中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 10 期: 2285 ~ 2293
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

青藏高原多年冻土区热融湖塘对土壤物理特性及入渗过程的影响

王一博[①②③*], 高泽永[①], 文晶[①], 刘国华[①], 耿迪[④], 李小兵[①]

① 兰州大学资源与环境学院, 兰州 730000;
② 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;
③ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000;
④ 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000
* E-mail: wangyib@lzu.edu.cn

收稿日期: 2013-11-26; 接受日期: 2014-03-10; 网络版发表日期: 2014-09-23
国家自然科学基金项目(批准号: 41271092)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB951402, 2012CB026101)和国家自然科学基金重点项目(批准号: D010102-91125010)资助

摘要 全球变暖背景下高寒土壤水文过程的变化是流域水文学及生态系统稳定性研究的关键问题之一, 以多年冻土区典型发育的热融湖塘为研究对象, 基于土壤物理特性、入渗过程及土壤水分等的观测, 并进行模型模拟. 结果表明: 热融湖塘改变了土壤的入渗过程, 随着其影响程度的加剧, 初始入渗速率降低, 且在中度影响迹地降低幅度最大; 稳定入渗速率与累积入渗量在表层逐渐增加, 10 与 20 cm 深度处均为先减小后增加, 与土壤质地显著相关, 且累积入渗量受制于稳定入渗速率变化; 通过对比分析, Hoton 模型更适用于热融湖塘影响迹地高寒草甸土壤水分入渗过程的研究. 总之, 热融湖塘的形成降低了高寒草甸土壤的持水能力, 使其导水性增强, 导致热融湖塘分布区域的产流能力降低.

关键词
青藏高原
热融湖塘
土壤入渗
模拟

热融湖塘是指自然或人为因素引起季节融化深度加大, 导致地下冰或多年冻土层局部融化, 地表土层发生热融沉陷, 积水后形成的湖塘, 又称热融喀斯特湖(Hinzman 等, 1997), 主要分布于环北极和亚北极的西伯利亚、阿拉斯加和加拿大地区(Grosse 等, 2006), 也在中低纬度的高山区有分布(Lin 等, 2010). 热融湖塘的形成可改变高寒区地形、冻土、生态系统及土壤侵蚀程度, 且其在扩张的过程中, 会释放出大量的温室气体, 增加了全球变暖的趋势(Walter 等, 2006; Sergey 等, 2006; Walter 等, 2007).

青藏高原作为全球气候变化的驱动机与放大器(潘保田和李吉均, 1996), 已被证明其脆弱的生态环境对全球气候变化和人为扰动极度敏感和响应强烈(He 等, 2012; 马巍等, 2013), 而多年冻土作为高原能水平衡、水文、地气间的碳交换、寒区生态系统和地表生态景观等的联系纽带, 在人类活动和全球气候变化的共同胁迫下, 多年冻土温度升高、活动层厚度增大, 地下冰融化(林占举等, 2009; Johanna 等, 2012; 吴青柏等, 2013), 有研究表明, 未来 50 年, 青藏高原冻土面积将减少 8.8%~13.5%(南卓铜等, 2004), 活动

中文引用格式: 王一博, 高泽永, 文晶, 等. 2014. 青藏高原多年冻土区热融湖塘对土壤物理特性及入渗过程的影响. 中国科学: 地球科学, 44: 2285–2293
英文引用格式: Wang Y B, Gao Z Y, Wen J, et al. 2014. Effect of a thermokarst lake on soil physical properties and infiltration processes in the permafrost region of the Qinghai-Tibet Plateau, China. Science China: Earth Sciences, 57: 2357−2365, doi: 10.1007/s11430-014-4906-4

层厚度将从目前的 0.5~1.5 m 增加到 1.5~2.0 m(Guo 和 Wang, 2012). 热融湖塘作为多年冻土退化的重要表现形式, 在青藏高原的分布面积与数量呈增加趋势, 从昆仑山到风火山有青藏铁路穿过的区域, 约有 250 多个热融湖塘, 平均面积 5580 m^2, 总面积达到 1.39×10^6 m^2(Niu 等, 2011). 热融湖塘的形成对湖岸边缘和周围浅层土体的温度和多年冻土上限都有或多或少的影响, 对深部土体温度和多年冻土厚度的影响尤为明显(Lin 等, 2010), 向周围冻土区排水过程中(Jones 等 2011), 会对土壤环境产生影响, 尤其是浅层土壤(王一博等, 2011). 综合已有研究成果, 目前对热融湖塘的研究主要集中在其对多年冻土的影响、湖岸侵蚀程度及地质灾害等方面, 而对引起土壤环境变化的研究较少(Kokelj 和 Jorgenson, 2013), 其中对青藏高原热融湖塘引起土壤生态水文过程的相关研究还未开展.

本文基于热融湖塘分布区域土壤物理性质、土壤水分含量以及入渗过程等的观测试验, 旨在厘清热融湖塘影响迹地土壤水分空间变异及其入渗过程的变化. 为揭示全球变暖背景下(任贾文, 2013), 高寒生态系统变化对多年冻土区地表水文过程和土壤水循环的影响及冻土-植被-水分之间的耦合关系提供研究基础.

1 研究区概况及方法

1.1 研究区概况

选择青藏高原长江源热融湖塘较为发育的伍道梁盆地为研究区域, 如图 1 所示. 平均海拔高度 4611 m. 年均降水量 274.7 mm, 主要集中在 5~9 月, 多年平均气温为 5.36℃, 具有典型的高原大陆性气候特点, 无明显的四季之分, 只存在冷暖两季; 活动层厚度为 1.5~2.5 m, 冻土厚度多在 30~100 m, 年平均地温为 1.0~2.0℃; 研究区内土壤类型以高寒草原土为主, 沉积地层为第三系湖相沉积及第四系全新统冲-洪积层, 岩性以泥岩、砂岩、粘土及粉砂为主. 最主要的生态系统为高寒草甸生态系统, 是以寒冷中生多年生草本植物组成的植被群落为基础, 具有适中水分条件的生态系统, 为青藏高原铁路、公路沿线最重要的生态体系, 主要有高山蒿草(*Kobresia pygmaea*)草甸、矮嵩草(*Kobresia humilis*)草甸、藏嵩草(*Kobresia tibetica*)沼泽草甸以及杂类草草甸等类型.

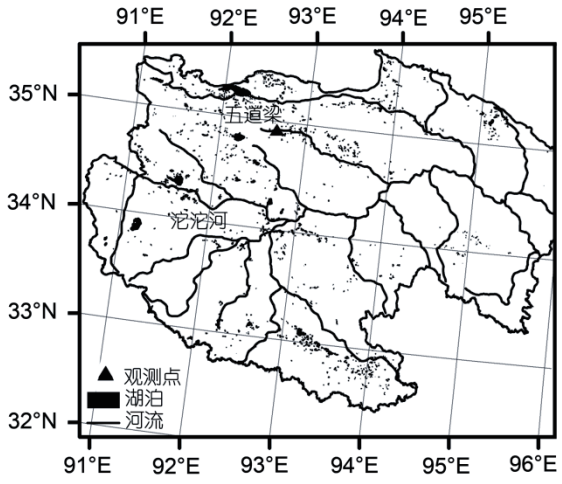


图 1 研究区位置

1.2 研究方法

在伍道梁盆地选择形状相对规则具有代表性的热融湖塘为研究对象, 年均水深 1.30 m, 同时根据植被覆盖度、天然原有建群优势种现存指数和高寒生态系统变化程度指数(S_L)对热融湖塘不同影响迹地生态系统进行评价, 具体如下: (1) $S_L\geq80$, 未影响; (2) $80>S_L\geq50$, 轻度影响; (3) $50>S_L\geq30$, 中度影响; (4) $30>S_L\geq20$, 重度影响; (5) <20, 极重度影响(Wang 等, 2007); 在不同迹地各选取 3 个 1 m×1 m 样方, 做植物样方调查, 不同区域植被盖度与距湖塘的距离如表 1 所示.

1.2.1 土壤性质的测定

2012 年 7 月, 在不同影响迹地采用人工开挖剖面进行取样, 土壤剖面 0~5, 5~10, 10~15, 15~20, 20~30, 30~40, 40~50 和 50~60 cm 处用环刀重复三次取样, 现场称重, 带回实验室并置于(105±2)℃的恒温干燥箱中烘干至恒量, 以测定土壤质量含水量及容重, 同时在土壤剖面相应深度处分三次采集 1 kg 土样, 带回实验室进行土壤粒度分析.

表 1 不同影响迹地生态综合指数值与距湖塘距离

生态综合指数值(%)	离湖塘距离(m)	影响程度评级
10	9.8	极重度(EA)
25	10.5	重度(SA)
45	13.6	中度(MA)
70	16.8	轻度(LA)
90	31.5	未影响(NA)

1.2.2　土壤入渗过程的测量

土壤入渗过程采用双环入渗仪测量, 试验装置由改进的马里奥特容器和圆形同心双套环构成, 马里奥特容器为入渗内环提供稳定的积水入渗水头, 外环采用人工手动加水, 使其水位始终与内环水位齐平, 以保证内环中的入渗为一维流. 供水水量可从马里奥特容器外壁标有刻度的连通管读数确定. 马里奥特容器高 130.0 cm, 内环直径 25.7 cm, 外环直径 64.0 cm. 测量时将 1 min 入渗速率作为初始入渗速率, 每隔 5 min 记录水面下降高度, 直到连续 4 个读数相同停止观测.

为揭示定水头条件下植被根系影响范围内土壤入渗过程, 同时考虑土壤结构对入渗的影响, 因此在 1~2 m 范围内, 选择三个不同点进行试验, 测定表层土壤的入渗过程时, 需清除覆盖在地表上的枯落物等, 测定其他层次(10 和 20 cm)时, 需清除上覆土壤, 现场测定如图 2 所示.

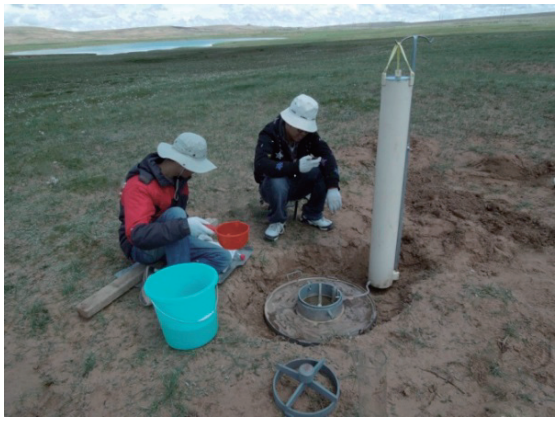


图 2　土壤入渗实验

2　结果讨论与分析

2.1　土壤物理性质的变化

热融湖塘形成后, 改变了周围土体的侧向水热传导性能, 同时在高寒植被的耦合影响作用下, 影响不同迹地土壤冻融侵蚀强度, 导致高寒土壤物理性质发生了显著变化. 如表 2 所示, 在 0~10 cm 深度处, 随着影响程度的加剧, 土壤水分含量逐渐减小, 极重度迹地土壤水分仅为未影响迹地土壤水分的 36.7%. 由于未影响迹地土壤分布有较多的植物根系, 因此容重较小, 当高寒植被退化, 根系逐渐变细小, 导致土壤容重随着影响程度的增强而逐渐增大, 同时土壤孔隙度也逐渐减小, 极重度迹地土壤孔隙度仅为 44.94%. 随着影响程度的加剧, 土壤黏粒、粉粒含量减少, 而砂粒含量增多明显; 10~20 cm 深土壤, 随影响程度加剧, 土壤水分含量减少, 在重度迹地达到最小, 为未影响迹地土壤水分含量的 62.1%. 重度迹地与极重度迹地土壤相比于其他迹地容重较大, 且孔

表 2　不同影响区域的土壤剖面物理特征

深度(cm)	影响程度	重量含水量(%)	容重(g cm^{-3})	孔隙度(%)	黏粒含量(%)	粉粒含量(%)	砂粒含量(%)
0~10	NA	18.35	1.076	59.40	1.53	6.08	92.39
	LA	11.53	1.211	54.30	1.64	5.78	92.58
	MA	9.07	1.320	50.19	0.81	2.88	94.84
	SA	6.92	1.380	47.92	0.82	3.63	95.55
	EA	6.73	1.459	44.94	0.85	3.72	95.43
10~20	NA	14.76	1.350	49.06	0.97	3.82	94.18
	LA	11.23	1.260	52.45	0.71	3.97	95.32
	MA	10.20	1.329	49.85	0.93	4.24	94.83
	SA	9.17	1.454	45.13	0.97	3.83	95.20
	EA	10.30	1.443	45.54	0.63	3.34	96.03
20~30	NA	21.29	1.256	52.60	0.93	3.54	95.53
	LA	14.04	1.364	48.53	1.19	4.71	94.10
	MA	11.43	1.330	49.81	1.02	4.33	94.65
	SA	22.26	1.479	44.19	0.86	3.55	95.59
	EA	12.02	1.437	45.77	0.24	2.93	96.83

隙度小, 同时该层土壤粒度分级变化不明显; 20~30 cm 深度处, 各迹地土壤水分含量较上覆土层水分含量高, 重度迹地达到最大值, 为 22.26%, 随着影响程度的加剧, 该层土壤水分含量波动较大, 与蒸散发强度、入渗过程、湖塘侧向补给量等在各迹地的差异性有关. 同时该层容重、孔隙度的变化与 10~20 cm 处类似, 均是在重度迹地与极重度迹地容重较大, 孔隙度较小. 此外, 极重度迹地土壤黏粒、粉粒含量极低, 砂粒含量较高, 其中黏粒含量仅为 0.24%.

2.2 土壤入渗过程的变化

土壤水分入渗指水分通过全部或部分地表向下流动进入土壤, 在土壤中运动和存储, 形成土壤水的过程, 是大气降水、地表水、土壤水和地下水相互转化的一个重要的环节(沈冰和黄红虎, 2008). 土壤入渗率在数值上等于水流在入渗界面处的水分通量, 主要取决于入渗锋面处的水力特性. 随着入渗时间的延长, 水势梯度减小, 入渗速率减小, 而影响土壤水力特性的结皮、机械组成、水稳性团聚体含量、容重、有机质含量、土壤初始含水率、温度、钠离子含量及剖面特征等因素均对土壤的入渗能力起着至关重要的作用(李卓等, 2011), 影响土壤入渗过程的不是上述某单一因子在起作用, 而是一个综合作用的结果.

热融湖塘影响区域, 土壤入渗特征曲线各异, 主要表现在初始入渗速率、稳定入渗速率、达到稳渗所需的时间及入渗过程曲线的形状上, 如图 3 所示. 前 6 min 土壤入渗速率急剧降低, 6~21 min 内缓慢变化, 21 min 后入渗曲线趋于平缓. 不同迹地表层土壤初始入渗速率变异性弱于 10 和 20 cm 深度处的, 而稳定入渗速率在表层与 10 cm 的波动性强于 20 cm 处, 同时 20 cm 处土壤入渗更容易进入稳定状态. 结果表明: 0~20 cm 土层与 20 cm 以下土层的入渗过程存在着明显的不同, 主要原因在于高寒草甸植被以短蒿草为主, 植物根系与有机质大多分布于 0~20 cm 的土壤浅层, 综合土壤质地等因素的作用, 使浅层土壤入渗过程较为复杂, 而深层土壤入渗过程与土壤性质相关.

2.2.1 不同影响迹地土壤初始入渗速率的变化

热融湖塘不同影响迹地土壤初始入渗速率的变化如图 4 所示, 结果显示不同深度土壤初始入渗速率

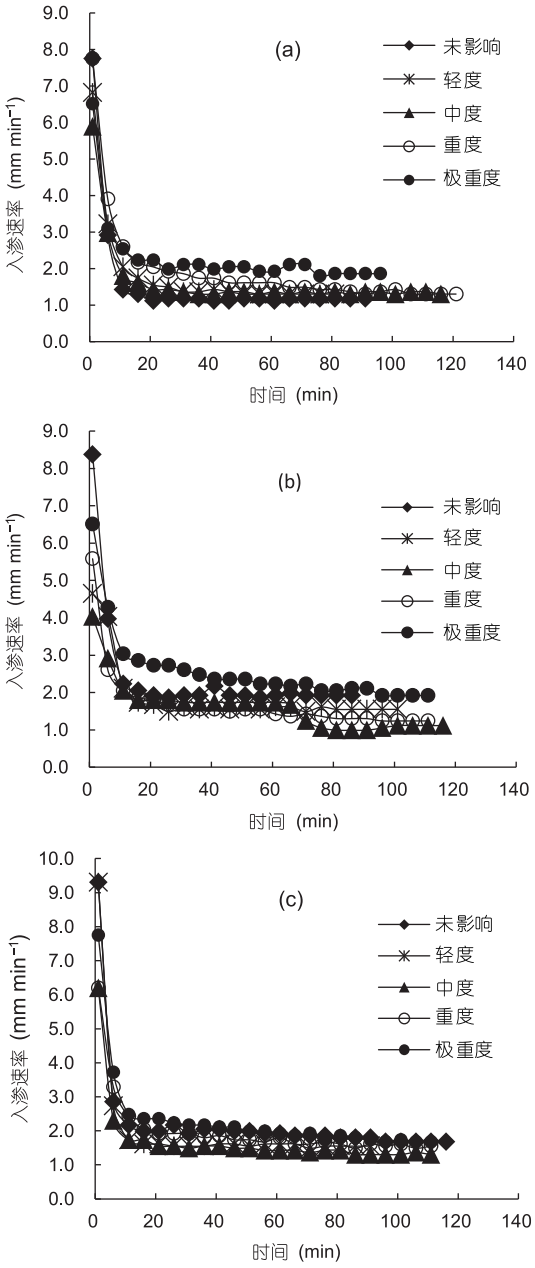


图 3 不同影响程度下土壤入渗过程

(a) 0 cm; (b) 10 cm; (c) 20 cm

变化趋势相似, 表层土壤的初始入渗速率从未影响迹地到中度迹地, 逐渐减小, 幅度为 24.0%, 从中度迹地到极重度迹地, 土壤初始入渗速率先增加后减小, 在极重度迹地达到 6.51 mm min^{-1}; 随着影响程度的加剧, 10 cm 处土壤初始入渗速率变化趋势呈现出抛物线式, 在中度迹地达到最小, 为 4.03 mm min^{-1}, 同时极重度迹地土壤初始入渗速率为未影响迹地的

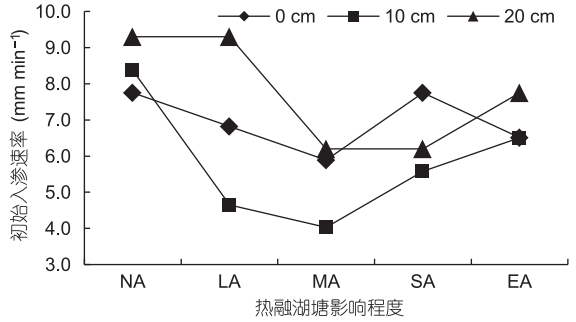


图 4　不同影响程度下初始入渗速率的变化

77.8%; 20 cm 处, 轻度迹地土壤初始入渗速率相比于未影响迹地无明显变化, 但从轻度到中度, 初始入渗速率减小 33.3%, 极重度迹地土壤入渗速率相比于中度迹地, 初始入渗速率增加 25.0%. 总之, 不同影响迹地初始入渗速率均较未影响迹地均有所减小, 但幅度各异, 在中度迹地减小幅度最大.

土壤初始入渗速率直接决定着区域产流模式, 当初始入渗速率较小时, 极易形成超渗地面径流, 使次降水以较快的速率补给河流径流; 当初始入渗速率较大时, 降水较快入渗而使土壤水分含量增加, 因此研究热融湖塘影响区域土壤初始入渗速率对认识长江源区产流机制、全球气候变暖背景下河道径流量变化及高寒土壤环境变迁有积极作用. 结合表 2 和 3 可以得出, 热融湖塘影响迹地土壤初始入渗速率的变化是多因素耦合影响的结果, 与土壤含水量相关性较高, 受土壤质地因素影响不大. 植被退化时土壤表层易形成结皮, 可降低土壤初始入渗速率, 同时有机质分布变化也使土壤初始入渗速率波动较大. 不同层次土壤初始入渗速率均表现出相同的变化趋势, 可能与高寒草甸植被退化方式有关.

2.2.2　不同影响迹地土壤稳定入渗速率的变化

热融湖塘的形成对土壤的稳定入渗速率有着显著影响, 如图 5 所示. 随着影响程度加剧, 表层土壤稳定入渗速率逐渐增大, 极重度迹地较未影响迹地增加 58.1%, 10 与 20 cm 处土壤稳定入渗速率变化趋势均表现为先减小后增大, 均在中度影响迹地达到最小, 其中 10 cm 处土壤稳定入渗速率在未影响迹地达到最大为 1.92 mm min^{-1}, 中度影响迹地仅为 1.12 mm min^{-1}; 20 cm 处的土壤入渗速率变化幅度较小, 其值介于 1.43~1.67 mm min^{-1}, 最大值发生在未影响迹地和极重度迹地.

总体而言, 表层土壤稳定入渗速率与热融湖塘影响程度呈明显的指数型分布, 回归方程为

$$Y_1=1.101e^{0.006X},\quad R_1^2=0.96, \tag{1}$$

式中, Y_1 为土壤稳定入渗速率(mm min^{-1}), X 为生态综合指数(%), 与此趋势不同, 10 和 20 cm 处土壤稳定入渗速率与热融湖塘影响程度呈明显的二次多项式分布, 其回归方程分别为

$$Y_2=0.0005X^2-0.0524X+2.4467,\quad R_2^2=0.97, \tag{2}$$

$$Y_3=0.0001X^2-0.0138X+1.7971,\quad R_3^2=0.94, \tag{3}$$

式中, Y_2 和 Y_3 分别为 10 和 20 cm 处土壤稳定入渗速率(mm min^{-1}), X 为生态综合指数(%).

上述拟合结果表明, 不同迹地表层土壤与下覆土壤的入渗机理有所不同, 结合表 2 和 3, 土壤稳定入渗速率与土壤容重、黏粒、粉粒和砂粒含量相关性明显(P<0.05). 虽然表层土壤容重随着热融湖塘影响程度加剧而逐渐变大, 但该层土壤的导水性却在增强, 主要原因在于沙质土壤本身具有很强的透水性, 高寒草甸植被的根系阻碍了土壤水分的入渗. 10 cm 以下植物根系变细小, 根系层对土壤导水性的影响

表 3　土壤入渗特征与土壤性质的相关性分析 [a)]

相关系数	初始入渗率	稳定入渗率	累积入渗量	土壤水分	容重	黏粒	粉粒	砂粒
初始入渗率	1							
稳定入渗率	0.425	1						
累积入渗量	0.219	0.872[a)]	1					
土壤水分	0.415	–0.004	–0.04	1				
容重	–0.135	0.473**	0.607**	–0.288	1			
黏粒	0.160	–0.494**	–0.657*	0.229	0.754*	1		
粉粒	0.099	–0.502**	–0.609*	0.195	–0.718*	0.899*	1	
砂粒	–0.128	0.498**	0.6960*	–0.177	0.754*	–0.947*	–0.900*	1

a) *表示在 0.01 水平上显著相关; **表示在 0.05 水平上显著相关

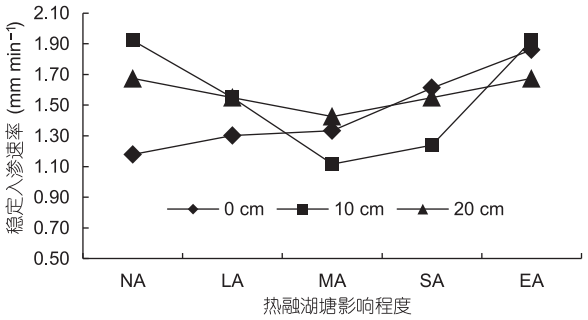


图 5　不同影响程度下稳定入渗速率的变化

从表层的抑制变为低层促进, 使未影响到中度影响迹地土壤稳定入渗速率逐渐减小, 从中度到极重度, 根系对导水性的影响减弱, 稳定入渗速率的变化由土壤本身性质所决定; 20 cm 处土壤稳定入渗速率变主要受控于土壤孔隙结构变化, 使该层土壤稳定入渗速率呈弱变异性.

2.2.3　不同影响迹地累积入渗量的变化

以 81 min 时土壤累积入渗量进行分析, 结果表明不同迹地土壤累积入渗量呈现较大的差异, 其值介于 130.82~210.18 mm, 如图 6 所示. 随着影响程度的加剧, 表层土壤累积入渗量有增大趋势, 极重度迹地相比未影响迹地, 土壤累积入渗量增加 59.1%, 中度影响迹地累积入渗量略低于轻度影响迹地; 10 cm 处土壤累积入渗量总体趋势为先减小后增大, 在重度迹地达到最小, 为 136.09 mm, 在极重度迹地达到最大, 为 210.18 mm, 比未影响迹地增加 19.8%; 20 cm 处土壤累积入渗量与 10 cm 的变化趋势相似, 同样在重度迹地达到最小值, 为 130.82 mm, 极重度影响迹地与未影响迹地累积入渗量差异不大.

综上所述, 热融湖塘的形成改变了土壤在一定时段内的累积入渗量, 其中表层土壤累积入渗量在热融湖塘影响的过程中有增大趋势, 下覆土壤累积入渗量先减小, 后增大, 变化趋势与稳定入渗速率的变化趋势相似. 结合表 3 可以看出, 累积入渗量与稳定入渗速率相关性达到 0.872(P<0.01), 且与表征土壤质地的颗粒分布组成之间的相关性明显, 说明热融湖塘影响迹地土壤入渗能力主要受到土壤质地的影响, 因为土壤质地通过作用土粒的表面能、土壤孔隙大小和分布等对土壤水分运动的驱动力和水力传导度产生影响, 进而影响土壤水分入渗能力(席海洋等, 2008). 热融湖塘的形成使土壤持水性降低, 在降

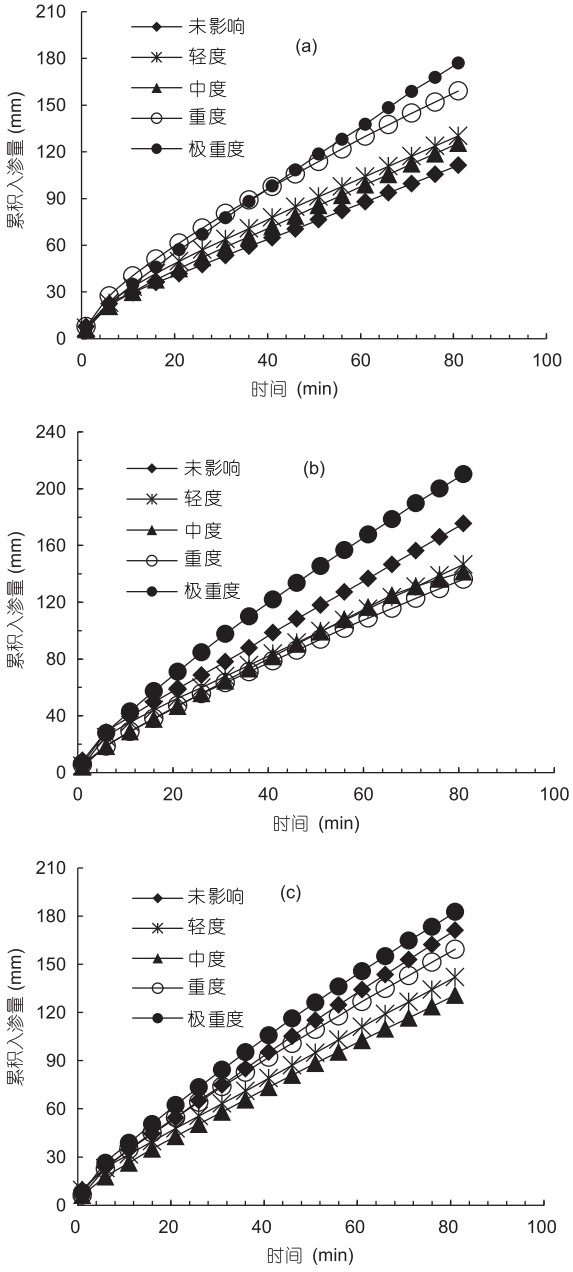


图 6　不同影响迹地土壤累积入渗量的变化

(a) 0 cm; (b) 10 cm; (c) 20 cm

水充足的情况下更多的水分进入土体, 减少了地表径流量, 同时水分在入渗过程中会协同热量的传递, 导致高寒草甸土壤下垫面多年冻土的热量平衡受到影响, 进而使高寒生态系统稳定性降低.

2.3　土壤入渗过程的模拟分析

为研究土壤入渗速率随时间的变化过程, 国内

外学者建立了众多入渗模型, 包括 Kostiakov 模型(Kostiakov, 1932)、通用经验模型(蒋定生和黄国俊, 1986)、Horton 模型(Horton, 1940)和 Green-Ampt 模型(Green 和 Ampt, 1911)等, 本研究运用以上模型对热融湖塘影响迹地土壤入渗过程进行模拟, 以确定各模型的适用性和准确度.

Kostiakov 模型:

$$f(t)=at^{-b}, \tag{4}$$

式中, $f(t)$为入渗速率(mm min^{-1}), t 为入渗时间(min), a 和 b 为试验求得的模型参数.

通用经验模型:

$$f(t)=a+bt^{-n}, \tag{5}$$

式中, $f(t)$为某一时刻的土壤入渗速率(mm min^{-1}), t 为入渗时间(min), a, b 和 n 均为试验拟合的参数.

Horton 模型:

$$f(t)=f_c+(f_0-f_c)\mathrm{e}^{-kt}, \tag{6}$$

式中, $f(t)$为某一时刻的土壤入渗速率(mm min^{-1}), t 为入渗时间 (min), f_0 和 f_c 分别为初始入渗速率、稳定入渗速率, k 为入渗衰减系数.

Green-Ampt 模型:

$$f(t)=at^{-1/2}+f_c, \tag{7}$$

式中, $f(t)$为某一时刻的土壤入渗速率(mm min^{-1}), t 为入渗时间(min), f_c 为稳定入渗速率, a 为试验所求得的参数.

Kostiakov 模型中的 a 表示初始入渗速率, b 表示渗透速率随时间减小的程度, 拟合结果显示参数 a 介于 4.151~8.841, 不同深度处均在未影响迹地和极重度迹地较大, 与实际观测结果相似; b 值介于 0.263~0.517, 在轻度影响迹地和未影响迹地较大, 表明高寒草甸植被较好时, 可有效阻滞水分入渗; 通用经验模型中 a 值可表示稳定入渗速率, b 值对初始入渗速率影响较大, 且成正相关, n 值表征初始入渗值到稳定入渗值的减小梯度. 模拟结果显示 a 值介于 0.592~1.773, b 值介于 3.023~7.845, n 值介于 0.363~1.151, 通用经验模型对稳定入渗速率的模拟值与实测值相比偏差较大; Horton 模型对初始入渗速率和稳定入渗速率均可进行模拟, 结果显示 f_0 介于 1.286~4.162, f_c 介于 0.373~0.644, 初始入渗速率模拟值偏大, 但与研究区实测初始入渗速率变化趋势一致, 同时可较好模拟稳定入渗速率; Green-Ampt 模型中参数 a 取值 3.357~7.815, f_c 取值 0.040~1.556, a 值可反映初始入渗速率, 模拟所得 a 和 f_c 均小于实测的初始入渗速率和稳定入渗速率.

为评价不同模型对高寒草甸土壤入渗过程的拟合程度, 对各回归方程决定系数 R^2 进行统计分析, 如图 7 所示. 结果表明: 研究区域模型模拟结果 R^2 值均较高, 且相同深度处拟合程度变化趋势相似. 土壤表层, 热融湖塘影响程度较小时 Horton 模型拟合程度较好, R^2 的值可达到 0.997 以上. 随着影响程度

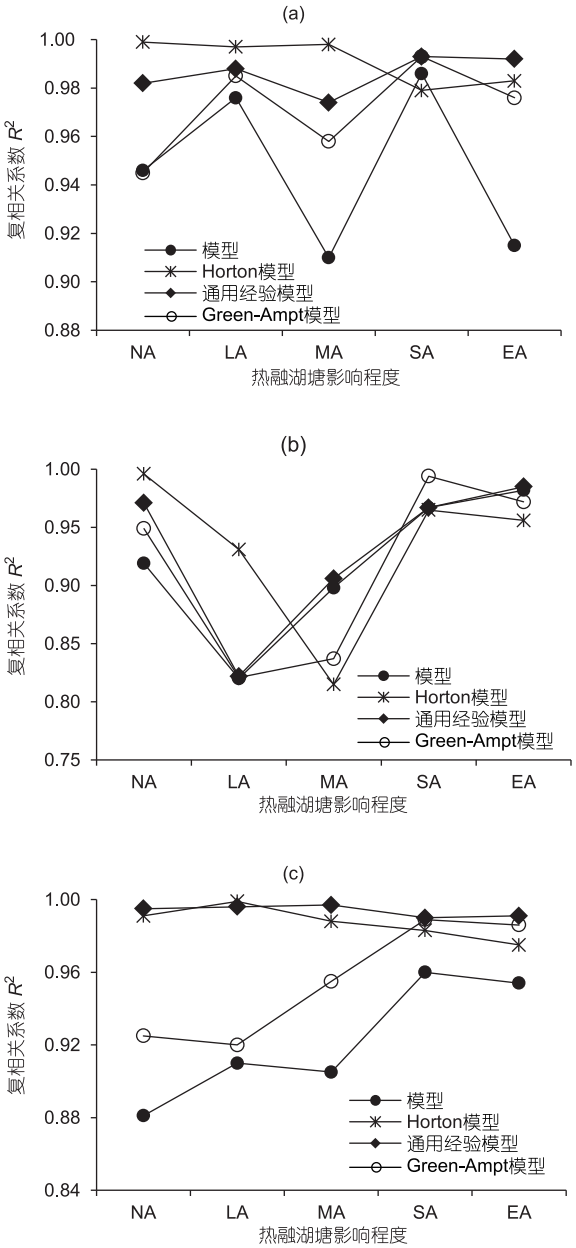


图 7　入渗模型复相关系数对比

(a) 0 cm; (b) 10 cm; (c) 20 cm

的加剧, Horton 模型的拟合结果 R^2 值逐渐降低, 此时通用经验模型的拟合结果较好, 复相关系数可达到 0.992 以上. 此外, Kostiakov 模型与 Green-Ampt 模型不论在什么影响程度下拟合结果 R^2 均较低; 10 cm 土壤深度, 入渗模型在轻度与中度影响迹地的拟合效果不佳, 但能较好模拟严重影响程度土壤入渗过程, 因为高盖度植被根系层较为致密, 在除去上覆 10 cm 土壤时对土壤结构会有轻微的扰动, 且该层土壤微生物以及昆虫巢穴等原因均可使模型拟合精度不高; 20 cm 土壤深度处 Horton 入渗模型与通用经验模型模拟效果相对较好.

综合以上模拟结果、实测值及决定系数 R^2, 表明 Horton 入渗模型可较好的模拟热融湖塘影响迹地高寒草甸土壤入渗过程. 随着热融湖塘影响程度增加, 参数 f_0, f_c 和 k 值均表现出先增大后减小的变化趋势, 与实测值的变化类似.

青藏高原高寒草甸区土壤入渗受降水要素、下垫面条件、土壤性质及冻土特征等因素的影响, 是一个多因素耦合影响的复杂水文过程. 入渗能力决定了暴雨期间土壤地表径流量的大小以及发生土壤侵蚀的危险程度, 同时又影响着土壤水分和地下水的变化以及壤中流和地下径流的转化. 热融湖塘的形成使高寒土壤退化的同时, 也使高寒草甸草地覆盖度降低以及杂草取代原有密根性蒿草及禾草类植被, 导致土壤持水能力下降, 而导水能力增强, 使土壤趋于干燥, 并改变了土壤入渗特性. 随着热融湖塘影响程度的加剧, 自然状态下土壤初始入渗速率降低, 稳定入渗速率与累积入渗量增加, 而下覆土壤的入渗特征值均随着影响程度的加剧呈抛物线形变化. 已有研究表明(王根绪等, 2006), 在气温升高 2℃的情况下, 未来 50 年, 位于昆仑山-安多区域低山和平原区的高寒草甸生态系统, 绝大部分会出现中度-轻度等不同程度退化, 局部地区可能会出现较严重退化. 而热融湖塘的形成作为高寒草甸土壤退化的重要因素之一, 在其影响区域内由于土壤入渗作用明显改变而可能会导致产流能力降低. 同时土壤失去了植被的保护作用而使其水力侵蚀、冻融侵蚀以及风力侵蚀等的强度增加, 破坏了高寒草甸生态系统的稳定性.

3 结论

(1) 热融湖塘引起高寒生态系统演替的过程中伴随着土壤物理性质的变化, 不同影响程度下土壤的孔隙度分布降低, 且粗粒化明显, 土壤水分更容易丢失.

(2) 随着热融湖塘影响程度的加剧, 土壤的初始入渗速率降低, 中度影响迹地降低幅度最大, 与土壤初始含水量相关性明显; 稳定入渗速率主要受土壤质地的影响, 其在土壤表层与热融湖塘影响程度呈现明显的指数型分布, 10 和 20 cm 处均呈二次多项式分布.

(3) 随着影响程度的加剧, 研究区域内表层土壤累积入渗量逐渐增加, 而 10 与 20 cm 处均表现出先减小后增大趋势, 主要受控于稳定入渗速率, 并与黏粒含量负相关, 粉粒和砂粒含量正相关.

(4) Horton 入渗模型可较好模拟热融湖塘影响区域土壤的入渗过程, 随着热融湖塘影响程度增加, 参数 f_0, f_c 和 k 值均表现出先增大后减小的变化趋势, 与实测值的变化类似, 在中度影响迹地最容易达到稳定入渗阶段.

参考文献

蒋定生, 黄国俊. 1986. 黄土高原土壤入渗速率的研究. 土壤学报, 23: 299–304

李卓, 刘永红, 杨勤. 2011. 土壤水分入渗影响机制研究综述. 灌溉排水学报, 30: 124–130

林占举, 牛富俊, 徐建, 等. 2009. 路基施工对青藏高原多年冻土的影响. 冰川冻土, 31: 1127–1136

马巍, 穆彦虎, 李国玉, 等. 2013. 多年冻土区铁路路基热状况对工程扰动及气候变化的响应. 中国科学: 地球科学, 43: 478–489

南卓铜, 李述训, 程国栋. 2004. 未来 50 与 100 a 青藏高原多年冻土变化情景预测. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 528–534

潘保田, 李吉均. 1996. 青藏高原: 全球气候变化的驱动机与放大器: III. 青藏高原隆起对气候变化的影响. 兰州大学学报(自然科学版), 32: 108–115

任贾文. 2013. 全球冰冻圈现状和未来变化的最新评估: IPCC WGI AR5 SPM 发布. 冰川冻土, 35: 1065–1067

沈冰, 黄红虎. 2008. 水文学原理. 北京: 中国水利水电出版社

王根绪, 李元首, 吴青柏, 等. 2006. 青藏高原冻土区冻土与植被的关系及其对高寒生态系统的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 36: 743–754

王一博, 吴青柏, 牛富俊. 2011. 长江源北麓河流域多年冻土区热融湖塘形成对高寒草甸土壤环境的影响. 冰川冻土, 33: 659–667

吴青柏, 牛富俊. 2013. 青藏高原多年冻土变化与工程稳定性. 科学通报, 58: 115–130

席海洋, 冯起, 陈玉菲, 等. 2008. 额济纳绿洲土壤入渗特征与土壤状况的关系研究. 冰川冻土, 30: 976–982

Guo D L, Wang H J. 2012. A projection of permafrost degradation on the Tibetan plateau during 21st century. J Geophys Res, 117: D05106, doi: 10.1029/2011JD016545

Grosse G, Romanovsky V, Walter A K, et al. 2006. Distribution of Thermokarst Lakes and Ponds at Three Yedoma Sites in Siberia. In: 9th International Conference on Permofrost. 551–556

Green W H, Ampt G A. 1911. Studies on soil physics, flow of air and water through soil. J Agr Sci, 76: 1–24

He Y, Wu Y F, Liu Q F. 2012. Vulnerability assessment of areas affected by Chinese cryospheric changes in future climate change scenarios. Chin Sci Bull, 57: 4784–4790

Hinzman L D, Goering D J, Li S, et al. 1997. Numeric simulation of thermokarst formation during disturbance. disturbance and recovery in Arctic Lands: An ecological perspective. Dordrecht Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 191–211

Horton R E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. Soil Sci Am Proc, 5: 399–417

Jones B M, Grosse G, Arp C D, et al. 2011. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska. J Geophys Res, 116: G00M03, doi: 10.1029/2011JG0016666

Johanna M K, Steve W L, Georgia D. 2012. Thermokarst lake, hydrological flow and water balance indicators of permafrost chage in Western Siberia. J Hydrol. 464-465: 459–466

Kostiakov A N. 1932. On the dynamics of the coeffient of water percolation in soil and on the necessity of studing it froma dynamic point of view for purposes of amelioration. Moscow: Translation of the Conference of the International Society for Soil Sciences, Part A. 17–21

Kokelj S V, Jorgenson M T. 2013. Advance in thermokarst research. Permafrost Perigl Process, 24: 108–119

Lin Z, Niu F, Xu Z, et al. 2010. Thermal Regime of a Thermokarst Lake and its Influence on Permafrost, Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau. Permafrost Perigl Process, 21: 315–324

Niu F, Lin Z, Liu H, et al. 2011. Characteristics of thermokarst lakes and their influence on permafrost in Qinghai-Tibet Plateau. Geomorphology, 132: 222–233

Sergey A, Zimov, Edward A G, et al. 2006. Permafrost and the global carbon budget. Science, 312: 1612–1613

Wang G X, Wang Y B, Li Y S, et al. 2007. Influences of alpine ecosystem responses to climate change on soil properties on Qinghai-Tibet Plateau, China. Catena, 70: 506–514

Walter K M, Edwards M E, Grosse G, et al. 2007. Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH_4 during the last deglaciation. Science, 318: 633–636

Walter K M, Zimov, Chanton J P, et al. 2006. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. Nature, 443: 71–75