

# 能量平衡融雪模型在乌鲁木齐河源区的应用

李建梅, 刘海隆, 王 辉, 赵文宇

(石河子大学水利建筑工程学院, 新疆 石河子 832003)

**摘 要:**山区融雪是内陆河流域重要的径流补给来源,融雪径流模拟是干旱区水文预报的研究热点。针对山区积雪消融的不确定性过程,根据能量平衡原理,以乌鲁木齐河源区融雪性洪水多发期为研究时段(2010年3月14日~4月12日),结合MODIS积雪产品和气象观测数据,采用GIS空间分析平台,阐述了融雪过程中能量平衡各收支通量变化的计算过程,并分析了融雪水量空间分布特征。模拟计算结果表明:乌鲁木齐河源区显热通量和潜热通量的日空间变化波动相似,但方向相反;日融雪量数值波动不大,但日融雪量空间分布不均,日平均融雪水量约为 $8.6\text{ kg/m}^2$ ;融雪产流模拟结果和同期出山口水文站监测结果相吻合,Nash-Sutcliffe系数( $R^2$ )和径流体积差分析( $D_v$ )分别为0.76和6.72%,满足精度要求。该研究结果对干旱区内陆河流域融雪型洪水预报具有参考意义。

**关键词:**融雪径流;能量平衡;显热通量;潜热通量

中图分类号:P422.4

文献标识码:A

文章编号:1000-0852(2017)02-0014-06

在我国西北干旱区,冰雪融水是河流补给的重要来源<sup>[1]</sup>,是水资源的重要组成部分,其补给量在春季最高可达75%以上<sup>[2]</sup>。然而,融雪水另一方面也是造成季节性洪涝灾害的主要原因<sup>[3]</sup>,因此分析融雪径流的形成过程十分必要。

目前,研究融雪径流大多是基于集总式和半分布式水文模型,如SRM融雪模型的应用与局部改进<sup>[4]</sup>,以及基于气象因子的统计模型和基于物理机制的能量平衡模型<sup>[5-6]</sup>。统计模型中较典型的有度日因子法,该模型计算相对简单,输入参数少,但无法表征积雪消融的实际物理过程,尤其在特殊的地理环境和气候条件下,缺点更为突出<sup>[7]</sup>。能量平衡模型考虑积雪表面的能量交换,充分利用各种数据源,如太阳辐射、土壤类型、雪面蒸发量等与流域水文环境密切相关的要素,能够更好的模拟积雪消融过程<sup>[8]</sup>。早在1956年,美国工程兵团<sup>[9]</sup>就开始对导致积雪产流的雪盖能量收支状况进行系统研究,并提出了基于雪盖能量平衡的融雪径流模型。19世纪80年代,Male、Granger、Gray等人<sup>[10-11]</sup>进一步对该问题作深入研究,使雪盖能量平衡理论逐步完善。在高海拔山区,水文气象观测站点

分布稀少,数据获取困难<sup>[8]</sup>,是融雪径流模拟研究的主要限制因素。随着3S技术的发展,获取能量平衡要素并空间化数据成为可能,国内外很多学者采用能量平衡的方法在融雪径流和冰川物质平衡方面进行大量研究<sup>[4]</sup>。

本文以乌鲁木齐河源区为研究区,利用遥感产品数据及气象资料,建立基于能量平衡的融雪径流模型,以栅格为基本单元进行融雪量计算,分析各要素通量和融雪量的空间变化特征,该研究方法可为水资源管理及洪水预警提供参考。

## 1 研究区概况

乌鲁木齐河发源于天山喀拉乌成山北坡,总长约214 km,多年平均径流量 $2.42\times 10^8\text{ m}^3$ ,平均海拔3 066 m。流域监测点年均气温 $5.7\text{ }^\circ\text{C}$ ,全年降水277.6 mm。乌鲁木齐河源区位于天山北坡中段,东经 $86^\circ 79' \sim 87^\circ 56'$ ,北纬 $43^\circ 00' \sim 43^\circ 54'$ 之间(图1)。河源区总面积为 $1\,132\text{ km}^2$ ,地势高,坡降大,是现代冰川发育区,平均雪线为3 780 m,雪线以上面积约 $102\text{ km}^2$ ,占山区流域面积9.6%<sup>[12]</sup>。

收稿日期:2016-02-18

基金项目:国家自然科学基金项目(51569027;41371419)

作者简介:李建梅(1991-),女,新疆昌吉人,硕士研究生,专业方向为水文及水资源。E-mail:120197697@qq.com

通讯作者:刘海隆(1974-),男,四川人,教授,博士,主要从事水文及水资源研究。E-mail:liu\_hai\_tiger@163.com

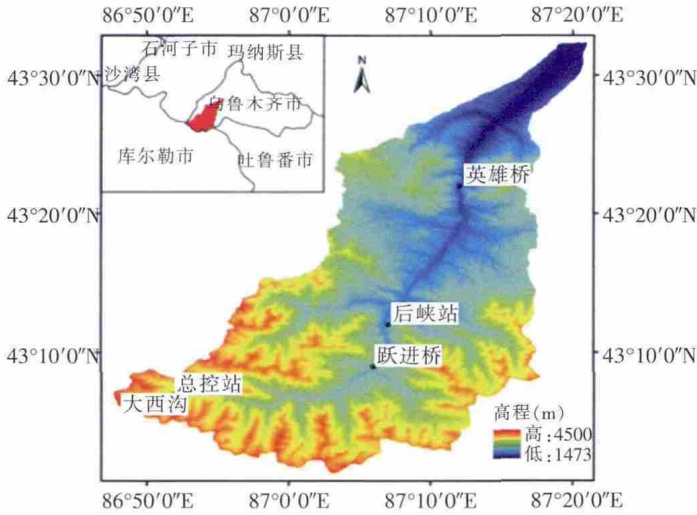


图1 乌鲁木齐河源区示意图  
Fig.1 The riverhead of the Urumqi River

## 2 数据与方法

### 2.1 数据来源及处理

本研究中所用的数据主要包括乌鲁木齐河源区2010年3月14~4月12日的逐日气温、日照时数、风速、相对湿度和短波辐射数据;空间分辨率为90 m×90 m的DEM数据,来源于2003年的数字高程产品SRTM3;同期Terra星(MOD10A1)和Aqua星(MYD10A1)的MODIS雪盖产品数据,分辨率为500 m×500 m,来源于美国国家冰雪数据中心(NSIDC)http://nsidc.org/data/modis/order\_data.html。

利用MRT(MODIS Reprojection Tools)重投影工具将下载的数据进行格式和投影转换,把HDF格式转换为GeoTiff格式;将SIN地图投影转为WGS\_1984\_UTM\_Zone投影坐标系统;将每日的MOD10A1和MYD10A1影像进行去云合成处理,参考MODIS多日合成产品(MOD10A1)的雪被制图算法<sup>[13]</sup>,将预处理好的MODIS每日雪被图像进行逐日积雪最大合成。

### 2.2 融雪能量平衡原理

雪盖与周围环境间的能量交换是积雪产流的根本原因,能量交换通过积雪长、短波辐射以及蒸发所产生的潜热和积雪与大气间温度差异所产生的显热<sup>[14]</sup>。本文假定积雪层为单层,积雪状态变量均一。根据能量平衡原理,积雪层能量平衡基本公式可以表示为<sup>[15-16]</sup>:

$$Q_{net} = (Q_r + Q_h - Q_{le} + Q_p + Q_g) \Delta t \quad (1)$$

式中: $Q_{net}$ 为模拟时段 $\Delta t$ 内积雪层单位面积上总能量的净输入量(J); $Q_r$ 为雪面净辐射通量( $W/m^2$ ); $Q_h$ 为显热通量( $W/m^2$ ); $Q_{le}$ 为潜热通量( $W/m^2$ ); $Q_p$ 为融雪期降水所带

来的热通量( $W/m^2$ ); $Q_g$ 为来自土壤的地热通量( $W/m^2$ )。

#### 2.2.1 雪面净辐射通量( $Q_r$ )的计算

雪面净辐射通量指某时间段内,单位面积的雪面吸收的总辐射和有效辐射之差,积雪融化和蒸发的主要能源是净辐射。积雪层的净辐射包括净长波辐射和净短波辐射,净辐射通量可由下式<sup>[17]</sup>表示:

$$Q_r = Q_s (1 - \alpha) + \varepsilon_{ac} \sigma (Ta + 273.13)^4 - \varepsilon_s \sigma (Ts + 273.13)^4 \quad (2)$$

式中: $Q_s$ 为入射的短波辐射( $W/m^2$ ); $\alpha$ 为雪面反照率; $\varepsilon_s$ 为积雪比辐射率,一般取0.95~1之间; $\sigma$ 为Stefan-Bohzman常数,取 $5.67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ ;Ta为空气温度( $^{\circ}C$ );Ts为雪面温度( $^{\circ}C$ ); $\varepsilon_{ac}$ 为有云覆盖下的大气比辐射率,按照Bristow和Campbell提出的由云覆盖比例计算大气比辐射率计算方法,简单取0.65~0.85之间,晴空时比辐射率最大,天空被云全部覆盖时取最小<sup>[18]</sup>。

#### 2.2.2 显热通量( $Q_h$ )的计算

显热表示雪盖与空气之间传递的热量。显热通量 $Q_h$ 的计算公式为<sup>[19]</sup>:

$$Q_h = \frac{\rho \times c_p (Ta - Ts)}{r_{as}} \quad (3)$$

式中: $Q_h > 0$ 时,能量从大气传向雪层,雪面获得能量; $Q_h < 0$ 时,能量从雪层传向大气,雪面损失能量。 $\rho$ 为空气密度,取 $1.205 kg/m^3$ ;  $c_p$ 为空气的比热容,取 $1.003 \times 10^3 J/(kg \cdot K)^{-1}$ ;  $r_{as}$ 为积雪层表层与附近的参考高度间的空气动力学阻力,由下式推求<sup>[20]</sup>:

$$r_{as} = \frac{\ln(\frac{\mu + z_m}{z_m}) \ln(\frac{x + z_h}{z_h})}{k^2 \mu} \quad (4)$$

式中: $x$ 为参考高度,取1.2 m; $\mu$ 为参考高度处的风速; $z_m$ 为动力阻抗系数,取0.001; $z_h$ 为热量和水汽阻抗系数,取0.0002; $k$ 为Von Karman常数,取0.4。

#### 2.2.3 潜热通量( $Q_{le}$ )的计算

潜热表示由于蒸发和凝结作用,雪盖获得或损失的热量。潜热的计算公式为<sup>[21]</sup>:

$$Q_{le} = - \frac{0.622 \times \lambda_v}{R_d * (Ta + 273) \times r_{as}} \times [e(Ta) - e(Ts)] \quad (5)$$

式中: $Q_{le} > 0$ 时,能量从大气传向雪层; $Q_{le} < 0$ 时,能量从雪层传向大气。 $\lambda_v$ 为升华潜热,取 $2.834 \times 10^6 J/kg$ ;  $R_d$ 为干空气常数,取 $287 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ ;  $e(Ta)$ 为空气水汽压; $e(Ts)$ 为雪面水汽压,计算公式分别为:

$$e(Ta) = e_{svp}(Ta) \times RH \quad (6)$$

$$e(Ts) = e_{svp}(Ts) \quad (7)$$

式中:  $RH$  为相对湿度;  $e_{\text{sep}}$  表示饱和水汽压, 它是温度的函数, 采用泰登(Teten)公式计算:

$$e_{\text{sep}}(Ta) = 100 \times 6.112e^{17.67 \times Ta / (Ta + 243.5)} \quad (8)$$

#### 2.2.4 降水输入热通量( $Q_P$ )和土壤热通量( $Q_g$ )的处理

春季融雪期降水强度通常很小, 加之本文研究期较短, 因此降水输入热通量  $Q_P$  在模型计算过程中可忽略不计。

在融雪期, 雪层温度会随着雪盖净热量的得失而发生变化, 但一般认为雪层温度不会超过  $0^\circ\text{C}$ , 雪底层存在冻土; 土壤热通量  $Q_g$  计算所需的空观测数据比较难获取, 且该值相比其它通量来说很小<sup>[21]</sup>, 因此本文对土壤热通量不作考虑。

#### 2.3 融雪水量( $W$ )的计算

军塘湖流域与乌鲁木齐河源区同属于天山北坡, 地理位置较相近, 因此本文借鉴赵求东<sup>[21]</sup>日融雪量的计算方法, 根据前面雪面能量平衡的计算公式, 分别获取模型中各分项值, 最终得到积雪层净输入能量  $Q_{\text{net}}$  为量化积雪日消融状况, 需进行融雪水量计算。融雪量计算公式可表示为:

$$W = \frac{Q_{\text{net}}}{S} \times 0.95 \times \text{MODIS}_{\text{雪盖}} \quad (9)$$

式中:  $W$  为融雪水量 ( $\text{kg}/\text{m}^2$ );  $S$  为雪的融解热, 取  $3.34 \times 10^5 \text{ J/kg}$ ;  $\text{MODIS}_{\text{雪盖}}$  为研究区的雪盖分布图。

### 3 结果与分析

#### 3.1 能量通量空间分布

基于能量平衡原理的计算方法, 输入 2010 年 3 月 14~4 月 12 日的水文、气象数据, 计算得到各分量空间分布结果。

##### 3.1.1 雪面净辐射通量

将实测的短波辐射、气温和雪面温度数据通过 ArcGIS 进行空间插值, 把点数据转换连续的空间数据, 插值结果代入能量平衡公式(2)计算, 最终得到雪面净辐射通量( $Q_r$ )空间分布。限于篇幅, 仅列出计算时段中融雪典型节点 3 月 14 日、3 月 18 日、4 月 1 日和 4 月 11 日的分析结果, 如图 2 所示。

总体上, 研究时段内净辐射通量空间变化较相近, 但日净辐射通量空间分布差异较为明显。日平均净辐射通量数值变化不大, 基本在  $145 \text{ W}/\text{m}^2$  左右。由图 2 可以看出, 净辐射通量变化范围为  $7 \sim 231 \text{ W}/\text{m}^2$ , 高值区集中分布在流域北部, 低值区分布在南部, 呈北高南低的空间分布

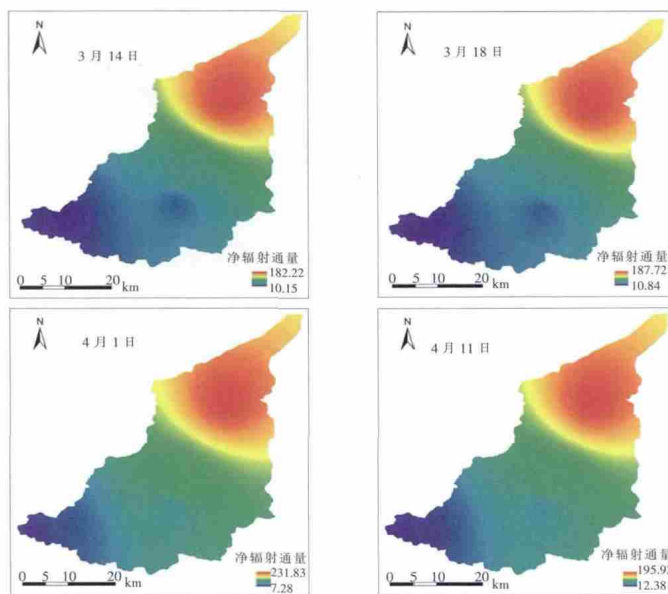


图2 乌鲁木齐河源区 2010 年融雪期典型日的净辐射通量空间分布 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )

Fig. 2 The spatial distribution of the net radiation flux in typical days of snowmelting in the riverhead of the Urumqi River in 2010

特征。其中, 3 月 14~18 日净辐射通量变化基本不大, 但在 4 月 1 日显著增加, 出现最大值  $231.83 \text{ W}/\text{m}^2$ , 4 月 11 日有所减小, 这主要与研究区温度变化有关。

##### 3.1.2 显热通量和潜热通量

显热通量是反映融雪期雪面与空气之间能量传输的重要指标, 潜热通量反映融雪期雪面水汽压与空气水汽压之间的能量传输状况。根据能量平衡公式(3)~(7) 计算得到乌鲁木齐河源区的显热和潜热通量空间分布。仍然只选取研究时段中的 3 月 14 日、3 月 18 日、4 月 1 日和 4 月 11 日分析结果显示, 结果如图 3 所示。

显热通量空间分布随时间变化具有较明显的区域性差异, 显热通量的高值区主要分布在乌鲁木齐河源区北部, 低值区分布在南部。总体而言, 随着时间的变化显热通量由南到北逐渐增大。由图 3 可知, 3 月 14~18 日, 显热通量呈减小态势且数值变化显著, 从 4 月 1 日开始逐渐增大, 4 月 11 日达到最大值  $267.34 \text{ W}/\text{m}^2$ 。

潜热通量与显热通量空间分布特征相反, 总体上呈南高北低的特征, 且数值随时间的变化持续增大。如图 4 所示, 潜热通量的变化范围在  $-37 \sim 208 \text{ W}/\text{m}^2$  之间。其中, 3 月 14 日潜热通量数值较小, 3 月 14 日~4 月 1 日呈明显增加趋势, 且在 4 月 1 日潜热通量出现最大值  $208.51 \text{ W}/\text{m}^2$ , 之后开始减小, 4 月 11 日减小至  $105.99 \text{ W}/\text{m}^2$ 。

从以上对显热通量和潜热通量的时空分析可知, 空间分布与地势和海拔有密切关系, 乌鲁木齐河发源



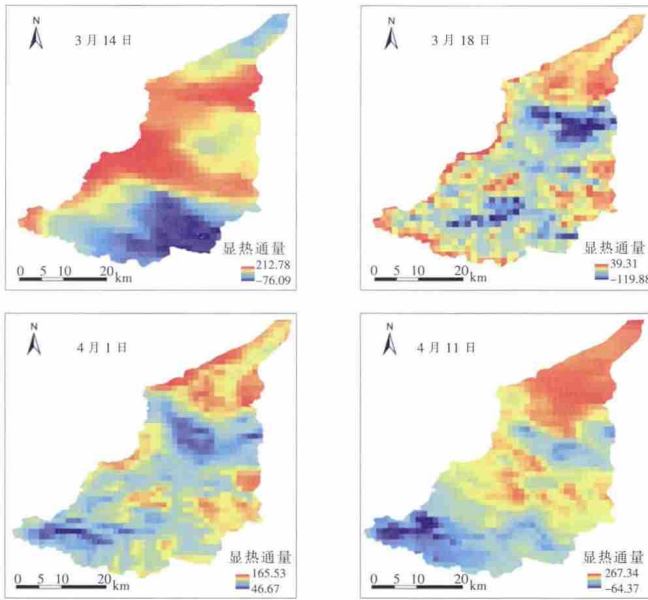


图3 乌鲁木齐河源区2010年融雪期典型日的显热通量空间分布( $\text{W}/\text{m}^2$ )  
Fig. 3 The spatial distribution of the sensible heat flux in typical days of snowmelting in the riverhead of the Urumqi River in 2010

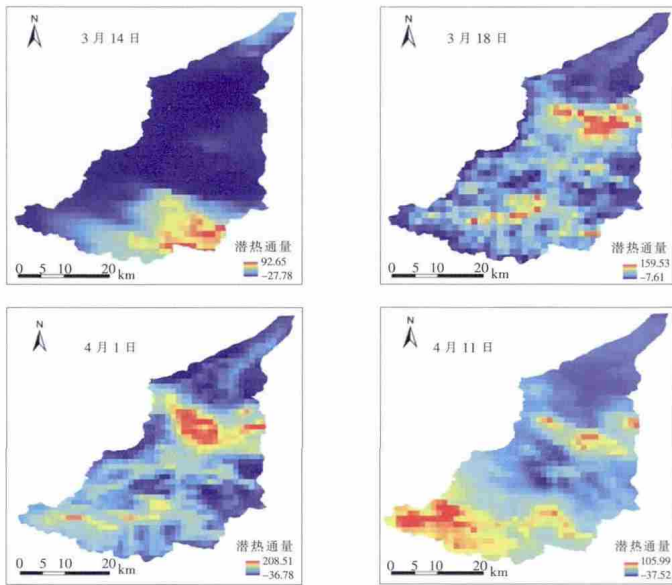


图4 乌鲁木齐河源区2010年融雪期典型日的潜热通量空间分布( $\text{W}/\text{m}^2$ )  
Fig. 4 The spatial distribution of the latent heat flux in typical days of snowmelting in the riverhead of the Urumqi River in 2010

于天山山脉,地势南高北低,河流流向由南向北。地势高的地方相对温度较低,但坡度较大,因此地势、海拔和温度都是重要的影响因素。

### 3.2 日融雪量空间分布

为得到乌鲁木齐河源区2010年3月14日~4月12日的逐日融雪量空间分布,根据融雪水量计算公式(9),运用 ArcGIS 的栅格计算功能实现各能量项空间分布

图的信息叠加,计算得到典型时段日融雪量,3月14日、3月18日、4月1日和4月11日融雪空间分布如图5所示。

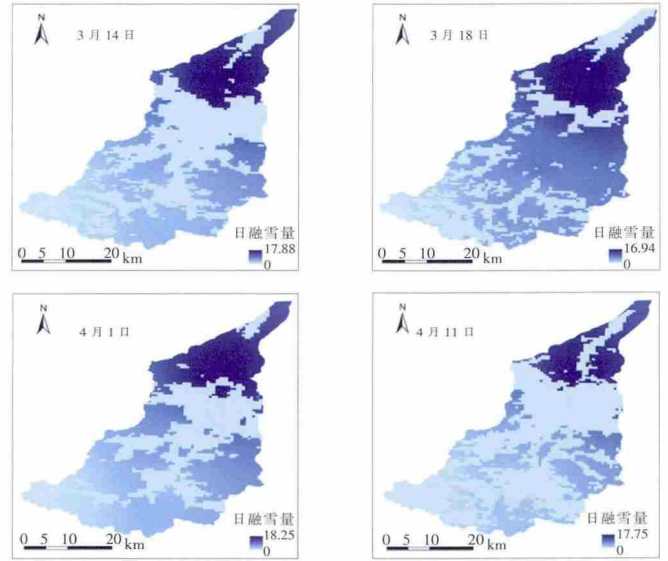


图5 乌鲁木齐河源区2010年融雪期典型日的日融雪量空间分布( $\text{kg}/\text{m}^2$ )  
Fig.5 The spatial distribution of the amount of daily snowmelt in typical days of snowmelting in the riverhead of the Urumqi River in 2010

研究时段内,乌鲁木齐河源区日融雪量的变化范围在  $0\sim 18.25\text{ kg}/\text{m}^2$  之间,日平均融雪水量约为  $8.6\text{ kg}/\text{m}^2$ ,整体呈小幅波动状态并基本维持在一定范围内。由图5可以看出:空间上,日融雪量总体表现出北部高中部低的特点,融雪量高值区集中分布在研究区的东北角,融雪量接近为0的区域主要分布在流域中部及南部。3月14~18日融雪面积不断增大,融雪性洪水易发生在3月18日;日融雪量在4月1日出现最大值  $18.25\text{ kg}/\text{m}^2$ ,之后融雪面积出现减小趋势。

### 3.3 融雪径流估算及精度分析

基于计算出的日实际融雪量分布图,进一步利用 ArcGIS 区域统计工具获得日融雪水量。在计算过程中,需考虑蒸散发等径流损耗。根据研究区的地形特点、气候条件和其他学者的相关研究<sup>[12,22]</sup>,本文研究区高程带的划分及融雪径流系数的选取如表1所示。

为验证模拟结果的准确性,由日融雪水量和融雪径流系数,经栅格计算得到研究期间内的逐日融雪径流量,并将该模型的模拟值与实测值进行比较,结果如图6所示。

模型采用 Nash-Sutcliffe 系数  $R^2$  及径流体积差  $D_v$  两个指标对模拟精度进行评价,计算公式如下:

表1 乌鲁木齐河源区高程分带及融雪径流系数

Table1 The vertical zone and snowmelt runoff coefficient in the riverhead of the Urumqi River

高程带	高程范围/m	面积/km <sup>2</sup>	融雪径流系数
A	1473~2170	182.03	0.5
B	2170~2656	340.54	0.5
C	2656~3131	330.42	0.65
D	3131~3594	333.58	0.65
E	3594~4450	274.83	0.73

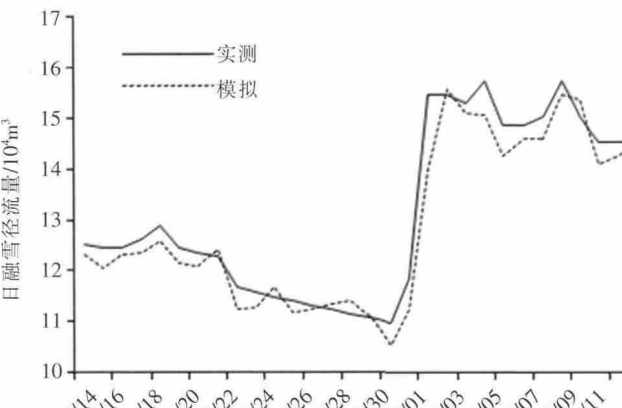


图6 日融雪量实测值与模拟值对比图(2010年3月14日~4月12日)  
Fig.6 The measured and simulated daily discharges in the riverhead of the Urumqi River (from March 14to April 12, 2010)

$$R^2=1-\frac{\sum_{i=1}^n(Q_i-Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n(Q_i-\bar{Q})^2} \tag{10}$$

式中： $Q_i$ 为实测的日径流量； $Q'_i$ 为模拟的日径流量； $\bar{Q}$ 为模拟的整个融雪期平均径流量； $n$ 为模拟融雪期天数。

$$D_v=\frac{V_R-V'_R}{V_R}\times 100\% \tag{11}$$

式中： $V_R$ 为模拟期的实际径流量； $V'_R$ 为模拟的径流量。

本研究利用能量平衡模型模拟 2010 年 3 月 14 日~4 月 12 日乌鲁木齐河源区的融雪径流量，模拟结果分别为  $R^2=0.76$ ， $D_v=6.72\%$ ，均满足应用要求，结果较为满意。从模拟结果可知，本模型基本上可以反映融雪径流量的变化趋势，但对逐日径流量的模拟并不是很准确。误差的产生原因是研究过程中参数选取存在缺陷，模型参数大多是基于流域特征及前人的研究确定，从而造成模型对于融雪过程细节描述的不精确。

从显热通量(见图 3)和潜热通量(见图 4)的模拟结果明显可以看出，显热通量和潜热通量的日空间变化波动相似、方向相反。与前人计算结果变化趋势一致<sup>[7,23]</sup>。但由于研究区气象站点稀少，只能通过插值方法得到

整个研究区气温空间分布，气温插值结果与实际气温出入较大，不能准确反映研究区的气温空间分布状况，对模拟结果影响较大。

综上所述，本文能量平衡模型模拟的融雪径流结果基本令人满意，但遥感技术对积雪层的监测受云团分布的影响较大，云量多的情况下无法从影像上获得准确的地表信息，这在一定程度上影像了模型的精度。另外，本文采用的能量平衡模型在计算过程中未考虑地热通量，对融雪径流模拟的结果会造成一定误差，为提升模型对融雪径流模拟的精度，在今后的研究中需考虑地热通量的影响。

4 结论

本文以乌鲁木齐河源区为研究区，利用站点气象数据结合 MODIS 数据，建立基于能量平衡的栅格式融雪径流模型，利用模型模拟得到 2010 年 3 月 14 日~4 月 12 日的显热通量、潜热通量和日融雪量空间分布，得到主要结论如下：

(1)研究时段内净辐射通量空间变化较相近，但日净辐射通量空间分布差异显著；显热通量和潜热通量空间分布随时间的变化具有较明显的区域性差异，呈波动相似、方向相反状态。

(2)乌鲁木齐河源区日融雪量空间分布不均，但日融雪量数值相对稳定，日平均融雪水量约为  $8.6\text{kg/m}^2$ 。融雪量高值区集中分布在研究区的东北角，融雪量接近为 0 的区域大部分分布在流域中部及南部。

(3)模型的 Nash-Sutcliffe 系数和径流体积差分别为  $R^2=0.76$ ， $D_v=6.72\%$ ，模型具有较高的计算效率和精度。

参考文献：

[1] 李培基. 中国季节积雪资源初步评价[J].地理学报, 1988,43(2):108-119. (LI Peiji. Preliminary evaluation of seasonal snow resources in China [J].Acta Geographica Sinica, 1988,43(2):108-119.(in Chinese))

[2] 王建,李文君. 中国西部大尺度流域建立分带式融雪径流模拟模型[J].冰川冻土, 1999,21(3):264-268. (WANG Jian, LI Wenjun. Establishing simulated model of snowmelt runoff for large scale basin in western China[J].Journal of Glaciology and Geocryology, 1999,21(3): 264-268. (in Chinese))

[3] 李海星,冯学智,肖鹏峰. 天山典型区卫星雪盖的年内变化特征分析[J].遥感技术与应用, 2011,26(3):376-382.(LI Haixing, FENG Xuezhi, XIAO Pengfeng. Satellite snow cover change analysis within the year of typical area in Tianshan mountains[J].Remote Sensing Technology and Application, 2011,26(3):376-382. (in Chinese))

[4] 房世峰,裴欢,刘志辉,等. 遥感和 GIS 支持下的分布式融雪径流过程模拟研究[J]. 遥感学报, 2008,12(4):655-662. (FANG Shifeng, PEI-

- Huan, LIU Zhihui, et al. Study on the distributed snowmelt runoff process based on RS and GIS [J]. Journal of Remote Sensing, 2008,12(4):655–662. (in Chinese))
- [5] 赵求东,刘志辉,秦荣茂,等. 融雪模型研究进展[J]. 新疆农业科学, 2007,44(6):734–739. (ZHAO Qiudong, LIU Zhihui, QIN Rongmao, et al. Research advance of snowmelt model [J]. Xinjiang Agricultural Sciences, 2007,44(6):734–739. (in Chinese))
- [6] 卿文武,陈仁升,刘时银. 冰川水文模型研究进展 [J]. 水科学进展, 2008,19(6):893–901. (QING Wenwu, CHEN Rensheng, LIU Shiyin. Progress in study of glacier hydrological model[J]. Advances in Water Science, 2008,19(6):893–901. (in Chinese))
- [7] 秦艳,刘志辉,乔鹏. 基于能量平衡的融雪期雪层水热过程研究[J]. 沙漠与绿洲气象, 2010,4(5):11–15. (QIN Yan, LIU Zhihui, QIAO Peng. The process of water and heat transfer in snow layer during snowmelt period based on energy balance theory[J]. Desert and Oasis Meteorology, 2010,4(5):11–15. (in Chinese))
- [8] 包安明,陈晓娜,李兰海. 融雪径流研究的理论与方法及其在干旱区的应用[J]. 干旱区地理, 2010,33(5):684–691. (BAO Anming, CHEN Xiaona, LI Lanhai. Theories and methods of snowmelt runoff and its application in arid regions [J]. Arid Land Geography, 2010,33(5):684–691. (in Chinese))
- [9] Corps of Engineers. Summary report of the snow investigations, snow hydrology [R]. Portland, Oregon: USA MY Engineer Division, 1956.
- [10] Dewalle D, Rango A. Principle of Snow Hydrology [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
- [11] Male D H, Granger R J. Snow surface energy exchange [J]. Water Resource, 1981,17(3):609–627.
- [12] 怀保娟,李忠勤,孙美平,等. SRM 融雪径流模型在乌鲁木齐河源区的应用研究[J]. 干旱区地理, 2013,36(1):41–48. (HUAI Baojuan, LI Zhongqin, SUN Meiping, et al. Snowmelt runoff model applied in the headwaters region of Urumqi River [J]. Arid Land Geography, 2013,36(1):41–48. (in Chinese))
- [13] MODIS Reprojection Tools (MRT). User's Manual Release 4.1 [EB/OL]. [https://lpdaac.usgs.gov/sites/default/files/publicmrt41\\_user-manual\\_032811.pdf](https://lpdaac.usgs.gov/sites/default/files/publicmrt41_user-manual_032811.pdf).
- [14] 吴晓玲,向小华,王船海,等. 季节冻土区融雪冻土水热耦合模型研究[J]. 水文, 2012,32(5):12–16. (WU Xiaoling, XIANG Xiaohua, WANG Chuanhai, et al. Numerical modeling for coupled snowmelt and frozen soil in seasonally frozen foil region [J]. Journal of China Hydrology, 2012,32(5):12–16. (in Chinese))
- [15] Anderson E A. A point energy and mass balance model of as now cover [A]. NOAA Technical Report NWS 19[C]. U. S. Department of Commerce (Washington D. C.), 1976:150.
- [16] Kondo J, Yamazaki. A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method [J]. Appl Meteorol, 1990,29:375–384.
- [17] 张耀存,丁裕国,陈斌. 地形非均匀性对网格区地面长波辐射通量计算的影响[J]. 气象学报, 2006,64(1):39–47. (ZHANG Yaocun, DING Yuguo, CHEN Bin. The influence of orographic heterogeneity on parameterization of regional mean long-wave radiation flux [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2006,64(1):39–47. (in Chinese))
- [18] Bristow K L, Campbell G S, Saxton K E. An Equation for separation daily solar irradiation into direct and diffuse components [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1985,35:123–131.
- [19] Brutsaert W. Evaporation into the Atmosphere [M]. Kluwer Academic Publishers, 1982:299.
- [20] Tarboton D G. Measurement and modeling of snow energy balance and sublimation from snow [A]. Proceedings of International Snow Science Workshop [C]. Snowbird, Utah, USA, October 31 to November 1994, 2:260–279.
- [21] 赵求东,刘志辉,房世峰,等. 基于 EOS/MODIS 遥感数据改进式融雪模型[J]. 干旱区地理, 2007,30(6):916–920. (ZHAO Qiudong, LIU Zhihui, FANG Shifeng, et al. Improved snowmelt model based on EOS/MODIS remote sensing data[J]. Arid Land Geography, 2007,30(6):916–920. (in Chinese))
- [22] 孜来布·阿不来提. 基于 GIS 与 RS 的融雪径流模型在乌鲁木齐河的应用[D]. 乌鲁木齐:新疆农业大学, 2012. (Zilaibu Abulaiti. A Review on the Application of Snowmelt Runoff Model [D]. Urumqi: Xinjiang Agricultural University, 2012. (in Chinese))
- [23] 李晶,刘时银,张勇. 天山南坡科契卡尔巴西冰川消融期雪面能量平衡研究[J]. 冰川冻土, 2007,29(3):366–373. (LI Jing, LIU Shiyin, ZHANG Yong. Snow surface energy balance over the ablation period on the Keqicar Baxi glacier in the Tianshan mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007,29(3):366–373. (in Chinese))

## Application of Energy Balance Snowmelt Model in Riverhead of Urumqi River

LI Jianmei, LIU Hailong, WANG Hui, ZHAO Wenyu

(College of Water Conservancy and Architectural Engineering, Shihezi University, Shihezi 832003 China)

**Abstract:** Snowmelt runoff is the important resources for the inland river basin. It has gradually become a hot issue to simulate snowmelt runoff for hydrological forecasting. In order to describe the uncertainty of snowmelt process in the period of high incidence, the fluxes change of energy balance in the river head of the Urumqi River (from March 14 to April 12, 2010) were calculated using GIS platform based on the energy balance method, MODIS and meteorological data. The spatial distribution of snowmelt water was also analyzed. The results show that there are similar spatial variabilities between the daily sensible heat flux and the daily latent heat flux in the river head of the Urumqi River, but their trends of change are opposite. Although the amount of snowmelt is stable, its spatial distribution is uneven. The amount of average daily snowmelt water is about  $8.6 \text{ kg/m}^2$ . The simulation is good agreement with the observation data. The coefficient of Nash–Sutcliffe ( $R^2$ ) and the volume difference ( $D_v$ ) is 0.76 and 6.72%, respectively. This research could give administration department some help for hydrological forecasting.

**Key words:** snowmelt; energy balance; sensible heat flux; latent heat flux