

文章编号: 1008-2786-(2015)6-751-08

DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000091

## GeoSFM 水文模型在西藏拉萨河流域的应用

除多<sup>1 2</sup> 达平<sup>3</sup> 向莉英<sup>3</sup> 罗布坚参<sup>4</sup> Shrestha Mandira<sup>5</sup> Bajracharya Sagar<sup>5</sup>

(1. 中国气象局成都高原气象研究所拉萨分部, 西藏 拉萨 850000; 2. 西藏高原大气环境科学研究所, 西藏 拉萨 850000;

3. 西藏自治区水文水资源勘测局, 西藏 拉萨 850000; 4. 西藏自治区气象台, 西藏 拉萨 850000

5. 国际山地综合发展中心(ICIMOD) 加德满都, 尼泊尔)

**摘 要:** 基于物理过程的半分布式水文模型 USGS GeoSFM( Geospatial Stream Flow Model) 对拉萨河 2005 年 1—12 月日径流量进行了模拟, 并与同期的观测资料进行了对比。结果表明, GeoSFM 模型在拉萨河流域的模拟效果较好, Nash-Sutcliffe 效率系数为 0.72, 模拟和观测值之间的线性相关系数达 0.89。由于 GeoSFM 模型输入参数较少, 很多可以从应用广泛的全球或大尺度数据中获取, 尤其是卫星遥感降水估算产品直接可以作为模型的降水驱动参数, 所以在没有或缺少水文气象观测资料的地区应用前景广阔。

**关键词:** 水文模型; GeoSFM; 拉萨河; 西藏

**中图分类号:** P333, TP79

**文献标志码:** A

青藏高原是亚洲众多河流的发源地, 素有“亚洲水塔”之称, 这里的水资源变化不仅直接影响到当地百姓的生产生活, 与下游地区人们的生活息息相关。由于常规水文气象观测资料相对缺乏, 对这些河流的研究手段极为有限。水文模型为了解高原地区水文过程和全球气候变化对水资源影响等提供了有力工具, 对研究径流等水文要素的变化, 分析高寒地区水文循环与水资源演变规律, 预测未来的变化趋势以及水资源的管理有着重要的意义。

雅鲁藏布江位于青藏高原西南, 是世界上海拔最高的一条大河, 也是我国水能资源最丰富的河流之一。拉萨河作为雅鲁藏布江流域面积最大、最长的一级支流, 地处西藏自治区政治经济文化中心地区, 开展拉萨河流域水循环模拟研究对该地区水资源管理具有重要的现实意义。很多学者利用不同的水文模型对拉萨河水文过程和要素变化开展了研究。如邱玲花等将融雪径流模型 SRM (Snowmelt

Runoff Model) 应用于拉萨河流域融雪径流过程的模拟, 取得了较好的效果, 基本反映了拉萨河流域融雪期的径流过程<sup>[1]</sup>。刘文丰等应用 VIC (Variable Infiltration Capacity) 模型对拉萨河流域的水文过程进行了模拟, 结果表明 VIC 模型能够较好地应用于拉萨河流域, 其适用性较好, VIC 模型的构建为研究气候变化对拉萨河流域水循环的影响奠定了基础<sup>[2]</sup>。王皓等在分析高山深谷地貌流域产汇流特征的基础上, 建立了基于物理机制的水文模型, 并将模型应用于拉萨河汛期径流过程模拟, 初步验证表明所建模型在拉萨河流域有合理性和适用性<sup>[3]</sup>。杜洋等对比分析了不同汇流方式的 TOPMODEL 模型在模拟拉萨河流域的效果<sup>[4]</sup>。彭定志等将改进的 TOPMODEL 和新安江模型应用于拉萨河流域水文模拟, 取得了较好的模拟效果, 弥补了拉萨河流域水文模型应用研究的不足<sup>[5-6]</sup>。高冰等应用 GBHM 分布式水文模型对雅鲁藏布江流域水文过程进行了

收稿日期(Received date): 2014-09-30; 修回日期(Accepted): 2015-06-17。

基金项目(Foundation item): 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206040; GYHY201306054) 和国际山地中心(ICIMOD) 共同资助。[This work is supported by the China Special Fund for Meteorological Research in the Public Interest (GYHY201206040; GYHY201306054) and Funding from ICIMOD.]

作者简介(Biography): 除多(1969-), 男, 西藏白朗人, 理学博士, 正研级高级工程师, 主要从事高原环境遥感应用。[Chu Duo(1969-), male, born in Bailang County, Tibet, PhD research professor, mainly engaged in remote sensing application in Tibetan Plateau.] E-mail: chu\_d22@hotmail.com

模拟<sup>[7]</sup>。吴滔等利用人工神经网络模型、分期平稳自回归模型、一阶季节性自回归模型对拉萨河流域月平均径流进行了模拟和预测,得出 BP 人工神经网络模型相对于其他两种方法更适合于拉萨河径流的预测<sup>[8]</sup>。

GeoSFM 水文模型是由美国地质调查局(USGS)地球资源观测与科学中心(EROS, Earth Resources Observation and Science Center)研发,其最大的特点是卫星遥感降水产品直接可以作为模型的驱动参数。GeoSFM 水文模型已在非洲尼罗河和亚洲湄公河<sup>[9]</sup>及尼泊尔 Bagmati 河流域<sup>[10]</sup>得到了应用。目前国内还没有相关应用研究的报道。为此,本研究以改进的 NOAA CPC RFE 逐日降水估算产品为降水驱动参数,首次利用该模型对拉萨河 2005 年 1 月至 12 月日径流量进行了模拟,在此基础上利用同期拉萨水文站观测资料对模拟结果进行了验证和评价。

## 1 研究区概况

拉萨河位于雅鲁藏布江中游北岸,发源于念青唐古拉山中段南麓,干流流经嘉黎、林周、墨竹工卡、达孜、拉萨市区、堆龙德庆和曲水,在曲水县城东面汇入雅鲁藏布江,全长 551 km(图 1)。流域范围在

90°05′~93°20′E、29°20′~31°15′N 之间,北面 and 东北面与怒江流域相邻,东面与雅鲁藏布江支流帕隆藏布、尼洋曲流域相接,流域面积 32 471 km<sup>2</sup>,约占雅鲁藏布江流域面积的 13.5%,其中冰川面积为 702 km<sup>2</sup>,是雅鲁藏布江最大的支流<sup>[11-12]</sup>。拉萨河主要由降水、融水、地下水补给,分别占径流总量的 46%、26%、28%<sup>[13]</sup>,多年平均年径流总量为 109.72 × 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,其干流段水能蕴藏量 171.7 × 10<sup>4</sup> kW,在雅鲁藏布江各支流中居第三位<sup>[12]</sup>。拉萨水文站以上集水面积为 26 235 km<sup>2</sup>,占整个拉萨河流域面积的 80.8%(图 2)。流域内有拉萨、唐加、旁多三个水文站和拉萨、墨竹工卡、当雄三个气象站。

## 2 研究方法

本研究中采用的 GeoSFM 模型是基于物理的半分布式水文模型,研发该模型的主要目的是在较大范围地区水文要素监测中为地形分析、数据同化、空间和时间序列数据处理及结果表达建立通用的可视化环境<sup>[14]</sup>。鉴于 ArcView 具有良好的栅格数据处理功能且提供了可视化、客户化的开发环境,所以模型运行和开发平台采用了 ArcView 3.x GIS 软件<sup>[15]</sup>。

GeoSFM 模型是一个流域尺度的水文模型,利用遥感和当前应用广泛的全球数据来模拟径流过程

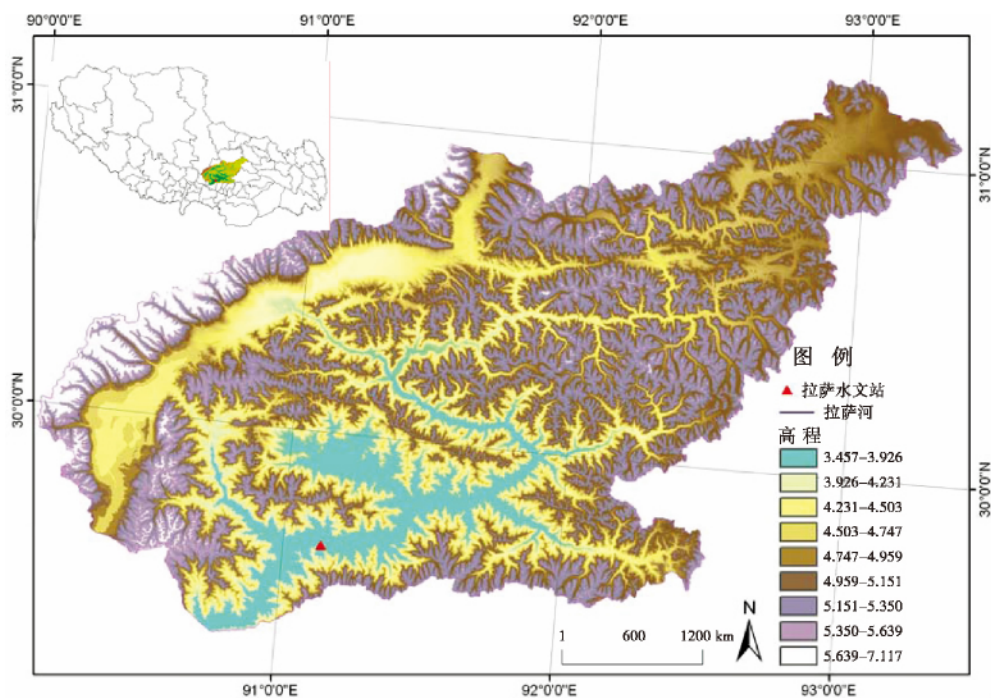


图 1 拉萨河流域

Fig. 1 Lhasa River basin

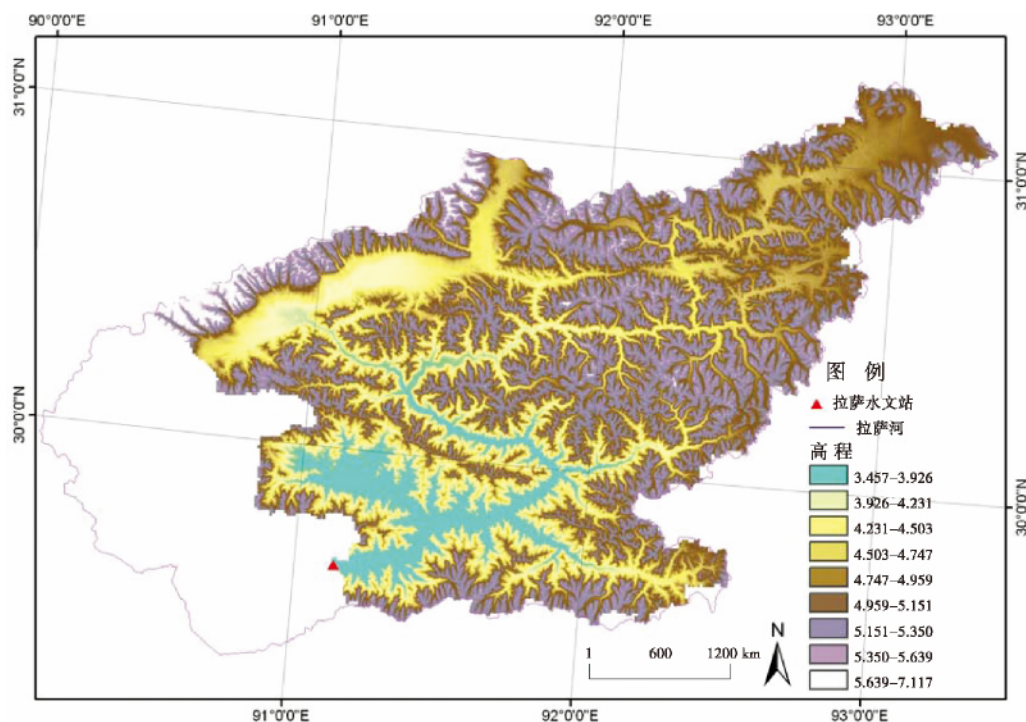


图2 拉萨水文站集水范围

Fig. 2 Catchment area of the Lhasa hydrological station

的动态变化。模型是由 ArcView 平台上运行的模型输入数据预处理和输出结果可视化的图形用户界面组件及降水-径流模拟组件构成。数据预处理模块利用 DEM 将流域划分几个子流域。GeoSFM 水文模型仅需少量的参数和变量输入,模式中的大多数参数具有物理意义。参数化是通过表征地球表面的地形、土地覆盖和土壤三类数据来实现的<sup>[9]</sup>。在计算过程中,数字高程模型和土地覆盖等所有空间化的数据均采用了兰伯特等积方位投影(Lambert Equal-Area Azimuthal projections)。

### 3 基本数据

#### 3.1 地形数据

地形数据在水文模拟中的应用是基于水往低处流的简单原理。从数字高程模型 DEM 生成的集水流域和水流网络数据,是大多数地表水文分析模型的主要输入数据。在 GeoSFM 模型中,水流的方向根据某个栅格单元与其最邻近的 8 个栅格单元的高程数据进行比较,该栅格单元中心和相邻 8 个单元中落差最大的 1 个单元的中心连线的方向定义为该栅格单元的水流方向<sup>[16]</sup>。

本研究中,DEM 采用了 USGS EROS 根据 NASA

SRTM 全球数字高程模型(GTOP030)制作的 1 km 分辨率 HYDRO1k DEM。HYDRO1k DEM 是经过水文校正的 DEM,已进行了填洼处理,因此陆地表面没有因空间插值错误等造成的导致中断水文连接的虚假洼地<sup>[14]</sup>。下载后的 HYDRO1k DEM 用拉萨河流域边界剪切之后,在 ArcView 平台上运行的 GeoSFM 图形用户界面中可以直接生成水流方向、水流累积图、集水区、河道长度、流域边界、子流域、河网以及坡度坡向等栅格化的模型输入参数。

#### 3.2 土地覆盖数据

土地覆盖特征影响河流流速,进而影响径流的产生和地表水流过程。GeoSFM 模型中的土地覆盖数据采用了 USGS 全球土地覆盖数据(GLCC),该土地覆盖类型的分类是根据 12 个月时间序列的 1km NOAA AVHRR 全球植被指数图像制作的<sup>[17]</sup>,其投影方式是兰伯特等积方位投影。土地覆盖数据在 GeoSFM 模型中不仅用于计算栅格化的最大不透水地表百分比,还用于地表粗糙度的确定,这些参数又与地形坡度一起用于估算地表的流速。

#### 3.3 土壤数据

河流流域对降水的响应与土壤性质和条件的关系极为密切。在水文模型中,土壤具有静态参数如土壤质地、水文传导率和动态参数如土壤湿度相互

连接的特性。GeoSFM 模型需要的参数包括土壤持水量、水文活动土层厚度、土壤质地、平均饱和土壤水力传导系数、SCS 径流曲线系数 CN 值和不透水地表覆盖<sup>[18]</sup>。模型所需的土壤参数如土壤持水量、饱和土壤水力传导率、水文活动土层厚度及土壤质地是从联合国粮农组织 (FAO) 和教科文组织 (UNESCO) 合作制作的世界数字土壤图中获取的<sup>[19]</sup>。该数据是最易获取的覆盖全球的土壤数据,是从比例尺为 1:500 万的原始数据制作生成的。

分布式水文模型中对下垫面分布不均一性的考虑主要集中在地形、地表覆盖/土地利用方式和土壤类型几个方面。其中,地形的影响主要体现在初始土壤含水量和流域汇流特性的空间分布上,地表覆盖的影响主要在蒸散发和植被截留计算中考虑,而土地利用方式和土壤类型的影响则更多地体现在下渗和产流量的计算中。为考虑地表覆盖类型和土壤类型的空间分布对水文过程的影响,分布式水文模型常用径流曲线系数 CN 值来计算产流。该参数随土壤、地表覆盖、土地利用种类及方式而不同,在不同的洪水事件中,CN 的取值还受前期土壤含水量的影响。GeoSFM 模型同样利用不同土地覆盖和土壤类型确定的 CN 值来进行单元网格的产流计算<sup>[14]</sup>。GeoSFM 模型中,获取的土壤特性被用于设定控制地表水运动和土壤含水量变化的水文参数,从地表土壤层流入河网的水流大小取决于这些地表土壤参数。

### 3.4 驱动参数

#### 3.4.1 降水

GeoSFM 模型采用了 NOAA 气候预测中心 CPC 的卫星遥感降水产品 RFE<sup>[20]</sup>。NOAA CPC 为非洲地区开发的卫星降水估算方法 RFE 2.0 从 2001 年 1 月开始应用于常规的业务运行中,取代了 1995 年至 2000 年应用的早期的 RFE 1.0<sup>[21]</sup>。卫星和地面等多源数据的融合技术是 RFE 的关键,从而克服了单个数据源在降水估算方面的不足,提高了精度。RFE 2.0 的输入参数包括每日 4 次的 NOAA SSM/I 和 AMSU-B 极轨卫星被动微波遥感数据、半小时一次的 GOES 静止卫星红外云顶数据以及每天近 1 000 个 WMO GTS 气象站地面雨量观测数据<sup>[22]</sup>。

2005 年 NOAA CPC、美国地质调查局 (USGS) 和国际山地综合发展中心 (ICIMOD) 合作将 RFE 2.0 应用于兴都-库什-喜马拉雅地区的降水估算,生成了逐日降水估算产品<sup>[10 23]</sup>,其空间分辨率

为  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ ,覆盖  $60^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{E}$ ,  $0^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$  区域。研究表明 RFE 2.0 降水估算产品在西藏高原具有较高的精度<sup>[24]</sup>,因此模型的降水驱动参数采用了该数据。

#### 3.4.2 蒸散量

蒸散量是指从地球陆地表面到大气的蒸发和植物蒸腾的总和,是太阳辐射、气温、风速、湿度和大气压的函数。潜在蒸散量 PET (potential evapotranspiration) 是在高度一致、正常生长、水分供应充足的绿色草类植物大面积覆盖地面的流域中的蒸发总量<sup>[25]</sup>。PET 估算对流域逐日水量平衡的计算极为重要。实际蒸散量 (actual evapotranspiration) 取决于土壤中的含水量而潜在蒸散量则依赖于当地主导天气条件,包括气温、长短期辐射通量、大气压、相对湿度及风速等。

USGS 根据 Penman-Monteith 公式计算的全球蒸散量产品作为 GeoSFM 模型的输入参数。该蒸散量模型应用了 USGS 开发的 GIS 栅格化处理流程,使得可以将 NOAA 1°全球数据同化系统 (Global Data Assimilation System, GDAS) 生成的输入变量实现 GIS 栅格化处理,进而生成全球的 PET 数据。在具体的计算过程中,蒸散量数据从原来 1°空间分辨率降尺度到  $0.1^{\circ}$ 。

### 3.5 水文观测数据

拉萨水文站建于 1955 年,海拔 3 650 m,位于拉萨河北岸,地理位置  $91^{\circ}09'\text{E}$ ,  $29^{\circ}38'\text{N}$ ,集水面积 26 235  $\text{km}^2$ 。多年平均流量 296  $\text{m}^3/\text{s}$ ,最大流量 2 830  $\text{m}^3/\text{s}$ ,出现时间是 1962 年,最小流量 3.18  $\text{m}^3/\text{s}$ ,出现时间为 2007 年。建站以来最高洪峰水位 6.18 m,出现时间 1962 年,相应洪峰流量 2 830  $\text{m}^3/\text{s}$ ,最大流速约为 4.0 m/s 左右。本研究中,该站观测的 2005 年 1 月至 12 月日平均径流量用于 GeoSFM 模型模拟结果的验证和对比。

### 3.6 模型评价指标

模型模拟的定量评价指标采用了 Nash-Sutcliffe 效率系数 NSCE 和相关系数 R,其表达式分别如下

$$NSCE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (1)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \quad (2)$$



式中  $O_i$  表示实测的日径流量,  $S_i$  为 GeoSFM 模拟的径流量,  $n$  是模拟或观测总日数。对  $NSCE$  来说, 当实测值与模拟值相等时,  $NSCE = 1$ ; 如果  $NSCE$  负值, 则表明模拟效果较差。以往的经验表明, 当  $NSCE > 0.75$  时, 可以认为模拟效果好;  $0.36 \leq NSCE \leq 0.75$  时, 模拟效果为令人满意;  $NSCE < 0.36$  时, 模拟效果不好<sup>[26]</sup>。

## 4 模拟结果分析

### 4.1 拉萨水文站 2005 年径流量变化特征

2005 年 1 月至 12 月平均流量为  $352.1 \text{ m}^3/\text{s}$ , 日最小流量为  $52.3 \text{ m}^3/\text{s}$ , 出现时间是 1 月 21 日, 最大流量达  $2460 \text{ m}^3/\text{s}$ , 出现时间为 8 月 28 日。1 月至 4 月 17 日日均流量在  $52 \sim 100 \text{ m}^3/\text{s}$ , 且日际波动很小, 其中日流量在  $60 \sim 90 \text{ m}^3/\text{s}$  的日数占这一时段的 91.6%。4 月 18 日流量有较大的增加, 至 5 月 26 日流量波动较小, 平均为  $128.2 \text{ m}^3/\text{s}$ 。5 月 26 日至 8 月 28 日随着雨季的到来和降水的增多, 日流量经历的一个显著波动式上升的过程, 平均日流量增幅为  $13.2 \text{ m}^3/\text{d}$ 。期间, 由于降水量的波动和间歇性, 出现了 7 次流量峰值和 7 次低谷。8 月 28 日日流量达到  $2460 \text{ m}^3/\text{s}$  的年内峰值之后, 伴随着雨季的结束和降水量的减少, 日流量下降极为迅速, 到了 9 月 14 日流量下降至  $487 \text{ m}^3/\text{s}$ , 这一时段的日流量递减率达到了  $101.1 \text{ m}^3/\text{d}$ 。9 月 14 日至日流量  $100 \text{ m}^3$  以上的 12 月 10 日, 同样存在减少趋势, 但是日递减率有明显的放缓, 已降至  $5.1 \text{ m}^3/\text{d}$ 。从 12 月 11 日开始流量小于  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ , 且日际波动有明显的减少, 又处于相对平稳的过程。从月均变化特点来看, 1 月至 4 月流量波动很小, 均在  $72 \sim 98 \text{ m}^3$ , 从 5 月开始有明显的上升过程, 8 月达到  $1324.1 \text{ m}^3$  的月均最大值。8 月是流量变化的一个转折点, 之前流量增加明显, 之后又减少迅速。11 月月均流量下降至  $154.8 \text{ m}^3$ , 12 月则  $< 100 \text{ m}^3$ , 为  $93.8 \text{ m}^3$ , 且开始变化平缓。流量增加最显著的是 7—8 月, 其次是 5—6 月; 减少最明显的是 8—9 月, 其次 9—10 月。7—8 月月均增加的流量与 8—9 月的减少量基本上相差不大。

### 4.2 模拟结果验证分析

以拉萨水文站为河流出口, 用 2005 年 1—12 月 NOAA CPC RFE 日降水量和 USGS 日蒸散量为驱动参数, 在 ArcView 3.2a 中运行 GeoSFM 模型模拟了

拉萨河日径流量, 结果见图 3。在此基础上, 利用 2005 年 1—12 月拉萨水文站观测的日平均径流量对模拟结果从定性和定量上做了精度分析与评价。

从图 3 中可以看出, 定性上日径流量实测值与模拟结果总体变化趋势一致。主要表现在, 1—6 月初属于干季, 流域内降水量很少, 使得河流的径流量小, 且日际变化很小。此后, 随着雨季的到来和降水量的显著增加, 流域内的日径流量增加迅速, 至 8 月底模拟和实测的流量达到年内最大值。期间, 由于受到日降水量变化的影响, 日流量波动相应很大。中间的几次较大流量波动峰值和低谷在 GeoSFM 模型模拟结果上得到很好的体现, 只是模拟值要小于观测值, 而且模拟值的日际波动要比观测值剧烈, 模拟峰谷数目要比观测值多, 即虽然两者都受到日降水量波动的影响, 在雨季都存在明显的日际波动, 但是观测值的日际波动平缓, 而模拟值变化剧烈。同样, 8 月底出现的模拟最大峰值要小于观测值, 且模拟流量的日际变化要明显大于观测值。8 月底实测和模拟值达到最大值之后, 随着雨季的结束和降水量的显著减少, 两者均进入了迅速下降的阶段。期间同样模拟结果出现的波动要明显大于观测值。10 月初开始两者日流量变化相对稳定。

可见 2005 年 6 月上旬之前和 10 月初之后观测和模拟的拉萨河日流量处于相对稳定状态, 日际变幅小, 6 月初开始随着雨季的到来, 日流量上升显著, 且伴随着降水的波动, 日流量相应出现了明显的波动。8 月底出现了日流量最大值, 其后随着雨季的结束, 观测和模拟值都出现了快速下降的态势。这些日流量的变化特点在 GeoSFM 模型模拟结果上得到了表现。但是, 总体上观测值大于模拟值, 在小流量部分尤为明显, 平均相对误差为 30.7%, 而且模拟的日流量波动要明显大于观测值。由于 GeoSFM 模型的输入参数如土地覆盖、土壤、降水和蒸散量等都是从 USGS、FAO 和 NOAA 等制作的全球和大尺度数据中直接获取的, 这些数据毕竟在高原上存在误差, 加上模型参数化方法引起的误差, 进而可能导致了模型模拟结果的误差。为此, 需要符合高原和研究流域自身特点的更好、精度更高的土地覆盖、土壤、降水和蒸散量等基础数据和驱动参数来进一步改进模型的精度。

从定量上, 根据公式(1)计算的拉萨河实测和模拟日流量之间的  $NSCE$  效率系数为 0.72, 表明拉萨河流域由 RFE2.0 逐日卫星遥感降水数据和

USGS 全球 PET 数据驱动的 GeoSFM 模拟的拉萨河逐日径流量模拟效果令人满意。同样,从图 4 中可以看出 2005 年 1—12 月逐日观测和模拟的平均径流量之间的线性相关系数  $R = 0.89$ ,两者存在极为显著的线性相关关系,同样表明模拟效果良好。由此可见,基于卫星遥感降水产品驱动的 GeoSFM 模型拉萨河日流量的模拟效果较好。

根据对拉萨水文站站多年流量观测数据分析表明,拉萨站径流的年内分配差异较大,受降水影响多集中在夏半年(5—10 月)期间的径流量占到全年的 96%,冬半年(11—4 月)则明显偏少。从冬季的 11 月开始一直到次年 4 月,流量基本上没有变化,这段时间处于冬季,降水基本上以固体形势存

在,河流主要是靠深层地下水补给<sup>[13]</sup>;5 月气温回升,积雪融水以及降水共同补给河流,使得流量增加;伴随着暖湿气流的侵入,6 月降水明显增多,流量也开始增大,8 月达到最大,多年平均为  $869.5 \text{ m}^3/\text{s}$ ;10 月随着气温降低及暖湿气流影响减小,流量也逐渐减小。5—10 月间拉萨河主要是依靠季风带来的丰沛降水补给河流,径流随降水变化而变化<sup>[26]</sup>。

## 5 结论

1. GeoSFM 模型在拉萨河流域的模拟结果较好。在定量上,NSCE 效率系数为 0.72,模拟和观测值之间的线性相关系数 0.89。在定性上,2005 年实

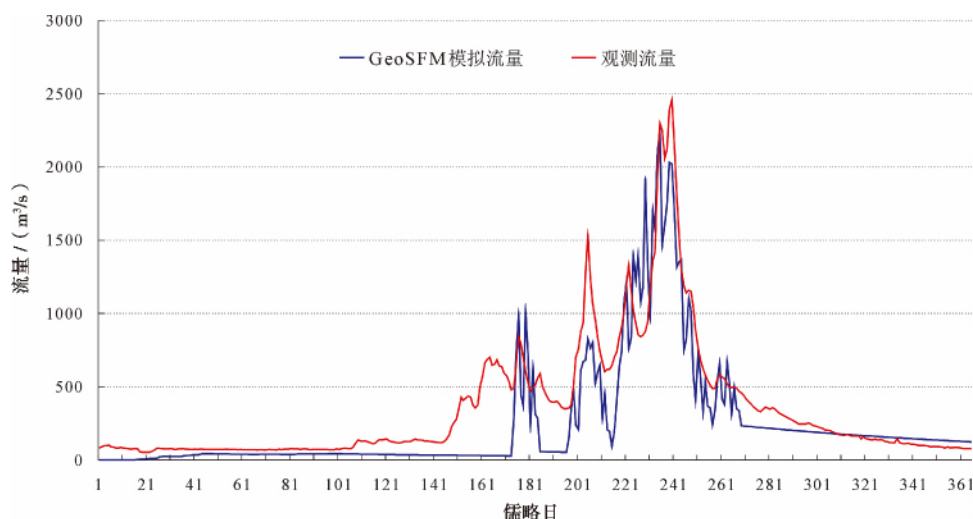


图 3 2005 年 GeoSFM 模拟与拉萨水文站观测的日流量变化趋势

Fig. 3 Change trend of GeoSFM simulated and observed daily flows at Lhasa hydrological station in 2005

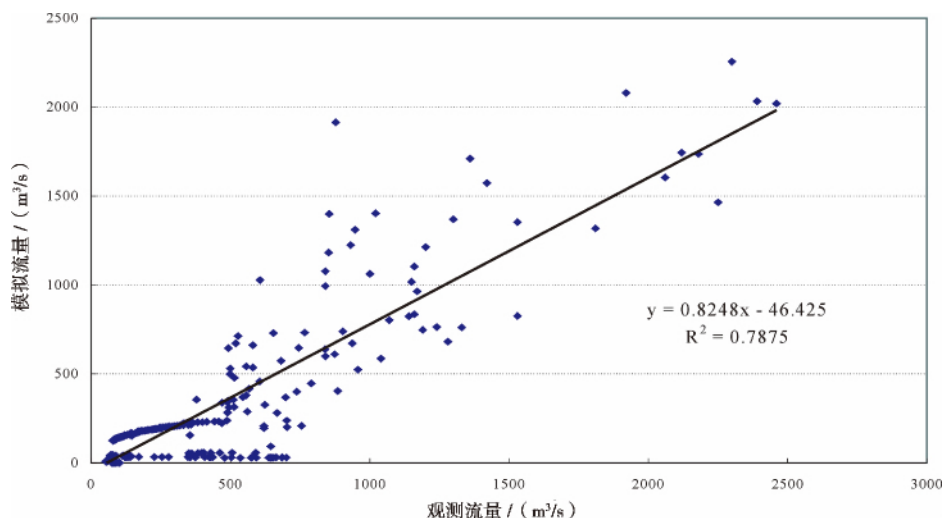


图 4 2005 年 GeoSFM 模拟与拉萨水文站观测的日流量变化散点图

Fig. 4 Scatter plot of GeoSFM simulated and observed daily flows at Lhasa hydrological station in 2005

测与模拟的日流量总体变化趋势一致。2005 年 6 月上旬之前和 10 月初之后日流量变幅小,6 月初开始随着雨季的到来,日流量上升显著,且伴随着降水的变化,日流量相应出现了明显的波动。8 月底出现了日流量最大值,其后随着雨季的结束,出现了快速的下降。这些变化特点在模拟结果上得到了很好的表现。

2. GeoSFM 模型模拟值总体上要小于观测值,在雨季之外的小流量部分尤为明显,平均相对误差 30.7%,而且在雨季模拟的日流量波动大于观测值。作为 GeoSFM 模型的主要输入参数,土地覆盖、土壤、降水和蒸散量等都是从 USGS、FAO 和 NOAA 等制作的全球和大尺度数据中直接获取的,这些数据毕竟在高原上存在误差,加上模型参数化方法的误差,从而可能引起了模拟结果的误差。因此,有待利用更加符合高原和研究流域实际特点的精度更高的基础数据来进一步改进模型的精度。

3. GeoSFM 模型是基于物理过程的半分布式水文模型,由于采用了栅格运算和处理强大的 Arc-View GIS 作为平台,不仅从输入参数的预处理,还是最终结果的表达提供了非常方便的途径。另外,GeoSFM 模型可以从 USGS 网站免费下载,需要输入的参数少,而且卫星遥感降水估算产品直接可以作为其降水驱动参数,这对于常规水文气象观测资料较少的区域应用前景广阔。

## 参考文献(References)

- [1] Qiu Linghua, Peng Dingzhi, Hu Linjuan, et al. Simulation of snowmelt runoff in the Lhasa River basin by MODIS and SRM[J]. Journal of Beijing Normal University: Natural Science, 2010, 49(2/3): 152-156 [邱玲花, 彭定志, 胡林娟, 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, 2010, 49(2/3): 152-156]
- [2] Liu Wenfeng, Xu Zongxue, Liu Li, et al. Distributed hydrological simulation in the Lhasa River basin based on VIC model[J]. Journal of Beijing Normal University: Natural Science, 2012, 48(5): 524-529 [刘文丰, 徐宗学, 刘利, 等. 基于 VIC 模型的拉萨河流域分布式水文模拟[J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2012, 48(5): 524-529]
- [3] Wang Hao, Gao Jie, Fu Xudong, et al. Hydrological modeling for high-relief mountainous regions: case study of the Lhasa River basin[J]. Journal of Beijing Normal University: Natural Science, 2010, 46(3): 300-306 [王皓, 高洁, 傅旭东, 等. 高山深谷地区的水文模拟—以拉萨河流域为例[J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2010, 46(3): 300-306]
- [4] Du Yang, Yun Ying, Peng Dingzhi. Comparative study of TOPMODEL with different routing components in the Lhasa River basin[J]. Journal of Beijing Normal University: Natural Science, 2009, 45(5/6): 658-661 [杜洋, 云影, 彭定志. 拉萨河流域不同汇流方式的 TOPMODEL 应用比较研究[J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2009, 45(5/6): 658-661]
- [5] Peng Dingzhi, Xu Zongxue, Gong Tongliang. Application of hydrological models to the Lhasa River basin of the Yarlung Zangbo River[J]. Journal of Beijing Normal University: Natural Science, 2008, 44(1): 92-95 [彭定志, 徐宗学, 巩同梁. 雅鲁藏布江拉萨河流域水文模型应用研究[J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2008, 44(1): 92-95]
- [6] Peng Dingzhi, Xu Zongxue, Gong Tongliang. Comparative research on hydrological models applied to Lhasa River basin in Yarlung Zangbo River[J]. Sciencepaper Online, 2008, 3(7): 536-541 [彭定志, 徐宗学, 巩同梁. 雅鲁藏布江拉萨河流域水文模型应用比较研究[J]. 中国科技论文在线, 2008, 3(7): 536-541]
- [7] Gao Bing, Yang Dawen, Liu Zhiyu, et al. Application of a distributed hydrological model for the Yarlung Zangbo River and analysis of the river runoff[J]. Journal of China Hydrology, 2008, 28(3): 40-44 [高冰, 杨大文, 刘志雨, 等. 雅鲁藏布江流域的分布式水文模拟及径流变化分析[J]. 水文, 2008, 28(3): 40-44]
- [8] Wu Tao, Yuan Peng, Dai Lu, et al. Research on the streamflow forecast methods of Tibet Lhasa River[J]. Water Conservancy Science and Technology and Economy, 2005, 11(2): 77-79 [吴滔, 袁鹏, 戴露, 等. 西藏拉萨河径流预测方法研究[J]. 水利科技与经济, 2005, 11(2): 77-79]
- [9] Artan G, Gadain H, Smith J, et al. Adequacy of satellite derived rainfall data for stream flow modeling[J]. Natural Hazards, 2007, 43(2): 167-185
- [10] Shrestha M S, Artan G A, Bajracharya S R, et al. Using satellite-based rainfall estimates for streamflow modeling: Bagmati Basin[J]. Journal of Flood Risk Management, 2008, 1: 89-99
- [11] Gong Tongliang, Liu Changming, Liu Jingshi. Hydrological response of Lhasa River to climate change and permafrost degradation in Xizang[J]. Acta Geographica Sinica, 2006, 61(5): 519-526 [巩同梁, 刘昌明, 刘景时. 拉萨河冬季径流对气候变暖和冻土退化的响应[J]. 地理学报, 2006, 61(5): 519-526]
- [12] Xiao Changwei, Wang Jing, Zhao Junxiang. Analysis and measures of ecological stress elements in Lhasa River Basin[J]. China Water Resources, 2009(21): 29-31 [肖长伟, 王静, 赵军祥. 拉萨河流域生态胁迫典型要素分析及对策[J]. 中国水利, 2009(21): 29-31]
- [13] Liu Tianchou, Qimei Duoqi, Characteristics, development and utilization prospects of water resources of the Yarlung Zangbo River in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Acta Geographica Sinica, 1999, 54(Suppl.): 157-164 [刘天仇. 雅鲁藏布江水文特征[J]. 地理学报, 1999, 54(增): 157-164]
- [14] Asante K O, Artan G A, Pervez S, et al. Technical Manual for the Geospatial Stream Flow Model (GeoSFM) [R]: U. S. Geological Survey Open-File Report 2007-1441, 65p.
- [15] Artan G, Asante K, Smith J, et al. Users Manual for the Geospatial Stream Flow Model (GeoSFM) [R], U. S. Geological Survey Open-File Report 2007-1440, 146 p.
- [16] Jensen S K, Dominque J O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis[J]. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 1988, 54(11): 1593-1600

- [17] Loveland T R , Reed B C , Brown J F , et al. Development of a Global Land Cover Characteristics Database and IGBP DISCover from 1 – km AVHRR Data [J]. International Journal of Remote Sensing , 2000 , 21( 6 ) : 1303 – 1330
- [18] Artan G , Verdin J , Asante K. A wide area flood risk monitoring model [G] // Proceedings of the Fifth International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology. Montpellier , France 2 – 5 October 2001.
- [19] Food and Agriculture Organization ( FAO ) . Soil Map of the World [R]. UNESCO , 1971 – 1981 , Paris , vol. 1 – 10 ( 1 : 5M scale maps and accompanying texts ) .
- [20] Xie P and Arkin P A. A 17 – year monthly analysis based on gauge observations , satellite estimates , and numerical model outputs [J]. Bulletin of the American Meteorological Society , 1997 , 78 ( 11 ) : 2539 – 2558
- [21] Herman A , Kumar V B , Arkin P A , et al. Objectively determined 10 – day African rainfall estimates created for famine early warning systems [J]. Int. J. Remote Sensing , 18: 2 147 – 2 159
- [22] [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/fews/RFE2.0\\_tech.pdf](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/fews/RFE2.0_tech.pdf)
- [23] Shrestha M S , Bajracharya S R , Mool P K. Satellite rainfall estimation in the Hindu Kush – Himalayan region [R]. International Centre for Integrated Mountain Development ( ICIMOD ) , Kathmandu , 2008.
- [24] Chu Duo , Norbu Ghancan , Pubu Tundrop. The validation of NOAA RFE 2.0 rainfall product over major climate zones in Tibet [J]. Journal of Tropical Meteorology , 2013 29( 4 ) : 581 – 589 [除多 , 罗布坚参 , 普布顿珠. NOAA RFE 2.0 在西藏高原的验证 [J]. 热带气象学报 2013 29( 4 ) : 581 – 589]
- [25] Penman H L. Evaporation: An introductory survey [J]. Netherlands Journal of Agricultural Science , 1956 , 4: 7 – 29
- [26] Liu Bo , Xu Zongxue. Simulation of non-point source pollution in the Shahe Reservoir catchment in Beijing by using SWAT model [J]. Transactions of the CSAE , 2011 27( 5 ) : 52 – 61 [刘博 , 徐宗学. 基于 SWAT 模型的北京沙河水库流域非点源污染模拟 [J]. 农业工程学报 2011 27( 5 ) : 52 – 61]
- [26] Lin Xuedong , Zhang Yili , Yao Zhijun , et al. The trend on runoff variations in the Lhasa River Basin [J]. J. Geogr. Sci. 2008 , 18: 95 – 106

## Application of GeoSFM Model in the Lhasa River Basin , Tibet

CHU Du<sup>1 2</sup> , DA Ping<sup>3</sup> , XIANG Liying<sup>3</sup> , NORBU Ghancan<sup>4</sup> , Shrestha Mandira<sup>5</sup> , Bajracharya Sagar<sup>5</sup>

- ( 1. Lhasa Campus of Institute of Plateau Meteorology , CMA , Lhasa 850000 , China;
2. Tibet Institute of Plateau Atmospheric and Environmental Sciences , Lhasa 850000 , China;
3. Tibet Bureau of Hydrology and Water Resources , Lhasa 851100 , China;
4. Tibet Weather Observatory , Tibet Meteorological Bureau , Lhasa 850000 , China;
5. International Centre for Integrated Mountain Development ( ICIMOD ) , Kathmandu , Nepal)

**Abstract:** In this study , the daily river flow of Lhasa River basin , Tibet , China is simulated using USGS GeoSFM model and the validation is made using corresponding daily gauge data from Lhasa hydrological station. The results show that the general performance of GeoSFM model in Lhasa River basin is good and reasonable. Quantitatively , the simulated discharge can explain 80% of the variability in the observed discharge. The Nash – Sutcliffe efficiency coefficient ( NSCE ) and correlation between the observed and simulated runoff is 0.72 and 0.89 , respectively. Qualitatively , the general trend of the simulated and observed daily runoff is same , which presents that the both simulated and observed river flow in Lhasa River basin is low with very small inter-daily variations before Jun. After onset of raining season , the runoff of Lhasa River is increasing fast until the river discharge reaches to the highest level in later August. During this period , the variation of daily discharge is high due to daily rainfall fluctuation. Most of discharge peaks in the basin are captured by GeoSFM model , but the simulated value is less than the observed value. The highest peak of discharge in later August is also smaller than the observed value. From the end of August , along with monsoon offset and rapid decrease in rainfall , the simulated and observed discharge is decreasing fast. Until early October the river discharge reaches to a relatively stable stage. However , the average simulated value is smaller than the observed value and during the raining season the inter-daily variations of simulated runoff are higher than the observed runoff. GeoSFM is a physically-based semi-distributed hydrologic model. It have few parameters and variable input data requirements to simulate the dynamics of runoff processes by using remotely sensed data such as satellite-derived rainfall products and widely available continental or global data sets. Therefore , GeoSFM is very useful in sparsely hydro-meteorological station distributed regions.

**Key words:** Hydrological model; GeoSFM; Lhasa River; Tibet