

冻结滞水效应及其促滑机理

——以甘肃黑方台地区为例

张茂省, 程秀娟, 董英, 于国强, 朱立峰, 裴赢

ZHANG Mao-sheng, CHENG Xiu-juan, DONG Ying, YU Guo-qiang, ZHU Li-feng, PEI Ying

国土资源部黄土地质灾害重点实验室/中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054

Key Laboratory for Geo-hazards in Loess Area, MLR/Xi'an Center of Geological Survey, CGS, Xi'an 710054, Shaanxi, China

摘要:冻融期地质灾害的不断发生, 愈来愈引起社会关注并被更多的学者所重视, 甘肃黑方台地区冬春交接时期滑坡频发, 是研究季节性冻融作用的首选之地。为了探索是否存在冻结滞水效应, 揭示冻融作用诱发滑坡灾害机理, 建立了气温、地温和地下水位动态等协同观测网。监测数据显示: 黑方台地区存在季节性冻融现象, 可划分为冻结期(秋冬)、完全冻结期(冬)、冻融期(春夏)、融化期(夏秋)的年季循环过程, 也存在昼夜气温变化引起的循环冻融过程; 斜坡中段冻结引起的地下水位上升了1.0m, 证实了冻结滞水效应的存在。地下水模拟结果表明, 冻结滞水引起斜坡坡脚水位壅高幅度超过3m, 水平影响距离达到30m以上。冻结前坡体稳定系数为1.19; 冻结后仅考虑冻结滞水效应引起的地下水位上升, 稳定系数减小到1.09; 反复冻融后, 考虑黄土强度降低因素, 坡体稳定系数降至0.97, 说明冻结滞水效应和循环冻融的双重作用是滑坡在春季频发的根本原因。

关键词:冻融作用; 冻结滞水效应; 促滑机理; 黑方台

中图分类号: P694

文献标志码: A

文章编号: 1671-2552(2013)06-0852-09

Zhang M S, Cheng X J, Dong Y, Yu G Q, Zhu L F, Pei Y. The effect of frozen stagnant water and its impact on slope stability: A case study of Heifangtai, Gansu Province. *Geological Bulletin of China*, 2013, 32(6):852-860

Abstract: The frequent landslides during freeze-thaw period have not only caused increasing social concern but also aroused much attention among researchers. With frequent occurrence of landslides during the transition period between winter and spring, Heifangtai of Gansu is the priority for studying the seasonal freeze-thaw action. For the purpose of exploring the problem whether the effect of frozen stagnant water exists or not and revealing the mechanism of landslides induced by freeze-thaw action, a coordinated monitoring network incorporating air temperature, ground temperature and real-time groundwater table was established. The monitored data show that seasonal freeze-thaw phenomena do exist in Heifangtai. The phenomena can be further divided into yearly cycling process which includes the partially frozen period in early winter, the totally frozen period in deep winter, the freeze-thaw period in spring, the melting period in summer, and the daily cycling process which is caused by daily changes of air temperature. The 1.0 m elevation of groundwater table due to the freezing of soils in the middle of the slope confirms the existence of the effect of frozen stagnant water. The groundwater simulation reveals that the effect of frozen stagnant water causes the groundwater table to rise by more than 3m at the toe of the slope and affects a horizontal zone by more than 30m into the slope. The results of slope stability analysis show that the coefficient of slope stability before freezing is 1.19. After freezing, the stability coefficient is reduced to 1.09 if only the groundwater table rise due to the effect of frozen stagnant water is considered. If the reduction of strength of loess after repeated freeze-thaw action is considered, the slope stability coefficient is reduced to 0.97. These data demonstrate that the dual functions of the effect of frozen stagnant water and cyclic freeze-thaw are the fundamental factors responsible for the frequent occurrence of landslides during spring.

Key words: freeze-thaw action; effect of frozen stagnant water; mechanism of promoting landslides; Heifangtai

收稿日期: 2013-03-26; 修订日期: 2013-05-16

资助项目: 中国地质调查局项目(编号: 1212011014024)、国家科技支撑计划课题(编号: 2012BAK10B02)

作者简介: 张茂省(1962-), 男, 研究员, 博士生导师, 从事水工环地质调查与研究。E-mail: xazms@126.com

在滑坡的众多诱发因素中,季节性冻融作用往往被忽视。然而在中国西北干旱半干旱地区,冻融诱发滑坡频发,造成人员伤亡、财产损失重大。例如,2012年2月7日甘肃永靖县焦家滑坡造成2车被推入黄河,1人死亡、3人失踪;2010年3月10日陕西省榆林市子洲滑坡造成27人遇难。近年来,冻融期地质灾害的不断发生,愈来愈引起社会的广泛关注,并被更多的学者所重视。

冻融诱发滑坡机理研究分为2个方面:一是冻融循环过程对土体结构的破坏,引起土体物理力学参数降低,从而诱发滑坡;二是冻结引起的地下水位升高,孔隙水压力增大,诱发滑坡。

前者研究相对较多,王大雁等^[1]研究冻融循环作用对青藏高原粘土的高度、试样含水量、应力-应变行为、破坏强度、弹性模量、抗剪强度等物理力学性质的影响,沈忠言等^[2]、董晓宏等^[3]分别对冻土单轴抗拉、抗剪进行了试验研究。宋春霞等^[4]、毕贵权等^[5]、郑剑锋等^[6]针对黄土的大孔隙、柱状节理等特性,开展了冻融作用对黄土力学性质、渗透率等的影响研究。在冻融作用对土体力学参数影响研究的基础上,吴玮江^[7]、王念秦等^[8]等将冻融对土体的影响的研究成果应用于边坡稳定性计算中。

后者冻融引起的孔隙水压力增大诱发滑坡研究多局限于定性分析。李瑞平等^[9]研究了冻融期间气温与土壤水盐运移特征,王念秦等^[10]定性分析了冻结引起的水位升高对斜坡稳定性的影响。冻结引起水位变化的关键在于,一方面温度降低,流体粘滞系数增大,导致渗透系数降低;另一方面气温变化引起土体渗透性质改变,随着温度的降低,土体孔隙被冰充填,渗透率降低。前者作为水的常规性质已经得到充分研究。Jeffrey等^[11]、Shemin等^[12]从温度对含冰率控制的角度出发,获得了渗透率与温度的函数,并建立了基于冻融的热-水运移模型。但是这些研究都忽略了冻结时间对渗透率的影响,因此建立的热-水运移模型均基于温度-渗透率的关系,所谓“冰冻三尺,非一日之寒”,同样的温度,不同的冻结时间,其渗透率的影响显然是不同的。由于野外条件等客观因素的限制,目前缺少对冻结引起的滑坡区地下水位变化监测数据的报道。

黑方台位于中国西北地区甘肃省永靖县。该区

滑坡频繁发生的主要原因是引水灌溉抬高了地下水位,这一结论已得到业界广泛认可^[13]。但据近40年来有详细记载的滑坡历史资料统计,黑方台地区每年冬春交接之际的2~3月份发生滑坡的频率明显高于其它时期(图1)。初步分析认为,可能是由于冬季气温低,冻融作用导致地表冻结阻断了地下水排泄,引起斜坡地带地下水位升高,从而使斜坡失稳。为证实这一推断,在黑方台典型斜坡地带开展了气温、地温和地下水位动态等要素的观测,获取了一个完整冻融期内的野外观测数据,并试图通过野外观测资料分析和数值模拟来探讨冻结滞水效应,揭示冻融作用对斜坡稳定性的作用。

1 气温地温与地下水位协同观测

为研究黑方台地区冬季地表冻结能否引起地下水的滞水壅高,在黑方台焦家村焦家13号滑坡上开展了气温、地温和地下水位动态等的综合野外观测。

焦家13号滑坡位于黑方台东部塬边,监测点坐标为东经103°20′10.42″、北纬36°5′55.39″。该滑坡滑体长约200m,宽约144m,滑向约105°。近年来发生过数次规模不等的滑动,目前仍处于不稳定阶段。监测仪器安装在滑坡前缘部位,采集系统安装在滑坡顶部(图2)。气温通过安装在台塬上的Baro-Diver进行监测,地温选用气象局使用的地温传感器进行测量,安装深度分别为距地表0.1m、0.2m、0.3m、0.4m、0.6m、0.8m、1.0m、1.4m处(图3)。由于黄土渗透系数小、饱和后易缩径等原因,斜坡前缘地带地下水位不易直接观测到,课题组在潜水含水层内安装了1个孔隙水压力计来实现对潜水水位变化的监测(图4),同时安装了一个气压补偿计对大气压值的变化进行监测,用于消除大气压变化对测量值的影响。

各类监测仪器均连接至野外自动采集系统,气

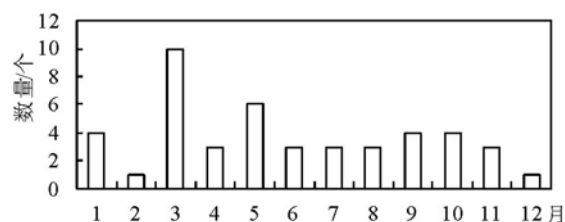


图1 黑方台地区历史滑坡发生数量统计

Fig. 1 Statistical graph of the number of landslides in Heifangtai

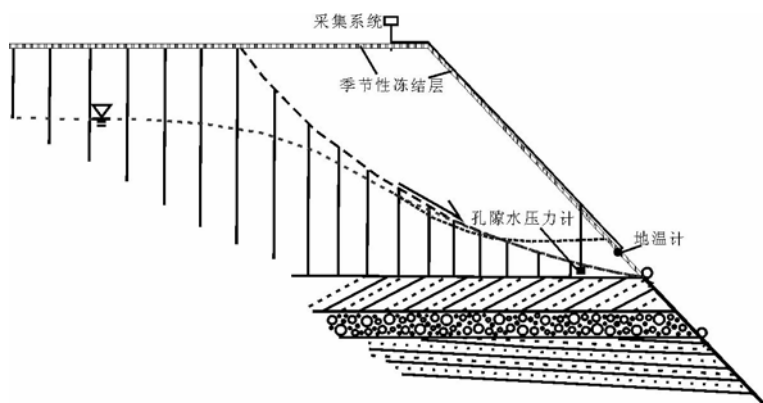


图2 滑坡冻结滞水效应监测剖面示意图

Fig. 2 Monitoring cross-section of landslide induced by the effect of frozen stagnant water

温、地温和孔隙水压力值采集频率均为每小时一次, 并利用 GPRS 实现数据远程传输。

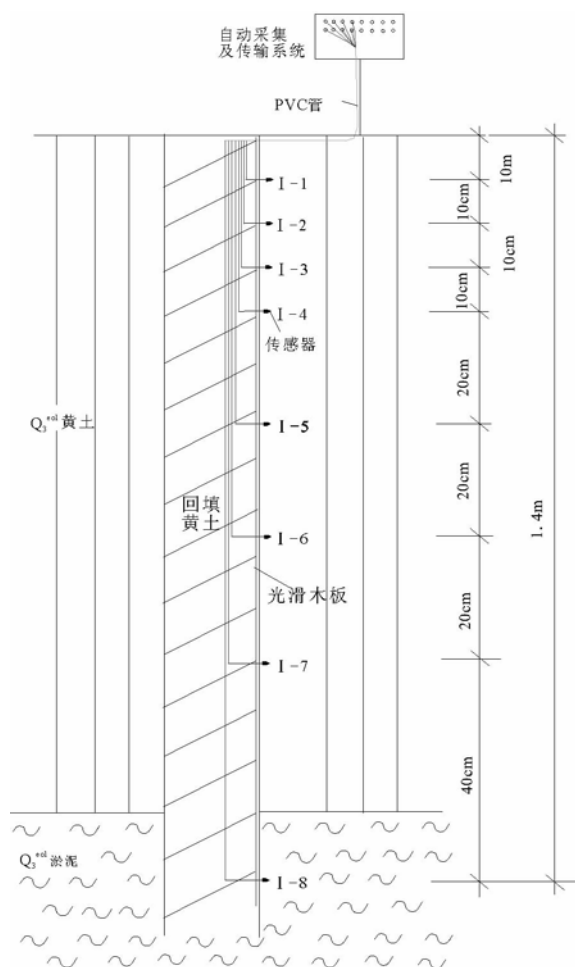


图3 不同深度处地温计安装

Fig. 3 Installations of geothermometers at different depths

2 冻融变化与冻结滞水效应

利用黑方台地区一个冻融周期内冻结滞水现象的协调观测数据, 以及气温、地温、孔隙水压力在冻融期间的变化情况, 分析和揭示冻结滞水效应大小, 从而计算其对斜坡稳定性的影响。

2.1 气温及地温变化特征

据历史资料, 该区为中温带半干旱气候, 昼夜温差大, 极端最低气温为 -23.1°C , 最高气温 36.8°C , 冬季平均气温 -3.4°C , 严寒期长达 180 天左右, 属季节性冻土地区。

图 5 为黑方台地区 2010 年 12 月份—2011 年 4 月份的日均气温及不同深度处日均地温曲线, 监测曲线显示, 该地区 2010 年 12—2011 年 2 月份期间气温最低, 处于零度以下, 至 2 月初气温开始缓慢回升, 到 3 月中旬, 气温均上升到零度以上, 且开始大幅度升高; 而地温变化则稍滞后于气温变化, 且变化幅度小于气温, 并随测量深度增大滞后效应愈明显, 变化幅度愈小; 12 月初地温在 10cm 深度处已下降至 -2°C 以下, 整个 12 月份 10cm 深度处黄土平均地温约 -4°C , 1 月份 10cm 深度处的黄土层平均地温约 -5°C ; 整个冬季 10cm 深度处的最低温度出现在 2 月初, 约 -5.3°C , 之后黄土层地温开始出现缓慢回升, 至 3 月下旬, 地温出现大幅升高; 整个冻融期内, 12 月至 2 月初距地表 10cm 深度内的地温受气温影响较大, 随气温变化存在昼夜温差变化, 但具有一定的滞后性。而当 2 月份气温回升时, 距地表深度 40cm 以内的地温均不同程度受到气温影响而呈现较大的昼夜温差变化。

2.2 冻融变化特征

不考虑土体盐分含量等因素对冻结温度的影响, 认为土体温度等于 0°C 时即为冻结, 则可根据不同深度处地温监测数据分析整理出不同时间内的最大冻结深度历时曲线 (图 6), 从图中可以看出, 12 月初表层黄土最大冻结深度已超过 25cm, 因此该地区表层黄土的冻结期约始于 11 月中下旬。在冻结期内, 随着温度的不断降低, 冻结深度不断增大, 1 月中旬当地黄土的最大冻结深度已达到 60cm, 2 月中旬冻结深度达到最大, 约 67cm, 可

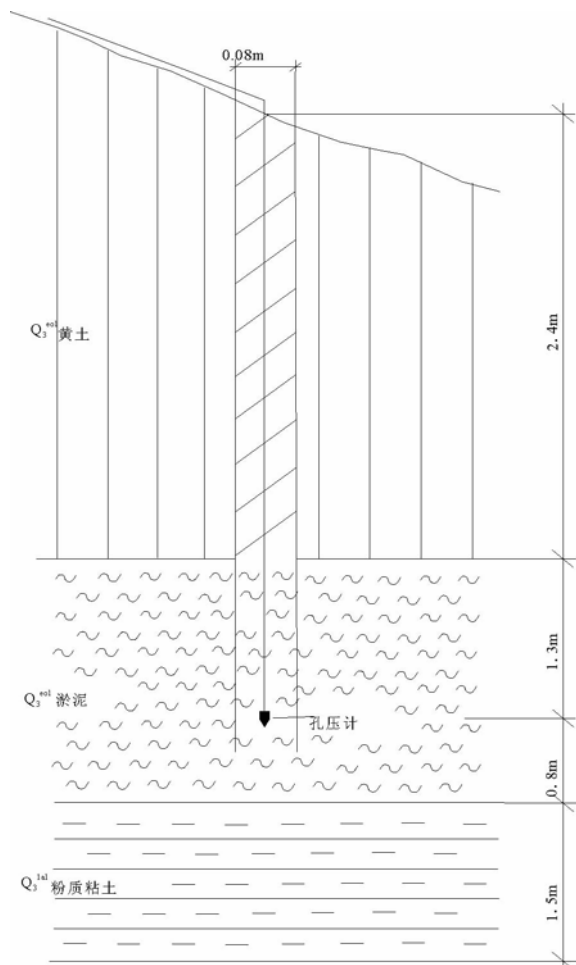


图 4 孔压计安装剖面

Fig. 4 Schematic diagram of the installation of piezometer

见黑方台地区该滑坡地段 2010—2011 年间黄土最大冻结深度在 67cm 左右;2 月中旬随着初春季节的到来,气温开始回升,因剧烈的昼夜温差使表层冻土处于冻结与融化交替出现的状态,但持续时间较短。至 3 月份,冻土继续从地表向内、从最大冻结深度处向外快速融化,此时滑坡体表层土体从冻结到融化的快速变化过程对滑坡的稳定性非常不利,这也是 3 月份滑坡高发的原因之一。

2.3 孔隙水压力变化特征

受表层黄土冻融现象的影响,斜坡段饱和黄土层中的孔隙水压力也产生了相应的变化。通过分析校正饱和黄土层中孔隙水压力计的监测数据,绘制出

冻融期内孔压—表层地温历时曲线对比图(图 7)。从对比图中可以看出,饱和黄土层中的孔隙水压力与地表黄土的温度之间存在着明显的相关性,历时曲线具有明显的规律性。11 月中下旬,该地区地表土开始冻结,此时表层地温不断下降,而孔隙水压力则不断上升;在整个冻结过程中,距地表 10cm 深度的地温随气温存在一定的昼夜温差变化,特别是 2 月份气温回升时,呈现出剧烈的昼夜正负温差变化,地表土因昼夜温差而处于冻结与融化交替状态,因此孔隙水压力呈现缓慢增长;3 月初,随气温的持续升高,地温也继续升高,冻结层完全融化,孔隙水压力开始下降,至 4 月底孔压已经下降至新的稳定状态。可见在整个冻融过程中,伴随气温降低和地表冻结,潜水孔隙水压力值出现明显上升的趋势(图 7),说明潜水位升幅较为明显。随着气温回升,冻结融化,地下水位逐渐下降。这些事实证明黑方台地区确实存在冻结滞水效应现象,且整个冻融周期内潜水孔隙水压力升高了约 10kPa,不考虑水压力的影响,相当于该监测剖面监测位置处地下水位壅高了约 1m。

结合野外调查及监测数据进一步研究发现,根据地温与孔隙水压力历时曲线的相关性,可将冻结滞水效应划分为冻结期、冻融期和融化期 3 个阶段(图 7):①冻结期,11 月底~次年 2 月初,这个时期外界气温不断下降,地表开始冻结,冻结深度不断向内扩展,地下水的排泄通道也被冻结,导致斜坡体内地下水位不断壅高,孔隙水压力呈现出不断上升的趋势;②冻融期,2 月初~3 月中旬,这个时期昼夜温差大,白天地表温度低,地表处于冻结状态。但因受太阳辐射能的影响,夜间地温开始升

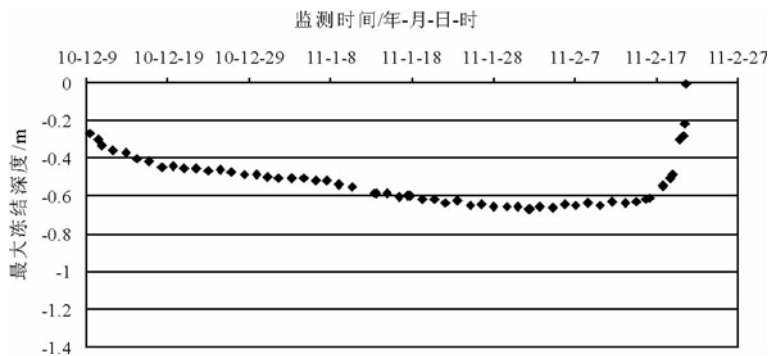


图 6 最大冻结深度历时曲线

Fig. 6 Curve of the maximum depth of frozen soil

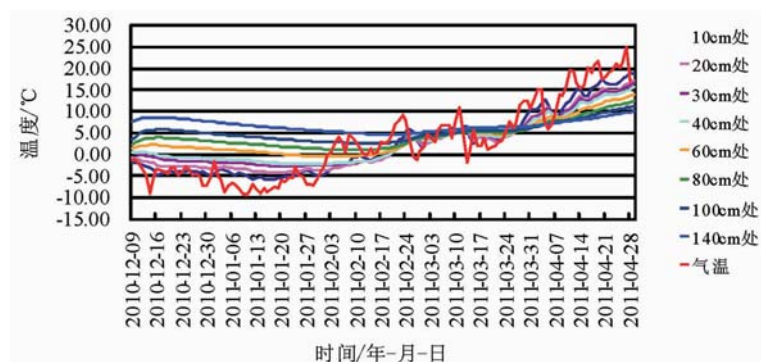


图5 日均气温及不同深度处日均地温变化
Fig. 5 Curves of daily air temperature and ground temperature at different depths

高,地表及冻结层局部融化,出现昼夜反复冻结融化的交替现象,地下水位呈现稳定中局部波动的趋势;③完全融化期,3月中旬~4月底,随着外界气温的持续升高,地表温度也均升高至负温以上,之后处于基本平稳状态,此时冻结层已全部融化,泉水恢复正常排泄,地下水位迅速下降,表现为孔隙水压力迅速下降。

2.4 冻结滞水效应模拟

为了定量分析整个滑坡体内冻结滞水效应的大小,在野外实测数据的基础上,利用 Modflow 中改变渗流场边界条件的方法来表征滑坡地下水排泄通道受冻融作用的影响,从而模拟一个冻融周期内渗流场随时间的变化情况。以 JH13 号滑坡冻融期为例,利用 Modflow 建立地下水流场模拟三维计算模型。

2.4.1 参数与边界条件

取黄土含水层中的地下水作为研究对象,以粉质粘土层的顶部作为地下水出露的位置,距滑坡前缘地下水排泄口约 360m 的台塬中部位置地下水位采用整个台塬区地下水位模拟结果。根据野外调查,台塬区地下水整体自西向东径流,加之滑坡区宽度较整个台塬相对较窄,故其左右两侧视为定水头边界(第一类边界条件),前缘为排泄边界,用 drain 排水沟边界条件来刻画(即第三类边界条件),滑坡体黄土底部粉质粘土层视为隔水边界。计算参数根据野外原位渗透

试验结果,黄土层的渗透系数取 $K_x=0.02\text{m/d}$, $K_y=0.02\text{m/d}$, $K_z=0.2\text{m/d}$ 。粉质粘土层的渗透系数取为 $K_x=2\times 10^{-4}\text{m/d}$, $K_y=2\times 10^{-4}\text{m/d}$, $K_z=0.02\text{m/d}$ 。

另外,由于地表土体温度下降至 0°C 以下时,土体介质中的水分冻结,土壤中孔隙水固化,冰堵塞了孔隙,从而导致水的饱和度降低,冰同时也阻碍了孔隙水的渗透,导致冻土渗透率降低,渗透系数也随之降低。因此模拟中对于冻融作用的表征,采用渗透系数、温度、时间的对应关系,改变排水沟在不同应力期内的渗透系数来模拟冻结与融化过程对渗流场的影响,即根据地表实测地温在不同时间段的变化规律,以及温度与渗透系

数的关系^[2],查阅黄土渗透系数的经验资料,建立起不同时间段排水沟所对应的渗透能力(Modflow 中用于表征渗透系数的一个参数)。在此基础上,利用 JH13 号滑坡体监测位置处实测孔压值的变化规律进行校正,从而更准确地模拟出一个剖面上冻结滞水引起的水位壅高幅度和范围。

2.4.2 模拟结果

为了分析该剖面上距滑坡前缘不同位置处地下水位的变化情况,在模拟中沿此剖面设置了 6 个距滑坡表面不同距离的观测井(图 8),其中 2 号井的位置设置在野外安装孔隙水压力计的位置。对该位置处水位壅高幅度的模拟结果与野外实测结果进行对比分析,结果显示,孔压计安装位置处的模拟计算

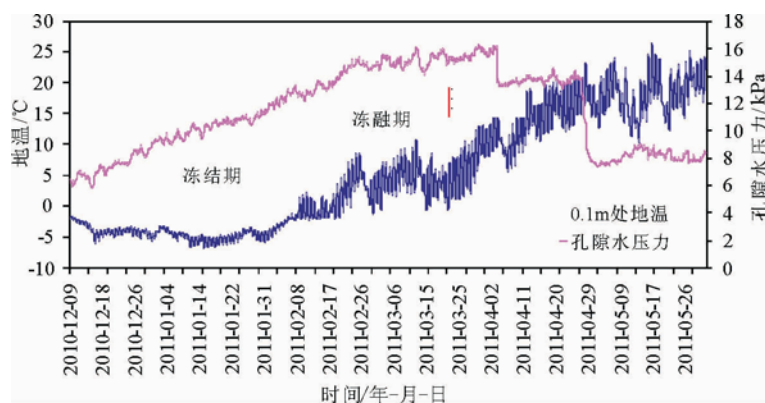


图7 冻融期内孔压-地温随时间变化对比

Fig. 7 Comparisons between the curves of pore water pressure and ground temperature against time during the freeze-and-thaw period

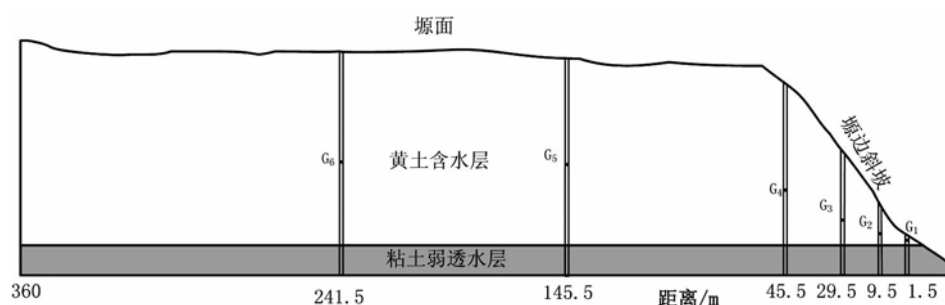


图 8 冻结滞水效应计算剖面

Fig. 8 Cross section for calculation of the effect of frozen water stagnant

水位壅高值与实测孔压换算水位壅高值较吻合,均为 1m 左右,见图 9-a 所示,特别是冻融期间的水位值基本一致,说明模拟效果较好。

1~4 号观测井的水位随时间的变化见图 9。1 号观测井位于距滑坡表面水平距离 1.5m 处,其水位变化呈现出图 9-b 所示的变化规律,图中曲线表示开始冻结的位置,从图中可以看出,水位的变化呈现出冻结期快速升高、间歇性冻融期缓慢升高,完全融化期快速下降的现象,总体上表现为水位升高约 2.5m;2 号观测井位于距滑坡表面水平距离为 9.5m 的位置,其水位变化如图 9-a 所示,在冻

结期间,水位呈现出升高的趋势,总体上升高约 1m;3 号观测井位于距滑坡表面水平距离为 29.5m 的位置,其水位变化表现为图 9-c 所示,在冻融期间,水位呈现出先下降后升高的趋势,总体上变化约 0.04m,因此可以判断出 3 号观测井位置受冻融影响已经很小。4 号观测井位于距滑坡表面水平距离为 45.5m 的位置,其水位变化表现为图 9-d 所示,在冻融期间,水位呈现出下降的趋势,均不受冻融影响。

冻融作用对渗流场的影响模拟结果表明,黑方台 JH13 号滑坡因冻结滞水导致地下水位壅高幅度

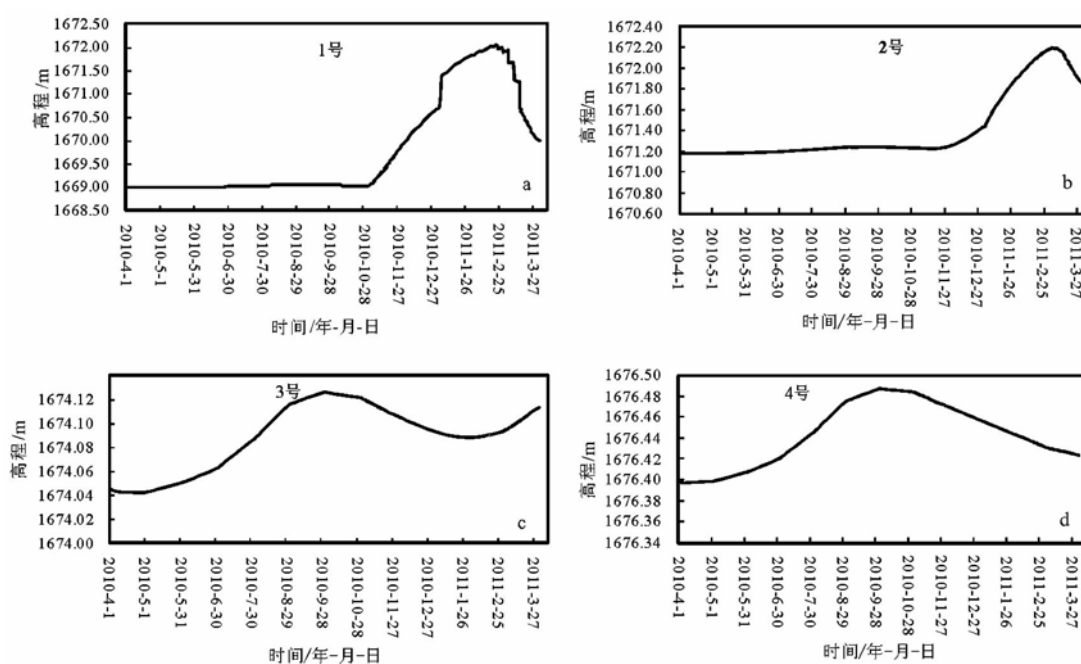


图 9 1~4 号观测井水位变化

Fig. 9 Changing curves of groundwater tables in observation wells 1 to 4

最大约 2.5m, 冻结使得地下水位壅高的影响范围为地下水溢出向坡体内部延伸约 30m 范围内。由于冻结滞水效应的影响范围处于黑方台地区黄土滑坡剪出口部位, 因此它对滑坡稳定性的影响不容忽视。

3 冻结滞水的促滑效应

前述野外观测和渗流场的数值模拟表面冻结, 引起了地下水位壅高且影响范围较明显。一般而言, 地下水位壅高增大了土体重力, 使得黄土强度降低甚至软化, 有利于滑坡的发生^[6], 因此冻结滞水的促滑效应是显而易见的。而在黑方台地区, 除这 2 个原因外, 冻融作用引起斜坡地带动水压力增大的因素也不容忽视, 尤其是 3 月份表层土体解冻, 地下水排泄通道又重新畅通, 泉流量变大, 这时的水头差和地下水渗透速度也较大, 可以产生较大的动水压力和机械潜蚀作用, 影响斜坡体的应力状态和稳定性。课题组选择 FLAC^{3D} 对冻融前后因地下水位变化引起的滑坡稳定性的影响进行三维数值模拟分析, 计算模型见图 10, 根据野外调查结果将黄土层平均厚度概化为 30m, 粉质粘土层平均厚度概化为 1.7m, 砂卵石层平均厚度概化为 3.5m, 底部基岩层平均厚度概化为 95m。

3.1 参数与边界条件

该模型主滑方向为 X 方向, 表示斜坡的长度方向。整个模型尺寸长宽高为 420m×260m×220m。斜坡体模型表面设置为自由边界, 模型底部 ($Z=0$) 设为固定约束边界, 模型四周设为单向边界。

天然黄土、饱和黄土的物理力学参数取值采用室内实验测试参数, 天然黄土的粘聚力 c 取为 20.8kPa, 内摩擦角 ϕ 取为 30.67°, 饱和黄土的粘聚力 c 取为 15kPa, 内摩擦角 ϕ 取为 28.23°。计算时, 将冻结滞水前滑坡的原始地下水位数据和冻结滞水壅高至最高处即将开始融化时的地下水位分别导入到 FLAC^{3D} 模型中, 在原始滑坡模型中构建地下水空间水面线, 在 FLAC^{3D} 格式下生成渗流场, 分别进行冻结前原始渗流条件下的稳定性模拟、冻结期结束地下水水位壅高至最高处的稳定性模拟(冻结后)。

3.2 模拟结果

图 11、图 12 为冻融前后滑坡的剪应变增量云图, 可以看出, 冻结前后剪应变增量分布规律相似, 最大位移出现在斜坡前缘表层土体中, 说明该滑坡

变形主要以水平方向为主, 会朝临空面方向滑动, 这与实地调查结果相同。另外冻结后的最大剪应变增量明显大于冻结前, 向两侧逐渐扩散, 说明滑坡向临空面滑动趋势进一步加剧。

图 13、图 14 为冻融前后滑坡的剪切屈服区域和张拉屈服区域分布图。对比 2 种情况下的塑性区分布特征, 冻融前后塑性屈服分布规律基本一致, 塑性区分布主要以剪切屈服为主, 且剪切屈服主要分布在滑坡后缘, 说明滑坡后缘容易发生水平方向剪切变形; 张拉塑性屈服区仅在滑坡右侧前缘位置有所发展, 且冻结后滑坡前缘的张拉塑性屈服区较冻结前有所增加, 说明冻融作用, 增加了坡体前缘塑性区, 易使滑坡前缘发生塑性变形; 另外, 塑性区均处于坡面浅层区域, 在整个滑坡中只有表层黄土部分位置出现塑性区贯穿坡体的情况, 这表明滑坡深部土体处于正常状态, 但土体浅层区域的破坏也不容忽视, 一旦塑性区贯穿坡体的情况进一步恶化, 则会发生浅层滑动的趋势。尤其是滑坡在经历季节性循环冻融作用时, 地下水位反复升降, 会使得土体进入塑性区的范围进一步增大, 土体遭到进一步的破坏, 极有可能再次诱发滑动。

从滑坡稳定性模拟结果看, 冻结前坡体安全系数为 1.19, 滑坡处于稳定状态, 冻结滞水效应使滑坡安全系数下降为 1.09, 滑坡的稳定状态有所下降。可见在未考虑动水压力及前缘土体冻融弱化的情况下, 冻结滞水雍高效应对滑坡稳定性仍不利, 因此冻融作用对斜坡稳定性的影响应引起足够重视。

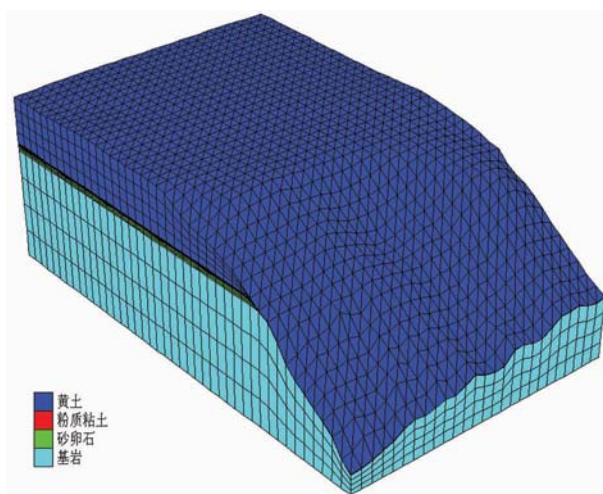


图 10 FLAC^{3D} 概化计算的 JH13 滑坡模型

Fig. 10 Generalized FLAC^{3D} model for JH13 landslide

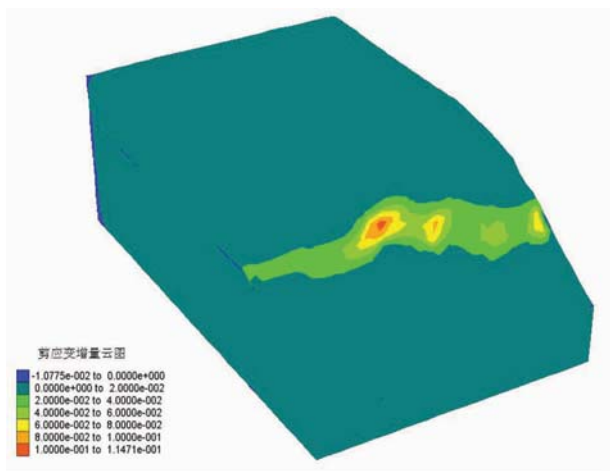


图 11 冻结前剪应变增量云图

Fig. 11 Contour diagram of shear strain increment before freezing

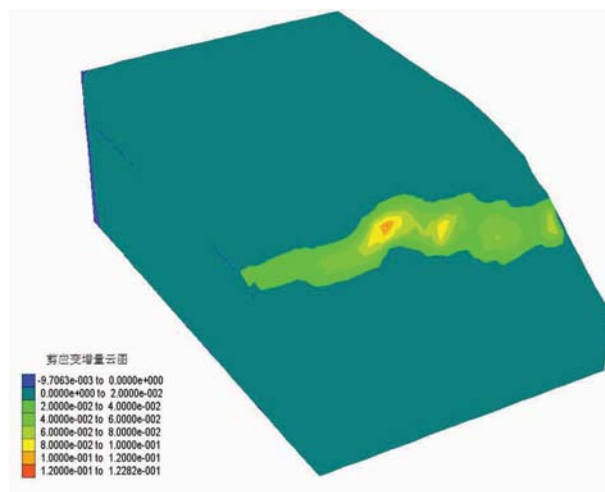


图 12 冻结后剪应变增量云图

Fig. 12 Contour diagram of shear strain increment after freezing

4 结 论

(1)野外观测资料证实,黑方台地区存在季节性冻融现象,是一个冻结期(秋冬)、完全冻结期(冬)、冻融期(春夏)、融化期(夏秋)的年季循环过程,也存在昼夜气温变化引起的循环冻融过程。冻结滞水引起斜坡坡脚水位升高幅度超过 3m,水平影响距离达到 30m 以上。

(2)随着温度的下降,表层土冻结,地下水位壅高,出现冻结滞水效应的根本原因是冻结改变了表层

土体的固、液、气三相的构成,即冻结的过程是气相逐渐消失,液相逐渐减少,固相逐渐增多的过程,从而导致土体的有效孔隙度和渗透系数逐渐减小,阻滞了地下水的排泄。表层土的冻结引起地下水位上升,地下水位上升又进一步引起表层土冻结层抬升,这样渐进式的地下水位持续壅高和冻结层不断抬升,形成了斜坡表层的“地下水拦挡坝”,从而出现冻结滞水现象。

(3)冻结作用形成的斜坡表层冻结层既是“地下水拦挡坝”,同时,由于其强度较高,也又相当于斜坡的挡墙,从而阻碍了斜坡的变形失稳。据室内实验,

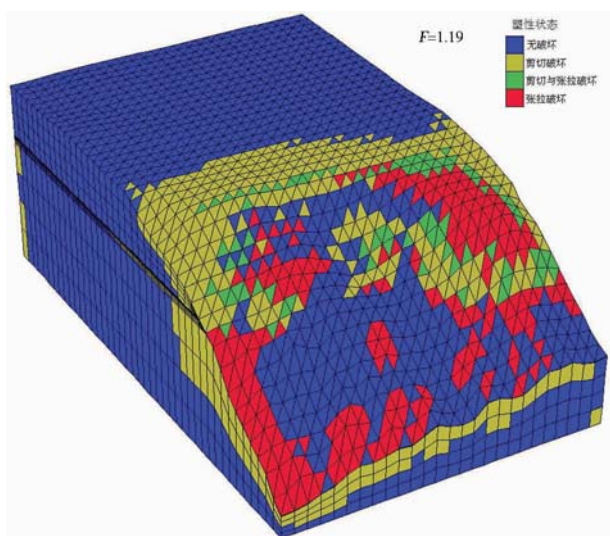


图 13 冻结前塑性区分布

Fig. 13 Distribution of plastic zones before freezing

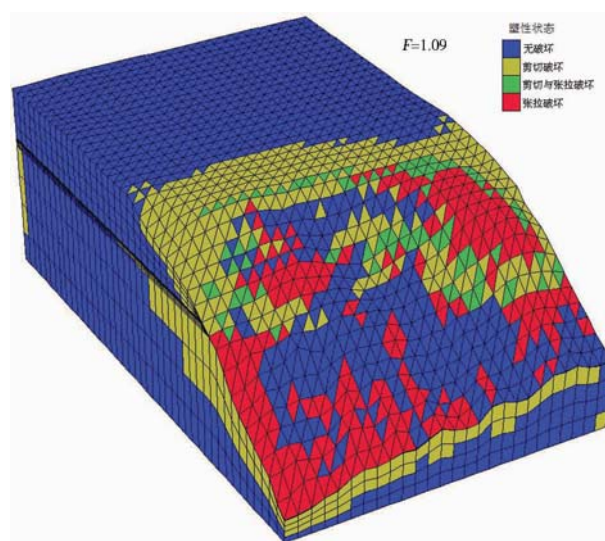


图 14 冻结后塑性区分布

Fig. 14 Distribution of plastic zones after freezing

当冻融循环次数超过 5 次时,土体力学性质降低 30%,研究区在 2~3 月,土体发生了至少 10 次以上的冻融循环,土体力学性质降低不小于 30%。因此,在冬春交接之际,地下水上升幅度最大,循环冻融解除并降低了表层冻结层强度,即二者的双重作用,使斜坡地带孔隙水压力最大,黄土力学参数最小。据斜坡稳定性分析结果,冻结前坡体稳定系数为 1.19;冻结后仅考虑冻结滞水效应引起的地下水位上升,稳定系数减小到 1.09;反复冻融后,考虑黄土强度降低因素,坡体稳定系数降至 0.97,说明冻结滞水效应和循环冻融的双重作用是滑坡在冻融期频发的根本原因。

(4)本次研究监测点少,监测时间偏短,仍有很多科学问题没有解决。在国土资源部黑方台黄土地质灾害野外科学观测基地建设中,应通过长期开展野外综合监测,进一步加强冻融循环的水-热-土耦合作用研究,结合室内试验,建立典型斜坡水-热-土耦合模型,从而定量评价冻结滞水效应和循环冻融共同作用诱发滑坡的全过程。

参考文献

- [1]王大雁,马巍,常小晓,等.冻融循环作用对青藏粘土物理力学性质的影响[J].岩石力学与工程学报,2005,24(23):4313-4319.
- [2]沈忠言,吴紫汪.冻土三轴强度破坏准则的基本形式及其与未冻水含量的相关性[J].冰川冻土,1999,21(1):22-26.
- [3]董晓宏,张爱军,连江波,等.反复冻融下黄土抗剪强度劣化的试验研究[J].冰川冻土,2010,32(4):768-773.
- [4]宋春霞,齐吉琳,刘奉银.冻融作用对兰州黄土力学性质的影响[J].岩土力学,2009,29(4):1077-1081.
- [5]毕贵权,张侠,李国玉,等.冻融循环对黄土物理力学性质影响的试验[J].兰州理工大学学报,2010,36(2):114-117.
- [6]郑剑锋,马巍,赵淑萍,等.三轴压缩条件下基于 CT 实时监测的冻结兰州黄土细观损伤变化研究[J].冰川冻土,2011,33(4):840-846.
- [7]吴玮江.季节性冻融作用与斜坡整体变形破坏[J].中国地质灾害与防治学报,1996,7(4):59-64.
- [8]王念秦,罗东海.黄土斜(边)坡表层冻结效应及其稳定响应[J].工程地质学报,2010,18(5):760-765.
- [9]李瑞平,史海滨,赤江刚夫,等.冻融期气温与土壤水盐运移特征研究[J].农业工程学报,2007,23(4):70-74.
- [10]王念秦,姚勇.季节冻土区冻融期黄土滑坡基本特征与机理[J].防灾减灾工程学报,2008,28(2):163-166.
- [11]Jeffrey M, McKenzie Clifford I, Voss Donald I, et al. Groundwater flow with energy transport and water-ice phase change: Numerical simulations, benchmarks, and application to freezing in peat bogs[J]. Advances in Water Resources, 2007,30: 966-983.
- [12]Shemin Ge, Jeffrey McKenzie, Clifford Voss, et al. Exchange of groundwater and surface-water mediated by permafrost response to seasonal and long term air temperature variation[J]. Geophysical Research Letters, 38, L14402, doi:10.1029/2011GL047911.
- [13]王志荣,吴玮江,周自强.甘肃黄土台塬区农业过量灌溉引起的滑坡灾害[J].中国地质灾害与防治学报,2004,15(3):43-47.