

DOI:10.3969/j.issn.1003-5060.2025.09.011

济南玉符河地下水流场数值模拟与回灌效果评估

钱家忠¹, 陈明霜¹, 骆乾坤¹, 王京平¹, 李福林²

(1. 合肥工业大学 资源与环境工程学院, 安徽 合肥 230009; 2. 山东省水利科学研究院, 山东 济南 250014)

摘要: 济南西部玉符河的自然渗漏补给对维持趵突泉的泉水喷涌起到重要的作用, 其中东渴马至催马段为玉符河的强渗漏带, 文章利用 COMSOL 软件对玉符河强渗漏带地下水流场进行数值模拟, 针对强渗漏带平均地下水位埋深最大(40 m)、最小(25 m)以及水位埋深处于两者之间(30 m) 3 种情形, 得出避免无效补给的回灌方案如下: 当地下水埋深为 25 m 时, 以 $18.01 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的回灌量连续回灌约 13 d; 当地下水埋深为 30 m 时, 以 $21.15 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的回灌量连续回灌约 16 d; 当地下水埋深为 40 m 时, 以 $25.92 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的回灌量连续回灌约 20 d。研究结果可为制定科学高效的回灌计划提供依据。

关键词: 地下水回灌; COMSOL 软件; 无效补给; 数值模拟

中图分类号: P641.25 **文献标志码:** A **文章编号:** 1003-5060(2025)09-1222-06

Numerical simulation and recharge effect evaluation of groundwater flow field in Yufu River, Jinan

QIAN Jiazhong¹, CHEN Mingshuang¹, LUO Qiankun¹, WANG Jingping¹, LI Fulin²

(1. School of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China; 2. Water Resources Research Institute of Shandong Province, Jinan 250014, China)

Abstract: The natural seepage recharge of Yufu River in the west of Jinan plays an important role in maintaining the spout of spring water of Baotu Spring, and the Dongkema-Cuima section is the strong seepage zone of Yufu River. In this paper, COMSOL software was used to simulate the groundwater flow field of the strong seepage zone of Yufu River. According to the three scenarios of the maximum (40 m) and minimum (25 m) buried depth of average groundwater level of the strong seepage zone and the buried depth of groundwater level between them (30 m), the recharge scheme to avoid ineffective replenishment was obtained: when the groundwater buried depth was 25 m, a recharge rate of $18.01 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ was used for continuous recharge for about 13 d; when the groundwater buried depth was 30 m, a recharge rate of $21.15 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ was used for about 16 d; when the groundwater buried depth was 40 m, a recharge rate of $25.92 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ was used for about 20 d. The research results provide a basis for the formulation of scientific and efficient recharge plan.

Key words: groundwater recharge; COMSOL software; ineffective replenishment; numerical simulation

近年来,随着人类活动的影响以及城市化进程的发展,济南市地下水被大量开采,降雨入渗补给量减少,地下水补给量受到很大影响,导致地下

水位持续下降,造成济南西部泉水枯竭^[1]。为保证泉水的正常喷涌,需结合当地的水文地质条件开展地下水回灌工程,将地表水转化为孔隙水-岩

收稿日期:2023-05-15;修回日期:2023-06-14

基金项目:国家自然科学基金核技术创新联合基金资助项目(U2267218);山东省水生态文明试点科技支撑计划资助项目(SST-WMZCJH-SD04)

作者简介:钱家忠(1968—),男,安徽凤阳人,博士,合肥工业大学教授,博士生导师,通信作者,E-mail:qianjiazhong@hfut.edu.cn;李福林(1967—),男,山东郯城人,博士,山东省水利科学研究院研究员。

溶水,以维持济南西部岩溶水高水位,促进济南泉水的持续喷涌。地下水回灌是指采用人工措施将地表水或其他水源的水注入地下以补充地下水^[2]。地下水回灌技术在上世界上已经得到了广泛的应用,此技术最早起源于国外,在1877年已有对河流与连续冲积含水层之间交互作用的研究^[3]。目前,国内研究地下水回灌的方法主要有抽水试验^[4-5]、数值模拟法^[6-7]、解析法^[8-9]、水文地球化学方法^[10-11]、数理统计法^[12-13]、地球物理勘探与水文地质调查^[14-15]等,其中数值模拟方法是较成熟的一种经济实用的方法。

对于玉符河,文献^[16]使用Hydrus-2D探究了玉符河强渗漏带的位置,其位于催马—东渴马一带,该区特殊的地质构造加快了入渗过程。但在回灌的过程中,玉符河特殊的水文地质构造和山区河道较大的河床坡度导致部分回灌水无法入渗,以地表明流和第四系孔隙水的形式流失,目前已查明如果地下水位在催马一带超过了寒武系张夏组含水层顶板,此时的补给水将进入砂卵砾石层而不补给地下含水岩层,此部分水不能进入地下含水系统,造成大量的无效补给^[17]。

本研究在考虑无效补给影响的基础上,利用COMSOL软件建立地下水回灌模型,模拟玉符河强渗漏带回灌水经非饱和带至饱和带的入渗过程,并计算不同情形下的最优回灌量,为决策放水提出参考意见。

1 研究区概况

济南市地处中国华东地区、山东中西部、华北平原东南部边缘。济南泉域位于济南中部,其中趵突泉最大日出流量^[18]为 $24 \times 10^4 \text{ m}^3$,为济南市著名景点。

研究区位于济南的西南部,属于玉符河流域,为大陆性季风气候,夏季降雨占全年降雨总量的73%,冬季较为干燥^[19]。玉符河全长41 km,其中强渗漏段长度5 560 km,位于东渴马至催马段,河道宽度为50 m;水流在经过强渗漏段时会补给岩溶含水层。研究区为山前倾斜平原和黄泛冲积平原区,第四系沉积物厚度为7~30 m。研究段地层垂直层序为20~25 m的第四系砂砾层、140~180 m的张夏组灰岩和含水的徐庄组。含水层厚度在上游出现一个最小的厚度,在下游随着水侵蚀而逐渐增加,张夏组岩溶含水层的开放窗口在强渗漏带以外的区域消失,因此在强渗漏带处回灌效果最好。研究区的纵向地质剖面示意图如图1所示。

意图如图1所示。

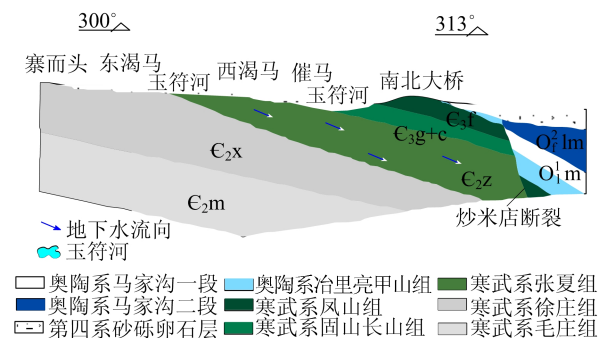


图1 研究区纵向地质剖面示意图

2 水文地质条件与概念模型

2.1 玉符河强渗漏带水文地质条件

根据地层岩性、含水介质以及地下水运动、存储等特征,济南地区可划分为碳酸盐岩裂隙岩溶含水岩组、松散岩类孔隙水含水岩组、变质岩与岩浆岩裂隙含水岩组及碎屑岩夹碳酸盐岩岩溶裂隙含水岩组。

研究区共包含2个大的含水岩组,即碳酸盐岩裂隙岩溶含水岩组和松散岩类孔隙水含水岩组。松散岩类孔隙水含水岩组在玉符河及两岸分布较广,其含水岩组上部为第四系砂砾层。研究区第四系砂砾层为单层及双层结构,其厚度在7~30 m之间,含水层为卵砾石层,富含水分的能力较差,单井涌水量一般低于 $100 \text{ m}^3/\text{d}$,在河床内主要为卵砾石层,透水性较好,第四系砂砾层与灰岩含水层之间的水力联系较好,渗漏量较大;该岩组孔隙水主要接受大气降水补给和河水的侧渗补给,排泄主要为农业人工开采。碳酸盐岩裂隙岩溶含水岩组含水层主要为寒武系张夏组、寒武系凤山组及奥陶系马家沟组。

奥陶系灰岩在济南市南部的泰山山脉地区分布较为广泛,由于石灰岩具有可溶性,该区岩溶发育良好,溶洞、溶槽、溶蚀洼地及岩溶漏斗等岩溶现象明显。优越的岩溶发育及地质构造状况为地表水入渗补给地下水提供了必要条件。结合已有的钻孔资料和示踪试验结果可知,下伏石灰岩的溶隙、溶洞及溶蚀管道的发育较好,这些条件为该区域地表水与地下水转化提供了运移通道和巨大的储存空间。由此可见,济南市岩溶水接受入渗补给的条件相对较好,同时也具备较大的地下水储存空间。

根据岩溶含水岩群的空间分布特征、岩溶区

内含水岩组与泉水的相互关系,确定泉域内直接补给区与间接补给区的边界,并将其划分为北边的直接补给区和南边的间接补给区。

2.2 含水层结构概化

研究区内不同河段的地层岩性有着较大的不同,依据不同岩性可将研究区划分成 A、B、C 3 个子河段,其中 A 段为东渴马至催马河段、B 段为

催马至津浦铁路桥河段、C 段为津浦铁路桥至南北大桥河段,研究区子河段划分及催马处横向地质剖面图如图 2 所示,3 个河段的具体长度、平均宽度及岩性情况见表 1 所列。根据子河段及河流走向建立模型,研究区含水层系统结构及其水动力条件可以概化为双层介质、非均质各向异性的三维非稳定流模型。

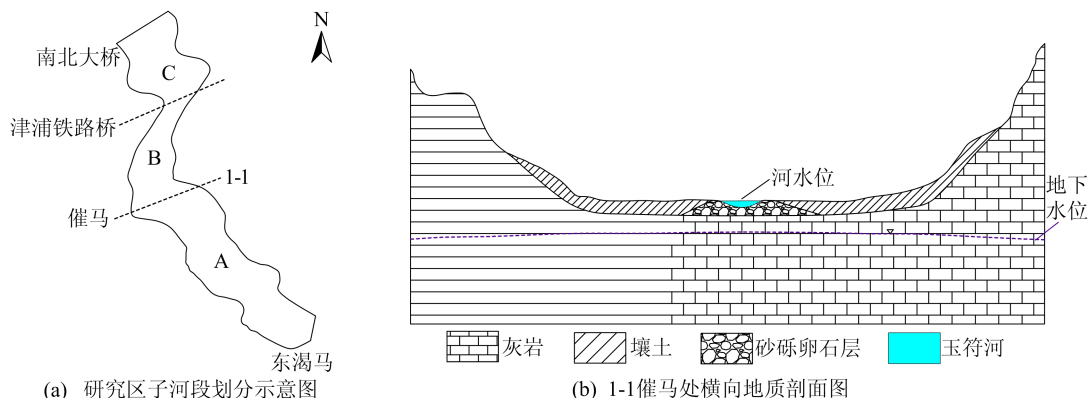


图 2 研究区子河段划分及催马处横向地质剖面图

表 1 研究区子河段具体长度、宽度及岩性情况

子河段编号	子河段名称	子河段长度/m	平均宽度/m	河床高程/m	砂砾卵石层厚度/m	主要岩性组成
A	东渴马—催马	5 560	50	79.0	12	第四系砂砾卵石层+张夏组灰岩
B	催马—津浦铁路桥	2 470	50	59.0	25	第四系砂砾卵石层+固山组长山组页岩
C	津浦铁路桥—南北大桥	960	100	50.9	30	第四系砂砾卵石层+凤山组灰岩

2.3 含水层边界条件概化

上河道边界定义为定流量边界,在强渗漏段设置入水口进行回灌补源;左、右 2 个边界都是不饱和的区域,将左、右边界概化为自由排水边界;下界为灰岩,设为隔水边界。

3 数学模型与数值求解

在 COMSOL 软件模拟的理论基础上,结合研究区内的水文地质概念模型和相关地质资料,利用水文地质数学模型的 Richard 方程对研究区河道的河流补给地下水过程进行数值模拟,以探究研究区内河段在避免无效补给条件下的最优回灌量。

3.1 数学模型

本文采用 COMSOL 软件,在描述非饱和带多孔介质中的水流过程时使用 Richards 方程^[20]进行数值求解。模型为非稳定流时,方程为:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[K_x(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial t} \left[K_y(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial t} \left[K_z(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] + Q = [C(\theta) + S_e S] \frac{\partial H}{\partial t} \quad (1)$$

其中: H 为总水头; θ 为含水量; K 为渗透系数;

t 为时间; Q 为源汇项; C 为容水度; S_e 为有效饱和度; S 为贮水率。

当模型为稳定流时,式(1)可简化为:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[K_x(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial t} \left[K_y(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial t} \left[K_z(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] + Q = 0 \quad (2)$$

3.2 模型离散化

根据所收集资料中的玉符河放水情况,选择 2015 年 3 月 27—28 日、7 月 24—25 日和 12 月 7—8 日 3 个时间段作为模型的模拟期,分别代表区域地下水位埋深最大、最小以及处于两者之间的 3 种情形,在 3 个模拟期中,将各期分为 10 个阶段,每阶段 0.2 d。研究区内不同时期的初始地下水位埋深见表 2 所列。

表 2 研究区不同时期的初始地下水位埋深

日期	情形	地下水位埋深/m
2015-03-27	情形 1	40
2015-07-24	情形 2	25
2015-12-07	情形 3	30

模拟区为 40 000 m×400 000 m×100 m 的三维区域,网格剖分采用自由四面体网格,划分规模为细化,以此将模拟区域剖分为若干个四面体网格。

3.3 初始条件及源汇项

根据前期收集的水位资料,选取初始压力水头作为模型的初始条件输入,地下水表面处压力水头值为 0,地下水表面以下压力水头值为正值,非饱和带压力水头值为负值,压力水头在模拟区域垂直方向上呈线性分布。

地下水的源汇项一般包括补给项和排泄项,其中,补给项主要为大气降水入渗和河流的渗漏补给。回灌量较大,且回灌一般在降雨较少的季节进行,因此不考虑大气降水入渗的影响,研究区地下水的补给来源主要为河流的渗漏补给。地下水排泄项主要为第四系砂砾卵石层中未进入岩溶水系统的出境流量和炒米店断裂的导水渗漏量。

3.4 模型参数的选择

由实测渗透系数、水文地质资料和相关文献分析,可得不同子河段的岩性及参数^[21],见表 3 所列。

表 3 模型参数

子河段 编号	主要岩性	第四系 厚度/m	渗透系数/ (m/d)	孔隙率/ %
A	第四系砂砾卵石层	12	18.20	0.18
	寒武系张夏组灰岩		7.29	0.10
B	第四系砂砾卵石层	25	20.00	0.18
	寒武系固山组长山组灰岩		7.29	0.10
C	寒武系凤山组灰岩		10.00	0.10

3.5 监测井布设

将监测井的位置设置于玉符河强渗漏区的催马,分别选择 2015 年的 3 月 27—28 日、7 月 24—25 日和 12 月 7—8 日 3 个时段的早上 9 点至晚上 20 点之间进行监测。根据卧虎山水库管理部门和文山泵站管理部门提供的资料,不同时期强渗漏带的实测回灌入渗量见表 4 所列。

表 4 3 个时段实测入渗量

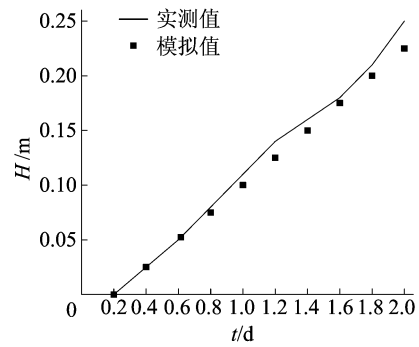
子河段	强渗漏段 面积/m ²	入渗量/(m ³ /d)		
		3 月 27 日	7 月 24 日	12 月 7 日
A	0.278	225 400	221 300	214 300

3.6 模型验证

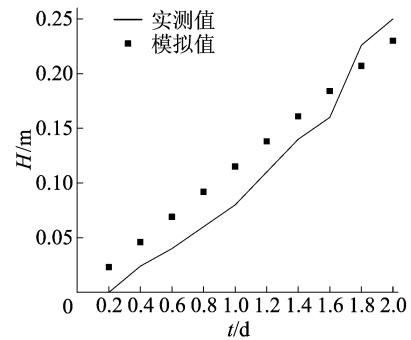
在采用模型进行预测和分析之前要对模型进行参数率定和模型验证。通过输入实测的入渗量及相关水文地质参数对研究区进行模拟,以实测地下水位作为模型的验证依据。

根据 2 个模拟时段实测地下水位计算出相邻时间步长之间水位的上升值,与模型观测点处水

位的上升值进行对比,如图 3 所示。



(a) 3月模拟值与实测值



(b) 7月模拟值与实测值

图 3 2 个时段模型模拟值与实测值对比

从图 3 可以得出:3 月模拟值与实测值在 $t=1.2$ d 时误差最大(为 0.025 m),在 t 为 0.2、0.4、0.6 d 时误差最小(为 0 m),平均误差为 0.007 m;7 月模拟值与实测值在 $t=1.0$ d 时误差最大(为 0.035 m),在 $t=2.0$ d 时误差最小(为 0.020 m),平均误差为 0.023 m。模型模拟值和实测值之间的拟合效果较好,因此利用 COMSOL 软件所建立的模型能够较准确地对研究区玉符河的回灌补给量进行预测,这为下一步玉符河地下水回灌补源方案的制定奠定了良好的基础。

选择 2015 年 12 月 7—8 日水位变化数据对模型进行验证,数值模拟结果与监测数据对比如图 4 所示。

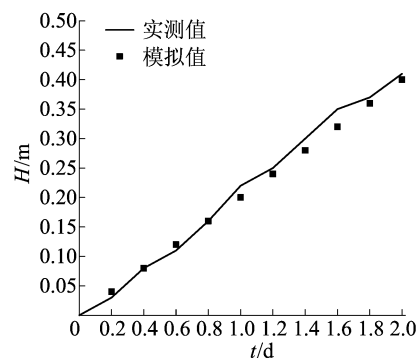


图 4 12月模拟值与实测值对比

由图 4 可知,实测值与模拟值在 $t=1.6$ d 时误差最大(为 0.030 m),在 t 为 0.4、0.8 d 时误差最小(为 0 m),平均误差为 0.011 m,误差较小,该模型可以较好地模拟玉符河回灌过程水位变化。

4 地下水回灌模拟

在 COMSOL 所构建的数值模型基础上,通过分析 3 种情形下研究区地下水位的变化,得出玉符河最优回灌量,此时地下水水位在强渗漏带处刚好达到超过第四系底板高程,位于不出现无效补给的临界点。回灌模拟结果可为制定玉符河多水源地下水回灌补源方案提供依据。

4.1 模型设置

将研究区地下水埋深分为最大(40 m)、最小(25 m)以及处于两者之间(30 m)3 种情形,并将其作为 COMSOL 软件所建立的模型中不同情形下初始地下水水位的输入值,模型中其余参数按照前述模型识别验证后的参数输入。在模型强渗漏带的第四系砂砾卵石层底板处设置探针探测压力,以监测地下水水位是否越过第四系底板高程而造成无效补给。由于建立模型的过程中设定第四系底板位于 67 m,因此在此模型中使用 67 m 作为水头的阈值。

4.2 不同情形下的模拟结果

对 3 种情形下研究区河段在不出现无效补给的条件下所能达到的最大渗漏量进行模拟分析,绘制回灌量与目标水头的关系图如图 5 所示。由图 5 可知:当地下水埋深为 25 m 时,不出现无效补给的最佳回灌量为 $18.01 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$;当地下水埋深为 30 m 时,不出现无效补给的最佳回灌量为 $21.15 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$;当地下水埋深为 40 m 时,不出现无效补给的最佳回灌量为 $25.92 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

将 3 种情形下的最佳回灌量分别作为输入,采用模型进行模拟,得到水头与时间的关系如图 6 所示。

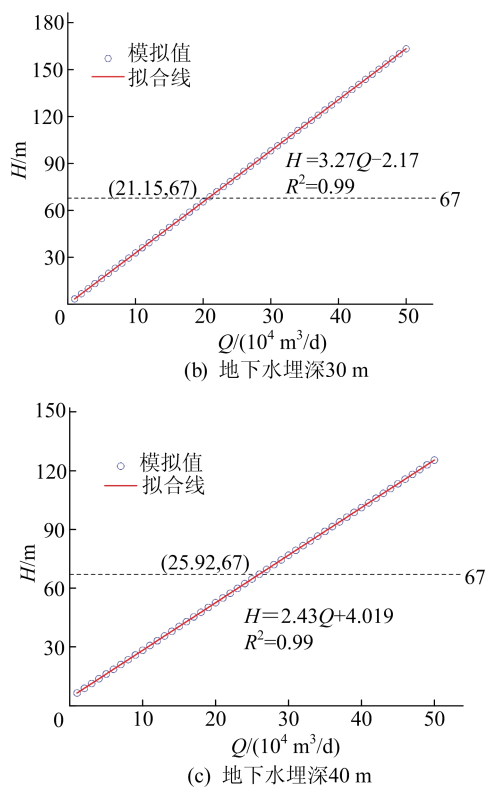
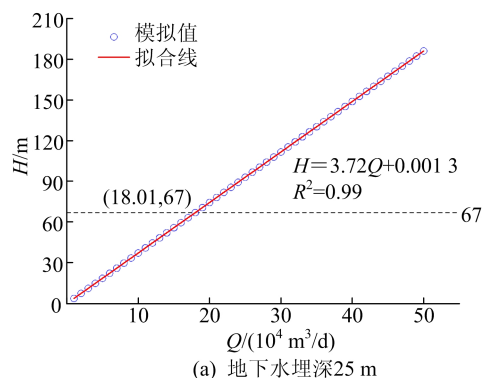
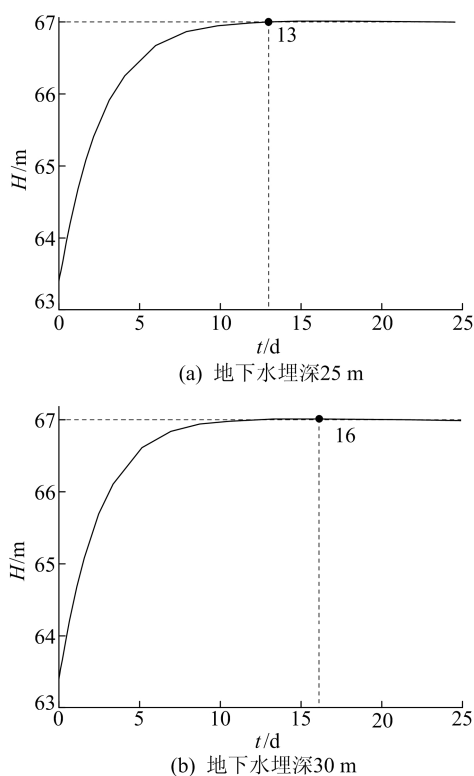


图 5 3 种情形下回灌量与目标水头关系

根据模拟结果,可制定玉符河回灌补源方案,即当地下水埋深为 25 m 时,以 $18.01 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 回灌量连续回灌约 13 d;当地下水埋深为 30 m 时,以 $21.15 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 回灌量连续回灌约 16 d;当地下水埋深为 40 m 时,以 $25.92 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 的回灌量连续回灌约 20 d。



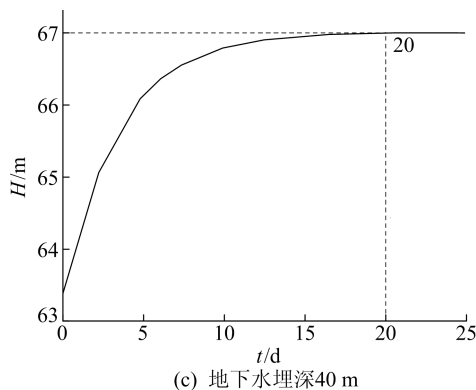


图6 3种情形下取最佳回灌量时水头与时间关系

5 结 论

本文以玉符河上游东渴马到南北大桥为研究区域,开展避免无效补给的地下水回灌数值模拟研究,基于研究区岩性和地质结构,将研究区划分为3个子河段,针对强渗漏带平均地下水埋深最大(40 m)、最小(25 m)以及水位埋深处于两者之间(30 m)3种情形,构建地下水回灌过程的COMSOL数值模型,为制定科学、有效的补给方案奠定基础。本文的主要结论如下:

1) 观测点处模型模拟值与实测水位值的对比结果显示,拟合效果良好,模型参数能够较好地反映实际地质条件,该模型可以较好地模拟玉符河回灌过程水位变化。

2) 模拟结果表明,为了避免无效补给的影响,防止回灌水的浪费,当地下水埋深为25 m时,以 $18.01 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 回灌量连续回灌约13 d;当地下水埋深为30 m时,以 $21.15 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 回灌量连续回灌约16 d;当地下水埋深为40 m时,以 $25.92 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 回灌量连续回灌约20 d。

[参 考 文 献]

[1] 孟莹. 济南泉域地区土地利用变化对降水入渗补给量的影响[D]. 长春: 吉林大学, 2017.
 [2] 武晓峰, 唐杰. 地下水人工回灌与再利用[J]. 工程勘察, 1998(4): 37-39, 42.
 [3] WINTER T C. Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface water[J]. Review of Ge-

ophysics, 1995, 33: 985-994.

[4] 郑刚, 曹剑然, 程雪松, 等. 天津第二粉土粉砂微承压含水层回灌试验研究[J]. 岩土工程学报, 2018, 40(4): 592-601.
 [5] 吴爱民, 马峰, 王贵玲, 等. 雄安新区深部岩溶热储探测与高产能地热井参数研究[J]. 地球学报, 2018, 39(5): 523-532.
 [6] 罗跃, 叶淑君, 吴吉春. 三维区域地面沉降数值模拟[J]. 岩土力学, 2018, 39(3): 1063-1070.
 [7] 孙厚云, 吴勇, 高东东, 等. 基于絮凝沉淀-人工湿地-回灌的水处理工程实践[J]. 中国给水排水, 2018, 34(11): 34-39.
 [8] 任坤, 杨平恒, 江泽利, 等. 降雨期间岩溶城镇区地下水重金属变化特征及来源解析[J]. 环境科学, 2015, 36(4): 1270-1276.
 [9] 温传磊, 董维红, 崔庚, 等. 应用解析法确定傍河水源地地下水开采方案[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(3): 19-26.
 [10] 张宇, 杨平恒, 王建力, 等. 河水-地下水侧向交互带地球化学特征: 以重庆市马鞍溪为例[J]. 环境科学, 2016, 37(7): 2478-2486.
 [11] 杨平恒, 詹兆君, 明晓星, 等. 旅游酒店排污影响下的岩溶地下水水化学变化[J]. 湖泊科学, 2019, 31(2): 416-428.
 [12] 李天宇, 董宏志, 孔庆轩, 等. 松嫩平原哈尔滨地区地下水环境背景值分析[J]. 水文, 2016, 36(3): 24-28.
 [13] 罗光明, 施枫芝, 赵成义, 等. 1979~2010年和墨洛绿洲区地下水时空演变与归因[J]. 第四纪研究, 2018, 38(2): 512-520.
 [14] 覃小群, 宋开本, 黄奇波, 等. 广西岩溶峰林区地下水赋存特征及钻探成井模式[J]. 中国岩溶, 2017, 36(5): 618-625.
 [15] 郭龙凤, 黄少文, 李亮亮, 等. 综合物探方法在古河道型地下水工程中的应用研究[J]. 地球物理学进展, 2018, 33(3): 1205-1212.
 [16] WANG W P, PAGE D, ZHOU Y Q, et al. Roof runoff replenishment of groundwater in Jinan, China[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2015, 20(3): B5014005.
 [17] 李凤丽, 王维平, 黄强, 等. 济南市玉符河岩溶含水层多水源回灌补源水量优化方案[J]. 中国岩溶, 2018, 37(1): 17-26.
 [18] 趵突泉: 天下第一泉[J]. 河北水利, 2020(6): 26.
 [19] 齐欢. 玉符河流域地下水位与降水量的时滞分析[J]. 科学技术与工程, 2019, 19(35): 54-60.
 [20] 樊祥旗, 郭观林, 孙洪广, 等. 非饱和土壤水分水平运动形 Richards 模型的实验验证和分析[J]. 环境工程, 2019, 37(12): 212-217.
 [21] 黄强. 济南市玉符河多水源地下水回灌水量研究[D]. 济南: 济南大学, 2016.

(责任编辑 张淑艳)