

DOI: 10.20040/j.cnki.1000-7709.2023.20220909

# 临汾盆地地下水位动态变化数值模拟研究

段旭东<sup>1</sup>, 李海明<sup>1</sup>, 仇亚琴<sup>2</sup>, 肖 瀚<sup>3</sup>, 吕向林<sup>2</sup>, 董 颢<sup>2</sup>, 郑 昊<sup>1</sup>

(1. 天津科技大学滨海地下水利用与保护研究室, 天津 300457; 2. 中国水利水电科学研究院流域水循环与调控国家重点实验室, 北京 100078; 3. 中国环境科学研究院国家环境保护地下水污染模拟与控制重点实验室, 北京 100012)

**摘要:** 采用 GMS 软件构建临汾盆地地下水数值模型, 预测了不同驱动因素情景下地下水位的变化规律, 并量化不同驱动因素对地下水位变化的影响程度, 发现仅降水情景(枯、平、丰)时, 浅层地下水位变幅大于承压地下水水位, 降水量由 458.8 mm 至 568.0 mm 时, 浅层地下水年平均水位变化速率差绝对值为 0.11 m; 仅压采情景(以 2018 年开采量为基准)下, 浅层地下水位与承压地下水位有较大变化, 压采由 0% 升至 50% 时, 浅层地下水和中深层承压水年平均水位变化速率差绝对值分别为 0.16、0.25 m; 在汾河水位抬升情境下, 仅对河流两侧的浅层地下水产生一定影响。研究结果可为临汾盆地地下水的合理利用提供参考依据。

**关键词:** 地下水数值模拟; 地下水水位; GMS; 临汾盆地

**中图分类号:** TV211; P641

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1000-7709(2023)02-0015-04

## 1 概况

临汾盆地位于山西省南部, 属黄河流域汾河水系, 处于汾河中下游<sup>[1]</sup>。临汾盆地是山西地堑系南段的一个断陷盆地<sup>[2]</sup>, 多年降水量在 425~560 mm 之间<sup>[1]</sup>。地下水作为临汾盆地的重要供水水源, 在维系生态环境及支撑经济社会发展等方面具有重要作用<sup>[3]</sup>。随着临汾盆地地下水资源供需矛盾加剧, 地下水过度开采造成浅层水衰减枯竭, 中深层水位持续下降, 出现地面下沉、水质恶化等一系列环境地质问题<sup>[4]</sup>。临汾盆地中浅层地下水主要补给为大气降水入渗补给、田间入渗补给、地表水体渗漏补给、侧向径流补给; 中深层为侧向补给和越流补给<sup>[1]</sup>。盆地中浅层地下水排泄以人工开采和潜水蒸发为主; 中深层地下水以人工开采为主<sup>[1]</sup>。目前, 对临汾地区的地下水资源已进行了较多探讨和研究, 但多侧重于地下水资源量和地下水位特征的研究<sup>[5-7]</sup>, 很少涉及量化驱动因素对地下水位变化的影响。鉴此, 本文根据临汾盆地水文地质条件, 针对地下水水位及流场, 利用 GMS 软件构建临汾盆地地下水数值模

型, 研究不同驱动因素情景下临汾盆地地下水位变化, 并量化主要驱动因素对临汾盆地地下水变化的影响, 旨在为临汾盆地地下水的合理利用提供参考依据。

## 2 地下水数值模型构建

临汾盆地天然条件下的浅层地下水流向与地形倾斜一致, 主要由四周高阶地区流向中间低阶地区<sup>[7]</sup>。浅层地下水动态类型分为径流—开采型、入渗—开采型、水文型、入渗—蒸发型; 中深层地下水动态类型为径流—开采型<sup>[7]</sup>。根据观测井分布及其资料的完整性, 浅层地下水观测井共选取 18 眼, 中深层地下水观测井共选取 17 眼, 其分布见图 1。

### 2.1 水文地质概念模型和数学模型

#### 2.1.1 水文地质概念模型

(1) 含水层结构的概化。以临汾盆地第四系松散岩类孔隙水为主要研究对象。临汾盆地第四系孔隙水根据地质条件及水文特征可概化为 3 个含水组, 分别对应浅层、中深层、深层地下水。盆地的主要取水层位于第二含水组, 选取一、二含水

**收稿日期:** 2022-04-04, **修回日期:** 2022-05-17

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(52009140); 国家重点研发计划(2021YFC3201105); 国家重点实验室自主研究课题(SK12020ZY04)

**作者简介:** 段旭东(1996-), 男, 硕士研究生, 研究方向为地下水数值模拟, E-mail: 820397359@qq.com

**通讯作者:** 李海明(1971-), 男, 教授、硕导, 研究方向为地下水资源可持续利用与污染控制, E-mail: lhm99044@163.com

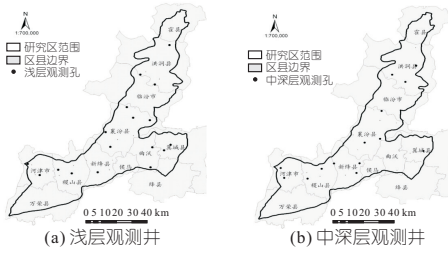


图 1 研究区观测井分布

Fig. 1 Distribution of the study area observation well

组为研究对象。各含水层对应岩组及性质见表 1。

表 1 研究区含水层构成及性质

Tab. 1 Composition and properties of aquiferous layer in research area

含水层	含水岩组	底板埋深/m	地下水性质
第一层	上更新统及全新统	30~60	潜水
第二层	中更新统	150~200	承压水
第三层	上更新统上段	240~402	承压水

(2)边界条件的概化。临汾盆地西部及西北部以黄河和吕梁山脉为界,北部为灵石低山丘陵地区,东部和东南部以太岳山脉和中条山脉为界,南部为黄土台塬区<sup>[1]</sup>。研究区西侧边界位置大致沿黄河一线,将西侧边界概化为定水头边界;研究区西北边界和东侧边界与山脉断层重合,受山区潜流补给,概化为流量边界,到团柏断层两侧岩性透水性较弱,概化为隔水边界;南侧边界到峨嵋台地,概化为流量边界,峨嵋台地到黄河边概化为隔水边界。

2.1.2 数学模型

研究区地下水系统可概化为非均质、各向异性、非稳定的空间三维结构,可用微分方程描述:

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \epsilon$$

$$x, y, z \in \Omega; t \geq 0 \quad (1)$$

$$h(x, y, z, t) |_{t=0} = h_0 \quad x, y, z \in \Omega; t \geq 0 \quad (2)$$

$$h |_{\Gamma_1} = f(x, y, z, t) \quad x, y, z \in \Gamma_1; t \geq 0 \quad (3)$$

$$K_n \frac{\partial h}{\partial n} |_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) \quad x, y, z \in \Gamma_2; t \geq 0 \quad (4)$$

式中,S 为储水系数,L/m;h 为含水层的水位标高,m;K<sub>x</sub>、K<sub>y</sub>、K<sub>z</sub> 分别为 x、y、z 方向的渗透系数,m/d;Ω 为渗流区域;ε 为含水层的源汇项,L/d;h<sub>0</sub> 为含水层的初始水位,m;Γ<sub>1</sub>、Γ<sub>2</sub> 分别为研究区各层一类、二类边界;f(x,y,z,t) 为 Γ<sub>1</sub> 上的已知水头函数;K<sub>n</sub> 为边界法向方向的渗透系数,m/d;n 为边界面的法线方向<sup>[8]</sup>;q(x,y,z,t) 为 Γ<sub>2</sub> 边界的单位面积流量,流入为正,流出为负,隔水边界为 0,m<sup>3</sup>/d。

2.2 地下水数值模型

2.2.1 空间剖分

采用有限差分法对研究区进行剖分<sup>[9]</sup>,共剖分为 40 000 个网格(100 行×100 列×4 层),活动单元为 13 576 个,垂向上划分四层,第一层为潜水含水层,第二层为弱透土层,第三层为承压含水层,第四层为隔水层。

2.2.2 时间离散

利用 2016 年 1~12 月的地下水位实测资料模拟浅、中深层地下水,以每月为一个应力期,作为一个时间步长,并采用克里金插值获得模型的初始水位。

2.2.3 参数分区及赋值

模型水文地质参数主要为渗透系数(K)、给水度(μ)、贮水系数(S)、越流系数(b)及降水入渗补给系数、潜水蒸发系数、田间入渗补给系数等。根据临汾盆地的地质构造对参数进行分区。浅层及中深层含水层的参数分区见图 2。搜集水文地质剖面、钻孔柱状图(中国地质调查局的地质云)、抽水试验数据<sup>[1]</sup>等资料进行分析,结合参数经验值确定研究区水文地质的参数初值,主要水文参数 K 初值见表 2。

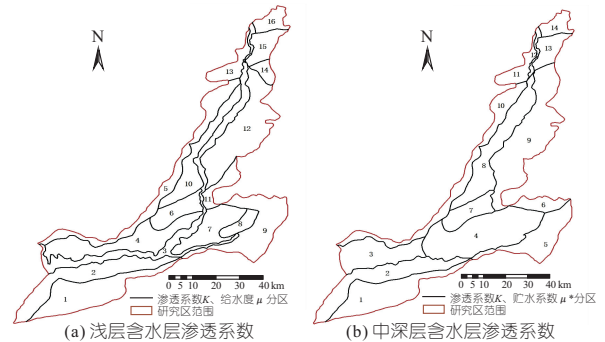


图 2 研究区参数分区

Fig. 2 Parameter division of the study area

表 2 浅层水文地质参数 K 值

Tab. 2 Value of shallow hydrogeological parameter K

浅层			中深层		
分区	K 初值	K 识别值	分区	K 初值	K 识别值
1	4.5	4.3	1	3.7	4.5
2	8.5	9.3	2	4.6	4.6
3	29.5	20.5	3	18.9	16.5
4	7.5	7.5	4	16.3	16.3
5	9.0	11.5	5	18.1	18.1
6	17.0	16.3	6	15.3	12.0
7	7.5	7.5	7	11.8	13.4
8	11.0	10.0	8	22.1	20.1
9	12.5	12.5	9	9.3	9.3
10	9.2	11.4	10	0.6	0.5
11	13.5	13.5	11	17.0	21.0
12	7.5	5.6	12	23.0	20.4
13	2.8	2.8	13	21.2	21.2
14	25.0	22.3	14	5.7	8.2
15	20.0	18.4			
16	14.8	14.8			

### 2.2.4 源汇项

数值模拟的源汇项主要包括降水入渗补给量、田间入渗补给量、地表水体渗漏补给量、开采量、蒸发、越流排泄、越流补给等。主要源汇项的处理及取值见表 3。

表 3 源汇项处理方式及取值

Tab. 3 Processing methods and values of source and sink items

汇源项	指标	水量/(10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> · a <sup>-1</sup> )	处理方式
补给项	降水入渗	31 499.7	补给强度
	田间入渗	3 769.7	补给强度
	地表水体入渗	1 688.0	补给强度
	侧向补给	30 744.0	注水井
排泄项	浅层开采量	22 846.7	开采强度
	中深层开采量	16 040.4	抽水井
	蒸发量		由蒸发子程序包计算

### 2.2.5 模型的识别与验证

根据现有资料,模型识别期的浅、中深层地下水采用 2016 年 1~12 月的实测资料,验证期采用 2017 年 1~12 月的实测资料。采用试验估计修正方法进行识别,有超过 80% 的观测孔计算值和观测值误差在 0.5 m 以内,模型满足研究区域水位和流场模型的控制要求。识别后的参数 *K* 取值见表 2。浅层与深层地下水水位的计算值与观测值见图 3。

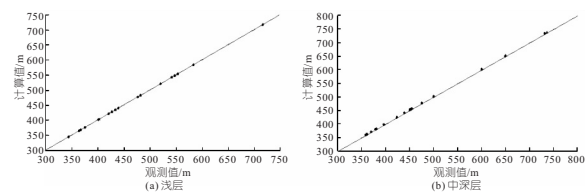


图 3 浅层与中深层地下水水位的计算值与观测值

Fig. 3 Calculated and observed values of shallow and middle deep groundwater levels

## 3 不同情境下地下水流场变化模拟预测

### 3.1 情景设计

以 2018 年 1 月地下水流场为初始流场,设置 5 个不同情景预测临汾盆地 2018~2033 年的地下水流场变化,设置 1 个情景分析汾河水位抬升对河流周边地下水水位的影响。以临汾盆地 2018 年各行政区地下水开采量为基准,设计不同的开采量分别为不压采、压采 30%、压采 50% 作为临汾盆地 2018~2033 年地下水的年开采量,降水量取多年平均值 478.6 mm(平水年)作为情景 1、2、3 的降水量;以临汾盆地 2018 年各行政区地下水开采量为基准,保持开采量不变,降水量分别取 568.0 mm(丰水年)、458.8 mm(枯水年)为情

景 4、5。临汾盆地内汾河上存在多个水利控制工程,导致河道中汾河水位一直较低,对河流水位抬升对周边地下水的影响尚不清楚,在情景 1 的基础上将模型中汾河的水位抬升 2.0 m(洪峰对应水位)设为情景 6。见表 4。

表 4 情景设计

Tab. 4 Scenario design

情景设计	不同开采情景			不同降水情景		河流水位抬升情景
	情景 1	情景 2	情景 3	情景 4	情景 5	情景 6
总开采量	38 887.12	27 220.98	19 443.56	38 887.12	38 887.12	38 887.12
总压采量	0	11 666.14	19 443.56	0	0	0
降雨量	478.6(平)	478.6(平)	478.6(平)	568.0(丰)	458.8(枯)	478.6(平)
汾河水位	2018 年现状	2018 年现状	2018 年现状	2018 年现状	2018 年现状	抬升 2.0 m

注:开采量、降水、水位抬升单位分别为 10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>、mm、m。

### 3.2 浅层地下水水位变化

由预测可知,盆地内的最高水位与最低水位受地形影响,浅层地下水水位最高点均出现在洪洞县兴唐寺乡附近,最低点出现在河津市区附近。整体上临汾盆地平原区的浅层地下水水位呈上升趋势,边缘山前地区的浅层地下水水位呈下降趋势。在降水情景下,在降水枯水年(458.8 mm)至降水丰水年(568.0 mm)最低水位由 356.7 m 变为 359.8 m,最高水位由 719.6 m 变为 722.4 m,浅层观测井年平均变化速率由 0.19 m/a 变为 0.30 m/a,年平均水位变化速率差的绝对值为 0.11 m。在不同开采情景下,在不压采至压采 50% 情景的最低水位由 358.30 m 变为 359.81 m,最高水位由 723.29 m 变为 723.79 m,浅层观测井年平均变化速率由 0.25 m/a 增至 0.41 m/a,年平均水位变化速率差的绝对值为 0.16 m。降水及地下水开采对浅层地下水均有较大影响。部分浅层典型观测孔的水位年均变化速率见表 5。

表 5 部分浅层典型观测孔水位年均变化速率

Tab. 5 average annual change rate of water level in some shallow typical observation holes m

浅层观测孔	不压采	压采 30%	压采 50%	降雨丰水年	降雨枯水年
q3	+0.180	+0.280	+0.310	+0.170	+0.070
q6	-0.124	-0.118	-0.096	-0.087	-0.130
q15	+1.050	+1.070	+1.100	+1.130	+1.000

情景 6 将汾河水位抬升 2.0 m(汾河洪峰对应水位),在南义店村(上游)、大李村(中游)、东黄村(下游)分别设置一个断面,记为 1-1'、2-2'、3-3',研究汾河水位抬升对地下水水位的影响,以更好地认识河流对盆地地下水的影响。以垂直河流中心线且远离河流的方向为 *x* 轴,各断面的潜水水位与初始水位的差值记为  $\Delta h$ <sup>[10]</sup>,结果见表 6。由表 6 可知,随着距河岸距离的增加, $\Delta h$  整体上呈下降趋势, $\Delta h$  在距河岸距离 0~25 m 内快速

表 6 水位抬升 30 d 时  $\Delta h$  随不同距离的变化值

Tab. 6 The water level rises for 30 days variation value of  $\Delta h$  with different distance

断面	距河岸的距离/m					
	0	25	100	200	400	1 000
1-1'断面(上游)	2.0	0.436 0	0.440 0	0.436 0	0.428 0	0.404 0
2-2'断面(中游)	2.0	0.118 0	0.119 0	0.121 0	0.123 0	0.101 0
3-3'断面(下游)	2.0	0.003 8	0.004 1	0.004 3	0.004 7	0.003 0

下降,降幅占河流水位瞬时抬升高度的 75.7%~99.8%,随后呈缓慢的波动下降趋势。距河岸相同距离时  $\Delta h$  值上游>中游>下游。

取各断面距河岸 100 m 位置,做  $\Delta h$  随时间的变化曲线,见图 4。由图 4 可知:①上游断面和中游断面变化规律相同,均为  $\Delta h$  随时间增加呈先增大再趋于平缓的趋势,下游断面的变化规律为  $\Delta h$  随时间增加呈缓慢增大趋势;②相同时刻的  $\Delta h$  值在各断面特征为南义店村断面(1-1')最大,大李村断面(2-2')次之,东黄村断面(3-3')最小,得出地下水位的涨幅受河流水位抬升的影响,上游大于下游。

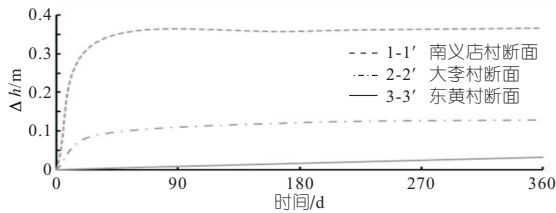


图 4 距离河岸线 100 m 处  $\Delta h$  随时间变化规律  
Fig. 4 100 m from the riverbank line variation law of  $\Delta h$  with time

### 3.3 中深层地下水水位变化

由预测可知盆地内的最高水位与最低水位受地形影响,中深层地下水水位最高点均出现在盆地东北端附近,最低点出现在河津市区附近。2018 年临汾市尧都区和侯马市区及河津市至稷山县附近已形成 3 个区域地下水降落漏斗;临汾市尧都区和侯马市区的降落漏斗水位有回升趋势,漏斗范围缩小。河津市至稷山县附近的降落漏斗中心向河津市方向转移,且漏斗范围扩大,在压采 50%的情景下有明显的缩小趋势。整体来说,中深层地下水水位在河津地区呈下降趋势,其余地区呈采补平衡或上升趋势。在降水枯水年(458.8 mm)至降水丰水年(568.0 mm)最低水位由 313.6 m 变为 313.7 m,最高水位由 743.9 m 变为 744.0 m,中深层观测井年平均变化速率由 -0.34 m/a 变为 -0.32 m/a,年平均水位变化速率差的绝对值为 0.02 m。在不同开采情景下,在压采 10%至压采 50%情景最低水位由 313.75 m 变为 343.74 m,最高水位由 747.80 m 变为 747.83

m,中深层观测井年平均变化速率由 -0.43 m/a 增至 -0.18 m/a,年平均水位变化速率差的绝对值为 0.25 m。综上可知,地下水开采量对中深层地下水影响较大,降水对中深层地下水影响较小。部分中深层典型观测孔的水位年均变化速率见表 7。

表 7 部分中深层典型观测孔水位年均变化速率

Tab. 7 Average annual change rate of water level in some middle deep typical observation holes

中深层观测孔	情景一	情景二	情景三	情景四	情景五
s2	-1.57	-1.42	-0.50	-1.54	-1.58
s7	+0.185	+0.260	+0.300	+0.185	+0.185
s12	0	+0.090	+0.420	-0.025	-0.028

## 4 结论

通过数值模拟的方法分析了临汾盆地的地下水位变化规律,量化了降水、地下水开采及汾河水位抬升对研究区浅层及中深层地下水水位的影响,其中汾河水位抬升对浅层地下水的影响随着时间的增加,不同断面的  $\Delta h$  值为上游>中游>下游,且上游和中游呈增大再趋向平缓的变化规律,下游呈缓慢增大的变化规律。研究结果可为临汾盆地地下水的可持续利用提供参考依据。

### 参考文献:

[1] 韩颖,闫世龙,马汉田,等.山西六大盆地地下水资源及其环境问题调查评价[M].北京:地质出版社,2008.

[2] 乔建伟,薛守中,彭建兵,等.临汾盆地果场地裂缝成因机理分析[J].工程地质学报,2015,23(4):769-777.

[3] 卢建斌.汾河流域地下水资源现状分析及保护对策[J].山西水利,2016(10):14-15.

[4] 陈素霞.临汾市地下水超采现状及保护措施[J].山西水利科技,2008(1):49-50.

[5] 高波.临汾市水资源开发利用中存在的问题及对策[J].地下水,2004(3):187-189.

[6] 白利平,王金生.GMS在临汾盆地地下水数值模拟中的应用[J].山西建筑,2004(16):78-79.

[7] 李伟芳.临汾盆地 2016 年地下水动态[J].山西水利科技,2017(4):53-54,84.

[8] 陈言菲,李翠梅,齐国远,等.基于 GMS 的江南某地区浅层地下水溶质迁移规律分析[J].水电能源科学,2018,36(8):33-38.

[9] 范杰,贾振兴,郑秀清,等.基于 GMS 和 NCC/GU-WG 的晋祠泉水位及流量预测[J].水电能源科学,2016,34(8):36-39,53.

[10] 季晨龙,李海明,肖瀚,等.汾河兰村—柴村段潜流带水力特征研究[J].人民黄河,2021,43(5):84-90.

[6] BEVELHIMER M S, MCMANAMAY R A, O'CONNOR B. Characterizing sub-daily flow regimes: implications of hydrologic resolution on ecohydrology studies[J]. *River research and applications*, 2015, 31(7):867-879.

[7] 王现勋, 梅亚东, 段文辉, 等. 抽水蓄能电站运行优化模型[J]. *水电自动化与大坝监测*, 2008(2):1-3.

[8] KERN J D, PATINO-ECHEVERRI D, CHARACKLIS G W. The impacts of wind power integration on sub-daily variation in river flows downstream of hydroelectric dams[J]. *Environmental science & technology*, 2014, 48(16):9844-9851.

[9] XIANXUN W, YADONG M, HAO C, et al. A new fluctuation index: characteristics and application to hydro-wind systems[J]. *Energies*, 2016, 9(2), 114.

[10] XIANXUN W, EDGAR V, LIHUA C, et al. New index for runoff variability analysis in rainfall driven rivers in southeastern United States[J]. *Journal of hydrologic engineering*, 2019, 24(12):05019031-1-05019031-11.

[11] ZHANG X, MA G, HUANG W, et al. Short-term optimal operation of a wind-PV-hydro complementary installation: Yalong River, Sichuan Province, China[J]. *Energies*, 2018, 11(4): 868.

[12] XIANXUN W, LIHUA C, QIJUAN C, et al. Model and analysis of integrating wind and PV power in remote and core areas with small hydropower and pumped hydropower storage[J]. *Energies*, 2018, 11(12):1-24.

## Differences of Runoff Fluctuation Regime of Yichang Hydrologic Station After Construction of Three Gorges Reservoir

WANG Xian-xun<sup>1</sup>, ZHENG Kang<sup>1</sup>, XU Yin-shan<sup>2</sup>, HU Ting<sup>3</sup>, YAO Hua-ming<sup>1,4,5</sup>

(1. Hubei Key Laboratory of Petroleum Geochemistry and Environment, College of Resources and Environment, Yangtze University, Wuhan 430100, China; 2. Bureau of Hydrology, Changjiang Water Resources Commission, Wuhan 430010, China; 3. China Three Gorges Corporation, Yichang 443000, China; 4. China Yangtze Power Co., Ltd., Yichang 443000, China; 5. Hubei Key Laboratory of Intelligent Yangtze and Hydroelectric Science, Yichang 443000, China)

**Abstract:** Aiming at the difference of the runoff fluctuation regime after the construction of reservoir, this paper adopted several fluctuation quantification methods to analyze the difference of downstream runoff fluctuation regime after the construction of Three Gorges reservoir from the dispersion, tendency and steepness change degrees on the basis of nearly 70-year long time series of runoff data at Yichang hydrologic station. Compared with the natural runoff regime, the results show that the dispersion degree of runoff decreases (mostly in flood control storage capacity reservation period), the tendency change degree of runoff increases and the steepness reduces (mainly in drawdown period), and totally the fluctuation regime changes intricately.

**Key words:** hydrology regime; fluctuation; reservoir regulation; Yichang hydrological station; Three Gorges Reservoir



(上接第 18 页)

## Numerical Simulation of Dynamic Change of Groundwater Level in Linfen Basin

DUAN Xu-dong<sup>1</sup>, LI Hai-ming<sup>1</sup>, QIU Ya-qin<sup>2</sup>, XIAO Han<sup>3</sup>, LV Xiang-lin<sup>2</sup>, DONG Hao<sup>2</sup>, ZHENG Hao<sup>1</sup>

(1. Laboratory of Coastal Groundwater Utilization & Protection, Tianjin University of Science and Technology, Tianjin 300450, China; 2. National Key Laboratory of Basin Water Cycle Simulation and Control, China Institute of Water Resources & Hydropower Research, Beijing 100078, China; 3. State Environmental Protection Key Laboratory of Simulation and Control of Groundwater Pollution, Chinese Research Academy of Environmental Sciences, Beijing 100012, China)

**Abstract:** Based on the GMS software, a numerical model of groundwater flow in the Linfen Basin was established to predict the groundwater level under different driving factor scenarios, and the impact of different driving factors on groundwater level changes was quantified. The results show that only in the precipitation scenarios (dry, normal, and wet), the variation of shallow groundwater is greater than that of confined groundwater. When the precipitation is from 458.8 mm to 568.0 mm, the absolute value of the difference in the annual average water level change rate of the shallow groundwater is 0.11 m; Only under the pressure extraction scenario (extraction volume in 2018 as the benchmark), both shallow groundwater and confined groundwater have great changes. When the pressure extraction increases from 0% to 50%, the absolute value of the annual average water level change rate difference between shallow groundwater and middle-deep confined water is 0.16 m and 0.25 m, respectively; Under the situation of the rising water level of the Fenhe River, only the shallow groundwater on both sides of the river will be affected to a certain extent. The research results can provide a certain scientific basis for the rational utilization of groundwater in the Linfen Basin.

**Key words:** groundwater numerical simulation; groundwater level; GMS; Linfen Basin