https://doi.org/10.3799/dqkx.2025.273

高寒山区河道径流水分来源时空变化特征

刘 帅[1,2],常启昕[2*]

1. 中国地质大学(武汉)环境学院,湖北武汉 430078
2. 成都理工大学环境与土木工程学院,四川成都 610059

摘 要: 高寒山区是中下游地区的重要水源地,其径流过程受冻土等下垫面条件影响极为复杂.相较于大尺度流域,小尺度流域更有助于揭示下垫面对水文过程的主导作用;然而,受高寒恶劣环境制约,观测资料稀缺,相关研究仍显不足.为深入揭示小流域尺度下河道径流水分来源的时空分异规律,以黑河上游葫芦沟流域为例,结合水稳定同位素与水文气象观测,应用MixSIAR模型定量解析了多年冻岩区、多年冻土区和季节冻土区的河道径流组成.结果表明:3月季节冻土区径流以基流为主(98%),其余区域断流;5月,多年冻岩区与多年冻土区径流恢复,均以冰雪融水和积雪融水为主要水分来源,而季节冻土区仍以基流为主(62%);7月至9月,冰雪融水成为多年冻岩区和多年冻土区主要水分来源,季节冻土区基流仍为主要水分来源(63%以上).研究表明,气象要素是径流变化的主要驱动因素,而下垫面条件(如冻土分布与含水层特征)对水分来源组成具有关键调控作用.研究成果深化了对高寒山区小流域水文过程机理的认识,可为寒区水资源管理提供理论依据.

关键词: 高寒山区;径流分割;MixSIAR模型;多年冻岩区;多年冻土区;季节冻土区;水文地质.

中图分类号: P641 **文章编号:** 1000-2383(2026)06-2237-17 **收稿日期:** 2025-09-28

Spatiotemporal Variations in Runoff Sources in Alpine Basins

Liu Shuai[1,2], Chang Qixin[2*]

1. *School of Environmental Studies, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan* 430078, *China*
2. *College of Environment and Civil Engineering, Chengdu University of Technology, Chengdu* 610059, *China*

Abstract: The alpine region serves as an important water source for downstream areas, and its runoff processes are highly complex due to the influence of underlying surface conditions such as permafrost. Compared to large-scale watersheds, small watersheds are more suitable for elucidating the dominant role of the underlying surface in hydrological processes, However, related research remains limited due to data scarcity caused by harsh environmental conditions in high-altitude areas. To further elucidate the spatiotemporal variations in river runoff sources at the small-watershed scale, this study takes the Hulu watershed in the upper reaches of the Heihe River as an example. By integrating water-stable isotopes with hydrometeorological observations, the MixSIAR model was applied to quantitatively determine the runoff components in the periglacial bedrock area, permafrost area, and seasonally frozen-ground area. The results show that in March, runoff in the seasonally frozen-ground area was dominated by baseflow (98%), while other regions experienced flow cessation. In May, glacier-snow meltwater and snowmelt were the main sources in both the periglacial bedrock area and permafrost area, although baseflow remained dominant in the seasonally frozen-ground (62%). From July to September, glacier-snow meltwater became the primary source in the periglacial bedrock and

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 42102301),四川省科技教育联合基金面上项目(No. 2025NSFSC2048).

作者简介: 刘帅(1998-),男,硕士研究生,主要从事寒区水文地质学相关研究. ORCID: 0009-0007-1177-8909. E-mail: 1759622399@qq.com

* **通讯作者:** 常启昕,副教授,硕士生导师,主要从事寒区水文地质学相关研究. ORCID: 0000-0002-9140-8719. E-mail: changqixin19@cdut.edu.cn

引用格式: 刘帅,常启昕,2026.高寒山区河道径流水分来源时空变化特征.地球科学,51(6):2237-2253.

Citation: Liu Shuai, Chang Qixin, 2026. Spatiotemporal Variations in Runoff Sources in Alpine Basins. *Earth Science*, 51(6): 2237-2253.

permafrost areas, whereas baseflow continued to dominate in the seasonally frozen-ground area (more than 63%). The findings indicate that meteorological factors are the primary drivers of runoff variation, while underlying surface conditions—such as permafrost distribution and aquifer characteristics—play a critical regulatory role in water-source composition. This study enhances the understanding of hydrological processes in small alpine regions and provides theoretical support for water resource management in cold environments.

Key words: alpine region; runoff partitioning; MixSIAR model; periglacial bedrock area; permafrost area; seasonally frozen ground area; hydrogeology.

0 引言

高寒山区降水充沛,冰川与积雪广泛分布,淡水资源极为丰富,被誉为"高原水塔"(Immerzeel *et al.*, 2010). 我国高寒山区主要位于青藏高原,是长江、黄河、雅鲁藏布江等大型河流的发源地(杨针娘等, 2000; Immerzeel *et al.*, 2009). 在西北干旱与半干旱区,高寒山区承担着关键供水功能,为这些区域贡献超过50%的水资源,部分流域几乎完全依赖其补给(Qin *et al.*, 2013),凸显了其对中下游地区的重要生态与经济意义. 青藏高原发育有全球面积最大的高原多年冻土区,面积约1.06×10^6 km^2,占高原总面积的40%(Zou *et al.*, 2017). 冻土显著改变了下垫面结构,影响土壤冻融过程与水热交换机制,使冻土区产汇流过程较非冻土区更为复杂(Coles, 2017; 常启昕等, 2022). 此外,海拔梯度变化导致地表景观分异显著(Zhang and Zhao, 2020),进一步增强了下垫面多样性,加剧了流域产流机制的复杂性(易欣欣, 2019).

全球气候变暖导致多年冻土退化、活动层增厚,引发一系列水文效应,如地表-地下水文连通性改变、基流贡献比例增加,进而影响河道径流的组成与动态(Chen *et al.*, 2019b; Wang *et al.*, 2021). 其典型表现包括春季洪峰提前、冬季基流增强以及径流季节分配模式改变等(王根绪等, 2007;陈鹏等, 2023; Chang *et al.*, 2024;龙笛等, 2024). 此外,气候变暖还通过植被覆盖变化与冻土退化产生耦合效应,进一步影响源区产流过程(Yang *et al.*, 2012; Tananaev and Lotsari, 2022). 目前,高寒山区水文过程研究多集中于大尺度流域(面积$>10^4$ km^2),因观测条件限制,小流域研究数据支撑相对薄弱(Chen *et al.*, 2019a). 而大尺度流域研究通常关注气温、降水与海拔等因素(Zuo *et al.*, 2023; Guo *et al.*, 2025; He *et al.*, 2025),对土壤、含水层等下垫面要素的精细影响研究不足(常启昕等, 2024). 相比之下,小尺度流域则更有助于揭示下垫面对水文过程的主导作用(Eeckman *et al.*, 2025),这对于深化寒区径流形成机制的理解具有重要意义.

近年来,研究者采用水稳定同位素作为示踪剂,并利用多种混合模型对河道径流水分来源开展了大量研究. 目前使用的方法主要包括线性混合模型(linear mixing model)、结合主成分分析法的端元混合分析方法(end-member mixing analysis)和基于贝叶斯统计理论的贝叶斯混合模型(bayesian mixing models),相较于线性混合模型以及端元混合分析方法,贝叶斯混合模型能够考虑径流过程中因同位素特征的时空变异性、同位素分馏、端元多样性等因素带来的不确定性,并通过整合先验信息来估算不同来源对混合物贡献比例的概率分布,解决了传统同位素混合模型中不确定性量化不足和缺乏先验信息的问题(Moore and Semmens, 2008). 然而,早期的贝叶斯混合模型(如MixSIR、SIAR)在示踪剂数量、样本量以及将水文过程变量纳入模型等方面仍存在局限(Semmens *et al.*, 2009a, 2009b; Francis *et al.*, 2011). 随着贝叶斯混合模型迅速得到完善,混合系统中的协变量、示踪剂协方差、层级结构等均逐渐纳入模型中,在此基础上发展而来的MixSIAR模型解决了上述问题. 该模型将先验信息、同位素数据和多种误差项整合到模型中,可以直观地展示各水分来源的贡献比例,支持多个同位素($\geqslant2$)和多个水分来源($\geqslant3$)的复杂场景(Parnell *et al.*, 2013; Stock *et al.*, 2018). 与此同时,MixSIAR模型还支持将时间、海拔、区域等多种因素以协变量的形式纳入模型,从而对协变量的进行了充分的考虑(Stock and Semmens, 2016). 目前,MixSIAR模型在河道水分来源研究中应用日益增多,并在高寒山区河道径流形成过程的研究中展现出较好的适用性和可靠性(Fang *et al.*, 2022).

基于上述背景,选取黑河上游葫芦沟小流域为研究区,结合水稳定同位素示踪与气象水文观测,识别多年冻岩区、多年冻土区和季节冻土区河道径

流的潜在水分来源及其同位素特征;并利用MixSIAR模型量化各水分来源的贡献比例,通过综合分析下垫面条件与水文动态,揭示影响径流来源的主导机制.研究成果深化了对高寒山区河道径流过程机理的认识,可为寒区水资源管理与生态保护提供理论依据.

1　研究区与方法

1.1　研究区概况

葫芦沟流域位于黑河流域上游,流域面积23.1 km^2,地理坐标位于东经99°50′37″～99°53′54″、北纬38°12′14″～38°16′54″.行政区划隶属于青海省祁连县扎麻什乡.流域属于大陆性气候区,70%降水出现在7月至9月,年降水量400～600 mma^{-1}(Ma *et al.*, 2021),年均气温约为−3.9 ℃(Chen *et al.*, 2014).流域地形起伏剧烈,海拔高度范围在2 960～4 800 m,地形坡度和流域海拔高度均由南向北逐渐降低.流域河道径流形成于山区,接受降水、冰雪融水和地下水补给.流域内分布两条主要的河流,其中东侧主要支流东支沟属于季节性河流,在每年11月份至翌年5月份处于断流状态,两条支流在冲洪积扇缘处交汇,最终汇入黑河,河道径流量也主要集中在5月至9月.

流域内冰川主要分布于海拔4 200 m以上区域,覆盖面积约为0.827 km^2,在冰川前缘及无冰川覆盖区域地表冰碛物广泛分布(Ma *et al.*, 2021).随海拔降低,植被景观呈现规律性变化:海拔3 900 m以上为寒漠带,植被覆盖率极低;海拔3 200～3 700 m为高山草甸、沼泽和灌丛复合带;海拔3 200 m以下属于高山草原带.

流域冻土分布与海拔密切相关,随海拔降低,沿东支沟至流域出口可划分为3种类型(图1):多年冻岩区,其地表以冰碛物和岩屑堆积物为主,参考葫芦沟流域景观带分类中寒漠与裸地分界,将寒漠带划分为多年冻岩区,其主要位于海拔3 900 m以上(常启昕, 2019),总面积约为1.1 km^2;多年冻土区分布于海拔3 500 m以上,活动层厚度约2 m,多年冻土层自地表以下2 m延伸至20 m左右,总面积约2.5 km^2;季节冻土区位于海拔3 500 m以下,表层土壤最大冻结深度约为2～3 m,其冻融过程呈现明显的季节变化:11月下旬至次年3月为完全冻结期,4月至6月为正在消融期,7月至10月上旬完全消融,10月下旬至11月再次冻结.

流域分布着3个主要孔隙含水层(图1):(1)冰碛角砾孔隙含水层.该含水层主要分布于多年冻岩区.暖季时地下水接受冰雪融水和降水入渗补给,导水能力强但储水能力极差,导致部分地下水迅速排泄到附近的河流中,另一部分则为海拔较低的下层含水层提供侧向补给.(2)东部山区夷平面多年冻土区的泥质砾石孔隙含水层.该含水层主要分布于多年冻土区,含水层中地下水以冻土层上水为主.含水层连通性较强、孔隙较大,导水能力略低于冰碛角砾孔隙含水层,储水能力较强,但因冻土发育,含水层厚度有限,储水量较小.在暖季期间,地下水主要接受冰雪融水和降水的入渗补给以及较高处含水层的地下水补给,并以冻土层上、层间和层下水形式共同存在.该类地下水通常在海拔较低的河道附近边缘处以泉水形式排泄到各级支流.(3)山前平原季节冻土区的冲洪积砂砾石孔隙含水层).该含水层主要分布于季节冻土区冲洪积扇区域,孔隙较大、导水能力较强,含水层厚度大、储水能力强,并与山前平原下的地下水和地表水有较强的水力联系.其地下水主要由上游河水入渗和山区地下水侧向径流补给,随后以基流形式排泄至海拔较低的山谷河流中.此外,中部和南部山区以裂隙岩含水层为主,渗透率低、储水能力差.

葫芦沟流域的水文输入方式主要为大气降水、冰雪融水和积雪融水,其在时间分布上具有显著差异.根据水文输入方式随时间的变化特征,并结合野外实地观测,可将研究时段内流域内的水文输入划分为以下3个阶段:(1)3月前后,大气降水量极低,流域内仅在日间气温较高时存在积雪融水.因此,该时段水文输入仅为积雪融水,流域出口流量维持在较低水平.(2)5月前后,大气降水形式多样,包括降雪、雨夹雪和降雨.随着气温进一步回升,冰川前缘出现冰面河流和冰侧溪流,流域出口流量相应增大.此阶段的水文输入由冰雪融水、积雪融水和降雨共同构成.(3)7月至9月,此时为全年气温最高、降水最集中的时期,大气降水以降雨为主.尽管高海拔地区仍可能出现降雪,但积雪往往在很短时间内迅速消融,甚至在单日内观测到大范围的快速融雪现象.同期冰雪融水亦显著增加,使流域水文输入达到全年峰值,流域出口流量亦达到年内最高水平.此阶段的水文输入以冰雪融水和降雨为主.

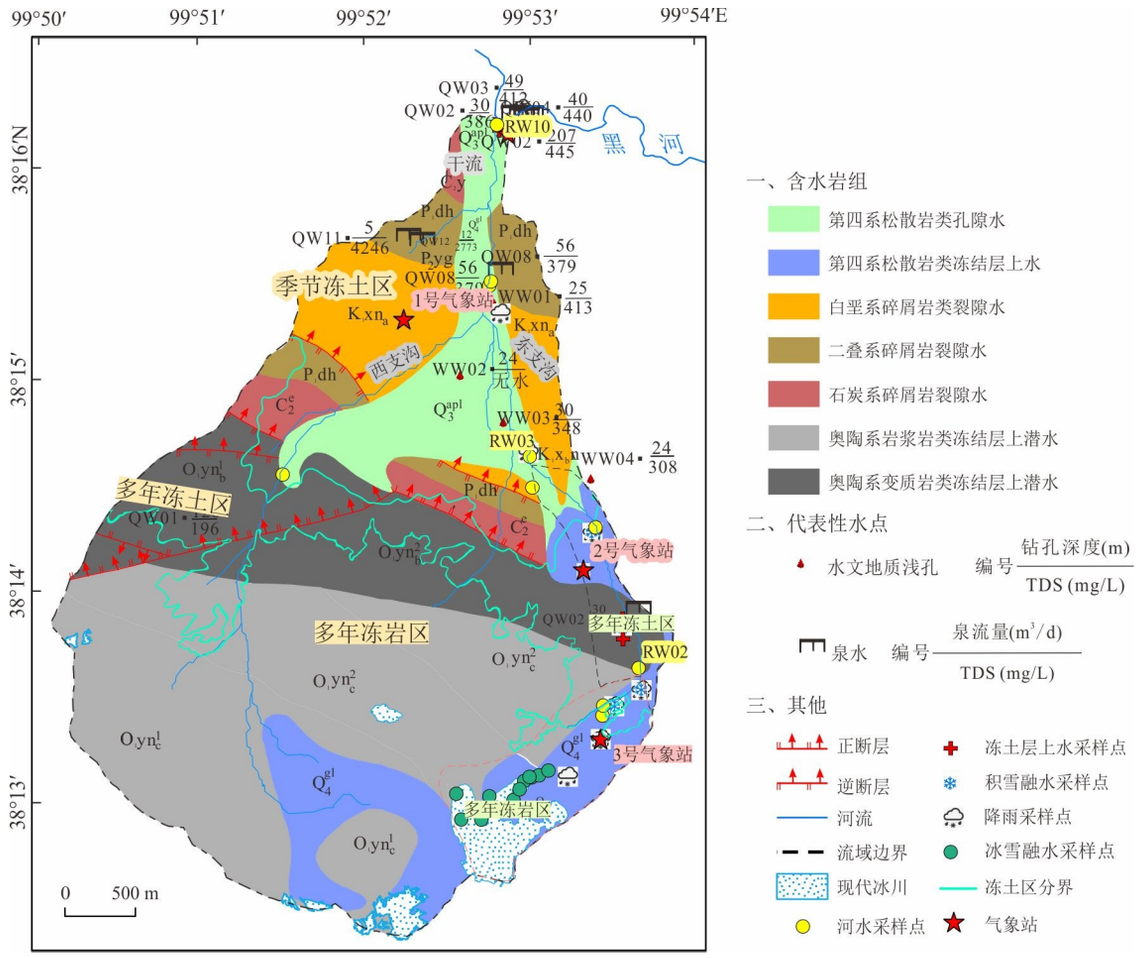

图 1　研究区点位分布及水文地质简图(修改自常启昕, 2019)

Fig.1　Sampling site distribution and hydrogeological sketch map of the study area (modified from Chang, 2019)

1.2　研究数据

1.2.1　水文气象数据　使用数据主要包括两部分:(1)项目组成员及前人开展葫芦沟流域相关研究时收集的数据(常启昕, 2019; Hu *et al.*, 2019; Ma *et al.*, 2021);(2)葫芦沟流域内大本营气象站(海拔 2 965 m)、I 号气象站(3 382 m)、II 号气象站(海拔 3 711 m)、III 号气象站(海拔 4 160 m)4 处气象站的降水量、气温、地温等数据(图 1),这部分数据来自中国科学院西北生态环境资源研究院黑河上游生态水文试验研究站.

1.2.2　水稳定同位素数据　(1)样品的采集.采集的样品包括河水、降雨、冰雪融水、冻土层上水和积雪融水,各采样点分布位置见图 1.由于积雪融水消融后会渗入雪层并与底部冰川融水混合,采样时难以对二者进行明确区分,因此文中"冰雪融水"指冰川及其上覆积雪共同消融产生的水;"积雪融水"则指以降雪形式存在的降水在地表消融后形成的水.

流域内沿东支沟上游至干流河道布设 RW02、RW03、RW10 三处河水采样点,其中 RW02 处海拔 3 916 m,位于东支沟上游多年冻岩区出口;RW03 处海拔 3 353 m,位于东支沟上游多年冻土区出口;RW10 处海拔 2 965 m,位于季节冻土区,同时也是葫芦沟流域总出口.河水采样期为 2013 年(3 月、5 月、7 月至 9 月、11 月至 12 月)及 2014 年(1 月至 3 月),其中多年冻土区和多年冻岩区在 2013 年 11 月至 2014 年 5 月处于断流状态,RW02、RW03 在此期间未进行取样,总计获得样品 439 组.

流域降雨采样点沿东侧支流布设,按约 200 m 海拔高差由上至下依次设置 JY12、JY01、JY10、JY02、JY03、JY04、JY05、JY07、JY09 共 9 个降雨采样点.在 2013 年观测期内(5 月、7 月至 9 月),海拔最高处降雨采集点(JY12)因工作条件较差,每 6 天采样一次,共采集 37 组样品;其他海拔较低的采样点每 2 天采样一次,共获得 228 组样品.

冰雪融水主要在 5 月开始出现,至 9 月以后逐渐消失.采样点高程范围为 4 217~4 495 m,采样期

主要为2013年5月和7月至9月,采样频率每周一次,共获得51组样品.

冻土层上水采集点分布于多年冻土区,共设置GW05(海拔3 740 m)、GW06(海拔3 705 m)两个采样点.采样期为2013年7月至9月,共获得9组样品.

积雪融水主要通过融雪水取样器获取降雪,自然融化后进行取样.采样点与降雨采样点一致,受气温升高积雪消融影响,低海拔采样点采样期内未采集到积雪融水样品.采样期分别为2013年5月(共计23组样品)、2014年3月(共计76组样品).

(2)样品的保存和测试.上述5类样品在野外进行统一取样,带回实验室前均通过针式过滤器(0.22 μm水相聚醚砜)进行过滤,并使用8 mL玻璃瓶保存并密封,随后运送至中国地质大学(武汉)环境学院实验室进行分析.测试使用美国Picarro公司生产的L-2130i型液态水/水汽同位素分析仪,结果以维也纳标准平均海水(V-SMOW)为基准,测试精度分别为$\delta^{18}O<0.1‰$和$\delta^{2}H<0.5‰$.

1.3　河道径流组分分割方法

1.3.1　数据处理　本次分割使用的数据主要包括大气降水、河水、积雪融水、冰雪融水以及冻土层上水的同位素数据,数据采集时间跨度较广,数据量较大.在使用模型进行分割前,需要对数据进行预处理以剔除部分异常值.借助R语言使用局部离群因子法(local outlier factor,LOF)检测并去除异常示踪剂值.局部离群因子法(LOF)基于数据点的局部密度判断异常值,考虑了数据点与其相邻点的关系,对样品数据中存在的突变,可以根据数据点的密度变化情况,识别出与周围数据点分布存在显著差异的异常值.

1.3.2　MixSIAR模型设置　MixSIAR模型可以对水分来源先验信息进行设定,本次分割将先验信息设置为使用无信息先验,即分割结果由水分来源数据决定.在模型中,将浓度依赖性设置为0,不考虑水文过程中的同位素分馏效应.并将大气降水、基流、冰雪融水、积雪融水和冻土层上水作为水分来源,其同位素数据以原始数据的形式输入模型.当使用一种示踪剂进行分割时,模型可通过原始数据获得均值和方差数据,并考虑潜在误差;当使用两种示踪剂进行分割时,模型还可以获得示踪剂之间的协方差数据,使得模型可以考虑示踪剂之间的相关性,更精准的量化不确定性.在不确定度的评估上,MixSIAR模型采用了贝叶斯框架,其核心结果为参数完整的后验概率分布.该方法不依赖于以往"不确定性必须对称"的假设,因此能够刻画偏态及复杂分布形式下的不确定度,与传统的基于标准误构建对称置信区间的做法存在本质区别.因此为准确描述结果,不再使用依赖正态分布假设的"均值±标准差".

由于河水样采集数量较多,而降雨、冰雪融水、冻土层上水、积雪融水受采样条件限制,未能进行日尺度的连续采样,部分样品量严重不足(如冻土层上水在7～9月间仅获得9组样品),因此无法进行精准的日尺度模拟.此外,冻土消融过程较为缓慢,从消融初期至完全消融长达数月,其对径流的影响往往主要体现于较长时间尺度.因此,本次以月尺度进行模拟.

基于对葫芦沟流域水文输入方式的分析,选择2014年3月、2013年5月、2013年7月至2013年9月进行河道径流水分来源的分割研究.各时段不同区域径流分割端元如表1所示.在示踪剂的选择上,本次研究采用$\delta^{18}O$、$\delta^{2}H$同位素作为示踪剂进行分割,当河道水分来源仅两种时,采用$\delta^{18}O$示踪剂进行分割.对于季节冻土区河道径流的水分来源分割,在2014年3月,采用2014年1月至2月收集的RW10处河水水样数据作为基流;在2013年5月、2013年7月至2013年9月使用2013年3月份河水水样数据作为基流.根据降雨采样点的海拔变化,JY12、JY01、JY10、JY02位于RW02点(海拔3 916 m)以上区域,JY03、JY04、JY05位于RW02点至RW03点(海拔3 916～3 353 m)区域内,JY07、JY09位于RW03至RW10点(海拔3 353～2 960 m)区域内.考虑降雨存在高程效应,不同高程的降雨作为端元进行分析时,应视为不同水分来源.因此对RW02分割时使用海拔3 916 m以上降雨数据,RW03采用海拔3 353 m以上降雨数据,RW10则使用流域所有降雨数据(全流域降雨).积雪融水同样根据采样点高程的差异,采用不同高程范围的积雪融水数据,但由于3月和5月低海拔区域积雪已经消融,因此仅收集了海拔3 353 m以上区域积雪融水.

2　结果

2.1　各区域气象及冻土冻融特征

葫芦沟流域大本营气象站(海拔2 965 m)、I号

表1　各时段径流分割端元

Table 1　End-members used for runoff separation in different periods

分割时段	多年冻岩区(RW02)	多年冻土区(RW03)	季节冻土区(RW10)
3月	断流	断流	积雪融水、基流
5月	冰雪融水、降雨、积雪融水	冰雪融水、降雨、积雪融水	冰雪融水、降雨、基流、积雪融水
7月至9月	冰雪融水、降雨	冰雪融水、降雨、冻土层上水	冰雪融水、降雨、基流

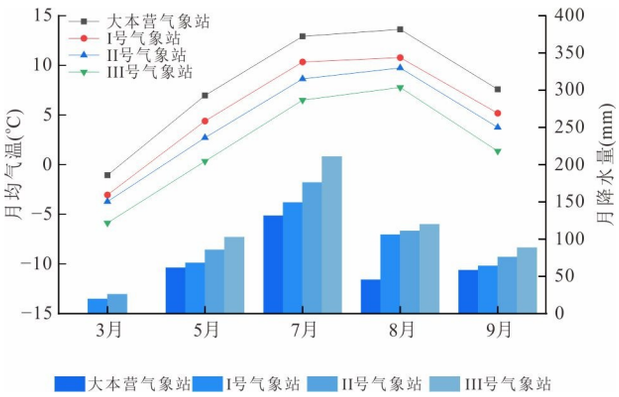

图2　葫芦沟流域不同海拔高度月均气温及降水特征

Fig.2　Monthly mean temperature and precipitation at different elevations in the Hulu watershed

气象站(海拔3 382 m)、II号气象站(海拔3 711 m)及III号气象站(海拔4 160 m)月均温度和月降水量变化情况如图2所示.大本营气象站、I号气象站位于季节冻土区,II号位于多年冻土区,III号气象站位于多年冻岩区.从图中可以看出,3月降水量极低;5月、7月至9月流域内降水量先升高后降低.此外,各月降水量均随海拔升高而增加,且多年冻岩区和多年冻土区降水量显著高于季节冻土区.月均气温则随海拔升高逐渐降低,同样表现出显著的海拔效应,多年冻岩区和多年冻土区气温均低于季节冻土区.在同一海拔高度,不同月份的气温大小关系为8月>7月>9月>5月>3月.总体而言,气温和降水均呈现出显著的海拔差异,这种空间分布特征与此前关于葫芦沟流域的研究保持一致(Chen *et al.*, 2014).

图3展示了2013年1月至2014年4月期间4个气象站的日均气温与地温变化.结果显示,在消融阶段,季节冻土区2 m深度以内的表层土壤通常于3月中上旬开始消融,并于6月初达到1.6~2.0 m的消融深度.相比之下,多年冻土区和多年冻岩区的表层冻结土壤消融较晚,通常于4月中上旬才开始.其中多年冻岩区在6月中旬左右消融深度即可达到1.6~2.0 m,而多年冻土区则需至7月中上旬才能达到2 m深度.在冻结阶段,多年冻岩区和多年冻土区均在9月中上旬开始冻结,而季节冻土区则延后至10月中下旬才开始冻结.总体来看,葫芦沟流域季节冻土区表层土壤消融早于多年冻土区和多年冻岩区,且消融速率更快;而多年冻岩区与多年冻土区早于季节冻土区开始冻结.

2.2　多年冻岩区河道径流组分及其动态变化

2.2.1　多年冻岩区水分来源同位素特征　图4展示了多年冻岩区5月、7月至9月的降雨、冰雪融水和RW02河水样品的同位素值.5月份河水、冰雪融水、降雨以及积雪融水的δ^2H值变化范围分别为−64.9‰~−53.8‰、−85.9‰~−62.6‰、−108.5‰~−30.0‰、−110.0‰~−13.1‰;对应的δ^{18}O值范围为−10.3‰~−7.6‰、−13.0‰~−10.9‰、−15.0‰~−6.5‰、−15.9‰~−4.7‰;7月至9月期间,河水、冰雪融水、降雨的δ^2H值范围分别为−54.5‰~−39.8‰、−61.9‰~−20.1‰、−78.4‰~−3.1‰;δ^{18}O值范围分别为−9.3‰~−7.6‰、−10.3‰~−5.7‰、−12.5‰~−3.3‰.从图5和图6中可以看出,5月份冰雪融水与河水的同位素值相较7月至9月呈现明显的贫化趋势,其中8月份冰雪融水和河水的同位素值相对7月和9月更偏负.对于降雨,其变化趋势与河水、冰雪融水保持一致,均表现为5月至7月同位素值逐渐增大,8月略显偏负,而9月则再次增大,这表明降雨、冰雪融水以及河水间存在较强的水力联系.此外,与冰雪融水和河水相比,积雪融水和降雨同位素值波动范围更大.总体上7月至9月冰雪融水相对降雨、河水同位素值更负.

2.2.2　多年冻岩区河道径流分割结果　利用δ^{18}O和δ^2H作为示踪剂,基于MixSIAR模型可计算出降雨、冰雪融水和基流对多年冻岩区出口RW02处5月、7月至9月的贡献比例(图7).从图7中可以看出,5月份降雨、积雪融水和冰雪融水对河道径流贡献比例分别为33%、29%、38%;从7月至9月,冰雪融水始终是RW02河道的主要水分来源,贡献比例分别为78%、64%、89%;冰雪融水的贡献比例5月至7月增加,在8月相对下降,9月再次上升.总体

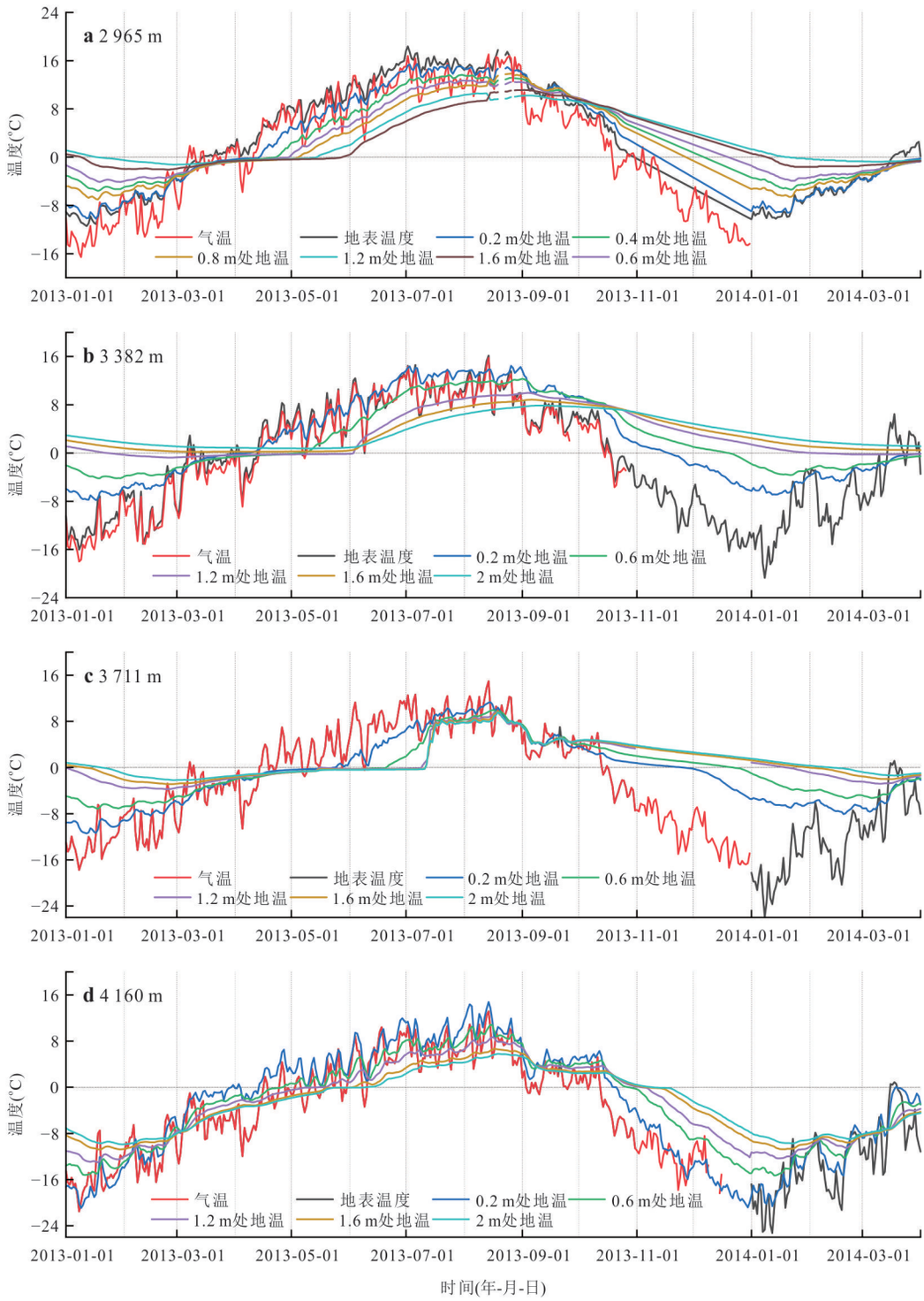

图 3　流域内 4 个不同海拔气象站的气温与地温变化

Fig.3　Variations of air and ground temperature at four meteorological stations at different elevations within the watershed

上,5 月份冰雪融水贡献比例低于 7 月至 9 月. 通过 MixSIAR 模型可计算各水分来源对河道径流贡献比例的不确定度(表 2). 结果显示,5 月份冰雪融水、降雨和积雪融水不确定度较高,这可能与 5 月份积雪融水、降雨同位素波动范围较大,且冰雪融水样本数量较少有关;7 月至 9 月不确定度相对 5 月份降低,这可能与冰雪融水样本增多且同位素值趋于稳定有关(图 4).

2.3　多年冻土区河道径流组分及其动态变化

2.3.1　多年冻土区水分来源同位素特征　图 5 展示

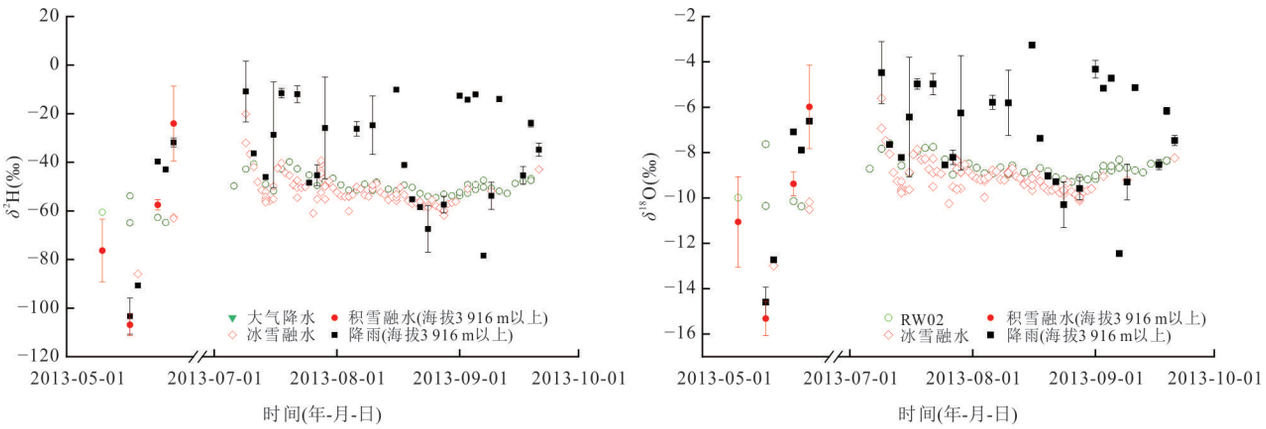

图 4　多年冻岩区河水及各水分来源 5 月、7—9 月同位素特征

Fig.4　Isotopic characteristics of river water and different water sources in the periglacial bedrock area during May and July - September

表 2　多年冻岩区河道径流水分来源及其不确定度

Table 2　Water sources of river runoff and their uncertainties in the periglacial bedrock area

编号	时间	水分来源类型		
		冰雪融水	多年冻岩区降雨	积雪融水
RW02	5 月	23%	22%	20%
	7 月	10%	10%	—
	8 月	15%	15%	—
	9 月	9%	9%	—

了多年冻土区 5 月、7 月至 9 月各水分来源与 RW03 处河水的同位素值，5 月份河水、冰雪融水、降雨和积雪融水的 δ^2H 值变化范围分别为 −63.7‰～−56.7‰、−85.9‰～−62.6‰、−108.5‰～−27.5‰、−112.0‰～−27.7‰；对应的 δ^{18}O 值范围为 −10.1‰～−9.0‰、−13.0‰～−10.2‰、−15.1‰～−5.5‰、−15.8‰～−5.8‰；7 月～9 月期间，河水、冰雪融水、降雨和冻土层上水的 δ^2H 值范围分别为 −54.8‰～−14.7‰、−61.9‰～−20.1‰、−78.9‰～−1.5‰、−48.5‰～−36.2‰；δ^{18}O 值范围分别为 −9.4‰～−7.5‰、−10.3‰～−5.6‰、−12.6‰～−3.0‰、−8.2‰～−6.6‰. 从图中可以看出，多年冻土区降雨和河水同样呈现与多年冻岩区类似的季节性规律，表明降雨、河水和冰雪融水同样具有较强的水力联系. 冻土层上水同位素值波动范围较大. 总体上 7 月至 9 月不同水分来源之间同位素值大小关系为降雨＞冻土层上水＞河水＞冰雪融水.

2.3.2　多年冻土区河道径流分割结果　利用 δ^{18}O 和 δ^2H 两种示踪剂，基于 MixSIAR 模型可以分别计算多年冻土区出口 RW03 处不同水分来源在 5 月、7 月至 9 月的贡献比例（图 7）. 结果显示，5 月份河道径流由降雨、冰雪融水和积雪融水组成，其中降雨和冰雪融水贡献比例接近，分别为 40%、41%，积雪融水贡献比例为 20%. 7 月至 9 月期间，河道径流水分来源为降雨、冰雪融水和冻土层上水，冰雪融水是河道中主要的水分来源，贡献比例从 7 月至 9 月分别为 52%、72%、70%；冻土层上水贡献比例大于降雨，从 7 月至 9 月分别为 29%、24%、21%. 通过 MixSIAR 模型还可计算出各水分来源对河道径流贡献比例的不确定度（表 3）. 结果显示，5 月份冰雪融水和降雨不确定度接近，积雪融水略低；7 至 9 月期间，降雨贡献比例不确定度下降，而冰雪融水和冻土层上水的不确定度相对较高. 类似于多年冻岩区，5 月份冰雪融水样本量较少，同时冰雪融水、降雨和积雪融水同位素值波动较大，使得 5 月份不确定度较大. 7 月冰雪融水波动范围较大，冻土层上水样品数量较少，因此二者不确定性较高；8 月份冰雪融水贡献比例较高，样本数量充足且同位素值较为稳定，使得整体不确定度降低；9 月冻土层上水和冰雪融水样本量相对降雨较少，同时冰雪融水贡献比例较大，这使得二者具有较高的不确定度.

2.4　季节冻土区河道径流组分及其动态变化

2.4.1　季节冻土区水分来源同位素特征　图 6 展示了季节冻土区流域出口处不同时段各水分来源及河水 RW10 的同位素特征，其中 2013 年 3 月河水的 δ^2H 值变化范围为 −54.2‰～−48.8‰，δ^{18}O 值变化范围为 −9.3‰～−8.3‰；5 月份河水、冰雪融水、降雨和积雪融水的 δ^2H 值变化范围分

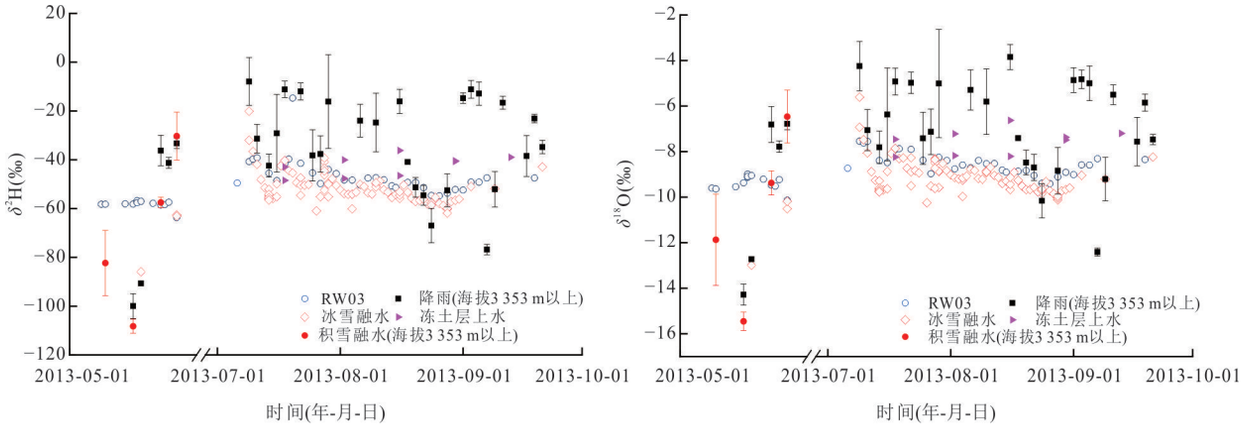

图 5　多年冻土区河水及各水分来源 5 月、7－9 月同位素特征

Fig.5　Isotopic characteristics of river water and different water sources in the permafrost area in May and July-September

表 3　多年冻土区河道径流各水分来源及其不确定度

Table 3　Water sources of river runoff and their uncertainties in the permafrost area

编号	时间	水分来源类型			
		冰雪融水	多年冻土区降雨	冻土层上水	积雪融水
RW03	5月	22%	21%	—	17%
	7月	23%	8%	20%	—
	8月	9%	4%	9%	—
	9月	13%	8%	13%	—

别为 −53.7‰～−47.1‰、−85.9‰～−62.6‰、−108.5‰～−20.8‰、−111.9‰～−13.1‰，δ^{18}O 值变化范围为−9.1‰～−8.6‰、−13.0‰～−10.2‰、−15.1‰～−5.3‰、−15.9‰～−4.7‰；7 月至 9 月河水、冰雪融水、降雨的 δ^{2}H 值变化范围分别为−51.6‰～−42.1‰、−61.9‰～−20.1‰、−78.9‰～−1.5‰，δ^{18}O 值变化范围为−8.9‰～−7.7‰、−10.3‰～−5.6‰、−12.6‰～−3.0‰.

2014 年 1 月至 2014 年 2 月河水的 δ^{2}H 值变化范围为−52.9‰～−49.8‰，δ^{18}O 值变化范围为−8.9‰～−8.5‰；3 月河水和积雪融水的 δ^{2}H 值变化范围分别为−51.6‰～−49.2‰、−119.8‰～−18.8‰，δ^{18}O 值变化范围分别为−8.8‰～−8.4‰、−14.2‰～−2.5‰. 从图 6 中可以看出，河水的同位素值从 1 月至 3 月较为稳定，而积雪融水的变化范围较大.

总体而言，季节冻土区降雨和冰雪融水的同位素特征呈现出与多年冻岩区及多年冻土区类似的季节性变化趋势，而河水同位素值相对最为稳定，季节性差异较小，表明季节冻土区河水水分来源相对单一. 总体上，7 月至 9 月不同水分来源的同位素值大小关系为降雨＞河水＞基流＞冰雪融水.

2.4.2　季节冻土区河道径流分割结果　利用 δ^{18}O 和 δ^{2}H 两种示踪剂，基于 MixSIAR 模型可以分别计算季节冻土区出口 RW10 处 3 月、5 月、7 月～9 月大气降水、冰雪融水、积雪融水和基流的贡献比例(图 7). 结果显示，在 3 月，河道径流由基流和积雪融水组成，且基流贡献比例在 98%，几乎成为河道径流唯一水分来源；在 5 月，河道径流由基流、降雨、冰雪融水和积雪融水组成，基流仍为主要水分来源，占比约 62%；7 月至 9 月，河道径流由基流、降雨和冰雪融水组成，其中 7 月冰雪融水和降雨贡献比例最大，分别为 23%、14%. 总体而言，在季节冻土区流域出口处，基流始终是河道径流的主要水分来源.

常启昕(2019)曾基于线性端元法和贝叶斯混合端元法，在日尺度上以基流、降雨、冰雪融水作为分割端元，对 RW10 处水分来源进行了定量计算. 尽管存在分割端元和时间尺度的差异，但两项研究在趋势上总体一致，均表明季节冻土区河道径流以基流为主；在 5 月、7 月至 9 月，受冰雪融水和降雨增多影响，基流贡献比例有所降低. 在常启昕 (2019) 的研究中，同一季节内日尺度下水分来源贡献比例的变化范围更大，这可能因为日尺度受短时间降水的影响更为显著. 此外，需要指出的是，这里的“日尺度”并非逐日采样，而是以特定日期的样品数据代表相邻时间.

通过 MixSIAR 模型可计算出冰雪融水、积雪融水、降雨和基流对季节冻土区出口 RW10 河道径流贡献比例的不确定度(表 4). 从表中可以看出，5 月份的贡献比例具有较高的不确定度，这可能与 5 月

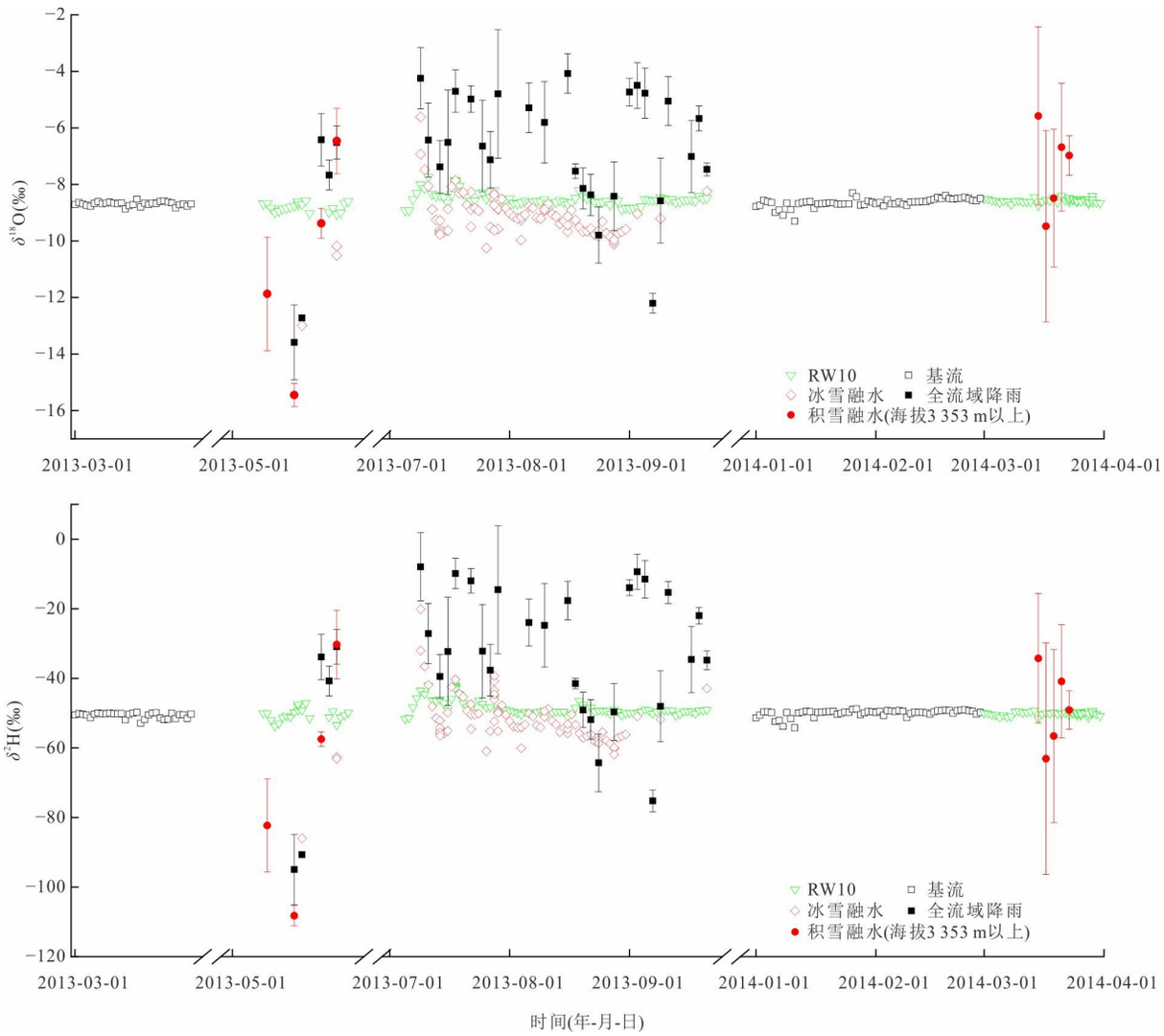

图6　季节冻土区河道不同时段河水及各水分来源同位素特征

Fig.6　Isotopic characteristics of river water and various water sources at different time periods in the seasonal permafrost area

份积雪融水同位素值波动范围较大有关;而3月和7月至9月不同水分来源不确定度均较低.相较于多年冻岩区和多年冻土区,季节冻土区河道径流主要接受基流补给,相较于其他水分来源,基流样本量较大且同位素值较为稳定(图6),这使得基流不确定度较低.当基流成为主要水分来源后,其他水分来源作为次要水分来源,其贡献比例范围较小,从而导致其不确定度同步减小.最终体现为季节冻土区河道径流水分来源不确定性均较低.

3　讨论

3.1　多年冻岩区河道径流水分来源影响机制

基于2.2节的分析,结合野外观测,多年冻岩区河道径流表现出以下特征:在11月至翌年5月,河道处于断流状态;5月,河道径流由降雨、积雪融水和冰雪融水组成,各水分来源贡献比例相近;7月至9月,径流由冰雪融水和降雨组成,其中冰雪融水贡献比例超过50%,且高于5月.

根据Liu *et al.*(2015)对2012年葫芦沟流域雪线高度变化的研究,3月初,葫芦沟流域雪线在海拔3 000 m左右,整个流域均为积雪所覆盖,随着气温逐渐升高,海拔较低的季节冻土区积雪快速消融,雪线向高海拔区域移动,4月初,雪线高度已经达到了3 300 m左右,而多年冻土区和多年冻岩区积雪消融速度较慢.由雪线高度判断,多年冻土区和多年冻岩区积雪分别在4月中旬、5月中下旬快速消融.高海拔地区积雪消融较为滞后这一现象同样得到了野外观测的证实:野外观察发现,海拔3000 m

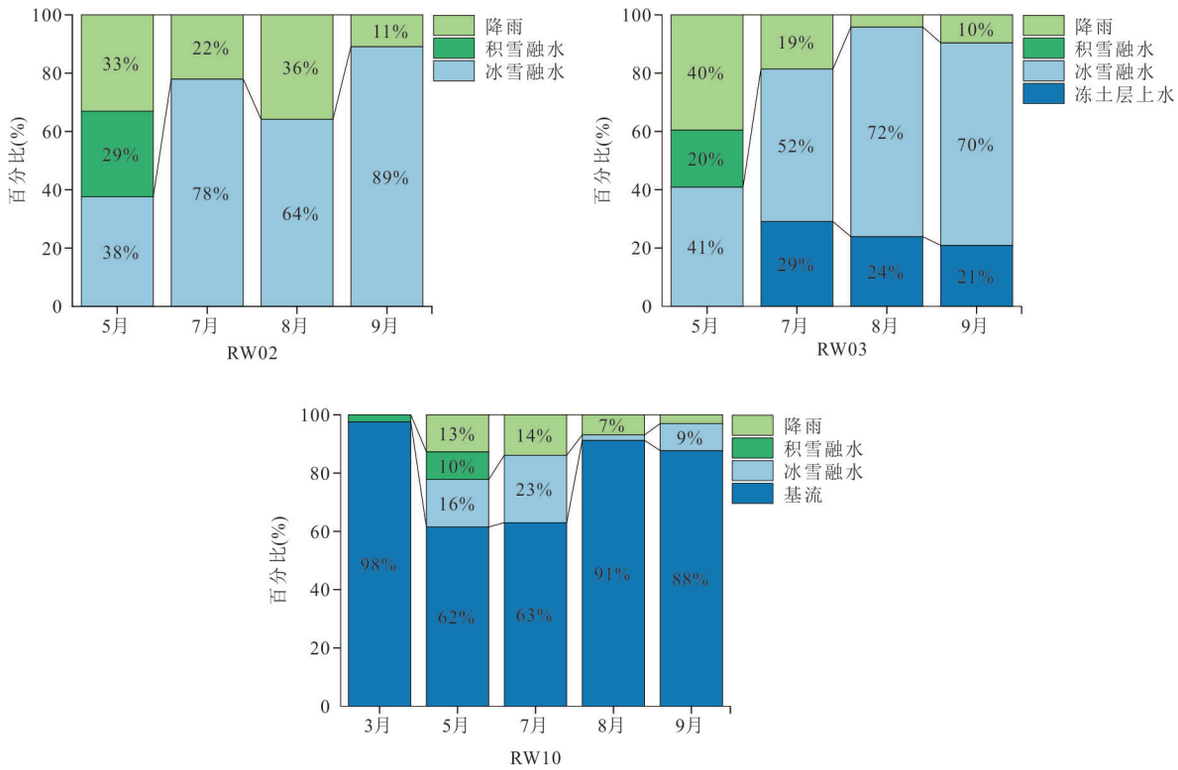

图 7　多年冻岩区、多年冻土区和季节冻土区河道径流分割结果

Fig.7　Runoff partitioning results of river channels in the periglacial bedrock area, permafrost area, and seasonally frozen ground area

表 4　季节冻土区河道径流水分来源及其不确定度

Table 4　Water sources of river runoff and their uncertainties in the seasonally frozen ground area

编号	时间	水分来源类型			
		冰雪融水	降雨	基流	积雪融水
RW10	3月	—	—	2%	2%
	5月	12%	11%	17%	9%
	7月	6%	3%	5%	—
	8月	2%	2%	3%	—
	9月	7%	1%	7%	—

左右的低海拔地区积雪在3月中旬完全消融,雪线高度上升至海拔3 900 m左右;而海拔位于4 000 m以上的区域,积雪消融速度减缓,往往到6月才能完全消融.

综合上述分析可推断,多年冻岩区在11月至翌年5月,由于降水较少、气温较低导致河道缺乏补给而处于断流状态.进入5月,随气温升高,降雨、积雪融水和冰雪融水增多,河道径流逐渐恢复.7月至9月,气温相对5月进一步升高,冰雪消融量增加,使冰雪融水在多年冻岩区河道径流的贡献比例提高.葫芦沟流域冰川主要分布于多年冻岩区(图1),对于东支沟上游多年冻岩区,其冰川覆盖率达75%,这使得冰雪融水成为多年冻岩区河道径流的主要水分来源.这也与Nan *et al.*(2025)对青藏高原多个流域的研究结果一致.值得注意的是,尽管9月份气温降低导致冰雪消融量减少,但分割结果显示9月份冰雪融水贡献比例增加,分割结果与冰雪融水变化趋势存在差异,相关讨论将于3.4节进一步展开.

3.2　多年冻土区河道径流水分来源影响机制

基于2.3节的分析并结合野外观测,多年冻土区河道径流表现出以下特征:11月至翌年5月河道处于断流状态;5月河道径流由积雪融水、冰雪融水和降雨组成,其中冰雪融水和降雨成为主要水分来源(贡献比例分别为41%、40%).7月至9月,河道径流由冰雪融水、冻土层上水和降雨组成,冰雪融水为这一时期主要水分来源,其贡献比例超过50%.

类似多年冻岩区,在11月至翌年5月,多年冻土区因径流缺乏补给而断流.进入5月,气温升高,积雪融水和冰雪融水增加,使得河道径流逐渐恢复.此时,多年冻土降水仍主要以降雪和雨夹雪存在,因此降雨贡献比例超过积雪融水仍可能与降雨样品中混入积雪融水有关.7月至8月,气温进一步

升高，冰雪融水量增大，对于东支沟上游多年冻土区，其冰川覆盖率达33%，在较高的冰川覆盖率影响下，冰雪融水成为7月～8月河道径流主要水分来源．在9月，野外观测表明受气温降低影响冰雪融水量减少甚至断流，但径流分割结果仍显示贡献比例约70%，这与野外观测存在显著差异，该差异将于3.4节进一步讨论．

在7月至9月，多年冻土河道径流中出现了冻土层上水，且其贡献比例呈逐月下降趋势．经分析，这一动态变化可能与流域含水层结构、活动层消融过程以及气温变化等因素有关．多年冻岩区主要含水层为冰碛角砾孔隙含水层，该含水层以冰碛物为主，导水能力强但储水能力极差．冰雪融水和大气降水入渗后一部分迅速向河道排泄，另外一部分以侧向径流形式向海拔较低区域的含水层提供补给，为多年冻土区冻土层上水提供水分来源．结合多年冻土区气温和地温变化（图3c），可推断：7月温度上升导致冻土进一步消融，活动层厚度增加，使其接受更多的降雨入渗和来自上游冰雪融水的侧向补给．这部分水受活动层底部多年冻土阻隔，形成了冻土层上水，沿地形坡度向河道排泄．进入8月，尽管气温升高促进了更多的冰雪融水产生，但降雨量下降，使得冻土层上水量贡献比例相对降低；9月，降雨量和气温进一步降低，活动层开始冻结，厚度逐渐减小（图3c），含水层中冻土层上水储量减少，对河道径流贡献进一步下降．

上述过程得到了河水溶解性有机碳（DOC）证据的支持．常启昕（2019）研究显示，葫芦沟流域多年冻土区河水中DOC浓度大小关系为5月＞9月＞8月＞7月，且多年冻土区河水中DOC浓度大于季节冻土区河水．后续进一步研究发现，对于多年冻土区，4月至5月，由于活动层融化深度较浅，地下水大量淋滤表层富含有机质的土壤，使得河水中DOC浓度处于较高水平；6月至10月，受降雨和冰雪融水稀释作用，河水中DOC浓度下降．然而，在此过程中，多年冻土区冻土层上水始终保持着较高的DOC浓度，与4月至5月相比无显著差异（Hu *et al.*, 2023, 熊静等, 2024）．这一现象表明，冻土层上水在淋滤作用下DOC浓度增大，随后排泄进入河道，使得河水中DOC浓度相对增大．同时，7月至9月期间，随着降雨量减少及气温降低导致冰雪融水减少，降雨和冰雪融水对河水的稀释作用减弱，使得河水中DOC浓度逐渐上升，最终促使河道中DOC的浓度表现为5月＞9月＞8月＞7月的关系．

3.3 季节冻土区河道径流水分来源影响机制

基于2.4节的分析，季节冻土区河道呈现以下特征：在3月，河道径流主要由基流和积雪融水组成，基流为主要水分来源（贡献比例达98%），积雪融水贡献比例极低；进入5月，河道径流中出现冰雪融水、积雪融水和降雨，但基流仍为主要水分来源（贡献比例达62%）；在7月至9月期间，7月冰雪融水和降雨对径流的贡献比例显著增加，基流贡献比例相对其他月份减少（贡献比例为63%）；在8月和9月，基流贡献比例回升．上述变化趋势可能受到气温、降雨分布以及含水层结构的共同影响．

季节冻土区孔隙含水层主要由河流沉积作用形成的砂砾石组成，孔隙较大，导水能力较强，含水层厚度在20～50 m，储水能力强．在流域缺乏其他水文输入时，储存在孔隙含水层中的地下水缓慢释出，维持了河道径流．在3月，随着气温升高，积雪开始消融，融雪径流通过地表汇入河道，使得河道径流中出现积雪融水，但基流仍是主要水分来源．进入5月（图2，图3a），降水量增大同时气温升高，河道径流中开始出现降雨、积雪融水和冰雪融水，同时上游多年冻岩区和多年冻土区河道径流逐渐恢复，季节冻土区含水层开始受到山区地下水侧向径流和上游河水入渗补给．在7月，气温进一步升高，多年冻岩区冰川和上覆积雪进一步消融，此时降雨量达到最大，流域出口处河道中来自降雨和冰雪融水的贡献比例上升，基流的贡献比例下降，同时季节冻土区含水层中受到了更多来自山区地下水和上游河水的补给，含水层中储存的水量进一步增加．这种由于其他水分来源补给增加，基流贡献比例下降的现象也得到了葫芦沟流域地下水数值模拟研究的支持（王凯贤等, 2025）．在8月，随着降雨量减少，降雨对河道径流的贡献减少．尽管8月气温达到全年最高，冰雪融水增加，但在整个流域尺度上，葫芦沟流域冰川覆盖率仅3.5%，冰雪融水对河道贡献量有限．而含水层中储存的地下水释出补给河水，使得河水中基流的贡献比例增加．进入9月份以后，降雨进一步减少，而冰雪融水量增加，这与流域降雨类型的改变有关．

相关研究表明，地下水在含水层中流动路径越深、径流时间越长，其水岩相互作用持续时间越长，从而导致水中阴阳离子浓度增加（Xiao *et al.*, 2025）．此前的研究发现在流域出口RW10处，河水

中TDS浓度相对于多年冻土区河道(RW03)、多年冻岩区河道(RW02)显著增加,并且5月、7月至9月,三处河道径流中TDS浓度始终保持这种趋势(常启昕, 2019). 这表明,季节冻土区山前冲洪积平原孔隙含水层厚度显著大于多年冻岩区和多年冻土区,且储存了大量地下水,河水在进入冲洪积平原后接收大量来自含水层中地下水的补给,导致河水中TDS浓度显著增大. 此外,降雨相对河水和冰雪融水,其$\delta^{18}O$和$\delta^{2}H$两种示踪剂更为富集(图6),而降雨中TDS值极低. 当河水中降雨的贡献比例增加时,河水的$\delta^{18}O$、$\delta^{2}H$同位素值会相应升高,而TDS浓度则相对降低. 流域月降雨量大小关系为7月>8月>9月>5月(图2),而季节冻土区河水TDS浓度大小关系为5月>9月>8月>7月(常启昕, 2019),进一步证明7月份基流贡献比例下降是受降雨贡献比例增加的影响.

此外,上述TDS浓度和同位素特征的变化表明,河道径流形成过程不仅受降水和冰雪融水直接补给的影响,冻土消融过程也通过调节地下水对河水的排泄进一步影响着径流形成过程. 7月至9月,多年冻土区冻土消融,活动层逐渐接受降雨和冰雪融水补给形成冻土层上水,并排泄进入河道,成为夏季多年冻土区径流的重要补给来源. 与多年冻土区相比,季节冻土区地下水对河水的贡献更高,在3月、5月、7月至9月始终保持在较高水平,在冻结期更是维持着河道径流. 这表明从多年冻土区向季节冻土区过渡,地下水对河道的补给逐渐增强,前文已指出,这与季节冻土区含水层厚度更大、地下水储量丰富密切相关. 这部分地下水不仅来自上游含水层地下水侧向径流补给,还包括季节冻土区上游河道(冲洪积扇顶部)河水入渗对含水层的补充;在冲洪积扇扇缘,受地形和含水层结构改变影响,地下水位升高,地下水向地表排泄补给河水. 这一过程亦得到杨泽森等(2025)对季节冻土区河道温度监测结果的验证,监测结果表明从东、西支沟交汇处附近至流域出口,包括东支沟末端和干流河道均为地下水排泄带,地下水沿河道以集中流和扩散流的形式持续补给河道.

3.4　降雨和冰雪融水时空变化影响机制

对比不同区域分割结果可以发现对葫芦沟流域不同区域和时段的河道径流,冰雪融水和降雨的贡献比例呈现出显著的时间和空间变化(图7). 具体而言,高海拔的多年冻土区和多年冻岩区河道径流中,冰雪融水和降雨的贡献比例均高于季节冻土区河道径流;5月份流域降水以降雪和雨夹雪为主,降雨较少,而3个区域河道径流分割结果均显示降雨对河道径流贡献比例超过积雪融水(图7);同时,7月至9月径流分割结果与流域冰雪融水贡献比例变化趋势存在一定差异.

葫芦沟流域冰川集中分布于高海拔区域. 已有研究表明,冰雪融水贡献比例具有显著的尺度依赖性,在冰川覆盖面积恒定的情况下,流域面积越小,冰雪融水贡献比例越高,流域面积越大,其他水分来源对冰雪融水的“稀释”作用越强,使得冰雪融水贡献比例降低(Nan *et al.*, 2025). 对于东支沟,从多年冻岩区出口(RW02)、多年冻土区出口(RW03)至季节性冻土区出口(即流域总出口RW10处),冰川覆盖率分别为75%、33%和3.5%,呈现出显著递减趋势. 因此,多年冻岩区和多年冻土区由于较高的冰川覆盖率,其河道径流中冰雪融水贡献比例也相对较高.

降雨对河道径流贡献的空间变化受多种因素影响. 从图2可以看出,同一时期,随空间位置由多年冻岩区、多年冻土区至季节冻土区,降水量呈现递减趋势,在5月和7月至9月,这种降水量空间分布的不均匀性直接影响了降雨贡献比例. 此外,地形、含水层结构、冻土也对降雨贡献产生显著调控作用. 流域中部和南部山区以裂隙岩含水层为主,渗透率和储水能力均较低,降雨入渗率小,因此降雨以坡面流的形式快速汇入河道. 多年冻岩区孔隙含水层为冰碛角砾岩含水层,导水能力强;多年冻土区含水层为泥质砾石含水层,受底部多年冻土限制,含水层厚度较小. 在较大的地形坡度下,多年冻岩区降雨将迅速汇入河道,而多年冻土区活动层消融形成的含水层在接受上游冰雪融水和降雨补给后快速饱和,降雨将以坡面流的形式直接向河道排泄(这也是冻土层上水形成的原因). 上述过程共同作用,最终使得多年冻岩区和多年冻土区河道径流中降雨贡献比例相对流域出口较高.

5月份降雨贡献比例偏高,这可能与采样过程中降雨样品混入积雪融水有关. 5月流域气温升高(图3),积雪消融速度加快,雨水样品中易混入部分积雪融水,从而导致降雨贡献比例偏高. 冰雪融水主要受气温控制,葫芦沟流域月均气温在8月份达到最大,大小关系为8月>7月>9月(图2),这表明8月冰雪融水量达到最大,而9月相对较低的气温导

致冰雪融水量减少.野外观测也发现冰雪融水在7月、8月水量增大,进入9月后再次出现断流现象,并在气温低于0℃后逐渐消失.月降水量大小关系为7月>8月>9月(图2),其中7月降水量显著大于8月,为全年最大月份,这表明流域在7月接受了最多的降雨输入.然而,径流分割结果与降雨量和冰雪融水量变化趋势存在差异,在多年冻岩区河道,7月冰雪融水贡献率大于8月冰雪融水贡献率,而降雨贡献率与之相反,9月冰雪融水贡献比例相对8月显著增加.在多年冻土区河道,8月冰雪融水对河道径流贡献比例大于同一时期多年冻岩区河道径流中冰雪融水贡献比例.在季节冻土区河道,7月份冰雪融水贡献比例大于降雨贡献比例,且7月冰雪融水贡献比例大于8月,同时9月冰雪融水贡献比例相对8月增加.因此,7月至9月径流分割结果总体上表现为冰雪融水贡献比例偏大,这可能与冰雪融水中一部分水量来自于降水有关.

此前对葫芦沟流域雪线研究表明,在海拔3 800 m以上区域,年均气温为-4℃,受气温影响,高海拔地区积雪滞后消融,且降水在高海拔区域多以固态形式存在(Liu *et al.*, 2015),野外观测结果也验证了这一现象.基于此,可以推测:7月份气温显著升高,高海拔区域此前积累但尚未完全消融的降雪(包括冰川上覆积雪)开始大量消融,导致7月份冰雪融水贡献比例增大.这一过程导致多年冻岩区和季节冻土区河道径流中冰雪融水贡献比例大于8月,这也解释了7月季节冻土区冰雪融水贡献比例大于降雨贡献比例的原因.进入8月后,此前积累的积雪已大量消融,而冰川直接消融量相对有限,因此河道径流中冰雪融水贡献比例相较7月有所降低.然而,多年冻岩区、多年冻土区和季节冻土区仍存在一定差异.尽管8月降水量相对7月减少,但仍处于较高水平.高海拔的冰川区域降水有时仍以降雪的形式存在,在较高的气温下这部分积雪快速消融,导致冰雪融水样品中可能混入了降雨成分,使得冰雪融水贡献比例仍然较大.特别是在多年冻岩区和多年冻土区,其冰川覆盖率为75%、33%,较高的冰川覆盖率使得这两个区域冰雪融水贡献比例仍然较大.而对于季节冻土区,冰川覆盖率仅3.5%,仅8月份降水导致的积雪消融所产生的水量相对此前积累的积雪较少,导致其冰雪融水贡献比例较低.在9月,气温和降水量进一步降低,由于在高海拔区域大气降水主要以降雪的形式存在,使得冰雪融水贡献比例再次增加,这也解释了为何多年冻岩区、多年冻土区以及季节冻土区河道径流中9月份冰雪融水贡献比例相对增大.降雨和冰雪融水的同位素特征进一步验证了上述推断,正如图4,图5和图6所示,降雨和冰雪融水同位素值在变化趋势上保持一致.

4 结论

通过对黑河上游葫芦沟流域河道径流水分来源的系统分析,揭示了多年冻岩区、多年冻土区和季节冻土区在不同时期河道径流的水分来源组成及其影响机制,主要结论如下.

(1)葫芦沟流域不同区域河道径流的水分来源呈现显著的时空分异特征.3月份,多年冻岩区与多年冻土区河道处于断流状态,季节冻土区径流主要由基流补给(98%),积雪融水影响微弱.5月份,多年冻岩区径流中积雪融水、冰雪融水和降雨贡献比例较为接近(分别约占29%、33%、38%),多年冻土区降雨和积雪融水贡献比例接近(分别约占40%和41%),季节冻土区仍以基流为主(62%).7月至9月,各区水分来源进一步响应降水和温度变化,多年冻岩区径流均表现为冰雪融水主导(分别约占78%、64%、89%);多年冻土区径流由降雨、冰雪融水与冻土层上水组成,冰雪融水始终作为主导水分来源(分别约占52%、72%、70%),冻土层上水贡献高于降雨,随降雨量减少和气温降低贡献比例逐渐降低;季节冻土区基流始终是主要水分来源(分别约占63%、91%、88%),其中7月冰雪融水和降雨贡献最高(分别为23%、14%).总体上,流域水分来源受季节性气温变化和降水过程的强烈调控,而高海拔地区气温影响着降水类型,改变了冰雪融水与降雨输入的时空分布.

(2)葫芦沟流域河道径流形成过程受气温、降水等气候要素驱动,但下垫面条件是关键控制因素.多年冻岩区径流主要受气温和降水共同影响;多年冻土区受活动层冻融过程调控,冻土退化增强了冻土层上水的补给作用;季节冻土区的径流过程则主要由冲洪积砂砾石孔隙含水层结构控制,其赋存的地下水为河道径流提供了缓慢而稳定的基流补给,并构成该区域径流的主要来源.

上述工作系统揭示了不同下垫面条件下河道径流水分来源的时空分异机制,但仍存在以下不足:首先,仅对河道径流水分来源的影响因素进行

了定性分析,尚未采用统计方法识别水分来源的主导因素,因此在机制解释方面仍存在一定的不确定性.其次,在样品采集方面,采样设计与实际水文过程的匹配仍可进一步完善.具体表现为,5月降雨样品可能混入积雪融水,导致降雨端元贡献被高估;7月至9月冻土层上水样本数量有限,可能未能充分反映其同位素特征.未来研究可在以下方面加以改进:系统收集更多观测数据,结合统计方法定量识别径流组成的主控因子;在关键水文时期(特别是降雨事件前后)提高采样频次,并综合水化学同位素特征,进一步提升端元划分的准确性与可靠性.

References

Chang, Y. P., Ding, Y. J., Zhang, S. Q., et al., 2024. Quantifying the Response of Runoff to Glacier Shrinkage and Permafrost Degradation in a Typical Cryospheric Basin on the Tibetan Plateau. *Catena*, 242: 108124. https://doi.org/10.1016/j.catena.2024.108124

Chang, Q. X., 2019. Water Sources of Stream Runoff in Alpine Region and Their Seasonal Variations: A Case Study of Hulugou Catchment in the Headwaters of the Heihe River (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).

Chang, Q. X., Sun, Z. Y., Pan, Z., et al., 2022. Stream Runoff Formation and Hydrological Regulation Mechanism in Mountainous Alpine Regions: A Review. *Earth Science*, 47(11): 4196－4209(in Chinese with English abstract).

Chang, Q. X., Yang, Z. S., Li, F., et al., 2024. Research Status and Development Trends of Groundwater in Cold Regions: A Bibliometric Review. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 46(1): 298－311 (in Chinese with English abstract).

Chen, H. Y., Chen, Y. N., Li, W. H., et al., 2019a. Quantifying the Contributions of Snow/Glacier Meltwater to River Runoff in the Tianshan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change*, 174: 47－57. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.01.002

Chen, Y. N., Li, B. F., Fan, Y. T., et al., 2019b. Hydrological and Water Cycle Processes of Inland River Basins in the Arid Region of Northwest China. *Journal of Arid Land*, 11(2): 161－179. https://doi.org/10.1007/s40333-019-0050-5

Chen, R. S., Song, Y. X., Kang, E. S., et al., 2014. A Cryosphere-Hydrology Observation System in a Small Alpine Watershed in the Qilian Mountains of China and Its Meteorological Gradient. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(2): 505－523. https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.2.505

Chen, P., Jin, Z. W., Zhou, Y. J., et al., 2023. Characteristics of Water and Sediment Changes in the Source Region of Yangtze River from 2012 to 2021. *Journal of Changjiang River Scientific Research Institute*, 40(10): 180－185 (in Chinese with English abstract).

Coles, A. E., 2017. Runoff Generation over Seasonally-Frozen Ground: Trends, Patterns, and Processes (Dissertation). University of Saskatchewan, Saskatoon City.

Eeckman, J., De Grenus, B., Miesen, F. M., et al., 2025. Multi-Instrumental Monitoring of Snowmelt Infiltration in Vallon de Nant, Swiss Alps. *Hydrology and Earth System Sciences*, 29(17): 4093－4107. https://doi.org/10.5194/hess-29-4093-2025

Fang, J. Z., Yi, P., Stockinger, M., et al., 2022. Investigation of Factors Controlling the Runoff Generation Mechanism Using Isotope Tracing in Large-Scale Nested Basins. *Journal of Hydrology*, 615: 128728. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128728

Francis, T. B., Schindler, D. E., Holtgrieve, G. W., et al., 2011. Habitat Structure Determines Resource Use by Zooplankton in Temperate Lakes. *Ecology Letters*, 14(4): 364－372. https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2011.01597.x

Guo, L. M., Wang, G. X., Song, C. L., et al., 2025. Hydrological Changes Caused by Integrated Warming, Wetting, and Greening in Permafrost Regions of the Qinghai-Tibetan Plateau. *Water Resources Research*, 61(4): e2024WR038465. https://doi.org/10.1029/2024WR038465

Immerzeel, W. W., Droogers, P., de Jong, S. M., et al., 2009. Large-Scale Monitoring of Snow Cover and Runoff Simulation in Himalayan River Basins Using Remote Sensing. *Remote Sensing of Environment*, 113(1): 40－49. https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.08.010

He, B., Chang, J. X., Guo, A. J., et al., 2025. Spatial and Temporal Runoff Variability in Response to Climate Change in Alpine Mountains. *Journal of Hydrology*, 654: 132779. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2025.132779

Hu, Y. L., Ma, R., Sun, Z. Y., et al., 2023. Groundwater Plays an Important Role in Controlling Riverine Dissolved Organic Matter in a Cold Alpine Catchment, the Qinghai-Tibet Plateau. *Water Resources Research*, 59(2): e2022WR032426. https://doi.org/10.1029/2022WR032426

Hu, Y. L., Ma, R., Wang, Y. X., et al., 2019. Using Hy-

drogeochemical Data to Trace Groundwater Flow Paths in a Cold Alpine Catchment. *Hydrological Processes*, 33(14): 1942—1960. https://doi.org/10.1002/hyp.13440

Immerzeel, W. W., Van Beek, L. P. H., Bierkens, M. F. P., 2010. Climate Change will Affect the Asian Water Towers. *Science*, 328(5984): 1382—1385. https://doi.org/10.1126/science.1183188

Liu, J. F., Chen, R. S., Wang, G., 2015. Snowline and Snow Cover Monitoring at High Spatial Resolution in a Mountainous River Basin Based on a Time-Lapse Camera at a Daily Scale. *Journal of Mountain Science*, 12(1): 60—69. https://doi.org/10.1007/s11629-013-2842-y

Long, D., Li, X. Y., Wu, Y. N., et al., 2024. Spatial Disparity in Runoff Variability between Southwestern China's River Basin Headwaters during 1981—2020. *Chinese Science Bulletin*, 69(25): 3821—3830 (in Chinese).

Ma, R., Sun, Z. Y., Chang, Q. X., et al., 2021. Control of the Interactions between Stream and Groundwater by Permafrost and Seasonal Frost in an Alpine Catchment, Northeastern Tibet Plateau, China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(5): e2020JD033689. https://doi.org/10.1029/2020JD033689

Moore, J. W., Semmens, B. X., 2008. Incorporating Uncertainty and Prior Information into Stable Isotope Mixing Models. *Ecology Letters*, 11(5): 470—480. https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2008.01163.x

Nan, Y., Tian, F. Q., McDonnell, J., et al., 2025. Glacier Meltwater has Limited Contributions to the Total Runoff in the Major Rivers Draining the Tibetan Plateau. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 8(1): 155. https://doi.org/10.1038/s41612-025-01060-6

Parnell, A. C., Phillips, D. L., Bearhop, S., et al., 2013. Bayesian Stable Isotope Mixing Models. *Environmetrics*, 24(6): 387—399. https://doi.org/10.1002/env.2221

Qin, J., Ding, Y. J., Yang, G. J., 2013. The Hydrological Linkage of Mountains and Plains in the Arid Region of Northwest China. *Chinese Science Bulletin*, 58(25): 3140—3147. https://doi.org/10.1007/s11434-013-5768-4

Semmens, B. X., Moore, J. W., Ward, E. J., 2009a. Improving Bayesian Isotope Mixing Models: A Response to Jackson *et al*. (2009). *Ecology Letters*, 12(3): E6—E8. https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2009.01283.x

Semmens, B. X., Ward, E. J., Moore, J. W., et al., 2009b. Quantifying Inter- and Intra-Population Niche Variability Using Hierarchical Bayesian Stable Isotope Mixing Models. *Plos One*, 4(7): e6187. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0006187

Stock, B. C., Jackson, A. L., Ward, E. J., et al., 2018. Analyzing Mixing Systems Using a New Generation of Bayesian Tracer Mixing Models. *PeerJ*, 6: e5096. https://doi.org/10.7717/peerj.5096

Stock, B. C., Semmens, B. X., 2016. Unifying Error Structures in Commonly Used Biotracer Mixing Models. *Ecology*, 97(10): 2562—2569. https://doi.org/10.1002/ecy.1517

Tananaev, N., Lotsari, E., 2022. Defrosting Northern Catchments: Fluvial Effects of Permafrost Degradation. *Earth-Science Reviews*, 228: 103996. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103996

Wang, J. R., Chen, X., Liu, J. T., et al., 2021. Changes of Precipitation-Runoff Relationship Induced by Climate Variation in a Large Glaciated Basin of the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(21): e2020JD034367. https://doi.org/10.1029/2020JD034367

Wang, G. X., Li, Y. S., Wang, Y. B., et al., 2007. Impacts of Alpine Ecosystem and Climate Changes on Surface Runoff in the Headwaters of the Yangtze River. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 29(2): 159—168 (in Chinese with English abstract).

Wang, K. X., Chang, Q. X., Shao, Y. Q., et al., 2025. Study on the Interaction Process between Groundwater and Surface Water in Seasonally Frozen Soil Regions of Alpine Watershed Based on GMS: A Case Study of the Hulugou Catchment in Qilian Mountains. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 47(3): 815—826 (in Chinese with English abstract).

Xiong, J, Sun, Z. Y., Hu, Y. L., et al., 2024. Characteristics of Dissolved Organic Matter in Alpine Mountain Soils and Its Effect on Riverine Dissolved Organic Matter Export. *Earth Science*, 49(11): 4169—4183(in Chinese with English abstract).

Xiao, X., Zhang, F., Liu, F. J., et al., 2025. Hillslope Flow Paths in Snowmelt and Rainfall Seasons in Permafrost-Underlain Areas, Northeastern Tibetan Plateau: Investigation Based on Hydrochemical Tracers and End-Member Mixing Analysis. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 60: 102511. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102511

Yang, Y. G., Xiao, H. L., Wei, Y. P., et al., 2012. Hydrological Processes in the Different Landscape Zones of Alpine Cold Regions in the Wet Season, Combining Isotopic and Hydrochemical Tracers. *Hydrological Process-*

es, 26(10): 1457－1466. https://doi. org/10.1002/hyp.8275

Yang, Z. N., 2000. Hydrology in Cold Regions of China. Science Press, Beijing (in Chinese).

Yang, Z. S., Chang, Q. X., He, S. Z., et al., 2025. Groundwater-Surface Water Interaction and Its Mechanism in a Piedmont Fluvial - Alluvial Fan of an Alpine Watershed. *Earth Science*, 50(2): 687－698 (in Chinese with English abstract).

Yi, X. X., 2020. Analysis of Runoff Generation Mechanism in Small Watersheds in Seasonal Frozen Soil Regions (Dissertation). Heilongjiang University, Harbin (in Chinese with English abstract).

Zhang, B., Zhao, F., 2020. Altitudinal Belts: Global Mountains, Patterns, and Mechanisms. In: Wang, Y. Q., ed., Terrestrial Ecosystems and Biodiversity. CRC Press. https://doi.org/10.1201/9780429445651-45

Zou, D. F., Zhao, L., Sheng, Y., et al., 2017. A New Map of Permafrost Distribution on the Tibetan Plateau. *The Cryosphere*, 11(6): 2527－2542. https://doi. org/10.5194/tc-11-2527-2017

Zuo, Y. F., Chen, J. H., Lin, S., et al., 2023. The Runoff Changes are Controlled by Combined Effects of Multiple Regional Environmental Factors in the Alpine Hilly Region of Northwest China. *Science of the Total Environment*, 862: 160835. https://doi. org/10.1016/j. scitotenv.2022.160835

中文参考文献

常启昕, 2019. 高寒山区河道径流水分来源及其季节变化规律(博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.

常启昕, 孙自永, 潘钊, 等, 2022. 高寒山区河道径流的形成与水文调节机制研究进展. 地球科学, 47(11): 4196－4209.

常启昕, 杨泽森, 李凡, 等, 2024. 基于文献计量的寒区流域地下水研究态势分析. 冰川冻土, 46(1): 298－311.

陈鹏, 金中武, 周银军, 等, 2023.2012—2021年长江源区水沙变化特征调查分析. 长江科学院院报, 40(10): 180－185.

龙笛, 李雪莹, 吴业楠, 等, 2024. 西南河流源区1981—2020年间径流变化的南北差异及气候驱动机制. 科学通报, 69(25): 3821－3830.

王根绪, 李元寿, 王一博, 等, 2007. 长江源区高寒生态与气候变化对河流径流过程的影响分析. 冰川冻土, 29(2): 159－168.

王凯贤, 常启昕, 邵亚强, 等, 2025. 基于GMS的高寒流域季节冻土区地下水与地表水交互过程研究: 以祁连山葫芦沟流域为例. 冰川冻土, 47(3): 815－826.

熊净, 孙自永, 胡雅璐, 等, 2024. 高寒山区土壤溶解性有机质特征及其对河流溶解性有机质输出的影响. 地球科学, 49(11): 4169－4183.

杨泽森, 常启昕, 贺笙哲, 等, 2025. 典型高寒流域冲洪积扇地下水与地表水交互机制. 地球科学, 50(2): 687－698.

杨针娘, 2000. 中国寒区水文. 北京: 科学出版社.

易欣欣, 2019. 季节性冻土区小流域产流机制分析(硕士学位论文). 哈尔滨: 黑龙江大学.