

基于栅格尺度的双层融雪径流模型研究及应用

孟现勇^{1,2}, 乔鹏³, 刘志辉^{2,4,5}, 陈凯⁶

(1.新疆大学资源与环境科学学院,新疆 乌鲁木齐 830046;2.新疆大学教育部绿洲生态重点实验室,新疆 乌鲁木齐 830046;3.新疆吐鲁番地区水资源管理中心,新疆 吐鲁番市 838000;4.干旱生态环境研究所,新疆 乌鲁木齐 830046;5.干旱半干旱区可持续发展国际研究中心,新疆 乌鲁木齐 830046;6.江夏区城市规划设计研究院,湖北 武汉 430012)

摘要:以新疆天山北坡军塘湖河流域作为研究区,基于物理机制构建双层分布式融雪径流模型,利用研究区数字高程模型(DEM)提取流域信息,运用GIS技术与遥感技术获取积雪、植被、土壤等与融雪径流模型有关的地表信息,并结合WRF中尺度数值预报模式作为该模型气象驱动数据,对研究区融雪期进行模拟,结果显示:2009、2010年峰值模拟期间,实测与模拟径流过程线拟合度高,QR合格率分别达87%、90.85%。该模型适用性较好,对融雪洪水预警具有一定的参考价值。

关键词:双层分布式;融雪模型;能量平衡;水量平衡;WRF;

中图分类号:P349 文献标识码:A 文章编号:1000-0852(2013)04-0010-06

1 引言

分布式水文模型是解决流域生态水文和环境问题的有效途径^[1-4]。而融雪径流预报最有效的方法之一就是建立分布式融雪径流模型并进行实时预报^[5-7]。国外VIC、SWAT等模型由于流域尺度太大或采取经验方法计算等问题,对于融雪模块模拟还不够完善。国内学者房世峰、刘志辉等于2007年提出利用3S技术建立分布式融雪径流模型^[8]。赵求东等于2008年将WRF气象模式与DHSVM模型进行了耦合,以24h对融雪径流进行监测预报^[9]。但由于单层分布式水文模型在模拟精度方面的缺陷,一种更完善的融雪径流模型的研究成为迫切需要,本研究尝试建立中小流域双层分布式融雪径流模型。

通过多年的实地测量数据,对之前单层融雪模型进行部分改进,研究结果表明:该模型的建立为短期水文预报方面的研究提供了重要依据,为新疆“绿洲经济”提供了生产基础和良好的安全保障^[10-11]。

2 双层分布式融雪模型体系构建

2.1 模型原理

本研究拟并从能量平衡和水量平衡两方面入手构建基于物理过程的双层融雪径流模型,融雪模型结构如图1所示。

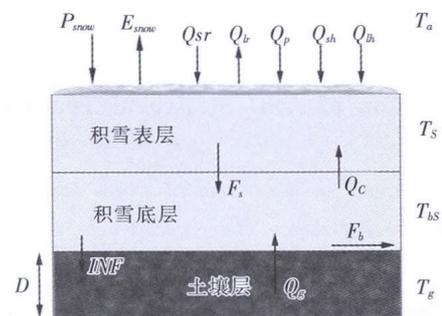


图1 双层融雪模型结构图
Fig.1 Structure of the snowmelt model

双层融雪模型依据能量和水量平衡变化将雪层分为两层。雪盖能量平衡计算见方程(1):

收稿日期:2012-06-05

基金项目:国家自然科学基金项目(70361001;40871023);中国沙漠气象科学研究基金“积雪遥感与融雪洪水监测预测研究”(Sqj2007004)

作者简介:孟现勇(1987-),男,河南上蔡人,硕士研究生,主要从事水文、“3S”开发与应用等研究。E-mail:mxy0001@gmail.com

通讯作者:刘志辉(1957-),男,新疆石河子人,教授,博士,主要从事水文水资源、“3S”技术研究。

$$Q_{all}=Q_{sr}+Q_{lr}+Q_p+Q_{sh}+Q_{lh}+Q_c \quad (1)$$

式中: Q_{all} 为单位时间净输入雪表能量; Q_{sr} 为短波净辐射; Q_{lr} 为长波净辐射; Q_p 为降水输入能量; Q_{sh} 为热通量(下层雪盖); Q_{lh} 为感热; Q_c 为潜热;以上单位均为 J/m^2 。

雪盖下层能量平衡计算见方程(2):

$$\Delta Q=Q_g-Q_c \quad (2)$$

式中: ΔQ 为下层雪盖单位时间净接收能量; Q_g 为上层雪盖接收热通量; Q_c 为土层热通量。

双层积雪水量平衡计算见方程(3)、(4):

$$W_{top}=P_{snow}-E_{snow}-F_b \quad (3)$$

$$W_b=F_s-INF-F_b \quad (4)$$

式中: W_{top} 为上层积雪水变化量; F_b 为下层积雪水变化量; E_{snow} 为雪层蒸发; P_{snow} 为雪盖降雨量; INF 为下渗量; F_s 为上层雪盖融化后渗入的下层水量; F_b 为下层积雪融化后的出水量。

单层雪盖情况能量平衡见方程(5)

$$Q_{all}=Q_{sr}+Q_{lr}+Q_p+Q_{sh}+Q_{lh}+Q_g \quad (5)$$

单层融雪模型的水量平衡模型以及式中各项模型计算方式与双层模型相同。

2.1.1 雪面净辐射 Q_{sr}

短波净辐射(Q_{sr})由到达地面太阳短波辐射决定,通过WRF模式模拟;其主要影响因子为地表反照率(ALB_s), Q_{sr} 计算见方程(6)。

$$Q_{sr}=(1-ALB_s)Q_{sw} \quad (6)$$

式中: ALB_s 为反照率(地表); Q_{sw} 为地面接收的短波辐射。

本文采用方程(7)估算长波净辐射 Q_{lr}

$$Q_{lr}=L\downarrow+L\uparrow=(1+C_{ec}C^2)\sigma T_a^4-\varepsilon_s\sigma T_s^4 \quad (7)$$

式中: $L\uparrow$ 为雪面向外长波辐射; $L\downarrow$ 为大气入射长波辐射; T_a 为空气温度(K); T_s 为雪表温度(K); $\varepsilon_s=0.95$ (雪盖比辐射率); $\sigma=5.67\times 10^{-8}Wm^{-2}K^{-4}$ (Stefan-Bohzman常数); C_{ec} 表示云类型经验系数, C 范围在0~1之间, C_{ec} 取值为^[12]:(层云 $C_{ec}=0.24$,层积云 $C_{ec}=0.22$,积云 $C_{ec}=0.20$,高层云 $C_{ec}=0.20$,高积云 $C_{ec}=0.17$,卷层云 $C_{ec}=0.08$,卷云 $C_{ec}=0.04$)。

2.1.2 降水输入能量 Q_p

$$Q_p=\rho_w C_w (T_{air}-273.16)p_r+\rho_s C_s (T_{air}-273.16)p_s \quad (8)$$

式中: ρ_w 为水的密度; C_w 为水的比热容; C_s 为雪的比热容; T_{air} 为空气温度(K); ρ_s 为雪水当量; p_r 为降雨量。

2.1.3 潜热 Q_{lh} 及感热 Q_{sh}

潜热通量指由于蒸发及凝结,雪层失去或得到的热量,感热通量指空气与雪层的热传递。潜热通量与感

热通量参考David R于2008年提出的方法计算^[13]。

2.1.4 下层雪盖热通量 Q_{con}

本文采用温度梯度计算雪盖间热量传导:

$$Q_{con}=S_{fd}\times S_a \quad (9)$$

式中: S_{fd} 为 $-K_C dt/dz$,即积雪热通量密度(Wm^{-2}); S_a 为单元雪盖栅格面积; K_C 为积雪热传导系数($Wm^{-1}K^{-1}$)。

2.1.5 土层热通量 Q_g

土层热通量与太阳辐射、潜热与感热等相比可认为对融雪过程影响不大,一般取值为0~10 Wm^{-2} 之间^[14]。本文采用由Abbott M B等提出的土层和雪层间的函数关系计算 Q_g ^[15]。

2.2 融雪计算流程

当为双雪层情况时,表层积雪融化可影响到下层积雪及整个雪层,先估算上层融雪过程,此时无侧向出流仅有下渗,融雪水全部渗入下部雪层,接着估算下层融雪过程,最后将双层出流总量确定为雪层总出流量。

雪盖温度通常小于0,当净吸收能量大于0时不一定发生融雪,因此利用Cold Content($CC\geq 0$)^[16]反映其能量的吸收。

当表层净能量 $Q_{all}>CC_{surface}$ 时,表层积雪开始融化,若融雪水量大于表层积雪持水能力时,积雪水开始出流。对于雪盖持水能力一般认为是,本文采用B. R. Bicknell提出利用雪密度和雪盖含水量的函数计算^[17]。当表层净能量 $0<Q_{all}<CC_{surface}$ 时,此时雪盖仅有温度变化而不发生相变;当 $Q_{all}<0$ 时,认为先冻结雪盖内的液态水,若全部冻结仍有负的净能量存在则使雪盖降温。每时间步长依据能量平衡和水量平衡计算完融雪后,需要对雪深及雪密度进行重新计算^[17]。

在完成对雪深和雪密度的计算后,需要对雪盖进行重构,主要是判断双层雪盖的条件是否依然满足,满足则对重新计算Cold Content、上下层雪盖厚度及雪水当量,反之则按照单层雪盖计算。

2.2.1 土层下渗计算

冻土融化一般晚于积雪融化周期,此时融雪产流下渗能力小,以超渗产流为主要形式;当空气温度上升同时冻土融冻层变厚,加上融雪速度增快,此时融雪水下渗增加,即增加了蓄满产流,此时产流为蓄满产流和超渗产流。融雪水和冻土之间的计算过程参考Zhao,L等提出的方法计算^[18]。

2.2.2 汇流计算

汇流过程按照栅格形式计算,根据汇流路径将其分为坡面及河道汇流。利用研究区DEM提取河网,参

照集水栅格阈值划分河道和坡地并进行实地调查校准^[9],通过计算得出对应的汇流时间间隔。将河道栅格进行编号,通过流向矩阵计算汇流路径并对栅格汇流网络遍历,以便估算出汇流时间。

3 研究区介绍

研究区位于(43°53.616"N,86°28.883"E)新疆呼

图壁县境内军塘湖河流域。军塘湖河位于呼图壁河与塔西河之间的一条小河,发源自特力斯喀达坂,流域内平均海拔为1503m,经出山口处拦河水库(红山水库)拦蓄,河长从源头到拦河水库约47km。该流域面积较小且基本闭合,融雪洪水在近年来发生较多,流域特征典型完整,符合研究要求,研究区如图2所示。

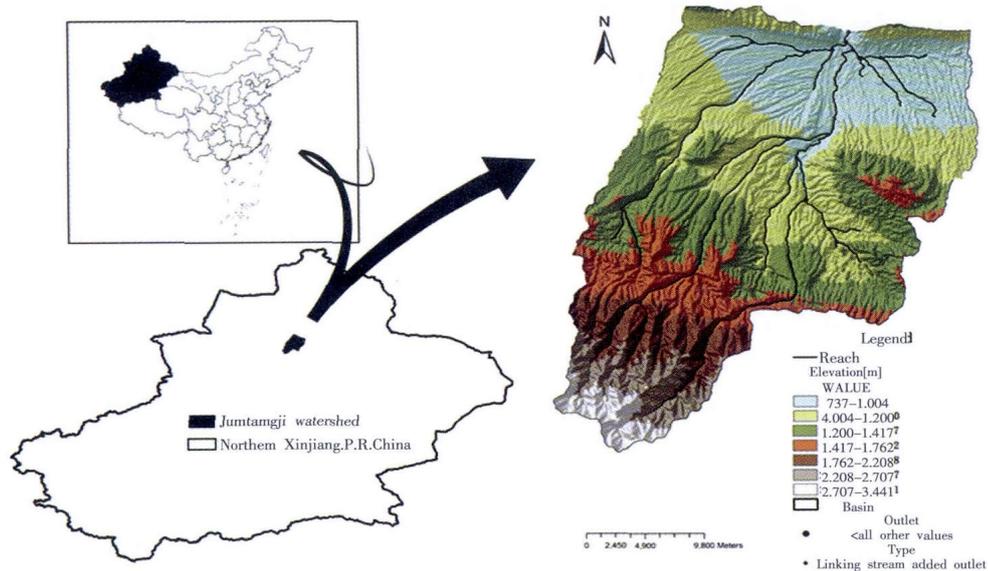


图2 研究区示意图

Fig.2 The typical research area

4 数据来源及处理

4.1 DEM数据

本研究采用的DEM数据是由ASTER GDEM(V1)数据加工的30m分辨率数据,首先进行DEM预处理,以减少平坦区水流方向和洼地区无出流的错误。根据研究区实际情况,可利用高程增量叠加计算和填洼减少其影响,并利用ARCGIS分析已预处理的DEM数据分析流向、汇流累计、河网及子流域等。

4.2 LUC数据

本研究LUC数据采用全国土地利用数据集(250m分辨率),经过重采样处理后满足精度要求。该数据由中国科学院西部环境与生态科学数据中心提供。

4.3 气象数据

模型通过WRF(Weather Research Forecast)获得气象数据,可为中尺度流域提供气象数据。

4.4 土壤数据

采用(Harmonized World Soil Database, HWSD)

世界土壤数据库,经ARCGIS重采样计算,其空间分辨率插值为30m。满足该模型的精度要求。

4.5 积雪特征信息提取

模型需要相应的积雪信息,包括积雪面积、雪深和雪密度等(其中前两种数据通过MODIS解译和反演,雪密度通过试验区实测获取)。

积雪面积采用雪盖指数法解译,利用MODIS第4、6波段影像计算出归一化差值积雪指数,方程如下^[20]:

$$NDSI = (R_4 - R_6) / (R_4 + R_6) \quad (10)$$

式中:NDSI为归一化差值积雪指数; R_4 为4波段反照率; R_6 为6波段的反照率。

雪深数据采用李三妹等通过建立雪深和影响因子之间的关系,对雪深进行反演^[21]。

5 结果分析与验证

5.1 数值预报分析验证

为了对WRF数值预报的精度进行检验,采用WRF在融雪期间数据与T639L60数据模拟结果与

研究区气象站实测数据进行对比,对比要素主要为太阳短波辐射、空气温度、土湿、土温、相对湿度及降水等。数据误差通过均方根误差(RMSE)、平均绝对误差(MAE)、极值、均值及回归分析等来验证。

5.1.1 短波辐射对比分析

由于太阳辐射夜间为0,为了分析结果的科学性和数据统一性,选取2010年03月1~30日每日01:00~12:00为太阳辐射对比时间段。得出短波辐射WRF模拟值与观测值对比图,如图3所示。

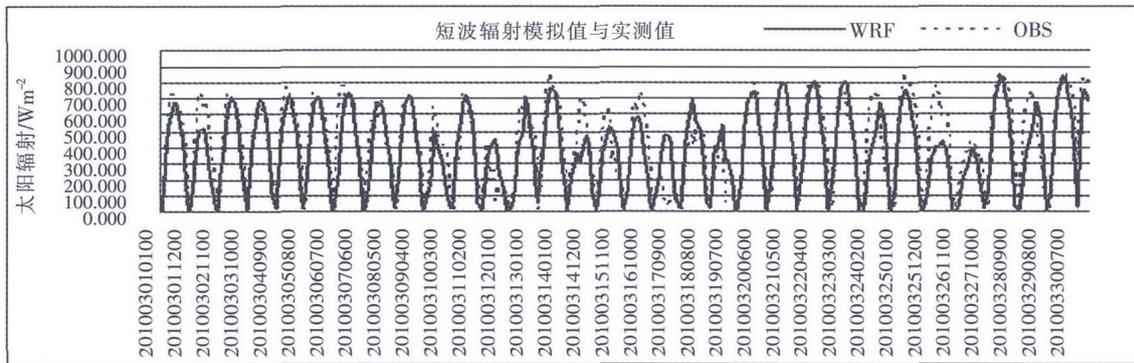


图3 短波辐射WRF与观测值对比图
Fig.3 WRF simulation VS observed values of shortwave radiation

从图3可以看出:18~19日WRF模拟值偏高,主要是实验区降雪的影响;且在模拟整个时段,WRF使用的高程数据分辨率为1000m,也会产生相应误差。WRF和实测值的均值和极值误差控制在 50Wm^{-2} 以内;MEA在 95Wm^{-2} 以内,短波辐射总体误差为2.512%。

通过SAS软件对观测值和WRF模拟值进行回归分析,得到 $y=0.95491x+26.71162$ 线性方程,该方程及变量间的相关性通过了置信度0.0001的F检验,理想状况下 $y=x$,满足融雪模型预测精度。

5.1.2 大气温度对比分析

在试验场距地面2m处获取观测值与WRF运行结果变量 T_2 对比分析,发现WRF系统化误差在 3°C 左右,模拟数据修正后与观测值相差不大,累积误差为 394.095°C ,均值误差在 0.5°C 左右;MAE模拟值为 3.471°C ,修正值为 1.334°C 。平均误差修正值 0.456°C 。通过SAS软件对实测值和WRF模拟的回归分析,得到 $y=1.0321x+0.30199$ 的线性方程,其中 R^2 (拟合优度系数)为0.9409,该线性方程及变量间的相关性通过了置信度0.0001的F检验。

5.1.3 相对湿度对比分析

空气相对湿度在融雪过程的蒸散发作用贡献很大,通过对比和统计分析发现,极大值误差较小,均值误差为2.3%,绝对误差为6%,均方根误差为0.27%;通过对实测值和WRF模拟值进行回归分析,得到

$y=0.79963x+0.1834$,其中 R^2 (拟合优度系数)为0.8134,满足精度要求。

5.1.4 土壤温度对比分析

融雪速度很大程度上受土壤温度得影响,通过对比及统计分析显示:土壤温度极值误差在 0.3°C 以内,MAE为0.18%,均方根误差可近似为0。通过对模拟值和实测值进行回归分析结果,得到方程 $y=0.99147x-0.02917$,其中 R^2 (拟合优度系数)为0.9853,精度满足要求。

5.1.5 土壤湿度对比分析

通过土壤湿度模拟与实测对比发现,季节性冻土消融前实测值与WRF模拟值差异不大。

统计结果显示,土壤湿度极大值误差在0.1以内,均值误差在0.05,极小值误差在0.07内,平均相对误差为6.5%。通过对实测值与WRF模拟值进行回归分析结果,可得方程 $y=1.31938x-0.09339$,其中 R^2 (拟合优度系数)为0.8853,满足精度要求。

5.2 径流模拟及分析

本文在验证模型时,不仅验证了流域出水口流量的精度,而且将研究区雪水当量变化值与MODIS对应遥感数据分析对比。通过对2009年及2010年典型融雪期雪水当量进行模拟和验证,采用雪密度同期观测均值进行验证,并结合雪深数据计算雪水当量为参考。结果发现模拟与验证结果基本一致。

5.2.1 融雪径流模拟

由于本模型融雪过程以小时计量,使得观测难度增加,因此实验利用洪峰时段的实测值,并将非洪峰值

时段观测值均值化。通过实测与模拟径流过程线可发现,实测和模拟径流过程线拟合度高。2009、2010年融雪径流过程模拟、观测值对比如图4、5所示。

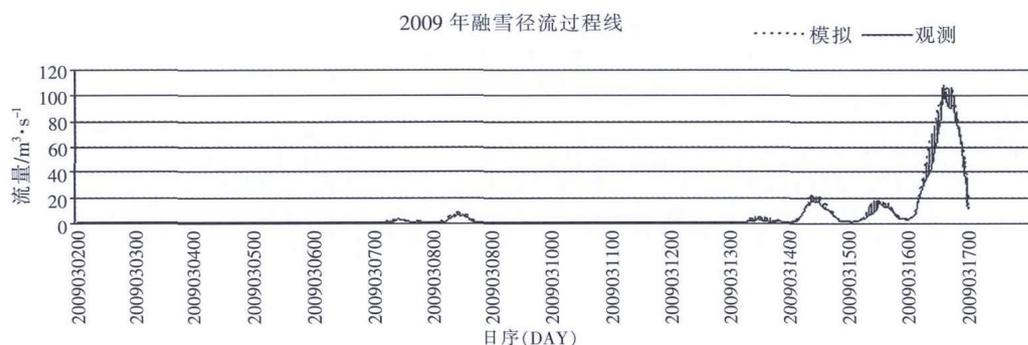


图4 2009年实测与模拟径流过程线

Fig.4 The simulated and measured snowmelt runoff process, 2009.

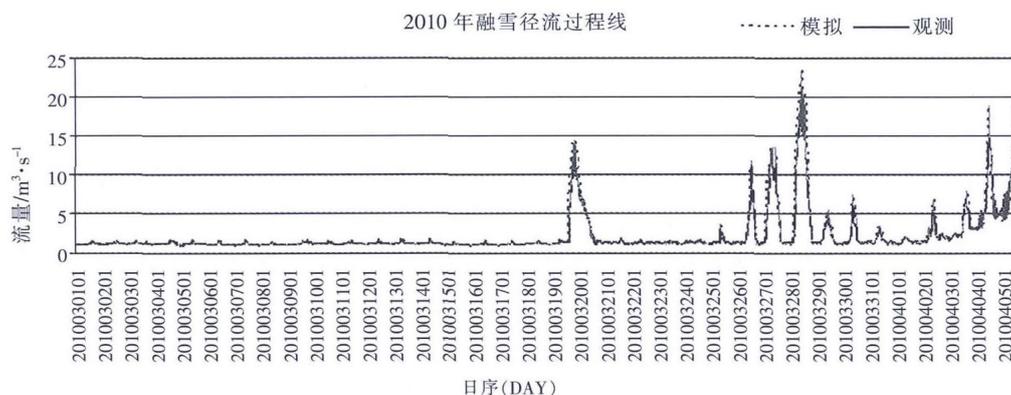


图5 2010年模拟与实测融雪径流过程

Fig.5 The simulated and measured snowmelt runoff process, 2010.

对两年融雪径流预报精度分析显示,QR合格率2009、2010年分别达到87%、90.85%,融雪径流日模拟不合格低于20%,确定系数分别为0.85和0.82。该模型预报效果精度较高,根据《GB/T 22482-2008 水文情报预报规范》的要求,本模型精度已经达到乙级。由于冻土层消融的影响使得洪峰预报整体偏大,这将在对冻土层进一步改进后得到完善。

6 讨论

本文将新疆天山北坡军塘湖河流域作为研究区,基于能量和质量平衡构建双层分布式融雪径流模型,

并通过耦合气象模式WRF进行了精度较高的模拟,模拟过程中存在的问题有:

(1)精度问题。由于WRF气象模式提供最高分辨率为(1km×1km),基于栅格尺度的水文单元相对较小。数据匹配问题成为模拟精度的关键。

(2)后期数据整体偏大问题。由于冻土层在雪层下方的消融状态不同,使得洪峰预报整体偏大,冻土的消融及其在产流中的作用将作为重要研究方向。

(3)雪盖的调蓄和季节性冻土影响。由于雪盖持水能力阈值随雪层结构发生改变,且融雪水在季节性冻土的影响下,其下渗能力会发生巨大变化,增大了预测

的不确定性,因此对其进行不确定性分析的研究也是改进的重点。

7 结论

通过本模型与 WRF 气象模式耦合发现融雪径流的产生主要受太阳辐射和空气温度的影响。模拟后期,冻土消融对融雪径流影响较大。双层分布式融雪径流模型较之前设计的单层模型模拟精度有很大提升^[22],对于西北干旱区尤其是天山北坡实时洪水预报预警、防灾减灾等方面都具有重要的现实指导意义。

参考文献:

- [1] 芮孝芳,黄国如.分布式水文模型现状与未来[J].水利水电科技进展,2004,24 (2):55-58. (RUI Xiaofang, HUANG Guoru. The present and future of distributed hydrological model [J].Advances in Water Resources and Hydropower Technology, 2004,24 (2):55-58.(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] 王中根,刘昌明.基于 DEM 的分布式水文模型研究综述[J].自然资源学报,2003,18 (2):168-173. (WANG Zhonggen, LIU Changming. A review of the studies on distributed hydrological model based on DEM[J]. Journal of Natural Resources, 2003,18(2):168-173. (in Chinese))
- [4] 王书功,康尔泗,李新.分布式水文模型的进展及展望[J].冰川冻土,2004,26 (1):61-65.(WANG Shugong, KANG Ersi, LI Xin . Progress and perspective of distributed hydrological models [J]. Journal of Glaciology and Geocryology. 2004,26(1):61-65. (in Chinese))
- [5] 赵求东,刘志辉,房世峰.基于 EOS/MODIS 遥感数据改进式融雪模型[J].干旱区地理,2007,30 (6): 915-920. (ZHAO Qiudong, LIU zhihui, FANG Shifeng. Improved snowmelt model based on EOS/MODIS remote sensing data [J].Arid Land Geography,2007,30 (6):915-920. (in Chinese))
- [6] 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))
- [7] 闫彦,刘志辉,叶朝霞.新疆北疆地区融雪洪水灾害预警模型的建立与验证[J].干旱区地理,2009, 32(4): 552-557..(YAN Yan, LIU Zhihui, YE Zhaoxia. Establishment and validation of early-warning model for snowmelt flood in North Xinjiang[J].Arid Land Geography, 2009,32(4):552-557. (in Chinese))
- [8] 房世峰.基于“3S”技术的分布式融雪径流模型的设计和应用[D].乌鲁木齐:新疆大学,2007. (FANG Shifeng. The Design and Application of Distributed Snowmelt Runoff Model Based on the “3S” Technology [D]. Urumqi: Xinjiang University, 2007. (in Chinese))
- [9] 赵求东. WRF+DHSVM 融雪径流预报模式研究[D]. 乌鲁木齐:新疆大学,2008.(ZHAO Qiudong. The Study of WRF+DHSVM Snowmelt Runoff Forecasting Model [D]. Urumqi: Xinjiang University, 2008. (in Chinese))
- [10] Feyen J. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model [J].Hydrology, 2001,246(1-4): 63-81.
- [11] 张东,张万昌,朱利.SWAT 分布式流域水文物理模型的改进及应用研究[J].地理科学,2005,25(4):434-441. (ZHANG Dong, ZHANG Wanchang, ZHU Li. Improvement and application of SWAT: A physically based distributed hydrological model[J]. 2005,25(4):434-441. (in Chinese))
- [12] Kondrat'yev, K. Y. Radiative Heat Exchange in the Atmosphere [M].Oxford: Pergamon Pressm 1965.
- [13] David R. Dewalle, Albert Rango. Principles of Snow Hydrology [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
- [14] Cline, D. W. Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, mid-latitude alpine site [J]. Water Resources. Res., 1997, 33(4) :689 - 701.
- [15] Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, O'Connell P E, Rasmussen J. An introduction to the European hydrological system-system hydrological European “SHE” 2: structure of a physically based distributed modeling system [J]. Journal of Hydrological, 1986b, 87:61 - 77.
- [16] C. M. DeBeer and J. W. Pomeroy. Simulation of the snowmelt runoff contributing area in a small alpine basin[J]. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 2010,7,971-1003.
- [17] B. R. Bicknell, J.C. Imhoff, J.L. Kittle, et al. Hydrological Simulation Program - Fortran User's Manual [M]. EPA - March, 2001.
- [18] Zhao, L. and Gray, D. M. Estimating snowmelt infiltration into frozen soils [J]. Hydrology Processes, 1999,13:1827-42.
- [19] 郝振纯,李丽.基于 DEM 的数字水系的生成[J].水文, 2002, 22(4): 8-10.(HAO Zhenchun, LI Li. The method of creating of the net of river based on DEM [J]. Journal of China Hydrology, 2002, 22 (4):8-10. (in Chinese))
- [20] 裴欢.基于 MODIS 数据的北疆积雪信息提取及其应用研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆大学,2006 (PEI Huan. The Drawing of Snow Information in Xinjiang Based on MODIS data and Its Application [D]. Urumqi: Xinjiang University. (in Chinese))
- [21] 李三妹,傅华,黄镇,等.用 EOS/MODIS 资料反演积雪深度参量[J].干旱区地理,2006,29 (5):719 - 725.(LI Sanmei, FU Hua, HUANG Zhen, et al. Snow depth retrieval using EOS/ MODIS [J]. Arid Land Geography,2006,29(5):719-725. (in Chinese))
- [22] 乔鹏,秦艳,刘志辉.基于能量平衡的分布式融雪径流模型[J].水文, 2011,31 (3):22-26,35. (QIAO Peng, QIN Yan, LIU Zhihui . A spatially distributed snowmelt model based on energy balance[J]. Journal of China hydrology, 2011,31(3):22-26,35. (in Chinese))

