DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2017.0105

ZHANG Yuxin, XIE Changwei, ZHAO Lin, et al. The formation of permafrost in the bottom of the Zonag Lake in Hoh Xil on the Qinghai-Tibet Plateau after an outburst: monitoring and simulation[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(5): 949-956. [张钰鑫, 谢昌卫, 赵林,等. 青藏高原可可西里卓乃湖溃决出露湖底多年冻土形成过程的监测与模拟[J]. 冰川冻土, 2017, 39(5): 949-956.]

青藏高原可可西里卓乃湖溃决出露湖底多年冻土 形成过程的监测与模拟

张钰鑫^{1,2}, 谢昌卫¹, 赵 林¹, 吴通华¹, 庞强强¹, 刘广岳¹, 王 武¹, 刘文惠^{1,2} (1.中国科学院西北生态环境资源研究院 冰冻圈科学国家重点实验室 青藏高原冰冻圈观测研究站,甘肃 兰州 730000; 2.中国科学院大学,北京 100049)

摘 要:利用可可西里卓乃湖综合监测场获取的气象、地温等数据资料,分析了卓乃湖溃决后出露湖 底融区冻土的形成过程。结果表明卓乃湖溃决后的三年时间里,多年冻土下限深度分别达到4.9 m、 5.4 m、5.7 m,呈现出不断增长的趋势。利用 Lunardini 构建的冻土形成过程模型模拟了多年冻土的形 成速率和形成过程,并在此基础上初步分析了地表温度和土壤含水量对研究区多年冻土形成速率的影 响。模型模拟结果显示研究区多年冻土将继续增长,多年冻土的形成速率呈现先快后慢的增长趋势并 最终达到稳定状态。地表温度和土壤含水量是影响多年冻土形成的重要因素。随着温度的降低,多年 冻土的形成速率逐渐加快。当地表温度不变时,在多年冻土形成初期,岩土含水量越小,多年冻土的 形成速率越快。

关键词:多年冻土;形成过程;数值模拟;影响因素;卓乃湖 中图分类号:P642.14 文献标志码:A 文章编号:1000-0240(2017)05-0949-08

0 引言

卓乃湖位于可可西里腹地,以每年大量藏羚羊 聚集于此产羔而闻名于世。2011年9月,卓乃湖湖 水水位在经过持续数年的上涨后发生溢水溃 决^[1-4],湖水外泄导致湖体面积急剧缩小,湖水面 积及水量的变化势必对区域生态环境、区域气候以 及区域内冻土的演化造成影响。为探究卓乃湖溃决 后出露的湖底融区冻土的发育演化情况,2012年4 月-5月我们在卓乃湖地区开展了物探、钻探工作 以及针对土壤、植被和水文环境等的一系列野外考 察工作。考察时发现,卓乃湖湖水外泄后原处于湖 水下的部分湖底出露水面,暴露于寒冷的气候中, 湖底融区正快速发育冻土。卓乃湖溃决后出露的湖 底融区为探究多年冻土的形成演化提供了理想场 地。同时,探究区域内多年冻土的形成过程对于理 解多年冻土的形成机制、预测多年冻土的形成速 率,理解地质历史时期青藏高原多年冻土的形成过 程等具有重要意义。

多年冻土的形成是长期且缓慢的,短期的监测 资料不足以揭示多年冻土长期的变化过程。因此, 数值模拟手段一直是研究多年冻土形成和演化的有 效手段。20世纪90年代,Lunardini^[5]使用其建立 的冻土形成过程模型探究了阿拉斯加普拉德霍湾多 年冻土的形成过程,并取得了理想的模拟结果。 Lunardini的冻土形成过程模型相比较其他模型而 言,不仅可以模拟现存多年冻土形成所需要的时 间,而且可以预测正在发育的多年冻土未来的发展 演化趋势。同时,该模型能够较好体现冻土形成的 物理机制,描述冻土发展的动态过程。

本文基于卓乃湖区气象要素和地温监测资料, 利用 Lunardini 的冻土形成过程模型,模拟了卓乃

收稿日期: 2017-07-25;修订日期: 2017-09-22

基金项目:国家自然科学基金项目(41421061;41671068;41401086);中国科学院"百人计划"项目(51Y551831)资助

作者简介:张钰鑫(1992-),男,山东潍坊人,2015年在山东师范大学获学士学位,现为中国科学院西北生态环境资源研究院在读硕士 研究生,从事寒区环境与冻土学方面的研究. E-mail: zhangyx@lzb. ac. cn 通信作者:谢昌卫, E-mail: xiecw@lzb. ac. cn.

 \pm

湖溃决后出露水面的湖底融区冻土的形成过程,预 测了该地区多年冻土的变化趋势,并在此基础上初 步探讨了地表温度和土壤含水量对多年冻土形成过 程的影响,为了解地质历史时期青藏高原多年冻土 的形成过程提供了参考。

1 研究区概况及数据资料

卓乃湖(图1)地处可可西里腹地,属于半咸水 湖,湖泊范围为91°46′~92°06′E,35°28′~35° 37′N,平均海拔4800m。湖盆受区域构造控制西 宽东窄,呈东西走向的梨形。湖盆边缘为冲洪积、 风积等沉积形成的第四纪松散沉积物,盆地底部为 粉细砂、粉质黏土等细颗粒沉积物所覆盖。湖北岸 是绵延起伏的低缓丘陵,主要由砂岩、板岩等基岩 构成,没有开阔的滨湖沙地。南部、西部、东部湖 岸为一系列由湖盆周边丘陵区发源的冲洪积扇构 成,冲洪积扇向湖面倾斜。湖底地势总体上的特点 是南高北低,湖西部、南部、东部近岸地带是浅水区。

2011年9月,由于持续的降水事件以及短时强 降水,可可西里卓乃湖水量急剧增加,造成湖岸溃 决,湖水外泄^[4]。湖水经库塞湖、海丁诺尔湖,最 终注入盐湖^[3]。卓乃湖面积短时间内急剧缩小,由 溃决前的274 km²缩小到160 km^{2[1,4]}。2012年5月 考察时发现,卓乃湖西部和南部区域湖水下降明 显,湖底大面积出露水面。根据2011年湖水最高 位置与当时湖面高程的对比推断,湖水水位下降 7 m以上。

为了解卓乃湖及周边地区多年冻土的发育环境

及发育特征,2012年笔者团队在卓乃湖南岸布设了 一条南北方向的钻孔剖面,该剖面共布设了5个钻 孔进行地温监测。同时,于卓乃湖西南侧开阔草甸 地面上布设了1个对比钻孔,用于多年冻土对比监 测。其中卓乃湖1号孔布设在湖水退去之后的湖底 部分, 孔口海拔 4 751 m, 钻孔深度 15 m, 钻孔岩 芯以湖相沉积物为主, 土层含水量高。2、3、4、5 号孔向远离湖岸的方向依次布设,地层物质相近, 岩芯上部为砾石夹中粗砂,中部为粉细砂,下部为 砖红色泥岩。卓乃湖6号孔位于湖泊西南方向的湖 岸,距离湖面约2.5 km,地面植被覆盖度良好。钻 探时采样分析和后期测温发现,2、3、4、5号孔均 有冻土发育,且多年冻土年平均地温均低于 -1.5℃,为低温多年冻土。位于卓乃湖出露湖底 的1号孔仅浅层岩土冻结,下部岩土没有冻结,可 以确定该区域为卓乃湖湖水作用形成的融区,湖水 退去之后多年冻土正在快速发育。

气象数据源自卓乃湖综合观测场自动气象站, 观测项目包括: 气温、风速、风向、相对湿度、辐射 四分量等常规气象要素, 气温由 Finland Vaisala 公 司生产 HMP45C 仪器监测, 分 2 m、4 m、10 m、 15 m 四个高度架设, 精度 < ± 0.5 °C。地表温度用 IRR-P 红外温度传感器测量, 温度在 -40 ~ 70 °C时 精 度 为 ± 0.5 °C, 在 -10 ~ 65 °C 时 精 度 为 ± 0.2 °C。钻孔地温由高精度热敏电阻测温探头监 测,测温探头由冻土工程国家重点实验室研制和标 定,测温精度为 ± 0.05 °C。由于交通不便,自然环 境恶劣等条件的限制, 从 2012 年开始, 卓乃湖观测



图1 卓乃湖溃决前后面积对比及钻孔分布

Fig. 1 Map showing the distribution of boreholes and water area before and after outburst of Zonag Lake

场钻孔地温维持一年一次的监测频率,除卓乃湖5号孔外,其他钻孔地温均为手动观测。气象站监测仪器与卓乃湖5号孔测温探头连接 Campell 公司生产的 CR3000型数采仪,数据每0.5h采集一次,采集使用时间均为北京时间。

2 模型介绍

依据多年冻土与岩土层形成年代的先后顺序, 多年冻土可分为两种类型:后生多年冻土和共生多 年冻土^[6]。卓乃湖湖底的多年冻土是湖水外泄之 后,在原岩土层的基础上,由于温度的降低土壤自 上而下冻结形成的,属于典型的后生多年冻土。因 此,本文选用 Lunardini 开发的针对后生多年冻土 形成的模型开展模拟研究。

Lunardini的冻土形成过程模型是一种对线性 初始温度分布纽曼问题的近似解法,其核心为热量 平衡方程。Lunardini后生多年冻土形成过程模型 将多年冻土层划分为冻结层和融化层,其热传导方 程及其边界、初始条件表示为:

冻结层:

$$\alpha_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2} = \frac{\partial T_1}{\partial t} \qquad 0 \le x \le X \tag{1}$$

$$T_1(X,t) = T_f \tag{2}$$

$$T_1(0,t) = T_s$$
 (3)

融化层:

$$\alpha_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2} = \frac{\partial T_2}{\partial t} \qquad 0 \le x \le X + \delta \tag{4}$$

$$T_2(X,t) = T_f \tag{5}$$

$$\frac{\partial T_2(X+\delta,t)}{\partial r} = G \tag{6}$$

冻结过程中,相变界面的能量平衡方程为:

$$k_1 \frac{\partial T_1}{\partial x}(X,t) - k_2 \frac{\partial T_2}{\partial x}(X,t) = \rho_1 l \alpha_1 \frac{\mathrm{d}X}{\mathrm{d}t}$$
(7)

由热传导方程和相变界面的能量平衡方程转化为冻 结锋面的能量平衡方程:

$$-k_1 \left[\frac{\partial T_1(X,t)}{\partial x}\right]^2 + k_2 \frac{\partial T_2(X,t)}{\partial x} \frac{\partial T_1(X,t)}{\partial x} = \rho_1 l \alpha_1 \frac{\partial^2 T_1(X,t)}{\partial x^2}$$
(8)

$$-k_1 \frac{\partial T_1(X,t)}{\partial x} \frac{\partial T_2(X,t)}{\partial x} + k_2 \left[\frac{\partial T_2(X,t)}{\partial x} \right]^2 = \rho_2 l \alpha_2 \frac{\partial^2 T_2(X,t)}{\partial x^2}$$

使用热量平衡积分方法^[7],区域 $0 \le x \le X + \delta$ 的能量平衡方程表示为^[8]:

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t} \Big\{ \rho_1 c_1 \int_0^X T_1(x,t) \,\mathrm{d}x + \rho_2 c_2 \int_X^{X+\delta} T_2(x,t) \,\mathrm{d}x \\ - \rho_1 l X + (\rho_2 c_2 - \rho_1 c_1) T_f X - \rho_2 c_2 (X+\delta) \Big[T_0 + \frac{G}{2} (X+\delta) \Big] \Big\}$$

$$= -k_1 \frac{\partial T_1(0,t)}{\partial x} + k_2 G \tag{10}$$

将以上方程转化为无量纲形式:

$$\tau = \int_0^\sigma K \mathrm{d}x \tag{11}$$

$$K = \frac{b_1 + b_2 \beta \frac{1}{6g} \left(1 - \frac{\sigma g}{g}\right) - C_{21} \sigma \left(\frac{2}{3}\beta + 1\right) \frac{C_{21}}{3} (\sigma + \varphi) \sigma \beta}{\frac{1}{\sigma} \left(\frac{1}{g} - 2\right) + k_{21}}$$
(12)

式中: *t* 为时间(a); *G* 为地热梯度($\mathbb{C} \cdot m^{-1}$), 文 中取青藏公路沿线地热梯度平均值 0.037 $\mathbb{C} \cdot m^{-1[9]}$; *a*₁ 为冻结层的土壤热扩散系数($m^2 \cdot a^{-1}$); *a*₁ = *k*₁/*C*₁, *k*₁ 为冻结层土壤导热率, *C*₁ 为冻结层 容积热容量,具体计算见参考文献[5]; *k*₂₁ = *k*₂/*k*₁ 为融化层与冻结层导热系数之比; *C*₂₁ = *C*₂/*C*₁ 为融 化层与冻结层容积热容量的比值; $\Delta T_1 = T_f - T_s, T_f$ 为土冻结温度(\mathbb{C}),取 0 \mathbb{C} ; *T_f* 为表面温度(\mathbb{C}), *T_s* 取卓乃湖气象站 2013 – 2016 年地表温度平均值 *T_s* = -5 \mathbb{C} ; *b*₁, *b*₂, *β*, *g*, *φ*, *σ* 为模型中间参数, 具体计算见参考文献[5]。

Lunardini 为了更好地模拟多年冻土的形成过程,在上述模型的基础上,模拟了在目前环境条件不发生变化且给予充足的时间的情况下,多年冻土所能形成的最大深度,即稳态结果。稳态假设在土壤的相变界面处净热通量等于零,即 $\left(\frac{dX}{dx}\right)_{x} = 0$ 。表达式^[5]为:

$$X_{\infty} = \frac{\Delta T_1}{k_{21}} \tag{13}$$

3 结果与分析

3.1 研究区多年冻土形成过程的监测结果

研究区气象监测数据显示,该区域多年平均地 表温度为-5℃,图2为研究区2013年5月1日-2015年4月30日的日平均地表温度变化曲线图。 从图中可以看出,地表温度基本按正弦曲线形式波 动变化,地表年平均负温期224天,正温期141天, 年均值为-5℃,年较差在35℃左右,最热月平均 地表温度出现在8月份,最冷月平均地表温度出现 在11月份。

从对青藏高原地区多年冻土区考察的经验来 看,一般当地表温度低于-2℃时,即可在该地区 形成一定厚度的多年冻土。卓乃湖区年平均地表温 度达到-5℃,满足多年冻土形成的温度条件。图 3为2012-2014年监测的卓乃湖1号孔地温剖面

土









Fig. 3 Ground temperature profiles of NO. 1 borehole at Zonag Lake

图。在 2011 年卓乃湖溃决后, 2012 年、2013 年、 2014 年三年监测的多年冻土下限深度分别达到 4.9 m、5.4 m、5.7 m。同时, 多年冻土下限呈现 不断下降的趋势。2012 年钻探时发现, 卓乃湖1 号 孔活动层厚度约为 2 m, 由此推得, 卓乃湖溃决后 的三年时间卓乃湖 1 号孔的多年冻土厚度分别为 2.9 m、3.4 m、3.7 m。以上数据表明, 卓乃湖溃决 后,出露水面的湖底融区冻土正在快速发育,多年 冻土厚度正逐年增加。另外,三年的监测数据显 示,多年冻土厚度的增长速率正逐年减小,2013年 较2012年增加了0.5 m的厚度,而2014年较2013 年增加了0.3 m。

温度作为反应土壤热量的重要指标,其大小的 变化反映着土壤热量的变化。如图3所示,在新形 成的多年冻土层下的融区地层中,1号孔的土壤温 度正逐年降低,反映了来自地表上部的能量正不断 地向地表以下的融土层中深入,从而使下层融土的 温度不断降低,最终使其转化为冻土。地温曲线的 变化与土层含水量、土壤质地等因素密切相关,不 同深度地温曲线的波动变化可以反映各地层不同的 信息。在2m活动层范围内,随着深度的增加,地 温的变化幅度明显,此现象可能与观测的表层土壤 颗粒较粗有关。研究表明^[10-11],土壤质地越粗. 导热率越大, 地表以上的能量更容易通过地表向下 传输。在活动层下2~4 m 范围内, 随深度的增加, 地温变化幅度减小,此现象与钻探时观测到的该地 层土壤含水量高、细颗粒土壤占比大密切相关。土 壤含水量升高,容积热容量明显增大,在土壤接近 饱和的条件下,相对于导热率的变化,土壤热容量 的变化起主导作用,从而使热扩散系数减小,地温 变化幅度降低。在4m深度以下,地温随着深度的 增加而升高,最终于融土层转化为正温。在多年冻 土下限附近, 地温随深度变化速率相对较快, 地温 曲线的斜率逐年减小,温度变幅逐年减小。多年冻 土厚度的增长速率逐年降低,在年平均地表温度相 对恒定的条件下,此现象与来自地表上部的能量自 上而下传输过程中能量的衰减有关。

研究区多年冻土的形成过程的这些特点与 Mackay 等^[12-14]在加拿大北部探究的人为排干后的 Illisarvik 湖湖底融区多年冻土形成演化过程相似。 卓乃湖溃决后,两年时间多年冻土下限深度达到 5.4 m,此监测结果同 Illisarvik 湖湖底融区多年冻 土的形成速率相近^[15]。从多年冻土形成类型的角 度分析,研究区多年冻土属于典型的气候驱动型多 年冻土^[16]。

3.2 模拟结果分析

Lunardini 使用冻土形成过程模型模拟了阿拉 斯加普拉德霍湾多年冻土的形成过程并取得了理想 的模拟效果。阿拉斯加普拉德霍湾靠近北冰洋沿 岸,气候寒冷,湖泊散布,土层含水量高^[17]的特点 与可可西里卓乃湖地区的自然环境条件相似,为模 型在卓乃湖研究区的实践和应用提供了基础保证。 本文由野外观测获取的卓乃湖区实测的气象和地层 数据资料确定模型参数,模拟了研究区多年冻土的 形成过程。

考察时发现,卓乃湖湖底由粉质黏土构成,夹 杂有少量棱角状的碎砾石,另外在地面上还多见碳 酸盐结晶的不规则块状物。在1号钻孔15 m 深度 范围内岩性以粉砂、粉土类湖相沉积物为主,在一 定深度处可见黑色散发臭味的淤泥质地层,由土壤 质地确定土壤孔隙度 *c* 为 0.48^[18]。图 4 为以实测 地表温度和实测土壤孔隙度为模拟参数模拟的研究 区多年冻土的形成过程图。如图所示,随着时间的 推移,研究区多年冻土厚度形成曲线的斜率逐渐减 小,多年冻土的形成速率逐渐放缓,多年冻土形成 速率总体上呈现先快后慢的变化趋势,多年冻土厚 度逐渐增加并最终达到平衡状态。此多年冻土厚度 随时间的变化趋势,表明来自地表上部的能量在向 下传输的过程中能量不断衰减,越往深层多年冻土 冻结速率越慢。



卓乃湖溃决发生在 2011 年 9 月^[3-4],本文以 此时间作为卓乃湖溃决后出露水面的湖底部分多年 冻土形成的起始时间,使用 Lunardini 的冻土形成 过程模型模拟了卓乃湖溃决后研究区未来 10 年多 年冻土的形成厚度,结果见表 1。

表 1 多年冻土形成厚度模拟值 Table 1 The simulated formation thickness of permafrost

						1				
形成时间/a	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
形成厚度/m	2.5	3.5	4.3	5.0	5.6	6.1	6.6	7.0	7.4	7.8

由表1可知,模型模拟的2012、2013、2014年 的多年冻土厚度分别为2.5、3.5、4.3 m,此模拟 值与实际观测的研究区的多年冻土厚度值2.9、 3.4、3.7 m相近。同时,在目前的环境条件下,模 型模拟的研究区多年冻土厚度将继续增加,多年冻 土的形成速率呈现先快后慢的变化趋势与观测的研 究区的多年冻土的形成过程相一致。

Lunardini的冻土形成过程模型更多体现的是 对多年冻土长时间且缓慢的形成过程的模拟,针对 初始年份和具体年份多年冻土的形成厚度在精确度 方面仍有待提高。同时,原模型在建立和使用的过 程中并未考虑活动层的影响,因此文章在模拟的过 程中,只考虑和模拟了研究区多年冻土厚度的变 化。从模型模拟结果来看,以上因素并不会影响模 型总体上对研究区多年冻土形成过程的模拟。

3.3 地表温度和土壤含水量对多年冻土形成过程 的影响

3.3.1 地表温度对多年冻土形成过程的影响

多年冻土是寒冷气候的产物,不同的地表温度 (或者气温)对多年冻土的厚度和地温有十分重要 的影响。本文在保持土壤质地不变的条件下,利用 Lunardini 冻土形成过程模型模拟了不同地表温度 条件下研究区冻土形成过程的变化。图5为模型模 拟的研究区在不同地表温度条件下多年冻土的形成 过程图。从图中可以看出, 地表温度在-2~ -6 ℃ 变化时, 研究区多年冻土的形成速率都呈现 出先快后慢的变化趋势并最终达到平衡状态,但不 同地表温度多年冻土形成曲线之间存在较为明显的 差异。当地表温度为-2℃时,多年冻土形成速率 缓慢。随着温度的降低,曲线的斜率增大,多年冻 土的形成速率逐渐加快,相同时间内将形成更厚的 多年冻土。通过图5中不同地表温度条件下多年冻 十厚度的形成速率曲线可知, 随着地表温度的降 低,相同时间形成的多年冻土厚度的差值逐渐减 小。表2表示的是不同的地表温度,50年时间所形 成的多年冻土厚度, ΔH 表示多年冻土厚度与前者 之间的差值。可见,对于相对较高的地表温度而 言,小的地表温度的变化将对多年冻土的形成厚度 产生较大的影响。地表温度越低,多年冻土形成过 程中对于温度变化的敏感性越小。在目前全球气候 变暖背景下,青藏高原未来可能的升温趋势,对于 研究区这样的多年冻土形成发育会带来较为显著的 影响。





表2 不同地表温度下 50 年时间形成的多年冻土厚度

 Table 2
 Permafrost thickness at different surface temperatures in fifty years

in moy yours											
地表温度	−2 °C	−3 °C	−4 °C	−5 °C							
多年冻土厚度	10.9 m	13.2 m	15.3 m	17.2 m							
ΔH	-	2.3 m	2.1 m	1.8 m							

当从地表向下传导的能量与地球内部向上传导 的能量达到平衡时,多年冻土的发育达到相对稳定 状态,多年冻土的厚度将不再发生变化。对于相同 体积和质地的土体,地表温度的降幅越大,通过地 表向下传导的能量也就越大,多年冻土的下限达到 的深度也就越深,同时,达到平衡状态所需要的时 间也越长。如图5所示,随着温度的降低,多年冻 土达到平衡状态所需要的时间逐渐增加。当温度为 -2℃时,多年冻土厚度达到稳定时的时间明显提 前于地表温度为-6℃时的多年冻土。

综上所述,无论是多年冻土形成速率还是平衡 状态下多年冻土可能达到的最大深度,温度都发挥 着重要的作用,是多年冻土形成过程中的重要影响 因素,也是促使多年冻土形成发育的重要驱动 因子。

3.3.2 土壤含水量对多年冻土形成过程的影响

土壤质地、地表植被状况以及区域降水的差异 都会对土壤含水量造成影响。卓乃湖溃决后,由于 局地自然环境的差异,出露水面的湖底部分土壤含 水量并非都处于饱和状态。因此,探究不同土壤含 水量与研究区多年冻土形成过程的影响对了解非饱 和状态下多年冻土的形成过程具有重要意义。

本文在假设地表温度为-5℃,土壤类型恒定 时,探究了土壤含水量对研究区多年冻土形成过程 的影响。图6是在相同地表环境条件下,不同土壤 体积含水量对研究区多年冻土形成过程的影响曲 线。该图显示,在土壤体积含水量分别为10%、 20%、30%、40%时,研究区多年冻土形成速率存 在明显差异。在多年冻土形成初期,土壤含水量越 低,形成相同厚度的多年冻土所需要的时间越短, 即多年冻土的形成速率越快;反之,多年冻土形成 速率减慢。此现象可以理解为,土壤类型和土壤质 地不变,在相同的地表能量和大地热流的条件下, 土壤含水量越多,多年冻土的形成则需要消耗更多 的能量用于冰水二相转化。另外,随着土壤含水量 的增加,曲线之间的差异逐渐减小,如图6所示, 土壤含水量分别为30%和40%时体现在多年冻土 形成速率上的差异明显小于土壤含水量分别为 10% 与20% 时曲线的差异。因此, 研究区土壤含水 量的差异对多年冻土的形成速率和形成过程的影响 显著。



图 6 不同土壤含水量条件下多年冻土的形成速率 Fig. 6 Formation rates of permafrost with different water contents

多年冻土的形成过程受气候、岩性、土壤含水 量、地形等多种因素的影响,现存在的多年冻土是 特定气候条件下地表与大气之间能量平衡与物质交 换的产物。从卓乃湖研究区多年冻土形成过程的模 拟来看,在地表骤然由暖转冷的条件下,地表浅层 一定深度处的岩土短时间内快速冻结,越往深处多 年冻土的形成速率越慢,总体来看多年冻土的形成 过程是长期且缓慢的。地质历史时期青藏高原的多 年冻土并不是短时间内骤然形成的,青藏高原历史 气候波动变化,冻融循环周而复始,目前青藏高原 的多年冻土必然是长期历史演变的产物。

4 结论

卓乃湖溃决后,利用卓乃湖综合观测场的气象、地温等数据资料探究、分析了出露水面的湖底融区多年冻土的形成过程,本文主要得到以下结论:

(1)2011年卓乃湖溃决后,出露水面的湖底融 区正快速发育为冻土,2012-2014年三年时间多年 冻土厚度分别达到2.9 m、3.4 m、3.7 m。多年冻 土厚度正在逐渐增加,但增长速率逐渐减小。在多 年冻土层下的融土层中,地温也在逐年降低。

(2)利用 Lunardini 的冻土形成过程模型对目 前研究区多年冻土的形成厚度进行了模拟。模拟结 果显示,卓乃湖溃决后的三年时间研究区多年冻土 厚度将分别达到 2.5 m、3.5 m、4.3 m,与实测的 多年冻土厚度相近。未来卓乃湖出露水面的湖底部 分的多年冻土将进一步发育,多年冻土的形成速率 呈现先快后慢的增长趋势,最终达到平衡状态。

(3)影响多年冻土形成速率的因素较为复杂, 且难以量化。本文初步探究了地表温度和土壤含水 量对研究区多年冻土形成过程的影响。结果表明, 温度越低,多年冻土的形成速率越快,且最终达到 平衡状态时的多年冻土下限也越深。在多年冻土形 成初期,土壤含水量越低,多年冻土形成速率 越快。

参考文献(References):

- [1] Che Xianghong, Feng Min, Jiang Hao, et al. Detection and analysis of Qinghai-Tibet plateau lake area from 2000 to 2013[J]. Journal of Geo-information Science, 2015, 17(1): 99 – 107.
 [车向红,冯敏,姜浩,等. 2000 – 2013 年青藏高原湖泊面积 MODIS 遥感监测分析[J]. 地球信息科学学报, 2015, 17 (1): 99 – 107.]
- [2] Yao Xiaojun, Liu Shiyin, Li Long, et al. Spatial-temporal variation of lake area in Hoh Xil region in the past 40 years[J]. Acta Geographica Sinica, 2013, 68(7): 886 896. [姚晓军, 刘时银, 李龙, 等. 近40 年可可西里地区湖泊时空变化特征[J]. 地理学报, 2013, 68(7): 886 896.]
- [3] Yao Xiaojun, Liu Shiyin, Sun Meiping, et al. Changes of Kusai Lake in Hoh Xil region and causes of its water overflowing[J]. Acta Geographica Sinica, 2012, 67(5): 689 698. [姚晓军, 刘时银, 孙美平, 等. 可可西里地区库赛湖变化及湖水外溢成因[J]. 地理学报, 2012, 67(5): 689 698.]
- [4] Liu Baokang, Li Lin, Du Yu'e, et al. Cause of the outburst of

Zonag Lake in Hoh Xil, Tibetan Plateau, and its impact on surrounding environment[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(2): 305 – 311. [刘宝康, 李林, 杜玉娥, 等. 青藏高原可可西里卓乃湖溃堤成因及其影响分析[J]. 冰川冻 土, 2016, 38(2): 305 – 311.]

- [5] Lunardini V J. Permafrost formation time[R]. Hanover, NH: US Army CRREL, 1995.
- [6] Zhao Lin, Sheng Yu. Permafrost survey manual[M]. Beijing: Science Press, 2015: 1-10. [赵林,盛煜. 多年冻土调查手册 [M]. 北京:科学出版社, 2015: 1-10.]
- [7] Lunardini V J. Heat transfer with freezing and thawing [M]. USA: Elsevier, 1991: 40-45.
- [8] Lunardini V J. Application of the heat balance integral to conduction phase change problems [R]. Hanover, NH: US Army CRREL, 1981.
- [9] Wu Qingbai, Zhang Tingjun, Liu Yongzhi. Permafrost temperatures and thickness on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Global & Planetary Change, 2010, 72(1): 32 - 38.
- [10] Du Yizhen, Li Ren, Wu Tonghua, et al. Study of soil thermal conductivity: research status and advances[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(4): 1067 1074. [杜宜臻, 李韧, 吴通华, 等. 土壤热导率的研究现状及其进展[J]. 冰川冻土, 2015, 37(4): 1067 1074.]
- [11] He Yujie, Yi Shuhua, Guo Xinlei. Experimental study on thermal conductivity of soil with gravel on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(2): 343-350. [何玉洁, 宜树华, 郭新磊. 青藏高原含砂砾石土 壤导热率实验研究[J]. 冰川冻土, 2017, 39(2): 343-350.]
- [12] Mackay J R. A full-scale field experiment(1978 1995) on the growth of permafrost by means of lake drainage, western Arctic coast: a discussion of the method and some results[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 2011, 34(1): 17 - 33.
- [13] Parameswaran V R, Burn C R. Electrical freezing potentials during permafrost aggradation at the Illisarvik drained-lake experiment, western Arctic coast, Canada[C]//Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 2008: 1363 - 1368.
- [14] Mackay J R, Burn C R. The first 20 years(1978 1979 to 1998 1999) of active-layer development [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1989, 39(1): 95 111.
- [15] Burgess M, Judge A, Taylor A, et al. Ground temperature studies of permafrost growth at a drained lake site, Mackenzie Delta [C]//Fourth Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta, Canada, 1982: 3 – 11.
- [16] Shur Y L, Jorgenson M T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems[J]. Permafrost & Periglacial Processes, 2007, 18(1): 7-19.
- [17] Lachenbruch A H, Sass J H, Marshall B V, et al. Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska
 [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1982, 87 (11): 9301 - 9316.
- [18] Shao Ming'an, Wang Quanjiu, Huang Mingbin. Soil physics
 [M]. Beijing: Higher Education Press, 2006: 36 57. [邵明 安, 王全九, 黄明斌. 土壤物理学[M]. 北京:高等教育出版 社, 2006: 36 - 57.]

The formation of permafrost in the bottom of the Zonag Lake in Hoh Xil on the Qinghai-Tibet Plateau after an outburst: monitoring and simulation

ZHANG Yuxin^{1,2}, XIE Changwei¹, ZHAO Lin¹, WU Tonghua¹, PANG Qiangqiang¹, LIU Guangyue¹, WANG Wu¹, LIU Wenhui^{1,2}

(1. Cryosphere Research Station on the Qinghai-Tibet Plateau, State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, 730000, China;
 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: In September 2011, Lake Zonag, a famous lake in the Hoh Xil area, was broken after years of expansion and the lake body shrank dramatically. Permafrost developed on the bottom of the lake after the lake outburst. Based on the data of meteorological and ground temperature by the lake, the formation process of permafrost on the bottom of the lake was analyzed. Observation data indicated that the permafrost base increased to 4.9, 5.4 and 5.7 m, respectively, in 2012, 2013 and 2014 in borehole 1. By using numerical model, the rate and process of permafrost formation were simulated. Simulation results show that the thickness of the frozen soil layer increases with time, and that it will take 200 years for the frozen soil to reach 30 m. The lower the temperature, the faster the formation of frozen soil. When the surface temperature is unchanged, the rate of permafrost formation will decrease with the increase of soil water content.

Key words: permafrost; formation; numerical simulation; influence factors; Zonag Lake

(本文编辑: 庞瑜)