

DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2016.03.06

北京市西山地区地下水数值模拟及预测

吴乐¹, 张有全¹, 宫辉力¹, 叶超², 沈媛媛², 王荣²

(1. 首都师范大学城市环境过程与数字模拟国家重点实验室培育基地/三维信息获取与应用教育部重点实验室/资源环境与旅游学院, 北京 100048; 2. 北京市水文地质工程地质大队, 北京 100195)

摘要: 北京西山地区地下水资源丰富, 水质优良, 是北京市重要的地下水供水水源地之一。长期过量开采地下水已经引起了区域地下水水位下降等环境问题。南水北调客水进京后, 将会改变区域用水结构, 逐步实现对含水层系统的涵养目的。采用有限差分方法进行区域含水层系统数值模拟, 分析不同开采条件下含水层系统响应特征。取得如下认识: 西山地区地下水开采总量达到 $3.5462 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 为达到可持续开采目的, 需要将开采量压至 $2.7988 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 实现采补平衡; 维持现状开采至 2030 年, 岩溶水水位下降 22m, 第四系承压水水位下降约 28m, 部分地区第四系潜水含水层出现疏干现象; 南水北调进京后, 按照规划压采方案实施, 2030 年末岩溶水水位平均恢复约 5m, 第四系承压水水位下降约 6m。区域岩溶含水层恢复贮水 $0.1854 \times 10^8 \text{ m}^3$, 第四系含水层系统贮水损失 $2.7828 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

关键词: 北京; 西山; 地下水; 数值模拟; 南水北调

中图分类号: P641.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2016)03-0029-08

Numerical simulation of groundwater flow for Xishan area in Beijing

WU Le¹, ZHANG Youquan¹, GONG Huili¹, YE Chao², SHEN Yuanyuan², WANG Rong²

(1. Base of the State Key Laboratory of Urban Environmental Process and Digital Modeling, Key Laboratory of 3D Information Acquisition and Application, Ministry of Education, College of Resources Environment and Tourism, Capital Normal University, Beijing 100048, China; 2. Hydrogeology and Engineering Geology Team of Beijing, Beijing 100195, China)

Abstract: The Xishan area, located in western Beijing, is one of the most important well fields supply the water for the city. The long-term groundwater overdraft has caused the regional groundwater depletion and other environmental issues. The South-to-North Water Diversion Project (SNWTP) may partly change the water-use scenario and increase the aquifer system storage. A numerical groundwater-flow model of Xishan area was developed to synthesize estimates of water-balance components and hydrologic properties, and to analyze the response of aquifer system to the predictive scenarios. The following results were obtained: (1) Sustainable yield may be accomplished by reducing current abstraction of aquifer system from $3.5462 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ to $2.7988 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$; (2) The average drawdown of karst and quaternary confined aquifer are 22 and 28m to the end of 2030 with current pumping rates (hypothetical scenario 1). Localized cells near the pumping centers will go dry by the year 2028; (3) Under the hypothetical scenario 3, a projected decrease in abstraction rates from the entire system during 2019—2030 cause the water level of karst aquifer to rises about 5 m. However, the water level of quaternary confined aquifer will continue to decrease with the maximum 6m at the end of 2030. The estimated storages of karst aquifer was increased by $0.1854 \times 10^8 \text{ m}^3$. And quaternary aquifer system will loss $2.7828 \times 10^8 \text{ m}^3$.

Keywords: Beijing; Xishan; Groundwater; Numerical simulation; South-to-North Water Diversion Project

收稿日期: 2015-09-10; 修订日期: 2015-12-07

基金项目: 国家自然科学基金(41201376); 北京岩溶水资源勘查评价工程项目(BJYRS-KC-01-03)

第一作者: 吴乐(1989-), 女, 研究生, 主要从事地图学与地理信息系统研究。E-mail: wule_326@126.com

通讯作者: 张有全(1978-), 男, 博士, 讲师, 主要从事水文地质研究工作。E-mail: zhangyouquan1361@gmail.com

地下水数值模拟技术是定量评价和预测地下水水质和水量的重要方法^[1-3],研究表明,等效孔隙介质模型可用于模拟高岩溶化的区域含水层系统^[4]。数值模型可以模拟区域地表水与地下水水力联系^[5],第四系和岩溶含水层系统对不同开采条件的响应特征^[6-7],含水层系统流场变化及对自然、人为补给的响应特征^[8-10]。其中,美国地质调查局采用有限差分数值模拟方法分析 Rialto - Colton 盆地三种不同人工补给方案的区域流场响应,确定补给源运移和预测期末所到达位置^[11]。Marc-André Lavigne 利用有限元方法建立了加拿大 Chateauguay 河含水层系统地下水数值模型,了解区域第四系与基岩地下水动态,评估含水层系统总的水均衡,用于实际区域水资源可持续利用管理^[12]。

北京西山地区是北京市重要的水源地之一,研究区先后开展了多项水源地供水勘察以及水厂改扩建供水勘察工作,掌握了区域地质条件,评估了西山岩溶水应急水源地开采潜力。本文采用 GMS 数值模拟软件,建立了北京西山地区地下水流模型,分析在南水北调来水条件下,不同开采方案的区域含水层系统响应特征,为未来地下水资源可持续利用提供依据。

1 研究区概况

研究区位于北京西郊地区,其地势西北高东南低,主要河流包括永定河和大石河。研究区范围见图 1。

西山地区地下水系统由北东走向的基岩含水层系统和第四系含水层系统组成。基岩含水层系统是一个相对封闭的储水构造单元,边界由西南部大安山—红煤厂断裂、西北部百花山—髫髻山—阳坊边界、东北部南口—孙河断裂和东南部八宝山断裂及黄庄—高丽营断裂几个主要构造构成。研究区内地层出露比较齐全,除个别地层因构造影响缺失外,从元古界至新生界地层均有出露。

第四系含水层系统模拟区范围包括南口冲洪积扇和永定河冲洪积扇部分地区,不是完整的水文地质单元。为了充分利用自然边界,在基岩含水层系统边界基础上,北部边界延伸至南口山前,以山前平原分界线为界。第四系含水层主要赋存于河流冲洪积作用形成的砂及砂卵砾石中,从山前冲洪积扇顶部到下部平原区,含水层结构由单一潜水层逐渐过渡到多层,含水层颗粒也逐渐由粗变细。

2 水文地质概念模型

2.1 含水层结构

综合构造特征、地层岩性、水力特性以及地下水开

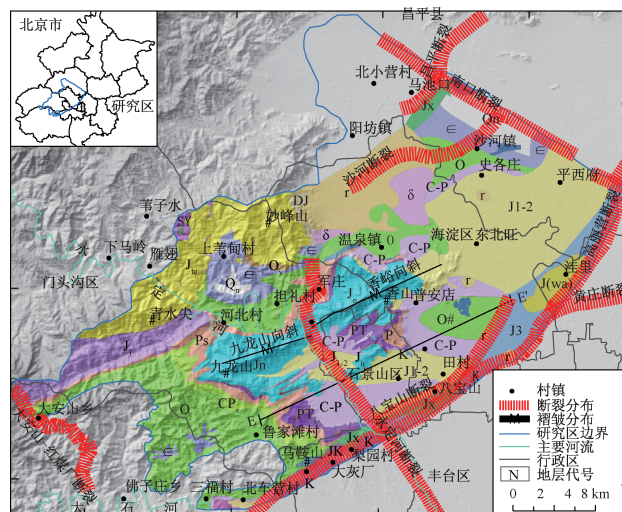


图 1 研究区基岩地质图

Fig. 1 Location and geological setting of study area

发利用情况,将研究区第四系、基岩地质体垂向上概化为 6 层结构。

研究区第四系含水层系统西部、西北部冲洪积扇顶部地层结构单一,岩性颗粒较粗,是降水、河渠和灌溉入渗补给及地下水蒸发排泄的直接作用层,为单一结构的潜水含水层;下部平原为多层含水层结构,潜水含水层下面存在比较稳定的弱透水层,其下覆含水层承压特性明显,是目前第四系主要开采层。根据研究区开采状况结合水位观测资料,模型将第四系含水层系统概化为三层,从上至下分别为潜水含水层、弱透水层和承压含水层。单一含水层结构地区也参照三层分层标准进行分层,相应弱透水层和承压含水层按虚拟层处理。

研究区基岩含水层系统概化为三层结构。东南侧洼里地区存在岩溶发育的侏罗系砾岩地层,富水性较好,且与上覆第四系含水层及奥陶系含水层存在较好的水力联系,模型中将其概化为第四层——洼里砾岩含水层。基岩隔水层包括白垩系、侏罗系、石炭和二叠系地层,岩性主要为砂岩、页岩及玄武岩等,透水性差,阻碍了奥陶系与第四系含水层组的水力联系,模型中将其处理为第五层。第六层为奥陶系含水层,是本次数值模拟的主要目标层。根据收集到的研究区第四系、基岩钻孔资料、测井、测年和水位观测等资料建立多条地质剖面,在含水层系统概化基础上确定钻孔位置处各含水层单元顶底板标高,部分缺失资料和钻孔未全部揭示地层地区,以邻近代表性钻孔资料为参考,或根据地层产状信息进行外推,利用 ArcGIS 软件进行空间插值,获取模型中各水文地质单元顶底板标高数据。

2.2 边界条件

(1) 水平边界

研究区第四系含水层组西部和西北部主要接受山前侧向径流补给,东北部边界接受区外地下水径流补给,东南部边界为地下水侧向流出边界,研究区侧向边界均可视为第二类非零流量边界。

研究区基岩含水岩组是一个相对封闭的地下水系统。模拟主要目标层——奥陶系含水层为一补给、径流、排泄完整且独立的水文地质单元,是由九龙山复式向斜及四条主要断裂共同形成的相对封闭的岩溶裂隙储水构造单元,四周边界均可视为第二类边界。西南部大安山—红煤厂断裂东盘下马岭页岩对西盘奥陶系地层有阻水作用,构成模型西南部阻水边界;西北部百花山—髫髻山—阳坊一线包括百花山向斜以及髫髻山向斜,该边界处存在不同时期侵入岩体,为相对隔水岩层,处理为阻水边界;东北部南口—孙河断层两侧奥陶系地层不连续,处理为阻水边界;东南部八宝山断层上盘蓟县系雾迷山组逆掩在下盘石炭—二叠系地层之上,模型中将该断裂处理为阻水边界,大钟寺—羊坊段上盘蓟县系灰岩或洼里砾岩直接覆盖在奥陶系地层之上,有着较好的水力联系,处理为侧向流出边界。

(2) 垂向边界

模型顶部边界为潜水含水层自由水面,通过该边界,潜水与系统外发生垂向水量交换,实现降雨、地表水体等入渗补给及地下水蒸发排泄;模型底部边界为奥陶系含水层底界,奥陶系底部为页岩和泥灰岩地层,透水性较弱,隔断了与下伏寒武系地层的水力联系,模型将奥陶系底部作为底界,处理为零流量边界。

2.3 水文地质参数

模型第四系含水层组和洼里砾岩含水层水文地质参数分区主要参考了研究区不同时期开展的水文地质调查和供水勘察成果;奥陶系含水层水文地质参数分区主要根据所处构造部位、富水性及地下水流场进行划分,首先根据区内控制性构造九龙山—香峪向斜轴部将单元划分为向斜西北翼和东南翼两个大的单元,然后依据富水性条件及水文过程曲线将永定河断裂带和八宝山断裂带作为独立单元处理,剩下单元根据所处向斜部位及地下水流场提取的水力梯度进行次级分区。初始水文地质参数取值参考了前人开展的抽水试验和数值模型识别结果,并在模型识别过程中进行修正,模型水文地质参数识别结果见表1。

表1 校正后模型水文地质参数

Table 1 Hydrologic property values specified in the calibrated model				
水文地质单元/参数	水平渗透系数 / (m · d ⁻¹)	垂直渗透系数 / (m · d ⁻¹)	贮水率 / (m ⁻¹)	给水度
第四系潜水层	10 ~ 250	1 ~ 25		0.03 ~ 0.085
第四系弱透水层	0.15 ~ 10	0.015 ~ 1	2.5 × 10 ⁻⁵ ~ 1.5 × 10 ⁻⁴	
第四系承压水层	5 ~ 150	0.5 ~ 15	3.0 × 10 ⁻⁶ ~ 1.3 × 10 ⁻⁵	
洼里砾岩含水岩组	10 ~ 20	1 ~ 2	1 × 10 ⁻⁵	
奥陶系含水岩组	0.2 ~ 50	0.02 ~ 5	1 × 10 ⁻⁷ ~ 7 × 10 ⁻⁵	

2.4 地下水补给与排泄

研究区基岩含水层系统补给主要包括:奥陶系裸露区降雨入渗补给、永定河灰岩河床渗漏补给和天窗区第四系渗漏补给。第四系地下水补给项包括大气降

水入渗、边界侧向流入、山区洪水对平原区的补给、地表水入渗和农业灌溉回归补给。研究区的主要排泄方式包括人工开采、侧向径流。

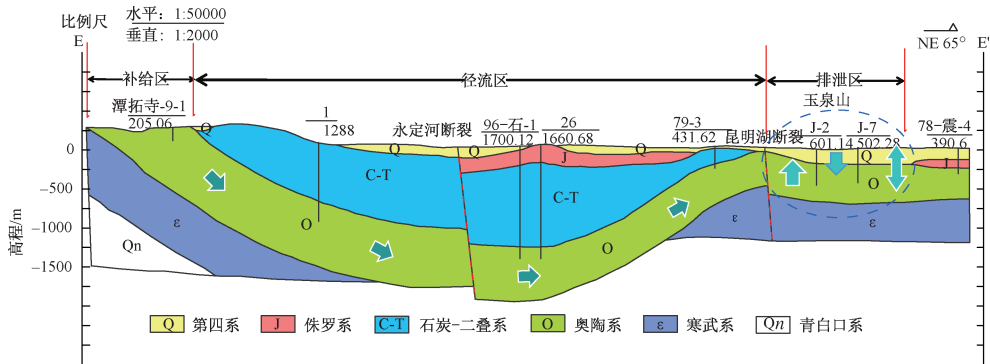


图2 西山地区水文地质剖面图(剖面位置见图1)

Fig. 2 Hydrogeologic cross-section (The location of cross-section EE' shown in figure 1)

军庄地区岩溶地下水向东、东南方向径流,鲁家滩地区岩溶地下水沿八宝山断裂向梨园地区径流(见图2)。第四系地下水的径流方向在平原区北部地区由北西流向南东,西部的径流方向由西向东,东南部径流方向由北西向南东。

3 地下水流数值模型

3.1 地下水流数学模型

由前面研究区水文地质条件和水文地质概念模型论述可知,西山岩溶含水层含水介质以裂隙、溶隙为主,具有北方岩溶的特征,地下水流运动状态符合达西定律。将研究区地下水概化为非均质、各向同性的非稳定三维地下水流系统。可用微分方程的定解问题描述地下水运动^[15]:

$$\begin{cases} S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \varepsilon & x, y, z \in \Omega, t \geq 0 \\ \mu \frac{\partial h}{\partial t} = K_x \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + K_y \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 + K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right)^2 + w & x, y, z \in \Gamma_0, t \geq 0 \\ h(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = h_0 & x, y, z \in \Omega, t \geq 0 \\ K_n \frac{\partial h}{\partial n} \Big|_{\Gamma_1} = q(x, y, z, t) & x, y, z \in \Gamma_1, t \geq 0 \\ \frac{\partial h}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = 0 & x, y, z \in \Gamma_1, t \geq 0 \end{cases}$$

式中: Ω ——渗流区域;

H ——含水层的水位标高/m;

K_x, K_y, K_z —— x, y, z 方向的渗透系数/($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$);

K_n ——边界面法向方向的渗透系数/($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$);

S ——承压含水层储水系数/(m^{-1});

μ ——潜水含水层的重力给水度;

ε ——含水层的源汇项/(d^{-1});

w ——大气降水、河流、渠系、农业灌溉入渗补给与潜水面蒸发等代数数和/($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$);

h_0 ——含水层的初始水位分布/m;

Γ_0 ——渗流区域的上边界,即潜水自由表面;

Γ_1 ——研究区第二类边界;

$\vec{n}$ ——边界面的法线方向;

Q ——流量边界的单宽流量/($\text{m}^2 \cdot (\text{d} \cdot \text{m})^{-1}$),流入为正,流出为负,隔水边界值为0。

3.2 模型时空离散

模拟区水平网格大小设定为 $500\text{m} \times 500\text{m}$,地下水系统垂向上概化为6层,共计有12794个有效单

元。模型模拟识别期为2000年1月—2012年12月,应力期为1个月,时间步长为10d。

3.3 初始压力水头

将研究区第四系、洼里和奥陶系含水层2000年1月静水位等值线作为初始参考,并根据水位资料和本次对研究区水文地质条件的深入认识进行局部流场修订,作为模型各层初始流场,进一步利用空间插值方法将初始水头值分配至模型各层节点。

3.4 模型识别

采用“试错法”对三维地下水数值模型进行识别。经过多轮识别,反复调整模型参数和水文地质条件,使得模型模拟流场与真实流场拟合情况整体较好,地下水观测井水位与预测水位残差较小。图3列出了6组观测井实测与模拟水位对比图,计算水位与实际观测值相差较小,能够较好反映观测孔水位动态变化趋势,表明模型可以刻画该区域含水层响应过程。

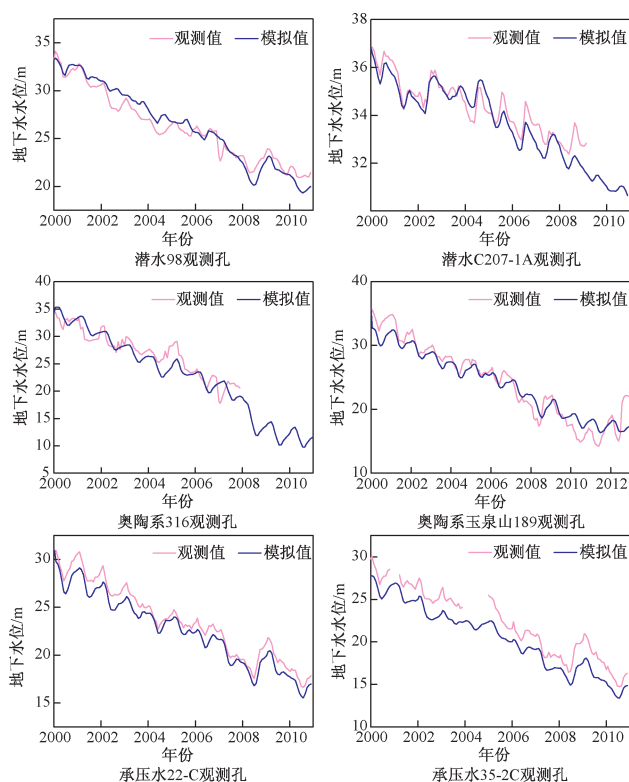


图3 观测孔地下水位拟合曲线

Fig. 3 Observed and simulated piezometric heads at some monitoring wells

本次研究建立的三维地下水流数值模型拟合效果较好,基本上反映了研究区地下水流运动规律和特征,符合研究区实际的水文地质条件。因此,可以

利用模型进行不同开采方案下地下水流场演化趋势预测。

4 数值模拟结果与分析

4.1 预测方案设计

南水北调来水后,结合北京市用水规划,分析三种不同水资源利用方案下含水层系统响应(表2)。方案一现状开采。方案二以区域采补平衡为目标。方案三依据南水北调来水北京市配水情况设定,分为三个时段:(1)2013年—2019年研究区现状开采;(2)2020年—2024年压采重点为城区,水源三厂维持现状($0.0023 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{d}$),杨庄水厂扩建至 $0.0009 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{d}$ (现状约 $0.0006 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{d}$),马池口水源地开采由 $0.4000 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 减至 $0.2000 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,城六区的海淀、丰台、石景山岩溶水自备井全部置换,城区第四系分散开采量由 $0.6580 \times 10^8 \text{ m}^3$ 压减至 $0.5141 \times 10^8 \text{ m}^3$,城区基本实现采补平衡,郊区分散开采维持现状;(3)2025年—2030年压采重点为郊区,水源三厂、杨庄水厂维持2020年开采规模,马池口水源地停采,海淀、丰台、石景山第四系分散开采维持2020年规模,门头沟、房山、昌平岩溶水分散开采量由 $0.2807 \times 10^8 \text{ m}^3$ 压减至 $0.1141 \times 10^8 \text{ m}^3$,第四系分散开采量由 $0.5156 \times 10^8 \text{ m}^3$ 压减至 $0.4029 \times 10^8 \text{ m}^3$,研究区内基本实现采补平衡。

以2013年1月地下水流场为初始流场,预测2030年末三种不同开采方案效果。降雨条件选取1979—1988年10年降水序列作为预测期降水量,该时段内包含连续枯水年和连续丰水年,且年平均降雨量约为612mm。重复使用两次至2030年。

表2 各方案开采量表
Table 2 Hypothetical pumping scenarios

/($\times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$)		
开采方案	集中开采量	分散开采量
方案一	1.4839	2.0123
方案二	1.2100	1.5888
方案三	2013—2019年	2.0123
	2020—2024年	1.3934
	2025—2030年	1.1934
年均开采量	1.3619	1.4902

4.2 结果分析

4.2.1 含水层系统流场响应分析

(1)第四系含水层系统响应

第四系承压含水层响应分析:现状开采(方案一)至预测期末,在西北和东南处存在两个降落漏斗。西北漏斗中心位于昌平区马池口地区,主要由于该处水源地集中开采所致,最大降深约44m,东南部降落漏斗最大降深24m,主要是由于邻区开采所致(图4a)。可持续开采条件下(方案二),承压水预测末期水位与初期水位基本持平,仅在海淀山后温泉村附近存在局部水位上升区,最大水位上升约6m,主要原因包括:该地区处于山前补给地带,补给条件较好。并且该地区位于奥陶系天窗位置,奥陶系对其有越流补给作用(图4b);研究区预测期末仍存在西北和东南两个地下水降落漏斗,相比方案一水位降深幅度变小(图4c)。

第四系潜水含水层响应分析:现状开采条件下,形成西北和东南两个地下水降落漏斗,漏斗中心最大降深分别为-44m和-24m(图5a);可持续开采条件下,预测末期水位基本与初期水位持平,仅在集中水源地地区存在小幅下降,在奥陶系天窗地区存在小幅上升(图5b);规划减采条件下,仍然存在西北和东南地下水降落漏斗,二者降深幅度有所减小,预测末期漏斗中心水位恢复了约14m和8m(图5c)。

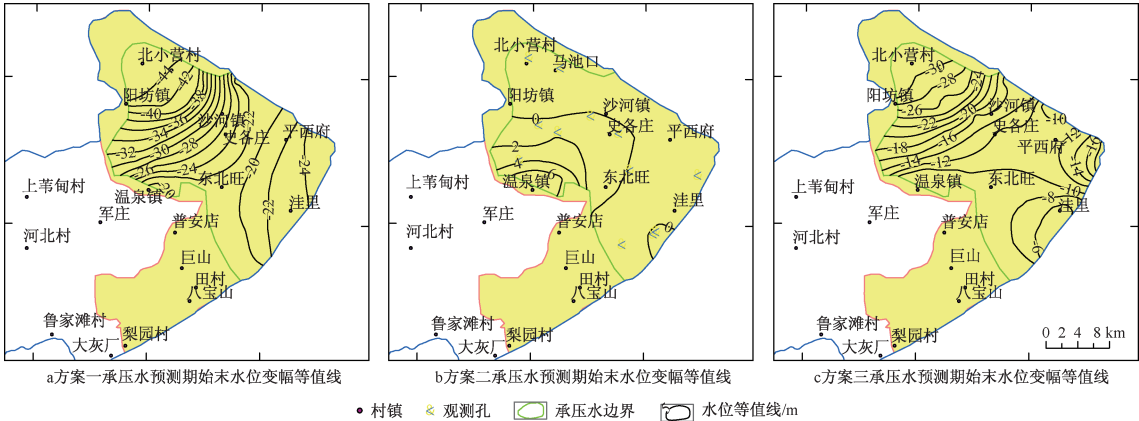


图4 承压水预测期始末水位变幅等值线图

Fig. 4 Protentimetric contour decline of quaternary confined water from 2013 to 2030

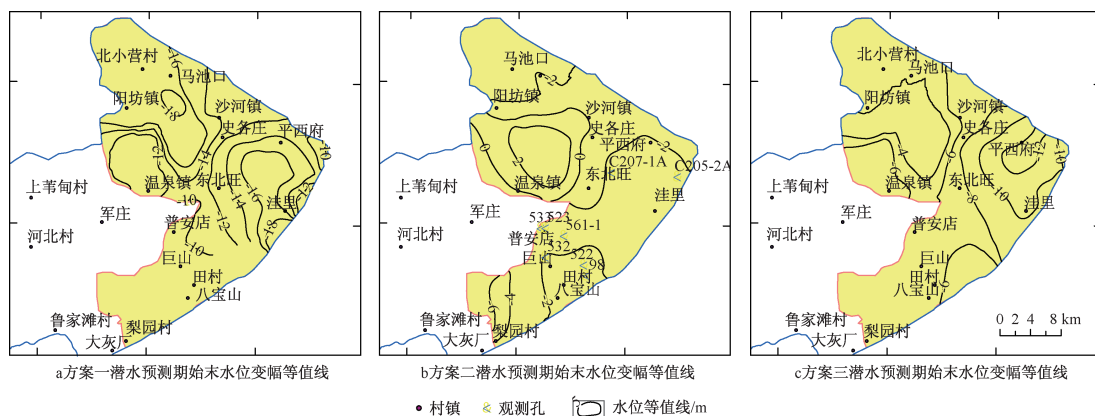


图 5 潜水预测期始末水位变幅等值线图

Fig. 5 Potentiometric contour decline of quaternary unconfined water from 2013 to 2030

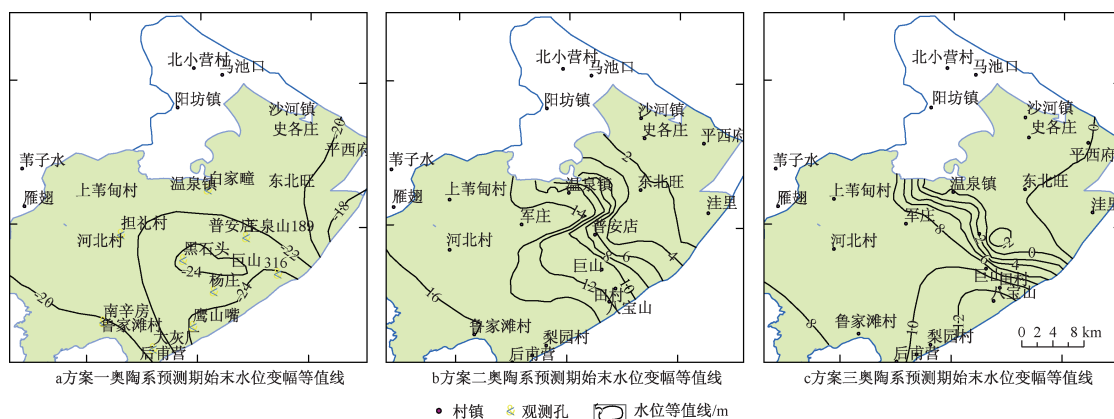


图 6 奥陶系预测期始末水位变幅等值线图

Fig. 6 Potentiometric contour decline of karst water from 2013 to 2030

(2) 奥陶系含水层系统响应

现状开采至预测期末,奥陶系含水层整体呈下降趋势,显著下降区主要位于香峪向斜东南侧径流区,最大降深约达 24m(图 6a)。减采条件下,奥陶系含水层大部分地区水位呈回升趋势,奥陶系补给区和径流区回升幅度要大于排泄区,方案二最大水位回升 16m,方案三最大水位回升约 10 米(图 6b、6c)。香峪向斜东南翼玉泉山以东及西北翼温泉西北地区,奥陶系水位对减采方案响应不明显。

至预测期末,维持现状开采条件下,含水层水位持续下降,从补给区(担礼村观测井)、径流区(黑石头观测井)至排泄区(玉泉山 189 孔)下降幅度逐渐降低,分别约为 35m、26m 和 22.5m(图 7a)。受补给条件影响,补给区水位季节性变化最为突出;方案二可持续开采条件下,补给区和径流区水位均得到了恢复,在减采 7 年后达到峰值,随后水位变化趋于稳定。排泄区玉泉山附近水位对减采方案响应不明显,呈缓慢回升状态,水位在 19m 左右呈稳定波动状态(图 7b)。该地

区玉泉山泉未来恢复应考虑减采结合人工回灌措施;规划减采方案条件下,2013—2020 年区域水位继续下降,随后模拟时段水位开始回升,补给区和径流区水位恢复幅度大于排泄区(图 7c)。

同一方案下,模拟主要目标层—奥陶系含水层不同区域地下水动态响应也呈现较大差异性。在方案一维持现状开采条件下,补给区(担礼村孔)、径流区(黑石头孔)和排泄区(玉泉山 189 孔)地下水水位呈持续下降趋势(图 7a),补给区水位动态变化幅度较大。方案二条件下,2015—2020 年补给区和径流区地下水水位上升趋势明显,2020 年至预测期末,水位呈缓慢恢复阶段。排泄区(玉泉山 189 孔)水位受集中水源地开采影响,一直呈缓慢恢复状态(图 7b)。方案三规划开采条件下,2015—2020 年,补给区、径流区和排泄区地下水水位均呈下降趋势,下降速率相近。2020 年至预测期末,三处水位均呈回升状态,补给区最显著,径流区次之,排泄区仍呈缓慢恢复状态(图 7c)。

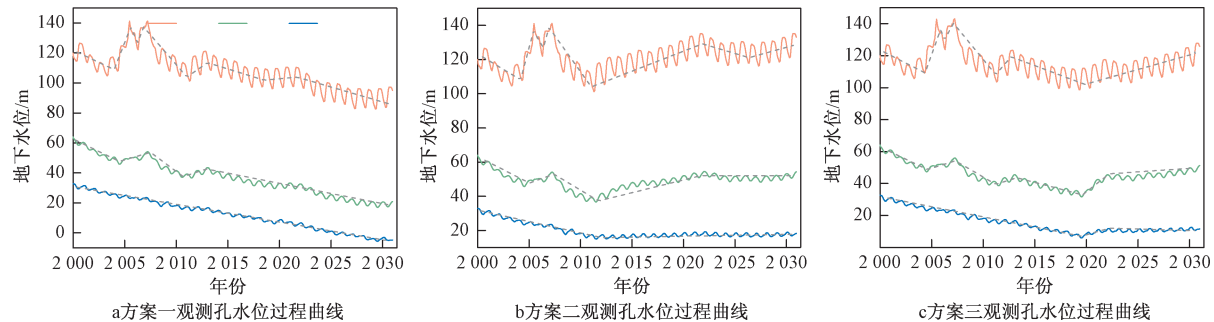


图 7 观测孔水位过程曲线图

Fig. 7 Water-level altitude in selected monitoring wells

4.2.2 水均衡分析

目前,研究区第四系和岩溶水总开采量 $3.5462 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右,处于负均衡状态。第四系含水层系统主要补给项为降雨和灌溉入渗补给,年均补给 $1.3977 \times 10^8 \text{ m}^3$,占总补给量 63.4% 左右。第四系主要排泄项为人工开采,年均开采 $2.4172 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右,占总排泄量 90.8%。奥陶系含水层年均接受补给 $1.1738 \times 10^8 \text{ m}^3$,主要补给项为河道渗漏补给,占总补给量 74.6% 左右。其次为奥陶系裸露区(鲁家滩、军庄)降雨入渗补给,占 21%。奥陶系主要排泄方式为开采井开采,向邻区蓟县系雾迷山组、洼里砾岩及第四系含水层组越流排泄也是重要的排泄方式,分别占总排泄量 77% 和 23%。奥陶系近年超采严重,年均衡差在 $-0.2908 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右。

三种预测方案水均衡组分评估见表 3。至预测期末,方案一维持现状开采地下水贮存量(净补给量)减少 $8.8866 \times 10^8 \text{ m}^3$;方案二减采条件下地下水储量恢复了 $1.3014 \times 10^8 \text{ m}^3$,其中奥陶系和第四系含水层

分别恢复 $1.070 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $0.1944 \times 10^8 \text{ m}^3$ 储量,全区奥陶系水位平均回升了约 7m,相比早期含水层水位,仍存在较大的恢复能力和调蓄空间;方案三分阶段减采条件下总损失约 $2.5974 \times 10^8 \text{ m}^3$,第四系含水层贮水损失 $2.7828 \times 10^8 \text{ m}^3$,奥陶系含水层恢复贮水 $0.1854 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

减采方案的实施,改变了局部地区奥陶系和第四系补排关系,玉泉山地区奥陶系主要补给第四系含水层。选取奥陶系与第四系直接接触的玉泉山地区作为评价单元,利用 GMS 软件分析其模拟时段内的水均衡组分。奥陶系总的越流排泄量由 $0.1951 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 增加至 $0.2204 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 左右。原因是奥陶系压采使得区域水位回升,形成对邻区含水层补给;随着减采方案实施,第四系侧向流出量有所增加,从 $0.2438 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 增加到 $0.3127 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,主要原因是由于研究区内集中供水水源地减采,研究区外地下水持续开采引起边界处侧向排泄量增加。

表 3 地下水均衡表

方案		水均衡项/($\times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$)							储变量/ ($\times 10^8 \text{ m}^3$)
		降雨、灌溉补给	河道补给	流入	越流补给	开采	越流排泄	流出	
2000-2012 年	奥陶系	0.2470	0.8751	0.0190		1.1290	0.1951	0.1406	-3.7804
	第四系	1.3977	0.0462	0.5285	0.2320	2.4172		0.2438	-5.9358
方案一	奥陶系	0.2459	0.9645	0.0177	0.1565	1.3061		0.1257	-0.8496
	第四系	1.3072	0.0045	0.5285	0.0450	2.1901		0.1416	-8.0370
方案二	奥陶系	0.2459	0.9645	0.0177		0.8382	0.2027	0.1257	1.1070
	第四系	1.3072	0.0045	0.5285	0.2151	1.9606		0.0839	0.1944
方案三	奥陶系	0.2459	0.9645	0.0177		0.6765	0.2204	0.1257	0.1854
	第四系	1.3072	0.0045	0.5285	0.1936	1.8757		0.3127	-2.7828

5 结论

(1)第四系含水层系统主要补给项为大气降雨和灌溉入渗约占总补给量 63.4%。奥陶系含水层主要补给项为河道渗漏补给约占总补给量 74.6%。其次

为奥陶系裸露区(鲁家滩、军庄)降雨入渗补给,占 21%。奥陶系主要排泄方式为开采井开采,向邻区蓟县系雾迷山组、洼里砾岩及第四系含水层组越流排泄也是重要的排泄方式。

(2)南水北调进京后,不同开采条件下含水层系统

响应差异较大;维持现状开采至 2030 年,奥陶系含水层在径流区形成一个下降幅度较大区域,第四系承压水在模型西北和东南形成两个大的降落漏斗,集中供水水源地地区第四系潜水含水层有疏干现象;按照规划压采方案实施,2030 年末全区水位呈现不同程度回升,补给区和径流区回升幅度较大,排泄区玉泉山地区水位响应不明显,水位在 19m 左右呈缓慢恢复状态。

(3)减采方案的实施,改变了局部地区奥陶系和第四系补排关系,玉泉山地区奥陶系主要补给第四系含水层。原因是奥陶系压采使得区域水位回升,形成邻区含水层越流补给;同时第四系侧向流出量有所增加,主要原因是由于研究区内集中供水水源地减采,研究区外地下水持续开采引起边界处侧向排泄量增加。

(4)水均衡分析表明,西山地区含水层系统近年(2000—2012 年)整体呈负均衡状态,其中奥陶系近年超采严重。至 2030 年预测期末:方案一维持现状开采,含水层系统地下水储存量减少 $8.8866 \times 10^8 \text{ m}^3$;方案二可持续开采条件下,第四系和奥陶系含水层储存量均得到了恢复;方案三规划减采条件下,第四系含水层储存量损失 $2.7828 \times 10^8 \text{ m}^3$,奥陶系含水层储存量增加了 $0.1854 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

致谢:感谢北京市水文地质工程地质大队刘久荣、谢振华、孙颖、王荣和刘颖超等对本研究的支持,感谢朱锋、候婕、郭琳和郭小萌的帮助!

参考文献:

- [1] Sun N Z. Applications of numerical methods to simulate the movement of contaminants in groundwater [J]. Environmental Health Perspectives, 1989, 83: 97 - 115.
- [2] 薛禹群,吴吉春. 地下水数值模拟在我国——回顾与展望[J]. 水文地质工程地质,1997,24(4):21 - 24. [XUE Y Q, WU J C. Numerical simulation of groundwater in retrospect and prospect in China[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1997, 24(4): 21 - 24. (in Chinese)]
- [3] Sufi A B, Latif M, Skogerboe G V. Simulating skimming well techniques for sustainable exploitation of groundwater[J]. Irrigation and Drainage Systems, 1998, 12(3): 203 - 226.
- [4] Scanlon B R, Mace R E, Barrett M E, *et al.* Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA[J]. Journal of Hydrology, 2003, 276(1): 137 - 158.
- [5] Ely D M, Bachmann M P, Vaccaro J J. Numerical simulation of groundwater flow for the Yakima River basin aquifer system, Washington[R]. US Geological Survey, 2011.
- [6] Marin L E, Perry E C, Essaid H I, *et al.* Hydrogeological investigations and numerical simulation of groundwater flow in the karstic aquifer of northwestern Yucatan, Mexico [J]. Coastal Aquifer Management-Monitoring, Modeling, and Case Studies, 2001: 257 - 274.
- [7] 王丽亚,刘久荣,周涛,等. 北京平原地下水可持续开采方案分析[J]. 水文地质工程地质, 2010, 37(1): 9 - 17. [WANG L Y, LIU J R, ZHOU T, *et al.* Analysis of sustainable groundwater resources development scenarios in the Beijing plain [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2010, 37(1): 9 - 17. (in Chinese)]
- [8] Ely D M, Burns E R, Morgan D S, *et al.* Numerical simulation of groundwater flow in the Columbia Plateau Regional Aquifer System, Idaho, Oregon, and Washington[R]. US Geological Survey, 2014.
- [9] Hu L T, Chen C X, Jiao J J, *et al.* Simulated groundwater interaction with rivers and springs in the Heihe river basin[J]. Hydrological processes, 2007, 21(20): 2794 - 2806.
- [10] 王丽亚,郭海朋. 连续干旱对北京平原区地下水的影响[J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(1): 1 - 6. [WANG Y L, GUO H M. Effects of continuous drought on groundwater in Beijing plain [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2015, 42(1): 1 - 6. (in Chinese)]
- [11] Woolfenden L R, Koczot K M. Numerical simulation of ground-water flow and assessment of the effects of artificial recharge in the Rialto-Colton Basin, San Bernardino County, California[M]. US Department of the Interior, US Geological Survey, 2001.
- [12] Lavigne M A, Nastev M, Lefebvre R. Numerical simulation of groundwater flow in the Chateaugay River aquifers [J]. Canadian Water Resources Journal, 2010, 35(4): 469 - 486.

责任编辑:张若琳