

小流域暴雨洪峰流量计算

小流域暴雨径流研究组 著

科学出版社

内 容 简 介

本书从成因推理角度出发,得出了小流域暴雨洪峰流量形成的规律,并着重介绍了计算方法的原理,内容包括小流域暴雨、损失、汇流过程的分析与计算;根据小流域径流形成的特点,在推导洪峰流量计算公式时,考虑了较多的自然地理因素的影响,突出了单项自然地理因素的作用;除给出比较详细的洪峰流量解算方法外,还以专门的章节推荐了有相当精度的简化公式和整编方法,以方便于使用;此外,还介绍了设计洪水过程线和洪水总量的计算方法;并把野外下渗和山坡汇流方面的实验资料作为附件列于书后。

本书是一项科研成果,已在西北地区的铁路新线施工设计中使用,并为其他地区一些单位试用。通过使用表明,本成果基本上能满足设计要求。

小流域暴雨洪峰流量计算

小流域暴雨径流研究组 著

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1978年3月第一版 开本:787×1092 1/16
1978年3月第一次印刷 印张:8
印数:0001—13,100 字数:181,000

统一书号:13031·699

本社书号:1009·13—13

定价: 0.85 元

前 言

小流域或小河沟的洪水是一种自然现象，常常危害人民的生命财产和国家的建设事业。但是，在我国优越的社会主义制度下，洪水并不可怕，只要我们能认识它的规律，对它进行控制利用，就可以变水害为水利。例如，在汛期，人们引洪灌溉农田或者利用水库调蓄洪水，于旱季供工农业用水。在毛主席关于“农业学大寨”的伟大号召下，广大农村掀起了农田基本建设高潮，治山治水，修建中、小型水库，发展灌溉渠系，这些措施与工程的设计，都要求计算小流域的洪峰流量，使水库不被洪水冲毁，危及农田和人民的生命财产。目前各省数以千计的中、小型水库工程的修建，使小河洪水的计算变得愈加迫切；在工业建设中，小河洪峰流量的计算是一个基本的数据。仅就铁路、公路的修建来说，纵横交织，贯穿于山丘、平原的铁路、公路要穿过无数的小河、山沟，要修建许多桥梁、涵洞，使河沟的洪水能够顺利通过。因此，桥涵工程的大小，就要由小河的洪峰流量的大小来决定。据统计，山区的小桥涵数量平均每公里为4~6座，可以设想一条铁路或公路的小桥涵工程的投资是相当可观的。不仅如此，对其他工业建设如电力网，输电工程，山区工矿，厂址选择，通讯工程，飞机场和城市给、排水工程等各方面的土木工程设计都必须考虑当地的洪峰流量的大小，作为工程设计的依据。因此，掌握洪水的规律、征服洪水是发展国民经济中的一项重要工作。

还应指出，我国是一个幅员辽阔、河流纵横的国家。我国流域面积在几平方公里到十几平方公里的小河，或流域面积更小的河沟是不计其数的。这些小河沟一般都不可能普遍设立水文观测站来实测它们的洪水。虽然如此，小河洪峰流量的形成又是一种有一定规律性的自然现象，它与自然地理条件有密切关系，这是为广大劳动人民所熟知的。关于我国劳动人民对洪水规律的认识和治理有大量的历史记载。但是，作为一门科学还是在解放以后才有了迅速的发展。解放以后，在伟大领袖和导师毛主席、中国共产党的英明领导下，随着工农业生产的迅速发展，特别是农村人民公社化以后，中、小型水库的大量修建，广大贫下中农积累了大量根据小流域洪峰流量大小来确定中、小型水库溢洪道尺寸的实践经验；铁路与公路沿线的广大养路工人对于小河洪水及其通过小桥涵洞的情况也积累了丰富的经验；我国的广大科技人员在小流域暴雨洪峰流量计算研究中也做了大量工作。

遵照毛主席关于“独立自主，自力更生”的教导，为了研究出适合我国实际情况的小流域暴雨洪水计算方法，1970年由铁道部第一设计院、中国科学院地理研究所及铁道部科学研究院西南研究所共同组成了小流域暴雨径流三结合科学研究小组，开展了小流域暴雨洪峰流量形成与计算的研究。在三个单位党组织的领导和关怀下，科学研究小组的同志从沟壑纵横的黄土丘陵到浩瀚的大戈壁，从青海湖滨到地球之巅的风雪高原，深入西北地区各铁路新线工地进行实地调查；并且也到西南、中南、华东、华北有关单位和径流实验站，收集了小流域实测暴雨洪水资料。与工人、贫下中农结合进行了大量的实地洪水调查。

遵照毛主席关于“实践、认识、再实践、再认识”，“要认真总结经验”的教导，我们一面

44782/02

认真进行调查研究,一面学习、总结国内外的一些经验,特别是水利电力部科学研究院和各省水利电力部门计算小流域洪水方面的丰富经验。着重结合西北地区铁路建设的生产任务,曾于1971年提出了研究的初步成果。这一成果,已在西北地区的铁路新线施工设计中使用,并为其一些单位试用。通过使用证明,此成果基本上能满足设计的要求。1972年到1975年期间,一面解决铁路新线勘测设计中的使用问题,一面改进计算理论和计算方法。在此基础上,于1976年先写出征求意见的初稿,组织了三结合的现场审查会,现场审查以后又一次到西南、中南、华东、华北等14个地区的35个水利、铁路部门和高等院校征求意见,进行验算。并且于1976年10月在兰州召开的铁路系统第三次小径流工作经验交流会议上进行了交流。现场和各兄弟单位向我们提出了许多宝贵意见,对我们修改全文与进行定稿给予了大力、热情的帮助,在此表示深切的感谢!

本书由三个单位的同志集体编写。参加工作的主要人员:铁道部第一设计院陈广庆、季君镛、周茂文、黄玉奇、杨生瑄,中国科学院地理研究所刘昌明、王广德、梁季阳、姚承伟、林文盘、程义、童丁钊、林其东、刘彩堂、彭斌、汪志亮、李象志,铁道部科学研究院西南研究所胡玉山、王家服、戴安灿、李朝忠。此外,还有三单位的一些科技人员与工人参加了部分工作。铁道部科学研究院西南研究所径流站与中国科学院地理研究所径流实验室为本项研究提供实验资料。限于水平和经验,书中难免还有不足之处,请同志们批评指正。

目 录

前言	i
第一章 绪论	1
一、小流域暴雨洪峰流量计算方法概述	1
二、小流域暴雨洪峰流量的特征与因素	3
第二章 暴雨	5
一、概述	5
二、暴雨资料的收集	7
三、暴雨的频率计算	7
四、暴雨强度与时间的关系	9
五、暴雨强度与面积的关系	12
第三章 暴雨损失的分析与计算	21
一、暴雨损失的计算方法概述	21
二、平均雨强和平均损失率的相关分析	22
三、流域的暴雨平均损失率(μ)的计算	25
四、暴雨损失等级的划分及 R 与 r_i 的定量分析	26
第四章 流域汇流计算	31
一、坡面汇流分析计算	32
二、河槽汇流分析与计算	36
三、几点说明	43
第五章 洪峰流量的形成与计算公式	45
一、洪峰流量形成的汇流面积分配曲线	45
二、净雨强度的计算	52
三、洪峰流量形成的物理模型	52
四、暴雨洪峰流量公式的推导	53
五、洪峰流量的计算方法	61
第六章 洪峰流量计算的简化方法	71
一、简化公式	71
二、汇水面积—流量($Q \sim F$)关系曲线的整编方法	80
第七章 设计洪水过程线的计算	91
一、洪水过程线方程的分析与参数计算	91
二、设计洪水过程线的计算步骤	95
第八章 算例与验证	97
一、算例	97
二、洪峰流量公式的验证	100
附件	104
新疆、青海、西藏地区人工降雨实验报告	104
参考文献	121

第一章 绪 论

一、小流域暴雨洪峰流量计算方法概述

由于小河流域洪峰流量的计算在工农业生产中有重要意义, 世界各国的水文学者都在这方面进行了大量的研究. 各种计算理论与计算方法的种类是很多的. 但归纳起来可以分三类, 即经验公式、半理论半经验公式和理论公式. 对于小流域来说, 尤其是特小流域, 建立和采用经验公式受到了观测资料的限制; 而理论公式又因多种自然地理因素的参变作用, 在许多参数的处理上不得不进行概化, 因此, 严格的理论公式并不存在. 这就使半理论半经验公式的应用比较广泛. 所谓半理论半经验公式, 即抓住影响洪峰流量的主要因素, 建立起理论模式, 并用实际资料来分析计算参数. 这种公式由于有一定的理论基础, 在使用上不像单纯经验公式的使用常受地区的局限, 同时, 由于参数值依靠了实测资料的综合分析, 因而也有较好的精度.

在我国的实践中, 不管是经验性公式, 还是理论或半理论半经验公式, 都能适用于小流域的洪峰流量计算. 在某一地区上, 经验公式的建立, 必须有一定数量的实测流量资料, 而且要求这些实测流量资料在该地区能够有代表性, 即该地区自然地理条件的代表性. 只有这样, 才能使建立起来的经验公式在该地区通用. 经验公式的形式可以分为单参数与多参数两类. 前者如:

$$Q_P = C_P F^n$$

后者如:

$$Q_P = c K_1^\alpha K_2^\beta K_3^\gamma F^n$$

式中: Q_P ——某一频率的洪峰流量;

F ——流域面积;

C_P, c, n ——相应频率的经验系数与指数;

$K_1, K_2, K_3, \alpha, \beta, \gamma$ ——与气候因素及流域因素有关的计算参数与指数.

一般来说, 计算参数越少, 对实测资料条件的要求越少, 建立公式和使用就越简单, 但反映不同地点自然条件的特殊性较差. 反之, 计算参数采用越多, 反映不同地点自然条件的影响比较好, 但是, 对实测资料条件的要求也就越多, 公式的建立和使用越繁, 而且往往造成多参数定量误差的累积. 因此, 经验公式中参数的选择应当考虑地区自然地理特点, 抓住影响计算精度的主要因素.

在理论公式方面, 我国很多部门都进行了许多工作. 理论公式的建立, 主要是根据流域山坡与河槽水流运动的水量平衡与能量守恒方程联解出口断面的流量或流量过程. 对于山坡:

$$\begin{cases} \frac{\partial q}{\partial l} + \frac{\partial h}{\partial t} = a_1 \\ V_2 = m_2 I_2^{\gamma_2} h^{\gamma_2} \end{cases}$$

对于河槽:

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q \\ V_1 = m_1 I_1^{1/2} R^{2/3} \end{cases}$$

式中: l, x ——山坡或河槽的流程;

m_2, m_1 及 I_2, I_1 ——山坡与河槽流速系数和坡度;

a_1, h ——净雨强度和水深;

ω, R ——河槽断面及其水力半径;

V_2, V_1 与 q, Q ——山坡与河槽的流速及流量;

x_1, y_1 ——坡面流速指数;

t ——时间。

以上方程虽略去惯性项等影响不大的因素,仍有比较严格的水力学基础。但是,其中的各项因素在时间分配和空间分布上往往都是极不稳定的,这是因为流域上的自然地理条件的千变万化。因此在具体计算的时候,就不得不对这些因素进行一定的概化,引入实验的数据或经验关系,这样就使理论公式变为理论和经验的结合。对于实际应用来说,这显然是必不可免的做法。

应当指出,纯理论公式的计算虽难使用,但它对于揭露洪水形成的内在规律,指导建立和改进洪峰流量的计算方法却具有很重要的意义,这是我们不能忽视的。例如,在确定小流域山坡与河槽沿程变量不稳定流传播速度时,我们正是根据理论方程的演算,来推求小流域洪峰流量形成的汇流速度,以计算出流域出口断面的流量。

毛主席教导我们:“**理论的基础是实践**”。因之,理论必须与实际结合起来以达到解决实际问题的目的。如果一味追求理论上的深入而忽视实际,忽视工农群众的丰富经验,就会脱离实际;相反,如果不把经验上升到理论方面,就不能推动计算方法和实际工作的不断发展。

在我国小河流域洪峰流量公式的研究中,比较广泛的采用半理论半经验公式,即推理公式。如水利电力部原水利科学研究院水文研究所的方法,是广泛用于流域面积为 300 平方公里到数千平方公里的一种推理公式。类似的方法还有铁道科学研究院的 Q_1 法、林平一法等等。这里不一一列举。推理公式、等流时线与单位线(包括瞬时单位线和综合单位线)都是根据暴雨资料推求设计洪水的方法。由于暴雨观测资料比较多,而且易于进行地理内插,如暴雨参数可以编制成等值线图使用。这就使上述推理公式等方法得以广泛的采用。

作为设计使用的小流域洪峰流量公式,一般都采用如下的假定:某种指定频率的设计暴雨降落在流域上,造成在流域出口断面上出现某种指定频率的洪峰流量,即采用暴雨的频率与所形成洪峰流量的频率相等。至于具体计算流量的公式,则因产流与汇流的计算方法不同,而各有不同的形式。但归纳起来,不外是暴雨强度(a)和汇流面积(f)的乘积形式,这一点已经通过理论推导和实验得到证明。古典的推理公式不考虑洪峰流量形成中流域汇流面积的分配形式和流域的调蓄作用。随着生产实践的不断发展和科学研究的逐渐深入,现行的推理公式在理论上和计算精度上都有所提高。

值得指出的是,1958 年原水利科学研究院水文研究所提出的推理公式,作为我国自

己的一种计算方法,受到了广泛的重视。其公式的一般形式为:

$$Q_m = 0.278 \frac{\Psi S}{\tau^n} F$$

或

$$Q_m = 0.278 a_1 F$$

式中: Ψ ——径流系数。

他们并且把流量形成分为充分供水和不充分供水两种情况:当产流时间 t_c 大于流域汇流时间 τ 时 ($t_c > \tau$), 洪峰流量为全面积汇流形成;当产流时间小于流域汇流时间 ($t_c < \tau$) 时,洪峰流量为部分面积汇流形成。洪峰流量形成与计算的这种划分,是对推理公式理论的一个发展。另外,在计算参数方面,采用实测资料的综合分析,也使这个公式具有一定的实用价值。

但是,原水利科学研究院水文研究所的公式在汇流面积问题上采用了矩形概化,即汇流面积分配曲线的线性概化。在这方面显然是保留了古典推理公式的特色。从洪水计算的实践和理论的发展来看,对于小流域没有考虑山坡流的计算,还有汇流参数的物理意义不够明确等,都有待于进一步的改进。

毛主席教导我们:“马克思主义者认为人类社会的生产活动,是一步一步地由低级向高级发展,因此,人们的认识,不论对于自然界方面,对于社会方面,也都是一步一步地由低级向高级发展,即由浅入深,由片面到更多的方面。”随着生产的不断发展,近几年来,在水利和铁路以及一些科学研究部门,对小流域洪峰流量的研究逐渐深入。在建立推理公式的过程中,进一步考虑了洪峰流量形成中汇流面积的分配和调蓄的作用。

应当指出,小流域洪峰流量的计算方法尽管可用不同的理论和公式。但是,它们的计算结果必须符合实际。这就要求我们重视计算公式的实际验证或验算的工作。一般来说,可以利用年限较长的小流域观测资料和洪水调查资料推算出来的一定频率的流量来验证。在缺乏观测资料的地区,可用历史洪水调查推出的流量来验证。大量的实际验证工作不仅能检查计算理论,而且可以帮助我们改进计算参数的定量。

二、小流域暴雨洪峰流量的特征与因素

小流域洪峰流量的形成与大中河流域洪峰流量的形成是不相同的。小流域的洪峰流量比较突出地或灵敏地反映出各单项因素的影响。例如,流域的植被与土壤或其他自然条件可能在相隔很近的两个流域上截然不同,而造成它们流量的明显差别。因此,小流域洪峰流量计算公式中的各单项因素,必须使其物理意义明确。小流域的洪峰流量对暴雨强度的大小及分布反映是特别灵敏的。暴雨的特征对洪峰流量的大小和特征有着重要的影响。但是,暴雨并不是洪峰流量形成的唯一影响因素。列宁指出:“承认(发现)自然界的(也包括精神的和社会的)一切现象和过程具有矛盾着的、相互排斥的、对立的倾向。”毛主席也明确地指出:“没有什么事物是不包含矛盾的”,洪峰流量的形成过程正是这样:如暴雨下落在透水性很强的砂土地面上,往往不会产生水流;而在不透水的石质地面上,则会出现强度很大的水流。因此,流域地表的自然地理条件又构成矛盾的另一面。总之,影响洪峰流量形成的自然地理因素是多种多样的。它们包括土质、土壤、植被、地形与

气候因素等等;从人类改造自然来说,尚有治山治水,打坝修库,水土保持等措施对洪峰流量形成的影响。

如果暴雨特征为某一定值,洪峰流量的形成就取决于地面自然地理条件,首先是暴雨在流域地面上的损失。暴雨的损失(μ)包括植物截留,地面填洼,土壤入渗与蒸发损失。损失类型、前期土壤水分的大小及植物被覆的特性均对暴雨损失(μ)值有重要的影响;然后是暴雨扣除损失后的净雨,在重力作用下发生流动,形成了径流。影响地表径流运动的因素也很多,如河槽与山坡流程长度(L_1, L_2)、坡度(I_1, I_2)及与糙率有关的特征参数(A_1, A_2)。此外,流域形状等对洪峰流量也有相当大的影响。

综上所述,影响洪峰流量形成的因素繁多,其矛盾也是错综复杂的。用毛主席的著作《矛盾论》来分析,小流域洪峰流量的形成是暴雨和多种自然地理因素矛盾的对立统一。虽然矛盾是多方面的,但是,遵照毛主席关于:“研究任何过程,如果是存在着两个以上矛盾的复杂过程的话,就要用全力找出它的主要矛盾。捉住了这个主要矛盾,一切问题就迎刃而解了”的教导,我们把暴雨与损失结合起来作为产流条件,其余与汇流有关的流域自然地理因素并为汇流条件,这样净雨与流域汇流运动两个方面就是洪峰流量形成的主要矛盾。

还应指出:这两组因素的划分主要是为了分析说明问题的方便。对于洪峰流量形成来说,两组因素的存在又是相辅相成的,互相之间又有影响,而不能截然割裂开来。例如,有利的净雨条件往往出现有利的汇流条件,这就是矛盾的同一性。毛主席教导我们:“原来矛盾着的各方面,不能孤立地存在。”显然,影响小流域洪峰流量的单项因素之间也往往有一定的联系,也不是彼此孤立的。例如,在透水性的地面上,暴雨的损失大小就与暴雨强度大小有关。自然现象的这种规律,使我们能够把一些影响洪峰流量的因素联系在一起,抓住主要的因素来进行研究。

从小流域洪峰流量形成和计算的主要因素来看,应当重点分析以下三方面的问题:

- (一) 暴雨;
- (二) 暴雨的损失;
- (三) 流域的汇流。

以上三个问题将作为专门的章节来叙述。然后在这三个问题分析的基础上探讨洪峰流量的公式、计算以及简化等问题。并按照由简到繁和由繁到简的研究,以专门的章节给出计算洪峰流量的简化公式:

$$Q_m = [c_1, c_2]^Z$$

式中: c_1 ——产流因素,是暴雨参数(S)和流域面积(F)的乘积: $c_1 = 0.278SF$;

c_2 ——汇流因素,为汇流面积系数(P)与汇流时间特征值(xP_1)的比值, $c_2 = \frac{P}{(xP_1)^n}$;

Z ——与暴雨衰减指数(n)和山坡流比重有关的汇流指数(y)的函数: $Z = \frac{1}{1-ny}$ 。

这个洪峰流量的简化公式计算简单,使用方便。

第二章 暴 雨

小流域暴雨洪峰流量计算,是一个量大面广的工作。小流域一般缺乏实测流量资料,所以给流量的确定带来了很大困难;同时,也很难一个一个地都通过洪水调查来解决洪峰流量的计算,特别是难以找到比较可靠的历史洪水位,使调查的精度受到了影响。但是,由于各地区都有较多的自记或定时观测的实测暴雨资料,运用实测暴雨资料来间接地推求设计流量,就成为解决问题的重要途径。

用暴雨资料推求设计流量时,是假定暴雨与其所形成的流量同频率。这种条件指的是在设计雨量情况下,其他条件,如下垫面、汇流等都取平均情况,就能使产生的流量与雨量的频率近于相等。这个基本假定通过实际资料的分析,也证实它符合客观情况。因而在国内外,很多水文分析和计算中,都采用了这种基本假定。

为了求得设计条件下的暴雨量,从我国暴雨成因的基本特点出发,收集各有关测站的自记及定时观测资料,然后进行频率计算,得到在设计条件下的各时段降雨量,并按此选配设计点暴雨强度公式,最后考虑点面换算关系,将点雨量折算成设计面雨量,据此推求设计洪峰流量。

一、概 述

我国是著名的季风气候国家。因此,暴雨的时空分布和季风进退密切相关,它的强弱和季风雨带移行也相配合。我国南部沿海(北纬 20° 附近)3月初就可受到来自海洋的夏季风影响,故出现暴雨的日期较早。7—8月季风雨带才推进至华北和东北。所以这两个地区出现暴雨的日期较晚。尽管各地暴雨开始出现的时间有早有晚,暴雨强度有弱有强,但这个规律是普遍的,即各地季风雨盛行的时期,也是暴雨频繁的时期。

由于我国幅员广大、地形复杂和离海远近的差异,各地出现暴雨的次数、强度很不相同。一般来说,沿海的暴雨强度和出现的次数比内陆要大得多。如东南沿海有些地区一年可多达20多次,并且受到飚风雨的影响,其中台湾省是我国暴雨最多的地区。而青藏、新疆等地区,由于离海较远,深居内陆,水汽含量少,因而暴雨次数较少,其特点是:暴雨历时较短,它的短历时的强度较大。另外,暴雨的笼罩面积甚小,不均匀性较为突出。

再从成因方面分析,我国的暴雨主要是由天气系统造成的。但天气系统如果和地形抬升相配合,则造成暴雨的机会多,雨量大。迎风坡比之于平原出现暴雨的机会多。例如广西的十万大山,安徽黄山山区、大别山区,江西的九岭山地、宁都山区,四川的峨眉山区,河北的燕山山区等,都是我国比较有名的暴雨地区。这些山区,特别是它们的迎风坡与平原地区相比,出现暴雨的次数多,强度也较大。在这些山区中,通过对四川峨眉、新疆等地的分析,最大雨量一般发生在迎风面山坡上,相当于其相对高差的 $2/3$ 处。

在我国形成暴雨的天气系统,归结起来主要有:(1)低涡加切变线,即低涡沿切变线东移;(2)稳定少动的切变线;(3)低涡;(4)东移的高空槽,使地面气旋波加强;(5)低

涡和低槽叠加东移；(6) 台风等。

当然,不同地区和时间出现的暴雨形势是不相同的: 例如, 1954 年 7 月 15 日—18 日, 这是一次低槽和川北低涡叠合的过程, 16 日在淮河中下游, 日降雨量最大达 258 毫米。13 日, 西西伯利亚低槽分裂出一低槽东移, 15 日当低槽和川北低涡叠合, 低涡随低槽沿淮河东移, 15 日渭水和淮河上游出现暴雨, 16 日暴雨移到淮河中下游, 日降水量最大有 258 毫米, 17 日高空低涡和地面气旋波东移出海, 暴雨移到长江下游, 并迅速减弱。1963 年 9 月 11 日—14 日, 这是一次台风暴雨的过程。1963 年第 12 号台风, 12 日在闽北登陆, 登陆后台风折向西南方向移动, 经闽南, 14 日在广东减弱消失。相应地, 11 日浙江、闽北出现暴雨, 并在这一带持续了 3 天, 其中 12 日浙江大部地区出现日雨量 200 毫米以上的大暴雨,

表 2.1 我国实测最大点雨量部分记录

地 点	降雨 历时	降雨量 (毫米)	发生日期 (年、月、日)	地 点	降雨 历时	降雨量 (毫米)	发生日期 (年、月、日)
山西黄河梅洞沟	5 分钟	53.1	1971.7.1	安徽淮河界首	6 小时	402.2	1972.7.1
福建晋江安溪	5 分钟	35.0	1961.9.8	河南颍河豹子沟	6 小时	387.3	1967.7.9
山东沂沭河许家崖	5 分钟	31.4	1966.7.24	安徽巢湖大水河	6 小时	383.8	1969.7.14
山西黄河梅洞沟	10 分钟	53.1	1971.7.1	河北蓟运河九王庄	6 小时	378.5	1958.7.14
福建晋江安溪	10 分钟	50.0	1961.9.8	山东黄海滨卧龙村	6 小时	365.3	1963.7.18
浙江钱塘江雪峰	10 分钟	45.6	1962.6.17	辽宁庄河永记	6 小时	353.2	1971.9.1
福建晋江安溪	15 分钟	63.0	1961.9.8	河南洪汝河林庄	12 小时	954.4	1975.8
山东沂沭河葛沟	15 分钟	53.3	1971.7.21	广东漠阳江双捷	12 小时	664.0	1970.5.11
福建晋江安溪	20 分钟	75.0	1961.9.8	山东中运河夏镇	12 小时	575.8	1971.8.8
浙江钱塘江雪峰	20 分钟	70.4	1962.6.17	河北大清河司仓	12 小时	575.0	1963.8.7
广东南渡江屯昌	30 分钟	93.0	1964.7.22	辽宁庄河永记	12 小时	502.6	1971.9.1
浙江钱塘江雪峰	30 分钟	92.7	1962.6.17	陕西窟野河杨家坪	12 小时	408.7	1971.7.25
山东胶东半岛李村	30 分钟	91.3	1964.7.16	河南洪汝河林庄	24 小时	1060.3	1975.8.6—7
浙江苕溪德清	45 分钟	120.0	1964.9.16	台湾奋起湖	24 小时	1035*	1911.8.31
江苏扬州	45 分钟	114.9	1953.9.2	河北子牙河獐弘	24 小时	950	1963.8.4
河北滦河罗家屯	50 分钟	172.0	1942.7.20	广东鉴江利垌	24 小时	858	1959.5.20
河南洪汝河下陈	60 分钟	218.1	1975.8.5	广东粤西沿海台山果子园	24 小时	850	1973.5.27
广东粤西沿海台山苗圃	1 小时	177	1955.5.8	江苏沿海大丰闸	24 小时	672.6	1965.8.21
浙江埭溪埭溪	1 小时	165.4	1964.9.10	辽宁鸭绿江黑沟	1 天	645.5	1962.7.27
河北蓟运河新集	1 小时	155.8	1959.7.21	台湾奋起湖	2 天	1670*	1913.7.19—20
吉林第二松花江吉林市	60 分钟	141.3	1952.7.14	河南洪汝河林庄	48 小时	1279	1975.8.7—8
吉林第二松花江吉林市	78 分钟	183.9	1952.7.14	河南洪汝河林庄	2 天	1226	1975.8.7—8
山东沂沭河前城子	2 小时	310.0	1963.7.24	台湾奋起湖	3 天	2070*	1913.7.18—20
辽宁庄河永记	2 小时	225.5	1971.9.1	河南洪汝河林庄	3 天	1605.3	1975.8.5—7
河南莽河瑞村	2 小时	209.4	1958.7.16	河北大清河司仓	3 天	1130	1963.8.5—7
河南洪汝河林庄	3 小时	494.6	1975.8.7	福建罗胜	3 天	1101	1964.6.13—15
广东漠阳江双捷	3 小时	334.0	1970.5.11	湖北渔洋河五峰	3 天	1077	1935.7.3—5
河南唐白河祁仪	3 小时	285.1	1965.7.8	广东鉴江利垌	3 天	1030	1959.5.19—21
浙江苕溪德清	3 小时	268.3	1964.9.16	河南洪汝河林庄	5 天	1631.1	1975.8.4—8
江苏扬州	3 小时	252.4	1953.9.2	河北子牙河獐弘	7 天	2051	1963.8.2—8
山东沂沭河前城子	4 小时	320.0	1963.7.24	福建罗胜	7 天	1336	1964.6.10—16
河北蓟运河九王庄	4 小时	298.5	1958.7.14	湖北渔洋河五峰	7 天	1318	1935.7.2—8
河南洪汝河林庄	6 小时	830.1	1975.8.7	广东鉴江台山果子园	7 天	1268	1973.5.24—30
广东漠阳江双捷	6 小时	432.0	1970.5.11				

* 台湾省的资料不完全; 本资料根据水利电力部规划设计院编印的《国内外特大暴雨资料》(初稿)

14日降雨减弱。1964年7月5日—8日,这是一次青海湖附近低涡随高空低槽东移的过程,这次过程在陕北和晋中出现暴雨。基本形势是副热带高压加强西伸,5日我国西部高空低槽移到青海,青海湖附近有一低涡随低槽东移,经晋冀,7日低涡移到辽宁后减弱,相应地,5日陕北和晋中出现暴雨,6日暴雨移到冀东和辽东半岛,7日移到辽东,8日降雨减弱。

为了给出我国各地不同历时最大点暴雨量的数量概念,下面引用我国实测最大点雨量记录,列入表2.1。

二、暴雨资料的收集

设计暴雨是计算洪峰流量的主要因素之一。所收集的暴雨资料的精度直接影响到设计暴雨计算的质量,在抄录有关资料时,必须多方面细致地予以分析、核对,使所摘资料基本上反映出暴雨的特性。所以要紧紧地抓住这个重要环节,唯有资料可靠才能推算出符合质量要求的设计暴雨;只有精度较高的设计暴雨资料方能求得较为符合设计情况的洪峰流量。

暴雨资料可以在国家水文、气象等单位所刊印的资料或图集中查得。同时,应注意收集有关省、区、部门所设置的径流站、水土保持站及社、队群众气象站的观测资料,以及一些特大暴雨的调查资料,包括受灾后的灾情报告和有关历史文献、地形图等资料。当利用已有的刊印资料时,还需进行一定的检查工作,详细核对所摘资料的精度,是否满足设计的要求,必要时应予以订正。

当用数理统计法推求设计暴雨时,资料的选择方法应用年最大值法,即在每一年内按所要求的不同时段只挑选一个最大值。此时,要求多方进行核对比较,务使所选时段雨量确实是该年的最大数值。

搜集自记雨量资料时,应按5', 10', 15', 20', 30', 45', 60', 90', 120', 180', 240', 360', 480', 720', 1440'等15个时段摘录每年的最大值。这些数值可由该年内不同次暴雨中摘录,要求所摘时段雨量是年最大值,其时间必须是连续的,因而在较长历时中就可能包括降雨间隙时间,即包括相邻场次的暴雨量。在摘录自记雨量资料时要和定时雨量观测资料相核对,当自记与定时观测资料不符时,应注意自记雨量计虹吸作用或仪器本身所产生的一些故障,并将自记资料予以适当修匀或将差值予以比例调整。同时,还要检查所摘各时段的降雨量是否有矛盾,若长历时雨量小于短历时,则应核对修改。

定时观测主要收集每年最大的日雨量资料,若有分段观测的雨量资料,则也应予以摘录。

最后,尚需对选用资料的可靠性进行审查,尤其要重点审查解放前的观测资料,防止伪造和漏测的现象。

三、暴雨的频率计算

影响暴雨的自然因素较多,但其出现都是一种随机现象。首先肯定每一测站每一年都有可能出现暴雨,这是必然的;但是各年的最大暴雨量是不同的,不能事先确定。暴雨

的这种特性即为随机事件。虽然随机事件有其一定的偶然性,但在暴雨一致区内,在一定期间取得的观测值中,可以发现其符合于某一特定的分布曲线,即有一定的规律性,而概率论主要研究随机事件的规律性。因此可用数理统计学的方法来推求设计暴雨量。

根据铁路、公路桥涵及中型水利工程的要求,一般都采用一定的设计标准,如频率为1%,即相当于推求百年一遇的暴雨量作为设计暴雨。这里需要说明的是:所谓百年一遇是指某一随机变量在很长时间内平均百年出现一次的变量,该变量是等于或大于所设计的百年一遇的暴雨量。对今后某一具体的一百年内,这个雨量可能出现几次,也许一次也不出现,从理论上可以推得其出现一次的机率为63.4%。

在暴雨的频率计算中,首先需要解决的是样本问题。样本由所选资料的方法来决定。选样就是从现有的资料中,用一定的方法选取出若干观测值作为一个样本,用它来进行频率计算。

选样的方法很多,根据铁路桥涵与水利工程设计的需要以年最大值法为最好。年最大值法是在每年中仅选取一个最大值的方法。这样,在 n 年观测资料中可选出 n 个最大值组成一个样本。

根据所选样本进行频率分析。分析的主要目的是将 n 年的实测系列,外延推求设计暴雨量,常用的方法是借助于用数学公式表达的理论频率曲线,推求设计条件下的暴雨强度。

推求设计暴雨时,首先要解决的是统计特征值,即各时段的多年平均雨量 $\bar{H}$,离差系数 C_v 及偏差系数 C_s 值。这些数值可以用下列一般常用公式计算:

$$\bar{H} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_i \quad (2.1)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum K_i^2 - n}{n-1}} \quad (2.2)$$

$$C_s = \frac{2C_v}{1 - K_{\min}} \quad (2.3)$$

式中: H_i —— n 年观测系列中的各年最大雨量;

K_i (变率)—— H_i 与 $\bar{H}$ 的比值;

$K_{\min}$ ——系列中的最小变率。

上述特征值 $\bar{H}$ 的误差较小,一般不予修正; C_v 的误差可用下式改正:

$$\delta_{C_v} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{1 + C_v^2} \quad (2.4)$$

为了安全起见,一般常将计算的 C_v 加上适当的 δ_{C_v} 值作为采用的 C_v 。

偏差系数的误差较大,在频率计算中采用一种试定 C_s 的方法,一般称为适线法。适线法工作步骤简单,操作方便,易于掌握,在国内得到广泛的采用。

根据理论分析, C_v 及 C_s 都有一定的误差,这种误差指的是大量样本的平均值。至于个别样本的误差值就很难说,它不是公式所能反映的。个别样本的实际误差由该样本对总体的代表性来决定。所以,雨量资料系列的长短是否有代表性,就对统计参数的计算影响甚大,是决定成果精度的关键所在。因此,在计算统计参数之前,首先要检查所选用资料系列的代表性,并合理插补、延长资料系列,以增加其代表性。

由于暴雨的局地性,使相邻站同次暴雨资料相关较差,用相关法插补延长暴雨资料较困难。但是,用年最大值法选用时,在暴雨一致区内,历年雨量的最大值与最小值的出现年份在地区上仍存在有“同期性”,这就使得在检查系列的代表性时,可以根据较长系列的资料(一般而言,系列愈长,代表性就较高)进行分析。从中选出一段代表性较高的短期系列,其余各站都采取上述短系列相应的年代进行分析计算,以减少抽样的误差。

四、暴雨强度与时间的关系

在暴雨洪峰流量计算中,流量随暴雨强度而变,产生最大洪峰流量的历时一般称为形成洪峰时间(造峰历时)。此历时的暴雨强度指的是在主雨峰附近的“雨核”部分的平均暴雨强度。随着不同的汇水面积,有不同的形成洪峰时间,于是就有不同的设计暴雨强度。为了求得各种不同历时下的平均暴雨强度,便需要一个函数式来表达,这个数学表达式即为设计暴雨强度公式。

随着自记雨量资料的增多,为制订地区性的设计暴雨强度公式创造了条件。并在此基础上逐步地建立起各种形式的暴雨强度公式。这些公式都反映出暴雨最大平均强度(a)随着历时的增长而减弱的客观规律。

用双对数纸点绘雨强(a)与相应历时(t)的关系,图形是一条曲线。其函数式:

$$a = \frac{S_d}{(t + d)^{n_d}} \quad (2.5)$$

式中: S_d ——暴雨参数(或称雨力);

n_d ——暴雨衰减指数;

d ——时间参数。

此公式世界上很多国家采用。

暴雨强度公式(2.5)的主要优点是它较好地反映了暴雨强度随历时连续递减的规律;它的边界条件也比较符合实际情况,即当 $t \rightarrow 0$ 时,雨强的上限 $a_{\max} \rightarrow S_d d^{-n_d}$; 当 $t \rightarrow \infty$ 时,其下限 $a_{\min} \rightarrow 0$; 尤其重要的是该公式反映了 a 随 t 变的连续函数关系,在数学分析时,为微分求导创造了条件。采用公式(2.5)算得的暴雨强度是任意时段 t 内的最大平均暴雨强度值。

公式(2.5)中参变数 d 等的求法很多:如按 a 与 t 的对应资料可用最小二乘法、曲线拟合法、试算图解法等等,或者由现成的暴雨公式 $a = \frac{S}{t^n}$ 转换计算。计算时需要注意的是要照顾大多数常用点据,而勿受个别时段、个别点据的影响。如在 t 大于 5 小时以上的点据,对小流域的流量计算影响较小,即使稍有偏离关系不大。

采用何种方法推求式(2.5)中的 d 值,视资料的实际情况来决定。当暴雨各时段间衰减指数变化较小时,我们常用试算图解法选配 d 值,使在常用范围内 a 值误差为最小,然后,根据 d 值计算 S_d , n_d 。这种方法较为方便简单,缺点是当缺乏经验时,可能使所选配的方程误差较大。

按照公式(2.5)计算时段平均暴雨强度的优点虽然很多,但是,缺点是计算较为繁复。因此,国内很多部门都将 $a \sim t$ 关系曲线在双对数纸上概化为不同斜率的折线,一般划分

为长、短历时的两条直线,其转折点的时间用符号 t_0 表示. 这样就可以得到下列简化公式:

$$a = \frac{S}{t^n} \quad (2.6)$$

$$\text{当 } t < t_0 \text{ 时, } a = \frac{S_1}{t^{n_1}} \quad (2.7)$$

$$t > t_0 \text{ 时, } a = \frac{S_2}{t^{n_2}} \quad (2.8)$$

若 $t_0 = 1$ 小时,则 $S_1 = S_2$, 于是式 (2.8) 可写为:

$$a = \frac{S_1}{t^{n_2}} \quad (2.9)$$

显然,公式 (2.7) (2.8) 表示的 $a \sim t$ 关系是不连续函数,在 t_0 处有一突变点. 另外,边界条件又不太好,如若 $t \rightarrow 0$ 则 $a \rightarrow \infty$, 显然与实际情况不符. 但是, $t = 0$ 并无意义,在一般资料的实用范围内,尚能用于计算. 由于它的形式简单,使用方便,因此,得到广泛的采用.

式中暴雨衰减指数 $n(n_1, n_2)$ 随地区而变. 一般而言,沿海各地的 n 值要小于内陆地区;短历时的 n_1 值小于长历时的 n_2 . 暴雨参数 S 也称雨力,当 t 以小时计, S 值也可表示为一小时的降雨强度. S 值的大小随地区及重现期而变,重现期 N 愈大, S 值也愈大. 当已求得设计条件下的日雨量 ($H_{日,p\%}$) 时,由于 n 值在一定的气候区内可予固定,因此,用日雨量资料也可推算 S 值.

根据定时与自记资料的分析,日雨量 ($H_{日}$) 与所摘录的最大24小时雨量 (H_{24}),有一定的关系,设其比值: $K = \frac{H_{24}}{H_{日}}$. K 值的变化很稳定,一般都在 1.1—1.2 之间,平均情况为 1.15.

当采用公式 (2.5) 计算 a 时,可得:

$$S_{d,p\%} = a(t+d)^{n_d} = H_{24,p\%}(24)^{-1}(24+d)^{n_d}$$

式中: $p\%$ 表示某一种频率.

以 $H_{24,p\%} = KH_{日,p\%}$ 代入上式,得

$$S_{d,p\%} = KH_{日,p\%}(24)^{n_d-1} \left(1 + \frac{d}{24}\right)^{n_d} \quad (2.10)$$

将已知的 $H_{日,p\%}$ 代入上式,即得设计暴雨参数 $S_{d,p\%}$.

若暴雨强度公式采用式 (2.7) (2.8) 时,则得:

$$\text{当 } t > t_0: S_2 = \frac{H_{24,p\%}}{24} (24)^{n_2}$$

$$S_2 = KH_{日,p\%}(24)^{n_2-1} \quad (2.11)$$

$$t < t_0: a_{t_0} = \frac{S_1}{t_0^{n_1}} = \frac{S_2}{t_0^{n_2}}, S_1 = S_2 t_0^{n_1-n_2},$$

将式 (2.10) 代入,得:

$$S_1 = KH_{日,p\%}(24)^{n_2-1} t_0^{n_1-n_2} \quad (2.12)$$

当 $t_0 = 1.0$ 时, $S_1 = S_2$, 于是:

$$S_1 = S_2 = KH_{B,p} 24^{n_1-1} \quad (2.13)$$

以上分析了具有实测资料时的 $S_d(S)$, d 等的计算公式。但是新建铁路的桥涵工点或水利工程等, 往往是在没有观测资料的地区, 为了解决这种情况下的暴雨计算, 就必须在分析大量测站的暴雨特性的基础上, 结合该地区的气候、地形等因素, 从暴雨成因、途径等方面探讨这些特征值的分布规律。按此编制 $S_{d,p\%}(S_{p\%})$ 等值线和 n_d, d 或 n_1, n_2 分区图, 用于无测站地区的暴雨强度的计算。

前面提到国内许多单位采用式 (2.6) 计算暴雨强度, 各省区都编制了当 $t_0 = 1.0$ 小时的 $S_{1\%}, n_1, n_2$ 等值线图, 使用是很方便的。当 n_2/n_1 小于 1.5 时, 可用下述近似数解公式换算或推求出公式 $a = \frac{S_d}{(t+d)^{n_d}}$ 中的参数 S_d, n_d, d 的数值。这种换算的原理如下: 按 $a \sim t$ 关系在双对数纸上为两根直线, 中间有一转折点 t_0 , 见图 2.1 所示。这两根直线的方程式为:

$$a = \frac{S}{t^n}$$

当 $t < t_0$ 时的参数为 S_1, n_1 ; $t > t_0$ 时的参数为 S_2, n_2 。图中两根直线 AB, BC , 转折点为 B , 现在 ABC 三点处分别加上 d 值后, 使之成一条直线 $A'B'C'$, 此直线的方程式即为式 (2.5)。 d 值的近似数解公式分析于下:

从图中的对数坐标关系得 $A = A', B = B', C = C'$ 于是:

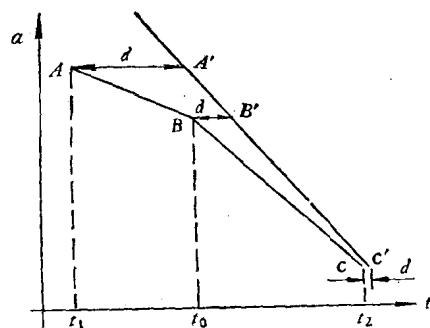


图 2.1 用双对数纸

$$\frac{S_d}{(t_1 + d)^{n_d}} = \frac{S_1}{t_1^{n_1}}, \quad S_d = \frac{(t_1 + d)^{n_d}}{t_1^{n_1}} S_1 \quad (2.14)$$

$$\frac{S_d}{(t_0 + d)^{n_d}} = \frac{S_2}{t_0^{n_2}}, \quad S_d = \frac{(t_0 + d)^{n_d}}{t_0^{n_2}} S_2 \quad (2.15)$$

$$\frac{S_d}{(t_2 + d)^{n_d}} = \frac{S_2}{t_2^{n_2}}, \quad S_d = \frac{(t_2 + d)^{n_d}}{t_2^{n_2}} S_2 \quad (2.16)$$

式 (2.14) 等于式 (2.16), 化简后得:

$$n_d = \frac{\lg \frac{S_1}{S_2} + n_2 \lg t_2 - n_1 \lg t_1}{\lg(t_2 + d) - \lg(t_1 + d)}$$

因为

$$\frac{S_2}{t_0^{n_2}} = \frac{S_1}{t_0^{n_1}}, \quad \frac{S_1}{S_2} = (t_0)^{n_1 - n_2}$$

所以

$$\lg \frac{S_1}{S_2} = (n_1 - n_2) \lg t_0$$

代入上式得:

$$n_d = \frac{n_1 (\lg t_0 - \lg t_1) + n_2 (\lg t_2 - \lg t_0)}{\lg(t_2 + d) - \lg(t_1 + d)} \quad (2.17)$$

式 (2.15) 等于式 (2.16), 则

$$n_d = \frac{n_2 (\lg t_2 - \lg t_0)}{\lg(t_2 + d) - \lg(t_0 + d)} \quad (2.18)$$

式 (2.17) 等于式 (2.18), 整理后得:

$$\frac{\lg(t_2 + d) - \lg(t_0 + d)}{\lg(t_0 + d) - \lg(t_1 + d)} = \frac{n_2 (\lg t_2 - \lg t_0)}{n_1 (\lg t_0 - \lg t_1)} \quad (2.19)$$

将已知 n_1, n_2, t_1, t_0, t_2 值代入, 用图解法或试算法即得 d 值, 再代入 (2.16), (2.18) 即得 S_d, n_d .

为了进一步简化, 也可在常用的时间 t 值范围内, 即 $t_1 = 0.10$ 小时到 $t_2 = 10.0$ 小时的范围内, 而 t_0 又固定为 1.0 小时, 此时, 可用下述近似公式计算:

$$d = 0.3 \left(\frac{n_2}{n_1} - 1 \right) \quad (2.20)$$

$$n_d = \frac{n_1 + n_2}{\lg(10 + d) - \lg(0.1 + d)} \quad (2.21)$$

$$S_d = \frac{(10 + d)^{n_d}}{10^{n_2}} S_2 \quad (2.22)$$

以上公式适用于 $0.10 < t < 10.0$ 小时的范围。其精度基本上满足设计要求, 仅在 $t < 0.10$ 时有较大误差, 个别可达 30% 左右; 在 $t > 10.0$ 时误差不大。考虑到国内很多部门都制定了 $t_0 = 1.0$ 时, S_1, n_1, n_2 的等值线图, 这样, 便可采用近似简化公式 (2.20), (2.21), (2.22) 推求 d, n_d, S_d 值。

五、暴雨强度与面积的关系

上节公式 (2.5) 计算的暴雨强度, 是某一地点的暴雨强度。当应用于较大的流域 ($F > 10$ 平方公里) 时, 特别是西北地区暴雨笼罩面积甚小, 不均匀分布较大的情况下, 暴雨洪峰流量计算必须采用整个流域的面平均暴雨强度。

自然界的暴雨都有其中心和一定的笼罩面积。在一次降雨中, 各观测点的降雨量因距暴雨中心位置不同而不同, 在流域上的降雨往往是不均匀的。

面雨量指的是在一定降雨时间内, 在流域面上所产生的平均雨量。流域的面雨强可由点雨强换算而得。习惯上按汇水面积 F 的大小将点雨强乘以小于或等于 1 的点面换算系数 η , 即为面雨强。再据此计算流域的洪峰流量。

为了求得暴雨点面换算系数 η 值, 我们分析了西北及西南地区的暴雨资料。

例如, 甘肃泾河流域董志塬北部 1958 年 7 月 13 日发生的一场暴雨, 其降雨时间约 7 小时左右, 最大降雨量达 258 毫米。根据调查该次雨量的重现期约为 60 年左右。暴雨引起了很大的洪水, 给人、畜、庄稼等带来很大灾害。现根据 10 处雨量观测值和访问到的 125 处降雨情况, 绘制了等雨深线图 (见图 2.2)。

按照等雨深线图得出了降雨量与笼罩面积的关系, 如表 2.2 所示。点面折减系数 η 按下式计算:

$$\eta = \frac{\bar{H}}{H_0} \quad (2.23)$$