

TOPKAPI 模型的改进及其在淮河流域洪水模拟中的应用研究

刘志雨^{1,2}, 谢正辉¹

(1. 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100029; 2. 水利部水文局, 北京 100053)

摘 要: TOPKAPI 模型是一个以物理概念为基础的分布式流域水文模型。对 TOPKAPI 模型进行了改进,增加了植物截留、降水下渗、土壤水深层渗漏、地下径流、河川径流等计算模块,并对壤中流计算模块作了相应的调整,将 TOPKAPI 模型改进成为一个较完整的分布式流域水文模型。采用因特网(Internet)上免费提供的数字高程、土壤和植被类型等网格资料,选用流域面积约为 10 000 km² 的中国淮河息县以上流域,应用改进后的 TOPKAPI 模型进行了洪水模拟,模型成果令人满意。

关键词: TOPKAPI 模型;数字高程模型(DEM);非线性水库方程;洪水模拟;淮河流域

中图分类号: P338

文献标识码: A

文章编号: 1000-0852(2003)06-0001-07

1 引言

随着计算机的高速发展,人们对水文系统物理过程的深入研究和描述这些过程的经验积累,遥测、遥感技术的巨大进展和地理信息系统(GIS)的推广应用,尤其是人们对具有物理概念,并能结合水量、水质和与气候模式相耦合的应用模型的要求与日俱增,以及网格尺度上的数字高程、土壤和植被类型等资料的精度在不断提高,极大地推动了分布式流域水文模型的研制与应用。TOPKAPI 模型^[1-3]就是这样一个以物理概念为基础的分布式流域水文模型,它通过几个“结构上相似的”非线性水库方程来描述流域降雨-径流过程中的不同的水文、水力学过程,模型的参数可以在地形、土壤、植被或土地利用等资料的基础上获得。TOPKAPI 模型在国外已有相当广泛的应用,包括洪水预报、洪水极值分析、无资料地区洪水计算等方面,这些应用的流域大小从几十平方公里到几千平方公里,网格尺度从几十米到 1 公里。早期开发的 TOPKAPI 模型主要模拟水文循环中最重要陆面水文过程:融积雪、蒸散发、壤中流、地表径流和河川径流,并没有考虑地下径流,因而适用于土壤深层透水性较差的流域。为了使 TOPKAPI 模型成为一个较完整的分布式流域水文模型,有必要对 TOPKAPI 模型进行必要的改进。现就改

进的 TOPKAPI 模型原理及结构、模型所需的基本资料和基本参数以及 TOPKAPI 模型在淮河息县以上流域洪水模拟中的应用等论述如下。

2 改进的 TOPKAPI 模型

2.1 模型原理及结构

TOPKAPI 模型是一个以物理概念为基础的分布式流域水文模型。流域特性参数、降水和水文响应的空间分布在水平方向上用正交网格系统(DEM的方网格),在垂直方向上用各网格所相应的水平土柱进行模拟。

在改进的 TOPKAPI 模型(以下简称新 TOPKAPI 模型)中,土壤垂直分为上、下两层(图 1)。上层非饱和区可以理解为通常的降雨径流模型中的降雨产流计算层,其土壤的水力传导性比下层土壤好,一般厚度为 0.10~1.50m;下层包括下层非饱和区和下层饱和区两种土壤层。下渗的雨水补给上层土壤,一部分水分从上层土壤中渗透到下层非饱和土壤层,再进一步渗透到下层饱和土壤层,随后在其中作水平方向运动。当地下水水位抬升到上层土壤时,下层非饱和土壤层临时消失。

水在上层土壤中、饱和坡面上和河道中任一处水平方向上的运动近似用运动波方程来描述,将偏微分运动波方程积分到网格尺度上,就得到了非线性水库方程。TOPKAPI 模型就是通过三个“结构上相似的”非线性水库方程来描述水在上层土壤中、饱和坡面上和

收稿日期:2002-11-23

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40275023,40145020)及中国科学院百人计划项目

河道中的汇流过程。

利用泰森多边形或 Block Kriging 技术^[6], 可以得到每个 DEM 模型的网格单元的降水、气温等气象数据, 再根据网格单元的高程、土壤与植被类型以及地貌特征, 从有关文献中获取其相应的模型参数, 如土壤传导率、地面糙率系数、河道水流阻力等。

新 TOPKAPI 模型包括植物截留、蒸散发、融积雪、上层非饱和区(产流区)、下层非饱和区(过渡层)、地下径流、地面径流和河道径流部分, 其 DEM 网格上水量平衡计算如图 1 所示。

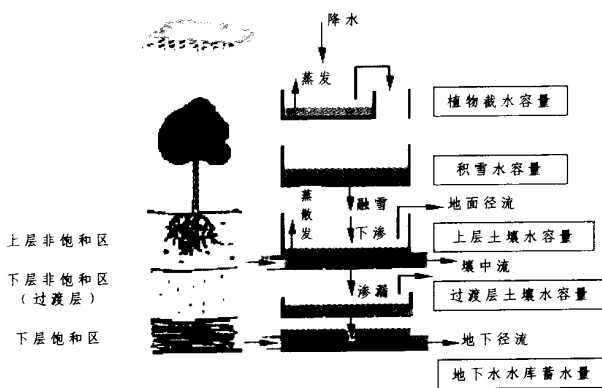


图 1 新 TOPKAPI 模型中的 DEM 网格上水量平衡计算示意图

(1) 植物截留。该部分利用气象数据和植被参数模拟植物截留量和净降水量。用以下一个简单的经验方程计算植物的最大截留量:

$$SR(t) = SR_0 \text{Cropd}(t) LAI(t) / LAI_0 \quad (1)$$

式中: $SR(t)$ 为 t 时间的植物截留能力; SR_0 为年最大植物截留能力; $\text{Cropd}(t)$ 为 t 时间的地面植被覆盖率; $LAI(t)$ 为 t 时间植物叶面积与植物覆盖面积的比或称植物叶面积指数; LAI_0 为年最大叶面积指数。

植物的实际截留量 (Sr_a) 取决于降水、植物蒸发和植物表面的蓄水容量, 其表达式为:

$$Sr_a(t) = \begin{cases} \min[PE(t), SC_d(t)] & SR(t) > SC_d(t), SR(t) > PE(t) \\ SC_d(t) & SR(t) > SC_d(t), SR(t) \leq PE(t) \\ PE(t) & SR(t) \leq SC_d(t), SR(t) > PE(t) \\ \min[PE(t), SC_d(t)] & SR(t) \leq SC_d(t), SR(t) \geq PE(t) \end{cases} \quad (2)$$

式中: $SC_d(t)$ 为 t 时间植物表面的缺水量 (等于 $SC_0 \text{Cropd}(t) LAI(t) / LAI_0 - SC(t - \Delta t)$), 其中 SC_0 为植物表面的年最大截水容量, $SC(t - \Delta t)$ 为 $t - \Delta t$ 时间植物表面的截水量; $PE(t)$ 为 $(t - \Delta t) \sim t$ 时段内扣除植物蒸发后

的降水量。

则净降水量 (P_n) 和植物表面的截水量 ($SC(t)$) 分别由下式计算:

$$P_n(t) = [1 - \text{Cropd}(t)]P(t) + PE(t) - Sr_a(t) \quad (3)$$

($P(t)$ 为 t 时间降水量)

$$SC(t) = SC(t - \Delta t) + Sr_a(t) \quad (4)$$

(2) 蒸散发。蒸散发计算包括植物蒸散发和土壤蒸发计算两部分。如果能提供降水、气温、风速、湿度、净辐射等气象资料, 可以采用 Penman-Monteith 方程^[7] 计算蒸散发。在只有降水和气温资料的情况下, TOPKAPI 模型采用 Thornthwaite 公式^[8, 9], 根据实际植物的类型和植物生长的不同时期, 用下式来计算蒸散发能力, 再根据植物的湿润情况和覆盖率以及上层土壤的饱和情况来计算实际蒸散发量:

$$Et_p = Et_0 \frac{Kc_{crop}}{Kc_{lawn}} = 0.533 \frac{n}{12} \left(\frac{10T}{J} \right)^4 \frac{Kc_{crop}}{Kc_{lawn}} \quad (5)$$

式中: Et_p 为蒸散发能力; Et_0 为草地植被的蒸散发能力; n 为实际日照时间; T 为气温; J 为 Thornthwaite 热量指数; Kc_{crop} 和 Kc_{lawn} 分别为实际植物和草地的生长因子^[9]。

(3) 融积雪。根据降水、气温和积雪资料, 采用一种简单的能量收支平衡模型对单个积雪块模拟融积雪过程, 包括以下四个步骤: ①估算净辐射; ②确定降水为降雪还是降雨; ③假定无融雪发生, 进行积雪块的水量和能量的收支平衡计算; ④计算实际的融雪量和积雪内的质量和能量。其目的是模拟在降水和融雪的影响下积雪的厚度, 以及模拟融雪水补充给土壤水分的供给率。

净辐射采用以下经验公式来估算^[11]:

$$Rad = \eta [606.5 - 0.695(T - T_0)] ET_0 \quad (6)$$

式中: Rad 为净辐射; η 为反照率因子 (晴天: $\eta = 0.6$; 阴雨天: $\eta = 0.8$), T_0 为冰融化温度。

在假定无融雪发生的条件下, 积雪块的可能总热量 ($E_{t+\Delta t}^*$) 和可能总水量 ($W_{t+\Delta t}^*$) 分别用下式计算:

$$E_{t+\Delta t}^* = \begin{cases} E_t + Rad + P_n C_{si} T_0 & T \leq T_s \\ E_t + Rad + P_n [C_{si} T_0 + C_f + C_{sa} (T - T_0)] & T > T_s \end{cases} \quad (7)$$

式中: $E_{t+\Delta t}^*$ 为 $t + \Delta t$ 时间积雪块的可能总热量; E_t 为 t 时间积雪的总热量; C_{si} 为冰比热; C_f 为冰融化潜热; C_{sa} 为水比热; P_n 为净降水; T_s 为判断降水为雪或雨的临界温度。

$$W_{t+\Delta t}^* = W_t + P_n \quad (8)$$

式中: $W_{t+\Delta t}^*$ 为 $t+\Delta t$ 时间积雪块的可能总水量; W_t 为 t 时间积雪块的总水量。

根据积雪块的可能总热量是否能维持其可能总水量处于 T_0 温度的积雪状态, 从而判断融雪是否发生。并分别用以下公式来计算实际的融雪量和积雪块的水量和热量:

$$\begin{cases} R_{sm}=0 \\ W_{t+\Delta t}=W_{t+\Delta t}^* \\ E_{t+\Delta t}=E_{t+\Delta t}^* \end{cases} \quad C_{si}W_{t+\Delta t}^* T_0 \geq E_{t+\Delta t}^* \quad (9)$$

$$\begin{cases} R_{sm}=\frac{E_{t+\Delta t}^*-C_{si}T_0W_{t+\Delta t}^*}{C_f} \\ W_{t+\Delta t}=W_{t+\Delta t}^*-R_{sm} \\ E_{t+\Delta t}=E_{t+\Delta t}^*-(C_{si}T_0+C_f)R_{sm} \end{cases} \quad C_{si}W_{t+\Delta t}^* T_0 < E_{t+\Delta t}^* \quad (10)$$

式中: R_{sm} 为 $t \sim t+\Delta t$ 的融雪量; $W_{t+\Delta t}$ 和 $E_{t+\Delta t}$ 分别为积雪块 $t+\Delta t$ 时间的水量和热量。

(4) 上层非饱和区(产流区)。该部分用以确定上层非饱和土壤区的土壤含水量、向下层土壤层的渗透量、壤中径流和地面径流。由于降水入渗、蒸散发和土壤深层渗漏, 土壤含水量的大小和分布在上层非饱和区变化显著, 该区在径流形成过程中起着非常关键的作用。只有当土壤含水量达到田间持水量(ϑ_r)时, 模型才考虑深层渗漏过程。

壤中水流的运动可以近似用运动波方程模拟^[11], 其系统方程的表达式为:

$$\begin{cases} (\vartheta_s-\vartheta_r)L\frac{\partial \tilde{\Theta}}{\partial t}+\frac{\partial q}{\partial x}=p_l \\ q=\tan\beta k_{sh}L\tilde{\Theta}^{\alpha_s} \end{cases} \quad (11)$$

式中: $\tilde{\Theta}$ 为简化体积含水量在上层土壤中垂直方向上的平均值(等于 $\frac{1}{L} \int_0^L \tilde{\Theta}(z) dz = \frac{1}{L} \int_0^L \frac{\vartheta-\vartheta_r}{\vartheta_s-\vartheta_r} dz$); L 为上层土壤厚度; k_{sh} 为上层土壤水平方向饱和水力传导率; β 为地面坡度; q 为单宽壤中径流量; t 为时间; x 为沿水流方向的距离坐标; p_l 为考虑降水入渗量、侧向入流量和深层渗透量而设的综合因子; ϑ 为体积含水量; ϑ_r 为残存体积含水量; ϑ_s 为饱和体积含水量; $\tilde{\Theta}(z)$ 为简化体积含水量; α_s 为反映土壤透水特性的指数。

将式(11)沿 x 方向在网格上积分, 就可以得到以下一个非线性水库方程; 并采用数值法和解析法来求

解^[2, 3] v_1 , 从而根据水量平衡原理计算出地面产流量:

$$\frac{dv_1}{dt} = \left[(f_a X + q_o^u + q_s^u) - f_b X \right] - \frac{C_1}{X} v_1^{\alpha_s} \quad (12)$$

式中: C_1 为局地传导系数, 综合反映网格内上层土壤的水力传导特性(等于 $\frac{Lk_{sh}\tan\beta}{(\vartheta_s-\vartheta_r)^{\alpha_s} L^{\alpha_s}}$); f_b 为深层渗漏

(等于 $\min(k_{sv_1} \tilde{\Theta}^{\alpha_s}, k_{sv_2})$); X 为网格大小; v_1 为网格单元内的上层土壤水蓄量; f_a 为降水入渗; q_o^u 为地面径流输入; q_s^u 为壤中侧向入流; k_{sv_1} 为上层土壤垂直方向饱和水力传导率; k_{sv_2} 为下层土壤垂直方向饱和水力传导率; α_s 为反映土壤渗透能力的指数。

由于河道排水系统的影响, 网格单元上产生的壤中径流和地面径流一部分要汇入河道中, 其它流入坡下网格单元, 分配的比例决定于网格高程面的梯度大小。

(5) 下层非饱和区。该区为上层土壤含水层和地下饱和含水层间的过渡层。该部分根据上层土壤的渗透量和下层土壤的饱和度, 采用以下经验公式来确定地下水的垂直补给:

$$q_r = X f_b \left(\frac{v_2 + v_3}{v_{3m}} \right)^{\alpha_r} \quad (13)$$

式中: v_{3m} 为下层土壤的饱和蓄水量(等于 $(d-L)\rho X$); q_r 为地下水的垂直输入; v_2 为下层非饱和区的土壤蓄水量; v_3 为地下水层的蓄水量; d 为下层土壤不透水层的深度; ρ 为下层土壤的有效孔隙率; α_r 为反映土壤渗漏的指数。

(6) 地下径流。该部分采用线性水库模型计算地下水水面和地下径流。模型目前只模拟单一无压含水层的情况。假定地下饱和含水层水流仅是水平的, 对于任一网格单元, 该部分接收来自下层非饱和区的渗透量(q_r)和地下水旁侧入流(q_h), 计算出地下径流和地下水水面并作为下层非饱和区水量计算的下边界条件。

在达西定律和质量守恒定律的基础上, 地下径流的模拟采用以下线性水库模型, 其计算式为:

$$\frac{dv_3}{dt} = (q_r + q_h) - \frac{k_{sh} s_b}{X} v_3 \quad (14)$$

式中: v_3 为地下水饱和含水层的蓄水量; k_{sh} 为下层土壤水平方向饱和水力传导率; s_b 为土壤不透水面的坡度。

式(14)可通过解析法直接求解。

(7) 地面径流和河道径流。与壤中径流的模拟相似, 应用曼宁阻力定律, 近似用运动波方程来描述水在

地面上和河道中任一处水平方向上的运动,将偏微分运动波方程积分到网格尺度上,就能分别得到“结构上相似”的以下非线性水库方程:

$$\frac{dV_o}{dt} = r_o X^2 - \frac{C_o X}{X^{\frac{10}{3}}} V_o^{\frac{5}{3}} \quad (15)$$

式中: $C_o = (\tan\beta)^{1/2}/n_o$; V_o 为地面水库蓄水量; r_o 为地面径流深; n_o 为曼宁地面阻力系数。

$$\frac{dV_c}{dt} = (r_c XW + Q_c^u) - \frac{C_c W}{(XW_i)^{\frac{5}{3}}} V_c^{\frac{5}{3}} \quad (16)$$

式中: $C_c = s_0^{1/2}/n_c$, $W = w_{\max} + \left[\frac{w_{\max} - w_{\min}}{\sqrt{A_{ut}} - \sqrt{A_{dt}}} \right] \cdot (\sqrt{A_{dt}} - \sqrt{A_{ut}})$;

V_c 为河道水库蓄水量; r_c 为旁侧入流; Q_c^u 为上游河道径流输入; s_0 为河底坡度; n_c 为曼宁河道阻力系数; W 为河道断面(假定为矩形)的宽度(假定其大小随着流域集水面积的增加而增大); w_{\max} 和 w_{\min} 分别为最大和最小的河道断面宽度; A_{ut} 和 A_{dt} 分别为流域总面积和生成河流的最小流域集水面积; A_d 为 DEM 网格单元的集水面积。

2.2 模型所需的基本资料和基本参数

TOPKAPI 是一个结构简单、具有物理概念的分布式流域水文模型,在实际应用时所需的基本资料包括数字高程、土壤、植被类型和降水以及气温等气象资料。新 TOPKAPI 模型在生产应用中每一个网格所需的基本参数详见表 1。

从理论上讲,具有明确物理意义的参数值不需要率定,可以直接量测到。然而,由于量测是基于量测点获得的,对面上代表性不够,加之有些参数时空变化幅度较大,难以通过实测来确定,因而实际应用中仍需要进行参数率定。新 TOPKAPI 模型参数的初始值设定可以参阅有关文献,如土壤的饱和和传导率、饱和体积含水量等可参考 USDA 用于 Green-Ampt 下渗模型中的

土壤参数值,参数率定只是对这些参数进行微调,不同于概念性集总模型中的参数率定。

3 新 TOPKAPI 模型在淮河息县以上流域洪水模拟中的应用

3.1 流域概况

本文选择了淮河上游息县以上流域作为研究流域(见图 2)。息县水文站控制面积 10 190 km²,干流河长 250 km,主要支流有淝河、竹竿河和清水河,其中在淝河和竹竿河支流小潢河上分别建有南湾和石山口 2 座中型水库。息县站断面一般宽为 700~800 m,最大测流断面宽 2 470 m,最大水深 10.50 m。

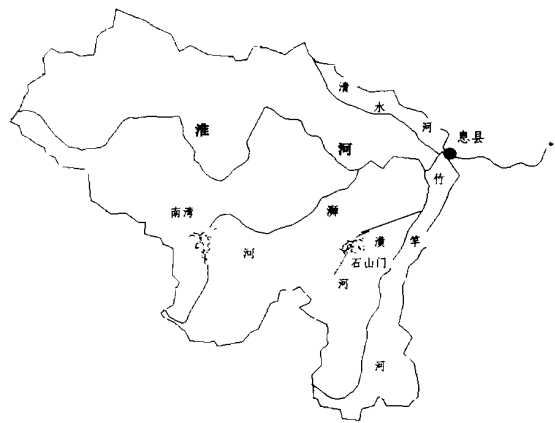


图 2 淮河息县以上流域水系示意图

流域内地形呈现西高东低趋势,高程范围在 15~839 m 之间,平均高程 142 m。

流域辖区属于亚热带湿润季风气候,雨量充沛,梅雨显著,夏雨集中。多年平均年降水量 1 060 mm,多年平均气温在 14.0~16.0℃ 之间。

流域辖区的中山区及低山区、丘林区,主要土壤类型为黄棕壤土类,土体有明显的粘化过程,呈酸性和微

表 1 新 TOPKAPI 模型所需的基本参数表

分过程	基本参数
植物截留	随时间变化的植物表面的年最大截水容量(SC_0)、年最大植物截留能力(SR_0)、地面植被覆盖率($Cropd$)、植物叶面积指数(LAI)
融雪	判断降水为雨或雪的临界温度(T_c)
蒸散发	植物生长因子($K_{C_{emp}}$)、实际蒸散发与蒸散发能力折算系数(K)
地面径流和河道径流	曼宁地面、河道阻力系数(n_o, n_c)、河道断面宽度(w_{\max}, w_{\min})
上层土壤区 (深层渗漏、壤中径流)	土壤厚度(L)与土壤饱和和水力传导率(k_{s1}, k_{s1})、饱和体积含水量(θ_s)、残存体积含水量(θ_r)、田间持水量(θ_f)、土壤透水指数(α_s)
下层土壤区 (地下水补给、地下水径流)	不透水层高程与土壤饱和和水力传导率(k_{s2}, k_{s2})、土壤有效空隙率(ρ)、土壤渗漏指数(α_p)

酸性,生长有松、杉等针、阔叶林及漆树、油桐、油茶等经济林木。在中山、低山、岗丘及河谷等各种地貌类型农田内广泛分布着水稻土类,主要种植稻、麦、油菜等农作物。

3.2 资料情况及其预处理

本研究所用的地形、土壤和植被等网格资料是从因特网(Internet)上免费获取的。用户可以从美国地质调查局(USGS)提供的 GTOPO30 公共域^[12]的服务获取全球各区域相当于 1km 尺度的数字高程网格资料,从美国马里兰大学(UMD)网站^[13]可以下载全球相当于 1km 尺度的植被网格资料,从美国国家航空和宇宙航行局(NASA)哥世德航天中心(GSFC)的全球土地资料同化系统^[14](GLDAS)中可以获取相当于 10km 尺度的土壤栅格资料。

借助于美国陆军工程师兵团 (US Army Corps Engineers)开发的地理信息资源分析支持系统 GRASS (Geographic Resources Analysis Support System)提取淮河息县以上流域的 1km 尺度上的数字高程、土壤和植被类型资料。利用 DEM 模拟生成流域水系。淮河息县以上流域的地形和 DEM 模拟生成的水系、土壤质地分布和植被分布,分别参见图 3、图 4 和图 5。

3.3 模型参数率定与验证

前已述及,具有明确物理意义的参数值在实际应用中仍需要进行率定。首先参阅有关文献,设定新 TOPKAPI 模型的参数初始值,然后采用试错法对这些参数进行微调来实现模型参数率定。

根据研究流域内的测站分布情况,选用桐柏、黄岗、大坡岭等 24 个雨量站和息县水文站 1998 年汛期(5~10 月)的报讯资料(包括雨量和流量)进行新 TOP-

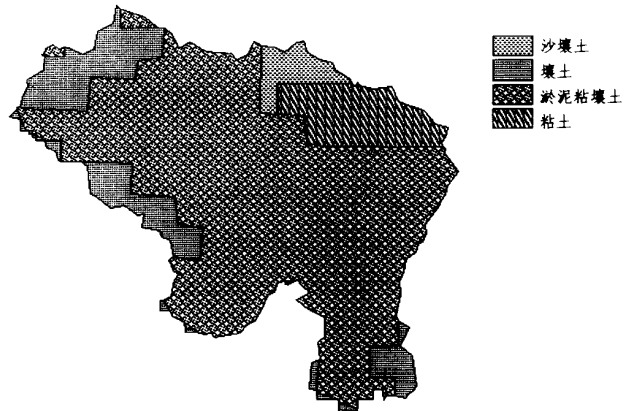


图 4 淮河息县以上流域的土壤质地分布图



图 5 淮河息县以上流域的植被分布图

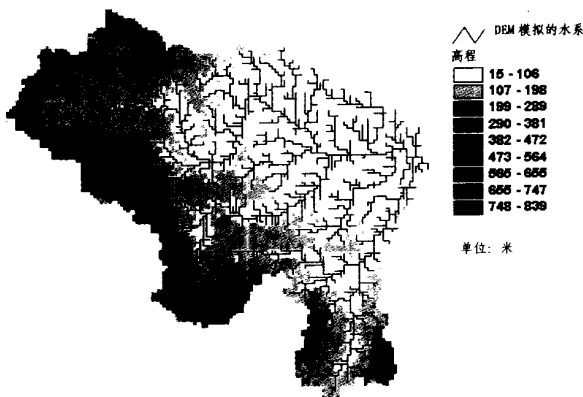


图 3 淮河息县以上流域的地形和 DEM 模拟的水系图

KAPI 模型的参数率定,时间步长为 6h,网格尺度为 1km。在率定的模型参数值基础上,采用上述站 2002 年汛期报讯资料进行模型验证。

由于流域内无气温观测站,流域蒸散发的估算是通过对息县站多年月平均水面蒸发值进行折算的办法来实现的。考虑到资料情况,本研究中未考虑植物截留作用,整个流域的下层土壤假定为粘壤土。

新 TOPKAPI 模型率定(1998 年汛期)和验证(2002 年汛期)的确定性系数分别为 0.894 和 0.844,模型率定、验证计算流量与实测流量过程对比,分别见图 6、图 7,模型率定的主要产流、汇流参数值分别参见表 2、表 3。

从图 6、图 7 中可以看出,新 TOPKAPI 模型在淮河上游息县以上流域的应用效果是令人满意的,其中率定期和验证期内的模型确定性系数分别为 0.894 和 0.844,最大洪峰流量的计算误差分别为 10%和 5%。

为了减少土壤、地面和河道等的蓄水初始条件对

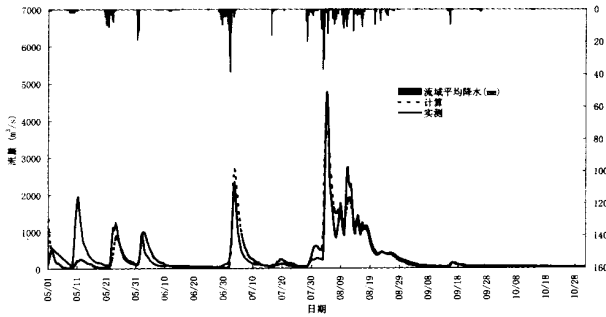


图6 息县站 1998 年汛期新 TOPKAPI 模型率定计算流量与实测流量过程对比图

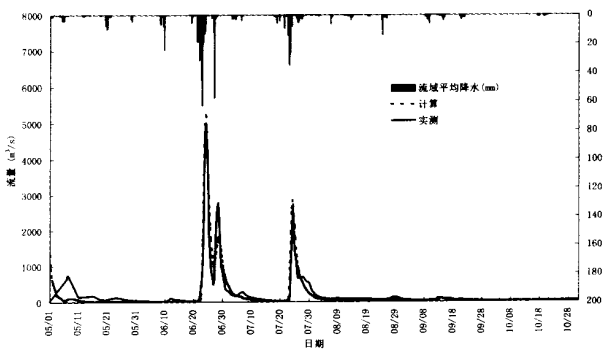


图7 息县站 2002 年汛期新 TOPKAPI 模型验证计算流量与实测流量过程对比图

模型计算精度的影响,一般建议模型计算从枯水期(可假定初始土壤饱和率为 50%,无地面径流,河道水深很浅)开始模拟。本研究中模型计算从 5 月初开始,因

而模型计算预热期内的洪水没有被很好地模拟。从图 6 中可以看出,新 TOPKAPI 模型没有能模拟好率定期内的第二场洪水(1998 年 5 月 22 日),这很可能是因为降雨观测偏小之故。

4 结语

(1)本研究利用因特网上免费提供的地形、土壤和植被等网格资料,应用改进的 TOPKAPI 模型在淮河西县以上流域进行洪水模拟,取得了较好的结果,证明模型结构、参数是合理的。为了进一步验证模型的适用性,还需在具有不同的气候、地形和地质条件的流域中试用。

(2)新 TOPKAPI 模型是一个具有物理概念的分布式流域水文模型。不同于概念性集总式流域水文模型,分布式流域水文模型的参数率定不需要大量的水文、气象资料来进行。但从理论上讲,为了增加所率定模型的可靠性,分布式流域水文模型的率定和验证不仅需要流域和子流域出口断面的流量资料,而且需要地下水、土壤含水量等资料,模型参数也应直接以实测资料率定或间接地引用其他流域类似研究的数值。因此,要加强遥测、遥感技术在水文上的应用,积极探索描述水文要素与下垫面特征的时空变化及不确定性因素的方法,紧密结合生产实际,这是基于物理概念的分布式流域水文模型不断发展和完善之需要。

表 2 新 TOPKAPI 模型率定的主要产流参数值表

土壤类型	$\vartheta_i - \vartheta_r$	$\vartheta_f - \vartheta_r$	α_i	α_f	k_{s1} (m/s)	k_{w1} (m/s)	L (m)
沙壤土	0.412	0.172	2.5	-	1.46E-04	7.28E-07	0.80
壤土	0.433	0.264	2.5	-	5.47E-05	2.74E-07	0.50
淤泥粘壤土	0.432	0.312	2.5	3.0	4.92E-05	2.46E-07	0.30
粘土	0.385	0.275	2.5	-	8.83E-05	4.42E-07	0.20

表 3 新 TOPKAPI 模型率定的主要汇流参数值表

植被类型	n_o ($m^{-1.5} s^{-1}$)	Strahler 河流等级	n_c ($m^{-1.5} s^{-1}$)
永久性针叶林	0.40	I	0.050
非永久性针叶林	0.30	II	0.040
非永久性宽叶林	0.30	II	0.035
混和林	0.25	IV	0.030
林地	0.20	V	0.030
林地草地	0.15	VI	0.025
封闭灌木	0.15		
草地	0.095		
庄稼地	0.085		
城市用地	0.070		

(3)新 TOPKAPI 模型是一个结构简单合理、以物理概念为依据的分布式流域水文模型,它结合地形学和运动波水力学方法,采用网格尺度,网格大小从几十米到 1 公里不等,通过几个“结构上相似的”非线性水库方程来描述流域降雨-径流过程中的不同的水文、水力学过程,模型的参数可以在地形、土壤、植被或土地利用等资料的基础上获得,所需的高程、土壤和植被类型等基本数据也可从因特网免费资源中获取。该模型可应用于洪水预报、土地利用和环境影响评价、洪水极值分析、无资料地区洪水计算以及气候对水文水资源的影响研究等。除此之外,新 TOPKAPI 模型还可作为描述水运动的基本模块,应用于描述溶解物输送的平流扩散、水质模拟、土壤侵蚀等。

参考文献:

- [1] Todini E, Ciarapica L. The TOPKAPI Model [A]. Singh V P, et al. *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology* [M]. Littleton, Colorado: Water Resources Publications, 2001.
- [2] Liu Z, Todini E. Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2002, 6 (5): 859-881.
- [3] Liu Z. Toward A Comprehensive Distributed/Lumped Rainfall-Runoff Model: Analysis of Available Physically-Based Models and Proposal of a New TOPKAPI Model (Ph.D. dissertation) [D]. Italy: The University of Bologna, 2002.
- [4] Michele M, Todini F, Diomedea T, Liu Z, Vignoli R. Calibration of rainfall-runoff models [A]. MUSIC (Multiple-Sensor Precipitation Measurements, Integration, Calibration and Flood Forecasting) Project Report (Deliverable 9.1), A Project Supported by the European Commission under Contract No EVK1-CT-2000-00058[R]. 2002.
- [5] Liu Z, Todini E. Application of TOPKAPI Model for Extreme Flood Frequency Analysis Study in Magra Catchment [A]. Volume entitled 'Hydro-Geological Disasters Reduction: Recent Developments And Perspectives' [C]. Proceedings of the International IDNDR Symposium held in Perugia in July. 2000.
- [6] de Marsily, Ghislain. Quantitative hydrology: Groundwater Hydrology for Engineers [A]. Geostatistic and stochastic approach in hydrogeology [M]. California: Academic Press, Inc., 1986. 286-329.
- [7] Monteith J L. Evaporation and surface temperature [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1981, 107: 1-27.
- [8] Thornthwaite C W, Mather J R. The water balance [J]. *Publ. in Climatology*, 1955, 8(1).
- [9] Doorenbos J, Pruitt W O. Crop water requirements [A]. *FAO Irrigation and Drainage Paper 24*[R]. 2nd. Ed.. Rome, 1977. 156.
- [10] Benning R G. Towards a new lumped parameterization at catchment scale (Master Thesis) [D]. University of Wageningen, 1994. 10-45.
- [11] Todini E. The ARNO rainfall-runoff model [J]. *J. Hydrology*, 1996, 175: 339-382.
- [12] USGS GTOPO30 [EB/OL]. <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>.
- [13] UMD 1km Global land cover [EB/OL]. <http://www.geog.umd.edu/landcover/1km-map/meta-data.html>.
- [14] GLDAS global soils dataset of Reynolds [EB/OL]. <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/eco/cdroms/reynolds/reynolds/reynolds.htm>.

作者简介:刘志雨(1968-),男,江苏泰县人,水利部水文局高级工程师,意大利波罗尼亚(Bologna)大学博士,中国科学院大气物理研究所高级访问学者,主要从事流域水文模型、水文气象预报预测业务系统的研究、开发;谢正辉(1963-),男,湖南长沙人,中国科学院大气物理研究所研究员、博士生导师,中科院百人计划入选者,主要从事大气科学和陆面过程模型及地球流体力学数值模拟的研究。

Further Development of the TOPKAPI Model and Its Application to the Huaihe River Basin for Flood Simulation

LIU Zhi-yu^{1,2}, XIE Zheng-hui¹

(1. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. Bureau of Hydrology, Ministry of Water Resources, Beijing 100053, China)

Abstract: TOPKAPI is a physically based distributed hydrologic model. This paper makes further development of the TOPKAPI model by introducing new components including interception, infiltration, percolation and groundwater flow, and modifying the sub-surface flow component, aiming at developing a comprehensive, fully-distributed TOPKAPI model. A first try is carried out in this study to derive information from public domain through internet on the topography, soil and vegetation types for a case study Chinese catchment—Upper Xixian catchment in Huaihe River with an area of about 10,000 km², and to apply the new TOPKAPI model to the test catchment for flood simulation. The simulation results are satisfactory.

Key words: TOPKAPI model; DEM; non-linear reservoir equation; flood simulation; Huaihe River basin