

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

ALFREDO BANDINI

Professor Catedrático de Hidráulica - Chefe do
Departamento de Hidráulica e Saneamento

HIDROLOGIA
APLICADA AO APROVEITAMENTO DOS RECURSOS
HIDRÁULICOS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS

Publicação n.º 134



Serviço de Publicação da
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

1967

Í N D I C E

Capítulo I - PLUVIOMETRIA

1- Origem das chuvas.....	1
2-	6
3- Valores anuais e mensais - Regime das chuvas.....	10
a)	10
b)	13
4- Eventos Meteorológicos Críticos.....	19
a)	19
b)	20
c)	24
d)	26

Capítulo II - ACUMULAÇÕES NATURAS LAGOS E GLACIAIS

A) Lagos	29
1-	29
2-	29
3- Cálculo prático de Q_a	37
4- A evaporação na superfície livre dos lagos.....	37
a)	37
b)	38
c) Método Direto	39
d) Método Hidrológico	41
e) Fórmulas Empíricas	42
f)	44
B) Glaciais	46
1-	46
2-	47

Capítulo III - CURSOS DE ÁGUAS
SUPERFICIAIS

1- Bacia Hidrográfica	49
2- Balanço Hidrológico	51
3-	53
4- O regime dos cursos de água	55
a)	55
b)	56
5- Diagramas Característicos - Funções de Utilização	59
a) Frequências e durações	62
b) Concentração	
c) Vazões: Máximas derivadas e médias utilizadas	66
d) Volumes: perdido e deficitário	67
e) Observações	68
→ 6- Enchentes	68
a)	68
b) Causas	68
c) Curso da Enchente	70
d) Elementos hidrológicos característicos	71
e) Propagação das enchentes	72
f) Vazão máxima durante a enchente ...	82
f/I) Cálculo da vazão média pelo método meteorológico	84
f/II) Cálculo da vazão máxima por métodos probabilísticos	88
7- Estiagens	94
a) Estiagem	94
b) Curvas de esgotamento	96

Capítulo IV - LENÇÓIS SUBTERRÂNEOS

1- Generalidades	103
2- Mananciais	104

a) Mananciais alimentados por lençóis com superfície livre	105
b) Mananciais alimentados por lençóis artesianos	107
3- Estudo hidrológico dos mananciais	108
a)	108
b)	112

APÊNDICE

TABELAS

Tabela nº 1	123
Tabela nº 2	124
Tabela nº 3	125
Tabela nº 4	126

GRÁFICOS

Gráfico nº 1	129
Gráfico nº 2	133
Gráfico nº 3	134
Gráfico nº 4	135

- INTRODUÇÃO -

I - O objetivo do volume em tela é o estudo de fenômenos hidro-meteorológicos, relacionados com problemas técnicos de engenharia, quais sejam:

1. Aproveitamento múltiplo das disponibilidades hídricas de uma bacia para produção de energia elétrica, irrigação, abastecimento de cidades etc.
2. Saneamento urbano (esgotos pluviais) e rural (drenagem de baixadas alagadiças).
3. Defesa das inundações e obras de regularização de álveos de rios.

Na realidade numerosos são os fatores meteorológicos e hidrométricos que contribuem para definir o "regime" das bacias alimentadoras de cursos de água. O desenvolvimento completo do assunto poderia ser apresentado somente em um tratado geral de hidrologia. Contudo, em vista dos objetivos fixados para o nosso trabalho, limitar-nos-emos a fazer uma exposição de argumentos específicos, que interessem aos técnicos e projetistas de construções hidráulicas.

Os referidos argumentos incluem, essencialmente: elementos de pluviometria; acumulações naturais (lagos e glaciais); balanço hidrológico de cursos de água e funções de utilização das vazões; eventos críticos (chuvas intensas, enchentes, estiagens); afloramento de lençóis subterrâneos (mananciais).

Uma síntese das magnitudes hidro-meteorológicas, que se consideram características para estudos referentes aos problemas técni-

cos mencionados inicialmente, está apresentada no fim do volume, por meio de um exemplo numérico. Esse exemplo, elaborado para uma bacia hidrográfica oportunamente escolhida, esclarece bastante os aspectos qualitativos e quantitativos do assunto, dando outrossim, uma útil orientação para elaborar trabalhos práticos sôbre o particular.

O AUTOR

- CAPÍTULO I -

PLUVIOMETRIA

1- ORIGEM DAS CHUVAS - O ar atmosférico contém vapor de água. O peso de vapor de água contido na unidade de volume da atmosfera chama-se "umidade absoluta", h_u que pode se exprimir em gr/m^3 .

Agora, sabemos que: pressão atmosférica (p_a) = pressão do ar seco (p') + pressão do vapor (p''), sendo p' e p'' as pressões que teríamos, no caso de que o ar seco e o vapor ocupassem, separadamente o volume.

Da expressão precedente, tira-se:

$$p'' = p_a - p' = \varnothing$$

Por outra parte sabemos que, ficando constante a temperatura (t), o peso pela unidade de volume de um gás é proporcional à pressão que ele exerce; no caso do vapor de água ter-se-á pois:

$$h_u = K_t \cdot p'' = K_t (p_a - p') = K_t \varnothing$$

Por causa disto, a umidade absoluta (h_u) é relacionada também com a "tensão de vapor" a qual se exprime em mm de mercúrio.

A correlação entre umidade absoluta (h_u em gr/m^3) e tensão de vapor (\varnothing , em mm de mercúrio) é:

$$h_u = \frac{1,0599 \tilde{z}}{1+0,00367.t}$$

O vapor d'água tem - como os outros vapores - um valor máximo \tilde{z}_m chamado "tensão de saturação", que depende da temperatura (t): a lei que exprime esta dependência é do tipo:

$$\tilde{z}_m = a t^n$$

com ($a > 0$) e ($n > 1$).

Indicamos, na tabela seguinte os valores de \tilde{z}_m e h_u em função de t.

Temp. °C	\tilde{z}_m (mm de Hg)	h_u (gr/m ³)
-30°	0,30	0,35
-20°	0,79	0,90
-10°	1,97	2,17
0°	4,58	4,85
10°	9,18	9,39
20°	17,41	17,19
30°	31,56	30,41
40°	54,97	50,80

A relação (em %) entre a tensão efetiva (ζ) do vapor e a tensão máxima (ζ_m) que corresponde a particular temperatura d'êlê chama-se "umidade relativa".

Indica-se como "deficit higrométrico", a diferença: $\zeta_m - \zeta$.

A temperatura, em correspondência da qual, uma determinada tensão coincide com a saturação, chama-se "ponto de orvalho (t_{or})".

Exemplo - Suponhamos termos para $t=20^{\circ}\text{C}$ a umidade absoluta: $9,4 \text{ gr/m}^3$.

Agora, para $h_u = 9,4$ temos a "tensão real:

$$\zeta = 9,54 \text{ (mm de Hg)}$$

Porém, para: $t = 20^{\circ}\text{C}$ é: $\zeta_m = 17,41$

Teremos pois, o "deficit higrométrico":

$$17,41 - 9,54 = 7,87 \text{ mm}$$

e a "umidade relativa":

$$\frac{9,54}{17,41} \cdot 100 = 54,7 \%$$

enquanto o "ponto de orvalho" é $\sim 10^{\circ}\text{C}$.

Até a temperatura t , se manter acima do ponto de orvalho resulta:

$$\zeta < \zeta_m$$

e a umidade absoluta é compatível com as con-

dições termométricas do ar.

Porém, se (t) descer abaixo do ponto de orvalho (t_{or}) então, verificar-se-á: $\bar{z} > \bar{z}_m$.

E sendo que, isto é impossível, acontece que a diferença:

$$h_u(t) - h_u(t_{or})$$

condensa-se dando lugar a neblinas, nuvens ou precipitações atmosféricas.

Assim, por exemplo, fazendo referência ao caso precedente, suponhamos que a temperatura, desça até 0°C, temperatura à qual corresponde:

$$\bar{z}_m = 4,58 < 9,54 \text{ (mm Hg)}$$

Sendo que: $h_u(0^\circ) = 4,85 \text{ gr/m}^3$ resultará uma condensação de:

$$9,40 - 4,85 = 4,55 \text{ gr/m}^3$$

"Os abaixamentos de temperatura que originam as chuvas, derivam quase que exclusivamente da "expansão" gerada pela subida de camadas de ar quente".

Conforme a origem deste movimento de ascensão, distinguem-se três classes de chuvas:

"de convenção"- quando o movimento tem sua origem em fenômenos normais isto é, que sucedem regular e permanentemente no ar atmosférico:

- "ciclônicas" - se o movimento é produzido por perturbações atmosféricas, como por exemplo: depressões barométricas;
- "de relevo" - quando o movimento sucede por causa das irregularidades da superfície da terra, como por exemplo, morros, serras, que desviam e orientam as correntes de ar para cima.

Entre as latitudes 30°N e 30°S, as elevadas temperaturas, geram um contínuo movimento de ar quente para cima, logo expansão do vapor, abaixamento consequente de temperatura e chuvas de convecção.

Nas latitudes superiores a 30° (N e S) temos situações barométricas irregulares e variáveis, por causa de formação de zonas, de baixa pressão (ciclônicas) e de alta pressão (anti-ciclônicas); prevalece então o segundo tipo de chuvas.

O terceiro tipo, verificar-se-á quando as condições orográficas se apresentarem favoráveis, em relação também à direção dos ventos.

Queremos mencionar também as chamadas precipitações de "contato ou ocultas". Estas precipitações originam-se pela condensação do vapor de água na superfície do solo e pelo depósito, na própria superfície, de partículas condensadas, ainda contidas no ar. Este fenômeno pode lograr importância, nas altas serras, devido à presença de fortes quantidades de neblina e nuvens.

As precipitações de contacto, quando aparecem no estado líquido, tomam o nome de orvalho; quando dão lugar às camadas sólidas (de espessura muito pequena) indicam-se com o nome de geadas.

2- Executa-se a medição das precipitações atmosféricas, por meio de aparelhos chamados "pluviômetros", constituídos essencialmente, por vasos cilíndricos adequados para receber e guardar a chuva caída.

O tipo normal consta de um cilindro, fechado por um funil que recolhe a água e impede a evaporação (FIGURA Nº 1); esvazia-se o recipiente cada dia em hora fixa, por meio de uma torneira colocada na parte inferior.

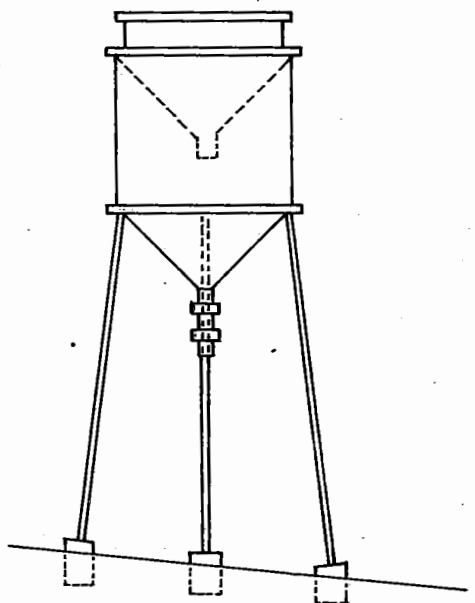


FIGURA Nº 1

O tipo registrador ou "pluviógrafo" funciona por um dispositivo de sifão ou de balança; este dispositivo faz mover uma ponta, a qual traça um diagrama sobre uma fôlha enrolada em volta de um tambor, que gira com velocidade angular constante em torno do eixo.

O pluviômetro registrador permite conhecer não apenas a quantidade, mas também a dis

tribuição da chuva no tempo.

Para medir as precipitações nas altas serras, em locais onde não seria possível acudir durante muitos meses do ano, emprega-se o pluviômetro "totalizador (FIGURA Nº 2)", que permite a acumulação das precipitações atmosféricas, durante prazos mais ou menos longos.

O totalizador tem como característica a em bocadura estreita e uma proteção chamada "cortina de Nipher", que visa regularizar o movimento das partículas líquidas na embocadura. No interior coloca-se uma solução de cloreto de cálcio (CaCl_2) para liquefazer a neve, e óleo de vaselina que, flutuando na superfície, obstaçuliza a evaporação.

A altura de chuva corresponde naturalmente à relação entre o volume de água contido no aparelho e a superfície da embocadura.

Os pluviômetros fornecem os valores das chuvas num local fixado.

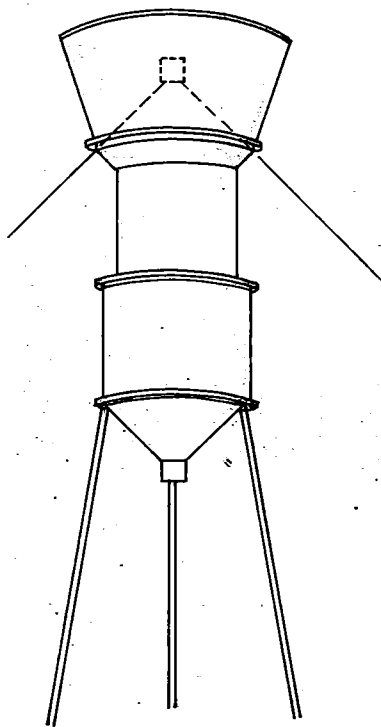


FIGURA Nº 2

Interessante, muitas v^êzes, é calcular a altura média da chuva distribuída s^ôb^re uma determinada superfície (bacia) ou bem - como é uso dizer - o afluxo meteorológico s^ôb^re a bacia mesma.

Conhecidos os val^ôres das chuvas - relativas a um período de tempo Δt - em determinados locais, constro^e-se o mapa pluviométrico, com as curvas isoietas (FIGURA Nº 3) as quais obt^êm-se, juntando os pontos onde a precipitaç^õa em Δt sup^õe-se constante.

Sejam h_i e h_{i+1} as alturas de chuvas em duas curvas contíguas e seja ω_i a superfície compreendida entre elas.

O volume de água caida s^ôb^re ω_i ser^á:

$$V_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \cdot \omega_i$$

e o volume total correspondente à bacia formada de: 1,2,... n faixas ω_i delimitadas por (n + 1) isoietas ser^á:

$$V = \sum_1^n V_i = \frac{1}{2} \sum_1^n (h_i + h_{i+1}) \cdot \omega_i$$

O conhecimento do "afluxo" é muito importante, desde que a distribuição das chuvas n^ão é constante e sim varia com a extens^ão das superfícies acometidas.

" Intensidade (i) " da chuva de altura (h) no intervalo de tempo (Δt), é a relaç^õo:

$$i = \frac{h}{\Delta t}$$

É uso exprimir as chuvas em (mm): os a-
fluxos em (mm) ou milhões de metros cúbicos
(10^6 m^3).

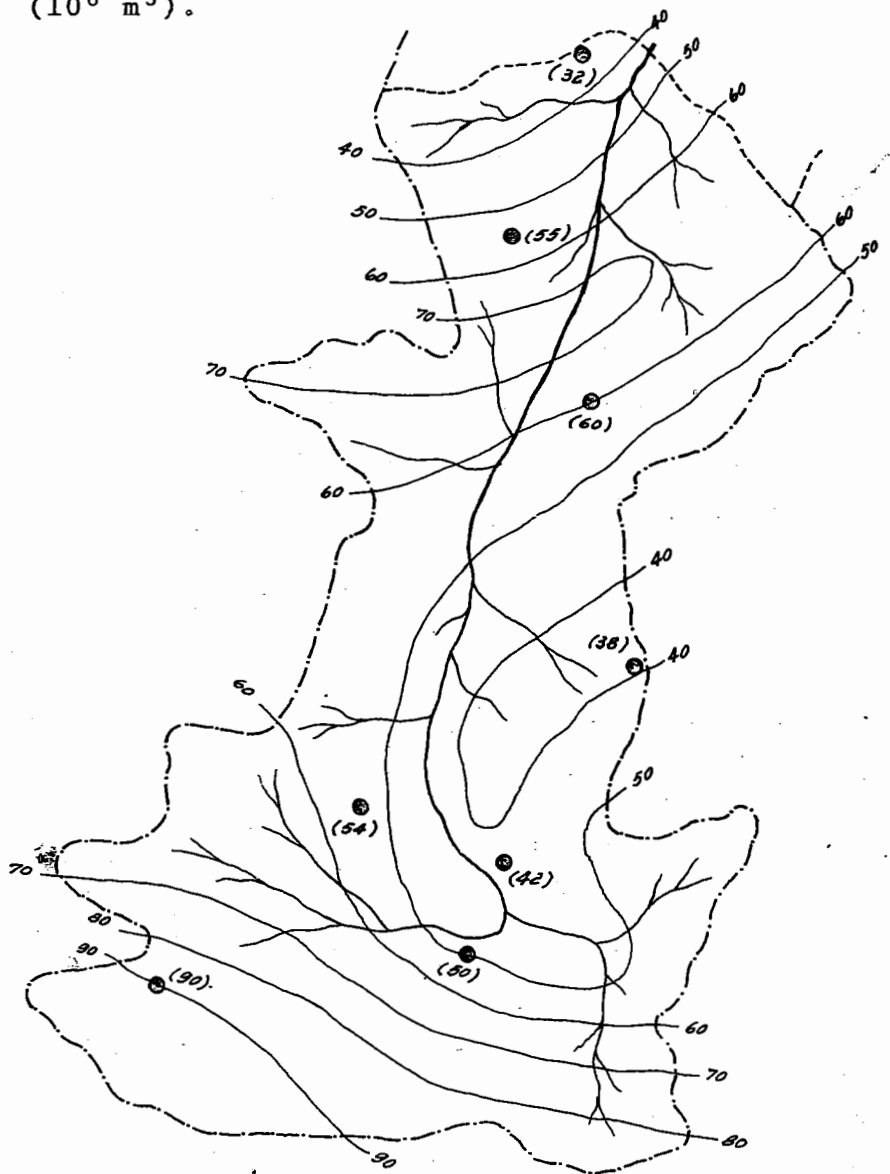


FIGURA Nº 3

3- VALORES ANUAIS E MENSASIS - REGIME DAS CHUVAS.

a) As alturas de chuvas anuais - isto é, caídas durante um ano - variam de ano para ano; muito embora se lançarmos mãos de um número de anos suficientemente grande, poderemos estabelecer, para cada posto pluviométrico, um valor característico: "médio anual" ou "normal", que ficará quase constante, variando os anos que compõem o período (de duração constante) e também variando - dentro de limites razoáveis - o número de anos que compõem o período.

Assim, por exemplo, nos dois postos pluviométricos da ESTAÇÃO DA LUZ (São Paulo) e ALTO DA SERRA, localizados ambos no território do Estado de São Paulo e para os quais temos valores das alturas de chuvas medidas, desde 1889 até 1951, temos calculado os seguintes elementos característicos (em mm).

Postos	Alts. anuais normais (1889-1951)	Alts. médias anuais de 15 anos consecutivos	
		máxima	mínima
ESTAÇÃO DA LUZ	1329,9	1395,1	1226,7
ALTO DA SERRA	3523,8	3848,33	3363,71

A distribuição das chuvas anuais sobre a superfície terrestre depende essencialmente de dois fatores:

"meteorológico" - que determina a distribuição geográfica;

"orográfico" - que determina a distribuição topográfica, evidenciando características relativas a superfícies de extensão mais limitada.

Em face do estudo de uma bacia hidrográfica, o fator mais interessante é o orográfico; limitar-nos-emos aqui a referir duas leis básicas:

α) As elevações e as irregularidades da superfície terrestre, determinam, como já foi visto, correntes ascendentes; nas regiões montanhosas e expostas a ventos úmidos, as precipitações são maiores do que nas planícies e em zonas sem vegetação.

β) Os vales, orientados na direção dos ventos úmidos, constituem canais de concentração das correntes aéreas, e por consequência, das precipitações meteorológicas.

Na FIGURA Nº 4 indicamos o andamento das precipitações anuais em função de um perfil orográfico (ABC) e das direções dos ventos úmidos (1) e (2).

Se a direção dos ventos úmidos é única (1) o diagrama das precipitações tomaria o andamento típico (MNP) com máximo um pouco a montante do cume.

Se houver ventos úmidos nas direções (1) e (2) das duas vertentes, o andamento de formar-se-á seguindo o diagrama MNQRS, com mínimo secundário, aproximadamente em correspondência do cume.

O emprêgo de formas empíricas para calcular o valor da precipitação anual, ao longo de um perfil orográfico, deve ser feito com muita prudência: os resultados obtidos podem-se todavia considerar úteis, como dados de primeira aproximação.

CONTI estabeleceu a fórmula seguinte:

$$h = h_0 - a x + b y + c t g . \alpha$$

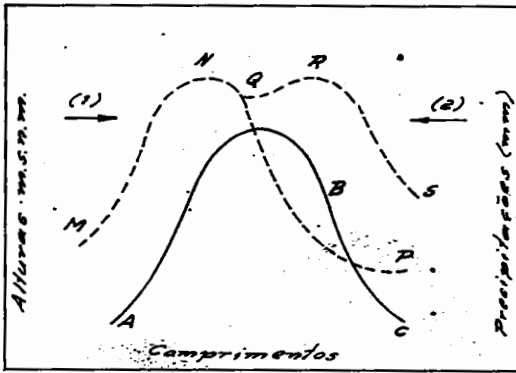


FIGURA Nº 4

onde:

h - é a precipitação anual "normal", em um posto localizado na costa (y) sobre o nível do mar é a distância (x) do próprio mar; distância medida ao longo da linha que individualiza o percurso dos ventos úmidos.

α - a inclinação do terreno na secção longitudinal vertical, feita segundo a direção do vento.

h_0 - o valor normal da precipitação, em um posto pluviométrico na costa, na proximidade do ponto terminal da linha de percurso dos ventos úmidos, porém longínquo de elevações importantes do terreno.

a, b, c - coeficientes a serem determinados, em função de pares de valores conhecidos de h e h_0 .

Se existissem no posto mais direções de ventos úmidos, precisar-se-ia aplicar a fórmula nas diferentes direções com valores diferentes de a, b, c , e assinalando a h e h_0 o significado duma parte da precipitação total e justamente a parte devida ao vento úmido considerado.

HANN propõe um método, para determinar o valor normal num posto B, com poucos anos de observação, em função da média normal conhecida de um posto A; o mencionado autor dá a fórmula.

$$(h_B)_n = (h_A)_n \frac{(h_B)_m}{(h_A)_m}$$

sendo:

$(h_B)_n$ - o valor normal em B

$(h_A)_n$ - o valor normal em A

$(h_B)_m$ e $(h_A)_m$ - as médias nos dois postos, para um período comum de m anos.

Para aplicar a fórmula de HANN é preciso que dois postos não sejam muito longínquos, que se encontrem na mesma vertente, expostos aos mesmos ventos úmidos.

b) As alturas de precipitação "mensais" num posto pluviométrico, variam de mês para mês, com o ano de observação.

Muito embora, observa-se que a distribuição das chuvas, nos vários meses do ano, corresponde a um andamento, que sofre alterações relativamente pequenas, de ano para ano.

Lançando mão de um período suficientemente longo, podem-se determinar as médias mensais ou "valôres normais mensais": a série dos doze valôres normais ou melhor, as doze relações entre as normais mensais e a m

dia normal anual, definem o regime das precipitações atmosféricas no curso do ano.

O regime das chuvas depende diretamente do regime das correntes aéreas regulares e das perturbações ciclônicas.

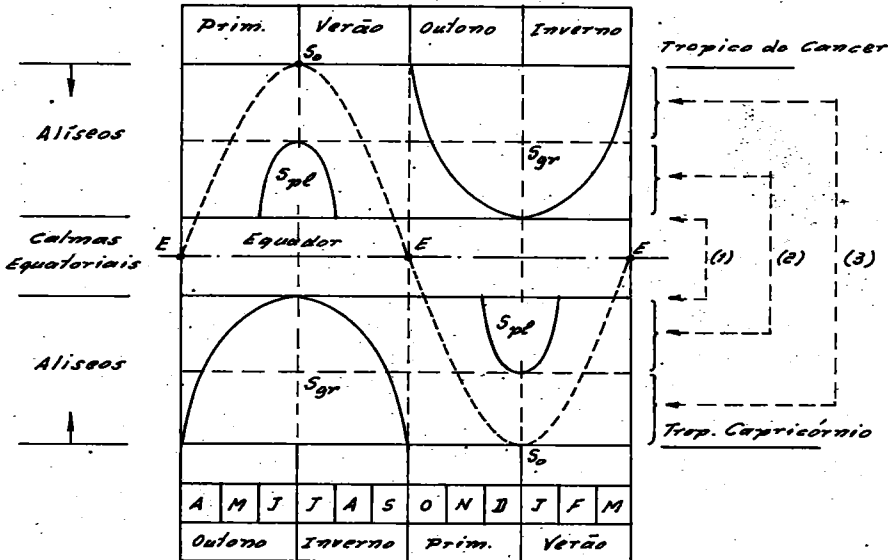


FIGURA Nº 5

(De Martorme- Traité de Geographie Physique - Vol. I - Paris. -1925)

α) A faixa equatorial, por causa das elevadas temperaturas, está sujeita - como já vimos - a correntes ascendentes permanentes.

Teremos pois precipitações o ano todo com máximos, em correspondência da passagem do sol no zenite, isto é, dos equinócios - (E (FIGURA Nº 5 (1))).

Nas zonas sub-equatoriais (2), as máximas temperaturas - logo as máximas correntes em ascensão do ar e as máximas precipitações - verificam-se em correspondência das duas passagens do sol no zenite.

Nos períodos intermediários dominam os aliseos (ventos bem mais secos); ter-se-ão pois, dois períodos de escassa pluviosidade: o primeiro curto, que abrange o fim da primavera e o começo do verão (solstícios) e o segundo mais longo que abrange praticamente outono e inverno.

Nas faixas tropicais (3) temos um período de intensa pluviosidade, em correspondência aos solstícios, e um período seco, que abrange o resto do ano.

β) Outro grupo de regimes pluviométricos depende das diferenças térmicas entre oceanos e continentes, nas diferentes estações do ano (FIGURA Nº 6).

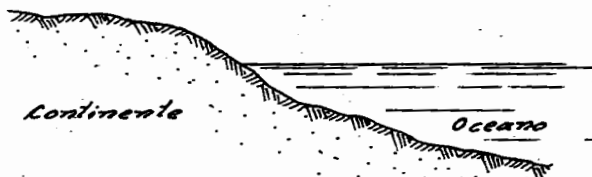
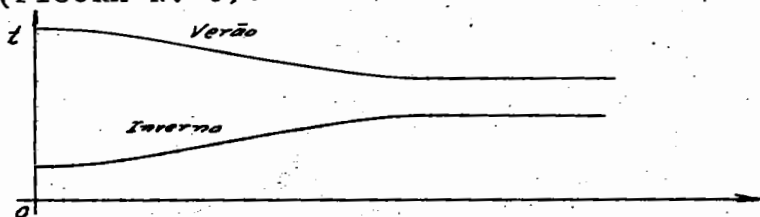


FIGURA Nº 6

Durante o verão os continentes ficam - mais quentes do que o mar, de modo que no interior dos continentes, teremos fortes correntes de ar em subida; nas depressões produzidas por tais correntes, acodem os ventos úmidos procedentes do mar, dando lugar a fortes chuvas.

Durante o inverno, acontece o fenômeno contrário dando lugar a fortes precipitações nas costas.

Em conclusão, por causa das diferenças térmicas, teremos:

no interior dos continentes - chuvas de verão e secas inverniais (regime continental);

nas costas - secas de verão e chuvas de inverno (regime marítimo).

7) A influência das correntes regulares (circulação geral da atmosfera), predomina em toda a faixa intertropical - (exceto a Índia), devido à enorme extensão do continente asiático; muito embora por causa dos monções, que sopram para o Noroeste (procedendo do Oceano Indico) e encontram zonas mais frescas, verificam-se, nas zonas costeiras da própria Índia, precipitações elevadas também durante o verão. Trata-se de um regime, tipo continental, que domina nas costas (regime dos monções).

Nas zonas extra-tropicais (temperadas), as chuvas ciclônicas alteram sensivelmente os tipos fundamentais continental e marítimo, dando lugar a regimes intermediários, com máximas em primavera e outono e mínimas em inverno e verão.

No GRÁFICO Nº 1, referimos as médias mensais, para os já mencionados postos pluviométricos.

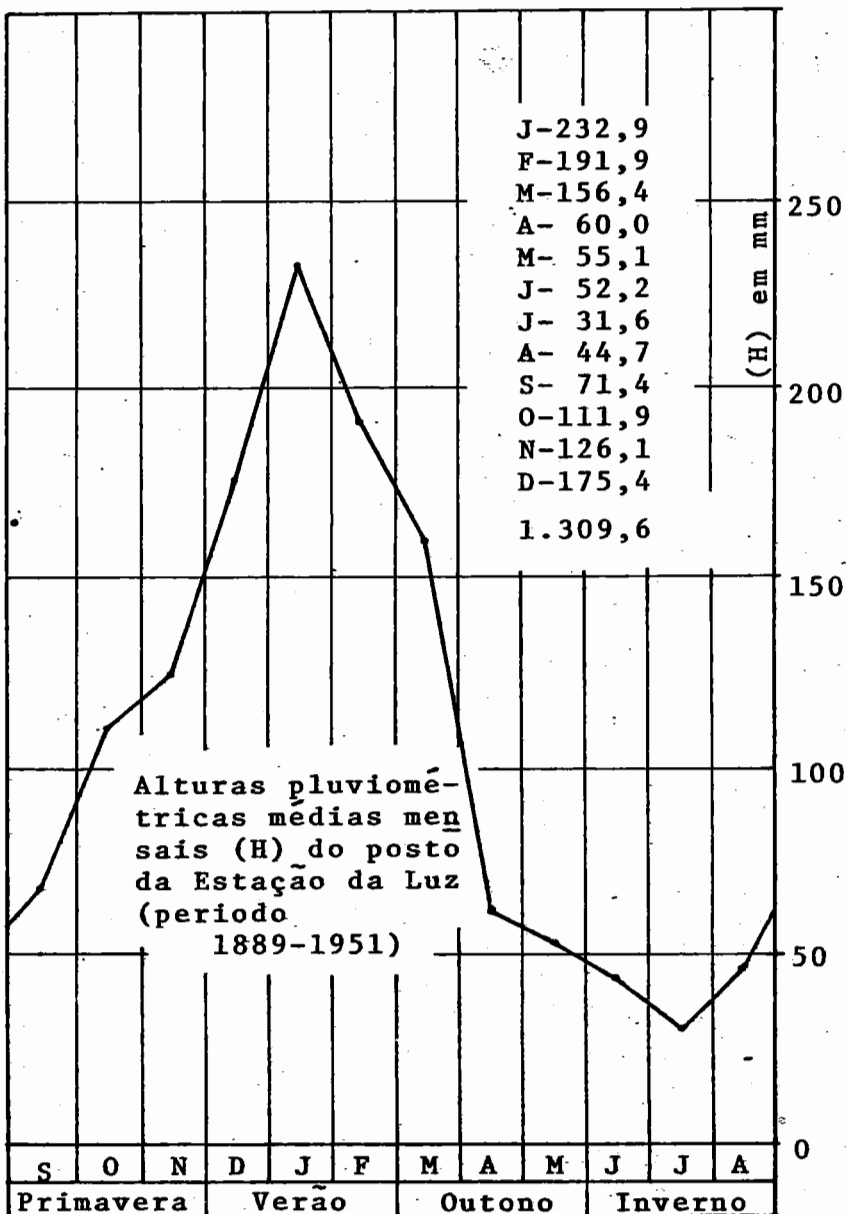


GRÁFICO Nº 1 (a)

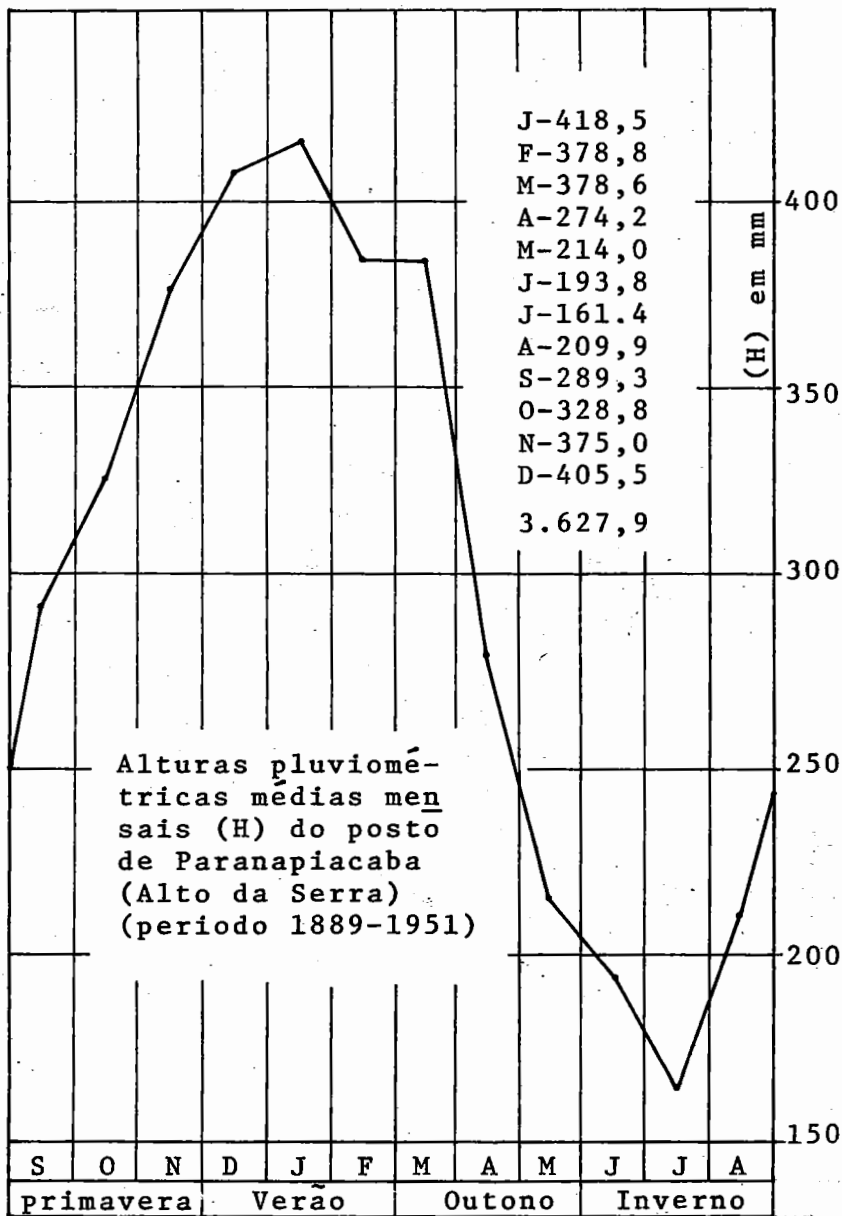


GRÁFICO Nº 1 (b)

tricos de ESTAÇÃO DA LUZ e ALTO DA SERRA, relativamente ao período (1889-1951).

Aparece evidente o regime tropical, se bem que fenômenos secundários (ciclônicos), não deixam de elevar as precipitações no início do outono e no fim da primavera.

4 - EVENTOS METEOROLÓGICOS CRÍTICOS

a) Os eventos críticos são representados pelas chuvas de forte intensidade e curta duração, isto é, de duração variável, segundo a extensão da zona, desde poucos minutos até períodos de alguns dias consecutivos.

O estudo das chuvas deve ser elaborado baseando-se nos dados procedentes de observações diretas, feitas por pluviômetros e pluviógrafos localizados na região e relativas a períodos de algumas dezenas de anos.

Faltando os dados diretos, poderão ser aproveitados, para orientação, os dados referentes a pluviômetros situados em regiões contíguas e sujeitas a condições meteorológicas semelhantes. Ao mesmo tempo, instalar-se-ão aparelhos na zona a ser estudada, visando exames comparativos entre as precipitações registradas nos aludidos pluviômetros e as dos pluviômetros externos. Poderão, então, ser utilizadas, com maior segurança as séries de observações destes últimos, aplicando-se eventualmente coeficientes de correção.

Acrescentamos que, para avaliar as precipitações cuja duração seja limitada a períodos de minutos ou de horas, será necessário consultar os pluviogramas dos aparelhos registradores (pluviógrafos), onde se efetuam, em

geral, as medições cada 24 horas.

b) Examinando-se os dados relativos a um ou mais postos pluviométricos, objetivemos as séries de alturas:

$$h_{a.j}; h_{b.j}; h_{c.j} \dots\dots\dots$$

das chuvas significativas (isto é, de intensidade relevante) que, durante os (T) anos de observação, tiveram determinadas durações:

$$t_a; t_b; t_c; \dots\dots\dots$$

Classifiquemos, em seguida, os valores de cada série em ordem decrescente, a saber:

$$h_{a.1} > h_{a.2} > h_{a.3} > \dots\dots\dots$$

$$h_{b.1} > h_{b.2} > h_{b.3} > \dots\dots\dots$$

$$h_{c.1} > h_{c.2} > h_{c.3} > \dots\dots\dots \quad (1)$$

.....
.....

Os valôres máximos:

$$h_{x.1} \quad (x = a, b, c, \dots\dots\dots)$$

verificam-se, respectivamente, uma vez cada (T) anos e constituem os "primeiros casos críticos".

Os valores imediatamente inferiores:

$$h_{x.2} \quad (x = a, b, c, \dots)$$

que se verificaram ou foram superados, respectivamente, duas vezes cada (T) anos, constituem a série dos "segundos casos críticos".

Pelo mesmo critério, definimos os terceiros, quartos, etc. casos críticos, até chegar à série dos valores.

$$h_{x.T} \quad (x = a, b, c, \dots)$$

que se verificaram ou foram superados (T) vezes em (T) anos e que fornecem as chuvas significativas de intensidade normal.

Será suficiente limitar o estudo às séries compreendidas entre $(h_{x.1})$ e $(h_{x.T})$, consignando os dados numa TABELA do tipo indicado a seguir (TABELA Nº 1).

TABELA Nº 1

j	Tempos de precipitação				
	t_a	t_b	t_c	t_d	...
1	$h_{a.1}$	$h_{b.1}$	$h_{c.1}$	$h_{d.1}$...
2	$h_{a.2}$	$h_{b.2}$	$h_{c.2}$	$h_{d.2}$...
3	$h_{a.3}$	$h_{b.3}$	$h_{c.3}$	$h_{d.3}$...

T	$h_{a.T}$	$h_{b.T}$	$h_{c.T}$	$h_{d.T}$...

Em lugar das alturas ($h_{x.j}$) poderão ser consideradas as intensidades correspondentes:

$$i_{x.j} = \frac{h_{x.j}}{t_x} \quad (2)$$

que serão consubstanciadas em outra TABELA análoga à precedente (TABELA Nº 2).

TABELA Nº 2

j	Tempos de precipitação				
	t_a	t_b	t_c	t_d	...
1	$i_{a.1}$	$i_{b.1}$	$i_{c.1}$	$i_{d.1}$...
2	$i_{a.2}$	$i_{b.2}$	$i_{c.2}$	$i_{d.2}$...
.
.

Indiquemos com:

$$i_x = f(t) \quad (3)$$

a lei de variação com os tempos (t_x), das intensidades (i_x) relativas a um caso crítico genérico, isto é, as intensidades que figuram numa linha horizontal qualquer, na TABELA Nº 2

A (3) pode ser expressa por uma equação do tipo:

$$i_x = \frac{A_f}{(t + \alpha)^n} \quad (4)$$

onde:

(A_f) - é uma função que depende do índice (j) que define o caso crítico, isto é, do número de vezes, ou melhor, da "frequência" (F) com a qual as intensidades de chuva podem ser igualladas ou superadas em (T) . Indicando-se por:

$$\varphi = \frac{T}{F} \quad (5)$$

o intervalo de anos a ser considerado para que no ciclo (T) , possa ocorrer uma intensidade (i_x) de frequência (F) , a função (A_f) , pode se atribuir a forma:

$$A_f = \beta \varphi^m \quad (6)$$

sendo (β) e (m) constantes.

(α) é uma constante, na maioria dos casos positiva e que pode também igualar-se a zero.

(n) é considerado como sendo geralmente constante, mas pode ser função de (φ) , como veremos a seguir.

Determinar-se-á, em primeiro lugar, o valor único (α) , que permita alinhar satisfatoriamente, no plano cartesiano tendo como coordenadas: $[\log (t_x + \alpha): \log i]$ os pontos relativos aos diferentes casos críticos $(j = a, b, c, \dots)$.

Em seguida, as retas regularizatrizes:

$$\log i_{xj} = \log A_{f.j} - n_j \log(t_x + \alpha) \quad (7)$$

fornecerão os valores de $(A_{f.j})$ e (n_j) , podendo resultar:

$$n_j = n = \text{const.}$$

Em conclusão a (4) será escrita na forma:

$$i_x = \frac{R \psi^m}{(t + \alpha)^n} \quad (4')$$

Se o período (T) for bastante grande, poderemos ponderar a eventualidade de uma razoável extrapolação no campo probabilístico, supondo-se as conclusões precedentes válidas para um período:

$$T^* > T$$

que, introduzido na (5), dará valores de (ψ) mais elevados.

c) Mencionaremos, a seguir, alguns resultados obtidos em estudos realizados recentemente no BRASIL.

PARIGOT de SOUZA, baseando-se em 1674 pluviogramas, relativos a um período de observação de 31 anos, obteve para CURITIBA:

$$\begin{aligned} R &= 99,154 \\ m &= 0,217 \\ \alpha &= 26 \\ n &= 1,15 \end{aligned} \quad (8)$$

BANDINI e MORAES, elaborando dados relativos ao período (outubro de 1943 - fevereiro de 1958), determinaram, para SÃO PAULO.

$$\begin{aligned} \beta &= 29,12 \\ m &= -0,071 \\ \alpha &= 11 \\ n &= 0,915 - 0,0131 \cdot \varphi \end{aligned} \tag{9}$$

Na falta de dados, os valores (8) e (9) poderão ser utilizados para regiões brasileiras, cujas condições meteorológicas sejam homogêneas, em relação às das referidas cidades.

Referimos, outrossim, a título informativo, outras fórmulas do tipo da (4), onde, porém, figura apenas o valor (A_f) relativo ao caso crítico absoluto, que pode ser interpretado como sendo o 1º caso crítico em um ciclo hidrológico, por exemplo, de 100 anos.

Para FLORENÇA (ITÁLIA), foi proposta a fórmula (CONTESSINI):

$$i = \frac{50,6}{t^{0,62}} \tag{10}$$

válida para ($t \leq 2$ horas).

Para ROMA (ITÁLIA), foi calculada a fórmula (FROSINI):

$$i = \frac{80}{t^{0,52}} \tag{11}$$

aplicável para ($t \leq 10$ horas)

Para MILÃO (ITÁLIA), foi determinada uma fórmula (FANTOLI-POGGI), de estrutura um pouco diferente da (4), isto é:

$$i = \frac{67 - 5.t}{t^{0,5}}$$

válida para ($t \leq 6$ horas).

Nas fórmulas italianas, o tempo (t) está expresso em horas e (i) representa, por consequência, a intensidade média horária.

d) As fórmulas (4) e (4') dão a intensidade da precipitação em um determinado posto pluviométrico.

Definiremos como afluxo meteorológico, sobre uma determinada superfície (Ω), o volume total (V) da chuva caída na mesma superfície no intervalo de tempo (t): a altura média (\bar{h}) de afluxo será portanto:

$$\bar{h} = \frac{V}{\Omega}$$

e a intensidade média (\bar{i}) correspondente:

$$\bar{i} = \frac{\bar{h}}{t}$$

A experiência demonstra que (\bar{i}) diminui ao aumentar da área (Ω).

Para determinar a lei de variação de (\bar{i}) em função de (Ω), precisa-se construir os chamados "mapas isoietrográficos", traçando as curvas "isoietas" que unem os pontos de igual precipitação em (t). Isto será possível quan

do dispusermos das observações contemporâneas de mais pluviôgrafos, instalados dentro do perímetro que limita a superfície (Ω).

Na falta destas observações, poder-se-á fazer referência a dados relativos a outras regiões que apresentem condições meteorológicas e topográficas semelhantes.

Em geral as chuvas de duração (t) muito breve, sofrem reduções sensíveis. Assim, por exemplo, em MILÃO, as alturas das precipitações relativas ao ponto de máxima intensidade (centro da chuva) e com duração, respectivamente, de 5 horas, 1 hora e 15 minutos, sobre uma extensão de 10 Km^2 , sofrem reduções de 19%, 33% e 52%

Os decréscimos resultam menores para as chuvas de maior persistência. Na TABELA Nº 3, consignamos as relações entre alturas de precipitação relativas ao centro de máxima intensidade e as alturas de afluxo sobre superfícies de crescente extensão.

TABELA Nº 3

Duração da chuva (min)	Extensão da superfície em (Km^2)						
	50	100	150	200	250	300	350
1	0,960	0,962	0,896	0,870	0,845	0,816	0,790
2	0,962	0,930	0,902	0,878	0,855	0,829	0,806
3	0,965	0,935	0,909	0,893	0,865	0,843	0,822
4	0,967	0,939	0,915	0,896	0,875	0,856	0,838
5	0,970	0,944	0,922	0,905	0,886	0,870	0,855

Os dados indicados, resultantes das observações feitas, durante 23 anos, por 10 pluviômetros, referem-se a uma planície situada na margem direita do rio RENO (ITÁLIA), onde foram executados importantes obras de drenagem.

Na falta de outros elementos, os dados indicados na TABELA Nº 3 poderão ser ponderados, para orientar a solução do problema, em primeira orientação.

.oOo.

CAPÍTULO II

ACUMULAÇÕES NATURAIS

LAGOS E GLACIAIS

A) LAGOS

1) Uma depressão do solo, ocupada por água, cuja velocidade de avanço, resulta praticamente nula, forma:

uma laguna - se tem comunicação direta com o mar;

um estanque - se, por causa da escassa profundidade o fundo resulta coberto de vegetação, porém submersa;

um pântano (ou atoleiro) - se a vegetação aflorar;

um lago - em todos os outros casos.

Os lagos podem ser alimentados pela bacia hidrográfica própria como também por cursos de água que desembocam nêles; por outra parte, as vias de saída de água, são a filtração, a evaporação e os rios.

Na secção inicial dos rios que nascem dos lagos e que se chamam "emissários", a vazão identifica-se com as contribuições do lago.

2) Os lagos exercem uma "ação moderadora" sobre as águas pluviais que afluem para ele.

a) Consideremos o caso de um lago alimentador de um rio, que constitui desde logo

a sua natural via de saída (FIGURA Nº 7).

Tomemos como plano de comparação OA das alturas (h) o plano horizontal passando por Q, cota de fundo do rio, na secção inicial.

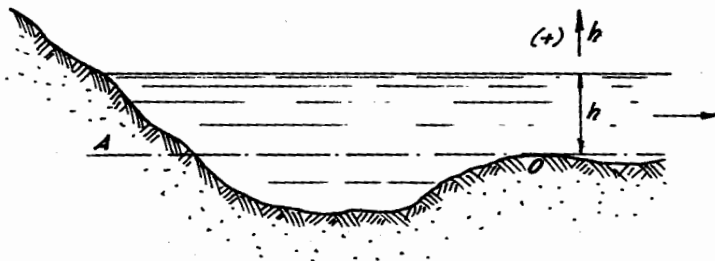


FIGURA Nº 7

Indiquemos com:

$Q_a(t)$ - a vazão que afluí ao lago:

$Q_s[h(t)]$ - a vazão que sai do lago:

$\Omega[h(t)]$ - a área da superfície livre do lago;

$V\{h[Q_s(t)]\}$ - o volume d'água acima de OA.

Sendo: $dV = \Omega dh$, a variação de volume no intervalo infinitesimal dt , teremos evidentemente:

$$dV = (Q_a - Q_s) dt \quad (1)$$

ou também:

$$\frac{dV}{dt} = Q_a - Q_s \quad (1')$$

As equações (1) e (1'), são indicadas como "equação dos lagos".

Calculemos o primeiro membro da (1'); ter-se-á:

$$\frac{dV}{dt} = \frac{dV}{dh} \frac{dh}{dQ_s} \frac{dQ_s}{dt} = \psi(Q_s) \frac{dQ_s}{dt} \quad (2)$$

onde a grandeza:

$$\psi(Q_s) = \frac{dV}{dh} \frac{dh}{dQ_s} = \frac{\Omega}{\frac{dQ_s}{dh}} = \frac{dV}{dQ_s} \quad (3)$$

a qual tem a dimensão do tempo (t), dá-se o nome de "função de moderação", a qual determina o prazo necessário para que o volume varie de dV, ao variar a vazão de dQ_s.

Substituindo-se (2) em (1') teremos:

$$Q_a - Q_s = \psi \cdot \frac{dQ_s}{dt} \quad (4)$$

Derivemos agora em relação ao tempo, lembrando que:

$$\psi = \psi \left\{ h [Q_s (t)] \right\}$$

e que, pela (3):

$$\frac{1}{\frac{dQ_s}{dh}} = \frac{\psi}{\Omega}$$

Obteremos então:

$$\frac{dQ_a}{dt} - \frac{dQ_s}{dt} = \left(\frac{\psi}{\Omega} \frac{d\psi}{dh} \right) \cdot \left(\frac{dQ_s}{dt} \right)^2 + \psi \frac{d^2 Q_s}{dt^2} \quad (5)$$

e pondo-se:

$$\frac{\psi}{\Omega} \frac{d\psi}{dh} = \psi \quad (5')$$

podemos escrever também:

$$\frac{dQ_a}{dt} - \frac{dQ_s}{dt} = \psi \left(\frac{dQ_s}{dt} \right)^2 + \psi \frac{d^2 Q_s}{dt^2} \quad (5'')$$

As equações (4) e (5'') estabelecem as relações existentes entre a vazão que afluí Q_a e a que sai Q_s .

b) Desenvolveremos umas considerações qualitativas, fazendo referência à FIGURA Nº 8.

Lançamos mão da (4).

Quando $Q_a > Q_s$ resulta: $\frac{dQ_s}{dt} > 0$

isto é: nos períodos em que cresce, Q_s mantém-se menor que Q_a ; o diagrama Q_s será atrasado em face do diagrama Q_a .

Quando $Q_a < Q_s$ então:

$$\frac{dQ_s}{dt} < 0$$

isto é: Q_s mantém-se maior que Q_a nos períodos em que diminui; também neste caso existe defasagem entre os diagramas $Q_a(t)$ e $Q_s(t)$, ficando este último ainda atrasado.

Quando: $Q_a = Q_s$ resulta: $\frac{dQ_s}{dt} = 0$

Isto quer dizer que os pontos de máximos e mínimos da curva: $Q_s(t)$ jazem sobre a curva $Q_a(t)$.

Nesta condição a (5"), torna-se:

$$\frac{d^2 Q_s}{dt^2} = \frac{1}{\psi} \frac{dQ_a}{dt}$$

Isto é $\frac{d^2 Q_s}{dt^2}$ tem o mesmo sinal de $\frac{dQ_a}{dt}$.

Teremos pois:

$\frac{d^2 Q_s}{dt^2} < 0$: ponto de máximo, quando $\frac{dQ_a}{dt} < 0$
isto é num "trecho baixante" da curva $Q_a(t)$.

$\frac{d^2 Q_s}{dt^2} > 0$: ponto de mínimo, para $\frac{dQ_a}{dt} > 0$
 quer dizer num trecho "ascen-
 dente" da $Q_a(t)$

Os "máximos e mínimos principais" da $Q_s(t)$ resultarão defasados em relação aos máximos e mínimos de $Q_a(t)$ e ademais:

$(\max Q_s - \min Q_s) < (\max Q_a - \min Q_a)$ o qual quer dizer que a variação de Q_s é menor do que a variação de Q_a .

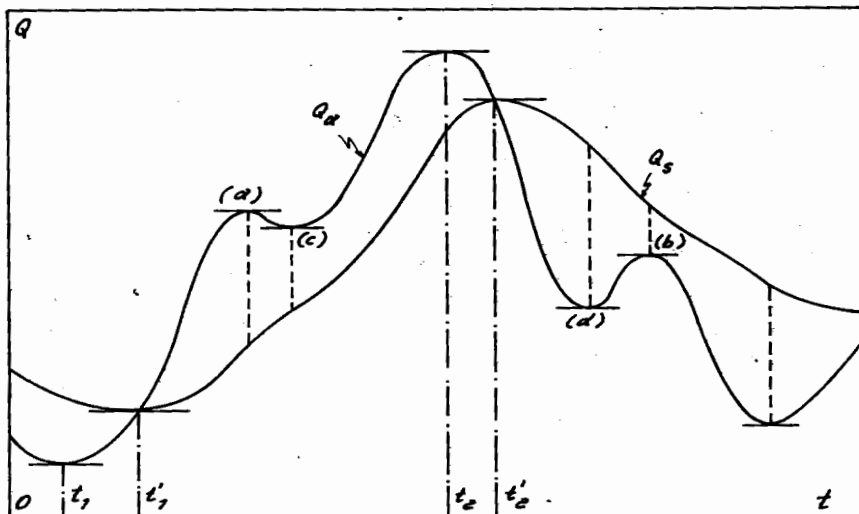


FIGURA Nº 8

Na FIGURA Nº 8, temos desde logo:

$$\max Q_a \quad \text{para } t = t_2 \quad \max Q_a > \max Q_s$$

$$\min Q_a \quad \text{para } t = t_1$$

$$\begin{aligned} \max Q_s & \text{ para } t = t'_2 & \min Q_a < \min Q_s \\ \min Q_s & \text{ para } t = t'_1 \end{aligned}$$

Aos "máximos secundários" como (a) e (b), ou "mínimos secundários" como (c) e (d), da curva $Q_a(t)$ não correspondem outros tantos máximos ou mínimos da curva $Q_s(t)$, desde que sendo $Q_a \geq Q_s$ resultará sempre pela (4):

$$\frac{dQ_s}{dt} \geq 0$$

Teremos, por consequência "pontos de inflexão"; simples considerações baseadas na (5) permitem individualizar o andamento completo da $Q_s(t)$, e a comparação entre as duas curvas, evidencia o fator moderador do lago, sobre os aflúxos Q_a .

3) CÁLCULO PRÁTICO DE Q_a

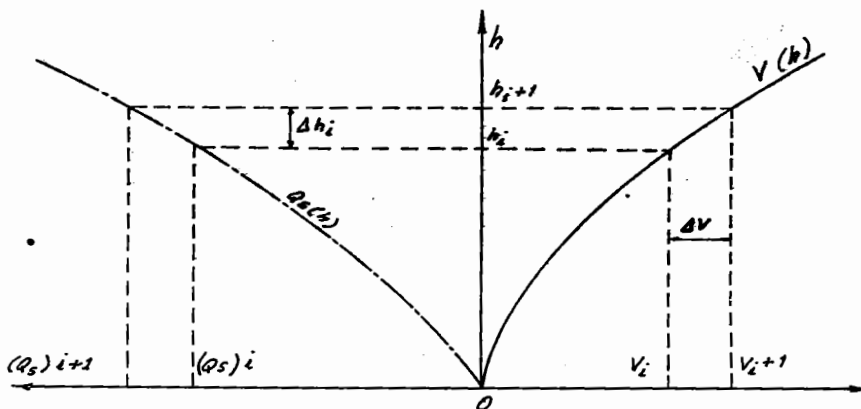


FIGURA Nº 9

Para um intervalo finito Δt , a equação (1'), tomará a forma:

$$\bar{Q}_a = \bar{Q}_s + \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (1'')$$

Aproveitando dum mapa topográfico com curvas de nível, vamos determinar a função que representa os volumes acumulados, em função de h , isto é:

$$V(h) = \int_0^h \Omega(h) dh \approx \sum (\bar{\Omega}_i \Delta h_i)$$

Sendo conhecida também, por processo analítico ou por medições diretas de vazões executadas por diferentes valores h , a função: $Q = Q(h)$, teremos FIGURA Nº 9 em dois planos cartesianos (V, h) e (Q, h) , tendo em comum o eixo h , as duas curvas $V(h)$ e $Q(h)$.

Devemos supor que, no posto fluviométrico 0 (FIGURA Nº 7), funciona uma estação fluviométrica, na qual são medidas sistematicamente as alturas hidrométricas h ; teremos pois, para um intervalo T , uma série de h_i , logo, aproveitando os diagramas da FIGURA Nº 9, os correspondentes $Q_{s.i}$ e V_i .

Consideremos um prazo Δt_i , conveniente - mente escolhido, em que:

$$\text{médio } Q_{s.i} = \bar{Q}_{s.i} = \frac{Q_{s.i} + Q_{s.(i+1)}}{2}$$

No mesmo prazo, ter-se-á:
 $\Delta V_i = V_{i+1} - V_i$ e conseqüentemente:

$$Q_{a.i} = \bar{Q}_{s.i} + \frac{\Delta V_i}{\Delta t_i}$$

4)- A EVAPORAÇÃO NA SUPERFÍCIE LIVRE DOS LAGOS

a) A vazão Q_a da fórmula (1') não representa, de fato, o valor bruto que afluí ao lago e sim o valor líquido, isto é, menos as perdas, as quais praticamente dependem da infiltração da água no terreno submerso e da evaporação.

Muito difícil, em geral, resulta o cálculo das perdas por filtração, cuja entidade deve se considerar em relação à natureza do terreno superficial, bem como ao regime dos lençóis subterrâneos.

A infiltração será necessariamente mais intensa, em presença de camadas superficiais permeáveis e de lençóis filtrantes ou percolantes com regime fluvial - isto é, em movimento - cujo escoamento tem direção divergente, em relação ao lago.

A infiltração será muito menor, se as camadas superficiais forem impermeáveis e os lençóis subterrâneos de regime lacual (isto é, em repouso).

Pode até acontecer - no caso de se criarem desníveis positivos entre a cota dos lençóis e da superfície livre - a formação duma corrente dirigida para o lago.

Os métodos indicados no curso de "Hidráulica Geral" fornecem as indicações necessárias, para executar as possíveis determinações práticas, pelo menos no caso de terrenos

filtrantes de natureza granular.

Não achamos praticamente útil, referir dados empíricos de escasso valor aplicativo, em face de condições diferentes das verificadas nas experiências; passaremos, entretanto, a tratar do fenômeno da evaporação, cujo estudo pode ser focalizado sob aspecto mais geral.

b) Lembramos que, o fenômeno da evaporação, foi estudado, em laboratório por DALTON, que deu a fórmula:

$$E = c (\zeta_s - \zeta) \frac{p_n}{p} \quad (6)$$

na qual::

E = intensidade da evaporação, isto é, a relação entre a altura de evaporação em mm e o prazo Δt correspondente.

ζ_s = "tensão de saturação" de vapor contido no ar, à temperatura do líquido.

ζ = "tensão efetiva" do próprio vapor.

p_n = pressão atmosférica "normal" - (760 mm).

p = pressão atmosférica "efetiva".

c = um coeficiente que depende da natureza do líquido e do grau de agitação do ar; no caso do líquido ser água, ao coeficiente - segundo DALTON - pode-se atribuir o valor 0,56 com ar pouco movido e 0,70 com vento moderado.

Outra fórmula mais completa, pelo menos

pela sua estrutura é a fórmula de SKYENKIEVICZ:

$$E = (z_s - z) \frac{p_n}{p - z_s} (1 + \alpha t) \quad (7)$$

onde t é a temperatura do ar em °C e α o coeficiente de dilatação dos gases.

Todavia cabe frisar que as condições reais, que se experimentam sobre as grandes superfícies livres dos lagos, afastam-se francamente das condições realizadas nas experiências de laboratório; os resultados obtidos pelas (6) ou (7), poderão portanto se considerar como de mera orientação. Hoje em dia, determinam-se as alturas de evaporação por três métodos: direto, hidrológico e analítico por fórmulas empíricas.

c) MÉTODO DIRETO - Consiste na medição direta, a prazos fixos, da altura de evaporação por meio de tanques metálicos, chamados evaporímetros.

Lembramos três tipos de evaporímetros, indicando-os conforme a terminologia americana (USA):

Tipo "Serviço meteorológico" - colocado na terra firme, porém levantado com respeito ao nível do solo.

Tipo "Colorado" - colocado no terreno.

Tipo "Serviço Geológico" - realizado por um tanque flutuante.

Junto com o evaporímetro, precisa-se instalar:

um pluviômetro - para levar em conta a água de precipitação me

teorológica a ser subtraída do volume líquido contido no evaporímetro.

um termômetro - de máxima e mínima, ou melhor um termógrafo.

um anemômetro - colocado na altura de 0,50m, com respeito ao bordo do evaporímetro.

um higrógrafo e um barômetro.

Observamos, em geral, que as águas dos evaporímetros localizados a beira do lago, têm temperatura superior à da superfície livre do próprio lago (particularmente no tipo Colorado); por outra parte nos tanques flutuantes, as oscilações produzidas pelo movimento ondulatório, molham de contínuo o bordo do interior do recipiente, aumentando a superfície evaporante. Outros inconvenientes do tanque flutuante, são a entrada e saída de água, por causa das ondas dos ventos; dificuldade de executar as medições em certas condições; maior custo.

ROWER e FOLLANSBER, baseando em extensas séries de observações feitas nos USA concluíram que os evaporímetros fornecem alturas de evaporação maiores das que efetivamente se verificam nas superfícies dos lagos.

Os mesmos autores fornecem os valores seguintes das relações (K) entre a evaporação efetiva e a resultante pelas medições, aconselhando adotar coeficientes de correção das alturas (as médias \bar{K}) observadas diretamente.

Tipo do Evaporímetro	Valôres (K)		Média ponderal (K)
	mínimo	máximo	
Serviço Meteorológico	0,60	0,82	0,70
Colorado	0,75	0,86	0,78
Serviço Geológico	0,70	0,82	0,80

d) MÉTODO HIDROLÓGICO - Baseia-se na aplicação da fórmula (1"), a qual, pôsto: $V = V_{ac} - V_{ev}$ com:

V_{ac} = volume acumulado em Δt

V_{ev} = volume evaporado em Δt

torna-se:

$$\Delta V_{ev} = (\bar{Q}_a - \bar{Q}_s) \Delta t - \Delta V_{ac} \quad (8)$$

Em geral não haverá dificuldade em calcular \bar{Q}_s ; no tocante a \bar{Q}_a a determinação é fácil, no caso das águas afluírem ao lago, só pelo escoamento superficial dos cursos de água. A presença de lençóis subterrâneos, em comunicação com as águas do lago e com "escoamento reversível", complica muito e até pode impossibilitar a determinação direta de \bar{Q}_a .

Muito embora observemos que aplicando a equação dos lagos, para um período suficientemente comprido T, os afluxos subterrâneos bem como eventuais contribuições secundárias equilibram-se e compensam-se; poderemos então desprezá-los e calcular Q_a só em função dos afluxos superficiais.

Indicando-se então com:

$$V_{ev} = \sum \Delta V_{ev}; (V_a - V_s) = \sum (\bar{Q}_a - \bar{Q}_s) \Delta t; V_{ac} = \sum \Delta V_{ac}$$

os valores dos respectivos volumes acumulados em T, obteremos:

$$V_{ev} = V_a - (V_s - V_{ac}) \quad (8')$$

e) FÓRMULAS EMPÍRICAS - A estrutura das fórmulas empíricas, corresponde aproximadamente à fórmula de DALTON; limitar-nos-emos a mencionar três, hoje em dia muito credenciadas, cujos coeficientes numéricos foram calculados pelos respectivos Autores, baseando-se em observações executadas nos EUA.

Fórmula de MEYER -

$$E_m = 15 (\bar{z}_s - \bar{z}) (1 + 0,0621 W) \quad (9)$$

Onde:

E_m = altura de evaporação mensal.

\bar{z}_s = tensão de saturação do vapor, correspondente à temperatura média mensal nas imediações do lago.

\bar{z} = tensão real (média mensal)

W = velocidade do vento, na proximidade do lago (Km/hora)

E_m , \bar{z} e \bar{z}_s serão expressas nas mesmas unidades de medida.

Fórmula de VISENTINI - que é a síntese dos resultados de numerosas medições executadas nos lagos dos EUA.

$$E_a = 26 T + 87W + 28(80-100 \frac{e}{e_s}) \quad (10)$$

onde:

E_a = altura de evaporação média anual
(em mm);

T = temperatura em °C média anual;

W = velocidade do vento, média anual
(em Km/hora)

$\frac{e}{e_s}$ = umidade relativa, média anual.

Fórmula de CONTI -

$$\bar{E}_{m.i} = C_i \frac{e_{s.i}}{p_i} \frac{p_n}{p_i} \quad (11)$$

na qual:

$E_{m.i}$ = altura de evaporação mensal normal ($i = 1, 2, \dots, 12$);

$e_{s.i}$ = tensão de saturação (em altura da coluna de mercúrio) correspondente à temperatura do ar, "normal", no mês considerado;

p_n = pressão atmosférica normal (760mm)

p_i = pressão local mensal normal;

C_i = coeficientes médios mensais, calculados por CONTI, baseando em númeras medições executadas nos

lagos dos E.U.A. sôbre tanques flutuantes. Sugerimos pois, multiplicar C_i , pelo coeficiente de correção 0,8, proposto por ROWER e FOLLANSBER.

Estação	Meses	C_i	Estação	Meses	C_i
Inverno	J	4,54	Verão	J	8,20
	F	5,70		A	7,78
	M	8,24		S	7,36
Primavera	A	9,50	Outono	O	6,95
	M	9,93		N	5,45
	J	8,86		D	4,59

Por causa da defasagem das estações nos dois hemisférios, poderíamos fazer corresponder o mês de Julho do Hemisfério Sul ao mês de Janeiro do Hemisfério Norte.

f) A evaporação das superfícies líquidas varia de maneira irregular com a altura sôbre o nível do mar, dependendo dos fatores locais já precedentemente evidenciados.

Parece, entretanto, que acima dos 1000 m.s.n.m., a evaporação tende francamente a diminuir.

Referimos a seguir, alguns dados que não deixam de ser interessantes, pelo menos sob o ponto de vista qualitativo.

VISENTINI, elaborando resultados de medições sôbre os lagos dos E.U.A., dá os seguintes algarismos.

Altura (m.s.n.m.)	Alturas médias anuais de evaporação (mm)
até a 200	1228
200 a 500	1001
500 a 1000	1252
1000 a 2000	1200
2000 a 3000	866

LUGEON, dá para os lagos dos Alpes Suíços:

Altura (m.s.n.m.)	Alturas médias anuais de evaporação (mm)
500	700
1000	420
1500	290
2000	250
2500	220

Baseando em medições executadas pela São Paulo Ligth Power, referimos a seguir, as alturas médias de evaporação mensal, verificadas no lago artificial BILLINGS, no quinquênio 1928 - 1942.

As medições foram executadas em tanques flutuantes em diferentes pontos da superfície livre; os valores médios resultantes, foram multiplicados por consequência, pelo fator de correção 0,8.

Me- ses	Alturas médias de evaporação (mm)	Me- ses	Alturas médias de evaporação (mm)
J	117,1	J	72,1
F	107,3	A	76,4
M	114,1	S	82,4
A	103,1	O	95,2
M	91,0	N	104,5
J	75,8	D	106,4
Total anual : 1145,4 mm			
Média mensal: 95,4 mm			

B) GLACIAIS.

1) Nas zonas montanhosas de maior altitude, onde as precipitações nevosas são abundantes e mais baixas as temperaturas, a dissolução da neve resultaria impossível, muito embora não se verifique a acumulação progressiva por causa de um fenômeno particular, que podemos denominar: avanço do glacial.

Com efeito, ações especiais de natureza física e mecânica, transformam a neve em gelo, o qual, com movimento lento e comparável aos fluidos muito viscosos, escoando para menores altitudes onde tem lugar a fusão.

Há fusão (ou ablação) na primavera e no verão por causa da dupla absorção: do calor do ar e das radiações solares.

Naturalmente o fenômeno tem início na primavera; intensifica-se durante o verão e termina ao se aproximar o outono em função da diferente duração das horas de sol.

Durante o dia a fusão é maior que à noite, aumentando a intensidade durante a manhã para diminuir à tarde, por causa das frequentes formações de nuvens. Vemos assim que a paridade de temperatura a fusão é mais ativa de manhã do que à tarde.

Pelo contrário, durante a noite a presença de nuvens favorece a dissolução dos gêlos, por reduzir, de maneira sensível, a irradiação do calor terrestre.

A condensação - que como foi visto apresenta-se com as maiores intensidades mesmo nas maiores altitudes - favorece a ablação do gêlo. De fato pela condensação de 1 gr de água a 0°C, produzem-se 607 calorias desde que para liquefazer 1 gr de gêlo precisam-se 80 calorias, concluiremos que em virtude da condensação de 1gr de água, pode-se verificar a liquefação de:

$$\frac{607}{80} = 7,6 \text{ gr de gêlo a } 0^{\circ}\text{C.}$$

2) Os dados de observação sôbre os glaciais são bem mais limitados, por causa das dificuldades de fazer as próprias observações.

Referimos aqui, por simples orientação e para focalizar o aspecto qualitativo do fenômeno, os resultados obtidos por MONTERIN nos

Alpes Italianos, efetuando medições nas mesmas condições de nebulosidade e umidade relativa (61 + 68%) num período 29 de julho - 4 de agosto.

Cotas (m.s.n.m.)	-	2350	3050	4280	4560
Ablação média horária (mm)	-	5,-	3,01	0,836	0,284
Temperaturas (°C)	-	14,5	12,3	2,0	-0°,1

Os valores anuais da ablação variam muito principalmente em função das temperaturas e do número de dias quentes do ano: resultaram pela observação valores variáveis entre 100 cm e 900 cm e até mais.

O valor da ablação, distribuída sobre a superfície do glacial, pode ser inferior, bem como maior das precipitações nevosas: no primeiro caso temos um aumento e no segundo uma diminuição da massa glacial.

Em geral estas alternativas verificam-se de maneira cíclica, com períodos T plurianuais.

ooOoo

CAPÍTULO III

CURSOS DE ÁGUAS SUPERFICIAIS

1) BACIA HIDROGRÁFICA, é uma extensão superficial, cujas ladeiras apresentam natural declividade para uma linha, chamada thalweg a qual une os pontos de mínima cota, das sucessivas secções transversais da própria bacia.

A linha de thalweg coincide com o eixo do curso de água.

Uma bacia hidrográfica determina-se por meio de mapas topográficos com curvas de nível. Consideremos os trechos, nos quais as curvas de nível apresentam a "concavidade" para jusante: a linha que une os pontos nos quais a curvatura é máxima, será desde logo a linha de thalweg (t). Pelo contrário, o limite exterior da bacia, coincide com a linha (c) que une os pontos de máxima curvatura, nos trechos que apresentam a "convexidade" para jusante (FIGURA Nº 10).

Considerando agora um posto fluviométrico (ou secção fluviométrica) M do rio, para delimitar a bacia hidrográfica até M, bastará traçar, a partir de M, as linhas de máxima declividade MA - MB até atingir a linha (c).

Quando no curso de água principal desembocam outros secundários ou afluentes, teremos uma "bacia principal", constituída por mais "bacias secundárias"; as quais, por sua vez, podem constar de bacias terciárias, alimentando os afluentes dos afluentes, etc. FIGURA Nº 11.

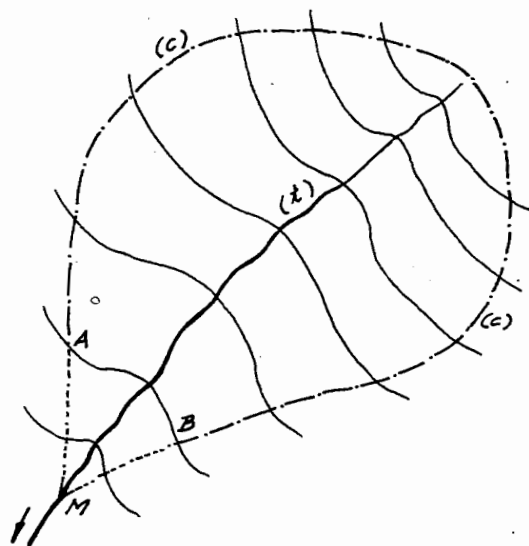


FIGURA Nº 10

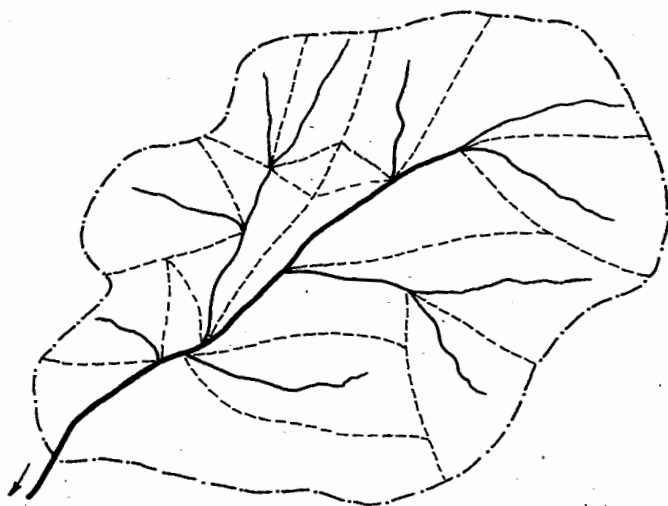


FIGURA Nº 11

2) BALANÇO HIDROLÓGICO - Os cursos de águas são alimentados, aparentemente, pelas precipitações meteorológicas que caem na bacia hidrográfica; porém as relações entre precipitações atmosféricas e vazões dos cursos de água, resultam em geral, muito complexas.

Depois de um longo período de estiagem, as chuvas determinam inicialmente a saturação capilar superficial do terreno que absorve uma determinada quantidade de água, quantidade que depende da sua porosidade, da vegetação, da intensidade do vento e das condições de umidade precedente à chuva.

Este primeiro volume de água, é subtraído necessariamente, do escoamento superficial; para mera orientação, referimos os valores das alturas das chuvas que, segundo LUGEON, não chegam a dar lugar ao escoamento superficial, nos Alpes Suíços.

Estação	Natureza do terreno	Alturas de chuva em mm		
		Planalto	Pré-Alpes	Alpes
Primavera fim de Outono	permeável	10	7	4
	Impermeável	8	6	3
Verão início do Outono	permeável	8	5	4
	impermeável	6	3	3

Terminada a saturação da camada superficial, temos:

- α) - a acumulação estática na superfície do solo, por causa das suas irregularidades;

- β) - o avanço da saturação capilar para baixo, até atingir os lençóis subterrâneos;
- γ) - o escoamento na superfície do terreno para os cursos de água.

Todavia, só uma parte de α) e β) deve - se considerar definitivamente perdida em face das vazões dos rios, isto é, a cota de evaporação e a parte que detêm o terreno no estado de saturação capilar; o resto chegará ao curso de água, mais ou menos defasado no tempo, e eventualmente no espaço, através dos lençóis. Este atraso há de se por em relação com o chamado poder moderador que exerce a bacia sobre as chuvas, com respeito ao escoamento nos rios.

Observamos ainda que a evaporação age durante e - muito mais - depois das chuvas; no tocante à vegetação só frisaremos que o efeito das florestas é ainda objeto de muitas discussões, pelos fenômenos às vezes antagônicos aos quais dá lugar. As árvores perdem água por transpiração, porém reduzem a evaporação do solo; pela capacidade de retenção contribuem a retardar o escoamento da água para os rios. Parece todavia que a ação moderadora das florestas sobre as chuvas, torna-se sensível, só no caso delas ocuparem uma parte muito extensa da superfície da bacia.

Consideremos agora a bacia hidrográfica de área n , que alimenta a secção fluviométrica M de um curso de água e façamos referência a um período T ; chama-se:

"Perda aparente (mm)" da bacia à diferença entre a altura de afluxo meteorológico sobre n e a altura que corresponde ao volume escoado por M , supondo-o distribuído uniforme-

mente sôbre a mesma.

"Coeficiente de escoamento (ou deflúvio)" a relação entre o volume de afluxo meteorológico e o volume escoado por M.

Estes índices, são muito característicos se bem que ficam afetados por fenômenos secundários, como: suprimentos de lençóis profundos por parte de outras bacias hidrográficas; perdas ou acumulações subterrâneas; acumulações superficiais (lagos) etc. Todavia se o período T for bastante longo, haverá em geral uma compensação entre os fatores secundários do balanço, que ficará dependendo praticamente, apenas das precipitações caídas dentro dos limites da bacia hidrográfica considerada, e as vazões escoadas por M.

Por outra parte será quase sempre possível, se isto for preciso, ter a devida conta pelo menos das alterações produzidas no regime, pelas acumulações superficiais de qualquer importância (vide LAGOS).

OBSERVAÇÃO - As vazões que têm a origem na dissolução das neves, resultam francamente defasadas em relação às precipitações, que comecem no fim de outono e atingem ao máximo no inverno, acumulando-se.

Ao chegar o verão, começa a dissolução e a alimentação dos cursos de água. Os diagramas das vazões concordarão pois com os das temperaturas.

3) Os locais, onde se executam medições de vazões, chamam-se postos fluviométricos; foi já visto na Hidráulica I (Hidrometria), como se determinam as curvas de descargas (FIGURA Nº 12):

$$Q = f (h_1)$$

que fornecem as vazões Q em função das alturas hidrométricas, na secção considerada.

Os hidrômetros que permitem calcular a altura do nível d'água, podem constar de uma simples régua graduada, bem como de um aparelho "registrador" com flutuante, sendo que os movimentos do próprio flutuante, vêm sendo transmitidos a uma ponta que traça um diagrama sobre um papel, enrolado em volta de um cilindro.

Este cilindro por sua vez, roda em torno de um eixo por meio de um adequado mecanismo de relojoaria. Os "hidrometrógrafos" ou "limnógrafos" (isto é, os hidrômetros registradores), fornecem desde logo a variação da altura hidrométrica na sucessão natural dos tempos.

Em todos os países, repartições oficiais, tomam conta das medições fluviométricas, baseando numa rede de observatórios distribuídos ao longo dos diferentes cursos de água, que apresentam qualquer interesse, em face de aproveitamentos bem como puramente hidrográfico.

No Brasil, a entidade à qual estão confiados os estudos fluviométricos é mesmo a Divisão de Águas do Ministério de Agricultura; muito embora outras companhias e repartições (sobre tudo hidroelétricas) executem medições

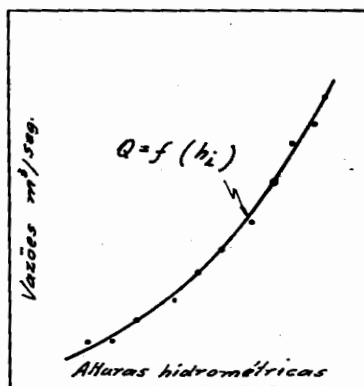


FIGURA Nº 12

mais ou menos regularmente nos cursos de água de interesse particular para elas, elaborando um material hidrográfico, cuja contribuição não deixa de ser interessante, também como integração das determinações de ordem geral e estatística, feitas pela Divisão de Águas.

Onde não existem hidrometrógrafos, as medições de nível na régua, são feitas cada dia e na mesma hora e a leitura da régua dá mesmo a altura hidrométrica média diária; excepcionalmente, em períodos de grande variação de níveis (enchentes), executam-se leituras na régua, em horas diferentes do dia, tomando-se como altura hidrométrica média diária, a media aritmética das mesmas.

Entrando na curva da FIGURA Nº 12 com a série dos h_i diários, calculam-se as vazões médias, diárias, que praticamente constituem a base de tôdas as sucessivas elaborações; de fato, para cada ano, é possível determinar as médias: mensais e anual; elementos estes que já têm um papel importante na classificação do regime natural do rio, bem como nos estudos de aproveitamento.

× 4) O REGIME DOS CURSOS DE ÁGUA

a) Consideremos um intervalo de tempo T, de n anos, suficientemente comprido, de modo a representar as condições médias, sob o ponto de vista hidro-meteorológico.

O valor médio da vazão em T:

$$\bar{Q} = \frac{1}{T} \int_0^T Q dt$$

chama-se "módulo" ou "norma" ou "média normal" das vazões e - como já foi visto para as chuvas - representa um elemento quase invariável, ao variarem os anos que entram nos períodos T da mesma duração, bem como - entre limites oportunos - o número de anos que compõem T de diferente duração.

Os módulos mensais:

$$\bar{Q}_j = \sum_{1}^n Q_j \quad j = 1, 2, \dots, 12$$

n = número de anos

em valor absoluto (m^3/s) ou melhor em porcentagem de \bar{Q} , dão lugar a uma série de 12 valores, cujo andamento é característico do tipo de curso de água e objetiva o "regime" das descargas. Avisamos, desde já que o mencionado andamento, não sofre em geral alterações muito sensíveis, mesmo considerando as médias mensais de cada ano, em porcentagem da correspondente média anual.

b) Observaremos porém que, para definir o regime, devem-se levar na devida consideração também dois outros fatores: geológico e pluviométrico.

Sob o ponto de vista geológico as bacias hidrográficas são: permeáveis ou impermeáveis, considerando-se permeabilidade, a capacidade de deter as águas de chuva durante um tempo mais ou menos longo, retardando o escoamento nos thalweges naturais.

Grau de permeabilidade é a relação entre a superfície das zonas permeáveis e a superfície total da bacia, delimitada pela seção pluviométrica que consideramos.

Separadamente devem-se considerar os cur

sos de água alimentados por glaciais, cujo regime depende essencialmente das precipitações nevosas acumuladas no inverno e das temperaturas do ar, nas estações quentes.

Visando a comparação convem referir no mesmo gráfico, o diagrama dos afluxos meteorológicos à bacia delimitada pela secção fluvio métrica considerada e o diagrama dos volumes escoados pela própria secção, lançando mão, em ambos os casos, das médias mensais do ciclo T. Poderemos exprimir os valores em mm (distribuídos sobre a superfície da bacia hidrográfica), em 10^6 m^3 ou bem em porcentagem das respectivas totais médias anuais; considerando as porcentagens, é possível comparar diretamente afluxos mensais (em % do valor médio nos 12 meses) e vazões médias mensais (em % da média anual). Nos gráficos das sucessivas FIGURAS Nºs 13 - 14 e 15 adotaremos mesmo estas unidades de medida.

Nas bacias permeáveis (FIGURA Nº 13) observamos que o diagrama das vazões apresenta variações amortecidas em face do diagrama dos

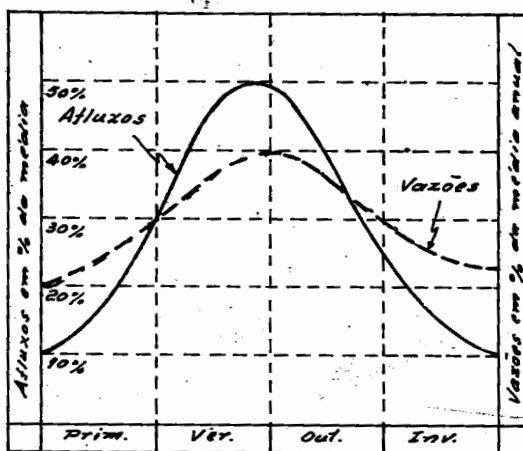


FIGURA Nº 13

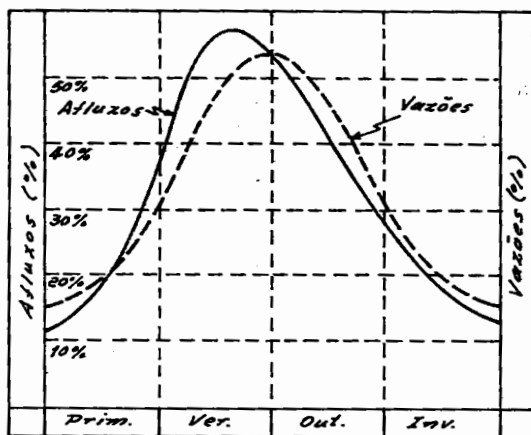


FIGURA Nº 14

afluzos, enquanto os máximos e respectivamente os mínimos, aparecem defasados.

Estas diferenças, entre o andamento dos dois diagramas aparecem tanto mais evidentes, quanto maior é o grau de permeabilidade da bacia.

Nas bacias impermeáveis FIGURA Nº 14 os dois diagramas concordam sensivelmente.

Nas bacias alimentadas pelos glaciais, ao período invernal, corresponde acumulação de neve e estiagem nos rios; o aumento das temperaturas na primavera dá início à dissolução do gelo, dissolução que atinge aos máximos valores no verão, dando lugar às enchentes.

Naturalmente existem situações intermediárias com o variar do grau de permeabilidade das bacias ou extensão das superfícies o-

cupadas pelos glaciais.

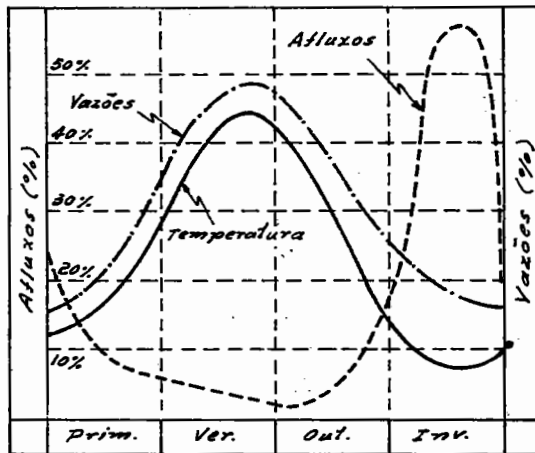


FIGURA Nº 15

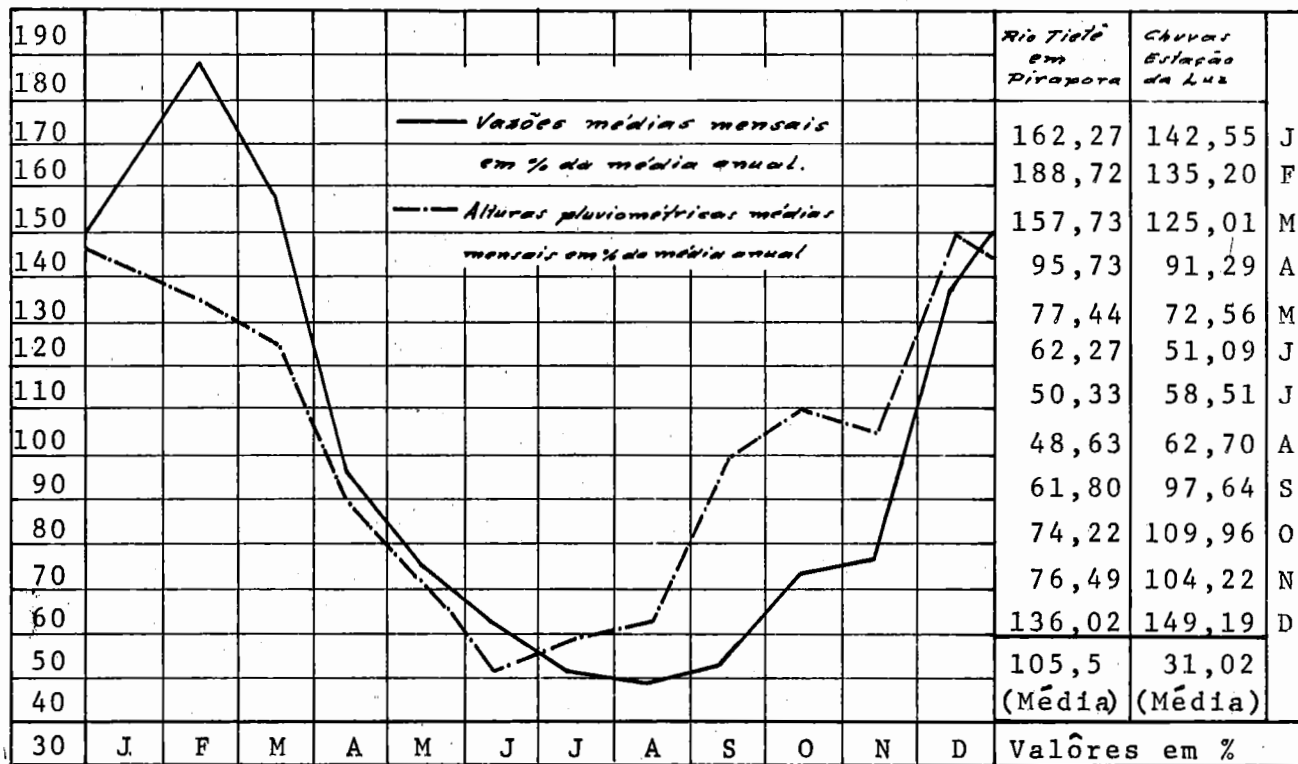
No GRÁFICO Nº 2, figura o diagrama das vazões médias mensais do Rio Tietê em Pirapora, expressas em % da média anual, para o período (1928-1942); foi traçado também, para o mesmo período, o diagrama das chuvas médias mensais da Estação da Luz (São Paulo) em porcentagem do total médio de 12 meses.

O posto pluviométrico escolhido, representa bastante bem o andamento dos afluzos meteorológicos sobre a bacia, até Pirapora.

5) DIAGRAMAS CARACTERÍSTICOS - FUNÇÕES DE UTILIZAÇÃO (FIGURA Nº 16)

Estes tipos de diagramas podem ser organizados, em geral, para qualquer série de magnitudes, sobre as quais devam ser feitas elaborações estatísticas.

GRÁFICO Nº 2



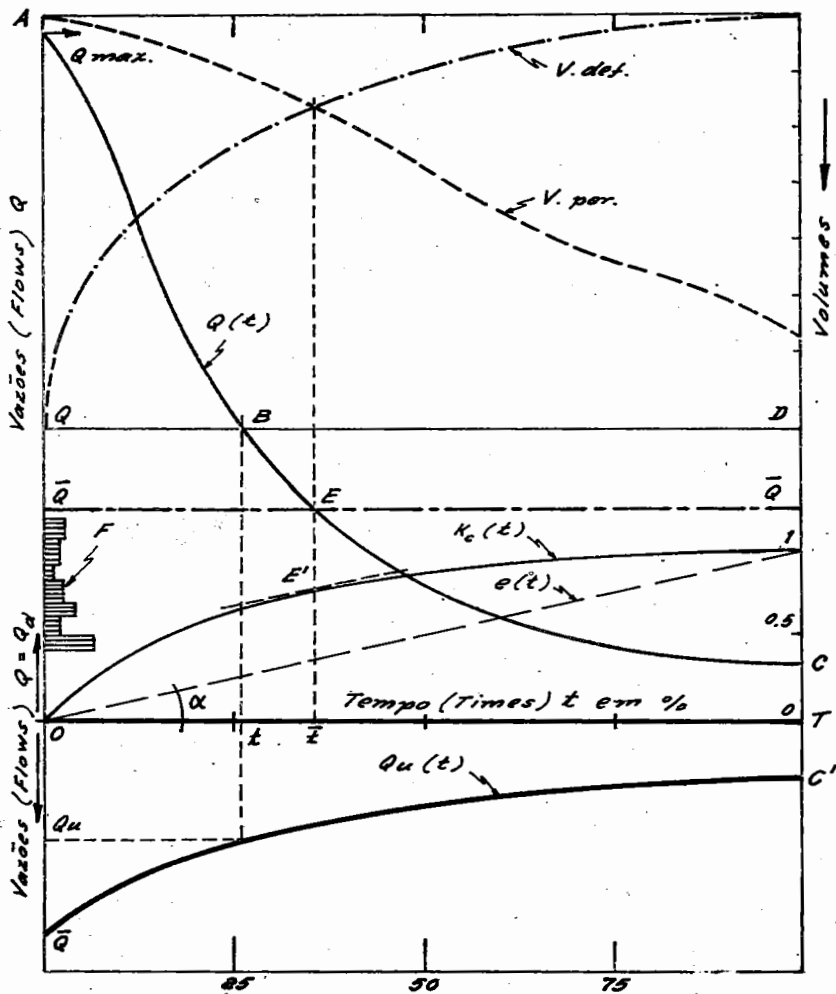


FIGURA Nº 16

Ne caso em tela, a magnitude identifica-se com a vazão.

a) FREQUÊNCIAS E DURAÇÕES

Lancemos mãos de uma série de vazões naturais Q_j , por exemplo de vazões médias diárias relativas a um posto fluviométrico e a um período determinado T e sejam Q_M e Q_{mi} , respectivamente, os valores máximo e mínimo, da própria série.

Consideremos agora (p) valores Q_i , constituindo uma série de números decrescentes ($Q_{i-1} > Q_i$), variáveis entre:

$$Q_0 = Q_M \quad (i = 0)$$

$$Q_p = Q_{mi} \quad (i = p)$$

e oportunamente escolhidos, de modo a formar intervalos ($Q_{i-1} \rightarrow Q_i$) em que as vazões naturais Q_j , possam ser distribuídas de um modo razoável.

O número (n_i) de valores (Q_j) compreendidos no intervalo ($Q_{i-1} \rightarrow Q_i$), em que:

$$Q_{i-1} > Q_j \geq Q_i$$

representa a "frequência F_i ", isto é, o número de vezes ou dias em que as vazões (Q_j) são verificadas no referido intervalo (ver QUADRO A)

Supondo-se o valor máximo Q_M ocorrer somente uma vez em T, a expressão:

$$t_i = 1 + \sum_1^i n_i \quad (1)$$

é chamada "duração" da vazão (Q_i).

A duração representa, pois, o intervalo de tempo t_i (em dias, no caso em tela), durante o qual as vazões (Q_j) mantiveram-se "não inferiores" ao valor (Q_i).

QUADRO A

Vazões	Frequência	Durações
$Q_0 = Q_M$		1
Q_1	n_1	$1 + n_1$
Q_2	n_2	$1 + n_1 + n_2$
Q_3	n_3	$1 + n_1 + n_2 + n_3$
Q_4	n_4	$1 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4$
.....
.....
.....
Q_{i-1}	n_i	$1 + \sum_1^i n_i$
Q_i		
.....
.....
.....
Q_{p-1}	n_p	$1 + \sum_1^p n_i$
$Q_p = Q_{mi}$		

Se o ciclo T for bastante comprido o conceito de duração pode ser extrapolado para o conceito estatístico de "probabilidade". A vazão (Q_i) corresponderá, pois, a duração ou probabilidade de:

$$\left(100 \frac{t_i}{T}\right) \%$$

no ciclo T . A função está representada pela curva $Q(t)$, na FIGURA Nº 16

b) CONCENTRAÇÃO - Fazendo variar o tempo t entre 0 e T , consideremos a função (FIGURA Nº 16):

$$C(t) = \int_0^t Q(t) dt = \text{área OABtO} \quad (2)$$

a qual representa o volume $V(t)$ que se escoou no rio, durante o período em que as vazões não são inferiores a $Q(t)$ e chama-se "concentração" Sendo:

$$V(T) = \bar{Q} \cdot T = \int_0^T Q(t) dt \quad (3)$$

onde \bar{Q} é o módulo, a função:

$$K_c(t) = \frac{C(t)}{V(T)} = \frac{C(t)}{\bar{Q} \cdot T} \quad (4)$$

representa a "concentração relativa", quer dizer, o volume de concentração $C(t)$, relacionado com o volume total escoado em T .

A reta $\bar{O}1$, de equação:

$$e(t) = \frac{\bar{Q} \cdot t}{\bar{Q} \cdot T} = \frac{t}{T} \quad (5)$$

cuja declividade em relação à horizontal é:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{T} \quad (6)$$

é indicada pelo nome de "reta de equidistri - buição" e consubstancia o caso de um escoamen to regularizado, com vazão constante, igual ao módulo \bar{Q} .

A vertical que passa por \bar{t} (duração do módulo \bar{Q}), corta a curva $K_c(t)$ no ponto E' , que divide a mesma em dois trechos de caracte rísticas diferentes. De fato, calculando a di fêrencial da função (2), obtêm-se:

$$\frac{dC}{dt} = Q(t)$$

Por consequência, derivando a (4), te mos:

$$\frac{dK_c}{dt} = \frac{1}{T} \cdot \frac{Q(t)}{\bar{Q}} \quad (7)$$

No ponto E' , de coordenadas:

$$t = \bar{t}$$

$$Q(t) = \bar{Q}$$

ter-se-á, considerando também a (6):

$$\frac{dK_c}{dt} = \frac{1}{T} = \operatorname{tg} \alpha \quad (8)$$

Quer dizer a tangente à curva K_c no ponto E' é paralela à reta de equidistribuição. Considerando durações $t < \bar{t}$, para as quais $[Q(t) > \bar{Q}]$, da (7) tira-se:

$$\frac{dK_c}{dt} > \frac{1}{T} = \text{tg } \alpha \quad (9)$$

Enquanto, para durações $t > \bar{t}$, sendo $[Q(t) < \bar{Q}]$ ter-se-á:

$$\frac{dK_c}{dt} < \frac{1}{T} = \text{tg } \alpha \quad (10)$$

Fica, pois, comprovado também que a curva $K_c(t)$, dirige a concavidade para baixo.

c) VAZÕES: MÁXIMAS DERIVADAS E MÉDIAS UTILIZADAS

Fixemos o valor:

$$Q_d = Q(t)$$

da "vazão máxima derivada (Q_d)" do curso de água para aproveitamento. A área $O Q B C t O$, representa o volume realmente utilizado pelo próprio aproveitamento. A "vazão média utilizada, Q_u " será calculada pela equação:

$$Q_u(t) = \frac{1}{T} \left[Q \cdot t + \int_t^T Q dt \right] \quad (7)$$

O diagrama $Q_u(t)$, tem como valores limites:

$$Q_u = \bar{Q} \quad \text{para} \quad Q_d = Q_M$$

$$Q_u = Q_{mi} \quad \text{para} \quad Q_d = Q_{mi}$$

Na FIGURA Nº 16, a curva de duração coincide com o diagrama das vazões Q_d .

É fácil compreender a importância das funções Q_d e Q_u , sendo que da primeira dependem as dimensões (logo o custo) das obras que constituem as instalações, em quanto que, da segunda depende o rendimento funcional e econômico do aproveitamento.

d) VOLUMES: PERDIDO E DEFICITÁRIO

Ainda fixando a "vazão máxima derivada $Q_d = Q(t)$ " as funções:

$$V_{per} = \text{área QABQ} = \int_0^t Q(t)dt - Q \cdot t \quad (8)$$

$$V_{def} = \text{área BDCTB} = Q(T-t) - \int_t^T Q(t)dt \quad (9)$$

representam, respectivamente o "volume perdido" e o "volume deficitário".

Com efeito, quando

$$Q(t) > Q_d$$

as diferenças $[Q(t) - Q_d]$ não podem ser captadas pela tomada e seguem escoando-se no rio.

Entretanto, nos períodos em que:

$$Q(t) < Q_d$$

as diferenças $[Q(t) - Q_d]$ representam as deficiências de descarga, em relação ao regime de operação do aproveitamento, com a vazão máxima Q_d .

e) OBSERVAÇÃO

O conjunto das funções consideradas nas alíneas a), b), c), d) podem ser chamadas "funções de utilização".

Frizaremos que a vantagem da metodologia exposta, consiste em expressar todas as magnitudes, "em função de uma variável independente única", isto é, a duração t . Fica, pois, facilitado, seja o cálculo dos elementos característicos do aproveitamento seja o exame comparativo de alternativas diferentes, visando determinar a solução mais conveniente.

6) ENCHENTES

a) Enchente é a natural elevação do nível (logo de vazão) dum curso de água, durante um prazo relativamente curto.

O nível e a vazão, além dos quais, tem início a enchente, são elementos puramente convencionais, para cada rio; em geral serão estabelecidos, em relação ao nível ordinário do rio.

b) CAUSAS - Distinguimos dois tipos de enchentes:

de remanso - típicas nos rios de regiões frias, nos quais a formação do gelo superficial, estreita o alveo, remansando os níveis a mon

tante. O fenômeno fica exaltado pela acumulação de gelos flutuantes em correspondência dos estreitamentos naturais do próprio caixão do rio.

de origem meteorológica - produzidas por chuvas intensas e em geral, de duração relativamente curta.

Consideremos particularmente o segundo tipo de enchentes que para nós é de maior interesse.

Os fatores que estabelecem a dependência entre chuvas e enchentes, são numerosos e variados; enumeraremos aqui os principais.

α) Distribuição das chuvas sobre a área de drenagem e no tempo.

Nos pequenos cursos de água, as grandes enchentes verificam-se também por causa de tormentas de grande intensidade, que acometem limitadas extensões.

Nas grandes bacias hidrográficas, pelo contrário, são as chuvas de intensidade também relativamente moderada - porém distribuídas sobre extensas áreas de drenagem - que produzem as maiores cheias.

Qualquer que seja a extensão da bacia hidrográfica, teremos as condições mais críticas, quando o centro da chuva, se deslocar ao longo de uma linha não longínqua do thalweg, procedendo desde montante até jusante, com celeridade próxima à da propagação da enchente.

β) Natureza do terreno - Os terrenos permeáveis, cultivados e florestados, absorvem e detêm uma parte da chuva, pelo menos na fase inicial, subtraindo-a ao escoamento superfi -

cial. Os terrenos nús e impermeáveis deixam entretanto as águas escoarem rapidamente para os álveos, sem exercerem poder moderador nenhum.

γ) Estado de saturação do terreno, precedente à enchente e temperatura do ar, que favorece a evaporação.

δ) Presença de neve na superfície do solo, que por causa de elevadas temperaturas, pode se liquefazer com rapidez, dando lugar a vazões importantes, nas bacias de planície.

c) CURSO DA ENCHENTE - Nos cursos de água importantes, isto é, alimentados por afluentes, o desenvolvimento da enchente depende dos seguintes fatores.

α) Configuração da bacia hidrográfica - Se os afluentes estiverem distribuídos em forma de leque e outrossim, sujeitos aos mesmos eventos meteorológicos - por causa da proximidade uns dos outros - bem como a condições análogas de escoamento das águas superficiais, verificar-se-ão então as eventualidades mais favoráveis, para terem lugar enchentes rápidas e violentas. Pelo contrário, afluentes distribuídos ao longo de um curso de água, com desembocaduras nêle assaz distanciadas, darão lugar em geral, no rio coletor, a ondas de cheia mais longas e chatas, por causa da defasagem dos piques que se verificam em cada um dos próprios afluentes.

β) A capacidade de armazenamento do alveo do rio, funciona como um reservatório, e tende a moderar o andamento da enchente, e a abaixar os piques, procedendo para jusante.

γ) Eventuais inundações de vales, subtraem do escoamento os volumes que nelas vêm se acumulando, reduzindo as enchentes a jusante, às vezes, de maneira notável.

d) ELEMENTOS HIDROLÓGICOS CARACTERÍSTICOS

α) Alturas hidrométricas máximas - que interessam, de maneira particular, os problemas relativos às inundações dos vales.

β) Vazões máximas - A máxima vazão varia ao longo do rio, em função de dois elementos antagônicos, a saber:

- efeito moderador do álveo e das eventuais inundações, que como foi visto, tendem a diminuir os picos para jusante;
- a contribuição dos afluentes, que tende a aumentar a própria vazão, de montante para jusante.

γ) Contribuição unitária máxima (q_M)

$$q_M = \frac{Q_M}{\Omega} \quad (10)$$

sendo Q_M a máxima vazão instantânea e Ω a superfície da área de drenagem; (q_M) diminui ao aumentar Ω .

Exprime-se, em: ($l \text{ s}^{-1} \text{ Km}^{-2}$) ou
($m^3 \text{ s}^{-1} \text{ Km}^{-2}$)

É interessante às vezes, considerar também a contribuição para os seguintes valores das vazões: máxima média diária; média durante a cheia.

δ) Vazão média - da cheia (\bar{Q}) ou bem, correspondente volume escoado (V) no prazo T de duração dêle:

$$V = \bar{Q} T = \int_0^T Q(t) dt \quad (11)$$

Em geral (V) tende a aumentar, ao longo do curso de água: manter-se-á excepcionalmente constante em trechos que não recebem contribuições laterais; poderá diminuir nos trechos de inundação, devido à maior importância das perdas por evaporação e filtração.

ε) Coeficiente de escoamento ou defluvio (K_e) num determinado pôsto. Relação entre o volume (V) e o volume das chuvas caídas sobre a área de drenagem durante o período de formação e desenvolvimento da enchente.

Os valores mais elevados de (K_e) verificam-se para bacias impermeáveis com forte declividade das vertentes; (K_e) aumenta também, com o grau de saturação do terreno, antecedente às chuvas que ocasionaram a enchente.

ζ) Duração da cheia - (T) tempo, durante o qual, os níveis mantiveram-se maiores do nível ordinário.

η) Permanência - dos níveis e das vazões, acima de valores particulares, considerados como críticos.

e) PROPAGAÇÃO DAS ENCHENTES

α) O fenômeno de propagação das cheias ao longo de um curso de água, apresenta-se muito complexo, quando considerado em face da

variação de vazões, níveis e declividades das superfícies livres.

Muito embora, é possível reconhecer uns caracteres fundamentais, que depreendem-se também duma investigação teórica, baseada sobre razoáveis hipóteses simplificativas.

Supõe-se considerar as condições de movimento gradualmente variado num âlveo cilíndrico, logo com declividade e secção transversal constante, sem afluxos laterais concentrados ou distribuídos ao longo do percurso.

Teremos então, que os elementos que definem o movimento, isto é:

$$Q = V_0 - h \text{ (profundidade)}$$

$$\omega = \text{secção molhada}$$

$$\bar{r} = \frac{\omega}{p} = \text{ráio médio ou hidráulico}$$

e as respectivas derivadas, variarão ao longo da abscissa s (direção do movimento) e com o tempo t .

Indicam-se como curvas locais, os diagramas: $Q(t)$; $V(t)$; $h(t)$ para $s = \text{constante}$; e como perfis contemporâneos, os diagramas: $Q(s)$; $V(s)$; $h(s)$ para $t = \text{constante}$.

As equações disponíveis, para o estudo do fenômeno, são: a equação geral do movimento gradualmente variado:

$$i - \frac{\partial h}{\partial s} = \frac{1}{2g} \frac{\partial V^2}{\partial s} + \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial t} + \lambda \quad (12)$$

e a equação de continuidade:

$$\frac{\partial Q}{\partial s} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0 \quad (13)$$

nas quais, como sabemos:

i = declividade de fundo

$i - \frac{\partial h}{\partial s} = J$ = declividade da superfície livre

λ = a perda de carga unitária por atrito

Para (λ) supõe-se válida a mesma expressão do movimento uniforme (equação de Chesy)

$$Q = \omega C (\bar{r} \lambda)^{\frac{1}{2}} \quad (14)$$

fórmula que, exprimindo-se C pela fórmula de Manning:

$$C = \frac{1}{n} \bar{r}^{\frac{1}{6}} \quad (n - \text{de Kutter})$$

pode-se escrever também na forma:

$$Q = \frac{\omega \bar{r}}{n}^{\frac{2}{3}} \cdot \lambda^{\frac{1}{2}} = \varphi \cdot \sqrt{\lambda} \quad (15)$$

(λ) variará logo, em função de Q , ω e \bar{r} .

Praticamente, no estudo das enchentes pode-se supor que o primeiro e o segundo termo do segundo membro da (12) são desprezíveis em

face dos outros. Considerando que, também $\frac{\partial h}{\partial s}$ em geral é pequeno, quando comparado com i , obtemos:

$$\lambda^2 = \left[i \left(1 - \frac{1}{i} \frac{\partial h}{\partial s} \right) \right]^2 = i^2 \left(1 - \frac{1}{2i} \frac{\partial h}{\partial s} \right)$$

e finalmente substituindo na (5):

$$Q = \psi \sqrt{i} \left(1 - \frac{1}{2i} \frac{\partial h}{\partial s} \right) \quad (16)$$

que é mesmo a forma simplificada da (12)

β) Considere-se, agora um valor particular de Q , verificado ao tempo t , na abscissa s .

Supomos que o mesmo valor, Q , verifique-se na abscissa $(s + \Delta s)$ ao tempo $(t + \Delta t)$; isto quer dizer que o indicado valor de Q , tem-se propagado, da primeira até a segunda abscissa, no tempo Δt .

Indica-se, como "celeridade de propagação das vazões (C_Q)":

$$C_Q = \lim \frac{\Delta s}{\Delta t} = \frac{ds}{dt}$$

O valor $\frac{ds}{dt}$, calcula-se baseando na condição:

$$Q(s, t) = Q(s + ds; t + dt)$$

isto é:

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial s} ds + \frac{\partial Q}{\partial t} dt = 0$$

daí; lembrando também a (3):

$$C_Q = \frac{ds}{dt} = - \frac{\frac{\partial Q}{\partial t}}{\frac{\partial Q}{\partial s}} = \frac{\frac{\partial Q}{\partial t}}{\frac{\partial w}{\partial s}} \quad (17)$$

De maneira análoga, pode-se definir a "celeridade de propagação das áreas molhadas (C_w)".

$$C_w = \frac{ds}{dt}$$

tirando esta vez, $\frac{ds}{dt}$, da condição:

$$w(s, t) = w(s + ds; t + dt)$$

ou bem:

$$dw = \frac{\partial w}{\partial s} ds + \frac{\partial w}{\partial t} dt = 0$$

$$\frac{ds}{dt} = - \frac{\frac{\partial w}{\partial t}}{\frac{\partial w}{\partial s}}$$

logo, lembrando mesmo a (3):

$$C_w = - \frac{\frac{\partial w}{\partial t}}{\frac{\partial w}{\partial s}} = \frac{\frac{\partial Q}{\partial s}}{\frac{\partial w}{\partial s}} \quad (18)$$

Desde que a altura da água (h) varia com (w) teremos para ela a mesma celeridade da propagação do que (w).

Seguindo processo análogo, podemos calcular as "celeridades de propagação", de:

$$Q'_t = \frac{\partial Q}{\partial t}; \quad Q'_s = \frac{\partial Q}{\partial s}; \quad \omega'_t = \frac{\partial \omega}{\partial t}; \quad \omega'_s = \frac{\partial \omega}{\partial s}$$

De fato, teremos:

$$d(Q'_t) = \frac{\partial^2 Q}{\partial s \partial t} ds + \frac{\partial^2 Q}{\partial t^2} dt = 0$$

$$d(Q'_s) = \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} ds + \frac{\partial^2 Q}{\partial s \partial t} dt = 0$$

$$d(\omega'_t) = \frac{\partial^2 \omega}{\partial s \partial t} ds + \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} dt = 0$$

$$d(\omega'_s) = \frac{\partial^2 \omega}{\partial s^2} ds + \frac{\partial^2 \omega}{\partial s \partial t} dt = 0$$

Daí, levando em conta a (3):

$$C(Q'_t) = \frac{ds}{dt} = - \frac{\frac{\partial^2 Q}{\partial t^2}}{\frac{\partial^2 Q}{\partial s \partial t}} = \frac{\frac{\partial^2 Q}{\partial t^2}}{\frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}} \quad (19)$$

$$C(Q'_s) = \frac{ds}{dt} = - \frac{\frac{\partial^2 Q}{\partial s \partial t}}{\frac{\partial^2 Q}{\partial s^2}} = \frac{\frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}}{\frac{\partial^2 Q}{\partial s^2}} \quad (20)$$

$$C_{(\omega'_t)} = \frac{ds}{dt} = - \frac{\frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}}{\frac{\partial^2 \omega}{\partial s \partial t}} = \frac{\frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2}}{\frac{\partial^2 Q}{\partial s^2}} \quad (21)$$

$$C_{(\omega'_s)} = \frac{ds}{dt} = - \frac{\frac{\partial^2 \omega}{\partial s \partial t}}{\frac{\partial^2 \omega}{\partial s^2}} = \frac{\frac{\partial^2 Q}{\partial s^2}}{\frac{\partial^2 \omega}{\partial s^2}} \quad (22)$$

Particular interesse tem os valores:

$$Q'_t = 0; \omega'_t(t) = 0; \dots\dots\dots (a)$$

aos quais correspondem máximos das curvas locais de (Q) e (ω); e outrossim:

$$Q'_s = 0; \omega'_s = 0 \dots\dots\dots (b)$$

aos quais correspondem máximos dos perfis contemporâneos de (Q) e (ω).

Para os (a), as fórmulas (19) e (21) fornecem as celeridades de propagação dos picos locais de (Q) e (ω); para as (b) as (20) e (22) fornecem as mesmas celeridades dos picos contemporâneos.

γ) Baseando na precedente fixação do problema, desenvolvimentos analíticos - que omitimos em parte por brevidade - dão lugar aos resultados que enumeraremos a seguir.

Pela (6), resulta que, a paridade de (ω) | logo de (h) e (φ) , Q é menor nos trechos onde h aumenta a saber:

$$\frac{\partial h}{\partial s} > 0$$

O máximo de $Q(s)$ resulta FIGURA Nº 17 - defasado em relação ao máximo de $\omega(s)$.

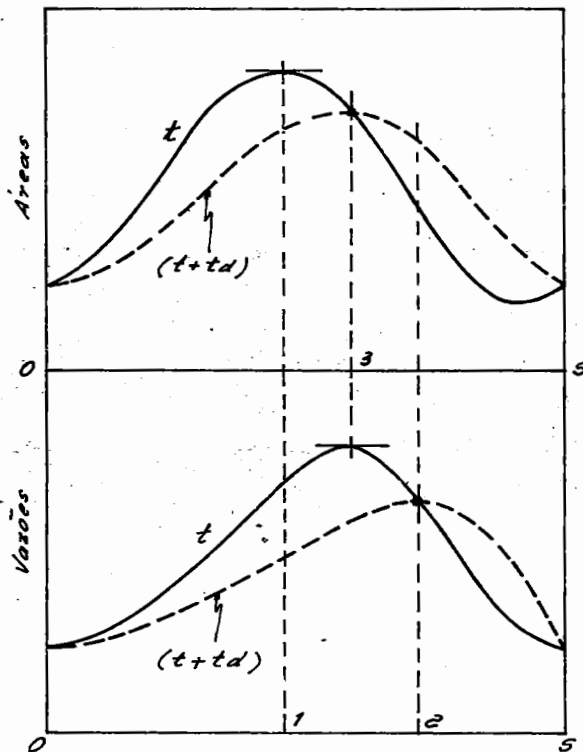


FIGURA Nº 17

Lançamos mão agora da (3) - Resulta:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} \neq 0$$

segundo que:

$$\frac{\partial Q}{\partial s} \geq 0$$

Teremos então respectivamente:

$$\text{para } s < \overline{03} \dots [\omega(s)]_t > [\omega(s)]_{t+dt}$$

$$\text{para } s = \overline{03} \dots [\omega(s)]_t = [\omega(s)]_{t+dt}$$

$$\text{para } s > \overline{03} \dots [\omega(s)]_t < [\omega(s)]_{t+dt}$$

O perfil contemporâneo de $\omega(s)$ tende a se deformar com o tempo, achatando-se (redução do máximo).

Por consequência também o perfil contemporâneo de $Q(s)$ sofrerá alteração análoga e ter-se-á:

$$[Q(s)]_t = [Q(s)]_{t+dt}$$

para a abscissa:

$$\overline{02} > \overline{03}$$

Lembrando agora que a velocidade média V é dada pela expressão:

$$V = \frac{Q}{\omega}$$

Derivando em relação ao tempo teremos:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{1}{\omega} \frac{\partial Q}{\partial t} - \frac{V}{\omega} \frac{\partial \omega}{\partial t} \quad (23)$$

Agora, no ponto (2), teremos que:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = 0 \quad \text{e} \quad \frac{\partial \omega}{\partial t} > 0$$

Consequentemente será: $\frac{dV}{dt} < 0$ isto é a velocidade decresce. Podemos concluir que numa determinada secção verificam-se sucessivamente os máximos locais: da velocidade, da vazão e da área (logo de h).

Tiremos da (23) $\frac{\partial Q}{\partial t}$ e vamos substituir o valor na (7); ter-se-á:

$$C_Q = \omega \frac{\frac{\partial V}{\partial t}}{\frac{\partial \omega}{\partial t}} + V \quad (24)$$

Vemos então que a celeridade $C_Q > V$, quando:

$$\frac{\partial V}{\partial t} > 0 \quad \text{logo:} \quad \frac{\partial \omega}{\partial t} > 0$$

ou bem quando:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} < 0 \quad \text{logo:} \quad \frac{\partial V}{\partial t} < 0$$

Pelo contrário será $C_Q < V$ se as duas derivadas tiverem sinal contrário.

Derivemos agora a equação da velocidade em relação a s :

$$\frac{\partial V}{\partial s} = \frac{1}{\omega} \frac{\partial Q}{\partial s} - \frac{V}{\omega} \frac{\partial \omega}{\partial s} \quad (25)$$

Tirando-se $\frac{\partial Q}{\partial S}$ da precedente e substituindo-se na (18) teremos:

$$C_w = \omega \frac{\frac{\partial V}{\partial S}}{\frac{\partial \omega}{\partial S}} + V \quad (26)$$

Isto é a velocidade de propagação das áreas C_w supera a velocidade da corrente, nos trechos em que (V) e (ω) crescem ou diminuem; pelo contrário $C_w < V$ nos trechos em que V diminua e ω aumenta.

f) VAZÃO MÁXIMA DURANTE A ENCHENTE

α) É importante, em face de muitos problemas práticos de engenharia hidráulica, a determinação da máxima vazão, que se pode verificar num dado posto pluviométrico, durante a enchente.

O critério mais certo, consiste na análise empírica dos dados de observação.

Frizaremos desde já, as dificuldades que, em geral, encontramos para proporcionar tais dados.

De fato, nos postos, onde está instalada só a régua hidrométrica, é muito difícil executar durante a passagem da enchente, um número de observações suficiente para reproduzir o andamento hidrométrico efetivo da onda. Basta considerar as frequentes dificuldades de se aproximar da régua, quando os níveis superam determinados limites; dificuldades que aliás aumentam nas horas da noite. Teremos, outrossim, muitas vezes, a impossibilidade do observador permanecer no local, sobre tudo quando o próprio local fôr retirado dos centros habitados.

Na maioria dos casos, deveremos contentar-nos com a observação feita na hora fixada, observação que fornece a altura hidrométrica média do dia, a qual - por sua vez - faz-se corresponder à vazão média diária.

Quando as enchentes tiverem a duração de muitos dias consecutivos como acontece para os eventos notáveis dos grandes cursos de água, a construção do diagrama com as vazões médias diárias, constitui já um elemento muito interessante, que se pode considerar definitivo para o estudo de algumas obras particulares; como por exemplo, o cálculo das dimensões dos descarregadores de superfície dos grandes reservatórios.

Em todos êsses casos, será útil, para orientação, o conhecimento aproximado do nível máximo, baseando nos marcos deixados pela enchente, sobre a superfície do terreno.

Nos postos onde está instalado o hidrômetro registrador, limnógrafo, os hidrogramas fornecem os valores instantâneos das vazões, logo também o máximo instantâneo do evento. Todavia, observaremos que as estações favoráveis de registrador são muito raras e que, durante as enchentes maiores, não é impossível que o aparelho funcione irregularmente - ou desde logo deixe de funcionar - por causa de entupimento do tubo, no qual está localizada o flutuante.

β) Para executar a análise empírica dos dados disponíveis, partimos da hipótese que as vazões máximas Q_M de um curso de água, dependem dos elementos seguintes:

- (1) - fatores topográficos: extensão e forma da área de drenagem; declividade das vertentes.

- (2)- fatôres edafológicos e geológicos: condições superficiais e grau de permeabilidade da bacia.
- (3)- fatôres meteorológicos: isto é, precipitações meteorológicas.

f/I- CALCULO DA VAZÃO MÁXIMA PELO MÉTODO METEOROLÓGICO

α) Consideremos uma série de bacias hidrográficas que têm características comuns, no que diz respeito aos fatôres (2) e (3) e no to cante a forma da bacia e declividade das vertentes.

Nestas condições, a vazão Q_M variará a penas em função das áreas de drenagem Ω ; calculemos as vazões específicas máximas:

$$q_M = \frac{Q_M}{\Omega}$$

sendo q_M os valôres médios nos diferentes pos tos pluviométricos de observação.

Levando num gráfico cartesiano, os pon tos (q_M) em correspondência das respectivas áreas de drenagem Ω , obteremos numa série de pon tos, cuja envoltória, convenientemente regula rizada, representa a lei de variação:

$$q_M = f(\Omega) \quad (27)$$

relativa ao período de tempo T que correspon de às datas das observações e que pode ser mesmo traduzida numa equação analítica de cô modo uso.

Também se o tempo T resultar muito com-

prido, dificilmente estas fórmulas podem ser generalizadas para cursos de água diferentes dos que foram considerados para obtê-las.

A eventual extensão das fórmulas permitirá obter resultados interessantes, quando consideradas como qualitativas ou de orientação; será porém necessário verificar com observações diretas. A função (27), representa-se, em geral, por expressões do tipo:

$$q_M = a \cdot \Omega^m; \quad q_M = \frac{a}{b + \sqrt{\Omega}} \quad (27')$$

sendo: a, b, m, constantes a serem calculadas.

Outro tipo de fórmulas, exprime q_M em função das alturas de precipitação; neste caso as constantes deverão ser determinadas em função das áreas Ω e dos outros fatores característicos.

Limitar-nos-emos a mencionar uma das numerosas fórmulas existentes; fórmula aliás muito conhecida e aplicada na América e Europa.

Ⓟ) FÓRMULA DE ISKOWSKI - Este autor, examinou os dados observados para 289 rios europeus, e chegou a uma fórmula, na qual supõe-se uma proporcionalidade, entre q_M e a altura média de precipitação anual h, sobre a bacia, isto é:

$$q_M = K \cdot m_1 h \quad (28)$$

onde h vem sendo expresso em (m), q_M em $(m^3 \cdot s^{-1} \cdot Km^{-2})$, K e m_1 são coeficientes que dependem respectivamente das características geo-morfológicas e da superfície Ω da bacia hidrográfica.

Indicamos nas duas tabelas a seguir, os valores propostos por ISKOWSKI, para os coeficientes.

C_e é o coeficiente de escoamento, isto é, a relação entre o volume médio anual escoado pelo posto fluviométrico considerado e o volume médio anual de chuva caída na área de drenagem, delimitada pelo próprio posto:

As categorias, estão diferenciadas pelas características que indicamos a seguir:

Categoria I -Terrenos muito permeáveis com vegetação normal. Terrenos de média permeabilidade com vegetação luxuriante ou completamente cultivados.

Categoria II -Terrenos de colina ou montanha, com vegetação normal; terrenos de planície com pequenas ondulações, porém pouco permeáveis.

Categoria III-Terrenos impermeáveis com vegetação normal; configuração superficial em colinas e montanhas.

Categoria IV -Terrenos muito impermeáveis sem vegetação, formados por colinas de declividade abrupta ou montanhas.

O próprio autor, sugere outrossim, atender os critérios seguintes:

Pequenas bacias com lençóis subterrâneos: para $\Omega \leq 1000 \text{ Km}^2$ entram na categoria II; para $1000 < \Omega \leq 4000 \text{ Km}^2$ tomar as médias das II e III ca-

TABELA DE m_1

Km ²	m_1	Km ²	m_1	Km ²	m_1
1	10,00	2.500	3,613	70.000	2,365
10	9,00	3.000	3,450	80.000	2,260
40	8,23	3.500	3,350	90.000	2,155
70	7,60	4.000	3,250	100.000	2,050
100	7,40	4.500	3,200	110.000	1,980
200	6,87	5.000	3,125	120.000	1,920
300	6,55	6.000	3,103	130.000	1,855
400	6,22	7.000	3,082	140.000	1,790
500	5,90	8.000	3,060	150.000	1,725
600	5,60	9.000	3,038	160.000	1,650
700	5,35	10.000	3,017	170.000	1,575
800	5,12	20.000	2,909	180.000	1,500
900	4,90	30.000	2,801	190.000	1,425
1000	4,70	40.000	2,693	200.000	1,350
1600	4,145	50.000	2,575	225.000	1,175
2000	3,775	60.000	2,470	250.000	1,000

TABELA DE (K)

Valôres (K) para as categorias				
C_o	I	II	III	IV
0,20	0,017	0,030	---	---
0,25	0,025	0,040	---	---
0,30	0,030	0,055	---	---
0,35	0,035	0,070	0,125	---
0,40	0,040	0,082	0,155	0,400
0,45	0,045	0,100	0,190	0,450
0,50	0,050	0,120	0,255	0,500
0,55	0,055	0,140	0,290	0,550
0,60	0,060	0,160	0,360	0,600
0,65	0,070	0,185	0,460	0,700
0,70	0,080	0,210	0,600	0,800

Bacias com $\Omega \leq 150 \text{ Km}^2$, nas condições da categoria II: tomar os valores da categoria III.

Bacias com $150 < \Omega \leq 1000 \text{ Km}^2$, nas condições da categoria II; tomar as médias das categorias II e III.

Bacias com $\Omega \leq 50 \text{ Km}^2$, nas condições da categoria III; aplicar os valores correspondentes da categoria IV.

Bacias com $50 < \Omega \leq 300 \text{ Km}^2$, nas condições da categoria III; tomar as médias das categorias III e IV.

Bacias com $5000 \leq \Omega \leq 12000 \text{ Km}^2$, da categoria III; aplicar as médias das categorias II e III.

Bacias com $\Omega > 300 \text{ Km}^2$, nas condições da categoria IV: aplicar valores intermediários entre as categorias III e IV.

Bacias de planície com $\Omega \leq 100 \text{ Km}^2$ e de colina até $\Omega \leq 300 \text{ Km}^2$; deve sempre ser $H > 1m$.

f/II - CALCULO DA VAZÃO MÁXIMA POR MÉTODOS PROBABILÍSTICOS

a) Os métodos probabilísticos baseiam-se na classificação dos dados disponíveis por critérios estatísticos, visando determinar fórmulas, que permitam calcular a vazão máxima Q_M , "mais provável" em um período de T anos.

Entre os diferentes processos estatísticos escolhidos (GUMBEL, HAZEN, FOSTER, FULLER, SILVA LEME, BEARD, etc.) limitaremos a expor aquele que já foi aplicado por FULLER para os cursos de água dos EUA, operando sobre

1672 valores de vazões, distribuídos entre diferentes postos fluviométricos.

Acrescentaremos umas considerações analíticas, para esclarecer melhor a estrutura das fórmulas obtidas.

β) Lancemos mãos de uma série de n magnitudes, representando um determinado fenômeno.

$$r_1 \dots r_2 \dots r_i \dots r_n \quad (29)$$

classificadas em ordem decrescente.

O valor que tem a maior probabilidade de verificar-se (i) vezes sobre (n), é a média aritmética.

$$\bar{r}_i = \frac{1}{i} \sum_1^i r_i \quad (29')$$

Se fazemos coincidir os números (i) com unidades de tempo - por exemplo, anos - (\bar{r}_i) será o valor mais provável (i) anos sobre (n) ou melhor:

$$T = \frac{n}{i} \text{ anos} \quad (30)$$

As funções

$$\bar{r}_i = f(T) \quad (31)$$

uma vez equacionadas, baseando-se nos dados relativos a períodos suficientemente grandes, são susceptíveis de serem extrapoladas no campo probabilístico, para ciclos mais significativos.

γ) Consideremos um certo número de postos pluviométricos:

I, II, III, p

distribuídos ao longo de um ou mais cursos de água e sejam:

$n_I; n_{II}; n_{III}, \dots n_p$

os anos de observações disponíveis em cada posto;

$Q_{I.j}, Q_{II.j}, Q_{III.j}, \dots Q_{p.j}$

as vazões diárias máximas nos diferentes anos, em cada um dos postos será pois:

$j = 1, 2, \dots n_I$, no posto (I)

$j = 1, 2, \dots n_{II}$, no posto (II)

$j = 1, 2, \dots n_{III}$, no posto (III)

.....
.....

$j = 1, 2, \dots n_p$, no posto (p)

Calculemos as médias:

$$\bar{Q}_x = \frac{1}{n_x} \sum_1^{n_x} Q_{x.j} \quad (32)$$

onde:

$x = I, II, III, \dots p$

e determinemos as relações:

$$r_{x.j} = \frac{Q_{x.j}}{\bar{Q}_x} \quad (33)$$

cujo número é:

$$n = n_I + n_{II} + n_{III} + \dots + n_p \quad (34)$$

Os (n) valores (33), "reunidos em um único grupo e classificados em ordem decrescente", identificam-se, no caso do estudo de enchentes com as magnitudes (r_i) indicadas pelo número (29)

Nestas condições, a função (31) pode ser representada por equações semi-logarítmicas do tipo:

$$\bar{r}_i = a + b \log T \quad (35)$$

em que (T) é definido pela (30) e as constantes (a) e (b), devem ser determinadas em cada caso, traçando as envoltórias (35).

Em síntese, (\bar{r}_i) representa a relação entre a "vazão máxima diária mais provável(Q)" em um certo posto fluviométrico, em $T = \frac{n}{i}$ anos e "a média (\bar{Q}) das referidas máximas diárias nos n anos".

A (35) pode ser escrita, portanto, na forma simbólica mais evidente:

$$Q = \bar{Q} (a + b \log T) \quad (35')$$

δ) Indiquemos, respectivamente, por:

$$A_I \quad A_{II} \quad A_{III} \quad \dots \quad A_p$$

as áreas de drenagem das bacias hidrográficas que alimentam respectivamente, os postos (I, II, p).

Operando no plano logarítmico, é possível, em geral, relacionar os valores:

$$\log \bar{Q} \quad \log \bar{A}$$

por meio de retas envoltórias de equação:

$$\log \bar{Q} = \log c + m \log A \quad (36)$$

às quais correspondem, no plano cartesiano, equações do tipo:

$$\bar{Q} = c A^m \quad (36')$$

Substituindo-se a expressão (36') na equação (35') poderemos escrever definitivamente:

$$Q = c A^m (a + b \log T) \quad (37)$$

Pela função (37), calcula-se a máxima vazão diária mais provável cada T anos, em uma certa secção fluviométrica, definida pela área de drenagem A.

ε) A equação (35) tem estrutura análoga àquela das equações que representam eventos meteorológicos (chuvas) críticas.

Demonstra-se abaixo que a constante (a) se identifica com a unidade, também no caso em que se considerem numerosos postos de observação.

Com efeito, posto ($i = n$), ter-se-á:

$$\begin{aligned} T &= 1 \\ \log T &= 0 \\ a &= \bar{r}_n \end{aligned}$$

Por outra parte:

$$\begin{aligned} \bar{r}_n &= \frac{1}{n} \left[\sum_I^{n_I} r_{I.j} + \sum_{II}^{n_{II}} r_{II.j} + \dots + \sum_P^{n_P} r_{P.j} \right] = \\ &= \frac{1}{n} \left[\frac{1}{\bar{Q}_I} \sum_I^{n_I} Q_{I.j} + \dots + \frac{1}{\bar{Q}_P} \sum_P^{n_P} Q_{P.j} \right] \end{aligned}$$

Porém:

$$\sum_I^{n_x} Q_{x.j} = n_x \bar{Q}_x$$

Logo, pela (34):

$$\bar{r}_n = \frac{1}{n} (n_I + n_{II} + \dots + n_P) = 1 \quad (38)$$

Cabe, contudo, considerar que se os pontos desenhados no plano ($\log T, r_i$) não são muito numerosos, a declividade mais conveniente, da reta envoltória pode ser responsável por valores de (a), um pouco diferentes da unidade.

3) No QUADRO B reunimos valores dos parâmetros (a), (b), (c) e (m), obtidos para áreas de drenagem situadas em diferentes regiões geográficas.

Esses valores podem ser utilizados para casos que apresentem condições de analogia com os mesmos, para cálculos de primeira aproximação. Todavia quando se dispuser de dados de observação adequados, é de toda conveniência proceder a determinações específicas.

7) ESTIAGENS

a) ESTIAGEM de um curso de água é o estado de escoamento que corresponde às vazões menores do ciclo anual.

O valor limite da vazão que define a estiagem é puramente convencional; para fixá-lo pode auxiliar o exame da curva de duração das vazões diárias (Q) relativa a um número grande de anos. Uma vez estabelecido este valor limite, a linha das frequências dos (Q), nos permitirá distinguir as estiagens ordinárias e extraordinárias.

Durante as estiagens, os rios são alimentados exclusivamente pelos lençóis subterâneos; os valores das vazões tornar-se-ão tão menores quanto maior for a duração do período seco e quanto menor o valor da vazão no começo da estiagem. Esta segunda condição está mesmo em relação, com a importância das chuvas, antecedentes ao próprio início da estiagem.

QUADRO B

Bacias Hidrográficas dos rios	a	b	c	m	Autores	Observações
Paraíba (Brasil)	1,12	0,48	0,145	0,931	Bandini e Soares Orsini	a jusante de confluência dos formadores, Paraíba e Paraíbauna - $4500 \llcorner \Omega \llcorner 56000 \text{Km}^2$
*Paraíbuna (Brasil)	1,3	0,74	0,098	1,07	idem	$400 \llcorner \Omega \llcorner 1900 \text{Km}^2$
*Paraitinga (Bras.)	1,13	0,6	0,02	1,146	idem	$700 \llcorner \Omega \llcorner 1900 \text{Km}^2$
Jaguari e Buquira (Brasil)	1	0,9	0,25	0,87	idem	$300 \llcorner \Omega \llcorner 1400 \text{Km}^2$
Tietê (Brasil)	1	0,95	0,22	0,83	Bandini e Cuomo	$2600 \llcorner \Omega \llcorner 60000 \text{Km}^2$
Tietê (Brasil)	1,025	0,966	0,286	0,795	idem	$100 \llcorner \Omega \llcorner 2600 \text{Km}^2$

* afluente do Rio Paraíba

Nos cursos de água alimentados por glaciais, causas das estiagens são, a escassez de precipitações nevosas durante o inverno, as baixas temperaturas do fim do verão, e as reduzidas precipitações no fim do outono.

b) CURVAS DE ESGOTAMENTO, em uma secção fluviométrica (S) representa a variação das vazões diárias durante a estiagem.

α) Se indicamos por (V) o volume do lençol alimentador e por (Q) a vazão, em um instante (t), será:

$$V = f(Q) \quad (39)$$

No intervalo infinitesimal (dt), teremos o decréscimo:

$$-dV = -\frac{df}{dQ} dQ = Q \cdot dt \quad (40)$$

sendo que ao decréscimo do volume no lençol, corresponde ao escoamento do volume $Q \cdot dt$.

A função $\frac{df}{dQ}$ é uma "característica física" da bacia hidrográfica limitada pela secção (S) e depende de numerosos elementos, que não são possíveis de avaliar. Todavia, é de se considerar que a variação de tais elementos, no tempo, é muito lenta, de sorte que - a não ser que seja demonstrado o contrário - é lícito supor:

$$\frac{df}{dQ} = a = \text{const.} \quad (41)$$

A (40), torna-se, então:

$$- a dQ = Q dt \quad (40')$$

Separando as variáveis e integrando entre os limites:

$$\begin{array}{ll} t_0 = 0 & Q = Q_0 \\ t & Q \text{ (genéricos)} \end{array}$$

obtemos:

$$\ln \frac{Q_0}{Q} = \frac{t}{a} \quad (42)$$

ou melhor:

$$Q = Q_0 e^{-\frac{t}{a}} \quad (43)$$

Equação, esta, que satisfaz também a condição teórica:

$$Q = 0 \quad \text{para } t = \infty$$

β) Para fixar o valor de Q_0 e calcular o parâmetro (a), é necessário dispor do diagrama de "estiagem crítica" do rio em (s); diagrama que é possível desenhar, examinando as efemérides das vazões diárias, relativas a um ciclo T, constando de um número adequado de a nos.

Porém o diagrama (ver GRÁFICO N.A) não será, em geral, uma curva, mas apresentará irregularidades, devido a fenômenos locais, responsáveis por pequenas contribuições de descarga que se somam às do lençol.

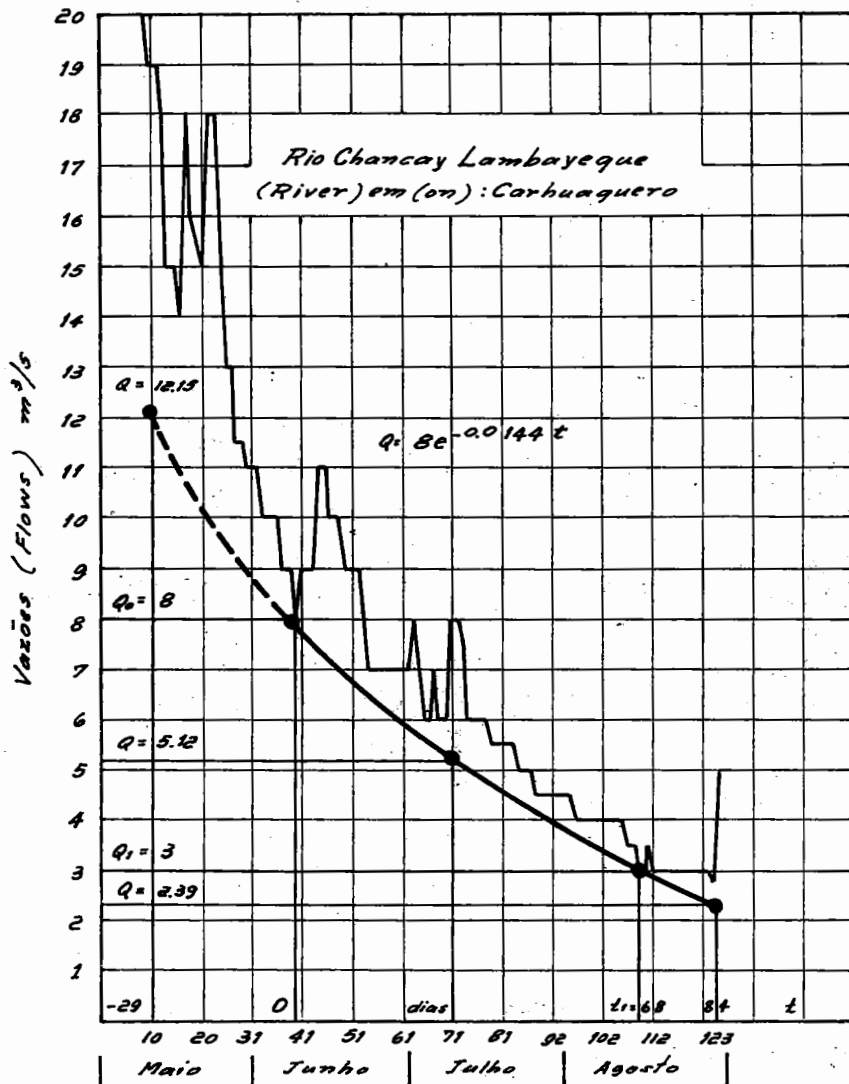


GRÁFICO Nº A

Sugere-se então, fixar dois pontos, que o exame do gráfico indique como sendo os mais significativos; o primeiro deverá corresponder ao valor (Q_0) da fórmula, em quanto o segundo:

$$Q_1 = Q(t_1)$$

terá que estar localizado na parte final do período de estiagem.

Para que a "curva de esgotamento" passe por Q_0 e Q_1 , deverá ser satisfeita a condição:

$$Q_1 = Q_0 e^{-\frac{t_1}{a}}$$

Por consequência, tira-se:

$$a = \frac{t_1}{\ln \frac{Q_0}{Q_1}} \quad (44)$$

Observamos que o valor Q_0 não é necessariamente, a descarga no início da fase de esgotamento.

Este valor inicial, poderá ser determinado, atribuindo-se a (t) valores negativos e trazendo um trecho de curva, para valores $Q > Q_0$.

Fazendo referência ao GRÁFICO N.A., encontramos:

$$Q_0 = 8 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$Q_1 = 3 \text{ m}^3/\text{s}$$

A curva foi prolongada até o ponto, tendo como coordenadas:

$$t = -29 \text{ dias}$$

$$Q = 12,15 \text{ m}^3/\text{s}$$

7) Indicando-se por (\bar{Q}) o módulo do rio no ciclo T, e pôsto em geral:

$$\frac{Q}{\bar{Q}} = y$$

a equação (43), pode ser transformada na outra equivalente:

$$y = y_0 e^{-\frac{t}{a}} \quad (44')$$

A nova função adimensional é susceptível de ser aplicada a outras secções fluviométricas (S_i) tendo um regime hidrológico análogo àquêle do pôsto estudado, uma vez que sejam conhecidos os módulos \bar{Q}_i , relativos às S_i .

8) O gráfico da FIGURA N.A. refere-se ao Rio CHANCAY DE LAMBAYEQUE na secção fluvial de CARHUAQUERO (Peru).

As equações obtidas (BANDINI), são respectivamente:



$$Q = 8 e^{-0,0144.t} \quad (45)$$

$$y = 0,2768 e^{-0,0144.t} \quad (45')$$

sendo o módulo $\bar{Q} = 28,2 \text{ m}^3/\text{s}$ (1914-1963).

Investigações preliminares, demonstraram que a (45') se aplica com razoável grau de aproximação a outras bacias peruanas da vertente do Pacífico.

ooOoo

OBSERVAÇÃO:- A Divisão de Águas, Repartição mencionada no fim da pág. 54, não depende mais, em virtude de modificações administrativas, do Ministério da Agricultura, mas sim do Ministério de Minas e Energia (Departamento Nacional de Águas e Energia).

CAPÍTULO IV

LENÇÓIS SUBTERRÂNEOS

1-GENERALIDADES

O estudo dos elementos característicos que definem o movimento das águas, em camadas subterrâneas, foi desenvolvido pormenorizada-mente na "HIDRÁULICA Volume II"

No entanto limitar-nos-emos a exposição de noções gerais, que achamos ser útil resumir por estarem correlatas com os balanços hidro^hdro^lógicos das bacias hidrográficas.

A zona de circulação das águas do subsolo tem espessura muito limitada: em geral umas centenas de metros e só excepcionalmente mais.

A principal alimentadora dos lençóis é mesmo a chuva. Como já foi visto no parágrafo III/2, a água das precipitações atmosféricas, atinge os lençóis depois de ter saturado os terrenos sobrepostos.

Temos também correntes subterrâneas alimentadas por cursos de água que se escoam em alveos permeáveis ou por filtrações através das superfícies de fundo dos lagos.

Em terrenos constituídos por rochas cársicas, isto é, rochas em cujo seio se desenvolvem galerias naturais, um curso de água superficial, pode até ser tragado e se transformar em curso subterrâneo.

Às vezes a passagem das águas superficiais para os lençóis, sucede por conta de obras artificiais, como por exemplo, a irrigação dos terrenos, o desague das águas servi-

das dos esgotos, os poços absorventes construídos para dessecação de terrenos, etc.

A gravidade pode subtrair só uma parte da água que enche as fendas duma rocha; uma parte é retida por adesão, e resulta, a paridade de porosidade, tão maior, quanto menores são as dimensões dos vazios. Outra parte tende a subir por capilaridade. Em uma rocha sêca, em contacto com água, verifica-se, por causa das ações moleculares, difusão do líquido em tôdas as direções; o movimento para cima, fica entretanto dificultado pela gravidade.

Para tubos de vidro, a altura de elevação capilar h_c resulta expressa pela reação:

$$h_c = \frac{1}{r} (15,332 - 0,02864 t)$$

sendo r o raio do tubo (em mm) e t a temperatura em °C.

Nos terrenos a mencionada altura, nunca supera a 3m; pode-se estimar em perto de 2,40m para terrenos argilosos e para areia fina e de 1,20m para areia grossa.

2-MANANCIAIS

Os lençóis subterrâneos quando atingirem naturalmente a superfície do solo, dão lugar aos mananciais, que podem ser:

- livres - se o afloramento acontecer em contacto com a atmosfera.
- submersos - se as águas aflorarem nos álveos dos rios ou nas superfícies que constituem o fundo dos lagos.

Fixaremos a nossa atenção em particular sôbre os mananciais livres.

Os afloramentos coincidirão nos pontos em que, a camada impermeável sôbre a qual se escoo o lençol, fica descoberta em contacto com a atmosfera.

Daremos a seguir, uma classificação dos mananciais, em relação às situações geológicas, que apresentam particular interesse, em face dos problemas técnicos.

a) MANANCIAIS ALIMENTADOS POR LENÇÓIS COM SUPERFÍCIE LIVRE

α) DE FUNDO - distinguimos os tipos: de detrito (FIGURA Nº 18), de monoclinal ou fluvial (FIGURA Nº 19), de sinclinal ou lacual (FIGURA Nº 20).



FIGURA Nº 18 FIGURA Nº 19 FIGURA Nº 20

β) DE EMERSÃO OU AFLORAMENTO - como os tipos de ladeira (FIGURA Nº 21) e de vale (FIGURA Nº 22)

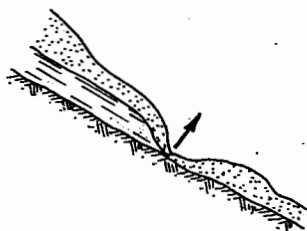


FIGURA Nº 21



FIGURA Nº 22

7) VERTEDORES - Temos os seguintes tipos: de estratificação monoclinal sub-verti - cal (FIGURA Nº 23), de anticlinal erodida (FIGURA Nº 24), de falha com ressalto (FIGURA Nº 25); de filão (FIGURA Nº 26), de camada impermeável sobreposta (FIGURA Nº 27).

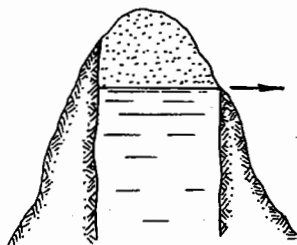


FIGURA Nº 23

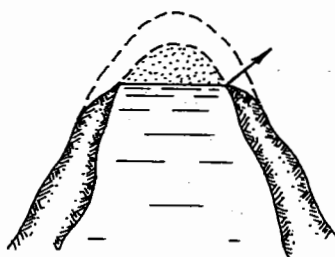


FIGURA Nº 24

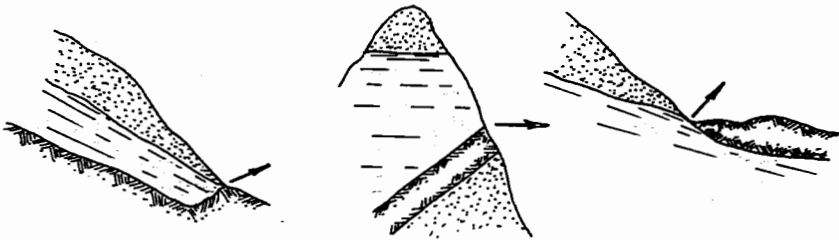


FIGURA Nº 25 FIGURA Nº 26 FIGURA Nº 27

f) de drenagem, se na massa permeável, houver uma rede de fendas, que convergem para um ponto de saída, na atmosfera: fenômeno esse típico nas rochas cársicas.

b) MANANCIAIS ALIMENTADOS POR LENÇÓIS ARTESIANOS.

Os pontos de afloramento, tem como causas determinantes, fraturas da camada impermeável superior (FIGURAS Nºs 28 e 29).



FIGURA Nº 28

FIGURA Nº 29

3* ESTUDO HIDROLÓGICO DOS MANANCIAIS

a) Para determinar a vazão mínima do manancial, com a qual seja lícito contar, mesmo em períodos críticos de estiagem, é preciso ponderar, classificar e elaborar os dados hidrológicos.

Dispondo-se dos resultados de medições sistemáticas de vazões do manancial, nas condições naturais de afloramento, para um período (T) bastante comprido, de modo a poder constituir um "ciclo hidrológico", será suficiente limitar o estudo às referidas vazões, utilizando eventuais dados meteorológicos, assim como temperaturas, chuvas, insolação, nebulosidade, pressão atmosférica, etc., só para verificar que, efetivamente, o ciclo (T) considerado, abrange períodos de secas, realmente críticas.

O regime das vazões, será determinado na base dos valores médios mensais e anuais, relacionados também com os respectivos "módulos", isto é, as médias relativas ao inteiro ciclo. O exame será completado pela organização dos diagramas de frequência, duração e concentração dos valores médios diários.

Objetivados assim, os elementos essenciais, só resta considerar os períodos de estiagem excepcional, quando, a partir de um determinado valor (Q_0), temos uma constante diminuição das vazões diárias $Q(t)$, até atingir um valor limite (Q_e), definido justamente pelo instante (t), em que termina a estiagem, tendo início períodos de normal pluviosidade.

Durante a estiagem crítica, entretanto, deve-se considerar nulo o afluxo, para os lençóis subterrâneos, de vazões (Q_a) de origem externa procedentes das chuvas, sendo que, pe

las vazões $Q(t)$ que saem do manancial, é responsável o esvaziamento do volume (V), armazenado na camada permeável, isto é, o "esgotamento" do lençol.

O estudo em aprêço, portanto, poderá ser feito, neste sentido, somente para os mananciais freáticos, que, durante as grandes secas, "não" continuem sendo alimentados por importantes reservas superficiais de água (lagos naturais ou artificiais e grandes rios). Poderá ser feito, outrossim, para mananciais artesianos, correspondentes ao esquema de FIGURA Nº 30, se o reservatório (R) se esvaziar ficando a seco por longos intervalos de tempo.

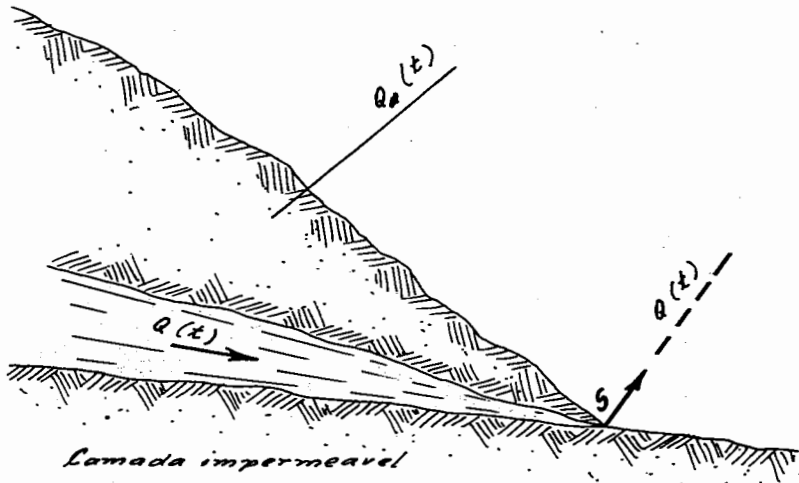


FIGURA Nº 30

Em condição de permanência, aplicando a equação hidráulica dos lagos ao lençol que se escoa através do manancial (S), ter-se-á, para um intervalo infinitesimal (dt):

$$(Q_a - Q) dt = dV \quad (1)$$

dependendo o sinal de (dV), do sinal de $(Q_a - Q)$.

Mas, no caso em estudo, temos $(Q_a = 0)$, logo a (1) torna-se:

$$- Q dt = dV \quad (1')$$

Por outra parte, o volume (V), na falta de afluxos, é uma função de $[Q(t)]$, isto é, podemos escrever:

$$V = f(Q)$$

E:

$$dV = \frac{df}{dQ} dQ = f' \cdot dQ \quad (2)$$

Substituindo-se a expressão (2), na(1'), obtemos:

$$- \frac{Q}{f'} dt = dQ \quad (1'')$$

A função $(1/f')$, representa a variação que sofre vazão (Q), ao variar o volume armazenado (V). Considerações de ordem prática e experimental, permitem supor que a relação (Q/f') possa ser expressa pela relação empírica:

$$\frac{Q}{f'} = a Q^m \quad (3)$$

onde (a) e (m) são duas constantes positivas, tendo-se outrossim:

$$1 \leq m \leq 2$$

Portanto, levando em consideração a (3), a equação (1'') tornar-se-á:

$$a dt = - \frac{dQ}{Q^m} \quad (4)$$

Integremos a equação diferencial (4), entre os valores iniciais:

$$t = 0 \quad Q = Q_0$$

e os valores genéricos:

$$t, \quad Q$$

Para (m = 1), ter-se-á:

$$at = \ln \frac{Q_0}{Q} \quad (5)$$

Ou melhor:

$$Q = Q_0 e^{-at} \quad (6)$$

Para (1 < m ≤ 2):

$$at = \frac{1}{1-m} (Q_0^{1-m} - Q^{1-m}) \quad (7)$$

Daí:

$$Q = \left[Q_0^{1-m} - a(1-m) t \right]^{\frac{1}{1-m}} \quad (8)$$

E, em particular, para ($m = 2$):

$$Q = \frac{Q_0}{1 + at Q_0} \quad (9)$$

As (6) e (9) permitem calcular a vazão (Q), depois de (t) dias de estiagem, uma vez conhecida a constante (a). Para o uso da (8), entretanto, precisamos conhecer as duas constantes (a) e (m).

b) Faremos, agora, algumas considerações, sobre determinação prática de (a) e (m).

A vazão (Q_0), para a qual se supõe ter início a estiagem, poderá ser fixada, com razoável critério, examinando os diagramas de frequência e de duração das vazões médias diárias.

Por outra parte, o exame dos diagramas das vazões diárias $Q(t)$, na "sucessão natural dos tempos", tornará possível objetivar a "estiagem crítica" do ciclo (T), a ser tomada como base do estudo. O referido diagrama apresentará, em geral, algumas irregularidades, devido a fracas ocorrências meteorológicas, as quais, levarão pequenas contribuições aos lençóis subterrâneos (FIGURA Nº 31). Tracemos a

curva regulatriz (AB), sob a condição de que as suas ordenadas não superem as correspondentes do diagrama $Q(t)$ e que representará um possível andamento de vazões, no caso de ausência completa de afluxos externos.

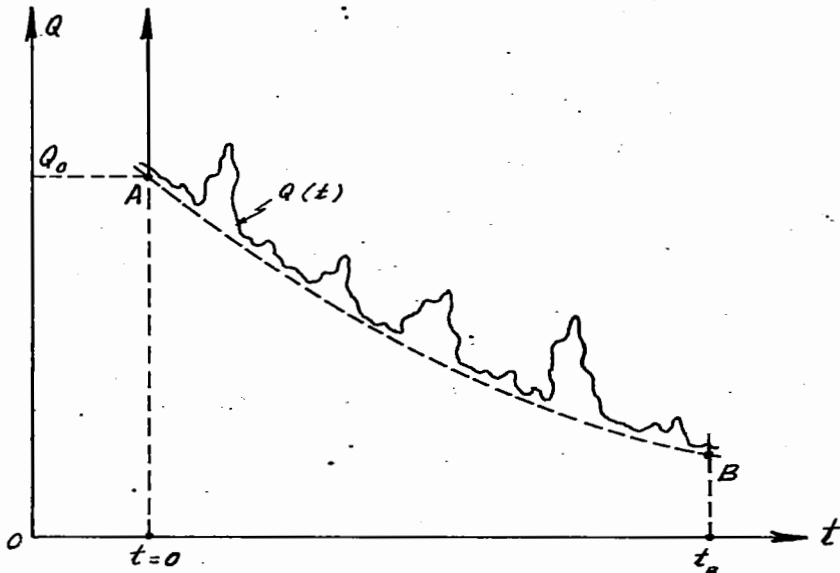


FIGURA Nº 31

Será justamente baseando na curva (AB) que calcularemos (a) e (m), verificando qual das equações (6), (8) ou (9) é mais adequada para representá-la.

Começemos pela (6), supondo $(m = 1)$. Conhecido o valor (Q_0) e, aceitando-se a hipótese de:

$$Q = 0 \quad \text{para} \quad t = \infty \quad (10)$$

fixamos um ponto característico da curva (AB), por exemplo, o de coordenadas:

$$t_B \quad Q(t_B) = Q_B$$

pelo qual queremos que passe a curva (6).

Da (5), tiraremos, então:

$$a = \frac{1}{t_B} \ln \frac{Q_0}{Q_B} \quad (11)$$

Obtida a constante (a), traçaremos a curva (6) e a compararemos, com o segmento (AB).

Se, viceversa, admitida a (10) partimos da suposição de que ($m = 2$) e fixamos o ponto característico da curva (A \hat{B}), como no caso precedente, poderemos calcular (\hat{a}), pela fórmula deduzida da (9):

$$a = \frac{1}{t_B} \left(\frac{1}{Q_B} - \frac{1}{Q_0} \right) \quad (12)$$

Será, assim, possível traçar a curva(9) e compará-la com (AB).

Finalmente, se pararepresentar o fenômeno do esgotamento, fôr necessário recorrer a (8), caberá partir da (1"), aplicada a intervalos finitos de tempo (Δt), em que a variação de vazão é (ΔQ) e a vazão média (\bar{Q}).

Ter-se-á:

$$\frac{1}{f'} = - \frac{\Delta Q}{\Delta t} \frac{1}{Q} \quad (13)$$

Mas, pela (3):

$$\frac{1}{f'} = a Q^{m-1} \quad (3')$$

Logo:

$$\lg \frac{1}{f'} = \lg a + (m-1) \lg Q \quad (3'')$$

Considerando, portanto os valores $\left(\frac{1}{f'}\right)$, obtidos pela (13) em correspondência aos diferentes (\bar{Q}) , levemos em um plano cartesiano (FIGURA Nº 32), os pontos, tendo por coordenadas os pares de valores:

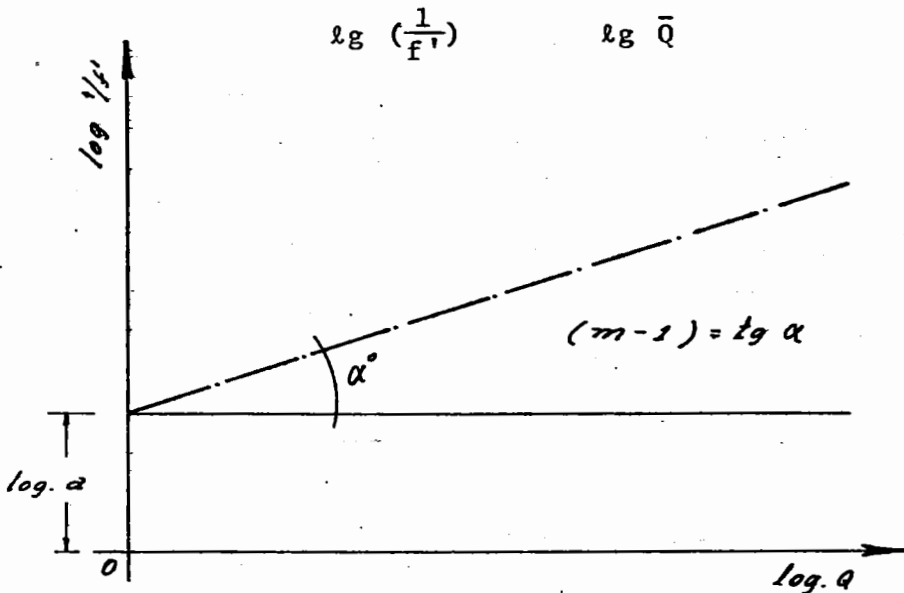


FIGURA Nº 32

A reta que regulariza os pontos, resolverá o problema, por ser:

$$\lg a = \lg \frac{1}{f'} \quad \text{para} \quad \lg Q = 0$$

e, outrossim:

$$m - 1 = \operatorname{tg} \alpha$$

$$m = \operatorname{tg} \alpha + 1$$

Introduzindo os valôres acima calculados de (a) e (m) na (8), poderemos calcular os valôres de (Q) em função de (t) e desenhar a curva correspondente, no plano da FIGURA N°32.

oo0oo

A P Ê N D I C E

As TABELAS n^os. 1, 2, 3 e 4 e os GRÁFICOS n^os. 1, 2, 3 e 3 foram extraídos da Publicação A.BANDINI: - "EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HIDRÁULICOS DEL PERU" - editada pela "Oficina de Evaluación de Recursos Naturales (ONERN) del Instituto Nacional de Planificación" da República do Peru.

TABELAS

TABELA (TABLE) N° 1

Bacia Hidrográfica do Rio (Watershed of the river) RIMAC

Estação de (Station of) LIMA

Longitude: 77°02'

Latitude: 12°04'

137 m.s.n.m. (m.a.s.l.)

ELEMENTOS (Elements)	Unid.	MESES (MONTHS)												ANOS (Year)
		E(J)	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
1. Pressão atmosférica média (Medium atmospherical pressure)	mb	999.4	998.6	998.5	999.5	1000.8	1001.9	1001.9	1001.9	1001.6	1001.9	1000.8	999.9	1000.5
2. Temperaturas (Temperatures)	°C													
a) Módulos (Modulus)		22.4	23.3	23.0	21.2	18.8	16.8	16.1	15.8	16.2	17.3	18.7	20.4	19.2
b)		29.2	30.3	29.9	29.0	25.1	21.8	20.9	21.4	22.6	23.7	25.5	28.7	
c)		16.9	16.7	17.4	15.9	13.7	12.3	12.2	11.9	12.1	12.9	14.4	15.7	
3. Umidade relativa (Relative humidity)	%													
a) Módulos (Modulus)		79.1	78.9	79.0	80.6	83.9	86.3	86.5	86.3	85.9	83.7	81.7	80.8	82.7
b) O mesmo que 2b (like 2b)		100.0	99.0	99.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	99.0	99.0	100.0	
c) O mesmo que 2c)		52.0	52.0	52.0	51.0	63.0	64.0	67.0	63.0	63.0	62.0	59.0	59.0	
4. Média de horas de sol eficaz (Effective sun hours average)	h	186.0	191.0	218.0	213.0	123.0	44.0	31.7	31.5	44.0	85.0	123.0	161.0	1452.0
5. Nebulosidade (Average cloud rate)	1/8	5.5	5.0	4.9	4.3	5.7	7.1	7.3	7.4	7.0	6.6	5.9	5.4	6.0
6. Precipitações (Rainfalls)	mm													
a) Módulos (Nodus)		0.9	0.4	0.5	0.3	2.4	4.4	5.4	6.4	5.6	2.5	1.5	0.8	31.0
b)		5.3	1.8	3.5	1.8	11.2	12.0	14.0	14.2	12.1	7.1	8.6	2.5	
c)		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	1.0	1.7	1.3	0.0	0.0	0.0	
7. Evaporação média diária (Daily average evaporation)	mm	2.9	3.0	2.7	2.6	1.7	1.2	1.2	1.2	1.3	1.8	2.2	2.5	2.0

TABELA (TABLE) N° 2

Área da bacia na estação (Watershed are till the station): 2.397 Km²
 Período de observação (Observation period): 40 anos (Years) 1921-24, 1926-61

Estação: (Station) HUACHIPA*
 Longitude: 76°55'
 Latitude: 12°01'
 Altitude: 475 m.s.n.m. (m.a.s.l.)

Bacia hidrográfica principal (Principal watershed): Rio RIMAC

Área úmida provável (Probable humid area): 77.1%

VAZÕES (FLOWS)	Unidades (Unities)	M E S E S (MONTHS)												
		E (J)	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Módulos mensais (Monthly modulus)	m ³ /s.	39.5	64.6	78.1	41.4	21.8	14.3	12.0	11.8	12.8	13.4	15.8	22.5	
	l/s x Km ²	16.9	27.6	33.4	17.7	9.3	6.1	5.1	5.0	5.5	5.7	6.8	9.6	
Máximas médias diárias (Monthly maximum averages)	m ³ /s.	70.0	136.1	145.7	73.9	46.2	22.4	15.5	14.0	14.8	16.3	29.5	39.9	
	l/s x Km ²	30.0	58.2	62.3	31.6	19.8	9.6	6.6	6.0	6.3	7.0	12.8	17.1	
Mínimas médias mensais (Monthly minimum averages)	m ³ /s.	12.2	27.7	39.8	16.9	12.3	7.4	6.8	7.6	9.8	9.9	11.4	11.9	
	l/s x Km ²	5.2	11.8	17.0	7.2	5.3	3.2	2.9	3.2	4.2	4.2	4.9	5.1	
Volume médio anual (Annual average volume): 914.5 Hm ³		Módulo anual (Annual modulus)							m ³ /s.		l/s x Km ²			
									29.0		12.4			
		Máxima média anual (annual maximum average)							37.8		16.2			
		Mínima média anual (Annual minimum average)							19.3		8.3			

* Na realidade os dados

* Na realidade os dados consignados são a soma das vazões em Surco (Rimac) y Sulch (Santa Eulália)

Effectively the consigned dates are the sum of the measurements in Surco (Rimac) and Sulchi (Santa Eulália)

TABELA (TABLE) N° 3

Elementos característicos para o aproveitamento
(Characteristic elements for development)

Rio (River): RIMAC

Estação (Station): Ponte HUACHIPA

Período (Period): 40 anos (Years)

Duração (Duration) %	Vazões diárias (Q) (Daily flows) (1) m ³ /s.	$\frac{Q}{\bar{Q}}$	Relação de Concentração (Concentration rate)	PARA (TO) $Q_d = (1)$			
				Média utilizável (Q_u) (Available average) m ³ /s.	$\frac{Q_u}{\bar{Q}}$	Volume não aproveitável (No available volume)	Volume deficitário (Deficiency volume)
						Na. % do volume total escoado (in % of total flow)	
5	85.0	2.931	0.229	26.7	0.921	8.27	199.97
10	63.0	2.172	0.352	25.2	0.869	13.62	129.82
20	41.5	1.431	0.527	22.1	0.762	24.19	66.61
29.6	29.0	1.000	0.642	19.0	0.655	34.66	34.66
30	28.8	0.993	0.646	18.9	0.652	34.97	33.80
40	20.0	0.690	0.727	18.0	0.552	45.26	13.90
50	18.0	0.552	0.789	14.1	0.488	51.47	6.31
60	14.2	0.490	0.839	13.2	0.455	54.70	3.43
70	13.0	0.448	0.886	12.4	0.428	57.34	1.96
80	12.0	0.414	0.929	11.7	0.403	59.95	1.13
90	10.8	0.372	0.967	10.7	0.389	63.38	0.45
100	5.8	0.193	1.000	5.8	0.193	80.78	0.00

TABELA (TABLE) N° 4

Bacia Hidrográfica (Watershed) RIMAC

Estação hidrométrica (Hydrometric station) Ponte HUACHIPA

Período (Period) 40 anos (years)

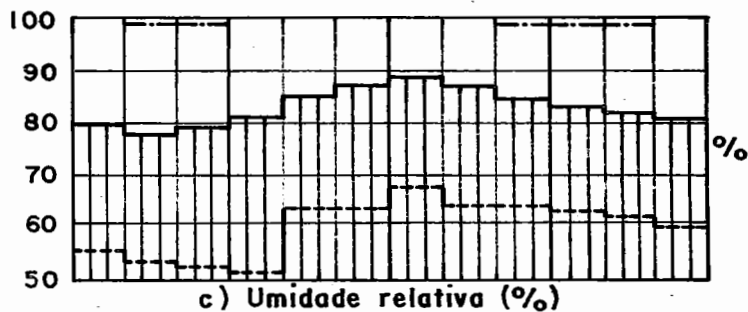
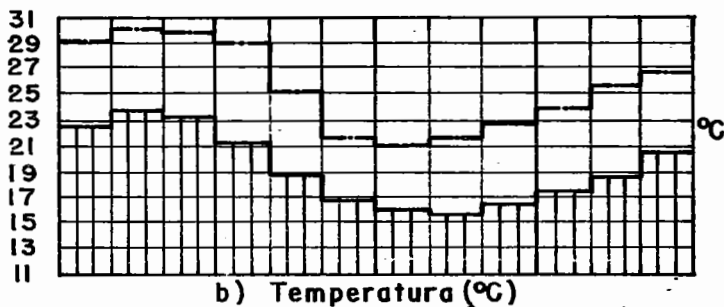
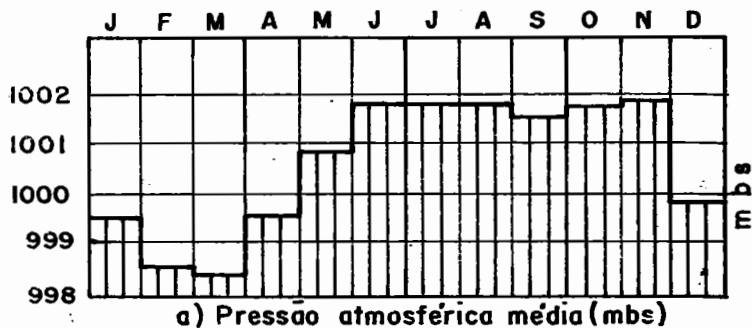
Duração (Durations) %	VAZÕES DIÁRIAS (m ³ /s) NOS MESES (DAILY FLOWS (m ³ /s) IN THE MONTHS)											
	E(J)	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
5	82	151	219	77	42	21	21	14	15	18	28	51
10	66	138	180	85	37	18	15	14	14	17	22	38
20	56	91	102	54	31	17	14	12	12	14	17	24
30	49	75	87	47	28	15	13	11	11	12	18	18
40	42	63	77	42	27	15	13	11	10	11	16	15
50	36	58	67	38	26	15	13	11	10	10	18	13
60	31	48	60	35	25	14	12	11	10	9	18	11
70	25	40	51	30	23	14	12	10	10	9	15	10
80	21	30	42	28	22	13	10	10	10	9	14	10
90	14	27	35	24	22	10	8	9	10	9	13	10
100	11	12	19	14	22	7	6	5	5	5	5	10

GRÁFICOS

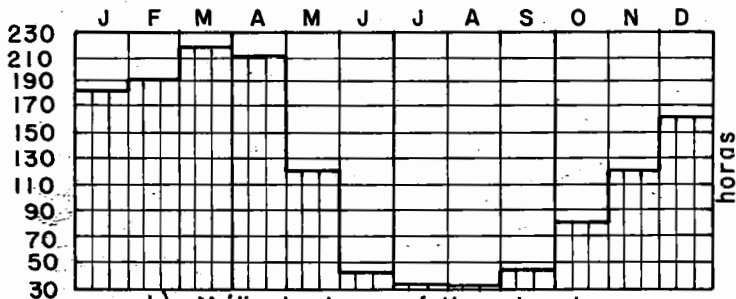
GRÁFICO Nº 1

BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO "RIMAC"

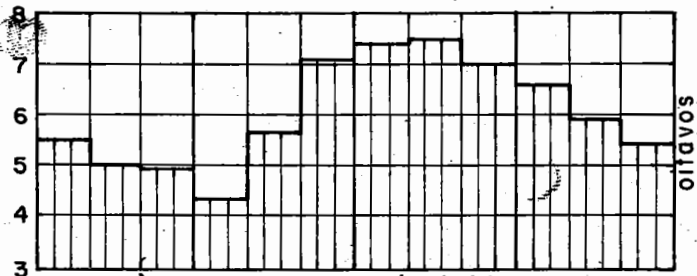
Estação de Lima
Longitude - 80° 39'
Latitude - 03° 40'
7 m.s.n.m.



CONTINUA GRÁFICO Nº 1



d) Média das horas efetivas de sol



e) Nebulosidade média (1/8)



f) Precipitação: m m



g) Evaporação média diária: m m

CONTINUA GRÁFICO Nº 1

Total Anos	32	32	32	28	29	31	31
1960	x	x	x	x	x	x	
59	x	x	x	x	x	x	
58	x	x	x	x	x	x	
57	x	x	x	x	x	x	
56	x	x	x	x	x	x	
55	x	x	x	x	x	x	
54	x	x	x	x	x	x	
53	x	x	x	x	x	x	
52	x	x	x	x	x	x	
51	x	x	x	x	x	x	
1950	x	x	x	x	x	x	
49	x	x	x	x	x	x	
48	x	x	x	x	x	x	
47	x	x	x	x	x	x	
46	x	x	x	x	x	x	
45	x	x	x	x	x	x	
44	x	x	x	x	x	x	
43	x	x	x	x	x	x	
42	x	x	x	x	x	x	
41	x	x	x	x	x	x	
1940	x	x	x	x	x	x	
39	x	x	x	x	x	x	
38	x	x	x	x	x	x	
37	x	x	x	x	x	x	
36	x	x	x	x	x	x	
35	x	x	x	x	x	x	
34	x	x	x	x	x	x	
33	x	x	x	x	x	x	
32	x	x	x	x	x	x	
31	x	x	x	x	x	x	
1930	x	x	x	x	x	x	
29	x	x	x	x	x	x	
1-Pressão atm. média							
2-Temperatura							
3-Umidade relativa							
4-Média de sol eficaz							
5-Nebulosida- de média							
6-Precipitação							
7-Evaporação média diária							

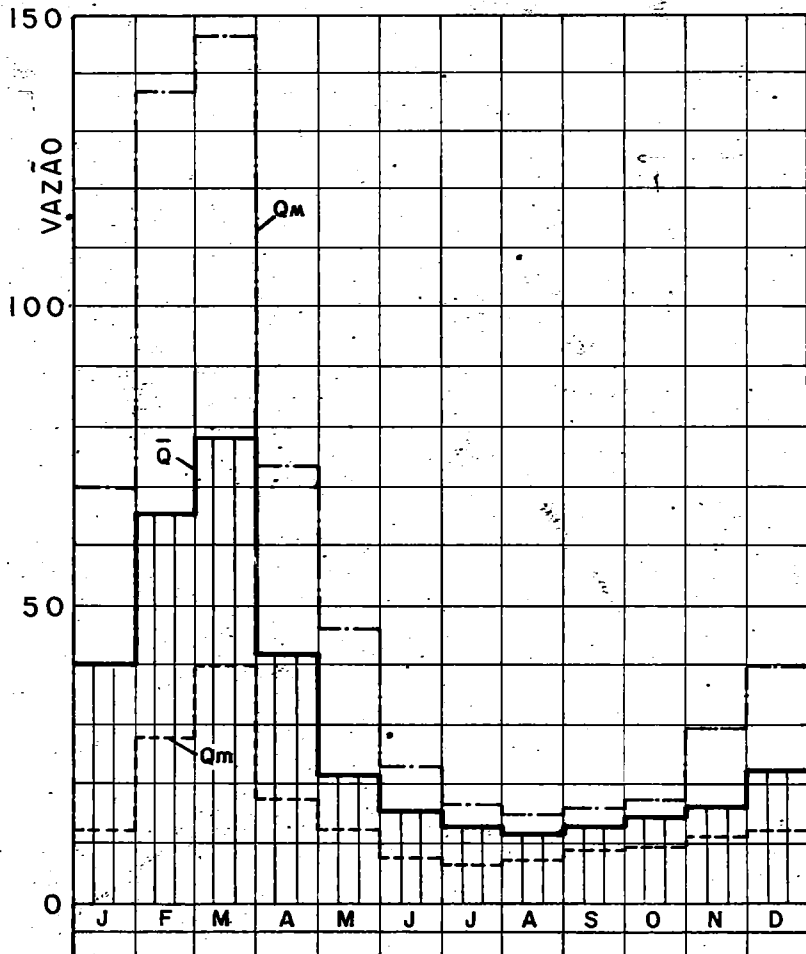
GRÁFICO Nº 2

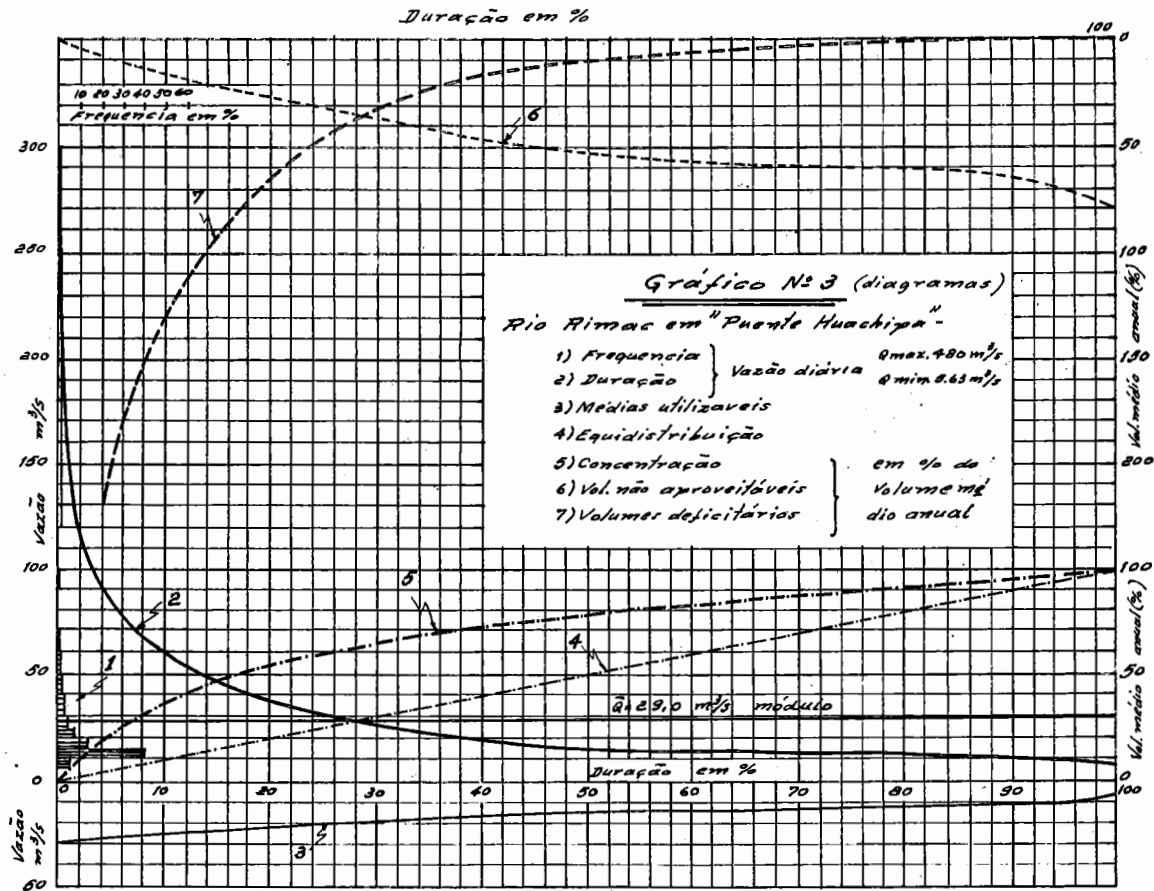
RIO RIMAC

\bar{Q} = MÓDULOS MENSAIS

Q_M = MÉDIAS MÁXIMAS MENSAIS

Q_m = MÉDIAS MÍNIMAS MENSAIS

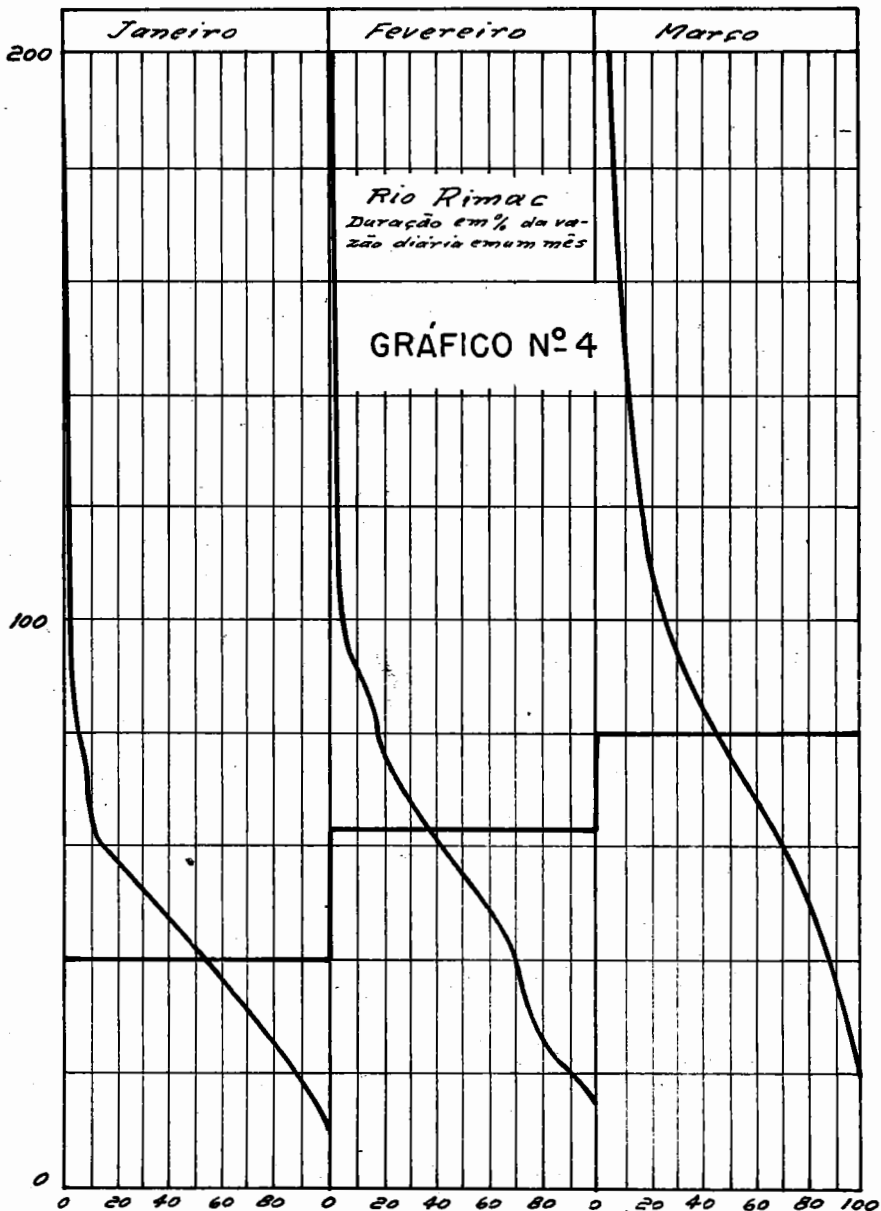




100% = $T_m = 1,240$ dias (max. = $184,60 \text{ m}^3/\text{s}$)
 (min. = $11,00 \text{ m}^3/\text{s}$)
 $\bar{Q} = 39,5 \text{ m}^3/\text{s}$

100% = $T_m = 1,130$ dias (max. = $480,00 \text{ m}^3/\text{s}$)
 (min. = $11,70 \text{ m}^3/\text{s}$)
 $\bar{Q} = 64,6 \text{ m}^3/\text{s}$

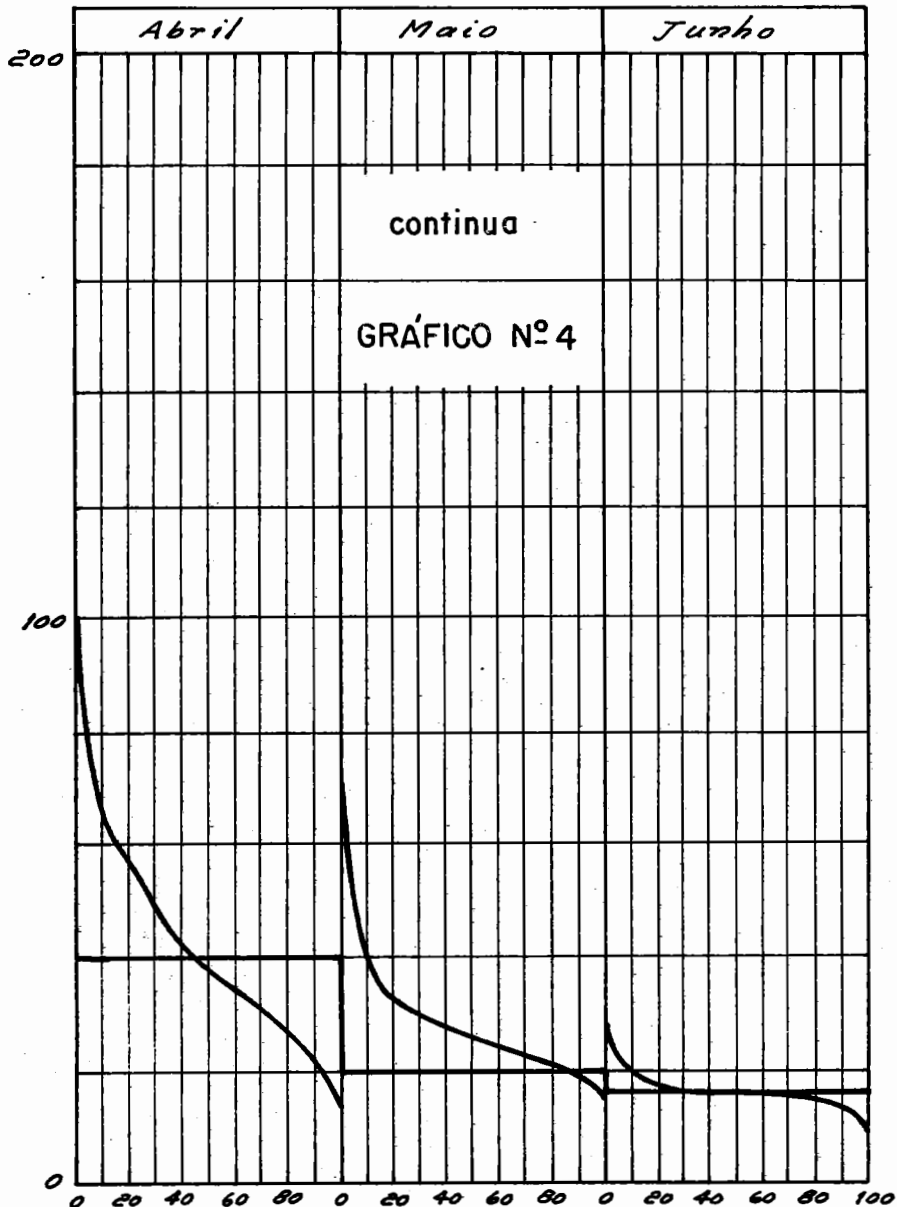
100% = $T_m = 1,240$ dias (max. = $385,40 \text{ m}^3/\text{s}$)
 (min. = $18,90 \text{ m}^3/\text{s}$)
 $\bar{Q} = 70,1 \text{ m}^3/\text{s}$



100% = $T_m = 1,200$ dias
 (max. = 203,00 m³/s)
 (min. = 12,00 m³/s)
 $\bar{Q} = 41,4$ m³/s

100% = $T_m = 1,240$ dias
 (max. = 67,80 m³/s)
 (min. = 7,35 m³/s)
 $\bar{Q} = 21,8$ m³/s

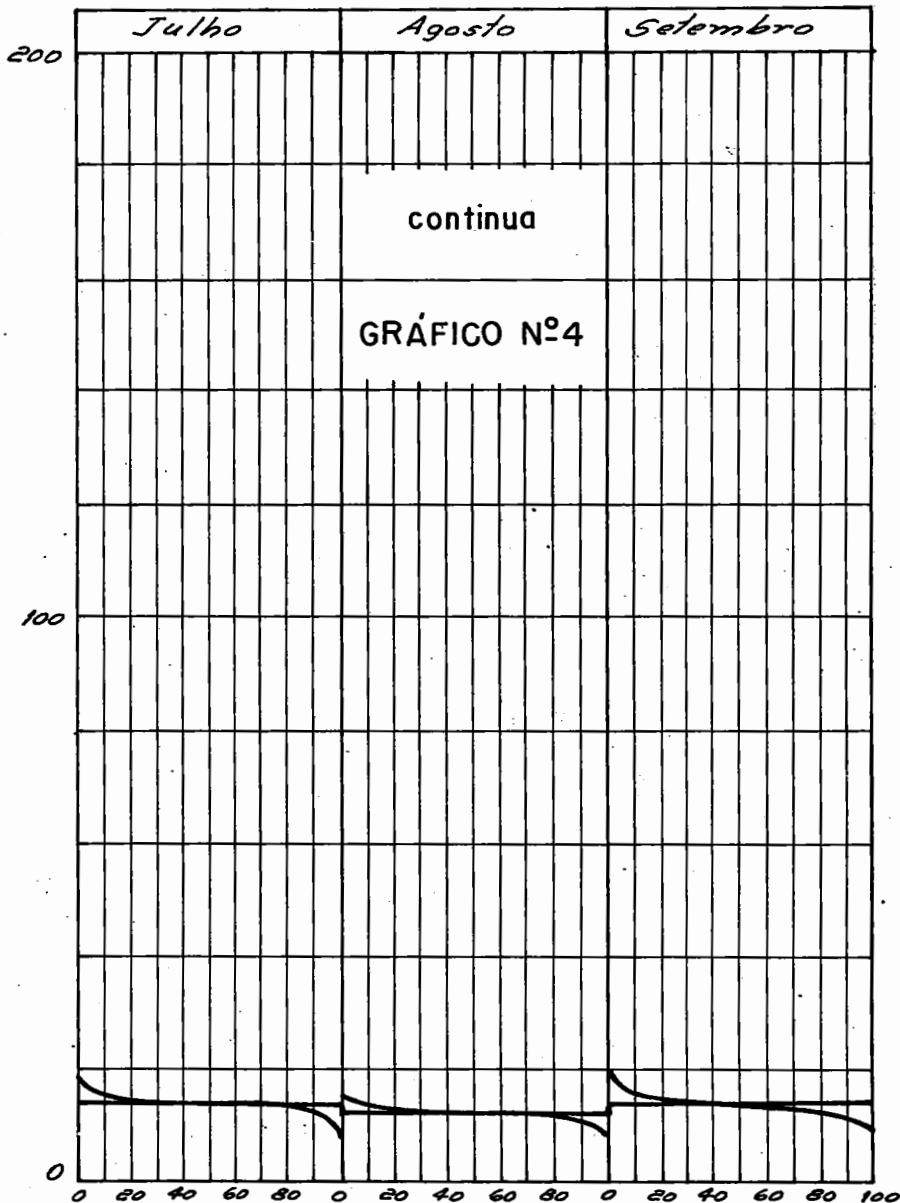
100% = $T_m = 1,200$ dias
 (max. = 35,4 m³/s)
 (min. = 6,66 m³/s)
 $\bar{Q} = 14,3$ m³/s



100% = $T_m = 1,240$ dias
(max. = $18,82 \text{ m}^3/\text{s}$)
(min = $6,00 \text{ m}^3/\text{s}$)
 $\bar{Q} = 12,00 \text{ m}^3/\text{s}$

100% = $T_m = 1,290$ dias
(max. = $16,95 \text{ m}^3/\text{s}$)
(min = $5,75 \text{ m}^3/\text{s}$)
 $\bar{Q} = 11,80 \text{ m}^3/\text{s}$

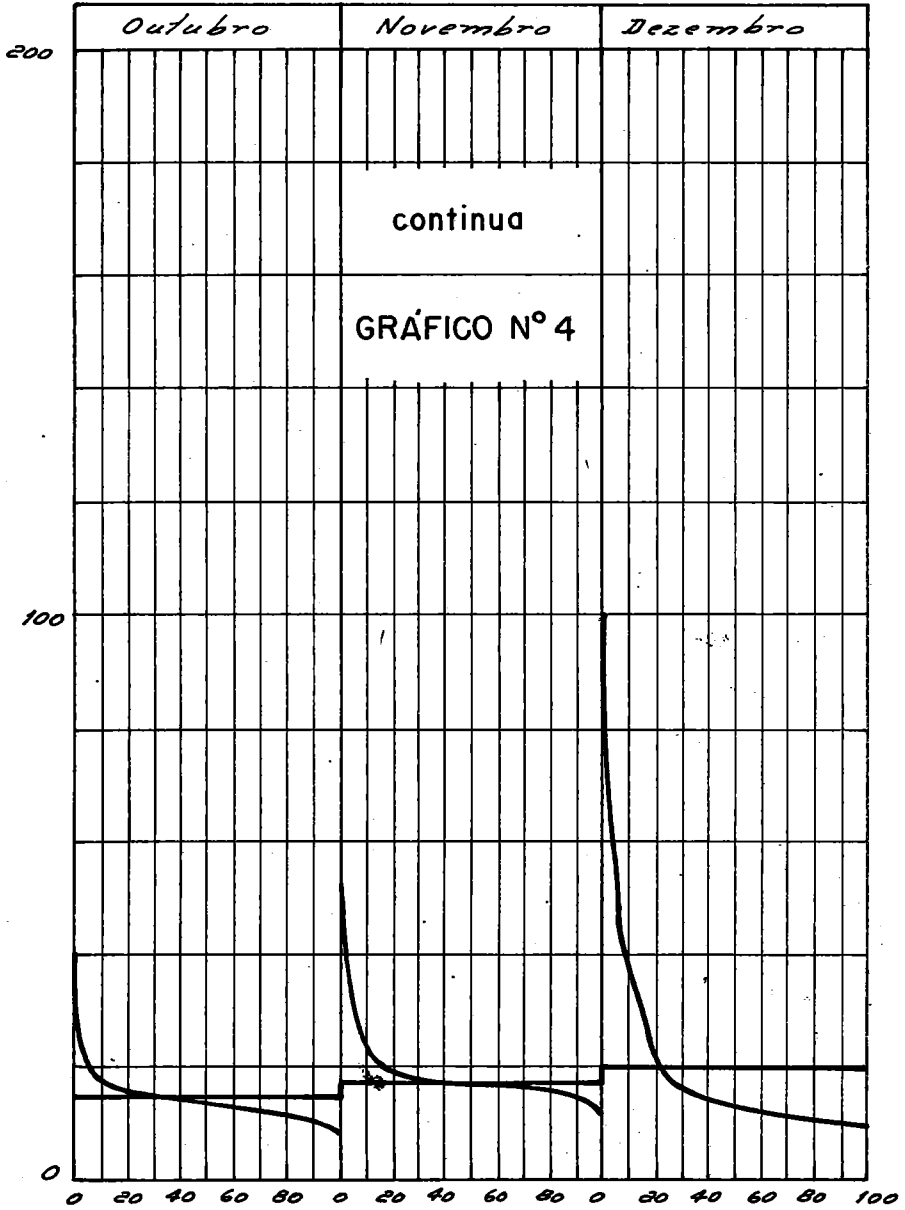
100% = $T_m = 1,200$ dias
(max. = $20,23 \text{ m}^3/\text{s}$)
(min = $5,85 \text{ m}^3/\text{s}$)
 $\bar{Q} = 12,80 \text{ m}^3/\text{s}$



100% Tm = 1.240 dias
(max. = 49,00 m³/s)
(min. = 5,63 m³/s)
 \bar{Q} = 13,4 m³/s

100% Tm = 1.200 dias
(max. = 45,00 m³/s)
(min. = 5,64 m³/s)
 \bar{Q} = 13,8 m³/s

100% Tm = 1.240 dias
(max. = 98,80 m³/s)
(min. = 10,00 m³/s)
 \bar{Q} = 22,50 m³/s



BIBLIOGRAFIA

1. A.BANDINI- "Hidráulica Aplicada aos Aproveitamentos Hidroelétricos" - São Paulo 1954.
2. A.BANDINI - G.DE MARCHI- "Caratteri Idrologici dei Bacini Italiani" - Bollettino nº 15, del Consiglio Internazionale delle Ricerche - Idrologia científica - Roma - 1930.
3. A.BANDINI- "Precipitazioni Caratteristiche Sulle Regioni Italiane"-Bollettino del Congresso Internazionale di Navigazione - Veneza (Itália) 1931.
4. A.BANDINI- "Misura Delle Precipitazioni in Alta Montagna" - Bollettino nº 15 del Consiglio Internazionale delle Ricerche - Idrologia científica -Roma (Italia) 1930.
5. A.BANDINI- "Coeficiente di Piena Del Mai Bela" - Bollettino delle Opere Pubbliche - Asmara (África Oriental) 1936.
6. A.BANDINI - W.DE MORAES - "Precipitações de Grande Intensidade em Sao Paulo" Revista DAE - dezembro de 1962.
7. A.BANDINI- "Valôres Máximos das Vazões Médias Diárias Durante as Enchentes na Bacia do Rio Tietê" - Revista DAE - dezembro de 1962.
8. A.BANDINI- "Maximum Values of The Average Daily Discharge of Paraiba River Drainage Basin" - Revista DAE, setembro de 1963 .
9. A.BANDINI- "Run of River Hydroelectric developments - Considerations About The

Maximum Flow Diverted To The Plant-São
Paulo - 1966

10. A.BANDINI- "Aprovechamiento Multiple de los Rios de Las Regiones, Andina, Noroeste y Central de Argentina" - Buenos Aires (Argentina) 1964.
11. A.BANDINI- "Utilization Functions for Multipurpose Watershed Utilization Methodology" - Lima (Peru) 1965.
12. A.BANDINI- "Agricultura, Irrigacion y Aprovechamiento de los Recursos Hidraulicos del Peru" - Santiago (Chile) 1964.
13. A.BANDINI- "Water Resources Development in Andes Region" - Merida (Venezuela) 1965.
14. L.CONTI- "Costruzioni Idrauliche - Idrologia" - Roma 1923.
15. F.ARREDI- "Idrologia" - Roma 1947.
16. L.N.GARCEZ- "Construções Hidráulicas -Vol. I e II" - São Paulo -
17. E.R.YASSUDA- "Curso de Hidrólogia" - São Paulo - 1961
18. E.DE MARTONNE- "Traité de geographie physique" - Paris 1925
19. C.ROHWER and R.FOLLANSBER- "Evaporation - from water surface" - Trans.Am.Civ.Eng. 1934
20. A.F.MEYER- "The elements of hydrology" New York - 1928
21. J.LUNGEON- "Précipitations atmosphériques, écoulement et hydroélectricité" - Paris 1928
22. LINSLEY, KOHLER, and PAULHUS - "Applied Hydrology - Mc Graw-Hill - 1949.

23. LINSLEY, KOHLER, and PAULHUS - "Hydrology
for Engineers"- Mc Graw-Hill - 1958.
24. LINSLEY and FRANZINI - "Water-Resources -
Engineering" - Mc Graw-Hill - 1963

ooo0ooo