

实用水文预报方法

王光生 宁方贵 肖飞 姜涛 编著



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

实用水文预报方法

王光生 宁方贵 肖飞 姜涛 编著



中国水利水电出版社
www.waterpub.com.cn

内 容 提 要

本书主要介绍在我国水文预报实践中常用的方法,包括河道汇流和流域汇流方法、降雨径流预报模型;另外对一些近年来已发展成熟并在实践中得到广泛应用的现代水文预报技术,如水文预报模型的参数自动优化技术、水文预报系统和分布式流域水文模型等,本书也作了介绍。在重点介绍使用技巧的同时,还对一些方法进行了理论分析,对河道汇流演算的滞后演算方法为何要滞后,河道水位预报的涨落差法等,均从水力学的角度进行了原理分析。

本书主要面对从事水文预报工作的水文工作者,也可供在校的水文水资源专业本科生和研究生参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

实用水文预报方法/王光生等编著. —北京:中国水利
水电出版社, 2008

ISBN 978 - 7 - 5084 - 5764 - 2

I. 实… II. 王… III. 水文预报—方法 IV. P338

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2008) 第 108437 号

书 名	实用水文预报方法
作 者	王光生 宁方贵 肖飞 姜涛 编著
出版发行	中国水利水电出版社 (北京市三里河路 6 号 100044) 网址: www.waterpub.com.cn E-mail: sales@waterpub.com.cn 电话: (010) 63202266 (总机)、68367658 (营销中心)
经 售	北京科水图书销售中心 (零售) 电话: (010) 88383994、63202643 全国各地新华书店和相关出版物销售网点
排 版	中国水利水电出版社微机排版中心
印 刷	北京市地矿印刷厂
规 格	140mm×203mm 32 开本 5.375 印张 144 千字
版 次	2008 年 8 月第 1 版 2008 年 8 月第 1 次印刷
印 数	0001—3000 册
定 价	18.00 元

凡购买我社图书,如有缺页、倒页、脱页的,本社营销中心负责调换

版权所有·侵权必究

前 言

水文预报是水文学的一个重要组成部分，它是建立在充分掌握客观水文规律的基础上，预报未来径流变化的一门应用科学技术。我国是一个幅员辽阔、河流众多、水旱灾害频发、水资源短缺的国家，做好水文预报工作，对防洪减灾和水资源的科学合理利用意义重大，也是水文工作者自身价值的体现。

水文预报研究的是水分在流域下垫面的运动，水分在流域下垫面的运动有渗流和明渠水流两种形式，渗流指水在土壤中的运动，明渠水流包括坡面水流和河道水流，因此水文预报技术的理论基础是水力学。由于流域边界条件的复杂性，描述渗流的达西方程和描述明渠水流的圣维南方程求解困难，另外对于非饱和渗流的研究理论上还不太成熟，因此就出现水文预报的水文学方法。最早的水文学方法出现于20世纪30年代，比较有代表性的有API方法、单位线法和马斯京根法，这三种方法被我国的水文工作者称为水文预报的“老三篇”，至今仍被广泛应用。初期的水文学方法来自对洪水规律的分析 and 总结，简单、实用，没有严密的理论基础，基本上属于经验方法，也有人称其为工程师方法。几十年来，经过水文工作者的不懈努力，不断完善了这些水文学方法的理论基础，如马斯京根河道汇流演算方法已被证明是圣维南方程的简化，洪水扩散波的

有限差分解。20 世纪后期，在试验和理论研究及对实测降雨径流资料分析的基础上，出现了流域水文模型，并形成了一套系统的降雨径流理论；还出现了直接数值求解圣维南方程的水力学河道汇流演算方法。

本书主要介绍在我国水文预报实践中常用的方法，包括河道汇流和流域汇流方法、降雨径流预报模型；另外对一些近年来已发展成熟并在实践中得到广泛应用的现代水文预报技术，如水文预报模型的参数自动优化技术、水文预报系统和分布式流域水文模型等，本书也作了介绍。本书不是教科书，没有对水文预报理论作全面的论述，而是着重介绍这些方法的使用及在使用中应注意的问题。在重点介绍使用技巧的同时，还对一些方法进行了理论分析，对河道汇流演算的滞后演算方法为何要滞后，河道水位预报的涨落差法等，均从水力学的角度进行了原理分析。对于美国的萨克拉门托流域水文模型，国内一些文献的介绍在细节上有所不同，本书介绍的算法依据美国天气局的原版程序编写。

本书主要面对从事水文预报工作的水文工作者，也可供在校的水文水资源专业本科生和研究生参考。

本书的编写得到丛树铮教授等老一辈专家的支持、帮助和指教，在此深表感谢。

由于时间仓促及作者学识有限，本书难免存在不足之处，欢迎予以批评指正。

作者

2008 年 8 月

目 录



前言

第一章 常用汇流计算方法	1
第一节 单位线法	1
第二节 马斯京根法	11
第三节 滞后演算法	20
第四节 Nash 瞬时单位线	31
第五节 线性扩散波法	36
第六节 涨落差法	39
第七节 动力波模型	46
参考文献	55
第二章 常用流域水文预报方法	57
第一节 降雨径流经验相关图	57
第二节 新安江模型	66
第三节 新安江模型的改进	78
第四节 萨可拉门托模型.....	86
第五节 江河洪水预报流域水量法	98
参考文献.....	101
第三章 现代水文预报技术	103
第一节 分布式流域水文模型简介	103
第二节 河川径流的中长期预测	116
第三节 神经网络理论在水文预报中的应用	132
第四节 水文模型参数自动优化	148
第五节 水文预报系统概述	153
参考文献.....	165

第一章

常用汇流计算方法

天然河道的洪水波运动属明渠非恒定流，描述其运动的物理方程是圣维南（Saint Venant）方程。河道汇流演算，利用上游断面的流量（水位）过程演算出下游断面的流量（水位）过程，有水文学方法和水力学方法两类。水文学方法均是圣维南方程的简化。河道洪水扩散波的数值解，目前常用的方法是对线性河道洪水扩散波求解，其输入输出关系均为线性系统，尽管形式和细节不同，本质却相通。水力学方法则是直接求解圣维南方程的数值解，完整的圣维南方程为河道洪水动力波，因此水力学方法又被称为动力波模型。

流域汇流演算将地表径流、壤中流和地下径流演算至流域出口断面。地表径流的汇流属坡面非恒定流，描述其运动的物理方程是圣维南方程的另一种简化洪水运动波；壤中流和地下径流的汇流属渗流，描述其运动的物理方程是达西（Darcy）公式。与河道汇流相同，绝大多数流域汇流演算方法也是线性的，其输入输出关系也为线性系统，尽管形式和细节不同，其本质是相通的。

现实中的河道汇流和流域汇流不是线性的，尤其是河道汇流和流域地表径流汇流有时非线性相当突出。线性的水文学汇流计算方法只是一种对真实汇流的近似模拟，非线性的水文学汇流演算方法由于求解不便，实际预报中少有应用。

第一节 单位线法

经验单位线法（Unit Hydrography，简称 UH）源自美国，于 1932 年由舍尔曼（L. K. Sherman）提出，因此又被称为



舍尔曼单位线^[1]。最初的单位线法只是用于流域汇流计算，后来扩展到河道汇流演算。单位线法是一种堪称经典的流域汇流计算和河道汇流演算方法，至今仍在各国的水文预报中得到广泛应用。

一、方法概述

单位线的定义是：流域上分布均匀的 1 个单位净雨量直接径流产流量所形成的直接径流过程线。1 个单位的净雨量通常以 1 个时段内 10mm 计。

由于实际发生的净雨，通常不在 1 个时段之内，也不是 1 个单位。因此单位线法有如下假定：

(1) 1 个时段内 n 个单位净雨量形成的径流过程：历时与单位线相同，流量为单位线的 n 倍。

(2) m 个时段的净雨形成的流量过程：各时段净雨形成的流量过程之间互不干扰，并相加得到总的流量过程。详见图 1-1。

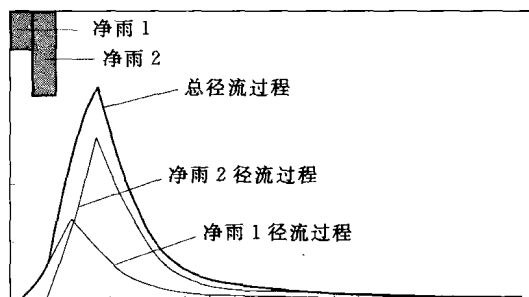


图 1-1 单位线原理示意图

由以上假定，净雨、流域出口断面的直接径流与单位线有如下关系：

$$Q_t = \sum_{i=1}^m r_i q_{t-i+1} \quad (1-1)$$

式中 Q_t —— t 时刻流域出口断面的直接径流流量， m^3/s ；



m ——净雨时段数；

r_i ——第 i 个时段净雨量，mm；

q_{t-i+1} ——单位线纵坐标， m^3/s 。

单位线法假定流域降雨均匀，不考虑降雨的空间分布不均。假定净雨与其形成的直接径流过程之间关系符合叠加、倍比的关系，认为流域直接径流的汇流是一个时不变线性系统，也就是工程数学中卷积的概念，即

$$Q(t) = \int_0^t q(\tau) r(t-\tau) d\tau$$

在这里单位线被称为核函数。

控制单位线形状的主要指标有 3 个（通常称其为单位线三要素）：单位线洪峰流量 q_p ，单位线洪峰滞时 T_p ，单位线总历时 T_0 ，见图 1-2。

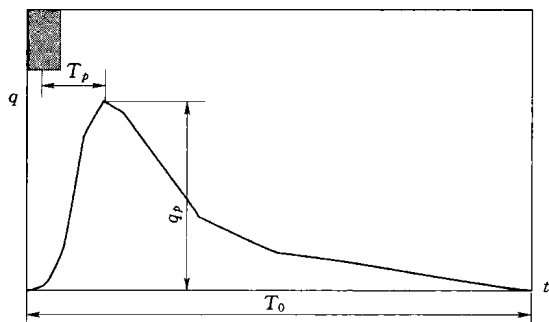


图 1-2 单位线三要素示意图

单位线法的初衷是用于流域汇流计算，后来逐渐应用于河道汇流演算。用于河道汇流演算输入为 1 个矩形入流，矩形的高度（流量）为 1，矩形的底宽（时间）为 1 个时段长。

二、单位线的推求

推求单位线使用次洪时段净雨及流域出口断面的直接径流过程。单位线的推求方法主要有分析法、试错法、最小二乘法。



1. 分析法

分析法又被称为直接法，由式 (1-1) 可知：

$$\begin{aligned} Q_1 &= r_1 q_1 \\ Q_2 &= r_1 q_2 + r_2 q_1 \end{aligned}$$

由此可得

$$\begin{aligned} q_1 &= \frac{Q_1}{r_1} \\ q_2 &= \frac{Q_2 - r_2 q_1}{r_1} \end{aligned}$$

如此递推下去，得

$$q_t = \frac{Q_t - \sum_{i=2}^m r_i q_{t-i+1}}{r_1} \quad (1-2)$$

式 (1-2) 就是分析法的公式。在资料没有误差，流域汇流为时不变线性系统的理想状态下，分析法能够得到正确的唯一解。但实际上，资料不可能没有误差，流域汇流常为非线性系统。当净雨时段数 $m > 1$ 时，方程的个数多于未知数的个数，因此分析法的解不唯一。由于误差积累有时其解很不合理，求出的单位线呈锯齿状，甚至出现负值，需要对其作平滑修正。

2. 试错法

试错法的原理是：先假定单位线，根据假定的单位线推算流量过程，根据流量计算的误差修改假定的单位线，再推算流量过程，这样迭代下去直至误差达到允许范围。

科林 (W. T. Collins) 曾提出过一个迭代方法：假定一条单位线，计算除最大时段净雨外所有其他时段净雨的流量过程，从总的流量过程中减去这部分流量，得出最大净雨量形成的流量过程，进而得到最大时段净雨的单位线，将这个单位线与假定单位线平均得到第二条假定单位线。重复上面的过程，这样迭代下去直至误差达到允许范围。

试错法特别适用于有一个时段净雨量特大的情况，这种情况计算收敛的较快。试错法得出的单位线是唯一的，但是不一定是

最优的。

3. 最小二乘法

最小二乘法又被称为矩阵法。前面在介绍分析法时曾说过，当净雨时段数大于1时分析法的解不唯一。最小二乘法根据误差平方和最小的原则寻求矛盾线性方程组的最优解，解决单位线解不唯一的问题。根据单位线定义有如下线性方程组

$$\begin{bmatrix} r_1 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ r_2 & r_1 & 0 & \cdots & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ r_3 & r_2 & r_1 & \cdots & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots \\ r_m & r_{m-1} & r_{m-2} & \cdots & r_1 & 0 & \cdots & 0 & 0 \\ 0 & r_m & r_{m-1} & \cdots & r_2 & r_1 & \cdots & 0 & 0 \\ \vdots & & & & \vdots & & & & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & \cdots & r_m & r_{m-1} \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & \cdots & 0 & r_m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} q_1 \\ q_2 \\ q_3 \\ \vdots \\ q_{n-m+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ Q_3 \\ \vdots \\ Q_{n-1} \\ Q_n \end{bmatrix} \quad (1-3)$$

式中 n ——流域出口断面流量过程的时段数。

系数矩阵有 n 行， $n-m+1$ 列。方程组 (1-3) 有 n 个方程，需要求解的未知数有 $n-m+1$ 个，为矛盾线性方程组。

用 $[r]$ 表示系数矩阵 (净雨量)，用 $[q]$ 表示未知数向量 (单位线)，用 $[Q]$ 表示流量过程向量，则有

$$[r][q] = [Q]$$

根据线性代数理论求解方程组式 (1-3)，则其解为

$$[q] = [[r]^T[r]]^{-1}[r]^T[Q] \quad (1-4)$$

式中 $[r]^T$ —— $[r]$ 的转置。

最小二乘法推求单位线，可得到误差最小的唯一解。但是与分析法相同，仍可能出现单位线呈锯齿跳动，或出现负值的不合理现象，所以有时对求出的单位线仍需修正。

表 1-1 是分析法和最小二乘法推求出的单位线的例子，表中的单位线还未经过平滑修正。



表 1-1 分析法、最小二乘法推求的单位线

时 段	净雨量 (mm)	流 量 (m^3/s)	分析法 (m^3/s)	最小二乘法 (m^3/s)
1	24.5	0	0	0
2	20.3	186	75.9	75.9
3		667	209.3	209.3
4		1935	616.3	616.4
5		2450	489.3	489.3
6		1900	370	370.1
7		1280	215.8	215.7
8		850	168.1	168.2
9		560	89.3	89.1
10		400	89.3	89.4
11		277	39.1	38.9
12		202	50	50.3
13		142	16.5	16.2
14		80	19	19.3
15		40	0.6	0.2
16		0		

三、时段转换

在单位线的应用中,有时需要对其时段长进行转换。时段转换分两种情况:①时段长由小转大,如 1h 转为 2h;②时段长由大转小,如由 2h 转为 1h。

时段长由小转大,以 1h 转为 2h 为例说明。计算 2 个 1h 10mm 净雨形成的流量过程,得到 2h 20mm 净雨形成的流量过程,见图 1-3。再将这个流量过程线的每个流量值除以 2,即得到时段长为 2h 的单位线。表 1-2 是颍河白沙水库 1h 单位线转换为 2h 单位线的例子。

表 1-2 颍河白沙水库 1h 单位线转换为 2h 单位线 单位: m^3/s

时 段	1h 单位线	1h 10mm 净雨流量	1h 10mm 净雨流量	2h 20mm 净雨流量	2h 单位线
0	0	0		0	0
1	171	171	0	171	
2	431	431	171	602	301
3	697	697	431	1128	
4	545	545	697	1242	621
5	286	286	545	831	
6	158	158	286	444	222
7	102	102	158	260	
8	71	71	102	173	86.5
9	54	54	71	125	
10	43	43	54	97	48.5
11	34	34	43	77	
12	28	28	34	62	31
13	24	24	28	52	
14	19	19	24	43	21.5
15	16	16	19	35	
16	14	14	16	30	15
17	12	12	14	26	
18	10	10	12	22	11
19	8	8	10	18	
20	6	6	8	14	7
21	4	4	6	10	
22	2	2	4	6	3
23	1	1	2	3	
24	0	0	1	1	0.5
25			0	0	
26					0

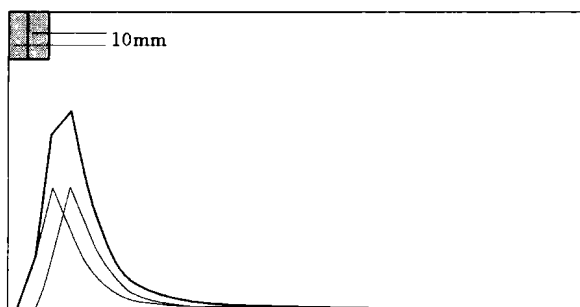


图 1-3 时段长由 1h 转换为 2h 示意图

时段长由大转小，以 2h 转为 1h 为例。2h 10mm 的净雨，相当于 2 个时段长为 1h 的 5mm 的净雨。因此 2h 的单位线可被看作 2 个时段长为 1h 的 5mm 净雨量形成的径流过程（见图 1-4），可采用前面介绍的推求单位线的方法，如分析法，求出 1h 的单位线。表 1-3 是甘河官寨 2h 单位线转换为 1h 单位线的例子，采用分析法推求。

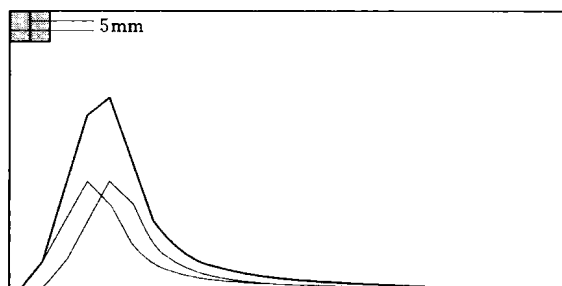


图 1-4 时段长由 2h 转换为 1h 示意图

表 1-3 甘河官寨 2h 单位线转换为 1h 单位线 单位: m^3/s

时 段	2h 单位线	插补后的 2h 单位线	净 雨	1h 单位线
1	0	0	5	0
2		72.5	5	145
3	145	145		145



续表

时 段	2h 单位线	插补后的 2h 单位线	净 雨	1h 单位线
4		222.5		300
5	300	300		300
6		400		500
7	500	500		500
8		373.5		247
9	247	247		247
10		191		135
11	135	135		135
12		105		75
13	75	75		75
14		58		41
15	41	41		41
16		33		25
17	25	25		25
18		22.5		20
19	20	20		20
20		18		16
21	16	16		16
22		14.5		13
23	13	13		13
24		12		11
25	11	11		11
26		10		9
27	9	9		9
28		7		5
29	5	5		5



续表

时 段	2h 单位线	插补后的 2h 单位线	净 雨	1h 单位线
30		4.5		4
31	4	4		4
32		3.5		3
33	3	3		3
34		2.5		2
35	2	2		2
36		1.5		1
37	1	1		1
38		0.5		0
39	0	0		

四、结论

从系统理论的角度来看单位线是一个线性系统权函数的概念,从水力学的角度来看单位线是一个线性扩散波,在本章第五节你会看到线性扩散波的解析解就是一条单位线。

一般情况下,单位线法假定的降雨在流域均匀分布,流域汇流为线性系统与实际不符。因此对于有些流域,一条单位线难以满足预报精度的要求,一个预报方案常配有多条单位线。

不同的降雨分布导致流域汇流的路径不同,形成的流量过程也不同。对于暴雨分布严重不均的流域,在制作单位线时需将历史资料按暴雨中心的位置进行分类,分别制作单位线。应用时根据实时暴雨中心的位置选择使用。

不同的净雨深导致汇流速度不同,形成的流量过程也不同。对于由于洪水量级不同导致汇流非线性严重的流域,常将历史资料按洪水量级分类,分别制作单位线。特别是降雨径流相关图的方案,由于没有进行水源划分,不同净雨深形成的流量过程径流成分的构成(地表、壤中、快速地下径流)不同,流域汇流的非



线性问题较为突出。

单位线法的初衷是用于小流域，但是经过多年的应用实践证明，大流域的汇流更接近线性，更适合于单位线的应用。最初的单位线只用于流域汇流，也就是由净雨量到流量的汇流计算；后来逐渐用于河道汇流演算，由上游断面流量计算下游断面流量。

经历了几十年应用实践的检验，证明单位线法是一种简单实用的方法，至今仍是应用最为广泛的一种流域汇流计算方法。

第二节 马斯京根法

一、方法概述

马斯京根法 (Muskingum) 又被译为马斯京干法，于 1938 年由美国人麦克瑟 (G. T. McCarthy) 提出，因最早应用在美国的马斯京根河而得名，是一种经典的河道汇流计算方法。R. K. Linsley 曾在《工程水文学》^[1] 一书中对此方法作过如下介绍：

洪水波经过河段时，水面以下的河道蓄水量分为两部分：平行于河底的直线下面的槽蓄量称为柱蓄，在此直线与水面线之间的槽蓄量称为楔蓄。在波前阶段，楔蓄量为正值；在波后阶段，楔蓄量为负值。详见图 1-5。

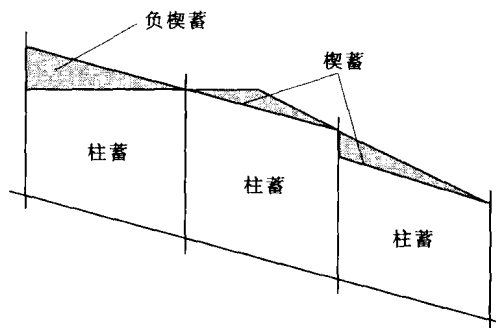


图 1-5 河槽水面线与槽蓄量