

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2017.03.002

大布苏湖岸泥林地下潜流破坏成因

张文卿¹, 陈建生², 徐 燚²

(1. 吉林大学环境与资源学院, 吉林 长春 130021; 2. 河海大学土木与交通学院, 江苏 南京 210098)

摘要: 针对大布苏湖东岸发生的土体坍塌与泥林的成因, 开展地下潜流来源及破坏机制研究。结果表明: 土壤中上层大于下层的盐分分布排除了降水入渗补给地下水的可能性; 同位素分析结果证实, 大布苏湖水来自于地下水的补给, 地下潜流来自于周边河流的渗漏。渗漏水通过黄土层下伏的粉砂层向大布苏湖中排泄, 这成为泥林不断扩张的原因之一: 粉砂层之上黄土中的风尘颗粒不断地被潜流带到湖泊, 在黄土层下部形成孔洞, 逐渐发展并最终形成塌陷。此外, 冻融作用也进一步加剧了渗透破坏程度。地下潜流、细颗粒流失与冻融作用是造成土体破坏的主要原因, 防止细颗粒流失与冻融作用发生是预防土体进一步破坏的关键因素。

关键词: 大布苏湖; 泥林; 潜流; 冻融作用; 黄土

中图分类号: TV211.1

文献标识码: A

文章编号: 1000-1980(2017)03-0197-07

Destruction causes of subsurface flow in mud forest along bank of Dabusu Lake

ZHANG Wenqing¹, CHEN Jiansheng², XU Yi²

(1. College of Environment and Resources, Jilin University, Changchun 130021, China;

2. School of Civil and Transportation Engineering, Hohai University, Nanjing 211100, China)

Abstract: To explore the causes for the loess collapse and the mud forest formation in the eastern bank of Dabusu Lake, the source and failure mechanisms for subsurface flow were studied. The results show that, according to the salt content of topsoil larger than that of subsoil, precipitation infiltration cannot recharge the underground water. Isotopic analysis results indicate that Dabusu Lake is mainly recharged by groundwater, and subsurface flow comes from the seepage of surrounding rivers. Leak water of rivers discharges towards Dabusu Lake through the silt layer beneath the loess layer, which is one of the reasons for the development of mud forest. The dust particles of loess above the silt layer are taken into the lake by subsurface flow, forming cavities on the bottom of the loess layer and finally resulting in collapses. Besides, the freeze-thaw action also aggravates the seepage failure. Subsurface flow, fine particle loss, and freeze-thaw action are the main reasons for loess failure, and avoiding fine particle loss, and freeze-thaw action is the key to preventing the development of loess failure.

Key words: Dabusu Lake; mud forest; subsurface flow; Freeze-thaw action; loess

1 研究区域概况

大布苏湖岸泥林“狼牙坝”(E126°36′~123°42′, W44°45′~44°50′)位于松嫩平原西部冲积湖积平原最

收稿日期: 2016-11-29

基金项目: 国家自然科学基金(51578212); 吉林省水利厅原始创新项目(2130331)

作者简介: 张文卿(1964—), 女, 吉林长春人, 高级工程师, 博士, 主要从事地下水资源与环境研究。E-mail: zhangwenqing1966@yahoo.co.jp

通信作者: 陈建生, 教授。E-mail: jschen@hhu.edu.cn

低处,吉林省乾安县境内,湖泊东部高程 150 ~ 160 m,湖泊西部高程 140 ~ 150 m。松嫩平原西部湖泊、泡沼较多,面积在 6 km² 以上的湖泊有近 700 个,大布苏湖是具有代表性的面积较大的内陆湖泊。大布苏流域平均气温 4.6 ℃,1 月平均气温最低(−14.8 ℃),7 月平均气温最高(24.9 ℃)。年平均降雨量 400 mm 左右,降水主要受太平洋季风控制,6、7、8 这 3 个月降水量占全年总降水量的 70% 以上。大布苏湖接受大气降水、坡面径流与地下潜流的共同补给,流域的汇水面积近 230 km²,湖盆面积约为 81 km²。大布苏湖西部有冲沟 10 条,东部有冲沟 4 条,泉水形成的溪流常年补给湖泊。大布苏湖盆的地貌特征划分为 3 个单元:二级阶地,即与分布广泛的冲积湖积平原连为一体;湖滨一级阶地,沿湖盆周边分布,东部与北部比较明显;湖漫滩,东部与北部比较明显^[1]。

大约在 2 万年前,大布苏在新构造运动的作用下发生了断裂活动,大布苏发生断陷,地面逐渐上升,湖水加深和扩大。距今约 1 万年,地面再次上升,干旱造成湖泊水位下降,湖岸受到剧烈的侵蚀与潜蚀形成了泥林地质地貌,如图 1 所示。大布苏泥林与狼牙棒地貌主要分布在湖泊东岸,这种特殊的地质地貌景观的形成是新构造运动、地层岩性、地下水、风力及地形等多种地质因素综合作用的结果^[1]。大布苏流域没有稳定的河流,在靠近湖岸及湖底有深层承压水上涌形成的上升泉,湿地沼泽(俗称大酱缸)地区也接受承压水补给,泉水汇集形成的溪流以及上升泉成为湖泊的主要补给源。泥林与狼牙棒构造主要发育在湖东岸的坡洪积台上(图 2),洪积台高程约 160 m,由顾乡屯组河湖相地层和其上覆的黄土组成^[2]。大布苏泥林与狼牙棒地貌的形成来自于潜流的侵蚀破坏。在地下水潜流的侵蚀作用下,在土层中形成了空洞,在重力作用下,空洞顶部土层塌落,形成了落水洞(图 1(b)),随着落水洞的不断垮塌、扩大,相连成片,便形成了大布苏湖东岸“狼牙坝”地貌^[3](图 1(c))。

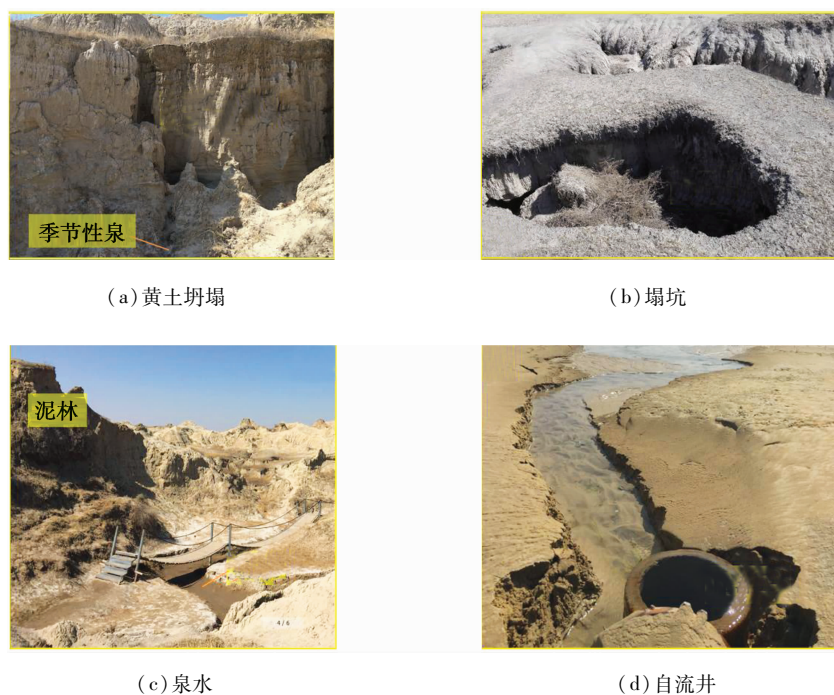


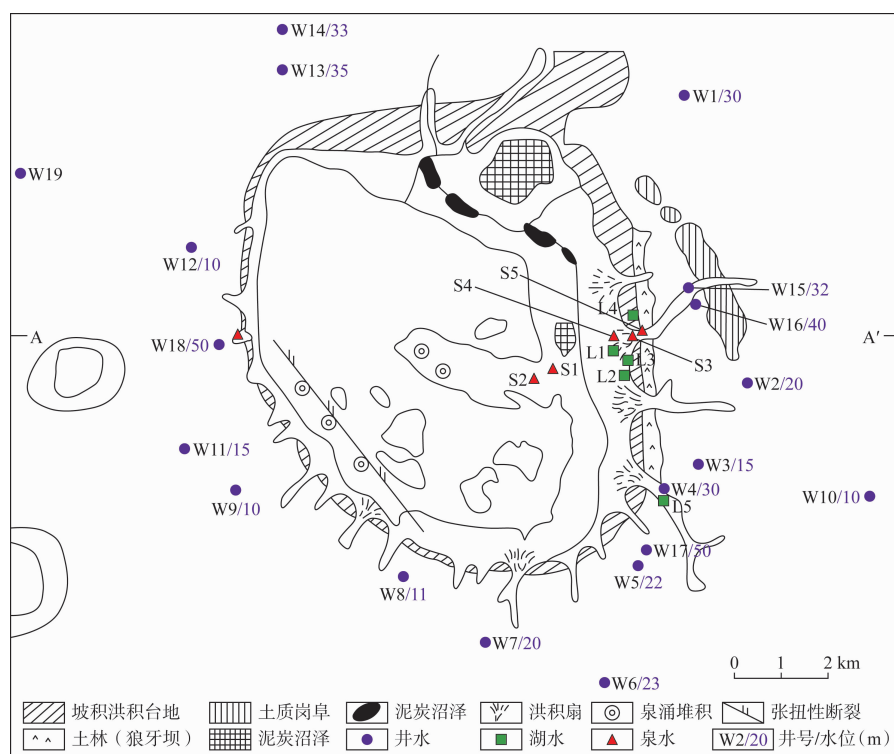
图 1 大布苏泥林黄土塌陷地貌与地下水出溢

Fig. 1 Loess landslide and groundwater spillover in mud forest along bank of Dabusu Lake

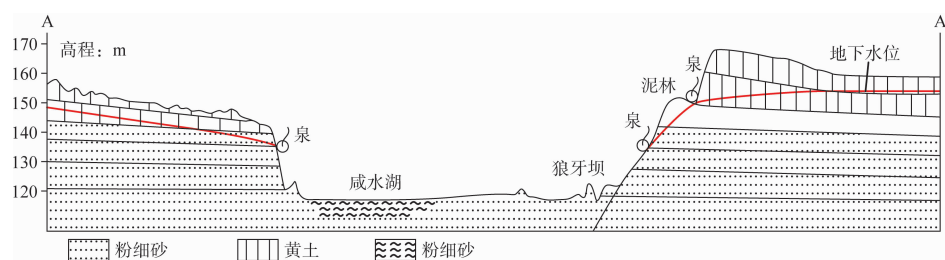
2 大布苏地下水同位素分析

迄今为止,对于潜流形成的原因都是基于概念模型,降水是否能通过黄土裂隙入渗到地下水中形成潜流,并没有相应的地球化学证据。为了了解湖区的泉水、湖水与地下水、降水之间的关系,对大布苏湖岸的 21 个井水样、7 个泉水样、5 个湖水样进行了氡氧同位素与水化学分析,采样点分布见图 2(a)。

根据国际原子能机构网站提供的大气降水氢氧同位素数据,得出北方地区降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 多年加



(a) 采样点分布



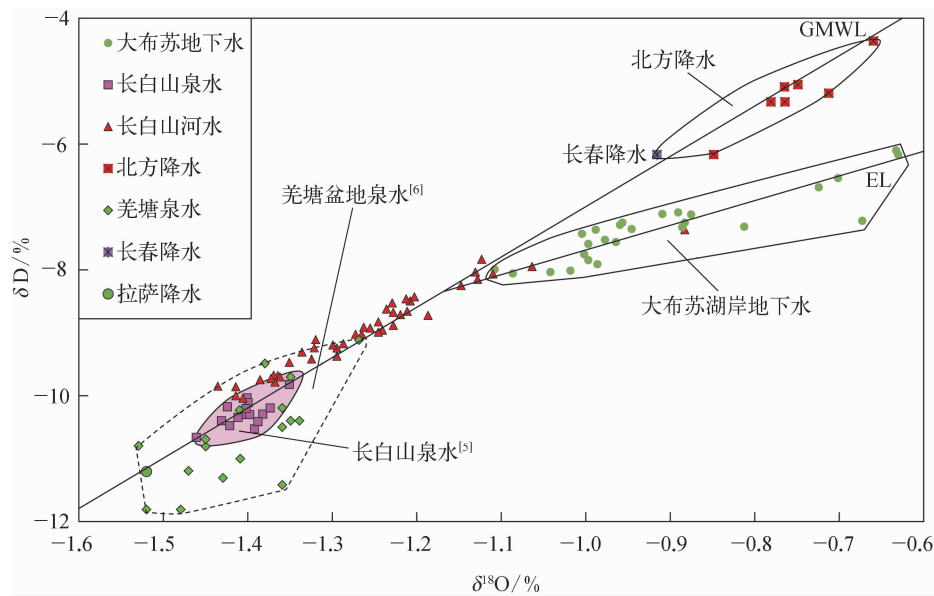
(b) 大布苏地下水位分布(A-A'剖面)

图2 大布苏湖岸泥林地貌采样点及地下水位分布

Fig. 2 Distributions of sampling points and groundwater level in mud forest along bank of Dabusu Lake

权平均值分别为:银川 -0.661% 、 -4.38% ;平凉 -0.667% 、 -4.87% ;西安 -0.75% 、 -5.07% ;郑州 -0.713% 、 -5.2% ;包头 -0.765% 、 -5.33% ;石家庄 -0.782% 、 -5.34% ;太原 -0.725% 、 -5.12% 。综合分析影响大气降水同位素组成的各种因素,大布苏地区降水的同位素组成应分散落在这7个点的四周^[4]。实测的大布苏井水与泉水中的氘氧同位素与北方降水的多年平均值存在较为明显的差异(见图3),地下水中的氘氧同位素明显贫化,与周边河水的同位素落在相同的区域。长白山区的泉水与河水同位素非常贫化^[5],通过对比分析可以看出,长白山区的泉水的氘氧同位素关系与西藏羌塘盆地的泉水落在相同的区域^[6]。长白山天池接受地下水补给,天池的水位高程为2189.7 m,补给源区的高程必须高于天池水位,通过对比分析可知,西藏羌塘盆地是唯一能够满足所有条件的补给源区^[7-8]。

发源于长白山的松花江等河水自上游到下游,江水中的氘氧同位素关系点沿着全球雨水线(GMWL)不断富集,这表明江水接受两岸的降水补给。松花江中游氘氧关系逐渐偏离了GMWL,而且沿着蒸发线(EL)分布,河水中的氘氧同位素越靠近下游越富集,表明水体受到了蒸发作用。大布苏湖岸的地下水的氘氧关系点都沿着EL分布,与当地降水存在明显的差异,据此推断,补给大布苏的地下水应该是来自于周边河流的渗漏,河床底部的粉砂层的渗透性较强,河水通过粉砂层向松嫩平原地势最低的大布苏湖排泄,所以,大布苏湖周边河流的渗漏水是大布苏湖水的主要补给源^[9]。

图3 大布苏泉水、井水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系Fig. 3 Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of spring water and well water in Dabusu Lake

3 黄土状亚砂土降水入渗试验

大布苏泥林与地下潜流有关,但是形成潜流的原因存在争议。第一种观点认为,地下水潜流来自于降水入渗,降水通过垂直节理入渗,土层中易溶盐含量较高,在土层中发育着垂直节理和大孔隙,土层中的可溶性盐淋溶后土层中的节理缝隙增大,溶隙在溶蚀作用下形成了溶洞,而溶洞在集水后形成了具有一定能量的潜流^[3]。第二种观点认为,大布苏地区的降水没有补给到黄土中,潜流地下水来自于松花江等周边河流的渗漏^[9]。

由于大布苏湖岸泥林遭受的破坏主要来自于地下潜流,只有调查清楚潜流产生的原因才可能制定出科学合理的工程防治措施。所以,通过开展相关的降水入渗模拟试验能够验证上述两种观点的正确性。大布苏湖岸地表覆盖了一层黄土状亚砂土,粒径主要集中在0.005~0.075 mm的粉粒范围内^[10],经过对比可知,该土层符合风积黄土的特征^[11]。覆盖在表层的黄土厚度在2~18 m之间,黄土下部为渗透性能较好的粉细砂,单层厚度2~22 m^[11]。

大布苏湖岸地表下1 m的2个黄土剖面不同深度可溶性盐含量在0.2%~0.6%之间^[10],如图4(a)所示。图4(b)是鄂尔多斯乌海地区黄土剖面中进行的降水模拟试验结果。模拟试验地层与大布苏相同,都是典型的黄土状亚沙土^[12],在相距10 m远的区域选择了2个模拟降水试验点,模拟降水面积为100 cm×100 cm,分别向2个试验区注入175 L水。在注水1 d和4 d后分别开挖剖面,采样分析土壤中的盐分随深度的变化,模拟降水1 d与4 d后土壤中的盐含量分布(图2(b)),土壤上层的可溶性盐溶解后随着降水迁移到60~70 cm深度,而通过含水量测定发现,模拟降水的最大入渗深度仅为70 cm,在黄土中并没有发现明显的导水裂隙。这意味着,重力水在土壤入渗速度较快,24 h后重力水运动基本上就停止了。

降水入渗土壤后被土壤颗粒表面的电荷所吸引,成为薄膜水层,只有当薄膜水层足够厚,才可能脱离土颗粒表面电场的吸引,成为自由的重力水,也就是说,只有当土壤含水率达到最大田间持水率后,土壤水才继续向深部流动^[13-14]。降水被土颗粒(盐颗粒)吸附后,土壤中的可溶性盐被溶解,当土壤含水率达到最大田间持水率后,降水才能继续向下运动,上层土壤中的可溶性盐随着降水一同向下运动,造成盐含量峰值下移,如图4(b)所示。模拟降水试验表明,降水入渗地下水后,土壤中盐含量的分布为上层低而下层高。

事实上,大布苏湖岸黄土中的盐含量分布与图4(b)的分布趋势完全不同,呈现出了上部盐含量高而下

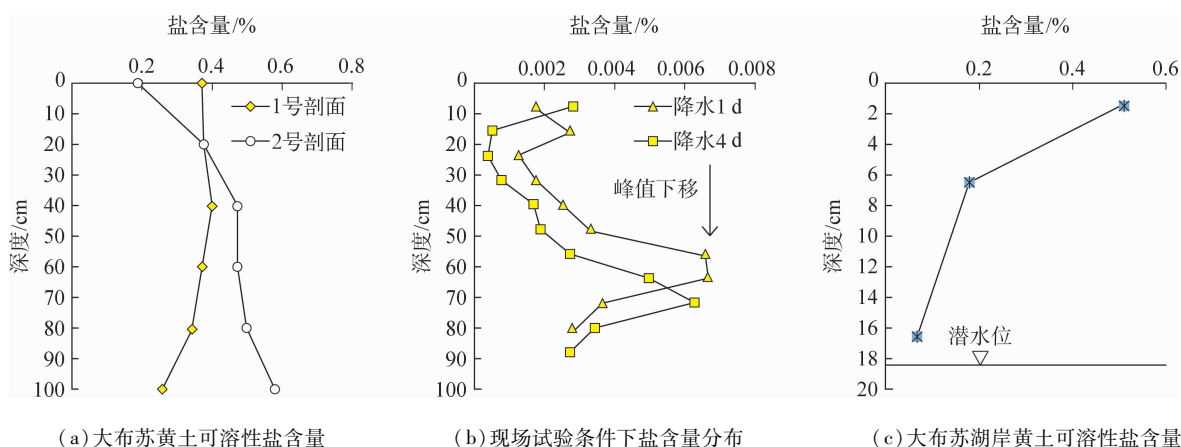


图4 黄土中可溶性盐随深度分布及降水对黄土盐含量的影响
Fig. 4 Variation of soluble salt in loess with depth and effect of precipitation on salinity in loess

部低的特征,表层附近的盐含量达到0.51%,而深部接近地下水位的盐含量仅为0.07%^[3](图4(c))。如果地下水来自于降水入渗补给,那么土壤中的盐分分布应该是上部低而下部高,而且盐溶入水中后,地下水应该呈现出高盐度。大布苏湖周边井水的盐含量一般小于1 g/L,个别井水的TDS大于1 g/L,但小于2.1 g/L。由于土壤的含水率小于或等于20%,按照含水率20%计算,每1 kg土壤中有0.2 kg水,每1 kg土壤中的盐含量在0.7~6 g之间,于是可得土壤水的盐含量在3.5~30 g/L之间,由于土壤含水率一般小于20%,所以,土壤水的TDS还应该更大一些。显然,地下水不是来自于降水入渗,地下水中的氡氧同位素分析也得出了相同的结论^[9]。

4 地下潜流形成及大布苏湖岸崩塌机制讨论

松嫩平原南部地区自中更新世早期开始接受第四纪沉积,地表以下为风积为主的黄土,黄土层下部为粉细砂、含砾粗砂与粗砂层,为渗透性较强的透水层。大布苏湖位于松嫩平原的南部,湖岸地层是由阶地平原和坡洪积台地所构成,阶地平原高程160 m,由河湖相地层和其上覆的黄土状土组成^[15]。通过对黄土下伏浅黄色细砂层进行粒度、重矿物和石英砂表面扫描电镜分析,发现细砂既有风成特点,又保留了水冲积特征,说明来源于松嫩平原冲积沙经风力吹扬、搬运、堆积而成^[16]。大布苏湖岸土体遭受破坏与它的土体结构有关。黄土层下伏的含砾粗砂与粗砂层属于强透水介质,河流与水泡子中的水通过这个强透水层实现了互补关系。

大布苏流域的浅层地下水位位于黄土层之下,含水层为含砾粗砂层与粗砂层,粗砂下部为粉砂层,但在粉砂层下部的沉积层为灰白色高岭土质砂砾岩,上部为黑色厚度不等的淤泥质亚黏土,最厚约150 m^[17]。大布苏湖岸黄土与下覆的粉砂都属于分散性土,这种分散性土被浸水后,土块发生水解后混浊,土扩散速度快,扩散范围大,水呈雾状,经久不清^[10],分散性土颗粒之间的黏聚力较小,属于容易发生管涌与流土破坏的土壤。

大布苏湖岸地区的生活用水与农业灌溉用水都来自于地下水,钻孔深度10~180 m,平均井深75 m。采样时间为2016年7月,此时正值用水高峰期,水位埋深是一年中最低的,采样期间地下水位埋深3.3~50 m,平均值为24.2 m,井水位分布如图1所示。由于湖岸土体遭受到的渗透破坏发生在地下水位以下,所以地下水位埋深越浅,湖岸附近的水力梯度越高,对土体的渗透破坏越大。大布苏湖周边的河水是湖水的主要补给源,细砂层的渗透性较强,地下水流速较大,在湖东岸砂层中分布着诸多的泉水出溢点,在泥林之间的沟底可见流淌的泉水,泉水量的大小与季节有关,开春化冻季节泉水流量达到最大。

土体在潜流的作用下发生的渗透破坏形成了泥林,大布苏泥林的形成与以下因素有关:(a)特殊的地形地貌,晚更新世的构造运动使大布苏湖演变为松嫩平原海拔最低点,湖岸高出湖水位20~30 m;(b)黄土及下覆的粉细砂都属于分散性土,土的黏性较低,黄土在受到浸泡后发生水解并呈现出浑浊态,悬浮的土颗粒可被水流带到湖泊中;(c)湖岸具有较高的地下水位,较高的地下水位使靠近湖岸地区具有较高的水力梯

度,细砂层上覆的黄土被浸泡在地下水中;(d)黄土下覆地层具有较强的渗透性,强渗透性地层具有较大的流量,分解破坏的土体可以被及时带走;(e)寒冷的气候条件产生冻融,靠近湖岸土体颗粒中的水结冰后体积增加,造成土颗粒之间的距离加大,化冻后土颗粒之间的凝聚力下降,土颗粒在水力梯度作用下可发生局部脱落。

大布苏泥林形成机制讨论:大布苏湖岸冬春季由于抽水量减小、蒸发量降低、岸坡土体结冰使孔隙水排泄不畅等原因,周边的地下水位达到最高,水位上升到黄土层中(图1(b))。由于黄土主要来源是风尘,颗粒中的黏粒成分较少,属于分散性土,但是发生水解后可长时间悬浮在水中,极易被水流带走。黄土下覆的细砂层的渗透性较强,地下水的流速较大,泉水的溢出点都在该砂层中,由于靠近湖岸的水力梯度最大,地下水流速最大,水流对上覆黄土的冲刷程度最大。湖岸泉水溢出带砂层上覆黄土层在冬季将出现冻结层,由于冻土的凝聚力大幅度增加,结冰冻土层的强度增加,所以冬季的湖岸土体不可能发生渗透破坏。

春季随着温度的升高,土壤中的冰融化成为水,但由于土颗粒之间的距离已经比冻胀发生之前增大了,土颗粒之间的凝聚力明显降低了,此时地下水位达到最高,水力梯度也达到了最大,靠近湖岸受到冻融影响的土颗粒在水流的冲刷作用下可能脱离土体进入水流中呈现浑浊状,由于浑浊水沉淀的时间较长,水流将悬浮的土颗粒带到湖中。随着气候的转暖,抽水量与蒸发量增加,湖岸地区地下水位与水力梯度下降,而且土体发生了排水固结,湖岸土体的抗剪强度增加了,于是湖岸的土体遭受潜流的破坏暂时停止。

随着黄土底部细颗粒的流失,在黄土与砂层的界面中形成了空穴,土体破坏发生在黄土的下部,破坏呈现周期性,破坏发生在土壤化冻的春季。黄土下部的空穴将不断向纵深与上部发展,空穴的发展轨迹与下覆砂层中的流速有关,空穴将沿着流速最大的地带向纵深移动,沿着渗透性强的地带发展。由于黄土下部的空穴规模不断扩大,如果空穴可以承受上部的荷载,则空穴上部的土体不会出现崩塌,当空穴周边的土体不能承受上部的荷载,将会产生崩塌,在土层中形成了空洞和落水洞等,随着塌落的土颗粒不断地被水流带走,落水洞的规模不断扩大,周边直立的土体也将垮塌,并相连成片。

降水虽然不能通过黄土入渗到地下水中,但是降水形成的地表径流对湖岸地表土层同样进行风化剥蚀,在降水与风蚀的作用下,湖岸表层土体在不断地风化剥蚀下形成圆滑的坡面,土体不可能形成陡立的破坏面(图1(a))。所以,地表径流对土体的破坏发生在表层,土体受到风化剥蚀后湖岸一般形成了缓坡状,而潜流对土体的破坏是从黄土的下部向上部发展,潜流破坏将上覆黄土逐渐掏空形成空穴,空穴不断发展扩容,最终造成黄土的整体塌陷破坏,形成陡立土体破坏面,陡峭直立的破坏面在雨水冲刷与风蚀的共同作用下,表层土颗粒被不断剥蚀圆滑,直立面逐渐演变成锥形,最终形成了“泥林”与“狼牙坝”地貌。

综上所述可知,造成大布苏湖岸土体崩塌的因素有3个:(a)存在地下潜流;(b)土体颗粒流失;(c)冻融作用。要预防大布苏湖岸土体的进一步破坏,应该从上述3点入手。虽然地下潜流是土体破坏的首要因素,但是潜流是补给大布苏湖的主要补给源,相应的工程应该放在土体颗粒流失和冻融作用上。由于细颗粒流失是空穴不断增大的原因,应该防止细颗粒流失,在泉水溢出地带修建反滤层。另外,为了防止冻融的发生,反滤层的厚度应该大于土体结冻的深度,确保粗砂层上覆土体在冬季不结冰,不发生冻融。

5 结 论

a. 模拟降水入渗试验表明,降水入渗补给地下水会把土壤中的盐带入地下水中,使土壤的盐含量下层大上层小。而大布苏湖岸黄土中上层盐含量高于下层,并且土壤水的盐含量远远大于地下水,这表明当地降水对地下水几乎没有补给,降水入渗不会对土体产生破坏作用。

b. 同位素与水化学特征表明,大布苏湖的主要补给源来自于周边松花江等河流、水泡子的渗漏补给,在河床下部存在透水性较强的砂层,河水通过砂层向大布苏湖及周边的水泡子中排泄,成为大布苏泥湖主要的补给源。

c. 地下潜流、土颗粒流失及冻融作用是大布苏湖岸泥林形成的三大因素,建议在泉水溢出地带修建反滤层以防止细颗粒流失,反滤层应该具有足够的厚度以防止冻融发生。

致谢:在调查期间曾得到大布苏国家级自然保护区的田野、尹勇前等的大力帮助与支持,在此表示衷心的感谢。

参考文献:

- [1] 周绪春,王成,任光,等. 大布苏泥林成因特征与保护开发建议[J]. 吉林地质, 2003,22(3):62-67. (ZHOU Xuchun, WANG Cheng, REN Guang, et al. The genetic characteristics of the Dabusu mud forest, and its protection and development suggestions [J]. Jilin Geology, 2003, 22(3):62-67. (in Chinese))
- [2] 介冬梅,吕金福,李志民,等. 大布苏湖全新世沉积岩心的碳酸盐含量与湖面波动[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(2):77-82. (JIE Dongmei, LYU Jinfu, LI Zhimin, et al. Carbonate content of sedimentary core and holocene lake-level fluctuation of Dabusu lake [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2001, 21(2):77-82. (in Chinese))
- [3] 朱庆革,梁秀娟. 大布苏湖东岸“狼牙棒”地形成因探讨[J]. 吉林地质, 1991,10(1):75-78. (ZHU Qingge, LIANG Xiujian. A preliminary study on the origin of the “Wolf’s Fang Shaped” topography on the eastern bank of the Dabusulake [J]. Jilin Geology, 1991,10(1):75-78. (in Chinese))
- [4] 刘进达,刘恩凯,赵迎昌,等. 影响中国大气降水稳定同位素组成的主要因素分析[J]. 勘察科学技术, 1997(4):14-18. (LIU Jinda, LIU Enkai, ZHAO Yingchang, et al. Analysis of the chief factors influencing the stable isotope composition of China atmospheric precipitation [J]. Editorial Office of Site Investigation Science and Technology, 1997(4):14-18. (in Chinese))
- [5] 林元武,高清武,于清桐. 长白山天池火山区长白聚龙泉热水氢氧稳定同位素组成与氡分布规律[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊1):236-240. (LIN Yuanwu, GAO Qingwu, YU Qingdong. Hydrogen and oxygen stable isotopic compositions and distribution contents in Hot Water of the Changbaijulongquan Spring in the Tianchi Volcanic Region, Changbai Mountains [J]. Geological Review, 1999. 45(Sup 1):236-240. (in Chinese))
- [6] 张志攀,祝有海,苏新. 羌塘盆地泉水化学特征及其意义[J]. 地质学报, 2011,85(7):1233-1238. (ZHANG Zhipan, ZHU Youhai, SU Xin. Chemical characteristic of fountains in the Qiangtang Basin, Qinghai-Tibet Plateau and its implications [J]. Acta Geology Sinica, 2011, 85(7):1233-1238. (in Chinese))
- [7] 陈建生,江巧宁. 地下水深循环研究进展[J]. 水资源保护, 2015,31(6):8-17. (CHEN Jiansheng, JIANG Qiaoning. Research progress of ground water deep circulation [J]. Water Resource Protection, 2015,31(6):8-17. (in Chinese))
- [8] 江巧宁,陈建生. 深循环地下水补给长白山天池的水量平衡分析[J]. 水资源保护, 2015,31(5):7-13. (JIANG Qiaoning, CHEN Jiansheng. Analysis on water balance of deep cycle groundwater supplying Tianchi Lake of Changbai Mountain [J]. Water Resource Protection, 2015,31(5):7-13. (in Chinese))
- [9] 张文卿,陈建生,姜淑坤,等. 松嫩平原大布苏流域地下水同位素地球化学分析[J]. 水资源保护, 2017,33(1):9-14. (ZHANG Wenqing, CHEN Jiansheng, JIANG Shukun, et al. Study on ground water recharge source in Dabusu Lake Basin in Songnen Plain based on isotope and chemical analysis[J]. Water Resource Protection, 2017, 33(1):9-14. (in Chinese))
- [10] 张旭东,王清,李鹏飞,等. 乾安“泥林”土体分散性研究[J]. 东北大学学报(自然科学版), 2015(11):1643-1647. (ZHANG Xudong, WANG Qing, LI Pengfei. Research on Soil Dispersion of Qian'an Soil Forest[J]. Journal of Northeastern University (Natural Science), 2015(11):1643-1647. (in Chinese))
- [11] 杨丽娜. 赤峰黄土的工程地质特性及扰动状态模型的研究[D]. 吉林大学, 2013.
- [12] 陈建生,杨光亮,王婷,等. 内蒙古鄂尔多斯西北土壤水流动示踪实验及自流井群补给源讨论[J]. 地球学报, 2014,88(3):365-374. (CHEN Jiansheng, YANG Guangliang, WANG Ting, et al. Soil water flow tracer test in Northwest Ordos Basin, Inner Mongolia and Discussion on Recharge Resources of Artesian Wells[J]. Acta Geoscientia Sinica, 2014,88(3):365-374. (in Chinese))
- [13] 陈建生,张志伟,刘震,等. 乌梁素海及其周边地区水源补给关系同位素研究[J]. 水资源保护, 2013, 29(4):12-18. (CHEN Jiansheng, ZHANG Zhiwei, LIU Zhen, et al. Isotope study of recharge relationships of water sources in Wuliangsuhai Lake and its surrounding areas[J]. Water Resource Protection, 2013, 29(4):12-18. (in Chinese))
- [14] 陈建生,王彦超,谢飞,等. 外源地下水补给二连浩特盆地[J]. 水资源保护, 2016,32(4):11-20. (CHEN Jiansheng, WANG Yanchao, XIE Fei, et al. Allogenic groundwater recharge to Erenhot Basin[J]. Water Resource Protection, 2016,32(4):11-20. (in Chinese))
- [15] 陈连杰,王欢,曹艳红,等. 长春地区第四纪沉积物特征及形成时代[J]. 吉林地质, 2015,34(1):1-5. (CHEN Lianjie, WANG Huan, CAO Yanhong, et al. Characteristics and formation age of Quaternary sediment in Changchunarea[J]. Jilin Geology, 2015,34(1):1-5. (in Chinese))
- [16] LI Qusheng. A primary study on the historical change of songnen sandy land [J]. Science Bulletin, 1991, 36(6): 487-489.
- [17] 吴德云,张国防,刘崇禧. 从大布苏湖近代地球化学特征探讨我国含盐湖盆的沉积模式与油气关系[J]. 石油实验地质, 1988,10(3):75-83. (WU Deyun, ZHANG Guofang, LIU Chongxi. Study on relations of sedimentary model of salt lake basins to oil/gas exemplified by the geochemical characteristic of the recent sediments of Dabusu Lake[J]. Experimental Petroleum Geology, 1988,10(3):75-83. (in Chinese))