

用遥感资料确定水文模型参数的方法

熊江波

(南京大学地理系)

1986年3月31日收稿

一、前言

本文模型通常可分为三类：(1)基于一定物理机制的理论模型；(2)由输入、输出导出的经验模型；(3)介于这二者之间的半理论、半经验模型。实际应用中，多采用后两种模型。但它们普遍存在两个问题：(1)模型参数是点上的测量值，但运用时却假定它具有面上的代表性，这就势必引起很大的计算误差；(2)模型中一般不考虑流域下垫面特征对径流的影响，而愈来愈多的研究结果证明，忽略这种影响的模型在理论和实际上都有缺陷。

为了弥补这些缺陷，近些年来，国内外水文遥感工作者，借助遥感技术提供的大量地面信息，进行了大量研究工作，研究结果表明，水文遥感方法不仅能提高径流估算精度，而且对传统的水文模型结构的研究有所改善。其中一些模型已在生产上得到了广泛应用。

本文主要论述近年来国内外遥感在地表水资源估算及洪水估算和预报方面的应用研究及相应的数学模型。

二、地表水资源估算的遥感应用

地表水资源估算的常用方法一般仅考虑降水与径流的关系，对径流的作用场——流域下垫面往往无法顾及。而遥感技术却可以提供大量的下垫面信息，应用的关键是怎样把这些特征信息数量化。下面介绍两个模型及遥感技术在其中的应用。

(一) 多元统计模型

径流是气象气候因子通过流域下垫面及河网的作用而在出口断面产生的输出。这种关系可表示为一般函数式：

$$R = f(M, G, B)$$

式中： R ——径流； M ——气象因子； G ——流域下垫面因子； B ——河网几何形态因子。

(1) 式为上式的一个具体应用形式：

$$R = A_0 M^{A_1} G^{A_2} B^{A_3} \quad (1)$$

式中 A_0 、 A_1 、 A_2 、 A_3 为待定系数。

在水文气象站网稀少的边远地区，除气象、径流因子可由常规方法获取外，其它资料

几乎没有,使计算工作难以进行。遥感提供的地面信息和模式(1)相结合使用,不仅在缺资料的地区可以完成一般的地表水资源普查工作,而且在有资料的地区也可以提高计算精度。下面是这个模型的应用实例。

1. 美国威斯康星流域下游的水文遥感^[1]

研究区(26个子流域)的LANDSAT资料经计算机处理,可以使流域边界的误差限制在一个像元左右,再对地物进行自动分类,利用每种地物的百分比作为统计变量,结合常规资料建立计算模型,计算二年和十年重现期的最小年的七天枯水流量 $Q_{7,2}$ 和 $Q_{7,10}$,计算结果见表1。与用常规数据计算的结果比较,其精度有明显提高。

表1 常规方法与遥感方法计算威斯康星流域下游流量结果的比较

Table 1 Comparison of Calculative Results Using Remote Sensing and Conventional Method in Lower Wisconsin River Basin

序号	计算模型	相对误差(%)	资料来源
1	$Q_{7,2} = 0.218A^{1.05}$	44	常规
1LS	$Q_{7,2} = 0.486A^{0.93}W_s^{0.52}M_v^{0.86}CI^{-1.12}$	35	LANDSAT
2	$Q_{7,10} = 0.615A^{1.04}$	52	常规
2LS	$Q_{7,10} = 0.612A^{0.90}W_s^{0.59}M_v^{0.94}CI^{-1.37}$	41	LANDSAT
3	$Q_{7,2} = 0.262A^{1.00}F_i^{0.34}I_n^{0.12}Bf_i^{0.91}$	23	常规
3LS	$Q_{7,2} = 0.00169A^{1.00}F_i^{0.71}M_v^{0.30}B_s^{0.16}Bf_i^{0.80}$	19	LANDSAT
4	$Q_{7,10} = 0.172A^{0.98}F_i^{0.45}I_n^{0.19}Bf_i^{1.02}$	32	常规
4LS	$Q_{7,10} = 0.00245A^{0.96}F_i^{0.76}W_s^{-0.87}B_s^{0.30}Bf_i^{0.90}$	26	LANDSAT

表中: A ——流域面积(km^2); W_s ——湿地面积(%); M_v ——混合植被面积(%); CI ——农作物面积(%); F_i ——森林面积(%); I_n ——下渗速率(mm/hr.); B_s ——裸地面积(%); Bf_i ——基流指数; W_w ——水体面积(%).

表2 兴安盟计算参数和计算结果

Table 2 Parameters, Results of Calculation in Xingan League

地理要素 流域名称	面积 (km^2)	面雨量 (10^8m^3)	植被覆盖度 (100%)	切割密度 (km/km^2)	计算径流量 (10^8m^3)	实测径流量 (10^8m^3)	相对误差 (%)
大石寨站	7656	30.62	0.668	0.663	3.94	4.03	-2
五岔沟站	1610	6.84	0.852	0.750	2.51	2.46	+2
索伦站	5893	25.98	0.778	0.714	6.90	7.25	-5
察尔森站	7827	34.93	0.754	0.672	8.43	8.60	-2
高家屯站	1969	7.88	0.545	0.471	0.89	0.839	+6
保隆站	217	1.04	0.700	0.600	0.23	0.241	-5
吐列毛都站	8000	32.15	0.594	0.622	3.28	2.54	+29
白音胡硕站	10355	41.38	0.524	0.556	3.63	3.58	+1

2. 内蒙兴安盟地区地表径流的遥感分析¹⁾

首先选取该区有资料的流域作为样本,利用LANDSAT MSS假彩色合成影像,判读

1) 汪慧慧、熊江波,内蒙古自治区兴安盟地表径流的遥感定量分析,1985。

分析各流域的下垫面特性,根据影像的密度、色调确定各流域的植被覆盖度,根据所选典型区的样方确定其切割密度,再结合水文气象资料,建立多元统计模型:

$$R = b_0 x_1^{b_1} x_2^{b_2} x_3^{b_3} \quad (2)$$

式中: R ——多年平均径流量(10^8m^3); x_1 ——多年平均面雨量(10^8m^3); x_2 ——流域平均植被覆盖度(%); x_3 ——流域平均切割密度(km/km^2); $b_i (i = 0, 1, 2, 3)$ 为统计回归系数。

用该区有资料的流域(仅有 8 个)作为统计样本,得其地区经验公式为:

$$R = 0.4331 x_1^{1.0042} x_2^{4.5485} x_3^{-1.8607}$$

该式的计算结果及精度列于表 2。由表 2 可见,模型的计算精度除吐列毛都流域外,其它 7 个流域的计算精度都比较高,符合水文计算的精度要求(即 $< 20\%$)。吐列毛都流域因有相当一部分位于该盟境外,而实测数据是扣除了境外来水的,故误差偏大。

(二) 水量平衡模型

径流可视为降水经流域损失后的产物。一般可表示为:

$$R = P - L \quad (3)$$

此式叫做奥尔吉柯普公式。式中: R ——径流深(mm); P ——降水量(mm); L ——损失量(mm)。

就多年平均状况而言,损失项主要为流域的蒸发 E , 即 $L = E$ 。若令 $L = E_m \times \text{th} \frac{P}{E_m}$, 则 (3) 式变为:

$$R = P - E_m \text{th} \frac{P}{E_m} \quad (4)$$

式中 E_m 为最大可能损失量(mm), 当流域的不透水层很浅时为最大可能蒸发量。

由此可知,只要 E_m 已知,便可由降水 P 求出径流 R 。

E_m 与流域下垫面特性有密切关系。因此,应用时,首先根据遥感资料对流域的地质、地貌、土壤和植被等进行综合分析,制成流域下垫面类型图,因为它能反映不同流域的同一类型具有基本相同的损失条件。在此基础上再结合降水、径流资料用 (4) 式求出每个类型上的损失参数 E_m 值,然后对其进行回代检验和验证流域的检验,合格,即可用于缺资料地区的地表水资源估算。图 1 为根据 LANDSAT MSS 影像作出的浙江东沙埠等流域的下垫面类型图。

类型损失参数 E_m 的确定一般分两种情况:

(1) 对具有单一下垫面类型的流域^[2](如山西、浙江等),可直接由 P 和 R 推求该类型上的 E_m 值;再依次推求两个类型及该区各个类型上的损失参数 E_m 值。表 3 列举了浙江十三都等 26 个流域八个类型上的 E_m 值,并据此计算了这些流域的多年平均径流量,经与实测资料比较,相对误差均在 20% 以下。东沙埠等六个验证流域的计算精度亦在这一范围内。

(2) 对没有单一类型流域的地区^[3](如内蒙海拉尔地区),可建立如下方程组,

$$R_j = P_j - \sum_{i=1}^n E_{m_i} \frac{P_j}{E_{m_i}} \quad (j = 1, 2, \dots, m)$$

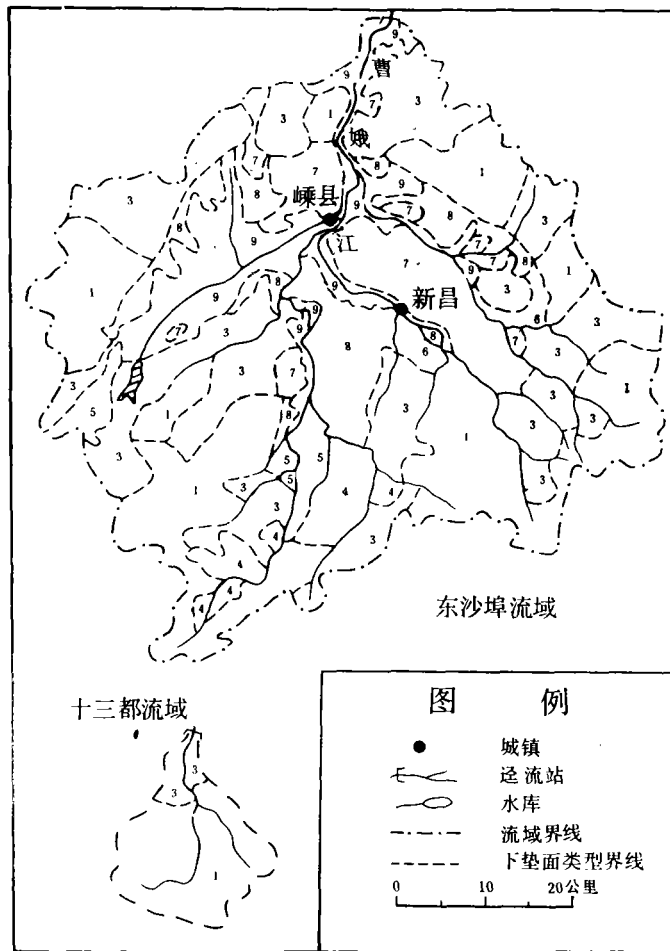


图 1 流域下垫面类型图

Fig. 1 Type Map of Ground Surface of Basin

1. 岩浆岩中山; 2. 砂页岩中山; 3. 岩浆岩低山; 4. 玄武岩平顶低山; 5. 砂页岩低山;
6. 岩浆岩丘陵; 7. 玄武岩平顶丘陵; 8. 砂页岩丘陵; 9. 平原与谷地

表 3 流域下垫面各类型的 E_m 值 (单位 mm)

Table 3 E_m Value for Each Type of Ground Surface of Basin

下垫面类型	岩浆岩中山	砂页岩中山	岩浆岩低山	玄武岩平顶低山	砂页岩低山	岩浆岩丘陵	玄武岩平顶丘陵	砂页岩丘陵	平原与谷地
代号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
E_m 值	690	690	680	(800)*	830	1020	(1080)*	1120	1300

* 在所选的下垫面类型比较简单的 26 个中小流域中,包含玄武岩的只有两个,所占面积的比例也很小,其 E_m 值是根据地质、地貌、坡度、植被等因素作出综合分析后拟定的。

这里, m 为流域总数, n 为类型数。用计算机“寻优法”解上述方程,即可确定每个类型上的 E_m 值。表 4 是根据此法计算的内蒙海拉尔地区几种类型的 E_m 值。并据此计算了

表 4 海拉尔地区各类型下垫面 E_m 值 (单位 mm)
Table 4 E_m Value for Each Type of Ground Surface in Hailaer Area

下垫面类型	中山	低山	丘陵	谷地
E_m 值	236	263	281	587

该区满归等流域的多年平均径流量,其相对误差最大的为 21%,验证流域(根河)的误差为 10.6%。

三、洪水估算和预报的遥感应用

一次暴雨所产生的洪水总量很大程度取决于流域下垫面的入渗损失和河网调节状况。而基于入渗损失的数学模型,尽管有较强的物理概念,但由于参数获取较困难,以及其观测值的点、面代表性问题,因而很难广泛应用。因此,在洪水估算和预报的遥感应用研究中,仍然多是从流域下垫面特性(尤其重视从影像上便于解译和定量的河网几何形态因子)出发,来建立模型的。

(一) 地貌气候单位线模型

单位线模型是目前洪水计算和预报的常用手段。但现今使用的单位线多是线性、时不变系统,即对一特定流域,单位线是固定的,它不随每次降雨条件的变化而改变,并与流域特性没有直接联系,因而与实际情况出入较大。而地貌气候单位线则直接表示为流域地貌、气候特征的函数,它以地貌特征来反映流域对单位线的作用,以气候特征来反映单位线的非线性特性,即单位线是非线性、时变系统,它是流域特征信息与暴雨洪水相联结的一个新的汇流模型^[4,5]。

地貌气候单位线是从均匀降落的雨滴在 A. N. Strahler 河流分级系统^D内的 Morkov 运动过程导出的,即

$$IUH(t) = \sum_{i=1}^N \theta_i(0) \frac{d}{dt} \phi_{i,N+1}(t) \quad (5)$$

式中: $IUH(t)$ ——瞬时单位线; $\theta_i(0)$ ——雨滴在 i 级河流开始运动时的概率; $\phi_{i,N+1}(t)$ ——雨滴从 i 级河流运动到 $N+1$ 级河流(即出口断面)处的概率函数; N ——河流级别数。

这里,参数 $\theta_i(0)$, $\phi_{i,N+1}(t)$ 均可表示为 R. E. Horton 地貌定律^[2]描述的地貌特征参数(即河数比 R_B , 河长比 R_L 和面积比 R_A)以及气候特征参数的函数。

采用地貌气候单位线模型在浙江省浦阳江水系街亭流域(图版 III 图 2)进行了洪水

1) Strahler 河流分级系统: 源头支流为一级河流,一级河流汇合形成二级河流,二级河流汇合形成三级河流,其它依次类推; i 级河流与 $i+1$ 级河流汇合时,形成 $i+1$ 级河流 ($i=1, 2, \dots, N-1$)。

2) R. H. Horton 地貌定律:

$$(1) \text{ 河数比 } R_B^{-\theta} = N_\theta / N_w$$

$$(2) \text{ 河长比 } R_L^{\theta-w} = \bar{L}_\theta / \bar{L}_w \quad (\theta > w > 0)$$

$$(3) \text{ 面积比 } R_A^{\theta-w} = \bar{A}_\theta / \bar{A}_w$$

式中, N_i , \bar{L}_i , \bar{A}_i , ($i=1, 2, \dots, \theta$) 分别是 i 级河流的河数,平均河长和平均面积。

计算试验研究¹⁾。根据图版 III 图 2 所显示的流域地貌和水系特征,以 Strahler 河流分级系统为原则,作出该流域的河流分级系统图(共三级,见图 3),并据此提取模型的地貌特征参数,结果列于表 5。利用此结果及每次降雨的气候特征(平均流速),便可以把 $IUH(t)$

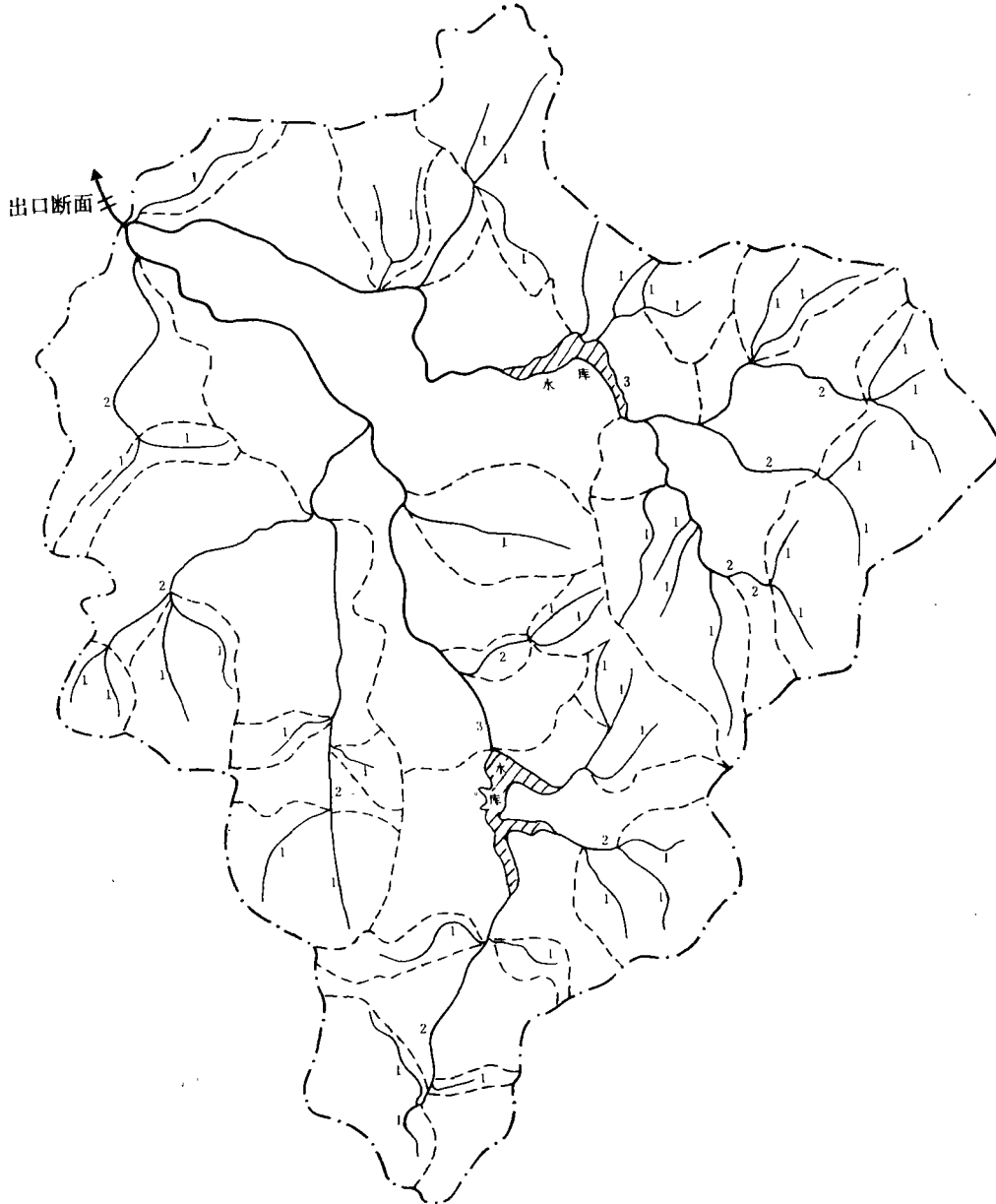


图 3 街亭流域河流分级系统图

Fig. 3 Map of River Order System in Jieting Basin

1) 熊江波、陈钦杰、陈丙威,陆地卫星图像在洪水随机模型中的试验研究,教委高校遥感研究中心研究生论文集,1985。

表 5 街亭流域地貌参数 (流域面积 584 km²)

Table 5 Value of Geomorphologic Parameters in JiETING Basin

河流级别 w	河流数 N_w	平均河长 $\bar{L}_w(\text{km})$	平均面积 $\bar{A}_w(\text{km}^2)$	河数比 R_B	河长比 R_L	面积比 R_A
1	47	3.0	5.7	4.9	3.0	3.3
2	10	7.5	18.9			
3	2	25.4	65.5			

表 6 街亭流域洪水计算特征值

Table 6 Characteristic Value of Flood Calculation in JiETING Basin

洪号	实测峰量 $Q_m(\text{m}^3/\text{s})$	实测峰现时段 $T_m(\text{3hr})$	计算峰量 $Q'_m(\text{m}^3/\text{s})$	计算峰现时段 $T'_m(\text{3hr})$	峰量相对误差 (%)	峰现时段绝对差 (3hr)
68627	120.5	4	104.5	4	-13.3	0
6872	179.8	4	166.3	4	-7.5	0
7051	132.0	6	139.8	6	5.9	0
7058	162.0	6	153.7	4	-5.1	-2
71622	103.0	11	92.9	11	-9.8	0

确定下来。再把它转换成时段单位线,结合净雨资料,便可用径流成因公式进行洪水过程的计算和预报。

试验结果表明,任意选取的五次洪水过程,与计算结果是比较吻合的,图 4 是其中的一次模拟过程。经统计,五次洪水的洪峰流量和它出现的时间的计算误差均在精度要求范围以内(见表 6)。

上述试验表明,利用卫星遥感资料编制河流分级系统图,建立流域特征信息与暴雨洪水相结合的水文模型,进行洪水计算和预报是可行的。

(二) 推理模型

结合遥感资料,应用推理模型估算洪水总量,在国外已有一定基础,但它较多考虑的是透水面和非透水面两种类型上的径流估算,推理模型的一般表达式为:

$$Q = CPA \quad (6)$$

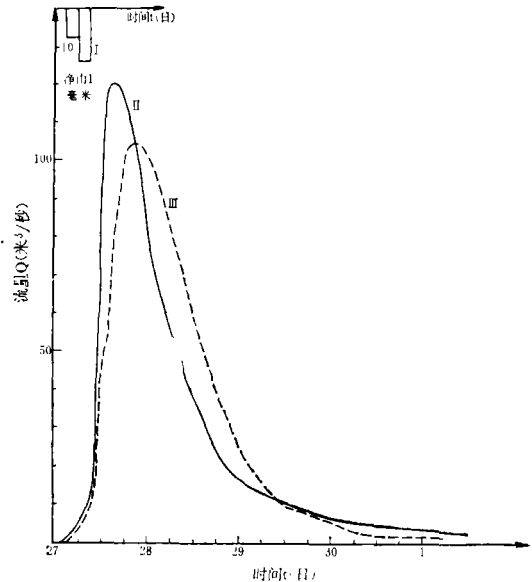


图 4 洪水模拟与实测过程(1968.6.27—7.1)

Fig. 4 Simulated and Measured Process of Flood

1. 有效降雨, II. 实测流量, III. 计算流量,

$$IUH(t) = \sum_{i=1}^3 \theta_i(0) \frac{d}{dt} \phi_{i3}(t)$$

$$C = \sum C_i / A_i / A \quad (7)$$

式中: Q ——径流量 (m^3/s); P ——降雨量 (mm); A ——流域面积 (km^2); C ——径流系数; C_i —— i 类型上的径流系数; A_i —— i 类型的面积 (km^2)。

当流域内仅有透水面和非透水面两种类型时,式 (7) 变为:

$$C = C_P(1 - A_{IMP}) + C_I A_{IMP} \quad (8)$$

式中: A_{IMP} ——不透水面面积与流域面积之比 (%); C_I ——不透水面上的径流系数; C_P ——透水面上的径流系数。

式 (8) 和式 (6) 为在城市用地水资源评价中广为使用的径流估算推理模型。

推理模型的计算精度,取决于各个类型上的径流系数 C_i 值,而 C_i 值的确定与流域下垫面的土壤、植被、地形等密切相关。借助遥感资料对流域下垫面特性的分析而得到的下垫面类型图以及相应类型上的降雨径流实验资料,即可确定 C_i 值。表 7 列出了北京密云水库主源一白河流域的下垫面类型及其径流系数。有了流域的平均径流系数 C [由式 (7) 得],便可很容易地由式 (6) 计算出某次降雨所产生的径流。表 8 列举了该流域三次降雨所产生的径流的计算结果和精度。由此可见,推理模型的计算方法简单,而且计算精度亦有一定保证。

表 7 白河流域下垫面类型及其径流系数

Table 7 Type of Ground Surface and Its Runoff Coefficient in White River Basin

下垫面类型	径流系数 C_i	占流域面积的百分比 A_i/A %	流域平均径流系数 C
河谷耕地、黄土覆盖	0.3	8	0.52
第四纪风化强烈、严重的林地	0.4	10	
坡积土层厚(>0.5m), 灌丛草被覆盖度较大(>0.4)	0.5	40	
坡积土层较薄(<0.5m), 灌丛草被覆盖度较小(<0.4)	0.6	40	
土石山区	0.7	2	

表 8 白河流域次降雨产流计算结果* ($C = 0.52$)

Table 8 Calculative Results of Runoff Yielded by a Precipitation in White River Basin

日期	降雨量 (mm)	估算产流量($10^8 m^3$)	实测产流量	相对误差(%)
1956.7.31.	115.9	5.10	5.58	-8.54
1958.7.11.	97.9	4.31	4.33	-0.39
1974.7.21.	108.7	4.79	4.12	+16.3

* 程义等,多波段遥感信息的流域产流分析与估算,1982。

(三) 下 渗 模 型

径流计算从流域的下渗损失出发,具有较强的物理概念,但是单点下渗值很难具有面

的代表性。遥感资料的应用为解决这一问题提供了一种途径。

假定 i 为雨强； f 为下渗率； F 为下渗量； R 为产流量； I_0 为初损量（简化为初始土壤含水量）。下渗模型的基本思想为：

- (1) 当 $i > f$ 时，产流；
- (2) 当 $i < f$ 时，不产流。实测的雨强过程 $i(t)$ 减去下渗过程 $f(t)$ ，即得径流过程 $R(t)$ (图 5)。

时段 Δt 的产流量：

$$R(\Delta t) = [i(\Delta t) - f(\Delta t)] \cdot \Delta t \quad (9)$$

产流总量：

$$R = \sum_{\Delta t} R(\Delta t) = \sum_{\Delta t} \{ [i(\Delta t) - f(\Delta t)] \cdot \Delta t \} \quad (10)$$

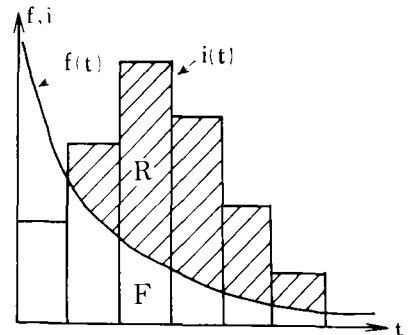


图 5 下渗模型示意图

Fig. 5 Map of Infiltration Model

这种方法的关键在于所选下渗曲线 $f(t)$ 及其参数的率定，以及如何尽可能使单点下渗值具有面代表性。

在安徽省滁县水文实验基地(清河流域的一个支流,流域面积为 8.6 km²) 的实验¹⁾, 选用 Hovton 下渗曲线为计算模型, 即

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (11)$$

式中： f ——下渗率 (mm/min)； f_c ——稳渗率(mm/min)； f_0 ——最大下渗率(mm/min)； k ——土壤性质的参数。

这些参数中, f_c 是一相对稳定值, 因而只有 f_0 和 k 两个参数待定。根据该区 1:4 千的黑白航空影像所显示的流域下垫面的自然差异, 把该流域分为 8 个自然单元 (图 6)。对其 8 个类型, 分别用下渗仪作下渗测量, 得到下渗实验曲线。根据曲线并由式 (11) 经差分运算得：

$$e^{kt_c} = k\Delta t \frac{e^{kt_c} - 1}{e^{k\Delta t} - 1} \quad (15)$$

上式中的 Δt 为计算时段, t_i 为稳渗出现时间, 由实验资料确定。

用数值法解此方程即可得 k 值；而 f_0 则可由实验曲线与选配的理论曲线的最佳拟合来确定。表 9 是用上述方法率定的该流域 8 个自然单元的下渗模型参数。在此基础上,

表 9 Hovton 下渗曲线参数值

Table 9 Value of Parameters for Hovton Infiltration Model

自然单元 参数值 参变量	1	2	3	4	5	6	7	8
f_0	9.0	3.8	11.1	6.0	8.5	5.5	6.2	9.5
f_c	4.72	1.10	5.20	0.57	1.07	0.39	1.04	0.90
k	0.045	0.160	0.133	0.069	0.085	0.128	0.159	0.106

1) 吕明强等, 航空图象在产流量计算中应用的实验, 1984。

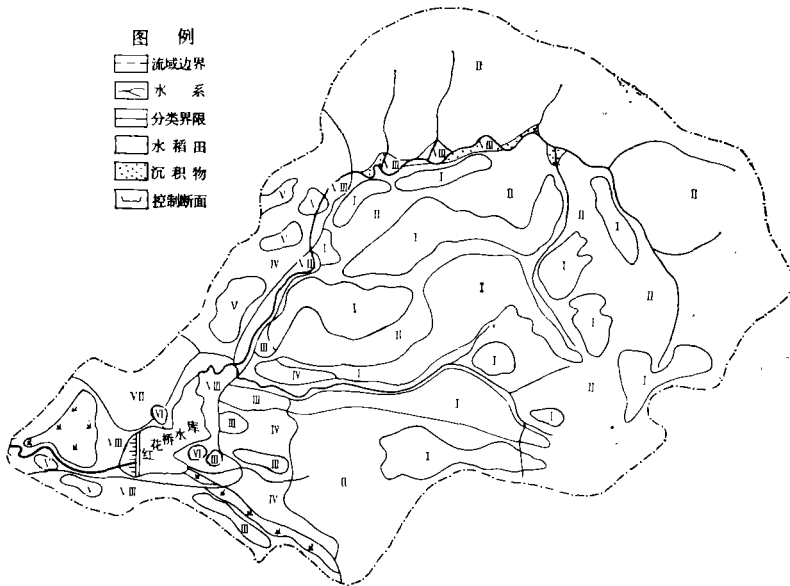


图6 清河流域下垫面类型图

Fig. 6 Type Map of Ground Surface in Qing River Basin

I 石灰岩低山林地 II 石灰岩低山牧地 III 石灰岩丘陵林地 IV 石灰岩丘陵荒地 V 石灰岩火山岩丘陵林地 VI 火山岩阶地旱地 VII 火山岩阶地荒地 VIII 水库回水滩地及河漫滩

再按单元用式(10)计算出其产流量,然后演算到整个流域,即可求出每次降雨在流域上的产流量。表10列举了10场洪水的计算结果。其中除两场洪水的计算值与实测值相差较大,因而误差偏大外,其它都达到了精度要求。这说明在天然小流域中,用航空影像划分流域下垫面单元,根据入渗曲线分单元计算产流量,对缩小参数的可变性,提高单点下渗参数值的代表性,是有积极意义的。

表10 下渗模型的洪水总量计算结果

Table 10 Calculative Results of Total Quantity of Flood for Infiltration Model

洪水号	P 降雨量 (mm)	R _{实测} 径流深 (mm)	R _{计算} 径流深 (mm)	α _{实测} 径流系数	α _{计算} 径流系数	ER 相对误差 (%)
660706	14.6	2.93	2.73	0.20	0.18	6
670414	30.20	10.8	19.1	0.4	0.46	8
670518	36.40	27.0	21.08	0.74	0.58	21.9
670727	17.50	4.00	4.03	0.23	0.23	0.75
671118	32.20	8.24	9.3	0.26	0.29	12
671124	63.10	34.67	28.83	0.55	0.47	16.8
680701	52.90	27.42	26.32	0.52	0.50	4
680704	47.80	58.65	20.96	1.23	0.44	64
680713	53.96	35.01	30.73	0.82	0.51	12
690716	133.1	151.88	93.6	1.14	0.70	38.4

四、结 束 语

本文模型应用成功的关键是其模型参数——下垫面特征信息的定量化、几何形态因子的量测精度,以及它们与径流的相互关系的准确度。另一方面,流域下垫面是径流形成的场所,而遥感资料最便于了解其特性,能直接提供流域下垫面特征信息和河网几何形态因子,因此,水文模型与遥感资料的结合使用,有助于了解径流形成的机制,建立更完善的模型,进而满足生产和工程设计上的要求。限于目前的条件,还不能对径流过程的相关信息(如土壤含水量、河网几何形态因子等)进行动态监测,因而上述模型的参数提取方法以及模型的应用有一定的局限,但对于目前辽阔地域和人迹罕至地区的地表水资源和洪水估算仍有很大的应用价值。

参 考 文 献

- [1] American Water Resources Association, Satellite Hydrology, 1979.
- [2] 朱静玉、陈钦岳等,陆地卫星影像在计算浙江省东南部地区年径流中的应用,南京大学学报(地理学), 1984.
- [3] Chen Qinluan, Wang Huihui and Xiong jiangbo, An Analysis of Remote Sensing to Surface Water Resources in Hulenbeier Prairie, Neimengu, Proceedings of the International Grassland, XV, Japan, August. 1985.
- [4] Ignacio Rodriguez-Iturbe, etc., The Geomorphologic Structure of Hydrologic Response, Water Resources Research, 1979.
- [5] Ignacio Rodriguez-Iturbe, etc., A Rainfall-Runoff Analysis of the Geomorphologic IUH, Water Resources Research, 1979.

Methods of Determining Parameters of Hydrologic Model Through Remotely Sensed Data

Xiong Jiangbo

(Department of Geography, Nanjing University)

Abstract

This paper discussed national and external some researches of late years in remote sensing application to the estimation of surface water resources and the calculation and forecast of flood. The application of remote sensing to surface water resources is mainly the calculation of annual runoff, which includes methods of multielement statistic and water balance. There are methods of geomorpho-climatic unit hydrograph model, rational model, and infiltration model in the application to the calculation and forecast of flood. Mathematic deduction of these models is not concerned in this paper, and on the basis of principle of the model stated, extracting characteristic information close related to runoff, which comes from the characteristics of ground surface in basin and of geometric shape in river network analysed by remotely sensed data, is mainly discussed, and the characteristics extracted are taken for input parameters of model. Examples are given for each method, which expersses that it is able ont only to increase the precision of hydrologic calculation and also to make up deficiency existed in current hydrologic models. Therefore, these methods can be of great value to hydrologic calculation in the areas of lack data.

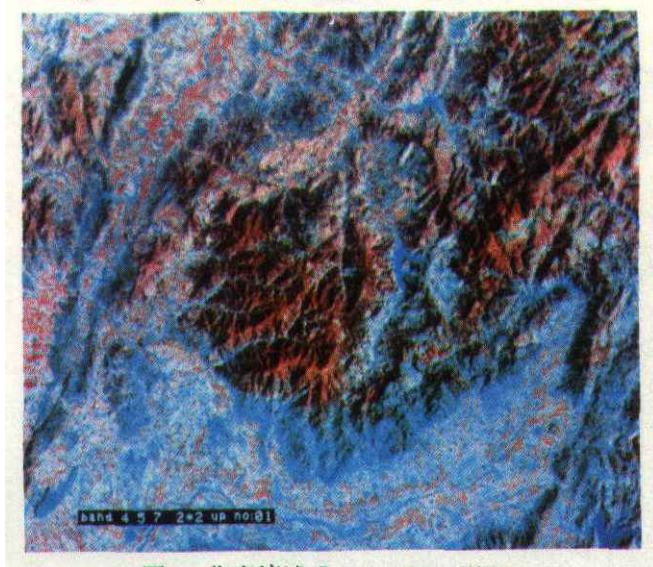


图 2 街亭流域 Landsat Mss 影像

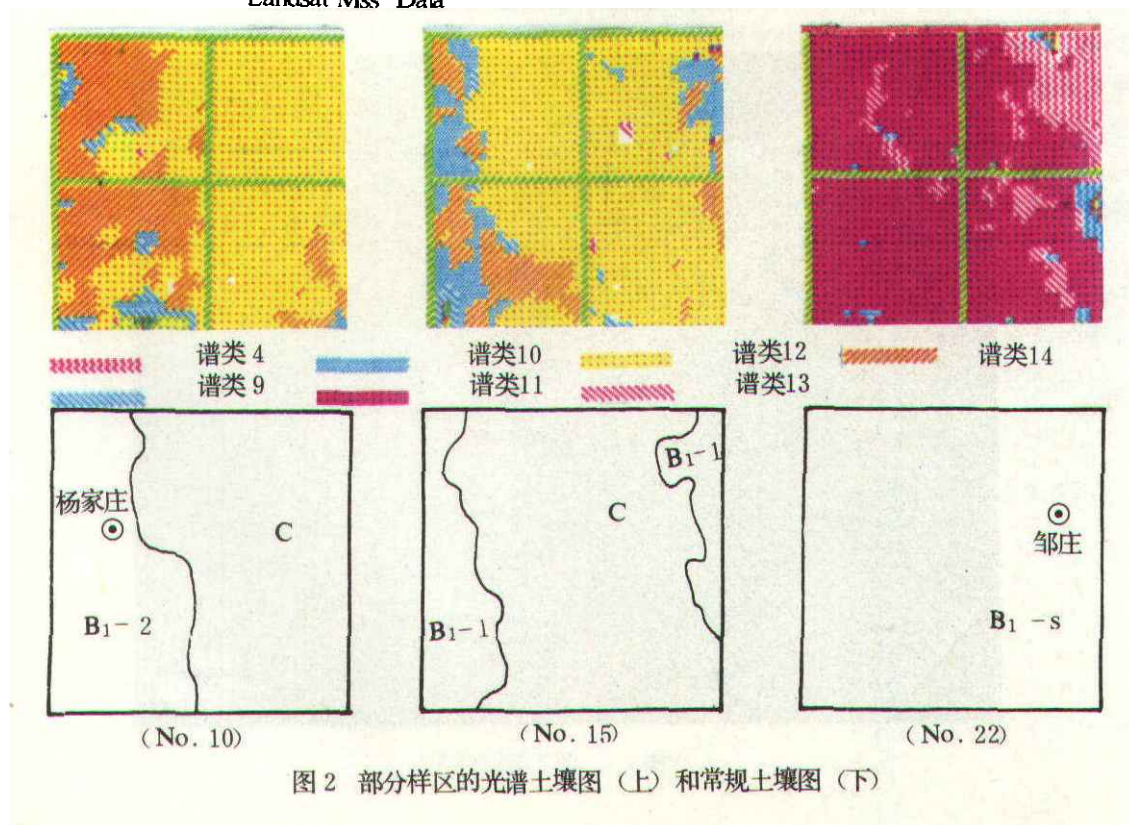


图 2 部分样区的光谱土壤图 (上) 和常规土壤图 (下)