

①

第4卷第3期  
1992年9月湖泊科学  
JOURNAL OF LAKE SCIENCESVol. 4, No. 3  
Sept., 1992

44-53

## 特征差分法在水位推流上的应用

王洪祥 TV133.2

(江苏省水文总站, 南京 210029)

**提要** 本文阐述了在符合明渠非恒定流一维定床条件的水文测站,应用变化的特征差分格式,将两断面实测水位过程线推算为流量过程线的原理、方法和应用实例,对理论推算的流量过程和实测流量过程进行了比较分析。从泗洪站和运河站的成果看出,推流和实测过程线基本吻合,精度较高。因此可以明显看出,应用本法推流,不但安全可靠,具有节约人力、物力等经济效益,还可提高测验精度、防止高洪期流量的错测、漏测,保证洪水资料的连续和完整。在湖泊水量平衡计算中,同样可以借助两组水尺获得的水位资料进行推流,无需设置专用流量站。

**关键词** 明渠非恒定流 特征差分格式 推流

洪水演进、船闸泄水、溃坝水流、河口海湾水流、灌排水流、湖泊出入口水流、水质污染源扩散以及滑坡引起的涌浪等等都属于明渠非恒定流现象。研究明渠非恒定流的方法有数学模型、物理模型、数值模拟等等。其中圣维南方程就是描述明渠非恒定流的一维定床水力学模型。<sup>①</sup>

汛期水文测验中最大量、最困难、测验设施最复杂的工作就是流量测验。特别是遇到大洪水,不但测验设备易遭破坏、精度没有保证,且有一定的危险性。与此相比,水位观测要容易得多。随着水位过程自记记录的普及和水位自动化遥测的实现,水位资料就更容易获得,精度也较高。只要自记台设计合理,大洪水、特大洪水的水位资料也不难搜集到,而且安全可靠,较之测流缆道、测船、测车等测流设施,水位观测设施简单、省钱、容易维修。

在湖泊和水网区的水量平衡计算中,必须计算环湖和水网区周界各口门的进出水量。在众多的进出水口门中,有水文测站的为数不多,而大部分口门没有流量站。若为此设置专用的流量站,势必花费大量的人力、物力、财力。如果应用特征差分法,则只需在进出口处的河段内设置二组水尺,便可利用两个断面的水位过程,计算出相应时间的流量过程。既简便易行,又可避免流速仪测流所难免的许多影响因素,提高精度。江苏自然湖泊如太湖、阳澄、淀柳等地区的水量平衡计算及水质污染扩散监测等工作应用此法,就可收到省工、省钱、精度高等效果。

能否通过水位过程,运用数学、物理方法推算出相应的流量过程,水利科学工作者运用明渠非恒定流理论,提出了多种解决方法。近年来,江苏省在部分水文测站进行了初步试验,用变化的特征差分格式,将两断面实测水位过程演算为相应的流量过程,获得了较为满意的成果。

① 徐正凡,《河道水力学讲义》,1987。

## 一、用特征差分法求解圣维南方程组

因为所采用的模型为一维定床水力学模型,故必须选择河床相对稳定,测验河段较顺直,无区间入流或区间入流很小,可以忽略不计,有实测比降资料的水文测站作为试验站。

符合上述条件的明渠非恒定流的圣维南方程组为:

$$\begin{cases} B \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 & (1) \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + 2U \frac{\partial Q}{\partial x} + (gA - BU^2) \frac{\partial H}{\partial x} \\ = U^2 \frac{\partial A}{\partial x} \Big|_{H=\text{const}} - gP \frac{U^2}{C^2} & (2) \end{cases}$$

式中, $Q$ 、 $H$ 、 $B$ 、 $A$ 、 $U$ 、 $P$ 、 $C$ 、 $g$  分别为  $t$  时刻通过断面  $X$  的流量、水位、过水断面的水面宽、过水断面面积、平均流速、湿周、谢才系数和重力加速度。

将上述一阶拟线性双曲型偏微分方程组化为沿两个特征方向的特征方程组:

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = W_+ & (\text{顺特征线方程}) & (3) \end{cases}$$

$$\begin{cases} \frac{dQ}{dt} = \beta - \frac{dH}{dt} \frac{\alpha}{W_+} & (\text{顺特征方程}) & (4) \end{cases}$$

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = W_- & (\text{逆特征线方程}) & (5) \end{cases}$$

$$\begin{cases} \frac{dQ}{dt} = \beta - \frac{dH}{dt} \frac{\alpha}{W_-} & (\text{逆特征方程}) & (6) \end{cases}$$

式中:

$$\begin{cases} \alpha = gA - BU^2 & (7) \end{cases}$$

$$\begin{cases} \beta = U^2 \frac{\partial A}{\partial x} \Big|_{H=\text{const}} - gP \frac{U^2}{C^2} & (8) \end{cases}$$

$$\begin{cases} \frac{dx}{dt} = W_{\pm} = U \pm \sqrt{g \frac{A}{B}} & (9) \end{cases}$$

图 1 中,0—0',1—1 为上、下游两个比降断面。在  $x-t$  平面上采用固定断面  $(x_0)$ 、 $(x_1)$  和时间步长  $\Delta t$ 。在  $t_{j+1}$  时刻经过  $(x_0, t_{j+1})$ 、 $(x_1, t_{j+1})$  两点的四条特征线:  $r_+$ 、 $r_-$  和两条虚线,只有  $r_+$ 、 $r_-$  两条特征线通过河段。

设上、下两断面水位过程为已知,  $t_j$  时刻两断面的流量已求出,则  $t_{j+1}$  时刻两断面的流量可由过  $(x_0, t_{j+1})$ 、 $(x_1, t_{j+1})$  两点的  $r_+$ 、 $r_-$  顺、逆两特征方程求得。

$r_+$ 、 $r_-$  两条特征线有三种不同的组合方式:

### 1. 显式组合

如图 2,  $r_+$ 、 $r_-$  两特征线在  $t_j$  时刻分别经过河段内的  $L_1$  和  $R_1$  点,该两点处的  $Q$ 、 $H$  等水情要素均可通过  $(0, j)$ 、 $(1, j)$  插值求得。然后通过  $R_1$  和  $(0, j+1)$  两点建立的逆特征差分方程,求出  $(0, j+1)$  点的唯一未知水情——流量  $Q$ ,而与  $(1, j+1)$  点无关。同样可通过顺特征方程求解  $(1, j+1)$  点的未知水情  $Q$ ,而与  $(0, j+1)$  点无关。这样,  $t_{j+1}$  时刻两断面的未知水

情  $Q$  均可独立求解。

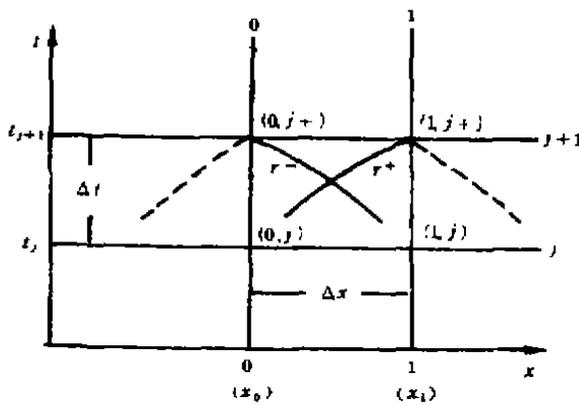


图 1 通过  $\Delta x$  河段的二条特征线

Fig. 1 Two characteristic graphs passing through river section  $\Delta x$

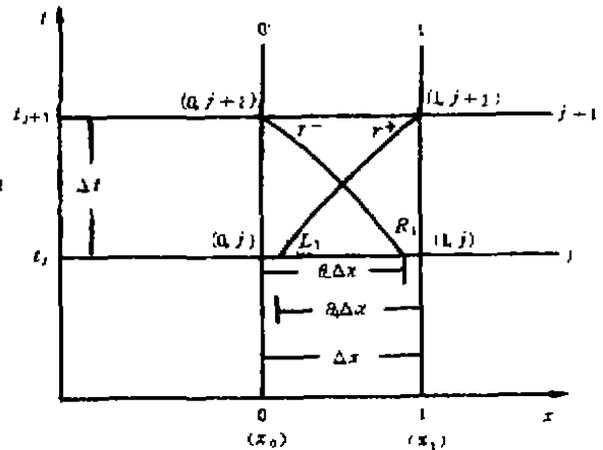


图 2 显式组合

Fig. 2 Explicit combination

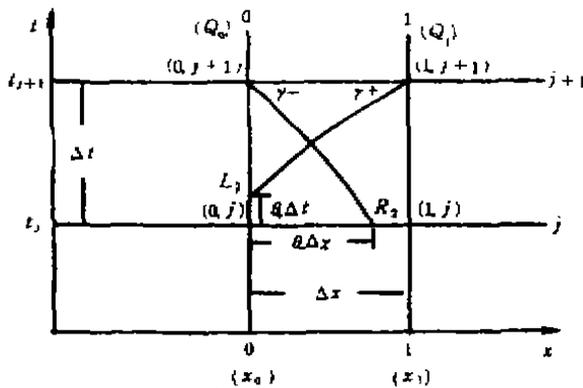


图 3 半隐式组合

Fig. 3 Semi-implicit combination

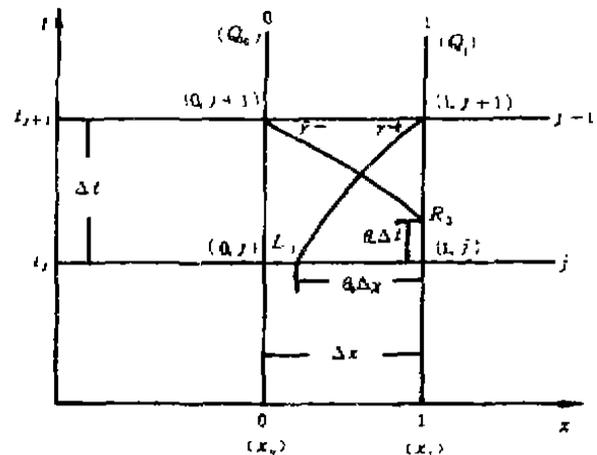


图 4 半隐式组合

Fig. 4 Semi-recessive combination

## 2. 半隐式组合

如图 3、图 4 两种组合都是半隐式组合。图 3 中  $r_+$ 、 $r_-$  两条特征线分别通过  $L_2$ 、 $R_2$  点。在  $L_2$ 、 $(1, j+1)$  两点间建立起来的顺特征方程中， $L_2$  和  $(1, j+1)$  两点均为未知量。 $L_2$  的量可由  $(0, j)$  和  $(0, j+1)$  的有关量，通过时间内插求得，但  $(0, j+1)$  位于未知时层，因此， $(1, j+1)$  点的未知量必须通过联解  $(0, j+1)$  和  $(1, j+1)$  两点未知水情才能求得。而  $R_2$  点位于已知时层， $(0, j+1)$  点水情可以独立求解。在这种组合中，既有独立求解，又有联立求解。故称为半隐式组合。

图4中 $\gamma_+$ 、 $\gamma_-$ 分别通过 $L_i$ 和 $R_i$ 点,同样为半隐式组合,但此种组合在实际中很少遇到。

### 3. 隐式组合

如图5中, $r_+$ 、 $r_-$ 所经过的 $L_i$ 、 $R_i$ 两点都不位于已知时层。两点上各水文要素均需通过已知时层和未知时层的相关量按时间插值求得。然后通过在 $L_i$ 点和 $(1, j+1)$ 点之间建立的顺特征差分方程求得 $(1, j+1)$ 点的未知水情 $Q$ 。同理, $(0, j+1)$ 点的未知水情可通过 $R_i$ 、 $(0, j+1)$ 两点间的逆特征方程解出。因此, $(0, j+1)$ 和 $(1, j+1)$ 两点的未知水情都需要通过联解才能求得。此种组合即为隐式组合。

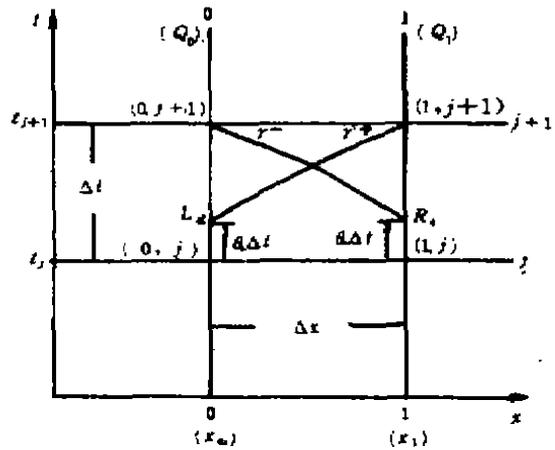


图5 隐式组合

Fig. 5 Implicit combination

从图5中可以看出,在河段内,特征线 $r_+$ 、 $r_-$ 的组合形式与固定时段 $\Delta t$ 有关, $\Delta t$ 缩小,隐式组合可能变为半隐式组合或显式组合, $\Delta t$ 增大,则显式组合或半隐式组合可能变为隐式组合。

## 二、特征差分方程组的建立和求解方法

以 $\xi_0(K)$  ( $K=0,1$ )表示已知时层 $K$ 断面的已知量,以 $\xi(K)$ 表示未知时层 $K$ 断面的未知量,以 $\xi_s$ 表示空间插值量,以 $\xi_t$ 表示时间插值量。

设未知时层两断面流量的求解方程为:

$$\begin{bmatrix} d_{00} & d_{01} \\ d_{10} & d_{11} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Q_{(0)} \\ Q_{(1)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_{02} \\ d_{12} \end{bmatrix} \quad (10)$$

显式组合的求解方法如下:

如图6、图7,令 $\bar{\xi}$ 为沿特征线的均值,则顺特征线有:

$$\bar{\xi} = \frac{1}{2} [\xi(K) + \xi_s] \quad (11)$$

逆特征线有

$$\bar{\xi} = \frac{1}{2} [\xi(1-K) + \xi_s] \quad (12)$$

对 $\bar{\xi} = \frac{1}{2} [\xi(K) + \xi_s]$ 进行线性内插

$$\begin{aligned} \xi_s &= \theta_+ \xi_0(1-K) + (1-\theta_+) \xi_0(K) \\ &= \xi_0(K) + \theta_+ [\xi_0(1-K) - \xi_0(K)] \end{aligned} \quad (13)$$

将(13)式代入(11)式得:

$$\bar{\xi} = \frac{1}{2} [\xi(K) + \xi_0(K)] + \frac{\theta_+}{2} [\xi_0(1-K) - \xi_0(K)] \quad (14)$$

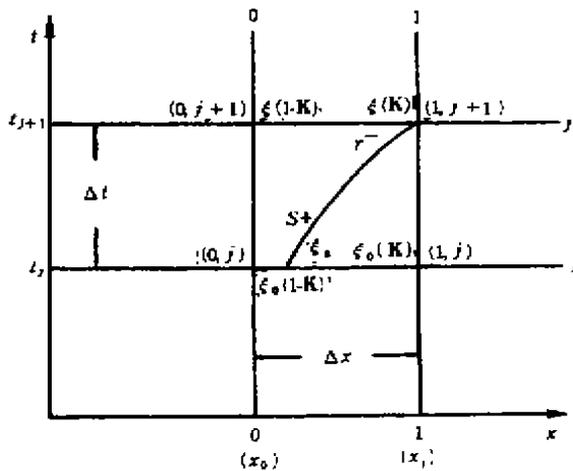


图 6 显式组合的求解

Fig. 6 Solution of explicit combination

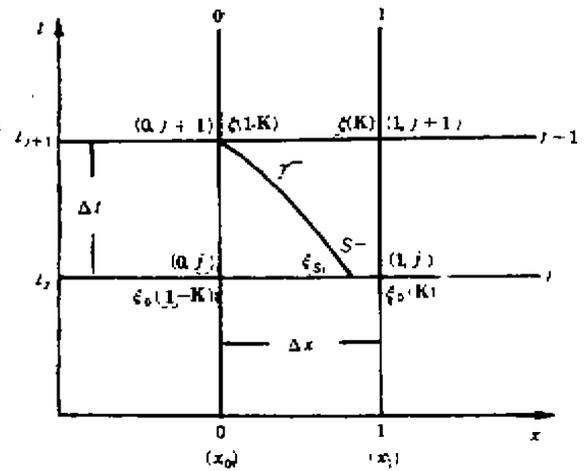


图 7 显式组合的求解

Fig. 7 Solution of explicit combination

对  $\bar{\xi} = \frac{1}{2} [\xi(1-K) + \xi_s]$  进行线性内插:

$$\begin{aligned} \bar{\xi}_s &= \theta_- \xi_0(1-K) + (1-\theta_-)\xi_0(K) \\ &= \xi_0(K) + \theta_- [\xi_0(1-K) - \xi_0(K)] \end{aligned} \quad (15)$$

将(15)式代入(12)式得

$$\bar{\xi} = \frac{1}{2} [\xi(K) + \xi_0(K)] + \frac{\theta_-}{2} [\xi_0(1-K) - \xi_0(K)] \quad (16)$$

特征线上的平均波速即绝对波速可表达为

$\bar{W} = \frac{\theta_{\pm} \Delta x}{\Delta t}$  ( $\theta$  下标正、负代表顺、逆特征线, 因逆特征线上波速为负, 故令:

$$\Delta x' = (-1)^{K+1} \Delta x \quad (K=0,1) \quad \text{则 } \bar{W} = \frac{\theta_{\pm} \Delta x'}{\Delta t} \quad (17)$$

(17)式适用于顺逆特征线。

将(17)式分别代入(14)、(16)式, 并将(14)、(16)式中的  $\xi$  换成  $W$  可得:

$$\bar{W} = \frac{\Delta x' [W(K) + W_0(K)]}{2\Delta x' + \Delta t [W_0(K) - W_0(1-K)]} \quad (18)$$

有了上述绝对波速与固定断面波速之间的关系, 就可以进行迭代计算。用前次迭代结果代入(18)式右端, 求出  $\bar{W}$ , 进一步求出  $\theta_{\pm}$ , 并根据  $\theta_{\pm}$  判别特征线的组合形式:

$\theta_{\pm} \leq 1$  时为显式组合;

$\theta_{\pm} > 1$  时为隐式组合;

$\theta_- \leq 1$  及  $\theta_+ > 1$ ,  $\theta_- < 1$  或  $\theta_- > 1$ ,  $\theta_+ < 1$  为半隐式组合。

迭代计算步骤如下:

(1)  $W(K)^{(0)} \approx W_0(K) = \frac{Q_0(K)}{A_0(K)} \pm \sqrt{g \frac{A_0(K)}{B_0(K)}}$  → 代入(18)式求出  $\bar{W}^{(1)}$  → 代入(17)式求

出  $\theta^{(1)}$ , 并判别组合形式。

(2) 通过(16)式及(14)式求出各个均值:  $\bar{\alpha}^{(1)}$ 、 $\bar{\beta}^{(1)}$ 、 $\bar{H}_0^{(1)}$ 、 $\bar{Q}_0^{(1)}$ 。

$$\text{如, } \bar{\alpha}^{(1)} = \frac{1}{2} [\alpha^{(0)}(K) + \alpha_0(K)] + \frac{\theta^{(1)}}{2} [\bar{\alpha}_0(1-K) - \bar{\alpha}_0(K)]$$

式中,  $\alpha^{(0)}K \approx \alpha_0(K)$

$$\text{其中, } \alpha_0 = gA_0 - B_0 \left( \frac{Q_0}{A_0} \right)^2$$

$$\bar{\beta}^{(1)} = \frac{1}{2} [\beta^{(0)}(K) + \beta_0(K)] + \frac{\theta^{(1)}}{2} [\beta_0(1-K) - \beta_0(K)]$$

$$\text{其中, } \beta_0 = \left( \frac{Q_0}{A_0} \right)^2 \frac{\partial A}{\partial x} \Big|_H - gP \frac{\pi^2}{R^3}$$

$$\bar{H}_0 = \frac{A_0(1) - A_0(0)}{\Delta x} = \frac{H_0(1) + H_0(0)}{2}$$

$$(3) Q_{0-}^{(1)} = Q_{-}^{(1)} + \bar{\beta}^{(1)} \Delta t - \left[ \frac{\bar{\alpha}_-}{W_-} \right]^{(1)} [H(1) - H_{-}^{(1)}]$$

$$Q_{0+}^{(1)} = Q_{+}^{(1)} + \bar{\beta}^{(1)} \Delta t - \left[ \frac{\bar{\alpha}_+}{W_+} \right]^{(1)} [H(1) - H_{+}^{(1)}]$$

(4) 第二次迭代: 有了  $Q_{0-}^{(1)}$ 、 $Q_{0+}^{(1)}$  就可计算  $W^{(1)}(K) = \frac{Q^{(1)}(K)}{A(K)} \pm \sqrt{g \frac{A(K)}{B(K)}}$ , 代入(18)式求出  $\bar{W}^{(2)}$ , 再由(17)式求出  $\theta^{(2)}$ 。

(5) 计算(16)式中的  $\alpha^{(1)}(K) = gA(K) - \beta(K) \left[ \frac{Q^{(1)}(K)}{A(K)} \right]^2$  用(15)式求出  $\bar{\alpha}^{(2)}$ , 同法求  $\bar{\beta}^{(2)}$ , 并且由  $\theta^{(2)}$  求出  $H^{(2)}$ 、 $Q^{(2)}$ 。

(6) 再通过特征方程求  $Q^{(2)}(K)$ 。

(7) 第三次迭代, 直到  $\frac{|Q^{(k+1)}(K) - Q^{(k)}(K)|}{\frac{Q^{(k+1)}(K) + Q^{(k)}(K)}{2}} \leq 0.05$  为止。

将  $Q$ 、 $H$  代入(19)式, 与(10)式即(8)、(9)式比照可得:

$$\begin{cases} d_{k,k} = 1 \\ d_{k,1-k} = 0 \\ d_{k,2} = \bar{\beta}_+ \Delta t - \frac{\bar{\alpha}_-}{W_-} [H(K) - H_{-}] + Q_{+} \\ K = 0, 1 \end{cases}$$

隐式组合、半隐式组合的求解方法和计算步骤不另详述。

上述迭代计算过程比较繁琐, 但借助计算机进行就很便捷了。

### 三、应用实例

#### 1. 淮阴市泗洪水文站

泗洪水文站新滩河测流断面位于人工开挖的新滩河上, 测验河段较顺直, 河床相对稳

定,区间入流可忽略不计。上游 1.5km 处的汪庄设有临时比降断面。河道断面规则,计算过水面积时,可概化为不对称梯形断面,也可以测深垂线高程为节点来计算过水面积,两种方法只要将计算机程序稍加修改即可。上述情况适宜应用明渠非恒定流一维定床水力学模型进行两断面水位推流。

本次计算采用了 1984 年 7 月 10 日—14 日一场洪水实测资料。在上、下断面水位过程线上摘取 34 次同步水位资料,将断面形状要素及河道糙率、河段长度、时间步长、同步水位、相应时间等输入 PC—1500 机便可算出相应的两断面流量过程。

表 1 为泗洪站两断面水位推流计算表<sup>①</sup>,从图 1 表 1 可以看出推算的流量过程和实测流量过程二者基本吻合;峰现时间完全一致,过程线几乎重合。推算的峰量比实测的峰量更为合理。与两断面水位过程线对照也是合理的。不足的是缺少起涨段的两断面水位资料,故流量过程线不够完整。

由于河段糙率随水位而变,因此计算中采用了  $n=0.33H^{-1.0}$  的糙率计算公式。<sup>②</sup>值得注意的是,由于同样的过水面积,低水时的过水能力较小,高水时的过水能力较大。因而在断面概化时高水位部分割出的面积应略小于低水部分割进的面积。另外,还要考虑到主流一侧和非主流部分过水能力的差异。在摘录两断面同步水位资料时,要求比较准确,否则,由于水位差的作用,容易引起过程线的较大振荡,造成较大误差。糙率对流量是十分敏感的因素,因此在没有糙率资料的测站(大部分测站没有糙率分析资料),选用糙率或配置糙率公式(曲线)时,应尽量符合实际情况。

## 2. 徐州市运河水文站

运河水文站位于苏北大运河邳县境内,铁路桥上游。1990 年该站在其测流断面上游 2010m 处设置临时水尺作为该试验的上比降水尺。根据 8 月 3 日—11 日两断面同步实测水位资料进行推流计算。

表 2 为运河站两断面水位推流计算表。由于大运河系人工开挖河道,断面很宽,在漫滩前的河槽内,糙率随水位变化不大,且较天然河道要小些。因此在计算中糙率采用常数  $n=0.018$ 。

从表 2 和图 2 中可以看出,推流过程线和实测流量过程线基本吻合,峰现时间和峰量也一致。流量误差均小于 5%,精度是很高的。

以上试验可以看出在航运繁忙的天然河道中,应用两断面水位推流,比流速仪测流精度高,而且节约大量人力、物力和财力,是一种经济可靠、安全的测流手段。限于目前江苏省试验站较少,试验系列不长,今后应逐步扩大试验面,延长试验系列,以便应用到实践中去。

① 本计算采用吴寿红程序。

② 由天然河道(单式断面)糙率表查得其糙率为 0.020—0.024,本文资料水位变幅在 13.10—14.20,采用糙率曲线  $0.33H^{-1.0}$  计算,其变化范围在 0.0232—0.0255。

表 1 1984 年 7 月泗水文站两断面水位推流计算表  
Tab. 1 Calculation of levels in two sections of Si-hong Station

时 间		水 位(m)			流 量(m <sup>3</sup> /s)		误 差 .	
日	时	汪庄(上)	泗洪(下)	落 差	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	%	
10	12	13.62	13.48	0.14	128	126	-0.02	
	15	.86	.72	.14	145	145	0.00	
	18	14.02	.86	.14	156	158	0.01	
	21	.10	.97	.13	160	159	0.01	
	11	0	.15	14.02	.13	161	163	0.01
	3	.18	.05	.13	162	165	0.02	
	6	.19	.07	.12	160	160	0.00	
	9	.18	.07	.11	158	153	-0.03	
	12	.17	.06	.11	153	152	-0.01	
	15	.13	.03	.10	143	143	0.00	
	18	.09	.00	.09	135	133	-0.01	
	21	.05	13.97	.08	130	123	-0.05	
12	0	.01	.93	.08	121	121	0.00	
	3	13.96	.89	.07	114	110	-0.04	
	6	.91	.84	.07	105	107	0.02	
	9	.86	.80	.06	98.0	97.2	-0.01	
	12	.81	.75	.06	92.7	94.6	0.02	
	15	.75	.70	.05	86.4	83.8	-0.03	
	18	.70	.65	.05	81.7	81.5	0.00	
	21	.65	.60	.05	77.2	79.3	0.03	
	13	0	.59	.55	.04	72.9	68.8	-0.06
	3	.54	.50	.04	61.8	66.8	0.00	
	6	.49	.45	.04	60.2	64.9	0.08	
	9	.44	.41	.03	56.8	54.8	-0.04	
	12	.40	.37	.03	52.0	53.4	0.03	
	15	.35	.32	.03	48.2	51.9	0.08	
	18	.30	.28	.02	45.2	41.5	-0.08	
	21	.26	.24	.02	42.7	40.2	-0.06	
	14	0	.22	.20	.02	39.9	39.2	-0.02
	3	.19	.17	.02	36.9	38.5	0.04	
	6	.160	.145	.015	34.7	33.0	-0.05	
	9	.130	.115	.015	32.5	32.1	-0.01	
	12	.095	.080	.015	30.6	31.5	0.03	
	15	.080	.070	.010	28.6	26.0	-0.09	

表 2 运河水文站 1990 年 8 月两断面水位推流计算表  
Tab. 2 Calculation of levels in two sections of Yunhe Station

时 间		水 位(m)			流 量(m <sup>3</sup> /s)		误 差
日	时	H <sub>上</sub>	H <sub>下</sub>	落差	Q <sub>上</sub>	Q <sub>下</sub>	%
3	18	24.292	24.248	0.044	640	642	0.00
4	0	.417	.369	.048	690	694	0.00
	6	.490	.437	.053	730	743	0.02
	12	.530	.474	.056	788	772	-0.02
	18	.527	.462	.065	815	828	0.02
5	0	.480	.420	.060	785	788	0.00
	6	.452	.396	.056	773	755	-0.02
	12	.456	.400	.056	772	756	-0.02
	18	.484	.426	.058	788	750	-0.05
6	0	.591	.530	.061	810	822	0.01
	6	.798	.740	.058	850	855	0.01
	12	.992	.930	.062	938	929	-0.01
	18	25.145	25.075	.070	1040	1026	-0.01
7	0	.255	.178	.077	1113	1107	0.00
	6	.345	.267	.078	1160	1147	-0.01
	12	.423	.340	.083	1198	1200	0.00
	18	.460	.382	.078	1192	1178	0.01
8	0	.448	.377	.071	1162	1121	-0.04
	6	.398	.328	.070	1123	1096	-0.02
	12	.320	.255	.065	1063	1037	-0.02
	18	.217	.157	.060	984	970	-0.01
9	0	.084	.030	.054	900	888	-0.01
	6	24.930	24.880	.050	820	818	0.00
	12	.746	.702	.044	740	730	-0.01
	18	.562	.520	.042	678	675	0.00
10	0	.395	.357	.038	610	613	0.00
	6	.243	.208	.035	550	563	0.02
	12	.108	.080	.028	477	487	0.02
	18	23.992	23.970	.022	416	417	0.00
11	0	.878	.862	.016	360	345	0.04
	6	.783	.770	.013	305	300	-0.02
	12	.690	.678	.012	270	278	0.03

## AN APPLICATION OF CHARACTERISTIC DIFFERENCE METHOD TO THE CALCULATED DISCHARGE

Wang Hongxiang

(*Jiangsu Provincial Hydrological Station, Nanjing 210029*)

### Abstract

This paper contributes the considerations, methods and illustrations of the calculated discharge computed with a variable characteristic difference method, if the condition of the hydrological station is conformed to the follows: unsteady flow in open channel with one dimensional stable riverbed, then, the discharge hydrograph can be derived from the water level hydrograph actually measured from two sections. Comparative analysis of the theoretical computation of discharge hydrograph vs. actual one is also presented in this paper.

Results obtained from Sihong and Yunhe Stations show that the calculated discharge is basically conformed with high precision to the actual measurements.

The method presented here has the following merits: safe and reliable, saving man-power and material resources, high measuring precision, avoiding missing records and making mistakes in high flood period so as to ensure the flood data to be continuous and complete.

The method can also be adopted for lakes in their water balance computations by employing two groups of gauges without any special discharge measurement station.

**Key words** unsteady flow in open channel, characteristic difference method, calculated discharge