

# CMFD 数据集在雅江年楚河流域的适用性分析\*

谭秋阳<sup>1,2)</sup> 徐宗学<sup>1,2)†</sup> 赵彦军<sup>3,4)</sup> 刘江涛<sup>1,2)</sup> 班春广<sup>1,2)</sup> 刘晓婉<sup>1,2)</sup> 王 静<sup>5)</sup>

(1)北京师范大学水科学研究院, 100875, 北京; (2)城市水循环与海绵城市技术北京市重点实验室, 100875, 北京;

(3)中国科学院地理科学与资源研究所, 陆地水循环及地表过程重点实验室, 100101, 北京;

(4)中国科学院大学, 101407, 北京; (5)西藏自治区水文水资源勘测局, 850000, 西藏拉萨)

**摘要** 积雪融水是高海拔地区河流的重要补给水源,但高海拔地区资料稀缺,水文模拟面临极大的挑战.本文基于中国区域地面气象要素驱动数据集提供的降水、气温资料,结合 MODIS 雪盖数据,以 2004—2009 年为率定期,2010—2015 年为验证期,在年楚河流域构建 SRM 模型,并以气象站点的实测资料为参照,对比分析了中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集在年楚河流域的融雪径流模拟效果.结果表明:基于气象站点实测降水和温度的融雪径流模拟纳什效率系数在率定期和验证期分别为 0.75 和 0.68;基于中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集的融雪径流模拟纳什效率系数在率定期和验证期分别为 0.77 和 0.78,径流模拟效果有所提高. CMFD 再分析数据集可为缺水地区的水文模拟提供数据来源,对高寒地区的融雪径流模拟具有一定的参考价值.

**关键词** CMFD 数据;融雪径流模型;水文模拟;年楚河流域

**中图分类号** P333

**DOI:** 10.12202/j.0476-0301.2020261

## 0 引言

资料稀缺地区的水文模拟是国际水文水资源研究的难点问题之一,也是国际水文科学协会(IAHS)倡导的重大研究计划(Prediction of Ungauged Basin, PUB)所要解决的核心科学问题<sup>[1]</sup>.高海拔地区往往面临着水文气象站点稀疏、资料不连续等问题,给水文模拟带来了极大的挑战.自 20 世纪 90 年代以来,TRMM (tropical rainfall measuring mission satellite)、CMORPH (CPC MORPHing technique)、PERSIANN (precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks)、GSMaP (global satellite mapping of precipitation)等卫星数据作为水文模型的输入数据,被广泛应用于水文气象领域<sup>[2-3]</sup>.近年来,融合地面观测资料、卫星遥感数据、雷达观测、计算机模型等多源气象数据的再分析产品,在水文领域的应用逐渐兴起<sup>[4-5]</sup>,成为资料稀缺地区水文模拟计算的重要数据来源.

目前,国际上应用较广泛的再分析数据集有美国气象环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)联合制作的 NCEP/NCAR、美国国家环境预报中心的气候预报系统再分析数据集(climate forecast

system reanalysis, CFSR)、欧洲中期数值预报中心(ECMWF)的 ERA-Inter-im、RA-15/40,美国国家航空航天局(NASA)的再分析产品 MERRA 等<sup>[6-9]</sup>.2012 年, Najafi 等<sup>[10]</sup>使用 CFSR 数据集在美国东河流域构建了土壤湿度模型(SCA-SMA),在河流径流量模拟方面取得了较好的效果;2013 年, Fuka 等<sup>[11]</sup>使用 CFSR 数据集提供的降水和气温数据在美国和埃塞俄比亚的 5 个中小流域构建了 SWAT 模型,结果表明数据集驱动的模拟效果优于传统基于气象站数据的模拟效果;同年, Smith 等<sup>[12]</sup>在科罗拉多河上游分别使用 ERA-Inter-im、CFSR、MERRA 模拟了地表和大气之间的水平衡关系,结果表明以上数据集均能较好模拟水量平衡的季节性变化;2016 年,胡胜等<sup>[4]</sup>在中国的澜河流域使用订正后的 CFSR 数据驱动 SWAT 模型,与传统气象站点数据相比, CFSR 数据在年径流量模拟和洪峰模拟方面表现良好.尽管 CFSR 等数据集在国外得到广泛应用,但在我国区域范围内并未进行数据订正,在中国适用性有待进一步验证.中国区域地面气象要素数据集(China meteorological forcing dataset, CMFD)是我国第一套为研究陆面过程而研制中国陆地区域的多气象要素、长时间序列、高时空分辨率的

\* 国家自然科学基金“重大研究计划”资助项目(91647202)

† 通信作者:徐宗学(1962—),男,博士,教授.研究方向:水文与水资源. E-mail: zxxu@bnu.edu.cn

收稿日期:2020-07-03

再分析数据集<sup>[13]</sup>, 目前已有学者在中国区域取得较为满意的研究成果<sup>[14-17]</sup>: 2017年, 王留杰等<sup>[14]</sup>利用长江中上游实测站点资料验证了1980—2010年CMFD数据集降水、气温数据, 结果表明二者具有很好的一致性, 数据质量良好; 同年, 郭禹含等<sup>[15]</sup>使用CMFD数据驱动的HIMS模型系统模拟了拉萨河日径流和月径流过程, 结果表明CMFD数据模拟效果优于中国区域地面降水格点日值数据集的模拟效果; 2019年, 杜娟等<sup>[16]</sup>对比分析了CMFD、ERA-Interim和NCEP/NCAR 3套再分析资料在青藏高原地区湖泊模拟的适用性, 结果表明CMFD数据与实测数据更接近, 且能较好地模拟高原湖泊表面温度的变化。

我国青藏高原地区地形复杂, 气象站点稀疏, 且多设立在低海拔处, 空间分布不均。雅鲁藏布江是青藏高原最大的河流系统<sup>[18]</sup>, 年楚河是其主要支流之一, 被称为“西藏粮仓”, 是西藏的社会经济核心区和粮食重要产区<sup>[19]</sup>, 因此在西藏地区具有举足轻重的地位。本文选取年楚河流域作为研究区, 使用CMFD数据对该流域的融雪径流进行模拟, 对该数据集在水文模拟中的应用进行进一步验证, 为缺资料地区的水文模拟和水资源管理提供参考依据<sup>[20]</sup>。

## 1 流域概况

年楚河发源于喜马拉雅山中段北麓康马县境内的桑旺湖, 是雅鲁藏布江5大支流中唯一一条位于右岸的一级支流, 流域范围为 $88^{\circ}35' \sim 90^{\circ}15'E$ 、 $28^{\circ}10' \sim 29^{\circ}20'N$ <sup>[21-22]</sup>。流域面积 $14\,267\text{ km}^2$ , 河长 $217\text{ km}$ 。年楚河流域属于高原温带干旱气候, 干湿季节分明。来自孟加拉湾的暖湿气流沿河口上溯, 导致流域降水空间分布不均, 下游至上游降水逐渐减少<sup>[23]</sup>。流域内多年平均降水量约为 $365\text{ mm}$ , 多集中在6—9月份, 多年平均温度为 $4\sim 6\text{ }^{\circ}\text{C}$ <sup>[24-25]</sup>。流域内地形起伏较大, 高程为 $3\,733\sim 7\,310\text{ m}$ , 海拔 $5\,600\text{ m}$ 以上地区终年积雪, 并有冰川发育, 冰川面积占全流域 $1.6\%$ , 冰雪融水、降水和地下水是年楚河的主要补给来源<sup>[24-25]</sup>。流域内气象站点及水文站点稀疏, 属于典型的缺资料地区。

## 2 模型构建

### 2.1 数据来源

1) 雪盖数据集。雪盖数据来源于美国国家冰雪产品数据中心(NSIDC)提供的2004—2015年MODIS/Terra 8 d合成积雪产品MOD10A2<sup>[26]</sup>。该产品利用冰雪在可见光的高反射和短波红外的强吸收特点, 选用归一化指数(NDSI)提取出被雪覆盖的像元。MOD10A2

是MOD10A1的8 d合成产品, 能够最大限度消除云的影响, 获取最大积雪像元数, 空间分辨率为 $500\text{ m}$ , 时间分辨率为8 d。

2) 降水和气温。降水和气温将使用2套数据进行对比分析。一套来自于中国区域高时空分辨率地面气象要素驱动数据集CMFD提供的日气温、降水数据(2004—2015年)。该数据集由中国科学院青藏高原研究所研制, 以国际上现有的Princeton再分析资料、GLDAS(global land data assimilation system)资料、GEWEX-SRB(the global energy and water exchanges)辐射资料, 以及TRMM(tropical rainfall measuring mission)降水资料为背景场, 融合了中国气象局常规气象观测数据制作而成。数据集时间分辨率为3 h, 水平空间分辨率 $0.1^{\circ}$ , 经度范围为 $60^{\circ} \sim 140^{\circ}\text{E}$ , 纬度为 $15^{\circ} \sim 55^{\circ}\text{N}$ , 采用WGS-1984坐标系统。另一套地面气象站点实测资料来自于年楚河流域内日喀则气象站和江孜气象站提供的2004—2015年逐日降水、气温资料。

3) 径流数据。2004—2015年还原后的日喀则水文站日平均流量数据由西藏水文水资源勘测局提供。

### 2.2 融雪径流模型

2.2.1 模型结构 Snowmelt Runoff Model (SRM)是一种结构较为简单的概念性度日因子模型, 已在29个国家、100多个流域得到了广泛应用<sup>[27]</sup>。日气温、日降水和流域分带的积雪覆盖率是模型的3个基本输入变量, SRM模型的计算原理是分别计算每天的融雪和降水, 得到逐日流量, 产流计算方法为

$$Q_{n+1} = [C_{sn}\alpha_n(T_n + \Delta T_n)S_n + C_m P_n] \cdot A \left( \frac{10\,000}{86\,400} \right) \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1}, \quad (1)$$

式中:  $Q_{n+1}$ 为第 $n+1$ 天的日平均流量,  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $C_{sn}$ 为融雪径流因数;  $\alpha_n$ 为第 $n$ 天的度日系数,  $\text{cm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ;  $T_n$ 为度日数,  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ ;  $\Delta T_n$ 是由气温直减率得出的度日修正值,  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ ;  $S_n$ 为积雪覆盖率;  $C_m$ 为降雨径流因数;  $P_n$ 为第 $n$ 天的降雨量,  $\text{cm}$ ;  $A$ 为流域或流域分带面积,  $\text{km}^2$ ;  $k_{n+1}$ 为第 $n+1$ 天的径流衰退因数;  $10\,000/86\,400$ 为单位换算因数。

### 2.2.2 模型参变量确定

2.2.2.1 流域特征参数 当流域海拔高程超过 $500\text{ m}$ 时, 需要对流域进行分区处理, 分别计算每个分带的日径流量, 再将各个分带产生的日径流量进行叠加。年楚河流域的高程范围为 $3\,733\sim 7\,310\text{ m}$ , 按照每隔 $500\text{ m}$ 为1个分带, 将其划分为7个分带。每个分带的平均高程通过该分带的面积-高程曲线确定, 平均高程的确定原则是使带内平均高程线以上和以下的面

积相等. 得到平均高程的目的是将流域实测站点的温度和降水通过直减率插值到每一个分带上去. 7 个分带的高程范围、面积和平均高程见表 1.

表 1 年楚河流域的高程分带、面积及平均高程

分带编号	高程范围/m	面积/km <sup>2</sup>	面积比例/%	平均高程/m
1	3733~4000	794.79	5.60	3921.01
2	>4000~4500	3403.37	23.90	4333.01
3	>4500~5000	6321.49	44.27	4738.34
4	>5000~5500	3006.39	21.04	5175.65
5	>5500~6000	630.77	4.41	5643.76
6	>6000~6500	91.11	0.64	6170.32
7	>6500~7310	21.73	0.15	6647.59

### 2.2.2.2 输入变量

1) 积雪覆盖率. 使用 MOD10A2 积雪二元值数据, 其空间分辨率为 500 m, 时间分辨率为 8 d, 逐日积雪覆盖率通过线性插值得到(图 1). 年楚河流域各个分带多年平均积雪覆盖率的变化趋势相似, 积雪覆盖率在 1 年之内呈现“双峰”变化的趋势, 夏季(6—8 月)积雪面积最小, 秋季(9—11 月)积雪有所增加, 冬季(12—次年 2 月)和春季(3—5 月)积雪面积最大. 积雪覆盖率分别在 2 月和 11 月达到较大值, 在 7 月和 1 月达到较小值, 此结论与班春广等<sup>[28]</sup>在年楚河上游得到的结论相似. 从积雪覆盖率的高程分布来看, 积雪覆盖率与高程呈现正相关关系, 分区高程越大, 积雪覆盖率越大. 6、7 分带的海拔在 6000 m 以上, 全年积雪覆盖率接近 1, 全年内均有积雪覆盖.

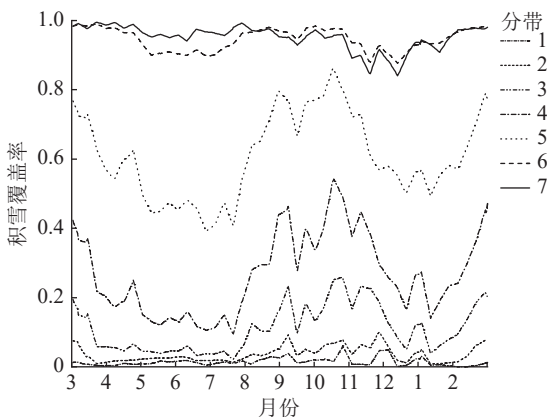


图 1 年楚河流域不同高程分区多年平均逐日积雪覆盖率

### 2) 降水和气温

① 实测站点数据. 年楚河流域内仅有日喀则站和江孜站 2 个气象站点, 高程分别为 3900.00、4041.20 m, 分别分布在流域的第 1、2 分带上. 使用传统实测站

点数据输入 SRM 模型时, 其他高程分区上降水数值是基于参考气象站点的数据, 利用降水递减率进行推求得到的<sup>[29]</sup>. 根据有关学者对青藏高原地区降水递减率的研究<sup>[30-31]</sup>, 结合该流域实际情况, 降水递减率取值为  $0.34 \text{ mm} \cdot \text{hm}^{-1}$ . SRM 模型中气温用度日数表示, 是计算每日融雪径流深的重要参数, 第 1、2 分带使用实测站点气温, 其他分带的逐日平均温度通过温度直减率推求. 日平均温度计算式为

$$\bar{t} = \frac{t_{\max} + t_{\min}}{2}, \quad (2)$$

式中  $\bar{t}$  是日平均气温,  $t_{\max}$  是日最高气温,  $t_{\min}$  是日最低气温 ( $^{\circ}\text{C}$ ). 其他高程分带的气温需要在基本参考站日平均气温基础上进行调整, 调整值  $\Delta t$  通过温度直减率和分带平均高程与参考站高程值之差确定, 其计算式为

$$\Delta t = \gamma \cdot (h_{\text{st}} - h) \cdot \frac{1}{100}, \quad (3)$$

式中  $\gamma$  为温度直减率 ( $^{\circ}\text{C} \cdot \text{hm}^{-1}$ ),  $h_{\text{st}}$  是参考站的高程值 (m),  $h$  是分带平均高程值 (m).

② CMFD 数据. 利用 ArcGIS 软件提取 1~7 高程带的边界, 使用 RStudio 剪裁 CMFD 数据, 计算每个分带逐日面平均气温和逐日面平均降水量, 得到每个分带 2004—2015 年逐日平均气温和降水量.

### 2.2.3 参数设置

1) 径流系数  $C$ . 在 SRM 模型中, 根据径流的不同来源, 降雨径流系数  $C_m$  和融雪径流系数  $C_w$  需要分别考虑. 本文以刘晓林等<sup>[25]</sup>对年楚河流域水文过程模拟的研究成果为基础, 初步选取降雨径流系数和融雪径流系数, 并在模型参数率定过程中对径流系数进行适当调整.

2) 度日因子  $\alpha$ . 度日因子是 SRM 模型中用来计算融雪水深的一个重要参数, 可以通过实地观测或经验公式计算得到. 度日因子经验公式为

$$\alpha = 1.1 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w}, \quad (4)$$

式中  $\rho_s$  为雪密度,  $\rho_w$  为水密度,  $\text{g} \cdot \text{cm}^3$ . 根据戴礼云等<sup>[32]</sup>对中国地区雪密度时空分布的研究成果, 年楚河流域雪密度取值为  $0.03 \sim 0.06 \text{ g} \cdot \text{cm}^3$ , 据此计算年楚河流域度日因子为  $0.033 \sim 0.066$ .

3) 温度直减率  $\gamma$ . SRM 模型根据温度直减率将日平均气温插值到每一分带, 是模型的重要参数. 根据相关学者对青藏高原地区气温垂直分布规律的研究成果, 确定年楚河流域气温直减率取值范围为  $0.55 \sim 0.67 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{hm}^{-1}$ <sup>[33-34]</sup>.

4) 临界气温值,  $t_{\text{CRIT}}$ . 临界气温值在 SRM 模型中用来判断某次降水的形式为降雨或者降雪, 当温度  $t > t_{\text{CRIT}}$  时, 为降雨, 产生降雨径流; 当  $t \leq t_{\text{CRIT}}$  时, 为降雪, 将作为新雪储存起来, 直到后期温度条件适宜时融化, 形成融雪径流, 因此临界气温值会直接影响产流. 本文中临界气温值取值范围为 0~2 °C.

5) 退水因数  $k$ . 退水因数  $k$  是 SRM 模型的重要参数,  $(1-k)$  是每日融水量在径流中的比例. 退水因数可根据历史流量资料确定, 计算式为

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y}, \quad (5)$$

式中:  $Q_n$  是日平均流量,  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $x$ 、 $y$  是流域特征参数, 可通过作图法确定<sup>[27]</sup>.

**2.2.4 模型率定和验证** 在模拟中, 使用 2004—2009 年日喀则水文站的日平均径流量进行参数率定, 2010—2015 年的日平均流量进行验证, 并利用纳什效率系数  $C_{\text{NSE}}$  和径流量偏差  $D_V$  这 2 个指标对 SRM 模型的模拟结果进行精度评价. 计算式为

$$C_{\text{NSE}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q}_i)^2}, \quad (6)$$

式中:  $Q_i$  是实测的日平均流量,  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $Q'_i$  是模拟得到的日平均流量,  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $\bar{Q}_i$  是模拟期内实测流量平均值,  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $n$  是模拟的总时间, d.

$C_{\text{NSE}}$  的取值范围为  $-\infty \sim 1$ :  $C_{\text{NSE}}$  越接近 1, 说明模拟径流过程与实测径流过程越接近, 模型精度越高; 当  $C_{\text{NSE}} < 0$  时, 说明模型对径流过程不具备模拟能力; 当  $0 \leq C_{\text{NSE}} < 1$  时, 说明模型对径流有一定的模拟能力.

径流量偏差计算式为

$$D_V = \frac{V_R - V'_R}{V_R} \cdot 100, \quad (7)$$

式中:  $V_R$  是实测模拟期的径流量,  $\text{m}^3$ ;  $V'_R$  是模拟得到的模拟期的径流量,  $\text{m}^3$ .  $D_V$  可以是任何数值:  $D_V < 0$  说明模拟径流量偏大, 高估了融雪径流量;  $D_V > 0$  说明模拟径流量偏小, 低估了融雪径流量;  $D_V$  越接近 0, 说明模拟径流量与实测径流量越接近.

### 3 结果与分析

**3.1 CMFD 数据精度验证** 为验证 CMFD 数据在年楚河流域的适用性, 本文选取偏差和相关系数 2 个指标对年楚河流域 CMFD 数据进行精度验证. 偏差  $D_{\text{Bias}}$  表示再分析资料与实测站点数据之间的偏离大小, 计算式为

$$D_{\text{Bias}} = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^n O_i}, \quad (8)$$

式中:  $n$  为资料长度;  $S_i$  为 CMFD 资料第  $i$  天的降水 (mm) 或气温值 (°C);  $O_i$  为实测站点资料第  $i$  天的降水 (mm) 或气温值 (°C).  $D_{\text{Bias}}$  越接近 0, 说明 CMFD 资料与实测资料的差别越小, CMFD 资料精度越高.

相关系数表示 CMFD 数据与实测数据的线性相关程度, 计算式为

$$C_{\text{orr}} = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}}, \quad (9)$$

式中:  $\bar{O}$  为地面实测降水 (mm) 或气温 (°C) 的平均值;  $\bar{S}$  为 CMFD 资料降水 (mm) 或气温 (°C) 的平均值.  $C_{\text{orr}}$  取值为  $-1 \sim 1$ , 其值越接近 1, 说明二者相关性越好.

基于年楚河流域内日喀则站和江孜站实测资料, 计算 2 个站点的气温、降水数据与对应位置 CMFD 栅格数据的偏差和相关系数 (表 2). 日平均温度在日喀则站和江孜站的相关系数分别为 0.99、0.98, CMFD 温度数据在江孜站偏低, 但整体上相关性较好, 气温资料与实测资料相关系数接近 1; 日降水在日喀则站和江孜站的偏差分别为  $-0.0008$ 、 $0.20$ , 存在高估低降水量、低估高降水量的情况 (图 2), 但总体上偏差较小, 较为准确, CMFD 数据在年楚河流域精度较高, 可进一步用于年楚河流域的水文模拟.

表 2 CMFD 数据偏差和相关系数

站点	日喀则		江孜	
	降水	气温	降水	气温
$D_{\text{Bias}}$	$-0.0008$	$-0.0009$	$0.20$	$-0.56$
$C_{\text{orr}}$	$0.62$	$0.99$	$0.52$	$0.98$

**3.2 实测站点数据模拟** 基于日喀则和江孜气象站的降水和气温资料, 结合同期 MODIS 逐日积雪覆盖率对年楚河流域 2004—2015 年融雪径流过程进行了模拟. 其中 2004—2009 年为率定期, 2010—2015 年为验证期, 对 SRM 模型模拟的效果进行了评价, 其中率定期  $C_{\text{NSE}}$  和  $D_V$  分别为 0.75 和 20.2%; 验证期  $C_{\text{NSE}}$  和  $D_V$  分别为 0.68 和 24.2% (表 3).

站点数据驱动 SRM 模型实测流量过程如图 3-a、

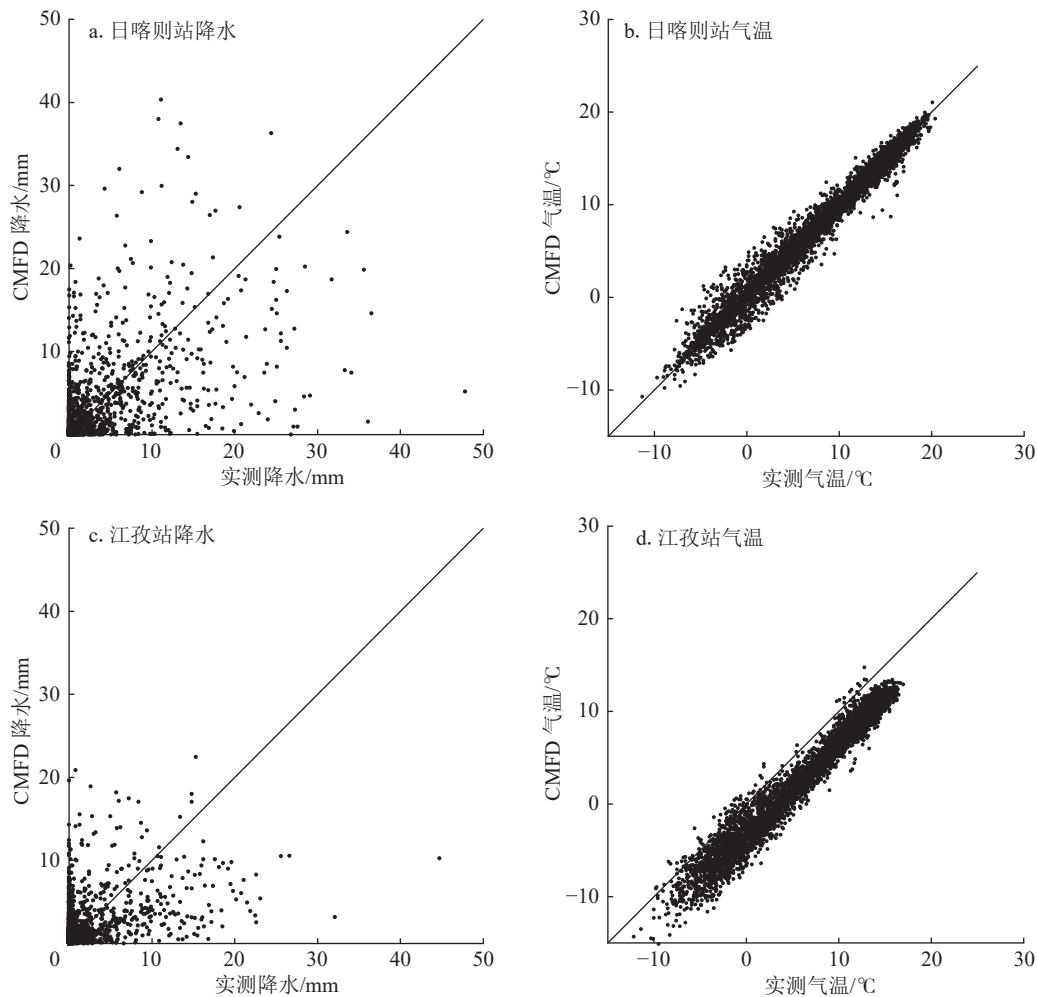


图 2 2004—2015 年 CMFD 降水和气温散点

表 3 年楚河流域 SRM 模型模流量率定和验证结果

输入数据	类别(年份)	$C_{NSE}$	$D_V/\%$
实测站点	率定期(2004—2009)	0.75	20.2
	验证期(2010—2015)	0.68	24.2
CMFD	率定期(2004—2009)	0.77	17.1
	验证期(2010—2015)	0.78	5.8

b 中实线所示, 模拟流量过程用虚线表示. 由图 3 可见, SRM 模型在年楚河模拟具有一定的适用性, 模拟流量过程与实测流量过程较接近, 但使用实测站点数据模拟低流量的退水过程效果较差, 在部分年份出现了“断流”的情况, 且普遍低估了洪峰流量.

**3.3 CMFD 数据模拟** 同样以 2004—2009 年为率定期, 2010—2015 年为验证期, 将 CMFD 再分析数据集的降水和气温资料、MODIS 逐日积雪覆盖率数据输入 SRM 模型, 对年楚河流域 2004—2015 年融雪径流过程进行了模拟. 其中: 率定期  $C_{NSE}$  和  $D_V$  分别为 0.77 和 17.1%; 验证期  $C_{NSE}$  和  $D_V$  分别为 0.78 和 5.8%. CMFD

数据驱动 SRM 模型实测流量过程如图 4-a、b 实线所示, 模拟流量过程用虚线表示. 由图 4 可见: SRM 模型能较好地模拟融雪径流过程, 模型在汛期表现较好, 能较好地模拟洪水涨落过程; 但在枯水期模拟效果一般, 对退水过程的模拟比实际退水流量偏低.

**3.4 融雪径流模拟效果对比分析** 模型精度的检验结果表明: 在率定期, 站点数据和 CMFD 驱动的 SRM 模型  $C_{NSE}$  分别为 0.75、0.77; 在验证期,  $C_{NSE}$  分别为 0.68、0.78. 从流量过程的模拟来看, SRM 融雪径流模型在年楚河流域具有一定的模拟能力, 且 CMFD 作为输入数据模拟的融雪径流纳什效率系数更高, 与实测径流过程更加接近, 效果更好. 从径流量的模拟来看: 在率定期, 站点数据和 CMFD 驱动的 SRM 模型  $D_V$  分别为 20.2%、17.1%; 在验证期,  $D_V$  分别为 24.2%、5.8%, 2 套数据的模拟径流量均比实测径流量偏小, 但 CMFD 模拟的径流量与实测径流量偏差更小. 这可能是由于 SRM 模型结构缺少地下水模拟模块, 无法模拟基流, 导致模型对退水过程的模拟普遍比实

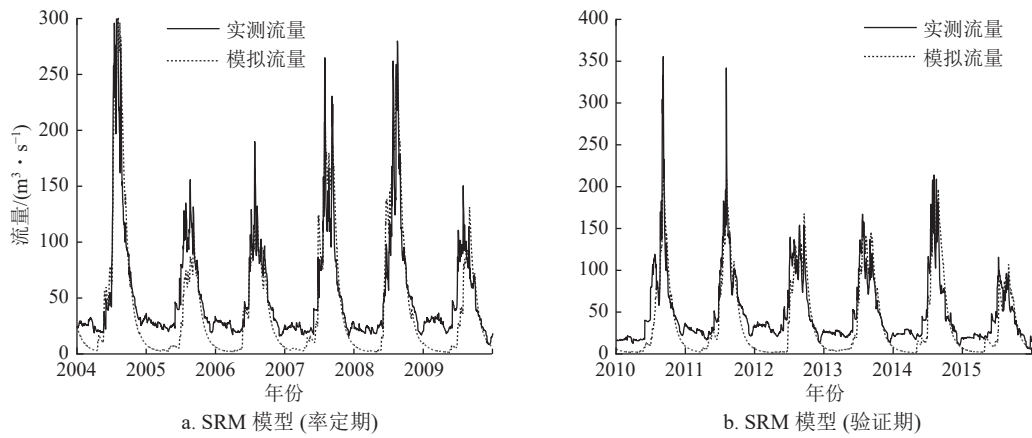


图3 实测站点数据驱动的年楚河流域实测和模拟流量过程

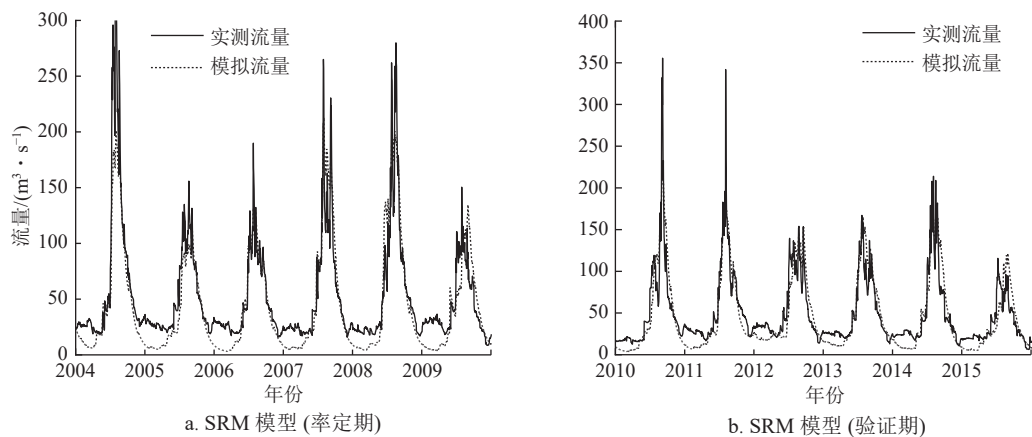


图4 CMFD数据驱动的年楚河流域实测和模拟流量过程

测流量过程偏小. 使用实测站点数据模拟的流量在春季和冬季降至0, 出现了“断流”的情况, 与实际情况不符. 因为在春季和冬季, 高寒地区降水稀少且气温较低, 导致降雨径流和融雪径流偏低. 此外, 流域内站点稀疏(仅有2个站点), 使用插值方法推求降水, 只能粗略地估计各个分带的降水, 无法体现降水的空间分布差异, 导致降水趋于平坦化, 低估了各个分区的实际降水量. 而CMFD数据集融合了TRMM降水卫星数据和GLDAS降水数据, 能更好地捕捉各个分区的降水事件, 能够反映流域内降水的空间变化, 与实测站点数据相比, CMFD数据模拟效果更好. 因此, CMFD数据在退水过程的表现优于站点数据, 枯水期模拟流量比后者高, 更加贴近实际流量过程. 在洪峰模拟方面, CMFD模拟洪峰与实际洪峰更加接近, 且峰现时间的模拟与实际情况相差不大, 模拟洪水涨落过程与实际流量过程更加接近. 总的来看, CMFD数据在模拟流量过程、径流量、洪峰等方面表现均较好, 融合了遥感观测数据的CMFD再分析资料, 可为缺资料的西部地区提供良好的水文模拟数据来源.

## 4 结论

本文基于MODIS积雪覆盖率数据, 结合实测站点气象观测数据和CMFD再分析数据, 对年楚河流域2004—2015年的融雪径流过程进行了模拟, 以2004—2009年为率定期, 2010—2015年为验证期, 对比分析了2套数据的模拟结果, 并对CMFD数据的精度进行了检验, 得到的主要结论如下:

1) CMFD数据集在年楚河流域的精度较高, 日降水在日喀则站和江孜站的偏差分别为 $-0.0008$ 、 $0.20$ , 降水数据的精度较高; 日平均温度在日喀则站和江孜站的相关系数分别为 $0.99$ 、 $0.98$ , 接近1, 相关性非常好.

2) SRM融雪径流模型在年楚河流域具有一定的模拟能力, 利用站点数据输入SRM模型对年楚河流域的融雪径流进行模拟, 率定期 $C_{NSE}$ 和 $D_V$ 分别为 $0.75$ 和 $20.2\%$ , 验证期 $C_{NSE}$ 和 $D_V$ 分别为 $0.68$ 和 $24.2\%$ .

3) CMFD数据集在年楚河流域的融雪径流模拟效果优于实测站点数据. 使用CMFD数据输入SRM模型对年楚河流域进行模拟, 率定期 $C_{NSE}$ 和 $D_V$ 分别为 $0.77$ 和 $17.1\%$ , 验证期 $C_{NSE}$ 和 $D_V$ 分别为 $0.78$ 和 $5.8\%$ .

相比于站点数据,CMFD 数据对径流过程和径流量的模拟效果有较大的提升,融合了遥感观测数据的 CMFD 再分析资料,可为缺资料的年楚河流域水文模拟提供较为准确的输入数据。

使用 2 套数据对年楚河流域融雪径流进行模拟时,模型在低流量的退水过程均表现一般,且模拟的径流量偏低,这可能是因为 SRM 模型本身缺少地下水径流模拟模块,无法模拟基流,导致模拟流量过程比实际偏低。在今后的研究工作中,可进一步增加 SRM 模型对基流的模拟,以提高模型的模拟效果。此外,CMFD 降水数据在个别站点存在“高值低估”和“低值高估”的现象。未来可以根据研究目的的需要,对该数据集进行精度验证,并结合流域水文模型评估其水文模拟效应,以进一步评估其适用性。

## 5 参考文献

- [1] 刘苏峡,刘昌明,赵卫民. 无测站流域水文预测(PUB)的研究方法[J]. 地理科学进展, 2010, 29(11): 1333
- [2] BARRETT C B. The development of the Nile hydrometeorological forecast system[J]. Journal of the American Water Resources Association, 1993, 29(6): 933
- [3] 唐国强,李哲,薛显武,等. 赣江流域TRMM遥感降水对地面站点观测的可替代性[J]. 水科学进展, 2015, 26(3): 340
- [4] 胡胜,曹明明,邱海军,等. CFSR气象数据在流域水文模拟中的适用性评价:以灞河流域为例[J]. 地理学报, 2016, 71(9): 1571
- [5] 黄滢,王中根,桑燕芳,等. 雅鲁藏布江流域不同源降水数据质量对比研究[J]. 地理科学进展, 2016, 35(3): 339
- [6] NKIAKA E, NAWAZ N, LOVETT J C. Evaluating global reanalysis datasets as input for hydrological modelling in the Sudano-Sahel region[J]. Hydrology, 2017, 4(1): 13
- [7] 孟现勇,师春香,刘时银,等. CMADS数据集及其在流域水文模型中的驱动作用:以黑河流域为例[J]. 人民珠江, 2016, 37(7): 1
- [8] 嵇涛,杨华,刘睿,等. TRMM卫星降水数据在川渝地区的适用性分析[J]. 地理科学进展, 2014, 33(10): 1375
- [9] 刘蛟,刘铁,黄粤,等. 基于遥感数据的叶尔羌河流域水文过程模拟与分析[J]. 地理科学进展, 2017, 36(6): 753
- [10] NAJAFI M R, MORADKHANI H, PIECHOTA T C. Ensemble streamflow prediction: climate signal weighting methods vs. climate forecast system reanalysis[J]. Journal of Hydrology, 2012, 442/443: 105
- [11] FUKA D R, WALTER M T, MACALISTER C, et al. Using the climate forecast system reanalysis as weather input data for watershed models[J]. Hydrological Processes, 2014, 28(22): 5613
- [12] SMITH R A, KUMMEROW C D. A comparison of *in situ*, reanalysis, and satellite water budgets over the upper Colorado River basin[J]. Journal of Hydrometeorology, 2013, 14(3): 888
- [13] HE J, YANG K, TANG W J, et al. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China[J]. Scientific Data, 2020, 7(1): 25
- [14] 王留杰,张行南,方园皓,等. 中国区域地面气象要素数据集在长江上游流域的适用性评估[J]. 水力发电, 2017, 43(3): 18
- [15] 郭禹含,王中根,伍玉良. 多源再分析降水数据在拉萨河流域应用对比研究[J]. 地理科学进展, 2017, 36(8): 1033
- [16] 杜娟,文莉娟,苏东生. 三套再分析资料在青藏高原湖泊模拟研究中的适用性分析[J]. 高原气象, 2019, 38(1): 101
- [17] TONG K, SU F G, LI C H. Modeling of water fluxes and budget in Nam Co Basin during 1979-2013[J]. Journal of Hydrometeorology, 2020, 21(4): 829
- [18] 牛亚菲. 青藏高原生态环境问题研究[J]. 地理科学进展, 1999, 18(2): 163
- [19] 李治国,姚檀栋,叶庆华,等. 西藏年楚河满拉水库上游冰川变化及其影响[J]. 冰川冻土, 2010, 32(4): 650
- [20] 邱玲花,彭定志,胡林涓,等. 基于MODIS和SRM的拉萨河流域融雪径流模拟研究[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2013, 49(增刊1): 152
- [21] 姚治君,董晓辉. 年楚河径流变化及其影响因素分析[C]//中国青藏高原研究会2006学术年会论文集. 歙县: [出版者不详], 2006: 16
- [22] 顿珠加措. 年楚河流域径流变化及其对气候变化的响应[J]. 人民黄河, 2015, 37(4): 33
- [23] 刘天仇,陈爱兰. 年楚河流域降水特性[J]. 成都科技大学学报, 1995, 27(4): 12
- [24] 王秀丽,刘石臣. 西藏年楚河流域水资源调查[J]. 东北水利水电, 2000, 18(9): 22
- [25] 刘晓林,杨胜天,赵长森,等. 多源遥感驱动的SRM模型在缺资料地区的研究及应用[J]. 遥感技术与应用, 2015, 30(4): 645
- [26] 颜伟,刘景时,罗光明,等. 基于MODIS数据的2000—2013年西昆仑山玉龙喀什河流域积雪面积变化[J]. 地理科学进展, 2014, 33(3): 315
- [27] MARTINEC J, RANGO A, ROBERTS R. SRM snowmelt runoff model user's manual[R]. Las Cruces, New Mexico: New Mexico State University, 2008
- [28] 班春广,徐宗学,苟娇娇,等. 1973—2015年年楚河上游流域径流变化趋势及驱动因素分析[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2019, 55(6): 748
- [29] 刘江涛,徐宗学,赵焕,等. 基于改进降水输入模块的融雪径流模拟:以拉萨河为例[J]. 水利学报, 2018, 49(11): 1396
- [30] 鲁春霞,王菱,谢高地,等. 青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟[J]. 山地学报, 2007, 25(6): 655

- [31] 刘俊峰, 陈仁升, 卿文武, 等. 基于TRMM降水数据的山  
区降水垂直分布特征[J]. 水科学进展, 2011, 22(4): 447
- [32] 戴礼云, 车涛. 1999—2008年中国地区雪密度的时空分布  
及其影响特征[J]. 冰川冻土, 2010, 32(5): 861
- [33] 程译莹, 范广洲, 张永莉, 等. 青藏高原及周边地区垂直  
温度梯度特征及其成因分析[J]. 高原气象, 2018, 37(2):  
333
- [34] 李巧媛, 谢自楚. 高原区气温垂直递减率的分布及其特  
点分析: 以青藏高原及其周边地区为例[J]. 石河子大学  
学报(自然科学版), 2006, 24(6): 719

## Applicability of China meteorological forcing dataset to the Nianchu River basin

TAN Qiuyang<sup>1,2)</sup> XU Zongxue<sup>1,2)†</sup> ZHAO Yanjun<sup>3,4)</sup> LIU Jiangtao<sup>1,2)</sup>  
BAN Chunguang<sup>1,2)</sup> LIU Xiaowan<sup>1,2)</sup> WANG Jing<sup>5)</sup>

(1) College of Water Sciences, Beijing Normal University, 100875, Beijing, China;

2) Beijing Key Laboratory of Urban Hydrological Cycle and Sponge City Technology, 100875, Beijing, China;

3) Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and  
Natural Resources Research, CAS, 100101, Beijing, China;

4) University of Chinese Academy of Sciences, 101407, Beijing, China;

5) Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Tibet Autonomous Region, 850000, Lasa, Tibet, China)

**Abstract** Snow-melt-water is an important source of water supply for rivers in high altitude areas, but the lack of observed data brings great challenges to hydrological simulation in such areas. Precipitation and temperature data from China meteorological forcing dataset (CMFD) and MODIS snow-cover data were used to establish an SRM model for Nianchu River basin. The model simulations of snow-melt-runoff were compared to model driven by meteorological station data. The Nash-Sutcliffe efficiency coefficients of the model driven by measured meteorological data were found to be 0.75 and 0.68 in the calibration (2004-2009) and validation (2010-2015) periods respectively, but these coefficients of the model driven by CMFD data became 0.77 and 0.78, indicating improved runoff-simulation. It is concluded that CMFD could provide input data for hydrological simulation in ungauged areas. This would be useful for snowmelt-runoff simulation in alpine areas.

**Keywords** China meteorological forcing dataset (CMFD); snowmelt runoff model; hydrological simulation; Nianchu River basin

【责任编辑: 武 佳】