

DOI:10.3969/j.issn.1004-6933.2013.02.005

敦煌月牙泉地区人工回灌下的地下水动态模拟

刘 畅¹,成建梅¹,苏春利¹,杨俊仓²

(1. 中国地质大学(武汉)环境学院,湖北 武汉 430074; 2. 甘肃省地质环境监测院,甘肃 兰州 730050)

摘要:在研究敦煌盆地水文地质条件的基础上,应用 FEFLOW 软件建立月牙泉地区浅层地下水三维不稳定流数值模型,重点分析人工回灌场(A 场、C 场)对月牙泉地区地下水系统的影响,探讨影响月牙泉湖水位动态的主要因素,预测最佳人工回灌方式。结果表明:区内水位的抬升和波动主要由渠系渗漏和 C 场注水引起;人工回灌并未宏观改变模拟区原有地下水渗流场补径排条件,只是局部促进或阻碍地下水径流;A 场以回灌量 2 500 m³/d 为最优方案。

关键词:地下水;数值模拟;人工回灌;月牙泉;敦煌市;西北干旱区

中图分类号:P641.25 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-6933(2013)02-0022-06

Numerical study of groundwater dynamics with artificial recharge in Yueya Spring area, Dunhuang City

LIU Chang¹, CHENG Jianmei¹, SU Chunli¹, YANG Juncang²

(1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;
2. Geological Environmental Monitoring Institute of Gansu Province, Lanzhou 730050, China)

Abstract: Based on analysis of the hydrogeological conditions of the Dunhuang Basin, a three-dimensional numerical model focusing on the shallow unsteady groundwater flow system was built for the Yueya Spring areas using the FEFLOW software. The impacts of artificial recharge (in areas A and C) on the groundwater system of the Yueya Spring were investigated. The main factors that may lead to significant changes in the water level of the Yueya Spring were summarized, and the optimal artificial recharge pattern was obtained with the prediction model. The numerical results show that the change of the water level in the study area mainly resulted from seepage of the Shashan Branch Canal and water injection in recharge area C; the artificial recharge only enhanced or retarded the local flow of groundwater, and did not have significant effects on the groundwater flow direction in the study area; and an injection rate of 2 500 m³/d was the optimal scheme in recharge area A.

Key words: groundwater; numerical simulation; artificial recharge; Yueya Spring; Dunhuang City; arid regions in Northwest China

甘肃省敦煌市月牙泉是具有世界影响力的旅游资源,然而近几十年来泉湖水位持续下降,并呈现出逐渐加剧的趋势^[1-2]。为防止月牙泉干涸,人们尝试了湖底清淤挖深、直接向泉湖注水等措施,但效果并不显著,与此还伴生了湖岸失稳坍塌、湖水浑浊等问题,因此人们转换思路,于 2007 年开展“月牙泉湖水位下降应急治理工程”,在月牙泉附近建渗水池 A 场和 C 场进行人工回灌,以提高局部地下水水位,改变月牙泉周边小范围地区地下水渗流场特征,从而达到抑制泉湖水位下降的目的^[3]。该工程于 2008 年建成并投入使用至今,泉湖水位已有明显提升。

模拟技术是地下水流域变化研究与水资源管理的工具之一。近十多年来,已有不少学者运用数值模拟技术进行西北干旱半干旱区水资源研究。但是

作者简介:刘畅(1986—),女,博士研究生,研究方向为地下水数值模拟。E-mail:jing76005820@163.com
通信作者:成建梅,教授。E-mail:jmcheng@cug.edu.cn

多数西北地下水模型研究倾向于整体盆地或流域的模拟,对典型小范围地区的精细模型研究相对较少^[4-8]。特别是针对人工回灌、研究局部地下水流场变化的模型并不多见^[9],同时不同因素对地下水动态变化的敏感性分析不多。

因此,笔者应用 FEFLOW 软件,在研究敦煌盆地区域地下水流场的基础上,建立月牙泉地区小区域地下水模型,重点分析人工回灌对月牙泉周边小范围地区地下水渗流场的影响,分析其提升月牙泉湖水位机理,探讨影响泉湖水位动态的主要因素,并通过模型预测求解未来几年人工回灌的最佳注入方式,为月牙泉保护工程合理实施提供理论依据。

1 水文地质概况

敦煌盆地属于典型大陆性干旱气候,地处疏勒河流域下游西部。盆地南部卡拉塔什塔格山、北截山与北部北山在东部双塔水库相接,构成楔形边界,西部边界位于甘肃、新疆交界的库姆塔格沙漠边缘,面积约 12961 km²。天然条件下,敦煌盆地地下水接受河水渗漏和东部双塔水库处地下水的侧向径流补给,径流自东向西,在西湖乡、玉门关一带与党河冲洪积扇自南向北的地下径流相汇,最终向西径流,在下游水位浅埋深区以蒸发形式排泄。月牙泉位于党河冲洪积扇南北向地下水径流带(图 1(据耿昕等^[10]))。

第四纪以来敦煌盆地不断沉降,盆地内沉积了一套厚达数百米的第四系松散堆积物,在地貌上构成了党河与西水沟两个规模较大的冲洪积扇,月牙泉位于扇间洼地处。党河冲洪积扇第四系厚度一般大于 300 m,且沉积物多以砾石、砂砾石为主,地下水属单一结构潜水含水层^[11]。党河是区内主要常年性地表水系,距月牙泉约 4.50 km。1975 年 10 月党河水库修建后,河水全部被截流入库,下游河床除暴雨期有暂时性水流外,一般不产流。党河冲洪积扇地下水自南向北径流,受微地形控制,局部地下水

流向偏离主流向。主要表现在:三危山隆起阻隔党河上游及南部地下径流,山区接受降水汇集并补给其北部山前含水层,使得山前地下水向北东月牙泉方向径流,如图 2(据黎志恒等^[12],略有修改)所示。因此,月牙泉地区地下水径流方向自西南向北东,如图 3 所示。

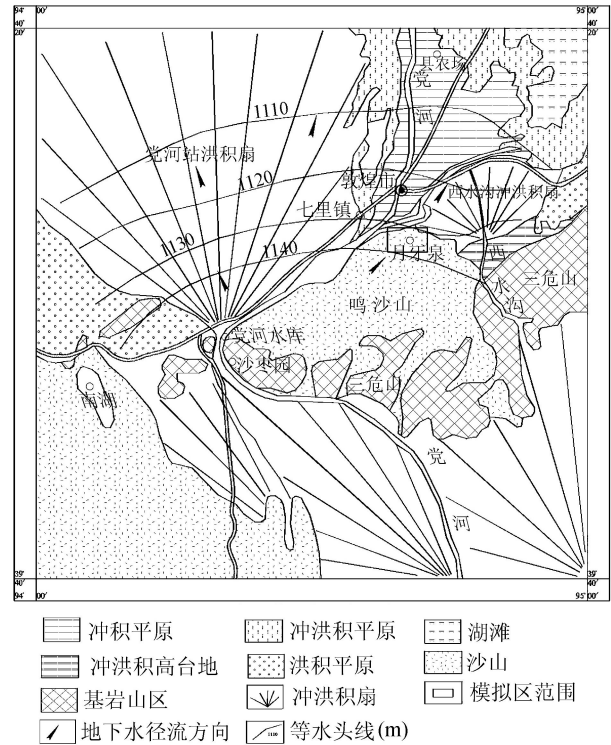


图 2 研究区水文地质略图

2 模拟模型

2.1 概念模型

模拟区范围及边界条件如图 3 所示,模拟区浅层含水系统概化为非均质各向异性三维不稳定流动系统。为提高渗流场在人工回灌下变化的模拟精度,模拟区仅包括月牙泉地区约 9 km² 范围。由于模拟时难以选取相对独立的天然水文地质单元,只能进行人为边界的处理。笔者在划定人为边界时充

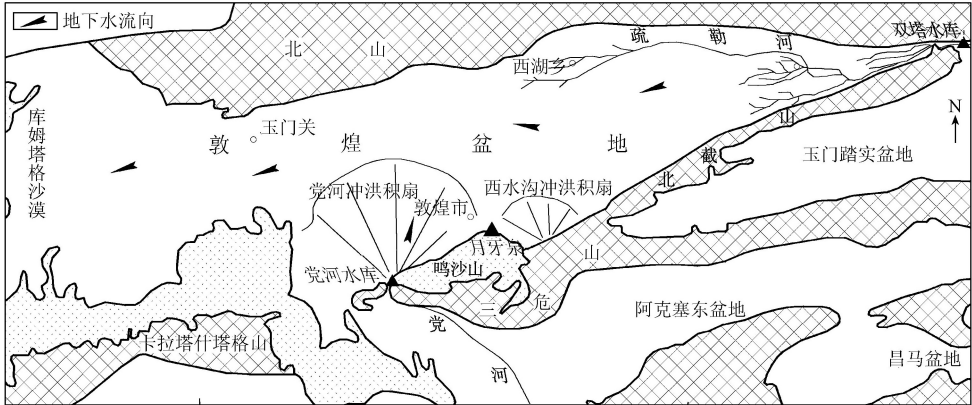


图 1 敦煌盆地平面位置

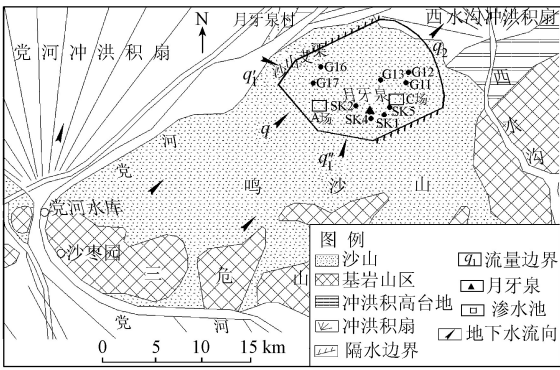


图3 模拟区范围及边界条件

分考虑区域地下水流场在模拟区范围的典型特征,参考研究区实测等水位线图,划定的人为隔水边界总体与等水位线垂直(与流线一致),并且在模型识别阶段反复拟合长观孔水位变化,作为边界控制与

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} \right) + q = \mu_s \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y, z \in \Omega) \\ K_{xx} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + K_{yy} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 - K_{zz} \frac{\partial H}{\partial z} + W = \mu_d \frac{\partial H}{\partial t} & (x, y, z) \in \Gamma_0, t > 0 \\ H(x, y, z, 0) = H_0(x, y, z) & (x, y, z) \in \Omega \\ k_{ij} \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_1} = v(x, y, z, t) & (x, y, z) \in \Gamma_1 \end{cases}$$

式中: x, y, z 为笛卡尔坐标系, L ; H 为水头, L ; K_{ij} 为渗透系数张量($i, j=x, y, z$), L/T ; t 为时间, T ; H_0 为含水层的初始水头, L ; μ_s 为单位储水系数, L^{-1} ; μ_d 为重力给水度,无量纲; q 为单位体积多孔介质源(或汇)的流量,抽水时为负, L/T ; W 为潜水面上的降水入渗和蒸发强度, L/T ; n 为边界外法线方向; Ω 为模拟渗流区域; Γ_0 为渗流区域的上边界,即地下水的自由水面; Γ_1 为渗流区的第二类边界; $v(x, y, z, t)$ 为 t 时刻点 (x, y, z) 处的地下水渗透流速, L/T 。

3 模型识别与验证

采用空间6结点三棱柱为基本剖分单元,平面用三角形单元离散,结点数为24544,三角形单元数为44475。区内含水层根据岩性水平和垂直方向均按由粗变细的递变规律细划为13个子层。采用2008年1月1日长观测孔水位数据,插值得到初始水位(图4)。识别时段为2008年1月—2009年12月,时间步长为30天。

模拟区内有岩性剖面资料的钻孔10个,以浅孔为主,深孔2个。模型总厚度约300m,因此每一子层岩性分布主要通过深孔岩性柱状图并结合冲洪积扇间洼地岩性递变规律外推得到,以保证模拟区各分层岩性变化符合区域岩性变化规律。相应岩性

识别的依据,以保证计算的模拟区边界特征符合区域流场特征。因此,模型边界条件概化为:南、北边界为人为隔水边界,且南部边界与模拟区南部地表分水岭基本重合;西部和东部分别为侧向流入(q_1)、流出(q_2)边界;顶部为潜水面边界;由于浅层含水系统底部存在多层弱透水粉砂及亚砂土层,模型忽略深部地下水系统与浅层地下水系统之间的水力联系,将其底部300m处近似处理为隔水底板。需指出的是,党河水库规律性放水时河道渗漏对模拟区含水层局部位置的侧向径流补给由 q'_1 刻画。南部 q'_1 刻画受微地形控制局部地下水流向偏离区域地下水主流向而引起的径流改变。

2.2 数学模型

上述水文地质概念模型可用下列数学模型^[13]描述:

对应的水文地质参数取值范围根据前期抽水试验现场资料、室内渗流实验以及水文地质手册经验数据综合分析确定(表1)。需要指出的是:由于模拟区主要含水层岩性为松散孔隙介质,其渗透性能表现为非均质二度各向异性,水平方向渗透系数 $K_{xx} = K_{yy}$,而垂向上渗透系数约为水平向渗透系数的 $1/5$ ^[14],即 $K_{zz} = 0.2K_{xx} = 0.2K_{yy}$ 。

表1 模拟区各分层水文地质参数取值范围

岩石名称	$K_{xx}/$ ($m \cdot d^{-1}$)	重力给 水度/%	弹性 给水度/ m^{-1}
黏土	$8 \times 10^{-3} \sim 8 \times 10^{-6}$	0~5	$1.2 \times 10^{-2} \sim 1.9 \times 10^{-1}$
亚黏土	0.001~0.1	3~12	
粉砂	0.5~1.0	3~19	$1.3 \times 10^{-4} \sim 9.4 \times 10^{-3}$
细砂	1.0~5.0	10~28	
中砂	5~20	15~32	
粗砂	20~50	20~35	
砾石	50~150	26~35	$4.6 \times 10^{-4} \sim 9.4 \times 10^{-4}$

注: $K_{yy} = K_{xx}$, $K_{zz} = 0.2K_{xx} = 0.2K_{yy}$,具体数值不再赘述。

模拟区地下水侧向流入和流出量根据边界过水断面厚度、水力梯度以及区域总体水量均衡初步确定。敦煌盆地地下水每年7—8月因开采而大幅下降,12月至翌年3月水位逐渐回升,存在年内波动。因此,以临近流量边界处水位长观测孔水位动态序列为参照,赋予流量边界相应的波动规律和强度。

模拟区西北侧有沙山支渠通过,渠系水来源于

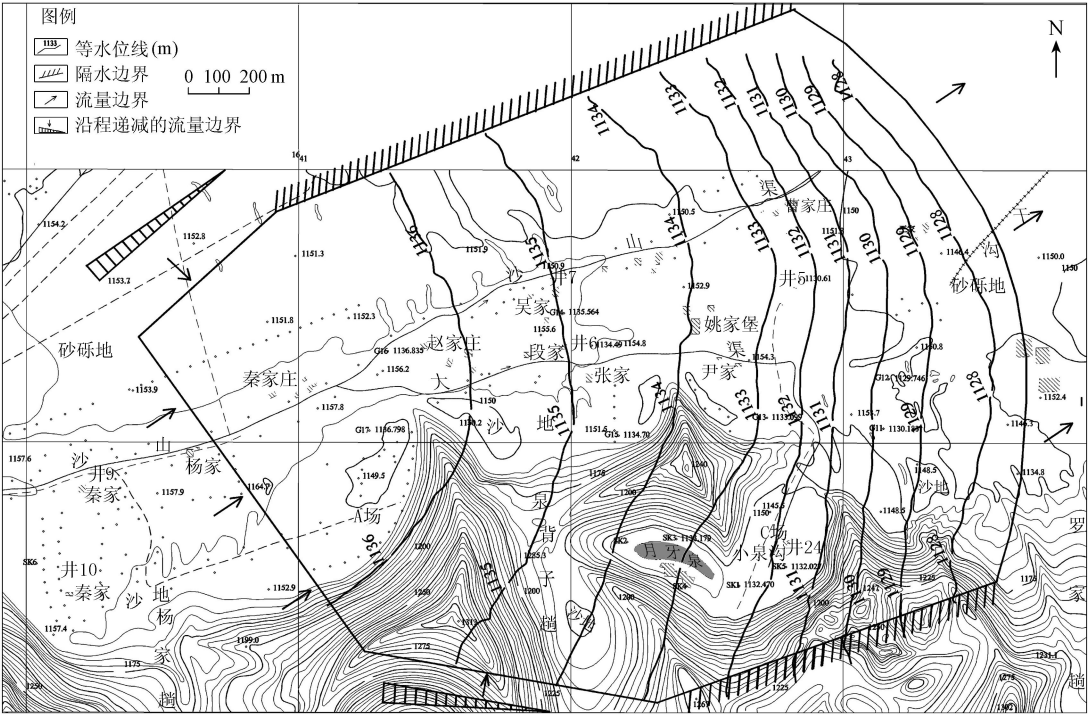


图 4 2008 年 1 月初始等水位线

党河水库泄水,其水量动态基本与党河水库每月泄水动态保持一致。将水库泄水量乘以适当的折减系数,以此模拟渠系水渗漏对地下水的补给。

月牙泉水位下降应急治理工程总体设计方案按其供水水源可分为地表水回灌和地下水回灌两个系统。地表水源通过明渠引党河水库水至渗水池,地下水源将来自月牙泉西上丰口子北部党河河漫滩的地下水通过专用管道引至渗水池。模拟区人工回灌 A 场距月牙泉西 1000 m,C 场距月牙泉东 500 m。A 场在 2008—2009 年 2 年中渗水量很小,识别阶段可忽略不计。C 场以面源方式补给注入,将每月注入总量平均分配到渗水区相应结点。C 场总注入量历时变化见图 5,模型识别过程水位拟合曲线见图 6,2009 年 12 月计算等水位线见图 7。

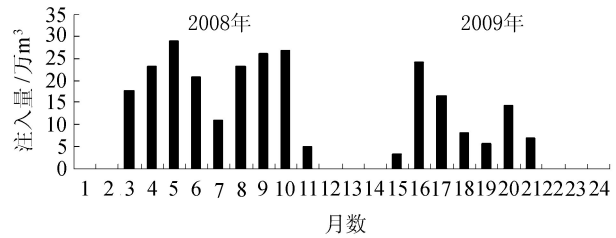


图 5 C 场总注入量历时变化

模型识别的部分参数:①种植、非种植区降雨入渗系数分别为 0.13、0.09;②种植、非种植区蒸发系数分别为 0.03、0.01;③绿地回灌系数为 0.2;④折减系数为 9.09×10^{-6} ;⑤侧向流入、流出边界水力梯度分别为 0.075%、1.85%。

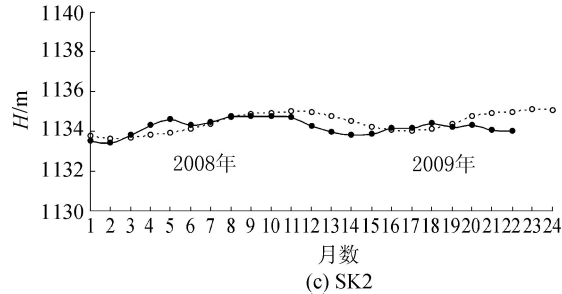
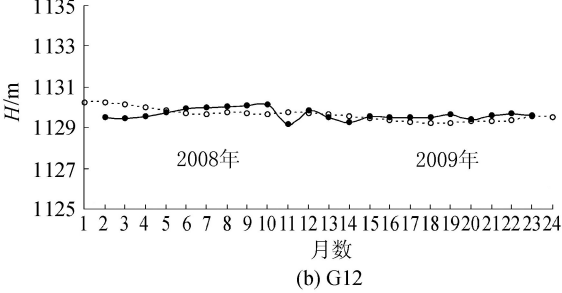
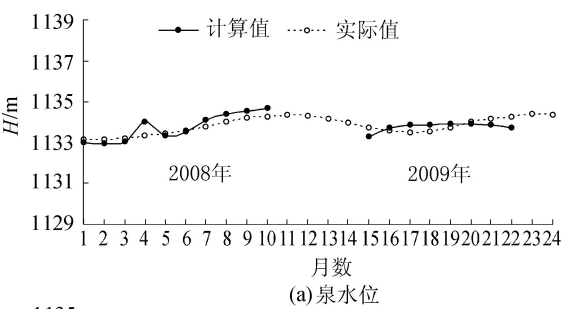


图 6 模型识别过程水位拟合曲线

虽然建模中边界选取的人为因素较多,但从拟合结果(图 6、表 2)可知,其拟合效果较好,模拟流场可近似代替地下水实际流场,模型能够用于预测。

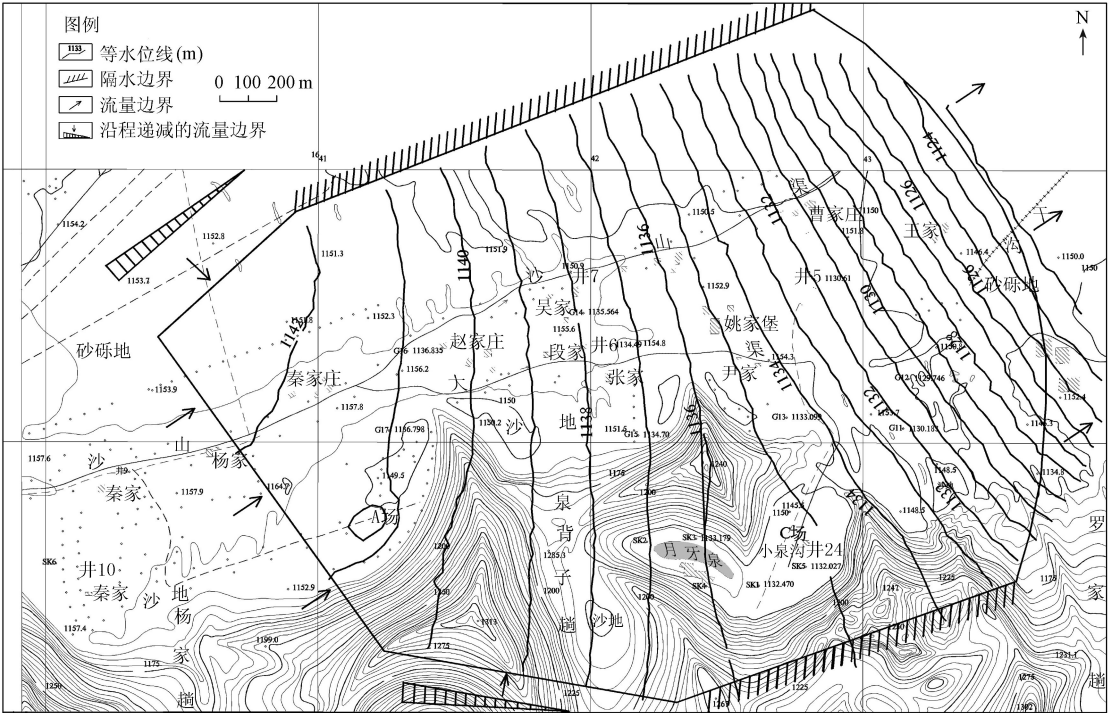


图7 2009 年 12 月计算等水位线

表 2 水位拟合误差统计

拟合绝对误差/m	出现频数	占总频数百分率/%
$\Delta h \leq 1$	167	77.67
$\Delta h \geq 1$	48	22.33
总计	215	100

通过模拟识别得到以下结论。

a. C 场人工回灌没有直接入渗补给到月牙泉湖,而是使回灌点周围局部潜水面隆起,水力梯度减小(等水位线变稀疏,如图7),造成月牙泉向下游排泄相对受阻,在上游来水量不变的情况下,令泉湖水位抬升。C 场现有回灌渗入量并未宏观改变模拟区原有地下水渗流场补径排条件。

b. 影响模拟区地下水水位大幅度抬升和波动的主要因素是沙山支渠渗漏和 C 场人工回灌,而降水、蒸发、局部绿地灌溉对其影响不大。

c. 月牙泉湖水位持续下降由区域地下水负均衡引起,在模型中主要表现在降水量、局部绿地回灌补给、侧向流入、渠系渗漏等的总量小于蒸发量与侧向流出量的总量。

4 模型预测

4.1 预测方案设计

人工回灌在短期内能够显著提升月牙泉湖水位,但在区域地下水负均衡造成区域地下水水位持续下降的背景下,它能否长久有效是本文最为关注的问题。因此,本节在模型识别的基础上,预测 A 场、C 场在不同方案设计(如表3)下月牙泉湖水位5

年内的动态,并求解最优回灌方案。

表 3 模型预测方案设计

方案编号	渗水量/($\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$)	
	A 场	C 场
1	0	5000
2	2500	5000
3	1500	5000
4	0	8000
5	0	10000
6	2500	0
7	1500	0

预测中降雨蒸发量、渠系渗漏量、侧向流入流出量等均采用多年平均值。预测时段为 2010 年 1 月至 2014 年 12 月,初始条件采用 2009 年 12 月模型识别结束时刻相应值。

4.2 预测结果及分析

以 2009 年 12 月泉湖水位计算值 1134.34 m 为基准,预测泉湖水位大于 1134.34 m 时取正值,小于 1134.34 m 时取负值,结果如图 8 所示。

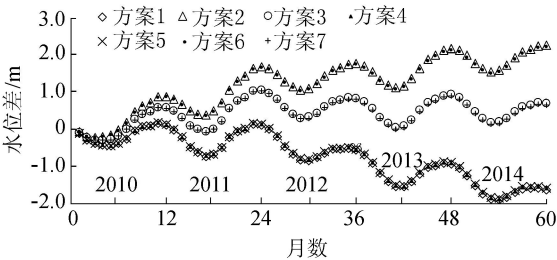


图8 不同回灌方案下泉湖水位变化

由于回灌量、回灌点位置差异,不同方案下的泉湖水位动态各异。模拟预测结论如下:

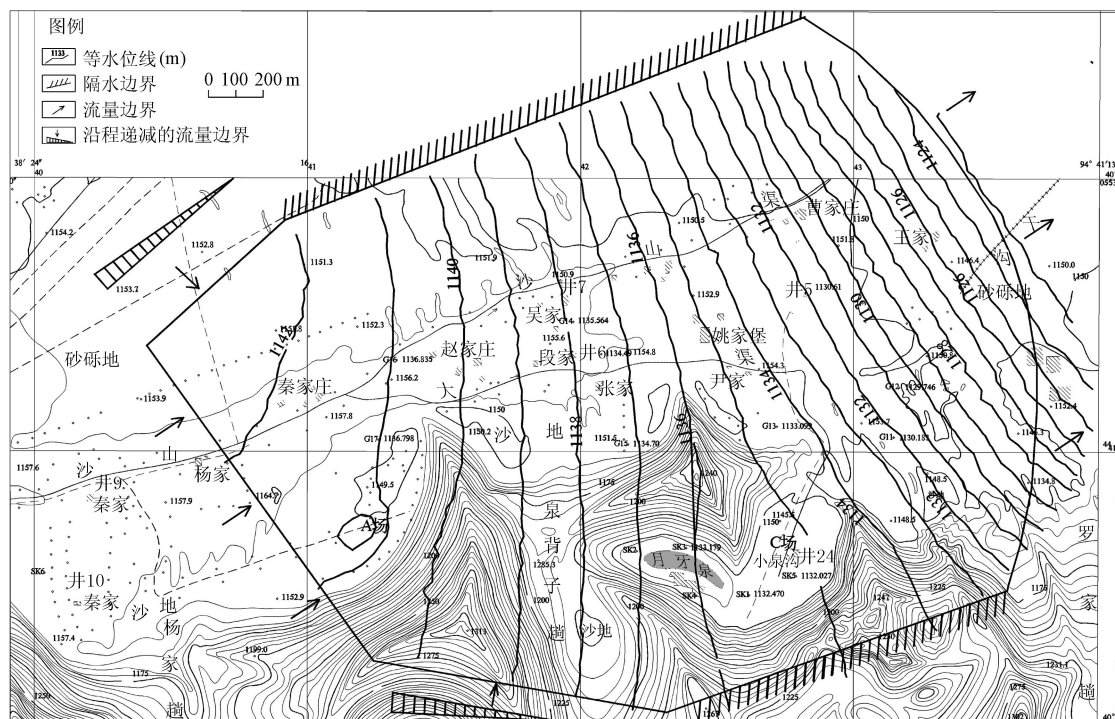


图9 2014年12月(方案6)预测等水位线

a. 截至2014年12月,使泉湖水位上升的方案包括方案2、3、6和7,其中5年后方案2泉湖水位上升最多,达2.25 m,方案7上升最小,约0.65 m;考虑预测时段区域地下水年降幅可能更为剧烈,以及综合投入产出经济效益,最终确定方案6为所求最优解,即A场回灌量 $2500\text{ m}^3/\text{d}$ 。

b. A场对泉湖水位的影响较C场显著,方案2和方案6 A场日回灌量均为 $2500\text{ m}^3/\text{d}$,且方案2比方案6增开C场($5000\text{ m}^3/\text{d}$),但预测结束最终提升泉湖水位仅较方案6多0.05 m。结果表明,为提高月牙泉水位,在其上游增加补给量优于在下游减少排泄量。

5 结论

通过建立人工回灌月牙泉周边小范围地区浅层地下水三维不稳定流数值模型,探清C场回灌补给和渠系渗漏是2008—2009年影响模拟区水位动态的主要因素;A、C两场回灌并未宏观改变模拟区原有地下水渗流场补径排条件;A场增大上游补给量可提高泉湖水位,C场减小下游水力梯度进而抑制泉湖排泄;在提升月牙泉水位方面,A场效果优于C场,A场以回灌量 $2500\text{ m}^3/\text{d}$ 为最优方案,能满足泉湖水位在2014年前稳定的目标。研究成果为月牙泉应急治理工程合理实施提供理论依据。

参考文献:

[1] 丁宏伟,龚开诚.敦煌月牙泉水位持续下降原因及对

- 策分析[J]. 水文地质工程地质, 2004(6): 74-77. (DING Hongwei, GONG Kaicheng. Analyses of the reasons and countermeasures for the decline in the water level of the Yueya Spring Lake near Dunhuang [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2004(6): 74-77. (in Chinese))
- [2] 尹念文,侯燕军,李彬.月牙泉水位变化的原因分析[J]. 地下水, 2010, 32(3): 33-34. (YIN Nianwen, HOU Yanjun, LI Bin. Analyses of the reasons for changes in the water level of the Yueya Spring [J]. Ground water, 2010, 32(3): 33-34. (in Chinese))
- [3] 黎志恒,邱蔓,杨俊仓,等.甘肃省敦煌市月牙泉水位下降治理综合研究报告[R]. 兰州:甘肃省地质环境监测院, 2004: 62.
- [4] 朱高峰,马金珠,李自珍,等.民勤绿洲地下水系统数值模拟[J]. 兰州大学学报:自然科学版, 2005, 41(5): 5-9. (ZHU Gaofeng, MA Jinzhu, LI Zizhen, et al. Groundwater simulation of Minqin Oasis [J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 2005, 41(5): 5-9. (in Chinese))
- [5] 董少刚,唐仲华,马腾,等.太原盆地地下水数值模拟[J]. 水资源保护, 2009, 25(3): 25-27. (DONG Shaogang, TANG Zhonghua, MA Teng, et al. Numerical simulation of groundwater flow in Taiyuan Basin [J]. Water Resources Protection, 2009, 25(3): 25-27. (in Chinese))
- [6] 乔晓英,王文科,姜桂华,等.西北干旱内陆盆地地下水生态功能的探讨[J]. 水资源保护, 2005, 21(5): 6-10. (QIAO Xiaoying, WANG Wenke, JIANG Guihua, et al. Study on ecological function of groundwater in northwest arid inland basin [J]. Water Resources Protection, 2005, 21(5): 6-10. (in Chinese)) (下转第75页)

(CUI Yubo, DONG Chan, ZHAO Lihui, et al. The performance study on adsorption of the filled material in constructed wetland[J]. Journal of Jilin Architectural and Civil Engineering Institute, 2006, 23 (2): 7-8. (in Chinese))

[18] STEER D, FRASTER L, BODDY J, et al. Efficiency of small constructed wetland for subsurface treatment of single family domestic effluent [J]. Ecological Engineering, 2002 (18): 429-440.

[19] 应俊辉. 利用人工湿地处理农村生活污水的研究[J]. 安徽农业科学, 2007, 35 (4): 1104-1105. (YING Junhui. A study on constructed wetland for treating the rural domestic sewage[J]. Anhui Agricultural Science, 2007, 35 (4): 1104-1105. (in Chinese))

[20] 蒋跃平, 葛滢, 岳春雷, 等. 人工湿地植物对观赏水中氮磷去除的贡献[J]. 生态学报, 2004, 24 (8): 1720-1725. (JIANG Yueping, GE Ying, YUE Chunlei, et al. Nutrient removal role of plants in constructed wetland on sightseeing water [J]. Acta Ecologica Sinica, 2004, 24 (8): 1720-1725. (in Chinese))

[21] 金卫红, 付融冰, 顾国维. 人工湿地中植物生长特性及其对 TN 和 TP 的吸收[J]. 环境科学研究, 2007, 20 (3): 75-80. (JIN Weihong, FU Rongbing, GU Guowei. Plant growth characteristics and nutrient uptake from eutrophic water in constructed wetlands[J]. Research of Environmental Sciences, 2007, 20 (3): 75-80. (in Chinese))

[22] 梁威, 吴振斌. 人工湿地对污水中氮磷的去除机制研究进展[J]. 环境科学动态, 2000, 12 (3): 32-37. (LIANG Wei, WU Zhenbin. Progress of studies on the mechanisms of removing nitrogen and phosphorus from sewage in constructed wetland[J]. Environmental Science Trends, 2000, 12 (3): 32-37. (in Chinese))

[23] 袁东海, 高士祥, 任全进, 等. 几种挺水植物净化生活污水总氮和总磷效果的研究[J]. 水土保持学报, 2004, 18 (4): 77-92. (YUAN Donghai, GAO Shixiang, REN Quanjin, et al. Study on purified efficiency of phosphorus and nitrogen from domestic sewage by several macrophytes in vertical flow constructed wetlands[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2004, 18 (4): 77-92. (in Chinese))

[24] 徐治国, 何岩, 闫百兴, 等. 湿地植物对外源氮、磷输入的响应研究[J]. 环境科学研究, 2007, 20 (1): 64-68. (XU Zhiguo, HE Yan, YAN Baixing, et al. Response of wetland plants to nitrogen and phosphorus inputs [J]. Research of Environmental Sciences, 2007, 20 (1): 64-68. (in Chinese))

[25] BRIX H. Treatment of wastewater in the rhizosphere of wetland plants the root zone method[J]. Water Science and Technology, 1987, 19: 107-118.

(收稿日期: 2012-07-05 编辑: 高渭文)

+++++

(上接第 27 页)

[7] SAYIT A P, YAZICIGIL H. Assessment of artificial aquifer recharge potential in the Kucuk Menderes River Basin, Turkey[J]. Hydrogeology Journal, 2012, 20 (4): 755-766.

[8] AL-ASSA' D T A, ABDULLA F A. Artificial groundwater recharge to a semi-arid basin: case study of Mujib aquifer, Jordan[J]. Environmental Earth Sciences, 2010, 60 (4): 845-859.

[9] 李恒太, 石萍, 武海霞. 地下水人工回灌技术综述[J]. 中国国土资源经济, 2008, 21 (3): 41-48. (LI Hengtai, SHI Ping, WU Haixia. Artificial recharge technology of groundwater [J]. Natural Resource Economics of China, 2008, 21 (3): 41-48. (in Chinese))

[10] 耿昕, 黎涛, 田春艳, 等. 河西走廊疏勒河流域地下水动态数值模型研究[R]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2010: 9.

[11] 桑学锋, 张明泉, 王浩, 等. 敦煌盆地地下水数值模拟及可视化与管理[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2007, 43 (3): 18-22. (SANG Xuefeng, ZHANG Mingquan, WANG Hao, et al. Visual simulation and management of groundwater in Dunhuang Basin[J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 2007, 43 (3): 18-22. (in Chinese))

[12] 黎志恒, 邱蔓. 甘肃敦煌月牙泉地区水文地质与环境地质综合勘查报告[R]. 兰州: 甘肃省地质环境监测院, 2008.

[13] 陈崇希, 林敏. 地下水动力学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2006: 13.

[14] 邓惠森. 岩土层垂向渗透系数与径向渗透系数[J]. 工程勘察, 1993 (1): 44-45. (DENG Huisen. The vertical permeability coefficient and radial permeability coefficient of strata [J]. Geotechnical Investigation and Surveying, 1993 (1): 44-45. (in Chinese))

(收稿日期: 2012-07-22 编辑: 徐 娟)

