

舒敏, 余钟波, 江鹏, 等, 2026. 降雨事件特征对季节性冻土水热状态的影响[J]. 高原气象, 45(3): 654–665. SHU Min, YU Zhongbo, JIANG Peng, et al, 2026. The Influence of Rainfall Characteristics on Seasonal Frozen Soil Hydrothermal Changes[J]. Plateau Meteorology, 45(3): 654–665. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2025.00123. CSTR: 32265.14.gyqx.CN62-1061/P.2025.00123.

降雨事件特征对季节性冻土水热状态的影响

舒敏^{1,2}, 余钟波^{1,2}, 江鹏^{1,2}, 白玛旺堆³,
顿珠加措⁴, 吴仁达⁵, 鞠琴^{1,2}

- (1. 河海大学水灾害防御全国重点实验室, 江苏 南京 210098;
2. 河海大学全球变化与水循环国际合作联合实验室, 江苏 南京 210098;
3. 西藏自治区水文水资源勘测局林芝水资源分局, 西藏 林芝 860000;
4. 西藏自治区水文水资源勘测局那曲水文水资源分局, 西藏 那曲 852000;
5. 中国电建集团成都勘测设计研究院有限公司, 四川 成都 610072)

摘要: 全球气候变暖使得青藏高原呈暖湿化趋势, 降雨对冻土水热状况的影响进一步增强, 为了分析降雨特征对冻土水热状态的影响效果, 本研究以青藏高原季节性冻土区的类乌齐县为例, 对气象要素、冻土水热状况进行连续原位测量, 筛选出 2020—2021 年的典型降雨事件, 分析降雨过程中的冻土水热动态变化。结果表明: (1) 研究区的降雨由短历时($0\text{ h}<H\leq 6\text{ h}$)、小雨量($0.1\text{ mm}\leq P\leq 9.9\text{ mm}$)的降雨事件占主导, 短历时降雨占降雨总数的 57.81%, 小雨量降雨占 84.39%。(2) 降雨量相同情况下($7.6\text{ mm}\leq P\leq 8.1\text{ mm}$), 完全消融期的短历时降雨, 加快了 0~15 cm 土壤降温速率(11.13%~81.49%), 减慢了 25~35 cm 土壤升温速率(18.18%~85.07%), 中历时和长历时降雨主要降低土壤温度变化速率。短历时降雨的土壤含水量增幅(M_a)最大(5~35 cm 均值为 6.90%), 含水量增加速率(R_{sm})和消退速率(D_{sm})总体上随降雨历时的增加而减小。(3) 降雨历时相同情况下($10\text{ h}\leq H\leq 13\text{ h}$), 完全消融期的大雨量降雨促使 0~25 cm 土壤迅速降温, 使 35~45 cm 土壤温度小幅抬升(1.0 °C 和 0.8 °C); 中雨量和小雨量降雨主要降低土壤温度变化速率。 M_a 、 R_{sm} 和 D_{sm} 总体上随雨量的增加而增加。(4) 不同发生时间的短历时且小雨量($H\leq 5\text{ h}$, $P\leq 5\text{ mm}$)的降雨通常减缓土壤温度变化速率, 对 15 cm 以下土壤影响较小。完全消融期降雨的 M_a 最大(2.5~15 cm 均值为 0.59%), 完全冻结期最小。(5) 理论雨水温度通常低于地表土壤温度(逐时温差为 -1.57~30.99 °C, 日平均温差为 0.45~15.86 °C), 其中 6—8 月差值较大, 其间发生的降雨对土壤具有降温作用。

关键词: 青藏高原; 降雨特征; 水热变化; 冻融过程; 季节性冻土

文章编号: 1000-0534(2026)03-0654-12 **中图分类号:** P426.61 **文献标识码:** A

DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2025.00123

CSTR: 32265.14.gyqx.CN62-1061/P.2025.00123

1 引言

青藏高原地区受温室效应的影响, 冻土出现了广泛的退化, 过去几十年中, 高原永久冻土面积从约 $1.4\times 10^6\text{ km}^2$ 减少到 $1.06\times 10^6\text{ km}^2$ (Lu et al, 2022), 造成严重的经济损失和生态破坏。冻土对气候变化

高度敏感, 其升温与融化过程会显著加速温室气体释放并反馈于全球变暖(程国栋等, 2019)。目前, 青藏高原呈现暖湿化的气候变化特征, 根据 IPCC 第六次评估报告, 青藏高原在未来几十年将持续变暖, 降水增加(Lalande et al, 2021), 尤其在高排放情景下, 预计极端降水会增加(Chen et al, 2022)。

收稿日期: 2025-05-21; 定稿日期: 2025-09-08

资助项目: 西藏自治区科技计划项目(XZ202402ZY0009, XZ202401JD0024); 国家自然科学基金项目(U2240217, U2340213); 水灾害防御全国重点实验室自主研究项目(5240152N2)

作者简介: 舒敏(2000—), 女, 浙江衢州人, 硕士研究生, 主要从事流域水文模拟及气候变化影响研究. E-mail: shuminhhu@163.com

通信作者: 余钟波(1964—), 男, 江西上饶人, 教授, 主要从事水文物理规律及流域水文模拟研究. E-mail: hhu_2023@126.com

© Editorial Department of Plateau Meteorology (CC BY-NC-ND)

目前气温上升被认为是冻土退化的主要驱动因素(苗学云等, 2024), 而降水增加对冻土热动力学影响的研究较少, 降水作为关键气候因子, 其持续时间和降雨强度等都直接影响着冻土内部的水热状态(王玉阳等, 2024)。如果忽略冻土对降水过程的反应, 将不利于估计未来气候变化下的冻土状况, 因此探究降雨特征对季节性冻土水热变化的影响具有重要意义。

降雨显著影响冻土的地表能量收支和水热状况。部分研究者进行实际点位观测, Luo et al (2020)发现黄河源区夏季降水量的增加会降低年平均土壤温度和融化指数, 使活动层变薄; 周志雄等(2023)在北麓河地区观测到降雨会减弱地表净辐射, 改变土壤热通量状况, 尤其是夏季大雨事件大幅减小地表净辐射和浅层土壤热通量; 蔡汉成等(2018)发现风火山地区的暖季降水对多年冻土有强烈的降温作用, 冷季降水有微弱的保温作用; Wenzel (2020)发现北极斯瓦尔巴群岛的极端降雨事件中, 雨水经积雪下渗, 在土壤表面冻结并释放潜热, 进而提升表土温度。可见, 目前有关降雨对冻土水热影响的结论不一, 研究区域多为永久冻土区, 而青藏高原的季节性冻土约 $140.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ (占 53.8%) (牛富俊和尹国安, 2018), 冻结情况年际波动显著, 在全球变暖的背景下存在永久冻土逐渐转化为季节性冻土的情况, 因此需要提高对季节性冻土的关注。实地观测的研究多关注季节降雨和极端降雨的影响, 有关降雨事件特征对季节性冻土分层的影响少有文献报道。部分研究者还通过数值模拟进行分析, Zhou et al (2021)在青藏高原的北麓河地区, 利用 COMSOL 模拟降雨量增加到 1.25 倍和 1.5 倍的情况, 发现地表热通量随着降雨量的增加而降低, 从而缓解了多年冻土的退化; Li et al (2019)利用土壤-植物-大气系统的耦合传热模型, 发现全年降水量的增加会在冰冻季节对活动层产生冷却作用, 在解冻季节产生加热效应。现有模型模拟多聚焦于雨量增加对冻土的影响, 而雨量变化对冻土的影响具有复杂性, 夏季高频小雨通过增强蒸发冷却浅层土壤(Zhou et al, 2021), 而短时强降水则通过改变地表能量平衡加速冻土退化(Luo et al, 2020; Zhu et al, 2017), 仅依赖降水总量评估冻土变化会导致分歧, 因此分析降雨特征如何调控冻土的水热过程至关重要。通过分析典型降雨事件前后冻土水热动态变化, 能够量化降雨特征和冻土响应的关系, 为长期气候趋势下的冻土稳定性预测提供关键机理支撑。

针对上述研究现状, 本文基于西藏自治区类乌齐县实验站的原位观测资料, 从降雨历时、降雨量和发生时间这三个方面筛选出典型降雨事件, 分析降雨前后冻土水热状况的动态变化, 揭示不同降雨特征对冻土水热变化的影响, 为气候变化下高寒地区冻土退化防治和水资源管理提供一定的理论基础和技术支撑。

2 研究区域与观测数据

2.1 站点介绍

研究区为西藏自治区昌都市的类乌齐县, 位于青藏高原的东南部(图 1), 平均海拔约 4500 m。研究区高原气候特征明显, 年平均气温约 2.6°C , 年降雨量 550~650 mm。冻融过程监测点和全自动地面气象站设在类乌齐县桑多镇的龙怕隆山坡上($31^\circ 13' 41.9''\text{N}$, $96^\circ 35' 25.5''\text{E}$, 海拔 3800~4000 m)。图 1 根据国家青藏高原科学数据中心的青藏高原多年冻土分布现状图件(2003)数据集(牛富俊和尹国安, 2018)绘制。

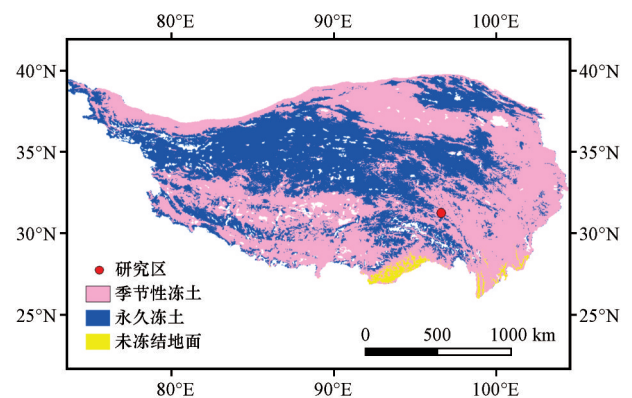


图 1 研究区地理位置

Fig. 1 Location of the study area

2.2 冻融过程和气象数据监测

采用 ZY4000 型冻土自动观测系统监测季节性冻土的冻结深度、不同深度土壤温度、含水量等要素, 观测深度为 2.5~120 cm, 逐 2.5 cm 间隔深度布设仪器, 时间分辨率为 1 h。测量的土壤含水量是季节性冻土中体积含水量(单位: %)。全自动地面气象站距监测点约 100 m, 监测数据包括气温、降雨量、风速等, 观测高度为 2 m、4 m、8 m、18 m、22 m, 时间分辨率为 10 min。

2.3 研究方法与数据分析

本文根据降雨起止时间划分降雨事件, 从降雨历时、降雨总量、降雨发生时间三方面对降雨事件进行筛选, 计算降雨发生前后土壤温度和含水量的变化状况。基于实测气象数据, 计算理论雨水温

度。根据 2.5 cm 处土壤温度和理论雨水温度的差值,联系观测的实际土壤温度变化,判断降雨对土壤产生降温或升温效益。

2.3.1 降雨事件划分和特征分析

以雨量计记录的降雨起止时间作为降雨划分依据,在某场次降雨中,降雨间隔时间在 6 h 以上,则视为 2 次降雨事件,否则视为 1 次降雨事件(谢云等, 2001)。2020 年 4 月 20 日至 2021 年 12 月 31 日,共发生 237 场有效降雨,总降雨量为 1190.6 mm,集中在 5—9 月。根据中国气象局颁布的降雨强度等级划分标准(GB/T 28592-2012)和实地情况,对降雨事件进行分类(表 1)。短历时的降雨事件最多

(57.81%),长历时的降雨事件最少(6.75%),最长降雨历时为 55 h。小雨量的降雨事件最多(84.39%),大雨量的降雨事件最少(2.53%),最大降雨量为 43.3 mm。总体上,研究区的降雨由频繁的短历时、小雨量的降雨事件占主导。

根据土壤日平均温度变化和 5 cm 处土壤温度的日变化,将该季节性冻土区的冻融过程分为冻结过程期、完全冻结期、融化过程期、完全消融期四个阶段(表 2)(张戈等, 2023),完全消融期的时间最长(415 天),降雨场次也最多(共计 219 场),完全冻结期的持续时间最短(仅 22 天),降雨场次也最少(仅 1 场)。

表 1 降雨事件的降雨历时和降雨量特征

Table 1 Characteristics of rainfall duration and rainfall amount of rainfall events

降雨历时(H)	降雨历时平均值/h	场次/场	降雨量(P)	降雨量平均值/mm	场次/场
短历时(0 h<H≤6 h)	2.50	137	小雨量(0.1 mm≤P≤9.9 mm)	2.75	200
中历时(6 h<H≤24 h)	12.10	90	中雨量(10 mm≤P≤24.9 mm)	14.50	31
长历时(H>24 h)	38.40	10	大雨量(P≥25 mm)	31.92	6

表 2 研究区不同冻融阶段的起止时间和持续时间(2020 年 4 月至 2021 年 12 月)

Table 2 Starting and ending time, duration of different freeze-thaw stages in the study area (April 2020 to December 2021)

冻融阶段	划分依据	起止时间	持续时间/d	降雨事件场次/场
冻结过程期	5 cm 处土壤温度的日最低温度<0 ℃	2020 年 11 月 8 日至 2021 年 1 月 27 日	81	3
		2021 年 11 月 8 日至 2021 年 12 月 31 日	54	3
完全冻结期	全土层日平均土壤温度≤0 ℃	2021 年 1 月 28 日至 2021 年 2 月 18 日	22	1
融化过程期	5 cm 处土壤温度的日最高温度>0 ℃	2021 年 2 月 19 日至 2021 年 4 月 8 日	49	11
完全消融期	全土层日平均土壤温度≥0 ℃	2020 年 4 月 20 日至 2020 年 11 月 7 日	202	108
		2021 年 4 月 9 日至 2021 年 11 月 7 日	213	111

2.3.2 土壤温湿度变化状况分析

考虑到降雨事件对土壤水热的影响存在滞后性,因此计算降雨期间和雨后 6 h 内的土壤温度变化速率(即:土壤温度变化量与时间的比值),与未发生降雨或受降雨影响较小的相邻日同时段的土壤温度变化速率进行对比:

$$R = \frac{|V_{\text{rain}}| - |V_{\text{no rain}}|}{|V_{\text{no rain}}|} \times 100\% \tag{1}$$

式中:R 是雨中土壤温度变化速率与未降雨日的相对变化率(单位:%), V_{rain} 是雨中土壤温度变化速率(单位:℃·h⁻¹), $V_{\text{no rain}}$ 是未降雨日同时段土壤温度变化速率(单位:℃·h⁻¹), $V_{\text{no rain}}$ 为 0 时不进行计算。

通过对比土壤含水量增幅(M_a),响应时间(T_{sm}),增加速率(R_{sm})和消退速率(D_{sm}),反映降雨事件对土壤含水量的影响:

$$M_a = M_{\text{sm}} - M_0 \tag{2}$$

$$T_{\text{sm}} = T_m - T_0 \tag{3}$$

$$R_{\text{sm}} = M_a / T_{\text{sm}} \tag{4}$$

$$D_{\text{sm}} = \frac{M_{\text{sm}} - M_1}{T_1 - T_m} \tag{5}$$

式中: M_{sm} 为降雨期间和雨后 6 h 内土壤含水量峰值(单位:%); M_0 为雨前土壤初始含水量(单位:%); M_1 为雨水入渗消退稳定后的土壤含水量(单位:%); T_m 为雨后土壤含水量峰值出现的时间; T_0 为降雨开始时间; T_1 为土壤含水量稳定后对应的时间。

2.3.3 理论雨水温度的计算

在未饱和大气中,雨滴的蒸发导致了雨水温度低于空气温度,部分研究通过模型和实验室研究了自由下落的水滴的蒸发和温度,发现雨水温度接近湿球温度(Kincaid et al, 1989):

$$0.00066(1 + 0.00115T_w) = \frac{(e'_w - e')}{P(T_d - T_w)} \quad (6)$$

式中： T_w 为湿球温度(单位：℃)； P 为大气压力(单位：hPa)； T_d 为干球温度(单位：℃)，可以近似考虑为2 m处大气温度 T_a (单位：℃)； e' 为大气非饱和蒸气压(单位：hPa)； e'_w 为饱和蒸气压(单位：hPa)，可用式(7)求得：

$$e'_w = (1.0007 + 3.46 \times 10^{-6}P) \times 6.1121 \exp\left(\frac{17.502T_a}{240.97 + T_a}\right) \quad (7)$$

$$e' = \frac{RHPe'_w}{P - e'_w(1 - RH)} \quad (8)$$

式中： RH 为2 m处大气相对湿度(单位：%)。

3 结果分析

3.1 降雨历时对土壤水热的影响

为了明确降雨历时对土壤水热变化的影响，本文选取发生在完全消融期的几乎等雨量(7.6 mm≤ P ≤8.1 mm)的五场降雨，历时不同。短历时降雨中2021年6月23日降雨使5 cm、10 cm和15 cm处土壤降温速率对比相邻未降雨日分别加快了81.49%、73.20%和11.13%，使25 cm和35 cm处土壤升温速率减缓了85.07%和33.40%，10 cm和15 cm处土壤受降雨影响分别提前了2 h和3 h开始降温；2021年7月5日降雨使5 cm处土壤降温速率对比相邻未降雨日加快了14.11%，10 cm、15 cm和25 cm处土壤

升温速率减缓了13.04%、13.04%和18.18%。中历时降雨中表层土壤受到降雨初期的雨峰影响，土壤降温速率加快，之后逐渐减缓。2021年6月30日降雨使5 cm、10 cm、15 cm和25 cm处土壤降温速率对比相邻未降雨日分别减缓了10.43%、12.03%、15.99%和23.07%；2020年7月31日降雨使5 cm、10 cm和15 cm处土壤降温速率分别减缓了22.44%、29.03%和25.00%。长历时降雨使5 cm、10 cm、15 cm和25 cm处的土壤降温速率对比相邻未降雨日分别减缓了30.77%、21.88%、19.64%和28.57%，土壤升温速率减缓了57.63%、42.86%、23.64%和55.56%。完全消融期的短历时降雨脉冲促进表层土壤提前降温，加快土壤降温速度，长历时降雨缓解土壤温度变化。

不同降雨历时对土壤含水量的影响如表3所示。短历时降雨的 M_a 均值最高，随土壤深度的增加而减小，5~35 cm的 M_a 均值为6.90%，中历时降雨的 M_a 均值最低，5~35 cm的 M_a 均值为1.34%。中历时和长历时降雨中都出现了下层土壤的 T_{sm} 小于上层土壤的情况，可能是降雨后期雨量过小，对下层土壤含水量影响较小。10~25 cm处的 R_{sm} 和 D_{sm} 随着降雨历时的增大而减小，短历时降雨的 R_{sm} 均值最高，且明显高于 D_{sm} ，长历时降雨和中历时降雨的 R_{sm} 和 D_{sm} 比较接近。可见短历时降雨促进土壤含水量快速上升和较快消退，中历时和长历时降雨的 R_{sm} 和 D_{sm} 较小。

表3 不同历时的降雨对土壤含水量的影响
Table 3 Effects of rainfall of different duration on soil moisture content

降雨历时(H)	深度/cm	土壤含水量增幅(M_a)/%	响应时间(T_{sm})/h	增加速率(R_{sm})/(%/h ⁻¹)	消退速率(D_{sm})/(%/h ⁻¹)
短历时(0 h< H ≤6 h)	5	15.50	7.50	3.34	0.51
	10	7.70	8.50	1.80	0.22
	15	6.40	8.50	1.58	0.32
	25	4.05	8.50	1.00	0.17
	35	0.85	8.50	0.17	0.40
中历时(6 h< H ≤24 h)	5	3.20	12.00	0.26	0.23
	10	1.55	14.50	0.13	0.13
	15	1.60	14.50	0.81	0.19
	25	0.15	13.50	0.13	0.15
	35	0.20	13.00	0.01	0.08
长历时(H >24 h)	5	8.50	20.00	0.43	0.18
	10	1.90	23.00	0.08	0.05
	15	0.40	20.00	0.02	0.06
	25	0.40	20.00	0.02	0.02
	35	1.20	9.00	0.02	0.02

研究区间内历时最长的降雨为2020年5月23日开始的降雨(55 h, 31.3 mm), 降雨期间的日最高土壤温度持续降低, 土壤降温速率和升温速率也持续降低。5 cm处的 M_a 最大(13.7%), 5~15 cm处

含水量受降雨和入渗影响, 波动剧烈, 25 cm以下的土壤含水量平稳上升。降雨结束后5~15 cm土壤含水量缓慢回落, 25 cm以下土壤凭借自身的持水能力, 含水量比较稳定(图2)。

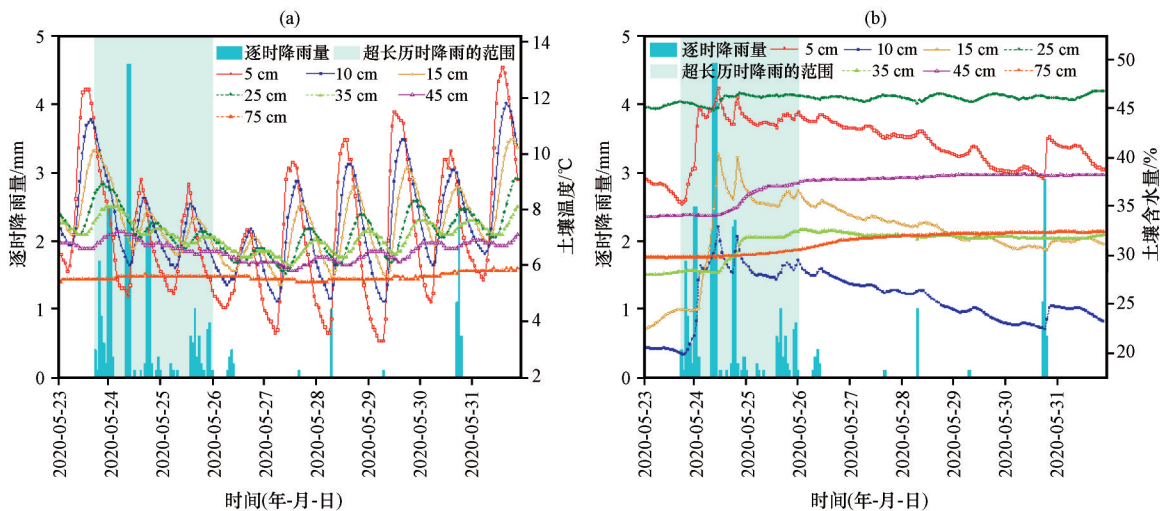


图2 2020年5月23日20:00至26日02:00的超长历时(55 h,31.3 mm)降雨对 layers 土壤温度(a)和土壤含水量(b)的影响

Fig. 2 Impacts of prolonged rainfall (55 h, 31.3 mm) on soil temperature (a) and soil moisture content (b) of soil layers from 20:00 on May 23 to 02:00 on May 26, 2020

3.2 降雨总量对土壤水热的影响

为了分析降雨量对土壤水热变化的影响规律, 本文选取发生在完全消融期的18场降雨, 降雨历时接近(10 h $\leq$ H $\leq$ 13 h)而降雨量差异较大, 不同降雨总量对土壤温度的影响如表4所示。小雨量降雨在土壤降温时段和升温时段都有发生, 中雨量降雨主要发生在土壤的降温时段, 共计4场占80%。小雨量降雨主要缓解土壤温度变化, 5 cm、10 cm、

15 cm、25 cm和35 cm处土壤温度变化速率对比未降雨日平均减缓了20.83%、25.40%、24.21%、18.69%和7.68%, 减缓效果总体上随土壤深度的增加而减弱。由于统计的中雨量降雨的累计降雨量较小(10.9~13.6 mm), 中雨量降雨总体上减缓5~25 cm处土壤温度变化速率, 加快35 cm处土壤温度变化速率, 5 cm、10 cm、15 cm和25 cm处土壤温度变化速率平均减缓了9.79%、8.22%、

表4 不同降雨总量的降雨对土壤温度变化的影响

Table 4 Effects of rainfall with different total rainfall amounts on soil temperature changes

降雨总量(P)	场次 /场	深度 /cm	雨中土壤温度变化 速率范围/($^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$)	雨中土壤温度变化 速率均值/($^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$)	R 范围/%	R 均值/%
小雨量 (1.70 mm $\leq$ P $\leq$ 9.80 mm)	12	5	-0.53~+0.60	-0.07	-72.12~+5.13	-20.83%
		10	-0.25~+0.65	+0.00	-49.28~+7.39	-25.40%
		15	-0.17~+0.33	+0.00	-75.00~+20.00	-24.21%
		25	-0.10~+0.14	-0.01	-93.23~+25.00	-18.69%
		30	-0.04~+0.08	+0.01	-28.57~+3.45	-7.68%
中雨量 (10.90 mm $\leq$ P $\leq$ 13.60 mm)	5	5	-0.32~+0.48	-0.13	-45.6~+27.18	-9.79%
		10	-0.28~-0.14	-0.22	-49.03~+20.30	-8.22%
		15	-0.19~-0.11	-0.15	-33.35~+36.36	-7.03%
		25	-0.10~+0.10	-0.06	-23.89~+15.34	-5.03%
		30	-0.08~+0.07	-0.00	0.00~+33.33	+5.60%

“+”表示升温或速率增加,“-”表示降温或速率减小(“+” indicates warming or an increased rate, while “-” indicates cooling or a decreased rate)

7.03%和5.03%, 35 cm处土壤温度变化速率加快5.06%。中雨量降雨中有2场降雨事件促使土壤降温提前降温。大雨量降雨为2020年7月7日的降雨(13 h, 43.3 mm)。雨中20:00—22:00(北京时,下同)的5 cm、10 cm和15 cm处的降温速率对比未降雨日(7月13—14日)同时段增加了5.77~20.5倍,雨后土壤温度回升。雨前,35 cm和45 cm处土壤

温度比5 cm处分别低4.9℃和5.8℃, 20:00—23:00的35 cm、45 cm处的土壤温度对比雨前骤然增加1.0℃和0.8℃,对比未降水日的升温速率分别增加了1.5倍和1.67倍,土壤含水量分别增加了14.8%和12.9%[图3(b)]。可见,小雨量降雨和中雨量降雨主要降低土壤温度变化速率,大雨量降雨促进表层土壤降温,35~45 cm处会出现反常升温。

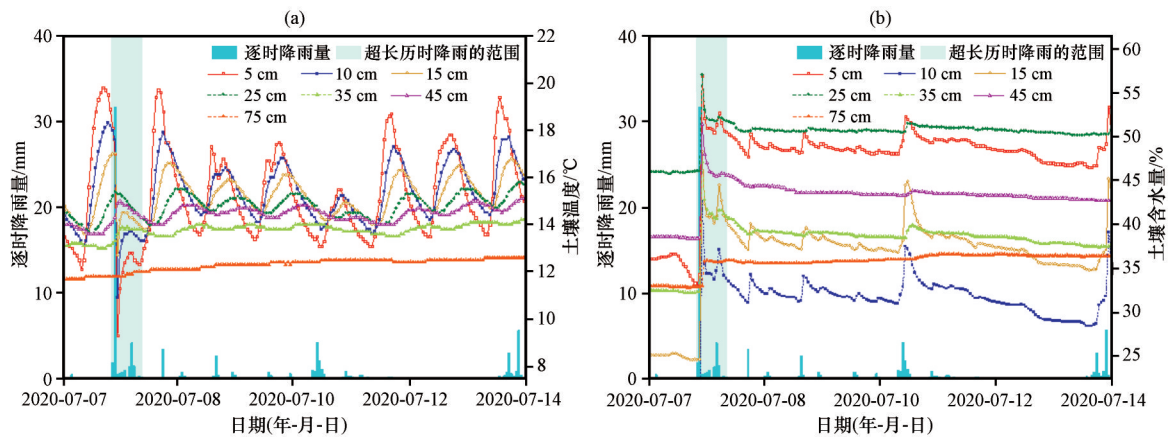


图3 2020年7月7日20:00至8日08:00的大雨量降雨(13 h, 43.3 mm)对 layers 土壤温度(a)和土壤含水量(b)的影响

Fig. 3 Impacts of heavy rainfall (13 h, 43.3 mm) on soil temperature (a) and soil moisture content (b) of soil layers from 20:00 on July 7 to 08:00 on July 8, 2020

不同降雨总量的降雨对土壤含水量的影响如图4所示。 M_a 总体上随着降雨量的增加而增大,小雨量降雨的 M_a 受蒸发和降雨总量过小的影响,在5~15 cm处出现负值[图4(a)],而大雨量降雨可以增加75 cm处土壤含水量[图3(b)]。中雨量和大雨量降雨受雨水下渗和土壤本身持水能力的影响,10 cm处土壤的平均 M_a 最大,分别为8.78%和25.30%。小雨量 T_{sm} 的中位数和平均值一般小于中雨量,大雨量降雨中雨水快速下渗,0~35 cm处土壤的 T_{sm} 一致。 R_{sm} 和 D_{sm} 总体上随降雨总量的增加而增大,小雨量和中雨量的平均 R_{sm} 和 D_{sm} 随土壤深度的增加呈现先升后降的趋势。可见 M_a 总体上随降雨量的增加而增大,小雨量降雨对25 cm及以下土层影响较小,大雨量降雨可以促进深层土壤含水量抬升; R_{sm} 和 D_{sm} 总体上随雨量的增加而增大。

3.3 降雨发生时间对土壤水热的影响

研究区的短历时且小雨量的降雨事件较多,各个土壤冻融阶段都有发生,因此统计了不同发生时间的短历时($H \leq 5$ h)小雨量($P \leq 5$ mm)降雨对土壤水热的影响(表5)。

完全消融期的降雨期间土壤温度变化范围最大,冻结过程期的温度变化范围最小,因为冻结过程期气温较稳定,导致浅层土壤温度较稳定,该期

间降雨主要起到缓解温度变化的作用,完全冻结期降雨促进表层温度微弱升高。融化过程期和完全消融期的降雨对土壤温度变化速率的影响不同,促使温度变化速率减慢的情况通常多于促进速率加快的情况。由于季节性冻土融化过程中降雨多为短时降雨脉冲,会促使土壤降温速度加快,据统计完全消融期中有12场降雨(占12.24%)使季节性冻土在土壤升温阶段出现降温现象。

因降雨历时过短,因此只统计 M_a 范围和均值(表5)。2.5 cm和5 cm处土壤含水量变化量较大,最大在2021年6月25日降雨中分别提高了10.20%和10.90%的未冻水含量,而25 cm处的土壤含水量符合日波动规律,受短历时且小雨量降雨的影响较小。对比含水量增幅的平均值发现,完全消融期的降雨对土壤含水量的影响较大,2.5~15 cm的 M_a 均值为0.59%,融化过程期的影响次之, M_a 均值为0.53%,完全冻结期对土壤含水量的影响最小, M_a 均值为0.03%。观察含水量增幅出现负值的30场降雨事件,发现83.33%的降雨发生在完全消融期的春季至秋季,降雨强度在0.04~0.45 mm·h⁻¹范围内,其中80.00%的降雨事件的雨前土壤含水量处于下降阶段,受降雨量过小和蒸发的影响,土壤含水量增幅可能出现负值。

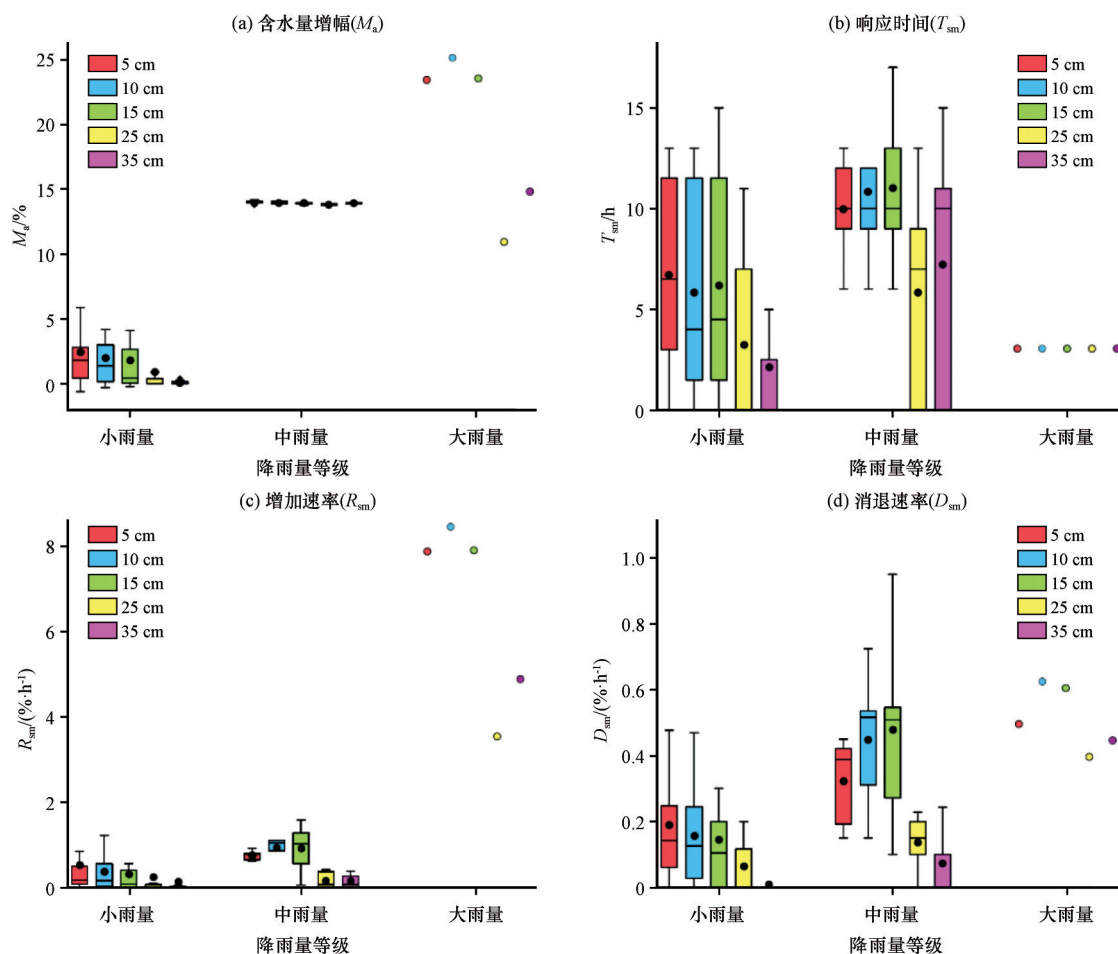


图4 不同降雨量的降雨对土壤含水量变化状况的影响

箱线图箱子上下端分别为第25百分位数和第75百分位数;上下端横线分别为第10百分位数和第90百分位数;

箱内横线代表中位数;●代表平均值

Fig. 4 Impacts of rainfall amount on soil moisture content variation. The upper and lower ends of the box in the boxplot represent the 75th and 25th percentiles, respectively, the upper and lower horizontal whiskers represent the 90th and 10th percentiles, respectively. The horizontal lines inside the box denote the median, the black dots (●) denote the mean value

可见短历时、小雨量的降雨事件发生在冻结过
程期起到缓解温度变化的作用,发生在完全消融期
常起到降温的作用。由于土壤冻融和降雨的共同
作用,完全消融期表层土壤含水量增幅最大,对完
全冻结期的影响最小。

3.4 雨水温度对土壤水热的影响

理论雨水温度和地表2.5 cm处土壤温度及其
差值的日变化如图5所示。雨水温度和土壤温度
的变化趋势一致,一般情况下雨水温度低于地表土
壤温度,两者间的逐时温差为 $-1.57\sim 30.99\text{ }^{\circ}\text{C}$,日
平均温差为 $0.45\sim 15.86\text{ }^{\circ}\text{C}$,6—8月差值较大,雨水
的冷却效应占据主导,1月和12月的部分时段会
出现雨水温度高于地表的情况。对照实际降雨发
生情况,筛选出理论雨水温度高于地表温度的降
雨,即2021年12月4日11:00发生的降雨事件(图6),雨

后2.5 cm处土壤温度小幅度抬升,11:00—13:00
的升温速率为 $0.45\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$,是雨前的2.25倍,但是
比未降雨日(2021年12月3日)同时段的升温速
率($0.90\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$)低。

4 讨论

降雨强度和持续时间影响着土壤入渗模式(肖
婧和王兵,2019),短历时且大雨量降雨的雨水入
渗速率较快,相对较冷的雨水会迅速降低表层土
壤温度(Zhu et al, 2017)。雨水在入渗过程中将表
层热量传递至较冷的下层土壤,增加导入地下的
总体能量(Magnússon et al, 2022),促使下层土壤
的温度小幅抬高,如2020年7月7日降雨中35 cm
和45 cm处的土壤升温速率是雨前的1~3倍。Zhu
et al (2017)在青藏高原唐古拉监测点对35 cm和70 cm

表5 短历时小雨量的降雨事件对土壤温度和土壤含水量的影响

Table 5 Impact of short-duration and light rainfall events on soil temperature and soil moisture content

发生时间	场次/场	平均降雨历时/h	平均雨量/mm	深度/cm	雨中土壤温度变化 速率范围 (/°C·h ⁻¹)	R范围 /%	R均值 /%	M _a 范围 /%	M _a 平均值 /%
冻结过程期	6	2.17	1.27	2.5	-0.30~+0.98	-31.58~+50.00	+1.32	0.00~0.70	0.26
				5	+0.10~+0.50	-58.04~-7.14	-36.92	0.00~0.70	0.44
				10	+0.07~0.35	-66.67~-33.33	-53.34	0.00~0.20	0.10
				15	0.00~+0.18	-70.15~0.00	-37.73	0.00~0.10	0.04
完全冻结期	1	1.00	0.10	2.5	+2.90	+16.00	+16.00	0.00	0.00
				5	+0.80	+14.29	+14.29	0.10	0.10
				10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
				15	-0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
融化过程期	15	2.13	0.92	2.5	-0.70~+3.00	-96.30~+22.73	-22.05	0.00~3.60	1.15
				5	-0.60~+1.20	-97.72~+22.54	-17.06	0.00~2.10	0.67
				10	-0.30~+0.40	-68.75~+8.57	-18.46	-0.10~0.80	0.13
				15	-0.10~+0.20	-53.33~0.00	-10.87	-0.10~0.90	0.16
完全消融期	98	2.17	1.33	2.5	-2.20~+2.78	-90.00~+54.78	-12.02	-0.30~10.20	1.34
				5	-2.50~+1.70	-72.22~+50.00	-12.17	-0.40~10.90	0.65
				10	-0.60~+1.20	-71.45~+50.00	-15.84	-0.40~3.20	0.25
				15	-0.25~+2.00	-83.33~+50.00	-15.47	-0.30~3.00	0.13

“+”表示升温或速率增加,“-”表示降温或速率减小(“+” indicates warming or an increased rate, while “-” indicates cooling or a decreased rate)

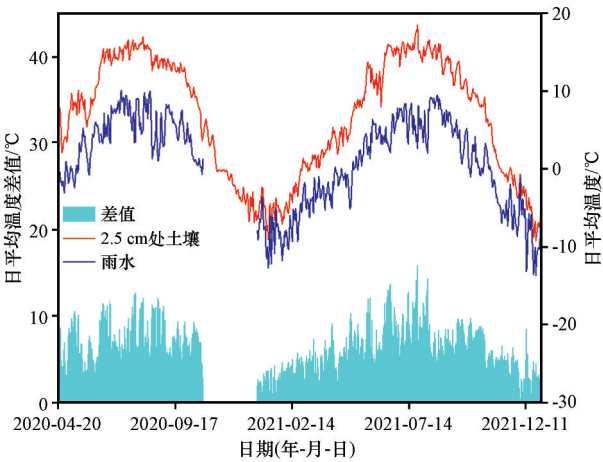


图5 理论日平均雨水温度和地表2.5 cm处土壤温度及其差值的变化

Fig. 5 Daily variations in mean theoretical rainwater temperature and 2.5 cm soil temperature, as well as their differences

处的冻土进行的观测也印证了这一现象,夏季极端降雨会导致70 cm以下的土壤温度升高。然而唐古拉地区属于半干旱区域,降雨量和植被覆盖度均低于研究区,研究区的降雨入渗速度更快,35 cm和地表土壤温度的温差较大,因此在更浅的土层就能观察到下层土壤升温的情况。长历时和小雨量的

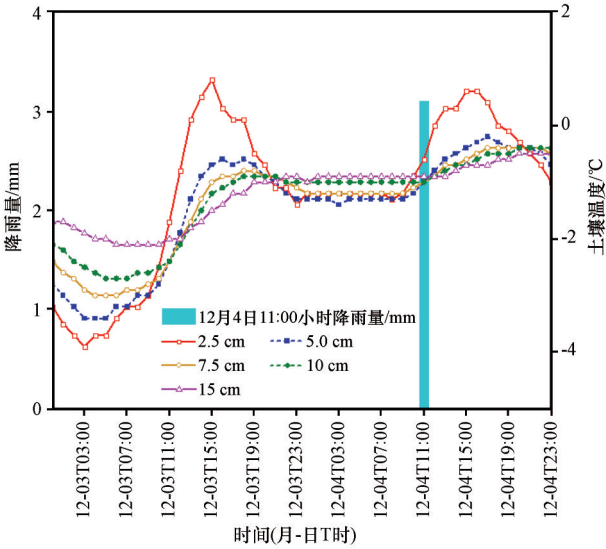


图6 2021年12月4日11:00降雨事件发生后表层土壤温度的变化

Fig. 6 Changes in surface soil temperature before and after the rainfall events at 11:00 on 4 December 2021

降雨入渗较慢,主要通过增加土壤含水量的方式,增加土壤热容量(Abu-Hamdeh et al, 2003),从而缓解土壤温度变化。土壤含水量升高会导致较高的土壤热导率,促进地面与大气之间的能量交换,因

此降水事件后的地表实际蒸发会增强,起到一定的冷却作用(Yang et al, 2023)。受蒸发和气温的影响,土壤的温湿度会逐渐恢复到雨前状态。土壤入渗量和入渗深度随着降雨量的增大而增大(Liu et al, 2015),短历时和大雨量降雨中雨水会渗入更深的土层,土壤水分蒸发损失有限。因此少量降雨湿润表层土壤,增加地表蒸发冷却,可能减缓冻土融化,大量降雨和持续性降雨促进水分下渗,增加土壤热容,延缓冻土升温或降温,部分短历的强降雨会快速向深层土壤输送热量,可能加速冻土融化。当降雨量超过土壤渗透能力时,雨水会形成地表径流,无法渗入冻土内部,对冻融速率的影响减弱(Zhou et al, 2021; Luo et al, 2020)。

降水事件的发生时间对活动层的水热状态也有重要影响,研究区的降雨以短历时且小雨量的降雨为主,统计该类型降雨对冻土水热的影响发现,大部分降雨缓解了土壤温度变化速率,但也有降雨对土壤产生冷却效应。李德生等(2017)通过北麓河的监测数据发现,暖季的高频率小雨量降雨能够冷却活动层,与本文的研究结果一致;同时还发现冷季降雨和降雪提高了活动层的温度,而本文发现,在冻结过程期和完全冻结期的降雨期间,浅层土壤温度都比较稳定,降雨天气减缓了土壤温度的变化速率。由于土壤冻结作用影响雨水下渗,因此完全消融期的含水量增幅通常高于冻结时期。极端降雨事件的发生时间对整体冻土冻融过程都有很大影响,如果极端降水事件发生在解冻过程初期,则向下传递的热量可能会加速活动层的融化过程,如果发生在冻结过程初期,冻结过程可能会延后,同时更多的雨水储存在活动层中,有助于冻土的发育(Fang et al, 2023)。如 Luo et al(2020)发现青藏高原东北部黄河源区2015年7月2日发生的特大降水(降雨量44 mm),导致160~250 cm土壤温度急剧升高0.3~0.5 °C,活动层提前解冻半个月。此外, Magnússon et al(2022)通过西伯利亚苔原地区的控制灌溉试验发现,夏季的平均降雨量增加120%后,延迟了秋季冻融,解冻深度增加了35%。雨水温度也是影响冻土内部水热状态的重要因素,一般来说雨水温度低于土壤温度(张明礼等, 2023),尤其是夏季降雨对土壤具有快速冷却效果(Ramos et al, 2022),而冻结时期的土壤温度较低,降雨温度与土壤温度接近,甚至可能出现降雨温度相对较高的情况,如2021年12月4日的降雨事件中观察到表

层土壤的温度有微小抬升。

青藏高原地域广袤,冻土跨多种干湿区分布。受大气环流与地形格局共同作用,降雨量呈东南向西北递减态势,植被覆盖度也同步由东南向西北降低,致使高原持续变湿对冻土水热动态的影响存在显著区域性差异。干旱半干旱区,太阳辐射强、年降水量少、潜在蒸散发能力较强。雨后地表蒸散发急增,大量消耗土壤热能;且土壤含水量快速上升,热容量增大,削弱地表热量向深层输送,可一定程度缓解冻土退化(Zhang et al, 2021)。因植被覆盖度低,土壤与大气能量交换直接,土壤温度年变幅更大。湿润半湿润区,土壤初始含水量高,大气含水量充沛,降水降温效应弱。同时,植被对降水截留、蒸腾作用强,影响降雨入渗。此外,土壤质地、含盐量及人类活动等,也会干预降雨作用效果(Fang et al, 2023)。

本研究由于现场监测的限制,缺乏长期连续观测数据,难以准确量化降雨特征对冻土水热状态的动态影响,且缺少与永久冻土的对比研究。因此,今后需要进一步研究降雨变化对冻土长期水热过程的驱动效应,补充与永久冻土的对比研究,揭示不同冻土类型对降雨响应的差异性机制。

5 结论

本研究以青藏高原类乌齐地区2020年4月20日至2021年12月31日的气象监测资料以及冻土水热监测数据为基础,分析了不同降雨特征对活动层内部水热状态的影响,得出以下结论:

(1) 降雨量相同情况下($7.6\text{ mm} \leq P \leq 8.1\text{ mm}$),完全消融期的短历时降雨入渗较快,加快0~15 cm土壤降温速度,减慢25~35 cm的土壤升温速率,中历时和长历时降雨通过增加土壤热容量,减慢土壤温度变化速率。短历时降雨的 M_a 最大,0~35 cm土壤平均增加6.90%, T_{sm} 总体上随降雨历时的增加而增大, R_{sm} 和 D_{sm} 随降雨历时的增加而减小。研究时段内最长历时降雨期间日土壤最高温度持续降低,0~15 cm土壤含水量波动剧烈,雨后含水量逐渐降低,25 cm及以下深度的土壤含水量缓慢抬升。

(2) 降雨历时相同情况下($10\text{ h} \leq H \leq 13\text{ h}$),完全消融期的大雨量降雨促使0~25 cm土壤迅速降温,对比未降雨日增加了5.77~20.5倍,上层土壤热量随雨水入渗进入下层土壤,使35~45 cm土壤温度小幅抬升;中雨量和小雨量降雨主要降低土壤温度变

化速率。 M_a 、 R_{sm} 和 D_{sm} 总体上随雨量的增加而增大。

(3)不同发生时间的短历时且小雨量($H \leq 5$ h, $P \leq 5$ mm)通常减缓0~15 cm土壤温度变化速率。完全消融期的表层土壤含水量增幅最大,0~15 cm土壤平均增加0.59%,完全冻结期对土壤含水量的影响最小。

(4)理论雨水温度和地表土壤温度的变化趋势一致,一般情况下雨水温度低于地表土壤温度(逐时温差为 $-1.57 \sim 30.99$ °C,日平均温差为 $0.45 \sim 15.86$ °C),6—8月差值较大,此时降雨起降温作用。

参考文献(References):

- Abu-Hamdeh N H, 2003. Thermal properties of soils as affected by density and water content[J]. *Biosystems Engineering*, 86(1): 97–102. DOI: 10.1016/S1537-5110(03)00112-0.
- Chen R, Duan, K Q, Shang W, et al, 2022. Increase in seasonal precipitation over the Tibetan Plateau in the 21st century projected using CMIP6 models[J]. *Atmospheric Research*, 277: 106306. DOI: 10.1016/j.atmosres.2022.106306
- Fang X W, Li Z, Cheng C, et al, 2023. Response of freezing/thawing indexes to the wetting trend under warming climate conditions over the Qinghai-Tibetan Plateau during 1961–2010: a numerical simulation[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 40(2): 211–222. DOI: 10.1007/s00376-022-2109-z.
- Kincaid D C, Longley T S, 1989. A water droplet evaporation and temperature model [J]. *Transactions of the ASAE*, 32(2): 457–462.
- Lalande M, Ménégos M, Krinner G, et al, 2021. Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6[J]. *Earth System Dynamics*, 12(4): 1061–1098. DOI: 10.5194/esd-12-1061-2021.
- Li D S, Wen Z, Cheng Q G, et al, 2019. Thermal dynamics of the permafrost active layer under increased precipitation at the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Mountain Science*, 16(2): 309–322. DOI: 10.1007/s11629-018-5153-5.
- Liu X P, He Y H, Zhang T H, et al, 2015. The response of infiltration depth, evaporation, and soil water replenishment to rainfall in mobile dunes in the Horqin Sandy Land, Northern China[J]. *Environmental Earth Sciences*, 73(12): 8699–8708. DOI: 10.1007/s12665-015-4125-0.
- Lu Z Q, Wu C G, Wu N Y, et al, 2022. Change trend of natural gas hydrates in permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau (1960–2050) under the background of global warming and their impacts on carbon emissions[J]. *China Geology*, 5(3): 475–509. DOI: 10.31035/cg2022034.
- Luo D L, Jin H J, Bense V F, et al, 2020. Hydrothermal processes of near-surface warm permafrost in response to strong precipitation events in the Headwater Area of the Yellow River, Tibetan Plateau [J]. *Geoderma*, 376: 114531. DOI: 10.1016/j.geoderma.2020.114531.
- Magnússon R Í, Hamm A, Karsanaev S V, et al, 2022. Extremely wet summer events enhance permafrost thaw for multiple years in Siberian tundra [J]. *Nature Communications*, 13: 1556. DOI: 10.1038/s41467-022-29248-x.
- Ramos C G M, Tan H C, Ray P, et al, 2022. Estimates of the sensible heat of rainfall in the tropics from reanalysis and observations [J]. *International Journal of Climatology*, 42(4): 2246–2259. DOI: 10.1002/joc.7363.
- Wenzel L, 2020. Implications of extreme liquid precipitation events on permafrost degradation at Spitsbergen [D]. Berlin: Humboldt-Universität zu Berlin.
- Yang J J, Wang T H, Yang D W, 2023. Divergent responses of permafrost degradation to precipitation increases at different seasons on the eastern Qinghai-Tibet Plateau based on modeling approach [J]. *Environmental Research Letters*, 18(9): 094038. DOI: 10.1088/1748-9326/acf05c.
- Zhang G F, Nan Z T, Zhao L, et al, 2021. Qinghai-Tibet Plateau wetting reduces permafrost thermal responses to climate warming[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 562: 116858. DOI: 10.1016/j.epsl.2021.116858.
- Zhou Z X, Zhou F X, Zhang M L, et al, 2021. Effect of increasing rainfall on the thermal-moisture dynamics of permafrost active layer in the central Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Mountain Science*, 18(11): 2929–2945. DOI: 10.1007/s11629-021-6707-5.
- Zhu X F, Wu T H, Li R, et al, 2017. Impacts of summer extreme precipitation events on the hydrothermal dynamics of the active layer in the Tanggula permafrost region on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(21): 11549–11567. DOI: 10.1002/2017JD026736.
- 蔡汉成, 金兰, 李勇, 等, 2018. 降水对青藏高原风火山地区多年冻土的影响[J]. *铁道学报*, 40(9): 104–110. DOI: 10.3969/j.issn.1001-8360.2018.09.015. Cai H C, Jin L, Li Y, et al, 2018. Influence of precipitation on permafrost in Fenghuo Mountain Region of Tibetan Plateau [J]. *Journal of the China Railway Society*, 40(9): 104–110. DOI: 10.3969/j.issn.1001-8360.2018.09.015.
- 程国栋, 赵林, 李韧, 等, 2019. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响[J]. *科学通报*, 64(27): 2783–2795. DOI: 10.1360/TB-2019-0191. Cheng G D, Zhao L, Li R, et al, 2019. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 64(27): 2783–2795. DOI: 10.1360/TB-2019-0191.
- GB/T 28592-2012 降水量等级[S]. GB/T 28592-2012 Grade of precipitation[S].
- 李德生, 温智, 张明礼, 等, 2017. 降水对多年冻土活动层水热影响定量分析[J]. *干旱区资源与环境*, 31(7): 108–113. DOI: 10.13448/j.cnki.jalre.2017.221. Li D S, Wen Z, Zhang M L, et al, 2017. The quantitative analysis of the hydro-thermal dynamic

- of permafrost active layer effected by precipitation[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 31(7): 108–113. DOI: 10.13448/j.cnki.jalre.2017.221.
- 苗学云, 唐占峰, 米维军, 等, 2024. 升温条件下青藏线气候与冻土变化特征研究[J]. 铁道工程学报, 41(11): 12–16, 89. DOI: 10.3969/j.issn.1006–2106.2024.11.003. Miao X Y, Tang Z F, Mi W J, et al, 2024. Research on the characteristics of climate and frozen soil changes along the Qinghai-Tibet line under heating conditions[J]. Journal of Railway Engineering Society, 41(11): 12–16, 89. DOI: 10.3969/j.issn.1006–2106.2024.11.003.
- 牛富俊, 尹国安, 2018. 青藏高原多年冻土分布现状图件(2003). [DS/OL]. 国家青藏高原科学数据中心. <https://doi.org/10.11888/GlaciolGeocryo.tpe.00000048>. file. <https://cstr.cn/18406.11.GlaciolGeocryo.tpe.00000048>. file. Niu F J, Yin G A, 2018. Map of the frozen soil in the Tibetan Plateau (2003) [DS/OL]. National Tibetan Plateau / Third Pole Environment Data Center. <https://doi.org/10.11888/GlaciolGeocryo.tpe.00000048>. file. <https://cstr.cn/18406.11.GlaciolGeocryo.tpe.00000048>. file.
- 王玉阳, 丁金枝, 朴世龙, 2024. 青藏高原持续变湿是否会加速多年冻土的退化进程?[J]. 中国科学: 地球科学, 54(5): 1740–1744. DOI: 10.1360/SSTe–2023–0297. Wang Y Y, Ding J Z, Piao S L, 2024. Does the continuous wetting of the Tibetan Plateau contribute to the accelerated degradation of permafrost?[J]. Scientia Sinica (Terrae), 54(5): 1740–1744. DOI: 10.1360/SSTe–2023–0297.
- 肖婧, 王兵, 2019. 黄土丘陵区不同坡度撂荒地入渗特征影响因素试验研究[J]. 水土保持学报, 33(6): 136–142. Xiao J, Wang B, 2019. Experimental study on the influence factors of infiltration characteristics of abandoned grassland with different slope gradients in Loess Hilly Region[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 33(6): 136–142.
- 谢云, 章文波, 刘宝元, 2001. 用日雨量和雨强计算降雨侵蚀力[J]. 水土保持通报, 21(6): 53–56. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2001.06.014. Xie Y, Zhang W B, Liu B Y, 2001. Rainfall erosivity estimation using daily rainfall amount and intensity[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 21(6): 53–56. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2001.06.014.
- 张戈, 赖欣, 刘康, 2023. 黄河源区玛曲土壤冻融过程中地表水热交换特征分析[J]. 高原气象, 42(3): 575–589. DOI: 10.7522/j.issn.1000–0534.2022.00083. Zhang G, Lai X, Liu K, 2023. Characteristics of surface water and heat exchange during soil freezing and thawing of Maqu Station in the source area of the Yellow River[J]. Plateau Meteorology, 42(3): 575–589. DOI: 10.7522/j.issn.1000–0534.2022.00083.
- 张明礼, 雷兵兵, 周志雄, 等, 2023. 考虑雨水感热的降雨对多年冻土水热变化影响模型研究[J]. 岩土力学, 44(5): 1530–1544. DOI: 10.16285/j.rsm.2022.1224. Zhang M L, Lei B B, Zhou Z X, et al, 2023. Model study on rainfall effect on hydrothermal dynamics of permafrost considering rainwater sensible heat[J]. Rock and Soil Mechanics, 44(5): 1530–1544. DOI: 10.16285/j.rsm.2022.1224.
- 周志雄, 周凤玺, 张明礼, 等, 2023. 季节降雨特征对青藏高原中部冻土活动层的水热影响[J]. 高原气象, 42(5): 1172–1181. DOI: 10.7522/j.issn.1000–0534.2023.00017. Zhou Z X, Zhou F X, Zhang M L, et al, 2023. Effects of seasonal rainfall characteristics on the hydrothermal state of permafrost active layer in the central Qinghai-Xizang (Tibet) plateau[J]. Plateau Meteorology, 42(5): 1172–1181. DOI: 10.7522/j.issn.1000–0534.2023.00017.

The Influence of Rainfall Characteristics on Seasonal Frozen Soil Hydrothermal Changes

SHU Min^{1,2}, YU Zhongbo^{1,2}, JIANG Peng^{1,2}, BAIMA Wangduo³,
DUNZHU Jiacao⁴, WU Renda⁵, JU Qin^{1,2}

(1. The National Key Laboratory of Water Disaster Prevention, Hohai University, Nanjing 210098, Jiangsu, China;

2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, Jiangsu, China;

3. Linzhi Water Resources Bureau, Tibet Autonomous Region Hydrology and Water Resources Survey, Linzhi 860000, Xizang, China;

4. Naqu Water Resources Bureau, Tibet Autonomous Region Hydrology and Water Resources Survey, Naqu 852000, Xizang, China;

5. PowerChina Chengdu Engineering Corporation Limited, Chengdu 610072, Sichuan, China)

Abstract: Under the ongoing warming and humidification trend on the Qinghai-Xizang Plateau, the influence of rainfall on the hydrothermal conditions of frozen soil has become increasingly significant. To investigate the effects of rainfall characteristics on the hydrothermal state of seasonally frozen soil, this study analyzed the responses of frozen soil hydrothermal conditions under varying rainfall regimes based on continuous in-situ monitoring of meteorological variables and soil hydrothermal dynamics in Riwoqê County. The results indicate that the study area is dominated by short-duration ($0\text{ h} < H \leq 6\text{ h}$) and small-amount ($0.1\text{ mm} \leq P \leq 9.9\text{ mm}$) events, accounting for 57.81% and 84.39% of the total, respectively. Under similar rainfall amounts ($7.6\text{ mm} \leq P \leq 8.1\text{ mm}$), short-duration events during the thawing period accelerates cooling of the 0~15 cm soil layer (by 11.13%~81.49%) and reduces heating of the 25~35 cm layer (by 18.18%~85.07%), while longer events primarily mitigate temperature changes. Short-duration rainfall also produces the largest increase in soil moisture (average 6.90% at 5~35 cm), though the rates of increase and decrease generally decline with rainfall duration. Under comparable durations ($10\text{ h} \leq H \leq 13\text{ h}$), heavy rainfall induces rapid cooling in the 0~25 cm soil layer and slight warming at 35~45 cm ($1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectively), whereas lighter rainfall mainly weakens temperature variation. Small, short-duration events ($H \leq 5\text{ h}$, $P \leq 5\text{ mm}$) slowed temperature change with minimal effects below 15 cm, and soil moisture exhibits greatest increases during the complete thawing period (0.59% at 2.5~15 cm) while smallest during complete freezing period. Overall, rainfall typically had a cooling effect, as theoretical rainwater temperatures were consistently lower than surface soil temperatures (hourly temperature difference was $-1.57\sim 30.99\text{ }^{\circ}\text{C}$, daily average temperature difference was $0.45\sim 15.86\text{ }^{\circ}\text{C}$), particularly from June to August.

Key words: Qinghai-Xizang Plateau; rainfall characteristics; hydrothermal changes; freeze thaw process; seasonal frozen soil