

INSTITUTO FEDERAL SUL-RIO-GRANDENSE

UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL

Programa de Fomento ao Uso das

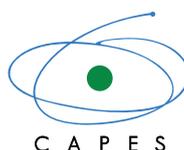
TECNOLOGIAS DE COMUNICAÇÃO E INFORMAÇÃO NOS CURSOS DE GRADUAÇÃO - TICS

TICS

HIDROLOGIA

Marcelo Peske Hartwig

Ministério da
Educação



Copyright© 2012 Universidade Aberta do Brasil
Instituto Federal Sul-rio-grandense

Apostila de Hidrologia

HARTWIG, Marcelo Peske

2012/1

Produzido pela Equipe de Produção de Material Didático da
Universidade Aberta do Brasil do Instituto Federal Sul-rio-grandense

TODOS OS DIREITOS RESERVADOS

PRESIDÊNCIA DA REPÚBLICA

Dilma Rousseff
PRESIDENTE DA REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO

Fernando Haddad
MINISTRO DO ESTADO DA EDUCAÇÃO

Luiz Cláudio Costa
SECRETÁRIO DE EDUCAÇÃO SUPERIOR - SESU

Eliezer Moreira Pacheco
SECRETÁRIO DA EDUCAÇÃO PROFISSIONAL E TECNOLÓGICA

Luís Fernando Massonetto
SECRETÁRIO DA EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA – SEED

Jorge Almeida Guimarães
PRESIDENTE DA COORDENAÇÃO DE APERFEIÇOAMENTO DE PESSOAL DE NÍVEL SUPERIOR - CAPES

INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA SUL-RIO-GRANDENSE [IFSUL]

Antônio Carlos Barum Brod
REITOR

Daniel Espírito Santo Garcia
PRÓ-REITOR DE ADMINISTRAÇÃO E DE PLANEJAMENTO

Janete Otte
PRÓ-REITORA DE DESENVOLVIMENTO INSTITUCIONAL

Odeli Zanchet
PRÓ-REITOR DE ENSINO

Lúcio Almeida Hecktheuer
PRÓ-REITOR DE PESQUISA, INOVAÇÃO E PÓS-GRADUAÇÃO

Renato Louzada Meireles
PRÓ-REITOR DE EXTENSÃO

IF SUL-RIO-GRANDENSE CAMPUS PELOTAS

José Carlos Pereira Nogueira
DIRETOR-GERAL DO CAMPUS PELOTAS

Clóris Maria Freire Dorow
DIRETORA DE ENSINO

João Róger de Souza Sastre
DIRETOR DE ADMINISTRAÇÃO E PLANEJAMENTO

Rafael Blank Leitzke
DIRETOR DE PESQUISA E EXTENSÃO

Roger Luiz Albernaz de Araújo
CHEFE DO DEPARTAMENTO DE ENSINO SUPERIOR

IF SUL-RIO-GRANDENSE

DEPARTAMENTO DE EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA

Luis Otoni Meireles Ribeiro
CHEFE DO DEPARTAMENTO DE EDUCAÇÃO A DISTÂNCIA

Beatriz Helena Zanotta Nunes
COORDENADORA DA UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL – UAB/IFSUL

Marla Cristina da Silva Sopeña
COORDENADORA ADJUNTA DA UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL – UAB/IFSUL

Cinara Ourique do Nascimento
COORDENADORA DA ESCOLA TÉCNICA ABERTA DO BRASIL – E-TEC/IFSUL

Ricardo Lemos Sainz
COORDENADOR ADJUNTO DA ESCOLA TÉCNICA ABERTA DO BRASIL – E-TEC/IFSUL

IF SUL-RIO-GRANDENSE UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL

Beatriz Helena Zanotta Nunes
COORDENADORA DA UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL – UAB/IFSUL

Marla Cristina da Silva Sopeña
COORDENADORA ADJUNTA DA UNIVERSIDADE ABERTA DO BRASIL – UAB/IFSUL

Mauro Hallal dos Anjos
GESTOR DE PRODUÇÃO DE MATERIAL DIDÁTICO

PROGRAMA DE FOMENTO AO USO DAS TECNOLOGIAS DE COMUNICAÇÃO E INFORMAÇÃO NOS CURSOS DE GRADUAÇÃO –TICS

Raquel Paiva Godinho
GESTORA DO EDITAL DE TECNOLOGIAS DE INFORMAÇÃO E COMUNICAÇÃO – TICS/IFSUL

Ana M. Lucena Cardoso
DESIGNER INSTRUCIONAL DO EDITAL TICS

Lúcia Helena Gadret Rizzolo
REVISORA DO EDITAL TICS

EQUIPE DE PRODUÇÃO DE MATERIAL DIDÁTICO – UAB/IFSUL

Lisiane Corrêa Gomes Silveira
GESTORA DA EQUIPE DE DESIGN

Denise Zarnottz Knabach
Felipe Rommel
Helena Guimarães de Faria
Lucas Quaresma Lopes
Tabata Afonso da Costa
EQUIPE DE DESIGN

Catiúcia Klug Schneider
GESTORA DE PRODUÇÃO DE VÍDEO

Gladimir Pinto da Silva
PRODUTOR DE ÁUDIO E VÍDEO

Marcus Freitas Neves
EDITOR DE VÍDEO

João Eliézer Ribeiro Schaun
GESTOR DO AMBIENTE VIRTUAL DE APRENDIZAGEM

Giovani Portelinha Maia
GESTOR DE MANUTENÇÃO E SISTEMA DA INFORMAÇÃO

Anderson Hubner da Costa Fonseca
Carlo Camani Schneider
Efrain Becker Bartz
Jeferson de Oliveira Oliveira
Mishell Ferreira Weber
EQUIPE DE PROGRAMAÇÃO PARA WEB

SUMÁRIO



GUIA DIDÁTICO	9
UNIDADE A - CICLO HIDROLÓGICO E BACIA HIDROGRÁFICA	13
Ciclo hidrológico	15
Descrição do ciclo hidrológico	15
Quantificação geral dos fluxos e reservas de água	18
Bacias hidrográficas	19
UNIDADE B - ELEMENTOS DE HIDROMETEOROLOGIA	23
Atmosfera terrestre	25
Umidade atmosférica	26
Relação entre o vapor de água e a temperatura do ar	29
Índices de umidade do ar	35
Determinação da pressão de vapor	35
UNIDADE C - ELEMENTOS DE ESTATÍSTICA E PROBABILIDADE	63
Tratamento estatístico de variáveis hidrológicas	65
Representação gráfica	66
Curva de permanência	69
Histogramas de frequência	69
Análise de frequência	71
Representação numérica	72
UNIDADE D - PRECIPITAÇÃO	23
Definição	25
Mecanismos de formação das precipitações	26
Classificação das precipitações	29
Medidas pluviométricas	35
Preenchimento de falhas	35
Análise de duplas massas	35
Apresentação de dados pluviométricos	35
Análise de dados pluviométricos	35
UNIDADE E - EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO	23
Generalidades	25
Evaporação	26
Mecanismos de evaporação	29
Fatores intervenientes na evaporação	35
Métodos de determinação da evaporação	35
Mecanismo de transpiração	35
Evapotranspiração	35
Métodos de medidas	35
Balanço hídrico	35
UNIDADE F - ÁGUA SUBTERRÂNEA	23
Conceitos básicos de hidrogeologia	25
Distribuição vertical da umidade	26
Classificação dos aquíferos	29
Lei Empírica de Darcy	35
Drenagem de águas subterrâneas	35
Cálculos de espaçamento entre drenos e dimensionamento de drenos subterrâneos	35
Dimensionamento	35

UNIDADE G - INFILTRAÇÃO	47
Infiltração de água no solo	37
Importância no estudo da infiltração	49
Perfil do umedecimento	37
Fatores que influenciam a infiltração	37
Capacidade de infiltração e taxa de infiltração	37
UNIDADE H - ESCOAMENTO SUPERFICIAL	51
Definição	53
Algumas grandezas que caracterizam o escoamento superficial	54
Componentes do hidrograma	55
Separação do escoamento superficial	37
Determinação da precipitação efetiva	37
Modelos de escoamento superficial	37
UNIDADE I - AQUISIÇÃO DE DADOS HIDROLÓGICOS	51
Parâmetros da hidrologia	53
UNIDADE J - VAZÃO MÁXIMA	51
Definição	53
Previsão de vazões máximas	54
Vazões máximas com base em séries históricas	55
Seleção das vazões	55
Condição das vazões escolhidas	55
Ajuste de distribuição estatística	55
Limite de confiança	55
Vazões máximas com base em precipitações	55
UNIDADE K - MEDIÇÃO DE VAZÃO	51
Definição	53
Distribuição das velocidades nos canais	54

Prezado(a) aluno (a),

Objetivo Geral

Ao final desta disciplina o aluno será capaz de reconhecer as principais fases do ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica, assim como avaliar seus efeitos.

Habilidades

- Desenvolver e aplicar os cálculos de volume de controle;
- Identificar os aspectos físicos da circulação da água em uma bacia hidrográfica;
- Avaliar e calcular os processos físicos do ciclo hidrológico;
- Conhecer os modelos hidrológicos de base física;
- Calcular a vazão de uma bacia hidrográfica.

Avaliação

Avaliação dos alunos

O rendimento dos alunos será avaliado através das atividades propostas no curso e do instrumento de avaliação que ocorrerá em encontro presencial.

Avaliação da disciplina

Formativa: ao longo de seu desenvolvimento, o programa e os materiais da disciplina serão analisados pelos alunos e equipe de professores.

Somativa: os alunos avaliarão a validade da disciplina para sua formação através de instrumento específico.

Programação

Primeira Semana

As atividades a serem desenvolvidas na primeira semana são:

1. Assistir ao vídeo: Ciclo Hidrológico.
2. Leitura de texto: Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica.
3. Analisar o fluxograma das quantificações de água na superfície do planeta;
4. Exercício: Se dará de forma objetiva, observando uma figura representando o Ciclo Hidrológico em uma Bacia Hidrográfica onde o aluno identificará o tipo de processo ou fenômeno que está ocorrendo no local assinalado.
5. Elaboração de Fluxograma: Elaborar um fluxograma (conforme as orientações) que represente os diferentes fenômenos que ocorrem para que se de o Ciclo Hidrológico.
6. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: Quais as dificuldades para identificação dos principais fenômenos envolvidos no movimento da água na superfície da terra?

Segunda Semana

As atividades a serem desenvolvidas na segunda semana são:

7. Assistir ao vídeo: A importância da termodinâmica e da estatística nos processos hidrológicos.
8. Leitura de texto: Elementos de hidrometeorologia
9. Ler o texto que contém o processo teórico da termodinâmica;
10. Ler o texto conceituando e ilustrando os processos estatísticos envolvidos nos processos hidrológicos.
11. Exercício: Se dará de forma objetiva, onde o aluno terá uma série hidrológica de eventos de precipitações e fará a aplicação de análise estatística para identificar eventos extremos.
12. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: Quais as dificuldades para identificação dos principais fenômenos envolvidos da termodinâmica na formação das precipitações?

Terceira Semana

As atividades a serem desenvolvidas na terceira semana são:

13. Assistir ao vídeo: Formação das precipitações.
14. Leitura de texto: Ler o texto que contém o processo teórico formação das precipitações;
15. Exercício: Dar-se-á de forma objetiva, observando a figura que representa a formação das precipitações e realizando interpretações.
16. Será feita análise de dados de chuva obtidos pela pluviometria e desenvolvidos cálculos relativos a estes dados.
17. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: Quais as dificuldades para identificação dos principais fenômenos formadores das chuvas?

Quarta Semana

As atividades a serem desenvolvidas na quarta semana são:

18. Assistir ao vídeo: Evapotranspiração.
19. Ler o texto que contém o processo teórico da evaporação e evapotranspiração;
20. Identificar através das ilustrações os tipos de equipamentos utilizados para medida de vapor na atmosfera.
21. Exercício: Aplicação de problemas relativos a evaporação e evapotranspiração e métodos de medida.
22. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: Quais as dificuldades para identificação dos principais fenômenos envolvidos na determinação da evapotranspiração e sua utilização?

Quinta Semana

As atividades a serem desenvolvidas na quinta semana são:

23. Visualização das ilustrações com o deslocamento da água na camada subsuperficial do solo.
24. Ler o texto que contém o processo teórico de escoamento subterrâneo e infiltração de água no solo;
25. Exercício: Se dará de forma objetiva, com a resolução de exercícios na forma de problemas com dados de escoamento superficial e infiltração.
26. Elaboração do gráfico com a taxa de infiltração: Elaborar um que corresponde ao comportamento da água quando infiltra no solo ao longo do tempo.
27. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: Quais as dificuldades para identificação dos principais processos de infiltração de água no solo?

Sexta Semana

As atividades a serem desenvolvidas na sexta semana são:

28. Visualizar as ilustrações contendo os processos de escoamento superficial.
29. Ler o texto que contém o processo de escoamento superficial.
30. Exercício: Serão realizados exercícios de cálculo para visualização e identificação dos principais componentes do escoamento superficial.
31. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: qual a importância do estudo do escoamento superficial?

Sétima Semana

As atividades a serem desenvolvidas na sétima semana são:

32. Assistir ao vídeo: Obtenção de dados hidrológicos.
33. Ler o texto que contém o processo obtenção de dados hidrológicos;
34. Analisar os gráficos de distribuição das precipitações na superfície terrestre.
35. Exercício: Se dará de forma objetiva, com exercícios de cálculos utilizando series de dados hidrológicos.
36. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: Quais as dificuldades para a aquisição de dados hidrológicos?

Oitava Semana

As atividades a serem desenvolvidas na oitava semana são:

37. Assistir ao vídeo sobre a apresentação do pluviômetro e suas partes componentes assim como a forma de medir as quantidades de chuva.
38. Texto apresentado no material na forma de apostila. (unidade 9)
39. Exercício: Serão aplicados exercício de cálculo das quantidades de chuva precipitadas em uma região medidas com um pluviômetro, assim como aplicação destes resultados.

Nona Semana

As atividades a serem desenvolvidas na nona semana são:

40. Assistir ao vídeo: Vazão Máxima e ilustrações com o processo de escoamento.
41. Ler o texto que contém o processo teórico do cálculo de vazão máxima em uma bacia hidrográfica.
42. Exercício: Se dará de forma objetiva, calculando e identificando cada um dos componentes da vazão máxima em uma bacia hidrográfica.
43. Fórum de Dúvidas: Questões norteadoras: Quais as dificuldades para identificação dos principais fenômenos envolvidos na vazão máxima em uma bacia hidrográfica e sua aplicação?

Décima Semana

As atividades a serem desenvolvidas na décima semana são:

44. Assistir ao vídeo: Medidas de vazão.
45. Ler o texto que contém o processo teórico de medidas de vazão;
46. Exercício: Se dará de forma objetiva, calculando-se vazões em situações hipotéticas.

Décima Primeira Semana

As atividades a serem desenvolvidas na décima primeira semana são:

47. Observar as ilustrações e identificar as aplicações para cada um dos equipamentos utilizados para medidas de vazão.
48. Ler o texto que contém o processo teórico medidas de vazão com os diferentes equipamentos.
49. Exercício: Se dará de forma objetiva, calculando vazões com os diferentes tipos de medidores.

Décima Segunda Semana

As atividades a serem desenvolvidas na décima segunda semana são:

50. Assistir ao vídeo sobre medidores tipo vertedores e calha parshall.
51. Ler o texto que contém o processo teórico dos dois tipos de medidores em questão;
52. Entender os diferentes tipos de unidade de medida que podem aparecer em uma coleta de dados e entender o sistema de conversão de unidades.
53. Exercício: Se dará de forma objetiva, medindo-se e calculando vazões com estes dois tipos de medidores.

Referências:

- TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2004.
- TUCCI, Carlos e. m. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre :Ed. da UFRGS : abrh, 1998.
- TOMAZ, Plínio. **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais**. São Paulo : Navegar, 2002.

Complementar:

- PINTO, Nelson L. Souza [e outros]. **Hidrologia básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976

Currículo Professor-Autor

Marcelo Peske Hartwig

Graduado em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Pelotas (2001), Mestre em Agronomia pela Universidade Federal de Pelotas (2004), Doutor em Ciências obtido no Programa Irrigação e Drenagem pela Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” - ESALQ - USP. Atualmente sou professor do IFsul em Pelotas-RS do Curso Tecnólogo em Saneamento Ambiental. Com experiência na área de Agronomia, com ênfase em Física do Solo, Recursos Hídricos, Topografia, Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento.

< <http://lattes.cnpq.br/5440308443047200> >



tics

A

Ciclo hidrológico e Bacia hidrográfica

**Unidade A
Hidrologia**

CICLO HIDROLÓGICO E BACIA HIDROGRÁFICA

Olá amigos!

Hoje daremos início ao nosso estudo em Hidrologia, e para isso começaremos com alguns conceitos básicos, necessários para o entendimento do conteúdo que está distribuído em Unidades.

Nesta primeira Unidade trataremos do Ciclo Hidrológico e também o entendimento do que é uma Bacia Hidrográfica.

Começaremos pelo Ciclo Hidrológico:

Você sabia que a água no planeta está em constante movimento?

E você sabia que o principal responsável para que isso ocorra é o Sol?

Se a resposta for não, então veremos passo a passo estes fenômenos que resultam no Ciclo Hidrológico.

Ciclo Hidrológico

Você também sabia que: a maior parte da água do Planeta, estar contida nos oceanos, está também em um contínuo movimento cíclico na superfície terrestre? Para que isso ocorra temos duas fontes de energia responsáveis por este ciclo: **o Sol e a gravidade.**

Com isso é conceituado que: o Ciclo Hidrológico é um fenômeno que ocorre na superfície do globo terrestre proporcionado pela energia do Sol e da gravidade provocando a circulação da água entre os continentes e os oceanos em diferentes estados e fases.

Para fazermos o fechamento do entendimento conceitual do Ciclo Hidrológico temos que saber ainda que o intercâmbio entre as circulações da superfície terrestre e da atmosfera ocorre em dois sentidos e é ininterrupto:

- **superfície – atmosfera:** o fluxo de água ocorre na forma de vapor, pela ação do Sol;
- **atmosfera – superfície:** a transferência de água ocorre em qualquer estado físico como precipitações na forma de chuva, neve, granizo, neblina etc.

Descrição do Ciclo Hidrológico

Caros alunos, o que veremos agora é uma descrição simplificada de como se dá o movimento da água na superfície terrestre descrito anteriormente como ciclo hidrológico.

Fato importante amigos: a água, diferente dos demais recursos naturais, renova-se continuamente, e isso ocorre no ciclo hidrológico e seus componentes principais.

Saibam agora quais são os principais componentes do Ciclo Hidrológico:

- Evaporação;
- Transpiração;

- Precipitação;
- Infiltração.

Com isso chegamos à descrição do Ciclo Hidrológico:

Antes, saibam que: o ciclo hidrológico não tem princípio nem fim, costuma-se iniciar seu estudo pela evaporação da água dos oceanos, seguida de sua precipitação sobre os continentes onde esta é coletada pelos cursos d' água, retornando aos oceanos.

Vamos finalmente a descrição do Ciclo Hidrológico:

- Como já vimos o Sol é a fonte de energia inicial, onde o calor liberado atinge a superfície do globo terrestre provocando seu aquecimento;
- Com o aquecimento da superfície ocorre a formação de vapor, oriundo da superfície dos oceanos, lagos, rios, plantas, animais e do solo;
- Esse vapor subirá para a atmosfera formando as nuvens e deslocamento das massas de ar tanto úmido como seco, em direção aos continentes ou aos oceanos;
- Em condições adequadas ocorrerá a saturação da atmosfera por vapor e variações na temperatura, que provocarão a condensação desse vapor proporcionando as precipitações;
- Estas precipitações quando atingem o continente são dispersadas de varias formas, como, retenção nos vegetais, na superfície do solo, nos rios, lagos etc;
- Posteriormente esta água infiltra no solo, escoar na superfície dos solo até chegar aos rios, desloca-se pelas águas subsuperficiais, escoar pelos rios, pela ação da gravidade, até chegar aos oceanos e dar início ao ciclo novamente.

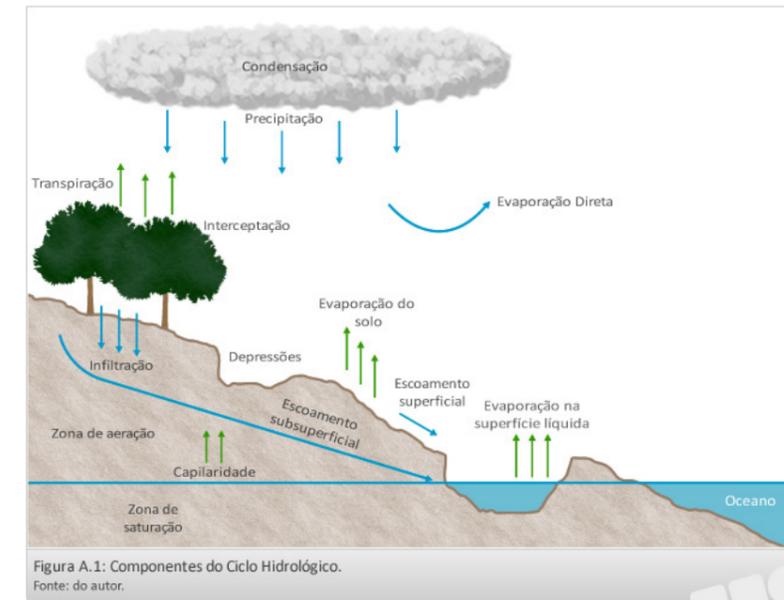
Importante

A quantidade total de água na superfície do globo terrestre permanece constante.

A evaporação é o processo mais importante que acompanha o ciclo hidrológico, pois o acompanha em quase todas as suas fases.

Mas atenção, grave isso:

O Ciclo Hidrológico é aleatório, tanto temporal como espacial com isso, apresenta uma complexidade muito maior do que a apresentada, compete a nós conhecer principalmente as fases do ciclo que se processam sobre a superfície terrestre, como está representado no figura 1.



Fatos importantes:

- Nos continentes, os locais onde a precipitação é abundante surgem as florestas;
- Onde há escassez de precipitação, estão os desertos.

Leia com atenção, estas informações serão importantes para os próximos conteúdos:

Os sistemas hidrológicos podem se enquadrados em três categorias:

- **Valores médios:** relaciona-se a definição de valores médios anuais e ou mensais da variável hidrológica envolvida no processo (precipitação, vazão, evaporação, nível freático, etc...). Os valores médios são utilizados para planejamento de recursos hídricos e definição de políticas gerais.
- **Valores extremos:** refere-se aos valores máximos ou mínimos da variável hidrológica. Estes valores, juntamente com critérios econômicos, permitem determinar dimensões de vertedores, alturas de barragens, capacidade de bombas, altura de pontes, volumes de reservatórios, obras e irrigação, etc... Estes valores são utilizados nas especificações de obras hidráulicas.
- **Séries temporais:** são utilizadas quando se necessita da história completa de um sistema hidrológico a um dado impulso (operação de obras hidráulicas).

Quantificação geral dos fluxos e reservas de água

Alunos – Veremos agora uma breve explicação das quantidades de água que existem no planeta e como se dá a quantificação de sua movimentação.

Como vimos anteriormente a água se movimenta na superfície de nosso planeta, na atmosfera e na sub-superfície – assim esta sub unidade descreve sucintamente estes fluxos, começando pela tabela 1 descrita abaixo.

Tabela 1. Quantificação das reservas de água global (PEIXOTO & OORT, 1990).

Localização	Volume
Oceanos	1350 x 10 ¹⁵ m ³
Geleiras	25 x 10 ¹⁵ m ³
Águas subterrâneas	8,4 x 10 ¹⁵ m ³
Rios e Lagos	0,2 x 10 ¹⁵ m ³
Biosfera	0,0006 x 10 ¹⁵ m ³
Atmosfera	0,013 x 10 ¹⁵ m ³

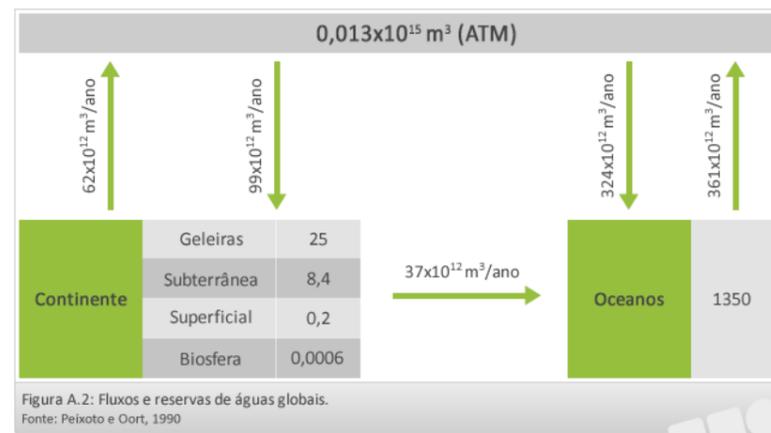
Pessoal, outro fato importante que devemos saber:

Todo o fluxo de água que se movimenta está em equilíbrio, então a água não se cria e nem desaparece, ou seja, os volumes não se alteram.

Com isso foi criada uma equação de equilíbrio que leva em conta as Precipitações (P) e a Evapotranspiração (E), que são os dois fluxos principais entre a superfície terrestre e a atmosfera.

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

Amigos: mais detalhadamente estes fluxos estão descritos no fluxograma abaixo na figura 2.



Bacia hidrográficas

Agora estamos entrando em uma nova subunidade, onde esta ensinará a delimitar nosso estudo com dados hidrológicos que ocorrem no Ciclo Hidrológico.

Como os estudos em hidrologia normalmente abrangem grandes áreas da superfície terrestre precisamos aprender a delimitar estas áreas.

A esta delimitação damos o nome de **Bacia Hidrográfica**.

Vejam como ocorre:

O estudo sobre o Ciclo Hidrológico, no nosso caso, será basicamente na superfície terrestre, onde este está presente em uma unidade de estudo denominada Bacia Hidrográfica.

A Bacia Hidrográfica é uma área de captação natural, delimitada topograficamente, onde toda a água da precipitação converge na forma de escoamento superficial para a rede de drenagem que direciona o fluxo para um único ponto de saída, denominado exutório.

A delimitação é feita por uma linha que passa pelo cume das elevações periféricas, identificada topograficamente, a esta linha e dado o nome de **divisor de águas**, cuja linha corta a corrente somente uma vez na seção de saída, onde está a parte mais baixa da bacia.

Com isso temos o conceito de Bacia Hidrográfica:

A bacia hidrográfica é uma área de captação natural da água de precipitação que faz convergir o escoamento para um único ponto de saída. A bacia hidrográfica compõe-se de um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos de água que confluem até resultar em um leito único no seu exutório (TUCCI, 2004).

O comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica é afetado por fatores climáticos e fisiográficos.

Os fatores climáticos que mais afetam o comportamento hidrológico são:

- Precipitação
- Transpiração
- Evaporação

Os fatores fisiográficos que mais afetam são:

- Condições geológicas e topográficas da superfície de infiltração
- Tipo de solo
- Uso da terra
- Características físicas da bacia

Com isso conseguimos identificar um dos principais objetivos da hidrologia que é desenvolver relações físico-matemáticas apoiadas em amostragens ou medições diretas, quantifiquem aproximadamente os recursos hídricos disponíveis para uso e consumo nas mais diversas atividades.

Tipos de bacias hidrográficas

Bacias representativas

São típicas de uma determinada região hidrológica, ou seja, uma região onde exista uma certa homogeneidade do ponto de vista hidrológico. Uma bacia representativa deve permanecer o mais inalterada possível dentro do período de estudo. Os tamanhos destas bacias variam de 1 a 250 km², podendo chegar até 1000 km².

Bacias experimentais

São bacias onde a vegetação é relativamente uniforme e é possível alterar pelo menos uma das condições naturais para estudar o efeito sobre o comportamento hidrológico da bacia. Seu tamanho é limitado em 4 km². Geralmente se requer que o executor da pesquisa seja proprietário ou locatário da terra.

Classificação da bacia hidrográfica quanto ao tamanho

Bacia hidrográfica pequena

Quando o efeito do escoamento superficial não canalizado sobre o pico de descarga é predominantemente ao efeito decorrente do escoamento superficial canalizado;

Bacia hidrográfica grande

São aquelas em que o escoamento superficial não canalizado sobre o pico de descarga, não predomina sobre o efeito do escoamento superficial canalizado.

Entende-se por escoamento superficial canalizado aquele que ocorre no curso d'água e por escoamento superficial não canalizado aquele que ocorre na superfície do terreno.

Delimitação da bacia hidrográfica

A delimitação de uma bacia hidrográfica se dá pela identificação de seu contorno, ou seja, o divisor de águas, que está classificado em três tipos: Geológico, Topográfico e Freático.

Geológico

Seu traçado é realizado com base nas formações rochosas, através de um estudo geológico do local;

Freático

Seu traçado é realizado através de observações do comportamento do lençol freático ao longo das estações;

Topográfico

Seu traçado se dá limitar a partir de curvas de nível, tomando pontos de cotas mais altas utilizando cartas topográficas do local.



Características físicas de uma bacia hidrográfica

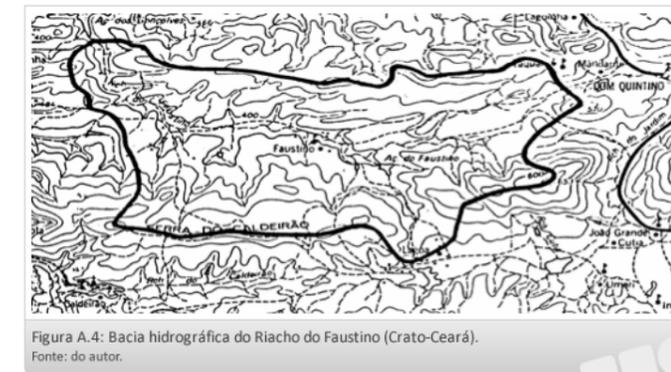
As características físicas de uma bacia hidrográfica trazem informações do seu comportamento após um evento de precipitação, como escoamento superficial, possibilidades de ocorrência de inundações e tempo de concentração.

As características físicas de uma bacia se dividem em: área de drenagem, forma da bacia, coeficiente de compacidade, fator de forma, sistema de drenagem, ordem dos cursos de água, densidade de drenagem, extensão média do escoamento superficial, sinuosidade do curso de água e declividade média.

Vejamos a descrição de cada um deles:

Área de drenagem

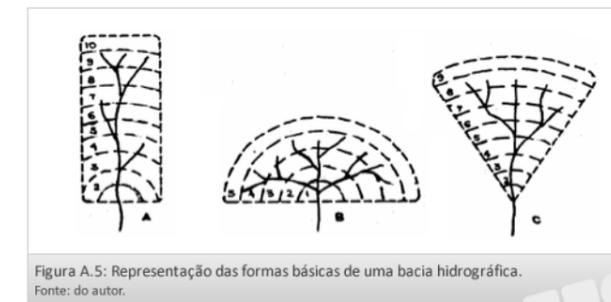
A área de drenagem ou a área de uma bacia hidrográfica é identificada sobre as cartas topográficas da região em questão, de forma plana, traçando-se seu divisor de águas pelas regiões de maior elevação, identificadas pelas curvas de nível. Para o cálculo da área pode ser utilizado um planímetro, softwares próprios para esta função (vetorização) ou ainda por poligonização.



Forma da bacia

Com a identificação da área de drenagem, teremos um polígono traçado sobre a carta topográfica, este polígono apresentará uma forma, este formato terá influência sobre o escoamento superficial e o tempo de concentração da bacia.

As formas básicas de identificação do formato estão descritas na figura 5:



Com estas formas pode-se saber que a água será fornecida ao rio principal mais rapidamente na bacia B, depois em C e A, nesta ordem, considerando que as três figuras possuem a mesma área de contribuição.

Coeficiente de compacidade (kc)

O coeficiente de compacidade compara a área de uma bacia a um círculo de mesma área, onde um coeficiente igual a 1 corresponde a uma bacia circular, com isso, inexistindo outros fatores, quanto maior o valor de Kc menor a possibilidade de ocorrências de enchentes nesta bacia.

A relação é feita entre o perímetro da bacia e de um círculo de área igual a da bacia:

$$Kc = \frac{P}{2\pi r}$$

Como:

$$A = \pi r^2 \rightarrow r = \sqrt{\frac{A}{\pi}}$$

$$Kc = \frac{P}{2\pi \sqrt{\frac{A}{\pi}}}$$

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

Onde:

- P – Perímetro da bacia (medido com curvímeter em km);
- A – Área da bacia (km²).

Um coeficiente mínimo igual a 1 corresponderia à bacia circular; portanto, inexistindo outros fatores, quanto maior o kC menos propensa à enchente é a bacia.

Fator de forma (kf)

É a relação entre a largura média da bacia (Lm) e o comprimento axial da bacia (L). Para a obtenção do comprimento axial mede-se o curso d' água principal em toda a sua extensão, desde a sua cabeceira até o exutório. A largura média da bacia é obtida pela divisão da área da bacia pelo comprimento axial da bacia.

$$Kf = \frac{Lm}{L} \rightarrow Lm = \frac{A}{L}$$

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

Com este índice também pode ser identificada a maior ou menor tendência de enchentes em uma bacia hidrográfica. Uma bacia com valores de K_f baixos, terá menor propensão de ocorrência de enchentes que outra com mesma área, mas K_f maior, devido ao fato de que, numa bacia estreita e longa, ou seja, com K_f baixo, haverá menor possibilidade de ocorrer chuvas intensas cobrindo toda a sua extensão.

Sistema de drenagem

O sistema de drenagem de uma bacia é constituído pelo rio principal e seus afluentes, este sistema, que consiste no sistema de drenagem da bacia tem influência direta na taxa de escoamento superficial.

Uma bacia com um sistema de drenagem bem distribuído por toda a área da bacia proporciona menor tempo de concentração, ou seja, o escoamento superficial concentra-se mais rapidamente no curso principal e os picos de enchente são altos em torno deste e no seu exutório.

Ordem dos cursos de água

A ordem dos cursos de água em uma bacia hidrográfica representa uma classificação do grau de ramificações que um rio apresenta em uma bacia hidrográfica.

Os rios que não apresentam ramificações são denominados de 1a ordem, os trechos que recebem rios de primeira ordem são denominados de 2a ordem, os trechos que recebem rios de segunda ordem são denominados de 3a ordem e assim por diante para os outros trechos.



Figura A.6: Ordem dos cursos de água.
Fonte: do autor.

Densidade de drenagem (Dd)

A densidade de drenagem reflete o grau de desenvolvimento de um sistema de drenagem em uma bacia hidrográfica sendo esta expressa pela razão entre o comprimento total de todos os cursos d' água (sejam eles efêmeros, intermitentes ou perenes) e sua área total.

$$Dd = \frac{\sum l}{A}$$

Extensão média do escoamento superficial (ls)

A extensão média do escoamento superficial exprime a distância média que a água, após um evento de precipitação, percorre na superfície do terreno, em linha reta, até encontrar o canal de drenagem mais próximo. Com este resultado tem-se uma aproximação média da distância do escoamento superficial.

Para isso a bacia em estudo é transformada em retângulo de mesma área, onde o lado maior é obtido pela soma dos comprimentos de todos os rios pertencentes a bacia ($L = \sum l_i$).

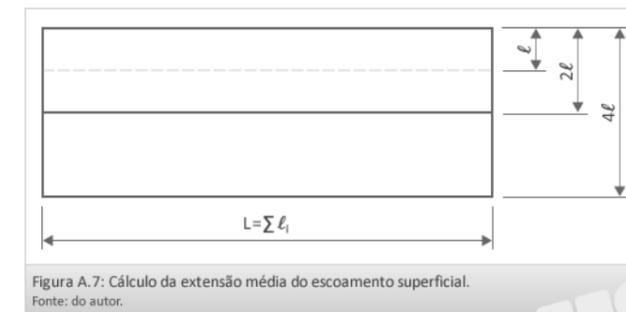


Figura A.7: Cálculo da extensão média do escoamento superficial.
Fonte: do autor.

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

Sinuosidade do curso de água

É a relação existente entre o comprimento do rio principal (L) e o comprimento do talvegue (Lt), obtido através da medição da distância em linha reta desde a nascente do rio principal até o exutório.

$$Sin = \frac{L}{L_t}$$



A sinuosidade do curso d'água representa um fator controlador da velocidade do escoamento, ou seja, quanto menor a sinuosidade do curso d'água mais rápido será o escoamento por este rio.

Declividade média da bacia

A declividade média da bacia representa o grau de inclinação que esta apresenta, tendo influência direta na velocidade do escoamento superficial.

Quanto maior a declividade da bacia, mais rápido será o escoamento superficial, com isso, o tempo de concentração será menor e os picos de enchentes maiores nos pontos mais baixos da bacia.

$$Declividade = \frac{Cota\ superior - Cota\ inferior}{L_t}$$

Onde:

- L_t – comprimento do talvegue (m)

Referências

TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.

TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.

TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.

PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

GRIBBIN, John E. . **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.



TICS



Elementos de hidrometeorologia

**Unidade B
Hidrologia**

UNIDADE **B**

ELEMENTOS DE HIDROMETEOROLOGIA

Introdução

A hidrologia de uma região depende principalmente de seu clima, formado pela ação do ciclo hidrológico, tendo esta dependência de sua posição geográfica, além de outros fatores como sua formação superficial, a topografia e a geologia.

A posição geográfica tem interferência na identificação de regiões quentes ou frias, nas estações do ano, períodos de luz, entre outros, fatores estes que afetam a formação das precipitações e suas intensidades e durações. A topografia tem influência direta no escoamento superficial, na formação de lagos, pântanos, que colaboram para a evaporação. A geologia, tem por característica definir o local de armazenamento da água proveniente da precipitação, tanto superficialmente como subsuperficial. Interfere na formação dos aquíferos, lençol freático e no escoamento subterrâneo.

Com isso os fatores climáticos mais importantes no estudo da hidrometeorologia são aqueles ligados a formação das precipitações, como umidade, temperatura evaporação e transpiração e o seu modo de ocorrência.

Atmosfera terrestre

A atmosfera terrestre é a camada gasosa que envolve a terra e a acompanha em seus movimentos, considerando-se esta subdividida em camadas superpostas. Existem duas camadas principais, denominadas alta e baixa atmosfera. A divisão entre estas camadas ocorre aproximadamente aos 20km de altitude, a partir da superfície terrestre, em uma interface conhecida como estratopausa.

A alta atmosfera não apresenta interferência nos estudos hidrológico uma vez que esta camada é utilizada para exploração do espaço e as comunicações. Para o hidrólogo, entretanto dado que esta camada possui apenas influência indireta sobre a distribuição das águas superficiais, apresenta maior interesse o estudo da baixa atmosfera.

A baixa atmosfera subdivide-se em duas camadas separadas pela tropopausa:

Estratosfera

Está localizada entre a tropopausa e a estratopausa, com espessura variável e é a camada que apresenta a menor variação vertical da temperatura do que as camadas mais próximas da terra. Na parte mais elevada da estratosfera está a subcamada de ozônio (O_3), responsável pelo controle da quantidade de radiação ultravioleta de origem solar que atinge a Terra;

Troposfera

Está entre a superfície terrestre e a tropopausa, apresenta maior espessura no equador e menor nos

polos. A troposfera é o principal meio de transporte de massa (água, partículas sólidas, poluentes, etc.), energia (energia térmica recebida do sol), e quantidade de movimento (ventos) sobre a superfície da terra, dando origem assim aos principais fenômenos meteorológicos de interesse na hidrometeorologia.

Nas camadas que formam a atmosfera terrestre, observa-se nos valores de temperatura em média, que os valores mais altos estão presentes nas camadas mais próximas à superfície terrestre, indicando que a fonte primária do aquecimento do ar atmosférico é a própria Terra, sendo o Sol a fonte principal. De toda a energia vinda do Sol, devido aos processos associados com o espectro de absorção da atmosfera e os diferentes comprimentos de onda entre a energia incidente e a emitida, só uma pequena parte do calor atmosférico provém diretamente do Sol.

Nas camadas inferiores da atmosfera, ou seja as mais próximas da superfície terrestre, por conterem maior quantidade de vapor de água, gotas e partículas sólidas, tornam-se mais eficientes para absorver a radiação terrestre do que as camadas mais altas, acentuando o aquecimento dessa camada. Isso acentua o aquecimento relativo das camadas mais baixas.

Umidade atmosférica

A umidade do ar ou umidade atmosférica é um dos principais elementos do ciclo hidrológico. A umidade do ar é a principal fonte de formação das precipitações, além de controlar as taxas de evaporação e transpiração.

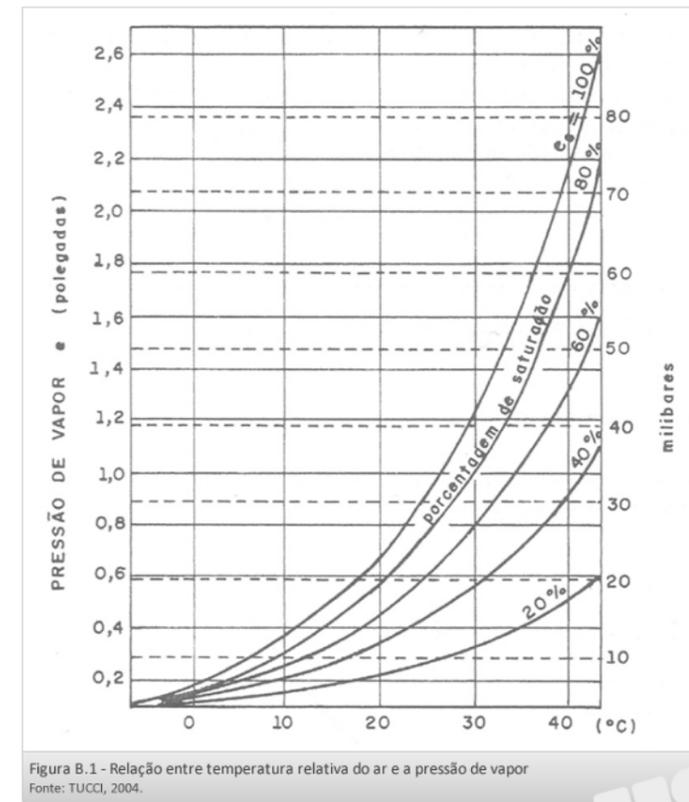
A umidade do ar refere-se ao vapor de água contido na atmosfera, não levando em consideração a água nos estados sólido e líquido.

Relação entre o vapor de água e a temperatura do ar

Nos movimentos habituais das massas atmosféricas as variações de temperatura são mais significativas que as de pressão, com isso, pode-se considerar que a quantidade de vapor de água que um certo volume de ar pode conter depende, basicamente, da temperatura relativa do ar e aumenta com o aumento da temperatura, ou seja, existe uma relação direta entre umidade e temperatura.

Para uma dada temperatura existe uma quantidade máxima de vapor de água, e_s , que o ar pode conter. Quando um certo volume de ar, a uma dada temperatura, conter essa quantidade máxima, diz-se que o vapor é saturante ou que a porcentagem de saturação é de 100%. A medida que a porcentagem de saturação aumenta, há um incremento no gradiente de e_s .

Quando por resfriamento, em temperaturas positivas e após o ponto de saturação ser atingido, o excesso de vapor passa a condensar-se sob a forma de minúsculas gotas líquidas que vão constituir, na atmosfera, as nuvens e o nevoeiro.



Para temperaturas abaixo do ponto de congelamento a tensão de saturação sobre o gelo apresenta valores inferiores àqueles sobre a água em estado de sobrefusão. Esta característica permite a formação de nuvens e precipitações em regiões frias e é a base da teoria de Tor Bergeron de formação das precipitações.

Sobrefusão é o fenômeno pelo qual o líquido que se resfria, sob certas condições, pode permanecer no estado líquido abaixo do seu ponto de solidificação. É um caso de equilíbrio instável.

Valores da tensão saturante de vapor e_s podem ser obtidos em função dos valores da temperatura do ar T a partir de gráficos, tabelas ou fórmulas, como a de Tetens (TUCCI, 2004).

$$e_s = 6,11 \times 10^{\frac{(a \times T)}{(b+T)}}$$

Onde e_s = a tensão de saturante do vapor em mb, T representa a temperatura do ar em °C e a e b são valores constantes para a água ($a=7,5$; $b=237,3$) e para o gelo ($a=9,5$; $b=265,5$).

Índices de umidade do ar

Além da pressão de vapor de água existem outros índices para avaliar a umidade do ar.

Umidade absoluta (ρ_v)

É definida como a relação entre a massa de vapor de água, m_v , e o volume de ar quente que a contém.

$$\rho_v = \frac{m_v}{V}$$

Esse índice recebe também outras denominações tais como, massa específica de vapor, densidade do vapor, ou concentração de vapor de água.

Umidade relativa (U)

É a relação percentual que expressa a quantidade real de vapor no ar em termos relativos ao valor da saturação, para a mesma temperatura.

$$U(\%) = 100 \times \frac{e}{e_s}$$

Umidade específica (q)

É o quociente entre a massa de vapor de água e a massa de ar úmido de densidade ρ que a contém.

$$q = \frac{m_v}{m_a + m_v} = \frac{\rho_v}{\rho_a + \rho_v} = \frac{\rho_v}{\rho}$$

Sendo m_a a massa de ar seco e ρ_a a sua massa específica.

Razão ou teor de mistura (w)

É a razão entre a massa de vapor de água e a massa de ar seco com a qual o vapor se mistura.

$$w = \frac{m_v}{m_a} = \frac{\rho_v}{\rho_a}$$

Determinação da pressão de vapor

Na prática corrente, a umidade do ar é medida por meio de psicrômetros. Os psicrômetros possuem dois termômetros convenientemente ventilados por um fluxo de ar, a uma velocidade da ordem de 10 m/s. Um desses termômetros é simples e utiliza-se para determinar a temperatura do ar, T. O outro é envolto em uma gaze permanentemente umedecida por capilaridade e a sua leitura determina a temperatura de bulbo úmido, T_w .

Se o ar não está saturado, ao fluir pelo psicrômetro produz evaporação de água do bulbo úmido. O calor latente necessário para essa evaporação é retirado do fluxo de ar que ventila o bulbo úmido. Como consequência, o ar se resfria e o bulbo úmido passa a indicar uma temperatura $T_w < T$. Se o ar estiver saturado se terá $T_w = T$. A diferença $(T - T_w)$ denomina-se depressão psicrométrica e é proporcional ao déficit de umidade do ar, representado pela diferença $(w_s - w)$.

Para determinar a pressão de vapor de água e , utilizam-se fórmulas psicrométricas do tipo:

$$e_s - e = A \times p \times (T - T_w)$$

Onde

- A = uma constante psicrométrica (empírica) obtida de tabelas em função dos diferentes valores médios de pressão; p, T e T_w são fornecidos pelo psicrômetro e a tensão de saturação, e_s , é obtida pela equação:

$$e_s = 6,11 \times 10^{\frac{(a \times T)}{(b+T)}}$$

Conhecido o par de valores (T, e) é possível determinar os demais índices da umidade do ar.

A temperatura do bulbo úmido, T_w , é sempre maior do que a temperatura do ponto de orvalho, T_d . Dado que as duas são definidas nas condições de saturação e pressão constante, a razão desta diferença está no processo pelo qual é resfriado o ar úmido. No ponto de orvalho, o resfriamento do ar é realizado mantendo-se constante o teor de umidade, enquanto que no bulbo úmido o resfriamento é produzido pela evaporação, que eleva o teor de umidade. Assim resulta $e_s(T_w) > e_s(T_d)$ e, portanto, $T_w > T_d$.

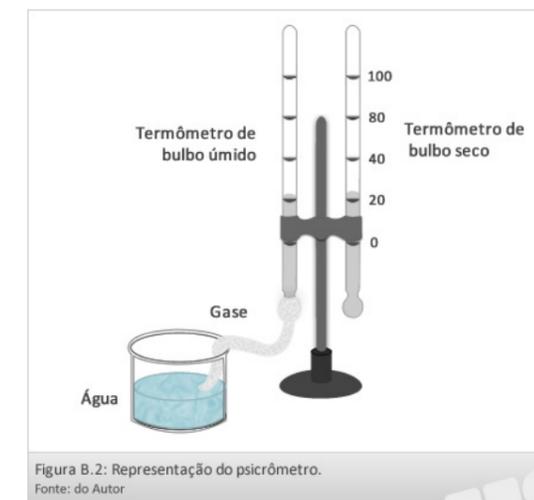


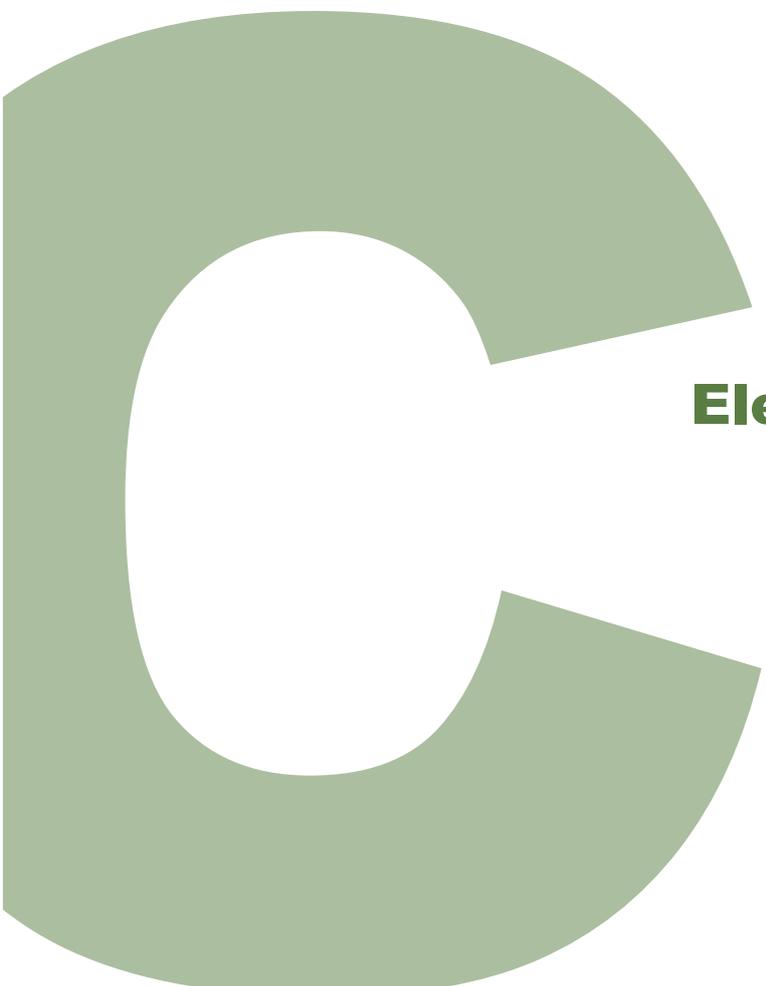
Figura B.2: Representação do psicrômetro.
Fonte: do Autor

Referências

- TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.
- TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.
- TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.
- PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.
- GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.
- VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



tics



Elementos de estatística e probabilidade

**Unidade C
Hidrologia**



ELEMENTOS DE ESTATÍSTICA E PROBABILIDADE

Introdução

Como veremos, os processos hidrológicos são aleatórios. Isso significa que suas ocorrências não podem ser conhecidas. Por exemplo: não é possível saber qual a evolução dos valores de temperatura, vento, insolação, precipitação, evaporação, vazão em determinada seção fluvial, ao longo do tempo ou do espaço.

Os fenômenos hidrológicos naturais não podem ser reduzidos, pelo menos na escala em que ocorrem. No tratamento desses fenômenos, a estatística precedeu à teoria das probabilidades, ou seja, os dados observados de um dado processo hidrológico foram reunidos formando uma amostra. Esta amostra é submetida à análise estatística visando à definição de probabilidade de certos eventos.

No campo da teoria das probabilidades foram desenvolvidos modelos teóricos de probabilidade para processos hipotéticos que tivessem determinadas características.

Veja:

Comparando as características do processo teórico com o do processo natural, foi possível selecionar alguns modelos probabilísticos para ajustar esse modelo, recebendo a denominação de inferência estatística.

Comparando os modelos teóricos ajustados com o empírico, obtido a partir da amostra, poderá ser selecionado um deles. Esta parte é denominada teste de hipótese. A hipótese verifica se o modelo teórico selecionado é adequado para representar o processo em análise ou se o modelo empírico se ajusta ao teórico.

É importante você saber que, no caso de processos hidrológicos, não é possível deduzir um modelo teórico a priori e também não é possível criar uma amostra a partir de experimentos controlados. O analista deve contar com amostras observadas historicamente.

Existindo pouca informação, poderá ser possível recorrer-se ao preenchimento de falhas a partir de análise de regressão. Nesse caso, buscam-se processos que sejam correlacionados com aquele de interesse. São testados modelos de regressão que estabeleçam matematicamente a relação existente entre os processos. Em muitos casos, não existe qualquer amostra do processo em análise. Para abordar essa situação foram desenvolvidas técnicas denominadas regionalização estatística, que permitem outro tipo de transferência de informação a partir de amostras de processos ocorridos na mesma região.

Tratamento estatístico de variáveis hidrológicas

O tratamento de um processo aleatório pressupõe, inicialmente, sua quantificação. Essa quantificação é realizada por uma variável, dita aleatória. Sendo estocástico o processo hidrológico, ele trata com variáveis aleatórias hidrológicas.

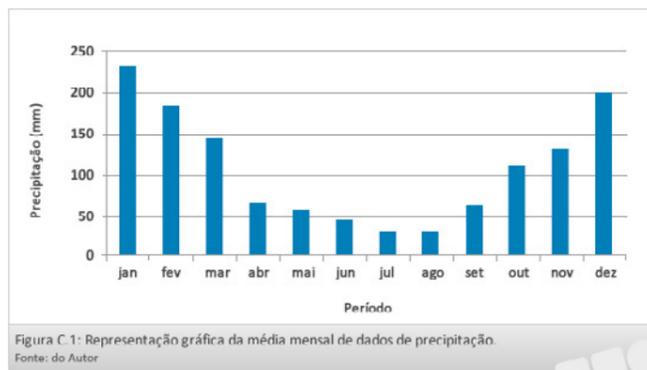
Considere que para quantificar uma variável hidrológica deve ser percebido que os processos hidrológicos desenvolvem-se no tempo e no espaço. Por exemplo, a chuva tem uma variação temporal e, por isso, uma variável que a quantifique deve assumir valores distintos ao longo do tempo. Ela também varia ao longo do espaço, ou seja, a variável representativa deveria assumir valores distintos em função das coordenadas do ponto geográfico de interesse. Para ser absolutamente preciso, haverá necessidade de 3 coordenadas: latitude (x), longitude (y) e altitude/profundidade (z). Introduzindo o tempo (t), a variável representativa do processo chuva deveria ser notada como $P(x, y, z, t)$.

O mesmo ocorre para grande parte dos processos hidrológicos. Para facilitar a análise é usualmente realizada a simplificação de fixar-se o local em que o processo será estudado. Por exemplo, o processo de precipitação em um dado pluviômetro de uma cidade pode ser representado por uma variável $P(t)$, já que apenas ao longo do tempo existe variabilidade significativa. Outros exemplos de variáveis hidrológicas temporais analisadas são a chuva, vazão, evaporação, temperatura, insolação, velocidade e sentido do vento. Todas podem ser representadas pontualmente, com suas variações sendo realizadas ao longo do tempo.

Os processos hidrológicos são geralmente contínuos no tempo e no espaço. Este é o caso dos exemplos até agora apresentados. Por processo contínuo entende-se aquele cuja variável que o quantifica assume valores ao longo de qualquer ponto, temporal ou espacialmente, no qual for medido. A representação dos processos hidrológicos por variáveis aleatórias temporais se dá pela discretização, significando que os valores das variáveis obtidos são tratados em instantes ou períodos sucessivos do tempo, ou em pontos geográficos definidos no espaço.

Representação gráfica

Uma das primeiras manipulações que pode ser realizada sobre dados hidrológicos é a sua representação gráfica em relação ao tempo, dando uma ideia da variabilidade temporal, das periodicidades anuais, das estações secas e úmidas, entre outras, mas é pouco concisa para uma utilização mais operacional.



Curva de permanência

Um tipo de manipulação bastante utilizado é a curva de permanência. Ela apresenta a frequência com que ocorrem valores iguais ou superiores aos valores de uma série temporal. A curva de permanência avalia o potencial de abastecimento de uma seção fluvial, por exemplo, quando se deseja ter a garantia de que poderá contar com vazões iguais ou maiores do que a demanda que se deseja suprir. Por exemplo,

seja uma demanda de 95% uma garantia julgada adequada, significa que a seção fluvial permanece com vazões acima dele em 95% do tempo.

Para o traçado da curva de permanência aplica-se o seguinte procedimento:

- Ordenar a variável temporal em ordem decrescente, atribuindo ordem 1 ao maior valor e ordem n ao menor, em uma amostra de tamanho n .
- Computar a frequência com que cada valor ordenado é excedido ou igualado (permanência), como $100x(m/n)$, sendo m sua ordem e n o tamanho da amostra.
- Graficar a série ordenada em papel decimal com a escala de permanência representado no eixo horizontal.

A utilização da curva de permanência para a avaliação da disponibilidade hídrica dependerá do período disponível de dados. Se existirem 10 anos ou 50 anos os resultados poderão ser diferentes. O período de dados utilizados para a análise poderá ser igual à vida útil do projeto, geralmente na ordem de 30 a 50 anos.

Histogramas de frequência

Um histograma de frequência simples é a representação gráfica da frequência com que uma variável aleatória ocorre com dado valor, em caso de variável discreta, ou em um dado intervalo, em caso de uma variável contínua.

Se, por exemplo, se quer determinar o número de dias chuvosos, em um determinado período de um mês, é necessária uma série histórica confiável de, no mínimo, 10 anos de observações que contenham este período. Suponhamos que temos 30 anos de observações para estabelecer um histograma de frequência simples, onde no eixo das abscissas é colocado o número de dias de chuva em cada período da amostra. Como um mês tem trinta dias existirão 31 possibilidades discretas de ocorrência do evento número de dias chuvosos.

Passos a serem realizados:

- Verificar quantas vezes no período durante os 30 anos ocorreram chuvas: 0, 1, ..., 30 dias.
- Transformar este número de dias em frequência simples de ocorrência, através da relação: $F[x]=m/n$, sendo m o número de valores na classe determinada, n o número total de ocorrências e x o número de dias chuvosos no período.
- Traçar o gráfico com os resultados obtidos.

Caso se deseje que ocorram períodos com um número de dias chuvosos abaixo de determinado valor, deve-se preparar um histograma de frequências não excedidas, fazendo-se a acumulação no sentido da classe de maior número de dias. Se desejar saber a frequência com que ocorrem períodos com número de dias chuvosos maior ou igual a um valor pré-fixado, deve-se traçar um histograma de frequências excedidas, fazendo a acumulação a partir da classe de maior número de dias.

Note que, havendo a necessidade de ambos os tipos de informação, basta a obtenção de uma delas, por exemplo, frequência de não-excedência, para obter-se a outra, já que se trata com eventos complementares, ou seja: frequência de excedência $F[X \geq x] = 1 - F[X < x]$, sendo a frequência de excedência representada por $F[X < x]$.

No caso de variáveis contínuas há necessidade de discriminá-las em classes ou intervalos de ocorrência.

Os passos anteriores podem ser seguidos, com as adaptações necessárias. A relação entre frequência simples e acumulada podem ser apresentadas pela definição dos intervalos de classe. Sendo x_i e x_j os limites de um intervalo, e X a variável hidrológica.

- | | |
|---|-----------------|
| a) Frequência simples. | $x_i < X < x_j$ |
| b) Frequências acumuladas de excedências. | $x_i < X$ |
| c) Frequências acumuladas de não-excedências: | $X < x_j$ |

Na estimativa do número de classes, pode ser usada a fórmula de Sturges:

$$m = 1 + 3,3 \times \text{Log}(n)$$

Sendo m o número de classes e n o tamanho da amostra. Já um outro critério consiste em adotar a largura de uma classe igual ou menor que a quarta parte do desvio padrão.

Deve ser observado que a curva de permanência é uma espécie de histograma de frequência de excedências, em que os limites da classe são definidos pelos valores ordenados das variáveis. Cada classe conta com uma única ocorrência no limite inferior. Outra diferença é que a frequência é desenhada no eixo horizontal.

Os histogramas de frequência têm, portanto, as mesmas vantagens e desvantagens da curva de permanência. Eles servem para esboçar a distribuição de frequência da amostra. Por isso, a relevância das análises é limitada ao tamanho da amostra.

Análise de frequência

Fundamentos

- Os processos hidrológicos são aleatórios, logo, podem ser inferidos por uma lei de probabilidade.
- As leis de probabilidade são funções contínuas usadas para a estimativa de um dado evento hidrológico e precisam ser previamente ajustadas.
- O ajustamento consiste na verificação da representatividade da lei da probabilidade em relação às frequências de ocorrência do processo hidrológico.
- A frequência é o número de vezes em que um evento pode acontecer.

Em hidrologia, a frequência de um evento está associada à magnitude do evento.

Determinações necessárias

Número de classes:

São intervalos de variação da variável, representada por: $i = 1, 2, 3, \dots, k$ onde k é o número total de classes.

$$m = 1 + 3,3 \times \text{Log}(n)$$

ou

$$N = \sqrt{n}$$

Limite de classe:

São os extremos de cada classe (li : limite inferior da classe i , Li : limite superior da classe i).

Intervalo de classe:

É qualquer subdivisão de uma série estatística. O intervalo de classe de maior frequência é denominado intervalo de classe modal e sua frequência é denominada classe modal.

Ponto médio de uma classe:

$$x_i = \frac{Li - li}{2}$$

Amplitude total de uma sequência de dados (At):

É a diferença entre o limite superior da última classe (limite superior máximo) e o limite inferior da primeira classe (limite inferior mínimo).

$$At = L_k - l_{i1}$$

Amplitude amostral (AA):

É a diferença entre os valores máximos e mínimos da amostra.

$$AA = x_{\max} - x_{\min}$$

Amplitude de um intervalo de classes:

$$H = \frac{At}{m} = \frac{AA}{m}$$

Representação numérica

Outra forma de representação de uma variável aleatória é feita através de valores numéricos que quantificam as características marcantes da forma de sua distribuição de frequência.

Tendência central

Essa característica está relacionada com a parte central do histograma de frequências. Em alguns casos existe uma tendência de que o número de ocorrências seja maior na parte central, significando que a variável aleatória costuma ocorrer com maior frequência nos intervalos centrais.

Os parâmetros aqui estudados serão:

Média aritmética:

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n}$$

Onde

x_i , $i=1,2,3,\dots,n$ são realizações da variável aleatória, e n o número total de ocorrências, ou seja, o tamanho da amostra.

Moda:

É o valor representativo do intervalo de classe em que a frequência de ocorrência é máxima, representado no centro do intervalo de classe com maior frequência, pela notação m_o .

Mediana:

É o valor que é superado (e não superado) por 50% das ocorrências. Em um histograma de frequências, seria o valor que determinaria áreas iguais à direita e à esquerda, representada pela notação m_d .

Variabilidade em torno da média

Na figura 2 tem-se a representação de duas séries de vazões fluviais hipotéticas médias mensais, com a média idêntica e a variabilidade em torno da média distinta. Caso fosse pretendida a construção de um reservatório de regularização, o local com histograma b exigiria maior capacidade para armazenar as discrepâncias positivas, que seriam utilizadas para atender às discrepâncias negativas, ou seja, armazenar as cheias para atenuar as estiagens.

Esse exemplo mostra a importância de se contar com um parâmetro numérico para medir a variabilidade.

São eles o desvio padrão e a variância.



Figura 2: Variabilidade em torno da média.
Fonte: do Autor

Variância:

É a medida de dispersão mais utilizada, seja pela sua facilidade de compreensão e cálculo, seja pela possibilidade de emprego de inferência estatística. A variância é definida como sendo a média dos quadrados dos desvios em relação à média aritmética.

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}$$

Desvio padrão:

É a raiz quadrada da variância, verifica-se que quanto maior for o desvio padrão ou variância, maior é a flutuação da variável em torno da média.

$$dv = \sqrt{(s^2)}$$

Coefficiente de variação:

É a medida mais utilizada quando existe interesse em comparar variabilidades de diferentes conjuntos de dados. Embora esta comparação possa ser feita através de outras medidas de variação, nas situações em que as medidas dos conjuntos comparados são muito desiguais ou as unidades de medida são

diferentes, devemos utilizar o coeficiente de variação.

$$CV = \frac{s}{\bar{x}} \times 100$$

Assimetria:

Uma distribuição simétrica é aquela que apresenta simetria em relação a um eixo vertical que passa pelo valor modal, ou seja, o valor com maior frequência. Nessa situação a média, a mediana e a moda são iguais. Dentre as várias medidas de assimetria que devem informar se a maioria dos valores se localiza à esquerda ou à direita, ou se estão uniformemente distribuídos em torno da média aritmética é o coeficiente de assimetria denotado por a_3 . Essa medida indica o grau e a direção do afastamento da simetria e é obtida utilizando o segundo e o terceiro momentos centrados na média, através da seguinte expressão:

$$a_3 = \frac{m_3}{m_2 \times \sqrt{m^2}}$$

A classificação da distribuição quanto à simetria é feita de acordo com o valor do a_3 :

- Se $a_3 < 0$, a distribuição é classificada como assimétrica negativa, indicando que a maioria dos valores são menores ou se localizam à esquerda da média aritmética.
- Se $a_3 = 0$, a distribuição é classificada como simétrica, indicando que os valores estão uniformemente distribuídos em torno da média aritmética.
- Se $a_3 > 0$, a distribuição é classificada como assimétrica positiva, indicando que a maioria dos valores são maiores ou se localizam à direita da média aritmética.

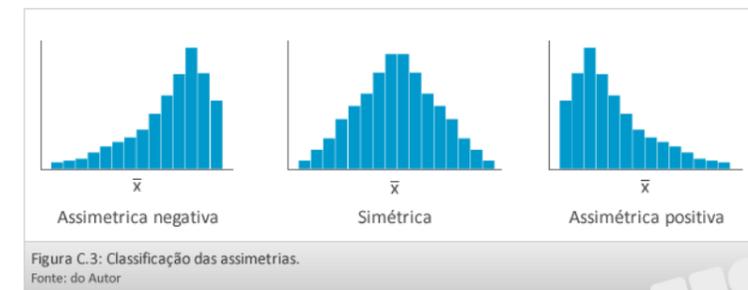


Figura C.3: Classificação das assimetrias.
Fonte: do Autor

Momentos:

Denotados por m_n , são medidas calculadas com o propósito de estudar a distribuição. De um modo geral, tanto mais conhecemos uma distribuição quanto mais conhecemos sobre seus momentos. O momento de ordem r centrado num valor a é dado por:

$$m_r = \frac{\sum (x_i - a)^r}{n}$$

Dois valores de a geram momentos importantes num conjunto de dados:

- Quando $a = 0$, temos os momentos centrados na origem, denominados momentos ordinários de ordem r e representados por m'_r .

$$m'_r = \frac{\sum (x_i^r)}{n}$$

Exemplo:

Para $r = 1$, temos

$$m'_1 =$$

Para $r = 2$, temos

$$m'_2 =$$

- Quando $a = r$, temos os momentos de ordem r centrados na média e representados por m_r .

$$m_r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^r}{n}$$

Exemplos:

Para $r = 1$, temos

$$m_1 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})}{n}$$

Para $r = 2$, temos

$$m_2 = \frac{\sum (a)}{n}$$

Para $r = 3$, temos

$$m_3 = \frac{\sum (a)}{n}$$

Para $r = 4$, temos

$$m_4 = \frac{\sum (a)}{n}$$

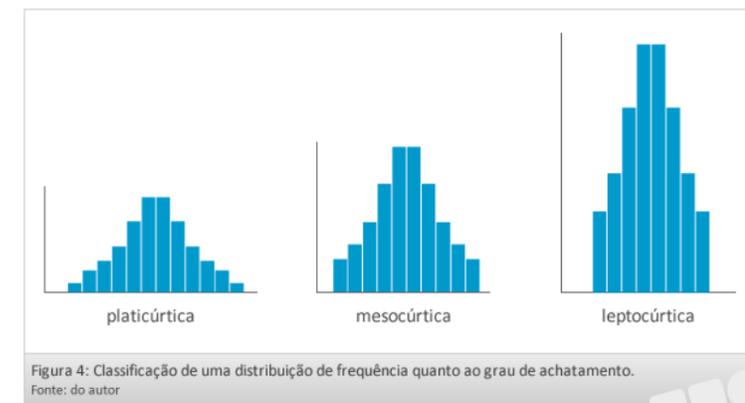
Curtose:

Indicam o grau de achatamento de uma distribuição. O coeficiente de curtose denotado por a_4 , é calculado a partir do segundo momento e do quarto momento centrados na média através da seguinte expressão:

$$a_4 = \frac{m_4}{m_2^2}$$

A classificação da distribuição quanto ao grau de achatamento é feita de acordo com o valor de a_4 :

- Se $a_4 < 3$, a distribuição é classificada como platicúrtica, indicando maior achatamento.
- Se $a_4 = 3$, a distribuição é classificada como mesocúrtica, indicando achatamento médio.
- Se $a_4 > 3$, a distribuição é classificada como leptocúrtica, indicando menor achatamento.



Referências

- TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.
- TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.
- TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.
- PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.
- GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.
- VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



Trics

D

Precipitação

**Unidade D
Hidrologia**

PRECIPITAÇÃO

Definição

Precipitação é o processo pelo qual a água volta a terra, pela condensação do vapor d'água contido na atmosfera.

Condensação é o processo inverso da evaporação. Pela condensação, o vapor d'água se transforma em água. Há uma diferença fundamental entre condensação e precipitação. Pela condensação do vapor d'água, formam-se as nuvens e nevoeiros. Somente com a coalescência de várias gotículas de uma nuvem ou nevoeiro, que se unem para formar gotas maiores, é que pode ocorrer a precipitação.

As precipitações representam, no ciclo hidrológico, o importante papel de elo entre os fenômenos meteorológicos propriamente ditos e os do escoamento superficial, de interesse maior ao nosso estudo.

Há uma relativa facilidade para medir precipitações. Dispões-se, muitas vezes, de longas séries de observações que permitem uma análise estatística de grande utilidade.

A disponibilidade de precipitação numa bacia hidrográfica durante o ano é o fator determinante para quantificar, entre outros, a necessidade de irrigação de culturas, abastecimento de água doméstico e industrial. A determinação da intensidade de precipitação é importante para o controle de inundação e a erosão do solo. Por sua capacidade de produzir escoamento, a chuva é o tipo de precipitação mais importante na hidrologia.

As características principais da precipitação são o seu total, duração e distribuição temporal e espacial. O total precipitado não tem significado se não estiver ligado a uma duração. A ocorrência da precipitação é um processo aleatório que não permite uma previsão determinística com grande antecedência. O tratamento dos dados de precipitação para a grande maioria dos problemas hidrológicos é estatístico.

Mecanismos de formação das precipitações

O vapor de água contido na atmosfera constitui um reservatório potencial de água que, ao condensar-se, possibilita a ocorrência de precipitações. A origem das precipitações está ligada ao crescimento das gotículas das nuvens, o que ocorre sob certas condições, pois muitas vezes existem nuvens que não produzem chuvas, o que evidencia a necessidade de processos que desencadeiem a precipitação.

Para as gotas de água precipitarem é necessário que tenham um volume tal que seu peso seja superior às forças que as mantêm em suspensão, adquirindo, então, velocidade de queda superior às componentes verticais ascendentes dos movimentos atmosféricos.

A umidade atmosférica é o elemento básico para a formação das precipitações, embora seja necessária, ela não é suficiente, pois outros requisitos também são 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 mais baixas da atmosfera é aquecido por condução, torna-se mais leve que o ar da vizinhança e sofre uma ascensão adiabática

(não há troca de calor com o ambiente). Nessa ascensão ele se expande e se resfria à razão de 1°C por 100m (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 de água se 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, ela atinja 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 as outras nuvens através da colisão, provocada pelo deslocamento das gotas, devido a movimentos turbulentos do ar, a forças elétricas e ao movimento Browniano (movimento aleatório de partículas macroscópicas num fluido como consequência dos choques das moléculas do fluido nas partículas). 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 que as menores, o que faz com que as gotas menores sejam alcançadas e incorporadas às maiores, aumentando seu tamanho.

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

Classificação das precipitações

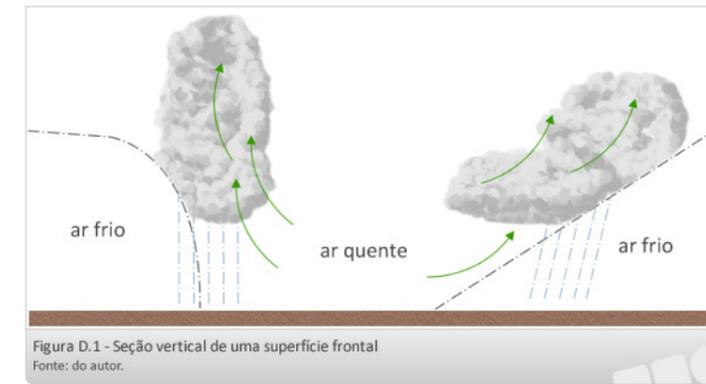
O esfriamento dinâmico ou adiabático é a principal causa da condensação e é responsável pela maioria das precipitações. Assim sendo, o movimento vertical das massas de ar é um requisito importante para a formação das precipitações, que podem ser classificadas de acordo com as condições que produzem o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

Precipitações ciclônicas

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

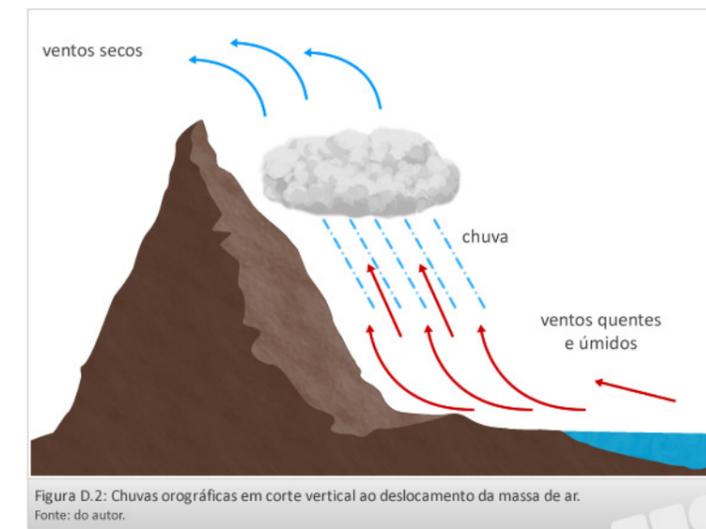
A precipitação ciclônica pode ser classificada como frontal ou não frontal. Qualquer baixa barométrica pode produzir precipitação não frontal com o ar sendo elevado devido a uma convergência horizontal em áreas de baixa pressão. A precipitação frontal resulta da ascensão do ar quente sobre o ar frio 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, se por outro lado o ar quente é substituído por ar frio, esta frente é conhecida como frente fria.

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.



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 um exemplo.

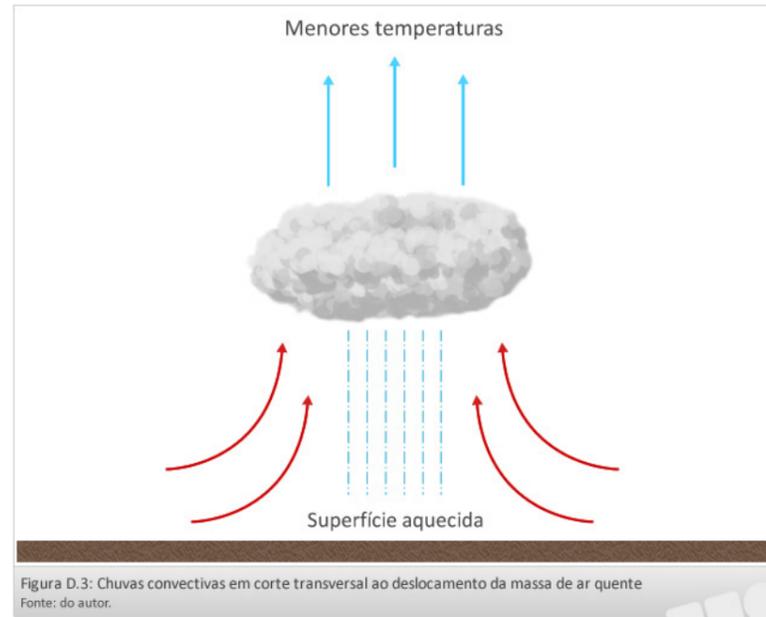


São chuvas de pequena intensidade e grande duração, que cobrem pequenas áreas.

Quando os ventos conseguem ultrapassar a barreira montanhosa, do lado oposto projeta-se uma sombra pluviométrica, dando lugar a áreas secas ou semiáridas causadas pelo ar seco, já que a umidade foi descarregada na encosta oposta.

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, concentrada em pequenas áreas. São importantes para projetos em pequenas bacias.



Medidas Pluviométricas

Exprime-se a quantidade de chuva (h) pela altura de água caída e acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. Sua avaliação se dá por meio de medidas executadas em pontos previamente estabelecidos, utilizando-se aparelhos denominados pluviômetros ou pluviógrafos, conforme sejam simples receptáculos de 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.

Para o cálculo da lâmina precipitada deve-se utilizar a seguinte fórmula:

$$P = \frac{10 \times V}{A}$$

Onde:

- P = a precipitação em mm acumulada no tempo entre as observações,
- V = o volume de água coletado é medido na proveta em cm³,
- A = área da abertura superior do aparelho em cm².

Grandezas características

Altura pluviométrica: medidas realizadas nos pluviômetros e expressa em milímetros (mm).

Intensidade da precipitação: é a relação entre a altura pluviométrica e a duração da precipitação expressa, geralmente em milímetros por hora (mm/h) ou milímetros por minuto (mm/min).

Duração: período de tempo contado desde o início até o fim da precipitação em horas (h) ou minutos (min).

Tipos de pluviômetros

Em princípio, qualquer recipiente poderia funcionar como um pluviômetro, desde que de uma forma qualquer fosse impedida a evaporação da água acumulada. A necessidade de tornar os resultados comparáveis entre si exige a normalização, em particular no que diz respeito à área do receptor.

Os pluviômetros são normalmente observados uma ou duas vezes por dia, todos os dias, em horas certas e determinadas.

Os pluviômetros, portanto, não indicam a intensidade das chuvas ocorridas, mas tão-somente a altura pluviométrica diária.

Os tipos de pluviômetros são classificados quanto à área receptora de captação da chuva expressa em cm².

Ville de Paris: área receptora de 400cm².

Paulista: área receptora de 500cm².

Casella: área receptora de 200cm².

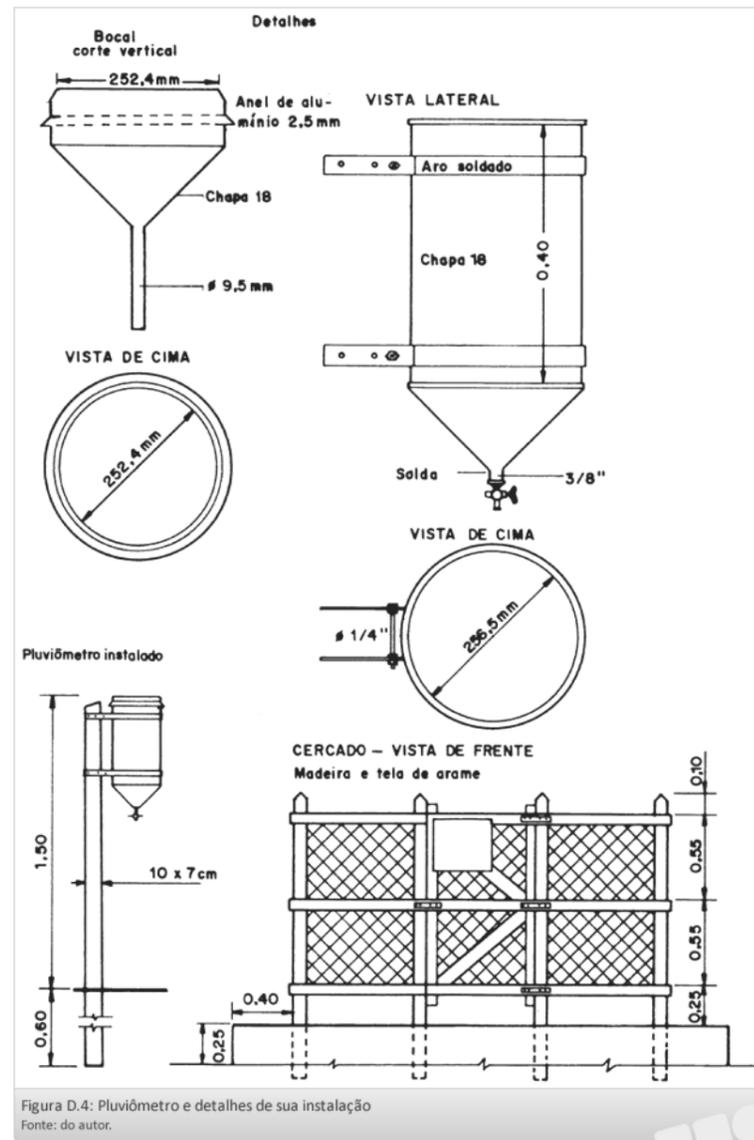


Figura D.4: Pluviômetro e detalhes de sua instalação
Fonte: do autor.

Pluviógrafos

Quando é necessário conhecer a intensidade da chuva, o que é fundamental, por exemplo, para estudo do escoamento das águas pluviais e vazões de enchentes de pequenas bacias, há que se fazer o registro contínuo das precipitações, ou seja, da quantidade de água recolhida no aparelho. Para tanto, utiliza-se o pluviógrafo, que é um aparelho registrador automático dotado de um mecanismo de relojoaria que imprime um movimento de rotação a um cilindro no qual é fixado um papel devidamente graduado e onde uma pena traça a curva que permite determinar “h” e “t” e, portanto, “i”. Esse aparelho é também dotado de um receptor cônico (funil), do mesmo tipo que o pluviômetro de área receptora de 200cm².

Tipos mais comuns de pluviógrafos

Pluviógrafo de flutuador:

A variação do nível da água é registrada em um recipiente apropriado por meio de um flutuador, ligado por uma haste diretamente à pena de inscrição no tambor. O recipiente de medida é ligado a um recipiente

armazenador por um sifão conveniente que o esvazia automaticamente, quando é atingido um nível determinado (o que corresponde à queda do flutuador e ao traçado de uma reta vertical no registro). O volume total recolhido pelo aparelho é assim armazenado para controle posterior dos Pluviogramas (gráficos $h=f(t)$) Obtidos pelo pluviógrafo.

Pluviógrafo de balança:

O peso da água recolhida no recipiente é registrado automaticamente por meio de uma balança apropriada. Esse aparelho dispõe também de sistema de sifão análogo ao existente no pluviógrafo de flutuador.

Pluviógrafo basculante:

Este aparelho dispõe de dois recipientes conjugados de tal forma que quando um é preenchido, báscula e se esvazia, o outro é colocado em posição para receber a água oriunda do receptor. O esvaziamento é feito em um reservatório que acumula o volume total de precipitação e permite o controle dos resultados. O registro é feito por um mecanismo especial que desloca a pena de um certo valor (correspondente ao volume de água recolhido, ou seja, à altura de precipitação) para cada basculamento de sistema.

De modo geral, os pluviógrafos do tipo flutuador são os mais utilizados. Os aparelhos do tipo balança são bastante utilizados nos Estados Unidos, e os basculantes na França.

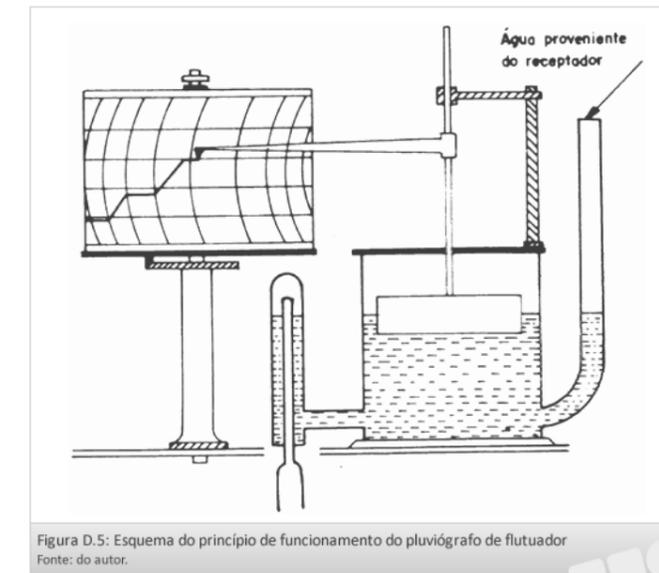


Figura D.5: Esquema do princípio de funcionamento do pluviógrafo de flutuador
Fonte: do autor.

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 fazer esta estimativa tem como base os registros pluviométricos de três estações localizadas o mais próximo possível da estação que apresenta a falha nos dados de precipitação.

Designado 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.

$$P_x = \frac{1}{3} \left(\frac{M_x}{M_A} X PA + \frac{M_x}{M_B} X PB + \frac{M_x}{M_C} X PC \right)$$

Onde

- P_x - É a variável que guardará os dados corrigidos.
- M_x - Média aritmética da estação com falha.
- M_a , M_b e M_c - Média aritmética das estações vizinhas.
- P_a , P_b e P_c - É o dado da estação vizinha, ao posto com falha, do mesmo ano que utilizamos para preencher a falha.

Análise de duplas massas

A análise de duplas massas é o método utilizado para 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 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 da meteorologia.

$$Pa = \frac{M_a}{M_o} x P_o$$

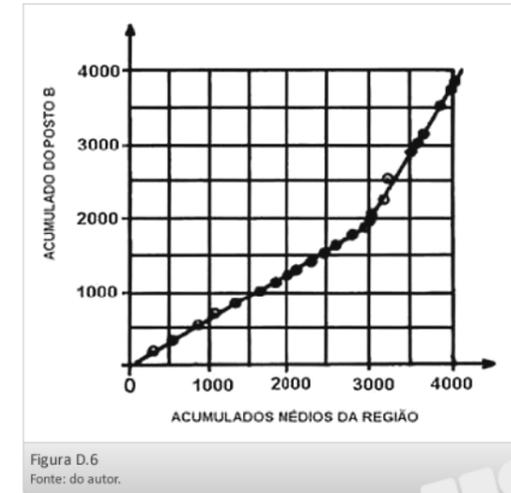
Onde

- P_a - Observações ajustadas à condição atual de localização, exposição ou método de observação.
- P_o - Dados observados a serem corrigidos.
- M_a - Coeficiente angular da reta no período mais recente.
- M_o - Coeficiente angular da reta no período em que se fizeram observações P_o .

Se os valores dos postos a consistir forem proporcionais aos observados na base de comparação, os pontos devem se alinhar segundo uma única reta. A declividade desta reta determina o fator de proporcionalidade entre ambas as séries. Quando os pontos não se alinham podem ocorrer as seguintes situações:

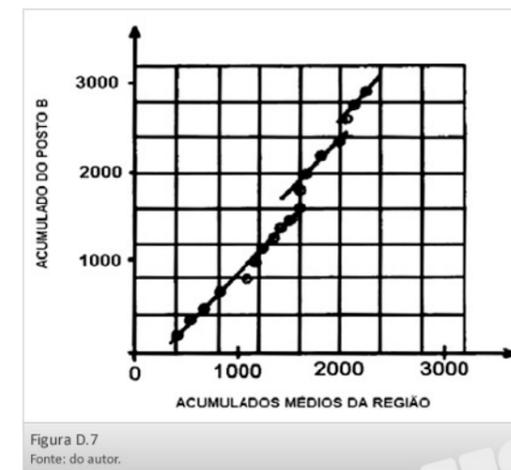
Mudança na declividade

Determina duas ou mais retas. Constitui o exemplo típico da ocorrência de erros sistemáticos, mudança nas condições de observação ou no meio físico, como alterações climáticas. Para se considerar a existência de mudança na declividade é prática comum exigir-se a ocorrência de pelo menos 5 pontos sucessivos alinhados segundo a nova tendência:



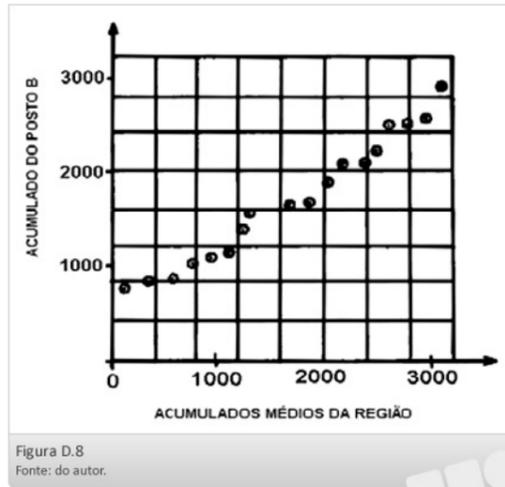
Alinhamento dos pontos em retas paralelas

Ocorre quando existem erros de transcrição de um ou mais dados ou pela presença de valores extremos em uma das séries plotadas. A ocorrência de alinhamentos, segundo duas ou mais retas aproximadamente horizontais (ou verticais), pode ser a evidência de postos com diferentes regimes pluviométricos:



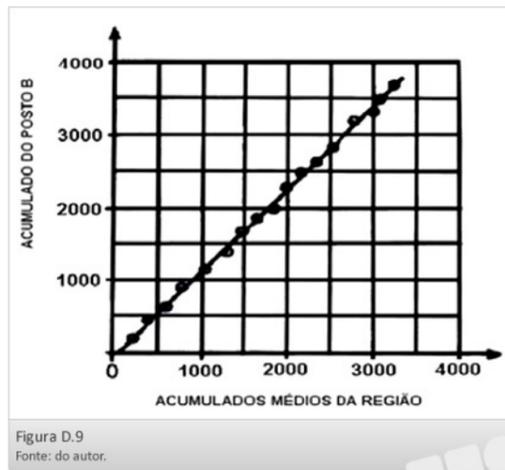
Distribuição errática dos pontos

Geralmente é resultado da comparação de postos com diferentes regimes pluviométricos, sendo incorreta toda associação que se deseje fazer entre os dados dos postos plotados:



Distribuição dos dados ao longo de uma única reta

É a situação ideal que caracteriza dados sem inconsistência:



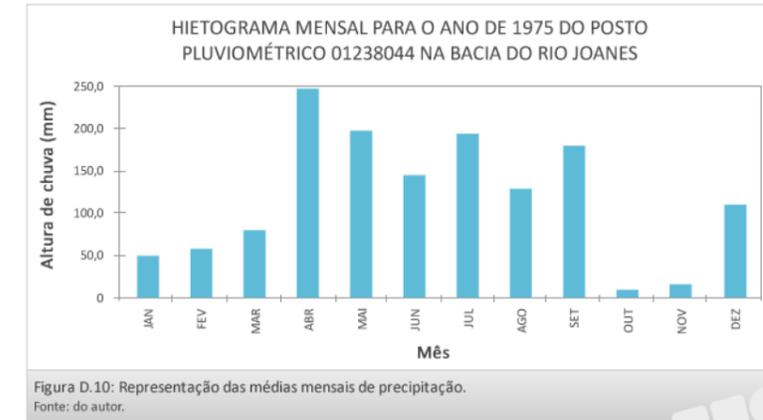
Embora possa acontecer que o número de anos em que o posto foi operado nas condições iniciais seja maior que as atuais, é mais interessante corrigir os dados referindo-se às últimas. Isso porque, a qualquer instante, pode-se fazer uma inspeção local e conhecer o estado de operação e conservação do mesmo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

Apresentação de dados pluviométricos

Representação temporal

Hietograma:

Relaciona intensidade média de precipitação com o tempo. Representando em abscissa os tempos, divididos em intervalos iguais ao período de observação pluviométrica.



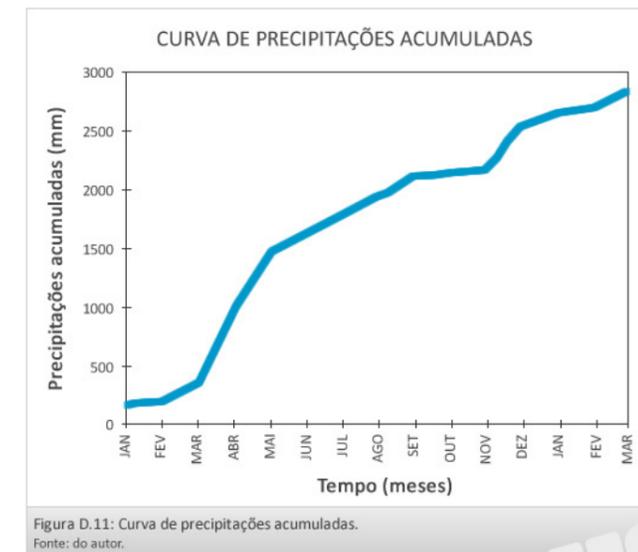
Curva de precipitações acumuladas:

Corresponde à curva integral do hietograma.

$$h = \int i(t) dt$$

- Sendo $i = dh/dt = i(t)$ a função correspondente ao hietograma (designando por i a intensidade e h a altura de precipitação).

Portanto, ela nos dá, para cada valor de tempo, a altura de precipitação caída desde a origem dos tempos até esse momento.

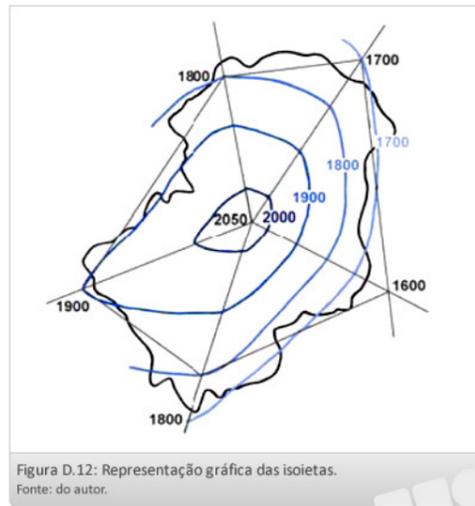


Representação espacial

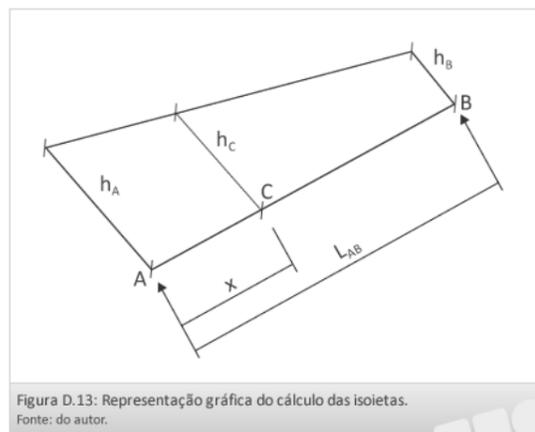
A variação em dada região, da pluviometria relativa a um determinado período de tempo representa-se habitualmente por mapas dessa mesma região, ou cartas pluviométricas. Elas nos dão, portanto, uma ideia de conjunto sobre a repartição das chuvas nesse território durante o período em causa. Normalmente, esse período é de um ou mais anos, sendo no segundo caso habitual trabalhar-se com os valores médios das precipitações anuais.

Representação das Isoietas:

As isoietas são linhas que representam a distribuição pluviométrica de uma região, através de curvas de igual precipitação. Esse meio de representação pluviométrica é inteiramente análogo ao da representação topográfica.



Para traçar as isoietas, parte-se dos dados relativos aos postos pluviométricos da região (pertencentes ao intervalo em que se fará as curvas). Interessa-nos, em primeiro lugar, determinar os pontos de pluviosidade igual ao das isoietas que desejamos traçar. Para isso, supomos que no seguimento de reta que une dois pontos vizinhos é linear a variação da pluviosidade. Com base nessa hipótese, vejamos como determinar entre os pontos A e B de alturas de chuva h_A e h_B , o ponto C corresponde à altura de chuva h_C , LAB metros.



Análise de dados pluviométricos

O objetivo de um posto de medição de chuvas é o de obter uma série, sem falhas, de precipitações ao longo dos anos (ou estudo da variação das intensidades de chuva ao longo das tormentas).

Em qualquer caso pode ocorrer a existência de períodos sem informações ou com falhas nas observações, devido a problemas com os aparelhos de registro e/ou com o operador do posto.

As causas mais comuns de erros grosseiros nas observações são:

- preenchimento errado na caderneta de campo;
- soma errada do número de provetas, quando a precipitação é alta;
- valor estimado pelo observador, por não se encontrar no local da amostragem;
- crescimento de vegetação ou outra obstrução próxima ao posto de observação;
- danificação do aparelho;
- problemas mecânicos no registrador gráfico.

Logo, como há necessidade de se trabalhar com séries contínuas, essas falhas devem ser preenchidas. Também se necessita que seja estudada a consistência dos dados dentro de uma visão regional, ou seja, comparar o grau de homogeneidade dos dados disponíveis num posto, com relação às observações registradas em postos vizinhos.

Referências

- TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.
- TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.
- TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.
- PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.
- GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.
- VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



TICS



Evaporação e Evapotranspiração

Unidade E
Hidrologia

EVAPORAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Generalidades

Cerca de 70% da quantidade de água precipitada sobre a superfície terrestre retorna à atmosfera pelos efeitos da evaporação e transpiração.

Devido a isso, a mensuração desses dois processos é fundamental para elaboração de projetos, determinação da capacidade do reservatório, projetos de irrigação, disponibilidade para o abastecimento de cidades, entre outros.

Evaporação

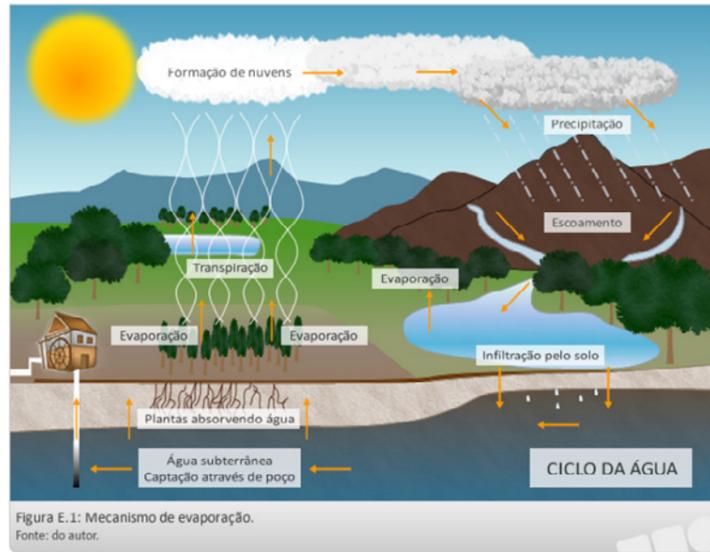
A evaporação é a transformação da água em vapor devido a da incidência de raios solares sobre a superfície terrestre.

A quantidade evaporada a partir de uma superfície de água é proporcional à diferença entre a pressão do vapor na superfície e a pressão do vapor no ar das camadas adjacentes (Lei de Dalton).

Em ar parado, a diferença de pressão do vapor diminui rapidamente e o processo de evaporação fica limitado pelo vapor difundido na atmosfera proveniente da superfície da água. A turbulência provocada por vento e por convecção térmica afasta o vapor das camadas em contato com a superfície da água e possibilita a continuidade da evaporação.

Mecanismos da evaporação

A água, recebendo incidência de calor, inicia um processo de aquecimento até que seja atingido seu ponto de ebulição. Prosseguindo a cessão de calor, este não mais atua na elevação da temperatura, mas como calor latente de vaporização, convertendo a água do estado líquido para o gasoso. Este vapor d'água se liberta da massa líquida e passa a compor a atmosfera, situando-se nas camadas mais próximas da superfície.



Caso a evaporação possa se processar livremente, sem restrições do suprimento de água, esta evaporação é dita **EVAPORAÇÃO POTENCIAL**.

Fatores intervenientes na evaporação

Vento

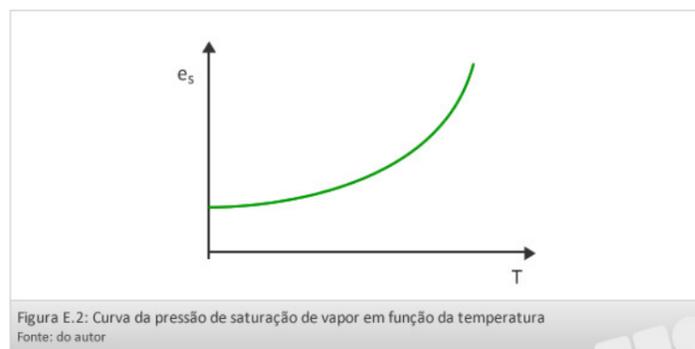
A ação do vento consiste em deslocar as parcelas de ar mais úmidas encontradas na camada limite superficial, substituindo-as por outras mais secas. Inexistindo o vento, o processo de evaporação cessaria tão logo o ar atingisse a saturação, uma vez que estaria esgotada sua capacidade de absorver vapor d'água.

Umidade

O ar seco tem maior capacidade de absorver vapor d'água adicional que o ar úmido, desta forma, a medida em que ele se aproxima da saturação, a taxa de evaporação diminui, tendendo a se anular, caso não haja vento para promover a substituição desse ar.

Temperatura

A elevação da temperatura ocasiona uma maior pressão de saturação do vapor (e_s), adquirindo o ar uma capacidade adicional de conter vapor d'água.



Radiação solar

A energia necessária para o processo de evaporação tem como fonte primária o sol; a incidência de sua radiação varia com a latitude, clima e estação do ano.

Métodos de determinação da evaporação

Métodos de transferência de massa

Os métodos de transferência de massa baseiam-se na primeira Lei de Dalton, que estabelece a relação entre a evaporação e pressão de vapor, conforme mostrado na equação a seguir:

$$E_0 = b \times (e_s - e_a)$$

Onde:

- E_0 = evaporação
- B_0 = coeficiente empírico
- e_s = pressão de vapor de saturação na temperatura da superfície
- e_a = pressão de vapor em uma altura acima da superfície

Nesta também foi introduzido o efeito do vento através da alteração do parâmetro b , conforme mostrado a seguir:

$$E_0 = \frac{N \times f(w) \times (e_s - e_a)}{f(r)}$$

Onde:

- N = parâmetro que considera os efeitos da densidade do ar e da pressão
- $f(w)$ = função da velocidade do vento
- $f(r)$ = parâmetro de rugosidade

As funções introduzidas, que retratam o efeito do vento, são obtidas com base no conceito de camada limite que ocorre na ação do vento próximo da superfície de interesse.

Existem expressões na literatura para estimativa da evaporação em intervalos superiores a um dia, conforme descrito a seguir.

Sverdrup (1946)

$$E_0 = \frac{0,63 \times \rho \times K^2 \times w_8 \times (e_s - e_a)}{p \times \left[\ln\left(\frac{800}{r}\right) \right]^2}$$

Thorntwaite e Holzman (1939)

$$E_0 = \frac{0,63 \times \rho \times K^2 \times (w_8 - w_2) \times (e_s - e_a)}{p \times \left[\ln\left(\frac{800}{200}\right) \right]^2}$$

Onde:

- E_0 = evaporação em $g/(cm^2.s)$
- ρ = massa específica do ar em g/cm^3
- $K = 0,41$ constante de Von Karman
- w_8 e w_2 = as velocidades do vento em cm/s a 8 e 2 m acima da superfície
- p = pressão atmosférica em MB
- r = altura da rugosidade em cm
- e_2 e e_8 = pressão de vapor a 2 e 8 m, respectivamente em mb.

Balanco de energia

A radiação solar que atinge a Terra tem comprimento de onda curto (1μ). Parte da energia é absorvida pela atmosfera (11%) devido às moléculas de gases e partículas de poeiras, parte é dispersa em direção ao espaço (9%) e outra parcela em direção a Terra (5%). Uma parcela dessa energia (33%) é refletida e o restante chega à superfície da terra (42%), atravessando as nuvens ou diretamente. Da parcela que atinge a Terra, parte é refletida e parte é absorvida. A parcela absorvida produz aquecimento da superfície, tendo como resultado a evaporação e a radiação térmica em direção a atmosfera. Essa radiação tem comprimento de onda longo, apresentando uma grande absorção (95%) pelos gases existentes na atmosfera (H_2O , CO_2 , NO_3). Ao aquecer a atmosfera, ocorre radiação de volta para a Terra (88%). Este processo de aquecimento da atmosfera, pela radiação térmica de ondas longas, é o denominado “efeito estufa”. O aumento do efeito estufa pode ocorrer com o acréscimo de gases na atmosfera. Os valores percentuais indicados se referem ao hemisfério Norte (GRAY, 1970 apud TUCCI, 2004).

A equação do balanço de energia é expressa da seguinte forma:

$$\Delta E_s = q_r + q_{al} - q_{bl} - q_c - q_s + H_i - H_o$$

Onde:

- q_r = radiação efetiva de ondas curtas (W/m^2);
- q_{al} = radiação atmosférica de ondas longas em direção a superfície (W/m^2);
- q_{bl} = radiação de ondas longas em direção a atmosfera (W/m^2);
- q_c = fluxo de calor por condução (W/m^2);
- q_e = fluxo de calor pela perda por evaporação (W/m^2);
- H_i e H_o = respectivamente, a energia de entrada e saída do volume de controle (W/m^2);
- ΔH_s = variação do calor no volume de controle (W/m^2).

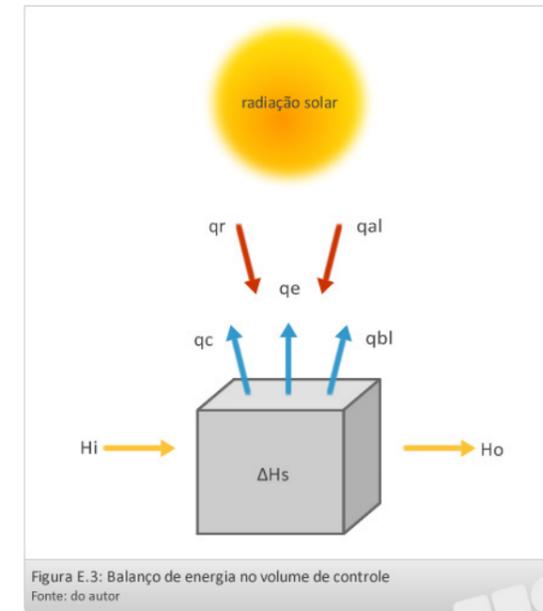


Figura E.3: Balanço de energia no volume de controle
Fonte: do autor

Evaporímetros

Os evaporímetros são instrumentos que possibilitam uma medida direta do poder evaporativo da atmosfera, estando sujeitos aos efeitos de radiação, temperatura, umidade e vento.

Atmômetros:

Equipamentos que dispõem de um recipiente com água conectado a uma placa porosa, onde ocorre a evaporação. O mais comum é o de Piché, constituído de um tubo de vidro com 11 centímetros e discos planos horizontais de papel filtro, com 3,2 centímetros de diâmetro. Ambos os lados são porosos.

O balanço energético de um atmômetro difere consideravelmente do balanço de uma superfície livre de água, solo descoberto ou vegetação. A energia para evaporação provém da radiação, transporte de calor sensível e condução de calor através do recipiente de abastecimento. A instalação é feita acima da do superfície do solo e o meio circundante, afetam as reações deste aparelho, tornando-o pouco confiável. Tendo como pontos positivos a fácil instalação, operação e portabilidade.

Tanques de avaporação:

Podem ser reunidos em quatro classes, enterrados, superficiais, fixos e flutuantes. Os mais utilizados mundialmente é o tanque classe A, que tem a forma circular com um diâmetro de 121 centímetros e profundidade de 25,5 centímetros. Construído em chapa de aço ou ferro galvanizado, deve ser pintado na cor alumínio e instalado numa plataforma de madeira a 15 centímetros da superfície do solo. Deve permanecer com água variando entre 5,0 e 7,5 centímetros da borda superior.



Figura E.5: Ilustração de um atmômetro e um tanque Classe A, respectivamente.
Fonte: do autor.

Mecanismo de transpiração

A água constitui um elemento essencial para a manutenção da vida. Os vegetais, para desempenhar suas necessidades fisiológicas, retiram a água do solo através de suas raízes, retêm uma pequena fração e devolvem o restante através das superfícies folhosas, sob forma de vapor d'água, pelo processo de transpiração.

Os fatores intervenientes na transpiração são praticamente os mesmos associados à evaporação (vento, temperatura e umidade). A luz age como fator limitante, uma vez que é responsável pela abertura dos estômatos. Sendo assim, a transpiração é considerada quase que desprezível durante as horas sem insolação.

Evapotranspiração

O termo "Evapotranspiração" foi proposto por Thornthwaite (1944), para representar os processos conjuntos de evaporação e de transpiração que ocorrem normalmente em uma superfície vegetada.

Em solos com cobertura vegetal é praticamente impossível separar o vapor d'água proveniente da evaporação do solo daquele originado da transpiração. Neste caso, a análise do aumento da umidade atmosférica é feita de forma conjunta, interligando os dois processos num processo único, denominado de **evapotranspiração**.

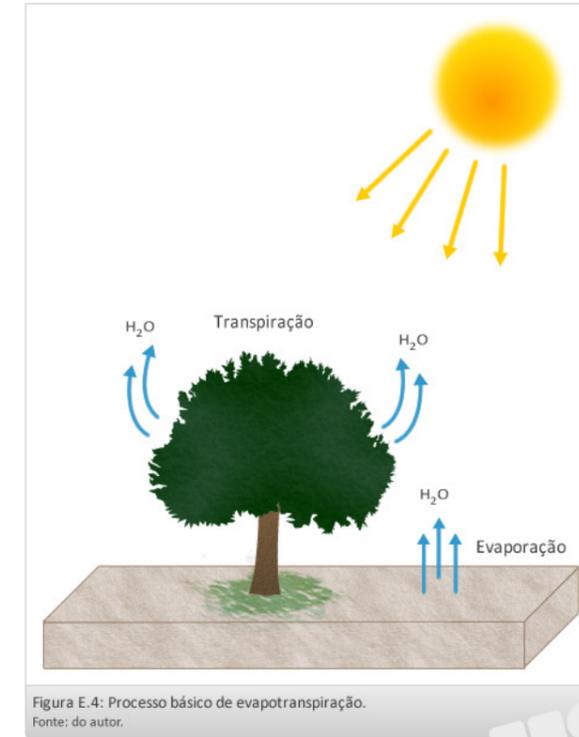


Figura E.4: Processo básico de evapotranspiração.
Fonte: do autor.

A **Transpiração** é o processo de perda de água na forma de vapor para a atmosfera através da superfície das folhas dos vegetais.

A **Evaporação** é o processo de perda de água para a atmosfera na forma de vapor através da superfície do solo.

A soma destes dois processos resulta na perda de água total na forma de vapor para atmosfera, no qual chamamos de Evapotranspiração.

Fatores determinantes da Evapotranspiração

Meteorológicos:

Radiação solar, temperatura, umidade do ar, vento e pressão barométrica.

Geográficos:

Quantidade de água, profundidade desta água, forma e tamanho da massa de água.

Solo:

Teor de umidade, condutividade hidráulica, e coloração do solo.

Planta:

Abertura dos estômatos, potencial de água na planta, coloração, massa vegetal e arquitetura da parte aérea.

Importância do estudo da Evapotranspiração

- **Projetos de Irrigação:** determinação das perdas de água por evaporação, para posteriormente calcular a quantidade de água que será reposta no solo pelo sistema de irrigação.
- **Transporte de água:** no dimensionamento de canais, para cálculo de vazão.
- **Controle de inundação:** em sistemas de irrigação por superfície, principalmente inundação para manter-se a lâmina de água sobre a superfície do solo.
- **Construção de barragens:** na determinação da vazão e volume disponível.

Evapotranspiração de Referência (Eto)

Evapotranspiração de Referência (Eto) é a quantidade de água que seria utilizada por uma extensa superfície vegetada com grama, com altura entre 8 e 15 cm, em crescimento ativo cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrição hídrica.

Esta Evapotranspiração de referência (Eto) pode ser estimada por equações Teórico-Empíricas testadas e desenvolvidas para várias condições climáticas.

As equações teórico empíricas mais conhecidas e mais utilizadas são as seguintes:

- Método de Thornthwaite (1948).
- Método de Blaney-Creaddle.
- Método de Penman-Monteith (padrão FAO).
- Método do Tanque Classe "A".

A Evapotranspiração nas condições descrita acima é tomada como referência, quando se quer conhecer a evapotranspiração de uma cultura em condições não padronizadas.

Logo, a Eto é um valor indicativo da demanda evaporativa da atmosfera de um local em um período.

Métodos de medidas

Os métodos estudados serão:

- Método de Blaney-Creaddle;
- Método do Tanque Classe "A".

Método de Blaney-Creaddle

Para o cálculo da evapotranspiração de referência (Eto), para este método tem-se a seguinte expressão:

$$ET_o = c \cdot [P \cdot (8,12 + 0,457 \cdot t)]$$

onde:

- E_t_o = evapotranspiração de referência (mm/mês).
- K = coeficiente do uso da água que depende da cultura em questão.
- t = temperatura média mensal (°C).
- P = percentagem de brilho solar mensal em relação a iluminação anual, varia com a latitude do local.
- c = fator de correção.

Cultura	K
Algodão	0,7 – 1,10
Arroz	1,0 – 1,30
Leguminosas	0,85 – 1,0
Milho	0,75 – 1,20

Tabela E.1 - Coeficientes do uso da água de algumas culturas.

Lat. Sul	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
0°	8,50	7,65	8,45	8,23	8,50	8,22	8,49	8,51	8,22	8,48	8,12	8,49
2°	8,57	7,70	8,49	8,20	8,43	8,16	8,42	8,45	8,21	8,51	8,29	8,57
4°	8,63	7,74	8,50	8,17	8,38	8,06	8,35	8,41	8,20	8,55	8,35	8,66
6°	8,69	7,79	8,51	8,13	8,32	7,98	8,27	8,37	8,20	8,58	8,42	8,74
8°	8,77	7,83	8,52	8,09	8,27	7,89	8,20	8,33	8,19	8,60	8,49	8,82
10°	8,82	7,88	8,53	8,06	8,20	7,82	8,14	8,23	8,18	8,63	8,56	8,90
12°	8,90	7,92	8,54	8,02	8,14	7,75	8,06	8,22	8,17	8,67	8,63	8,98
14°	9,98	7,89	8,55	7,99	8,06	7,68	7,96	8,18	8,16	8,69	8,70	9,07
16°	9,08	8,00	8,56	7,97	7,99	7,61	7,89	8,12	8,15	8,71	8,76	9,16
18°	9,17	8,04	8,57	7,94	7,95	7,52	7,79	8,08	8,13	8,75	8,83	9,23
20°	9,26	8,08	8,58	7,89	7,88	7,43	7,71	8,02	8,12	8,79	8,91	9,33
22°	9,35	8,12	8,59	7,86	7,75	7,33	7,62	7,95	8,11	8,83	8,97	9,42
24°	9,44	8,17	8,60	7,83	7,64	7,24	7,54	7,90	8,10	8,87	9,04	9,53
26°	9,55	8,22	8,63	7,81	7,56	7,14	7,46	7,84	8,10	8,91	9,15	9,66
28°	9,65	8,27	8,63	7,78	7,49	7,04	7,38	7,78	8,08	8,95	9,20	9,76
30°	9,75	8,32	8,64	7,73	7,44	6,93	7,28	7,70	8,07	8,99	9,26	9,88
32°	9,85	8,37	8,66	7,70	7,36	6,82	7,18	7,62	8,06	9,03	9,35	10,00
34°	9,96	8,43	8,67	7,65	7,25	6,70	7,08	7,55	8,05	9,07	9,44	10,14
36°	10,07	8,50	8,68	7,62	7,14	6,58	6,98	7,48	8,04	9,12	9,53	10,26
38°	10,18	8,56	8,68	7,58	7,06	6,46	6,87	7,41	8,03	9,15	9,62	10,39
40°	10,32	8,62	8,71	7,54	6,93	6,33	6,75	7,33	8,02	9,20	9,71	10,54

Tabela E.2 - Valores de percentagem mensal das horas de luz solar (P), para latitudes sul de 0° a 40°, segundo Blaney-Criddle.

Brilho Solar (n/N)	Velocidade do vento (m.s ⁻¹)	Umidade relativa mínima (%)		
		>20%	20-50%	>50%
Baixo (0,45)	0 - 2	0,92	0,82	0,64
	2 - 5	1,06	0,91	0,72
	5 - 8	1,16	0,98	0,77
Médio (0,70)	0 - 2	1,02	0,91	0,75
	2 - 5	1,19	1,06	0,83
	5 - 8	1,35	1,12	0,88
Alto (0,90)	0 - 2	1,14	1,02	0,83
	2 - 5	1,23	1,12	0,91
	5 - 8	1,49	1,24	0,97

Tabela E.3 - Fator de correção "c" para a equação de Blaney-Criddle modificada pela FAO

Para calcular a Evapotranspiração de referência (Eto) para todo o ciclo da cultura, soma-se os valores de Eto mensal dos meses que compõem o ciclo.

Esta equação foi desenvolvida para o cálculo da Eto mensal, por isso, não deve ser usada para o cálculo da Eto diária, pois neste caso seria imprecisa.

A equação de Blaney - Creaddle foi desenvolvida em regiões áridas do oeste dos Estados Unidos, de maneira que deve ser adaptada às condições em que for usada.

Para obtermos a evapotranspiração da cultura basta que multipliquemos o coeficiente da cultura pela evapotranspiração de referência:

$$ETc = K.ETo$$

Método do Tanque Classe "A" ou do Tanque Evaporimétrico

Medições de evaporação podem ser facilmente conduzidas com o emprego de recipientes achatados em forma de bandeja circular, de difundido uso nas estações meteorológicas do Brasil – o tanque classe A.

O tanque deve ser instalado nas imediações do reservatório em que se pretende determinar a taxa de evaporação, ou ainda podem ser acopladas estruturas flutuadoras de modo a permitir que a medida seja feita sobre a própria superfície líquida.

Figura E.6: Tanque classe A
Fonte: do autorFigura E.6: Parafuso micrométrico.
Fonte: do autor

O Tanque denominado Classe "A", é o evaporímetro mais conhecido e utilizado dentre os tanques para medida de evapotranspiração.

Características do tanque:

- Construído em chapa galvanizada.
- Instalado sobre um estrado de madeira com altura de 10 cm.
- Circundado por grama em desenvolvimento ativo.
- Cheio de água.
- Cilíndrico, com altura de 0,25m, e diâmetro de 1,21m.
- Com fundo plano.

Leituras no Tanque:

As leituras são realizadas dentro de um poço tranquilizador instalado no interior do tanque, que evita a influência das ondas e dos ventos.

Esse poço possui 0,10 m de diâmetro e 0,25 m de altura, com uma abertura na parte inferior para que a água entre.

As leituras são realizadas através de um parafuso micrométrico, que fornece uma precisão de 0,02 mm, ou seja, consegue medir uma variação no nível da água no tanque de 0,02 mm, água esta perdida por evaporação.

Com a evaporação da água no Tanque, o nível baixa, fornecendo diretamente a altura de água evaporada, sendo esta medida pelo parafuso micrométrico.

Observações:

O tanque não deve ser totalmente preenchido com água, pois este sofrerá a ação dos ventos, ocasionando perdas de água sobre sua borda.

É norma deixar 5cm abaixo da borda o nível de água.

O nível mínimo, também não deve ser muito baixo, pois o volume de água no tanque torna-se muito pequeno e a água se aquece muito, introduzindo um erro de leitura.

Se houver chuva o tanque funciona como um pluviômetro, e seu nível sobe. Não se deve confiar nesse dado porque a bordadura do tanque é muito pequena e pode haver muita perda de água por transbordamento e pela ação do vento que geralmente acompanha a chuva.

É comum, portanto, perder a leitura do tanque em dias de chuva. Isso não é um problema, pois o dado de evaporação perde sua importância em dias de chuva.

Os tanques fornecem uma medida integrada dos efeitos de radiação solar, dos ventos, da temperatura e da umidade do ar, por isso, os valores de Evaporação do Tanque (EA) devem ser corrigidos usando-se a seguinte equação:

$$ETo = Kp.EA$$

Evapotranspiração potencial

Para a determinação da Eto utilizaremos apenas dois dos métodos citados anteriormente, por serem mais simples e fornecerem bons resultados para o dimensionamento de um sistema de irrigação.

$$Q_e = P + I$$

onde:

- Eto = evapotranspiração de referência (mm/dia)
- EA = evaporação do tanque (mm)
- Kp = coeficiente do tanque

O valor de Kp depende do tamanho da bordadura à qual o tanque é exposto, da umidade relativa do ar e da velocidade do vento.

		Exposição A			Exposição B			
		Tanque circundado por grama			Tanque circundado por solo nu			
UR% (média)		Baixa <40%	Média 40-70%	Alta >70%		Baixa <40%	Média 40-70%	Alta >70%
Vento (km/dia)	Posição do tanque R (m)				Posição do tanque R (m)			
Leve <175	1	0,55	0,65	0,75	1	0,70	0,80	0,85
	10	0,65	0,75	0,85	10	0,60	0,70	0,80
	100	0,70	0,80	0,85	100	0,55	0,65	0,75
	1000	0,75	0,85	0,85	1000	0,50	0,60	0,70
Moderado 175-425	1	0,50	0,60	0,65	1	0,65	0,75	0,80
	10	0,60	0,70	0,75	10	0,55	0,65	0,70
	100	0,65	0,75	0,80	100	0,50	0,60	0,65
	1000	0,70	0,80	0,80	1000	0,45	0,55	0,60
Forte 425-700	1	0,45	0,50	0,60	1	0,60	0,65	0,70
	10	0,55	0,60	0,65	10	0,50	0,55	0,75
	100	0,60	0,65	0,75	100	0,45	0,50	0,60
	1000	0,65	0,70	0,75	1000	0,40	0,45	0,55
Muito forte >700	1	0,40	0,45	0,50	1	0,50	0,60	0,65
	10	0,45	0,55	0,60	10	0,45	0,50	0,55
	100	0,50	0,60	0,65	100	0,40	0,45	0,50
	1000	0,55	0,60	0,65	1000	0,35	0,40	0,45

Tabela E.4 - Valores do coeficiente do tanque Classe A, função dos dados meteorológicos da região e do meio em que ele está instalado, segundo Doorenbos e Pruitt (FAO)

Quando se utiliza esses valores de Kp, deve-se atentar às unidades as quais foram desenvolvidos:

- velocidade do vento = km/dia ;
- bordadura = m ;
- umidade relativa = % ; onde: Baixa < 40%; Média 40 – 70 % e Alta > 70%.

Critérios para a escolha do método de estimativa da evapotranspiração de referência

Para essa escolha, existe uma série de fatores que devem ser considerados:

- Disponibilidade de dados meteorológicos.
- Escala de tempo requerida.
- Nos métodos empíricos, é necessário que se conheça as condições climáticas para as quais foram desenvolvidas, pois normalmente não são de aplicação universal.
- Em agrometeorologia o método mais utilizado é o de Thornthwaite.
- Em pesquisa, o método mais utilizado é o de Penman-Monteith (Padrão FAO 1998).

Balanço hídrico

Entende-se por Balanço Hídrico como a contabilização das quantidades de água que entram e que saem de uma camada de solo que vai de sua superfície até uma determinada profundidade, durante um certo período de tempo. O volume de solo considerado depende da cultura em estudo, pois deve englobar seu sistema radicular. Assim sendo, considera-se como limite superior deste volume a superfície do solo e como limite inferior, a profundidade do sistema radicular da cultura.

Se a quantidade de água que entra (Q_e) neste volume de solo num período $t_2 - t_1$ for maior do que a quantidade de água que dele sai (Q_s), durante o mesmo período, o saldo de água será positivo e se sair mais do que entrar, negativo. Este saldo de água no solo é obtido pela variação do armazenamento de água (Δh) do perfil de solo durante o período considerado, isto é, $\Delta h = Q_e - Q_s$, onde $\Delta h = h_2 - h_1$, sendo h_1 a armazenagem no instante t_1 (início do período) e h_2 a armazenagem no instante t_2 (fim do período).

O balanço hídrico é importante para um acompanhamento da quantidade de água armazenada no solo. Esta quantidade deve ser mantida em níveis ótimos para maximizar a produtividade agrícola. Assim, através do balanço hídrico, pode-se estabelecer critérios para a drenagem de um solo ou para irrigação.

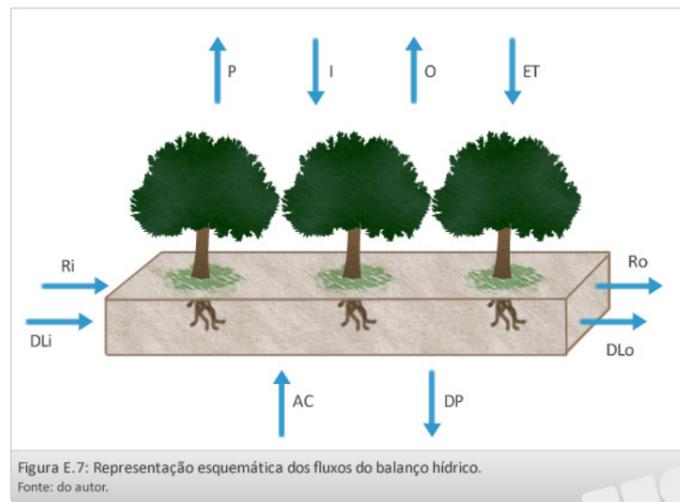
A quantidade de água que entra pode consistir de precipitação (P) e/ou irrigação (I). Portanto:

$$Q_e = P + I$$

A quantidade de água que sai pode consistir de drenagem interna ou drenagem profunda (DP), da evapotranspiração (ET) e do escoamento superficial (RO). Portanto:

$$Q_s = DP + ET + RO$$

Numa situação onde se deseja avaliar o balanço hídrico de uma cultura agrícola, teríamos o que mostra a figura 3. Nessa figura, acha-se esquematizado um corte na superfície do solo em uma cultura indicando os componentes do balanço hídrico.



Entradas	Saídas
P – precipitação	ET – evapotranspiração
I – irrigação	Ro – escoamento superficial (saída)
O – orvalho	DLo – drenagem lateral (saída)
Ri – escoamento superficial (entrada)	DP – drenagem profunda
DLi – drenagem lateral (entrada)	
AC – ascensão capilar	

Precipitação

O processo de ganho de água pelo solo realiza-se, principalmente, através das precipitações pluviais e pela irrigação. O solo, recebendo essa água, vai tendo seus poros preenchidos. Em relação às precipitações a água cedida à superfície do solo é função da intensidade e da duração do fenômeno. A quantidade de água que infiltra no solo também é função do tipo de precipitação, sendo ainda função da textura, profundidade da camada impermeável e inclinação da superfície (Ometto, 1981).

Ascensão capilar

Em períodos sem chuva pode ocorrer um gradiente de potencial negativo, dependendo do referencial adotado, indicando que a água entra na camada considerada para o balanço. Trata-se de um fluxo de água de baixo para cima, denominado de ascensão capilar (Reichardt, 1990).

Essa situação ocorre somente depois que a drenagem profunda cessou e o gradiente matricial passa a ser negativo e de intensidade maior que o gravitacional, o que ocorre geralmente em solos com lençol freático pouco profundo.

Essas condições de fluxo ascendente ocorrem, geralmente, em condições de solo com a umidade menor que a capacidade de campo. Em solos com lençol freático muito profundo, a ascensão capilar é desprezada em cálculos de balanço hídrico. Em situações especiais, como por exemplo, em várzeas, onde o lençol freático está próximo à superfície do solo a contribuição da ascensão capilar pode ser significativa. Em tais situações, a ascensão capilar pode ser considerável, chegando a igualar-se com a evapotranspiração. O suprimento total de água para as plantas pode se dar por esse processo a partir do lençol freático.

Escoamento superficial

Quando a água da chuva não se infiltra totalmente no solo, o excesso escorre por sua superfície, depositando-se em depressões. A água que não infiltra, escorre e forma a enxurrada e o processo denomina-se escoamento superficial ou “run off”.

Vários fatores afetam o processo de escoamento superficial, sendo os principais a declividade do terreno e as características de infiltração do solo. Pode-se dizer que, em princípio, há enxurrada toda vez que a intensidade da chuva ultrapassar a velocidade de infiltração da água no solo.

Quando a declividade do terreno é nula, mesmo que a intensidade da chuva seja maior que capacidade de infiltração do solo, toda a água acaba se infiltrando ou dependendo da umidade, empoçando na superfície do solo, sendo o valor da enxurrada nulo. Havendo declividade diferente de zero, potencialmente pode haver enxurrada.

Evapotranspiração

A evapotranspiração constitui a transferência de água na forma de vapor, do sistema solo – planta para a atmosfera. Por ser a água total perdida pelo sistema, deve ser determinada com o maior cuidado possível, a fim de ser reposta e manter sempre o sistema em cultivo nas condições de máximo relacionamento com o meio. Sabe-se que a planta retém em torno de 1 a 2 % da água que utiliza, portanto, quanto maior a quantidade de água utilizada, melhor o desempenho das plantas.

Para a ocorrência desse fenômeno, é necessária a entrada de energia para levar a água do estado líquido ao gasoso, sendo que esta energia provém, quase que totalmente, da radiação solar.

Evaporação

A evaporação é um fenômeno físico de mudança da fase líquida para vapor, da água presente em condições naturais. A grande importância do processo resume-se no aspecto quantitativo, haja vista o grande volume de água que deixa seu recipiente original, seja o solo, seja a superfície livre d’água.

É uma perda indesejável, do ponto de vista agrônomo, pois é uma água que sai do solo sem participar das atividades biológicas da planta. As perdas por evaporação são importantes nos períodos em que o solo se encontra sem vegetação, quando a vegetação é pequena (início de culturas anuais) ou quando existe área grande de solo nu entre as plantas (culturas perenes). Quando a cultura se desenvolve bem e cobre o solo com sua vegetação, a evaporação perde importância.

Transpiração

A transpiração propriamente dita se dá na interface folha – atmosfera, onde ocorre a passagem do estado líquido para o de vapor. Trata-se da perda de água pelos estômatos e cutícula das plantas.

A transpiração, até certo ponto, é uma perda desejável de água, pois esta água que passa pela planta e se perde na atmosfera, participa imprescindivelmente de suas atividades biológicas. Devido a diferenças de potencial total entre a água do solo e a água da raiz, caule e folhas, esta se move, geralmente, do solo para as raízes e destas para a parte aérea da planta e daí para a atmosfera.

Em uma cultura bem estabelecida e desenvolvida, a taxa de transpiração é bem superior à taxa de evaporação.



TICS



Água subterrânea

Unidade F
Hidrologia

UNIDADE **F**

PRECIPITAÇÃO

Conceitos básicos de hidrogeologia

Aquífero

É uma formação geológica que contém água e permite que a mesma se movimente em condições naturais e em quantidades significativas.

Aquiclude

É uma formação geológica que pode conter água, mas sem condição de movimentá-la de um lugar para outro, em condições naturais e em quantidades significativas.

Aquitardo

É uma formação geológica de natureza semipermeável. Transmite água a uma taxa muito baixa, comparada com o aquífero.

Distribuição vertical da umidade

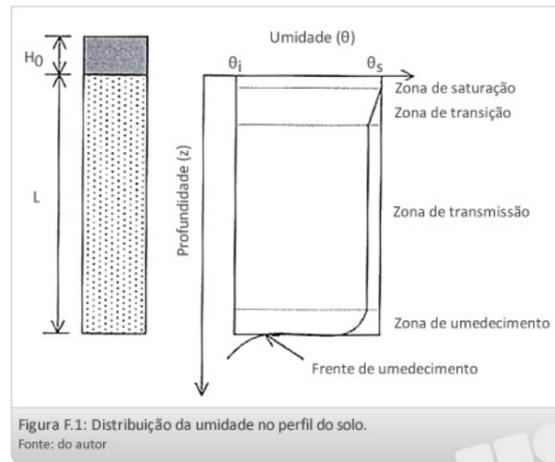
A umidade pode ser dividida em zonas de acordo com a proporção relativa do espaço poroso ocupado pela água.

Zona de saturação

Todos os espaços vazios encontram-se completamente ocupados por água. Está limitada superiormente pela linha de saturação (superfície piezométrica) e inferiormente por uma camada impermeável. Originam as fontes, os poços e as correntes efluentes têm origem na zona de saturação. Na linha de saturação, a pressão da água é igual à pressão atmosférica.

Zona de aeração

Os poros contêm água e ar. Está limitada pela superfície do terreno e pela linha de saturação. Podem-se identificar três zonas: a zona de água no solo (onde as plantas se desenvolvem), a zona intermediária retém as chuvas intensas e a zona capilar água contida nos pequenos poros e é responsável pela ascensão capilar.



Classificação dos aquíferos

Aquífero confinado

Encontra-se a uma pressão maior que a pressão atmosférica. Está limitado superior e inferiormente por formações impermeáveis. O aquífero artesiano é um aquífero confinado, onde a elevação da superfície piezométrica está acima da superfície do terreno.

Aquífero não-confinado

Pode ser chamado de aquífero freático ou livre, onde a superfície piezométrica serve como fronteira superior. Os aquíferos livres são os mais explorados devido ao fácil acesso.

Lei Empírica de Darcy

Equacionar o fluxo subterrâneo é praticamente impossível. A grande complexidade apresentada pelos canais de escoamento torna inviável qualquer tentativa nesse sentido. Essa dificuldade é contornada pela adoção de valores médios das variáveis hidráulicas e nas propriedades do meio poroso.

Das grandezas hidráulicas mais conhecidas, a pressão e a massa específica mantêm o mesmo significado da mecânica dos fluidos. O conceito de velocidade apresenta uma diferença, ou seja, na taxa de variação do deslocamento em relação ao tempo.

A velocidade de água subterrânea ou velocidade de Darcy é um fluxo volumétrico definido pelo volume escoado por unidade de área total (grão e vazios) e por unidade de tempo.

A velocidade de Darcy é um fluxo macroscópico, definido em um elemento representativo de área total. Por definição, a Lei Empírica de Darcy, ou seja, a determinação do volume de água recolhido por unidade de área e por unidade de tempo, pode ser expressa da seguinte forma:

$$q = \frac{\Delta V_a}{A \Delta t} = \frac{Q}{A}$$

- q = velocidade de Darcy
- ΔV_a = volume de água recolhido

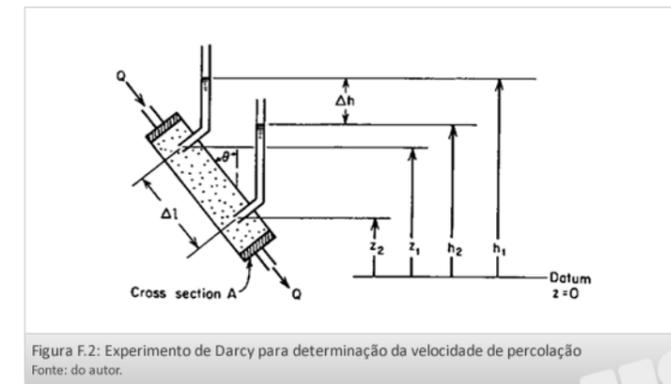
- A = área
- Δt = variação de tempo

Outra velocidade, chamada velocidade de percolação, “ v ”, é definida como a descarga por unidade de área de vazios, como mostrado na equação a seguir:

$$v = \frac{Q}{\emptyset A} = \frac{q}{\emptyset}$$

- v = velocidade de percolação;
- Q = descarga
- $\emptyset A$ = área de vazios

A velocidade de percolação representa a velocidade média dos elementos de fluido através dos vazios do meio poroso. Dependendo da natureza do estudo, a adoção de uma ou outra velocidade poderá alterar substancialmente o valor do resultado.



Drenagem de águas subterrâneas

Drenagem do solo

A drenagem do solo, também conhecida como drenagem propriamente dita, consiste em um sistema de drenos, visando à eliminação do excesso de umidade da camada superficial do solo, através do rebaixamento do lençol freático.

Nas áreas em que o lençol freático está abaixo de 2 metros, normalmente não apresenta problemas de drenagem. Em regiões úmidas, podem ser desenvolvidas atividades agrícolas, com lençol freático na profundidade de 60cm, sem muitos problemas.

A drenagem do solo melhora sua aeração, aumenta o volume de solo explorado pelas raízes, melhora a estruturação do solo, facilita a decomposição da matéria orgânica, remove o excesso de sais e permite sua mecanização.

Para um correto dimensionamento de um sistema de drenagem para uma determinada área, é necessário, primeiramente, quantificar a natureza ou a causa do problema, bem como os seus efeitos, ou seja: se o problema é devido à existência de camada impermeável não muito profunda; se a elevação do lençol freático se deve à grande quantidade de água percolada nos canais; se existem pontos de estrangulamento nos drenos naturais; se o problema é decorrente da pouca declividade na parte baixa da bacia, etc. É preciso determinar a origem da água que abastece o lençol freático, o tamanho da área

afetada, a frequência e a duração do problema, os tipos de prejuízos causados. Esse diagnóstico deve ser feito com base nas informações disponíveis no local e na inspeção da área.

Para dimensionar o sistema de drenagem, é necessário definir ou determinar os seguintes parâmetros:

- Tipo de dreno e tipo de sistema
- Capacidade de descarga do sistema
- Condutividade hidráulica do solo
- Profundidade mínima do lençol freático
- Profundidade do dreno
- Espaçamento dos drenos

Estimativa de áreas que requerem drenagem subterrânea

A drenagem subterrânea é importante para evitar o encharcamento em regiões de baixo ou nulo déficit hídrico e para evitar o encharcamento e também a salinização em zonas de alto déficit hídrico, como na maioria das áreas do Nordeste Brasileiro.

Drenagem de rodovias e ferrovias:

É constituída de drenos subterrâneos interceptores e rebaixadores do lençol freático nas proximidades e/ou sob a obra. São drenos instalados geralmente em trechos em cortes ou em trechos de baixada, onde haja formação e ascensão do lençol freático em níveis que possam comprometer a capacidade de carga do sistema.

Drenagem subterrânea de áreas de recreação, residenciais, comerciais e parques industriais:

É a drenagem subterrânea de praças de esporte, como campos de futebol, tênis, etc., bem como a drenagem de áreas baixas, residenciais ou industriais, para melhorar as condições fitossanitárias de uso e/ou de suporte dos solos e de cultivo de plantas ornamentais.

Aqui se inclui também a drenagem permanente de proteção das edificações situadas em zona de flutuações do lençol freático em que sejam construídas dependências em nível de subsolo como garagem, etc.

Drenagem de áreas de jardinagem:

É a drenagem subterrânea de floreiras ou jardins internos e externos, concebidos em leito confinado de edificações. Evita o encharcamento prolongado do solo, propiciando condições de umidade favorável às plantas e à obra.

Drenagem temporária com fins construtivos:

Consiste na instalação, nas proximidades de uma obra, de sistema de drenagem subterrânea com a finalidade de interceptar e rebaixar temporariamente o lençol freático, para permitir que os trabalhos se desenvolvam normalmente.

É o tipo de drenagem chamada comumente de ponteira vertical ou horizontal. No caso da ponteira horizontal, a água é coletada através de tubos perfurados ou condutos subterrâneos, tendo ao seu redor um envoltório de cascalho, brita ou manta sintética.

De uma maneira geral, a água captada é escoada da área por bombeamento.

Drenagem subterrânea de pistas de aeroportos:

São obras que visam, em áreas sujeitas ao encharcamento, evitar que haja elevação do lençol freático em níveis que possam comprometer a capacidade de carga da pista.

Drenagem de fossa através de “sumidouro horizontal ou vala de infiltração”:

Trata-se de um caso atípico, onde a drenagem da fossa é feita através de um sistema de valas de infiltração. Nesse caso, o sistema de sumidouro por tubos perfurados, instalados em valas tem função inversa daquela da drenagem subterrânea, ou seja, tem a função de perder água e não de captar.

Vantagens da drenagem subterrânea através de tubos

- Economia de área.
- Facilidade no trabalho de máquinas agrícolas.
- Diminuição da incidência de focos de mosquitos.
- Custo de manutenção mais baixo.

Tipos de Condutos Subterrâneos

- Cascalho ou brita.
- Bambu em feixes de 15 a 25 unidades.
- Telha canal, tijolos perfurados, etc..
- Manilhas de cimento.
- Manilhas de barro.
- Tubos de PVC liso perfurado.
- Tubos corrugados de materiais plásticos.

Cálculos de espaçamento entre drenos e dimensionamento de drenos subterrâneos

A escolha da fórmula a ser usada vai depender das características do perfil do solo da área a ser drenada, principalmente no que se refere à profundidade da barreira e às características dos horizontes ou camadas de solo.

As fórmulas mais comumente empregadas são:

Fluxo contínuo

- Donnan (fluxo horizontal)
- Hooghoudt (fluxo horizontal e radial)
- Ernst (fluxo vertical, horizontal e radial)

Fluxo variável

- Glover-Dumn (fluxo horizontal)
- Boussinesq (fluxo horizontal)

O mais comum de acontecer em sistemas de drenagem é um fluxo variável, em função das características de solo e da carga hidráulica sobre os drenos, que proporcionam uma variação do fluxo ao longo do tempo. Com isso, vamos nos deter neste capítulo somente nas fórmulas de Glover-Dumn e Boussinesq.

Fórmula de Glover-Dunn

As fórmulas de fluxo variável não trabalham diretamente com valores de recarga e sim com os valores de porosidade drenável e tempo estimado de rebaixamento do lençol freático até uma profundidade prefixada. Porosidade drenável é o volume de poros de um volume de solo, saturado, que fica livre de água quando submetido a uma tensão de 6 kPa (59,2 cm de coluna de água). A porosidade drenável pode ser obtida em mesa de tensão, em laboratório, o que é trabalhoso e dispendioso, razão pela qual é obtida, normalmente em função da média dos valores de c . hidráulica saturada de campo, com o uso da fórmula. $V_2 = k(m/dia)/100$

$$L^2 = \frac{\pi^2 \cdot K \cdot (d+h) \cdot t}{V \cdot \text{Ln} \left(\frac{1,16 \cdot h_o}{h_t} \right)}$$

Onde

- K = Condutividade hidráulica (m/dia);
- t = Tempo de drenagem (dias);
- V = Porosidade drenável;
- h_o = Altura máxima assumida para o lençol freático no ponto médio entre drenos;
- h_t = Altura assumida para o L freático, no ponto médio entre drenos, após um determinado tempo(m);
- d = Profundidade do estrato equivalente(m);
- $h = (h_o + h_t)/4$ (m).

As recomendações contidas na literatura sempre apontam para um ajuste no espaçamento entre drenos para valores maiores, havendo inclusive sugestões para dobrar o espaçamento e, se necessário, implantar posteriormente linhas intermediárias.

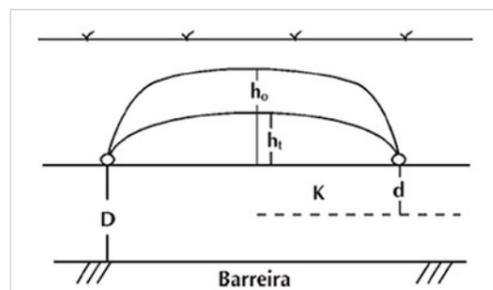


Figura F.1: Parâmetros da equação de Glover-Dunn
Fonte: do autor

Fórmula de Boussinesq

A fórmula é apropriada para barreira situada próxima da zona radicular, onde o dreno, por problema de profundidade da barreira, deve ser situado sobre a mesma, para que seja aproveitada, ao máximo, a profundidade efetiva do solo. O seu uso é idêntico ao da fórmula de Glover-Dunn, conforme ilustrado na figura, com exceção da existência de fluxo radial.

$$L^2 = \frac{4,46 \cdot K \cdot h_o \cdot h_t \cdot t}{V \cdot (h_o - h_t)}$$

Dimensionamento

O dimensionamento de drenos subterrâneos, na realidade, resume-se ao cálculo dos comprimentos das linhas de drenos, tendo em vista que obrigatoriamente tem-se que trabalhar com os tubos de drenagem existentes no mercado. O primeiro passo consiste, então, em conhecer os tipos de tubo existentes na praça para, com base em cálculos, definir-se qual a extensão a ser adquirida de cada tipo de tubo no que se refere a diâmetro interno e nominal.

De uma maneira geral, é recomendado que os tubos de drenagem trabalhem, para recarga de projeto, a $\frac{1}{2}$ seção ou no máximo $\frac{3}{4}$ de sua capacidade, o que permite que mesmo após um pequeno assoreamento a linha ainda funcione satisfatoriamente. Um outro motivo dessa folga se deve ao fato de se trabalhar com tubos de pequeno diâmetro e em função de dificuldades em instalar linhas de drenagem com alinhamento vertical perfeito, onde sempre ocorrem pequenos desalinhamentos.

Especificações técnicas para fins de implantação de drenos subterrâneos entubados exigem que não ocorram afastamentos do eixo vertical de projeto de mais de 1,0cm para cada 3,0m e que esses valores não sejam cumulativos.

Cálculo da capacidade do tubo dreno

Como o fluxo de água nos drenos se dá a pressão atmosférica, o cálculo da vazão ou descarga é feito pela fórmula de Manning onde:

$Q = 1/n A R^{2/3} S^{1/2}$ sendo:

- Q = descarga (m^3/s ou l/s)
- n = coeficiente de rugosidade de Manning
- A = área molhada (m^2)
- R = raio hidráulico (m)
- S = declividade do tubo (m/m)

No caso dos tubos corrugados de drenagem o coeficiente de rugosidade, $n = 0,016$; em função deste valor e, empregando-se as fórmulas acima citadas, chega-se às seguintes fórmulas simplificadas:

Dreno trabalhando a $\frac{1}{2}$ seção.

$$Q = 10 \cdot D^{8/3} \cdot S^{1/2}$$

Sendo

- D o diâmetro interno do tubo em metros
- S a declividade do dreno em m/m

Dreno trabalhando a $\frac{3}{4}$ de seção.

- Área de fluxo - $A = 0,63 D^2$
- Perímetro Molhado - $P = 2,09 D$
- Raio Hidráulico - $R = 0,30 D$

$$Q = 17,5 D^{8/3} \cdot S^{1/2}$$

Para tubos corrugados de PVC, DN 65, o diâmetro interno é de 58,5 mm; para tubo de polietileno DN75, é de 67,0 mm; para tubo de PVC DN100 é de 91,4 mm e para DN 110, de 101,4 mm.

Exemplo:

Para tubo de PVC, DN 65, trabalhando a ½ seção e com declividade de 0,4% ou 0,004m/m tem-se:

$$Q = 10 \times (0,0585)^{8/3} \times (0,004)^{1/2} = 0,0003 \text{ m}^3/\text{s}$$

Cálculo da recarga unitário (q)

Para um coeficiente de drenagem subterrânea de $R = 0,004 \text{ m/dia}$ e espaçamentos entre drenos de $L = 30,0 \text{ m}$, conforme a figura 7, tem-se:

- $q = 30,0 \text{ m} \times 1,0 \text{ m} \times 0,004 \text{ m/dia}$
- $q = 0,120 \text{ m}^3/\text{dia} \times \text{m}$
- $q = 1,389 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s} \times \text{m}$

Cálculo do comprimento do tubo:

O comprimento do tubo é obtido dividindo-se a capacidade de projeto deste pela quantidade de água a ser captada a cada metro de linha ou recarga unitária.

$$C = \frac{Q}{q}$$

Onde

- Q em m^3/s ;
- q em $\text{m}^3/\text{s.m}$.

Para o exemplo anterior, teremos um comprimento de tubo de:

$$C = \frac{0,0003}{1,389 \times 10^{-6}} = 216\text{m}$$

Entende-se que a linha ao atingir 216 m estará, para as condições acima mencionadas, trabalhando a ½ seção.

Referências

TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.

TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.

TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.

PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.

VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



tics

G

Infiltração

**Unidade G
Hidrologia**

INFILTRAÇÃO

Infiltração de água no solo

Uma variável importante no planejamento de sistemas de proteção contra inundações, dimensionamento de estruturas entre outros é a infiltração que informa o movimento da água no solo a fim de se determinar a velocidade com que a água se desloca no seu interior e, com esta, conhecer a quantidade de água infiltrada ou acumulada que fazem parte do balanço hídrico.

Importância no estudo da infiltração

- **Controle da erosão:** através da infiltração tem-se condição de saber se o solo absorverá toda a água que cai sobre ele, seja por irrigação ou pela chuva, caso contrário a água escoará superficialmente, podendo causar erosão, principalmente em terrenos de acentuada declividade;
- **Inundações:** determinar a vazão mínima necessária para que se possa realizar a irrigação por inundação e também fazer o controle contra inundações, ou seja, determinar a quantidade máxima de água que o solo tem condições de absorver sem que ocorra o acúmulo na sua superfície;
- **Balanço Hídrico na Zona Radicular:** determinar através da infiltração a quantidade de água que deverá ser aplicada no solo até a profundidade efetivamente utilizada pelas raízes, e por quanto tempo esta água deverá ser aplicada e qual a frequência de aplicação;
- **Manejo do Solo e da Água:** tem-se condição através da determinação da infiltração, saber em qual período o solo se encontra em melhores condições de umidade para ser trabalhado, e ter um controle nas quantidades de água a serem pelos sistemas de irrigação, evitando seu desperdício;
- **Dimensionamento de Sistemas de Irrigação, Reservatórios e Canais:** através da infiltração de água no solo, fazemos a escolha do método de irrigação a ser utilizado na propriedade, pois este deverá suprir as necessidades da planta, levando em consideração as características do solo, dimensionamento de canais e reservatórios na determinação das perdas de água por percolação profunda, a fim de se determinar o volume a ser armazenado e a vazão mínima que deverá ser escoada para atender as necessidades da propriedade.

Perfil de umedecimento

A distribuição da água em um perfil de solo uniforme submetido a uma pequena carga hidráulica na superfície (H_0), pode ser representada esquematicamente como mostra a figura.

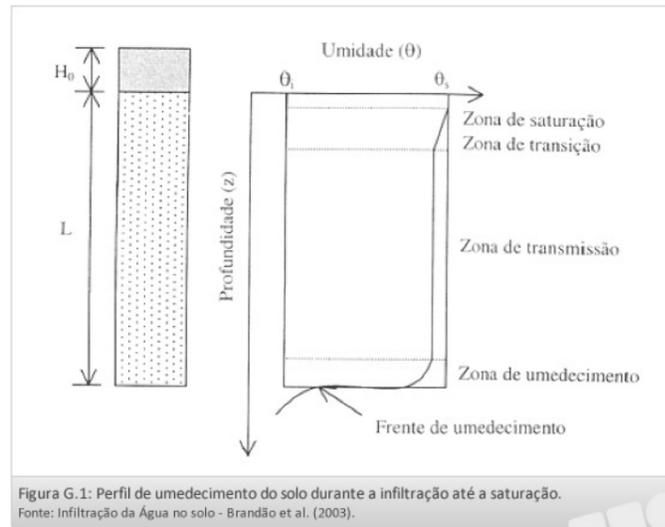


Figura G.1: Perfil de umedecimento do solo durante a infiltração até a saturação.
Fonte: Infiltração da Água no solo - Brandão et al. (2003).

Onde

- L – comprimento da coluna de solo;
- H_0 – carga hidráulica na superfície;
- θ_i – umidade inicial do solo;
- z – profundidade da camada em estudo;
- θ_s – umidade do solo correspondente a saturação.

Frente de umedecimento

É o limite visível da movimentação da água no solo, na qual existe elevado gradiente hidráulico, devido à variação abrupta da umidade, sendo o gradiente mais acentuado em solos inicialmente secos.

No perfil de umedecimento podem ser observadas quatro zonas distintas, como descrito a seguir.

1ª - Zona de saturação

Localiza-se imediatamente abaixo da superfície do solo e é normalmente uma camada estreita, com espessura de aproximadamente 1,5 cm, em que o solo encontra-se saturado.

2ª - Zona de transição

É uma camada caracterizada pelo decréscimo acentuado de umidade, com espessura em torno de 5,0 cm.

3ª - Zona de transmissão

É a região do perfil do solo através da qual a água é transmitida. Enquanto todas as outras zonas permanecem com espessura praticamente constante, a zona de transmissão é aumentada continuamente com a aplicação de água. Também é caracterizada por pequena variação da umidade em relação ao espaço tempo.

4ª - Zona de umedecimento

Região caracterizada por uma camada normalmente estreita, mas com grande redução na umidade com o aumento da profundidade.

Fatores que influenciam a infiltração

Características do solo:

Textura do solo:

- **Solos de textura grossa (arenoso)** – possuem maior quantidade de macroporos, conseqüentemente apresentam maiores valores de condutividade hidráulica e velocidade de infiltração.
- **Solos de textura fina (argiloso)** – possuem menor quantidade de macroporos, conseqüentemente menores valores de condutividade hidráulica e velocidade de infiltração.

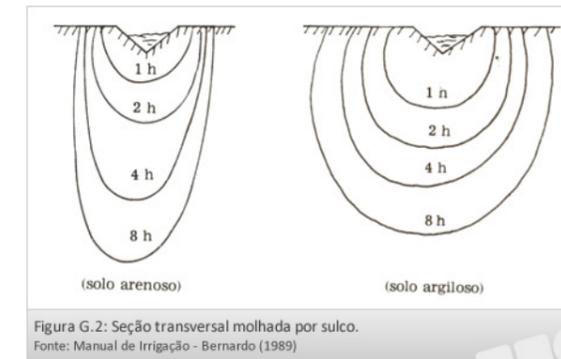


Figura G.2: Seção transversal molhada por sulco.
Fonte: Manual de Irrigação - Bernardo (1989)

Textura do solo	Taxa de infiltração básica, mm.h ⁻¹	
	Sob cultivo	Sob pastagem
Areia franca	38,1 – 94,0	38,1 – 111,8
Franco - siltoso	5,1 – 48,3	10,2 – 91,4
Argiloso	5,1	27,9

Tabela G.1 - Valores indicativos da taxa de infiltração para solos em diferentes classe texturais sob condição de cultivo e pastagem.
Fonte : Rawls et al (1996)

Estrutura do solo:

- Quantidade de macroporos;
- Forma dos poros e sua continuidade;
- Solos argilosos bem estruturados ou com uma estrutura estável podem mostrar maiores taxas de infiltração do que os com estrutura instável, que sofrem dispersão quando umedecidos ou submetido a algum agente desagregador.

Com isso, a estrutura do solo pode exercer influência muito mais expressiva na taxa de infiltração do que a textura.

Condutividade hidráulica (k):

A água se movimenta no solo tanto lateralmente como verticalmente. Como visto, anteriormente, a frente de molhamento, apresenta a forma de um bulbo, sendo o movimento vertical decorrente da ação da gravidade e o movimento horizontal somente das forças capilares.

Dependendo do tipo de solo é estabelecida uma classificação referente a condutividade hidráulica.

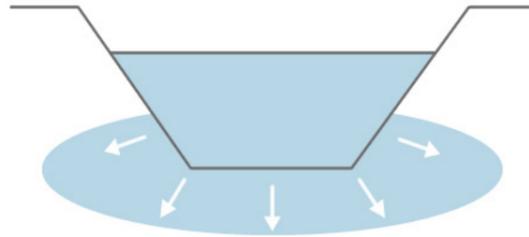
- **Solo Isotrópico:** a velocidade de avanço da frente de molhamento ou umedecimento é igual tanto lateral como em profundidade.

$$K_{\text{Horiz.}} = K_{\text{Vert.}}$$

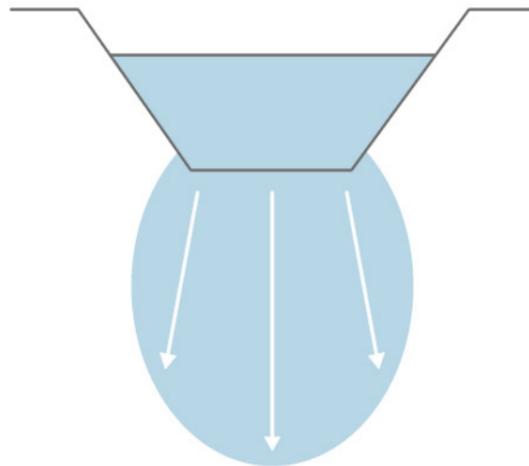
- **Solo Anisotrópico:** a velocidade de avanço da frente de molhamento é maior em uma das direções.

$$K_{\text{Horiz.}} > K_{\text{Vert.}}$$

Quanto maior a $K_{\text{Horiz.}}$ comparada com a $K_{\text{Vert.}}$, mais alongado será o bulbo na horizontal.



Quanto menor o $K_{\text{Horiz.}}$ comparado com o $K_{\text{Vert.}}$, mais alongado será o bulbo molhado no sentido vertical.



Existência de camadas menos permeáveis ao longo do perfil:

- Camadas que diferem em textura ou estrutura no perfil do solo podem retardar o movimento de água no solo durante a infiltração;
- Grau de compactação da superfície do solo.

Tipo de cobertura do solo:

A natureza da superfície do solo é fator determinante no processo de infiltração da água.

- **Áreas urbanizadas:** apresentam menores taxas de infiltração do que áreas agrícolas por terem altas percentagens de impermeabilização da superfície do solo.
- **Áreas agrícolas:** possuem maiores taxas de infiltração devido a menor percentagem de impermeabilização da superfície e ainda devido as raízes das plantas criarem caminhos que favorecem a movimentação da água.

Tipo de preparo e manejo do solo

Em geral quando se prepara o solo, a capacidade de infiltração tende a aumentar, em função da quebra da estrutura da camada superficial.

Em condições inadequadas de preparo isso pode não acontecer principalmente se a cobertura vegetal

for removida.

Trafego intenso de máquinas tende a provocar uma camada compactada na superfície o que diminui a taxa de infiltração.

Encrostamento superficial:

Causado pelo impacto das gotas da chuva, é de ocorrência comum principalmente em solos intensamente cultivados.

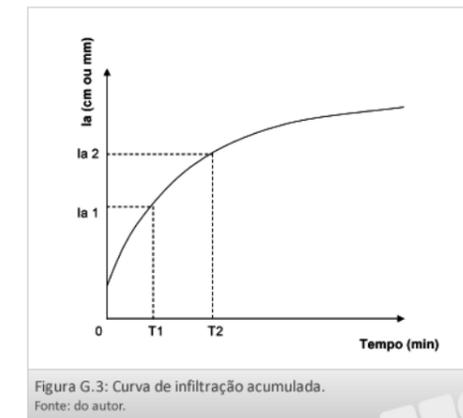
Embora apresente uma camada de pequena espessura, seu efeito sobre as propriedades físicas do solo influencia acentuadamente as condições de infiltração.

Sua ocorrência não depende somente das características de sua superfície como textura, estrutura e presença de cobertura vegetal mas também das características da chuva.

Capacidade de infiltração e taxa de infiltração

Infiltração acumulada

É a quantidade de água total infiltrada durante determinado tempo. Se quisermos saber a lâmina infiltrada no solo num determinado tempo, basta que se utilize o recurso gráfico, dos quais este é obtido através de ensaios de campo.



Se desejarmos aplicar uma lâmina de água sobre a superfície do solo, basta utilizarmos o recurso gráfico para determinar o tempo necessária para a aplicação desta lâmina.

Equacionamento geral da infiltração

Velocidade ou taxa de infiltração de água no solo

É a razão entre a lâmina de água que infiltra no solo na unidade de tempo. Em função deste conceito obtemos mais três conceitos necessários para o estudo de velocidade de infiltração de água no solo:

- Velocidade de Infiltração Média (V_{Im});
- Velocidade de Infiltração Aproximada (V_{Ia});
- Velocidade de Infiltração instantânea (V_{Inst}).

Velocidade de Infiltração Média (VIm):

É a infiltração acumulada (Ia) em um tempo Ta, dividida pelo próprio tempo acumulado.

$$V_{Im} = \frac{Ia}{T_{acumulado}}$$

Velocidade de Infiltração Aproximada (VIa):

É o incremento de infiltração ΔI no intervalo de tempo Δt.

$$VIa = \frac{\Delta I}{\Delta t}$$

Velocidade de infiltração instantânea (VInst):

É dada pela derivada da infiltração acumulada (Ia) em relação ao tempo (t). É a lâmina (volume de água por unidade de área) que atravessa a superfície do solo por unidade de tempo.

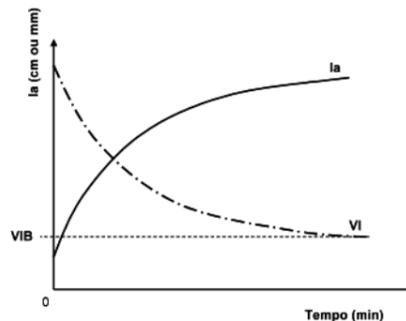
$$VInst = \frac{dIa}{dt}$$

Uma característica muito importante é que independente do tipo de solo a Velocidade de Infiltração (VI) diminui a medida que aumenta o tempo de aplicação de água.

- Inicialmente a VI é alta;
- Com o tempo diminui gradativamente até um valor quase que constante.

No ponto onde a VI apresenta pouca variação, ou seja, seu valor na determinação é quase constante, recebe o nome de **Velocidade de Infiltração Básica (VIB)**.

Assim como na infiltração a VI depende diretamente das características do solo (textura, estrutura, condutividade hidráulica, camadas impermeáveis, cobertura vegetal, preparo, etc.).



O tempo que o solo levará para atingir a VIB é dependente do tipo de solo em que esta sendo realizada a determinação, como pode ser observado na figura abaixo:

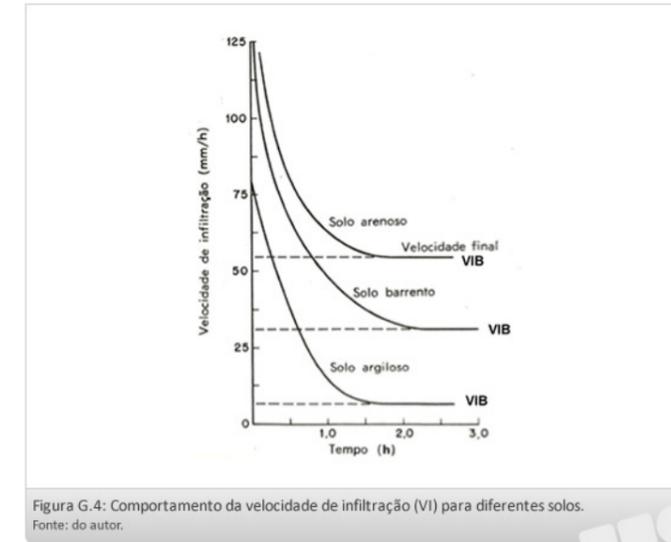


Figura G.4: Comportamento da velocidade de infiltração (VI) para diferentes solos. Fonte: do autor.

Na literatura é referido que a VIB é praticamente igual ao valor da condutividade hidráulica do solo saturado.

$$q = K_o \cdot i$$

Considerando o mesmo tipo de solo a VI pode variar dependendo:

- **Umidade do solo na época de irrigação** – quanto maior a umidade menor a VI;
- **Porosidade** – maior quantidade de macroporos maior a VI.

Classificação do solo quanto a VI:

Tipo de solo	VIB (cm/h)
Solo de VIB muito alta	> 3,0
Solo de VIB alta	1,5 – 3,0
Solo de VIB média	0,5 – 1,5
Solo de VIB baixa	< 0,5

Determinação da infiltração (I) e Velocidade de Infiltração (VI) de água no solo

- Métodos de campo;
- Modelos de infiltração.

Método de Campo:

Existem vários métodos e maneiras para se determinar a Infiltração e a Velocidade de infiltração de água no solo.

Para que os valores de I e VI sejam significativos, o método escolhido de determinação deve ser condizente com o tipo de estudo que está sendo realizado:

Em função da infiltração e da velocidade de infiltração temos o método do infiltrômetro de anel.

A **Velocidade de Infiltração (VI)** é a velocidade com que a água penetra no solo através de sua superfície. Basicamente, a velocidade de infiltração depende de certas características do solo, como textura e estrutura, podendo sofrer influência de outros fatores.

A velocidade de infiltração diminui com o tempo, aproximando-se, em geral, de um valor constante que, em certas argilas pesadas, pode chegar a zero, quando atinge estes valores constantes, a velocidade de infiltração passa a se chamar de **Velocidade de Infiltração Básica (VIB)**, que tem grande utilidade nos cálculos de volumes de água.

A **VIB** esta relacionada diretamente com o tamanho de poro, existente no solo e o tipo de solo, ou seja, a textura do solo é a propriedade que tem maior interferência nesta determinação. Solos com textura mais argilosa possuem poros menores que solos arenosos, em função disso, sua força de adesão (força de ligação da partícula de solo com a partícula de água) é bem maior, em consequência, sua a velocidade de infiltração será menor, ou seja a infiltração da água no solo é mais lenta do que solos arenosos.

O total de água infiltrada no solo chamada de **Infiltração Acumulada (Ia)** fornece o valor total de água infiltrada no solo em forma de lâmina, ao longo do tempo, com esta temos condição de determinar o volume total de água infiltrado no solo. A **Ia** com o tempo, também passará a assumir valores constantes, neste ponto encerra o processo de determinação tanto da Ia como da VI.

As equações gerais para determinação de VI e Ia, seguem o modelo empírico de Kostiakow como mostrado a seguir:

$$Ia = a \times T^n$$

$$VI = 60 \times n \times a \times T^{n-1}$$

Onde

- Ia – infiltração acumulada (cm);
- a, n – coeficientes relativos às características do solo;
- T – tempo acumulado (min);
- Vi – velocidade de infiltração (cm/h)
- 60 – constante de transformação de unidade (minutos para horas).

Este modelo é limitado para situações em que há disponibilidade de dados de infiltração observados para a determinação dos parâmetros da equação.

Condições intrínsecas do solo:

- cobertura vegetal;
- estado de agregação das partículas do solo, seja por práticas culturais, efeito das irrigações ou precipitações;
- compactação;
- erodibilidade.

Condições extrínsecas do solo:

- textura;
- adensamento de perfis;
- flora e a fauna do solo;
- conteúdo de água (umidade do solo).

Condições de entrada de água :

- duração da aplicação de água;
- carga hidráulica;
- qualidade e a temperatura da água.

Para determinação da infiltração da água no solo faz-se um teste de infiltração, onde existem diferentes métodos de determinação, como descrito a seguir.

Além da estrutura do solo, como já citado anteriormente, a infiltração de água pode ser afetada por outros fatores, como a umidade, posição do lençol freático, etc.

A infiltração é afetada pelo teor de umidade do solo, de modo que quanto mais seco o solo, maior o gradiente de potencial entre a frente de umedecimento e a camada de solo situada abaixo, e mais rápida a sua absorção.

O lençol freático próximo a superfície reduz a velocidade de infiltração em virtude de umedecer as camadas adjacentes.

A presença de uma camada endurecida ou impermeável afeta o avanço da frente de umedecimento, conseqüentemente a velocidade de infiltração, cuja redução dependerá da profundidade da camada endurecida e mais rápida será sua saturação.

A passagem da água através do solo pode arrastar partículas que irão bloquear os poros próximos a superfície. A compactação produzida pelas máquinas, veículos entre outros também tende a diminuir e bloquear os poros do solo causando essa diminuição na velocidade de infiltração.

O desenvolvimento radicular nas camadas superficiais beneficia o processo de infiltração, particularmente no caso de solos argilosos, cujas raízes abrem caminhos no interior do solo que facilitam a infiltração podendo provocar um aumento na velocidade de infiltração.

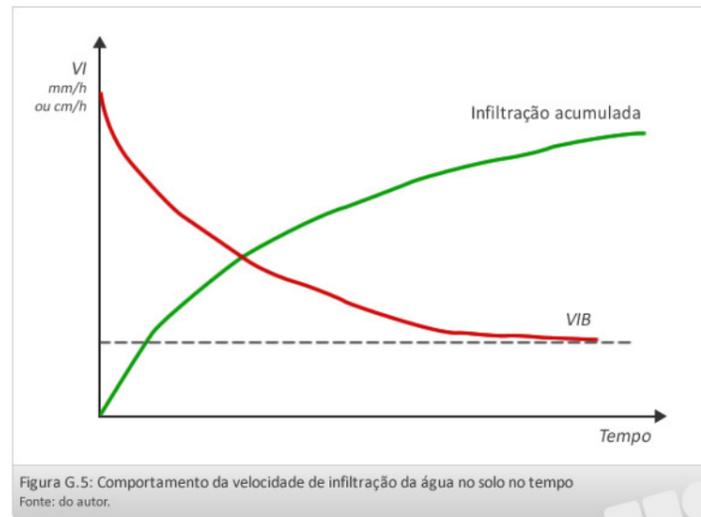
Uma observação importante na determinação de infiltração de água no solo, é que os testes têm sua melhor eficiência logo após uma chuva, pois o solo se encontrará um teor de umidade próximo a capacidade de campo, não ocorrendo variações acentuadas na determinação, e diminuindo o tempo de coleta dos dados no campo.

Teste de infiltração de água no solo

Antes de qualquer projeto que levem em consideração a infiltração de água no solo, é determinarmos o comportamento da água no solo através da velocidade de infiltração de água no solo através do teste de infiltração de água no solo.

A infiltração de água no solo pode ser tratada de duas maneiras:

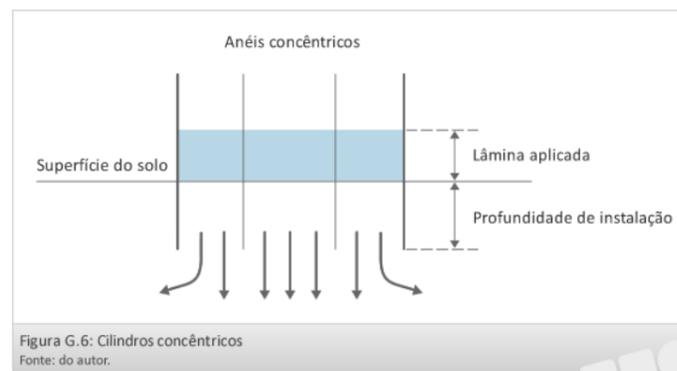
- quantidade de água que entra no solo → Ia
- velocidade com que a água entra no solo → VI



Observando a Figura 3, obtida após um teste de infiltração de água no solo, podemos observar o comportamento da infiltração. No início, à medida que a água é colocada no solo, a VI é alta (linha vermelha), ou seja, a água infiltra rapidamente, devido ao solo estar seco (poros vazios), com o decorrer do tempo essa infiltração vai diminuindo gradativamente, pois os poros já estão sendo preenchidos por água. A VI diminui até um ponto de estabilização, onde a velocidade de infiltração de água passa a ser constante, a este ponto é dado o nome de VIB (velocidade de infiltração básica), que é a infiltração na condição de saturação do solo.

Método dos cilindros concêntricos

Para este método de determinação da infiltração de água no solo são utilizados dois anéis de diâmetros diferentes. Estes anéis são inseridos no solo concêntricamente, ou seja, o anel de menor diâmetro é fixado no solo primeiramente até uma profundidade de 15 cm, o anel de maior diâmetro também fixado a 15 cm de profundidade, envolvendo o anel de menor diâmetro.



Procedimentos

- Instalar os dois cilindros no solo, com a ajuda de um batente, normalmente de chapa metálica circular pouco maior que os cilindros, até uma profundidade entre 10 e 15 cm;
- Instalados os cilindros, realiza-se uma coleta com trado, em área próxima, amostras de solo, nas profundidades de 0-15 cm e 15-30 cm, para determinação da umidade gravimétrica, pois esta interfere na infiltração da água no solo;
- Colocar uma lona de plástico no interior do cilindro interno, ajustando-a bem ao solo e à parede do cilindro;
- Colocar água no cilindro interno, como ele está recoberto com lona plástica, não há infiltração de água no solo. A água deve ser adicionada até que forme uma lâmina, no seu interior de aproximadamente 7,5 cm de espessura;
- Instalar a régua graduada, com flutuador, no cilindro interno;
- Ler o posicionamento do nível da água na régua graduada e registrar o valor na folha de dados (essa leitura corresponderá ao tempo zero, isto é, tempo inicial de contagem);
- Introduzir água no espaço existente entre o cilindro interno e o externo, até que forme uma lâmina de aproximadamente 5 cm. Deve-se manter o cilindro infiltrômetro (cilindro interno) rodeado de água, para evitar que a água contida nele adquira, por ocasião da infiltração (depois de retirada a lona plástica) movimento horizontal de água no solo, isto é, fuga lateral por baixo do cilindro, acarretando erro na determinação da taxa de infiltração;
- Retirar a lona plástica do cilindro interno e acionar o cronômetro imediatamente (início da marcação do tempo de infiltração, isto é, instante inicial $t_0 = 0$ – coluna 1 da folha de dados);
- As colunas 1, 2 e 3, são preenchidas em função do tempo de aquisição dos dados, ou seja, na coluna 1 o horário de cada leitura na régua graduada, na coluna 2 o tempo acumulado em cada medição e na coluna 3 o tempo transcorrido em cada medição;
- Com o auxílio da régua graduada provida de flutuador, ler o posicionamento do nível da água (h) aos 1, 2, 3, 4, 5, 10, 20, 30, 45, 60, 90, e 120 minutos a contar do instante zero, e após se for preciso, continuar as leituras com intervalos de uma hora, até que a velocidade de entrada de água no solo seja quase constante. Registrar os valores na coluna 4 da folha de dados;
- Quando na seqüência de leituras (nos tempos indicados), se constatar que o nível da água no interior do cilindro interno baixou mais ou menos 5 cm, adicionar, imediata e cuidadosamente, água naquele cilindro, até repor o nível inicial. Completada a adição de água, medir, em seguida, com o auxílio da régua graduada, o novo posicionamento do nível água (h') no cilindro interno e registrar na folha de dados (coluna 5), na linha correspondente ao instante em que a água foi acrescentada (mesmo instante da leitura anterior – última leitura da coluna 3, antes do acréscimo de água);
- Com os dados obtidos a campo (colunas 1, 2, 3, 4 e 5 da folha de dados) calcular e registrar os demais valores da folha de dados, como descrito a seguir;
- Preencher a coluna 6, determinando a lâmina de água infiltrada (Δh), em centímetros, dentro de cada intervalo de tempo, pela diferença entre os valores seqüenciais de h (coluna 4), isto é, $\Delta h = h_i - h_{i-1}$. Obs.: quando houver reposição de nível de água no cilindro interno, substituir, no subsequente cálculo de Δh , o valor de h_{i-1} da expressão anterior pelo correspondente valor de h'_{i-1} , onde este é a leitura do nível de água recomposto (coluna 5);
- Completar o preenchimento, se for o caso, da coluna 6, determinando o intervalo de tempo (Δt), em minutos, entre as leituras consecutivas, pela diferença entre valores seqüenciais de t (coluna 1), isto é, $\Delta t = t_i - t_{i-1}$;
- Determinar a equação da lâmina de água infiltrada (lâmina acumulada)
- Determinar a equação da taxa de infiltração média;
- Determinar a equação da taxa de infiltração.

Exemplo:

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Hora	T (min)	ΔT (min)	Leitura (cm)	Recarga (cm)	Diferença (cm)	la (cm)	Vim (cm/h)	VI (cm/h)
14:10	0	-	7,0		-	0		
14:11	1	1	6,7		0,3	0,3	18,0	18,0
14:12	2	1	6,5		0,2	0,5	15,0	12,0
14:13	3	1	6,4		0,1	0,6	12,0	6,0
14:14	4	1	6,3		0,1	0,7	10,5	6,0
14:15	5	1	6,2		0,1	0,8	9,6	6,0
14:20	10	5	5,8		0,4	1,2	7,2	4,8
14:25	15	5	5,5		0,3	1,5	6,0	3,6
14:30	20	5	5,2		0,3	1,8	5,4	3,6
14:40	30	10	4,7		0,5	2,3	4,6	3,0
14:55	45	15	4,1	7,2	0,6	2,9	3,9	2,4
15:10	60	15	6,7		0,5	3,4	3,4	2,0
15:40	90	30	5,8		0,9	4,3	2,9	1,8
16:10	120	30	5,0		0,8	5,1	2,6	1,6
16:40	150	30	4,3	7,3	0,7	5,8	2,3	1,4
17:10	180	30	6,7		0,6	6,4	2,1	1,2
17:40	210	30	6,1		0,6	7,0	2,0	1,2

Tabela G.2: Teste de infiltração, pelo método dos cilindros concêntricos.

1. Horário em que foram feitas as leituras na régua;
2. Tempo acumulado de cada medição;
3. Tempo transcorrido desde a medição anterior;
4. Altura de água medida no anel interno;
5. Altura de água medida no anel interno, após recarga;
6. Redução da lâmina de água em cada período de tempo;
7. Infiltração acumulada;
8. Taxa de infiltração média (infiltração acumulada / tempo acumulado);
9. Taxa de infiltração (redução da lâmina / ΔT)

Cálculos

Equação da Lâmina de água infiltrada (lâmina acumulada):

$$D = C \cdot t^m$$

Onde

- D = lâmina de água infiltrada, acumulada (cm), no tempo;
- C = lâmina de água infiltrada (cm), no primeiro minuto;
- t = tempo, em minutos;
- m = expoente da equação (0 < m < 1).

Trata-se de obter a função $D = f(t)$; devemos determinar, pois, os valores dos parâmetros C e m da equação dada. Para tanto proceder como segue.

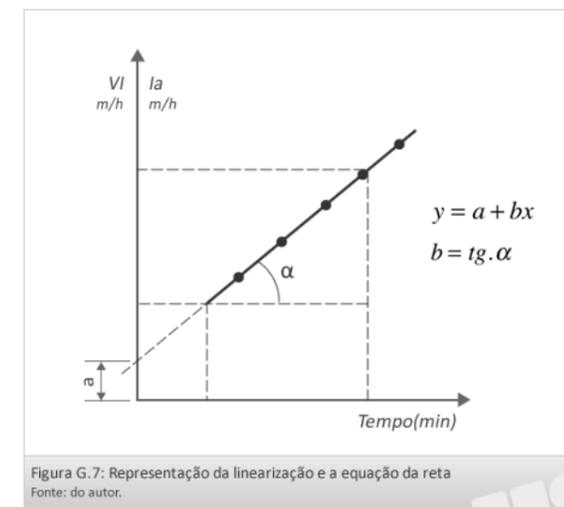
Faremos o **ajuste de curvas e linearização de Equações Matemáticas**.

Em papel log-log, assinalar no eixo das abscissas, os valores de tempo, em minutos constantes da coluna 1 da folha de dados, e no eixo das ordenadas à esquerda do gráfico, os correspondentes valores da lâmina acumulada, em centímetros, constantes da coluna 8 na folha de dados.

Plotar, no gráfico, os pontos resultantes dos lançamentos feitos (coordenadas anteriores).

Traçar, graficamente, a reta de melhor ajuste, (reta com coeficiente angular positivo).

Obter graficamente, os valores de A ($\log A = a =$ coeficiente linear da reta) e de b (coeficiente angular da reta). Para obter A, ler, no eixo das ordenadas, o valor da intersecção da reta com o mencionado eixo (ordenada na origem). Para obter b, tomar o valor das abscissas de dois pontos da reta, suficientemente afastados, e os correspondentes valores das ordenadas, formando um triângulo retângulo com a reta e através da relação de triângulos se obtém o valor de b, como mostra a figura a seguir.



$$y = a + bx$$

$$b = \text{tg}.\alpha$$

Uma maneira simples de determinarmos o valor de b é traçarmos uma reta na horizontal em qualquer ponto da reta VI ou la, com um comprimento conhecido em cm, como por exemplo 10 cm, depois medimos sua reta na vertical até encontrar a reta VI ou la com auxílio de uma régua, de posse destes dois valores teremos o valor de b pela tangente de α, como mostra a figura 6.

- Equação da taxa de infiltração instantânea:

$$I = K \cdot t^n$$

Onde

- I = taxa de infiltração instantânea (cm/h), num instante qualquer de t;
- K = taxa de infiltração instantânea (cm/h), ao final do primeiro minuto;
- t = tempo em minutos;
- n = expoente da equação (-1 < n < 0).

Trata-se de obter a função $I = f(t)$, devem-se determinar, os valores dos parâmetros K e n da equação dada, da seguinte maneira:

Calcular K pela expressão: $K = 60 \cdot C \cdot m$, onde C e m são os parâmetros da equação anterior.

Calcular n pela expressão: $n=m-1$.

Introduzir os valores numéricos de K e n na equação.

Plotar, por pontos, a equação descrita no mesmo papel log-log utilizado para a obtenção da primeira equação (deverá resultar outra reta, porém com coeficiente angular negativo).

- Equação da taxa de infiltração acumulada:

$$I_a = K_a \cdot t^n$$

Onde

- I_a = taxa de infiltração acumulada (cm/h), num intervalo de tempo qualquer t ;
- K_a = taxa de infiltração acumulada (cm/h), no primeiro minuto;
- t = tempo em minutos;
- n = expoente da equação ($-1 < n < 0$).

Trata-se de obter a função $I_a = f(t)$; devem-se determinar os valores dos parâmetros K_a e n da equação dada.

Calcular K_a pela expressão: , sendo C já conhecido da primeira equação;

Fazer n igual ao expoente da equação anterior.

Introduzir os valores numéricos de K_a e n na equação.

Plotar, por pontos, esta equação, no mesmo papel log-log utilizado para as equações anteriores (deverá resultar em uma reta com coeficiente angular negativo).

Referências

TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.

TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.

TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.

PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.

VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



Trics

H

Escoamento superficial

**Unidade H
Hidrologia**

ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Definição

É a fase do ciclo hidrológico que trata da ocorrência e do transporte da água na superfície terrestre.

É muito importante sua determinação, pois a maioria dos estudos hidrológicos está ligada ao aproveitamento da água superficial e à proteção contra fenômenos causados por seu deslocamento.

Alguns fatores que influenciam o escoamento superficial:

Climáticos

- Intensidade de chuva
- Duração de chuva
- Precipitação antecedente

Fisiográficos

- Área da bacia
- Forma da bacia
- Probabilidade
- Topografia
- Capacidade de infiltração

Obras hidráulicas

- Barragens
- Diminuem a velocidade de escoamento superficial
- Retificação de trechos de rios
- Aumentam a velocidade de escoamento superficial

Algumas grandezas que caracterizam o escoamento superficial

- Vazão ou descarga
- Coeficiente de escoamento superficial ou "runoff" da bacia: Relação entre o volume escoado e o volume precipitado na bacia:

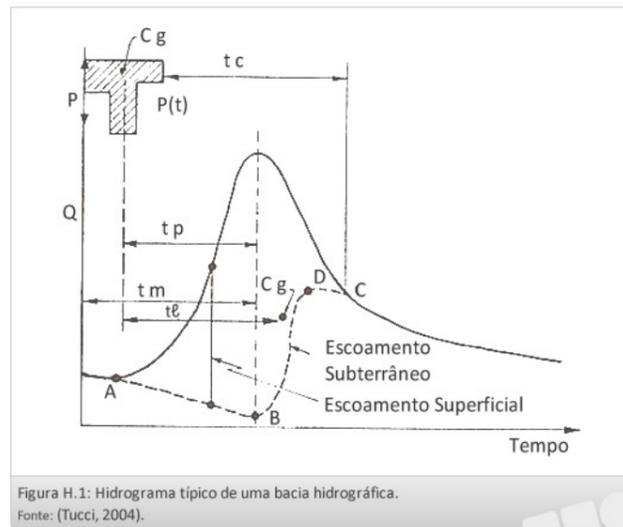
$$C = V_{\text{escoado}} / V_{\text{precipitado}}$$

- Tempo de concentração da bacia
- Tempo de recorrência ou período de retorno de vazões
- Nível d'água: Altura atingida pela água em relação a um nível de referência

Componentes do hidrograma

O hidrograma é a denominação dada ao gráfico que relaciona a vazão no tempo, sendo o resultado da interação de todos os componentes do ciclo hidrológico entre a ocorrência da precipitação e a vazão na bacia hidrográfica.

No comportamento de um hidrograma típico de uma bacia, verifica-se que, após o início de uma chuva (Figura H.1), existe um intervalo de tempo até que o nível começa a elevar-se. Esse tempo deve-se às perdas iniciais por interceptação vegetal e depressões no solo, além do próprio tempo de retardo da bacia, devido ao tempo de deslocamento da água. A elevação da vazão até o pico apresenta, em geral, um gradiente maior que a parte posterior ao mesmo. O escoamento superficial é o processo predominante neste período, refletindo a resposta ao comportamento aleatório da precipitação.



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

Tempo de retardo (tl):

Intervalo de tempo entre o centro de massa da precipitação e o centro de gravidade do hidrograma.

Tempo de pico (tp):

Intervalo entre o centro de massa da precipitação e o tempo da vazão máxima.

Tempo de concentração (tc):

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

Tempo de ascensão (tm):

Tempo entre o início da chuva e o pico do hidrograma.

Tempo de base (tb):

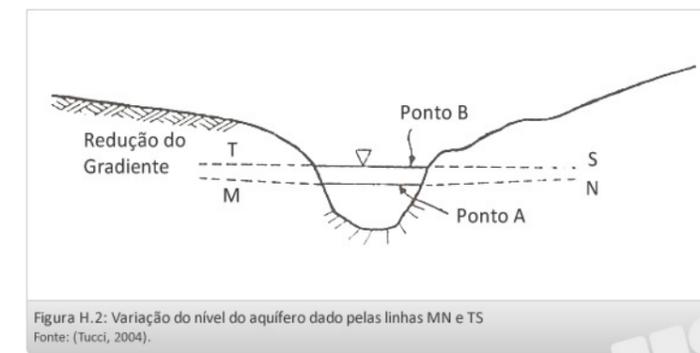
Tempo entre o início da precipitação e aquele em que a precipitação ocorrida já escoou através da seção principal, ou que o rio volta às condições anteriores e da ocorrência da precipitação.

Tempo de recessão (te):

Tempo necessário para a vazão baixar até o ponto C (Figura H.1), quando acaba o escoamento superficial.

O hidrograma atinge o máximo, de acordo com a distribuição da precipitação, e apresenta a seguir a recessão, onde se observa, normalmente, um ponto de inflexão. Este ponto caracteriza o fim do escoamento superficial e a predominância do escoamento subterrâneo. O primeiro ocorre num meio que torna a resposta rápida, finalizando antes do escoamento subterrâneo que, por escoar pelo solo poroso, apresenta um tempo de retardo maior (Figura H.1).

A contribuição da vazão subterrânea é influenciada pela infiltração na camada superior do solo, sua percolação e conseqüente aumento do nível do aquífero (Figura H.2). Como o escoamento superficial é mais rápido, o nível muda de A para B. Essa elevação rápida do nível provoca a inversão de vazão ou represamento do fluxo no aquífero, isso é observado na figura H.1 pela linha tracejada. O processo começa a inverter quando a percolação aumenta e o fluxo superficial diminui.



A forma do hidrograma depende de grande número de fatores, nos quais os mais importantes são:

Relevo:

Tem influência na densidade de drenagem, declividade do rio ou bacia, capacidade de armazenamento e forma. Uma bacia hidrográfica com boa drenagem e grande declividade apresenta um hidrograma íngreme, com pouco escoamento na base. A forma influencia o comportamento do hidrograma, ou seja, uma bacia do tipo radial concentra o escoamento antecipando e aumentando o pico com relação a uma bacia alongada, que tem escoamento predominante no canal principal e percurso mais longo até a seção principal, amortecendo as vazões.

Cobertura da bacia:

A cobertura vegetal tende a retardar o escoamento superficial e aumentar as perdas por evapotranspiração. Nas bacias urbanas, onde a cobertura é alterada, tornando-se mais impermeável, com uma rede de drenagem mais eficiente, o escoamento e o pico aumentam.

Solo:

As condições iniciais de umidade do solo podem influenciar o escoamento resultante de precipitações de pequeno volume, alta e média intensidade. Quando o estado de umidade do solo for baixo, uma parcela ponderável da precipitação é retida e o hidrograma é reduzido.

Distribuição, duração e intensidade da precipitação:

Quando a precipitação se concentra na parte inferior da bacia, o hidrograma pode ter até dois picos. Na distribuição temporal, quando a precipitação é constante, a capacidade de armazenamento e o tempo de concentração da bacia são atingidos, estabilizando o valor do pico. Após o término da precipitação, o hidrograma entra em recessão.

Modificações artificiais no rio:

Modificações no rio para o uso mais racional da água. Um reservatório de regularização da vazão tende a reduzir o pico e distribuir o volume, enquanto a canalização tende a aumentar o pico.

O hidrograma é caracterizado por três partes principais:

Ascensão:

Correlacionada com a intensidade da precipitação e com grande gradiente.

Região de pico:

Próximo ao valor máximo, quando o hidrograma começa a mudar de inflexão, resultado da redução da alimentação da chuva e/ou amortecimento da bacia. Essa região termina quando acaba o escoamento superficial, resultando somente o escoamento subterrâneo.

Recessão:

Nesta fase, somente o escoamento subterrâneo está contribuindo para a vazão total do rio.

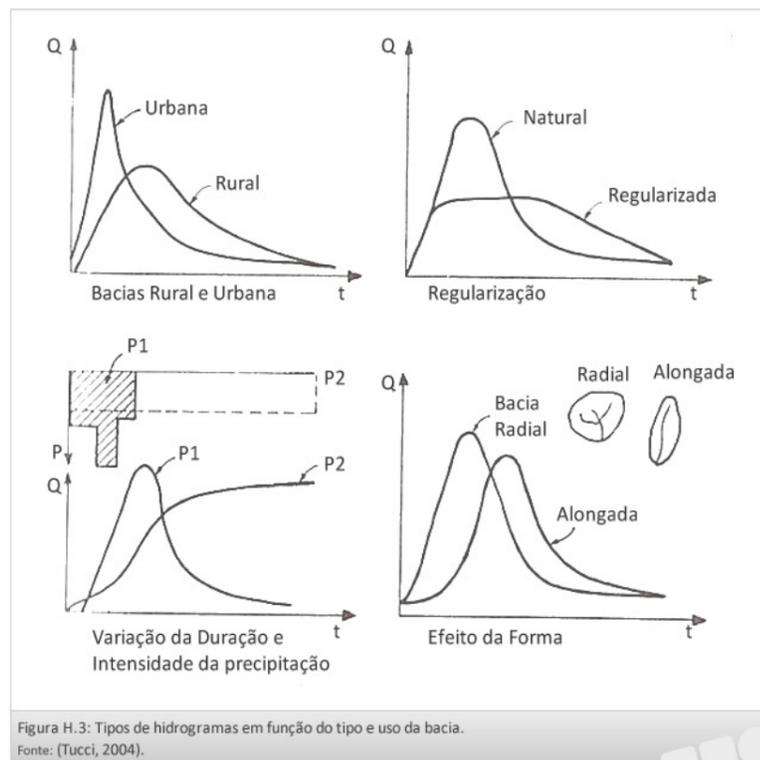


Figura H.3: Tipos de hidrogramas em função do tipo e uso da bacia.
Fonte: (Tucci, 2004).

Separação do escoamento superficial

Os escoamentos superficial e subterrâneo correspondem a maior parte do total, ficando o escoamento subsuperficial contabilizado nestes dois.

Para que o escoamento superficial e o subterrâneo sejam analisados individualmente, é necessário separar no hidrograma a parcela que corresponde a cada um dos tipos de fluxo.

A parcela do escoamento superficial pode ser identificada diretamente no hidrograma pelo método gráfico baseado na análise qualitativa descrita anteriormente. A precipitação efetiva que gera o escoamento superficial é obtida quando não se dispõe dos dados observados do hidrograma ou se deseja determinar parâmetros de um modelo em combinação com o hidrograma do escoamento superficial.

Existem três métodos tradicionalmente utilizados, descritos a seguir:

Método 1:

Extrapolando a curva de recessão a partir do ponto C até encontrar o ponto B, localizado abaixo da vertical do pico. Ligue os pontos A, B, e C. O volume acima da linha ABC é o escoamento superficial e o volume abaixo é o escoamento subterrâneo.

Método 2:

Este método é mais simples, pois basta ligar os pontos A e C por uma reta.

Método 3:

Este método consiste em extrapolar a tendência anterior ao ponto A até a vertical do pico, encontrando o ponto D. Ligando os pontos D e C obtém-se a separação dos escoamentos.

Um método alternativo é feito através da figura 1, prolongando a tendência do hidrograma antes do ponto A até o ponto B, abaixo do pico e da recessão, a partir de C. Desenhe a curva restante definindo o ponto D. O ponto A é caracterizado pelo início da ascensão do hidrograma ou do escoamento superficial, o ponto C é caracterizado pelo término do escoamento superficial e início da recessão.

A determinação do ponto C pode seguir os critérios descritos:

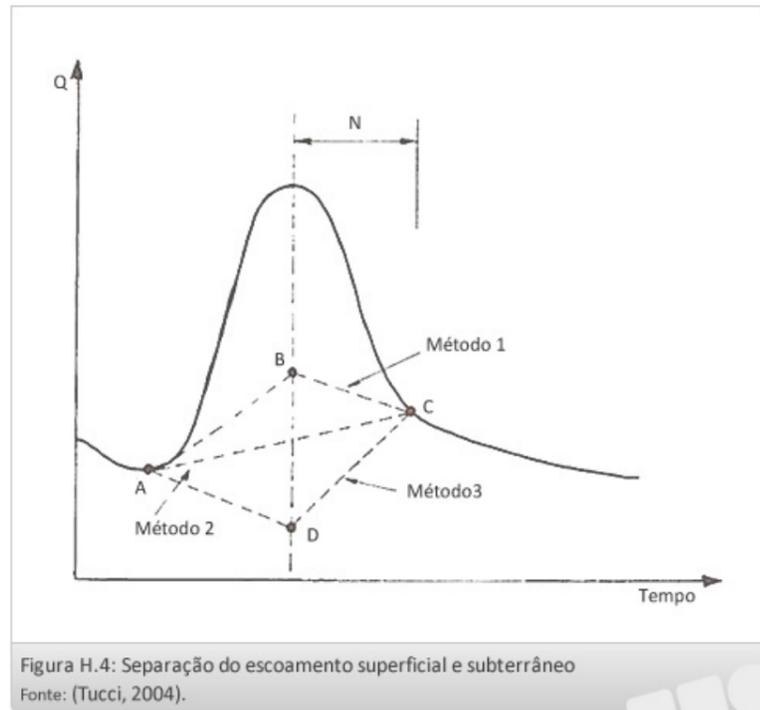
a) Linsley ET AL. (1975):

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

Onde

- N é o tempo entre o pico do hidrograma e o tempo do ponto C, em dias;
 - A é a área da bacia em km².
- b) O tempo entre a última precipitação e o ponto C, em que termina o escoamento superficial é o tempo de concentração. O valor obtido pode não estar em concordância com o hidrograma observado, mas permite dirimir dúvidas entre mais de um ponto de inflexão.
- c) A inspeção visual é um dos procedimentos mais simples e se baseia na plotagem das vazões numa escala mono-log (vazão na escala logarítmica). Como a recessão tende a seguir uma equação exponencial, numa escala logarítmica a mesma tende a uma reta. Quando ocorre modificação substancial da

declividade da reta de recessão, o ponto C é identificado. Frequentemente ocorre mais de uma mudança de inclinação da reta, o que pode caracterizar também o escoamento superficial, retardos de diferentes partes da bacia ou efeito de diferentes camadas de aquíferos.



Determinação da precipitação efetiva

A precipitação efetiva é a parcela do total precipitado que gera o escoamento superficial. Para obter o hidrograma correspondente à precipitação efetiva é necessário retirar os volumes evaporados, retidos nas depressões e os infiltrados.

As metodologia existentes são: equações de infiltração, índices e relações funcionais.

Infiltração:

Um procedimento simples, adotado na prática para estimar-se a precipitação é o seguinte:

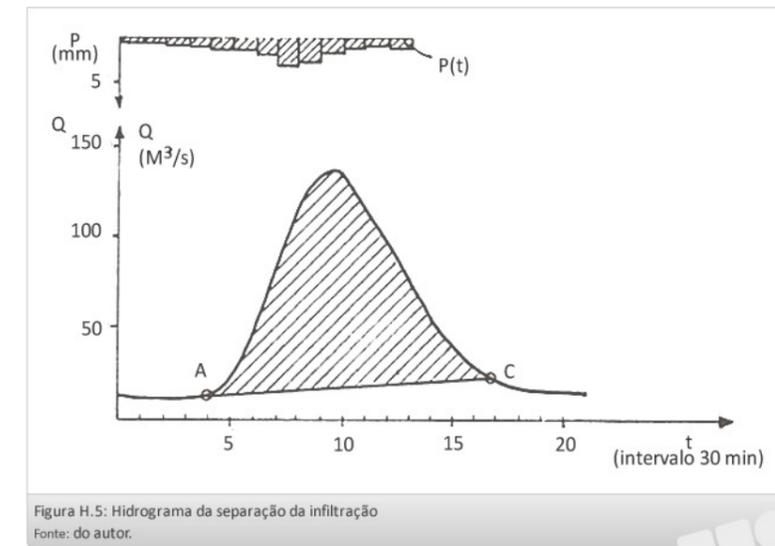
- Utiliza-se a equação de Horton e estimam-se os parâmetros.
- Determinam-se as perdas iniciais D_e e retira-se a mesma dos primeiros intervalos da precipitação.

A precipitação efetiva é obtida para os intervalos seguintes:

$$P_f = P - I_t$$

Onde

- I_t é a infiltração calculada pelo método escolhido.



As principais dificuldades do uso desse procedimento são as de estimar-se os parâmetros da infiltração e as perdas iniciais. Quando existem dados de vazão é possível determinar o escoamento superficial. Esse valor é igual à precipitação efetiva, o que permite estimar o total de perdas iniciais e a infiltração.

Índices:

É um procedimento que adota um fator constante para a separação do escoamento:

Índice α :

É o coeficiente de escoamento definido pela relação entre o total escoado e o total precipitado numa enchente. Este coeficiente é aplicado às coordenadas do hidrograma, para cálculo da precipitação efetiva.

Índice φ :

É o índice igual a uma infiltração constante durante a enchente. Esse valor é subtraído de cada precipitação, obtendo-se a precipitação efetiva. A soma das precipitações efetivas deve ser igual ao escoamento superficial total. Este índice é calculado, dividindo-se o total de chuva efetiva pelo número de intervalos de tempo. Podem existir intervalos de tempo em que $\varphi > P$. Para que o volume de precipitação efetiva seja igual ao do escoamento superficial, é necessário distribuir essa diferença para os demais intervalos de tempo.

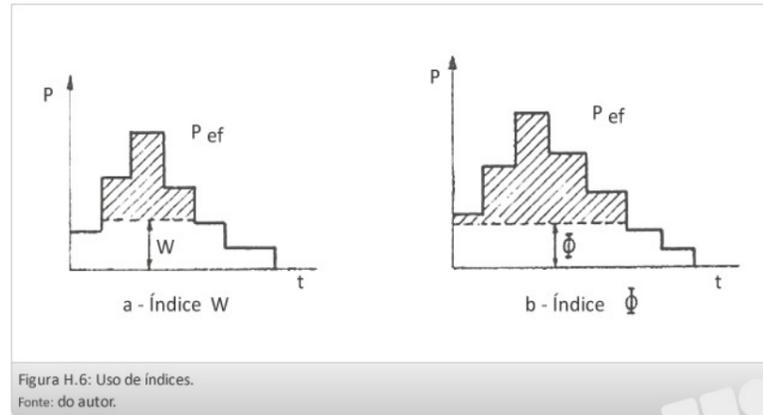
Índice W:

Este índice é semelhante ao anterior e representa a infiltração média durante o tempo em que a precipitação é superior à taxa de infiltração.

$$W = \frac{(P - Q - S)}{t}$$

Onde

- P - é a precipitação no período t.
- Q - é o escoamento superficial no período t.
- S - é o volume armazenado.
- t - é o tempo em que em que a precipitação é maior que a taxa de infiltração.



O valor de S é normalmente desconhecido e agregado como perdas iniciais. Conhecido o total precipitado P e o escoamento superficial Q, o cálculo de W é obtido para t onde $P_i > W$.

Modelos de escoamento superficial

Hidrogramas unitários sintéticos

O hidrograma é uma constante da bacia hidrográfica, refletindo as suas propriedades com relação ao escoamento superficial.

As diversas características físicas da área drenada devem, em maior ou menor grau, influenciar as condições de escoamento e contribuir para a forma final do hidrograma unitário. Esse fato, aliado à frequente necessidade de estabelecer relações hidrológicas em rios desprovidos de estações hidrométricas, sugeriu o estudo da síntese de hidrogramas, independentemente da existência de dados hidrológicos, e desenvolvimento de métodos para a obtenção do chamado hidrograma unitário sintético.

Características físicas da bacia hidrográfica que tem influência sobre o fluviograma resultante de uma precipitação:

Área:

O volume escoado é diretamente proporcional à superfície drenada pela própria definição do hidrograma unitário.

Declividade:

De maneira geral, quanto maior a declividade, maior a velocidade de escoamento e relativamente mais altos os picos do hidrograma.

Dimensões e rugosidade do canal:

Quanto mais largos os rios, maior o volume acumulado e, conseqüentemente, mais o efeito moderador sobre a onda de cheia. Canais de menor resistência devem conduzir a cheias mais rápidas e altas.

Densidade da rede de drenagem:

Maior densidade tende a sugerir um escoamento mais rápido, entretanto, este efeito pode ser contrabalançado pelo aumento do volume represado temporariamente nos canais.

Forma:

Uma bacia sensivelmente alongada condicionaria a um hidrograma menos pronunciado do que outra em forma de leque, em que a drenagem poderia se dar mais rapidamente.

O recobrimento vegetal, o tipo de solo, a capacidade de acumulação temporária do volume escoado são outros tantos fatores que podem influenciar as características do escoamento superficial, condicionando a forma do hidrograma resultante.

De maneira geral, os modelos sintéticos obedecem a uma sistemática mais ou menos análoga, como segue:

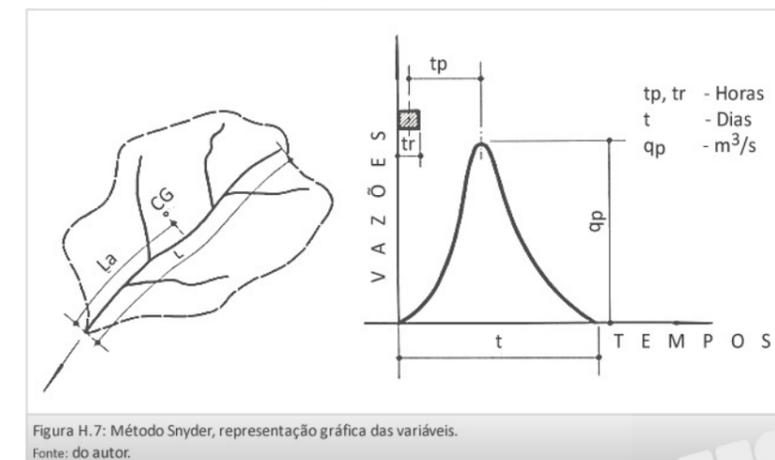
- Seleção das características básicas da bacia hidrográfica a serem consideradas e definição quantitativa das mesmas.
- Seleção de diversas bacias em que se podem definir aquelas características, abrangendo uma certa gama de variação.
- Pesquisa de correlações entre as características físicas e a configuração das ondas de cheia observadas nas diversas bacias.
- Seleção e representação gráfica ou matemática das correlações mais significativas, permitindo sua utilização para a predição do hidrograma unitário em bacias que não dispõem de medidas de vazão.

Estudaremos o método de Snyder, um dos mais conhecidos, que ilustra a natureza e a característica desse tipo de estudo; o método de Commons, cuja simplicidade o torna bastante útil, mesmo considerando-se que depende do conhecimento prévio da vazão de ponta; e finalmente o método de Getty e McHughs, dos mais recentes, o qual pode se constituir em uma complementação conveniente ao método de Commons.

Método de Snyder

Para definir o hidrograma unitário, estabeleceu-se equações que fornecem o tempo de retardamento, a vazão de pico e a duração total do escoamento, ou seja, a base do hidrograma.

O tempo de retardamento (t_p), é definido como o tempo entre o centro de massa da precipitação efetiva e o pico do hidrograma. É distinto, portanto, da noção apresentada no estudo do hidrograma unitário, em que considerava o centro de massa do hidrograma em vez do ponto de máxima vazão.



Snyder obteve a seguinte expressão:

$$t_p = \frac{C_t}{1,33} (L.L_a)^{0,3}$$

Onde

- L = Comprimento da bacia em km, medido ao longo do curso principal do rio, desde o ponto considerado até o divisor.
- L_a = Distância do centro de gravidade da bacia em km, medido ao longo do curso principal, desde a seção considerada até a projeção do centro de gravidade sobre o rio.
- C_t = Coeficiente numérico variável entre 1,8 e 2,2. É interessante notar que Linsley, em estudo análogo para bacias da vertente oeste da Serra Nevada, na Califórnia, obteve valores entre 0,7 e 1,0;
- t_p = Tempo de retardamento da bacia em horas.

O hidrograma sintético de Snyder considera que o tempo de duração da precipitação que provoca (t_r) é igual a:

$$t_r = \frac{t_p}{5,5}$$

A vazão máxima (Q_p) é dada pela expressão:

$$Q_p = \frac{2,76 \cdot C_p \cdot A}{t_p}$$

Sendo A a área da bacia em km² e C_p um coeficiente numérico variável entre 0,56 e 0,69. Para a Califórnia, Linsley constatou valores entre 0,35 e 0,50.

Quando se consideram precipitações de duração (t_R) superior ao tempo (t_r) dado na equação anterior, o valor de t_p também da equação anterior deve ser substituído por t'_p:

$$t'_p = t_p + \frac{t_R - t_r}{4}$$

A expressão de t'_p é empírica e não foi completamente justificada pelo autor. A base do hidrograma (t) é dada pela expressão:

$$t = 3 + 3 \left(\frac{t_p}{24} \right)$$

Em que t é expresso em dias e t_p em horas. Esta equação cresce, igualmente, de maiores justificativas e deve ser encarada com reservas.

Pela combinação das equações de t_r e t'_p e levando-se em conta a definição de t_r, pode-se obter o tempo desde o início da precipitação até o momento da máxima vazão (t_p).

$$t_p = \frac{21t}{22} + 0,75t_r$$

Obtidos os valores de t_p, Q_p e t, o hidrograma unitário pode ser desenhado a sentimento, com cuidado de se manter igual à unidade (1 cm) o volume sob a curva.

Método de Commons

O método de Commons, ou do hidrograma básico, consiste simplesmente em um hidrograma adimensional, com base em observações de inúmeras cheias no Texas, que pretende dar uma aproximação satisfatória para hidrogramas de cheias em bacias de qualquer superfície.

A base do hidrograma é dividida em 100 unidades e sua maior altura em 60 unidades. A área sob a chuva é de 1196,5 unidades ao quadrado.

O hidrograma básico exige o conhecimento da vazão de ponta ou da escala dos tempos, fornecendo essencialmente a distribuição do volume do escoamento superficial ao longo do tempo.

É fácil verificar que, se a máxima vazão for conhecida, a unidade da vazão será dada por:

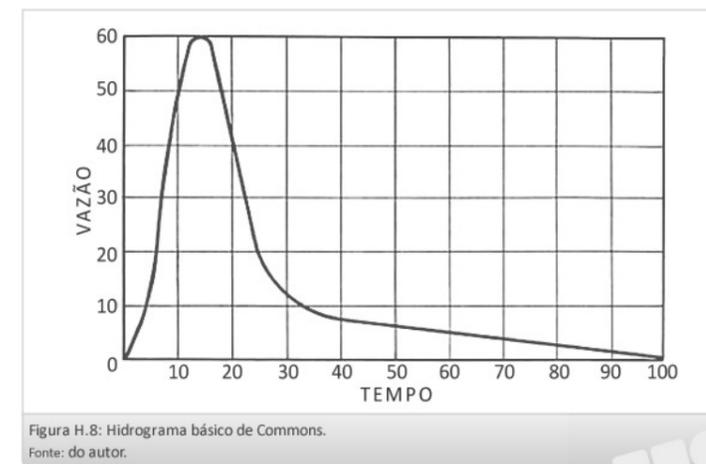
$$Q_u = \frac{Q_p}{60}$$

Dividindo-se o volume total escoado (no caso, 1 cm sobre a área da bacia, 0,01xA, expresso em m³) por 1196,5, obtém-se a unidade ao quadrado, que, dividida por Q_u, fornece o valor da unidade de tempo t_u.

De forma análoga, conhecendo-se t_p ou t e o volume total, pode-se obter Q_u e, portanto:

$$Q_p = Q_u \cdot 60$$

Observa-se que não existe nenhuma referência à precipitação que dá origem ao hidrograma. Pressupõem-se, com base nos conhecimentos advindos do estudo do hidrograma unitário, que a duração da precipitação a ser considerada não deve ultrapassar t_p/4; de maneira geral, pode ser admitida como entre 1/6 e 1/3 de t_p.



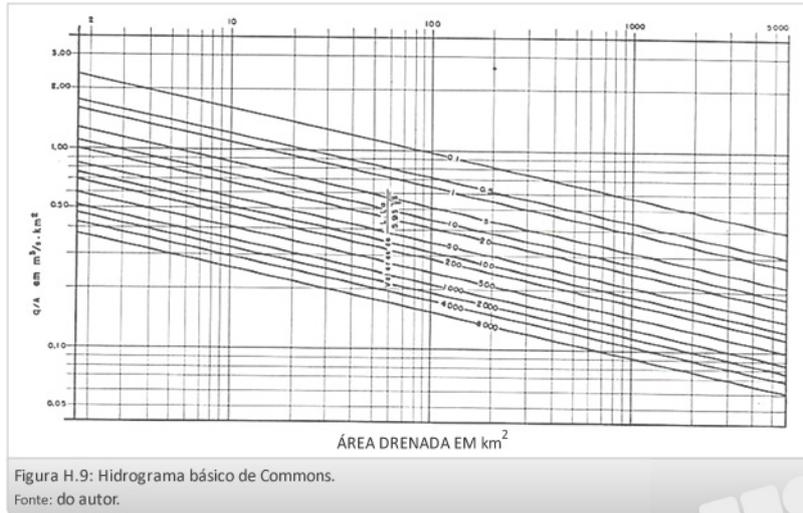
Método de Getty e McHugh

Baseado em observações de 42 estações hidrométricas em terrenos ondulados do Arkansas e Missouri, E.U.A., em bacias hidrográficas de 1,6 a 5260 km², esse método relaciona a máxima vazão, expressa em termos de descarga específica (m³/s.km²), aos comprimentos L e L_a, já definidos para o método de Snyder, à área da bacia e, ainda, à declividade do rio principal (S). Para cada área, a vazão é expressa em função:

$$\text{parâmetro} = \frac{L.L_a}{\sqrt{S}}$$

Os resultados são apresentados de forma gráfica, onde:

- q_p – vazão de ponta em $m^3/s.km^2$;
- L, L_a – em km;
- S – declividade efetiva da bacia em m/km;
- A – área da bacia em km^2 .



A declividade efetiva é definida com base no trabalho de Taylor e Schwartz, sendo calculada a partir da expressão:

$$s = \left[\frac{n}{\sum \frac{1}{S_i}} \right]^z \times 1000$$

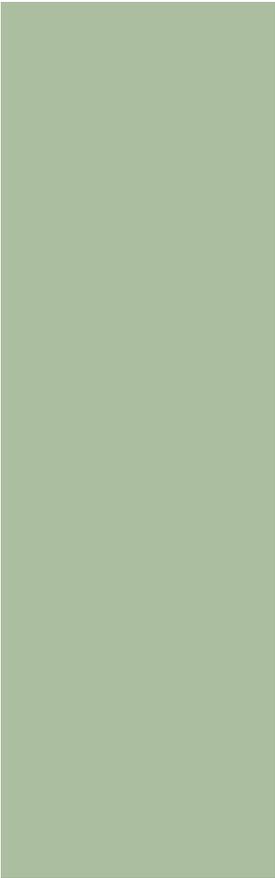
Onde S é a declividade efetiva em m/km; n , o número de incrementos iguais do curso de água mais longo; e S_i , a declividade de cada incremento de canal em m/m.

Referências

- TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.
- TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.
- TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.
- PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.
- GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.
- VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



TICS



Aquisição de dados hidrológicos

**Unidade I
Hidrologia**

AQUISIÇÃO DE DADOS HIDROLÓGICOS

Parâmetros da hidrologia

Os parâmetros básicos da hidrologia podem ser divididos em três categorias:

- 1. Parâmetros climáticos:** precipitação, evapotranspiração e parâmetros secundários ligados aos primeiros (radiações solares, temperaturas, umidade do ar, vento, ...).
- 2. Parâmetros do escoamento:** descargas líquida e sólida e parâmetros secundários ligados aos primeiros (nível da água, características da rede de drenagem, área da bacia delimitada pela rede de drenagem, velocidade, qualidade da água e dos sedimentos transportados, reservatórios naturais e artificiais...).
- 3. Parâmetros característicos do meio receptor** (geologia, topografia, solos, vegetação, urbanização...).

Não é suficiente medir os parâmetros, é necessário também processar, corrigir, gerar e dar consistência aos dados medidos da maneira mais eficiente possível. Portanto, a primeira dificuldade da medição é a validação dos dados adquiridos num lugar conhecido em dado instante.

Dimensões temporal e espacial

Dimensão temporal:

Todos os parâmetros da hidrologia são variáveis no tempo como o clima, os escoamentos e o meio receptor têm uma evolução dinâmica, apresentando tendências que podem ser representadas através de leis estatísticas.

Numa escala temporal detalhada, a chuva é um fenômeno eminentemente variável no tempo com intensidade que muda a cada instante no mesmo lugar. Da mesma maneira, os escoamentos naturais são sempre turbulentos com variação instantânea da velocidade e do fluxo. Para medir essas variáveis, é necessário integrá-las durante um intervalo de tempo suficiente para dar uma ideia razoável (de alguns segundos, até alguns minutos).

Dimensão espacial:

Segundo a escala de estudo, os processos que vão intervir não são os mesmos. É o chamado efeito de escala. Em geral, é muito perigoso reunir dados adquiridos numa escala espacial definidos com processos analisados ou métodos elaborados dentro do quadro de uma escala maior ou menor.

Certos parâmetros da hidrologia são ligados a uma medição pontual e outros a uma representação espacial. Em geral, os parâmetros do clima e da descrição do meio receptor são pontuais e os parâmetros relativos ao escoamento integram numa seção os processos resultantes da bacia de drenagem definida. O uso simultâneo de dados que não têm o mesmo sistema de referência é uma dificuldade adicional em hidrometria.

Representação espacial: informação geográfica

Para representar a informação espacial e temporal, usam-se geralmente mapas de diversos tipos, estabelecidos a partir de levantamentos de campo, de fotointerpretação, de análise da resposta espectral de uma imagem enviada por um satélite de observação da Terra ou de qualquer outra fonte de informação geográfica. Para considerar a dimensão temporal, um mapa de mesmo parâmetro pode ser preparado para diversos intervalos de tempo.

As ferramentas desenvolvidas para trabalhar, gerando e processando esses dados especializados recebem o nome de sistemas de informações geográficas. Essas ferramentas conseguem fazer o agrupamento e o cruzamento de diferentes características da superfície terrestre, como um mapa topográfico, um mapa de solos, mapa de uso e ocupação da terra entre outros, gerando uma resposta, através da sobreposição de vários mapas.

Aquisição de dados de precipitação

A aquisição de dados de chuva de boa qualidade é bastante difícil, por isso, é raro encontrar uma série de dados pluviométricos ou pluviográficos confiável. Para analisar a consistência dos dados, é necessário ter um bom conhecimento dos métodos de aquisição, dos aparelhos usados, dos lugares de instalação e, ainda, da personalidade dos observadores.

Existem duas maneiras de medir chuva, pontualmente através da utilização de pluviômetros ou pluviógrafos ou espacialmente através da utilização de radares.

Os pluviômetros e pluviógrafos são aparelhos que permitem medir as precipitações. A diferença entre eles é que o pluviógrafo registra os dados automaticamente em um suporte, ao contrário do pluviômetro, que necessita de leituras manuais em intervalos de tempo fixo.

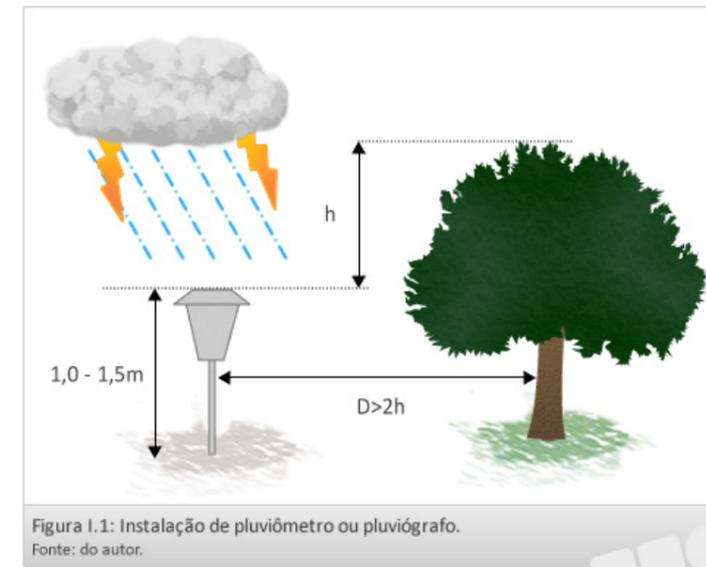
O radar é um sistema eletromagnético para a detecção e localização de objetos. O princípio básico de operação consiste em um transmissor que emite um pulso de energia eletromagnética, o qual se propaga a partir de uma antena móvel. O sinal viaja com a velocidade da luz e, ao encontrar um objeto, é parcialmente refletido, retornando ao aparelho pela mesma antena que o gerou, pela atuação de um comutador automático, encaminhando para um receptor.

Por meio de radar é possível registrar eventos de precipitação em escalas bem menores do que se consegue com satélite, dentro de um raio aproximado de 180 km. Outra grande vantagem do radar é a possibilidade de quantificar a precipitação de forma quase contínua, tanto no tempo como no espaço. Provavelmente, seria antieconômico obter uma resolução desta qualidade por meio de postos pluviométricos, devido aos altos custos de implantação, operação e manutenção de redes pluviométricas dessa intensidade.

O radar, por outro lado, oferece uma medição volumétrica da precipitação, fornecendo com alto nível de detalhe a distribuição espacial desta, tanto na direção paralela à superfície da Terra, como também na vertical. Como inconveniente, há que se mencionar o fato de que, embora o radar esteja instalado na superfície da Terra, as suas medições são de sensoriamento remoto, possuindo, por consequência, as dificuldades inerentes às medições indiretas. Há a necessidade de se calibrar os sinais eletrônicos que retornam do alvo ao radar, para que seja fornecida a grandeza física desejada, isto é, intensidade de precipitação distribuída na área da bacia hidrográfica.

Instalação do aparelho:

De forma geral, a interceptação da chuva deve ser feita a uma altura média acima da superfície do solo, entre 1,0m e 1,5m. O aparelho deve ficar longe de qualquer obstáculo que possa prejudicar a medição, tipo árvores, prédios, relevo, etc.



Pluviômetro

Em princípio, qualquer recipiente poderia funcionar como um pluviômetro, desde que de uma forma qualquer fosse impedida a evaporação da água acumulada. A necessidade de tornar os resultados comparáveis entre si exige a normalização, em particular no que diz respeito à área do receptor.

Os pluviômetros são normalmente observados uma ou duas vezes por dia, todos os dias, em horas certas e determinadas.

Os pluviômetros, portanto, não indicam a intensidade das chuvas ocorridas, mas tão-somente a altura pluviométrica diária.

Os tipos de pluviômetros são classificados quanto à área receptora de captação da chuva expressa em cm^2 .

- Ville de Paris: área receptora de 400cm^2
- Paulista: área receptora de 500cm^2
- Casella: área receptora de 200cm^2

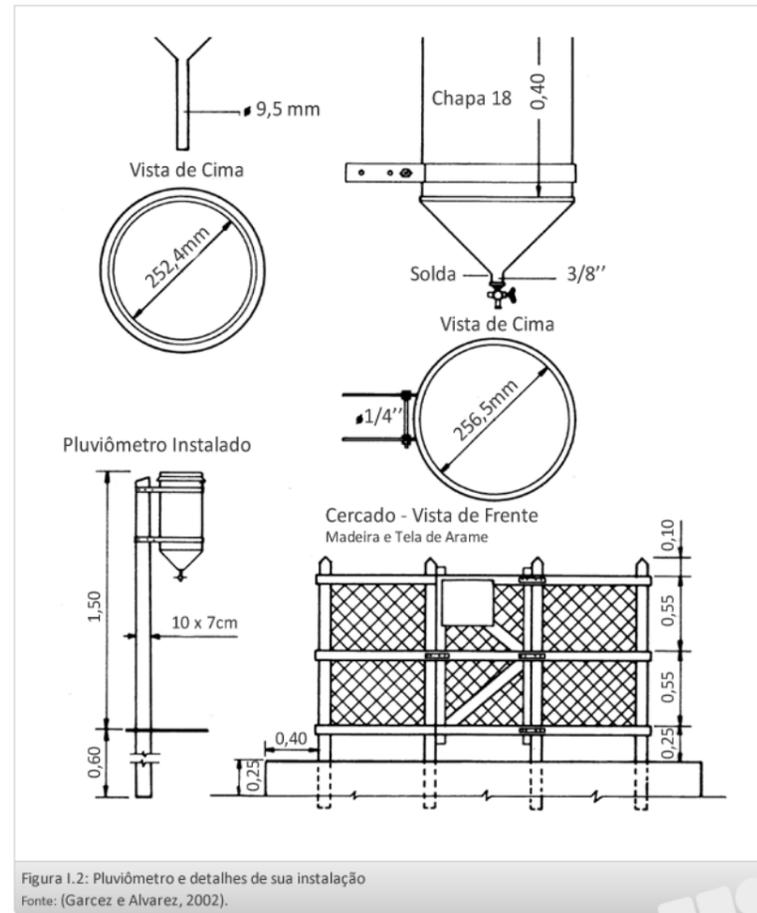


Figura 1.2: Pluviômetro e detalhes de sua instalação
Fonte: (Garcez e Alvarez, 2002).

Pluviógrafos

Quando é necessário conhecer a intensidade da chuva, o que é fundamental, por exemplo, para estudo do escoamento das águas pluviais e vazões de enchentes de pequenas bacias, há que se fazer o registro contínuo das precipitações, ou seja, da quantidade de água recolhida no aparelho. Para tanto, utiliza-se o pluviógrafo, que é um aparelho registrador automático dotado de um mecanismo de relojoaria que imprime um movimento de rotação a um cilindro, no qual é fixado um papel devidamente graduado e onde uma pena traça a curva que permite determinar “h” e “t” e, portanto, “i”. Este aparelho é também dotado de um receptor cônico (funil), do mesmo tipo que o pluviômetro de área receptora de 200cm².

Pluviógrafo de flutuador:

A variação do nível da água é registrada em um recipiente apropriado por meio de um flutuador, ligado por uma haste diretamente à pena de inscrição no tambor. O recipiente de medida é ligado a um recipiente armazenador por um sifão conveniente que o esvazia automaticamente, quando é atingido um nível determinado (o que corresponde à queda do flutuador e ao traçado de uma reta vertical no registro). O volume total recolhido pelo aparelho é assim armazenado para controle posterior dos Pluviogramas (gráficos $h=f(t)$) Obtidos pelo pluviógrafo.

Pluviógrafo de balança:

O peso da água recolhida no recipiente é registrado automaticamente por meio de uma balança apropriada. Esse aparelho dispõe também de sistema de sifão análogo ao existente no pluviógrafo de flutuador.

Pluviógrafo basculante:

Este aparelho dispõe de dois recipientes conjugados de tal forma que quando um é preenchido, e a balsa se esvazia, o outro é colocado em posição para receber a água oriunda do receptor. O esvaziamento é feito em um reservatório que acumula o volume total de precipitação e permite o controle dos resultados. O registro é feito por um mecanismo especial que desloca a pena de um certo valor (correspondente ao volume de água recolhido, ou seja, à altura de precipitação) para cada basculamento de sistema.

De modo geral, os pluviógrafos do tipo flutuador são os mais utilizados. Os aparelhos do tipo balança são bastante utilizados nos Estados Unidos, e os basculantes na França.

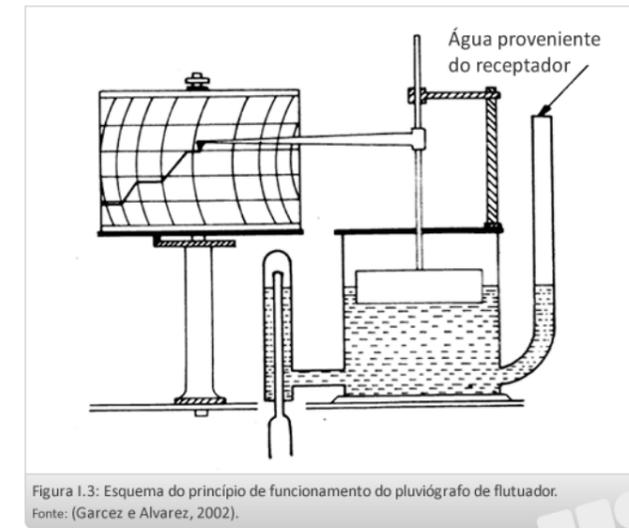


Figura 1.3: Esquema do princípio de funcionamento do pluviógrafo de flutuador.
Fonte: (Garcez e Alvarez, 2002).

Aquisição de dados de escoamento

Medição de cotas

Existem diferentes métodos para medir a descarga líquida de um curso de água. Em alguns casos específicos, não é possível, na prática, conhecer diretamente a descarga em um dado instante, sendo as medições demoradas e caras.

Para se conhecer a vazão ao longo do tempo, estabelece-se uma relação ligando a altura do nível da água com a vazão, pois é muito mais fácil medir a referida altura.

O conhecimento dessa relação, chamada curva-chave, permite substituir a medição contínua das descargas por uma medição contínua das cotas, ou seja, os níveis da água.

Os métodos para a determinação da curva-chave podem ser divididos em duas categorias:

- Os métodos teóricos que usam equações gerais da hidráulica.
- Os métodos experimentais que estabelecem a curva chave a partir de vários pares cota/descarga, medidos experimentalmente com uma distribuição regular.

A maneira mais simples de medir a cota de um curso de água é através da colocação de uma régua vertical na água e observar com regularidade o nível. Para manter a qualidade das observações, a régua, também chamada de linímetro, é nivelada com referência a um datum, o ideal é usar uma referência de nível do levantamento geral da região, o que nem sempre é possível.

As régua são geralmente constituídas de elementos verticais de 1 metro, graduados em centímetros.

São placas de metal inoxidável ou de madeira, colocadas de maneira que o elemento inferior fique na água, mesmo em estiagem excepcional.

O observador, como no caso da pluviometria, faz leituras de cotas com uma rotina definida pelo órgão operador da estação, no mínimo uma vez por dia. A precisão dessas observações é, no caso geral, o centímetro e, excepcionalmente, o milímetro.

A instalação das réguas, a princípio, deve ser em um trecho reto, com uma seção transversal onde a velocidade do fluxo é, se possível, estável a qualquer cota, tanto em estiagem como em cheia. Deve existir a jusante, uma seção de controle estável que permita manter idênticas as condições de escoamento ao longo do tempo. Em pequenos rios, se essa seção de controle não existir, pode ser construída.

Medição de vazão

Para determinar a curva-chave é necessário conhecer um certo número de pares de cota-vazão medidas em condições reais. Existem vários métodos de medição de vazões que podem ser classificados em cinco categorias:

- por capacidade;
- por medição das velocidades do fluxo da água;
- por diluição de um traçador;
- por fórmulas hidráulicas e/ou dispositivo hidráulico correspondente.
- Outros métodos: óptico, eletromagnético, similitude com modelo reduzido em laboratório, avaliação visual, etc.

Medição de vazão por capacidade

É o método mais simples, consistindo em interceptar todo fluxo da água em um recipiente calibrado e cronometrar o tempo de enchimento de um volume conhecido, entretanto, este método só pode ser usado com uma vazão muito pequena. O limite superior é alguns litros por segundo, com um recipiente que não ultrapasse 100 litros, devido ao peso.

Medição de vazão por medição de velocidades do fluxo de água

Este método tem o princípio de que a descarga líquida numa seção de um rio é, por definição, o volume de água que atravessa essa seção durante a unidade de tempo.

$$dQ = V \cdot dS$$

Onde

- dQ – descarga;
- V – velocidade;
- dS – seção.

O conhecimento da velocidade do fluxo em todos os pontos de uma seção permite calcular a vazão. As medições de velocidade se operam em um número limitado de pontos representativos da velocidade, esses pontos são, geralmente, escolhidos em várias verticais distribuídas na seção.

Usam-se, para medir a velocidade da água, principalmente molinetes equipados com uma hélice que gira quando é colocada no sentido do fluxo da água. Existem vários tipos de molinetes e hélices. O princípio mais utilizado consiste na abertura e fechamento de um circuito elétrico com a rotação em torno do eixo. Contando o número de voltas durante um intervalo de tempo fixo, obtém-se a velocidade de rotação da hélice que está relacionada com a velocidade do fluxo, através de uma equação do tipo:

$$V = a.N + b$$

Onde

- V = velocidade do fluxo;
- N = velocidade de rotação;
- a e b = são fornecidos pelo fabricante e podem ser verificados em canais especiais de calibragem.

Medição de vazão por diluição de um traçador

Quando não é possível realizar medições com molinete, devido à alta velocidade da água ou escoamento com muita turbulência em um leito muito irregular, um perigo devido ao transporte de corpos sólidos pelo rio (árvores, lixos diversos) ou a uma impossibilidade técnica de entrar na água (leito encaixado, cachoeiras).

As medições podem ser realizadas injetando no rio uma certa quantidade de um traçador químico e depois medindo como esse traçador se diluiu, da seguinte forma:

$$Q = q \cdot \frac{C}{c}$$

Onde

- q = Vazão da injeção do traçador;
- c = Concentração inicial do traçador;
- C = Concentração das amostras depois da diluição no rio;
- Q = Vazão do rio.

Essa equação pressupõe uma injeção contínua com vazão constante. Com um princípio semelhante pode-se efetuar uma injeção instantânea.

Os produtos utilizados precisam respeitar algumas condições:

- Não devem reagir quimicamente com a água ou com substâncias contidas na água.
- A análise precisa ser realizada com facilidade e precisão razoável.
- Não pode ser tóxico a fauna, vegetação ou consumo humano, nem corrosivo e facilmente solúvel.
- O procedimento precisa ser barato.

Os produtos mais utilizados são o bicromato de sódio e a rodamina.

Curva-chave (relação cota-descarga)

As curvas-chaves exigem, em geral, para a sua definição, uma série de medidas abrangendo distintos níveis de água igualmente distribuídos entre as estiagens e as cheias. Quanto maior o número de medições, melhores serão os resultados, considerando-se a ordem de uma dezena o mínimo necessário para uma razoável definição da lei de variação nível-vazão.

Os valores da vazão média são grafados contra as respectivas leituras do linímetro em um sistema de coordenadas em que as abscissas representam as vazões e as ordenadas, as cotas ou leituras da régua. A curva resultante não deverá afastar-se mais do que 5% dos pontos medidos e seu aspecto é, em geral, o de uma parábola de eixo horizontal, sendo portanto exprimível por equações da seguinte forma:

$$Q = A + Bh + Ch^2 \dots$$

$$Q = A(h - h_0)^n$$

em que Q é a vazão; h , é a leitura da régua correspondente à vazão Q ; h_0 , a leitura da régua correspondente à vazão nula; A , B , C , n , são constantes próprias a cada estação.

A expressão algébrica da curva de descarga pode ser obtida pelo método das diferenças finitas ou pelos mínimos quadrados e seu interesse está ligado principalmente à facilidade que oferece para a exploração a vazões não abrangidas pelas medidas diretas. Com essa finalidade, entretanto, o traçado da curva em papel logarítmico apresenta maiores vantagens, pois, como indica a segunda expressão, os pontos tendem a alinhar-se segundo uma reta.

A extrapolação da curva-chave não deve ser efetuada sem um cuidadoso estudo das condições locais no que diz respeito à possibilidade de mudanças do tipo de controle para as maiores vazões. Nem sempre a relação cota-descarga é exprimível por uma simples equação e a curva-chave pode apresentar um ou mais pontos de inflexão.

Ainda com a finalidade de facilitar a extrapolação da curva-chave, costuma-se representar, além da relação $Q \times h$, as variações de velocidade média e da área da seção em função da cota. A curva de velocidades médias apresenta geralmente uma leve concavidade para o lado das ordenadas (h), e um trecho superior sensivelmente retilíneo que auxilia na extrapolação.

O processo de Stevens, baseado na fórmula de Chézy, é outro recurso utilizável para a extrapolação, em caso de limitadas observações diretas.

A vazão pode ser expressa por:

$$Q = C.A\sqrt{R.i}$$

ou

$$Q = C.\sqrt{i}.A.\sqrt{R}$$

O termo $C\sqrt{i}=K$ pode, em geral, ser considerado constante. Admitindo-se o rio como de grande largura, o raio hidráulico é substituído pela profundidade.

$$Q = K.A.\sqrt{h}$$

Grafando-se Q em abscissas contra $A.\sqrt{h}$, os pares de valores definirão pontos sobre uma linha reta que, extrapolada, fornecerá os dados para o prolongamento da curva-chave.

Referências

TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.

TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.

TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.

PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.

VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



tics

J

Vazão máxima

**Unidade J
Hidrologia**

VAZÃO MÁXIMA

Definição

A vazão máxima de um rio é entendida como sendo o valor associado a um risco de ser igualado ultrapassado. O hidrograma de projeto ou hidrograma tipo é uma sequência temporal de vazões relacionadas a um risco de ocorrência. Esta sequência se caracteriza pelo seu volume, distribuição temporal e valor máximo (pico do hidrograma).

A vazão máxima e o hidrograma são utilizados na previsão de enchentes e no projeto de obras hidráulicas tais como condutos, canais, bueiros, reservatórios, drenagem, controle e atenuação de cheias numa determinada área, perímetro de irrigação, diques e extravasores de barragens, entre outras.

A estimativa desses valores tem importância decisiva nos custos e na segurança dos projetos.

No dimensionamento, as vazões devem reproduzir condições críticas possíveis de ocorrer com um determinado risco. Essas condições são identificadas dentro das mais desfavoráveis. Deve-se definir o risco de um projeto de acordo com os objetivos do projeto e, dentro das condições de risco, explorar as condições mais desfavoráveis.

A definição das situações mais desfavoráveis, após a escolha de um risco, envolve as condições iniciais de solo, perdas por retenção e infiltração, distribuição temporal e espacial da precipitação.

O risco é a probabilidade que um valor seja ultrapassado. Esse risco é obtido pelo ajuste de uma distribuição de probabilidade aos valores anuais da variável em estudo (vazão). A probabilidade (P) é o risco da vazão ser ultrapassado em um ano qualquer. Com o inverso da probabilidade temos o tempo de retorno (T):

$$T = \frac{1}{P}$$

Tempo de concentração é o tempo a partir do início da precipitação, necessário para que toda a bacia contribua para o escoamento superficial na seção efluente da mesma. O tempo de concentração é uma característica da bacia hidrográfica, dependendo principalmente da sua rugosidade e declividade superficial.

O risco que uma vazão, com uma probabilidade associada, ocorra nos próximos anos é obtido pela expressão:

$$PR = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^N$$

Onde

- N = número de anos

Previsão de vazões máximas

A vazão máxima é utilizada na previsão de enchentes e nos projetos de obras hidráulicas, tais como: condutos, canais, bueiros, barragens, etc...

A vazão máxima pode ser estimada com base no ajuste de uma distribuição estatística, na regionalização das vazões e na precipitação.

Quando existem dados históricos de vazão no local de interesse e as condições da bacia hidrográfica não se modificarem, pode ser ajustada uma distribuição estatística.

Quando não existem dados, ou a série é pequena, pode-se utilizar a regionalização de vazões máximas ou a precipitação. A regionalização permite estimar a vazão máxima em locais sem dados, com base em postos da região.

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

Vazões máximas com base em séries históricas

A determinação destas vazões são feitas através das distribuições estatísticas utilizadas em hidrologia.

As séries amostrais de vazão podem ser anuais ou parciais. As séries anuais são as vazões máximas ocorridas a cada ano. Neste procedimento são desprezados os outros valores de vazão ocorridos dentro do ano. O ajuste de séries parciais utiliza os valores máximos escolhidos a partir de uma determinada vazão selecionada. Esta vazão é escolhida de tal forma a não incluir vazões pequenas e de existir pelo menos um valor por ano. Os eventos devem ser independentes entre si.

Recomenda-se o uso de séries parciais quando os registros existentes são reduzidos e deseja-se estimar a vazão de tempo de retorno pequeno.

Seleção das vazões

Algumas recomendações para a escolha das vazões:

- para cada ano hidrológico, com período completo, selecione a vazão máxima instantânea;
- na grande maioria dos postos fluviométricos não existe linígrafo, sendo necessário utilizar a vazão máxima diária ou a maior vazão das leituras diárias;
- quando o posto dispõe de linígrafo, procure obter o valor máximo. Quando houver um ano de dados incompletos, verifique se o período que falta é nos meses secos. Compare com postos vizinhos, observando se a maior enchente na região está contida nos meses de falha. Utilize este ano e seu valor, se a falha for no período seco.

Condição das vazões escolhidas

- a série dos valores amostrais de vazão máxima anual devem ser independentes;
- o processo natural de ocorrências das mencionadas vazões é estacionário;
- a amostra deve ser representativa da população.

Independência das vazões:

Para vazões máximas anuais a chance de ocorrer dependência entre valores extremos é pequena, devido ao tempo que separa cada enchente. A escolha da vazão máxima é realizada, em geral, dentro do ano hidrológico. O ano hidrológico corresponde ao período de 12 meses a partir do início do período chuvoso e o fim da estação seca.

Série estacionária:

Uma série é estacionária quando não ocorrem modificações nas características estatísticas da sua população ao longo do tempo. Por exemplo, a não-estacionaridade de uma série pode ser provocada pelo aumento da urbanização, resultando numa mudança gradual das características do escoamento; pela construção de reservatórios ou diques, alterando a série de vazões a jusante da barragem; pelo desmatamento, por exploração ou queima, mudando o comportamento do escoamento.

Amostra representativa:

A confiabilidade dos parâmetros calculados com base na série histórica depende do número de valores da série, das incertezas e da sua representatividade. A diferença entre os parâmetros estatísticos da amostra e os da população é definida como incerteza. As principais fontes de incertezas são os erros de processamento e medição da vazão, devido a não-homogeneidade e a falta de representatividade da amostra.

Ajuste de distribuição estatística

As principais distribuições estatísticas utilizadas em hidrologia para ajuste de vazões máximas são:

- Empírica;
- Log-Normal;
- Gumbel;
- Log-Pearson.

Serão apresentados a seguir as distribuições Gumbel e Log-Pearson III:

Distribuição Gumbel:

As principais relações utilizadas no ajuste da distribuição Gumbel pelo método analítico são as seguintes:

$$P(Q \geq Q_0) = 1 - e^{-e^{-y}}$$

Onde

- $P(Q \geq Q_0)$ é a probabilidade da vazão Q ser maior ou igual a Q_0 , e:

$$y = \frac{(Q - \mu)}{\alpha}$$

chamada de variável reduzida, sendo e e α parâmetros da distribuição e estimados com base na média e desvio padrão da série:

$$\alpha = 0,78.S$$

$$\mu = \bar{x} - 0,5772.\alpha$$

Onde

- \bar{x} e S são a média e o desvio padrão das vazões.

A equação de posição de plotagem utilizada na verificação do ajuste dos valores da amostra para esta distribuição é a seguinte:

$$P(Q \geq Q_0) = \frac{I - 0,44}{N + 0,12}$$

Onde

- i = é a posição das vazões (ordem decrescente); N = tamanho da amostra.

Distribuição Log-Pearson III:

A distribuição log-Pearson III possui três parâmetros: média, desvio padrão e coeficiente de assimetria dos logaritmos das vazões. A estimativa destes parâmetros é obtida por:

$$\bar{x} = \frac{\sum \log Qi}{N}$$

$$S' = \sqrt{\frac{\sum (\log(Qi - \bar{x}))^2}{N - 1}}$$

$$G = \frac{N \cdot \sum (LOGq - \bar{x})^3}{(N - 1)(N - 2) \cdot S^3}$$

A estimativa da vazão para um tempo de retorno T é obtida por:

$$\log Q_T = \bar{x} + K(T, G) \cdot S$$

Onde $K(T, G)$ é obtido com base em uma tabela descrita a seguir. Para valores de G entre -1 e 1 o valor de K pode ser estimado por:

$$K\alpha = \frac{Z_p + \sqrt{Z_p}}{\alpha} \text{ Limite superior}$$

Onde

- K_n é o coeficiente para $G=0$ da tabela anterior.

G	Probabilidades					
	0,50	0,20	0,10	0,04	0,02	0,01
3,0	-0,396	0,420	1,180	2,278	3,152	4,051
2,6	-0,368	0,499	1,238	2,267	3,071	3,889
2,2	-0,330	0,574	1,284	2,240	2,970	3,705
1,8	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499
1,4	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271
1,0	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022
0,6	-0,099	0,800	1,328	1,939	2,359	2,755
0,2	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,472
0,0	-0,0	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326
-0,2	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178
-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880
-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588
-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318
-1,8	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087
-2,2	0,330	0,752	0,844	0,888	0,900	0,905
-2,6	0,368	0,696	0,747	0,764	0,768	0,769
-3,0	0,396	0,636	0,660	0,666	0,666	0,667

Tabela J.1: Valor de K para a distribuição Log-Pearson

A equação de posição de plotagem recomendada para a distribuição log-Pearson III é a seguinte:

$$P = \frac{i - 0,4}{N + 0,1}$$

Limite de confiança

A incerteza de uma estimativa depende da diferença entre os parâmetros da população e da amostra usada. Os limites de confiança procuram medir o grau de incerteza. Para cada estimativa da vazão, com um determinado tempo de retorno (risco) pode-se estimar os limites superior e inferior, entre os quais a vazão estimada se manterá, aceito um grau de confiabilidade denominado nível de significância. Para a distribuição log-Pearson III são utilizadas as seguintes equações:

$$(LogQ)\alpha = \bar{x} + K.\alpha.S$$

Onde $(LogQ)$ é o logaritmo da vazão no limite de confiança com nível de significância α ; $K\alpha$ é o parâmetro para o limite de confiança de nível de significância α . Este parâmetro é calculado com base no tempo de retorno:

$$K\alpha = \frac{Z_p + \sqrt{Z_p}}{\alpha} \text{ Limite superior}$$

$$K_{(1-\alpha)} = \frac{Z_p \sqrt{Z_p^2 - a.b}}{a}$$

Onde

$$a = 1 - \frac{1}{2}$$

$$b = Z_p^2$$

- p = probabilidade;
- Zp = valor de K para G=0;
- N = tamanho da amostra.

Vazões máximas com base em precipitações

A ausência de dados de vazão é o caso mais comum que os engenheiros hidráulicos/ hidrólogos, envolvidos no dimensionamento de obras hidráulicas, enfrentam nas atividades do dia a dia.

Métodos indiretos mais utilizados:

- Método racional;
- Método do hidrograma unitário;
- Método de SoilConservation Service (SCS).

Todos os métodos indiretos estimam as vazões a partir dos dados de chuva que são menos escassos do que os dados de vazão; desta forma, cabe rever, inicialmente, alguns conceitos de chuvas intensas.

Método racional

Serve para a estimativa da vazão máxima de cheia (pico) a partir de dados de precipitação. Utilizado apenas para pequenas bacias, é o método mais utilizado em drenagem urbana (dimensionamento de bueiros, galerias, etc.), drenagem de rodovias, ferrovias, entre outros.

O método racional é largamente utilizado na determinação da vazão máxima de projeto para bacias hidrográficas pequenas de até 500 ha.

Os princípios básicos do método racional são:

- Considerar a duração da precipitação intensa de projeto igual ao tempo de concentração da bacia;
- Adotar um único coeficiente de escoamento superficial (C), estimado com base nas características da bacia hidrográfica;
- Não avalia o volume da cheia e a distribuição temporal das vazões.

$$Q_{\max} = \frac{C.I.A}{3,6}$$

Onde

- Q = pico de vazão, m³/s.
- I = intensidade média de precipitação sobre a bacia, com duração igual ao tempo de concentração da bacia, mm/h.
- A = área de drenagem da bacia, km².
- C = coeficiente de "runoff".

Intensidade:

O tempo de concentração pode ser estimado por uma equação derivada com base na onda cinemática para precipitação constante.

$$tc = \frac{447.(L.n)^{0,6}}{S^{0,3}.I_s^{0,4}}$$

$$I_s = I.C$$

Onde

- tc: tempo de concentração em minutos;
- L: comprimento do rio em km;
- n: rugosidade de Manning;
- S: declividade (m/m);
- I_e: precipitação efetiva em mm/h;

Cobertura da bacia	n
Asfalto suave	0,012
Asfalto ou concreto	0,014
Argila compactada	0,030
Pouca vegetação	0,020
Vegetação densa	0,35
Vegetação densa e floresta	0,40

Tabela J.2 : Coeficiente de Manning
Fonte: Tucci (2004)

A precipitação é obtida das curvas de intensidade, duração e frequência do local em estudo. Quando a equação anterior de cálculo do tempo de concentração (tc) o processo de cálculo torna-se iterativo, pois para determinar a intensidade I é necessário conhecer a sua duração, que é igual ao tempo de concentração. Quando a intensidade é expressa na forma da equação do tipo

$$I = \frac{a.T_r^b}{(t+c)^d}$$

Onde

- Tr: tempo de retorno;
- a, b, c, d: coeficientes que dependem do local;
- t: duração.

Como no método Racional a duração da precipitação é considerada igual ao tempo de concentração, pode-se substituir a equação do tempo de concentração (tc) vista anteriormente na equação de Intensidade (I).

$$I = \frac{a.T_r^b}{\left(\frac{447.(L.n)^{0,6}}{S^{0,3}.C^{0,4}} + C\right)^d}$$

A estimativa do coeficiente C é baseada em tabelas e tem alguns aspectos subjetivos.

O tempo de concentração e o tempo de pico também podem ser estimados por equações empíricas estabelecidas em diferentes regiões. Existem expressões para cada uma destas variáveis além de relações entre si. A seguir veremos algumas equações.

$$tc = 57.\left(\frac{L^3}{H}\right)0,385$$

Onde

- tc: tempo de concentração em minutos;
- L: comprimento do rio em km;
- H: diferença de nível entre o ponto mais alto da bacia e a seção principal (exutório).

O tempo de pico, tempo de retardo e tempo de concentração segundo Mockus citado por Tucci (2004), se relacionam segundo as seguintes equações:

$$tc = \frac{tp}{0,6}$$

$$tm = \sqrt{tc} + 0,6.tc$$

O tempo de pico tem sido expresso por uma função do tipo:

$$tp = C\left(\frac{L.Leg}{\sqrt{S}}\right)^n$$

Onde

- Leg – comprimento do rio principal da foz até o ponto mais próximo ao centro de gravidade da bacia;
- L – comprimento do rio;
- S – declividade;
- C, n – são parâmetros estimados para cada local de interesse.

O coeficiente C pode ser obtido pela tabela J.3, em função do tipo de cobertura existente na bacia hidrográfica, tipo de solo, da declividade do talvegue e do tamanho da bacia hidrográfica.

Sistema Universidade Aberta do Brasil - UAB | IF Sul-rio-grandense

		Classes de Topografia e declividade					
Cobertura do solo	Tipo de solo	Plana 0 - 2,5%	Suavemente ondulada 2,5 - 5%	Ondulada 5 - 10%	Fortemente ondulada 10 - 20%	Amorrada 20 - 40%	montanhosa 40 - 100%
Culturas anuais	Massapé	0,50	0,60	0,68	0,76	0,85	0,95
	Arenosa	0,44	0,52	0,59	0,66	0,73	0,81
	Roxa	0,40	0,48	0,54	0,61	0,67	0,75
Culturas Permanentes	Massapé	0,40	0,48	0,54	0,61	0,67	0,75
	Arenosa	0,34	0,41	0,46	0,52	0,56	0,64
	Roxa	0,31	0,38	0,43	0,48	0,53	0,59
Pastagens limpas	Massapé	0,31	0,38	0,43	0,48	0,53	0,59
	Arenosa	0,27	0,32	0,37	0,41	0,45	0,50
	Roxa	0,25	0,30	0,34	0,38	0,42	0,46
Capoeiras	Massapé	0,22	0,26	0,29	0,33	0,37	0,41
	Arenosa	0,19	0,23	0,25	0,28	0,32	0,35
	Roxa	0,17	0,21	0,23	0,26	0,29	0,32
Matas	Massapé	0,15	0,18	0,20	0,22	0,25	0,28
	Arenosa	0,13	0,15	0,18	0,20	0,22	0,24
	Roxa	0,12	0,14	0,16	0,18	0,20	0,22

Tabela J.3 - Coeficiente de escoamento (c), para áreas agrícolas inferiores a 500 ha, em função da topografia, da cobertura e do tipo de solo.

Fonte: Daker (1983)

Normalmente as bacias hidrográfica apresentam mais de um tipo de cobertura vegetal, tipo de solo e mais de uma declividade, neste caso são feitos cálculos levando-se em consideração estes aspectos da seguinte maneira: por exemplo se estivermos calculando a vazão máxima de uma bacia hidrográfica com três tipos de coberturas vegetais, dois tipos de solo e cada área com uma declividade, calculamos um coeficiente de escoamento superficial médio, ou seja, em função do tipo de cobertura que se tem, da declividade e do tipo de solo, procura-se na tabela o coeficiente C correspondente, após multiplica-se cada um dos coeficientes pela sua respectiva área, obtém-se três valores, em seguida somam-se estes três valores e divide-se pela área total e se obterá um novo coeficiente de escoamento levando em consideração as diferentes características da bacia hidrográfica. Equacionando este sistema teríamos:

$$\bar{C} = \frac{C_1 \times A_1 + C_2 \times A_2 + C_3 \times A_3}{At}$$

Onde

- C₁ = coeficiente de escoamento da Área 1 em função da declividade, tipo de solo e cobertura vegetal;
- C₂ = coeficiente de escoamento da Área 2 em função da declividade, tipo de solo e cobertura vegetal;
- C₃ = coeficiente de escoamento da Área 3 em função da declividade, tipo de solo e cobertura vegetal;
- A₁ = Área 1 da bacia hidrográfica em hectare;
- A₂ = Área 2 da bacia hidrográfica em hectare;
- A₃ = Área 3 da bacia hidrográfica em hectare;
- At = Área total da bacia hidrográfica em hectare.

Tipo de área	C
1 Topografia: terreno plano, declividade de 0,2-0,6 m/km; terreno, declividade de 3-4 m/km; morros, declividade de 30-50 m/km;	0,30 0,20 0,10
2 Solo argila impermeável; permeabilidade média; arenoso;	0,10 0,20 0,40
3 Cobertura áreas cultivadas; árvores.	0,10 0,20

Tabela J.4: Valor de C para áreas rurais
Fonte: (Tucci, 2004)

Zonas	C
Edificação muito densa: Partes centrais, densamente construída de uma cidade com ruas e calçadas pavimentadas	0,70 – 0,95
Edificação não muito densa: Partes adjacente ao centro, de menor densidade de habitações, mas com ruas e calçadas pavimentadas	0,60 – 0,70
Edificações com poucas superfícies livres: Partes residenciais com construções cerradas, ruas pavimentadas	0,50 – 0,60
Edificações com muitas superfícies livres Partes residenciais com ruas macadamizadas ou pavimentadas	0,25 – 0,50
Subúrbios com alguma edificação Partes de arrabaldes e subúrbios com pequena densidade de construção	0,10 – 0,25
Matas, parques e campos de esportes Partes rurais, áreas verdes, superfícies arborizadas, parques ajardinados, campos de esportes sem pavimentação	0,05 – 0,10

Tabela J.5: Valor de C adotado pela prefeitura de São Paulo
Fonte:(Tucci, 2004)

Tempo de retorno (anos)	Cf
2 a 10	1,00
25	1,10
50	1,20
100	1,25

Tabela J.6: Fator de correção de C
Fonte:(Tucci, 2004)

Superfície	C	
	intervalo	Valor esperado
Pavimento:		
Asfalto;	0,70 – 0,95	0,83
Concreto;	0,80 – 0,95	0,88
Calçadas;	0,75 – 0,85	0,80
Telhado;	0,75 – 0,95	0,85
Cobertura – grama solo arenoso:		
Plano (2%);	0,05 – 0,10	0,08
Médio (2 – 7%);	0,10 – 0,15	0,13
Alta (7%);	0,15 – 0,20	0,18
Grama – solo pesado:		
Plano (2%);	0,13 – 0,17	0,15
Médio (2 – 7%);	0,18 – 0,22	0,20
Alta (7%).	0,25 – 0,35	0,30

Tabela J.7: Valor de C
Fonte:(Tucci, 2004)

Método da hidrógrafa unitária

Princípio básico

"Se duas chuvas idênticas ocorrerem em uma bacia hidrográfica, as hidrógrafas de escoamento superficial serão idênticas."

Definição

É a hidrógrafa resultante de uma precipitação efetiva com altura unitária (1 cm, 1 mm, 1 inch, etc.).

Princípio da linearidade e superposição:

Cálculo da hidrógrafa unitária para chuva com duração **T** horas (hidrógrafas unitárias para durações diferentes também são diferentes):

A partir de dados de uma cheia com duração de chuva **T** horas:

- Separa-se o escoamento superficial.
- Determina-se o volume de escoamento superficial, que é igual ao volume de chuva efetiva.
- Calcula-se a altura de chuva efetiva, dividindo o volume pela área da bacia.
- Obtêm-se a hidrógrafa unitária de duração T horas, pela divisão das ordenadas da hidrógrafa de escoamento superficial pela altura efetiva.

O método da hidrógrafa unitária é recomendado para bacias de pequeno e médio porte que possuem extenso período de registro de precipitações e curto período de dados de vazões. Faz-se estudo probabilístico dos dados de chuva, e as chuvas de projeto são aplicadas à hidrógrafa unitária, possibilitando a previsão de vazões.

Previsão de vazões a partir de hidrógrafa unitária:

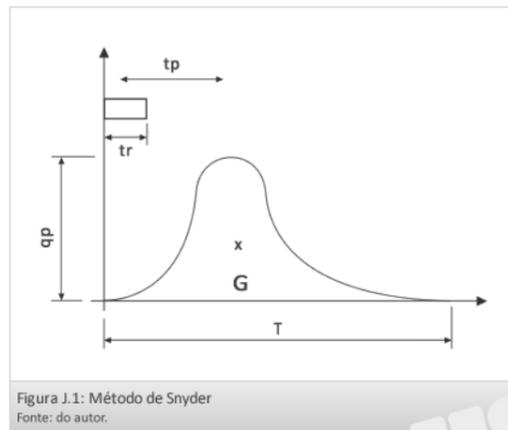
- Cálculo da chuva efetiva.
- Multiplicação da altura pelas ordenadas da hidrógrafa unitária, obtendo-se as ordenadas de escoamento superficial.
- Soma das ordenadas de escoamento superficial com ordenadas de escoamento subterrâneo, obtendo-se as ordenadas de escoamento total.

Em caso de chuvas seguidas, com duração **T** horas cada, aplica-se separadamente a hidrógrafa unitária de duração **T** horas e superpõem-se as hidrógrafas de escoamento superficial resultantes.

Os métodos da **Curva-S** (hidrógrafa unitária para chuva com duração infinita) e da hidrógrafa unitária instantânea (hidrógrafa unitária para chuva com duração tendendo a zero), servem para transformar hidrógrafas unitárias de uma duração de chuva para outras durações. Mendonça (1977) analisou e programou dez métodos de cálculo de hidrógrafa unitária, Mendonça e Campos (1989) adaptaram estes métodos em "software" em linguagem BASIC.

Hidrógrafas unitárias sintéticas

São aquelas cujas ordenadas são obtidas a partir de características físicas da bacia, com finalidade de utilização em bacias onde não existam registros de vazões. Vários métodos foram propostos por hidrólogos para este fim. Entre eles, os mais utilizados são os de Snyder e o do U.S. SoilConservation Service. Snyder estabeleceu as seguintes expressões para a hidrógrafa unitária com altura de chuva unitária **1 inch** (2,54 cm).



$$t_p = C_t (L.L_c)^{0,3}$$

Onde

- t_p = tempo de retardamento da bacia (horas) = tempo entre o centróide da chuva e o centróide do escoamento superficial.
- C_t = coeficiente que varia entre **1,8** e **2,2** (para as bacias dos montes Apalaches).
- L = comprimento do rio principal.
- L_c = distância do ponto do rio principal mais próximo do centróide da bacia até a saída da mesma.

$$t_r = t_p / 5,5$$

- t_r = duração da chuva, em horas

$$q_p = 640C_p A / t_p$$

- q_p = vazão máxima da hidrógrafa unitária (ft^3/s).
- A = área da bacia em milhas quadradas.
- C_p = varia entre **0,56** e **0,69**.

$$T = 3 + 3t_p / 24$$

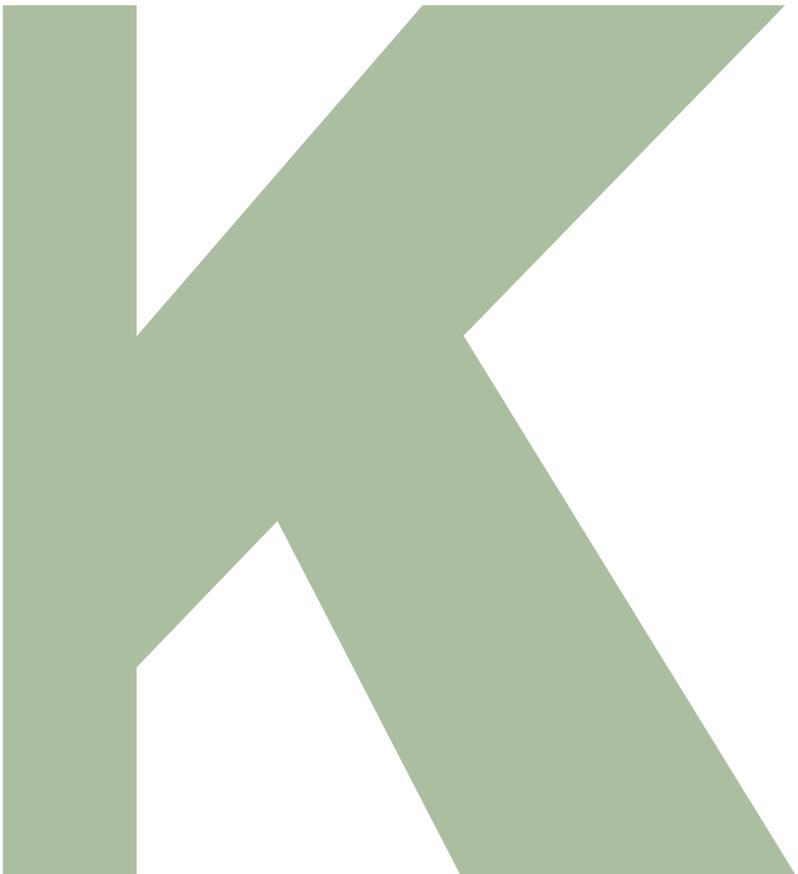
- T = tempo base do escoamento superficial (dias).

Referências

- TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.
- TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrologicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.
- TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrologicos e hidraulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.
- PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.
- GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.
- VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.



TICS



Medição de vazão

**Unidade K
Hidrologia**

UNIDADE **K****MEDIÇÃO DE VAZÃO****Definição**

Chama-se vazão ou descarga, numa determinada seção, ao volume de líquido que atravessa a seção na unidade de tempo. O fluido pode ser líquido gás ou vapor.

$$Q = \frac{V}{t}$$

Onde

- Q = vazão (m³/s)
- V = volume (m³)
- t = tempo (s)

A medida e controle de vazão tem suas mais diversas utilidades tais como, em sistemas de abastecimento de água, estudo de lançamento de esgotos, instalações hidroelétricas, obras de irrigação, etc. A medição de vazão encontra importantes aplicações do transporte de fluidos, nos serviços públicos e na indústria em geral, para controle de relação, bateladas, balanços de massa, contribuindo para a qualidade e otimização de controle de processos. Outras aplicações estão os medidores domésticos (hidrômetro, medidor de gás) e os medidores de combustíveis (bombas de postos de abastecimento).

Medidores de vazão							
Geradores de Dr		Medidores lineares		Volumétricos		Em canais abertos	
Placa	T	Área variável	L	Diafragma	G	Calhas	L
Bocal	T	Coriolis	L	Disco de natação	L	Vertedores	L
Venturi	T	Eletromagnético	LC	Palheta	L		
		Térmico	L	Pistão oscilante	L		
Inserção		Turbina	L	Pistões recíprocos	L		
- pilot	T	Ultrassônico	T				
- pilot de média	T	Vórtice	T	Rotor			
		Medidores especiais		- Lóbulo	G		
Especiais		Força	L	- Engrenagem	L		
- Centrífugos	L	Correlação	E	- Semi-imerso	G		
- Laminares	G	Laser	G				
- Jato	L						

Tabela K.1: Classificação dos princípios de medição de vazão

FONTE: (DELMÉE, 2003)

T – líquidos, gases e vapor; G – medição de gases, exclusivamente; L medição de líquidos exclusivamente; LC – medição de líquidos condutores de eletricidade, exclusivamente; L - não é utilizado para vapores, com exceções; E – líquidos com sólidos em suspensão.

Neste capítulo veremos alguns os métodos mais utilizados e tradicionais na medição de vazão, embora existam muitos outros. Os métodos mais utilizados são os seguintes:

Processos de medidas em condutos forçados:

- Hidrômetro;
- Medidores diferenciais:
 - Diafragma;
 - Medidor Venturi;
 - Tubo de Pitot;

Processos de medição direta (condutos livres):

- Orifícios;
- Bocais;
- Vertedores;
- Medidores de regime crítico (medidor Parshall).

Medidas em condutos forçados

Hidrômetro

Aparelho destinado à medida da quantidade de água que escoar em intervalos de tempo – intervalos relativamente longos.

Este tipo de medidor é empregado geralmente em instalações prediais e industriais. Os hidrômetros nos fornecem a leitura direta do volume de fluido que está escoando.

Existem dois tipos de hidrômetros:

Hidrômetro de velocidade – tipo turbina

Vantagens:

- Mais baratos;
- Mais simples;
- Fácil manutenção;
- Insensíveis às impurezas da água.

Desvantagens:

- Limite de sensibilidade e exatidão menores.

Hidrômetro de volume – compartimento que enche e esvazia continuamente.

Vantagens:

- Maior precisão;
- Maior sensibilidade;
- Indicado para pequenos consumos.

Desvantagens:

- Mais caros;
- Sensíveis às impurezas da água;
- Difícil manutenção.

Medidores diferenciais para condutos forçados:

Consistem numa redução na seção de escoamento de uma tubulação, de modo a produzir uma diferença de pressão, em consequência do aumento de velocidade.

Diafragma:

O tamanho do orifício do diafragma deve estar entre 30% e 80% do diâmetro da tubulação.

- Abaixo de 30% ocorre muita perda;
- Acima de 80% tem-se pouca precisão.

Deve ser instalado em trecho retilíneo horizontal ou vertical, sem perturbações, ou seja, derivações, curvas, registros, etc.

Equação para Diafragma:

$$Q = 3,48 \frac{Cd \times D^2 \times \sqrt{h}}{\sqrt{\left(\frac{D}{d}\right)^4 - 1}}$$

Onde

- Q = vazão (m³/s)
- Cd = coeficiente de descarga (Cd = 0,61)
- D = diâmetro da canalização (m)
- d = diâmetro da seção reduzida (m)
- h = diferença de pressão entre os dois pontos de medida (mca)

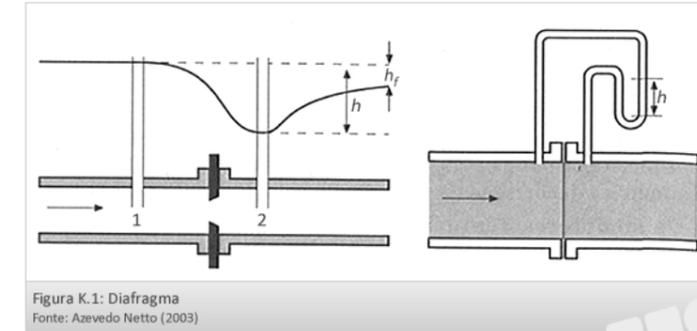


Figura K.1: Diafragma
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Medidor Venturi:

Compreende três seções principais, uma peça com uma seção convergente, uma peça com uma seção divergente e uma seção intermediária que constitui a garganta ou seção estrangulada.

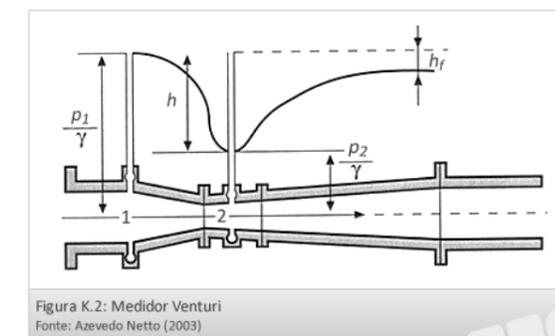


Figura K.2: Medidor Venturi
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Características do medidor Venturi:

O diâmetro da garganta esta compreendido entre 1/4 e 1/3 do diâmetro da tubulação.

Classificação:

- Venturi longo – compreendido entre 5 e 12 vezes o diâmetro da tubulação;
- Venturi curto – compreendido entre 3,5 e 7 vezes o diâmetro da tubulação.

O medidor Venturi deve ser precedido de um trecho de canalização retilínea, pelo menos 6 vezes o diâmetro da canalização.

Equação para venturi:

$$Q = \sqrt{\frac{2xg}{\left(\frac{1}{A_2^2} - \frac{1}{A_1^2}\right)}} x \sqrt{h}$$

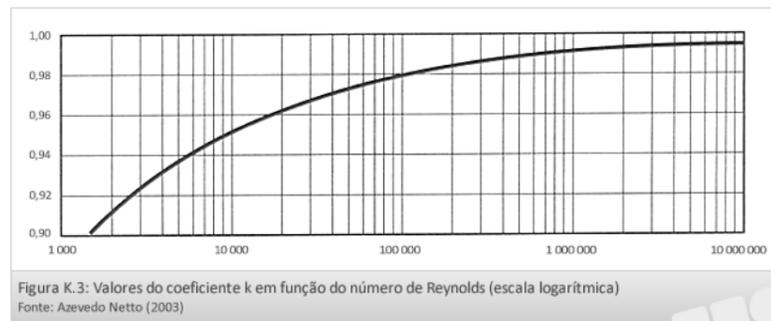
Onde

- Q = vazão (m³/s);
- A2 = área da seção estrangulada (m²);
- A1 = área da seção do conduto (m²);
- h = diferença de pressão entre os dois pontos (mca).

Deve-se ainda introduzir um coeficiente corretivo “k” de modo que:

$$Q = k x \sqrt{\frac{2xg}{\left(\frac{1}{A_2^2} - \frac{1}{A_1^2}\right)}} x \sqrt{h}$$

O coeficiente “k” depende do número de Reynolds, obtido em um gráfico de escala logarítmica.



Tubo de Pitot:

O tubo de Pitot consiste na instalação de dois tubos piezométricos ao longo de uma canalização, sem que ocorra a diminuição da seção da tubulação. Um dos tubos é curvado em direção contrária ao escoamento do fluido.

A diferença é que o tubo de Pitot fornece a velocidade de escoamento do fluido dentro da canalização, sabendo-se o diâmetro da tubulação tem-se condição de se calcular a vazão de escoamento no conduto.

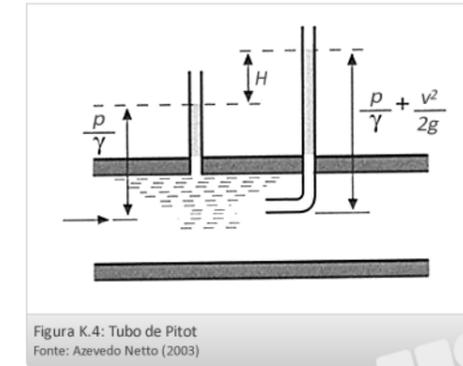
Equação para tubos de Pitot:

$$V = \sqrt{2 x g x H}$$

$$Q = V x A \text{ e } A = \frac{\pi x D^2}{4}$$

Onde

- V = velocidade de escoamento (m/s);
- H = diferença de pressão entre os dois pontos (mca);
- g = aceleração da gravidade (m/s²);
- A = área da seção do conduto (m²).

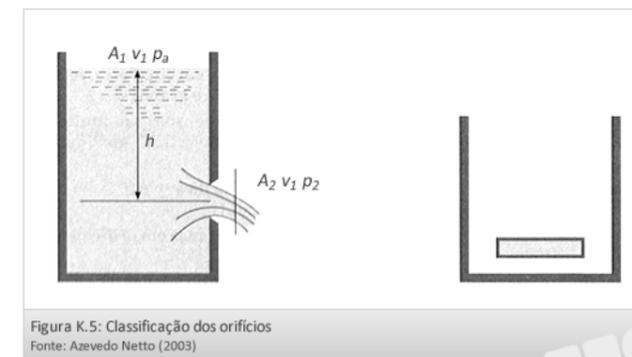


Medidas de vazão direta

Orifícios:

- Classificação dos orifícios:

Os orifícios são perfurações, geralmente de forma geométrica definida, feitas abaixo da superfície livre do líquido em paredes de reservatórios, tanques, canais ou canalizações.



Os orifícios podem ser classificados quanto à forma e quanto ao tamanho:

- quanto à forma – circulares, retangulares, etc.
- quanto ao tamanho – pequenos ou grandes.

São considerados pequenos orifícios aqueles cujas dimensões são muito menores que a profundidade em que se encontram:

Dimensão vertical ≤ 1/3 da profundidade

Os orifícios ainda podem ser classificados quanto à natureza das paredes:

- Orifícios em parede delgada;
- Orifícios em parede espessa.

A parede é considerada delgada quando o jato líquido apenas toca a perfuração em uma linha que constitui o perímetro do orifício (Figuras a e b). Numa parede espessa, verifica-se a aderência do jato (Figura c).

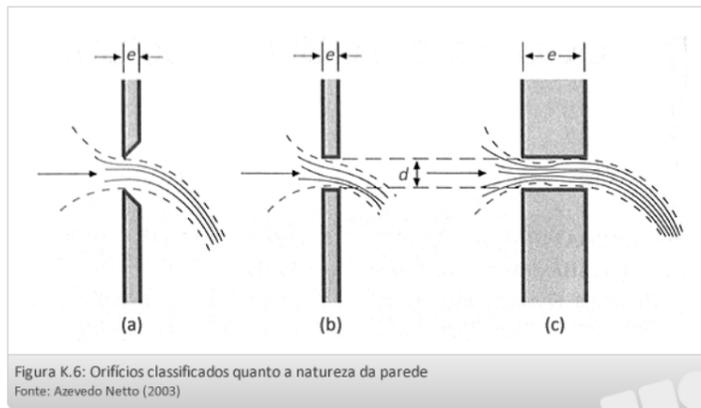


Figura K.6: Orifícios classificados quanto a natureza da parede
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Os orifícios delgados são obtidos em chapas finas ou pelo corte em bisel. O acabamento em bisel não é necessário se a espessura e da chapa é inferior a 1,5 vezes o diâmetro d do orifício suposto circular ou a menor dimensão, se o orifício tiver outra forma:

$$e \leq 1,5xd$$

Onde

- e – espessura da chapa;
- d – diâmetro ou menor dimensão do orifício.

Se e for maior que 1,5 vezes o diâmetro, o jato poderá se colar ao interior da parede, classificando-se o orifício como em parede delgada.

Se o valor de e estiver compreendido entre 2 e 3 vezes o diâmetro d teremos o caso de um **Bocal**.

Cálculo da vazão em orifícios:

Orifícios de pequenas dimensões:

No caso de orifícios pequenos, pode-se admitir, sem erro apreciável, que todas as partículas atravessam o orifício animadas da mesma velocidade, sob a mesma carga h .

A equação utilizada para o cálculo da vazão em pequenos orifícios é a seguinte:

$$Q = C_d \times A \times \sqrt{2gh}$$

Onde

- C_d – coeficiente de descarga do orifício (tabelado);
- A – área do orifício (m^2);
- h – carga sobre o centro do orifício (m).
- Na prática é adotado um valor médio do C_d para orifícios em geral de 0,61.

Orifícios de grandes dimensões:

Tratando-se de orifícios grandes, já não se pode admitir que todas as partículas que os atravessam estejam animadas da mesma velocidade, porquanto não se pode considerar uma carga única (h).

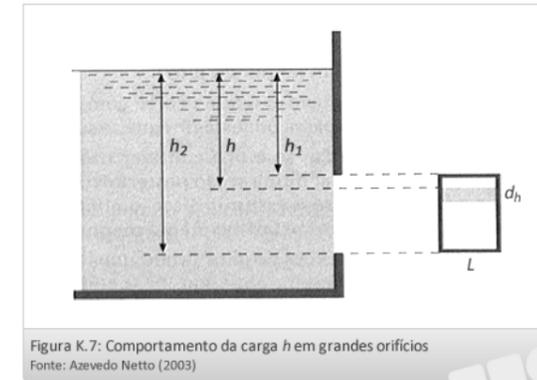


Figura K.7: Comportamento da carga h em grandes orifícios
Fonte: Azevedo Netto (2003)

A equação que trata do cálculo de vazão para grandes orifícios é a seguinte:

$$Q = \frac{2}{3} \times C_d \times A \times \sqrt{2g \left(\frac{h_2^{3/2} - h_1^{3/2}}{h_2 - h_1} \right)}$$

Contração incompleta da veia

No caso de orifícios abertos, junto ao fundo ou às paredes laterais, é indispensável uma correção, pois esta situação provoca alteração na vazão. Nessas condições, aplica-se um coeficiente de descarga C'_d corrigido.



Figura K.8: Contrações na veia de escoamento em orifícios.
Fonte: Azevedo Netto (2003)

$$C'_d = C_d \times (1 + 0,15k) - \text{para orifícios regulares}$$

Onde

$$k = \frac{\text{Perímetro da parte em que há supressão}}{\text{Perímetro total do orifício}}$$

Ou pode ser obtido da seguinte forma, para orifícios retangulares:

$$k = \frac{b}{2(a+b)} ; k = \frac{a+b}{2(a+b)} ; k = \frac{2a+b}{2(a+b)}$$

Onde **a** e **b** são as dimensões do orifício ilustrados na figura 8.

Para orifícios circulares a equação é semelhante a de orifícios retangulares:

$$C'_d = C_d(1 + 0,13k)$$

O coeficiente k para orifícios circulares junto a uma parede lateral é $k = 0,25$, para orifícios junto ao fundo $k = 0,25$, para orifícios junto ao fundo e uma parede lateral $k = 0,50$, para orifícios junto ao fundo e duas paredes laterais $k = 0,75$.

Orifícios afogados em paredes delgadas:

Diz-se que um orifício está afogado quando a veia escoa em massa líquida abaixo do nível do fluido, ou seja, o orifício está submerso, como mostra a figura:

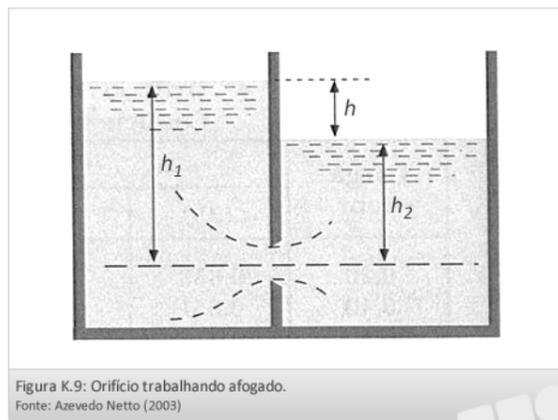


Figura K.9: Orifício trabalhando afogado.
Fonte: Azevedo Netto (2003)

A expressão de Torricelli pode ser mantida, porém, a carga h deve ser considerada como a diferença entre as cargas de montante e jusante:

$$h = h_1 - h_2$$

Bocais:

Os bocais ou tubos adicionais são constituídos por peças tubulares adaptadas aos orifícios. Servem para dirigir o jato. O seu comprimento deve estar compreendido entre 1,5 vezes e 3 vezes o seu diâmetro.

Bocais	1,5 a 3 D
Tubos muito curtos	3 a 500 D
Tubos curtos	500 a 4000 D
Tubos longos	Acima de 4000 D

Tabela K.2: Classificação dos bocais

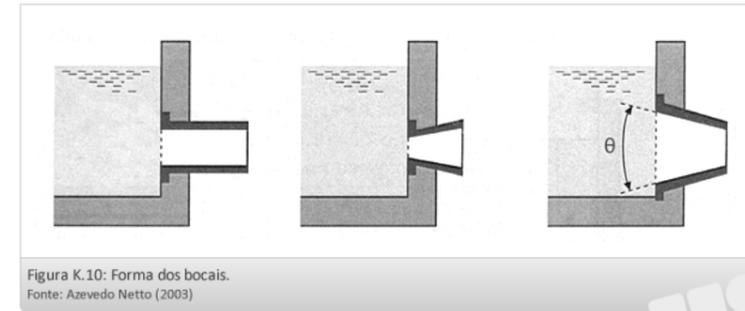


Figura K.10: Forma dos bocais.
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Os bocais costumam ser classificados em:

- Cilíndricos:
 - interiores ou remanescentes ($C_d = 0,51$);
 - exteriores ($C_d = 0,82$);
- Cônicos:
 - Convergentes ($C_d = 0,94$);
 - Divergentes ($C_d = 0,97$ a $0,98$);

Na prática, os bocais são construídos para várias finalidades: combate a incêndios, operações de limpeza, serviços de construção, aplicações agrícolas, tratamento de água, máquinas hidráulicas, etc.

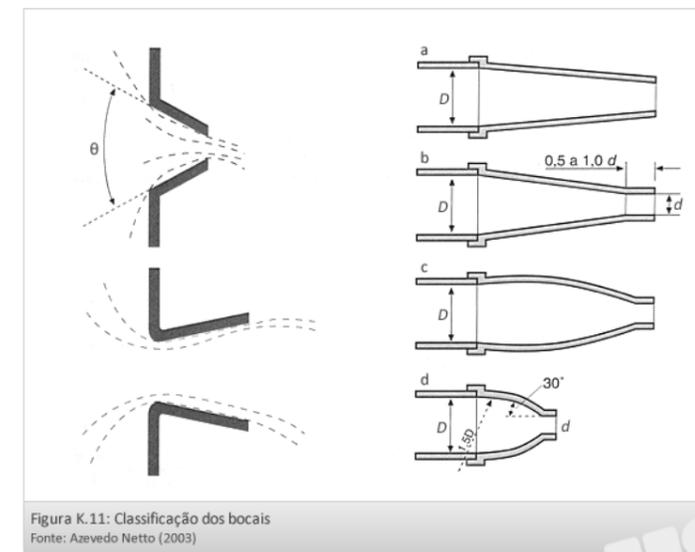


Figura K.11: Classificação dos bocais
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Cálculo da vazão nos bocais:

Aos bocais aplica-se a fórmula geral, deduzida para orifícios pequenos:

$$Q = C_d \times A \times \sqrt{2gh}$$

Tubos curtos:

Para citar exemplos mais comuns de tubos curtos, basta mencionar certos tipos de extravasores, canalizações para o esvaziamento de tanques, descarga de canalizações, bueiros, instalações industriais, etc.

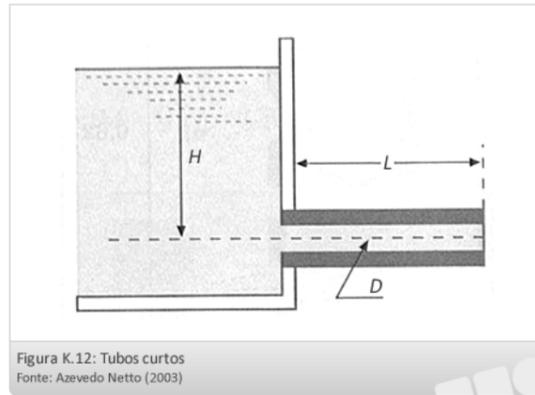


Figura K.12: Tubos curtos
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Analisando-se os tubos curtos, sob um aspecto mais geral, encontra-se para L=0, orifícios; L=D, orifícios; L=2D, bocais; L=3D, bocais.

Quando o comprimento L ultrapassa em muitas vezes o diâmetro D, encontra-se o caso das tubulações:

$$L > n \times D$$

Teoricamente, o valor de n não deve ser inferior a 40 nos casos mais favoráveis, devendo exceder a 250, nos casos mais comuns. Merriman considerava o comprimento 500 x D como limite inferior para as tubulações propriamente ditas.

Cálculo de vazão em tubos curtos:

A determinação da vazão de tubos muito curtos sujeitos à descarga livre, pode ser feita aplicando-se a expressão geral de descarga nos bocais:

$$Q = C_d \times A \times \sqrt{2gH}$$

Onde

- Q – vazão (m³/s);
- A – seção transversal de escoamento (área útil do tubo) (m²);
- g – aceleração da gravidade (9,8 m/s²);
- H – carga inicial disponível (m).

O coeficiente de descarga Cd (ou coeficiente de velocidade Cv) dependerá do comprimento relativo do tubo, isto é, de L/D:

Para orifícios em paredes delgadas:

$$Q = C_d \times A \times \sqrt{2gH}$$

Para bocais, este valor se eleva:

$$\frac{L}{D} < 0,5 \quad C_d = 0,61$$

Para tubos muito curtos, o valor de Cd vai decrescendo, à medida que se eleva a relação L/D, em consequência da influência dos atritos internos e externos (parede do tubo).

Eytelwein obteve os seguintes resultados com tubos novos de ferro fundido, de 0,30m de diâmetro, ensaiados com uma carga inicial de 30 m.

$\frac{L}{D} = 10$	Cd = 0,77
--------------------	-----------

$\frac{L}{D} = 20$	Cd = 0,73
$\frac{L}{D} = 30$	Cd = 0,70
$\frac{L}{D} = 40$	Cd = 0,66
$\frac{L}{D} = 60$	Cd = 0,60

Vertedores:

Os vertedores podem ser definidos como simples paredes, diques ou aberturas sobre os quais um líquido escoo. O termo aplica-se, também, a obstáculos à passagem da corrente e aos extravasores.

Os vertedores são, por assim dizer, orifícios sem a borda superior.

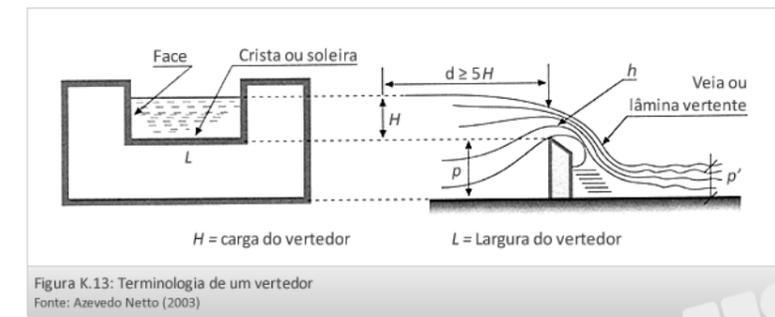


Figura K.13: Terminologia de um vertedor
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Classificação dos vertedores:

- Forma:
 - simples (retangular, trapezoidal, triangular, etc.)
 - compostos (seções combinadas)
- Altura relativa da soleira:
 - Vertedores completos ou livres (p > p')
 - Vertedores incompletos ou afogados (p < p')
- Natureza da parede:
 - vertedores em parede delgada (chapas ou madeira chanfrada)
 - vertedores em parede espessa (e > 0,66H)

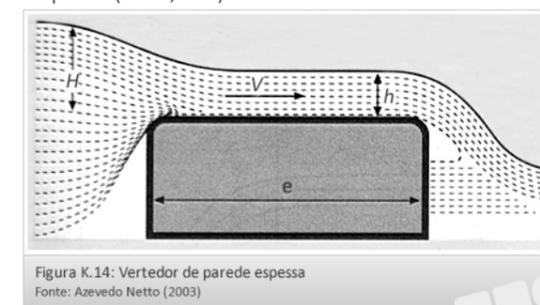
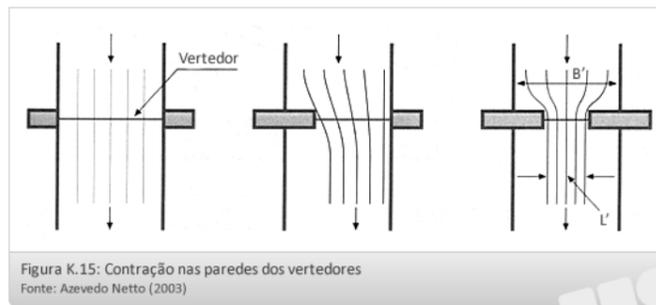


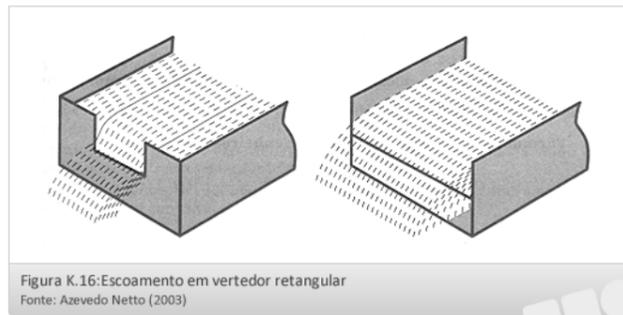
Figura K.14: Vertedor de parede espessa
Fonte: Azevedo Netto (2003)

- Largura relativa:
 - vertedores sem contrações laterais (L = B)

- vertedores contraídos ($L < B$) (com uma contração ou com duas contrações)



Vertedores retangulares de parede delgada:



Fórmulas práticas:

Fórmula de Francis:

$$Q = 1,838 \times L \times H^{3/2}$$

Onde

- Q – vazão (m^3/s)
- L – comprimento de crista (m)
- H – carga sobre o vertedor (m)

As contrações ocorrem nos vertedores cuja largura é inferior a do canal em que se encontram instalados ($L < B$).

Deve-se considerar na aplicação da fórmula um valor corrigido para L:

- para uma contração:

$$L' = L - 0,1H$$

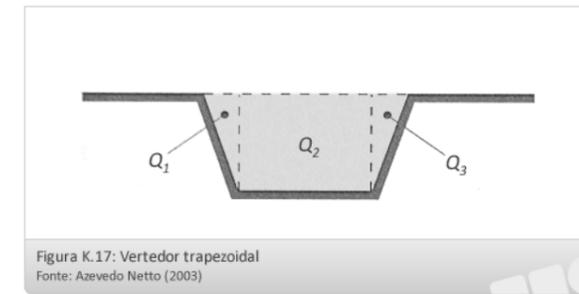
- para duas contrações:

$$L' = L - 0,2H$$

Vertedores trapezoidais ou de Cipolletti

Cipolletti procurou determinar um vertedor trapezoidal que compensasse o decréscimo de vazão devido às contrações.

A inclinação das faces foi estabelecida de modo que a descarga através das partes triangulares do vertedor correspondesse aos decréscimos de descarga, devido às contrações laterais, com a vantagem de evitar a correção nos cálculos.

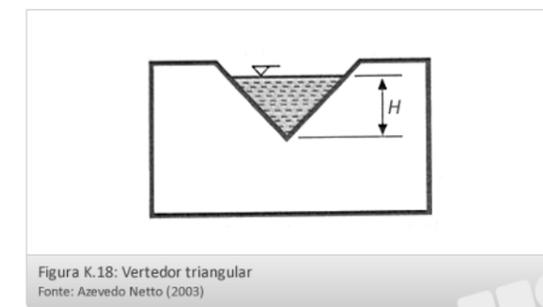


Para o cálculo da vazão é utilizado a mesma equação de Francis, com a vantagem de não ser necessário a correção das contrações:

$$Q = 1,838 \times L \times H^{3/2}$$

Vertedores Triangulares:

Os vertedores triangulares possibilitam maior precisão na medida de cargas correspondentes a vazões reduzidas. São geralmente trabalhados em chapas metálicas. Na prática, somente são empregados os que têm forma isósceles, sendo mais usual os de 90°.



Para estes vertedores adota-se a fórmula de Thompson:

$$Q = 1,4 \times H^{5/2}$$

Onde

- Q – vazão (m^3/s);
- H – carga sobre o vertedor (m).

Vertedor Circular:

O vertedor de seção circular, embora raramente empregado, oferece como vantagem a facilidade de execução e não requer nivelamento da soleira.

A equação da vazão para um vertedor circular é a seguinte:

$$Q = 1,518 \times D^{0,693} \times H^{1,807}$$

Onde

- Q – vazão (m^3/s)
- D – diâmetro do orifício (m)
- H – carga sobre o vertedor (m)

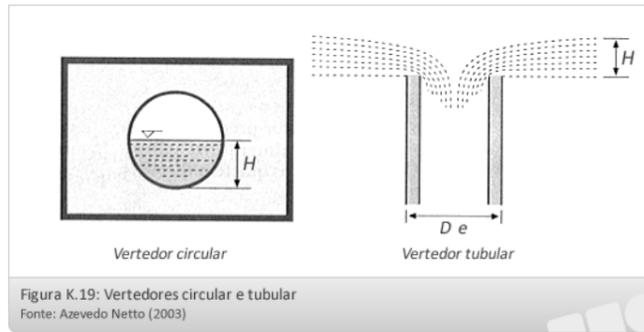


Figura K.19: Vertedores circular e tubular
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Vertedor Tubular:

Os tubos verticais instalados em tanques, reservatórios, caixas de água, etc, podem funcionar como vertedores de soleiras curvas, desde que a carga seja inferior à quinta parte do diâmetro externo (De):

$$H < \frac{D_e}{5}$$

Para calcular a vazão aplica-se a seguinte equação:

$$Q = K \times L \times H^n$$

Onde:

$$L = \pi \times D_e$$

Valores de D _e (m)	K
0,175	1,435
0,25	1,440
0,35	1,455
0,50	1,465
0,70	1,515

Tabela K.3: As experiências mostram que n = 1,42 e que o coeficiente K depende do diâmetro do tubo.

Vertedores de parede espessa:

Um vertedor é considerado de parede espessa, quando a soleira é suficientemente espessa para que na veia aderente se estabeleça o paralelismo dos filetes:

Aplicando-se Torricelli:

$$V = \sqrt{2g(H-h)}$$

e

$$Q = L \times h \sqrt{2g(H-h)}$$

Ou para a largura unitária, L = 1:

$$Q = \sqrt{2g(H \times h^2 - h^3)}$$

ou

$$Q = 1,71 \times L \times H^{3/2}$$

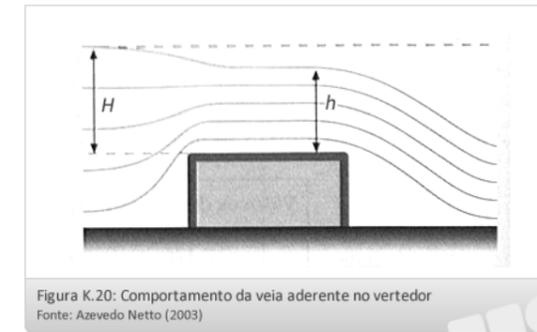


Figura K.20: Comportamento da veia aderente no vertedor
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Medidor de regime crítico ou Parshall

Os medidores de regime crítico podem constituir num simples estrangulamento adequado de seção, no rebaixamento ou na elevação do fundo, ou ainda numa combinação conveniente dessas singularidades, capaz de ocasionar regime livre de escoamento.

Há uma grande variedade de medidores desse tipo, sendo bastante conhecidos os medidores Parshall.

Os medidores Parshall são constituídos por uma seção convergente, uma seção estrangulada e uma seção divergente.

Os medidores Parshall são muito indicados para medida de vazão de esgotos, pelo fato de não apresentarem arestas vivas ou obstáculos à corrente líquida.

Como a perda de carga é relativamente pequena, o seu emprego tende a se generalizar.

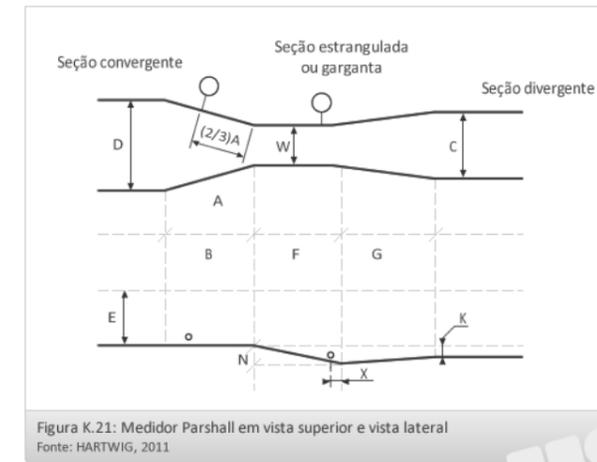


Figura K.21: Medidor Parshall em vista superior e vista lateral
Fonte: HARTWIG, 2011

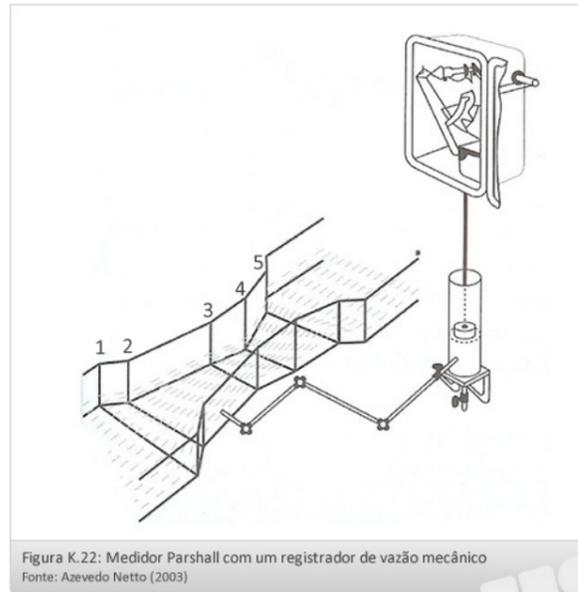


Figura K.22: Medidor Parshall com um registrador de vazão mecânico
Fonte: Azevedo Netto (2003)

Classificação:

São indicados nominalmente pela largura da seção estrangulada.

- Na primeira seção (convergente) o fundo é em nível;
- Inclinado na garganta (9 vert; 24 horiz);
- Na seção divergente é em alicive (1 vert; 6 horiz).

Emprego

- Regular a distribuição de água em propriedades agrícolas
- Canais de rega, através de medidas de vazão
- Medidas de vazão em estações de tratamento de água
- Estações de tratamento de esgoto

Condições de descarga

- Escoamento ou descarga livre
- Afogamento ou submersão

No primeiro (a) se faz livre como nos vertedores, a veia líquida independe da condição de jusante, basta medir a carga H_a ;

No segundo caso o nível da água a jusante é suficientemente elevado para influenciar e retardar o escoamento (descarga submersa);

- Causado por condições de jusante - Obstáculos existentes;
- Falta de declividade nos trechos subsequentes.

Para medir a vazão é necessário medir uma segunda carga H_b próximo ao final da garganta

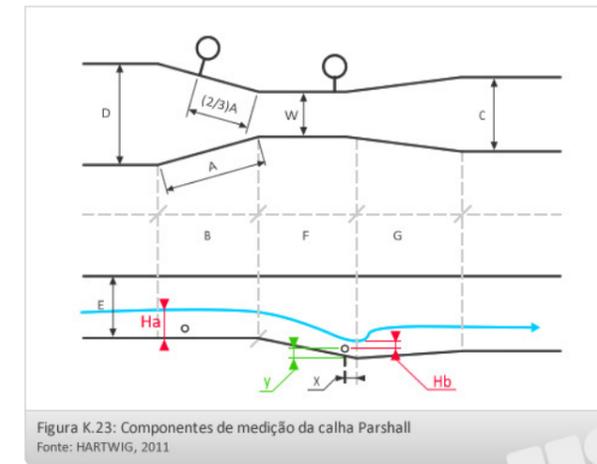


Figura K.23: Componentes de medição da calha Parshall
Fonte: HARTWIG, 2011

Se as leituras estiverem abaixo destes limites o escoamento será livre. A submersão nunca deverá ultrapassar o limite de 95%, pois não se tem precisão desejável.

Vantagens dos medidores Parshall:

- Facilidade de realização;
- Baixo custo;
- Não forma depósitos de material em suspensão;
- Uma só medição de H é suficiente;
- Tamanhos mais variados já ensaiados, sem a necessidade de novos cálculos;
- Emprego de diversos materiais (alvenaria, concreto, madeira, metal, etc).

Localção dos medidores:

- Deve-se evitar grandes turbulências na sua seção inicial.
- Não devem ser instalados logo após uma comporta.
- Não devem ser instalados após uma curva. Os turbilhonamentos poderiam provocar ondas ou sobre-elevações capazes de comprometer a precisão dos resultados.

Fórmula geral para vazão:

$$Q = k.H^n$$

$$Q = 2,2.w.H^{\frac{3}{2}}$$

Onde

- k e n são tabelados;
- w = tamanho do medidor (m);
- Q = vazão (m^3/s).

Escolha do medidor Parshall é função da:

- Largura do canal existente;
- Profundidade da água neste canal;
- Perda de carga admissível;
- Possibilidade de vazões futuras diferentes.
- Existem tabelas com tamanhos de medidores levando em conta estes fatores, em regime de escoamento livre.

Extravaso de barragens:

No traçado da seção transversal dos extravasores ou sangradouros das represas, ou no estudo do perfil das próprias barragens que funcionam afogadas, procura-se adotar a forma mais satisfatória, tendo-se em vista o escoamento da lâmina vertente.

A forma ideal é aquela que favorece a vazão ou descarga e que ao mesmo tempo, impede a ocorrência de efeitos nocivos à estrutura, tais como o vácuo parcial, as pulsações da veia, as vibrações, etc.

O traçado da crista deve ser feito para a vazão máxima esperada, isto é, para a maior carga admissível.

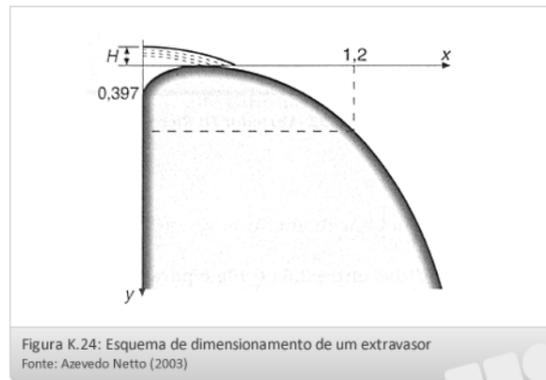


Figura K.24: Esquema de dimensionamento de um extravasador
Fonte: Azevedo Netto (2003)

De acordo com as experiências de Creaguer e Escande, podem ser adotados os valores da tabela acima para uma carga H = 1,0 m. Para outros valores de H, basta multiplicar as coordenadas indicadas pelos mesmos. Nas condições ideais de projeto, pode-se aplicar a seguinte equação:

$$Q = 2,2 \times L \times H^{3/2}$$

Distribuição das velocidades nos canais:

A variação da velocidade, nas seções dos canais, vem sendo investigada há muito tempo. Para o estudo da distribuição das velocidades consideram-se duas seções.

Seção transversal

A resistência oferecida pelas paredes e pelo fundo reduz a velocidade. Na superfície livre a resistência oferecida pela atmosfera e pelos ventos também influencia a velocidade. A velocidade máxima será encontrada na vertical (1) central em um ponto pouco abaixo da superfície livre conforme a figura abaixo.

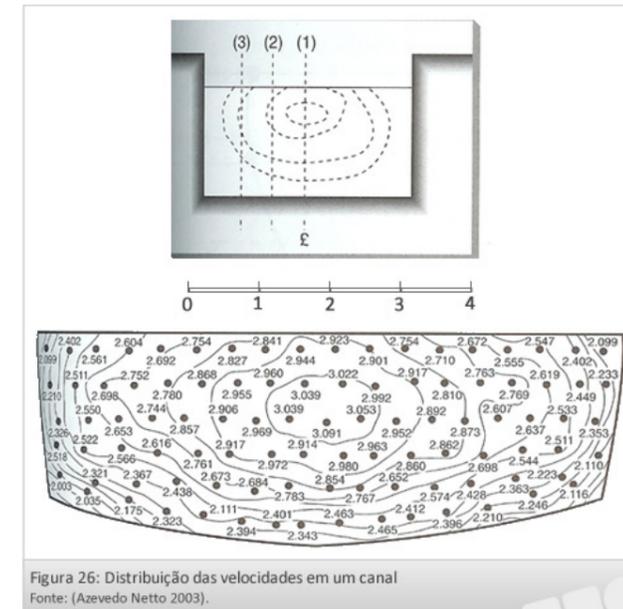


Figura 26: Distribuição das velocidades em um canal
Fonte: (Azevedo Netto 2003).

Seção longitudinal

Considerando-se a velocidade média em determinada seção como igual a 1 pode-se traçar o diagrama da velocidade com a profundidade.

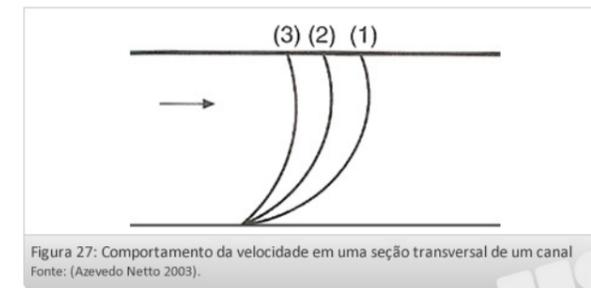


Figura 27: Comportamento da velocidade em uma seção transversal de um canal
Fonte: (Azevedo Netto 2003).

Relações para a velocidade média:

- a) A velocidade média numa vertical geralmente equivale de 80% a 90% da velocidade superficial.
- b) A velocidade a seis décimos de profundidade é, geralmente, a que mais se aproxima da velocidade média:

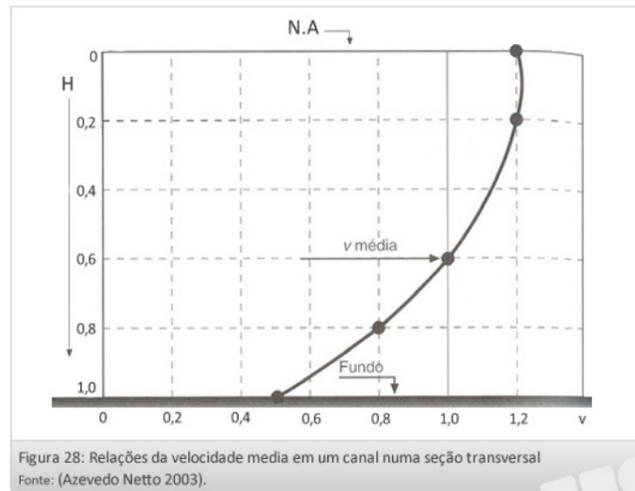
$$V_{med} \cong V_{0,6}$$

- c) Com maior aproximação do que a relação anterior, tem-se:

$$V_{med} \cong \frac{V_{0,2} + V_{0,8}}{2}$$

- d) A velocidade média também pode ser obtida partindo-se de:

$$V_{med} \cong \frac{V_{0,2} + V_{0,8} + 2V_{0,6}}{4}$$



Movimento de água em condutos abertos:

Métodos de avaliação:

Avaliar uma corrente é medir a quantidade de água que passa por unidade de tempo.

A avaliação das correntes superficiais podem ser feitas por métodos diretos, indiretos ou por cálculo.

- Métodos diretos: mede-se diretamente a quantidade de água, fazendo-se escorrer dentro de um recipiente tarado (volume e superfícies conhecidos). É utilizado somente para vazões não superiores a 20 litros por segundo (0,020 m³/s).
- Métodos indiretos de avaliação: utilizados para vazões superiores a 20 litros por segundo como, por exemplo, orifícios, vertedores, etc.
- Por cálculo: em função da seção molhada e a declividade.

Fórmulas práticas:

- Fórmula de Chezy:

As fórmulas estabelecidas para o escoamento em condutos livres baseiam-se na expressão de Chezy, que determina a velocidade de escoamento do fluido dentro do canal:

$$V = C \times \sqrt{R \times I}$$

Onde:

- R = raio hidráulico, compreendido pela razão entre a **área molhada (A)** e o **perímetro molhado (P)**.
- I = declividade por metro do fundo do canal (m/m).
- C = coeficiente de rugosidade das paredes do canal, depende da natureza e estado das paredes e da forma do canal.

- Formula de Manning:

Manning elaborou um expressão para o cálculo do coeficiente C, da seguinte maneira:

$$C = \frac{R^{1/16}}{n}$$

Onde

- R – raio hidráulico (m)
- n – coeficiente que depende da natureza das paredes do canal.

Então, o valor da velocidade é calculado da seguinte maneira:

$$V = \frac{1}{n} \times R^{1/16} \times \sqrt{R \times I}$$

ou

$$V = \frac{1}{n} \times R^{2/3} \times I^{1/2}$$

As fórmulas propostas para condutos livres apenas levam a resultados satisfatórios quando a forma dos canais é estável e definida. Por isso, nem sempre elas podem ser aplicadas com segurança, no caso de rios e cursos de água naturais. Existem valores de n para aplicação na equação de Manning em canais naturais.

Para isso, há vários fatores que não são considerados em tais fórmulas. Entre eles fatores pode-se citar: irregularidades do fundo do leito, bancos de areia e depósitos bentais, ou ainda, irregularidades na superfície das águas, desenvolvimentos vegetais, curvas, obstruções e outros.

Determinação da velocidade em condutos livres:

Flutuadores:

Consiste em um objeto flutuante que adquire a velocidade das águas que o circunda.

Podem ser de três tipos:

- **Simplex ou de superfície** – são aqueles que ficam na superfície da água e medem a velocidade superficial da corrente. O inconveniente apresentado por este flutuador é o fato de ser muito influenciado pelo vento, pelas correntes secundárias e pelas ondas.
- **Duplos ou subsuperficiais** – constituem-se em pequenos flutuadores de superfície ligados por um cordel a corpos submersos, à profundidade desejada. Nessa condição, mantém-se o corpo submerso a cerca de seis décimos da profundidade do conduto, determina-se a velocidade média.
- **Bastões flutuantes** – são tubos metálicos ocos ou de madeira, tendo na parte inferior um lastro de chumbo, de modo a flutuar em posição próximo da vertical. O comprimento do bastão deve ser no máximo igual a 0,95H.

Francis apresentou a seguinte fórmula para este método:

$$V_{med} = V_{obs} \left(1,02 - 1,116 \sqrt{1 - \frac{L}{H}} \right)$$

Onde

- L – comprimento do bastão (m)
- V_{obs} – velocidade observada com o flutuador (m/s)
- H – profundidade do conduto (m)
- Observação – esta equação é válida para L/H > ¾.

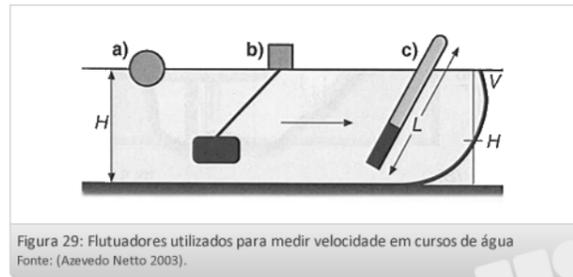


Figura 29: Flutuadores utilizados para medir velocidade em cursos de água
Fonte: (Azevedo Netto 2003).

Exemplo de determinação da velocidade em um canal:

Escolhe-se um trecho retilíneo de um curso de água de seção regular. Estende-se duas cordas de lado a lado, distanciadas de 15 a 50 metros. Divide-se transversalmente o curso de água em várias seções. Soltam-se os flutuadores, medindo-se o tempo gasto no percurso. Sempre que um flutuador se desvia do seu curso, abandona-se a leitura e repete-se o lançamento. As seções do leito do curso de água é determinada por meio de medidas com régua graduada ou por meio de sondagens.

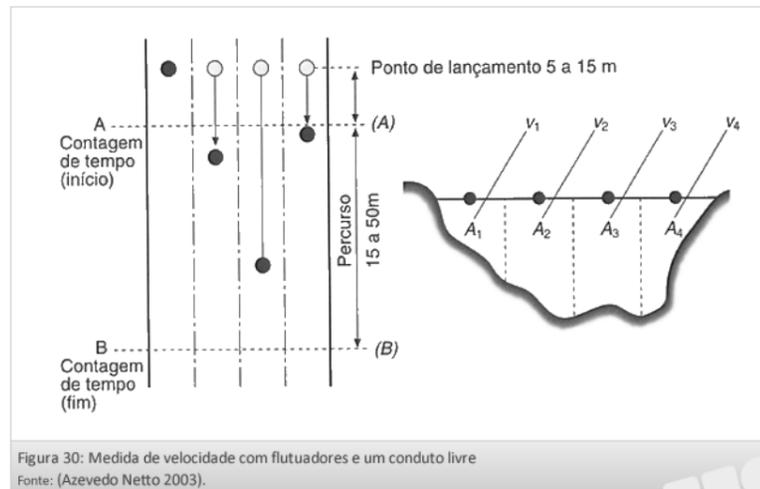


Figura 30: Medida de velocidade com flutuadores e um conduto livre
Fonte: (Azevedo Netto 2003).

Molinetes:

Os molinetes são aparelhos constituídos de palhetas, hélices ou conchas móveis, as quais, impulsionadas pelo líquido, fornecem o número de rotações proporcional à velocidade da corrente. São de dois tipos:

- de eixo horizontal
- de eixo vertical

Ambos se baseiam na proporcionalidade que se verifica entre a velocidade de rotação do aparelho e a velocidade da corrente.

Cada volta, ou cada determinado número de voltas, estabelece-se um contato elétrico e o aparelho emite um som.

Este dispositivo permite conhecer o número de revoluções do eixo durante um determinado intervalo de tempo, ou seja, a velocidade de rotação.

A velocidade da corrente é dada em função do número de voltas por segundo e de coeficientes particulares para cada aparelho.

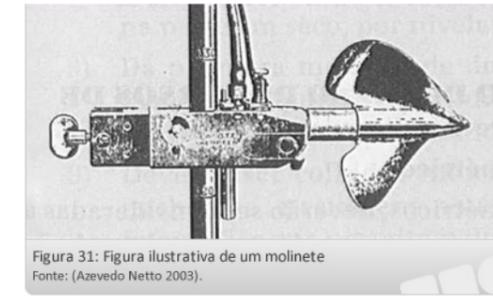


Figura 31: Figura ilustrativa de um molinete
Fonte: (Azevedo Netto 2003).

A determinação destes coeficientes é feita, experimentalmente, mediante a operação denominada taragem ou aferição.

Referências

- TUCCI, Carlos (organizador). **Hidrologia ciência e aplicação**. 3 ed., Porto Alegre, Editora da Universidade da UFRGS/ABRH, 2004.
- TUCCI, CARLOS E. M. . **Modelos hidrológicos** . Porto Alegre: ed. da UFRGS : ABRH , 1998.
- TOMAZ, PLINIO . **Cálculos hidrológicos e hidráulicos para obras municipais** . São Paulo : Navegar , 2002.
- PINTO, Nelson L. de Souza. **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.
- GRIBBIN, John E. **Introdução a Hidráulica, Hidrologia e Gestão de águas pluviais**. São Paulo: Ceangage Learning, 2009.
- VILLELA, S. M. **Hidrologia aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil. 1975.

