estimativa do escoamento superficial através de dados de chuva	113
5 – Bibliografia	124

Capítulo 7 – Regime dos Cursos de Água

1 – Generalidades	125
2 – Diagrama de frequência	127
3 – Curva de duração ou de permanências	131
4 – Curva de utilização	132
5 – Volume perdido e deficitário	134
6 – Conclusões	136
7 – Bibliografia	137

Capítulo 8 – Previsão de Enchentes

1 – Enchentes e inundações	138
2 – Período de retorno	139
3 – Análise da natureza dos dados de vazão	141
4 – Método de Foster	144
5 – Método de Gumbel	146
6 – Método de Füller	149
7 – Exemplos de cálculos de previsão de enchentes	150
8 – Método de previsão de enchentes baseado em dados de chuva	159
9 – Bibliografia	166

Capítulo 9 – Propagação de Enchentes

1 – Generalidades	168
2 – Propagação de enchentes através de reservatórios	168
3 – Propagação de enchentes em rios e canais	177
4 – Bibliografia	181

Capítulo 10 – Controle de Enchentes e Inundações

1 – Introdução	182
2 – Causas das enchentes	182
3 – Métodos de combate a enchentes	183
4 – Análise econômica do controle de enchentes	184
5 – Bibliografia	191

Capítulo 11 – Águas Subterrâneas

1 – Generalidades	192
2 – Modos de ocorrência das águas subterrâneas	193
3 – Coeficientes que definem um aquífero	194
4 – Geologia e Hidrogeologia	197
5 – Modelismo analógico de aquíferos	202
6 – Bibliografia	206

Capítulo 12 – Regularização de Vazões e Controle de Estiagens

1 – Generalidades	207
2 – Cálculo do volume do reservatório para atender a uma lei de regularização	207
3 – Volumes atuais dos reservatórios	213
4 – Regularização máxima	215
5 – Secção de regularização a jusante do local da barragem	218
6 – Controle de estiagens	220
7 – Bibliografia	222

Capítulo 13 – Transporte de Sedimentos

1 – Introdução	223
2 – Hidráulica de canais erodíveis	223
3 – Transporte sólido	225
4 – Medidas de concentração de sedimentos	233
5 – Assoreamento de reservatórios	234
6 – Sedimentação	236
7 – Bibliografia	236

Índice Analítico	239
----------------------------	-----

Ciclo Hidrológico

Capítulo 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 -- Definição

Hidrologia é a ciência que trata da água da terra, sua ocorrência, circulação e distribuição, suas propriedades físicas e químicas, e suas reações com o meio-ambiente, incluindo suas relações com a vida. (Def. recomendada pelo United States Federal Council of Science and Technology, Committee for Scientific Hydrology, 1962) (1).

1.2 -- O Ciclo Hidrológico

O comportamento natural da água quanto as suas ocorrências, transformações e relações com a vida humana é bem caracterizado através do conceito de ciclo hidrológico, representado esquematicamente na Figura 1.1.

Para melhor compreensão deste ciclo pode-se visualizá-lo como tendo início com a evaporação da água dos oceanos. O vapor resultante é transportado pelo movimento das massas de ar. Sob determinadas condições, o vapor é condensado, formando as nuvens que por sua vez podem resultar em precipitação. A precipitação que ocorre sobre a terra é dispersada de várias formas. A maior parte fica temporariamente retida no solo próximo de onde caiu e finalmente retorna à atmosfera por evaporação e transpiração das plantas. Uma parte da água restante escoou sobre a superfície do solo, ou através do solo para os rios, enquanto que a outra parte, penetrando profundamente no solo, vai suprir o lençol d'água subterrâneo.

Devido à influência da gravidade, tanto o escoamento superficial como o subterrâneo são realizados em direção a cotas mais baixas e podem, eventualmente, ser descarregados nos oceanos. Entretanto, quantidades substanciais da água superficial e subterrânea retornam à atmosfera por evaporação e transpiração antes de atingirem o oceano.

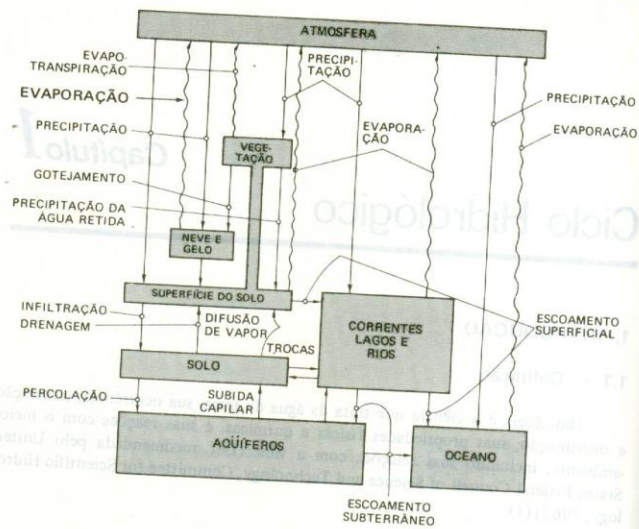


Fig. 1.1 - O Ciclo Hidrológico do Ponto de Vista do Engenheiro - Eagleson (2)

Desta forma, pode-se destacar e resumir o ciclo hidrológico da seguinte maneira:

- Circulação da água, do oceano, através da atmosfera, para o continente, retorno, após detenção em vários pontos, para o oceano, através de escoamentos superficiais ou subterrâneos e, em parte pela própria atmosfera.
- Curtos-circuitos que excluem segmentos diversos do ciclo completo, como por exemplo a movimentação da água do solo e da superfície terrestre para a atmosfera, sem passar pelo oceano.

Em qualquer transformação dentro do ciclo hidrológico pode ser escrito:

$$I - O = \Delta S$$

conhecida como equação hidrológica onde, em um determinado período de tempo e para um volume pré-fixado como o do esquema da Figura 1.2, tem-se:

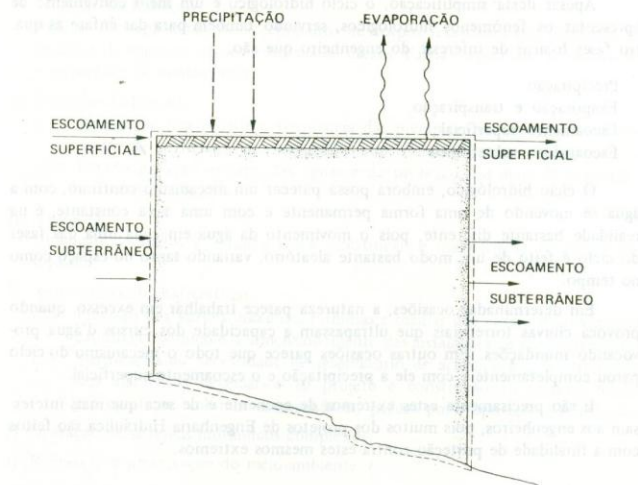


Fig. 1.2 – Volume de Controle para Aplicação da Equação Hidrológica

- I = "Inflow" – incluindo todo o escoamento superficial por meio de canais e sobre a superfície do solo, o escoamento subterrâneo, ou seja, a entrada de água através dos limites subterrâneos do volume de controle, devido ao movimento lateral da água do subsolo, e a precipitação sobre a superfície do solo.
- O = "Outflow" – saída de água do volume de controle, devido ao escoamento superficial, ao escoamento subterrâneo, à evaporação e à transpiração das plantas.
- ΔS – variação no armazenamento nas várias formas de retenção, no volume de controle.

Tanto a descrição do ciclo hidrológico como o diagrama esquematizado na Figura 1.1 são bastante simplificados. Assim, por exemplo: parte da água que chega aos rios pode percolar sendo incorporada à água subterrânea, enquanto em outros casos a água subterrânea é a fonte dos cursos d'água superficiais. Da mesma forma a precipitação pode ficar durante meses retida na superfície como neve ou gelo antes que, devido a sua fusão, escoe para os cursos d'água ou para o lençol subterrâneo.

Apesar desta simplificação, o ciclo hidrológico é um meio conveniente de apresentar os fenômenos hidrológicos, servindo também para dar ênfase às quatro fases básicas de interesse do engenheiro que são:

- Precipitação
- Evaporação e transpiração
- Escoamento superficial
- Escoamento subterrâneo

O ciclo hidrológico, embora possa parecer um mecanismo contínuo, com a água se movendo de uma forma permanente e com uma taxa constante, é na realidade bastante diferente, pois o movimento da água em cada uma das fases do ciclo é feito de um modo bastante aleatório, variando tanto no espaço como no tempo.

Em determinadas ocasiões, a natureza parece trabalhar em excesso, quando provoca chuvas torrenciais que ultrapassam a capacidade dos cursos d'água provocando inundações. Em outras ocasiões parece que todo o mecanismo do ciclo parou completamente e com ele a precipitação e o escoamento superficial.

E são precisamente estes extremos de enchente e de seca que mais interessam aos engenheiros, pois muitos dos projetos de Engenharia Hidráulica são feitos com a finalidade de proteção contra estes mesmos extremos.

1.3 — Aplicação da Hidrologia

Em seguida são enumerados alguns exemplos nos quais a Hidrologia exerce grande influência na Engenharia:

- a) Escolha de fontes de abastecimento de água para uso doméstico ou industrial;
- b) Projeto e construção de obras hidráulicas:
 - b.1) Fixação das dimensões hidráulicas de obras de arte, tais como: pontes, bueiros etc.;
 - b.2) Projeto de barragens: localização e escolha do tipo de barragem, de fundação e de extravasor; dimensionamento;
 - b.3) Estabelecimento do método de construção;
- c) Drenagem:
 - c.1) Estudo das características do lençol freático;
 - c.2) Exame das condições de alimentação e de escoamento natural do lençol: precipitações, bacia de contribuição e nível d'água nos cursos d'água;
- d) Irrigação:
 - d.1) Problema de escolha do manancial;
 - d.2) Estudo de evaporação e infiltração;
- e) Regularização de cursos d'água e controle de inundações:
 - e.1) Estudo das variações de vazão; previsão de vazões máximas;
 - e.2) Exame das oscilações de nível e das áreas de inundação;

- f) Controle da Poluição:
Análise da capacidade de recebimento de corpos receptores dos efluentes de sistemas de esgotos: vazões mínimas de cursos d'água, capacidade de reaeração e velocidade de escoamento;
- g) Controle da Erosão:
 - g.1) Análise de intensidade e frequência das precipitações máximas, determinação de coeficiente de escoamento superficial;
 - g.2) Estudo da ação erosiva das águas e da proteção por meio de vegetação e outros recursos;
- h) Navegação:
Obtenção de dados e estudos sobre construção e manutenção de canais navegáveis;
- i) Aproveitamento hidrelétrico:
 - i.1) Previsão das vazões máximas, mínimas e médias dos cursos d'água para o estudo econômico e o dimensionamento das instalações de aproveitamento;
 - i.2) Verificação da necessidade de reservatório de acumulação; determinação dos elementos necessários ao projeto e construção do mesmo: bacias hidrográficas, volumes armazenáveis, perdas por evaporação e infiltração;
- j) Operação de sistemas hidráulicos complexos;
- l) Recreação e preservação do meio-ambiente; e
- m) Preservação e desenvolvimento da vida aquática.

2 - BIBLIOGRAFIA

- (1) CHOW, Ven Te - *Handbook of Applied Hydrology* New York, McGraw-Hill Book, 1964.
- (2) EAGLESON, P. S. - *Dynamic Hydrology* New York, McGraw-Hill Book, 1970.
- (3) GARCEZ, L. N. - *Hidrologia* São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 1967.
- (4) LINSLEY Jr R. K.; KOHLER, M. A. & PAULHUS, J. L. H. - *Applied Hydrology* New York, McGraw-Hill Book, 1949.
- (5) YASSUDA, E. R. - *Hidrologia* São Paulo, Fac. de Higiene e Saúde Pública, 1958.

Capítulo 2

Bacia Hidrográfica

1 – GENERALIDADES

O ciclo hidrológico como descrito no capítulo anterior tem um aspecto geral e, se considerado de maneira global, pode ser visto como um sistema hidrológico fechado, já que a quantidade de água disponível para a terra é finita e indestrutível. Entretanto, subsistemas abertos são abundantes, e estes são normalmente os tipos analisados pelos hidrologistas. Desprezando a natureza do sistema, um balanço de água pode ser desenvolvido para avaliar as componentes do ciclo hidrológico para uma região hidrologicamente determinada. Essas regiões podem ser delimitadas por limites políticos, por limites topográficos ou arbitrariamente especificadas.

O objetivo deste capítulo é definir estas regiões hidrológicas, bem como suas características físicas, procurando medir numericamente as influências destas características com a finalidade de conseguir alguns índices que sirvam de comparação entre regiões hidrológicas.

2 – REGIÕES HIDROLÓGICAS

2.1 – Bacia Hidrográfica

Dentre as regiões hidrológicas de importância prática para os hidrologistas destacam-se as Bacias Hidrográficas ou Bacias de Drenagem, por causa da simplicidade que oferecem na aplicação do balanço de água. Devido a esta simplicidade muitos modelos de estudos de recursos hídricos têm sido conduzidos em Bacias Hidrográficas.

Segundo Viessman, Harbaugh, Knapp (13), a Bacia Hidrográfica é uma área definida topograficamente, drenada por um curso d'água ou um sistema conectado de cursos d'água tal que toda vazão efluente seja descarregada através de uma simples saída.

Para ilustrar a aplicação do balanço de água em uma Bacia Hidrográfica, considere-se o sistema simples e altamente restrito da Figura 2.1

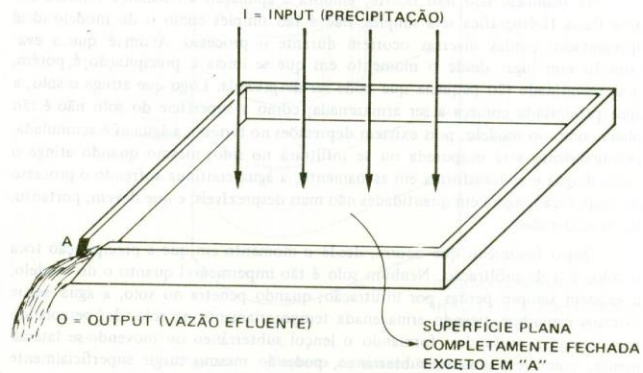


Fig. 2.1 - Modelo de sistema hidrológico simples

Este sistema é constituído de uma superfície plana inclinada, completamente impermeável (a água não pode ser transmitida através da superfície), confinada em todos os quatro lados com uma saída no canto *A*. Se um temporal "input" for aplicado ao sistema, um "output", designado como escoamento superficial, será desenvolvido em *A*. O balanço de água neste sistema pode ser representado pela equação hidrológica, ou seja:

$$I - O = \frac{ds}{dt}$$

onde *I* é o "input" por unidade de tempo, *O* é o "output" por unidade de tempo e $\frac{ds}{dt}$ é a variação do armazenamento dentro do sistema por unidade de tempo. Existe a necessidade de que uma altura mínima seja acumulada na superfície para que haja escoamento superficial mas, à medida em que o temporal se intensifica, a altura de água retida sobre a superfície (detenção superficial) aumenta.

Uma vez cessado o temporal, a água retida sobre a superfície continuará escoando até deixar o sistema como vazão efluente. Neste exemplo toda precipitação eventualmente será transformada em vazão, desde que sejam desprezadas as perdas por evaporação durante o "input."

Na realidade isto não ocorre, embora a aplicação do Balanço Hídrico em uma Bacia Hidrográfica seja simples, não é tão simples como o do modelo ideal apresentado; perdas diversas ocorrem durante o processo. Assim é que a evaporação tem lugar desde o momento em que se inicia a precipitação; é, porém, uma quantidade tão pequena que pode ser desprezada. Logo que atinge o solo, a água precipitada começa a ser armazenada; como a superfície do solo não é tão plana como no modelo, pois existem depressões no terreno, a água aí é acumulada, eventualmente será evaporada ou se infiltrará no solo; mesmo quando atinge o curso d'água e se transforma em escoamento, a água continua sofrendo o processo de evaporação, agora em quantidades não mais desprezíveis, e que devem, portanto, ser consideradas.

Outro fenômeno que ocorre, desde o momento em que a precipitação toca o solo, é o da infiltração. Nenhum solo é tão impermeável quanto o do modelo, e existem sempre perdas por infiltração; quando penetra no solo, a água segue diversos caminhos, ficando armazenada temporariamente no solo, daí percolando para camadas profundas, formando o lençol subterrâneo ou movendo-se lateralmente, como escoamento subterrâneo, podendo mesmo surgir superficialmente como fonte de escoamento superficial ou, dependendo da localização do divisor freático, escoar para outra bacia.

Considerando todos estes processos, de uma forma mais geral, o Balanço Hídrico em uma Bacia Hidrográfica pode ser visualizado na Figura 2.2 e representado pelas seguintes expressões matemáticas:

a) Balanço Hídrico acima da superfície

$$P - R + Rg - Es - Ts - I = Ss \quad (2.1)$$

b) Balanço Hídrico abaixo da superfície

$$I + G_1 - G_2 - Rg - Eg - Tg = Sg \quad (2.2)$$

c) Balanço Hídrico na Bacia Hidrográfica [soma das equações (2.1) e (2.2)]

$$P - R - (Es + Eg) - (Ts + Tg) - (G_2 - G_1) = (Ss + Sg) \quad (2.3)$$

onde as variáveis hidrológicas são definidas na Figura 2.2.

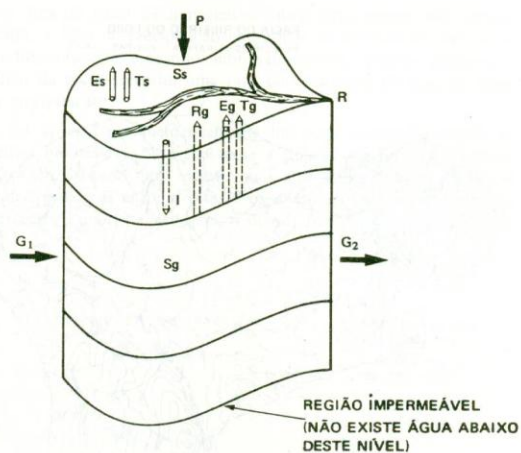


Fig. 2.2 - Esquema de balanço hídrico

- P = precipitação
 E = evaporação
 T = transpiração
 R = escoamento superficial
 G = escoamento subterrâneo
 I = infiltração
 S = armazenamento

Os subscritos s e g significam a origem do vetor, respectivamente acima e abaixo da superfície do solo.

2.2 - Divisores

A Bacia Hidrográfica é necessariamente contornada por um divisor, assim designado por ser a linha de separação que divide as precipitações que caem em bacias vizinhas e que encaminha o escoamento superficial resultante para um ou outro sistema fluvial. O divisor segue uma linha rígida em torno da bacia, atravessando o curso d'água somente no ponto de saída (Figura 2.3). O divisor une os pontos de máxima cota entre bacias, o que não impede que no interior de uma bacia existam picos isolados com cota superior a qualquer ponto do divisor.

BACIA DO RIBEIRÃO DO LOBO
MUNICÍPIOS ITIRAPINA - BROTAS - SP

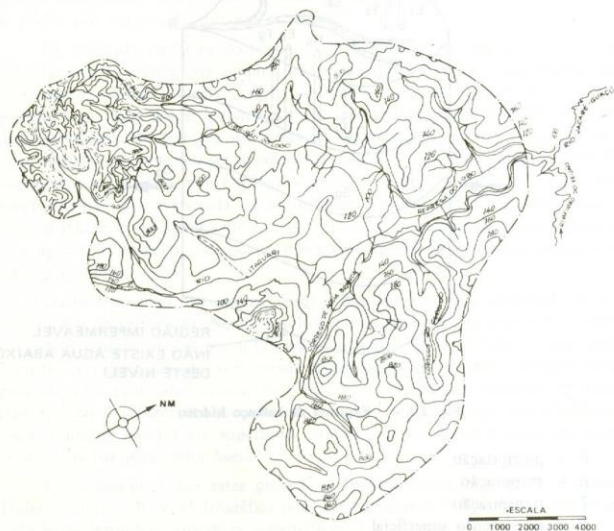


Fig. 2.3 - Bacia do Ribeirão do Lobo

O deflúvio de uma bacia é composto de água que atinge os álveos após ter-se escoado superficialmente, assim como também de água que chega aos cursos d'água depois de ter percorrido caminhos subsuperficiais e subterrâneos. Os terrenos de uma bacia são delimitados por dois tipos de divisores de água: um divisor topográfico ou superficial e um divisor freático ou subterrâneo. O divisor topográfico, como seu nome indica, é condicionado pela topografia; ele fixa a área da qual provém o deflúvio superficial da bacia. O divisor de águas freático é, em geral, determinado pela estrutura geológica dos terrenos, sendo muitas vezes influenciado também pela topografia. O divisor freático estabelece, portanto, os limites dos reservatórios de água subterrânea de onde é derivado o deflúvio básico da bacia.

As áreas, demarcadas por esses divisores, dificilmente coincidem exatamente. Devido à dificuldade de se determinar precisamente o divisor freático, uma vez que ele não é fixo, mudando de posição com as flutuações do lençol, costuma-se

considerar que a área da bacia de drenagem é aquela determinada pelo divisor topográfico. Assim, a água de precipitação que atinge os terrenos de uma bacia de drenagem, infiltrando-se e escoando subterraneamente, quando atravessa o divisor topográfico da bacia constitui uma fuga ou vazamento de água da bacia onde ocorreu a precipitação.

A Figura 2.4 apresenta esquematicamente um corte transversal através de 3 bacias adjacentes hipotéticas. Nela mostra-se a posição relativa dos divisores topográfico e freático. Nota-se que, quanto mais alto estiver o nível do lençol freático, tanto mais próximos entre si estarão os divisores. Com o rebaixamento do lençol subterrâneo, durante a estiagem, o divisor freático distancia-se do topográfico.

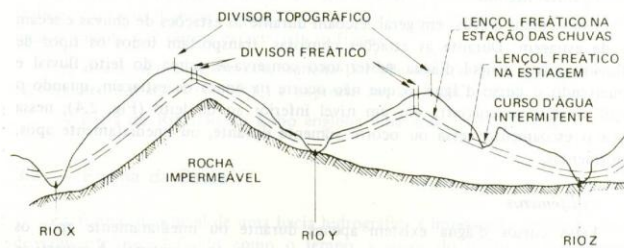


Fig. 2.4 - Corte transversal de uma bacia.

Essa figura ilustra claramente a maneira pela qual um vazamento de água subterrânea aumenta a produção de dois cursos d'água (*X* e *Z*) em detrimento de um terceiro (*Y*). A posição do divisor freático entre as bacias *X* e *Y* é determinada pela formação geológica impermeável mostrada na Figura. A localização do divisor subterrâneo entre *Y* e *Z* pode ter sido determinada pela altitude relativa das duas bacias.

Deve-se esclarecer neste ponto que nem sempre a transferência de água subterrânea se dá na forma descrita acima. Em muitos casos o vazamento que ocorre numa parte da bacia é compensado por acréscimos em outras partes.

A porcentagem da precipitação que se escoou para as bacias adjacentes é tanto menor quanto maior for a área da bacia. Em bacias pequenas, o vazamento devido a não coincidência dos divisores pode ser um fator importante, principalmente em áreas com depósitos geológicos muito permeáveis. Nas grandes bacias, a magnitude dos vazamentos ou acréscimos é usualmente pequena.

2.3 — Classificação dos Cursos d'Água

De grande importância no estudo das Bacias Hidrográficas é o conhecimento do sistema de drenagem, ou seja, que tipo de curso d'água está drenando a região.

Uma maneira comumente usada para classificar os cursos d'água é a de tomar como base a constância do escoamento com o que se determinam três tipos:

a) *Perenes*

Estes cursos d'água contém água durante todo o tempo, o lençol subterrâneo mantém uma alimentação contínua e não desce nunca abaixo do leito do curso d'água, mesmo durante as secas mais severas.

b) *Intermitentes*

Estes cursos d'água, em geral, escoam durante as estações de chuvas e secam nas de estiagem. Durante as estações chuvosas, transportam todos os tipos de deflúvio, pois o lençol d'água subterrâneo conserva-se acima do leito fluvial e alimentando o curso d'água, o que não ocorre na época de estiagem, quando o lençol freático se encontra em um nível inferior ao do leito (Fig. 2.4); nessa época o escoamento cessa ou ocorre somente durante, ou imediatamente após, as tormentas.

c) *Efêmeros*

Estes cursos d'água existem apenas durante ou imediatamente após os períodos de precipitação e só transportam escoamento superficial. A superfície freática encontra-se sempre a um nível inferior ao do leito fluvial, não havendo portanto a possibilidade de escoamento de deflúvio subterrâneo.

Muitos rios possuem seções dos três tipos, dependendo da variação da estrutura geológica ao longo de seu curso, o que torna difícil a catalogação destes rios por tipo. A maioria dos grandes rios é perene, enquanto os rios definidos como efêmeros são normalmente bastante pequenos.

3 — CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA

As características físicas de uma bacia são elementos de grande importância em seu comportamento hidrológico. De fato, existe uma estreita correspondência entre o regime hidrológico e estes elementos, sendo portanto de grande utilidade prática o conhecimento destes elementos, pois, ao estabelecerem-se relações e comparações entre eles e dados hidrológicos conhecidos, pode-se determinar indiretamente os valores hidrológicos em seções ou locais de interesse nos quais faltem dados ou em regiões onde, por causa de fatores de ordem física ou econômica, não seja possível a instalação de estações hidrométricas.

Pode-se dizer que estes elementos físicos constituem a mais conveniente possibilidade de se conhecer a variação no espaço dos elementos do regime hidrológico.

As principais características físicas de uma Bacia Hidrográfica são discutidas a seguir, apresentando como exemplo de aplicação os dados físicos da Bacia do Ribeirão do Lobo (Figura 2.3), localizada no centro do Estado de São Paulo, nos municípios de Itirapina e Brotas. O Ribeirão do Lobo é um dos formadores, pelo lado esquerdo, do rio Jacaré-Guaçu, afluente do rio Tietê, pela margem direita, sendo portanto uma sub-bacia do sistema Paraná-Tietê.

3.1 — Área de Drenagem

A área de drenagem de uma bacia é a área plana (projeção horizontal) incluída entre seus divisores topográficos. A área de uma bacia é o elemento básico para o cálculo das outras características físicas.

A área é normalmente determinada por planimetria em mapas com escalas razoavelmente grandes (1:50000) e expressa em km² ou hectares.

A Bacia do Ribeirão do Lobo engloba uma área de 177,25 km².

3.2 — Forma da Bacia

A forma superficial de uma bacia hidrográfica é importante devido ao tempo de concentração, definido como o tempo, a partir do início da precipitação, necessário para que toda a bacia contribua na seção em estudo ou, em outras palavras, tempo que leva a água dos limites da bacia para chegar à saída da mesma.

Em geral as bacias hidrográficas dos grandes rios apresentam a forma de uma pera ou de um leque, mas as pequenas bacias variam muito no formato, dependendo da estrutura geológica do terreno.

Existem vários índices utilizados para determinar a forma das bacias, procurando relacioná-las com formas geométricas conhecidas; assim o coeficiente de compacidade a relaciona com um círculo e o fator de forma com um retângulo.

3.2.1 — Coeficiente de Compacidade

Coeficiente de compacidade ou índice de Gravelius — K_c — é a relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual à da bacia.

$$A = \pi r^2 \quad r = \sqrt{\frac{A}{\pi}} \quad (1)$$

$$K_c = \frac{P}{2\pi r} \quad (2)$$

Substituindo (1) em (2), tem-se:

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (2.4)$$

onde P e A são respectivamente perímetro em km e área de bacia em km^2 . Este coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho; quanto mais irregular for a bacia, tanto maior será o coeficiente de compacidade. Um coeficiente mínimo igual à unidade corresponderia a uma bacia circular. Se os outros fatores forem iguais, a tendência para maiores enchentes é tanto mais acentuada quanto mais próximo da unidade for o valor desse coeficiente.

A Bacia do Ribeirão do Lobo, com área igual a $177,25 \text{ km}^2$ e perímetro igual a 70 km , tem um coeficiente de compacidade de $1,47$; é, portanto, uma área não muito sujeita a enchentes.

3.2.2 - Fator de Forma

Fator de forma - K_f - é a relação entre a largura média e o comprimento axial da bacia. Mede-se o comprimento da bacia (L) quando se segue o curso d'água mais longo desde a desembocadura até a cabeceira mais distante na bacia. A largura média (\bar{L}) é obtida quando se divide a área pelo comprimento da bacia.

$$K_f = \frac{\bar{L}}{L}$$

$$\text{Mas, } \bar{L} = \frac{A}{L}, \text{ logo}$$

$$K_f = \frac{A}{L^2} \quad (2.5)$$

O fator de forma constitui outro índice indicativo da maior ou menor tendência para enchentes de uma bacia. Uma bacia com um fator de forma baixo é menos sujeita a enchentes que outra de mesmo tamanho porém com maior fator de forma. Isso se deve ao fato de que numa bacia estreita e longa, com fator de forma baixo, há menos possibilidade de ocorrência de chuvas intensas cobrindo simultaneamente toda sua extensão; e também, numa tal bacia, a contribuição dos tributários atinge o curso d'água principal em vários pontos ao longo do mesmo, afastando-se, portanto, da condição ideal da bacia circular discutida no item anterior, na qual a concentração de todo o deflúvio da bacia se dá num só ponto.

A Bacia do Ribeirão do Lobo apresenta os seguintes dados:

$$L = 20,1 \text{ km}$$

$$A = 177,25 \text{ km}^2$$

$$K_f = \frac{177,25}{(20,1)^2} \quad \therefore \quad K_f = 0,439$$

$$K_c = \frac{493}{L^2} = 0,24$$

o que comprova o indicado pelo coeficiente de compacidade, bacia não muito sujeita a enchentes.

3.3 – Sistema de Drenagem

O sistema de drenagem de uma bacia é constituído pelo rio principal e seus tributários; o estudo das ramificações e do desenvolvimento do sistema é importante, pois ele indica a maior ou a menor velocidade com que a água deixa a bacia hidrográfica.

3.3.1 – Ordem dos Cursos de Água

A ordem dos rios é uma classificação que reflete o grau de ramificação ou bifurcação dentro de uma bacia. Utilizando um mapa da bacia bem detalhado no qual fossem incluídos todos os canais – quer sejam perenes, intermitentes ou efêmeros e seguindo o critério introduzido por Horton (11), modificado por Strahler (12) –, os rios são classificados da forma como é apresentada na Figura 2.5.

São consideradas de primeira ordem as correntes formadoras, ou seja, os pequenos canais que não tenham tributários; quando dois canais de primeira ordem se unem é formado um segmento de segunda ordem; a junção de dois rios de segunda ordem dá lugar à formação de um rio de terceira ordem e, assim, sucessivamente: dois rios de ordem n dão lugar a um rio de ordem $n + 1$.

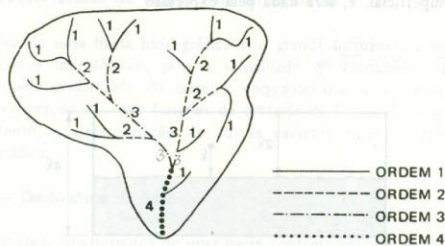


Fig. 2.5 – Classificação dos rios segundo Strahler (12)

Assim, a ordem do rio principal mostra a extensão da ramificação na bacia.

3.3.2 – Densidade de Drenagem

Uma boa indicação do grau de desenvolvimento de um sistema de drenagem é dada pelo índice chamado densidade de drenagem D_d . Este índice é expresso pela relação entre o comprimento total dos cursos d'água (sejam eles efêmeros, intermitentes ou perenes) de uma bacia e a sua área total. Representando o comprimento total dos cursos d'água na bacia por L e a área de drenagem por A , a densidade de drenagem será dada pela expressão

$$D_d = \frac{L}{A} \quad (2.6)$$

A densidade de drenagem varia inversamente com a extensão do escoamento superficial e, portanto, fornece uma indicação da eficiência da drenagem da bacia. Embora existam poucas informações sobre a densidade de drenagem de bacias hidrográficas, pode-se afirmar que este índice varia de 0,5 km/km², para bacias com drenagem pobre, a 3,5 ou mais, para bacias excepcionalmente bem drenadas.

A Bacia do Ribeirão do Lobo, com um comprimento total dos cursos d'água $L = 133,4$, tem a densidade de drenagem de 0,75 quilômetros de cursos d'água por quilômetro quadrado de área.

3.3.3 – Extensão Média do Escoamento Superficial

Este índice é definido como sendo a distância média em que a água da chuva teria que escoar sobre os terrenos de uma bacia, caso o escoamento se desse em linha reta desde onde a chuva caiu até o ponto mais próximo no leito de um curso d'água qualquer da bacia. Considerando que uma bacia de área A possa ser representada por uma área de drenagem retangular, tendo um curso d'água de extensão L passando pelo seu centro, como mostra a Figura 2.6, a extensão do escoamento superficial, ℓ , será dada pela expressão

$$\ell = \frac{A}{4L} \text{ comp. total} \quad (2.7)$$

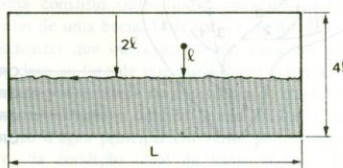


Fig. 2.6 – Extensão Média do Escoamento Superficial

Essa equação indica que a extensão do escoamento superficial é igual a um quarto do recíproco da densidade de drenagem. Verifica-se também que é igual à quarta parte da distância média entre os cursos d'água e igual à metade da distância média horizontal entre os cursos e suas linhas divisórias, ambas medidas perpendicularmente aos cursos d'água.

Embora a extensão do escoamento superficial que efetivamente ocorre sobre os terrenos possa ser bastante diferente dos valores determinados pela equação (2.7), devido a diversos fatores de influência este índice constitui uma indicação da distância média do escoamento superficial.

A Bacia do Ribeirão do Lobo apresenta o índice de 0,33 km.

3.3.4 - Sinuosidade do Curso d'Água

A relação entre o comprimento do rio principal L e o comprimento de um talvegue - L_t - é denominada sinuosidade do curso d'água - Sin - que é um fator controlador da velocidade do escoamento.

$$Sin = \frac{L}{L_t} \quad (2.8)$$

A Bacia do Ribeirão do Lobo possui um curso d'água principal com o comprimento igual a 22 200 m e o talvegue de 20 000 m, logo:

$$Sin = \frac{22\ 200}{20\ 000} = 1,1$$

o que mostra que quase não existe sinuosidade no Ribeirão do Lobo.

3.4 - Características do Relevo de uma Bacia

O relevo de uma bacia hidrográfica tem grande influência sobre os fatores meteorológicos e hidrológicos, pois a velocidade do escoamento superficial é determinada pela declividade do terreno, enquanto que a temperatura, a precipitação, a evaporação etc. são funções da altitude da bacia. É de grande importância, portanto, a determinação de curvas características do relevo de uma bacia hidrográfica.

3.4.1 - Declividade da Bacia

A declividade dos terrenos de uma bacia controla em boa parte a velocidade com que se dá o escoamento superficial, afetando portanto o tempo que leva a água da chuva para concentrar-se nos leitos fluviais que constituem a rede de drenagem das bacias.



A magnitude dos picos de enchente e a maior ou a menor oportunidade de infiltração e susceptibilidade para erosão dos solos dependem da rapidez com que ocorre o escoamento sobre os terrenos da bacia.

Dentre os métodos que podem ser usados na obtenção dos valores representativos da declividade dos terrenos de uma bacia, o mais completo é o das quadrículas associadas a um vetor. Esse método consiste em determinar a distribuição porcentual das declividades dos terrenos por meio de uma amostragem estatística de declividades normais às curvas de nível em um grande número de pontos na bacia. Esses pontos devem ser locados num mapa topográfico da bacia por meio de um quadriculado que se traça sobre o mesmo.

Esse método foi aplicado para determinar a distribuição de declividade da Bacia do Ribeirão do Lobo, quando foi utilizado um mapa na escala 1:50000 no qual foi traçado um quadriculado de um quilômetro de lado. Em cada um dos 358 pontos de intersecção do quadriculado realizou-se uma determinação de declividade, obtendo-se então a série de valores apresentada na Tabela 2.1. A Figura 2.7 mostra a curva de distribuição de declividade da bacia obtida com valores da Tabela 2.1, plotando-se as declividades (limites inferiores), coluna 1, em função das porcentagens acumuladas, coluna 4.

TABELA 2.1 – Distribuição de Declividade

Bacia: Ribeirão do Lobo – S.P.
Mapa: IBGE Escala: 1:50000

Quadrículas: 1 km de lado
Área de Drenagem: 177,25 km²

1	2	3	4	5	6
Declividade em m/m	Número de Ocorrência	Porcentagem do Total	Porcentagem Acumulada	Declividade Média do Intervalo	Coluna 2 X Coluna 5
0,0000 – 0,0049	249	69,55	100,00	0,00245	0,6100
0,0050 – 0,0099	69	19,27	30,45	0,00745	0,5141
0,0100 – 0,0149	13	3,63	11,18	0,01245	0,1618
0,0150 – 0,0199	7	1,96	7,55	0,01745	0,1222
0,0200 – 0,0249	0	0,00	5,59	0,02245	0,0000
0,0250 – 0,0299	15	4,19	5,59	0,02745	0,4118
0,0300 – 0,0349	0	0,00	1,40	0,03245	0,0000
0,0350 – 0,0399	0	0,00	1,40	0,03745	0,0000
0,0400 – 0,0449	0	0,00	1,40	0,04245	0,0000
0,0450 – 0,0499	5	1,40	1,40	0,04745	0,2373
Total	358	100,00	–	–	2,0572
Declividade Média = $\frac{2,0572}{358} = 0,00575 \text{ m/m}$					

Com os dados analisados obtiveram-se uma declividade média de 0,00575 metros por metro, ou 0,575%, e uma declividade mediana de 0,56%, mostrando que a bacia possui, em média, baixa declividade, o que resulta numa redução dos picos de enchente devido à baixa velocidade do escoamento.

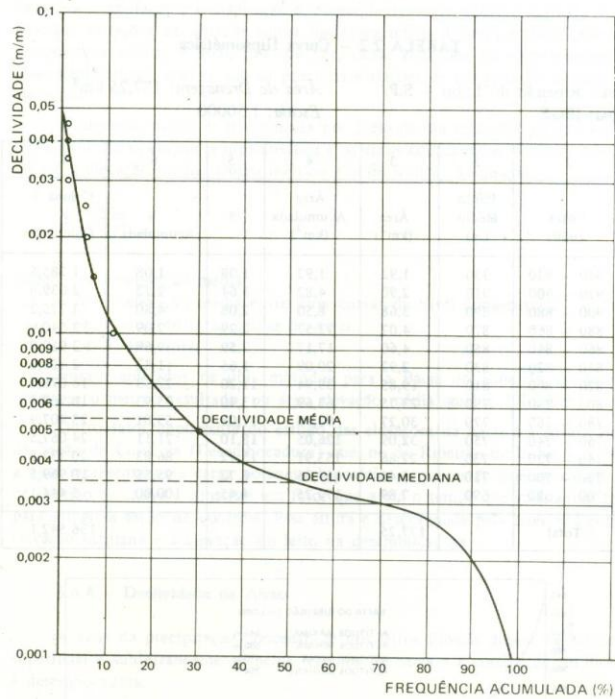


Fig. 2.7 - Curva de distribuição de declividade da Bacia do Ribeirão do Lobo

3.4.2 - Curva Hipsométrica

É a representação gráfica do relevo médio de uma bacia. Representa o estudo da variação da elevação dos vários terrenos da bacia com referência ao nível médio do mar. Essa variação pode ser indicada por meio de um gráfico que mostra a porcentagem da área de drenagem que existe acima ou abaixo das várias elevações.

A curva hipsométrica pode ser determinada pelo método das quadrículas descrito no item anterior ou planimetrando-se as áreas entre as curvas de nível. A tabela 2.2 apresenta os passos utilizados para o cálculo da curva hipsométrica da Bacia do Ribeirão do Lobo, a qual é mostrada na Figura 2.8

TABELA 2.2 - Curva Hipsométrica

Bacia: Ribeirão do Lobo - S.P. Área de Drenagem: 177,25 km²
 Mapa: IBGE Escala: 1:50000

1	2	3	4	5	6	7
Cotas (mm)	Ponto Médio (m)	Área (km ²)	Área Acumulada (km ²)	%	% Acumulada	Coluna 2 X Coluna 3
940 - 920	930	1,92	1,92	1,08	1,08	1 785,6
920 - 900	910	2,90	4,82	1,64	2,72	2 639,0
900 - 880	890	3,68	8,50	2,08	4,80	3 275,2
880 - 860	870	4,07	12,57	2,29	7,09	3 540,9
860 - 840	850	4,60	17,17	2,59	9,68	3 910,0
840 - 820	830	2,92	20,09	1,65	11,33	2 423,6
820 - 800	810	19,85	39,94	11,20	22,53	16 078,5
800 - 780	790	23,75	63,69	13,40	35,93	18 762,5
780 - 760	770	30,27	93,96	17,08	53,01	23 307,9
760 - 740	750	32,09	126,05	18,10	71,11	24 067,5
740 - 720	730	27,86	153,91	15,72	86,83	20 337,8
720 - 700	710	15,45	169,36	8,72	95,55	10 969,5
700 - 680	690	7,89	177,25	4,45	100,00	5 444,1
Total		177,25				136 542,1

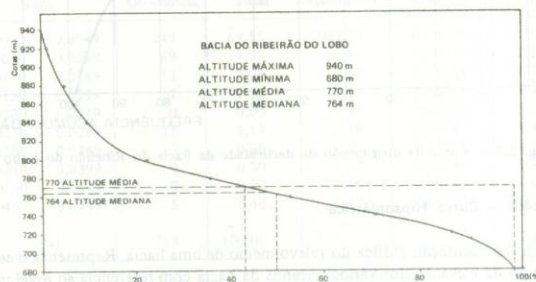


Fig. 2.8 - Curva Hipsométrica

3.4.3 — Elevação Média da Bacia

A variação da altitude e a elevação média de uma bacia são, também, importantes pela influência que exercem sobre a precipitação, sobre as perdas de água por evaporação e transpiração e, conseqüentemente, sobre o deflúvio médio. Grandes variações da altitude numa bacia acarretam diferenças significativas na temperatura média, a qual, por sua vez, causa variações na evapotranspiração. Mais significativas, porém, são as possíveis variações de precipitação anual com a elevação.

A elevação média é determinada por meio de um retângulo de área equivalente à limitada pela curva hipsométrica e os eixos coordenados; a altura do retângulo é a elevação média. Outro método é o de utilizar a equação

$$E = \frac{\sum ea}{A} \quad (2.9)$$

onde E = elevação média
 e = elevação média entre duas curvas de nível consecutivas
 a = área entre as curvas de nível
 A = área total

Foram aplicados os dois métodos para a Bacia do Ribeirão do Lobo e obteve-se o mesmo resultado, ou seja, elevação média igual a 770,34 m.

Outro fator importante no estudo das elevações da bacia é a Altura Média da Seção de Controle (Desembocadura) que, no do Ribeirão do Lobo, é de 84 m, a qual representa uma carga potencial hipotética a que estão sujeitos os volumes de excesso de chuva e constitui um fator que afeta o tempo que levariam as águas para atingir a seção de controle. Essa altura é determinada pela diferença entre a elevação mediana e a elevação do leito na desembocadura.

3.4.4 — Declividade de Álveo

A água da precipitação concentra-se nos leitos fluviais depois de se escoar superficial e subterraneamente pelos terrenos da bacia e é conduzida em direção à desembocadura.

A velocidade de escoamento de um rio depende da declividade dos canais fluviais. Assim, quanto maior a declividade, maior será a velocidade de escoamento e bem mais pronunciados e estreitos serão os hidrogramas das enchentes.

Obtém-se a declividade de um curso d'água, entre dois pontos, dividindo-se a diferença total de elevação do leito pela extensão horizontal do curso d'água entre esses dois pontos.

Na Figura 2.9 é apresentado o perfil longitudinal do Ribeirão do Lobo, onde a declividade entre a foz e a nascente está representada pela linha S_1 .

Obtém-se um valor mais representativo e racional traçando-se no gráfico do perfil longitudinal uma linha S_2 , tal, que a área, compreendida entre ela e a abscissa, seja igual à compreendida entre a curva do perfil e a abscissa.

Outro índice representativo do perfil longitudinal de um curso d'água é o que recebe o nome de declividade equivalente constante (representado pela linha S_3 da Figura 2.9). Esse índice vem dar a idéia sobre o tempo de percurso da água ao longo da extensão do perfil longitudinal.

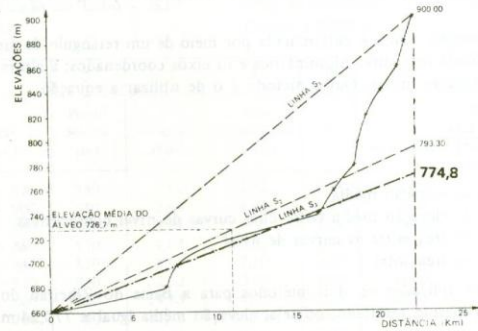


Fig. 2.9 - Perfil longitudinal do Ribeirão do Lobo

Se o curso d'água tivesse uma declividade constante igual à declividade equivalente, o tempo de percurso seria determinado da seguinte maneira:

Considerando-se que o tempo de percurso varia em toda a extensão do curso d'água com o recíproco da raiz quadrada da declividade e, dividindo-se o perfil do alveo em um grande número de trechos retilíneos, tem-se a raiz quadrada da declividade equivalente constante; é a média harmônica ponderada da raiz quadrada das declividades dos diversos trechos retilíneos, tomando-se como peso a extensão de cada trecho, logo

$$S_3^{1/2} = \frac{\sum L_i}{\sum \left(\frac{L_i}{S_i}\right)}$$

onde $S_i = \sqrt{D_i}$

D_i = declividade de cada trecho, logo

$$S_3 = \left(\frac{\sum L_i}{\sum \left(\frac{L_i}{\sqrt{D_i}}\right)} \right)^2 \quad (2.10)$$

Foram encontrados os seguintes índices para o Ribeirão do Lobo:

$$S_1 = 0,011 \text{ m/m}$$

$$S_2 = 0,006 \text{ m/m}$$

$$S_3 = 0,005 \text{ m/m}$$

cujos cálculos são apresentados na Tabela 2.3; essas declividades são bastante baixas, podendo o terreno ser considerado plano.

TABELA 2.3 – Perfil Longitudinal do Rio

Bacia: Ribeirão do Lobo – S.P.
Mapa: IBGE

Área de Drenagem: 177,25 km²
Escala: 1:50000

1	2	3	4	5	6	7	8
Cotas (m)	Distância (m)	Distância (L)* (km)	Distância Acumulada (km)	Declivi- dade por Segmento 20/(2)	$\sqrt{(5)}$ (S _i)	L _{real} ** (L _i) (km)	L _i /S _i
680	7 100	7,100	7,100	0,00282	0,0531	7,100	133,800
700	500	0,500	7,600	0,04000	0,2000	0,500	2,500
720	3 375	3,375	10,975	0,00593	0,0720	3,375	43,700
740	5 375	5,375	16,35	0,00372	0,0609	5,375	88,300
760	850	0,850	17,20	0,02353	0,1500	0,850	5,500
780	1 330	1,330	18,53	0,01504	0,1220	1,330	10,600
800	350	0,350	18,88	0,05714	0,2390	0,350	1,460
820	350	0,350	19,23	0,05714	0,2390	0,350	1,460
840	880	0,880	20,11	0,02273	0,1507	0,880	5,830
860	950	0,950	21,06	0,02105	0,1450	0,950	6,550
880	400	0,400	21,46	0,05000	0,2236	0,400	1,785
900	540	0,540	22,00	0,03704	0,1924	0,540	2,810
Total	22,000	22,000				22,000	304,295

$$S_1 = \frac{240}{22\ 000} = 0,01091 \text{ m/m}$$

$$S_2 = \frac{133,3}{22\ 000} = 0,00606 \text{ m/m}$$

$$S_3 = \left(\frac{22\ 000}{304,295}\right)^2 = 0,00522 \text{ m/m}$$

* L = distância medida na horizontal

**L_{real} = distância real medida em linha inclinada

3.4.5 - Retângulo Equivalente

Foi introduzido por hidrologistas franceses com o intuito de melhor comparar a influência das características da bacia sobre o escoamento.

Constrói-se um retângulo equivalente de área igual à da bacia tal que o lado menor seja ℓ e o lado maior L . Situam-se as curvas de nível paralelas a ℓ , respeitando-se a hipsometria natural da bacia.

Para o cálculo da bacia procede-se da seguinte forma: seja P o perímetro, A a área e K_c o coeficiente de compacidade da bacia, então:

$$L\ell = A$$

$$2(L + \ell) = P$$

$$2(L + \ell) = \frac{K_c \sqrt{A}}{0,28}$$

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

Logo:

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c}\right)^2} \right] \quad (2.11.A)$$

$$\ell = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c}\right)^2} \right] \quad (2.11.B)$$

Utilizando-se o ábaco da Figura 2.10, que relaciona o coeficiente de compacidade com L/\sqrt{A} , tem-se para $K_c = 1,472$, $L/\sqrt{A} = 2,17$, como a área da bacia é $177,25 \text{ km}^2$, determina-se o lado maior do retângulo equivalente:

$$L = 2,17 \sqrt{177,25} \quad \therefore \quad L = 28,86 \text{ km}$$

Para o cálculo do lado menor, sabendo-se que o perímetro da bacia é de 70 km, tem-se:

$$\ell = \frac{P}{2} - L \quad \therefore \quad \ell = \frac{70}{2} - 28,86$$

ou

$$\ell = 6,14 \text{ km}$$

Para determinar a distância entre as curvas de nível no retângulo equivalente usaram-se os cálculos apresentados na Tabela 2.4, com os quais se construiu

o retângulo apresentado na Figura 2.11.

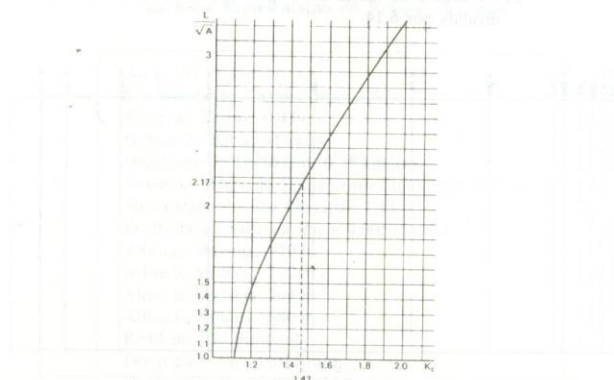


Fig. 2.10 - Ábaco $L/\sqrt{A} \times K_c$, utilizado para o cálculo do Retângulo Equivalente

TABELA 2.4 - Retângulo Equivalente

Bacia: Ribeirão do Lobo - S.P. Área de Drenagem: 177,25 km²
 Mapa: IBGE Escala: 1:50000

1	2	3
Cotas (m)	Fração de Área Acumulada	Comprimentos Acumulados (km)
940 - 920	1,08	0,312
920 - 900	2,72	0,785
900 - 880	4,80	1,385
880 - 860	7,09	2,046
860 - 840	9,68	2,794
840 - 820	11,33	3,270
820 - 800	22,53	6,502
800 - 780	35,93	10,369
780 - 760	53,01	15,299
760 - 740	71,11	20,522
740 - 720	86,33	24,915
720 - 700	95,55	27,576
700 - 680	100,00	28,860

TABELA 2.5 – Quadro-Resumo das Características Físicas da Bacia Representativa do Ribeirão do Lobo

Área: 177,25 km ²
Coefficiente de Compacidade: 1,47
Fator de Forma: 0,439
Ordem da Bacia: 4ª ordem
Densidade de Drenagem: 0,75 km/km ²
Extensão Média do Escoamento Superficial: 0,33 km
Sinuosidade do Rio Principal: 1,11
Declividade Média da Bacia 0,00575 m/m
Altitude Máxima: 940 m
Altitude Média: 770 m
Altitude Mediana: 764 m
Altitude Mínima: 680 m
Perfil do Rio Principal
Declividade $S_1 = 0,011$ m/m
Declividade $S_2 = 0,006$ m/m
Declividade $S_3 = 0,005$ m/m

4 – BIBLIOGRAFIA

- (1) BARROS, M.C.V. & ANTONIO, D.V. – *Estudo das características física: e hidrológicas da Bacia do Rio Piranga até Ponte Nova, no Estado de Minas Gerais* Rio de Janeiro D.N.A.E.E., 1967
- (2) DECÊNIO Hidrológico Internacional Rio de Janeiro, D.N.A.E.E., 1966 (Publicação nº 11)
- (3) GARCEZ, L.N. – *Hidrologia* São Paulo, Ed. Edgard Blücher. 1967
- (4) CRISOLIA, J.F.A. – *Contribuição a estudos hidrológicos no "Projeto de Manejo da Bacia do Ribeirão das Antas"* São Paulo, D.A.E.E., 1960
- (5) HERAS, R. – *Manual de hidrologia: los recursos hidraulicos* Madrid, Centro de Estudios Hidrográficos, 1972 v. 3
- (6) LINSLEY Jr., R.K.; KOHLER, M.A. & PAULHUS, J.L.H. – *Applied Hydrology* N. York, McGraw-Hill Book, 1949
- (7) LINSLEY, Jr. R.K.; KOHLER, M.A. & PAULHUS, J.L.H. – *Hydrology for Engineers* New York, McGraw-Hill Book, 1958
- (8) MADEREY, R.L.E. – *Obtención de los elementos físicos que influyen en el régimen hidrológico – Cuenca del Rio Pabellon, afluente del Rio Aguascalientes México*, 1973 (Recursos Hidráulicos, nº 2)
- (9) MAKSOUH, H. – *Características funcionais e físicas das bacias fluviais*. Rio de Janeiro, Centro Panamericano de Aperfeiçoamento para Pesquisas de Recursos Naturais, 1957

Capítulo 3

Precipitação

1 – GENERALIDADES

O regime hidrológico de uma região é determinado por suas características físicas, geológicas e topográficas, e por seu clima. Os fatores climáticos mais importantes são a precipitação, principal "input" do balanço hidrológico de uma região, sua distribuição e modos de ocorrência, e a evaporação, responsável direta pela redução do escoamento superficial, por retirar das superfícies líquidas grande quantidade de água, incorporando-a na atmosfera; esse fato é tão mais acentuado quanto mais próximo dos trópicos for a região em estudo. Outros fatores climáticos importantes são a temperatura, a umidade e o vento, principalmente pela influência que exercem sobre a precipitação e a evaporação.

A topografia é importante pela sua influência na precipitação, pela ocorrência de lagos e pântanos e pela velocidade do escoamento superficial. As características geológicas além de influenciarem na topografia definem o local de armazenamento da água proveniente da precipitação, isto é, na superfície em forma de escoamento superficial, em rios ou lagos, ou no subsolo como escoamento subterrâneo ou confinada em aquíferos.

Este capítulo trata da precipitação, suas formas, distribuição, medidas e análise dos dados necessários ao desenvolvimento e operação de projetos hidráulicos. Trata também da influência que exercem outros fatores climáticos sobre a precipitação.

2 – FATORES CLIMÁTICOS

A precipitação e a evaporação são fatores climáticos indispensáveis para o estudo do regime hidrológico de uma região. Para melhor entendimento de suas ocorrências e distribuições, o hidrólogo necessita de conhecimento básico sobre outros fenômenos meteorológicos que as influenciam, tais como a posição da região em relação à circulação geral da atmosfera, a ocorrência de umidade e a distribuição da temperatura e do vento na atmosfera.

2.1 – Atmosfera

A atmosfera, camada gasosa que envolve a terra, é constituída por uma mistura complexa de gases que varia em função do tempo, da situação geográfica, da altitude e das estações do ano. De uma maneira simples pode-se considerar o ar natural como constituído por três partes principais: pelo ar seco, pelo vapor d'água e por partículas sólidas em suspensão.

O ar seco é constituído por uma mistura mecânica de gases permanentes, na qual o nitrogênio e o oxigênio são os componentes principais, ocupando cerca de 99% de um volume de ar seco (Figura 3.1); a seguir, em proporções menores, o argônio 0,93% e o dióxido de carbono com 0,03%, e em porcentagens bem menores são encontrados também: neônio, hélio, criptônio, hidrogênio, xenônio, ozônio, radônio e outros.

O vapor d'água, levado ao ar devido à evaporação dos oceanos, rios, lagos solos e plantas, está constantemente presente em quantidades que variam de quase zero em regiões desérticas, onde a evaporação é mínima, a quantidades máximas, de cerca de 4%, em regiões de florestas tropicais.

Além desses gases que formam o ar úmido (ar seco + vapor) existe na atmosfera um conjunto enorme de partículas sólidas em suspensão, as quais recebem o nome de aerossóis. São provenientes do solo, sais de origem orgânica e inorgânica, explosões vulcânicas, combustão de gás, carvão e petróleo, e da queima de meteoros na atmosfera. As partículas de origem inorgânica são de grande interesse para a Hidrologia, pois elas são responsáveis pela condensação do vapor e conseqüentemente da formação das nuvens.

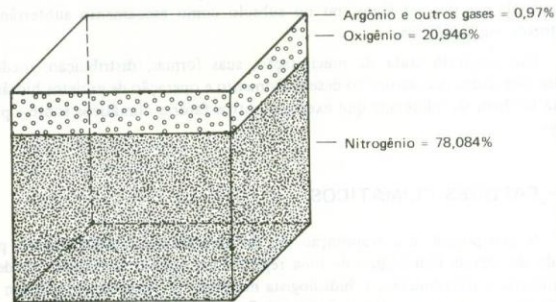


Fig. 3.1 – Composição Volumétrica do Ar Seco. O vapor d'água está sempre presente, porém sua proporção varia de quase zero até o máximo de 4%.

2.2 – Circulação Geral da Atmosfera e Ventos

Os fenômenos meteorológicos que mais interessam à Hidrologia se processam na camada inferior da atmosfera, denominada troposfera. Essa camada se estende desde a superfície até uma altura máxima de 18 km no Equador e de 9 km nos polos.

A Troposfera se caracteriza por constantes movimentos do ar tanto no sentido horizontal (vento) como vertical (corrente de ar). Apresenta um sistema dinâmico vigoroso, com uma certa correlação entre vento e pressão no que tange à distribuição sobre o globo.

A Circulação Geral é definida como a distribuição geral média dos ventos sobre a superfície do globo. Através de cartas isobáricas anuais, delimitaram-se sobre o globo zonas ou faixas de ocorrência de altas e baixas pressões e, entre estas, a predominância do vento em determinadas direções e sentidos. Uma análise dessas faixas é feita a seguir e o esquema de ventos predominantes é mostrado na Figura 3.2.

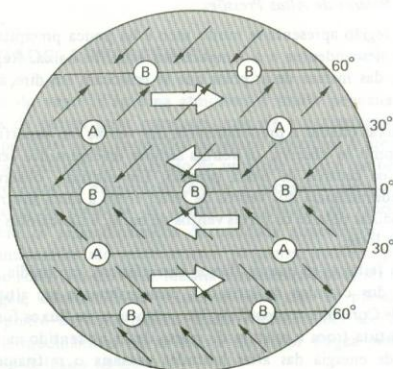


Fig. 3.2 – Distribuição da pressão e ventos sobre o globo.

a) Faixa Equatorial de Baixas Pressões

Essa faixa se localiza um pouco ao norte do Equador geográfico. Predominam ventos fracos e variáveis, onde convergem os alísios em superfície e divergem os contra-alísios em altitude. Há contínuos movimentos verticais ascendentes, grande umidade do ar, com muitas nuvens e altas precipitações. Geralmente são encontradas as mais altas temperaturas da Terra.

b) Faixa Subtropical de Altas Pressões

Os centros de pressão estão em torno de 30° de latitude. Há predominância de ventos fracos e movimentos verticais descendentes. O ar é quase sempre seco, com poucas nuvens e pouca precipitação. Nesta zona estão localizados os maiores desertos da Terra. Essa faixa muitas vezes é invadida por massas de ar polar e tropical, modificando as condições de tempo por determinados períodos. Os cinturões de altas pressões são rompidos sobre os continentes devido à diferença de aquecimento entre terras e mares, com a conseqüente formação de baixas térmicas.

c) Faixa Polar de Baixas Pressões

Os centros de baixa pressão estão localizados em torno de 60° de latitude. O clima é muito variável, com grandes tempestades motivadas por intensos movimentos verticais ascendentes. No Hemisfério Norte estão localizadas, nessa faixa, grandes massas geladas. Em determinadas regiões, dentro dessa faixa, há condições propícias para formação das massas de ar devido a sua uniformidade.

d) Calotas Polares de Altas Pressões

O ar nessa região apresenta-se muito seco e há pouca precipitação. Há movimentos verticais descendentes e a temperatura é muito baixa. Representa quase sempre a origem das massas de ar polar que se deslocam em direção ao Equador.

Entre as faixas citadas a predominância dos ventos em superfície é mostrada na Figura 3.2; como se observa, os ventos sempre divergem dos centros de alta e convergem para os centros de baixa pressão. Em altitude, observa-se, na zona intertropical, predominância dos ventos de leste; entre a faixa subtropical de altas pressões e a de baixas polares os fortes ventos de oeste; e nas calotas polares os ventos são fracos e de leste.

Pela análise feita, vê-se que os fluxos atmosféricos, em média, são de caráter zonal (ao longo dos círculos de latitude), principalmente em altitude, sofrendo a ação da força de Coriolis em superfície. No entanto, se os fluxos fossem puramente zonais não existiria troca e mistura de massa de ar no sentido meridional. Além disso, o deficit de energia das altas latitudes causaria o resfriamento contínuo dessas regiões e o superavit de energia nas regiões tropicais provocaria o seu superaquecimento. Para manter o balanço de energia entre todas as latitudes é necessário que haja um mecanismo de redistribuição do calor sobre o globo. Entre os mecanismos que explicam essa distribuição de energia o mais aceito é o da circulação meridional cujo modelo apresentado por Bergeron em 1928 e modificado por Rossby em 1947 é apresentado na Figura 3.3.

Nesse modelo notam-se células de circulação, havendo, além dos movimentos meridionais, movimentos verticais ascendentes e descendentes nas regiões de predominância de baixas e altas pressões respectivamente. Aparece também a frente polar que se forma em altas latitudes e se desloca para as baixas latitudes.

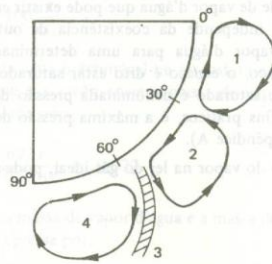


Fig. 3.3 - Modelo de circulação meridional segundo Rossby.
 (1) Célula de Hadley; (2) Célula de Latitude Média;
 (3) Frente polar; (4) Célula polar.

2.3 - UMIDADE ATMOSFÉRICA

A fração do vapor d'água na atmosfera é muito pequena comparada com as quantidades de outros gases presentes, mas ele é excessivamente importante e é o grande responsável pelas condições de tempo reinantes. A precipitação é derivada dessa água atmosférica. O conteúdo de umidade do ar é também um fator significativo nos processos de evaporação. Assim, é necessário para o hidrólogo estar familiarizado com os métodos de avaliar o conteúdo de vapor na atmosfera e conhecer os efeitos termodinâmicos da umidade atmosférica. Em Meteorologia as pressões consideradas são relativamente pequenas, podendo portanto o ar seco ser considerado como um gás ideal. Mesma consideração pode ser feita com respeito ao vapor d'água, excetuando-se pequenos intervalos de pressão e temperatura próximos do ponto de condensação. Essas considerações são importantes, pois as evoluções termodinâmicas do ar seco e do vapor d'água poderão ser tratadas como evoluções de gases ideais.

Os principais índices de umidade utilizados são a pressão parcial do vapor, a umidade absoluta, a umidade específica, a razão de mistura, a umidade relativa e a temperatura do ponto de orvalho.

Em uma mistura de gases, cada gás exerce uma pressão parcial independente dos outros gases. A pressão parcial exercida pelo vapor d'água é chamada pressão do vapor. Se todo o vapor d'água em um recipiente fechado de ar úmido com uma pressão total inicial p fosse removido, a pressão final p' correspondente ao ar seco seria menor do que p . A diferença entre a pressão do ar úmido e a do ar seco, $p - p'$, resultante da remoção do vapor d'água é a pressão do vapor e .

A máxima quantidade de vapor d'água que pode existir em dado espaço é uma função da temperatura e independe da coexistência de outros gases. Quando a máxima quantidade de vapor d'água para uma determinada temperatura está contida em um dado espaço, o espaço é dito estar saturado. A pressão exercida pelo vapor em um espaço saturado é denominada pressão de saturação do vapor (e_s), que, para todos os fins práticos, é a máxima pressão de vapor possível para uma dada temperatura (Apêndice A).

Utilizando a pressão do vapor na lei do gás ideal, pode-se escrever a equação de estado do vapor como:

$$e = \rho_v R_v T \quad (3.1)$$

onde ρ_v é a densidade do vapor d'água (g/cm^3), R_v é a constante dos gases para o vapor e T a temperatura absoluta ($^{\circ}\text{C}$). Considerando-se a definição da constante dos gases, pode-se reescrever a equação (3.1), como:

$$e = \frac{M}{M_v} \rho_v R T = 1,61 \rho_v R T \quad (3.2)$$

onde as variáveis sem índices do lado direito correspondem ao ar seco, e constante R do ar seco vale $2,87 \times 10^6 \text{ ergs g}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ e M (massa molecular) é igual a $28,966 \text{ g mol}^{-1}$. A equação (3.2) pode ser rearrumada para explicitar a densidade do vapor d'água.

$$\rho_v = 0,622 \frac{e}{RT} \quad (3.3)$$

que normalmente é referida com umidade absoluta da atmosfera. A equação (3.3) mostra o fato interessante de que a massa específica do vapor d'água é 0,622 da do ar seco, nas mesmas condições de pressão e temperatura.

Representando a pressão atmosférica total por p , e considerando que a atmosfera é composta somente por ar seco e vapor d'água, pode-se, utilizando a Lei de Dalton e a equação (3.2), expressar a densidade do ar úmido por:

$$\rho_m = \frac{P}{RT} \left(1 - 0,378 \frac{e}{P} \right) \quad (3.4)$$

que mostra que, nas mesmas condições de pressão e temperatura, o ar úmido é mais leve que o ar seco.

A *umidade relativa* (h), definida como a relação percentual entre a quantidade de umidade em um dado espaço e a quantidade que esse volume poderia conter se estivesse saturado, é um dos índices de umidade mais usados e pode ser representado também pela razão percentual entre a pressão de vapor real e a pressão de saturação do vapor.

$$h = 100 \frac{\rho_v}{\rho_s} = 100 \frac{e}{e_s} \quad (3.5)$$

Para o cálculo da água precipitável na atmosfera é conveniente definir a *umidade específica*, q , que é a razão entre a massa de vapor d'água e a massa de ar úmido. Essa razão é dada por:

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_m} = \frac{0,622 e}{p - 0,378 e} \approx 0,622 \frac{e}{p} \quad (3.6)$$

A relação entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco, conhecida como *razão de mistura* r , é expressa por:

$$r = \frac{\rho_v}{\rho} = 0,622 \frac{e}{p - e} \quad (3.7)$$

Pode-se notar que numericamente existe pouca diferença entre a razão de mistura e a umidade específica, e em muitos casos elas são consideradas iguais.

A quantidade total de vapor d'água na atmosfera é freqüentemente expressa como a altura de água precipitável W (em polegadas). A equação para calcular a altura de água precipitável em uma coluna de ar é:

$$W = 0,0004 \int_{p_1}^{p_0} q dp \quad (3.8)$$

onde q é a umidade específica em gramas por quilograma e p é a pressão em milibares. Na prática, a quantidade de água precipitável em uma coluna de ar de qualquer altura considerável é calculada pelo incremento de pressão usando a fórmula:

$$\Delta W = 0,0004 \bar{q} \Delta p \quad (3.9)$$

e considerando ΔW em toda a coluna. O valor \bar{q} é geralmente calculado como a média entre a umidade específica da base e a do topo de cada camada.

Outros índices importantes são os índices de umidade termométricos, os quais estão relacionados com evoluções do ar; esses índices são:

- Temperatura do ponto de orvalho - é a temperatura na qual o ar úmido mantendo a mesma pressão se satura, isto é, uma evolução isobárica até conseguir a condição $r = r_s$.
- Temperatura do ponto de condensação - é a temperatura que adquire o ar úmido quando, evoluindo adiabaticamente, atinge um nível de pressão no qual $r = r_s$.

Um instrumento chamado psicrômetro é normalmente empregado para medir a umidade atmosférica; ele consiste de dois termômetros (Figura 3.4). Um

dos termômetros é chamado de termômetro de bulbo úmido, uma vez que seu bulbo é envolvido por uma gaze saturada com água. O outro termômetro tem o bulbo seco. Devido à evaporação resultante (que remove calor do ar), a temperatura do bulbo úmido T_w é menor do que a temperatura do bulbo seco T . A diferença, em graus, entre as duas leituras é conhecida como depressão do bulbo úmido e é usada para determinar o ponto de orvalho, a umidade relativa e a pressão de vapor. (Apêndice A).

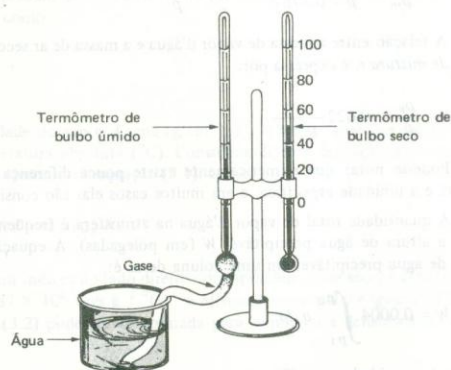


Fig. 3.4 - Diagrama de um Psicrômetro, mostrando o princípio do termômetro de bulbo úmido.

2.3.1 - Distribuição Geográfica da Umidade

A umidade atmosférica tende a decrescer com o aumento da latitude, mas a umidade relativa, sendo uma função inversa da temperatura, tende a aumentar. A umidade atmosférica é máxima sobre os oceanos e decresce à medida que se avança para o interior dos continentes. Ela também decresce com a elevação e é maior sobre áreas vegetadas do que sobre solo estéril.

2.3.2 - Variação da Umidade no Tempo

A umidade atmosférica é máxima no verão e mínima no inverno. A umidade relativa, entretanto, varia ao contrário. A variação diurna da umidade atmosférica é normalmente pequena. Próximo da superfície do solo, a condensação do orvalho à

noite e a reevaporação durante o dia podem resultar em um conteúdo de umidade mínimo próximo do nascer do sol e em um máximo por volta do meio-dia. A umidade relativa é máxima de manhã e mínima à tarde.

2.4 — Temperatura e Transporte de Energia na Atmosfera

São de grande importância para o estudo da Hidrologia o conhecimento do transporte de energia, momentum e massa na atmosfera pelos processos fundamentais de condução, convecção e radiação. A radiação é importante porque é por esse processo que a energia solar ativa o ciclo hidrológico.

Embora seja o sol a fonte de toda a energia que mantém o movimento da atmosfera, as propriedades físicas da superfície terrestre desempenham um papel importante na conversão da radiação solar em calor sensível e na redistribuição da energia entre a atmosfera e as substâncias superficiais, pois a energia emitida pelo sol é em forma de radiação de ondas curtas que é muito pouco absorvida pela atmosfera. A atmosfera é aquecida nas camadas inferiores graças à emissão da superfície terrestre que é feita em ondas longas e a redistribuição de energia na atmosfera se processa principalmente por condução e convecção.

Os fenômenos de condução e convecção na atmosfera se processam da seguinte forma: o ar aquecido por condução, ou seja, um fluxo de energia calorífica através da matéria por meio de atividade molecular interna sem, obviamente, qualquer movimento da matéria. A energia emitida pela terra é absorvida principalmente pelo vapor d'água e pelo dióxido de carbono; os outros gases, em contato com eles, são aquecidos por condução. Uma vez que o ar aquecido decresce em densidade, o ar que está em contato com a superfície e é aquecido por condução tende a tornar-se mais leve. Entretanto, a superfície terrestre não é homogênea e faz com que o ar seja aquecido de forma desigual, o que resulta no aparecimento de camadas de ar com diferentes densidades; surgem então forças ascendentes que elevam o ar mais quente, e portanto mais leve, através do ar vizinho mais frio e mais denso. O ar quente em ascensão se expande, pois, à medida em que se eleva, encontra pressões atmosféricas menores e, em consequência disso, se esfria. Quando o ar em ascensão e expansão perdeu bastante calor de forma tal que a sua densidade é igualada à do meio ambiente, a sua elevação cessa. O ar quente, ao elevar-se, certamente é substituído pelo ar mais frio das vizinhanças. O processo todo é conhecido como convecção, que é o transporte de calor por movimento da matéria.

2.4.1 — Distribuição Vertical da Temperatura

O efeito dos diversos processos de troca de calor no sistema Terra-Atmosfera conduz a uma distribuição de temperatura segundo a direção vertical, ou seja, um decréscimo da temperatura com a altitude de $6,5^{\circ}\text{C}$ por km na troposfera, e condições aproximadamente isotérmicas na estratosfera. A taxa de variação da temperatura com a altitude é denominada Gradiente Vertical da Temperatura. O estudo do gradiente vertical de temperatura é de grande interesse, pois é através dele que

se pode aquilatar a estabilidade ou instabilidade da atmosfera.

A estabilidade atmosférica é determinada através de gradientes de temperatura teóricos intimamente ligados aos processos de evolução do ar, tais como:

a) *Gradiente de Temperatura da Adiabática Seca*

Um processo termodinâmico no qual não existe troca de calor entre o sistema que trabalha e seu meio-ambiente é denominado processo adiabático. Quando uma parcela de ar em um determinado nível é forçada para um nível mais baixo, a pressão mais alta do nível inferior atua para decrescer seu volume. O trabalho de compressão é convertido em energia calorífica e é manifestado por um aumento de temperatura. Esse aquecimento do ar por compressão adiabática é denominado aquecimento dinâmico. Na realidade o processo não é estritamente adiabático, pois sempre ocorre uma transferência de calor entre a parcela e o meio-ambiente. Entretanto, o ar é tão pobre condutor e emissor de calor que, para as proposições meteorológicas, o processo é considerado adiabático. Inversamente, uma parcela de ar que é levada para um nível mais alto fica sujeita a pressões externas mais baixas e expande. A parcela em ascensão realiza um trabalho sobre o meio-ambiente; a fonte de energia para esse trabalho é a energia interna da parcela ascendente, que necessariamente decresce com a elevação. O esfriamento do ar adiabaticamente por expansão é chamado esfriamento dinâmico.

A temperatura de uma partícula de ar insaturado elevada adiabaticamente decresce numa razão de 1°C por 100 m. Essa taxa de decréscimo da temperatura com a altitude é conhecida como o gradiente de temperatura da adiabática seca.

b) *Gradiente de Temperatura da Adiabática Saturada*

Quando uma parcela de ar saturado com vapor d'água é elevada adiabaticamente, ela expande e resfria dinamicamente. O esfriamento do vapor d'água no ar causa condensação e resulta na liberação de calor latente de vaporização. Esse calor serve para reduzir a taxa de esfriamento da parcela ascendente. Por essa razão, o gradiente de temperatura da adiabática saturada é menor do que o da adiabática seca. Para que o processo seja realmente adiabático é necessário que o produto da condensação permaneça no sistema ao longo de sua ascensão, ou seja, não ocorra precipitação.

O gradiente de temperatura da adiabática saturada é de $0,54^{\circ}\text{C}$ por 100 m nas camadas baixas da atmosfera e tende para a da adiabática seca em grandes altitudes, pois a quantidade de vapor d'água presente em grandes altitudes é muito pequena.

c) *Gradiente de Temperatura Pseudo-adiabático*

Se em um movimento ascendente de uma parcela de ar saturado houver precipitação, a temperatura do ar sofrerá um esfriamento pseudo-adiabático. O processo não é estritamente adiabático porque alguma energia é retirada do sistema pela precipitação.

Para parcelas de ar saturado em ascensão, os processos adiabático saturado e pseudo-adiabático possuem gradientes de temperatura que não diferenciam significativamente e, para a maioria dos problemas meteorológicos, podem ser considerados iguais. Entretanto, o processo pseudo-adiabático é irreversível, uma vez que o produto da condensação não permanece retido no sistema.

d) *Gradiente de Temperatura do Ambiente Atmosférico*

A variação no estado térmico do meio-ambiente atmosférico é descrita por um gradiente de temperatura do ambiente atmosférico (γ), o qual tem um intervalo de variação bastante grande.

A magnitude relativa entre este gradiente (γ) e o gradiente da adiabática seca (Γ) determina a estabilidade convectiva do ar. Seja, por hipótese, uma partícula de ar seco em equilíbrio térmico com o meio-ambiente e que, por algum motivo, ela é levada de um nível (z_1) inicial para um nível (z_2) mais elevado. Considere-se ainda que o movimento ascendente não modifica o perfil estrutural da atmosfera ambiente. Como a parcela se move verticalmente, ela esfria com uma taxa (Γ) (adiabática seca), enquanto a temperatura ambiente decresce com uma taxa (γ).

Se $|\gamma| < |\Gamma|$ a parcela levada para uma posição mais alta será sempre mais fria do que a do meio-ambiente. A intensidade de pressão na parcela e nas vizinhanças será idêntica se for considerado que prevalecem condições estáticas; assim, a densidade da parcela será maior do que a do meio-ambiente e, quando a força de ascensão for removida, ela tenderá a voltar para sua posição inicial. Esta condição é chamada de equilíbrio estável.

No caso de $|\gamma|$ ser maior do que $|\Gamma|$, a parcela elevada terá sempre sua densidade menor do que a do meio-ambiente e tenderá a continuar subindo mesmo depois que a força de ascensão inicial cessar. Tal condição é chamada de equilíbrio instável. Estes casos são ilustrados na Figura 3.5.

É importante lembrar que mesmo quando $|\gamma| > |\Gamma|$ é necessário um distúrbio inicial para provocar o movimento vertical.

A condição $\gamma = \Gamma$ é chamada de equilíbrio indiferente.

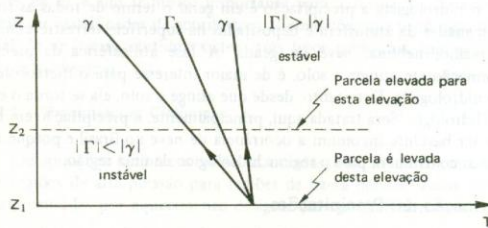


Fig. 3.5 - Estabilidade e Instabilidade Convectiva.

2.4 — Distribuição Geográfica da Temperatura

Em geral, a temperatura tende a ser máxima nas baixas latitudes e decresce na direção dos polos. Entretanto, essa tendência é bastante distorcida pela influência da distribuição de terras e mares, da topografia e da vegetação. No interior dos continentes, as temperaturas são mais altas no verão e mais baixas no inverno do que nas regiões costeiras na mesma latitude. A temperatura decresce com a altitude fazendo com que em regiões mais elevadas a temperatura seja mais baixa. As vertentes-norte são mais quentes que as vertentes-sul. O intervalo de variação da temperatura em áreas de florestas é menor do que em áreas estéreis. Sobre as cidades as temperaturas são mais elevadas do que as das regiões vizinhas.

2.4.3 — Variação da Temperatura com o Tempo

A variação diária da temperatura é produzida pela flutuação diária da radiação solar incidente. A temperatura começa a se elevar no nascer do sol e atinge seu máximo de 1 a 3 horas depois do sol ter atingido sua altitude máxima. As temperaturas mínimas ocorrem normalmente por volta do nascer do sol. Durante a noite, quando a radiação solar está ausente, a temperatura é afetada somente por esfriamento radiante. Conseqüentemente, a curva típica de temperatura diurna não é simétrica — sendo o período da máxima para a mínima maior.

O intervalo diurno de temperaturas, isto é, a diferença entre a máxima e a mínima diária, é afetado pelo estado do céu. Em dias nebulosos, a temperatura máxima é menor por causa da redução de insolação. Por outro lado, a mínima é maior porque as nuvens reduzem a perda de radiação. A temperatura média diária é normalmente determinada pela média aritmética entre as temperaturas máxima e mínima.

3 — PRECIPITAÇÃO — FORMAÇÃO E TIPOS

Para o hidrólogo a precipitação é em geral o termo de todas as formas de umidade emanadas da atmosfera e depositadas na superfície terrestre como chuva, grizo, orvalho, neblina, neve ou geada. A fase atmosférica da precipitação, desde a formação até atingir o solo, é de maior interesse para o meteorologista do que para o hidrólogo. Entretanto, desde que atinge o solo, ela se torna o elemento básico da Hidrologia. Será tratada aqui, principalmente, a precipitação em forma de chuva, por ser bastante incomum a ocorrência de neve no Brasil e porque as outras formas pouco contribuem para o regime hidrológico de uma região.

3.1 — Formação das Precipitações

A umidade atmosférica é o elemento básico para a formação das precipitações; embora seja necessária, ela não é suficiente, pois outros requisitos são também

necessários como, por exemplo, um mecanismo de resfriamento do ar, a presença de núcleos higroscópicos, para que haja condensação, e um mecanismo de crescimento das gotas.

A formação da precipitação segue o seguinte processo: o ar úmido das camadas baixas da atmosfera é aquecido por condução, torna-se mais leve que o ar das vizinhanças e sofre uma ascensão adiabática. Nessa ascensão ele expande e se resfria na razão de 1°C por 100 m (expansão adiabática seca) até atingir a condição de saturação (nível de condensação). A partir desse nível, em condições favoráveis, e com a existência de núcleos higroscópicos, o vapor d'água condensa, formando minúsculas gotas em torno desses núcleos. Essas gotas, entretanto, não possuem massa suficiente para vencer a resistência do ar, sendo portanto mantidas em suspensão até que, por um processo de crescimento, elas atinjam tamanho suficiente para precipitar.

Os processos de crescimento das gotas mais importantes são os de coalescência e de difusão do vapor.

O processo de coalescência é aquele no qual as pequenas gotas das nuvens aumentam seu tamanho devido ao contato com outras gotas através da colisão, provocada pelo deslocamento das gotas, devido a movimentos turbulentos do ar, a forças elétricas e ao movimento Browniano. Quando as gotas atingem tamanho suficiente para vencer a resistência do ar, elas se deslocam em direção ao solo; nesse movimento de queda, as gotas maiores adquirem maior velocidade do que as menores, o que faz com que as gotas menores sejam alcançadas e incorporadas às maiores aumentando, portanto, seu tamanho.

O processo de difusão do vapor é aquele no qual o ar após o nível de condensação continua evoluindo, provocando difusão do vapor supersaturado e sua conseqüente condensação em torno das gotículas que aumentam de tamanho.

3.2 – Tipos de Precipitação

O esfriamento dinâmico ou adiabático é a principal causa da condensação e é o responsável pela maioria das precipitações. Assim sendo, o movimento vertical das massas de ar é um requisito importante para a formação das precipitações, que podem ser classificadas de acordo com as condições que produzem o movimento vertical do ar. Nesse sentido existem três tipos principais, que são: ciclônico, orográfico e convectivo.

3.2.1 – Precipitações Ciclônicas

As precipitações ciclônicas estão associadas com o movimento de massas de ar de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão. Essas diferenças de pressão são causadas por aquecimento desigual da superfície terrestre.

A precipitação ciclônica pode ser classificada como frontal ou não frontal. Qualquer baixa barométrica pode produzir precipitação não frontal com o ar sendo

elevado devido a uma convergência horizontal em áreas de baixa pressão. A precipitação frontal resulta da ascensão do ar quente sobre o ar frio na zona de contato entre duas massas de ar de características diferentes. Se a massa de ar se move de tal forma que o ar frio é substituído por ar mais quente, a frente é conhecida como frente quente, e se por outro lado o ar quente é substituído por ar frio, a frente é fria. A figura 3.6 ilustra um corte vertical através de uma superfície frontal.

As precipitações ciclônicas são de longa duração e apresentam intensidades de baixa a moderada, espalhando-se por grandes áreas. São importantes, principalmente, no desenvolvimento e manejo de projetos em grandes bacias hidrográficas.

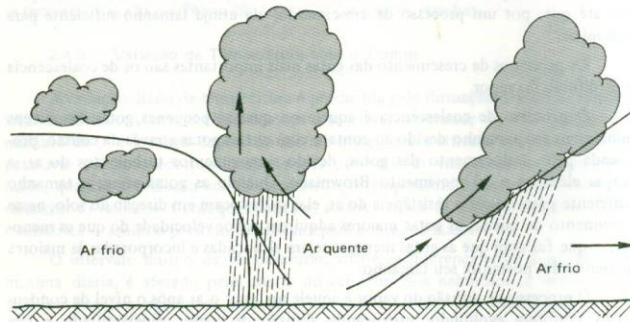


Fig. 3.6 - Seção vertical de uma superfície frontal.

3.2.2 - Precipitações Orográficas

As precipitações orográficas resultam de ascensão mecânica de correntes de ar úmido horizontal sobre barreiras naturais, tais como montanhas. As precipitações da Serra do Mar são exemplos típicos.

3.2.3 - Precipitações Convectivas

As precipitações convectivas são típicas das regiões tropicais. O aquecimento desigual da superfície terrestre provoca o aparecimento de camadas de ar com densidades diferentes, o que gera uma estratificação térmica da atmosfera em equilíbrio instável. Se esse equilíbrio por qualquer motivo (vento, superaquecimento) for quebrado provoca uma ascensão brusca e violenta do ar menos denso, capaz de atingir grandes altitudes. Essas precipitações são de grande intensidade e curta

duração, concentradas em pequenas áreas. São importantes para projetos em pequenas bacias.

4 - MEDIDAS PLUVIOMÉTRICAS

Exprime-se a quantidade de chuva (h) pela altura de água caída e acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. Ela é avaliada por meio de medidas executadas em pontos previamente escolhidos, utilizando-se aparelhos denominados pluviômetros ou pluviógrafos, conforme sejam simples receptáculos da água precipitada ou registrem essas alturas no decorrer do tempo. As medidas realizadas nos pluviômetros são periódicas; em geral, em intervalos de 24 horas feitas normalmente às 7 horas da manhã.

As grandezas características são:

a) *Altura Pluviométrica*

Medidas realizadas nos pluviômetros e expressas em mm.

b) *Intensidade da Precipitação*

É a relação entre a altura pluviométrica e a duração da precipitação expressa, geralmente em mm/h ou mm/min.

c) *Duração*

Período de tempo contado desde o início até o fim da precipitação (h ou min.)

No Brasil, há vários tipos de pluviômetros em operação. As agências federais, o Departamento Nacional de Meteorologia do Ministério da Agricultura e o Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica do Ministério de Minas e Energia utilizam o tipo Ville de Paris com uma superfície receptora de 400 cm², enquanto que as agências estaduais utilizam um tipo de pluviômetro que é uma modificação do Ville de Paris, como o tipo Paulista com uma área receptora de 500 cm², usado pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo. Há ainda o tipo Casella de 200 cm² de área, utilizado por algumas entidades particulares.

Os pluviógrafos, cujos registros permitem o estudo da relação intensidade-duração-freqüência tão importante para projetos de galerias pluviais e de enchentes em pequenas bacias hidrográficas, possuem uma superfície receptora de 200 cm². O modelo mais usado no Brasil é o de sifão de fabricação Fuess.

A instalação desses aparelhos é feita de tal forma que a superfície de exposição fique a 1,5 m do solo, existindo, portanto, diferenças entre a água colhida a essa altura e a que atinge o solo, sobre uma área igual. Muitos estudos têm sido realizados para verificar essas diferenças e determinar suas causas, sendo mais recente o proposto pela Organização Meteorológica Mundial: a comparação dos

pluviômetros utilizados no país com um pluviômetro do tipo Snowdon com área receptora de 125 cm² e instalado ao nível do solo.

Maiores detalhes sobre instalação e operação dos postos pluviométricos, bem como características dos aparelhos e dados observados, podem ser encontrados na bibliografia citada no fim do capítulo.

4.1 — Preenchimento de Falhas

Muitas estações pluviométricas apresentam falhas em seus registros devido à ausência do observador ou por defeitos no aparelho. Entretanto, como há necessidade de se trabalhar com séries contínuas, essas falhas devem ser preenchidas. Um método bastante utilizado para se fazer esta estimativa tem como base os registros pluviométricos de três estações localizadas o mais próximo possível da estação que apresenta falha nos dados de precipitação.

Designando por x a estação que apresenta falha e por A , B e C as estações vizinhas, pode-se determinar a precipitação P_x da estação x pela média ponderada do registro das três estações vizinhas, onde os pesos são as razões entre as precipitações normais anuais

$$P_x = \frac{1}{3} \left(\frac{N_x}{N_A} P_A + \frac{N_x}{N_B} P_B + \frac{N_x}{N_C} P_C \right) \quad (3.10)$$

onde N é a precipitação normal anual.

4.2 — Análise de Duplas Massas

A análise de duplas massas é o método utilizado para se verificar a homogeneidade dos dados, isto é, se houve alguma anormalidade na estação pluviométrica, tais como mudança de local ou das condições do aparelho ou modificação no método de observação.

Esse método consiste em construir-se uma curva dupla acumulativa, na qual são relacionados os totais anuais acumulados de um determinado posto e a média acumulada dos totais anuais de todos os postos da região, considerada homogênea, sob o ponto de vista meteorológico.

Um exemplo de aplicação desse método é apresentado na Figura 3.7, onde a curva obtida apresenta uma mudança na declividade, o que significa que houve alguma anormalidade, devendo portanto os dados serem corrigidos para as condições atuais da seguinte forma:

$$P_a = \frac{M_a}{M_0} P_0 \quad (3.11)$$

onde P_a são as observações ajustadas à condição atual de localização, exposição ou método de observação do posto

P_0 dados observados a serem corrigidos

M_a coeficiente angular da reta no período mais recente

M_0 coeficiente angular da reta no período em que se fizeram observações P_0 .

Embora possa acontecer que o número de anos em que o posto foi operado nas condições iniciais seja maior do que nas atuais, é mais interessante corrigir os dados referindo-se às últimas. Isso porque, a qualquer instante, pode-se fazer uma inspeção local e conhecer o estado de operação e conservação do mesmo na atualidade.

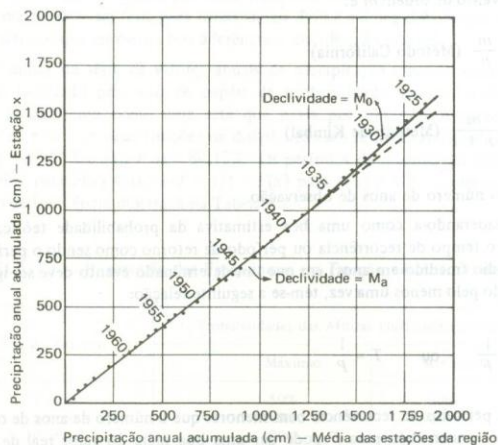


Fig. 3.7 - Verificação da homogeneidade dos dados.

5 - FREQUÊNCIA DE TOTAIS PRECIPITADOS

Em Engenharia o conhecimento das características das precipitações apresenta grande interesse de ordem técnica por sua freqüente aplicação nos projetos hidráulicos. Nos projetos dos vertedores de barragens, no dimensionamento de canais, na definição das obras de desvio dos cursos d'água, na determinação das dimensões de galerias de águas pluviais, no cálculo de bueiros, deve-se conhecer a magnitude das enchentes que poderiam ocorrer com uma determinada freqüência. Nos projetos de irrigação e abastecimento d'água, há que se conhecer a grandeza das estiagens que adviriam e com que freqüência ocorreriam. Portanto, há a necessidade da determinação das precipitações extremas esperadas.

Nos projetos de obras hidráulicas, as dimensões são determinadas em função de considerações de ordem econômica, portanto corre-se o risco de que a estrutura venha a falhar durante a sua vida útil. É necessário, então, conhecer este risco. Para isso analisam-se estatisticamente as observações realizadas nos postos hidrométricos, verificando-se com que frequência elas assumiram cada magnitude. Em seguida, pode-se avaliar as probabilidades teóricas.

Os dados observados devem ser classificados em ordem decrescente e a cada um atribuir-se o seu número de ordem. A frequência com que foi igualado ou superado um evento de ordem m é:

$$F = \frac{m}{n} \quad (\text{Método Califórnia})$$

ou

$$F = \frac{m}{n + 1} \quad (\text{Método de Kimbal})$$

onde n é o número de anos de observação.

Considerando-a como uma boa estimativa da probabilidade teórica (P) e definindo o tempo de recorrência ou período de retorno como sendo o período de tempo médio (medido em anos) em que um determinado evento deve ser igualado ou superado pelo menos uma vez, tem-se a seguinte relação:

$$T = \frac{1}{F} \quad \text{ou} \quad T = \frac{1}{P} \quad (3.12)$$

Para períodos de recorrência bem menores que o número de anos de observação, o valor encontrado para F pode dar uma boa idéia do valor real de P , mas para os grandes períodos de recorrência a repartição de frequências deve ser ajustada a uma lei probabilística teórica de modo a possibilitar um cálculo mais correto da probabilidade.

Chow (3) mostrou que a maioria das funções de frequência aplicáveis na análise hidrológica pode ser resolvida de uma forma geral por:

$$x = \bar{x} + K \sigma_x \quad (3.13)$$

onde o fator de frequência K toma várias formas dependendo da aproximação usada.

Tem-se verificado que se a série de observações pluviométricas anuais é bastante longa, a repartição das frequências se adapta bem à Lei de Gauss, desde que os elementos da série sejam considerados sem ordem de sucessão.

A função de distribuição da Lei de Gauss é dada por:

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-z^2/2} dz \quad (3.14)$$

onde z é a variável reduzida da distribuição normal, $F(x)$ significa a probabilidade de um total anual qualquer ser inferior ou igual a x ; x um determinado total anual de precipitação.

A inferência de índices pluviométricos com base nos parâmetros da distribuição normal só deve ser feita para totais anuais. Pois é a única distribuição de índices pluviométricos que apresenta boa aderência à distribuição normal.

O ajuste da série de valores anuais de precipitação segundo a curva normal é muito facilitado pelo uso de papéis de probabilidade, no qual a distribuição normal se apresenta como uma reta que passa por três pontos característicos, μ ; $\mu - \sigma$ e $\mu + \sigma$ cujas funções de distribuição são respectivamente $F(\mu) = 50\%$; $F(\mu - \sigma) = 15,87\%$ e $F(\mu + \sigma) = 84,13\%$. Os períodos de retorno são definidos por $T = 1/F(x)$ para $F(x) \leq 0,5$ e $T = 1/1 - F(x)$ para $F(x) > 0,5$ e apresentam a repartição de frequência mostrada na Tabela 3.1.

TABELA 3.1 – Repartição das Frequências em Função do Período de Retorno

Período de Retorno	Probabilidades das Alturas Pluviométricas Esperadas	
	Máximas	Mínimas
2 anos	50%	50%
5 anos	80%	20%
10 anos	90%	10%
20 anos	95%	5%
50 anos	98%	2%
100 anos	99%	1%
1.000 anos	99,9%	0,1%
10.000 anos	99,99%	0,01%

A análise estatística do posto D4-15 (Estação da C.P.E.F.) em São Carlos, cujos dados são apresentados na Tabela 3.2, foi feita tomando-se os totais anuais de 1941 a 1968, agrupando-os em intervalos de 50 mm de amplitude, tabela 3.3, e calculando-se a média, o desvio padrão e o coeficiente de variação, encontraram-se respectivamente $\bar{x} = 1\,378,6$ mm, $S = 290,89$ e $CV = 21,10\%$.

A repartição de frequência calculada na Tabela 3.3 é mostrada na Figura 3.8. Para o traçado da reta (distribuição normal) foram determinados os seguintes pontos (1 087,7; 15,87%); (1 378,6; 50,0%) e (1 669,5; 84,13%)

TABELA 3.2 – Alturas Pluviométricas em São Carlos – Posto D4-15 – Período: 1941 a 1968

Ano	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	T. anual
1941	228,1	49,6	32,8	51,3	13,2	8,0	16,5	5,5	215,4	122,0	210,5	113,7	1 066,6
1942	220,5	249,1	405,6	62,7	41,6	28,1	30,5	0,0	33,1	57,7	126,9	233,1	1 489,1
1943	331,6	114,1	298,4	44,6	3,9	41,1	0,0	7,1	7,1	240,0	203,2	181,1	1 552,2
1944	111,4	176,8	150,6	47,5	0,0	0,1	0,0	0,0	1,8	52,2	157,4	29,3	727,1
1945	236,7	187,9	95,7	59,4	1,4	122,8	32,1	0,3	40,0	58,4	192,4	178,7	1 205,8
1946	434,1	127,5	171,5	45,5	6,1	12,6	59,3	0,7	50,7	97,2	165,8	258,8	1 429,8
1947	376,3	405,1	235,7	4,3	31,6	18,8	35,1	58,5	174,5	165,3	142,6	377,1	2 024,9
1948	189,6	119,2	247,8	1,3	83,1	0,3	57,9	21,0	4,8	125,3	174,4	140,6	1 245,3
1949	253,5	174,8	171,5	94,9	59,9	38,6	0,5	15,5	2,7	47,3	76,9	474,7	1 410,8
1950	227,1	380,5	130,0	170,4	11,6	6,6	19,3	0,0	4,8	199,9	210,7	198,1	1 559,0
1951	307,6	135,1	250,6	46,3	14,7	37,8	2,2	39,5	1,0	94,5	199,0	123,2	1 251,5
1952	193,4	173,3	243,7	15,8	0,0	108,4	0,0	4,3	25,4	185,8	201,0	48,1	1 199,2
1953	227,8	140,4	99,3	69,4	43,9	22,5	12,8	24,9	84,6	148,0	157,7	217,5	1 248,8
1954	314,8	280,5	195,4	37,1	134,8	49,2	1,1	0,0	25,5	47,9	165,4	219,3	1 471,0
1955	193,4	179,7	142,5	75,2	24,2	43,1	50,4	61,9	2,6	59,1	125,3	265,1	1 224,5
1956	123,3	142,7	119,4	88,9	305,4	126,7	61,1	66,2	102,2	111,7	18,3	146,4	1 412,3
1957	398,9	143,8	152,9	130,6	11,3	14,0	134,0	74,7	92,4	109,5	45,6	159,4	1 467,1
1958	233,4	166,5	121,2	136,1	116,2	60,8	12,5	8,9	84,1	180,9	99,1	347,5	1 567,2
1959	270,8	164,4	155,4	47,0	35,7	17,8	0,0	56,2	13,1	63,3	97,5	183,8	1 105,0
1960	431,3	338,3	94,8	42,1	45,8	65,4	4,6	21,2	10,2	126,8	270,9	382,3	1 833,7
1961	248,9	323,9	137,7	46,3	81,5	3,3	0,0	6,9	1,0	51,1	70,6	165,1	1 136,3
1962	134,9	250,6	214,4	50,4	16,6	97,2	10,7	45,4	45,7	232,5	58,3	517,0	1 673,7
1963	185,2	181,9	59,3	35,4	6,2	0,0	0,0	3,0	0,0	146,1	152,8	116,0	885,9
1964	155,7	285,5	89,1	18,4	61,1	8,8	58,6	7,2	79,8	163,4	78,1	445,3	1 451,0
1965	351,9	437,6	170,0	51,8	97,0	20,2	49,1	9,1	41,0	161,3	178,9	282,1	1 850,0
1966	120,8	95,9	170,1	45,4	62,7	0,0	2,0	18,7	84,5	135,1	179,0	316,7	1 230,9
1967	390,7	199,7	261,7	22,9	29,1	71,2	4,7	0,1	71,4	252,8	136,4	208,9	1 649,6
1968	406,5	127,1	114,9	26,8	13,8	15,7	4,8	32,4	39,6	117,3	115,3	180,4	1 194,6

TABELA 3.3 – Distribuição de Frequência das Precipitações Anuais do Posto D4-14

Classes $h = 50 \text{ mm}$	Ponto Médio X	Frequência F	F_X	$X - \bar{X} = x$	F_x	F_x^2	Frequência acumulada até o ponto médio	
							Númerica	Percentual
700 – 750	725	1	725	- 653,6	- 653,6	427 192,96	0	0
750 – 800	775	0	0	- 603,6	0,0	0,0	1	3,57
800 – 850	825	0	0	- 553,6	0,0	0,0	1	3,57
850 – 900	875	1	875	- 503,6	- 503,6	253 612,96	1	3,57
900 – 950	925	0	0	- 453,6	0,0	0,0	2	7,14
950 – 1 000	975	0	0	- 403,6	0,0	0,0	2	7,14
1 000 – 1 050	1 025	0	0	- 353,6	0,0	0,0	2	7,14
1 050 – 1 100	1 075	1	1 075	- 303,6	- 303,6	92 172,96	3	11,71
1 100 – 1 150	1 125	2	2 250	- 253,6	- 507,2	128 625,92	4	14,28
1 150 – 1 200	1 175	2	2 350	- 203,6	- 407,2	82 905,92	5	17,85
1 200 – 1 250	1 225	5	6 125	- 153,6	- 768,0	117 964,80	9	32,13
1 250 – 1 300	1 275	1	1 275	- 103,6	- 103,6	10 312,96	12	42,84
1 300 – 1 350	1 325	0	0	- 53,6	0,0	0,0	13	46,41
1 350 – 1 400	1 375	0	0	- 3,6	0,0	0,0	13	46,41
1 400 – 1 450	1 425	3	4 275	46,4	139,2	6 458,88	15	53,55
1 450 – 1 500	1 475	4	5 900	96,4	385,6	37 171,84	19	67,83
1 500 – 1 550	1 525	0	0	146,4	0,0	0,0	20	71,40
1 550 – 1 600	1 575	3	4 725	196,4	589,2	115 718,88	23	82,11
1 600 – 1 650	1 625	1	1 625	246,4	246,4	60 712,96	23	82,11
1 650 – 1 700	1 675	1	1 675	296,4	296,4	87 852,96	25	89,25
1 700 – 1 750	1 725	0	0	346,4	0,0	0,0	25	89,25
1 750 – 1 800	1 775	0	0	396,4	0,0	0,0	25	89,25
1 800 – 1 850	1 825	1	1 825	446,4	446,4	199 272,96	25	89,25
1 850 – 1 900	1 875	1	1 875	496,4	496,4	246 412,96	27	95,39
1 900 – 1 950	1 925	0	0	546,4	0,0	0,0	27	95,39
1 950 – 2 000	1 975	0	0	596,4	0,0	0,0	27	95,39
2 000 – 2 050	2 025	1	2 025	646,4	646,4	417 832,96	28	100,00

TABELA 3.3 - Distribuição de Frequência das Precipitações Anuais do Posto D4-14

Classes $h = 50 \text{ mm}$	Ponto Médio X	Frequência F_i	$F_i X$	$X - \bar{X} = x$	$F_i x$	$F_i x^2$	Frequência acumulada até o ponto médio	
							Númerica	Percentual
700 - 750	725	1	725	- 653,6	- 653,6	427 192,96	0	0
750 - 800	775	0	0	- 603,6	0,0	0,0	1	3,57
800 - 850	825	0	0	- 553,6	0,0	0,0	1	3,57
850 - 900	875	1	875	- 503,6	- 503,6	253 612,96	2	7,14
900 - 950	925	0	0	- 453,6	0,0	0,0	2	7,14
950 - 1 000	975	0	0	- 403,6	0,0	0,0	2	7,14
1 000 - 1 050	1 025	0	0	- 353,6	0,0	0,0	2	7,14
1 050 - 1 100	1 075	1	1 075	- 303,6	- 303,6	92 172,96	3	11,71
1 100 - 1 150	1 125	2	2 250	- 253,6	- 507,2	128 625,92	4	14,28
1 150 - 1 200	1 175	2	2 350	- 203,6	- 407,2	82 905,92	3	17,85
1 200 - 1 250	1 225	5	6 125	- 153,6	- 768,0	117 964,80	9	32,13
1 250 - 1 300	1 275	1	1 275	- 103,6	- 103,6	10 312,96	12	42,84
1 300 - 1 350	1 325	0	0	- 53,6	0,0	0,0	13	46,41
1 350 - 1 400	1 375	0	0	- 3,6	0,0	0,0	15	46,41
1 400 - 1 450	1 425	4	4 275	46,4	139,2	6 458,88	19	53,55
1 450 - 1 500	1 475	3	5 900	96,4	385,6	37 171,84	20	67,83
1 500 - 1 550	1 525	0	0	146,4	0,0	0,0	23	71,40
1 550 - 1 600	1 575	3	4 725	196,4	589,2	115 718,88	23	82,11
1 600 - 1 650	1 625	1	1 625	246,4	246,4	60 712,96	23	82,11
1 650 - 1 700	1 675	1	1 675	296,4	296,4	87 852,96	25	89,25
1 700 - 1 750	1 725	1	0	346,4	0,0	0,0	25	89,25
1 750 - 1 800	1 775	0	0	396,4	0,0	0,0	25	89,25
1 800 - 1 850	1 825	1	1 825	446,4	446,4	199 272,96	27	95,39
1 850 - 1 900	1 875	1	1 875	496,4	496,4	246 412,96	27	95,39
1 900 - 1 950	1 925	0	0	546,4	0,0	0,0	27	95,39
1 950 - 2 000	1 975	0	0	596,4	0,0	0,0	27	95,39
2 000 - 2 050	2 025	1	2 025	646,4	646,4	417 832,96	28	100,00
TOTAL		28	38 600		6 492,8	2 284 643,00		

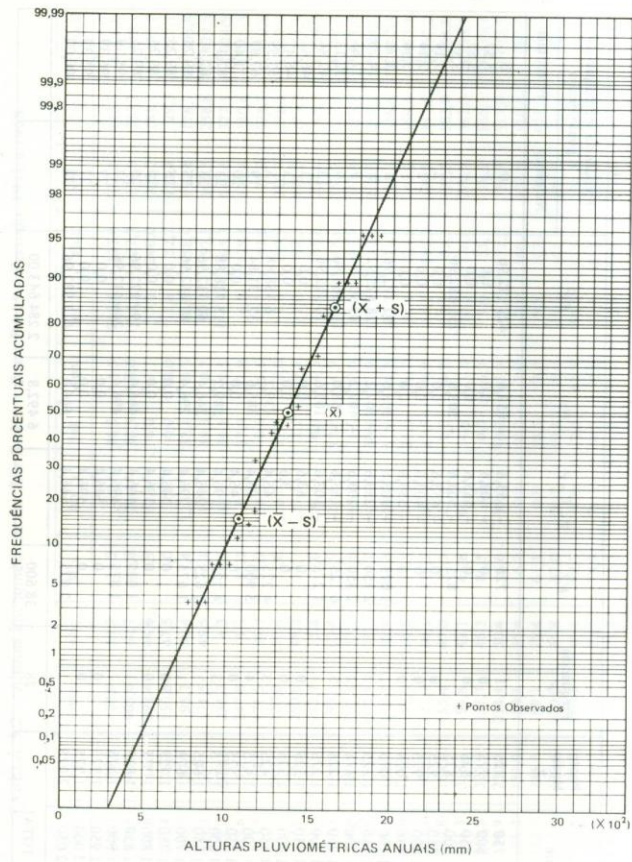


Fig. 3.8 — Repartição das frequências do posto D4-14 em São Carlos para o período de 1941 a 1968

Com base na Figura 3.8 foram estabelecidas as seguintes alturas pluviométricas anuais esperadas para São Carlos em 5, 10, 100 e 1 000 anos de período de retorno.

Período de Retorno	Alturas Pluviométricas Prováveis	
	Máxima	Mínima
5 anos	1 600	1 145
10 anos	1 725	1 015
100 anos	2 020	700
1 000 anos	2 240	490

6 – VARIAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO

A precipitação varia geográfica, temporal e estacionalmente. O conhecimento da distribuição e das variações da precipitação tanto no tempo como geograficamente é importante para o planejamento de recursos hídricos e para estudos hidrológicos.

6.1 – Variação Geográfica

Em geral, a precipitação é máxima no Equador e decresce com o aumento da latitude. Entretanto, a irregularidade e orientação das isoietas de mapas de precipitação média anual mostram que existem outros fatores que afetam mais efetivamente a distribuição geográfica da precipitação do que a distância do Equador.

Vários estudos têm sido realizados para determinar estas causas e os efeitos sobre a distribuição da precipitação, porém as conclusões são bastante descontraídas.

A Figura 3.9 mostra o mapa de isoietas médias normais anuais para o Brasil, onde se vê que as máximas alturas pluviométricas ocorrem na região da Serra do Mar em São Paulo e as mínimas no Nordeste.

6.2 – Variação Temporal

Embora os registros de precipitação possam sugerir uma tendência de aumentar ou diminuir, existe normalmente uma tendência de voltar à média; períodos úmidos, mesmo irregularmente, são sempre contrabalanceados por períodos secos. A regularidade dessas flutuações tem sido repetidamente investigada, mas, com exceção das variações diurnas e estacionais, nenhum ciclo regular significativo foi encontrado.

A distribuição estacional da precipitação varia grandemente de um local para outro. A Figura 3.10 mostra os gráficos de distribuição estacional típica para o Estado de São Paulo.

Com base na Figura 3.8 foram estabelecidas as seguintes alturas pluviométricas...

Alturas pluviométricas propostas	
Máxima	Mínima
1.600	1.400
1.400	1.200
1.200	1.000
1.000	800
800	600
600	400
400	200
200	0

PRECIPITAÇÃO TOTAL ANO - 1944

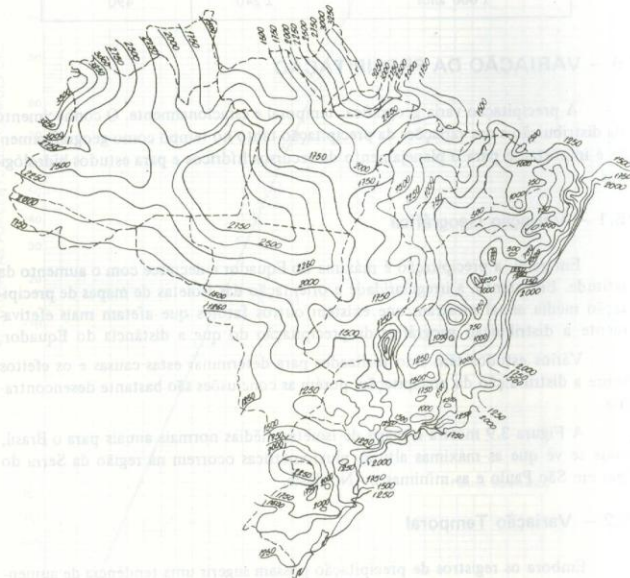


Fig. 3.9 - Distribuição das alturas pluviométricas no Brasil - Médias normais anuais.

Fig. 3.9 - Distribuição das alturas pluviométricas no Brasil - Médias normais anuais. A distribuição espacial da precipitação varia grandemente de um local para outro. A Figura 3.10 mostra os dados de distribuição espacial típicos para o Estado de São Paulo.

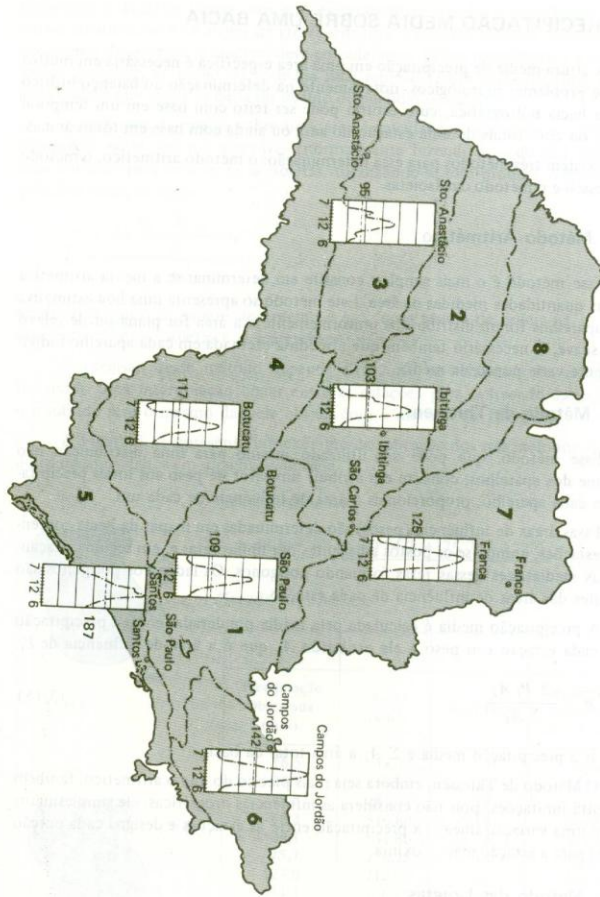


Fig. 3.10 - Distribuição estacional típica Estado de São Paulo.

7 – PRECIPITAÇÃO MÉDIA SOBRE UMA BACIA

A altura média de precipitação em uma área específica é necessária em muitos tipos de problemas hidrológicos, notadamente na determinação do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica, cujo estudo pode ser feito com base em um temporal isolado, ou com totais de uma estação do ano, ou ainda com base em totais anuais.

Existem três métodos para essa determinação: o método aritmético, o método de Thiessen e o método das Isoietas.

7.1 – Método Aritmético

Esse método é o mais simples: consiste em determinar-se a média aritmética entre as quantidades medidas na área. Este método só apresenta uma boa estimativa se os aparelhos forem distribuídos uniformemente e a área for plana ou de relevo muito suave. É necessário também que a medida efetuada em cada aparelho individualmente varie pouco da média.

7.2 – Método de Thiessen

Esse método, que pode ser utilizado mesmo para uma distribuição não uniforme dos aparelhos, consiste em atribuir um fator de peso aos totais precipitados em cada aparelho, proporcionais à área de influência de cada um.

Essas áreas de influência (pesos) são determinadas em mapas da bacia contendo as estações, unindo-se os postos adjacentes por linhas retas e, em seguida, traçando-se as mediatrizes dessas retas formando polígonos. Os lados dos polígonos são os limites das áreas de influência de cada estação.

A precipitação média é calculada pela média ponderada, entre a precipitação P_i de cada estação e o peso a ela atribuído A_i que é a área de influência de P_i ,

$$\bar{h} = \frac{\sum P_i A_i}{\sum A_i} \quad (3.15)$$

sendo \bar{h} a precipitação média e $\sum A_i$ a área total da bacia.

O Método de Thiessen, embora seja mais preciso do que o aritmético, também apresenta limitações, pois não considera as influências orográficas, ele simplesmente admite uma variação linear da precipitação entre as estações e designa cada porção da área para a estação mais próxima.

7.3 – Método das Isoietas

O método mais preciso para avaliar a precipitação média em uma área é o Método das Isoietas. Nesse método, em vez dos pontos isolados de precipitação, determinados pelos aparelhos de medida utilizam-se as curvas de igual precipitação

(isoietas); o traçado dessas curvas é extremamente simples e semelhante ao das curvas de nível, onde a altura da chuva substitui a cota do terreno. Na construção dos mapas de isoietas, o analista deve considerar os efeitos orográficos e a morfologia do terreno, de modo que o mapa final represente um modelo de precipitação mais real do que o que poderia ser obtido de medidas isoladas.

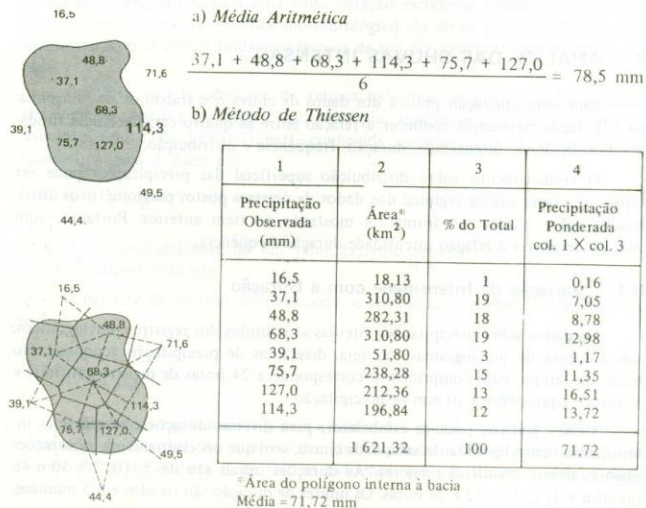
A precipitação média sobre uma área é calculada ponderando-se a precipitação média entre isoietas sucessivas (normalmente fazendo a média dos valores de duas isoietas) pela área entre as isoietas, totalizando-se esse produto e dividindo-se pela área total, ou seja:

$$\bar{h} = \frac{\sum \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right) A_i}{A} \quad (3.16)$$

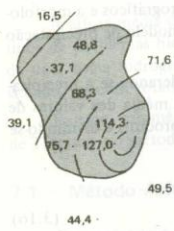
sendo h_i o valor da isoieta de ordem i e h_{i+1} o da isoieta de ordem $i + 1$, A_i é a área entre as duas isoietas e A a área total.

A precisão desse método depende altamente da habilidade do analista. Se for usado uma interpolação linear entre as estações para o traçado das isolinhas, o resultado será o mesmo daquele obtido com o método de Thiessen.

A Figura 3.11 apresenta um exemplo de aplicação dos três métodos, utilizando os mesmos dados em uma bacia fictícia.



c) Método das Isoietas



1	2	3	4	5
Isoieta (mm)	Área* (km ²)	Área Líquida (km ²)	Precipitação média (mm)	Volume Precipitado mm X km ² col. 3 X col. 4
127,0	33,67	33,67	134,6	4 532,0
101,6	233,10	199,43	116,8	23 293,4
76,2	533,54	300,44	88,9	26 709,1
50,8	1 041,18	507,64	63,5	32 235,1
25,4	1 541,05	499,87	38,1	19 045,0
25,4	1 621,34	80,29	20,3	1 629,9
				107 444,5

* dentro da bacia

Média = 107 444,5 : 1 621,34 = 66,27 mm*

Fig. 3.11 - Determinação da precipitação média em uma bacia.

a) Método Aritmético; b) Método de Thiessen;
c) Método das Isoietas - Linsley (12).

8 - ANÁLISE DAS CHUVAS INTENSAS

Para uma utilização prática dos dados de chuva nos trabalhos de Engenharia (2), faz-se necessário conhecer a relação entre as quatro características fundamentais da chuva: intensidade, duração, frequência e distribuição.

O conhecimento sobre distribuição superficial das precipitações pode ser obtido por uma análise regional dos dados de diversos postos pluviométricos distribuídos sobre a área, conforme foi mostrado no item anterior. Portanto, aqui só considerar-se-á a relação intensidade-duração-frequência.

8.1 - Variação da Intensidade com a Duração

Os dados sobre precipitações intensas são obtidos dos registros pluviográficos, sob a forma de pluviogramas, ou seja, diagramas de precipitação acumulada ao longo do tempo, cujo comprimento corresponde a 24 horas de registro contínuo e a altura é equivalente a 10 mm de precipitação.

Desses gráficos pode-se estabelecer, para diversas durações, as máximas intensidades ocorridas durante uma dada chuva, sem que necessariamente as durações maiores devam incluir as menores. As durações usuais são de 5, 10, 15, 30 e 45 minutos e 1, 2, 3, 6, 12 e 24 horas. Os limites de duração são fixados em 5 minutos,

e 24 horas, porque 5 minutos representam o menor intervalo que se pode ler nos registros pluviográficos com precisão adequada e 24 horas porque, para durações maiores, podem ser utilizados dados observados em pluviômetros.

O número de intervalos de duração citado fornece pontos suficientes para definir curvas de intensidade-duração da precipitação, referentes a diferentes frequências de ocorrência.

8.2 – Variação da Intensidade com a Frequência

Nos trabalhos hidrológicos em geral, interessa não somente o conhecimento das máximas precipitações observadas nas séries históricas, mas, principalmente, prever com base nos dados observados, e valendo-se dos princípios das probabilidades, quais as máximas precipitações que possam vir a ocorrer em uma certa localidade, com determinada frequência.

As séries de máximas intensidades pluviométricas observadas podem ser constituídas pelos mais altos valores observados em cada ano (séries anuais) ou pelos n maiores valores observados no período total de observação (séries parciais) sendo n o número de anos do período considerado. As séries anuais têm como termo de distribuição o tempo (ano), enquanto que as séries parciais têm como termo de distribuição a magnitude dos valores extremos. Quando interessa principalmente analisar os valores das intensidades extremas, elegem-se as séries das máximas anuais, isto é, para uma dada duração escolhe-se a máxima intensidade pluviométrica observada em cada ano hidrológico. As séries anuais revelam-se mais significativas, pois são definidas em termos de sua ocorrência em vez de sua magnitude.

Em geral, as distribuições de valores extremos de grandezas hidrológicas, tais como as chuvas e os deflúvios por exemplo, ajustam-se satisfatoriamente à distribuição tipo I de Fisher-Tippett, conhecida também como a distribuição de Gumbel, a qual é dada por:

$$P = 1 - e^{-e^{-y}} \quad (3.17)$$

onde P é a probabilidade de um valor extremo da série ser maior ou igual a x , e y a variável reduzida.

O período de retorno definido como o recíproco da probabilidade é nesse caso:

$$T = \frac{1}{1 - e^{-e^{-y}}} \quad (3.18)$$

Utilizando a equação (3.13) para a análise dos valores extremos e adotando-se o método de Gumbel, no qual o fator de frequência K (função do período de retorno T) e do número n de valores extremos que constituem a série) é dado por:

$$K = \frac{y - y_n}{S_n} \quad (3.19)$$

$$\text{onde } \bar{y} = \text{variável reduzida} = (x - x_f) \frac{S_n}{S_x} \quad (3.20)$$

S_x = desvio-padrão da variável x (intensidades extremas)

$$x_f = \text{moda dos valores extremos} = \bar{x} - S_x \left(\frac{\bar{y}_n}{S_n} \right) \quad (3.21)$$

\bar{x} = média aritmética da variável x

\bar{y}_n, S_n = respectivamente, média e desvio-padrão de variável reduzida y para uma amostra de n valores extremos

Os valores de \bar{y}_n e S_n são calculados obtendo-se y pela equação (3.17) fazendo-se $P = m/n + 1$, sendo m o número de ordem do valor extremo considerado (supondo-se o arranjo decrescente desses valores) e n o número de valores extremos que constituem a série.

Weiss (13) construiu um nomograma para determinar o produto KS , a ser acrescido à média da série de valores extremos para obter-se o valor extremo x_T , correspondente a um período de retorno T (equação 3.13); o gráfico de Weiss é mostrado na Figura 3.12.

8.3 - Relação Intensidade-Duração-Freqüência

Como foi visto no item anterior, a estatística dos valores extremos, segundo Chow-Gumbel, apresenta-se como um dos métodos mais indicados para caracterizar a distribuição das chuvas máximas. Assim, procura-se analisar as relações intensidade-duração-freqüência das chuvas observadas, determinando-se para os diferentes intervalos de duração da chuva, qual o tipo de equação e qual o número de parâmetros dessa equação que melhor caracterizam aquelas relações.

Em geral, é usual, em Hidrologia, empregar-se equações do tipo.

$$i = \frac{C}{(t + t_0)^n} \quad (3.22)$$

onde i é a intensidade máxima média (mm/min) para a duração t ; t_0, C e n são parâmetros a determinar.

Certos autores procuram relacionar C com o período de retorno T , por meio de uma equação do tipo

$$C = KT^m \quad (3.23)$$

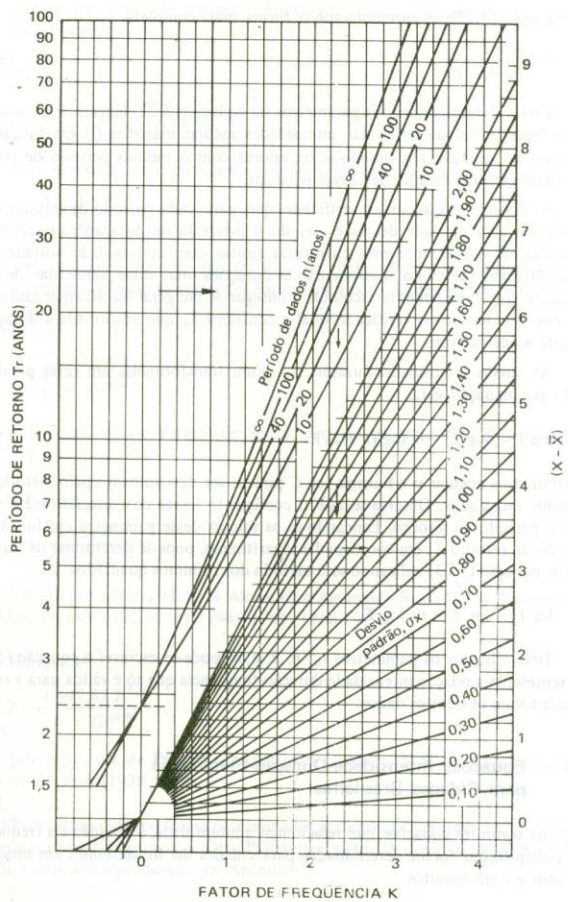


Fig. 3.12 - Gráfico de Weiss para aplicação do Método de Gumbel.

e a equação (3.22) se apresenta sob a forma mais completa.

$$i = \frac{KT^m}{(t + t_0)^n} \quad (3.24)$$

Para a determinação dos parâmetros da equação (3.22) lançam-se em coordenadas logarítmicas as séries das intensidades médias máximas (i) em função do intervalo de duração (t), unindo-se os valores com o mesmo período de retorno (T), obtém-se uma família de curvas paralelas.

Analisando essas curvas verifica-se que para cada período de retorno T determinado, a intensidade decresce quando o intervalo de duração t cresce, e que a família de curvas apresenta curvaturas finitas com concavidade voltada para baixo. Marcando-se como abscissas não as durações, mas estas acrescidas de uma constante convenientemente escolhida, consegue-se em geral transformar essa curva em reta. Por tentativas verifica-se qual a constante t_0 que adicionada à duração t permite a anamorfose.

As curvas intensidades-duração são assim transformadas em retas paralelas, tendo por equação geral:

$$\log i = \log C - n \log (t + t_0) \quad (3.25)$$

os parâmetros angular n e lineares $\log C$ podem ser determinados pelo método dos mínimos quadrados. Observa-se que o coeficiente linear da equação (3.25) varia com o período de retorno. Lançando-se os valores desse parâmetro em função do período de retorno T , em coordenadas logarítmicas, pode-se determinar os parâmetros da equação (3.23) aplicando-se o método dos mínimos quadrados.

$$\log C = \log K + m \log T \quad (3.26)$$

Determinados os parâmetros t_0 , n , K e m , pode-se escrever a equação (3.24) que representa a relação intensidade-duração-freqüência que só é válida para a região em que foram obtidos os dados.

8.4 — Equações Intensidade-Duração-Freqüência para Cidades Brasileiras

As seguintes equações que relacionam a intensidade, a duração e a freqüência das precipitações foram determinadas para cidades do Brasil, com i em mm/h, T em anos e t em minutos.

São Paulo

$$i = \frac{3\,462,7 T^{0,172}}{(t + 22)^{1,025}}$$

obtida por Paulo de Sampaio Wilken, analisando um período de 25 anos (1935-1960)

São Paulo

$$i = \frac{27,96 T^{0,112}}{(t + 15)^{0,86} T^{-0,0144}}$$

para durações iguais ou inferiores a 60 minutos, e

$$i = \frac{42,23 T^{0,15}}{t^{0,822}}$$

para durações maiores que 60 minutos, determinadas por Antônio Garcia Occhipinti e Paulo Marques dos Santos, num período de 37 anos (1928-1964).

Curitiba

$$i = \frac{1\,239 T^{0,15}}{(t + 20)^{0,74}}$$

por Pedro Viriato Parigot de Souza, período de estudos de 31 anos (1921-1951)

Rio de Janeiro

$$i = \frac{99,154 T^{0,217}}{(t + 26)^{1,15}}$$

obtida por Ulysses M.A. de Alcântara e Aginaldo Rocha Lima, num período de 33 anos (1922-1945; 1949-1955; 1958-1959)

Belo Horizonte

$$i = \frac{1\,447,87 T^{0,10}}{(t + 20)^{0,84}}$$

por Adir José de Freitas e Ana Amélia Carvalho de Souza, em um período de 31 anos (1938-1969).

Para outras cidades, foram determinados gráficos que constam do livro *Chuvas Intensas no Brasil* de autoria de Otto Pfafstetter; alguns desses gráficos para a cidade de São Carlos são reproduzidos no Apêndice B.

APÊNDICE A

TABELA I - Pressão de Saturação do Vapor em Milibars e Temperatura do Ponto de Orvalho em Graus Centígrados

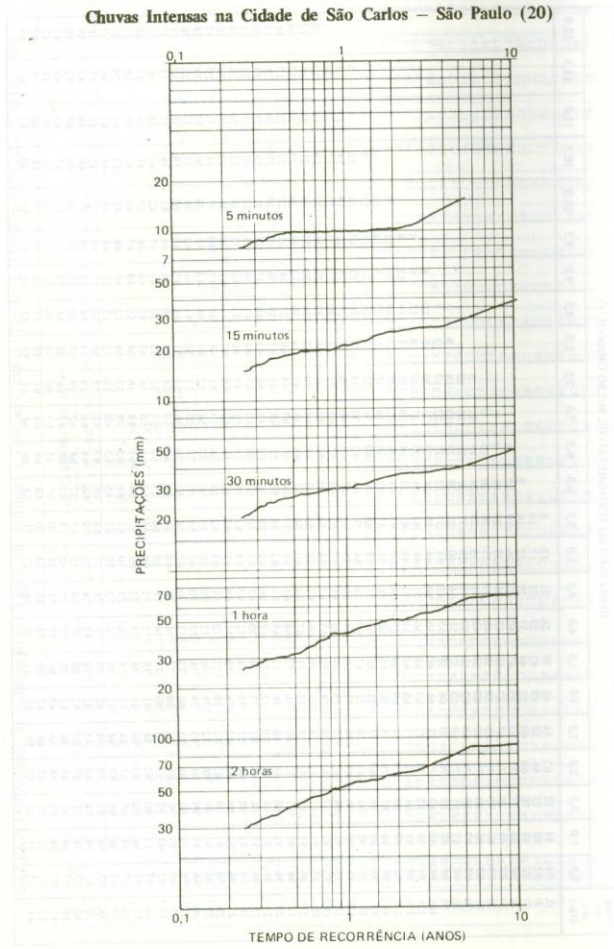
Tempo do ar (t)	Pressão do vapor (e)	DEPRESSÃO DO TERMÔMETRO DE BULBO ÚMIDO (t-t')																						
		0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	11,5
0	6,11	-1	-2	-4	-6	-7	-8	-10	-14	-18	-23	-28	-34	-40	-46	-52	-58	-64	-70	-76	-82	-88	-94	-100
1	6,57	0	-1	-3	-5	-6	-7	-9	-13	-17	-22	-27	-33	-39	-45	-51	-57	-63	-69	-75	-81	-87	-93	-99
2	7,03	1	0	-2	-4	-5	-6	-8	-12	-16	-21	-26	-32	-38	-44	-50	-56	-62	-68	-74	-80	-86	-92	-98
3	7,58	2	1	-1	-3	-4	-5	-7	-11	-15	-20	-25	-31	-37	-43	-49	-55	-61	-67	-73	-79	-85	-91	-97
4	8,13	3	2	0	-2	-3	-4	-6	-10	-14	-19	-24	-30	-36	-42	-48	-54	-60	-66	-72	-78	-84	-90	-96
5	8,72	4	3	1	-1	-2	-3	-5	-9	-13	-18	-23	-29	-35	-41	-47	-53	-59	-65	-71	-77	-83	-89	-95
6	9,35	5	4	2	0	-1	-2	-4	-8	-12	-17	-22	-28	-34	-40	-46	-52	-58	-64	-70	-76	-82	-88	-94
7	10,02	6	5	3	1	0	-1	-3	-7	-11	-16	-21	-27	-33	-39	-45	-51	-57	-63	-69	-75	-81	-87	-93
8	10,72	8	6	4	2	1	0	-2	-6	-10	-15	-20	-26	-32	-38	-44	-50	-56	-62	-68	-74	-80	-86	-92
9	11,46	10	8	6	4	3	2	-1	-5	-9	-14	-19	-25	-31	-37	-43	-49	-55	-61	-67	-73	-79	-85	-91
10	12,24	12	10	8	6	5	4	3	0	-4	-8	-13	-18	-24	-30	-36	-42	-48	-54	-60	-66	-72	-78	-84
11	13,07	14	12	10	8	7	6	5	4	3	2	-1	-6	-11	-16	-22	-28	-34	-40	-46	-52	-58	-64	
12	14,03	16	14	12	10	9	8	7	6	5	4	3	2	-1	-5	-10	-16	-22	-28	-34	-40	-46	-52	
13	15,09	18	16	14	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	-1	-5	-10	-16	-22	-28	-34	-40	
14	15,99	20	18	16	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	-1	-5	-10	-16	-22	-28	
15	17,06	22	20	18	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	-1	-5	-10	-16	
16	18,19	24	22	20	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	-1	-5	
17	19,48	26	24	22	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	
18	20,65	28	26	24	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	
19	21,98	30	28	26	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	
20	23,40	32	30	28	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	
21	24,86	34	32	30	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11	10	
22	26,46	36	34	32	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	13	12	
23	28,11	38	36	34	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	15	14	
24	29,90	40	38	36	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16	
25	31,64	42	40	38	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	19	18	
26	33,64	44	42	40	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	21	20	
27	35,69	46	44	42	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	23	22	
28	37,90	48	46	44	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	25	24	
29	40,10	50	48	46	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	27	26	
30	42,48	52	50	48	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	29	28	
31	44,97	54	52	50	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	30	
32	47,56	56	54	52	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	33	32	
33	50,36	58	56	54	52	51	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	35	34	
34	53,26	60	58	56	54	53	52	51	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	37	36	
35	56,30	62	60	58	56	55	54	53	52	51	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	39	38	
36	59,49	64	62	60	58	57	56	55	54	53	52	51	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41	40	
37	62,83	66	64	62	60	59	58	57	56	55	54	53	52	51	50	49	48	47	46	45	44	43	42	
38	66,34	68	66	64	62	61	60	59	58	57	56	55	54	53	52	51	50	49	48	47	46	45	44	
39	70,04	70	68	66	64	63	62	61	60	59	58	57	56	55	54	53	52	51	50	49	48	47	46	
40	73,88	72	70	68	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56	55	54	53	52	51	50	49	48	
41	77,88	74	72	70	68	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56	55	54	53	52	51	50	
42	82,10	76	74	72	70	69	68	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56	55	54	53	52	
43	86,54	78	76	74	72	71	70	69	68	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56	55	54	
44	91,12	80	78	76	74	73	72	71	70	69	68	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58	57	56	
45		82	80	78	76	75	74	73	72	71	70	69	68	67	66	65	64	63	62	61	60	59	58	

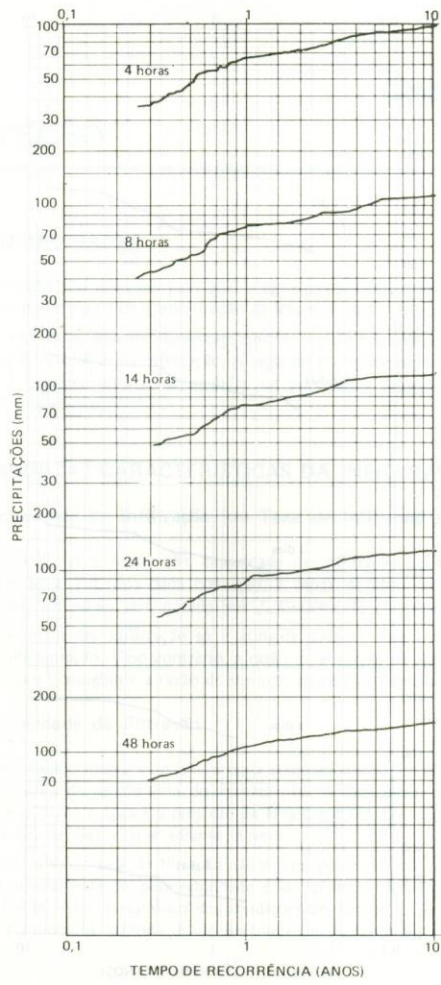
TABELA II - Umidade Relativa (por cento)

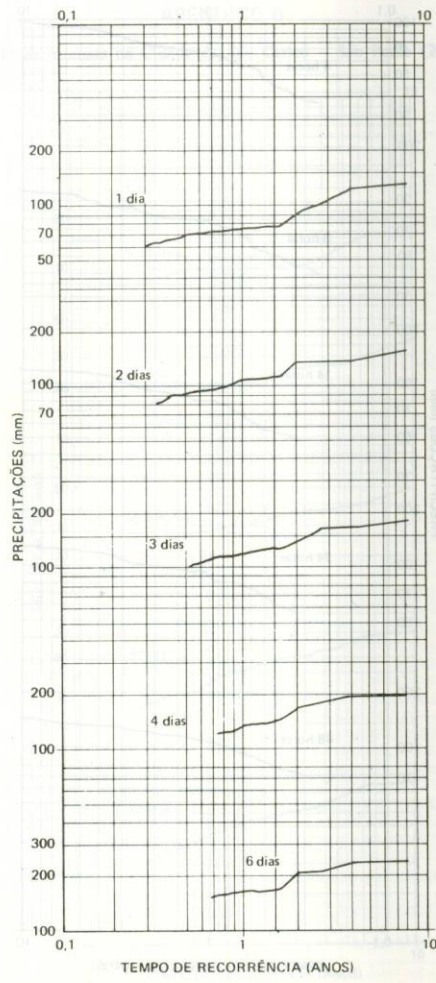
Temp. do ar (t)	DEPRESSÃO DO TERMÔMETRO DE BULBO ÚMIDO (t-t')																							
	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	11,5	12,0
0	91	81	72	63	54	46	37	28	21	17	14													
1	92	83	75	66	58	49	41	33	25	19	15	4												
2	92	84	76	68	60	52	44	37	29	22	14	7												
4	92	84	77	70	62	55	47	40	33	26	19	12												
5	93	86	79	72	65	58	50	43	36	29	22	16												
6	93	86	80	73	67	60	54	48	41	35	29	24	17											
8	94	87	80	74	68	62	56	50	44	38	32	26	21	15										
9	94	88	82	76	70	64	59	53	48	42	37	32	27	22										
10	94	88	82	77	71	66	60	55	50	44	39	34	29	24	18									
11	94	89	83	78	72	67	61	56	51	46	41	36	32	27	22	18								
12	94	89	83	78	72	67	61	56	51	46	41	36	32	27	22	18								
13	95	90	84	79	74	69	64	59	54	50	45	41	36	32	27	24	20	16						
14	95	90	85	80	75	70	65	60	56	51	47	42	38	34	30	26	22	18						
16	95	90	85	80	75	71	66	61	57	53	48	44	40	36	32	27	24	20	16					
17	95	90	86	81	76	72	68	64	60	55	51	46	42	38	34	30	26	22	18					
18	95	91	86	82	77	73	69	65	61	57	53	49	45	41	38	34	30	26	22	18				
20	95	91	87	82	78	74	70	65	62	58	54	50	46	43	39	36	32	29	26	22				
21	96	91	87	83	79	75	71	67	64	60	56	52	48	44	40	37	34	30	27	23				
22	96	92	88	84	80	76	72	68	64	61	57	54	50	47	44	40	37	34	31	28				
24	96	92	88	84	80	76	72	68	64	61	57	54	50	47	44	40	37	34	31	28				
26	96	92	88	85	81	78	74	71	67	64	61	58	54	51	49	46	43	40	37	34				
28	96	92	89	86	82	79	76	72	69	65	62	58	55	52	48	45	42	39	36	33				
29	96	93	89	86	82	79	76	72	69	66	63	60	57	54	51	49	46	43	40	37				
30	96	93	90	86	83	79	76	73	70	67	64	61	58	55	52	50	47	44	41	38				
32	96	93	90	86	83	80	77	73	70	67	64	61	59	56*	53	51	48	45	43	40				
33	97	93	90	87	83	80	77	74	71	68	66	63	60	57	55	53	50	47	44	41				
34	97	93	90	87	84	81	78	75	72	69	66	63	61	58	56	53	51	48	45	43				
36	97	94	90	87	84	81	78	75	72	69	67	64	61	59	56	54	51	49	47	44				
37	97	94	90	87	84	82	79	76	73	70	68	65	63	61	58	55	53	51	49	47				
38	97	94	91	88	84	82	79	76	74	71	68	66	63	61	58	56	54	51	49	47				
40	97	94	91	88	85	82	80	77	74	71	69	66	64	61	59	57	54	52	50	48				
41	97	94	91	88	86	83	80	77	75	72	69	67	65	63	60	58	55	53	51	49				
42	97	94	91	88	86	83	80	77	75	74	70	67	65	63	60	58	56	54	52	50				
44	97	94	91	89	86	83	81	78	76	73	70	68	66	63	61	59	57	54	52	50				

APÊNDICE B

Chuvas Intensas na Cidade de São Carlos – São Paulo (20)







1
di
m
n
in
2
2
c
c
e
é
2
d
p
u
d
q
li