

分布式冰雪融水雨水混合水文模型

俞鑫颖,刘新仁

(河海大学水文水资源及环境学院,江苏 南京 210098)

摘要:在以冰雪融水雨水混合补给为主的流域中,产流空间分布的不均匀性十分突出.为此,建议一种基于数字高程模型(DEM)和地理信息系统(GIS)的网格空间分布水文模型.该模型可在分别考虑不同网格的热量和水分状态的基础上计算产流和汇流,并在乌鲁木齐河山区流域上得到应用,取得了良好效果.

关键词:冰雪水文,融雪径流,分布式水文模型,数字高程模型

中图分类号: P334+.92 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-198X(2002)05-0023-05

西北山区的径流分析及模拟是西北水资源评价及规划管理中的一项基础性工作.由于西北地区资料十分匮乏,传统的经验水文分析方法很难取得良好效果.一种较为有效的途径是在有实测水文资料的地区分析水文规律,建立水文模型,再推广应用于无实测水文资料的地区.然而,传统的水文模型主要依赖雨量站实测降水和水文站实测流量,把整个流域水文过程作为集总过程来处理,基本上不考虑流域特性和水文变量的空间分布.对于以冰雪融水和雨水混合补给为主的西北山区流域,由于热状态空间分布的不均匀,带来降水类型、水分状态和产流过程的不均匀,使这种集总型的模型不能给出满意的模拟成果,十分需要考虑空间不均匀性而建立分布式的水文模型.

近年来,快速发展的地理信息系统(GIS)逐渐成熟实用,数字地理信息产品逐渐增多,例如,低分辨率的数字高程模型(DEM)已成为网上免费提供的信息产品.在DEM基础上开发的数据处理软件也日渐普及.在这种情况下,开发分布式水文模型已具备条件^[1],且具有实际推广应用的可能性.本文以我国西北山区冰雪雨水混合补给河流的径流过程为对象,以乌鲁木齐河为试验流域,研究并建议了一种分布式水文模型.

1 冰雪水文特点

在高纬度地区或高山带,例如我国的东北、华北、西北地区及青藏高原,气候寒冷,融雪及融冰是河流的重要补给水源.降雪、积雪及冰雪冻融过程是流域水文的重要特性.水文过程中冰雪的介入,使流域水文过程同时受水量平衡和热量平衡的控制,热量或温度成为必须考虑的水文因素.

高山及寒区流域水文除了一般流域水文涉及的问题之外,还需要特别考虑如下一些与温度和冰雪有关的基本问题.

a. 降雨与降雪的分辨.在山区,由于温度的垂直分带性,不同高程上的温度不同,一场降水在较低的地方可能以液态降水的形式出现,在较高的地方可能以固态降水的形式出现.同一场降水,可能在一个地方为降雨,而在另一个地方为降雪.降雨可以立即进入土壤或产生径流,而降雪则视地面温度而定,可能立即融化,与降雨发生同样的过程,也可能冻结,形成积雪,待融雪条件满足时融化.雨雪的差别造成降水进入流域水文循环过程的差别.

b. 积雪与融雪的判断.降雪如果不能立即融化,就形成积雪.积雪在什么条件下融化,决定于流域积雪的热状态和热量平衡,这是冰雪水文需要解决的另一个问题.

c. 积雪量的估计.如果积雪没有达到融化的条件,则积雪储存在流域内,积雪形成一个特定的蓄水体.这个蓄水体对流域水文过程起着一定的调蓄作用,其蓄量即积雪量的估计是流域水量平衡的重要组成.

d. 融雪速率及融雪量的估计. 当融雪条件满足时, 积雪开始融化. 这时重要的是要估计融雪强度或速率, 以及在一定时段内的融雪量, 以便确定流域水文的输入过程 and 对此输入的响应. 融雪强度和融雪量决定于积雪的状态和融雪的热量平衡条件. 此外, 在高寒地区, 冻土状态影响水分在土壤中的运动, 对流域水文过程也有显著影响. 在高山地区, 冰川分布较多的地方, 还需要考虑冰川融化对流量的补给, 而冰川的融化不仅与温度条件有关, 还与冰川表面的积雪状态有关.

从上述分析可知, 西北山区冰雪融水和雨水混合补给的特性使流域水文过程具有如下特点: 气温在水文过程中起着重要的作用, 高程决定着气温、降水、蒸发等主要水文因素的分布, 流域面上产流类型的不均匀分布. 除与高程有关外, 还与有无冰川积雪覆盖有关. 这些特点要求在水文过程的模拟中采用分布式的水文模型, 即考虑流域内不同空间位置上的不同情况, 采用不同的计算方法、不同的参数、不同的输入变量等.

2 分布式水文模型结构

分布式模型按空间分布的要素、尺度和分布的方式而有所不同, 根据需求和可能来选定. 对冰雪融水和雨水混合补给的西北山区径流, 主要拟根据数字高程模型将流域空间网格化, 根据气温高程分布规律考虑每个网格上不同的气温, 基于气温分别考虑降雪、融雪、融冰等过程, 按网格考虑产流, 以及基于数字高程考虑汇流过程. 模型结构如图 1 所示. 其要点为:

- a. 根据全球数字高程模型(Digital Elevation Model, 以下简称 DEM)和本流域的数字化流域边界, 摘取本流域的 DEM;
- b. 根据本流域的 DEM 和数字化的河道, 生成本流域的河网系统;
- c. 根据站点(或其他形式)的气温资料和气温~高程关系, 得每个网格点上的气温;
- d. 根据站点(或其他形式)的降水资料和降水~高程关系, 包括系统误差修正关系, 得到网格点上的降水;
- e. 根据网格降水和气温, 分辨每个网格上降水中的降雪量和降雨量;
- f. 根据网格气温和积雪, 推算积雪水量, 如果网格为冰川网格, 则根据气温推算融冰水量;
- g. 根据网格气温和蒸发~气温关系, 推算网格蒸发能力;
- h. 根据降雨和(或)冰雪融水及蒸发能力, 进行网格产流计算;
- i. 网格产流量进入河网汇流系统, 进行汇流计算;
- j. 最后, 得流域出口断面处的流量过程. 其中产流和汇流基本按新安江模型计算^[2].

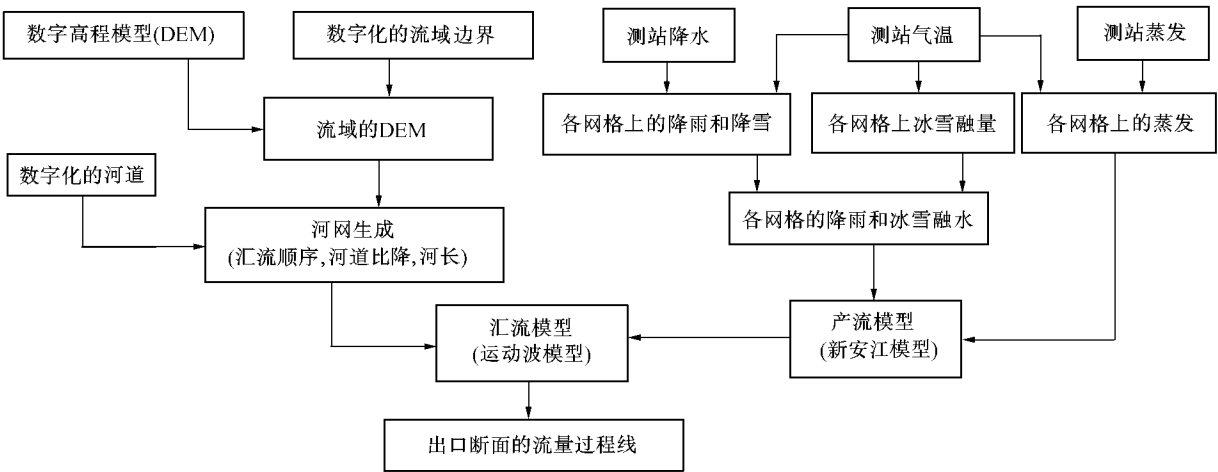


图 1 分布式冰雪融水雨水混合模型结构

Fig.1 Distributed hydrological model structure for areas supplemented with melted snow and glacier water and rainfall

3 主要计算方法

模型中主要计算问题包括: 生成河网系统; 确定网格温度; 确定网格降雨和降雪量; 确定网格积雪或融雪、融冰水量; 确定网格蒸发能力; 计算网格产流; 计算流域汇流. 下面分别简要介绍本模型所采用的计算方法.

3.1 基于 DEM 的流域特性提取

DEM 用地面上某些点的高程数字来表达地形的模型,即用数字来描述地形的模型.通常有 3 种形式:(a) 格点式(GRID-based DEM)(b)三角形式(TIN-DEM)(c)等高线式(CONTOUR-based DEM).由 DEM 可得出高程的拟合面.进而求出坡度、坡向、流向、流域边界、河网等流域水系特征,得到每个网格的汇流属性. DEM 的应用为分布式水文模型的实现开辟了途径.由于遥感测量常用经纬网格,因此,格点式的 DEM 被广泛使用,也为本模型所采用.

3.2 网格温度分布的确定

在冰雪融水和雨水混合模型中,温度是和降水同样重要的模型输入变量.如何根据少数测站上的温度资料估计流域中各网格点上的温度,是模型需要解决的问题.

气象观测表明,气温随高程变化,最通常的情况是气温随高程线性递减,即

$$t_2 = t_1 - \gamma (H_2 - H_1)$$

式中: t_1, t_2 ——高程 H_1, H_2 上的气温; γ ——气温随高程的递减率,是模型中的重要参数.根据这种线性关系,可由测站 t_{ce} 气温和测站高程 H_{ce} 按各网格的高程 H_p 估算各网格的气温 t_p .

3.3 降雨和降雪的分类

在山区,往往雨量站观测到的降水形式不足以代表流域的情况.分布式的模型需要判断每个网格上的降水形式.最简单的判断依据是温度,当气温低于某个临界值 t_s 时,降水为雪,高于 t_s 为雨.

3.4 雨雪量的推求

测站降水量 P_{ce} 存在量测误差,需进行修正.降雨量修正系数 A_r 和降雪量修正系数 A_s 根据实验研究应取不同值.根据修正后的测站降水量,推求临界降雪高程 H_s (温度等于临界降雪温度 t_s 的高程)上的降雪量 P_s ,然后由 P_s 推求每个网格上的雨雪量 P_p .一般情况下,考虑降雪量随高程递增.

3.5 融雪量的推求

融雪量的计算可以有多种方法,这里根据资料情况,采用经验的度-日法.度-日法的基本公式为

当 $t_p > 0$ 时 ,
$$M_d = ddf \times t_p$$

当 $t_p \leq 0$ 时 ,
$$M_d = 0$$

式中: M_d ——一日的融雪量; ddf ——度日系数,即每天每摄氏度正气温的融雪量.度日系数在积雪消融期不是常数,初期小,而后递增.这主要是因为初期积雪的冷储量较大,融雪水在下层再次冻结,并且初期积雪量大,雪层的持水能力也大.

在有冰川存在的网格上,当冰面无积雪覆盖时,考虑冰的消融.

3.6 产流计算

在冰雪融水补给径流的山区,由于气温低,蒸发能力低,干旱系数不大,径流系数不小,属于半湿润甚至湿润区.例如乌鲁木齐河山区流域,年降水量为 526 mm,年径流量为 237 mm,径流系数大于 0.5,且很少发生短历时大强度的暴雨,可以判断,发生超渗产流的几率很小,尤其对缓慢融化的冰雪水产流来讲,更不可能超渗.另外,冻土的存在,将减小土壤蓄水容量,更易满足蓄满产流的条件.因此,产流计算可采用蓄满产流模型,即新安江流域水文模型的产流部分.

产流计算按网格进行.降雨量(或冰雪融水量)和蒸发能力是产流模型的重要输入.网格的降雨或冰雪融水量按照上面介绍的方法进行计算.网格上蒸发能力的计算可根据资料条件采用不同的方法.在本模型中,每个网格上的气温都有估计值,可建立蒸发能力与气温的简单经验关系,由网格上的气温估计网格上的蒸发能力.当网格的降雨量(冰雪融水量)和蒸发能力都获得时,产流的计算,包括分水源和坡地汇流计算,与一般流域相同.

3.7 汇流计算

在完成上述计算步骤后,得到每个网格上的进入河道的入流过程.将所有网格进入河道的过程,按网格汇流顺序,采用河道汇流模型进行演算,至流域出口断面,得流域的出流流量过程.河道汇流模型可以根据模型的时间步长和资料条件来选定.

4 参数估计

上述模型中的主要参数有 3 类:

a. 融雪参数:包括气温高程递减率、降雪临界温度、降雪观测修正系数、降雪高程修正系数以及融雪系数等。

b. 产流参数:包括土壤张力水蓄水容量、土壤自由水蓄水容量、蓄水容量曲线指数、壤中流系数、地下水系数、坡地汇流系数以及蒸发模型中的参数等。

c. 河网汇流参数:包括河道形态系数或糙率系数,视所采用模型而定。上述参数除了新安江流域水文模型中的一般参数外,对分布式冰雪融水模型来讲,主要的是与融雪有关的参数。

根据经验,气温递减率一般为 $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 左右,具体流域应根据当地资料确定。降雪临界温度一般取为 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,但临界温度存在季节性变化,冬季高而夏季低,主要是因为积温的影响。在临界温度上下一定的变幅范围内,可能降雨和降雪形式同时存在,应按一定比例分配。降雪量修正系数和降雨量修正系数可根据实验来确定。

5 模型在乌鲁木齐河山区流域上的应用

乌鲁木齐河位于新疆天山山脉北坡中段,全长 214.3 km ,集水面积 $4\,684\text{ km}^2$,英雄桥水文站为乌鲁木齐河山区流域控制站,英雄桥以上干流河长 52.8 km ,流域面积 924 km^2 ,为本研究的区域。

乌鲁木齐河山区流域山势高、坡度大,气候、植被、土壤有明显的垂直分带性。随着海拔的升高,气温不断降低。 $3\,600\text{ m}$ 以上的高山区日均气温在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,大部分被积雪和冰川覆盖,冰川面积 37.95 km^2 ,占流域面积的 4.1% 。山地河谷的年平均气温,自上而下变化于 $-5.5\sim 1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。年均温度随高程的递减率平均为 $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。

乌鲁木齐河山区流域的年降水量为 526 mm 。降水量沿高程的变化明显,但并非单调增加。最大降水量带位于 $1\,900\text{ m}$ 左右的中山带和 $4\,000\text{ m}$ 左右的冰川粒雪盆。流域内固态和液态降水共存,其降水形式受制于气温及气温垂直递减率。

流域平均水面蒸发量估计值为 521.8 mm ,蒸发能力的分布主要受气温影响,气温随高程递减,蒸发能力也随高程递减。

山区流域的干旱指数(年蒸发能力与年降水量之比)均在 2.5 以下,且大多小于 2.0 ,按一般标准,乌鲁木齐河山区流域属于半湿润区。

乌鲁木齐河山区流域多年平均年径流量(英雄桥 $1958\sim 1987$ 年) 253.6 mm ,河源区天山试验站的多年平均年径流量在 400 mm 以上,其中 1 号冰川甚至高达 600 mm ,反映出径流沿高程有增加的趋势。这一方面是受降水沿高程变化的影响,更主要的是受温度沿高程降低,引起蒸发能力降低的影响。

由于流域特性明显的垂直分带性,以及由此影响的降水形式、蒸发能力和径流的明显的垂直变化^[3],建立基于高程分布的冰雪融水雨水模型就十分必要。

用上述分布式模型对乌鲁木齐河山区流域 $1979\sim 1987$ 年共 9 年的实测降雨径流过程进行了模拟,取得了较好结果。

6 结 论

乌鲁木齐河山区径流机制复杂,其中受地形起伏影响十分明显,降水、气温、蒸发均有随高程变化的趋势。以高程为基础的分布式模型能较好地考虑高程的影响,本文中虽然许多参数的计算经验性还较强,但已明显提高了模拟的精度。

利用网格化的数字高程模型和数字分析技术,能自动提取流域特性,为分布式水文模型的实现开辟了途径。网格化的分布式模型又为进一步利用数字化的遥感信息创造了条件,若能从遥感资料中提取冰雪、气温、植被等分布信息,可更好地模拟流域水文分布状况。

上述分布式模型由于可以利用若干空间分布信息,减轻了对传统水文资料的依赖程度,在西北广大无实测水文资料地区的水文水资源计算方面有广阔的应用前景。

本文研究得到日本长冈科学技术大学陆 皎教授的合作和指导,在此表示感谢。

参考文献：

[1] Lu M , Koike T , Hayakawa N. A distributed hydrological modeling system linking GIS and hydrological models[A]. In : IAHS Publ No. 235—Application of Geographic Information System in Hydrology and Water Resources Management[C]. Wallingford : IAHS Press , 1996. 141 ~ 148.

[2] Singh V P. Computer models of watershed hydrology[M]. Highlands Ranch :Water Resources Publication ,1995. 215 ~ 232.

[3] 中国科学院兰州冰川冻土研究所天山冰川观测试验站,新疆维吾尔自治区水利厅水文总站径流实验站,乌鲁木齐地区水资源若干问题研究队.乌鲁木齐河山区水资源形成和估算[M]. 北京: 科学出版社,1992. 1 ~ 90.

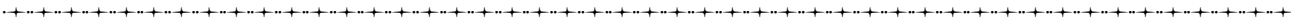
Distributed hydrological model for watersheds supplemented with
melted snow and glacier water and rainfall

YU Xin-ying , LIU Xin-ren

(College of Water Resources and Environment , Hohai Univ. , Nanjing 210098 , China)

Abstract : In a watershed mainly supplemented with melted snow and glacier water and rainfall , the spatial distribution of runoff is seriously uneven over the whole region , so a GIS and DEM-based distributed hydrological model is developed to analyze the spatial distribution. The present model takes the elevation as a major factor influencing the heat and moisture states of the watershed. The model is grid-based , and all the runoff and confluence are calculated for each grid respectively. With the model , the hydrological behavior of a watershed can be well simulated. Finally , a case study by the suggested model is presented on the mountain areas of the Urumqi River Basin.

Key words : snow and glacier hydrology ; melted snow runoff ; distributed hydrological model ; digital elevation model (DEM)



河海大学 2002 年度“ 长江学者 ”候选人分别来校讲学

今年 5 月以来 ,河海大学“ 长江学者 ”讲座教授候选人邵建富、诸颂平 ,特聘教授候选人张幼宽以及法国核废料管理局苏坤博士、美国学者葛社民博士、加拿大学者郭毅平博士等分别来校讲学 ,与相关学科交流 .在校期间 ,校长姜弘道教授、副校长兼研究生院院长张长宽教授、校长助理兼研究生院常务副院长徐卫亚教授等分别与来访的各位教授、博士座谈 .这些“ 长江学者 ”候选人以及其他学者来校讲学 ,对促进河海大学学科建设及科技创新将起到推动作用 .

(摘自《河海研究生教育与学科建设通讯》2002 年第 2 期)