

三门峡—小浪底区间分布式水文模型构建

李 丽¹ 郝振纯¹ 杨向辉² 王 玲²

(1. 河海大学水资源环境学院, 江苏 南京 210098 ; 2. 黄河水文水资源科学研究所, 河南 郑州 450004)

摘要 : 依据从 DEM 中提取的汇流网、水流路径长度和坡度等流域特征, 建立了适合于黄河三门峡—小浪底区间水文过程的松散耦合型分布式水文模型。该模型用 Horton 下渗曲线进行单元网格的产流计算, 用各产流单元的汇流时间和线性水库相结合的方法模拟洪水过程中的洪峰平移和坦化现象。对研究区域 11 场洪水过程的模拟结果显示, 该模型基本上能将洪水总量、洪峰流量和峰现时间的误差控制在许可误差内。

关键词 : DEM ; 分布式水文模型 ; 小浪底 ; 黄河流域

中图分类号 : P333.1 **文献标识码** : A **文章编号** : 1000-1980(2004)06-0648-04

传统的流域水文模型用物理意义不十分明确的参数表示流域特征的空间分布不均一性, 没有充分考虑模型输入的空间分散性和不均匀性。然而, 近 20 年的研究都表明地表的不均一性对于水文过程的动力学因素是很重要的^[1~3]。分布式水文模型是构建在 DTM(数字地形模型) 或 DEM(数字高程模型) 基础之上的, 是依据地形资料寻求水文模拟物理基础(如产流单元、水系、汇流路径、集水面积等流域特征) 的一种现代技术途径^[4,5]。流域分布式水文模型充分考虑流域下垫面空间分布不均对水文过程的影响。相对于集总型模型而言, 有物理基础的分布式水文模型容易与气候模型嵌套, 便于研究自然和气候变化对水文循环的影响, 能及时地模拟人类活动和下垫面因素变化对流域水文循环过程的影响, 在研究流域下垫面变化影响和无资料地区应用方面具有独特的优越性。然而, 在模型中如何考虑各种要素、各个参数的空间分布, 是分布式水文模型研究所必须解决的问题。依据不同的信息手段和信息源处理不同参数的空间分布是分布式水文模型研究的必经之路。

1 资 料

本文目前使用的日资料包括 : 1976 年、1977 年、1979 年、1981 ~ 1985 年、1989 年共 9 a 的八里胡同、北段村等 33 个雨量站的逐日降雨资料 ; 三门峡、垣曲、赵礼庄 3 个蒸发站的逐日蒸发资料 ; 三门峡、小浪底、八里胡同、垣曲 4 个水文站 1976 年、1977 年、1979 年、1981 ~ 1985 年、1989 年共 9 a 的逐日流量资料。

次洪资料包括 : 八里胡同 19760821, 19760831, 19770708, 19770807, 19820802, 19830908, 19840805, 19850916 共 8 场洪水 ; 垣曲 19760831, 19820802, 19820814, 19830908, 19840805, 19850916 共 6 场洪水 ; 三门峡和小浪底 19760821, 19760831, 19770708, 19770807, 19790813, 19820802, 19820814, 19830802, 19830908, 19840805, 19850916 共 11 场洪水的逐时降雨、径流过程。

地形资料为美国地球物理数据中心 1999 年发布的全球陆地 1 km 基础高程(Global Land One-kilometer Base Elevation, 简称 GLOBE) 数据, GLOBE 数据按经纬网描述高程的空间分布, 其空间分辨率为 30'(准 1 km)。

2 模型的建立

在三小间水文模型的建立过程中, 根据三小间流量控制站的设置情况, 将三小间划分为垣曲、八里胡同、三门峡—垣曲—八里胡同—小浪底 3 个水文分区, 进行三小间产流机制和汇流规律的研究, 分析水文模型参数与地理信息的关系(其中垣曲和八里胡同为两个小的子流域)。根据上述研究区域的资料收集情况确定黄河三门峡—小浪底区间分布式水文模型的结构和计算流程, 共分为两步 : 第一步, 建立分布式日模型, 通过模

拟小浪底、八里胡同、垣曲 3 个水文站的逐日实测径流确定日模型参数;第二步,建立分布式次洪模型,由所建日模型为其提供前期土壤含水量等水文要素的初始值,通过模拟 3 个水文站的洪水径流过程确定次洪参数,进而建立合适的小浪底水库入库洪水预报模型.所建立的分布式水文模型是以从 DEM 中所提取的流域特征为基础的,首先在单元网格内进行产流计算,然后根据 DEM 所确定的各网格间的关系进行汇流演算.模型的计算流程图如图 1 所示.

2.1 流域特征提取

本文采用 D8 法^[6]进行各网格的流向判断,对于洼地的处理则采用以主干河道数字化^[7]为主、填平为辅的河网提取法,通过自建的流域特征工具软件进行流域特征提取.其中主干河道数字化依据的是 1/250 000 的天然水系图.图 2 所示为由 DEM 所提取的三门峡—小浪底区间的水系和流量站控制区域图,图 3 为垣曲站所控制的虚拟河网,即汇流网.

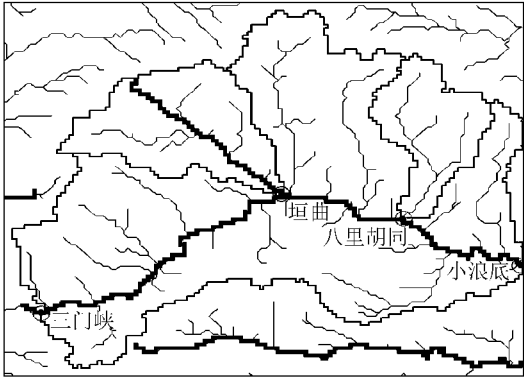


图 2 三门峡—小浪底区间数字水系和区域划分
Fig.2 Digital water system and subcatchments of studied area

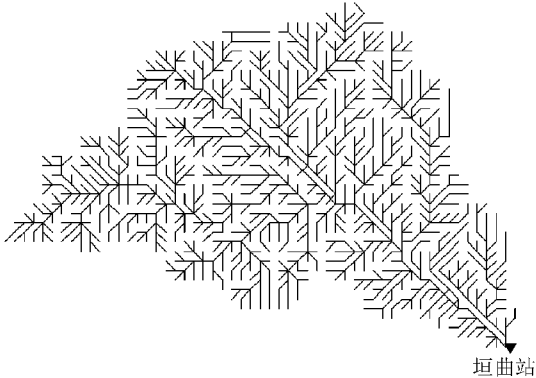


图 3 垣曲子流域虚拟河网
Fig.3 Virtual river network of Yuanqu subcatchment

2.2 产流计算

在湿润和半湿润地区,或者在植被覆盖良好的区域,由于下垫面和植物腐质层对降雨的下渗能力很大,容易产生蓄满产流,而在比较干旱的地区,特别是在黄土覆盖的区域,由于下渗能力受土质的影响,可能会小于雨强,并且土层往往很厚,基本不可能蓄满,在这种情况下就比较容易产生超渗产流.但是对于一个地区而言,蓄满产流和超渗产流并没有明显的界限,并且在不同的时间、不同的情况下可能会有不同的产流模式交替发生,在进行流域产流计算时只考虑占主导地位的产流模式.黄河三门峡至小浪底的流域区间多为丘陵山区,地势陡峭,较大暴雨多集中在 7 月中旬到 8 月中旬,洪峰形状多较尖瘦,故使用超渗产流模式建立水文模型,用下渗公式计算土壤下渗率 f ,然后依据超渗理论进行产流计算.

本文采用的下渗公式为霍尔顿 (Horton) 公式

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

(1)

式中: f_0 ——最大下渗能力; f_c ——稳定下渗率; k ——下渗系数.

因为下渗能力又是土壤含水率的函数,土壤含水率与下渗能力有关:

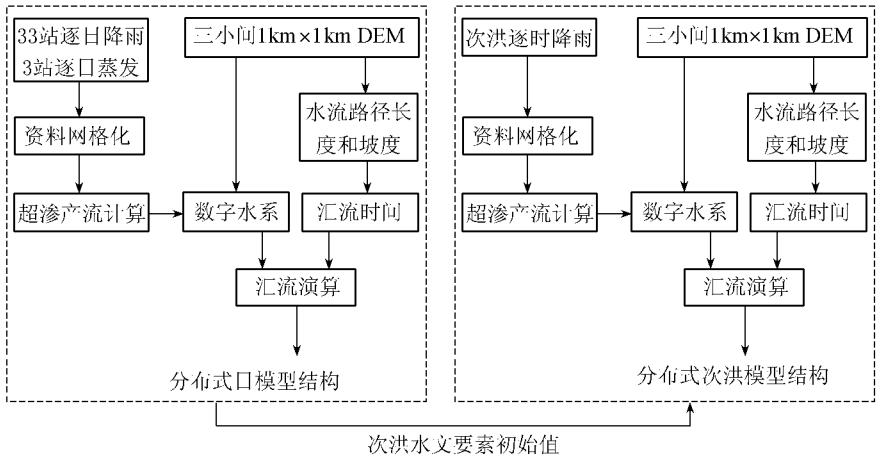


图 1 分布式水文模型结构图
Fig.1 Framework of distributed hydrological model

$$W = \int_0^t f dt$$

(2)

而在实际计算中利用土壤含水量求下渗能力更为方便 ,故将式 (1)与式 (2)联合 ,消除时间项 ,得到下渗能力与土壤含水率的函数关系 .计算方法为 :如果净雨 $P = 0$,那么土壤含水量按 (3)式消退 .

$$W_{t+1} = W_t e^{-0.001 E_m (W_t - W_{min})} \quad R_{t+1} = 0$$

(3)

式中 : E_m ——蒸散发能力 ; W_{min} ——残余水分含量 .如果 $P > 0$,可根据下渗能力与土壤含水量的关系通过积分求得实际下渗量 ,并进而求得产流量和时段末土壤含水量 .如果 $P \leq f_{t+1}$,实际下渗量 $F = P$, $R = 0$, $W_{t+1} = W_t + P$.如果 $P > f_t$,实际下渗量

$$F = f_c - (e^{-k} - 1) k^{-1} (f_t - f_c)$$

(4)

$$R = P - F \quad W_{t+1} = W_t + F$$

(5)

如果 $f_t > P > f_{t+1}$, $t + x$ 时刻 ($0 < x < 1$)的下渗率为

$$f_{t+x} = f_c + (f_0 - f_c) e^{-k (t+x)} = P$$

(6)

那么可得

$$x = \frac{1}{k} \ln [(f_t - f_c) (P - f_c)]$$

(7)

实际下渗量

$$F = \int_t^{t+x} P dt + \int_{t+x}^{t+1} f dt = Px + f_c (1 - x) - \frac{e^{-k} - e^{-kx}}{k} (f_0 - f_c) e^{-kt} =$$

$$Px + f_c (1 - x) - (e^{-k} - e^{-kx}) k^{-1} (f_t - f_c)$$

(8)

则 $R = P - F$, $W_{t+1} = W_t + F$.

由此可计算出各个网格不同时段 的产流深 ,进而计算它们对河网的入流 .

2.3 汇流演算

本文利用单元网格上水流的汇集时间进行汇流演算 ,其理论依据是等流时线法 ,通过计算水流从各网格中心点沿汇流网 (即虚拟河网)流至河道或流域出口断面的汇流时间确定各栅格的径流过程 .由于使用的 DEM 的分辨率约为 1 km ,且河道汇流对下游径流过程的影响较大 ,故在计算过程中对坡地汇流与河道汇流分别进行计算 .在流域特征提取的过程中 ,将适用坡地汇流的网格与适用河道汇流的网格区分开来 ,使用不同的速度常数 K_v 计算汇流时间以区分坡地和河道对水流速度的影响 .在演算过程中通过分别计算水流从各个网格中心点至河道 (对坡地汇流中的网格而言)或流域出口断面 (对位于河道上的网格而言)的汇流时间来模拟洪水滞时 .同时 ,使用线性水库来模拟洪峰平移过程中的坦化现象 .

汇流时间的计算 ,即水流由网格中心点至河道或流域出口断面的平移时间按式 (9)计算 :

$$t_c = L / v = L / (K_v S^{1/2})$$

(9)

式中 : L ——该段河道的水流路径长 ; S ——该段河道的坡度 ; v ——水流速度 ; K_v ——速度常数 ,它包含了糙率、水力半径等因素对水流的影响 .

3 模拟结果与分析

利用上述模型对三门峡—小浪底区间 11 场洪水的水文过程进行了模拟 (时间步长为 1 h) ,表 1 为三门峡—小浪底区间次洪模拟的统计结果 ,图 4 为小浪底站 19760821 次洪水的出口断面径流过程线 .

表 1 三门峡—小浪底区间次洪模拟结果统计

Table 1 Simulated results for several floods in Sanmenxia-Xiaolangdi area

洪号	总量误差 /%	峰量误差 /%	峰现时间 推迟(时段)	洪号	总量误差 /%	峰量误差 /%	峰现时间 推迟(时段)
19760821	0.71	-0.29	-1	19820814	-1.15	5.75	1
19760831	0.89	0.41	-4	19830802	5.13	3.70	3
19770708	-1.51	2.48	3	19830908	-4.55	8.86	-3
19770807	-3.45	-11.64	4	19840805	1.24	-0.43	5
19790813	0.91	1.57	-2	19850916	4.09	-3.66	3
19820802	-1.12	0.55	-1				

由计算结果可以看出 ,模型对洪水量的把握是比较好的 ,但对峰现时间的把握并不令人满意 .由于模拟中使用的是研究区域内雨量站的实测降水资料 ,每个网格上的降水均由此插值而来 ,这样的资料来源并不能充

分考虑降水的空间分布,尤其是每场降水暴雨中心的时空变化,甚至会错过暴雨中心的信息.每场降水的暴雨中心对于次洪峰现时间的影响是非常大的,它将直接导致洪峰出现时间的改变,并可能影响洪量的计算.

4 结 论

分布式水文模型的发展使水文学研究的信息源扩展到气象、地形、植被、土壤等领域,人们开始利用这些信息研究大气—植被—土壤中水文循环的物理动力学过程和能量交换过程,期望深入、全面、彻底地研究水文循环的物理机制、水文过程对各种信息的响应等.目前的任何一种水文模型,即便是具有物理基础的紧密耦合型分布式水文模型^[8],都没有摆脱根据实测径流过程调试部分甚至全部参数的经验性方法^[9],并且对大部分区域而言,由于资料种类和序列长度的限制,分布式模型的建立和调试仍然需要使用站点的历史实测资料,如降水等.因此,在建立水文模型的过程中,不仅要研究水文过程的物理机制,还要研究对离散站点资料的处理,以便尽可能详尽地考虑各种信息的时空分布对水文响应的影响.

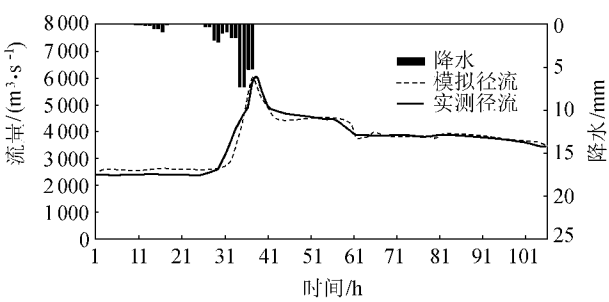


图 4 小浪底站 19760821 次洪水过程线
Fig.4 Hydrograph of flood No.19760821 at Xiaolangdi

参考文献:

[1] YU Z ,LAKHTAKIA M N ,YARNAL B. Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system[J]. Journal of Hydrology ,1999 218 :72—91.
[2] 芮孝芳,朱庆平. 分布式流域水文模型研究中的几个问题[J]. 水利水电科技进展 2002 22(3) 56—58.
[3] 夏自强. 自然地理信息与确定性水文模型参数关系分析[J]. 河海大学学报 ,1998 26(1) 33—38.
[4] 承继成,林琿,周成虎,等. 数字地球导论[M]. 北京: 科学出版社, 2000. 10—18.
[5] 任立良. 流域数字水文模型研究[J]. 河海大学学报(自然科学版) 2000 28(4) :1—7.
[6] 李丽,郝振纯. 基于 DEM 的流域特征提取综述[J]. 地球科学进展 2003 18(2) 251—256.
[7] 郝振纯,李丽. 基于 DEM 的数字水系的生成[J]. 水文 2002 22(4) 8—10.
[8] 左其亭,王中根. 现代水文学[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2002. 61—82.
[9] BAXTER E V. Distributed hydrologic modeling using GIS[M]. Netherlands : Kluwer Academic Publishers 2001. 10—20.

Study on distributed hydrological model
for Sanmenxia-Xiaolangdi section of the Yellow River

LI Li¹, HAO Zhen-chun¹, YANG Xiang-hui², WANG Ling²

(1. College of Water Resources and Environment , Hohai Univ. , Nanjing 210098 , China ;
2. Yellow River Hydrology and Water Resources Institute , Zhengzhou 450004 , China)

Abstract :Based on some river basin characteristics collected from DEM(Digital Elevation Model), such as the confluence network , length and gradient of flow route , and slope , a loose and coupled distributed hydrological model was developed for the Sanmenxia-Xiaolangdi section. In this model , the Horton infiltration capacity curve was used to calculate the runoff generation at each grid , and the concentration time for each runoff generation element , combined with the linear reservoir technique , was adopted for simulation of transition and subsidence of flood waves. The simulation of 11 flood events occurring in this area with the model shows that the errors of the calculated results of the flood volume , the flood peak discharge , and the time of peak are within their permissible ranges.

Key words :DEM ; distributed hydrological model ; Xiaolangdi ; Yellow River Basin