多源降水数据驱动下青藏高原径流集合模拟

王一冰¹, 谢先红^{1*}, 施建成², 朱博文¹

1. 北京师范大学地理科学学部, 遥感科学国家重点实验室, 北京 100875;

2. 中国科学院国家空间科学中心, 北京 100190

* 联系人, E-mail: xianhong@bnu.edu.cn

2020-12-08 收稿, 2021-08-18 修回, 2021-08-19 接受, 2021-08-24 网络版发表

中国科学院A类战略性先导科技专项(XDA20100300)和国家重点研发计划(2016YFA0600104)资助

摘要 青藏高原的径流变化影响着亚洲数十亿人口的水资源供给, 而该区域气象和水文观测站点稀少, 致使径流和水量平衡估算具有较大的挑战. 研究基于8个长时间序列的降水产品开展径流集合模拟, 在陆面水文模型中考虑冰川产流过程, 探讨青藏高原地区降水、径流, 以及径流贡献分量(降雨径流、融冰径流、融雪径流)的时空变化, 并识别它们的不确定性. 模拟结果表明, 在1984~2015年间, 青藏高原降水量和径流分别约为423和212 mm/a, 且均有增加趋势; 降雨、融雪和融冰对总径流的贡献分别为66%、12%和22%; 融雪径流较为稳定, 但降雨和融冰径流均表现出增加趋势, 特别是位于高原南部的昌都和林芝等地区, 融冰径流以6 mm/a的速度快速增长. 鉴于降水数据之间的差异, 模拟的降雨径流和融雪径流具有较大的不确定性, 尤其是在青藏高原西部和南部区域, 最高不确定性超过70%. 本研究考虑了青藏高原降水数据的不确定性, 以水文集合模拟的方式重点揭示降雨、融冰、融雪等对径流的贡献, 为该地区水资源评估提供科学依据.

关键词 青藏高原, 降水, 径流, 冰川消融, 不确定性, 波动区间

青藏高原被誉为“亚洲水塔”, 是东南亚众多河流的源区, 包括黄河、长江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江、印度河等河流, 这些河流源区的径流维系着周边数十亿人口的生产生活, 支撑着生态系统的多样性^[1,2]. 径流是水循环系统中的重要要素, 是水资源评估的主要内容, 青藏高原径流的时空变化关系着其水源涵养功能, 对下游地区的水安全和生态安全有着重要影响^[3]. 因此, 准确估算青藏高原径流的量级并揭示径流的变化规律, 对高原及周边地区的水资源管理至关重要^[4,5].

径流估算主要依靠两种途径: 地面水文站点观测和水文模拟技术. 目前青藏高原的长期(大于30年)径流观测站点仅有十多个, 且主要分布在东部和南部地

区^[6]. 基于站点数据, 已有一些研究分析了青藏高原部分流域的径流变化趋势, 如Chen等人^[7]指出, 21世纪以来雅鲁藏布江、怒江流域的径流表现为增加趋势; Cuo等人^[6]分析了自20世纪50年代以来, 高原主要流域源区(包括长江、黄河、雅鲁藏布江、怒江)的径流变化, 并指出这些流域的径流变化趋势不一, 驱动因素较为复杂. 然而, 青藏高原气候多变, 地形复杂, 冰川、积雪和冻土分布广泛, 且高原水文站点稀少, 使得径流的估算受到空间和时间范围的限制^[8]. 基于经验公式、物理机制、水量和能量平衡方程, 建立水文模型也是模拟径流的重要手段. 已有一些研究采用水文模型进行了青藏高原部分流域的径流模拟, 证明了水文模拟方法在青藏高原的可行性^[9~11]. 然而, 水文模拟的准确性在

引用格式: 王一冰, 谢先红, 施建成, 等. 多源降水数据驱动下青藏高原径流集合模拟. 科学通报, 2021, 66: 4169–4186

Wang Y B, Xie X H, Shi J C, et al. Ensemble runoff modeling driven by multi-source precipitation products over the Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2021, 66: 4169–4186, doi: 10.1360/TB-2020-1557

很大程度上依赖于模型的驱动数据^[12]. 因此, 目前青藏高原径流的估算面临着巨大的挑战^[13].

对于水文模拟的方法来说, 准确的驱动数据影响着模拟结果的可靠性, 特别是降水数据的质量从根本上决定径流的模拟性能^[14]. 然而, 青藏高原地面气象站点稀少, 在其西部地区只有数个长期的气象观测站点, 仅依靠观测站点生成的降水数据, 难以实现高质量的径流模拟. 卫星遥感技术可以进行全球尺度的降水监测, 生成时空连续、不同分辨率的降水产品. 目前国际上有十多套长时间系列的卫星降水产品, 为水文模型的应用, 特别是高寒山区的建模提供了契机^[15,16]. 已有较多研究证明了卫星降水产品驱动水文模型模拟径流的可行性^[17,18]. 针对青藏高原的不同流域, 有学者采用CHIRPS(climate hazards group infrared precipitation with station data)、MSWEP(multi-source weighted-ensemble precipitation)和GSMaP(global satellite mapping of precipitation)等卫星降水数据驱动陆面过程模型, 探讨了水文演变对气候变化的响应^[19,20]. 但是, 卫星降水产品容易受到传感器质量、地区气候等条件的限制, Wang等人^[16]和Tong等人^[21]曾针对整个青藏高原地区, 评估了多套卫星降水产品的性能, 发现它们在不同地区和不同时段表现出较大差异. 所以对于青藏高原地区, 降水的估算面临着观测站点稀缺和遥感产品的不确定性, 从而影响径流模拟的准确性.

此外, 青藏高原冰川、积雪的增长与消融是不可忽视的水文过程^[22]. 受气温和降水的影响, 在夏季, 大量冰川、积雪的消融显著地改变了径流的量级和流动状态^[23]. Lutz等人^[22]探讨了青藏高原南部流域(包括雅鲁藏布江、澜沧江、怒江)降雨、融冰、融雪等对总径流的贡献量, 并认为降雨和冰川融化的增加是引起径流增加的主要原因. Zhang等人^[10]量化了冰川对高原部分流域的影响, 在雅鲁藏布江和印度河流域, 融冰径流的贡献分别高达12%和48%. 另外, 有研究表明, 青藏高原普遍出现了冰川面积收缩的现象^[7,24]. Xie等人^[25]的研究指出, 相对于20世纪80年代, 21世纪高原冰川的面积缩减了约20%, 且该现象将随着气候升温不断加剧. 因此, 青藏高原大量级的冰川消融影响了水量平衡, 为产流提供了不可忽视的额外水量. 此外, 冰川的动态变化也受到降水过程的影响, 降水的不确定性影响了融冰量计算的准确性, 从而进一步增加了径流估算的不确定性.

本研究的目的是量化近30年来降水、径流、径流

贡献分量(降雨径流、融冰径流和融雪径流)的时空分布和趋势, 阐明降雨、融雪和融冰对总径流的贡献. 鉴于青藏高原降水数据的不确定性和冰川对径流的影响, 本研究借鉴水文集合预报的思想, 基于8个降水产品(其中6个是卫星降水产品)驱动陆面水文模型VIC(variable infiltration capability), 降低降水导致的径流模拟误差. 对于冰川的影响, 本文依据Zhang等人^[10]和Su等人^[26]的研究, 在VIC模型的基础上耦合度日因子算法, 量化融冰对径流的贡献. 需要指出, 为了分析径流的时空格局和不确定性, 本研究所指的径流是指单位面积的产流深, 而不是指经过汇流之后的河川径流. 基于上述方法, 本研究进一步分析了青藏高原长时间序列的降水和径流的时空变化, 以及冰川对径流的影响程度, 量化了高原降水以及径流估算的不确定性和波动区间. 本研究的方法和发现可为青藏高原地区水循环和气候变化研究提供参考, 为相关区域的水资源评估和管理提供科学指导和决策依据.

1 研究区概况

青藏高原区域气候复杂, 包括热带湿润气候、温带半湿润高原季风气候、寒带半干旱高原气候等近10个气候类型, 多年平均气温由东南部的20°C, 向西北递减至-6°C以下. 受气候和山体阻塞的影响, 降水在青藏高原具有明显的空间差异, 年均值为50~2000 mm不等^[27]. 青藏高原的冰川面积约为10万km², 冰川主要分布在高原西部的喀拉昆仑山脉、南部的喜马拉雅山脉和唐古拉山脉等高海拔地区^[28]. 青藏高原河网包括汇入内陆河、柴达木盆地等区域的内流河, 以及注入太平洋、印度洋等大洋的外流河. 受气温和降水影响, 外流河和内流河的水文过程均表现出明显的季节特征. 在5~9月的雨季, 外流河容易暴发洪水等自然灾害, 而在10~4月的非雨季, 内流河可能出现结冰、断流现象.

本文以中国领土覆盖的青藏高原及其内部8个子区(河西走廊、柴达木盆地、内陆河、黄河上游、长江上游、澜沧江上游、怒江上游、雅鲁藏布江流域)为研究区(图1), 研究范围在27°~40°N, 74°~105°E之间. 长江、黄河、澜沧江、怒江等流域上游和雅鲁藏布江流域位于季风主导的高原东部和东南部, 年均降水量约为350~550 mm. 河西走廊、柴达木盆地和内陆河3个子区位于高原北部和西部, 降水主要来源于中纬度西风带, 年均降水量在100~200 mm之间. 8个子区均有不同程度的冰川覆盖, 占比约在0.1%~2.5%之间, 其中

图1 青藏高原海拔和冰川分布, 以及涡度、水文和气象观测站分布。红框表示青藏高原南部昌都和林芝等地的冰川集中区
Figure 1 Location, topography and distributions of glacier, eddy covariance towers, hydrological and meteorological stations in the Tibetan Plateau (TP). The red rectangle presents the glacier-concentrated area in Changdu and Linzhi of the southeastern TP

黄河上游流域的冰川覆盖最小(~134 km²), 而雅鲁藏布江流域和怒江流域上游的冰川覆盖占比最高, 特别是在高原东南部昌都和林芝等地的念青唐古拉山脉上, 分布着夏曲、恰青和培龙等诸多冰川, 总冰川面积达到4225 km²[10]。

2 方法与数据

2.1 VIC-Glacier模型建立及径流量划分

本研究采用大尺度陆面水文模型VIC进行径流模拟, 该模型已经成功应用于不同尺度的研究[29-33]。它采用可变蓄渗能力曲线和深层土壤水分变化的非线性关系, 基于能量和水量平衡方法模拟径流、蒸散发、土壤水运动、地表能量平衡等过程[34,35]。VIC模型将研究区划分为网格单元, 在水平方向上根据植被覆盖类型再细分为次网格, 从而描述能量和水分的气水交互作用; 在垂直方向上将土壤剖面分为多层, 分层刻画土壤水分对降水的动态响应。

VIC模型考虑了积雪融化和冻土消融的过程, 在寒区保持较好的模拟性能[36,37]。并且该模型能够根据气温、风速等信息, 将降水划分为降雨(气温大于0.5℃)和降雪, 从而量化积雪的动态变化, 并考虑风吹雪过程, 但是它忽略了冰川水文过程的影响[10]。因此, 本文依据Zhang等人[10]和Su等人[26]的方法, 将度日冰川算法

耦合到VIC模型中(耦合的模型被称为VIC-Glacier), 模拟冰川融化对径流的贡献。该算法基于度日冰川系数(degree-day factor, DDF)和日均温度计算冰川融化量, 已经被成功应用于青藏高原的一些子区, 如喜马拉雅山脉、黄河和长江源区等[19,22,23]。

VIC-Glacier模型计算总径流和径流量如下:

$$R_{\text{rainfall},i} = R_{\text{vic},i} - R_{\text{snowmelt},i} \quad (1)$$

$$R_i = f \times G_i + (1 - f) \times R_{\text{vic},i} \quad (2)$$

其中, R_i 为网格 i 的总径流深(mm); $R_{\text{vic},i}$ 和 $R_{\text{snowmelt},i}$ 为原VIC模型计算出网格 i 的径流深(mm)和融雪量, 即融雪径流(mm); $R_{\text{rainfall},i}$ 为降雨径流(mm); G_i 为融冰径流(mm); f 为网格单元内的冰川占比。 G_i 计算如下:

$$G_i = P_i + M_i, \quad (3)$$

$$M_i = \begin{cases} DDF \times T_i, & T_i > 0, \\ 0, & T_i \leq 0, \end{cases} \quad (4)$$

式中, P_i 为网格 i 的降水量(mm); M_i 为网格 i 的冰川融化量(mm); DDF 为冰川的度日因子值(mm/(°C d))[38]; T_i 为冰川表面的日平均气温(°C)。本文利用冰川体积确定年融冰量的上限[10,39], 即网格单元内, 每年融冰量的最大值。冰川体积计算如下:

$$V = 0.04 \times S^{1.43}, \quad (5)$$

其中, V 为冰川体积(km³), S 为冰川面积(km²)。需要注意

的是, 伦道夫冰川目录和国家青藏高原科学数据中心均为常年冰川分布产品. 因此, 本研究以一年为循环, 对冰川体积进行更新, 即认为在年内尺度上冰川融化和凝结的相对变化造成的体积变动较少.

2.2 数据来源

2.2.1 气象驱动数据

为了降低降水数据驱动的不确定性, 本研究根据 Sun 等人^[15]和 Wang 等人^[16]对国际上主要降水产品的描述和评估结果, 选取了 8 个质量较好的降水产品来驱动模型. 在此 8 个产品中(所有产品名的全称见表 1), CMA 和 CPC 产品完全基于地面观测站点生成, 其余 6 个产品则主要依赖于卫星遥感反演和融合技术. CPC 降水产品的数据源包括中国区域内约 750 个 CMA 气象站点. 因此在观测站点较多的青藏高原东部, CMA 和 CPC 产品具有较高的一致性^[16,40]. 另外 6 个卫星降水产品均已经过多项研究的评估, 被认为具有良好的降水估算能力^[19,21,41,42]. 8 个降水产品的空间分辨率在 0.05°~1.0°之间, 其中 4 个产品的分辨率为 0.25°. 为了便于比较和减少模拟工作量, 所有产品的分辨率被统一处理成 0.25°, 即对大于 0.25°分辨率的产品(CPC、MSWEP 和 GPCP)进行双线性插值, 对小于 0.25°分辨率的产品(CHIRPS)进行网格平均. 此外, 鉴于 8 个产品的时间跨度差异, 本研究分为 3 个时间跨度进行水文模拟: 1981~2015 年(CMA、CPC、MSWEP、CHIRPS)、1983~2015 年(PERCDR)和 1998~2015 年(CMORPH-BLD、GPCP、

TMPA), 且每个时间跨度均设置 3 年的预热期. 因此, 1984~1985 年的径流模拟结果仅为 CMA、CPC、MSWEP 和 CHIRPS 四个降水产品驱动模拟的均值, 在 1986~2001 年间增加了 PERCDR 驱动的模拟结果, 而 2001 年以后则基于全部 8 个降水产品驱动的模拟结果.

需要指出, 这 8 个降水产品虽然在许多研究中得到认可, 但它们在青藏高原仍然表现出一定的偏差, 尤其在高原西部. 应用偏差校正方法可以在一定程度上消除这一问题, 但是偏差校正过程本身可能引入不确定性, 特别在地面观测站点稀少的青藏高原西部区域, 很难建立可靠的偏差校正方法. 所以本研究未对降水产品进行偏差校正, 而是认为每个产品是青藏高原降水估算的一次实现, 采用集合模拟的方式来估算径流的时空变异. 另外, 根据这些未经过校正的降水产品, 可以进一步评估由降水产品本身或数据多样性引起的径流估算的不确定性, 这也是本研究的目标之一.

除上述降水数据外, 其他气象因子(包括日最高气温、最低气温、风速、相对湿度)的网格数据由青藏高原 156 个 CMA 气象站点插值而生成. 每个气象站都经过了严格的质量控制, 消除了明显的异常值(如长时间的一致值)^[21]. 插值方法采用反距离平方权重法, 合理地考虑了待插值区域距离气象站点的距离, 并以 6.5°C/km 的递减率来反映温度受海拔的影响, 该方法已在全国范围内进行了广泛的应用^[33,43]. 根据气象驱动数据的分辨率, 设定模型的空间分辨率为 0.25°, 时间步长为 3 h, 从而进行水量和能量平衡的模拟.

表 1 8 个降水数据产品总览

Table 1 Overview of the eight precipitation datasets used in this study

全称	简称	空间分辨率	时间跨度
China Meteorological Administration	CMA	0.25°	1979年1月~2015年12月
Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation	CPC	0.5°	1979年1月至今
Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation	MSWEP	0.5°	1979年1月至今
Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data	CHIRPS	0.05°	1981年1月至今
Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks Climate Data Record	PERCDR	0.25°	1983年1月至今
Climate Prediction Center morphing technique-gauge merged	CMORPH-BLD	0.25°	1998年1月~2018年11月
Global Precipitation Climatology Project one-degree daily precipitation analysis	GPCP	1.0°	1996年10月~2015年10月
Tropical Rainfall Measuring Mission Multi-satellite Precipitation Analysis	TMPA	0.25°	1998年1月至今

2.2.2 下垫面参数数据

VIC-Glacier模型需要输入的下垫面信息包括地形、植被、土壤等参数。如表2所示,地形数据(即数字高程模型)来源于美国地质调查局(US Geological Survey, USGS),被用来计算青藏高原河网分布,提取高原主要流域,以及插值气象数据。植被参数主要用来定义网格单元的陆面交互情况,包括植被覆盖类型和每种植被类型的具体参数。植被覆盖类型来源于Liu等人^[44]制作的2010年的中国植被覆盖分类数据,其空间分辨率为1 km,共分为12种植被覆盖类型;植被参数来源于Zhu等人^[45]的研究。土壤参数文件主要用来定义网格单元土壤的物理化学性质,青藏高原的土壤参数设定根据中国土壤数据集,包括田间持水量、饱和导水率等参数^[43,46],而热阻尼深度、裸土表面粗糙度等参数依据联合国粮食及农业组织(Food and Agriculture Organization, FAO)数据集获取^[47]。

冰川数据用来计算网格单元内冰川的比例、面积等信息。青藏高原的冰川分布数据来源于伦道夫冰川目录(<http://www.glims.org/RGI/>)和国家青藏高原科学数据中心(<https://data.tpdac.cn/zh-hans/>)^[26]。融冰计算中的度日因子DDF值(式(3))取决于冰川的覆盖情况和暴露程度。依据Zhang等人^[38]的研究结果,高原冰川的DDF值大致分为六类,分别分布在6个主要山脉上:喜马拉雅山脉($\sim 9.0 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C d})$)、喀拉昆仑山脉($\sim 4.5 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C d})$)、昆仑山脉($\sim 308 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C d})$)、祁连山脉($\sim 7.2 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C d})$)、唐古拉山脉($\sim 13.8 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C d})$)以及

横断山脉($\sim 10.8 \text{ mm}/(^{\circ}\text{C d})$)。

2.2.3 模型评估数据

本研究采用水文站点观测数据进行VIC-Glacier径流模拟的率定和验证。如图1所示,本研究获取了5个水文站点的实测流量数据,对应长江、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江流域的上游区域。这5个流域主要位于青藏高原的东部和南部地区,且包含不同程度的冰川覆盖。

此外,本研究收集了4个涡度通量站的潜热通量数据和遥感蒸散发产品,用于模型的蒸散发对比验证。涡度通量站位于高原南部的那曲、珠穆朗玛峰、纳木错和玛曲4个地区,主要针对林地和草地植被类型。遥感蒸散发数据采用GLEAM-ET(Global Land Evaporation Amsterdam Model v3.3a-Evaporation, <https://www.gleam.eu/>)产品,其时间覆盖范围较长(1980年至今),空间分辨率与本研究的8个模拟实现一致,且在青藏高原表现出了良好的适用性^[48]。

2.3 模型率定与评估方法

模型参数决定着水文模拟的准确性,本研究首先依据Zhu等人^[43]的验证结果设定模型的初始参数值。VIC-Glacier模型有7个与产流过程密切相关的经验参数需要率定:蓄水容量曲线指数(b_{inf}),3层土壤的深度(d_1 、 d_2 、 d_3),以及3个基流相关参数(D_s 、 W_s 、 D_{smax})^[47,49]。研究使用上述5个流域的流量观测数据,分别对8个降水驱动的模拟实现进行了率定和验证。然后针对这5个流域,

表2 模型运行及验证数据总览

Table 2 Overview of model input and verification data

名称	数据源	作用
数字高程模型	美国地质调查局(USGS)	提取河网、插值气象数据等
气象驱动 ^{a)}	中国气象局(CMA)	模型输入-气象驱动数据
植被参数	植被覆盖类型图: Liu等人 ^[44] 植被参数: Zhu等人 ^[45]	模型输入-植被参数数据 植被参数库数据
土壤参数	土壤覆盖类型图: 中国土壤地图 土壤参数: 中国土壤数据集、FAO ^[43]	模型输入-土壤参数数据
冰川分布数据	伦道夫冰川目录 国家青藏高原科学数据中心	VIC-Glacier模型建立
度日冰川系数(DDF)	Zhang等人 ^[38]	VIC-Glacier模型建立
水文观测站	水文资料统计表	VIC-Glacier模型径流验证
涡度通量站	https://data.tpdac.cn/zh-hans/	VIC-Glacier模型蒸散发验证
GLEAM-ET	https://www.gleam.eu/	VIC-Glacier模型蒸散发验证

a) 该气象驱动是指最高温、最低温、日均温、风速,不包括降水数据(降水已在表1展示)

计算了最优化拟合的参数与初始默认参数值的比例系数. 在无流量观测数据的子区域, 基于此比例系数进行参数移植, 即针对同种性质的土壤, 利用比例系数乘以默认参数值, 得到无径流观测地区的模型参数.

在完成径流的率定和验证后, 应用4个涡度通量站的潜热观测数据(图1)和GLEAM-ET数据评估模型的蒸散发模拟结果. 需要注意的是, 由于模型的空间分辨率为 0.25° , 每个网格可包含多种植被类型, 而通量站的观测仅能捕捉到其周边小范围的水热通量信息. 因此, 为解决模拟的蒸散发与涡度通量观测的尺度不匹配问题, 本文利用通量站观测的蒸散发, 评估该站点所在网格内对应植被类型的蒸散发模拟结果, 采用纳什效率系数(Nash-Sutcliffe efficiency, NSE)、相关系数(R)和相对误差或偏差(Er)3个统计指标来评估8个模拟实现的性能.

需要指出, 本文所提到的不确定性是指降水或径流在8个模拟实现中的差异. 不确定性有多种定义, 而概率统计方法是较为常见的定义之一. 本文借鉴Montanari^[50]的定义, 以变异系数(标准差除以平均值)作为不确定性的判定标准. 以95%置信区间(1.96倍的标准差)作为波动区间的判定标准, 将8个模拟实现每年的95%置信区间取均值来量化总的波动范围.

3 结果与分析

3.1 水文模型评估

首先展示8个模拟实现对流量的模拟性能. 如图2和表3所示, 8个模拟实现的结果与观测数据吻合良好, 它们均捕捉到了与观测数据类似的动态变化和流量峰值情景. 在模型校准期内, 8个产品驱动的模拟实现得到的NSE值集中在0.5~0.8之间, R 值均高于0.6, Er 值在 -40% ~ 40% 之间. 但 Er 值负值居多, 表明模拟结果对实测径流有一定的低估, 比如CPC产品在澜沧江流域和雅鲁藏布江流域的低估在 -30% 左右. 低估现象主要集中在非雨季(10月至次年4月), 融冰、融雪的模拟误差可能是造成差异的主要原因. 模型在验证期内表现出了类似校准期的良好性能(R 值均在0.55以上), 最低的NSE值出现在PERCDR产品对雅鲁藏布江流域的径流模拟(~ 0.32), 但总体值高于0.55. 对于怒江流域的嘉玉桥站, 由于只收集到年尺度的径流数据, 本研究未采用NSE值评估该流域的模拟结果, 但8个模拟实现的 R 值均大于0.4, 而且大部分的 Er 值在 -25% ~ 25% 之间.

由于缺少融冰、融雪产流的实测数据, 无法直接

评估VIC-Glacier对二者的模拟结果. 考虑到融冰、融雪产流对春季径流有较大影响, 本研究进一步应用长江、黄河、澜沧江和雅鲁藏布江4个流域上游春季径流的观测值对模型进行评估(怒江流域仅有年径流数据, 这里未采用), 间接反映模型对融冰、融雪产流的模拟性能. 如图S1和表4所示, 在春季8个降水产品的径流模拟结果与观测数据有相似的时间变化. 除GPCP产品在长江流域和MSWEP产品在澜沧江流域的模拟实现的 R 值较低外, 其他模拟实现的 R 值均高于0.3. 8个产品驱动的模拟实现的 Er 值在 -39% ~ 35% 之间, 且 Er 的负值居多, 其中低估最显著的是MSWEP产品在雅鲁藏布江流域的模拟结果, 而高估最明显的是CMORPH产品在澜沧江流域的结果. 但是, Er 的绝对值在大多模拟实现中不超过25%, 表明VIC-Glacier重现了春季径流, 意味着该模型对融冰和融雪过程具有较好的模拟能力.

图S2和图3展示了8个模拟实现的平均蒸散发的验证和对比结果. 在4个涡度通量站中, 模拟结果与观测结果表现出较为一致的季节动态变化, 特别在那曲和玛曲地区($R>0.57$). 模拟结果在珠穆朗玛峰地区表现出与观测数据较大的误差($Er>60\%$), 但考虑到观测数据本身的误差, 该模拟结果被认为在可接受的范围内. 在与GLEAM-ET产品的对比验证中, 模拟结果与该产品具有一致的空间分布和时间动态变化, 相关系数 R 为0.98. 模拟结果相对GLEAM-ET偏低(Er 为 -15.8%), 该偏差在高原西部和南部地区的非雨季(10月至次年4月)更为显著, 总体差异接近 -30% . 考虑到高原西部广泛的冰川覆盖, 以及GLEAM-ET本身的不确定性, 本文认为模拟结果整体表现出较高的可靠性.

综合径流和蒸散发的评估结果, 8个模拟实现的结果在一定程度上反映了青藏高原径流和蒸散发的真实时空分布状态, 具有较好的可信度. 因此, 本研究基于此8个模拟实现, 开展后续的径流时空变化和不确定性分析.

3.2 降水分布及不确定性

青藏高原降水的时空分布和不确定性对径流模拟至关重要. 图4(a)展示了8个产品的降水年均值分布情况. 年均降水量呈现从东南到西北递减的空间梯度趋势, 在东南部区域, 即喜马拉雅山与横断山脉相接的南部, 平均降水量高于1000 mm/a, 而高原西北部地区的平均降水量低于100 mm/a. 图4(b)展示了青藏高原降水的不确定性, 依据变异系数值来衡量. 高原降水的变异

图 2 8个降水产品驱动的VIC-Glacier模拟径流评估. 竖向黑色虚线用来划分校准期(左)和验证期(右)

Figure 2 Comparison of eight VIC-Glacier simulations with runoff observations. The dark dotted line divides the period into two phases, i.e., calibration (left) and validation (right)

系数值约为33.5%，降水差异主要集中在高原西部和南部，而东部的变异系数值在20%以下。其原因可能是高原西部和南部气候和地形复杂，卫星产品难以准确地捕捉降水过程，而且由于站点稀少，这些产品的校准不够充分；而高原东部气象和水文站点较为密集，卫星产品可以进行较为充分的校准和评估。

在1984~2015年间，青藏高原的平均降水量约为423 mm/a，波动区间(95%置信区间)在305~540 mm/a之间，而且总体表现为明显增加的趋势(~1.9 mm/a)。如果以1998年为界将时间分为两段，多年平均降水量从1984~1997年的396 mm/a增加到1998~2015年的

436 mm/a，但是降水在这两个时间段之内的变化趋势均不明显，分别仅为0.2和0.1 mm/a(图4(c), (d))。此外，青藏地区的降水具有明显的季节差异，大部分降水集中在夏季，在5~9月的平均降水量高于70 mm/月，而10~4月的平均降水量约为11 mm/月(图4(e))。

3.3 径流变化及其不确定性

基于8个降水产品驱动的结果，图5(a)展示了青藏高原径流的空间分布、不确定性和变化趋势。从集合模拟的结果来看，青藏高原的年均径流呈现出与降水量相似的空间分布，表现为东南到西北递减的梯

表 3 基于VIC-Glacier模型的8个模拟实现的径流模拟评估^{a)}

Table 3 Performance of eight VIC-Glacier simulations for the watersheds

流域	站点	降水产品	校准			验证		
			NSE	<i>R</i>	<i>Er</i> (%)	NSE	<i>R</i>	<i>Er</i> (%)
黄河	唐乃亥 (月径流)	CMA	0.75	0.88	-7.01	0.72	0.88	-17.44
		CHIRPS	0.54	0.83	6.15	0.54	0.86	5.53
		CPC	0.63	0.83	-20.48	0.72	0.88	-15.54
		MSWEP	0.67	0.84	-10.89	0.63	0.83	-16.27
		PERCDR	0.40	0.79	32.11	0.37	0.82	24.30
		CMORPH-BLD	0.46	0.72	26.68	0.69	0.85	-7.87
		GPCP	0.39	0.67	37.55	0.60	0.81	1.60
		TMPA	0.57	0.82	8.43	0.70	0.86	-5.97
长江	直门达 (月径流)	CMA	0.78	0.89	-1.86	0.74	0.88	-19.37
		CHIRPS	0.64	0.88	11.00	0.72	0.88	-2.45
		CPC	0.72	0.87	-5.72	0.72	0.87	-9.05
		MSWEP	0.38	0.76	-0.55	0.55	0.77	-15.70
		PERCDR	0.70	0.86	2.48	0.71	0.86	-15.70
		CMORPH-BLD	0.71	0.86	0.30	0.67	0.86	-24.86
		GPCP	0.67	0.84	-2.02	0.67	0.85	-20.43
		TMPA	0.72	0.91	7.73	0.68	0.87	-2.37
澜沧江	昌都 (月径流)	CMA	0.73	0.90	-24.55	0.60	0.91	-35.31
		CHIRPS	0.74	0.89	-15.66	0.72	0.89	-23.13
		CPC	0.61	0.86	-29.28	0.60	0.91	-35.05
		MSWEP	0.54	0.79	-12.45	0.62	0.82	-19.20
		PERCDR	0.50	0.77	-4.13	0.64	0.82	-3.38
		CMORPH-BLD	0.55	0.84	-3.62	0.72	0.87	-11.51
		GPCP	0.72	0.88	-9.16	0.75	0.89	-16.40
		TMPA	0.78	0.91	-14.70	0.74	0.90	-21.29
雅鲁藏布江	奴下 (月径流)	CMA	0.68	0.86	-22.98	0.68	0.63	-17.87
		CHIRPS	0.67	0.87	-25.38	0.69	0.68	-4.73
		CPC	0.55	0.84	-37.65	0.65	0.60	-11.23
		MSWEP	0.69	0.87	-22.62	0.69	0.69	-15.01
		PERCDR	0.49	0.83	7.55	0.32	0.60	14.36
		CMORPH-BLD	0.35	0.67	-33.30	0.67	0.62	-10.94
		GPCP	0.53	0.75	-9.69	0.67	0.71	10.86
		TMPA	0.45	0.74	-25.92	0.62	0.61	-13.94
怒江	嘉玉桥 (年径流)	CMA	-	0.87	-15.31	-	0.86	-7.58
		CHIRPS	-	0.76	-14.08	-	0.77	-3.44
		CPC	-	0.72	-25.72	-	0.87	-9.25
		MSWEP	-	0.69	31.75	-	0.96	34.31
		PERCDR	-	0.75	14.51	-	0.48	31.80
		CMORPH-BLD	-	0.61	-21.64	-	0.64	-2.59
		GPCP	-	0.65	-21.29	-	0.58	-6.60
		TMPA	-	0.83	5.43	-	0.88	20.22

a) “-”表示没有计算NSE, 因为怒江流域的观测数据为年尺度

表 4 VIC-Glacier模型在春季的径流模拟效果

Table 4 VIC-Glacier model performance for spring runoff simulations

降水产品	黄河		长江		澜沧江		雅鲁藏布江	
	<i>R</i>	<i>Er</i> (%)	<i>R</i>	<i>Er</i> (%)	<i>R</i>	<i>Er</i> (%)	<i>R</i>	<i>Er</i> (%)
CMA	0.73	-4.78	0.49	-22.81	0.63	-20.73	0.49	-9.39
CHIRPS	0.35	-8.16	0.38	-35.72	0.37	-28.65	0.39	-30.79
CPC	0.40	-24.33	0.45	-33.45	0.51	-27.20	0.42	-36.74
MSWEP	0.49	-2.71	0.51	-3.28	0.26	5.68	0.75	-38.88
PERCDR	0.33	7.63	0.40	-0.65	0.34	23.86	0.64	8.33
CMORPH-BLD	0.41	1.16	0.50	-0.70	0.40	35.34	0.47	-34.34
GPCP	0.36	16.15	0.24	16.10	0.75	-23.92	0.44	11.19
TMPA	0.77	21.91	0.79	-18.29	0.65	3.46	0.70	-12.76

图 3 8个模拟实现的平均蒸散发与遥感GLEAM-ET产品对比, 分为非雨季、雨季和整年3个时间段. VIC-Glacier模拟(a)和GLEAM-ET的结果(b), 以及二者的相对误差(c); (d) 蒸散发的时间序列

Figure 3 Comparison of average ET from the eight simulations and the GLEAM-ET during three periods (non-rainy, rainy seasons and annual). Spatial distributions of simulated ET (a) and the GLEAM-ET (b), and their *Ers* (c); (d) the time series for the two results

图 4 基于 8 个降水产品的青藏高原年降水量(a)、变异系数(b)、年变化趋势的空间分布(c)、年降水序列(d)和月降水变化特征(e)
Figure 4 The spatial distribution of annual mean precipitation (a), the coefficient of variation of precipitation (b), the annual trends (c), and the temporal distribution of the annual series (d) and the climatology of monthly precipitation (e) in TP based on the eight precipitation data

图 5 总径流的年均值、变异系数及变化趋势图(a)和青藏高原及其内部子区的年径流时间序列(b). (a)中变化趋势图中标有黑色点的区域表示显著性 $P < 0.05$. (b)中红色、浅蓝色、深蓝色的区域分别对应 10%、50% 和 95% 置信区间

Figure 5 The spatial distribution of annual mean runoff, the coefficient of variation, and the linear trends of annual runoff (a) and the annual change of runoff in TP and its internal eight regions (b). In (a), the black dots in the annual trends indicate the significance ($P < 0.05$). In (b), the red, light blue, and dark blue areas correspond to the 10%, 50%, and 95% confidence intervals, respectively

度趋势,从高于600 mm/a到低于10 mm/a. 径流的不确定性主要集中在高原西部和南部(~40%),而东部的变异系数值小于25%. 在1984~2015年间,径流总体表现为增加趋势,约为0.9 mm/a,而南部的径流深以-4.0 mm/a的趋势明显减少.

青藏高原内各子区域的径流差异较大(图5(b)). 在1984~2015年间,青藏高原的平均径流约为212 mm/a,波动范围在174~250 mm/a之间. 其中,河西走廊、柴达木盆地和内陆河区域的平均径流深均低于80 mm/a,黄河上游和长江上游流域的年均径流深分别为148和100 mm/a,位于高原南部的3个流域(澜沧江、怒江和雅鲁藏布江)的年均径流深均高于200 mm/a,而且这三者的径流深波动较大,分别为133~273, 245~435和171~287 mm/a. 8个子区域的径流在时间上均表现为增加趋势,其中河西走廊、柴达木盆地和内陆河的增长趋势在0.6~0.9 mm/a之间,黄河和长江流域上游的增长趋势分别为1.0和1.6 mm/a,而怒江和雅鲁藏布江的径流增长趋势最大,分别达到3.1和1.9 mm/a.

3.4 降雨、融雪、融冰对径流的贡献

本节分析降雨径流、融雪径流和融冰径流的空间分布、变异系数、变化趋势和波动区间,以及三者对总径流的贡献量. 如图6所示,青藏地区的降雨径流与

总径流具有相似的空间分布,表现出从西北到东南递增的梯度趋势,量级从低于10 mm/a到高于600 mm/a. 降雪在冬季或高海拔地区居多,融雪径流在高原东南部较高,而中北部较低,平均融雪径流约为24 mm/a. 受到气温和海拔影响,融冰径流主要集中在高原南部,平均融冰径流约为48 mm/a. 降雨、融雪径流的不确定性均呈现西高东低的空间格局,变异系数值从低于10%到高于100%. 融冰径流的不确定性整体较低,平均变异系数值约为7.2%. 需要注意的是,青藏高原部分地区无冰川和极少的积雪分布,如高原南部常年温度在0°C以上,从而无融冰径流和极少融冰径流.

在1984~2015年间,降雨、融雪和融冰对径流的贡献表现出不同的变化趋势. 降雨径流在青藏高原大约以0.7 mm/a的趋势缓慢增加,而在其南部则表现出明显的减少趋势,约为-3.9 mm/a. 融雪径流在青藏高原南部、北部分别表现出减少和增加趋势,量级约为-0.2和0.2 mm/a. 相对降雨和融雪产生的径流,融冰径流的增长速度最快,约为1.1 mm/a. 特别是位于高原东南部昌都和林芝地区的念青唐古拉山脉冰川(图1和6红框标记的区域,图S3展示的融冰径流时间序列),融冰径流的年均值达到672 mm/a,占该地区总径流的60%以上. 而且近30年间,冰川消融特别快速,融冰径流的增长趋势达到6.0 mm/a($P < 0.05$),导致总径流大幅度增长(~7.8 mm/a).

图6 径流贡献分量(降雨径流,融雪径流,融冰径流)的年均值(a)、变异系数(b)和变化趋势(c). 融冰径流中的红框表示青藏高原东南部昌都和林芝等地的冰川集中区. (c)中标有黑色点的区域表示趋势的显著性 $P < 0.05$

Figure 6 The spatial distribution of annual mean (a), the coefficient of variation (b), and the annual trends of runoff contributors (rainfall runoff, snowmelt runoff, and glacier melt runoff) (c). The red rectangles in the bottom three plots regarding the glacier melt runoff denote the glacier-concentrated areas in Changdu and Linzhi of the southeastern TP. The black dots in (c) indicate the significance ($P < 0.05$)

基于模拟结果,表5统计了青藏高原及内部各子区域的径流和径流贡献分量的年均值、波动区间,以及径流分量对总径流的贡献。青藏地区的年均降雨、融雪和融冰径流分别约为141、24和48 mm/a,对总径流分别贡献了66%、12%和22%,三者的波动范围分别为106~176、15~33和42~54 mm/a。河西走廊、柴达木盆地和内陆河区域的降雨径流贡献比例在45%~66%之间,融雪径流贡献比例在10%~15%之间,融冰径流贡献比例分别为43%、39%和21%。其余5个子区(长江、黄河、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江)的降雨径流贡献较高,达到65%~85%,融雪径流贡献在15%~17%之间,融冰径流贡献较小。

图S4展示了青藏高原及内部各子区域的总径流和径流贡献分量的季节动态变化。降雨、融雪和融冰径流对总径流的贡献具有明显的季节差异,随着雨季(5~9月)向非雨季(10~次年4月)的转变,融雪对总径流贡献量由7%增加至42%,而降雨和融冰的贡献量分别由69%和24%下降至45%和13%。降雨和融冰径流的高峰集中在7~8月,最高贡献占比约为69%和27%,而融雪径流具有双峰形态,高峰分布在4~5和9~10月,最高贡献占比出现在1月,约为74%。8个子区域的降雨、融雪和融冰对总径流的贡献占比变化与青藏高原整体类似,降雨和融冰径流的贡献量在雨季高于非雨季,而融雪径流在4~5和9~10月较高。

4 讨论

本研究首先基于8个降水产品估算了青藏高原降

水的时空分布,发现近30年来(1980~2015年)降水量在305~540 mm/a间波动,并呈现增长趋势(~1.9 mm/a)。诸多学者也量化了青藏高原降水的分布特征^[51~53],如许建伟等人^[54]利用地面观测数据得出高原降水量约为490 mm/a(1979~2016年),林厚博^[55]根据降水格点资料得到降水量约为390 mm/a(1961~2010年)。李庆等人^[56]和林厚博^[55]计算了青藏高原降水的变化趋势,分别得到高原降水的增加趋势约为0.7 mm/a(1965~2016年)和0.9 mm/a(1961~2010年)。需要注意的是,本研究发现,青藏高原的降水以1998年为界,即1984~1997和1998~2015年,这两个时间段内的降水量级分别约为396和436 mm/a,且均无明显增长趋势(分别为0.2和0.1 mm/a)。因此研究时段的不同可能得到明显不同的趋势结果。考虑到8个降水产品有不同的时间跨度,可能影响上述结果,本研究另外基于表1中前5个降水产品计算了在1998年之后的降水变化趋势,发现这种计算方式和采用8个产品的计算方式给出了大致相当的降水均值和变化趋势(结果未展示)。由此说明降水在1998年前后出现的突变现象可能是真实的气候变化状况,而非应用了不同的降水产品造成的结果。此外,不同降水产品给出的降水信息也存在差异(变异系数值约为33.5%),而且差异主要集中在站点稀少的西部和地形复杂的南部^[16,21]。以往研究对青藏高原西部和南部的降水估算结果也不尽相同,如Li等人^[3]指出青藏高原西部的降水可能超过1000 mm/a,这不同于以往认为西部属于干旱区的认知。因此,研究时段和所用数据的不同都可能造成本文与其他研究结果的差异。

表5 青藏高原及其内部子区的总径流和径流分量的年均值和波动范围

Table 5 Annual mean values and fluctuation ranges of total runoff and runoff contributors of the entire TP and its internal regions

区域	冰川占比(%)	总径流	降雨径流		融雪径流		融冰径流	
		均值(mm/a)	均值(mm/a)	占比(%)	均值(mm/a)	占比(%)	均值(mm/a)	占比(%)
青藏高原	1.59	212±38	141±35	66	24±9	12	48±6	22
河西走廊	1.30	75±24	33±17	45	9±9	12	32±2	43
柴达木盆地	0.56	39±10	20±9	51	4±3	10	15±5	39
内陆河	1.07	63±23	42±22	66	8±3	13	13±3	21
长江	0.54	100±22	75.9±15	76	15±4	15	9±3	9
黄河	0.09	148±38	122.5±37	83	23±8	15	2±0	2
澜沧江	0.12	203±70	160.9±60	79	35±15	17	8±2	4
怒江	2.54	340±95	221.5±81	65	52±25	15	66±17	20
雅鲁藏布江	1.42	229±58	162.3±59	71	34±21	15	33±17	14

基于8个降水产品和VIC-Glacier模型,本研究估算了径流深的时空分布特征,高原的年均径流深约为212 mm/a,在研究期间总体表现为增加趋势(~ 0.9 mm/a).此增加趋势也在一些研究中被证实^[2,7].本研究重点量化了降雨、融雪和融冰对青藏高原及高原内部8个子区域的径流贡献,并发现融冰对于径流贡献不可忽略,在部分区域的贡献甚至超过了30%.虽然这一估算存在不确定性,但Zhang等人^[10]的研究发现,黄河上游、长江上游、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江等流域的径流来源包括融雪和融冰,二者的贡献比例约在20%~25%和0~12%之间.Lutz等人^[22]的研究也得到雅鲁藏布江和怒江流域具有较高的融冰贡献量($\sim 15.9\%$ 和 8.3%).需要注意的是,本研究发现最高的融冰径流占比出现在河西走廊和柴达木盆地.其原因可能是此两地区降水较少,且分布有祁连山和昆仑山的冰川(覆盖率分别约为1.30%和0.56%).随着气候变暖,冰川加速消融,两地区的冰川产流占据了不可忽视的比例.李洪源^[57]和谭毅^[58]也揭示了冰川在河西走廊和柴达木盆地内部流域的显著贡献,疏勒河、哈尔腾河和塔塔棱河等流域的融冰贡献了超过30%的水量.不同研究对降水和冰川分布数据的选择,以及模型参数的配置等都可能造成与本研究结论的差异,但总体差异在15%以内.

鉴于降水产品的差异,以其驱动的水文模型对径流的估算也存在不确定性.本研究基于8个降水产品的模拟实现,量化了降水导致的径流和径流分量的不确定性.结果显示,青藏高原总径流、降雨径流以及融雪径流的变异系数值在30%左右,且三者与降水不确定性表现出相似的空间分布,即东部较低,而西部和南部较高.其原因可能是降雨和融雪贡献了大部分的径流($\sim 78\%$),而且两者均受到降水输入产品的控制.需要注意的是,在青藏高原东部降水估算具有较小的不确定性,这也是8个降水产品驱动的模拟实现能一致地抓住东部5个流域径流变化过程的原因之一.本文定义融冰径流为冰川融水量和冰川区域降水量的总和^[10],因此融冰径流同样受降水产品不确定性的影响,其平均变异系数约为7%.

此外,本研究发现青藏高原东南部(念青唐古拉山脉)出现冰川快速消融和流量增长的现象,该地区平均径流深超过1000 mm/a,其中融冰贡献了超过60%的流量,且表现出明显的增长趋势(~ 7.8 mm/a).青藏高原部分流域的径流增高,以及冰川收缩现状也在其他研究

中得到佐证^[7,23],如Li等人^[24]证实了塔里木河流域径流增高,以及冰川覆盖面积和冰川质量的下降趋势.Zhao等人^[59]认为,到21世纪末,黄河、长江、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江上游地区冰川面积将减少50%以上.随着常年冰川的持续退缩,青藏高原水资源的不确定性和脆弱性将会增加,河流供水量可能会明显减少,进而可能对周边地区乃至整个亚洲的水资源和生态安全造成严重威胁^[60].

青藏高原的气候条件多变,水分和能量交互作用频繁,冰川冻土对区域径流的影响也较为复杂,所以本研究还存在一些缺陷.首先,本研究采用0.25°分辨率进行径流模拟,这种粗分辨率可能带来较大偏差,如果采用高分辨率的降水和模型(~ 100 m级),可能捕捉到复杂地形下的降水和径流过程^[3].其次,本研究对模拟的总径流进行了验证评估,但是用于评估的流域数据主要集中在高原东部,而VIC-Glacier模型在西部区域的径流模拟表现仍未可知.VIC-Glacier模型在青藏高原东部表现出良好的适用性,本文虽然基于此模型和8个模拟实现,估算了降雨、融雪和融冰对径流的贡献,但是融冰产流量仍然具有不确定性,这三者的产流也都缺乏直接的观测数据进行验证,仅用4个站点的春季径流间接评估了融冰和融雪径流的模拟.此外,本文未考虑寒冷季节冰川凝结作用的影响,并定义融冰径流量为冰川融化量和落在冰川区域的降水量总和,可能导致融冰径流量相对被高估.然而,本论文探讨了整个青藏高原降水、径流和径流分量的时空变化,量化了降水影响下的径流、径流贡献分量的不确定性,而且进一步印证了高原南部冰川的快速消融现象.特别地,本文计算了高原降水、径流和径流分量的波动区间,为后续青藏高原水资源相关研究提供参考依据.

5 结论

青藏高原气象和水文观测站点稀少,气候地形复杂,给径流估算带来困难.本文以8个降水产品(CMA、CPC、MSWEP、CHIRPS、PERCDR、CMORPH-BLD、GPCP、TMPA)驱动耦合了冰川消融模块的水文模型,探讨了整个青藏高原及其内部子区域的降水量、径流深和径流贡献分量(降雨径流、融雪径流、融冰径流)的时空变化,以及降雨、融雪和融冰对总径流的贡献比例,分析了它们的不确定性和波动区间,得出如下结论.

(1) 在1984~2015年间,青藏高原的年均降水量和

径流深分别约为423和212 mm/a, 均呈现从东南到西北递减的空间分布, 西北部的平均降水量和径流深分别低于100和10 mm/a. 降水量和径流深均具有增加趋势, 分别约为1.9和0.9 mm/a, 并且在1998年前后表现出突变现象. 通过实测径流数据的验证, CMA、CHIRPS、CPC、MSWEP和TMPA产品驱动的模拟表现出相对较优的性能.

(2) 降雨、融雪和融冰产流对总径流的贡献比例分别为66%、12%和22%. 融雪径流在研究时间段内保持稳定, 但降雨径流和融冰径流均表现为增加趋势. 特别是在青藏高原东南部的念青唐古拉山脉冰川, 已处于高速消融状态, 融冰径流占总径流的60%以上, 且表现为显著的增长趋势(6 mm/a).

(3) 在子区域尺度上, 河西走廊、柴达木盆地和内陆河区域的平均径流深均低于80 mm/a, 而高原南部流域(澜沧江、怒江和雅鲁藏布江)年均径流深均高于200 mm/a. 在近30年间, 8个子区域的径流量以不同的速度增长, 其中怒江流域径流增长最为明显, 而柴达木盆地和河西走廊较为稳定. 8个子区域的融雪径流贡献量差异较小(10%~17%), 而降雨和融冰对径流的贡献差异较大, 其中河西走廊的融冰径流贡献率最高(~43%).

(4) 青藏高原的降水数据和模拟的径流深均表现

出一定程度的不确定性, 变异系数值超过30%, 降雨和融雪径流的不确定性也在30%左右. 青藏高原西部和南部地形和气候条件复杂, 站点稀少, 难以进行充分的降水产品评估和模型参数调整, 因此不确定性主要集中在高原西部和南部. 为减少上述不确定性, 增强模拟结果的可靠性, 需要更多的观测站点以进一步提高降水产品的精度和进行模型的参数优化.

本研究主要考虑了青藏高原的降水和冰川对径流估算的影响, 然而该区域水文过程和冰川冻土的动态变化较为复杂, 模型输入数据和模型的分辨率仍给研究带来了不确定性. 本文重点揭示了降水、径流和径流贡献分量的时空变化, 探讨了降水、融雪和融冰对总径流的贡献, 并分析了上述因子的不确定性和波动区间. 此外, 本研究结合青藏高原气候变化背景, 印证了青藏高原昌都和林芝等地区的冰川快速消融现象, 暗示了其周边地区未来水资源短缺的潜在威胁, 这一发现可为地区制定可持续的水资源战略提供参考依据. 本文仅考虑了降水不确定性的影响, 而忽略了冻土、气温等的影响, 对冰川产流和融雪产流也缺乏验证评估. 为了更准确地描述青藏高原径流等水文要素的时空分布情况, 在未来研究中可以利用多个水文模型, 结合遥感冰川冻土、积雪覆盖等信息, 建立高分辨率模拟框架, 进一步降低水文模拟的不确定性.

参考文献

- 1 Yao T, Pu J, Lu A, et al. Recent glacial retreat and its impact on hydrological processes on the Tibetan Plateau, China, and surrounding regions. *Arct Antarct Alp Res*, 2007, 39: 642–650
- 2 Yang K, Wu H, Qin J, et al. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review. *Glob Planet Change*, 2014, 112: 79–91
- 3 Li D, Yang K, Tang W, et al. Characterizing precipitation in high altitudes of the western Tibetan Plateau with a focus on major glacier areas. *Int J Climatol*, 2020, 40: 5114–5127
- 4 Li F, Zhang Y, Xu Z, et al. Runoff predictions in ungauged catchments in southeast Tibetan Plateau. *J Hydrol*, 2014, 511: 28–38
- 5 Immerzeel W W, Lutz A F, Andrade M, et al. Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature*, 2020, 577: 364–369
- 6 Cuo L, Zhang Y, Zhu F, et al. Characteristics and changes of streamflow on the Tibetan Plateau: A review. *J Hydrol*, 2014, 2: 49–68
- 7 Chen D L, Xu B Q, Yao T D. Assessment of past, present and future environmental changes on the Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 2015, 60: 3025–3035
- 8 Tang Q H, Lan C, Su F G, et al. Streamflow change on the Qinghai-Tibet Plateau and its impacts (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2019, 64: 2807–2821 [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. 科学通报, 2019, 64: 2807–2821]
- 9 Zhang Y, Hao Z, Xu C Y, et al. Response of melt water and rainfall runoff to climate change and their roles in controlling streamflow changes of the two upstream basins over the Tibetan Plateau. *Hydrol Res*, 2020, 51: 272–289
- 10 Zhang L, Su F, Yang D, et al. Discharge regime and simulation for the upstream of major rivers over Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2013, 118: 8500–8518
- 11 Meng F, Su F, Li Y, et al. Changes in terrestrial water storage during 2003–2014 and possible causes in Tibetan Plateau. *J Geophys Res Atmos*, 2019, 124: 2909–2931

- 12 Qi W, Liu J, Xia J, et al. Divergent sensitivity of surface water and energy variables to precipitation product uncertainty in the Tibetan Plateau. *J Hydrol*, 2020, 581: 124338
- 13 Tang Q H. Global change hydrology: Terrestrial water cycle and global change. *Sci China Earth Sci*, 2020, 63: 459–462 [汤秋鸿. 全球变化水文学: 陆地水循环与全球变化. *中国科学: 地球科学*, 2020, 50: 436–438]
- 14 Wu Y, Guo L, Zheng H, et al. Hydroclimate assessment of gridded precipitation products for the Tibetan Plateau. *Sci Total Environ*, 2019, 660: 1555–1564
- 15 Sun Q, Miao C, Duan Q, et al. A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons. *Rev Geophys*, 2017, 56: 79–107
- 16 Wang Y, Xie X, Meng S, et al. Magnitude agreement, occurrence consistency, and elevation dependency of satellite-based precipitation products over the Tibetan Plateau. *Remote Sens*, 2020, 12: 1750
- 17 Ashouri H, Nguyen P, Thorstensen A, et al. Assessing the efficacy of high-resolution satellite-based PERSIANN-CDR precipitation product in simulating streamflow. *J Hydrometeorol*, 2016, 17: 2061–2076
- 18 Vu T T, Li L, Jun K S. Evaluation of multi-satellite precipitation products for streamflow simulations: A case study for the Han river basin in the Korean Peninsula, East Asia. *Water*, 2018, 10: 642
- 19 Liu X, Yang T, Hsu K, et al. Evaluating the streamflow simulation capability of PERSIANN-CDR daily rainfall products in two river basins on the Tibetan Plateau. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2016, 21: 169–181
- 20 Qi W, Liu J, Chen D. Evaluations and improvements of GLDAS2.0 and GLDAS2.1 forcing data's applicability for basin scale hydrological simulations in the Tibetan Plateau. *J Geophys Res: Atmos*, 2018, 123: 13128–13148
- 21 Tong K, Su F, Yang D, et al. Evaluation of satellite precipitation retrievals and their potential utilities in hydrologic modeling over the Tibetan Plateau. *J Hydrol*, 2014, 519: 423–437
- 22 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. *Nat Clim Chang*, 2014, 4: 587–592
- 23 Immerzeel W W, van Beek L P H, Konz M, et al. Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Clim Change*, 2012, 110: 721–736
- 24 Li Z, Shi X, Tang Q, et al. Partitioning the contributions of glacier melt and precipitation to the 1971–2010 runoff increases in a headwater basin of the Tarim River. *J Hydrol*, 2020, 583: 124579
- 25 Xie Z C, Wang X, Kang E S, et al. Glacial runoff in China: An evaluation and prediction for the future 50 years. *J Glaciol Geocryol*, 2006, 28: 457–466
- 26 Su F, Zhang L, Ou T, et al. Hydrological response to future climate changes for the major upstream river basins in the Tibetan Plateau. *Glob Planet Change*, 2016, 136: 82–95
- 27 Zhang R H, Su F G, Jiang Z H, et al. An overview of projected climate and environmental changes across the Tibetan Plateau in the 21st century (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2015, 60: 3036–3047 [张人禾, 苏凤阁, 江志红, 等. 青藏高原 21 世纪气候和环境变化预估研究进展. *科学通报*, 2015, 60: 3036–3047]
- 28 Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat Clim Chang*, 2012, 2: 663–667
- 29 Cuo L, Zhang Y, Gao Y, et al. The impacts of climate change and land cover/use transition on the hydrology in the upper Yellow River Basin, China. *J Hydrol*, 2013, 502: 37–52
- 30 Guo S L, Guo J, Zhang J, et al. VIC distributed hydrological model to predict climate change impact in the Hanjiang basin. *Sci China Ser E-Technol Sci*, 2009, 52: 3234–3239
- 31 Xie Z, Yuan F, Duan Q, et al. Regional parameter estimation of the VIC land surface model: Methodology and application to river basins in China. *J Hydrometeorol*, 2007, 8: 447–468
- 32 Zhao Q, Ye B, Ding Y, et al. Coupling a glacier melt model to the variable infiltration capacity (VIC) model for hydrological modeling in north-western China. *Environ Earth Sci*, 2013, 68: 87–101
- 33 Xie X, Liang S, Yao Y, et al. Detection and attribution of changes in hydrological cycle over the Three-North region of China: Climate change versus afforestation effect. *Agric For Meteorol*, 2015, 203: 74–87
- 34 Liang X, Lettenmaier D P, Wood E F, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J Geogr Res*, 1994, 99: 14415–14428
- 35 Liang X, Wood E F, Lettenmaier D P. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Glob Planet Change*, 1996, 13: 195–206
- 36 Cherkauer K A, Lettenmaier D P. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin. *J Geophys Res*, 1999, 104: 19599–19610
- 37 Cherkauer K A, Lettenmaier D P. Simulation of spatial variability in snow and frozen soil. *J Geophys Res: Atmos*, 2003, 108: 8858

- 38 Zhang Y, Liu S, Ding Y. Observed degree-day factors and their spatial variation on glaciers in western China. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 301–306
- 39 Liu S, Sun W, Shen Y, et al. Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply. *J Glaciol*, 2003, 49: 117–124
- 40 Xie P, Yatagai A, Chen M, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. *J Hydrometeorol*, 2007, 8: 607–626
- 41 Beck H E, Vergopolan N, Pan M, et al. Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2017, 21: 6201–6217
- 42 Bai P, Liu X. Evaluation of five satellite-based precipitation products in two gauge-scarce basins on the Tibetan Plateau. *Remote Sens*, 2018, 10: 1316
- 43 Zhu B, Xie X, Lu C, et al. Extensive evaluation of a continental-scale high-resolution hydrological model using remote sensing and ground based observations. *Remote Sens*, 2021, 13: 1247
- 44 Liu J, Zhang Z, Xu X, et al. Spatial patterns and driving forces of land use change in China during the early 21st century. *J Geogr Sci*, 2010, 20: 483–494
- 45 Zhu B, Xie X, Meng S, et al. Sensitivity of soil moisture to precipitation and temperature over China: Present state and future projection. *Sci Total Environ*, 2020, 705: 135774
- 46 Wei S, Dai Y, Liu B, et al. A China data set of soil properties for land surface modeling. *J Adv Model Earth Syst*, 2013, 5: 212–224
- 47 Nijssen B, Schnur R, Lettenmaier D P. Global retrospective estimation of soil moisture using the variable infiltration capacity land surface model, 1980–93. *J Clim*, 2001, 14: 1790–1808
- 48 Li X, Long D, Han Z, et al. Evapotranspiration estimation for Tibetan Plateau headwaters using conjoint terrestrial and atmospheric water balances and multisource remote sensing. *Water Resour Res*, 2019, 55: 8608–8630
- 49 Lohmann D, Lettenmaier D P, Liang X, et al. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Glob Planet Change*, 1998, 19: 161–179
- 50 Montanari A. What do we mean by ‘uncertainty’? The need for a consistent wording about uncertainty assessment in hydrology. *Hydrol Process*, 2007, 21: 841–845
- 51 Lu D, Yong B. Evaluation and hydrological utility of the latest GPM IMERG V5 and GSMaP V7 precipitation products over the Tibetan Plateau. *Remote Sens*, 2018, 10: 2022
- 52 Tong K, Su F, Yang D, et al. Tibetan Plateau precipitation as depicted by gauge observations, reanalyses and satellite retrievals. *Int J Climatol*, 2014, 34: 265–285
- 53 Xu Z X, Gong T L, Li J Y. Decadal trend of climate in the Tibetan Plateau—Regional temperature and precipitation. *Hydrol Process*, 2008, 22: 3056–3065
- 54 Xu J W, Gao Y H, Peng B F, et al. Variation characteristics and causes of precipitation over the Tibetan Plateau during 1979–2016 (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2020, 39: 234–244 [许建伟, 高艳红, 彭保发, 等. 1979–2016年青藏高原降水的变化特征及成因分析. *高原气象*, 2020, 39: 234–244]
- 55 Lin H B. Study on precipitation change and water vapor condition over Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). Master Dissertation. Nanjing: Nanjing University Information Science & Technology, 2016 [林厚博. 青藏高原降水变化及其水汽条件研究. 硕士学位论文. 南京: 南京信息工程大学, 2016]
- 56 Li Q, Zhang C L, Wang R D, et al. Changes of key meteorological factors and their impacts on desertification over the Tibetan Plateau during 1965–2016 (in Chinese). *J Beijing Norm Univ (Nat Sci)*, 2018, 1054: 659–665 [李庆, 张春来, 王仁德, 等. 1965–2016年青藏高原关键气象因子变化特征及其对土地沙漠化的影响. *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2018, 1054: 659–665]
- 57 Li H Y. Quantitative simulation of runoff components and their variation characteristics in the upper Shule River (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2019, 41: 907–917 [李洪源. 疏勒河上游径流组分及其变化特征定量模拟. *冰川冻土*, 2019, 41: 907–917]
- 58 Tan Y. Qaidam Basin water system, surface water resources and their characteristics (in Chinese). *Water Sci Technol*, 2014, 20: 51–54 [谭毅. 柴达木盆地水系、地表水资源及其特点. *水利科技与经济*, 2014, 20: 51–54]
- 59 Zhao Q, Ding Y, Wang J, et al. Projecting climate change impacts on hydrological processes on the Tibetan Plateau with model calibration against the glacier inventory data and observed streamflow. *J Hydrol*, 2019, 573: 60–81
- 60 Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian water towers. *Science*, 2010, 328: 1382–1385

补充材料

图S1 VIC-Glacier模型对春季径流的模拟评估

图S2 应用涡度通量站观测的蒸散发评估模拟的蒸散发

图S3 青藏高原东南部的昌都和林芝地区的总径流和融冰径流的时间序列

图S4 青藏高原及其内部子区域的总径流及径流贡献分量的月变化特征

本文以上补充材料见网络版. 补充材料为作者提供的原始文件, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “多源降水数据驱动下青藏高原径流集合模拟”

Ensemble runoff modeling driven by multi-source precipitation products over the Tibetan Plateau

Yibing Wang¹, Xianhong Xie^{1*}, Jiancheng Shi² & Bowen Zhu¹¹ State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;² National Space Science Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China* Corresponding author, E-mail: xianhong@bnu.edu.cn

Runoff on the Tibetan Plateau (TP) influences the water supply for billions of people in Asia. However, estimating runoff poses great challenges owing to a lack of meteorological and hydrological observations. Moreover, the glacier supplies a substantial proportion of the water for rivers downstream of the TP, but faces variability. This study attempts to characterize the temporal and spatial variations of precipitation, total runoff, and runoff contributors (rainfall runoff, snowmelt runoff, and glacier melt runoff) of the TP for the period 1984–2015.

To consider the glacier-runoff process and achieve a reliable runoff estimation, a land-surface hydrological model, i.e., a variable infiltration capacity (VIC) model, was improved by incorporating a glacier melting algorithm. Moreover, to reduce uncertainties from precipitation forcing, this study employed an ensemble hydrological modelling technique driven by eight precipitation products. These precipitation products, including six satellite-based and two ground-based observations, have been well evaluated and found to accurately capture the magnitude and frequency of precipitation events. The eight modeling realizations were evaluated with ground-based streamflow and evapotranspiration (ET) observations and compared with satellite ET products. The evaluation results demonstrated that the simulation realizations achieved acceptable performance for runoff and evapotranspiration. Therefore, the eight simulations can be used to identify the spatio-temporal variability of the runoff and runoff contributors over the TP. Based on the ensemble modeling, the main findings were: (1) During the past three decades, precipitation and runoff depth on the TP were approximately 423 and 212 mm/a, respectively, and both presented an increasing trend (~1.9 mm/a for precipitation and 0.9 mm/a for runoff). The Hexi, Qaidam, and Inner subregions showed lower values for runoff (<80 mm), and the watersheds in the southern TP (Salween, Mekong, and Brahmaputra) exhibited higher runoff values (>200 mm/a). (2) Rainfall, snowmelt, and glacier melt contributed 66%, 12%, and 22% of the total runoff, respectively. The contribution of snowmelt runoff in the eight subregions ranged from 10% to 17%, and the contribution of rainfall and glacier melt runoff presented large differences. The Hexi subregion showed the highest contribution of glacier melt runoff (~43%), while the source of the Yellow River watershed exhibited the highest contribution of rainfall runoff (~83%). (3) The snowmelt runoff exhibited slight changes of less than 0.1 mm/a during the study period, while the rainfall and glacier melt runoff showed a significant increasing trend of 0.7 mm/a for rainfall runoff and 1.1 mm/a for glacier melt runoff. More importantly, in the Nyainqentanglha Mountains, the rapid melting of glaciers dominated the runoff trend with a significant upward change (~7.8 mm/a). (4) Based on the multiple precipitation datasets, precipitation and runoff showed great uncertainties in TP, with a coefficient of variance (CV) of approximately 30%. In addition, western and southern TP faces high uncertainties (>50%) owing to insufficient precipitation product evaluation or model calibration.

This study benefited from considering the uncertainty of precipitation forcing and could reveal the contributions of rainfall, snowmelt, and glacier melt to runoff using ensemble runoff modeling. In addition, our work confirmed the rapid glacier melting phenomenon in the Nyainqentanglha Mountains, implying the potential threat of future water shortages in the surrounding areas. These findings and the modeling schemes from this study can provide references for water cycle research and present useful implications for hydrological assessment and water resource management in the TP and downstream regions. However, this study has limitations regarding glacier melting calculations and hydrologic model processing. Our efforts will continue to improve the accuracy of the water balance components associated with model input data and glacier melting calculations. In future research, more effective glacier melting calculation methods and accurate glacier maps should be coupled with models, which can be used in combination with remote sensing information such as vegetation parameters, shortwave radiation, and glacier and snow cover, to establish a high-resolution simulation framework for further reducing the uncertainty of water balance researches.

Tibetan Plateau, precipitation, runoff, glacier melting, uncertainty, fluctuationdoi: [10.1360/TB-2020-1557](https://doi.org/10.1360/TB-2020-1557)