

第一章 绪论

(一)

中国是历史悠久的文明古国，幅员辽阔，山丘遍布，河流众多（流域面积在 100km² 以上的河流有 50000 多条），洪旱灾害频繁。根据我国历史记载^[2]，在 1949 年以前的 2155 年间，中国发生过较大的水灾 1092 次，较大的旱灾 1056 次。例如：1931 年长江大水，淹没了武汉市；1939 年海河大水，淹没了天津市；黄河更是“三年两决口”。根据对近 500 年来中国东部 17 个省区水旱灾统计分析表明，各世纪中按受灾县数划分的不同级别灾年频数如表 1-1 所示。

表 1-1 中国东部 17 省区不同级别灾年频数表

灾种	受灾县数	灾害在各世纪中出现年数						灾种	受灾县数	灾害在各世纪中出现年数					
		15	16	17	18	19	合计			15	16	17	18	19	合计
水灾	10~20	16	20	16	23	21	96	旱灾	10~20	8	15	17	11	15	66
	21~40	12	29	37	29	25	132		21~40	4	8	24	11	5	52
	41~80	1	11	14	20	22	68		41~80	1	5	4	6	10	26
	81 以上		2	2	2	8	14		81 以上		3	6	9	4	16
合计		29	62	69	74	76	310	合计		13	31	51	37	34	160

人类为了生存与发展，长期与自然灾害做不懈斗争，在不断地总结经验与教训中逐渐认识了自然界水文现象及其运动、变化规律，形成和发展了水文科学。当人们掌握了这些水文规律，创建了水文科学理论，即可对已出现的水文情势进行分析，并预测未来将可能发生的水文要素的变化。水文预报的主要基础就是运用水文学原理，深入剖析水文现象的物理成因，充分了解和掌握其内在的客观规律，然后通过合理的技术途径和科学的方法预测未来的水文情势变化。因此，水文预报属实用水文学范畴。本课程的目的是以河流和流域为主，以实测水文、气象等资料为依据，系统地介绍如何运用水文学基本原理对水文现象及其变化与特征进行剖析，分析和探索其内部因素与外界影响因素，以及在它们作用下的演变规律，并介绍研制短期水文预报方案（或模型）的一些方法与技术。

(二)

在中国，自有文字记载以来的五千余年中，就有许多运用水文知识于兴利除害的记载。传说在公元前 21 世纪前，大禹在治水中接受了前人失败的教训，认识到“水性就下”的水文规律后，采取疏导分流措施，使洪水流入大海，治理了水患。秦昭襄王五十六年（公元前 251 年），蜀郡守李冰在岷江修建都江堰，并在引水口处刻凿石人水尺以观测水位，是我国最早的水位观测，并刻注着：“乾毋及足，涨毋及肩，年中水量，以此为度”的说明。至

隋代，用石碑或在石崖上刻划“水则”以观测水位。后来，刻记在石崖上的一些大洪水水位成为现代历史洪水调查的重要依据。公元前 11 世纪前的商代，甲骨文中有降雨的定性记述，如细雨、大雨和骤雨等的分类。春秋时期（公元前 8 世纪～前 5 世纪），在《管子》书中记载有将河流分为“经水（干流）”“枝水（支流）”“谷水（季节性河）”“川水（人工河）”、“渊水”（湖泊）等五类的水文概念。在《后汉书》（公元前 25 年～公元 220 年）中有对雨量测报的记载：“自立春至立夏，尽立秋，郡国上雨泽”。战国时期，慎到（约公元前 395 年～前 315 年）曾在黄河龙口用“流浮竹”测河水流速。宋元丰元年（1078 年），开始有以河流断面面积和水流速度估计流量的概念。明万历元年（1573 年）在《治水筌蹄》中有黄河洪水报讯的记述：在黄河沿岸设驿站，每三十里为一站，当发生洪水时，驿吏乘快马向下游逐站传递水情，日夜不息，并了解到“凡黄水消长必有先兆，如水先泡则方盛，泡先水则将衰”的规律，据此对黄河水势涨落作预报，说明 400 多年前我国已有了水文情报预报制度和办法。我国近代水尺始于 1860 年设置在上海黄浦江，1911 年成立江苏水利公司，开始近代的水文测验工作。至 1937 年，全国有水文站 409 处，水位站 636 处，雨量站 1592 处。

早在古埃及，水文工作就已开始。据悉，约公元前 3000 年以前，埃及就建有运河，用其水于灌溉。公元前 3500 年～前 3000 年期间，在尼罗河上使用原始的水位计，后人称为“尼罗计”。早期的水文学知识在希腊亚里斯多得（Aristotle 公元前 384 年～前 322 年）和柏拉图（Plato 约公元前 428 年～前 348 年）的著作中已有撰述，前者在《气象学》一书中将雨、露、雹、雪统称为“降水”，后者在“the Critias”一文中论述了溪河的洪水成因。至 17 世纪，现代水文学开始逐渐形成，到 19 世纪渐趋完善，对流速、流量的观测与计算提出了相应的理论与公式，对地下水和蒸发量的估算也相继提出了不少经验公式，如 1856 年达西（Darcy）地下水流定律的提出等。

（三）

中华人民共和国成立以后，为适应社会主义建设事业蓬勃发展需要，水文情报预报工作由点到面迅速发展。尤其是我国东部和沿海地区，在松辽河、海滦河、黄河、淮河、长江、珠江等七大江河的中下游的 100 多万 km^2 面积上，是我国政治、经济、文化发达且人口密集、城市密布的地区，但其地面高程大多低于江河的洪水位，有些甚至低于河底 10 余米，水灾威胁严重，这些地区的安全主要依靠沿河堤防的保护，是我国江河防洪任务最突出的地区。作为防洪决策主要依据的水文情报预报，担负着重大责任。因此，为了满足客观形势的需要，认真做好这项工作，要充分吸收和引用相关学科领域的高新技术研究成果，进一步深入研究和发 展水文情报与预报的方法和技术，是十分紧迫而重要的。现在，从中央到各省（区）市、各大流域机构、各水利水电工程单位都成立了防汛指挥机构，建立了水情自动测报系统和防洪决策系统，在设备、技术、方法上及技术队伍与水平上，都有很大发展和提高。为适应全国水文工作发展的需要，从 1950 年起，在一些单位和专科学校开设短期水文干部训练班，随后，在一些中等技术学校和大学开设水文专业专科班，自 1954 年起，在国内一些大学开设了水文专业本科班，并相继培养了水文专业研究生，为我国水

文事业和水文队伍建设不断地输送专业技术力量。与此同时，我国向一些先进国家派遣了留学生和访问学者，与国外水文学界开展广泛的合作研究和技术交流，对推进我国水文科学技术发展、提高水文工作水平发挥了积极作用，作出了很大贡献。据有关资料统计，至1997年，全国有水文站3040个，水位站1093个，雨量站14191个，水质测点2572个，地下水观测井点10874个，蒸发站498个，实验站128个，与1949年中华人民共和国成立时的各类测站总数353处相比，水文工作和水文事业有了大幅度增长和发展。

(四)

水文预报是现代水文学科的一个分支，水文预报方法和技术在大量的实践经验和科学研究（包括借鉴和引用国外的）成果基础上，迅速提高和发展，并在某些方面形成了我国的特色。例如：对已使用数十年的河道相应水位（流量）预报方法，根据天然河道洪水波运动规律与变化特征以及水力学的基本理论，分析影响河段上、下游和干、支流间的水位（流量）关系的各种因素，从定性定量相结合建立相应水位（流量）关系，或以数学函数形式表示，与以往的经验相关相比，有很大的提高。在多沙河流上，考虑和分析了河槽断面冲淤变化和河流泥沙运动等复杂的作用与影响，编制了不同条件下的相应水位（流量）预报方案，结合实时校正技术，提高了预报精度。在河道流量演算方面，对应用十分广泛的马斯京根法（Muskingum Method）的基本概念和基本原理进行了深入的分析与研究，剖析了参数的物理意义，并对该法的使用条件作了明确的论证，进一步提出了具有我国鲜明特色的多河段连续演算的方法，在非线性影响的处理上也有新的发展，大大地提高了长河段和河网的流量演算精度。在降雨径流量预报方面，根据我国不同自然地理条件下的水文现象和产流特点，提出了湿润地区的蓄满产流模型和半干旱与干旱地区的超渗产流模型。在流域蒸散发量计算、不同成分的径流量计算等方面取得了有特色的成果。⑥在流域汇流计算方面，除了对广泛采用的谢尔曼单位过程线法作了深入的分析、研究，提出了许多有实效的改进办法外，在考虑降雨分布不均匀性和流域下垫面不均匀性对流域汇流的影响方面，较早地提出了分散式计算模型，从而较好地处理汇流中的非线性影响。对引进的一些国外的模型结合我国实际条件也作了不少改进（如意大利的CLS模型），并在实践基础上发展了新的水文预报模型，在模型参数的确定上也有不少独特的方法和技术。⑦在实时洪水预报技术上也有新的成果，提出了具有我国特色的适用性较广、效果较好的实时洪水预报模型。⑧在水库水文预报，特别是施工期水文预报方面，根据我国修建众多的大中型以及特大型水利水电工程过程中的实践与体会，在作业预报方法和技术上积累了丰富的经验；如葛洲坝电站日调节造成库水位的频繁波动对三峡围堰截流期的水位与流量的影响是十分明显的，由于处理得当取得了好的效果。⑨在冰情预报方面，对我国黄河（特别是上游和下游河段）和北方一些河流的冰情特点、冰的生消过程、冰期的河道水力要素等进行了比较深入的观测与研究，在热力、动力与河道特征等成因分析的基础上，建立了一些有实效的预报方案，对我国北方河流的冰情水文预报和防止冰灾发挥了积极的作用。⑩在河流水质预报、枯季径流预报与旱情分析等方面，也都根据我国的具体情况和观测资料等条件，开展了不少新的探索，提出了一些新的成果。

近十多年来，我国水情自动远传遥测和作业预报自动化与实时校正等技术方面都有长足进步，水文自动测报系统技术及水平有较大提高，覆盖面日益增大。在功能上主要体现在：雨情、水情信息时空动态分布显示直观，预报模型实时校正精度高，人机交互式预报性能强，数据库管理支持系统性能好，并正向全国水文预报系统信息化方向发展。利用遥感遥测（RS）、地理信息系统（GIS）和全球定位系统（GPS）（即3S系统）于分布式流域水文模型已开始实用性研究，将水文预报用于工程优化调度和决策支持系统的研究也日臻完善。由此可见，我国水文预报技术、理论研究和设备条件改善等方面都有很大发展，为经济建设和社会服务作出了贡献，取得了可喜的成绩。

系统理论及其数学模型以及计算机技术的发展，为水文预报方法开辟了一条广阔的应用技术途径。这种宏观的系统分析方法与微观的成因分析方法相结合将会是现代水文预报技术一个新的发展方向。

然而，我国水文预报工作的发展是不平衡的，与国民经济建设和世界科学技术的发展还不能很好相适应。干旱半干旱地区和岩溶地区的洪水预报、多沙河流的沙量过程预报、风暴潮预报、墒情预报、融雪径流预报等，在方法和技术上仍很薄弱；泥石流预报、山洪预警报等基本上尚属空白，有些防汛部门的水文预报方法仍以经验相关为主，雷达测雨技术、地理信息系统技术等在水文情报预报工作中的应用研究还不多见，水文联机自动测报系统尚未普遍建立，水文预报的理论实验研究发展缓慢。因此，发展、提高我国水文预报水平的任务还十分艰巨。尤其是我国人均水资源贫乏，要十分重视水资源合理开发利用和保护，做好水土保持和水环境保护，以改善气—水—土—生物的良性循环系统。为此，水文预报要进一步与气象、气候结合，长、中、短期结合，水系与区域结合，预报与运用管理结合，确定性途径与非确定性途径结合，全面开展水文预报工作，使理论与技术水平和服务效益上一新台阶。

（五）

水文预报是水文学的一个重要组成部分，与水文学科（特别是大尺度水文宏观现象研究）的发展有着相互依存的密切联系。它的基本依据是大量的水文、气象、土壤、地形、地质、植被等等实测资料。水文预报课是水文及水资源专业的专业课，其主要技术基础课程是水力学、气象学和水文学原理。水文预报涉及数学、物理学、水文学、水力学、气象学、地理学、水文地质学、化学等等的基础理论知识。鉴于目前对水文现象演变的物理机制虽已有较充分认识，但对其众多的影响因素及人类经济活动等信息还难以完全掌握，现行的水文预报方法（模型）大多属于以物理成因为基础的、具有一定经验性的范畴。因此，做好水文预报工作除掌握理论知识与分析技术外，经验（感性认识）的积累十分重要。在本课程的学习过程中，既要深入钻研（水文学原理课程）基本理论，建立正确的基本概念，掌握编制预报方案的方法与技术，也要善于运用已学各课程的基础知识，对水文要素变化规律进行深入细致的分析，勤奋思考，注重实践，以加强培养分析问题和解决问题的能力，增强理论与实际的联系。

第二章 河段洪水预报

在集水面积较大的流域的中、下游河段，其上游断面的来水量常比区间入流量大，上、下游断面的水位（流量）过程线相似性好，水力要素差异也不大，使上、下游断面同位相的水文要素值之间在定性和定量上存在着一定的变化规律，可建立其间的定量关系。河段洪水预报就是利用这种定量关系，根据上游断面刚出现的水位（流量）值预测下游断面未来的水位（流量）值，后者将发生的时间取决于洪水波在上、下游断面间的传播时间，此即为河段洪水预报的预见期。由此可见，进行河段洪水预报要解决好两个问题：上、下游断面同位相水文要素值之间的定量关系及其河段传播时间。由此即组成河段洪水预报方案。河段洪水预报的实质是以水文学途径近似求解河道非恒定渐变流。而且，对河段洪水波运动规律的探索，必定会给流域和河网的汇流研究从物理成因分析和数学推导论证等方面奠定良好的基础。

常用的河段洪水预报方法有相应水位（流量）法和流量演算法，分别介绍于下。

第一节 相应水位（流量）法

相应水位（流量）法是大流域的中、下游河段广泛采用的一种实用方法。它根据天然河道洪水波运动原理，在分析大量实测的河段上、下游断面水位（流量）过程线的同位相水位（流量）之间的定量关系及其传播速度的变化规律的基础上，建立经验相应关系（即预报方案），据此进行预报。

一、相应水位（流量）预报的基本原理

在区间入流量很小的棱柱形无支流河段上，洪水波经上游断面向下游传播过程中，由于存在着附加比降，各位相的水深不等、断面流速分布不均、流速值不相同等原因，洪水波发生展开和扭曲，波高减小，波长增大，波前的部分水量向波后转移。图 2-1 是渠江下游河段 1964 年 7 月的一次洪水过程。该次洪水的区间降雨量很小，上游断面苟渡口站洪水的总涨差是 8.93m，涨洪历时 29.5h，下游断面罗渡溪站的总涨差是 8.01m，涨洪历时 22.0h，即下断面水位变幅减少 0.92m，涨洪历时缩短了 7.5h，且下游断面洪水过程线比上游断面匀滑。此例较好地反映了天然洪水波在河道传播过程中变形的规律。

洪水波变形除受其内因作用外，还要受外因的影响，外因的影响量往往远大于内因，成

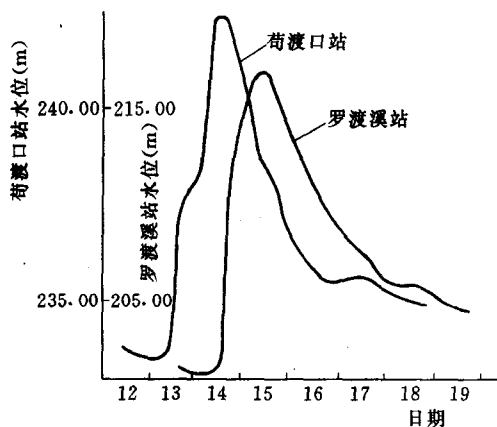


图 2-1 渠江 1964 年 7 月一次洪水过程线

为河段洪水波变形的控制性因素。例如，区间有较大降雨量，区间有支流注入，河段有防洪措施或受回水、壅水顶托，河槽过水断面急剧变化（如狭谷、漫滩地）等等。因此，在编制河段洪水预报方案时，要了解河段具体情况，详细、深入分析河段洪水的内因与外因及其影响量，采用合适方法建立实用的定量关系。

洪水波上某一位相在流经河段上、下游断面时所形成的水位称为相应水位，该位相的流量称相应流量。相应流量值在传播过程中要发生变化，并引起相应水位的变化。因此，在外界条件不变情况下，研究相应水位关系的实质是研究其相应流量在河段传播过程中流量值和传播速度值的变化规律。

设河段长为 L ，上游站 t 时刻流量为 $Q_{上,t}$ ，经传播时间 τ ，下游站 $t+\tau$ 时刻的相应流量为 $Q_{下,t+\tau}$ 。若河段无旁侧人流，则该河段相应流量关系为

$$Q_{下,t+\tau} = Q_{上,t} - \Delta Q_L \quad (2-1)$$

其中： ΔQ_L 是河段洪水波展开量，它是流量和附加比降的函数。

如果河段有旁侧人流 $q_{t+\tau}$ 汇入，则

$$Q_{下,t+\tau} = Q_{上,t} - \Delta Q_L + q_{t+\tau} \quad (2-2)$$

据上式建立相应流量（水位）关系时还需确定传播时间 τ 。设洪水波的波速为 c ，则

$$\tau = \frac{L}{c} \quad (2-3)$$

在棱柱形河槽，波速 c 与断面平均流速 v 之间关系可表示为

$$c = \eta \cdot v \quad (2-4)$$

其中： η 是河槽断面形状系数（或称波速系数），其值可参阅表 2-1。

式（2-4）代入式（2-3）可得

$$\tau = \frac{L}{\eta \cdot v} \quad (2-5)$$

表 2-1 断面形状系数 η 值表

断面形状	流速计算公式	
	$v = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2}$	$v = C \sqrt{RS}$
矩形	1.67	1.50
抛物线形	1.44	1.33
三角形	1.33	1.25

式（2-2）和式（2-5）即为河段相应水位（流量）预报的基本关系式。当 $q_{t+\tau}$ 值较大时，可用其他预报方法（如第三、四章所介绍的）另行计算。

按式（2-2）和式（2-5）建立的相应水位（流量）预报方案表示了洪水波任一位相水位（流量）经河段传播后在数值上和传播

速度上变化的定量关系。其中，洪水波的展开主要反映在相应水位（流量）关系上，洪水波的扭曲因导致水面比降的改变，引起 c 值变化，因此主要体现在传播时间曲线上。

对于棱柱形河道的固定河段，若不计 $q_{t+\tau}$ 项，按式（2-2）和式（2-5）建立预报方案时，主要的影响因素是水位和比降。应当指出，如何更好地反映比降及其影响量是建立相应水位（流量）预报方案时的一个重要问题。如果河段有较大的区间入流量，尤其当区间入流与上游来水量不同步时，更应细致分析洪水波由内因和外因引起的变化量，否则会影响预报方案的合理性和可靠性，影响预报的精度。

二、相应水位（流量）法

相应水位（流量）法适用于无支流河段或支流水量小的有支流河段。

(一) 洪峰水位 (流量) 预报

在断面冲淤变化不大、无回水顶托、区间来水量小的无支流河段，洪水波变形主要受自身的内因影响，上、下游站相应洪水过程线和峰、谷点的对应性好，如图 2-2 所示，摘取相应的峰、谷、涨落洪段反曲点的水位和发生时间，即可制作相应水位关系和传播时间曲线。例见图 2-3 所示，其中，(a) 的关系线呈大于 45° 的曲线，反映了展开量是合理的。常见关系式为

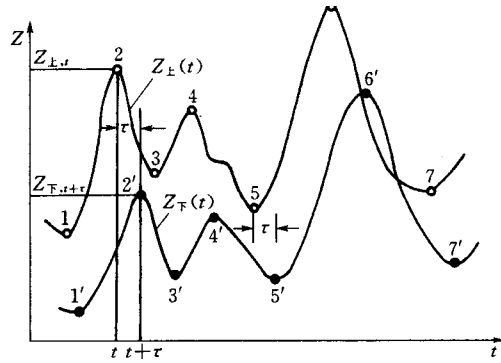


图 2-2 河段上、下游站相应水位过程线

$$O_{m,t+\tau} = f(I_{m,t}) \quad (2-6)$$

$$\tau = f(I_{p,t}) \quad (2-7)$$

或

$$Z_{m\downarrow,t+\tau} = f(Z_{m\uparrow,t}) \quad (2-8)$$

$$\tau = f(Z_{m\uparrow,t}) \quad (2-9)$$

式中 I_m 、 O_m ——河段上、下游站的洪峰流量；

$Z_{m\uparrow}$ 、 $Z_{m\downarrow}$ ——河段上、下游站洪峰水位；

τ ——河段传播时间。

式 (2-6) 和式 (2-7) 的示例见图 2-3。由图可知，该河段洪水波的附加比降对洪水波变形的影响不显著，这类河段多系上游河段或山区性河流。在流域中下游地区，因稳定流比降较小，往往由于附加比降不同或涨水前的河槽蓄水量不同，使相同上游水位 (流量) 的

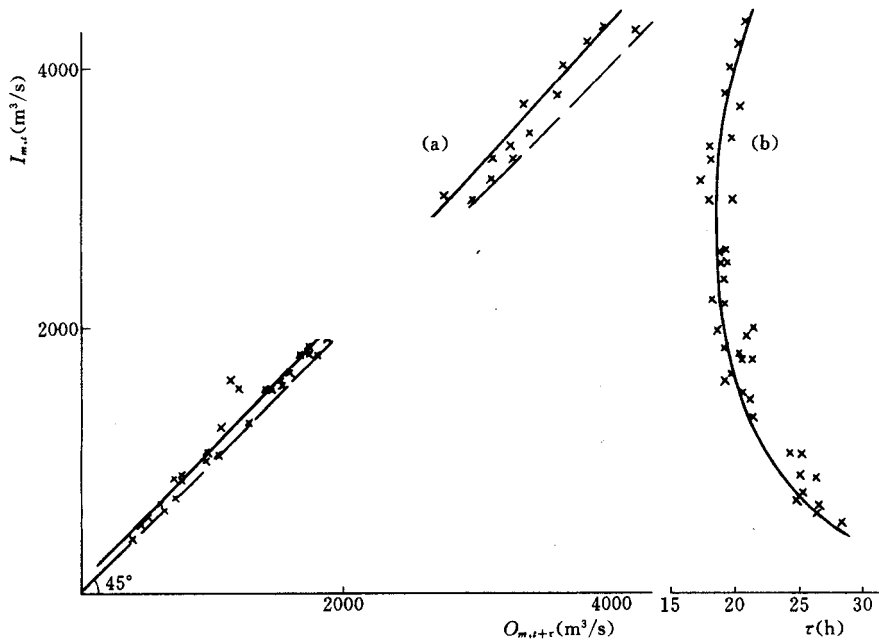


图 2-3 沱江三皇庙 ~ 登沅岩河段相应洪峰流量预报曲线

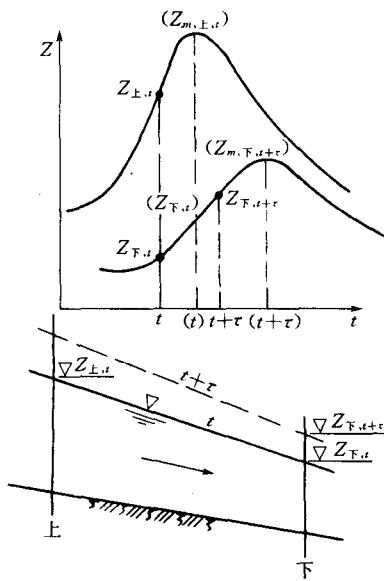


图 2-4 下游同时水位示意图

展开量各异，在上、下游站相应水位关系曲线图上点据分散。为此，需加入参数以反映水面比降和河槽蓄水量对相应关系的影响。应用较多的参数有下游同时水位 ($Z_{F,t}$) 和涨率 ($\frac{\Delta Z}{\Delta t}$)。

若河段内水面分布呈直线， $Z_{F,t}$ 可反映 t 时刻的河段水面比降和“底水”，见图 2-4。洪峰水位预报方案可建成为

$$Z_{m,F,t+\tau} = f(Z_{m,u,t}, Z_{F,t}) \quad (2-10)$$

方案示例如图 2-5 和表 2-2。

由上述可知，相应水位（流量）预报方法的主要技术途径是根据大量实测的水位（流量）过程资料，建立河段上、下游站相应水位（流量）经验相关曲线和传播时间曲线，其中可加入反映河段洪水波运动变化特性的要素作参数，使经验点据的分布具有良好的规律。作业预报时，根据已出现的上游站水位（流量）和参数值，预报 τ 小时后下游站将会出现的水位（流量）值。

t 时刻以前的区间入流量抬高了 $Z_{F,t}$ 值，即 $Z_{F,t}$ 值包含了 $q_{区,t}$ 的影响。在多数情况下，若 t 时刻前后区间入流量变化有较好持续性，则 $Z_{F,t}$ 可经验地反映区间入流对 $Z_{m,F,t+\tau}$ 值的影

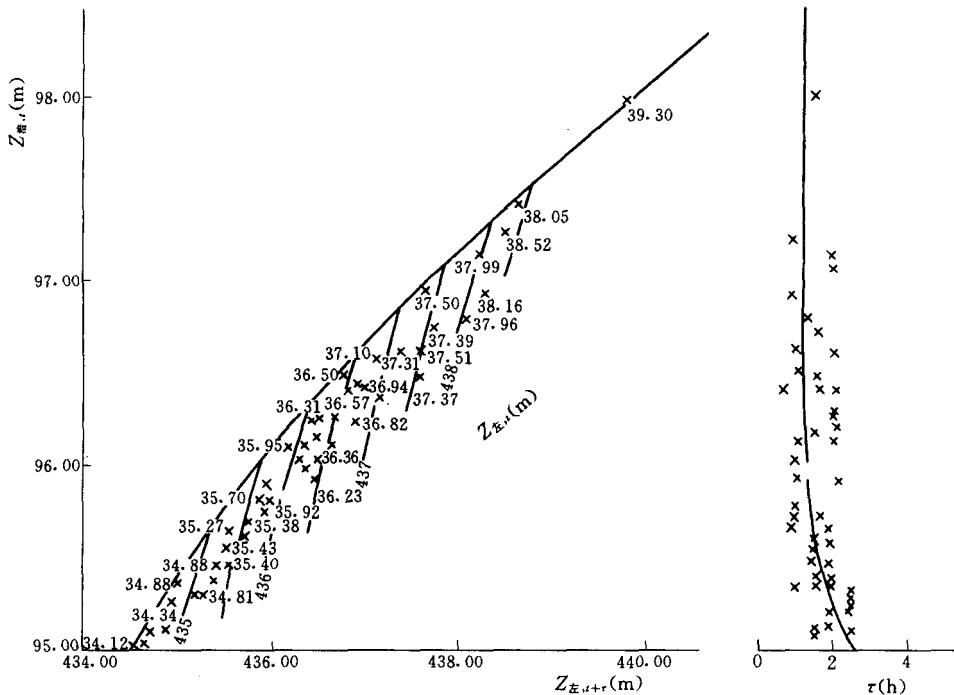


图 2-5 涪江涪江桥～左家岩河段相应洪峰水位与传播时间曲线

表 2-2

涪江涪江桥 ~左家岩相应洪峰水位及传播时间摘录表

涪江桥洪峰		左家岩洪峰		左家岩同时水位 (m)	传播时间 (h)
时间 (月·日·时·分)	水位 (m)	时间 (月·日·时·分)	水位 (m)		
5.14.18:30	94.38	5.14.21:00	435.57	435.25	2.5
5.16.15:00	95.53	5.16.16:30	437.57	437.37	1.5
8.19.18:30	93.01	8.19.21:00	434.62	434.58	2.5
8.26.18:12	96.57	8.26.19:30	438.06	437.96	1.3
8.4.15:00	97.13	8.4.17:00	438.70	438.28	2.0
∴	∴	∴	∴	∴	∴

响,式(2-10)关系可获较好效果。如果 t 时刻前后区间人流强度差异大,或下游断面受冲淤变化或回水顶托等影响, $Z_{F,t}$ 不能反映河段洪水波运动的变化规律,按式(2-10)建立上、下断面洪峰水位预报方案时, $Z_{F,t}$ 点据散乱,效果不好。

当洪水波波形陡,水面比降较大,河段内的水面线不呈直线分布(多系上游或山区性河段,常称为“长河段”), $Z_{F,t}$ 不能反映水面比降。此时,常用涨率($\Delta Z/\Delta t$)作参数。涨率与水面比降之间的关系可由以下推导论证。

连续方程

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0$$

因

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial Q}{\partial A} \cdot \frac{\partial A}{\partial x} = c \frac{\partial A}{\partial x}$$

$$A = \bar{B}h$$

代入上式得

$$c \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

因水面比降 $S = S_* - \frac{\partial h}{\partial x}$ (S_* 是河底比降) 则得

$$\frac{\partial h}{\partial t} = c(S - S_*) \quad (2-11)$$

其中: Q 是流量; A 是断面面积; \bar{B} 是断面平均宽; h 是水深; c 是波速。由式(2-11)可知,涨率可反映水面比降。对于固定河段而言, c 、 S 是 Z 的函数,则 $\frac{\Delta Z}{\Delta t}$ 与 S 、 Z 有关。图2-6是以上游断面一次洪水的总涨差为参数的洪峰水位预报曲线,这在洪水涨落率大的无支流长河段常会取得较好效果。一般采用的预报曲线关系式为

$$\sum \Delta Z_{\text{下}} = f(\sum \Delta Z_{\text{上}}) \quad (2-12)$$

$$\sum \Delta Z_{\text{下}} = f(\sum \Delta Z_{\text{上}}, Z_{F,t}) \quad (2-13)$$

其中: $\sum \Delta Z$ 表示水位总涨差。

由于万县站位于长江三峡上游,洪水水位变幅受峡谷壅水影响而增大,而宜昌站位于三峡下游,河槽宽浅,水位变幅小,故图2-6中的宜昌站一次洪水总涨差值小于万县站。

在有支流河段上,常取支流(一般取其中影响较大的一、二条支流)的相应水位(流量)为参数,其关系式一般为

$$Z_{m\text{下},t+\tau} = f(Z_{m\text{上},t}, Z_{\text{上},t,t\pm\Delta\tau}) \quad (2-14)$$

其中： $Z_{m\text{上},t}$ 为干流上游站洪峰水位； $Z_{\text{上},t,t\pm\Delta\tau}$ 为支流上游站水位； $\Delta\tau$ 为干、支流河段的传播时间差。图 2-7 即为上式的示例 ($\Delta\tau=0$)。

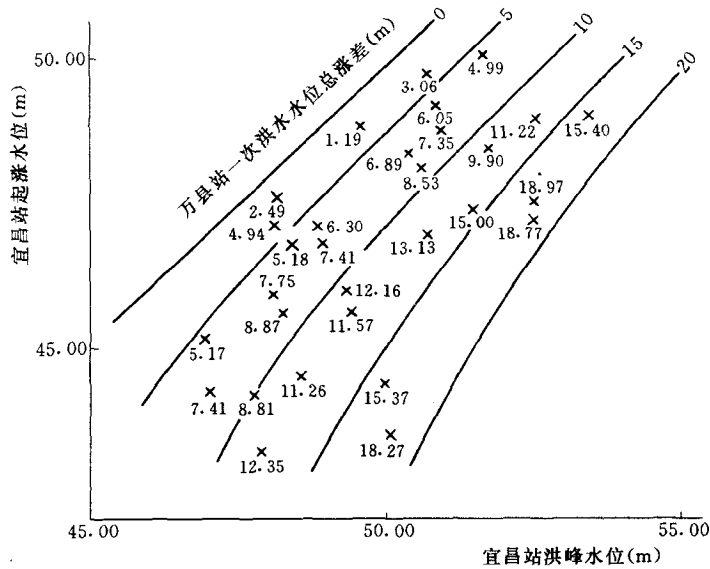


图 2-6 长江宜昌站总涨差法洪峰水位预报图

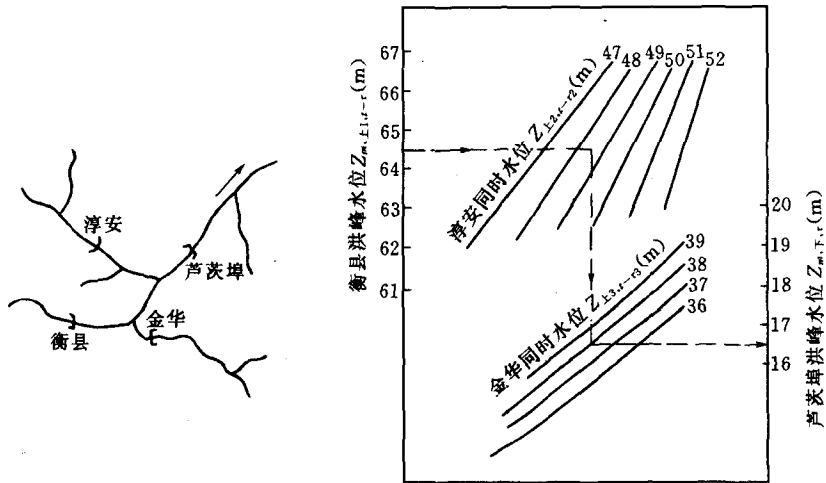


图 2-7 衡县—芦茨埠洪峰水位关系曲线图 [2]

如果干、支流洪水之间干扰大，相应水位关系很难有明显规律，此时，宜用合成流量法作河段预报。

不少情况下，区间内降雨量大，用相应水位（流量）法作预报时，其精度取决于区间降雨量对预报值的影响。也有采用区间雨量作参数建立相应水位关系，由于受雨量大小、主雨的位置、雨型、雨量分布等因素影响，这类预报曲线图上点据常常较散乱，规律性不好。

为此，可用第三、四章介绍的方法另作区间降雨径流预报方案，并据区间雨量推求区间入流量过程 $q(t)$ ，再按式 (2-2) 结合相应水位（流量）关系曲线预报下游站的洪峰水位（流量）值。

(二) 洪水水位（流量）过程预报

洪水水位（流量）过程预报所采用的方法以及常用的参数基本上和洪峰水位（流量）预报方法相同。但从洪水过程线上摘取相应水位（流量）值（除峰、谷、转折点外）比较困难，以下是实际工作中常采用的方法。

1. 洪波展开法

假定洪水波展开量与洪水的涨（落）水变幅成正比，则将上、下游站洪水的总涨（落）差作对应等分，上、下游站的对应等分点（如图 2-8 中的 1 与 1'，2 与 2'，...）水位即视作相应水位，其时间差即为 τ 。据此摘取的相应水位与传播时间即可建立预报曲线。

2. τ 为常数的方法

为了简便和减少因传播时间曲线精度带来的影响，在实际预报工作中，常以河段平均传播时间 τ 摘取上、下游站“相应水位”，所建立的预报方案一般形式为

$$Z_{F,t+\bar{\tau}} = f(Z_{U,t}, Z_{D,t}) \quad (2-15)$$

可以论证，上式和式 (2-10) 的方案精度是相同的。

如图 2-9 所示，设 $\bar{\tau}$ 与实际的 τ 值之差为 $\Delta\tau$ ，相应水位误差为 ΔZ_F ，即

$$\Delta Z_F = \frac{dZ_F}{dt} \cdot \Delta\tau$$

由前述已知涨率 $\frac{dZ_F}{dt} = f(Z, S)$ 及 $\tau = f(Z, S)$

所以 $\Delta Z_F = f(Z, S)$

则 $Z_{F,t+\bar{\tau}} = Z_{F,t+\tau} \pm \Delta Z_F = f(Z, S)$

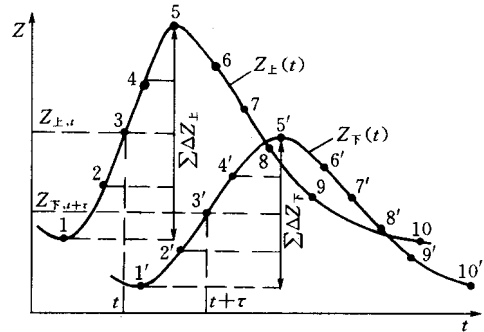


图 2-8 洪波展开法示意图

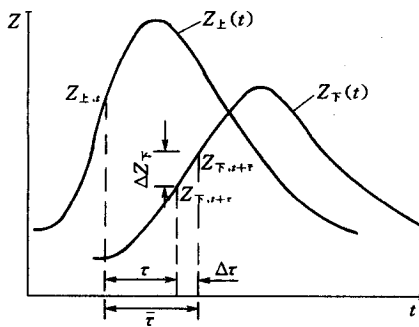


图 2-9 $Z_{F,t+\bar{\tau}}$ 和 $Z_{F,t+\tau}$ 的差别

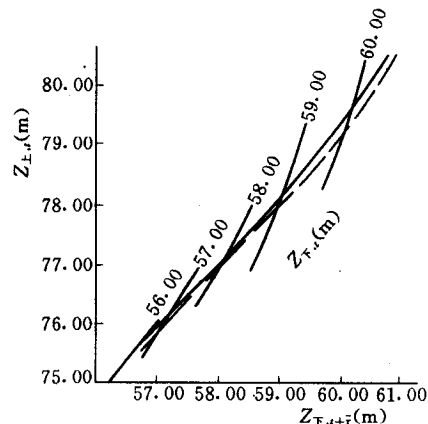


图 2-10 $Z_{F,t+\bar{\tau}} = f(Z_{U,t}, Z_{D,t})$ 曲线

由此论证可知，用 τ 建立的“相应水位”关系和式 (2-10) 的关系都是水位 Z 和比降 S 的函数，效果相同。式 (2-15) 关系曲线示例见图 2-10。

也可用时段水位涨差为参数建立预报方案，其关系式为

$$Z_{F,t+\tau} = f(\Delta Z_{上}, Z_{F,t}) \quad (2-16)$$

时段涨差法的水位预报曲线示例见图 2-11。若用上游站流量的时段差为参数，可建立如图 2-12 所示预报方案。

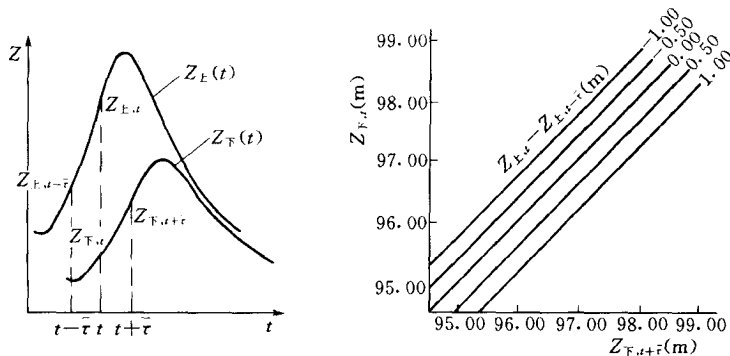
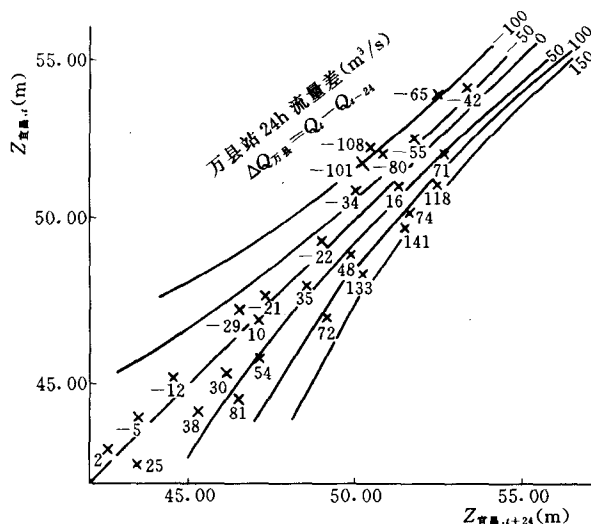


图 2-11 时段涨差法预报曲线



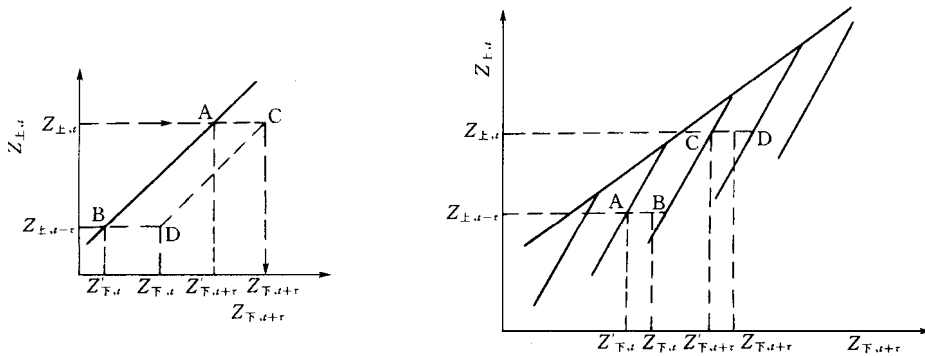


图 2-13 现时校正法预报示意图 图 2-14 现时校正法概念应用示意图

由图 2-13 可知,按 CD 线作预报时,D 点为下游同时水位, CD 的纵座标为上游时段涨差,因此,现时校正法的实质与式 (2-16) 相同,属时段涨差法。

现时校正法的基本概念在作业预报中被广泛应用。如图 2-14,前一时段实测值 (B 点)与预报值 (A 点)之差为 AB,本时刻查预报曲线时为 C 点,但根据洪水的变化趋势和参照 AB 误差,按 D 点发布预报 ($\overline{CD} \cong \overline{AB}$)。若能处理得当,此法效果较好。

如果把无支流河段的洪水运动视作单输入—单输出系统,可应用现代系统理论最优控制论建立河段的水位(流量)演算模型。

自回归滑动平均模型 (ARMA(p, q)) 的向量扩展形式 (即 ARMAV(p, q)) 模型^[29]为

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} x_{1,t} \\ x_{2,t} \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} \varphi_{11} & \varphi_{21} \\ \varphi_{21} & \varphi_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_{1,t-1} \\ x_{2,t-1} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varphi_{12} & \varphi_{22} \\ \varphi_{212} & \varphi_{222} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_{1,t-2} \\ x_{2,t-2} \end{bmatrix} + \dots \\ &+ \begin{bmatrix} \varphi_{1p} & \varphi_{12p} \\ \varphi_{21p} & \varphi_{22p} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_{1,t-p} \\ x_{2,t-p} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_{1,t} \\ \varepsilon_{2,t} \end{bmatrix} \\ &- \begin{bmatrix} \theta_{11} & \theta_{12} \\ \theta_{21} & \theta_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_{1,t-1} \\ \varepsilon_{2,t-1} \end{bmatrix} - \dots - \begin{bmatrix} \theta_{1q} & \theta_{12q} \\ \theta_{21q} & \theta_{22q} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_{1,t-q} \\ \varepsilon_{2,t-q} \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (2-17)$$

式中, $x_{1,t-i}$ ($i=0, 1, \dots, p$) 为 $t-i$ 时刻系统的输入项; $x_{2,t-i}$ ($i=0, 1, \dots, p$) 为 $t-i$ 时刻系统的输出项; φ_{1i} 、 φ_{2i} 、 φ_{21i} 、 φ_{22i} ($i=0, 1, \dots, p$) 为自回归参数; θ_{1ij} 、 θ_{12j} 、 θ_{21j} 、 θ_{22j} ($j=0, 1, \dots, q$) 为滑动平均项参数; $\varepsilon_{1,t-j}$ 和 $\varepsilon_{2,t-j}$ ($j=0, 1, \dots, q$) 分别为 $t-j$ 时刻的输入噪声和输出噪声; p 为自回归的阶; q 为滑动平均项的阶。

若取 $p=2, q=1$, 则式 (2-17) 成为下列标量形式

$$\begin{aligned} x_{2,t} &= \varphi_{211}x_{1,t-1} + \varphi_{212}x_{2,t-1} + \varphi_{212}x_{1,t-2} + \varphi_{222}x_{2,t-2} \\ &+ \varepsilon_{2,t} - \theta_{221}\varepsilon_{2,t-1} \end{aligned} \quad (2-18)$$

根据最优控制理论,可控制的输入与将被控制的输出之间存在一个滞时 $\tau (\geq 1)$ 即输入 x_t 影响输出的最快时刻为 $t+\tau$ 。若取 $\tau=1$ (即一个时段), 则最小均方误差控制策略是: 调整输入项 $x_{1,t}$, 使 t 时刻所作的输出项 ($x_{2,t-1}$) 的预估值 $\hat{x}_{2,t}(1) = 0$ 作为目标值, 即式 (2-18) 的控制方程可表示为

$$x_{2,t}(1) = \varphi_{211}x_{1,t} + \varphi_{212}x_{2,t} + \varphi_{212}x_{1,t-1} + \varphi_{222}x_{2,t-1} - \theta_{221}\varepsilon_{2,t} \quad (2-19)$$

联解式 (2-18) 和式 (2-19), 可得以 t 时刻观测为基础所能达到的最小方差的输出

项为

$$x_{2,t} = \epsilon_{2,t} \quad (2-20)$$

把式 (2-20) 代入式 (2-18), 得

$$\begin{aligned} x_{2,t} &= \frac{-\varphi_{211}}{\varphi_{221} - \theta_{221}} x_{1,t} + \frac{-\varphi_{212}}{\varphi_{221} - \theta_{221}} x_{1,t-1} + \frac{-\varphi_{222}}{\varphi_{221} - \theta_{221}} x_{2,t-1} \\ &= C_1 x_{1,t} + C_2 x_{1,t-1} + C_3 x_{2,t-1} \end{aligned} \quad (2-21)$$

式 (2-21) 即为经最优控制后、 $\tau=1$ 的 ARMAV (2, 1) 模型。对河段而言, x_1 为上游断面的水位 (流量), x_2 为下游断面的水位 (流量), 则按式 (2-21) 即可进行洪水演算。式中 C_1 、 C_2 、 C_3 为洪水演算参数, 可根据河段上、下游断面的水位过程线资料用下列线性代数方程组解得, 且当无区间入流时, $C_1+C_2+C_3=0$ 。

$$\begin{bmatrix} \sum_{t=1}^n x_{1,t}^2 & \sum_{t=1}^n x_{1,t-1} x_{1,t} & \sum_{t=1}^n x_{1,t} x_{2,t-1} \\ \sum_{t=1}^n x_{1,t-1} x_{1,t} & \sum_{t=1}^n x_{1,t-1}^2 & \sum_{t=1}^n x_{1,t-1} x_{2,t-1} \\ \sum_{t=1}^n x_{1,t} x_{2,t-1} & \sum_{t=1}^n x_{1,t-1} x_{2,t-1} & \sum_{t=1}^n x_{2,t-1}^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} C_1 \\ C_2 \\ C_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum_{t=1}^n x_{1,t} x_{2,t} \\ \sum_{t=1}^n x_{1,t-1} x_{2,t} \\ \sum_{t=1}^n x_{2,t-1} x_{2,t} \end{bmatrix} \quad (2-22)$$

据文献 [29] 按上述 ARMAV (2, 1) 模型用黄河下游 6 个河段 (花园口—夹河滩—高村—孙口—艾山—冻口—利津) 1992~1996 年洪水水位过程资料 (取 $\Delta t=4h$) 率定洪水演算参数 C_1 、 C_2 、 C_3 值后, 用 1982 年 8 月和 1997 年 8 月 (前者为花园口站 80 年代最大洪水, 后者的前期黄河下游河道出现断流) 进行检验结果, 洪峰水位误差变化于 0.25~ -0.08m 之间, 6 个河段绝对值平均误差为 0.086m, 洪峰出现时间误差为 ± 1 个时段, 这对冲淤变化大的多沙河流而言, 效果较好。

三、合成流量法

在有支流河段, 若支流来水量大, 干、支流洪水之间干扰影响不可忽略, 此时, 用相应水位法常难取得满意结果, 可采用合成流量法。

由河段的相应流量概念和洪水波运动的变形可知, 下游站的流量为

$$O_t = \sum_{i=1}^n [(1 + \alpha_i) I_{i,t-\tau_i} - \Delta O_i] \quad (2-23)$$

其中: α_i 是各干、支流的区间来水系数; τ 是各干、支流河段的流量传播时间; ΔO_i 是各传播流量的变形量; n 是干、支流河段数。

若令各 α_i 相等, ΔO_i 是 I_i 的函数, 则上式成为

$$O_t = f\left(\sum_{i=1}^n I_{i,t-\tau_i}\right) \quad (2-24)$$

其中: $\sum_{i=1}^n I_{i,t-\tau_i}$ 是同时流达下游断面的各上游站相应流量之和, 称为合成流量。以式 (2-24) 为根据建立预报方案称为合成流量法。图 2-15 是长江上游干流寸滩站、支流乌江武隆站至长江干流清溪

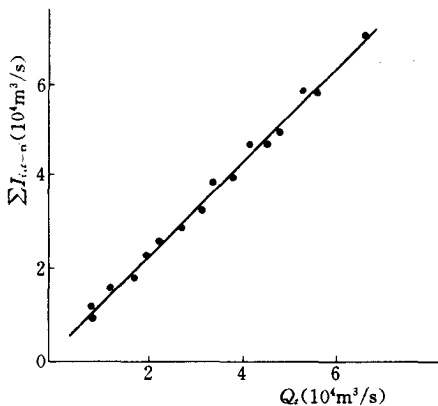


图 2-15 寸滩、武隆—清溪场合成流量法预报图

场站的有支流河段预报曲线。

合成流量法的关键是 τ_i 值的确定。由于上游来水量大小不同，干、支流涨水不同步，使干、支流洪水波相遇后相互干扰，部分水量被滞留于河槽中，直到总退水时才下泄到下游河道，因而下游站的洪水过程线常显平坦，同上游各站相应流量之和的过程线不相同，这在比降小、河槽宽的平原性河流上尤为明显。若用上、下游各站流量过程线的特征点（如峰、谷、转折点等）确定 τ_i 值就不正确。实际工作中常用两种方法求 τ_i 值。一是按上、下游站实测断面流速资料分析计算波速 c_i ，则 $\tau_i = L_i / c_i$ 。另一是试错法：假定 τ_i 值，计算 $\sum_{i=1}^n I_{i,t-\tau_i}$ 值，点绘式 (2-24) 的关系曲线，若点据较密集，所假定的 τ_i 值即为所求，否则重新假定 τ_i 值，直到满足要求为止。上述两种方法都可按流量值大小分级定 τ_i 值，表 2-3 即为一实例。

也可在合成流量相关图中加入下游同时水位作参数以反映区间来水量和 τ_i 值的影响。示例见图 2-17。图中横轴是下游站水位，此时用下游同时水位作参数也可反映下游断面水位—流量关系曲线的影响。

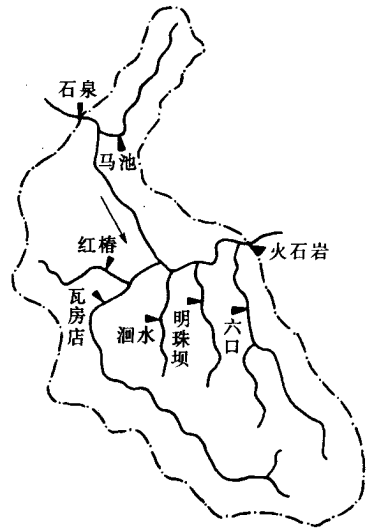


图 2-16 汉江石泉—火石岩河段水系示意图

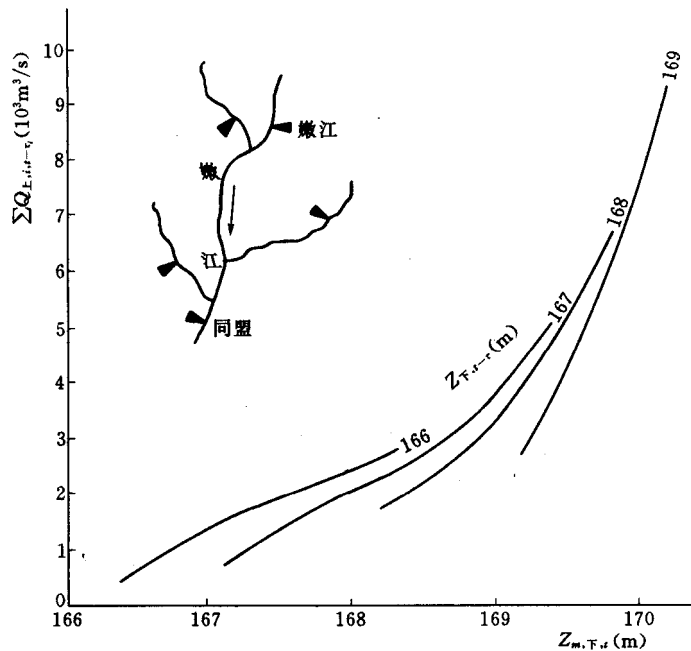


图 2-17 嫩江—同盟河段合成流量法预报曲线图

如果支流不多，实用上常采用按上游主要来水量情况分别定线，可提高预报精度。图 2-18 为韩江三河坝站按上游来水情况分三类定线。

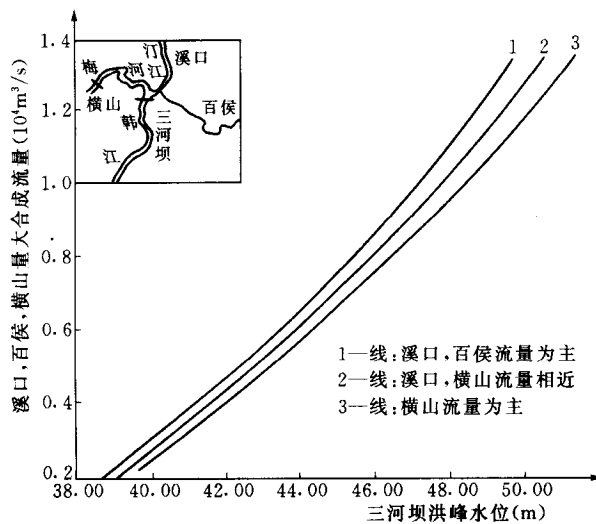


图 2-18 韩江三河坝合成流量法洪峰水位预报图

表 2-3 汉江石泉—火石岩有支流河段传播时间表

河名	站名	集水面积 (km ²)	河段长 (km)	I_i (m ³ /s)									
				100	300	500	1000	2000	3000	4000	5000	6000	8000
				τ_i (h)									
汉江	石泉	23805	179.6	—	31.4	24.0	19.2	15.5	13.9	13.1	12.8	12.7	12.7
	马池	984	178.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	瓦房店	3860	77.4	—	12.2	9.0	7.5	6.2	5.7	5.4	5.3	—	—
	红椿	936	79.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	涧水	440	67.0	16.8	10.7	8.2	6.2	4.8	3.9	—	—	—	—
	明珠坝	486	54.2	12.1	8.4	6.9	5.2	4.0	—	—	—	—	—
	六口	1749	31.8	5.3	3.5	3.0	2.3	2.1	—	—	—	—	—

合成流量法的预见期取决于 τ_i 值中的最小值。由于干流来水量往往大于支流，实际工作中多以干流的 τ 值作为预见期。如果支流的 τ_i 值小于该 τ 值，求合成流量时支流的相应流量还需预报。

第二节 回水、感潮、分洪溃口河段的水位（流量）预报

本节着重介绍河段洪水波受外因（如变动回水、潮汐、分洪溃口等）影响时的水位（流量）预报方法。

一、受变动回水顶托影响河段的水位（流量）预报

在干、支流或河、湖汇合处附近的河段，上游来水与支流或湖泊来水之间相互干扰，常发生回水顶托，影响洪水波运动变化特性。建立预报方案时，要分别分析上游来水和回水

顶托这两项因素及其作用程度。

对上游干流来水影响为主的河段，可先按第一节介绍的方法建立河段上、下游站相应水位（流量）关系，用反映回水顶托的要素作参数。如图 2-19 中以汉口站同时水位反映长江洪水对汉江下游河段回水顶托的作用。

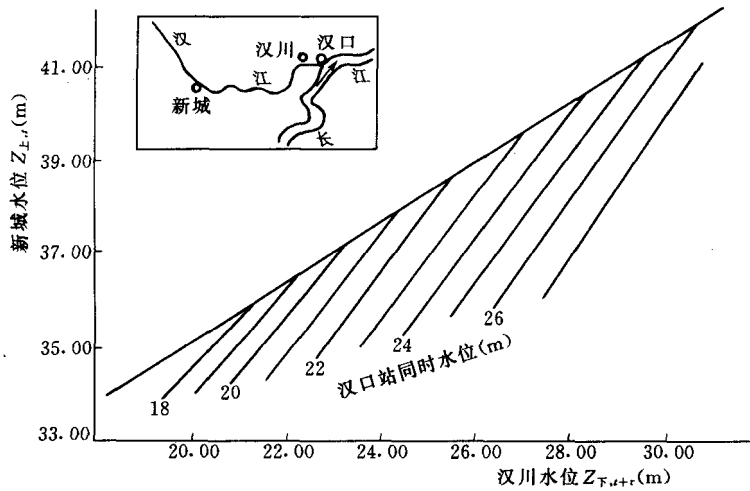


图 2-19 . 汉江下游受回水顶托影响的相应水位关系曲线

一般的有支流河段，往往当支流发生大流量洪水时才会对干流有回水顶托影响。因此，除建立干流河段上、下游站相应水位关系外，还应建立支流来水量与回水影响量之间的关系，用以改正受回水顶托后的预报值。图 2-20 中 (b) 是清江来水对长江干流宜昌站水位影响量的关系曲线。

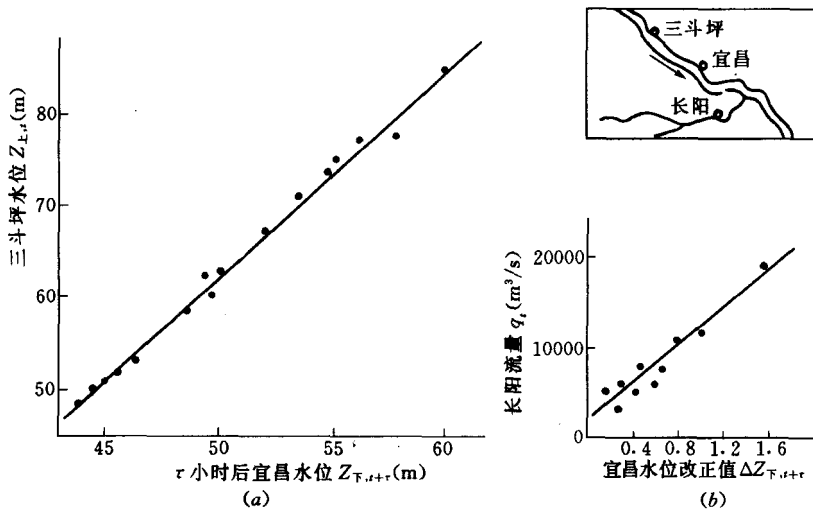


图 2-20 支流水量对干流水位顶托影响关系曲线

(a) 长江三斗坪—宜昌不受回水影响的相应水位关系；(b) 支流清江来水对宜昌水位顶托影响关系曲线