

# 济南岩溶泉域地下水流模拟

王庆兵<sup>1,2</sup>, 段秀铭<sup>1</sup>, 高赞东<sup>1</sup>, Fred Kloosterman<sup>3</sup>, 周仰效<sup>4</sup>, 李文鹏<sup>5</sup>

(1. 山东省地质环境监测总站, 济南 250014; 2. 山东科技大学, 青岛 266510;

3. 荷兰应用地球研究所, 荷兰乌特勒兹; 4. 联合国教科文组织水资源学院, 荷兰德尔福特; 5. 中国地质环境监测院, 北京 100081)

**摘要:** 为深入研究济南岩溶泉域地下水资源变化的现状及未来发展趋势, 探索地下水资源可持续管理途径, 文章建立了济南泉域地下水稳定流和非稳定流模拟模型, 分析了地下水流场及泉水流量变化趋势, 并圈划了泉群地下水汇流带。在泉群汇流带内开采地下水直接影响泉流量, 而水源地开采通过影响泉群汇流带间接影响泉流量。泉流量呈明显的季节性变化, 且与降水量紧密相关: 丰水期水位升高, 泉流量增加; 枯水期水位降低, 泉流量减少。保护天然补给量与增加人工补给量是保证泉水长流的重要措施。

**关键词:** 济南岩溶泉域; 地下水稳定流模型; 非稳定流模型; 模型应用

**中图分类号:** P641.2

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-3665(2009)05-0053-08

济南泉水闻名天下, 无论是持续喷涌还是间歇断流, 都吸引了无数学者探求究竟。用地下水流模型研究泉水来源与开采影响也有较长历史。早在 1989 年, 为保泉供水需要, 山东省地质局八一水文地质工程地质队通过建立二维结构模型, 将研究区分为 2 层(第四系及灰岩), 对岩溶地下水补径排条件进行分析, 用 1 年时间对模型进行了校正<sup>[1-2]</sup>。2004 年, 合肥工业大学建立了济南市岩溶地下水二维结构数值模拟模型, 将研究区分为 3 层(第一层为无压水面至其下 50m 深度, 第二层为无压水面下 50~80m 标高水面, 第三层为 -80~-160m 标高水平面), 结合 2001 年、2002 年的水位、开采量及其它水文地质资料进行模型拟合校正, 然后采用多种方法进行预报并对地下水资源量进行评价<sup>[3]</sup>。已建立的地下水模型对进一步认识泉域内的地质及水文地质条件、指导地下水合理开发利用具有重要的指导意义, 但都存在一定的不足, 如模型层划分没有与实际的水文地质条件结合, 拟合时间较短等。本次所建模型依据含水岩组, 垂向上划分 7 个模型层, 更准确地模拟地下水流三维流特征, 圈画泉水捕获带, 分析水源地开采对泉水捕获带的影响, 为地下水资源的可持续开发利用和泉水的保护提供决策支持。

收稿日期: 2008-11-10; 修订日期: 2009-03-13

基金项目: 中荷合作项目“中国地下水信息中心能力建设”

作者简介: 王庆兵(1974-), 男, 高级工程师, 主要从事水环工作。

E-mail: wqb1232001@163.com

## 1 泉域水文地质概念模型

### 1.1 区域水文地质特征

济南泉域属泰山北部单斜构造水文地质区。古老变质岩系组成的泰山山脉为区域地表水和地下水的分水岭, 古生界寒武系、奥陶系碳酸盐岩地层成单斜状覆于变质岩系之上, 向北倾斜, 至北部隐伏于山前第四系地层之下; 市区及东、西郊有燕山期火成岩体大片分布(图 1)。单斜构造中发育有多条规模较大的 NNW 向断裂, 如东坞断裂、千佛山断裂、马山断裂等, 此外还有 NE 向的港沟断裂、炒米店断裂。NNW 向断裂自东向西大致等距分布, 将单斜构造分割为若干个断块。

根据地层岩性、含水介质及地下水运动、储存等特征, 区内地下水含水岩组可分为松散岩类孔隙含水岩组、碳酸盐岩类裂隙-岩溶含水岩组、碎屑岩夹碳酸盐岩岩溶-裂隙含水岩组、变质岩及岩浆岩裂隙含水岩组。水文地质剖面上从南到北可划分 3 个区: 间接补给区、直接补给区和径流排泄区(图 2)。地下水补给来源主要为大气降水, 其次为地表水渗漏、灌溉回渗和侧向径流补给。接受大气降水入渗补给后, 总体由南向北径流。人工开采、泉水排泄、岩溶水顶托补给第四系孔隙是泉域内岩溶地下水主要排泄方式。

### 1.2 含水层结构与模型层划分

研究区含水层系统可以概化成 6 个主要含水岩层: 第四系(Q)、岩浆岩(不透水层)、寒武系凤山组-奥陶系(含水层)、寒武系崮山组-长山组(弱透水层)、寒武系张夏组(含水层)和寒武系馒头组-徐庄组(弱



图 1 济南岩溶泉域水文地质图

Fig.1 Hydrogeological map of the Jinan karst spring area

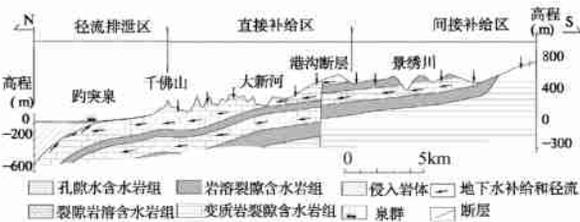


图 2 济南岩溶泉域地下水循环示意图

Fig.2 Groundwater circulation of the Jinan karst spring area

透水层)。利用百余个实际钻孔资料,结合区内地质及水文地质图、剖面图等,在缺乏钻孔资料的南部山区人工虚拟了近 40 个钻孔,建立了三维立体地质结构模型<sup>[4-5]</sup>,在此基础上划分了 7 个模型层。

### 1.3 边界条件

济南岩溶泉域是一个统一的岩溶水系统,该系统为一补给、径流、排泄完整、独立的全排型岩溶水水文地质单元。

北部边界:北部以济南岩体和石炭、二叠系地层为界,其中:东坞断裂—刘长山段,由于岩浆岩体的侵入,将灰岩顶板标高 - 350m 作为边界,概化为隔水边界;

位里庄—马山断裂一线,依据煤田地质勘探资料研究成果,将奥陶系与石炭系、二叠系接触带,标高在 - 350 ~ - 400m 深度一线作为边界,概化为透水边界。

东部边界:以东坞断裂为界,其中下阁老—徐家庄段为阻水断裂,为隔水边界;徐家庄—大水坡段总体阻水,但在炼油厂北、砌块厂局部地带呈现弱透水的性质,概化为透水边界。

南部边界:计算边界取到寒武系下统馒头组底界面,南部泰山群变质岩出露,变质岩区接受大气降水补给后,以地表径流补给北部的寒武系地层,所以把南部边界概化为隔水边界。

西部边界:以马山断裂为界,在长清西关以南的地段,为阻水断裂,作为隔水边界;在长清—前隆地段,经抽水试验,断裂两侧水位基本一致,透水性较强,作为透水边界处理。

内部边界:千佛山断裂从南到北贯穿整个模拟区,南郊宾馆以南为隔水边界,以北为透水边界。

### 1.4 水文地质参数

模型主要的水文地质参数为渗透系数 ( $K_v / K_H$ )、给水度、储水系数、孔隙度等。渗透系数的初始分区按地貌、沉积类型和地层岩性等进行划分,各区的参数初始值根据抽水试验、沉积类型和地层岩性、地层时代等特征进行估值,垂向渗透系数根据过去类似地区的计算经验估计,参数的合理性在模型模拟过程中进行校正。含水层在空间上为非均质各向异性,每一个模型层的每一个参数分区,可近似地认为在平面上为均质各向同性,在垂向上为均质各向异性。为了使参数分区简化,将每一个渗透系数分区同时视为给水度、储水系数分区。

### 1.5 地下水补给与排泄

大气降水入渗补给是区内地下水主要补给来源之一,多年平均降水入渗补给量约为  $48.58 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。大气降水入渗补给量主要是按大气降水入渗补给系数确定的,根据入渗补给区岩性不同,选取不同的入渗系数,其中裸露的寒武系上统凤山组和中统张夏组灰岩入渗系数为 0.33,奥陶系灰岩入渗系数 0.45,孔隙水和岩溶水有水力联系的山前隐伏区入渗系数 0.39,寒武系上统固山组 - 长山组及寒武系下统灰岩入渗系数为 0.01。

玉符河、北沙河是区内 2 条主要河流,均属季节性河流。据统计,河流渗漏量约为  $21.9 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ,在模型中采用河流软件包模拟河水的补给与排泄。近年来,卧虎山水库通过河道放水在渗漏地段补给地下水,

放水量大多为  $1.5 \sim 3\text{m}^3/\text{s}$ , 最大为  $10 \sim 45\text{m}^3/\text{s}$ 。根据实测流量在模型中采用注水井进行模拟。

区内多年平均灌溉回渗量约为  $4.45 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$ , 本次工作在确定农业地下水开采量过程中进行减除。

边界侧向径流补给与排泄, 依据地下水水力坡度, 在模型中采用通用水头界来模拟和校正。

区内地下水排泄主要位于泉域北部地下水埋藏较浅地区, 多年平均蒸发量约为  $1.2 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$ , 地下水开采及泉水排泄约为  $64.13 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$ , 地下水开采量以实际调查的量为基础, 采用开采井进行模拟; 根据泉水出流特征, 模型中采用排水沟软件包进行模拟, 泉群出流水位确定为 27.1m。

水源地主要分布在市区、西部和东郊, 市区有解放桥、普利门、百货大楼、饮虎池和文化路水厂, 西部有峨眉山、大杨庄、腊山水厂, 东部有七里河、东郊水厂。为保泉供水需要, 大部分水厂已关闭, 现在仅有峨眉山、腊山水厂、乔子李水厂、冷庄水厂在运行, 开采量约为  $20 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$ 。

工业自备井主要分布在东郊工业区和西郊工业区, 东郊工业区开采相对集中, 主要包括黄台电厂、济南铁厂、炼油厂、化纤厂等, 其他工业自备井分布较分散。根据资料统计, 工业自备井多年平均开采量为  $13.15 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$ 。

农业开采分布在整个模型区, 据资料统计, 农业开采量约为  $8.86 \times 10^4 \text{m}^3/\text{d}$ 。

### 1.6 地下水水位观测

地下水水位受大气降水影响明显, 丰水期随着降水量增加, 水位持续上升, 9~10月份达最高。随着降水量减少, 水位开始缓慢下降, 至翌年3~5月份, 水位降至最低。从多年地下水动态与降水量关系曲线(图3~4)可以看出, 排泄区地下水水位变化滞后降水量的变化。

## 2 济南岩溶泉域稳定流地下水模型

### 2.1 稳定流时间段选择

稳定流时段选择为 1995~2003 年, 其间的相应源汇项的多年平均值作为稳定流模型的输入值。

### 2.2 模型剖分

模型区域边界东西长 48km, 南北宽 51km, 按大小为  $250\text{m} \times 250\text{m}$  的单元进行模型剖分, 共有 204 行, 192 列, 7 个模型层, 总共有 169 092 个单元, 模型区面积为  $1\,500\text{km}^2$ 。

### 2.3 水文地质条件模拟

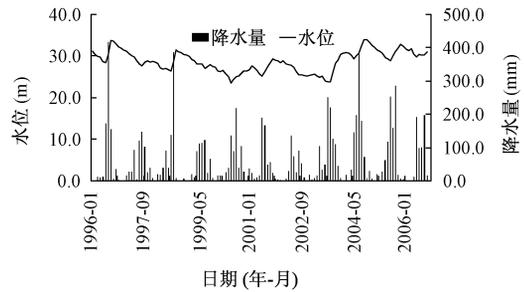


图3 西郊地下水动态曲线图(408孔)

Fig.3 Response of monthly groundwater level to precipitation in the western area ( well 408)

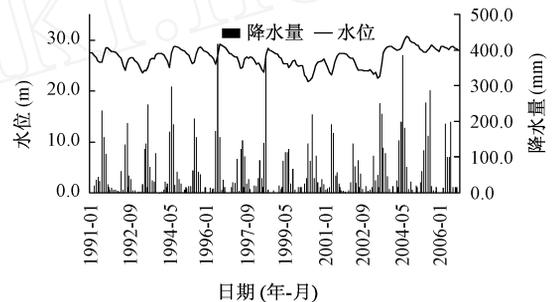


图4 泉群分布区地下水动态曲线图(202孔)

Fig.4 Response of monthly groundwater level to precipitation in the spring area ( well 202)

济南岩溶泉域地下水数值模型的建立采用数字概念模型的建模方法<sup>[6]</sup>。数字概念模型用地下水专业软件 GMS6.0<sup>[7]</sup> 建立, 地下水流用 MODFLOW<sup>[8]</sup> 模型模拟。在数值模型中采用不同的程序模块模拟相应的水文地质条件(表1)。

表1 水文地质条件, 数字概念模型和数值模型对应表

Table 1 Corresponding table of conceptual model and numerical model

水文地质条件	GMS 图层	MODFLOW 模块
模型部分流量边界	边界弧度图层	通用水头边界模块(GHB)
含水层结构	三维立体结构层	分层属性流量模块(LPF)
水文地质参数	参数图层	分层属性流量模块LPF
大气降水入渗补给	面状补给图层	补给模块(RCH)
河流补给与排泄	河流弧度图层	河流模块(RIV)
卧虎山水库放水补给	弧度流量图层	注水井模块(WELL)
北部蒸发排泄	蒸发图层	蒸发蒸腾模块(EVT)
泉水排泄	泉点图层	排水沟模块(DRN)
地下水开采	开采井图层	井模块(WEL)
地下水观测	观测点图层	

2.4 模型校正

用试错法对模型进行校正,重点调整渗透系数。

2.4.1 地下水水位拟合结果

从模型计算水位与观测水位分布图(图 5)可以看出,大部分散点分布在斜率为 45 的斜线的附近,只有南部山区 2 个观测井的水位远离斜线,但限于数据缺乏,无法进一步校正。模拟误差均值为 - 1.01m;误差均方差为 4.28m。

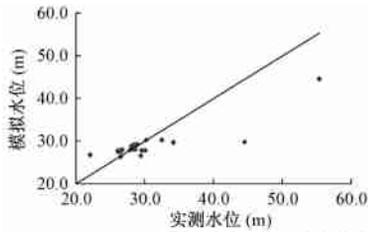


图 5 观测水位和计算水位散点分布图

Fig.5 Scatter plot between the observed and calculated groundwater levels

从稳定流模型计算水位等值线(图 6)可以看出,地下水流向总体由南向北径流,北部由于流场平缓,等水位线疏,南部由于地势较陡,等水位线较密,模拟流场基本上反映了地下水流场分布。

2.4.2 水文地质参数校正

模型校正后的水文地质参数见表 2。其值与以往研究结果范围一致。

表 2 模型区水文地质参数校正值

Table 2 Values of the calibrated parameters

岩性	$K_H$ (m/d)	$K_V$ (m/d)	$S_s$ (1/d)	$S_y$
第四系	20~35	2~3.5	7.45E-4	0.11~0.31
岩浆岩	1.0E-6	1.0E-7	3.0E-6	0.06
奥陶系-寒武系凤山组	2~150	0.2~15	3.62E-5	0.14~0.19
寒武系崮山组-长山组	0.45~0.5	0.045~0.05	2.0E-6	0.1
寒武系张夏组	4~60	0.4~6	3.62E-5	0.14~0.19
寒武系馒头组-徐庄组	0.35	0.035	2.0E-6	0.1

2.4.3 地下水均衡

地下水均衡计算表明(表 3),大气降水直接补给占总补给量的 59%,河流渗漏补给占总补给量的 28%,两者为地下水的主要补给来源。地下水开采占总排泄量的 60%,泉水及河流排泄为占总排泄量的 17%,边界排泄量占 22%。地下水水量总体均衡。

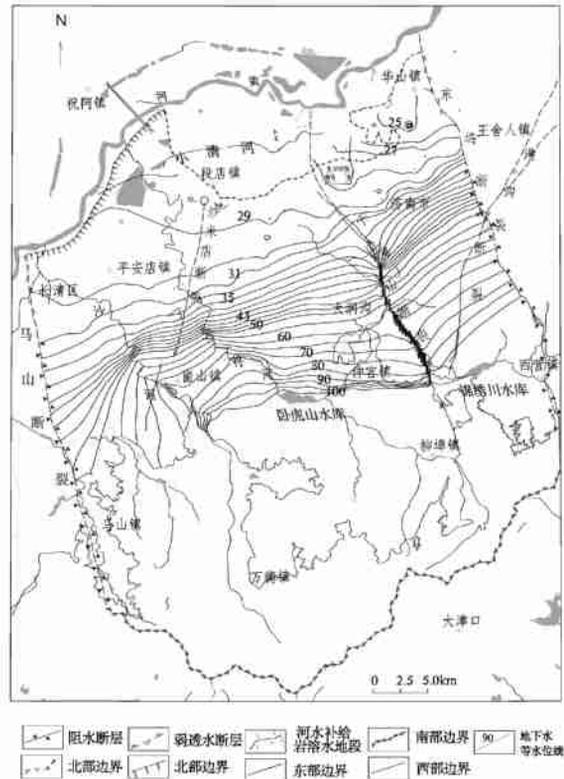


图 6 泉域北部地区地下水等值线图

Fig.6 Contour map of groundwater levels in the northern area

表 3 稳定流模拟水均衡结果

Table 3 Water budget calculated with the steady state model

补给项	m <sup>3</sup> /d	m <sup>3</sup> /a	比例(%)
河流渗漏补给	218 984	79 929 233	28
侧向补给	96 273	35 139 747	13
降水补给	455 087	166 106 865	59
合计	770 345	281 175 852	100
排泄项	m <sup>3</sup> /d	m <sup>3</sup> /a	比例(%)
开采	463 744	169 266 524	60
泉水及河流排泄	129 082	47 115 041	16.7
蒸发排泄	11 697	42 69 453	1.5
侧向径流排泄	168 227	61 402 844	21.8
合计	772 750	282 053 860	100

3 济南岩溶泉域非稳定流地下水模型

3.1 模拟时间与初始流场

济南岩溶泉域非稳定流地下水模型是在稳定流模型基础上建立的,模拟时间为 2003 年 7 月至 2006 年 12 月,以月为应力期,共有 42 个应力期。非稳定流模型的初始流场采用稳定流模型模拟流场。

### 3.2 补给与排泄时间序列

补给量和排泄量以月为时间序列进行整理,将每个月的数据序列作为非稳定流模型的补给与排泄序列。

#### 3.2.1 补给项时间序列

大气降水入渗补给量:利用2003年6月~2006年12月的实测大气降水值乘以当地的大气降水入渗系数。

河流入渗补给量:根据实测的河段河流径流量数据,计算不同地段河流渗漏量,采用流量弧度方法输入,由模型自动分配。

侧向补给量:根据稳定流模型确定的参数代入非稳定流模型进行计算。

#### 3.2.2 排泄项时间序列

地下水开采量:地下水开采量根据调查及搜集数

据取得,按月输入模型。

蒸发量:蒸发深度最大为1.5m,最大蒸发率为0.0005~0.001m/d。

侧向排泄量:向下游的侧向排泄量采用通用水头处理,根据稳定流模型确定的参数代入非稳定流模型进行计算。

### 3.3 模型校正

非稳定流模型的校正采用“试错法”,主要调整了模型层给水度与储水系数值。部分观测孔模拟水位与观测水位对比见图7,泉群实测流量与模拟流量对比见图8。从模拟结果可知,地下水模型基本上模拟了地下水动态变化趋势,在泉群分布区,模拟的最高水位与实测水位还存在偏差,模拟泉流量与实测泉流量具有较高的一致性,但未能模拟到流量的最高值与最低值。储水系数与给水度的校正值见表2。

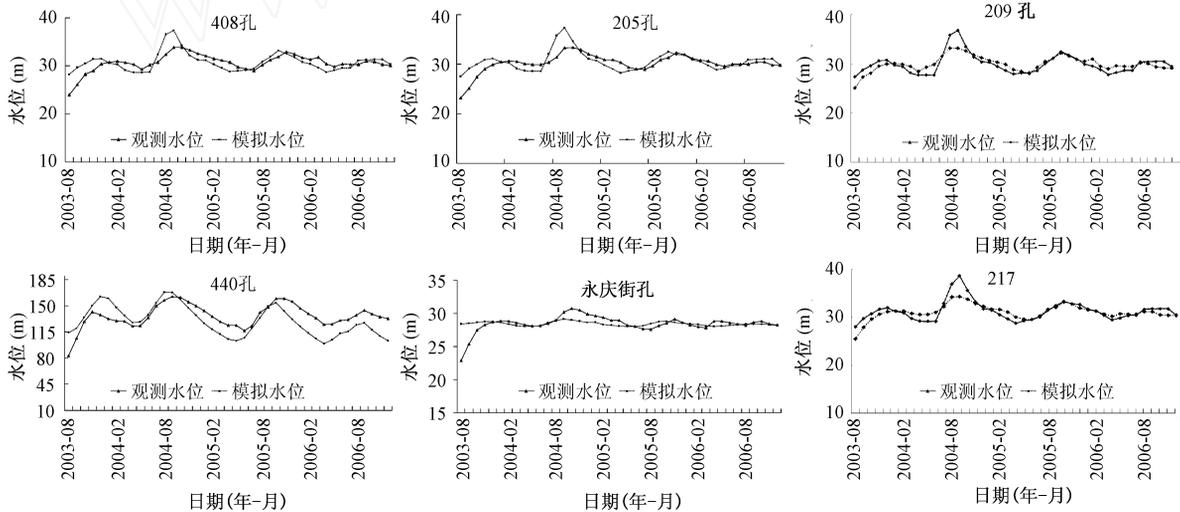


图7 地下水实测水位与模拟水位过程线

Fig.7 Fitting curves of the observed and calculated groundwater levels

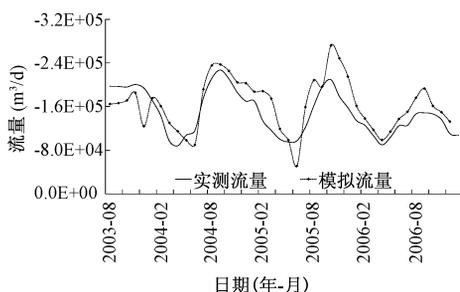


图8 泉群实测流量与模拟流量过程线

Fig.8 Fitting curves of the observed and calculated spring discharges

## 4 地下水流模型应用

### 4.1 地下水流系统分析

根据含水层水平流场矢量图(图9)分析,地下水总体由南向北径流。以排泄区多个排泄中心形成汇流区。在西郊,地下水排泄区除济西水源地和西郊水源地开采外,还存在向北侧向径流排泄;在泉群分布区,主要排泄方式为泉水排泄;东郊地下水排泄主要包括地下水开采及侧向径流排泄。

此外,用质点追踪方法计算了流向泉群的地下水流线,所有流线包含的区域即为泉群汇流带(图10)。在汇流带内开采地下水将直接影响泉流量,水源地开

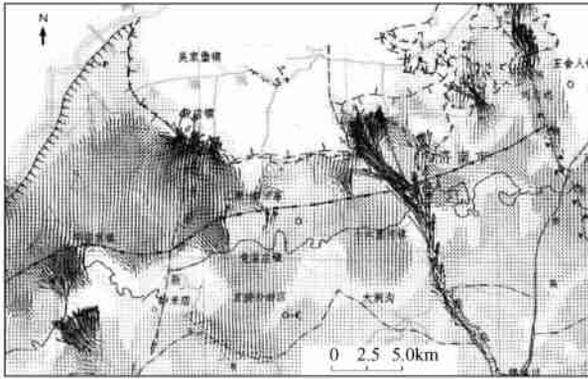


图9 泉域北部地下水平面流速矢量图  
Fig.9 Vector map showing groundwater velocity in the discharge areas

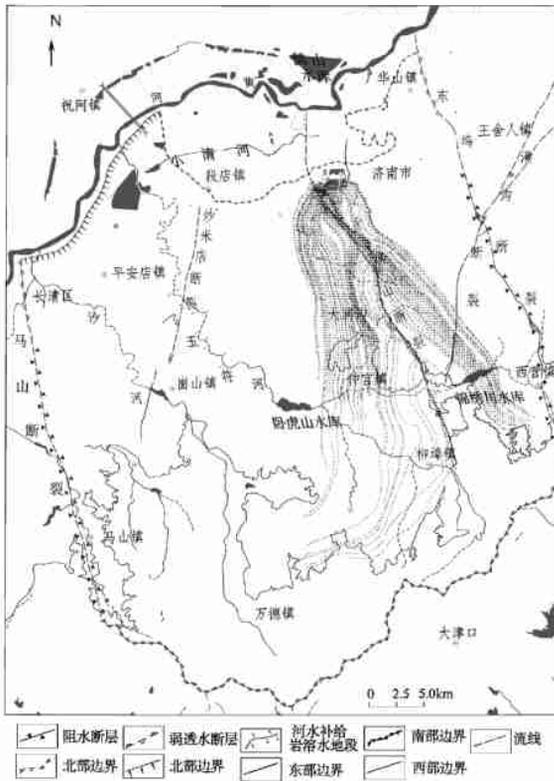


图10 泉群地下水汇流带  
Fig.10 Groundwater capture zone of the springs

采通过影响汇流带间接影响泉流量。

#### 4.2 泉流量变化分析

泉流量呈显著的季节性变化(图11),与降水量有明显的相关性,降水量较大,泉流量增加,反之减少。由于2006年降水量偏小,泉流量也小。

#### 4.3 地下水位变化趋势分析

从泉群分布区地下水含水层模拟水位线(图12)知,不同含水层地下水水位随着降水量变化呈周期性

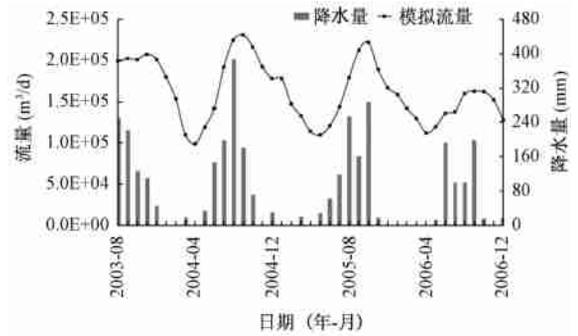


图11 模拟泉流量与降水量变化图  
Fig.11 Changes in the spring discharges and precipitation

变化,整体呈下降趋势。其中寒武系张夏组含水层与奥陶系-寒武系凤山组含水层水位相对较低,而其它层相对较高,表明这二个含水层作为区内的主要含水层,后者受开采影响及泉水出流等影响,前者受径流排泄影响,地下水水位相对较低。

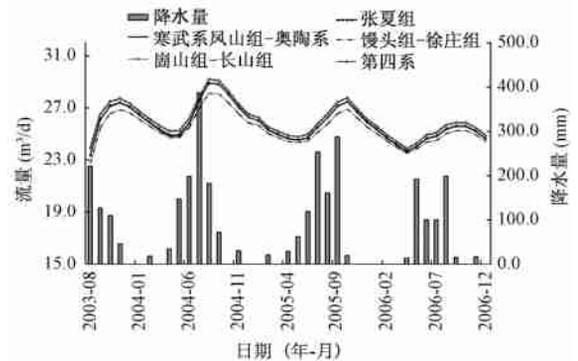


图12 泉群分布区不同含水层地下水水位变化  
Fig.12 Groundwater level series at different model layers in the spring area

#### 4.4 地下水均衡量变化分析

从水均衡计算看出(图13),从2004~2006年,地下水略处于负均衡状态,只有2006年偏旱,贮存量消耗较大。

另外,用模型可以计算垂向上各模型层之间的水量交换(图14),从图上可知,模型层第一层向第二层交换量约为  $1.27 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ,第二模型层向第三模型层交换量最多,达到  $2.65 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ,从第三模型层开始,交换量逐渐减少,至第七层垂向渗流量消失。

#### 4.5 地下水监测方向

模型区内地下水观测孔大部分分布于泉域的北部,且多为浅孔,不能完全控制模型区内的地下水流场及模型层。结合模型模拟情况,对地下水水位及流量

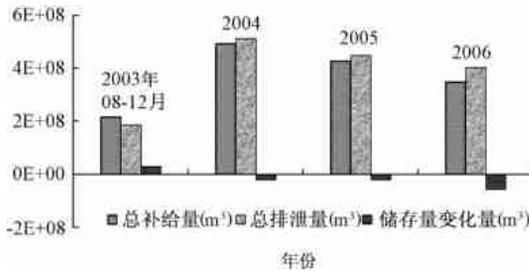


图 13 2003 年 8 月 ~ 2006 年模型模拟水均衡变化图

Fig. 13 Water balance components from August, 2003 to 2006

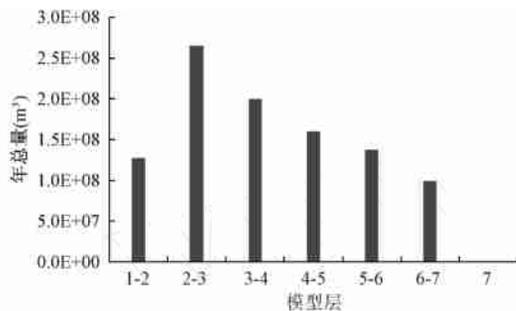


图 14 模型层之间的水量交换

Fig. 14 Vertical leakage between model layers

监测提出如下建议:

(1) 西郊地下水水位监测:西郊分布有济西水源地及西郊水源地,根据规划,济西水源地将在泉域西边界——马山断层西侧设立开采井开采地下水,因此,在西郊水源地及马山断层两侧设立地下水水位监测点,监测西郊水源地开采对地下水影响成为西郊地下水监测的重点及方向。

在水源地地下水监测过程中,除了设立岩溶地下水监测点外,还应设立孔隙水监测点形成监测孔组,监测孔隙水与岩溶水的补排关系。在马山断层两侧及北部泉域边界两侧,设立水位监测孔组(岩溶水及孔隙水),确定地下水的水力坡度及补排方向、补给量。

(2) 市区地下水水位监测:市区地下水监测重点主要为泉群地下水水位,由于泉水喷涌对地下水水位变化敏感,所以对泉区地下水水位应加强监测。

(3) 东郊地下水水位监测:东郊与西郊地下水水位监测重点相似,在水源地、东坞断层两侧设立水位监测点,监测东郊水源地开采对地下水影响及受地下水开采影响东边界——东坞断层北段两侧地下水变化。

(4) 补给-径流区地下水监测:补给-径流区地下水水位监测点较少,在南部补给-径流区增加专门监测孔,加强地下水监测。

(5) 流量监测:在不同泉水排泄点设立流量监测

点,监测流量变化情况。在玉符河、北沙河设立流量监测点,特别是在地表水强渗漏补给地段进行重点监测。

## 5 结论及建议

(1) 在对泉域地质、水文地质条件等进行综合分析的基础上,对含水层组进行了概化,建立了三维地质结构与数字水文地质概念模型,为建立地下水流数值模型奠定了基础。济南泉域区域水文地质的总体特征是垂向分层,南北分区,东西分块。

(2) 采用 GMS6.0 模型系统分别建立了济南岩溶泉域地下水稳定流及非稳定流模型,对含水层参数进行了识别,对地下水均衡进行了分析。虽然模型在南部存在较大误差,但是在北部排泄区反映了实际的地下水流状态,可以用于分析地下水管理方案。

(3) 泉域内地下水补给来源主要包括大气降水和河流渗漏补给;地下水总体由南向北径流,地下水开采、泉水排泄及侧向径流是主要的排泄方式。

(4) 地下水水位与泉水流量呈明显的季节性变化,且与降水量紧密相关,丰水期水位升高,泉流量增加;枯水期水位降低,泉流量减少。泉群汇流带内开采地下水直接影响泉流量,水源地开采通过影响泉群汇流带影响泉流量。

(5) 地下水补给及排泄主要发生在浅层,随着深度的增加,地下水流量逐渐减少。垂向越流量随着深度的增加而减少。

(6) 应加强对水源地开采区、泉群分布区地下水位的监测,设立孔隙水与岩溶水对照监测点,在断层两侧设立监测点,在南部补给-径流区增设地下水监测点。泉流量综合反映含水层水文地质特征,代表了比水位更多的信息,应当加强对泉流量的准确监测。

(7) 济南泉域建立地下水模型的主要困难是补给量的确定和开采量的统计。南部山区缺少观测孔无法验证模型。今后应加强对补给量的野外实测,与水利部门合作准确统计开采量,增加南部水文地质勘探工作。

**致谢:**该项目得到了中国和荷兰政府的经费资助,济南岩溶泉域地下水模型工作得到了荷兰联合国教科文组织水资源学院(UNESCO-IHE)、荷兰应用地球研究所(TNO)、中国地质环境监测院和山东省国土资源厅等单位及领导、专家的大力支持和帮助;另外,建立模型时得到徐慧珍和殷秀兰的具体帮助,在此一并表示感谢!

## 参考文献:

- [1] 奚德荫,李祥芝,邵卓,等. 济南泉域供水水文地质勘探报告[R]. 1989.
- [2] 奚德荫,李祥芝,邵卓,等. 山东省济南市保泉供水地下水资源管理模型报告[R]. 1989.
- [3] 吴义锋. 济南市岩溶地下水数值模拟研究[D]. 合肥: 合肥工业大学, 2004.
- [4] 焦养泉,朱培民,雷新荣,等. 地学空间信息三维建模与可视化[M]. 北京: 科学出版社, 2006.
- [5] 杨东来,张永波,王新春,等. 地质体三维建模方法与  
技术指南[M]. 北京: 地质出版社, 2007.
- [6] 周仰效,李文鹏. 区域地下水流模拟[J]. 水文地质与工程地质, 2009, 36(1): 1 - 9.
- [7] Brigham Young University. Environmental Modeling Research Laboratory, Groundwater Modeling System (GMS) [M]. 2000.
- [8] McDonald M G, Harbaugh A W. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model [R]. U S Geological Survey Open-File Report 83 - 875, Book 6. 1988.

## Groundwater flow modelling in the Jinan karst spring area

WANG Qing-bing<sup>1,2</sup>, DUAN Xiu-ming<sup>1</sup>, GAO Zan-dong<sup>1</sup>, Fred Kloosterman<sup>3</sup>, ZHOU Yang-xiao<sup>4</sup>, LI Wen-peng<sup>5</sup>

(1. Shandong Geo-environmental Monitoring Station, Jinan 250014, China;

2. Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266510, China;

3. The Netherlands Institute Technology of Geology, Utrecht, The Netherlands;

4. UNESCO-IHE Institute for Water Education, Delft, The Netherlands;

5. China Institute of Geo-environmental Monitoring, Beijing 100081, China)

**Abstract:** In order to examine the actuality of the groundwater resources change and the future development trend in the Jinan karst spring area and explore the approach for the sustainable management for the groundwater resources, a steady-state model and an unsteady-state model are built in this paper. Based on the model results, the groundwater flow system and the trend of the springs flow-rates change are analyzed and the springs collected area is delineated. The results indicate that pumping groundwater in the spring collected area will affect the flow-rate of the springs directly and pumping groundwater from the groundwater resources area will affect the flow-rate of the springs indirectly by affecting the springs collected area. The flow-rates of the springs vary seasonally and closely related to the precipitation. In the rain season, the groundwater level raises and the flow-rates of the springs would increase. In the dry season, the groundwater level drops, the flow-rates of the springs will decrease. Protecting the natural recharge and increasing the artificial recharge are the most important measurements to ensure the long-term flows of the springs.

**Key words:** karst spring area; steady-state model; unsteady-state model; model application

责任编辑:汪美华