

高寒流域水文模拟与径流水源解析 ——以雅鲁藏布江帕隆藏布上游流域为例^{*}

班春广^{1,2)} 徐宗学^{1,2)†} 左德鹏^{1,2)} 李鹏^{1,2)} 王静³⁾ 达瓦次仁³⁾

(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)西藏自治区水文水资源勘测局, 850000, 西藏拉萨)

摘要 为深入研究高寒流域河川径流的水源解析, 选取雅鲁藏布江帕隆藏布上游流域为研究区, 采用月流量、遥感积雪面积数据、实测冰川径流数据等多目标率定方法, 改进单一依靠流量数据率定模型的方法, 基于 SPHY(Spatial Processes in Hydrology)水文模型开展水文模拟及径流组分研究, 提高了总体建模质量. 结果表明: 在率定期和验证期 Nash-Sutcliffe 效率系数分别为 0.95 和 0.94, 模型具有较好的适用性. 降雨径流、融雪径流、冰川径流和基流作为径流来源, 占总径流的比例分别为 10%、25%、45% 和 20%, 冰川径流和融雪径流是最重要的补给来源. 月尺度上, 冰川径流在 7—8 月占比最大, 融雪径流在 4—6 月占比最大, 降雨径流在各月占比最小. 冰川径流占比最高, 短期内可提供更多水资源保障社会经济发展, 长期而言冰川径流将逐渐减少, 造成水资源短缺. 因此, 当地需提高应对径流变化潜在风险的策略.

关键词 水文模拟; 径流水源解析; SPHY 水文模型; 雅鲁藏布江; 帕隆藏布上游流域

中图分类号 TV121

DOI: 10.12202/j.0476-0301.2022240

0 引言

青藏高原海拔高、气候寒冷、生态环境十分脆弱, 是全球典型的高寒区^[1-2]. 在全球气候变暖背景下, 青藏高原出现气温快速升高, 冰川加速退缩、湖泊显著扩张、冰川径流增加等失衡现象, 进一步导致冰崩、冰湖崩决等重大灾害, 加剧了未来水资源短缺的潜在风险^[3]. 雅鲁藏布江流域位于青藏高原东南部, 属于典型的高寒区. 快速的气候变暖显著影响着流域内植被、积雪、冰川、冻土和地下水等一系列水文要素, 强烈改变着流域内的水文过程, 引起包括降雨、融雪径流、冰川径流和地下水在内的径流水源发生变化.

目前, 以青藏高原为代表的高寒区面临着径流水源组成和路径不清、无法科学有效指导当地水资源综合利用与环境保护的理论与现实问题, 亟待深入系统研究、解析其径流水源组成和路径, 揭示高寒区水循环过程, 为当地水资源开发利用和风险管控提供依据^[4]. 径流水源解析主要包括 2 种方法: 基于示踪元素的反向解析方法和基于水文模型的正向解析方法^[5].

基于示踪元素的反向解析方法依赖于野外示踪监测, 一般应用于径流端元明确、流域面积较小的流域^[5], 分布式水文模型多基于连续方程、能量方程和动量方程为中心的基本物理方程, 具有极强的物理机制, 能够较为方便地对各种径流水源进行模拟和量化^[6]. 在雅鲁藏布江流域, 许多学者采用不同的水文模型开展有关径流模拟及径流水源解析方面的研究. 例如: Bookhagen 等^[7] 基于 SRM 模型, 采用更多的遥感数据计算得到 2000—2007 年积雪和冰川径流占雅鲁藏布江流域总径流的比例为 34.4%; Immerzeel 等^[8] 基于 SRM 模型计算得到 2000—2007 年积雪和冰川径流占雅鲁藏布江流域总径流的比例为 27%; Lutz 等^[9] 采用 SPHY 模型研究得到雅鲁藏布江流域 1998—2007 年积雪和冰川径流占总径流的比例分别为 9% 和 15.9%; Su 等^[10] 采用改进的 VIC 模型预估在 2050 年左右雅鲁藏布江流域积雪和冰川径流占总径流的比例分别为 23% 和 11.6%, 未来冰川径流将增加到 14%~21%; Chen 等^[11] 基于改进的 CREST 模型, 计算得到雅鲁藏布江流域 2003—2014 年积雪和冰川径流占总径流的比例分别为 10.6% 和 9.9%; 田富强等^[5] 在雅鲁藏布江流域开展

^{*} 国家自然科学基金重大研究计划重点支持资助项目(91647202); 国家重点研发计划课题资助项目(2021YFC3201104).

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

收稿日期: 2022-07-29

径流水源组成解析,研究得出 2001—2015 年降雨、融雪、融冰水源对总径流量的贡献比例分别为 66%、20% 和 14%; Xin 等^[12] 基于改进的 Budyko 框架研究 1998—2015 年雅鲁藏布江流域气候和下垫面对径流贡献,得出降水、潜在蒸散发、下垫面和冰川对径流增长的贡献分别为 39.62%、-2.74%、32.32% 和 30.94%。以上研究者大多研究了积雪和冰川径流占雅鲁藏布江总径流的贡献,不同之处在于一些研究者可能未区分积雪和冰川径流各自占总径流的比例,且得到的径流解析结果存在差异,主要原因可归结为采用的驱动数据、率定方法^[11]、不同研究者采用的水源组成的定义方式不同,以及寒区水文模拟存在的不确定性和“异参同效”性。

帕隆藏布上游流域位于雅鲁藏布江流域下游,流域内积雪、冰川和冻土所占比例较雅鲁藏布江其他子流域更高,且产汇流机制更加复杂,开展径流模拟及径流水源解析方面的研究相对较少,水循环过程尚不明晰。同时,夏季印度季风带来丰沛降水,形成大量的淡水资源汇入雅鲁藏布江。因此,本文选取帕隆藏布上游流域开展水文模拟和径流水源解析方面的研究,明晰雅鲁藏布江下游流域径流来源和径流组分,对于揭示高寒区复杂产汇流机制,支撑当地乃至雅鲁藏布江流域水资源管理决策具有重要的科学价值和现实意义。

1 研究区概况

帕隆藏布上游流域位于波密县境内,雅鲁藏布江流域下游支流帕隆藏布流域东部,地处念青唐古拉山

东段和喜马拉雅山东段,地势东南高,西北低,地理位置为 95°30′~97°30′E, 29°00′~30°30′N。流域面积约 6840 km²,海拔 2732.1~6128.8 m。流域属高原温带季风半湿润气候^[13],年最高气温为 16.3 °C,年最低气温为 4.17 °C,年平均气温为 9.02 °C。年降水量约为 895.21 mm,降水量年内分布不均匀,主要集中在 6—9 月份。年平均流量为 282.73 m³·s⁻¹。受流域海拔高、气温较低的影响,流域内广泛分布多年和季节性积雪、冰川和冻土,冰川约占流域面积的 22.9%,季节冻土和多年冻土分别占流域面积的 22.6% 和 55.6%。河流补给主要以降雨、融雪径流、冰川径流和基流为主。由于海拔较高,流域植被垂直地带性显著,植被类型从河谷到山地依次为针叶林、灌丛、高山植被和冰雪带。土壤类型以高山土、淋溶土为主。

2 研究方法和数据

2.1 SPHY 模型介绍 Spatial Processes in Hydrology (SPHY) 模型是基于高分辨率网格,完全分布的漏桶型(leaky bucket)寒区水文模型^[14],该模型基于常用的 Soil Water Assessment Tool(SWAT)、Soil Water Atmosphere Plant Model、Snowmelt Runoff Model (SRM)和 PCRaster Global Water Balance Model 开发而成^[9]。SPHY 模型基于 PCRaster 动态建模框架采用 Python 语言编写而成,在 QGIS 软件中完成数据的处理和模型运行。模型主要包括 6 个集成模块:冰川模块、积雪模块、地下水模块、动态植被模块、简单汇流模块和湖泊/水库模块^[15](图 1)。除冰川模块外,所有的模块都可以独立运行。SPHY 模型采用 Hargreaves 方程

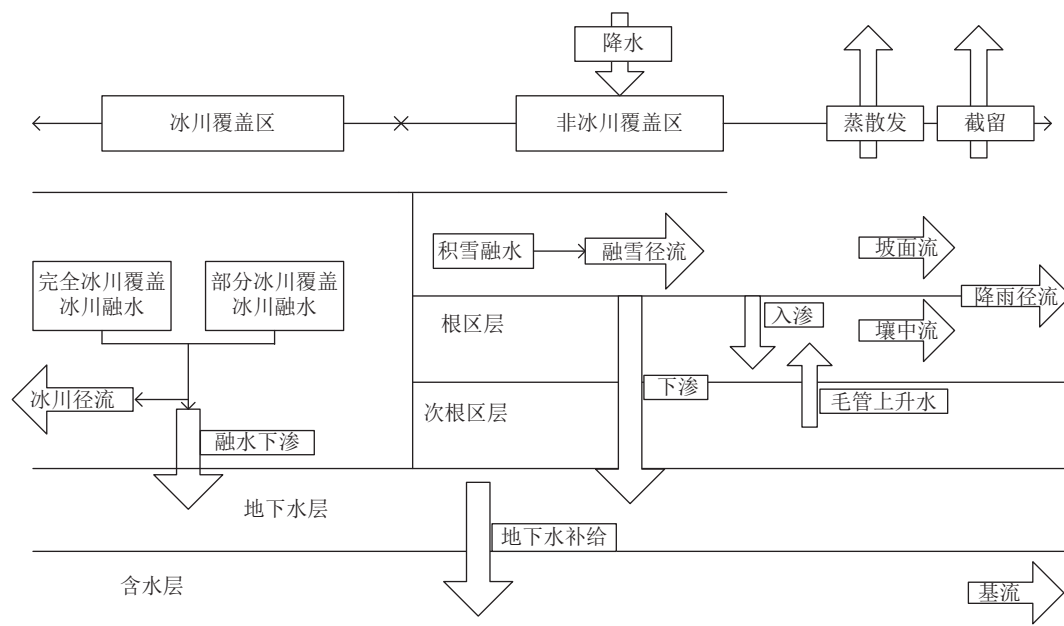


图 1 SPHY 模型基本结构示意图

描述参考蒸散发, 并在此基础上计算潜在蒸散量和实际蒸散量, 采用单温度阈值法判断降水为降雨或降雪 2 种形式, 应用度日因子模型计算冰川和积雪的消融量。

2.1.1 蒸散发 由于 Penman-Monteith 公式具有良好的理论基础, 联合国粮农组织 (Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO) 推荐使用 Penman-Monteith 公式^[16] 计算参考蒸散发, 但该公式对数据要求较高, 在许多流域使用时受到限制。在 SPHY 模型中, 采用 Hargreaves 和 Samani^[17] 提出的仅依靠气温数据、修正的 Hargreaves 公式, 该公式可表示为

$$E_{Tr} = 0.0023 \times 0.408 \times R_a (T_{avg} + 17.8) \times T_D^{0.5}, \quad (1)$$

式中: E_{Tr} 为参考蒸散发 (mm); R_a 为大气顶层辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); T_{avg} 为逐日平均气温 ($^{\circ}\text{C}$); T_D 为日最高气温与日最低气温差值 ($^{\circ}\text{C}$)。

Allen 等^[16] 基于作物系数定义潜在蒸散发, 其公式可表示为

$$E_{Tp,t} = E_{Tr,t} \cdot Kc, \quad (2)$$

式中: $E_{Tp,t}$ 为第 t 天的潜在蒸散发 (mm); $E_{Tr,t}$ 为第 t 天的参考蒸散发 (mm); Kc 为作物系数。

实际蒸散量可表示为

$$E_{Ta,t} = E_{Tp,t} \cdot E_{T,wet} \cdot E_{T,dry}, \quad (3)$$

$$E_{T,dry,t} = \frac{W_{S1,t} - W_{S1,pF4.2}}{W_{S1,pF3} - W_{S1,pF4.2}}, \quad (4)$$

式中: $E_{Ta,t}$ 为第 t 天的实际蒸散发 (mm); $E_{T,wet}$ 和 $E_{T,dry}$ 分别为水量过剩和缺水状况的消减参数; $W_{S1,t}$ 为第一层土壤层实际土壤水含量 (mm); $W_{S1,pF4.2}$ 和 $W_{S1,pF3}$ 分别为第一层土壤层在 pF3 和 pF4.2 状态下的实际土壤水含量 (mm)。

2.1.2 冰雪消融量 SPHY 认为冰川能够以完全冰川或部分冰川的形式覆盖到网格单元。完全冰川覆盖情况下冰川消融量为

$$A_{Cl,t} = \begin{cases} T_{avg,t} \cdot D_{DF,Cl} \cdot F_{Cl}, T_{avg,t} > 0, \\ 0, T_{avg,t} \leq 0, \end{cases} \quad (5)$$

$$A_{DC,t} = \begin{cases} T_{avg,t} \cdot D_{DF,DC} \cdot F_{DC}, T_{avg,t} > 0, \\ 0, T_{avg,t} \leq 0, \end{cases}$$

$$A_{GLAC,t} = (A_{Cl,t} + A_{DC,t}) \cdot F_{GLAC},$$

式中: $A_{Cl,t}$ 为第 t 天完全冰川消融量 (mm); $T_{avg,t}$ 为第 t 天平均气温 ($^{\circ}\text{C}$); $D_{DF,Cl}$ 为完全冰川度日因子

($\text{mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$); F_{Cl} 为单一网格中完全冰川所占的面积比例; $A_{DC,t}$ 为第 t 天部分冰川消融量 (mm); $D_{DF,DC}$ 为部分冰川度日因子 ($\text{mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$); F_{DC} 为单一网格中部分冰川所占的面积比例; F_{GLAC} 为冰川面积所占网格比例; $A_{GLAC,t}$ 为第 t 天单一网格消融量。

SPHY 根据单温度阈值判断降水为固态 (降雪) 或液态 (降雨)。降雪量公式可表示为

$$P_{s,t} = \begin{cases} P_{e,t}, T_{avg,t} \leq T_{crit}, \\ 0, T_{avg,t} > T_{crit}, \end{cases} \quad (6)$$

式中: $P_{s,t}$ 为第 t 天降雪量 (mm); $P_{e,t}$ 为第 t 天有效降水; $T_{avg,t}$ 为第 t 天平均气温 ($^{\circ}\text{C}$); T_{crit} 为判断降水是降雨或降雪的温度阈值。

积雪模块中考虑了积雪潜在消融量和实际消融量等因素, 积雪潜在消融量计算公式为

$$A_{p,t} = \begin{cases} T_{avg,t} \cdot D_{DF,s}, T_{avg,t} > 0, \\ 0, T_{avg,t} \leq 0, \end{cases} \quad (7)$$

式中: $A_{p,t}$ 为第 t 天积雪潜在消融量; $D_{DF,s}$ 为积雪度日因子 ($\text{mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$)。

2.1.3 产汇流过程及径流组分划分 SPHY 模型通过模拟降水、蒸发、下渗、冰川和积雪消融等不同的水文过程, 将每个网格的总产流量划分为降雨产流量、积雪产流量、冰川产流量和基流量 4 个部分^[18], 计算公式为

$$Q_{tot} = Q_{G,RO} + Q_{S,RO} + Q_{R,RO} + Q_{BF,RO}, \quad (8)$$

式中: Q_{tot} 为某个单元网格的总产流量 (mm); $Q_{G,RO}$ 为冰川融水产流量 (mm); $Q_{S,RO}$ 为积雪融水产流量 (mm); $Q_{R,RO}$ 为降雨产流量 (mm); $Q_{BF,RO}$ 为基流量 (mm)。

利用 SPHY 模型进行汇流计算时, 通过引入衰退系数表征流域汇流的滞后特征^[15], 流域出口断面的径流计算公式可表示为

$$Q_{tot,t}^* = \frac{Q_{tot,t} \times 0.001 \times A}{24 \times 3600},$$

$$Q_{accu,t} = \text{accuflux}(F_{dir}, Q_{tot,t}^*), \quad (9)$$

$$Q_{rout,t} = (1 - kx) \cdot Q_{accu,t} + kx \cdot Q_{rout,t-1},$$

式中: $Q_{tot,t}^*$ 为某个网格第 t 日的总流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); $Q_{tot,t}$ 为某个网格第 t 日的总产流量 (mm); A 为网格面积 (m^2); $Q_{accu,t}$ 为未滞后的第 t 日流域出口断面流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); accuflux 为汇流函数; $Q_{rout,t}$ 为第 t 日流域出口断面流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); F_{dir} 为汇流路径; kx 为汇流衰退系数。

所有网格的产流量经过上述汇流计算后得到流

域出口断面处的总径流,包括有效降雨产生的降雨径流、冰川融水产生的冰川径流、积雪融水形成的融雪径流和冰川融水下渗与有效降雨下渗存储于地下含水层形成的基流,总径流可表示为:

$$Q_{\text{rout}} = Q_{\text{G,rout}} + Q_{\text{S,rout}} + Q_{\text{R,rout}} + Q_{\text{BF,rout}}, \quad (10)$$

式中: Q_{rout} 为流域出口断面流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); $Q_{\text{G,rout}}$ 为冰川径流 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); $Q_{\text{S,rout}}$ 为融雪径流 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); $Q_{\text{R,rout}}$ 为降雨径流 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); $Q_{\text{BF,rout}}$ 为基流 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

2.2 积雪覆盖率 积雪覆盖率 (snow cover fraction, SCF) 代表当日研究区积雪覆盖范围占研究区面积的百分比^[19], 积雪覆盖率可表示为

$$F_{\text{SC}} = \frac{A_{\text{S},i}}{A}, \quad (11)$$

式中: $A_{\text{S},i}$ 代表第 i 天积雪覆盖面积; A 代表研究区面积.

2.3 Pearson 相关系数 采用 Pearson 相关系数衡量 SPHY 模型模拟的积雪覆盖率与基于 MODIS 计算的积雪覆盖率之间的相关性:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (12)$$

式中: x_i 和 y_i 分别为 2 组积雪覆盖率的数据; n 为序列数目; \bar{x} 和 \bar{y} 分别为 2 组积雪覆盖率的平均值; r 为二者之间的相关关系^[20].

2.4 数据来源 SPHY 模型需要准备的输入数据包括日最高气温、日最低气温、日平均气温和日降水数据. SPHY 模型根据气温和降水的经纬度和高程信息,采用双线性插值方法插值,得到流域范围的逐日气温和逐日降水格网数据^[18],从而作为模型的驱动数据.帕隆藏布上游流域内仅有波密气象站,流域外主要有洛隆、察隅、八宿和左贡 4 个气象站,气温时间序列为 2003—2018 年逐日数据.

由于流域内及附近实测气象站点较少,加之海拔较高,降水存在较大的空间变异,同时 Wu 等^[21]研究表明,国家青藏高原科学数据中心发布的中国区域地面气象要素驱动数据集^[22](China meteorological forcing dataset, CMFD),在青藏高原多种卫星降水产品评估中取得了较好的径流模拟效果,因此 SPHY 模型采用该降水数据,选取的时间序列为 2003—2018 年逐日网格数据,该数据集时间分辨率为 3 h,空间分辨率为 0.1° . 本文将该网格降水数据集和气象站气温数据分别作为模型的降水、气温输入数据.

采用波密水文站 2003—2018 年月流量数据对模型各参数进行率定和验证.冰川径流数据来自波密地质灾害观测研究站提供的 2017—2019 年藏东南松宗曲宗臧布冰川径流观测数据^[23],由于该冰川径流为冰川区产生的所有径流量,因此下文选取模拟得到的冰川区所有径流量进行率定验证.

高程数据采用美国地质调查局提供的 90 m 分辨率的 SRTM 数据,根据该数据提取河网、流域边界和流向等水文信息;SPHY 模型的土壤数据采用 HiHydroSoil 数据;土地利用数据采用欧洲航天局提供的空间分辨率为 300 m、数据格式为 tiff 的 GlobCover 2009 数据^[24];积雪数据采用国家青藏高原科学数据中心提供的青藏高原 MODIS 逐日无云积雪面积数据集(2002—2015)^[25];冰川数据采用《中国第二次冰川编目》数据^[26].

采用的 SPHY 模型分辨率为 $500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$,流域共划分了 27358 个网格.

2.5 模型评价指标 采用纳什效率系数(Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency, NSE)、均方根误差(root mean square error, RMSE)和相对误差(relative bias, E_r) 3 个水文模型评价指标对模拟效果进行评价^[27],其表达式分别为

$$C_{\text{NSE}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{o,i} - Q_{s,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{o,i} - \bar{Q}_{o,i})^2},$$

$$E_{\text{RMS}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{s,i} - Q_{o,i})^2}, \quad (13)$$

$$E_r = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{s,i} - Q_{o,i})}{\sum_{i=1}^n Q_{o,i}} \times 100\%,$$

式中: i 为月份, $Q_{o,i}$ 和 $\bar{Q}_{o,i}$ 分别为实测月流量和实测月平均流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); $Q_{s,i}$ 为模拟月流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

3 结果与分析

3.1 模型率定与验证 本文搜集到的气温数据和 CMFD 降水数据时间序列均为 2003—2018 年,波密水文站月流量数据时间序列为 2003—2018 年,积雪数据时间序列为 2004—2015 年,冰川径流数据时间序列为 2017—2018 年.综合考虑,确定 SPHY 模型对帕隆藏布上游流域水文过程的模拟时间为 2003—

2018 年, 其中 2003 年用于模型预热, 2004—2018 年用于波密水文站月流量数据的率定和验证(2004—2011 年为率定期, 2012—2018 年为验证期), 2004—2010 年用于融雪径流参数率定, 2017—2018 年用于冰川径流参数率定. 模型参数率定的顺序为: 首先对融雪径流参数进行率定, 其次是冰川径流参数, 最后基于水文站月流量数据对模型其他参数进行率定.

研究表明^[28], 仅采用水文站数据进行模型参数率定具有很大的不确定性, 应采取多站点或多目标进行参数率定. 本文采用冰川径流数据和积雪覆盖率进行冰川径流和融雪径流相关参数的率定, 从而减少模拟结果的不确定性. 鉴于 SPHY 模型没有自动参数优

化的功能, 本文在参照以往研究^[9, 18]的基础上采取手动调参的方法, 对模型主要敏感性参数进行率定, 结果如表 1 所示.

通过对比模型模拟值与实测值, 得到模型率定期月流量模拟 NSE 为 0.95, RMSE 为 $55.34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 验证期 NSE 为 0.94, RMSE 为 $59.25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 表明 SPHY 模型在帕隆藏布上游流域模拟效果较好, 具有很好的适用性. E_r 在率定期和验证期分别为 -0.04 和 -0.03 , 说明模拟值与实测值基本一致. 除月流量峰值稍低于实测值外, 模拟的其他月份流量包括基流都与实测值基本相符(图 2), 表明 SPHY 模型在高寒流域进行水文过程模拟时取得了较好的效果.

表 1 SPHY 模型主要敏感性参数及率定值

参数	参数含义	单位	率定值
F_{GLAC}	冰川融水形成径流的比例	1	0.7
D_{DF}	冰川度日因子	$\text{mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$	9
$D_{\text{DF}, \text{s}}$	积雪度日因子	$\text{mm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$	3
SnowSC	雪被持水能力	1	0.5
T_{crit}	雨雪分离的临界温度	$^{\circ}\text{C}$	2
alphaGW	基流衰退系数	1	0.005
kx	汇流衰退系数	1	0.945

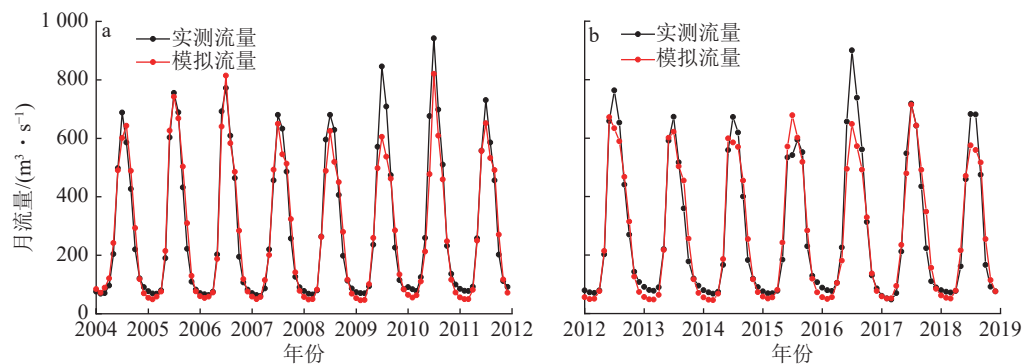


图 2 SPHY 模型率定期(a)与验证期(b)实测与模拟月流量对比

模拟冰川径流与实测松宗曲宗藏布冰川径流结果(图 3-a)显示 NSE 为 0.67, RMSE 为 $26.53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, E_r 为 -0.29 , 说明模拟冰川径流效果一般, 基本能满足要求, 但模拟值较实测值显著偏低, 其原因可能与气象站点距流域较远, 气温插值造成的误差导致模型对冰川径流刻画不足有关. 对比模型模拟的 SCF 和 MODIS 数据计算得到的 SCF(图 3-b), 二者 Pearson 相关系数为 0.97, 模拟的 SCF 与基于 MODIS 数据计算的 SCF 较为相符, 二者具有很好的一致性, 表明 SPHY 在积雪模拟方面取得较好的效果.

3.2 径流来源解析及其特征分析 表 2 为 SPHY 模型输出的帕隆藏布上游流域各径流来源及其占总径流的比例, 图 4-a 为帕隆藏布上游流域多年径流量和各径流组分量. 由表 2 和图 4-a 可知, 冰川径流占总径流最大值为 56%, 最小值为 35%, 多年平均为 45%, 波动较大, 在径流组分中所占比例最大. 融雪径流波动较大, 占总径流多年平均为 25%, 仅次于冰川径流. 基流是最稳定的径流来源, 波动最小, 占总径流多年平均为 20%, 居第 3 位. 降雨径流所占比例在 4%~14% 之间, 波动较大, 占总径流多年平均为 10%, 在径流组

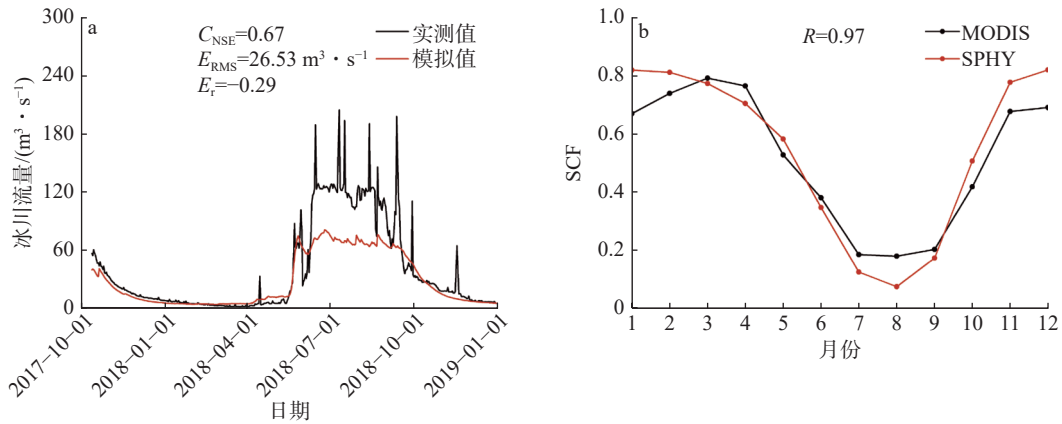


图 3 SPHY 模型实测与模拟冰川径流对比(a)和 MODIS 计算的 SCF 与 SPHY 模拟 SCF 对比(b)

表 2 帕隆藏布上游流域各径流来源占总径流的比例 %

年份	降雨径流	融雪径流	冰川径流	基流
2004	13	29	35	23
2005	10	28	43	19
2006	6	30	44	20
2007	12	25	43	20
2008	11	26	43	20
2009	4	18	56	22
2010	9	29	42	20
2011	9	27	44	20
2012	14	24	42	20
2013	8	23	47	22
2014	11	19	48	22
2015	14	26	41	19
2016	11	24	45	20
2017	12	26	43	19
2018	10	14	53	23
多年平均	10	25	45	20

中所占比例最小。

图 4-b 为帕隆藏布上游流域多年月平均径流组

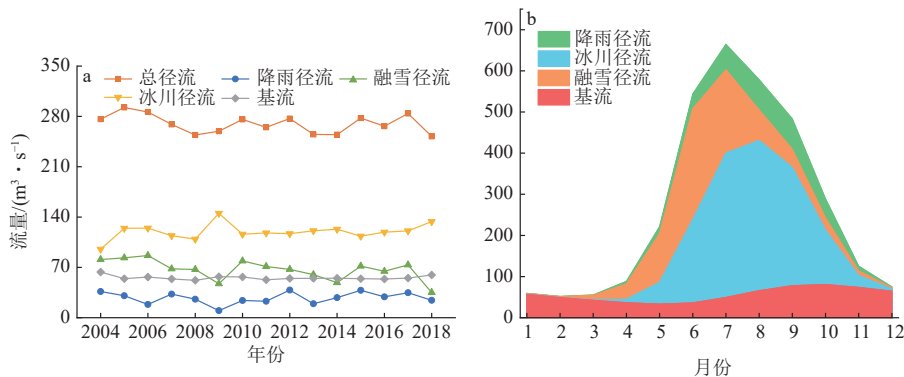


图 4 帕隆藏布上游流域多年径流量和各径流组分量(a)和多年月平均径流组分图(b)

分。由图 4 可知,冰川径流在 6—9 月份均高于 $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 7—8 月份占总径流比例最大。融雪径流在 4—6 月份高于其他径流组分, 占总径流比例最大。春季气温开始升高, 积雪消融形成融雪径流。随着夏季气温逐渐升高, 冰川和积雪融化形成大量的冰川和积雪融水, 成为径流的重要补给来源。基流是全年各月份中最稳定的径流补给来源, 11 月—次年 3 月占总径流比例最大。降雨径流在各月份中所占比例最小。以上研究表明, 帕隆藏布上游流域径流组分中冰川径流所占比例最大, 融雪径流次之, 基流是最稳定的补给来源, 冰川径流和融雪径流是最重要的补给来源。

4 讨论

输入数据、模型参数和模型结构是造成模型结果不确定性的主要原因。选取的目标变量和参数组合对模型率定影响很大^[29], 不同的参数组合极易导致模型“异参同效”的现象^[28, 30]。已有研究表明, 在径流模拟中加入实测或估算的蒸散量^[31]、雪水当量^[32-33]以及土壤湿度^[34]等相关水文变量进行多目标率定水文模型^[28], 能够很大程度提高模拟精度、减弱“异参同效”影响以及降低结果的不确定性。鉴于研究区实测资料短缺, 本文尝试通过月流量数据、遥感积雪面积

数据和冰川径流数据率定 SPHY 模型的积雪度日因子、冰川度日因子、基流和汇流等主要模型参数。本文采用多目标率定方法较单一依赖于流量数据率定模型参数而言,最大程度上减弱了“异参同效”带来的影响,降低了模型结果的不确定性。

本文选取雅鲁藏布江下游帕隆藏布上游流域,采用包括月流量数据、积雪覆盖率和冰川径流数据在内的多目标率定方法率定 SPHY 模型参数,计算得到降雨、积雪、冰川和基流占总径流的比例分别为 10%、25%、45% 和 20%。研究结果与已往雅江流域研究结果^[7-12]不尽相同,主要原因可能为上述研究区位于奴下水文站以上流域(即雅鲁藏布江上中游流域),流域内冰川和积雪面积占比较低,由此产生的冰川径流和融雪径流相对较少。帕隆藏布上游流域积雪和包括帕隆 4 号、帕隆 10 号、帕隆 12 号、帕隆 94 号、松宗曲宗藏布在内的冰川广泛分布^[35],占流域面积比例较高,因此积雪和冰川径流的贡献相对较高。丁永建等^[36]研究得到中国北方大多数融雪径流补给率为 15%~25%,最高可达 60%。Gao 等^[37]研究了帕隆藏布上游流域附近的易贡藏布流域径流组分特征,得出 5 个等面积高程带中冰川面积分别占该高程带面积的 10%、20%、20%、24% 和 53%,与之对应的冰川径流占高程带径流的比例分别为 68%、76%、65%、58%、74%,表明易贡藏布流域冰川径流占总径流比例较高。

有研究^[34]表明,我国大部分冰川流域冰川融水径流峰值近十几年内出现,后续冰川融水径流将减少。帕隆藏布上游流域冰川径流占总径流比例最高,短期内冰川加速消融可为当地乃至雅鲁藏布江提供更多的水资源,对当地及雅鲁藏布江流域经济社会发展、生态修复和水电站运行等产生积极作用。长期来看随着冰川持续亏损,冰川融水径流增加将变得不可持续。受气候变暖影响,未来冰川消融加速将增加春季洪水发生的概率,增加当地冰川泥石流、冰碛湖溃决洪水、多年冻土融化引发的灾害风险。青藏高原河川径流变化与气候变化有关,最主要的气候影响因子是降水,其次是气温^[38]。融雪径流占总径流比例仅次于冰川径流,气温和降水是影响融雪径流的关键要素,未来气候如何变化将直接影响着融雪径流的多少。未来应采取以下措施应对流域可能出现的风险^[39]: 1)开展帕隆藏布上游流域水文过程与预测研究,科学规划水资源的开发与利用; 2)针对可能出现的自然灾害,帕隆藏布上游流域未来重大工程建设中应考虑气候变化的影响,在工程设计和建设前制定相应的适应措施,可采取避让、预警和防御性工程等措施。

5 结论

本文采用气象站气温数据、CMFD 降水数据、DEM 数据、土地利用数据和土壤数据等基础数据,基于 SPHY 水文模型,构建了雅鲁藏布江下游帕隆藏布上游流域径流模拟模型,并采用月流量数据、遥感积雪面积数据、冰川径流数据等多目标率定方法,进行了模型的率定和验证,降低了模型的“异参同效”性。基于构建的 SPHY 模型,研究了其在该流域的适用性,探究了径流各组分占总径流的比例,分析了径流水源解析结果对流域水资源的影响,得到的主要结论如下:

1)SPHY 模型在率定期 NSE、RMSE 和 E_r 分别为 0.95、55.34 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 -0.04,在验证期 NSE、RMSE 和 E_r 分别为 0.94、59.25 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 -0.03,月流量数据模拟效果较好,表明 SPHY 模型在青藏高原高寒地区具有较好的适用性。

2)降雨径流、融雪径流、冰川径流和基流是帕隆藏布上游流域径流的主要来源,各径流组分占总径流的比例分别为 10%、25%、45% 和 20%。冰川径流所占比例最大,融雪径流次之。基流是最稳定的补给来源,冰川径流和融雪径流是最重要的补给来源。

3)月尺度上,由于流域内分布有大量冰川,冬春两季降雪量大,随着气温升高,冰川径流在 7—8 月占总径流比例最大,融雪径流在 4—6 月占总径流比例最大,基流是全年各月中最稳定的径流补给来源,降雨径流在各月份中所占比例最小。

4)冰川径流占总径流比例最高,短期内可为当地提供更多水资源,促进社会经济发展,长期而言冰川径流增加将不可持续。气温和降水是影响融雪径流的关键要素。因此,当地需增强径流变化潜在风险的防范意识、提出应对策略。

6 参考文献

- [1] 饶文波,李垚炜,谭红兵,等.高寒干旱区降水氢氧稳定同位素组成及其水汽来源:以昆仑山北坡格尔木河流域为例[J].水利学报,2021,52(9):1116
- [2] WU Q B, ZHANG T J. Recent permafrost warming on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, 113(D13): D13108
- [3] 姚檀栋,余武生,邬光剑,等.青藏高原及周边地区近期冰川状态失常与灾变风险[J].科学通报,2019,64(27):2770
- [4] 陈希.基于环境示踪剂的那曲高寒区雨季径流水源及路径解析[D].大连:大连理工大学,2021
- [5] 田富强,徐冉,南熠,等.基于分布式水文模型的雅鲁藏布江径流水源组成解析[J].水科学进展,2020,31(3):324

- [6] 徐宗学. 水文模型: 回顾与展望[J]. 北京师范大学学报(自然科学版), 2010, 46(3): 278
- [7] BOOKHAGEN B, BURBANK D W. Toward a complete Himalayan hydrological budget: spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2010, 115(F3): F03019
- [8] IMMERZEEL W W, VAN BEEK L P H, BIERKENS M F P. Climate change will affect the Asian water towers[J]. *Science*, 2010, 328(5984): 1382
- [9] LUTZ A F, IMMERZEEL W W, SHRESTHA A B, et al. Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation[J]. *Nature Climate Change*, 2014, 4(7): 587
- [10] SU F, ZHANG L, OU T, et al. Hydrological response to future climate changes for the major upstream river basins in the Tibetan Plateau[J]. *Global and Planetary Change*, 2016, 136: 82
- [11] CHEN X, LONG D, HONG Y, et al. Improved modeling of snow and glacier melting by a progressive two-stage calibration strategy with GRACE and multisource data: how snow and glacier meltwater contributes to the runoff of the Upper Brahmaputra River basin?[J]. *Water Resources Research*, 2017, 53(3): 2431
- [12] XIN J L, SUN X Y, LIU L, et al. Quantifying the contribution of climate and underlying surface changes to alpine runoff alterations associated with glacier melting[J]. *Hydrological Processes*, 2021, 35(3): e14069
- [13] 白虎志, 马振锋, 董文杰, 等. 西藏高原沙尘暴气候特征及成因研究[J]. *中国沙漠*, 2006, 26(2): 249
- [14] TERINK W, LUTZ A F, SIMONS G W H, et al. SPHY v2.0: spatial processes in HYdrology[J]. *Geoscientific Model Development*, 2015, 8(7): 2009
- [15] TERINK W, LUTZ A F, IMMERZEEL W W. SPHY v2.0: Spatial Processes in Hydrology Model theory, installation, and data preparation[M]. [S.l.]: Future Water, 2015
- [16] ALLEN R, PEREIRA L S, RAES D, et al. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements[Z]. FAO irrigation and drainage paper no. 56, Rome: FAO, 1998
- [17] HARGREAVES G H, SAMANI Z A. Reference crop evapotranspiration from temperature[J]. *Applied Engineering in Agriculture*, 1985, 1(2): 96
- [18] 李洪源, 赵求东, 吴锦奎, 等. 疏勒河上游径流组分及其变化特征定量模拟[J]. *冰川冻土*, 2019, 41(4): 907
- [19] RIGGS G, HALL D. Continuity of MODIS and VIIRS snow cover extent data products for development of an earth science data record[J]. *Remote Sensing*, 2020, 12(22): 3781
- [20] 刘浏, 王宣宣, 牛乾坤, 等. 雅鲁藏布江流域陆地水储量变化特征及归因[J]. *农业工程学报*, 2021, 37(14): 135
- [21] WU Y H, GUO L N, ZHENG H X, et al. Hydroclimate assessment of gridded precipitation products for the Tibetan Plateau[J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 660: 1555
- [22] YANG K, HE J, TANG W J, et al. On downward shortwave and longwave radiations over high altitude regions: observation and modeling in the Tibetan Plateau[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2010, 150(1): 38
- [23] 陈宁生, 丁海涛, 邓明枫. 2017—2019年藏东南松宗曲宗藏布冰川径流观测数据[DB]. 兰州: 国家冰川冻土沙漠科学数据中心. www.ncdc.ac.cn, 2019
- [24] 牛振国, 单玉秀, 张海英. 全球土地覆盖GlobCover2009数据中的中国区域湿地数据精度评价[J]. *湿地科学*, 2012, 10(4): 389
- [25] 邱玉宝, 张欢, 除多, 等. 基于MODIS的青藏高原逐日无云积雪产品算法[J]. *冰川冻土*, 2017, 39(3): 515
- [26] 刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 等. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状[J]. *地理学报*, 2015, 70(1): 3
- [27] LIU W F, XU Z X, LI F P, et al. Impacts of climate change on hydrological processes in the Tibetan Plateau: a case study in the Lhasa River basin[J]. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 2015, 29(7): 1809
- [28] 李景, 马天啸, 陆妍如, 等. SWAT模型多目标率定与评价: 以梅川江流域为例[J]. *中国科学院大学学报*, 2021, 38(5): 590
- [29] PARK G A, PARK J Y, JOH H K, et al. Evaluation of mixed forest evapotranspiration and soil moisture using measured and swat simulated results in a hillslope watershed[J]. *KSCIE Journal of Civil Engineering*, 2014, 18(1): 315
- [30] BEVEN K. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling[J]. *Advances in Water Resources*, 1993, 16(1): 41
- [31] KUNNATH-POOVAKKA A, RYU D, RENZULLO L J, et al. The efficacy of calibrating hydrologic model using remotely sensed evapotranspiration and soil moisture for streamflow prediction[J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 535: 509
- [32] TUO Y, MARCOLINI G, DISSE M, et al. A multi-objective approach to improve SWAT model calibration in alpine catchments[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 559: 347
- [33] 何柯琪, 高超, 谢京凯, 等. 基于径流和积雪资料的水文模型多目标率定[J]. *水力发电学报*, 2019, 38(3): 65
- [34] LI Y, GRIMALDI S, PAUWELS V R N, et al. Hydrologic model calibration using remotely sensed soil moisture and

- discharge measurements: the impact on predictions at gauged and ungauged locations[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 557: 897
- [35] 杨威, 姚檀栋, 徐柏青, 等. 近期藏东南帕隆藏布流域冰川的变化特征[J]. *科学通报*, 2010, 55(18): 1775
- [36] 丁永建, 张世强, 吴锦奎, 等. 中国冰冻圈水文过程变化研究新进展[J]. *水科学进展*, 2020, 31(5): 690
- [37] GAO H K, DONG J Z, CHEN X, et al. Stepwise modeling and the importance of internal variables validation to test model realism in a data scarce glacier basin[J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 591: 125457
- [38] 汤秋鸿, 兰措, 苏凤阁, 等. 青藏高原河川径流变化及其影响研究进展[J]. *科学通报*, 2019, 64(27): 2807
- [39] 姚檀栋, 秦大河, 沈永平, 等. 青藏高原冰冻圈变化及其对区域水循环和生态条件的影响[J]. *自然杂志*, 2013, 35(3): 179

Hydrological simulation and runoff components analysis in the high cold alpine region: case study in the upper reaches of the Parlung Zangbo watershed of the Yarlung Zangbo River basin

BAN Chunguang^{1, 2)} XU Zongxue^{1, 2)} ZUO Depeng^{1, 2)} LI Peng^{1, 2)}
WANG Jing³⁾ DA Waciren³⁾

(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) Hydrology and Water Resources Survey Bureau, Tibet Autonomous Region, 850000, Lhasa, Tibet, China)

Abstract Runoff components in high cold alpine region were investigated in the Parlung Zangbo basin. The multi-objective calibration methods such as monthly flow, remote sensing snow area data and measured glacier runoff data were used to calibrate model instead of only using streamflow data. Both hydrological simulation and runoff analysis were carried out based on SPHY (Spatial Processes in Hydrology) hydrological model, to improve overall simulation quality. Nash–Sutcliffe coefficient of efficiency in calibration and validation periods were found to be 0.95 and 0.94, respectively. The model had a good applicability. Rainfall runoff, snow runoff, glacier runoff and base flow were the sources of runoff, accounting for 10%, 25%, 45% and 20% of the total, respectively. Glacier melt water and snow melt water were the most important sources. On a monthly scale, glacier runoff accounted for the largest proportion from July to August, snowmelt runoff accounted for the largest proportion from April to June, and rainfall runoff accounted for the smallest proportion. Glacier runoff accounted for the highest proportion, which could provide more water resources to ensure social and economic development in the short term. In the long term, glacier runoff would gradually decrease, resulting in water shortage. Therefore, the local government needs to improve strategies to deal with potential risks of runoff changes.

Keywords hydrological simulation; quantification of runoff components; SPHY model; the Yarlung Zangbo River; the Parlung Zangbo watershed

【责任编辑: 武 佳】