

天山北坡呼图壁河流域积雪水文过程对气候变化的响应

秦艳^{1,2}, 赵求东³, 刘永强^{1,2}, 丁建丽^{1,2}

(1.新疆大学资源与环境科学学院智慧城市与环境建模普通高校重点实验室, 乌鲁木齐 830046;
2.新疆大学绿洲生态教育部重点实验室, 乌鲁木齐 830046; 3.中国科学院西北生态环境资源研究院, 兰州 730000)

摘要: 积雪是干旱区水资源的重要组成部分, 气候变暖引起的降水形态和积雪消融的改变势必会对流域径流过程及其组分变化产生重要的影响。选取天山北坡呼图壁河流域作为干旱区积雪补给典型流域, 利用站点气象数据及 IPCC CMIP5 气候情景数据, 驱动改进雨雪划分方案、融雪径流计算模块的 VIC 模型, 以观测径流和 MODIS 积雪面积数据进行模型多目标参数优化, 定量解析呼图壁河流域径流组成、变化特征及对气候变化的响应机理。结果表明: (1) 呼图壁河径流呈暖季集中的单峰型分布, 融雪径流、降雨径流和冰川径流分别占径流总量的 27.7%, 66.1%, 6.2%。1978—2010 年呼图壁流域在气温、降水量显著增加, 降雪量变化不大, 降雪占降水比例显著下降的背景下, 总径流和降雨径流显著增加, 融雪径流微弱增加。 (2) RCP4.5 情景下, 预估未来呼图壁河流域气温将显著升高, 降水缓慢增加, 而降雪明显减少; 流域总径流将缓慢增加, 其中降雨径流显著增加, 而融雪径流将显著减少; 径流年内分配亦将改变, 将表现为春季径流和峰值流量的下降, 枯水期流量增加, 融雪径流峰值前移。 (3) 春季融雪径流的占比最高, 其变化直接决定着总径流的丰枯变化; 预估未来融雪径流显著减少将导致 3—6 月灌溉期总径流减少, 在现有农业生产模式下将进一步加剧灌溉用水矛盾。

关键词: 呼图壁河流域; 水文过程; 气候变化

中图分类号: P333; P467

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2021)03-0190-10

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2021.03.027

Response of Snow Hydrological Processes to Climate Change in the Hutubi River Basin on the North Slope of Tianshan Mountains

QIN Yan^{1,2}, ZHAO Quidong³, LIU Yongqiang^{1,2}, DING Jianli^{1,2}

(1.Xinjiang Common University Key Lab of Smart City and Environmental Stimulation, College of Resources and Environment Sciences, Xinjiang University, Urumqi 830046; 2.Key Laboratory of Oasis Ecology, Ministry of Education, Xinjiang University, Urumqi 830046; 3.Northwest China Ecological Environment and Resource Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract: Snow is an important part of water resources in arid regions. Change of precipitation pattern and snow melting caused by climate warming are bound to have an important impact on the runoff process and its components. In this study, Hutubi river basin on the north slope of Tianshan mountains was selected as a typical watershed for snow replenishment in arid region. We used site meteorological observation data and IPCC CMIP5 climate scenario data to drive the improved VIC model of rain and snow partition scheme and snowmelt runoff calculation module, and used observed runoff and MODIS snow cover area data to optimize the model's multi-objective parameters. Then the runoff components, runoff variation characteristics and response mechanism of streamflow to climate change were quantitatively analyzed in Hutubi river basin. The results showed that: (1) The runoff process of the Hutubi river showed a concentrated unimodal distribution in the warm season. Snowmelt runoff, rainfall runoff and glacier runoff accounted for 27.7%, 66.1% and 6.2% of the total runoff, respectively. From 1978 to 2010, under the background of significant increase in temperature and precipitation, little change in snowfall amount, and significant decrease in snowfall proportion, the total runoff and rainfall runoff increased significantly, while snowmelt runoff increased slightly. (2)

收稿日期: 2020-12-23

资助项目: 国家重点研发计划项目(2019YFC1510505); 国家自然科学基金项目(41771470, 41871059); 新疆大学博士启动基金项目; 冰冻圈科学国家重点实验室开放基金项目(SKLCOS-OP-2020-7)

第一作者: 秦艳(1985—), 女, 实验师, 博士, 主要从事干旱区积雪水资源研究。E-mail: qinyan0215@163.com

通信作者: 丁建丽(1974—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事干旱区资源环境遥感研究。E-mail: watarid@xju.edu.cn

Under the RCP4.5 climate scenario, it predicts that the temperature in the Hutubi River Basin will increase significantly in the future, precipitation will increase slowly, and snowfall will decrease significantly. Affected by climate change, the total runoff of the basin will increase slowly, in which rainfall runoff will increase significantly, and snowmelt runoff will decrease significantly. The annual distribution of runoff will also change in the future, which will show the decrease of spring runoff amount and peak value, the increase of runoff in dry season and the advance of snowmelt runoff peak. (3) In spring, the proportion of snowmelt runoff is the highest, and its change directly determines the change of total runoff. It estimates that a significant reduction in snowmelt runoff in the future will result in a decrease in total runoff during the irrigation period from March to June, which will further aggravate the contradiction of agricultural irrigation water under the existing agricultural mode.

Keywords: Hutubi river basin; hydrological processes; climate change

积雪是北半球中高纬度和高海拔山区极其重要的水资源,同时也是最容易受到气候变化影响的环境因子。随着全球变暖的加剧,对温度响应敏感的积雪水文过程已成为气候变化影响最为直接和深刻的水文系统之一^[1]。大量以降雪、积雪、融雪变化^[2-3]、气候变化对冰雪水资源过程、转化与未来趋势的影响等^[4-5]主题的研究在全球各地广泛开展。

天山北部是我国三大积雪区之一,山区固态降水在总降水中的比例高。丰富的冰雪覆盖区是我国西北内陆干旱区乃至整个中亚极端干旱区主要河流的发源地,天山也因此被誉为“中亚水塔”和“固体水库”^[3]。过去半个世纪,响应于全球变暖的大背景,天山山区气温显著升高(速率为 $0.39\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$)^[6],明显高于全球和我国平均升温速率,已成为对全球气候变化响应最敏感的地区之一^[7]。过去 50 多年来,尽管天山山区降水量增加,降雪量和积雪深度随之增加^[3,8],但气温持续升高已引起降雪比例开始下降^[4,9]、积雪期减少等^[10]变化。据 IPCC AR5^[1] 预估结果,21 世纪全球变暖仍将持续,升温可能达到 $1.5\sim 4.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。因气候变暖引起的降水形态和积雪消融的改变势必会对流域径流过程及其组分变化产生重要的影响。这将对融雪径流补给率高且以出山径流为唯一水源的下游干旱区绿洲—荒漠生态系统带来极大的影响^[4]。受限于降水形态数据、积雪和水文资料的匮乏,当前对天山积雪水文过程及对气候变化响应方面的研究基础薄弱。开展气候变化背景下,天山典型流域积雪水文特征变化及其对流域径流过程及其组分变化的影响研究势在必行。

目前,气候变化对水文过程的影响研究主要采用数理统计法和水文模型法。由于数理统计方法无法反映各水文要素间的物理联系,不能定量揭示流域径流组分变化的原因。以水文模型模拟流域尺度的水文过程成为水资源研究的重要手段。对未来气候变化条件下水文过程响应研究常通过陆—气模型耦合,以 GCM 或 RCM 气候模式情景数据驱动水文模型来实现^[11]。气候情景和水文模型的选择至关重要,需结合研究流域选择

适宜的模型。对于西北干旱区内陆河流域,冷季基本被积雪覆盖,且广泛发育着多年或季节性冻土,具备积雪和冻土的水热耦合模拟功能的水文模型是研究这些区域积雪水文过程的前提。现有水文模型中从简单的度日因子算法的 HBV、PRSM、SRM 等集总式水文模型,到相对复杂的具有物理机制的能量平衡融雪算法 DHSVM、DWHC、WEB—DHM、CLM、VIC 等,对积雪消融过程都有着不同程度的刻画。基于能量平衡的水文模型也大多考虑了冻土的影响,但模型在降水形态划分和融雪径流分割方面缺乏精细描述。为此,已有研究^[12]以春季融雪期径流来反映融雪径流变化。随着气候变暖加剧,降水形态和融雪期可能发生改变,融雪径流的不确定性增加。在径流分割的基础上开展气候变化条件下融雪径流的变化特征及其对总径流的影响研究,对科学认识积雪水文过程对气候变化的响应规律具有十分重要的意义。

本文选取天山北坡呼图壁河流域作为干旱区典型流域,利用站点观测气象、水文数据及 IPCC CMIP5 气候情景数据,驱动改进后的 VIC 模型,模拟过去和未来呼图壁河流域气象、水文要素的变化,定量解析流域径流组成、变化特征及对气候变化的响应机理。该研究可为当地水资源管理及其应对气候变化决策提供科学参考。

1 研究区概况

选择发源于天山北坡中段的呼图壁河流域作为试验流域,该流域以降雨径流和融雪径流补给为主,融雪洪水发生频繁,冰川补给率低^[13],流域完整且特征明显。其下游供给区的县域发展规模和农业经济均处于全疆前列,处于天山北坡经济带中心位置。该流域在一定程度上代表了天山降雨融雪混合补给型河流的总体特征。

本研究流域范围主要指石门水文站以上控制集水区域,面积 $1\ 840\text{ km}^2$,河道长 88 km ,平均高程 $3\ 002\text{ m}$,河道降比 23.13% 。石门水文站多年平均气温 $6.2\text{ }^{\circ}\text{C}$,年均降水量 491 mm ,降水主要集中在 5—

9 月,占全年降水量的 68.6%。流域年径流量约为 4.7 亿 m³,径流年际变化不大,C_v 值仅为 0.13,但年内变化较大。河源源峰位于流域西南与玛纳斯河流域交界处,海拔约 5 292 m。流域冷季以降雪为主,丰

富的山区积雪是径流的重要补给来源。流域 3 400 m 以上为冰川和永久积雪区,面积约为 72.07 km²,占流域面积的 3.9%,在天山北坡属于低冰川覆盖率河流。流域示意图见图 1。

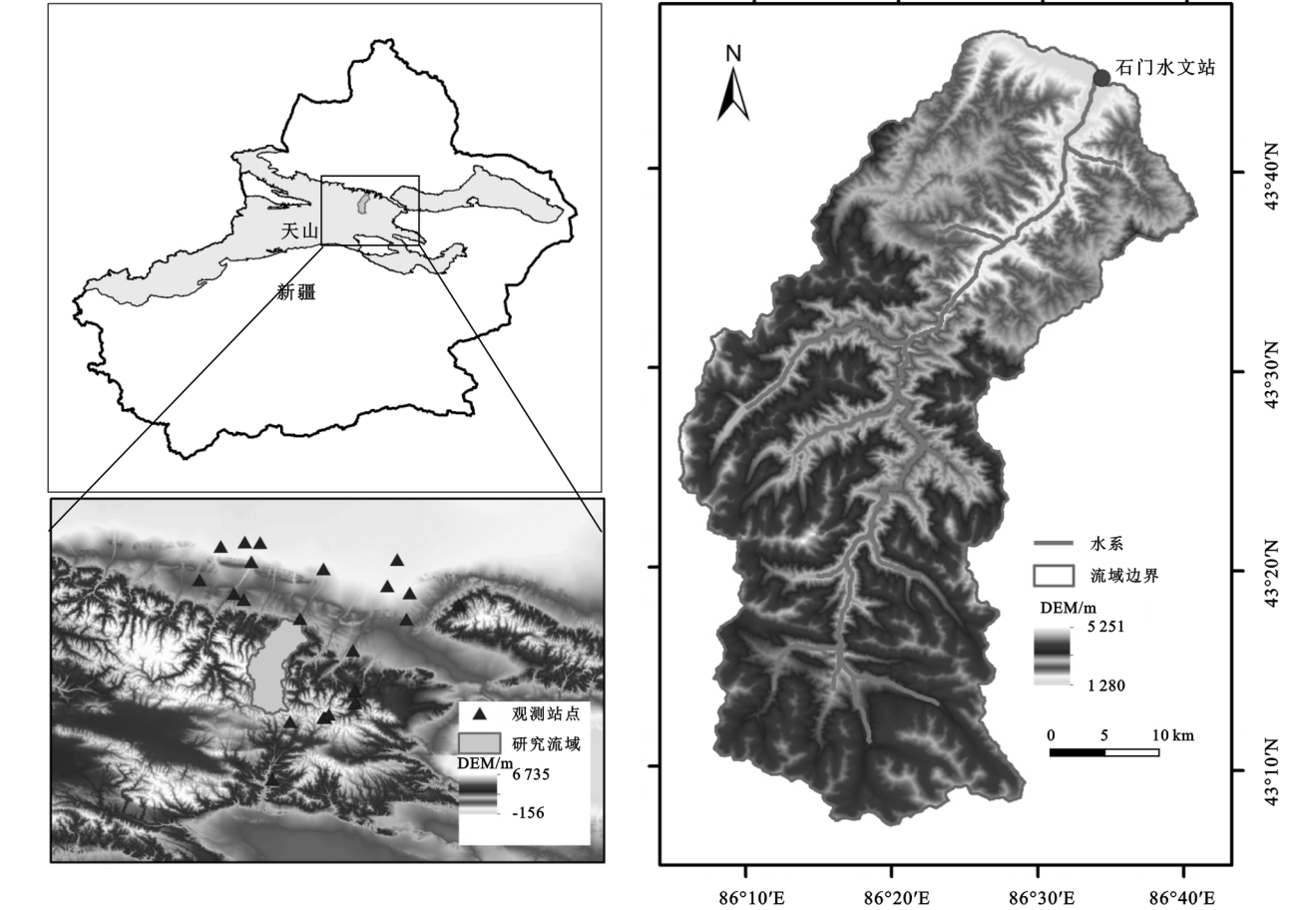


图 1 呼图壁河流域位置

2 数据与方法

2.1 VIC 模型及改进

研究选取 VIC(variable infiltration capacity)模型作为模拟呼图壁河水文过程的基础模型。VIC 模型是基于 SVATS (soil vegetation atmospheric transfer schemes)思想的大尺度分布式水文模型,该模型具有强大的物理基础,能够考虑陆—气间水分和能量收支过程,在格网内部考虑了土壤和降水不均匀性。此外,模型对积雪消融和土壤冻融过程描述细致,其网格化的大尺度特征便于与气候模式进行耦合,使得该模型在寒区流域的水文过程模拟和气候变化影响评估中优势明显,取得了理想的应用效果^[14]。为进一步提高研究流域融雪径流模拟精度,在原有 VIC 模型基础上对其降水形态划分和融雪径流计算模块进行改进。

2.1.1 改进模型雨、雪分离方案 原 VIC 模型中与其他大多数水文模型类似,采用双临界气温法对固、液态降水进行划分。然而,由于山区地形起伏大,气

候复杂,仅以固定气温阈值的划分方法普适性很难保证^[15]。为此,本文采用 Ding 等^[16]根据全国站点的降水观测数据建立的包含湿球温度、气压、湿度及海拔等多要素降水类型判别方案,改进了 VIC 模型降雪判别算法。其中,降雪量 P_s 的主要计算公式为:

$$P_s = \begin{cases} 1 & T_w \leq T_{\min} \\ P * \frac{1}{1 + \exp(\frac{T_w - T_0}{\Delta S})} & T_{\min} < T_w < T_{\max} \\ 0 & T_w \geq T_{\max} \end{cases} \quad (1)$$

式中: P 为日降水量(mm); T_w 为日平均湿球温度(℃),由日平均气温、相对湿度及气压计算获得; $T_{\min}$ 、 $T_{\max}$ 分别为降雪和雨夹雪、雨夹雪和降雨概率相等时对应的临界湿球温度(℃),可概括为高程、相对湿度和平均气压的经验函数。 T_0 和 ΔS 是由相对湿度和高程计算的经验参数,具体算法见文献^[16]。该方法充分结合站点逐日综合气象条件和地形特点

判断降水类型,已在我国不同地区的降水形态判识研究中得到较好的应用效果^[7,17]。

为验证研究流域改进前后的降水形态判识效果,选取距离呼图壁河流域最近的低海拔站点呼图壁站(552 m)和高海拔站天山大西沟站(3 544 m),用站点观测的 1960—1979 年标注降水类型,对比多参数判识方案与原 VIC 模型中双临界气温法降水类型判识结果。由图 2 可知,呼图壁站与天山大西沟站降水类

型构成显著不同。降雪、雨夹雪和降雨发生时的气温范围存在交叉,并非双临界气温法判断的某一阈值下特定类型的理想情况。改进后的呼图壁站和天山大西沟站降雪判识精度分别为 95.21%和 80.92%,均高于原 VIC 模型中-2~2℃固定阈值判识降水类型精度 92.27%和 53.75%,尤其在高山区精度提升明显。多参数降水类型判识方案与实际情况相符,满足高寒山区的固液态降水分离要求。

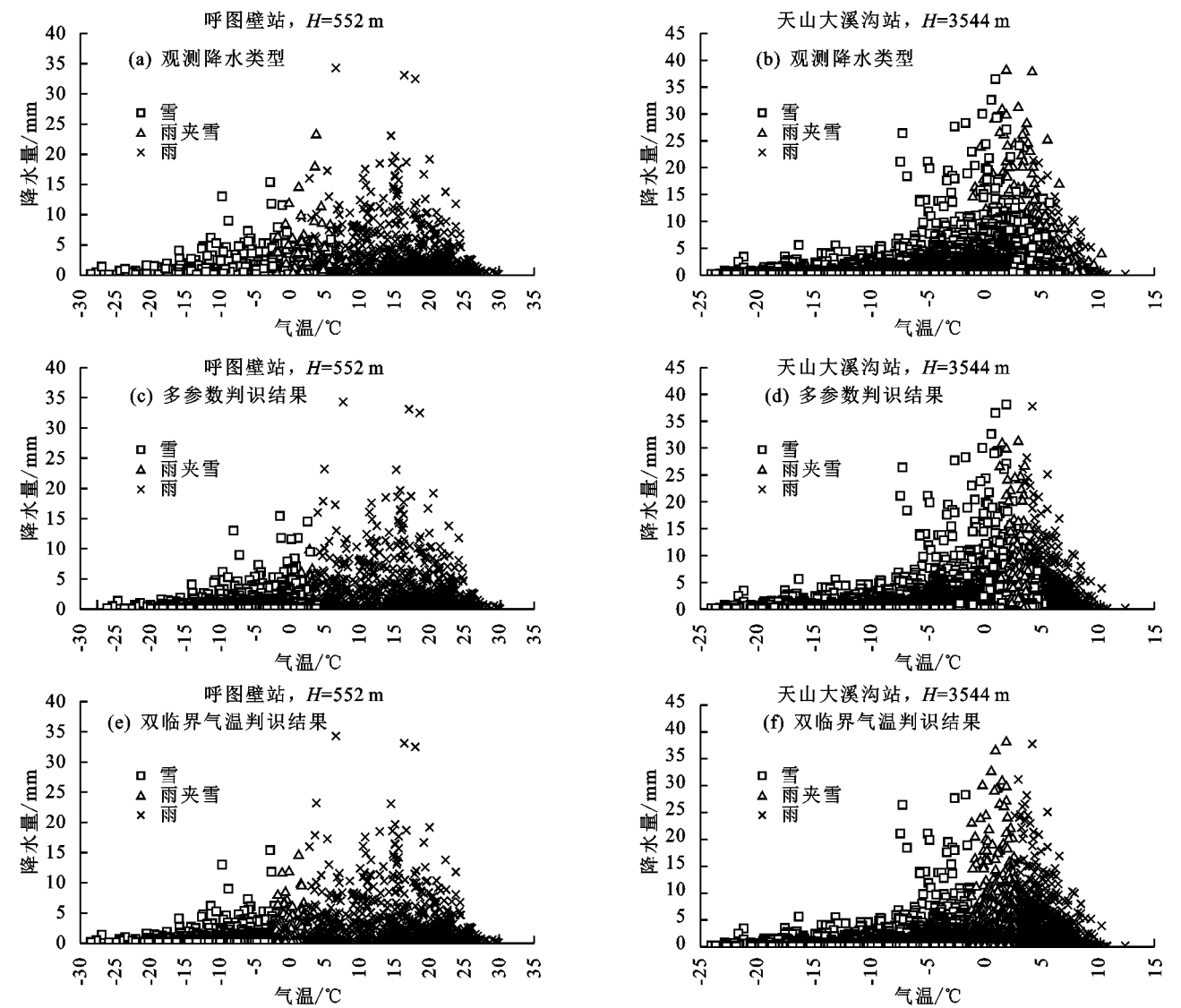


图 2 呼图壁站和天山大西沟站 2 种降水类型判识结果对比

2.1.2 增补融雪径流计算模块 由于原 VIC 模型仅对流域出山口总径流进行汇总,无法直接计算融雪径流量。为此,本文在原模型的基础上增加了融雪径流的计算模块。按照国际通用定义方法^[18],融雪径流指非冰川区积雪融化后形成的径流量,包括地表融雪径流部分和基流融雪径流部分的总和。根据定义,融雪径流 R_{snow} 可以表达为:

$$R_{\text{snow}} = R_{\text{surf}_s} + B_{\text{snow}} \tag{2}$$

式中: R_{surf_s} 为融雪水中直接形成地面径流部分,该变量在 VIC 模型中的通量输出文件中直接提供; B_{snow}

为基流中源于融雪水的部分,需根据模型输出的已知变量计算得到。以时段 t 为例,当积雪消融水量满足雪层最大持水能力后出流的水量为该时段融雪水出流量 M_t ,可从原模型输出文件中直接读取。融雪水出流量一部分形成地表融雪径流 $R_{\text{surf}_s,t}$,余下部分则渗入土壤,记为融雪水下渗量 $I_{\text{snow},t}$ 。即:

$$I_{\text{snow},t} = M_t - R_{\text{surf}_s,t} \tag{3}$$

假设进入和流出土壤层的水分具有相同的成分,并将 3 层土壤看做 1 个整体单元,即基流中源于融雪水的部分 B_{snow} 占总基流 B_t 的比例、土壤中融雪水蒸

发损失量 E_{snow} 与土壤含水量总蒸发损失 E_t 之比均与土壤中融雪水占总土壤水分比重相等。结合 VIC 模型中已有的输出变量:包括 t 时段的总径流量 R_t 、基流 B_t 、蒸发量 E_t 、土壤层 layer0、layer1、layer2 各层含水量 $SM_{0,t}$ 、 $SM_{1,t}$ 、 $SM_{2,t}$,由此可计算基流和蒸发中源自融雪水部分水量:

$$B_{\text{snow},t} = B_t \times SM_{m,t} / (SM_{0,t} + SM_{1,t} + SM_{2,t}) \quad (4)$$

$$E_{\text{snow},t} = E_t \times SM_{m,t} / (SM_{0,t} + SM_{1,t} + SM_{2,t}) \quad (5)$$

按照水量平衡原理, $t+1$ 时段土壤水分中融雪水量 $SM_{m,t+1}$ 计算公式为:

$$SM_{m,t+1} = SM_{m,t} + I_{\text{snow},t} - B_{\text{snow},t} - E_{\text{snow},t} \quad (6)$$

联立公式(2)~(6),设定初始时刻土壤层的融雪水量 $SM_{m,t}$ 为 0,经过迭代运算,可计算得到每个积分步长的基流融水量 $B_{\text{snow},t}$ 。呼图壁河流域 VIC 计算时间步长为 3 h,设定融雪径流量以日尺度输出,为降低因初始状态未知带来的误差,模型预热期设定时间较长,为 1961—1977 年。最后按照 VIC 汇流方案,对逐网格的地表融雪径流 $R_{\text{surf},s}$ 和基流融雪径流 B_{snow} 进行逐网格汇流演算,得到出口处融雪径流量 R_{snow} 。

2.2 数据来源

2.2.1 气象驱动数据 VIC 模型的运行需要准备研究时段的气象驱动数据,包括降水量 P 、最高气温 T_{max} 、最低气温 T_{min} 、日平均风速 wind 。其他辐射变量或气象指标可由模型自带的参数化方案计算得到。根据研究需要,确定呼图壁河流域研究时段包括历史期(1961—2010 年)和未来期(2011—2100 年)。

(1)历史期气象格网驱动数据。对历史期降水量格网驱动数据的构建参照国家信息中心日降水格点生成方法,收集到流域周边 22 个站点观测数据(图 1),采用基于降水气候背景场的插值方法,插值得到呼图壁流域日降水格点数据,详细原理和步骤可参考文献[19]。在历史期最高气温、最低气温的插值方法上选用考虑高程效应的梯度距离反比方法,将逐日气温观测站数据插值到流域模拟格网上。因风速没有明显海拔梯度关系且对径流模拟的影响较小,其格点化数据构建采用反距离权重插值方法实现。上述变量插值时,自动搜索待插格点周围站点数据,若格网内站点数目过少(<3),则扩大搜索范围,直至满足插值站点数目要求。

(2)未来期气象格网驱动数据。在呼图壁河流域气候模式选取时,通过分析各模式历史观测期(1961—2005 年)多年平均月降水的分布特征,从 30 个 CMIP5 模式中选取符合区域降水分布特征的 5 个 GCMs 模式,具体包括:MIROC—ESM—CHEM、

MIROC—ESM、CNRM—CM5、GISS—E2—R、MRI—CGCM3。输出 RCP4.5 排放情景下呼图壁流域所在格网的日最高气温、最低气温、平均风速在历史试验期(1961—2005 年)与预估期(2006—2100 年)数据。

由于 GCMs 模式结果分辨率较粗,需经过降尺度处理。本文选用分位数映射偏差校正(bias-correction with quantile delta mapping, QDM)统计降尺度方法^[20]对 GCMs 模式的输出数据进行降尺度,该方法通过对变量的气候模式输出数据与观测数据的累计概率分布函数建立函数关系,将这种函数关系经逆变换应用至未来预估数据的累计概率分布函数中,从而得到未来气候变量的统计降尺度结果。暨保留了模型映射分位数的相对变化,又纠正了模型序列分位数中相对于观测值的系统偏差,能够最大限度保留原 GCMs 模式中未来降水变化的趋势信息,详细算法见文献[20]。

2.2.2 其他数据 呼图壁流域的水文数据采用石门水文站 1978—2010 年日径流观测数据;相应时期的冰川径流数据来源于中国科学院西北生态环境资源研究院“寒区流域水文过程综合模拟与预估研究”课题团队基于冰川物质平衡和冰川动力学原理,利用 2 次冰川编目数据,在 VIC 模型中耦合冰川模块模拟得到,相关信息见文献[13]。以上数据主要用于水文模型的径流模拟及验证。其次,文中用于 VIC 模型模拟积雪面积的检验用到了 MODIS 8 d 合成的积雪产品 MOD10A2 数据,经 MRT 转换、裁剪等预处理后得到呼图壁河流域 2000—2010 年积雪覆盖率信息。此外,VIC 模型的运行还需要流域的土壤、植被、地形数据。其中,土壤数据采用 FAO(Food and Agriculture Organization)全球土壤数据库,空间分辨率为 $5'$,包括土壤质地、饱和传导度、田间持水量、凋萎含水量等。植被类型数据来源于美国马里兰大学发布的 UMD 1 km 全球土地覆盖数据集。ASTER GDEM V2 高程数据用于流域信息的提取和模型中与地形相关数据的获取依据。上述数据均以研究流域边界进行裁剪,并重采样至模型模拟格网,为流域水文模拟提供参数文件支持。

2.3 模型参数率定与检验

为保障不同组份径流模拟的可靠性,减少因“易参同效”等问题造成的不确定性^[21],采用水文站观测径流数据辅以积雪面积数据开展模型多目标参数化校正和检验。校正时按照分布校正方法完成,首先按模型官网推荐参数取值确定初始参数;利用 2001—2010 年 MODIS 积雪产品提取的积雪面积,以此为“真值”,与 VIC 模型模拟输出的积雪面积做对比,对

冷季降水修正因子和模型中积雪相关参数进行率定。在积雪参数校正完毕后,利用观测径流对模型土壤参数进行精细化校正。需要说明的是,考虑到呼图壁河流域冰川覆盖率较低,研究仅针对降水径流展开讨论。为尽可能消除冰川对融雪径流模拟的影响,在模型率定时以扣除冰川径流的流域出山口观测径流作为真值验证 VIC 模型模拟径流精度。后文中除特别说明外,所指的流域总径流均为不考虑冰川径流的流域总径流。选取 Nash 效率系数(NSE)、相对误差 Er 、确定性系数 R^2 来评价径流的模拟效果。具体计算公式为:

$$NSE=1-\frac{\sum_{i=1}^n(R_{obs}-R_{mod})^2}{\sum_{i=1}^n(R_{obs}-\overline{R_{obs}})^2} \quad (-\infty<NSE<1)$$

(7)

$$Er=100\times\frac{\sum_{i=1}^nR_{obs,i}-\sum_{i=1}^nR_{mod,i}}{\sum_{i=1}^nR_{obs,i}}$$

(8)

$$R^2=\frac{(\sum_{i=1}^n(R_{obs,i}-\overline{R_{obs}})\times(R_{sim,i}-\overline{R_{sim}}))^2}{\sum_{i=1}^n(R_{obs,i}-\overline{R_{obs}})^2\times\sum_{i=1}^n(R_{sim,i}-\overline{R_{sim}})^2}$$

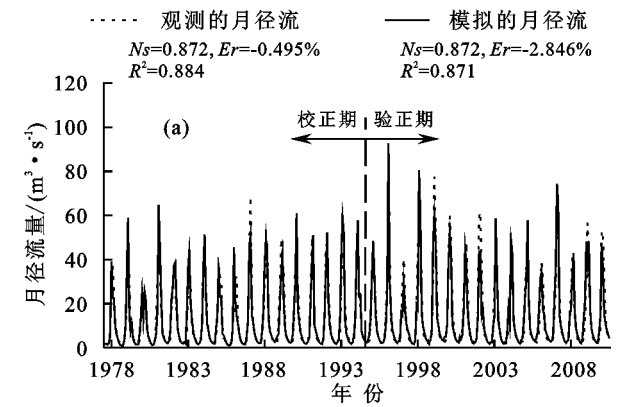
(9)

式中: R_{obs} 、 $\overline{R_{obs}}$ 分别为月径流的观测值和观测序列平均值(m^3/s); R_{mod} 为径流量的模拟值; n 为数据个数。

3 结果与分析

3.1 模型的校正效果分析

VIC 模型在呼图壁河流域的月径流模拟和观测



径流过程对比结果见图 3a。从图 3a 可以看出,参数优化后的模型率定期(1978—1995 年)和验证期(1996—2010 年)的月径流量模拟结果与观测径流吻合度较高。校正期和验证期的月径流模拟 Nash 效率系数(NSE)均高于 0.86;确定性系数(R^2)分别为 0.88,0.87,且相对误差均不到 3%。总体来看,无论是率定期还是验证期,模拟的月径流均能较好地反映呼图壁河流域总径流年际变化和季节变化特征。经参数优化后的 VIC 模型对研究流域的模拟结果较为理想,可用于流域水文预估和气候变化响应的定量研究。

图 3b 为 MODIS 提取的积雪面积与 VIC 模型模拟积雪面积对比结果。从图 3b 可以看出,率定后的模型模拟值与 MODIS 提取的积雪覆盖率 SCP 拟合效果较好,其中校正期 Nash 效率系数 NSE 值为 0.43, R^2 为 0.71,相对偏差为 14.9%;验证期 NSE 值为 0.41, R^2 为 0.69,相对偏差为 13.3%。积雪面积覆盖率模拟结果能够客观地反映积雪面积变化特征。但同时也看到,模拟 SCP 值比 MODIS 提取的 SCP 值高值略偏大,低值略偏小。以季节统计,冬季(12 月至翌年 1 月)模拟值较 MODIS 积雪覆盖比例偏高 16.09%,夏季偏低 2.61%,偏差不大,在允许误差范围。类似的现象在其他流域^[22]也有发现。这可能与积雪遥感数据本身会受云和阴影的影响以及对薄雪监测误差大有关;此外,VIC 模型模拟过程中的不确定因素,风吹雪、雪崩等重分布影响也会造成积雪面积模拟值与遥感观测积雪面积的偏差。

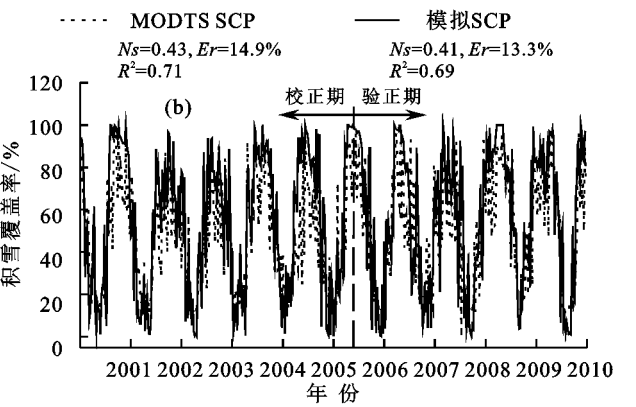


图 3 呼图壁河流域径流、积雪覆盖率模拟值和观测值对比

3.2 径流组成及其对气候变化的响应

以历史期空间气象数据驱动改进后 VIC 模型,模拟 1978—2010 年呼图壁河流域水文过程,统计该时段多年平均月降水、径流过程及其组成。由图 4 可知,流域多年平均降水量为 525 mm,年内分布呈单峰型,降水峰值出现在 7 月,其中暖季(5—9 月)降水占全年降水量的 88.19%。流域多年平均降雪量为 209 mm,降雪峰值出现在 6 月,4—7 月降雪占总降

雪的 76.3%。径流年内分配特征与降水相似,各径流组分也表现为暖季集中的单峰型分布特点。若叠加冰川径流贡献,呼图壁河流域多年平均总径流量为 4.76 亿 m^3 ,5—9 月径流量占全年的 85.6%。降雨径流占比最大,达 66.1%,融雪径流占 27.7%,冰川径流占 6.2%。从各径流组成分布特征来看,虽均为单峰型,但峰值出现时间有所不同。降雨径流最大值出现在 7 月,连续最大 3 个月(6—8 月)径流量占全年的

69.24%。融雪径流峰值出现在 6 月,连续最大 3 个月径流量占融雪径流量的 60.5%。

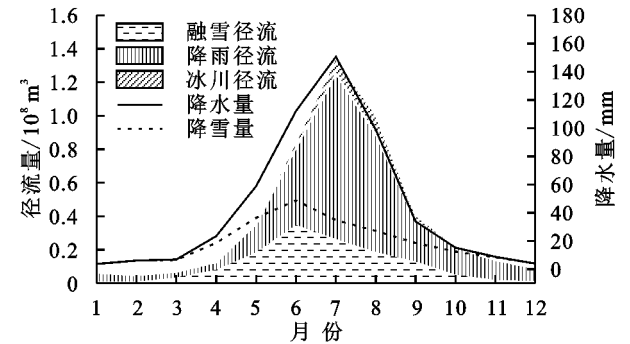


图 4 呼图壁河流域降水量、降雪量、径流组分年内变化过程

从图 5 可以看出,过去 33 年,呼图壁河流域年均气温呈显著上升趋势($p<0.01$),升温速率达 $0.31\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,平均增加了 $1.02\text{ }^{\circ}\text{C}$,与天山山区平均升温速率^[6]接近。呼图壁河流域降水量也呈明显增加趋势($p<0.05$),增湿速率为 $28.3\text{ mm}/10\text{ a}$ 。从不同形

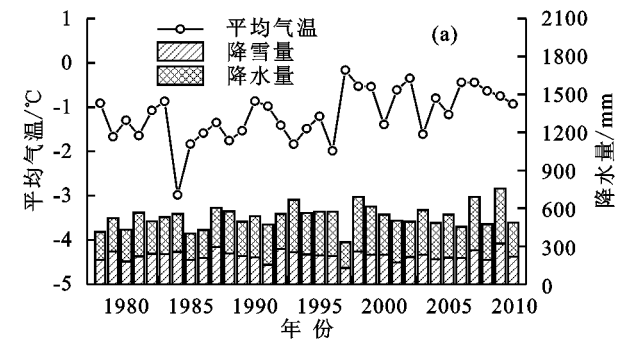
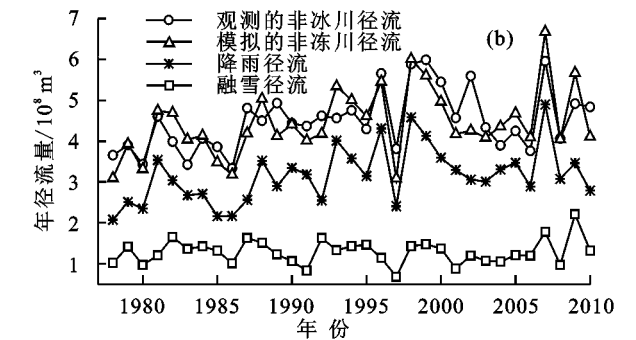


图 5 1978—2010 年呼图壁河流域气温、降水量及径流年际变化特征

3.3 未来气候和水文要素变化预估

图 6 为呼图壁河流域 5 个 GCMs 模式降尺度后集合平均得到的未来气温、降水和径流变化情况。由图 6 可知,在 RCP4.5 排放情景下,流域年平均气温将明显增加,尤其是 2070s 之前升温更为显著。相比较基准期(1980—2010 年),到 21 世纪中期(2041—2070 年)和末期(2071—2100 年)年平均气温分别增加 $2.02, 2.56\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。未来降水量也将呈增加趋势,但趋势不显著。21 世纪中期和末期年降水量相较基准期增加 8.5% 和 14.4% 。未来时段尽管总降水有所增加,升温使得更多的降雪向降雨转变,降雪量将呈现明显的减少趋势。预估到 21 世纪中期和末期降雪量分别较基准期减少 37.6% 和 73.8% 。未来在显著升温缓慢增湿背景下,呼图壁河流域总径流将呈现出缓慢增加趋势,但主要表现为 2040s 之后的径流量增加。到 21 世纪中期(2041—2070 年)预估流域总径流相较基准期(1981—2010 年)仅增加 0.69% ,而 21 世纪最后 30 年总径流较基准期增加 7.14% 。由于降雪量的显著减少,未来融雪径流量将明显减少,尤其

态降水来看,降雨量以 $26.7\text{ mm}/10\text{ a}$ 的速率持续增加($p<0.01$),降雪量的变化总体平稳,平均倾向率为 $1.6\text{ mm}/10\text{ a}$,未达到显著水平($p=0.79$)。降水量的增加主要是由于降雨量的增加所致。受不同形态降水的影响,各组分径流也表现为不同的年际变化趋势。图 5b 为呼图壁河流域 1978—2010 年流域总径流、融雪径流、降雨径流的年际变化情况。过去 33 年,呼图壁河流域总径流以 $0.034\text{ 亿 m}^3/\text{a}$ 的速率显著增加($p<0.01$)。其中,1986 年径流量最小,为 3.34 亿 m^3 ;1999 年达到最大,达到 5.99 亿 m^3 。因降雨径流的占比较大,其年际变化与总径流的变化趋势相似,以 $0.032\text{ 亿 m}^3/\text{a}$ 速率显著增加($p<0.01$)。在升温增湿背景下,融雪径流并无明显变化($p=0.68$),变化率仅为 $0.002\text{ 亿 m}^3/\text{a}$ 。在研究时段末期 2007 年和 2009 年气温和降雪都明显高于往年,这种暖湿气象组合条件下,融雪径流与总径流出现 2 次极大值,使得总体表现略微增加趋势。



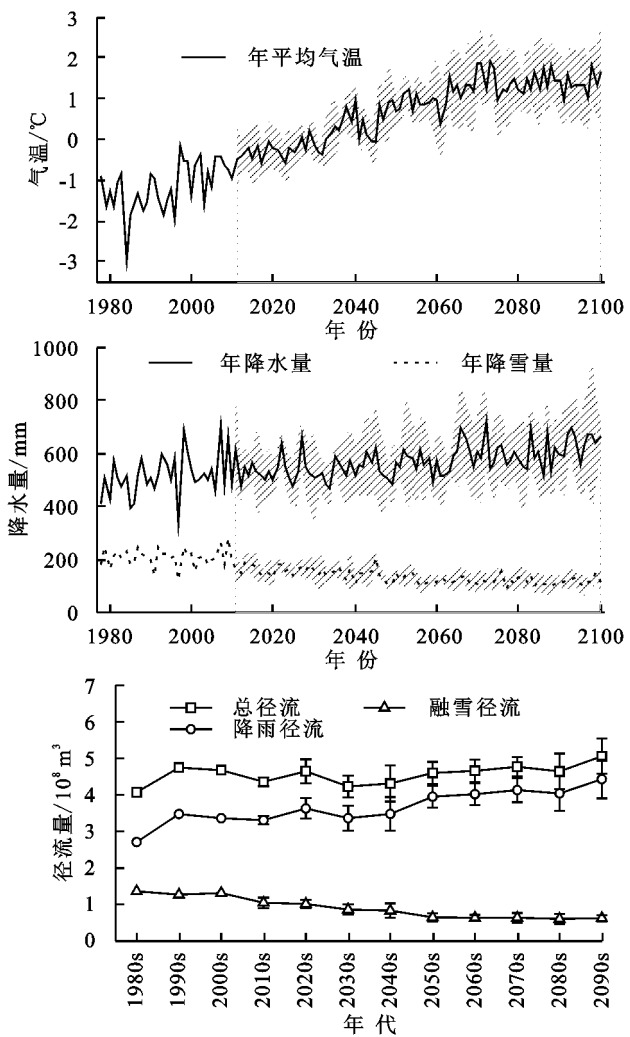
在 2050s 前减少显著,到 21 世纪中期和末期较基准期将分别减少 46.7% 和 53.0% 。在显著升温 and 缓慢增湿情景下,因降雪比例降低,降雨量增加,预估未来降雨径流量将明显增加,到 21 世纪中期和远期 2 个时段降雨径流分别较基准期增加 20.3% 和 32.1% 。尽管融雪径流大幅减少,但呼图壁河流域融雪径流贡献率较降雨径流低,降雨径流的显著增加掩盖了因融雪径流显著减少的损失;总径流与降雨径流未来波动特征相似,其变化主要受降雨径流的影响。

进一步分析未来气候变化对径流年内分配的影响,统计未来 2 个时段降水和径流年内预估变化情况(图 7)。结果表明,相比基准期,到 21 世纪中期(2041—2070 年),呼图壁河流域降水量年内分配变化不大,总体略有增加,主要表现为 6—10 月降水量增加。受显著升温影响,预估该时段平均降雪量减少显著,主要以 4—8 月减少为主;其次,降雪峰值出现时间由 6 月提前至 5 月。随着预估时段延长,到 2071—2100 年,这种变化趋势进一步加剧。降水量仍将增加,且以夏季增加为主。预估平均降雪量将明

显减少,其中 5—8 月减少最为显著。降雪量峰值时间进一步提前,相较 21 世纪中期,5 月的峰值特征更为突显。从径流年内预估结果来看,到 21 世纪中期,呼图壁河流域未来总径流变化不大,但融雪径流明显减少,春季径流和峰值流量将下降,枯水期(9 月至翌年 2 月)径流量将增加,整个径流期拉长,融雪径流过程前移。随着气候持续变暖增湿,到 2071—2100 年时段,这种趋势进一步加强,融雪径流的比重较前一时段将继续减少,以 5—8 月减少最为突出,融雪径流峰值时间提前至 5 月。年内分布曲线将呈现一定的右偏,径流年内分配将趋于不均匀。

3.4 融雪径流在春季水文过程中的作用

因积雪在冷季存储至春季升温融化的蓄水调节作用,使得融雪径流对春季水文过程影响显著。图 8 为呼图壁河流域各径流组成的多年平均月补给率。由图 8 可知,春季融雪径流补给率最高,平均贡献率为 52.4%,其他季节以降雨径流为主,冰川径流仅在夏季有一定的贡献,融雪径流是流域春季最主要的补给来源。从 1978—2010 年呼图壁河流域春季融雪径流贡献率的年际变化来看,春季融雪径流贡献率变化总体较为平稳,在 40%~70% 波动。分段来看,2003 年之前,春季径流贡献率波动不大,2003 年之后则表现为较快的上升趋势,其中在 2009 年补给率高达 76.8%。结合这一时期的气象要素(图 5)来看,冷季降水的显著增加与春季气温迅速回暖,使得积雪较短时间融化形成较大的融雪径流,尤其是 2009 年的春季径流量异常偏大,与 2009 年 3 月中旬北疆大部分区域发生融雪性洪水的报道^[23]一致。



注:实线为 5 个模式模拟结果的平均值,灰色部分为 5 个模式模拟结果的范围。下同。

图 6 RCP4.5 气候情景下呼图壁河流域气温、降水量及径流量的未来变化预估

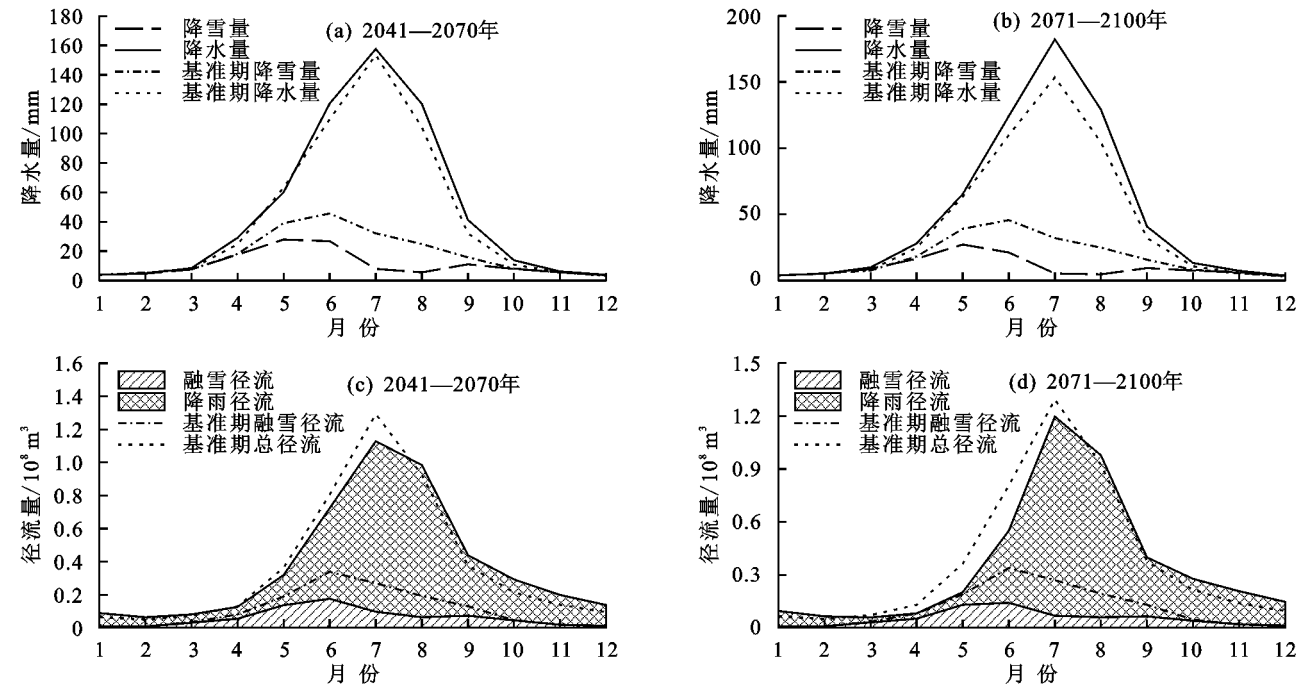


图 7 RCP4.5 气候情景下呼图壁河流域 21 世纪中期和末期的降水及径流年内分配情况

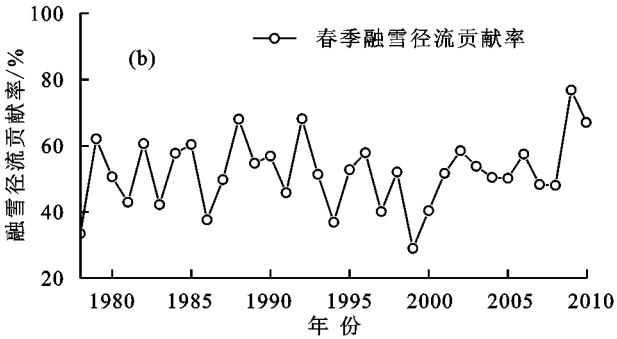
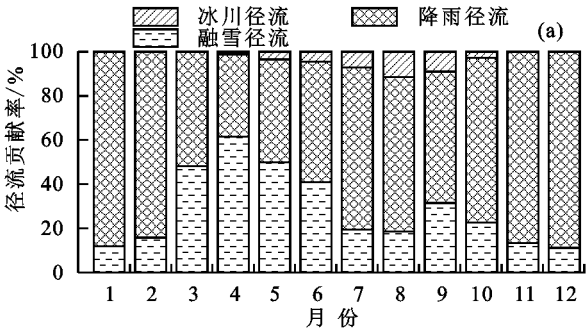


图 8 呼图壁河流域径流贡献率年内及年际变化

图 9 为未来融雪期(3—6 月)总径流、融雪径流和降雨径流的预估结果。由图 9 可知,未来融雪期的总径流、融雪径流都将显著减少,而降雨径流将显著增加。不同于年总径流随降雨径流的同步增加趋势,3—6 月的总径流量以融雪径流补给为主,其年际变化趋势及波动特征均受控于融雪径流。从相对变化来看,预估到 21 世纪中期(2041—2070 年)和远期(2071—2100 年),3—6 月总径流、融雪径流和降雨径流分别较基准期减少 10.0%,40.8%,−17.4%和 10.8%,47.1%,−21.3%。

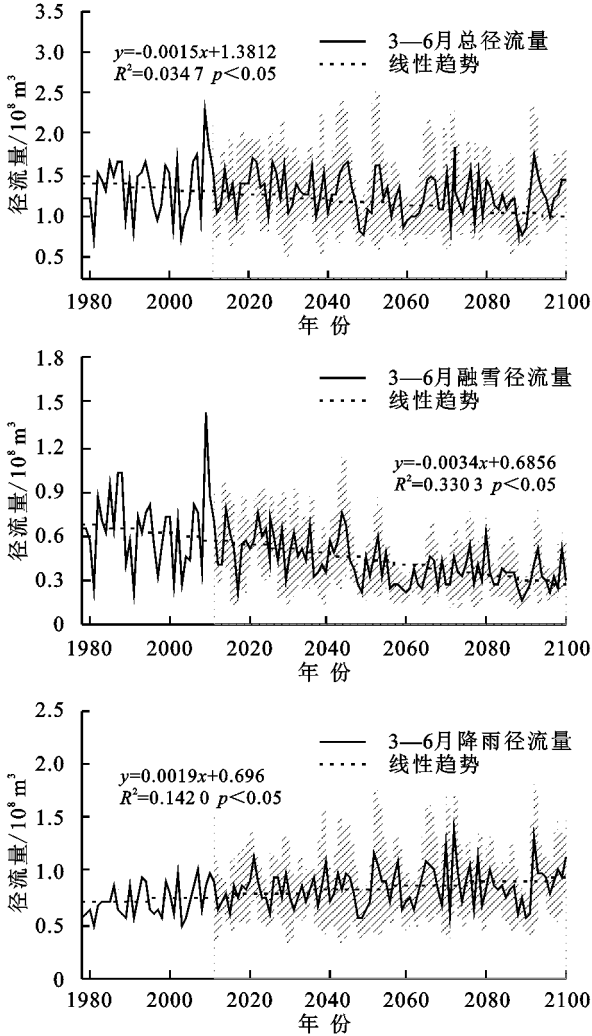


图 9 RCP4.5 气候情景下呼图壁河流域融雪期各径流组分的未来变化预估

干旱区绿洲农业灌溉用水期与融雪径流的时间(3—6 月)同步,决定了农业灌溉将高度依赖融雪期径流变化。未来降雨径流的增加可能无法补偿因融雪径流的减少对春季灌溉用水需求的亏缺。未来升温增湿背景下,融雪径流减少导致 3—6 月总径流减少将对下游绿洲区灌溉期用水矛盾带来更大的压力,这与 Qin 等^[24]考虑农业灌溉用水需求及融雪径流变化的分析得出因气候变化导致的融雪径流的改变将使得农业干旱的风险增加,以及中亚干旱区处于高风险区域的结论一致。

4 结论

(1)以观测径流数据辅以 MODIS 积雪面积数据开展模型多目标参数化校正和检验,经率定后的 VIC 模型率定期和验证期的月径流量模拟结果与观测径流吻合度较高,能够较好地反映径流的丰枯变化。同时,VIC 模型模拟的积雪覆盖率与 MODIS 提取的积雪覆盖率相关性高,两者拟合效果较好。

(2)呼图壁河流域降水量、降雪量和各径流组成年内分布均呈单峰型,且集中于暖季。降雪量、融雪径流量的峰值出现在 6 月,总降水量、总径流峰值在 7 月。降雨径流占有径流比重的 66.1%,融雪径流占 27.7%,冰川径流占 6.2%。1978—2010 年呼图壁河流域气温和降水量明显增加,降雪量变化不大。因升温导致 S/P 下降,更多的降雪向降雨转化。流域总径流、降雨径流显著增加,融雪径流变化不大。

(3)预估未来呼图壁河流域将表现为气温显著升高,降水缓慢增加,而降雪明显减少的趋势。到 21 世纪中期(2041—2071 年)和末期(2071—2100 年),年均气温将分别增加 2.02、2.56 ℃,降水量分别增加 8.5%和 14.4%,降雪量分别减少 37.6%和 73.8%。预估未来流域总径流将缓慢增加,降雨径流显著增加,而融雪径流将显著减少。21 世纪中期和末期较基准期,总径流将分别增加 0.69%,7.14%,降雨径流将增加 20.3%和 32.1%,融雪径流将分别减少 46.7%和 53.0%。未来呼图壁河流域径流年内分配亦将改

变,总体表现为春季径流和峰值流量的下降,枯水期流量的增加,融雪径流峰值前移近 1 个月。

(4)融雪径流的总量虽不足年总径流的 1/3,但在农业灌溉用水关键期(3—6 月),融雪径流平均贡献率超过 50%,是流域最主要的补给来源。在春季,融雪径流的变化决定了总径流的丰枯变化。预估未来融雪径流显著减少将,导致 3—6 月灌溉期总径流减少,农业灌溉用水矛盾加剧。

参考文献:

- [1] Stocker T. IPCC, 2013: Technical summary in: Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [J]. Computational Geometry, 2013, 18(2): 95-123.
- [2] 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): 690-702.
- [3] Chen Y N, Li W H, Deng H J, et al. Changes in central Asia's water tower: Past, present and future [J]. Scientific Reports, 2016, 6(1): e35458.
- [4] 陈亚宁,李稚,方功焕,等.气候变化对中亚天山山区水资源影响研究[J].地理学报, 2017, 72(1): 18-26.
- [5] 秦大河,周波涛,效存德.冰冻圈变化及其对中国气候的影响[J].气象学报, 2014, 72(5): 869-879.
- [6] Jiang Y A, Chen Y, Zhao Y Z, et al. Analysis on changes of basic climatic elements and extreme events in Xinjiang, China during 1961—2010 [J]. Advances in Climate Change Research, 2013, 4(1): 20-29.
- [7] 秦艳,丁建丽.1961—2016 年中国天山不同级别降雪事件变化特征分析[J].水科学进展, 2019, 30(4): 457-466.
- [8] 胡列群,李帅,梁凤超.新疆区域近 50 a 积雪变化特征分析[J].冰川冻土, 2013, 35(4): 793-800.
- [9] Guo L, Li L. Variation of the proportion of precipitation occurring as snow in the Tian Shan Mountains, China [J]. International Journal of Climatology, 2015, 35(7): 1379-1393.
- [10] 王慧,王胜利,余行杰,等.1961—2017 年基于地面观测的新疆积雪时空变化研究[J].冰川冻土, 2020, 42(1): 72-80.
- [11] Su F G, Zhang L, Ou T H, et al. Hydrological response to future climate changes for the major upstream river basins in the Tibetan Plateau [J]. Global and Planetary Change, 2015, 136(1): 82-95.
- [12] 朱光熙,效存德,陈波,等.气候变化背景下黑河上游春季融雪洪水预估研究[J].气候变化研究进展, 2020, 16(6): 667-678.
- [13] 陈仁升,张世强,阳勇,等.冰冻圈变化对中国西部寒区径流的影响[M].北京:科学出版社, 2018: 163-169.
- [14] Zhao Q D, Ye B, Ding Y J, et al. Coupling a glacier melt model to the Variable Infiltration Capacity(VIC) model for hydrological modeling in north-western China [J]. Environmental Earth Sciences, 2013, 68(1): 87-101.
- [15] Chen R S, Liu J F, Song Y X, et al. Precipitation type estimation and validation in China [J]. Journal of Mountain Science, 2014, 11(4): 917-925.
- [16] Ding B H, Yang K, Qin J, et al. The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization [J]. Journal of Hydrology, 2014, 513(11): 154-163.
- [17] Zhu X F, Wu T H, Li R, et al. Characteristics of the ratios of snow, rain and sleet to precipitation on the Qinghai-Tibet Plateau during 1961—2014 [J]. Quaternary International, 2016, 444(A): 137-150.
- [18] 秦大河.冰冻圈科学词典[M].2 版.北京:气象出版社, 2016: 134-135.
- [19] 沈艳,冯明农,张洪政,等.我国逐日降水量格点化方法[J].应用气象学报, 2010, 21(3): 279-286.
- [20] Cannon A J, Sobie S R, Murdock T Q. Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? [J]. Journal of Climate, 2015, 28(17): 6938-6959.
- [21] 周建中,卢伟伟,孙娜,等.水文模型参数多目标率定及最优非劣解优选[J].水文, 2017, 37(2): 1-7.
- [22] Naha S, Thakur P K, Aggarwal S P, et al. Hydrological Modelling and data assimilation of Satellite Snow Cover Area using a Land Surface Model, VIC [J]. Isprs-International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 2016, 8(6): 353-360.
- [23] 田华,杨晓丹,张国平,等.2009 年 3 月中旬新疆融雪型洪水气象成因分析[J].气象, 2011, 37(5): 590-598.
- [24] Qin Y, Abatzoglou J T, Siebert S, et al. Agricultural risks from changing snowmelt [J]. Nature Climate Change, 2020, 10(5): 459-465.