

湖泊防渗对湖底及周边土壤水分分布的影响

吴东杰, 王金生*, 丁爱中

(北京师范大学水科学研究院 水沙科学教育部重点实验室, 北京 100875)

摘要:为研究湖泊防渗对土壤水分分布的影响, 采用情景-后果分析法, 通过建立水文地质概念模型以及一维和二维包气带水分运移模型, 对防渗前后土壤水分分布以及地下水补给强度的变化进行了预测. 以圆明园为例, 在现场和室内试验的基础上, 进行了研究. 结果表明, 在枯水期湖内无水时, 防渗前后, 湖底与周边土壤水分分布规律基本一致, 湖泊防渗对湖底及周边土壤水分影响不大. 在丰水期湖内水深 1.0 m 情况下, 防渗前, 潜水位很快上升至湖底, 使地下水与湖水形成直接水力联系, 湖水对湖底包气带水及潜水的平均补给强度为 18.0 mm/d, 湖水对植被根系分布区土壤水分分布的最大影响范围 118 m; 防渗后, 湖底原包气带土层基本处于非饱和状态, 上述平均补给强度减小为 5.8 mm/d, 最大影响范围缩小为 14 m. 因此, 在丰水期湖内有水时, 湖泊防渗能显著减少湖水渗漏, 使湖泊周边大范围内的土壤水分显著减少.

关键词:湖泊防渗; 包气带; 土壤水分; 地下水; 数值模拟

中图分类号: X143 **文献标识码:** A **文章编号:** 0250-3301 (2007) 05-1075-07

Impacts of Lake Lining on Soil Moisture Variation in Vadose Zone

WU Dong-jie, WANG Jin-sheng, DING Ai-zhong

(Key Laboratory of Water and Sediment Sciences, Ministry of Education, College of Water Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract: For studying impacts of lake lining on soil moisture and groundwater recharge intensity, the scenarios analysis method was adopted, with hydrogeological concept modeling and 1D- and 2D-flow modeling for variably saturated porous media, to simulate and predict the variations of soil water content and groundwater recharge intensity before and after lake lining. Through a case of the Yuanmingyuan Ruins Park, the study was performed on the basis of *in situ* and laboratory experiments. The results showed that, during the low-water-level season, the distributions of soil moisture before and after the lake lining will be basically consistent with each other, and therefore, the lake lining will have little impacts on the soil moisture and groundwater recharge intensity. However, during the high-water-level season with 1 m depth of lake water, the modeling results showed that the groundwater table will rise quickly to the bottom of lake bed with a recharge rate of 18.0 mm/d, and the maximum impact width of the lake on the water content in vegetated zone will be up to 118 m. While after the lake lining, the groundwater recharge rate, and the impact width will decrease to 5.8 mm/d, and 14 m respectively. The vadose zone under the bottom of lake bed will be still unsaturated. Therefore, during high-water-level season, the lake lining will largely decrease the lake leakage, and also greatly reduce the soil moisture in large area.

Key words: lake lining; vadose zone; soil moisture; groundwater; numerical simulation

湖泊防渗在防止地表水渗漏以及污染物扩散等方面有重要作用, 特别在水资源短缺的国家或地区, 湖泊防渗有助于缓解水资源供需紧张状况; 但湖泊防渗也可能导致地表水质恶化、地下水位降低、周边植被区土壤水分条件改变等环境问题. 近年来, 湖泊防渗研究相对集中于防渗材料^[1~3]、防渗方法^[4~9]、防渗成本^[10]等研究, 而在防渗对土壤水环境影响等方面的研究较少.

为研究湖泊防渗对土壤水分分布的影响, 本文以圆明园福海为例进行了数值预测. 圆明园遗址公园位于北京市西北郊, 处于清河古河道上^[11], 大部分湖底直接接触砂砾石地层, 湖泊渗漏量约 $415 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ ^[12]. 园内湖泊每年干涸时间较长, 甚至超过 6 个月, 致使生态环境逐渐退化. 为此, 圆明园用高密度聚乙烯与涤纶复合土工膜对湖底进行了防

渗处理. 这种湖底防渗对周边土壤水分分布以及对潜水补给量到底有何影响, 是公众关注和争论的热点之一. 本研究在现场和室内试验的基础上, 通过情景-后果分析法, 运用一维和二维包气带水分运移模型对防渗前后土壤水分分布的变化进行了预测, 研究了湖泊防渗对土壤水分分布的影响, 以期类似湖泊防渗工程决策提供参考.

1 研究方法

1.1 情景-后果分析法

收稿日期: 2006-05-15; 修订日期: 2006-08-30

基金项目: 国家自然科学基金委员会、水利部黄河水利委员会黄河联合资助项目 (50239010)

作者简介: 吴东杰 (1968~), 男, 博士研究生, 高级工程师, 主要研究方向为环境模拟与污染治理, E-mail: wudongjie@126.com

* 通讯联系人, E-mail: wangjs@bnu.edu.cn

为了研究防渗前后的不同情景(条件)下湖底及周边包气带含水量分布的变化状况以及潜水获得补给量的变化状况,采用情景-后果分析法,根据圆明园气象、水文以及水文地质等条件,按照防渗状况、研究时段、潜水位、湖水深度等主要因子设定研究情景见表 1。

表 1 研究情景与主要因子

Table 1 Studying scenarios and main factors

情景 编号	防渗 状况	研究 时段	潜水位埋深 /m	湖水深度 /m
1	防渗前	11月~翌年4月(枯水期)	6.1~7.3	0
2	防渗后	11月~翌年4月(枯水期)	6.1~7.3	0
3	防渗前	5月~10月(丰水期)	5.8~7.0	1.0
4	防渗后	5月~10月(丰水期)	5.8~7.0	1.0

表 1 中情景 1~4 研究的是湖底防渗前后包气带水分和潜水补给量在丰枯水期的变化情况。研究时段的设定是考虑到圆明园内湖泊因缺水而存在的周期性干涸现象,根据近年来实际状况,丰水期为 5~10 月(184 d),此时湖内有水,其它时段为枯水期(181 d),湖内无水。潜水位根据近 3 a 的观测资料按照枯水期和丰水期 2 个时段取平均值。取近 3 a 平均值的原因,是由于近年来圆明园所在区域潜水位持续处于较低水平,且目前仍处于下降状态,这是大气降水减少、开采量增加等因素共同影响的结果,而鉴于水资源短缺的严峻形势,未来短期内区域潜水位显著升高的可能性不大。湖水深度在枯水期取 0 m,表示干涸状态,此时湖底边界接受大气降水入渗和蒸发;由于水资源短缺,即使在丰水期,福海水深也

难以达到设计水深 1.9 m,一般仅有 50 %水资源保证率,因此本研究取丰水期福海平均水深 1.0 m。

1.2 概念模型

1.2.1 水文地质概念模型

圆明园福海周边表层 2 m 内的土层主要为粉质粘土填土;埋深 2~10 m 左右为粗砂、砾石,赋存潜水;埋深 10~15 m 左右为粉质粘土,属相对隔水层;埋深 15 m 以下以砂砾石层为主,赋存承压水。由于相对隔水层下的承压水与潜水水力联系极弱^[12],因此模型计算深度取 10 m。福海湖底距湖岸的平均深度 2 m,湖底以下淤泥层平均厚度 0.5 m。防渗后,防渗膜位于湖底以下平均 0.5 m,膜上为 0.5 m 左右厚的粗砂砾石与淤泥混合填土。

1.2.2 一维概念模型

一维模型的位置为自福海湖底至相对隔水层,计算深度 8 m,防渗前表层 0.5 m 为淤泥(防渗后为粗砂砾石与淤泥混合填土),其下为粗砂砾石。上边界为降水入渗与蒸发边界(枯水期)或定水头边界(丰水期),下边界为定水头边界。

1.2.3 二维概念模型

(1)剖面方向与模型计算宽度 根据区域潜水观测资料,圆明园所在区域的潜水总体流向自西南向东北,在福海附近为自西向东。因此,本研究二维模型的剖面线方向自西向东。模型剖面宽度以福海地表水对潜水的可能影响范围确定。剖面总宽度 1 200 m,其中福海宽 500 m。剖面示意图见图 1(以标注尺寸为准)。

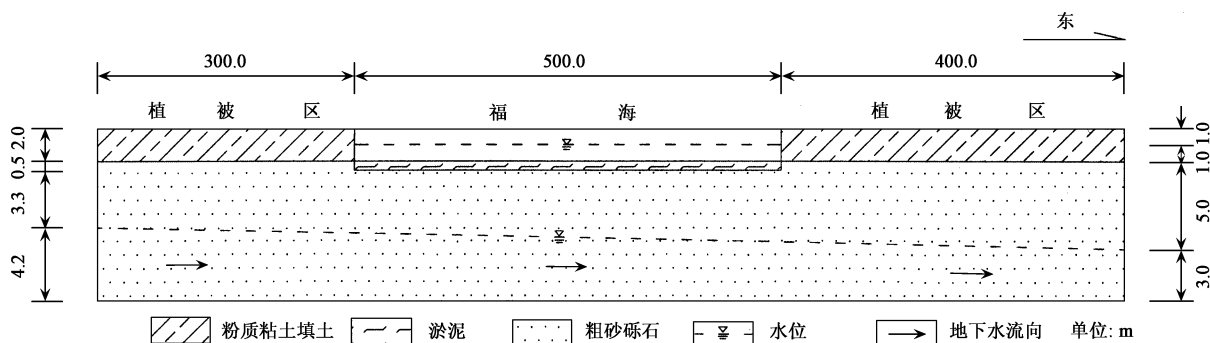


图 1 剖面示意

Fig. 1 Schematic of the cross section for modeling

(2)边界条件 图 1 中,模型上边界(植被区)为随时间变化的降水入渗和蒸发、蒸腾边界,下边界为隔水边界。模型两侧边界在潜水位以下的部分为已知初始水头边界,潜水位以上部分为可渗透边界。福海湖底边界为定水头边界,福海湖岸在湖水以下

的部分为定水头边界,湖水位以上部分为可渗透边界。边界条件取值根据不同情景确定。

1.3 数学模型

1.3.1 数学表达式

水分在饱和-非饱和孔隙介质中的运移模型可

以用 Richards 方程表达. 当存在根系吸水等源汇项时, 二维情况下的 Richards 方程表示如下:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + q \quad (1)$$

式中, x 、 z 为空间坐标 (m); θ 为体积含水量 (m^3/m^3); t 为时间 (d); $K(\theta)$ 为水力传导率 (m/d); $D(\theta)$ 为土壤水扩散率 (m^2/t), $D(\theta) = K(\theta)/C(\theta)$, 比水容量 $C(\theta) = d\theta/dh$; h 为土壤水基质势 (m); q 为源汇项 (根系吸水等).

式(1)有 2 个未知数 θ 和 h , 而只有 1 个方程, 因此需要土壤水分特征曲线才能求解. 式(1)联合初、边值条件, 即组成包气带水分运移模型.

1.3.2 一维模型

一维模型能够较好地反映土壤水分沿垂向分布的曲线变化. 本研究一维模型主要预测防渗前后不同情景下福海湖底垂向上土壤水分分布的变化状况. 模型中的地下水位按自地表埋深 7.0 m (自湖底埋深 5.0 m) 取值. 模型求解采用饱和-非饱和水热溶质运移软件 Hydrus 1D^[13].

1.3.3 二维模型

二维模型用来预测防渗前后不同情景下福海湖

底及周边植被区土壤水分在剖面上的分布状况, 并计算不同情景下包气带水及潜水获得的地表水补给量. 二维模型求解采用 VS2DI^[14] 软件, 它运用可视化交互界面, 模拟并预测水分、溶质在二维饱和-非饱和和孔隙介质中的运移.

本研究一维及二维模型中的计算深度均以地表设为参照 0 点, 向下为负.

1.4 参数取值

模型中的主要参数有: 大气降水入渗强度、地表蒸发潜力、植被蒸腾潜力、土层垂向及水平向饱和渗透系数、土壤非饱和和水力学参数等. 其中, 入渗与蒸发强度、渗透系数、土壤水分特征参数等根据气象资料、现场渗水试验及室内压力膜仪试验结果取值, 植被蒸腾潜力按北京地区相关植被特征取经验值.

1.4.1 大气降水入渗强度

根据近 5 a 大气降水观测资料, 以月为时段计算各月的平均降水入渗量, 然后再平均分配到该月份的每 1 d. 各月份大气降水入渗量为多年平均月降水量乘以降水入渗系数. 其中降水入渗系数按北京市植被、土壤特性以及本次现场双环入渗试验结果取值. 各月降水入渗强度见表 2.

1.4.2 地表蒸发潜力

表 2 降水入渗强度/ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

Table 2 Infiltration intensity of precipitation/ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

日期/月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
入渗强度	0.059	0.062	0.086	0.257	0.302	0.601	1.111	0.907	0.536	0.304	0.125	0.042

在无植被区, 地表蒸发潜力根据近几年蒸发皿观测资料、地下水动态资料以及与研究区岩性特征相应的经验系数, 以月为时段计算各月的平均潜在

蒸发量, 并平均分配到该月份的每 1 d. 经计算, 无植被区各月份地表蒸发潜力见表 3. 在福海无水时, 湖底蒸发潜力按无植被区地表蒸发潜力考虑.

表 3 无植被区地表蒸发潜力/ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

Table 3 Surface evaporation potential in unvegetated zone/ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

日期/月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
蒸发强度	0.375	0.610	1.125	1.474	1.788	1.713	1.522	1.242	1.013	0.751	0.580	0.429

1.4.3 植被蒸腾潜力

蒸腾潜力是指植被的最大蒸腾强度. 按照圆明园实际植被状况, 其主要植被为深根乔木和灌木草本, 根系分布深度主要为 0~2 m 范围. 本研究根系吸水模型采用 Feddes 模型^[15], 最大蒸腾强度按 Hydrus 1D 软件^[13] 建议值取 5 mm/d. 根系分布按线性函数考虑, 表层与 2 m 深度处的根长密度比取经验值 10:1.

1.4.4 垂向及水平向饱和渗透系数

相关土层的垂向饱和渗透系数 K_v 按现场双环

渗透试验结果取值^[12]. 粗砂砾石层的水平向饱和渗透系数 K_h 按现场抽水试验结果取值, 其它土层的水平向饱和渗透系数与垂向相同. 各土层的饱和渗透系数取值见表 4.

1.4.5 压力膜仪试验与土壤水分特征参数

本研究土壤水分特征曲线采用 van Genuchten 公式^[16]:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[1 + (\alpha |h - h_a|)^n \right]^{-m} \quad (2)$$

式中, θ 为土壤体积含水量; h 为基质势 (kPa); h_a 为

表4 土壤水分特征参数值

Table 4 Values of parameters for the soil-water characteristic curve

土壤岩性	θ_s	θ_r	α/m^{-1}	n	$K_v/\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$	$K_h/\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$
粉质粘土填土	0.388 9	0.116 8	0.948 0	1.342 2	0.043	0.043
粗砂砾石	0.372 0	0.051 0	3.524 0	3.117 5	8.410	20.210
淤泥	0.506 9	0.134 2	0.799 0	1.676 7	0.026	0.026

进气基质势,一般取 0~5 kPa; θ_s 、 θ_r 分别为样品的饱和与残余含水量; α 、 n 和 m 为待定参数, $m = 1 - 1/n$, $0 < m < 1$.

为求上述参数(θ_s 、 θ_r 、 α 、 n 、 m 等),进行了压力膜仪试验.试验基本步骤为:对研究区不同岩性土壤进行环刀取样,共 9 个环刀样品;对各环刀样品饱和称重,放入压力膜仪;将压力膜仪加压到某一压力,当土壤水分运动达到平衡时,对样品称重;再由低到高取不同的压力进行试验,称重,一般取 7~10 个不同压力值进行试验;最后对样品烘干称重,计算各压力下土壤样品的体积含水量,获得基质势与对应含水量关系的离散点.利用这些离散点,通过 RETC 程序^[17]拟合,得到土壤水分特征参数值见表 4.

1.5 模型校验

为了对模型进行校验,2005 年 4 月底在现场(包括湖底),采用时域反射仪(TDR)对 17 个不同地点进行了不同深度(0~15、15~30、30~60、60~90

和 90~120 cm)土壤水分监测,获得了不同地点的土壤水分垂向分布曲线.利用上述模型,对试验获得的水分分布曲线进行了模拟计算,模拟与试测结果吻合较好.

2 结果与分析

2.1 一维模型结果分析

根据情景-后果分析法,情景 1 与情景 2 分别是枯水期湖内无水时,湖底土壤水分在防渗前后垂向的分布状况;情景 3 与情景 4 分别是丰水期湖内有水时,湖底土壤水分在防渗前后垂向的分布状况.为便于表达土壤水分分布曲线随时间的变化,预测了土壤水分的 6 个不同时段分布曲线.

按照上述试验和校验后的参数,对各情景在不同时段末的含水量垂向分布进行了一维预测,结果见图 2.

2.1.1 不同情景水分分布分析

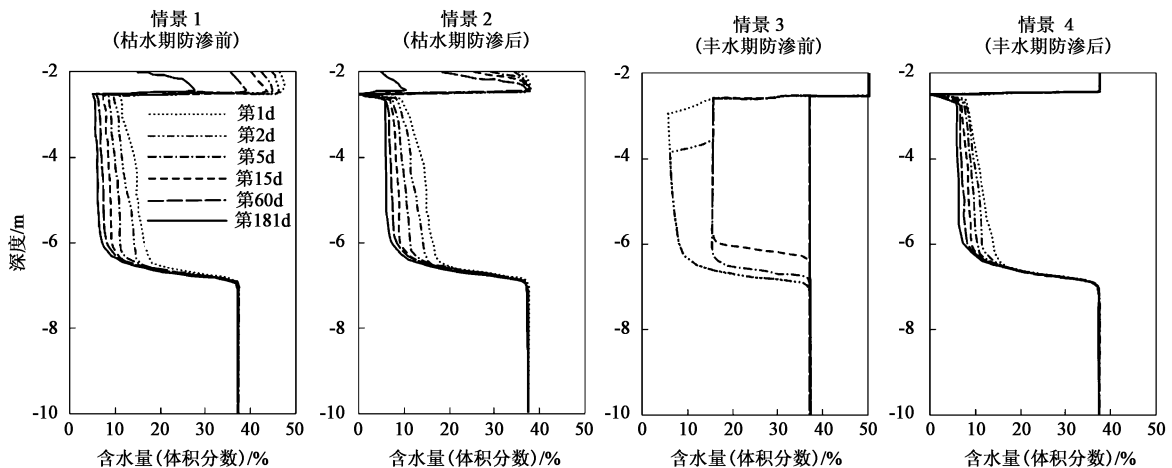


图2 各情景下不同时段末土壤含水量垂向分布预测结果

Fig. 2 Soil moisture distributions with depth and time in different scenarios

从图 2 可以看出:①在枯水期湖内无水情况下(情景 1、情景 2),埋深 7~10 m 范围土层处于饱和状态;自埋深 7~6 m 范围内,接近饱和,土壤含水量变化较大;自埋深 6~2.5 m 范围内,含水量已逐渐接近残余含水量;在埋深 2.5 m 左右,由于土壤岩性变化或湖底防渗层的存在,土壤含水量出现不连续

状态,但防渗前土壤水基质势是连续的(如图 3 情景 1),防渗后土壤水基质势变化较大(如图 3 情景 2);自埋深 2.5 m 向上,由于蒸发,土壤含水量逐渐减小.②在丰水期湖内水深 1 m 时,防渗前(图 2 情景 3),埋深 2.5~7 m 范围内的土壤含水量因接受地表水入渗总体上随时间增加而增大,最终达到上下全

部饱和状态;埋深 2~2.5 m 范围为淤泥层,在初始时段即达到饱和;防渗后(图 2 情景 4),埋深 2.5~7 m 范围内的土壤水分因防渗后补给微少而基本在总水头驱动下趋于平衡分布;埋深 2~2.5 m 范围在防渗后土壤岩性已变为粗砂砾石与淤泥混合松散填土,在初始时段已饱和。

2.1.2 防渗前后水分分布比较

对图 2 的不同情景分别进行比较,分析防渗前后湖底土壤水分变化:①在枯水期湖内无水情况下,防渗前后(情景 1、情景 2),除表层 0.5 m 由于岩性变化等因素造成含水量及基质势有所差异外,湖底土壤含水量及基质势总体分布规律基本一致(图 4),表明淤泥层和防渗膜在阻滞包气带水分蒸发方面有相似的作用;虽然防渗后埋深 2.5~3.0 m 范围内的土壤含水量在计算期末较防渗前增加 0.11%,但数量很小,因此在湖内无水情况下,防渗膜对湖底包气带水分分布及潜水水位影响不大。②在丰水期湖内水深 1.0 m 情况下,防渗前后(情景 3、情景 4)湖底包气带水分分布及潜水水位差异很大。防渗前(图 2 情景 3),在计算期末,由于潜水位上升,原湖底包气带全部处于饱和状态,地下水与湖水形成直接水力联系;防渗后(图 2 情景 4)至计算期末,由于防渗膜的阻隔,膜下包气带仍处于非饱和状态,潜水位变化不大。可见,在湖内水深 1.0 m 时,湖底防渗将显著影响湖底包气带水分分布,并使潜水补给量显著减少。

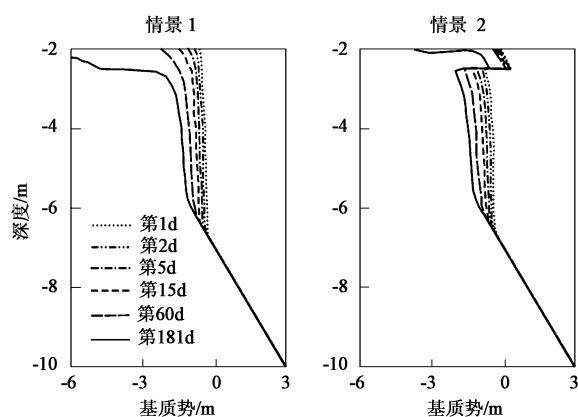


图3 情景1与情景2在不同时段末的基质势分布

Fig.3 Pressure head distributions with depth and time in Scenario 1 and Scenario 2

综上所述,湖泊防渗对湖底垂向土壤水分分布的影响为:在湖内无水情况下,防渗膜对湖底土壤水分分布及潜水位影响不大;在湖内水深 1.0 m 时,湖底防渗使得防渗膜上下水力联系锐减,将显著影响

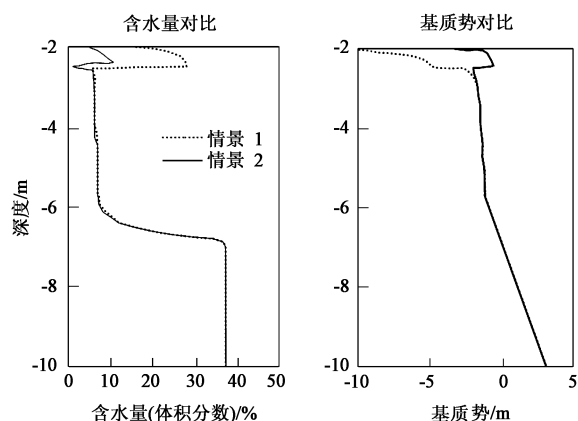


图4 情景1与情景2在计算期末的基质势及含水量分布对比

Fig.4 Comparisons of soil moistures and pressure heads between Scenario 1 and Scenario 2 at the end of the calculation period

湖底土壤水分分布,且减少了潜水补给量。

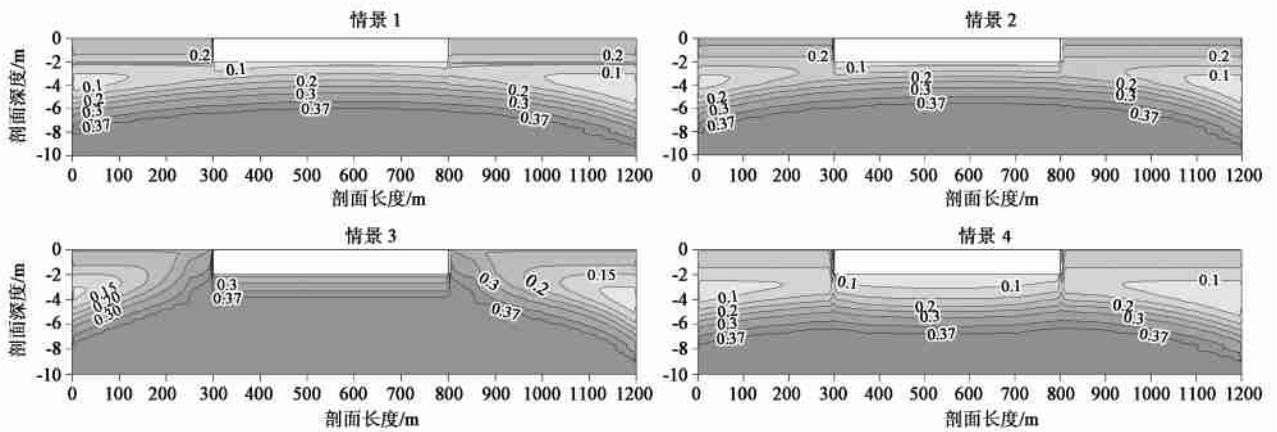
2.2 二维模型结果分析

根据情景-后果分析法,在二维模型中,情景 1 与情景 2 分别是枯水期湖内无水时,防渗前后湖底及周边土壤水分的剖面分布等值线。情景 3 与情景 4 分别是丰水期湖内水深 1 m 时,防渗前后土壤水分分布等值线。按照上述二维模型及参数,对不同情景进行预测,得到不同情景计算时段末的土壤含水量二维剖面分布等值线(图 5)。其中含水量为 0.37 (体积分数 37%) 的等值线基本反映了潜水位位置。

2.2.1 不同情景水分分布

从图 5 可以看出:①在枯水期末(情景 1、情景 2),湖泊周边植被区潜水位低于湖区潜水位。这是由于植被区蒸发及蒸腾强度较湖区大,造成水位逐渐降低。模型计算出的这种潜水位两侧低中间高的结果,与 2005-04 现场实测的潜水位分布结果^[12]是一致的。情景 1 与情景 2 中,湖区的包气带土壤含水量总体上随着埋深减小而减小;植被区埋深 2 m 内的包气带土壤水分总体上大于下部相邻的粗砂砾石层土壤含水量,但在近地表处土壤含水量迅速减小。②在丰水期湖水深 1 m 时,防渗前(图 5 情景 3)潜水因得到湖水从湖底及驳岸的入渗补给而水位迅速升高,并与湖水建立直接水力联系。按照模型计算,潜水位上升到湖底的时间为 15 d 左右。植被区埋深 2 m 以内的包气带在靠近福海处因接受驳岸渗漏补给其土壤含水量相对较大,在远离福海处含水量较小,且总体上向地表缓慢减小。

防渗后(图 5 情景 4),由于福海驳岸的渗漏补给,驳岸处的潜水位较高,而湖底中部及两侧植被区的潜水位较低。湖区防渗膜以上的土层处于饱和状



图中纵坐标比例放大,以标注尺寸为准;等值线为含水量

图 5 各情景计算时段末的土壤含水量剖面分布等值线

Fig.5 Soil moisture contours in cross section in different scenarios at the end of the calculation period

态,防渗膜以下土壤处于非饱和状态;植被区埋深 0~2 m 的土壤含水量总体上向地表逐渐减小,在靠近福海驳岸处受湖水补给含水量较大。

2.2.2 防渗前后水分分布比较

对图 5 的情景 1 与情景 2、情景 3 与情景 4 分别进行比较,可以得出二维模型预测的防渗前后湖底土壤水分分布及湖水对地下水补给量的变化。

(1) 在枯水期湖内无水时 防渗前后(图 5 情景 1、情景 2),湖底及周边植被区土壤含水量总体分布规律基本一致。有所差异的是,防渗后两侧植被区土壤含水量有小幅增加,含水量最大增幅 0.02,增长 8%,表明土壤水分条件在防渗后有所改善。但总体看,在枯水期湖内无水时,防渗对湖底及周边包气带土壤含水量分布影响不大。

(2) 在丰水期湖水深 1.0 m 时 防渗对湖底及周边土壤水分分布影响显著。防渗前(图 5 情景 3),由于湖底及驳岸渗漏对地下水补给强度较大(表 5),潜水水位快速上升,与湖水形成直接水力联系;但防渗后(图 5 情景 4),湖水对地下水补给强度显著减小(表 5),湖底包气带在计算期末仍处于非饱和状态。并且,防渗前植被区土壤含水量相对较大,平均含水量为 31%;而防渗后植被区土壤含水量显著降低,平均含水量为 20%,表明防渗后植被区土壤含水量显著减小。

(3) 在枯水期湖内无水时 植被根系分布区土壤含水量等值线基本呈水平状态,表明土壤水分在水平方向变化不大。在丰水期湖水深 1.0 m 情况下,防渗前(图 5 情景 3),植被根系分布区土壤含水量等值线在临近福海区域发生显著变化,表明湖水对

表 5 丰水期防渗前后湖水对地下水的补给强度

Table 5 Groundwater recharge intensities by lake water before and after the lake lining during high-water-level period

项目	平均补给强度 /mm d ⁻¹	初期补给强度 /mm d ⁻¹	期末补给强度 /mm d ⁻¹
防渗前(情景 3)	18.0	46.3	15.7
防渗后(情景 4)	5.80	5.84	5.78

周边植被根系分布区土壤水分分布有着重要影响,平均影响范围达到 84 m(表 6);但在防渗后(图 5 情景 4),湖水影响范围显著减小,平均影响范围仅 13 m,主要原因是防渗后潜水位处于较低状态。

表 6 丰水期防渗前后湖水对植被区包气带水分分布影响范围

Table 6 Impact width of lake water on the soil moisture in vegetation zone before and after lake lining during high-water-level period

项目	平均影响范围 /m	最小影响范围 /m	最大影响范围 /m
防渗前(情景 3)	84	46	118
防渗后(情景 4)	13	10	14

综上所述,在枯水期湖内无水时,防渗对湖底和周边包气带土壤水分分布影响不大;在丰水期湖内有水时,湖底防渗将显著减少湖水对地下水的补给强度,也将使周边植被区土壤水分显著减小,而这种减小可能需要通过增加人工浇灌弥补。

3 结论

(1) 在枯水期湖内无水时,防渗前后,湖底与周边土壤水分分布规律基本一致,表明防渗前的淤泥层和防渗后的防渗膜在阻滞包气带水分蒸发方面有相似的作用,湖泊防渗在枯水期对土壤水分影响不大。

(2) 在丰水期湖内有水时,湖底防渗能显著减少湖水渗漏。以圆明园为例,在丰水期湖内水深 1.0 m 情况下,防渗前,潜水位很快上升,使得地下水与湖水形成直接水力联系,湖水对地下水的平均补给强度 18.0 mm/d;防渗后,湖底土层基本处于非饱和状态,湖水对地下水的平均补给强度 5.8 mm/d。

(3) 在丰水期湖内有水时,湖底防渗将使湖泊周边植被区土壤水分显著减少。以圆明园为例,在丰水期湖内水深 1.0 m 情况下,防渗前,周边植被区平均含水量为 31%,湖水对植被区土壤水分的平均影响范围 84 m;防渗后,周边植被区平均含水量为 20%,湖水对植被区土壤水分的平均影响范围 13 m。

参考文献:

- [1] Bouwer H, Ludke J, Rice R C. Sealing pond bottoms with muddy water[J]. *Ecological Engineering*, 2001, **18**: 233~238.
- [2] Australian National Committee on Irrigation and Drainage. Open Channel Seepage & Control: Vol2. 1 Literature Review of Earthen Channel Seepage Remediation Techniques[R]. Australian National Committee on Irrigation and Drainage (ANCID), Tatura, Victoria, Australia, 2001. 15~92.
- [3] Southen J M, Rowe R K. Modelling of thermally induced desiccation of geosynthetic clay liners[J]. *Geotextiles and Geomembranes*, 2005, **23**: 425~442.
- [4] Meijer K, Boelee E, Augustijn D, *et al.* Impacts of concrete lining of irrigation canals on availability of water for domestic use in southern Sri Lanka[J]. *Agricultural Water Management*, 2006, **83**: 243~251.
- [5] Mashimo H, Isago N, Kitani T. Numerical approach for design of tunnel concrete lining considering effect of fiber reinforcements[J]. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 2004, **19**: 454~455.
- [6] Office of Solid Waste, U. S. Environmental Protection Agency. The Feasibility of Lining Tailings Ponds[R]. U. S. Environmental Protection Agency, 1997.
- [7] Broch E, Grøv E, Davik K I. The inner lining system in Norwegian traffic tunnels[J]. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 2002, **17**: 305~314.
- [8] Galli G, Grimaldi A, Leonardi A. Three-dimensional modelling of tunnel excavation and lining[J]. *Computers and Geotechnics*, 2004, **31**: 171~183.
- [9] Kovařík K. History of the sprayed concrete lining method —part II: milestones up to the 1960s[J]. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 2003, **71**: 81~83.
- [10] Kahlow N A, Kemper W D. Reducing water losses from channels using linings: Costs and benefits in Pakistan[J]. *Agricultural Water Management*, 2005, **74**: 57~76.
- [11] 王金生, 吴东杰. 圆明园遗址公园水文地质条件分析[J]. *水文地质工程地质*, 2005, **32**(5): 36~38.
- [12] 清华大学, 北京师范大学, 中国农业大学, 等. 圆明园东部湖底防渗工程环境影响报告书(报批稿)[R]. 国家环境保护总局网站, 2005.
- [13] Simunek J, van Genuchten M Th, Sejna M. The Hydrus-1D Software Package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media[R]. Hydrus Software Series 1, Riverside, California, USA: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, 2005.
- [14] Hsieh P A, Wingle W, Healy R W. VS2DI —A Graphical Software Package for Simulating Fluid Flow and Solute or Energy Transport in Variably Saturated Porous Media [R]. Water-Resources Investigations Report 99-4130, U. S. Geological Survey, Lakewood, Co, 2000.
- [15] Molz F J. Models of water transport in the soil plant system: a review[J]. *Water Resources Research*, 1981, **17**(5): 1245~1260.
- [16] van Genuchten M Th. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, **44**: 892~898.
- [17] van Genuchten M Th, Leij F J, Yates S R. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils[R]. U. S. Salinity Laboratory, 1991.