

## 地形雨估算初探

史凤坡

(河北省水文水资源勘测局, 石家庄 050031)

## 提 要

阐述了在弧状山体有水汽输入的流域或地区,通过地形参数、探空资料及其有关气象因子,来估算地形雨的方法和步骤。从而使地形雨这一分量,可自大气环流、天气系统的降水量中分离出来。

**关键词:** 地形雨 地形参数 探空资料 大气环流

## 引 言

在一定条件下,地形与降水有很重要的关系,它既促进降水的形成,又能影响降水的强度和时空分布。当山体坡向与海洋气流相垂直或交角较大时,其迎风坡往往湿润多雨,形成多雨区,而背风坡一般则干旱少雨,形成“雨影”地带。

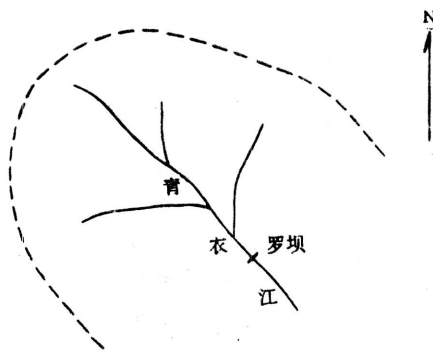
有利的地形条件与有效的气象因子相配合,对地形雨的形成有积极的促进作用。当空气层结为条件性不稳定或对流性不稳定时,由于山体的阻挡作用,引起气流的抬升运动,造成降水的形成和潜热释放,或当气流进入山地之后,由于喇叭口地形效应,导致气流的辐合上升,在空气潮湿和大气层结条件适宜时,将会使降水增幅;或当锋面、低气压系统移入山区后,在山体的阻障作用下,使低气压或锋面受阻而行动滞缓,常使降水历时延长或落区变化,降水强度增大;或当气流穿越崎岖不平的地形区域时,因受摩擦力的影响而产生湍流上升运动,在其它条件的配合下,产生层积云或低层云,也会形成少量降水。

## 1 青衣江地形概述

青衣江位于四川省境内,呈西北东南流向,在乐山附近与大渡河汇合后注入岷江。地势由西北向东南倾斜,西北边界平均高程约4500m,东南部低于600m。西北部 $>2800\text{m}$ 的等高线的地形坡度为0.156,向东南方向逐渐变缓。罗坝以上流域面积为 $10799\text{km}^2$ ,约占流域总面积的80%。

由青衣江流域地形等高线的分布可以看

出,自西北向东南呈弧状分布(弓背向西北凸出,开口向东南,见附图)。据气象探空资料分析,高度 $<2800\text{m}$ 时,暖湿空气主要来源于东南方向的南海。高度在 $2800\text{m}$ 以上,暖湿气流来源于西南方向的孟加拉湾,但所占比重较小。青衣江流域由于暖湿空气的伸入,加之与有利的地形相匹配,易于形成地形雨。



附图 青衣江罗坝以上流域示意图  
虚线为弧状山体流域界

## 2 地形雨的估算方法

## 2.1 背景资料的搜集与分析

2.1.1 搜集流域范围内及其周边的有关气象、水文资料以及高空、探空气象资料。

2.1.2 搜集较大比例尺地形图,确定地形坡长度、入流边界宽度(即通过罗坝垂直河流作一剖面,与两侧等高线相交的某高度段的平均宽度)、地形平均坡度等地形参数。

2.1.3 根据降水的时空分布特点,确定绘制

流场图、湿度场图的时刻、层次,并绘制上述两图;分析低空急流与湿舌、暴雨区的关系;根据流线图及天气形势图,分析高空风资料,确定此流域入流边界处的风场情况,视其有无代表性。所谓有没有代表性,主要是指水汽输送的入流风向,如弧状山体向东南方向开口,则来自东南、东或南方向的入流风均有代表性,来自其它方向的风则无代表性;其次是指时间上的代表性,如02—08、08—14时段产生降雨,则08时的探空资料有代表性。如02—06时段产生降雨,08时天气晴好,则08时的探空资料失去代表性。

2.1.4 分析不同高度上风的分量。

2.1.5 点绘  $P-h$  关系图,确定各地形等高线值所相应的气压。

2.1.6 绘制  $V_n-P$  关系,读取各层的平均风速。

2.2 垂直速度计算

2.2.1 根据地形特点及实际资料,初步确定临界高度。此值可根据流域地形特征和探空资料的分析研究来确定,在青衣江流域,在该高度以上和以下风向有所不同。

2.2.2 点绘探空曲线,确定凝结高度以上的温度,即云底温度。

2.2.3 根据  $P-h$  图,确定与临界高度所相应的气压。

2.2.4 计算临界高度以上的衰减系数,点绘  $\Gamma(P, L_n)-P$  关系图。 $\Gamma$  代表衰减函数, $P$  代表气压, $L_n$  代表地形坡波长。衰减系数在某种意义说,可理解为垂直速度的衰减。

2.2.5 推算各高度层的垂直速度。

2.3 地形雨计算

计算各层次降水量,各区域降水量及流域平均降雨深。

3 地形雨计算示例

以青衣江流域罗坝以上,1975年8月一场暴雨为例,对地形雨进行估算,以示达到阐述方法步骤之目的。

3.1 临界高度的确定

经对有关多次探空资料的分析及研究,青衣江流域在高度 $<2800m$ 时,雨季盛行东风,水汽主要来源于东部。当高度 $>2800m$ 时,则以南风为主,水汽由南方输入本流域。故临界高度初步确定为 $2800m$ 。

3.2 地形参数推算

青衣江流域东南部罗坝以上,高程在 $2800m$ 以下,由于山体呈弧状分布,流域东侧入流平均宽度随着高程的增加而增加。如高程 $600-800m$ ,平均入流宽度为 $21400m$ ,高程 $2400-2800m$ 时,其平均入流宽度为 $140700m$ (见表1)。流域南侧入流平均宽度为 $67000m$ 。地形坡长度为 $280000m$ 。各等高线包围的面积见表2;高程在 $2800m$ 以上,地形平均坡度( $tg\beta$ )为 $0.156$ ,地形坡长度为 $80000m$ 。

表1 流域东侧入流平均宽度/m

	高度	宽度
$l_1$	600—800	21400
$l_2$	800—1600	65700
$l_3$	1600—2400	120400
$l_4$	2400—2800	140700
	2800—3200	142500
	3200—4000	147200
	4000—5900	160900

表2 各等高线包围面积统计表

	高程/m	面积/ $m^2$
$A_1$	800	$740 \times 10^6$
$A_2$	1600	$4140 \times 10^6$
$A_3$	2400	$6969 \times 10^6$
$A_4$	2800	$8190 \times 10^6$

青衣江流域西北部,地形坡度  $tg\beta = \Delta H/\Delta n = 25^\circ 50' = 0.484$ 。

3.3 垂直速度及衰减系数计算

3.3.1 流域东南部 根据具有代表时刻的探空资料,建立高度-气压关系线,读取已确定高度的气压值,并推求各层的气压差  $\Delta P$  值(见表3)。

表3 气压-高度关系

	高度/m	气压/hPa	$\Delta P/hPa$
$P_0$	600	942	
$P_1$	800	920	22
$P_2$	1600	840	80
$P_3$	2400	763	77
$P_4$	2800	730	33

依据探空资料中不同高度的风向、风速资料,通过一定程序计算风的分量(见表4)。绘制风分量-高度关系曲线,求得各层的平均风速  $\bar{V}_n$ (见表5)。

垂直速度的计算,由下而上分层进行, $800m$ 、 $1600m$ 、 $2400m$ ……的计算公式为:

$$\omega_1 = -\frac{1}{A_1} l_1 \bar{V}_1 \Delta P_1 \quad (1)$$

$$\omega_2 = -\frac{1}{A_2}(l_1\bar{V}_1\Delta P_1 + l_2\bar{V}_2\Delta P_2) \quad (2)$$

$$\omega = -\frac{1}{A_3}(l_1\bar{V}_1\Delta P_1 + l_2\bar{V}_2\Delta P + l_3\bar{V}_3\Delta P_3) \quad (3)$$

式中,  $\omega$ ——垂直上升速度 ( $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ );  
 $A$ ——面积 ( $\text{m}^2$ );  $l$ ——断面平均宽度 ( $\text{m}$ );  
 $\Delta P$ ——气压差 ( $\text{hPa}$ );  $\bar{V}$ ——各层平均风速  
( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。

经计算, 各层的垂直速度见表6。≥2800m 各高度的垂直速度见表7。

表4 风分量计算

高度/m	风向	风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	风分量/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
500	360°	0.2	
800	69°	7.0	6.5
1000	99°	6.0	5.9
1100	109°	6.0	5.7
1400	123°	6.0	5.0
1500	124°	6.0	5.0
2000	119°	6.0	5.3
3000	125°	7.0	5.7
4000	128°	11.0	8.7
5000	141°	10.0	6.3
6000	140°	11.0	7.1

表5 各层平均东风风速

层次/m	$\bar{V}_n/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
600—800	6.3
800—1600	5.5
1600—2400	5.3
2400—2800	5.6

表6 2800m 以下各高度的垂直速度

高度/m	垂直速度/ $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$
800	-0.0040
1600	-0.0074
2400	-0.0115
2800	-0.0130

表7 2800m 以上各高度的垂直速度

高度/m	垂直速度/ $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$	
P <sub>4</sub>	2800	-0.0130
P <sub>5</sub>	3151	-0.00262
P <sub>6</sub>	4450	-0.00000917
P <sub>7</sub>	5900	0

衰减系数计算, 采用  $r, K$  参数法, 其计算公式为

$$\Gamma(P, L_n) = e^{-(x_0-x)} \quad (4)$$

$$x = \sqrt{2} \frac{2\pi}{L_n} \sqrt{\frac{g(1-r)}{f^2 K}} P \quad (5)$$

$$r = \frac{-L}{C_p T_c} \frac{\partial \Delta P}{\Delta \theta} F^* \quad (6)$$

$$K = \frac{\partial(\Delta P)^2}{\Delta Z \Delta \theta} \quad (7)$$

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (8)$$

式中,  $\Gamma(P, L_n)$ ——衰减系数;  $L$ ——水汽凝结潜热 ( $0^\circ\text{C}$ ),  $2.5 \times 10^3 \text{J} \cdot \text{g}^{-1}$ ;  $C_p$ ——干空气定压热容,  $1004 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{度}^{-1}$ ;  $\Delta P$ ——气压差 ( $\text{hPa}$ );  $\Delta Z$ ——高度差 ( $\text{m}$ );  $\bar{\theta}$ ——平均位温,  $338 \text{K}$ ;  $\Delta \theta$ ——位温差,  $-46 \text{K}$ ;  $\Delta q_s$ ——比湿差,  $11.24 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ;  $F^*$ ——凝结函数,  $0.022 \text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ;  $T_c$ ——凝结高度上的温度,  $296 \text{K}$ ;  $g$ ——标准动力加速度,  $9.8 \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ;  $L_n$ ——280000m;  $f$ —— $7.29 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

衰减指数自 2800m 起算, 随着高度的增加其数值越来越小, 约至 7700m 时, 其值为零 (见表8)。

表8 衰减系数计算

	高度/hPa	$x=DP_i$	$x_0-x$	$\exp[-(x_0-x)]$
P <sub>4</sub>	730	40.2		1.0
P <sub>5</sub>	700	38.6	1.6	0.2019
P <sub>6</sub>	600	33.0	7.2	0.000747
P <sub>7</sub>	500	27.6	12.6	0.0000033
P <sub>8</sub>	400	22.1	18.6	0
P <sub>9</sub>	300	16.5	23.7	
P <sub>10</sub>	200	11.0	29.0	

3.3.2 流域西北部 青衣江流域的西北部与东南部有所不同, 虽然山体亦呈弧状分布, 但山高坡陡, 致使在计算方法上有差异。

由探空资料得知, 大约在 700hPa 的高度上转为东南风, 根据 3000、4000m 高度的风向及风速, 求得风速分量分别为 6.9 及  $10.9 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 其平均值为  $8.9 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

垂直上升速度的计算采用下式

$$W = V \cos \alpha \operatorname{tg} \beta \quad (9)$$

$$\omega = -\rho g W \quad (10)$$

$$\rho = \frac{P}{R_d T} \quad (11)$$

式中,  $W$ ——垂直上升速度 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $\rho$ ——空气密度 ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ );  $P$ ——气压 ( $10^{-3} \text{hPa}$ );  $R_d$ ——干空气气体常数,  $287 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ;  $T$ ——气温/ $^\circ\text{C}$ 。经计算, 流域西北部不同高度的垂直上升速度见表9。

### 3.4 地形雨估算

3.4.1 流域东南部 各层降水量的计算, 主要取决于各层的比湿和平均上升速度, 其计算公式为

$$I_i = -\frac{1}{g} q_s \bar{\omega} \quad (12)$$

式中,  $I_i$ ——某层降水量( $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$ );  $q_s$ ——某层比湿( $g \cdot kg^{-1}$ );  $g$ ——重力加速度;  $\bar{\omega}$ ——某层平均上升速度( $hPa \cdot s^{-1}$ )。

表9 流域西北垂直速度

P/hPa	高度/m	$\omega/hPa \cdot s^{-1}$
670	3500	-0.350
650	3800	-0.0096
630	4000	-0.00018
610	4300	0

经计算,高度在800—2800m之间降水量较多,约占各层降水量总和的90%以上,最上层和最下层所占比重很小(见表10)。

表10 各层降水量统计

高度/m	降水量/ $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$	6小时降水量/mm
600—800	$0.102 \times 10^{-5}$	0.2
800—1600	$1.400 \times 10^{-5}$	3.1
1600—2400	$2.410 \times 10^{-5}$	5.2
2400—2800	$1.150 \times 10^{-5}$	2.5
2800—3151	$0.580 \times 10^{-5}$	1.3
3151—4450	$0.310 \times 10^{-5}$	0.7

各区域降水量计算,以各层降水量为基础,通过计算公式求得单位为mm和 $m^3$ 的降水量,其计算公式为

800m以下区域

$$I_A = I_1 + I_2 + I_3 + \dots + I_n \quad (13)$$

$$S_A = I_A A_1 \quad (14)$$

1600m以下半环形区域

$$I_B = I_2 + I_3 + \dots + I_n \quad (15)$$

$$S_B = I_B A_2 \quad (16)$$

余之类推。

式中,  $I_A, I_B$ ——分别为800m、1600m以下区域降水量(mm);

$I_1, \dots, I_n$ ——各层降水量(mm);

$S_A, S_B$ ——与  $I_A, I_B$  相对应的水量( $m^3$ )。

各区域降水量计算成果见表11。

表11 各区域降水量统计表

区域	降水量	
	mm	万 $m^3$
800m以下区域	13.0	960
1600m以下区域	12.8	4350
2400m以下区域	9.7	2740
2800m以下区域	4.5	545

3.4.2 流域西北部 计算层厚度为2800—4300m,  $\bar{\omega} = -0.090 hPa \cdot s^{-1}$ ,  $q_s = 1.60 g \cdot kg^{-1}$ , 6小时降水量  $I_A = 31.8 mm$ , 水量  $S_A = 8300 m^3$ 。

3.4.3 流域面平均降水深计算 由流域东南部及西北部的区域降水量,核算为全流域的面平均降水量,其计算公式为

$$I = (S_A + S_B + \dots + S_n) / A \quad (17)$$

式中,  $I$ ——青衣江罗坝以上流域平均降水量(mm);  $A$ ——罗坝以上流域面积。

经计算,青衣江流域罗坝以上,750810暴雨中的地形雨,其面平均降水量为15.6mm。

## 5 结语

5.1 弧状或长形山地,对气流有阻挡和抬升作用,造成气流的垂直运动,当达到凝结高度时,有潜热释放,有降水产生,从而形成地形雨。

5.2 所选择的探空资料需具有代表性。一是指时间上的代表性,一是指空间上的代表性。因此,应选择适合本流域入流的探空站点,并在时间上与本次所研究的暴雨相适应,以保证所估算的地形雨具有一定精度。

5.3 据估算,本次暴雨的水汽净输送量为  $48900 \times 10^6 g \cdot s^{-1}$ ,其中来自东部  $39180 \times 10^6 g \cdot s^{-1}$ ,来自南部  $9700 g \cdot s^{-1}$ 。6小时降雨量为  $1060 \times 10^{12} g$ ,折合流域平均降水量为98.0mm,地形雨约占总降水量的16.0%。

## Preliminary Study of Orographic Rian Evaluation

Shi Fengpo

(Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Hebei Province, Shijiazhuang 050031)

### Abstract

The method and process for evaluated orographic rain based on orographic parameter, sounding data and meteorological factor in the catchment where there are moisture charge around insolated hills are described. Thus the variable of orographic rain is separated from the provision about atmospheric weather system.

**Key Words:** orographic rain orographic parameter sounding data atmospheric circulation