

DOI:10. 3880/j. issn. 1004 - 6933. 2017. 05. 020

东光县地下水压采效果及环境影响预测

李五金,于福荣,付 丽,李志萍,陈佳玥

(华北水利水电大学资源与环境学院,河南 郑州 450045)

摘要:运用 Visual-MODFLOW 软件建立东光县地下水流数值模型,对不同压采方案下地下水水位回升效果进行预测,并分析其环境影响。结果表明:仅压采深层地下水(方案 1)时,承压含水层水位整体明显抬升,升幅为 2.0~11.7 m,其中处于超采区的东光县城区升高幅度最大;同时压采浅层和深层地下水(方案 2)时,承压含水层水位增幅在 1.4~11.6 m,城区水位增幅依然最大。两种压采方案对潜水含水层的影响有限,潜水位前期出现不同程度的波动,后期水位较为平稳。总体上,两种方案下整个区域主要潜水位埋深为 3~4 m;方案 2 下,个别地段水位埋深为 1.8 m,低于本区防盐碱化临界水位埋深 2.0 m,可能造成次生盐碱化风险。

关键词:数值模型;地下水压采;地下水水位;环境影响;盐碱化

中图分类号:X32 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-6933(2017)05-0123-07

Forecast of underground water compressive exploitation effects and environmental impact in Dongguang County

LI Wujin, YU Furong, FU Li, LI Zhiping, CHEN Jiayue

(School of Resources and Environment, North China University of Water Resources and Electric Power, Zhengzhou 450045, China)

Abstract: Numerical model of groundwater in Dongguang county is established by using Visual-MODFLOW software to forecast the effects of water level recovery and environmental impact under different compressive exploitation schemes. The results indicate that the water level of confined aquifer rises obviously about 2.0~11.7 m when only the deep groundwater is compressed (scheme 1), and the largest increase of water level is in Dongguang County which is located in the over-exploited area. Under the condition of compressive exploiting of shallow and deep groundwater at the same time (scheme 2), the confined water level rises about 1.4~11.6 m, and urban water level still has the largest increase. The two schemes have limited influence on unconfined aquifer, and the water level fluctuates in the early stage and remains relatively stable later. As a whole, the phreatic water depth of whole area is mainly 3~4 m under the two schemes, but the individual water depth in certain area is 1.8 m in scheme 2, lower than the critical water depth of 2.0 m for prevention and cure of soil salinization, thus possibly causing secondary salinization risk.

Key words: numerical model; groundwater compressive exploitation; groundwater level; environmental impact; soil salinization

随着人口增加与工农业发展,水资源短缺日益严重,许多地区将开发地下水作为开源抗旱的重要

措施。然而就在地下水开发如火如荼时,超采地下水导致的城市地面沉降、地裂缝、地下水位下降、泉

基金项目:水利部公益性行业专项(201501008);河南省高校创新人才支持计划项目(13HASTIT035)
作者简介:李五金(1992—),女,硕士研究生,研究方向为地下水与水文地质。E-mail:hsliwujin@163.com
通信作者:李志萍,教授,博士生导师。E-mail:hydgeo@163.com

域断流等多种问题却不期而至^[1]。采取措施压采地下水成为新形势下解决地下水超采问题的一种必然选择。如泰国曼谷地区随着关井压采工作的开展,地面沉降得以减弱^[2]。上海市通过严格控制、限制地下水开采和回灌等措施,抬高了地下水位,减缓了地面沉降速度,并取得市区地面回弹 6.33 mm 的实际效果^[3]。然而,地下水压采后势必引起地下水位变动,由此引发的工程渗水、土壤盐碱化等问题逐渐引起关注。澳大利亚学者 Horton 等经过大量研究再次论证了地下水位埋深决定了土壤盐渍化的程度^[4]。杜守营等^[5]通过建立地下水流二维数值模型,探究了压采条件下地下水位恢复对沈阳市地下工程安全的影响,提出必须合理控制压采比的建议。自 2014 年河北省被列为地下水超采综合治理试点以来,东光县在地下水超采区治理方面做了大量的工作,如:关井压采、节水灌溉、开发利用非传统水资源等^[6-7]。但是由于我国地下水压采的理论和实践正处于探索阶段,还未建立系统的压采效果评价体系,所制定的压采措施是否实现地下水资源采补平衡、水生态环境是否改善、压采效果如何变化等问题难以量化分析。虽有王震^[8]提出用二元对比专家分析法,结合矩阵运算,从采补平衡的角度构建超采区压采修复地下水环境效果的评价体系,但评价方法较为复杂。鉴于地下水数值模拟能够很好地描述地下水流的动态变化,是研究地下水资源的重要手段,笔者拟通过分析东光县水文地质条件,建立地下水数值模型,从地下水水位变化幅度方面对不同方案的压采效果及其环境影响进行预测,对东光县超采区地下水环境的修复现状及发展趋势有准确和多方面的把握,以便进一步及时指导和调整压采工作。

1 研究区概况

东光县位于华北平原东南部,河北省沧州市南部,地处黑龙港流域下游,地理位置介于 116°28'E' ~ 116°53'E、37°44'N ~ 38°02'N。南北长约为 32.5 km,东西宽约为 36.5 km,总面积约为 730 km²,属冲积型平原,地势自西南向东北缓慢倾斜,海拔高程在 14.6 ~ 8.5 m,自然坡降约为 1/10 000 (图 1)。

东光县处于华北凹陷区东部、黄骅凹陷区中部、

吴桥凹陷北部的基底构造单元内,水文地质条件复杂。地下水主要贮于第四系松散地层中,含水层为多层结构的含水岩系。含水层以松散岩类孔隙水分布最广,水量最为丰富,是主要开采层。根据埋藏条件、水力特征,松散岩类孔隙水自上而下分为第一含水组(Q₄)、第二含水组(Q₃)、第三含水组(Q₂)及第四含水组(Q₁)。地层与含水组划分见表 1。

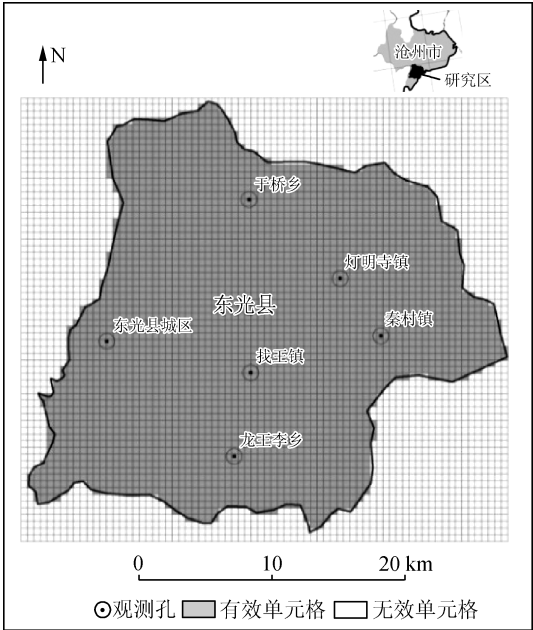


图 1 研究区剖分及观测井位置图

东光县降水偏少,近 80% 的降水集中在汛期,加之上游拦蓄,该地区地表水资源较少;浅层地下水中微咸水占比较大,因而浅层地下水开发利用程度低,主要依赖大量开采深层地下水来满足用水需求,近年来以城区为中心的地下水降落漏斗区面积逐年扩大^[9]。

2 水文地质概念模型及数值模型

运用 Visual-MODFLOW 软件在研究区水文地质概念模型的基础上建立地下水流数值模型,具体过程如下。

2.1 含水层结构概化

东光县浅层淡水含水组主要赋存在地表下 30 ~ 40 m 内灰色、灰黑色、灰黄色地层之中,砂层厚度 0 ~ 20 m,多呈透镜体条带分布;浅中层承压水组含水层厚度 10 ~ 20 m,本组咸水面积较大;中深层承压

表 1 地层与含水组划分对照

系	统	代号	含水岩系	含水组名称	编号	底界深度/m
第四系	全新统	Q ₄	第四系含水岩系	浅层淡水组	I	20 ~ 30
	上更新统	Q ₃		浅层承压含水组	II	140 ~ 150
	中更新统	Q ₂		中深层承压含水组	III	200 ~ 220
		Q ₂ ²			III ₁	300 ~ 320
		Q ₂ ¹			III ₂	300 ~ 320
	下更新统	Q ₁		深层承压含水组	IV	400 ~ 430

水组是本区的主要含水层利用段,该含水层水文地质条件自西向东由好变差,粒度由粗渐细,砂层厚度由厚变薄,即由大于 60 m 至 30 ~ 60 m,到小于 30 m;深层承压水组与下更新统地层相当,主要为巨厚的黏土与砂层交替沉积,为湖相沉积,砂层为粉细砂,厚度一般大于 30 m,局部小于 30 m。

鉴于松散岩类孔隙水分布最广含水层为主要开采层,故该含水层为本次模拟的对象。根据上述含水层地质特征,在垂向上划分为 1 个潜水含水层、3 个承压含水层以及 3 个弱透水层。含水层岩性以砂性土为主,含有若干相对较薄的不连续的黏性土夹层或透镜体,但每个含水层仍然具有较强的统一的水力联系。弱透水层主要是由厚度较大的连续的黏性土组成,构成含水层的顶板和底板,相邻含水层在水头差作用下,发生越流,含水层与弱透水层构成多层结构的含水系统。

2.2 边界条件概化

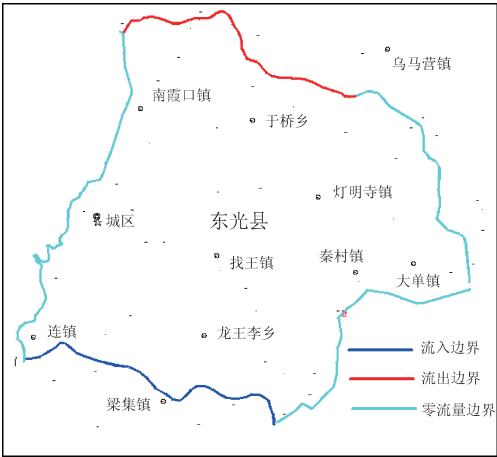
在垂向上,潜水含水层自由水面为系统上边界,其上潜水与系统外发生垂向水量交换。潜水含水层与承压含水层在水头差作用下,通过弱透水层发生越流。底部边界是水平状第四系含水系统的隔水底板。

东光县并非独立的水文地质单元,无明显的地质边界,因此侧向边界人为确定。由于人工大量开采地下水,区域周围存在侧向径流补给或排泄,补排量随时间的变化而变化,故根据含水层的流场确定研究区的边界条件,边界条件的概化见图 2。

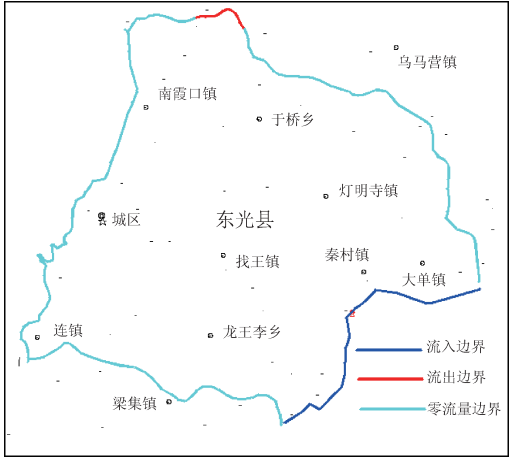
2.3 源汇项处理

模拟区主要源汇项及其取值和处理方式见表 2。

表 2 源汇项处理			
项目	分类	水量/ (万 m ³ · a ⁻¹)	模型中 处理方式
补 给 项	降雨入渗	4 359	补给强度
	河流渗漏	751	注水井
	第 I 含水层	31. 41	注水井
	地下水侧向 径流补给	17. 45	
	第 II 含水层	118. 33	
	第 III 含水层	145. 05	
	灌溉田间 入渗补给	251	补给强度
	地下水灌溉入渗	196	
	人工开采量	2 429	点状开采井
	浅层水	2 813	
排 泄 项	深层水	24. 07	抽水井
	第 I 含水层	13. 37	
	地下水侧向 流出量	1. 77	
	第 II 含水层	2. 18	
	第 III 含水层		
蒸发量		用蒸发蒸腾子程序包计算	



(a) 第 I 和第 II 含水层



(b) 第 III 和第 IV 含水层

图 2 模拟区边界条件概化

2.4 数值模型的建立

模拟区地下水系统符合质量守恒定律和达西定律。渗透系数、导水系数等参数随空间变化,体现了含水介质的非均质性,但无明显方向性,所以参数概化成非均质各向同性。由于地下水系统运动要素随时空变化,故将其概化为非稳定流。综上所述,模拟区可概化为非均质、各向同性、三维非稳定地下水流系统。可用如下微分方程的定解问题来描述:

$$\left\{\begin{aligned} S \frac{\partial h}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W \\ &\quad (x, y, z) \in \Omega, t > 0 \\ \mu \frac{\partial h}{\partial t} &= K \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 + K \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)^2 + K \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right)^2 - \frac{\partial h}{\partial z} (K + P) + P \\ &\quad (x, y, z) \in \Gamma_0, t > 0 \\ h(x, y, z, t) |_{t=0} &= h_0(x, y, z) \\ &\quad (x, y, z) \in \Omega, t = 0 \\ K_n \frac{\partial h}{\partial n} |_{\Gamma_1} &= f_1(x, y, z, t) \quad (x, y, z) \in \Gamma_1, t > 0 \end{aligned}\right. \tag{1}$$

式中: $h(x, y, z, t)$ 为含水层水头, m; t 为时间, d;

$h_0(x,y,z)$ 为含水层初始水头, m; K 为含水层渗透系数, m/d; μ 为潜水含水层在潜水面上的重力给水度; S 为自由面以下含水层的贮水率; W 为源汇项, m/d; P 为潜水面上的降水入渗和蒸发等, m/d; $f_1(x,y,z,t)$ 为第二类边界上的水分通量, m/d; Ω 为计算区范围; Γ_1 为流量边界; K_n 为边界法线方向的渗透系数; n 为边界上的外法线。

3 模型的参数识别及验证

模拟区面积约为 730 km², 在水平方向上剖分成 500 m × 500 m 的单元格, 共计 74 列、66 行, 单层单元格 4884 个, 其中有效单元格 3 584 个, 剖分结果见图 1。根据模拟区地下水位统测资料, 以 2012 年 1 月 1 日到 2012 年 6 月 30 日作为模型识别期, 共计 179 d; 以 2012 年 7 月 1 日到 2012 年 12 月 31 日作为模型验证期, 共计 186 d。

以 2012 年 1 月 1 日地下水位为模型识别期初始水位; 以 2012 年 7 月 1 日地下水位为模型验证期初始水位。本次选取东光县城区 (OBS1-CQ)、灯明寺镇 (OBS2-DMZ)、秦村镇 (OBS3-QCZ)、龙王李乡 (OBS4-LWL)、找王镇 (OBS5-ZWZ)、于桥乡 (OBS6-YQX) 6 口观测井作为识别和检验的校准数据点, 观测井位置见图 1。

通过对比模拟水位与观测水位, 6 口观测井识别期深层地下水位拟合误差均小于 0.5 m, 浅层地下水位拟合误差小于 0.3 m 的观测井占总观测井数的 83.3%; 仅以灯明寺镇观测井为例, 其识别期的水位拟合见图 3。水文地质参数初值依据抽水试验

以《河北省第二次水资源评价》分析确定, 经过调参拟合, 模型识别取得了较好的结果, 识别期的参数识别结果见表 3。

模型验证期深层及浅层水位拟合误差小于 0.4 m 的观测井均占总观测井的 83.3%。水位拟合情况说明建立的模型达到精度要求, 各类边界条件、水文地质参数选取、源汇项处理正确, 基本反映了该地区地下水系统的水力特征, 因而可以基于该模型对东光县地下水压采效果进行预测。

4 地下水压采效果及环境影响模拟预测

利用识别验证后的模型, 预测不同方案下东光县实施地下水压采的效果及环境影响。

4.1 压采方案的制定

2014 年 1 月 26 日, 河北省水利厅《关于开展地下水超采区综合治理实施方案编制工作的通知》中提出力争到 2017 年少超采或不超采地下水, 除生活用水外, 深层承压水基本停采。

根据《东光县 2017 年水资源供需平衡分析预测》, 2017 年需要开采 2 429 万 m³ 浅层地下水, 以满足农业需求; 外调水资源量及其他水量除供生活、工业等行业需求外, 仍有 1 014 万 m³ 富余, 可用于替代部分浅层地下水。东光县浅层地下水中微咸水所占比重较大, 开发利用程度低, 第Ⅲ含水层为主要开采层, 2012 年浅层地下水开采量为 2 429 万 m³, 深层地下水开采量为 2 813 万 m³[2]。考虑东光县实际地下水开采情况, 压采地下水以深层为主, 具体压采方案见表 4。

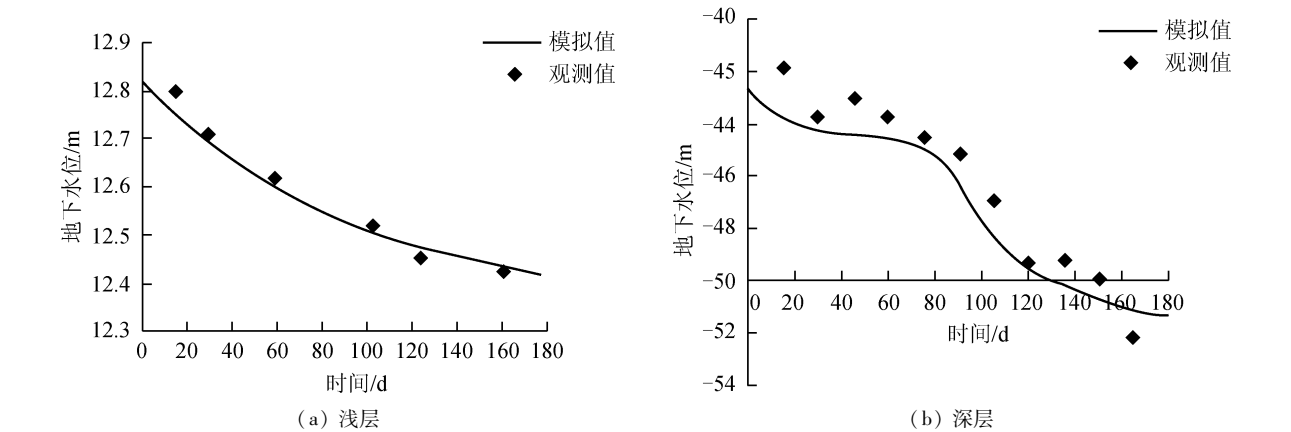


图3 灯明寺镇观测井识别期水位拟合

表3 水文地质参数识别结果

水文地质参数	潜水含水层(第Ⅰ层含水层)		承压含水层(第Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ层)		弱透水层	
	渗透系数/(m·d ⁻¹)	给水度	导水系数/(m ² ·d ⁻¹)	贮水系数	渗透系数/(m·d ⁻¹)	贮水系数
初始赋值	7.8	0.08	235	0.000 2	0.021	0.000 01
模型参数识别	8.2	0.09	243	0.000 24	0.015	0.000 01

表 4 东光县地下水压采方案

压采方案	类别	2012 年开采量/ 万 m ³	压采速率/ (万 m ³ · a ⁻¹)	2017 年开采量/ 万 m ³
方案 1	浅层地下水	2 429	0	2 429
	深层地下水	2 813	485.8	0
方案 2	浅层地下水	2 429	202	1 415
	深层地下水	2 813	485.8	0

根据上述两种地下水压采方案可知,压采后的水量仍能保证东光县 2017 年需水要求。从水质上也能保证用水要求,外调水中的“南水北调水”属于优质水源,可以满足生活用水和部分工业用水,其余的“引黄水”和“雨洪水”资源可以满足农业用水需求,达到了遏制地下水超采、修复地下水环境的目的。

4.2 不同压采方案下的地下水位演变

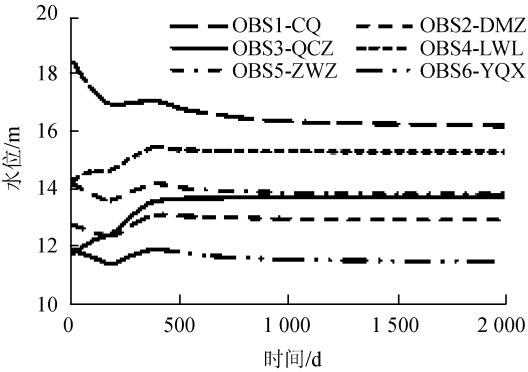
根据压采方案,将压采水量加入模型,其他源汇项以多年平均量赋值。模拟时间为 2013—2017 年。由潜水含水层(第 I 含水层)和地下水主要开采层(第 III 含水层)地下水流动场模拟结果可得:不同压采方案下,潜水含水层流场未发生明显改变;而承压含水层地下水位整体出现明显的抬升,尤其是在降落漏斗区。

根据模拟区 6 个观测点的水位变化(图 4、图 5),分析不同压采方案下地下水位动态变化。方案 1 情景下,潜水含水层水位在前期出现不同程度的波动,

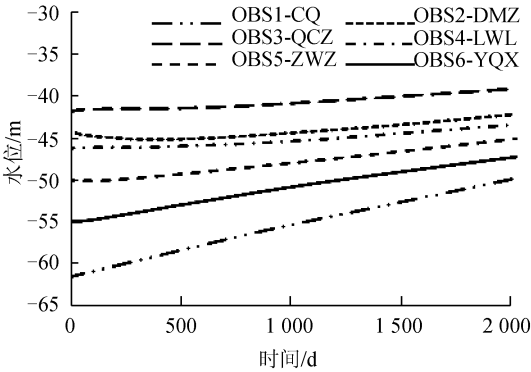
后期水位较为平稳。其中,东光县城区地下水位呈下降趋势,5 年下降约 2.6 m;找王镇和于桥乡地下水位几乎维持不变;秦村镇、灯明寺镇和龙王李乡水位呈上升态势,增幅在 0.5 ~ 2.5 m,尤其是秦村镇更为明显。承压含水层(第 III 层)地下水位均出现不同程度的升高。其中,东光县城区的地下水位 5 年间升高幅度最大,达 11.7 m。其他各观测点水位升高幅度在 2 ~ 7 m 之间。

方案 2 情景下,尽管潜水进行了少量的压采,但潜水位变化与方案 1 差别不大,整体水位较方案 1 升高了约 0.2 m。其中,东光县城区水位呈下降趋势,5 年水位下降 2.51 m 左右。找王镇和于桥乡地下水位几乎维持不变。秦村镇、灯明寺镇和龙王李乡水位出现上升,上升幅度最大为秦村镇,地下水位升高 2.55 m。承压含水层(第三层)水位出现不同程度的升高。其中,东光县城区依然是升高幅度最大地区,达 11.6 m。其他各观测点水位升高幅度在 1.4 ~ 11.6 m 之间。

总体而言,东光县在压采地下水之后,可以抬升承压含水层的水位,特别是降落漏斗区—东光县城区地下水位,对地下水位持续下降带来的环境问题有一定的缓解作用。地下水位的抬升速度及升高幅度与压采方案密切相关。

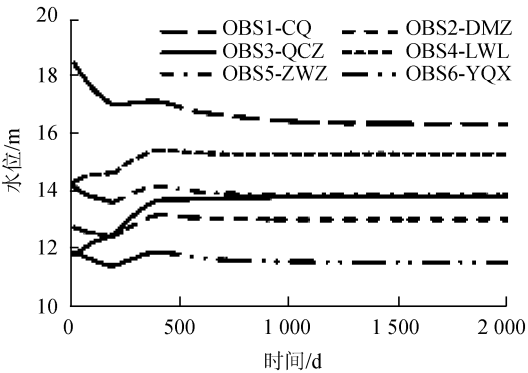


(a) 第 I 层

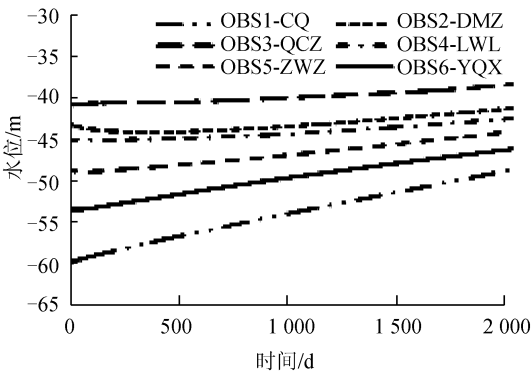


(b) 第 III 层

图 4 方案 1 不同观测点水位变化曲线



(a) 第 I 层



(b) 第 III 层

图 5 方案 2 不同观测点水位变化曲线

4.3 地下水压采环境影响 (盐碱化) 评价

从超采区演变情况来看,虽然压采地下水可以有效缓解地下水位持续下降带来的环境问题,但地下水位的变化会引发一系列生态环境问题,水位过高将引起土壤盐碱化和沼泽化等,过低则会引起河流流量衰减甚至断流、土地次生荒漠化。因此需要对地下水压采的环境影响进行评价。

一定的区域内应存在一个合理的地下水位阈值。研究表明,华北平原防治土壤盐碱化地下水位埋深一般为2.0~2.5 m,参考当地的盐碱化土壤分布情况,确定本区防盐碱化的地下水位埋深为2.0 m^[10]。

为了进一步分析不同压采方案下地下水埋深的变化情况,做出了两种方案下不同年份的东光县潜水埋深分布(图6、图7)。

由图6、图7可见:①方案1情景下,模拟区浅层地下水最小埋深为2 m,最大埋深为7.6 m,主要埋深在3~4 m之间,存在次生盐碱化的风险。方案2情景下,模拟区浅层地下水最小埋深为1.8 m,最大埋深为7.4 m,主要埋深虽仍维持在3~4 m之间,但总体地下水埋深较方案1减小约0.2 m,次生盐碱化的风险增加。②依据两种方案2015年、2017年埋深分布可见,地下水埋深在两年间变化不明显,埋深的变动幅度有限,说明开采量的变化对浅层地下水影响有限。③两种压采方案情景下,秦村镇、灯明寺镇和龙王李乡水位均出现上升,上升幅度在0.5~2.5 m之间,尤其在秦村镇水位上升更为明显。但是6个观测点水位埋深均大于2 m(表5),不会造成次生盐碱化风险。

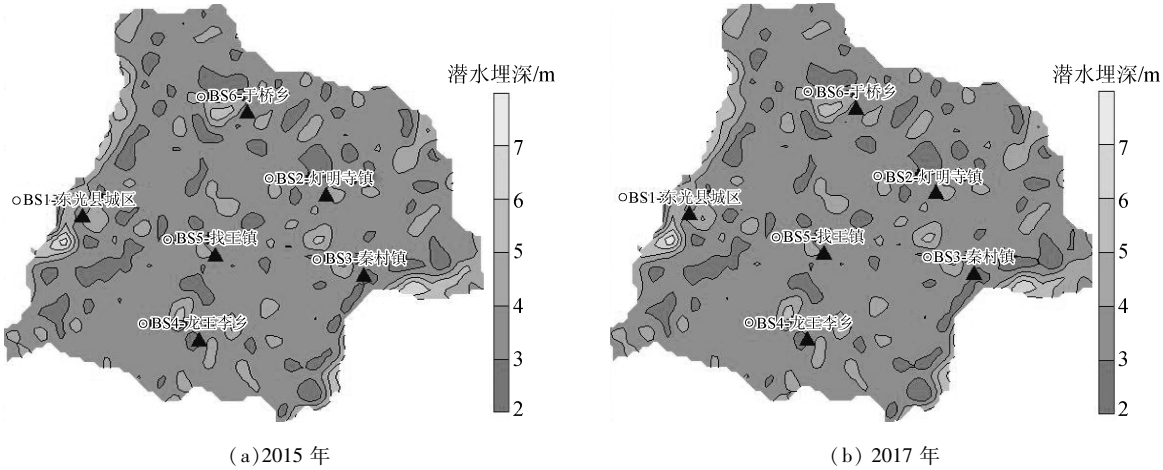


图6 方案1不同年份潜水埋深分布

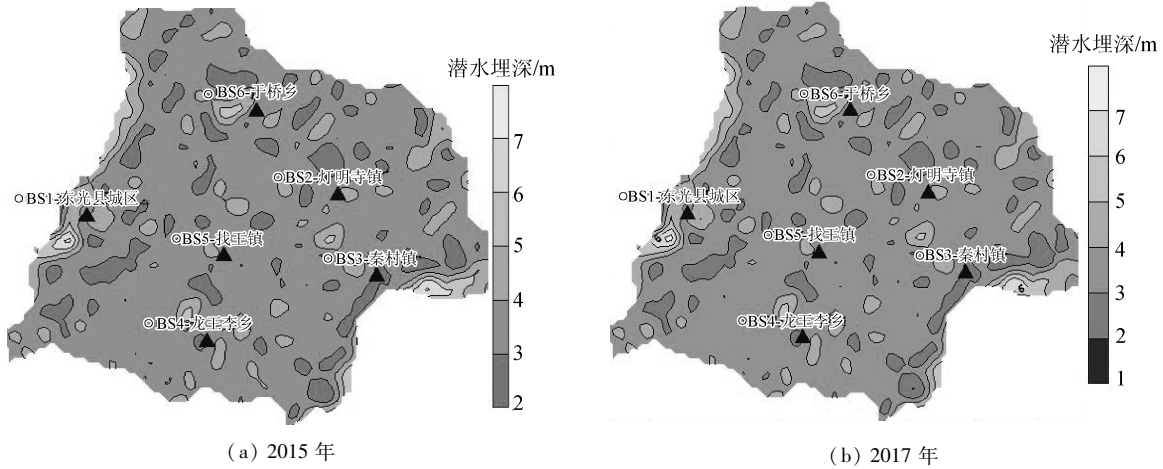


图7 方案2不同年份潜水埋深分布

表5 不同压采方案下各观测点的地下水埋深 m

方案	年份	各检测点水位埋深					
		城区	灯明寺镇	秦村镇	龙王李乡	找王镇	于桥乡
方案1	2015	3.69	3.96	3.05	2.64	3.9	3.37
	2017	3.79	3.97	3.04	2.65	3.91	3.40
方案2	2015	3.62	3.89	2.98	2.67	3.89	3.37
	2017	3.68	3.88	2.96	2.66	3.87	3.36

从方案 1 和方案 2 下潜水埋深变化来看,方案 2 地下水总体埋深较方案 1 减小约 0.2 m,虽然减小幅度不大,但由于该地区本身地下水埋深较浅,水位抬升 0.2 m 引发的次生盐碱化风险有所增加。

5 结 论

a. 东光县在压采地下水之后,可以抬升深层地下水水位,对地下水持续下降带来的环境问题有一定的缓解作用。

b. 方案 1 情景下,即浅层地下水开采量维持不变,深层地下水逐年以当前开采量(2012 年开采量为 2 813 万 m³)的 20% 进行消减,至 2017 年深层地下水开采量消减为 0 时,潜水含水层流场未发生明显改变,潜水水位在前期出现不同程度的波动,后期水位较为平稳,说明开采量的调整对浅层地下水影响有限;而承压含水层地下水位整体出现明显的抬升,水位增长幅度为 2.0 ~ 11.7 m,其中东光县城区的地下水位 5 年间升高幅度最大,水位升高 11.7 m。

c. 方案 2 情景下,即深层地下水仍以每年 20% 的速度进行消减,浅层地下水开采量从 2012 至 2017 年由 2 429 万 m³消减为 1 415 万 m³,年压采量为 202 万 m³时,潜水含水层水位变化特征与方案 1 情况相似,仍是前期出现不同程度的波动,后期水位较为平稳。承压含水层水位变化较为明显,变幅在 1.4 ~ 11.7 m,其中,东光县城区依然是升高幅度最大地区,达 11.6 m。

d. 方案 1 情景下,模拟区浅层地下水最小埋深为 2 m,最大埋深为 7.6 m,主要埋深在 3 ~ 4 m 之间,存在一定次生盐碱化的风险。方案 2 情景下,虽然潜水主要埋深仍在 3 ~ 4 m,但总体上潜水埋深比方案 1 减小 0.2 m 左右;个别地段水位埋深 1.8 m,低于本区防盐碱化地下水位临界埋深 2.0 m,次生盐碱化风险有所增加。因此,为避免土壤次生盐碱化应维持浅层地下水开采量。

参考文献:

[1] 白永辉,张丽. 河北省沧州市地质灾害与地下水关系研究[J]. 中国地质灾害与防治学报,2005,16(3):71-73. (BAI Yonghui, ZHANG Li. Study on the relationship between geological hazards and groundwater in Cangzhou City, Hebei Province [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2005, 16 (3): 71-73. (in Chinese))

[2] PRINZAI F, NUTALAYA P. Land subsidence in the Bangkok region: reason, effect and results of recent measurements [C]//HANNRAHAN E T, ORR T L L, WIDDIS T F. A. A. Groundwater effects in geotechnical

engineering. Amsterdam: Balkema Press, 1987: 323-326.

[3] 张维然,段正梁,曾正强,等. 上海市控制地面沉降灾害的成本-效益分析[J]. 同济大学学报(自然科学版), 2003, 31 (7): 864-868. (ZHANG Weiran, DUAN Zhengliang, ZENG Zhengqiang, et al. Methods to control or arrest land subsidence and their economic benefit in Shanghai [J]. Journal of Tongji University (Nature Science), 2003, 31 (7): 864-868. (in Chinese))

[4] ALI R, ELLIOTT R L, AYARS J E, et al. Soil salinity modeling over shallow water tables [J]. Journal of Irrigation & Drainage Engineering, 2000, 126 (4): 234-242.

[5] 杜守营,袁文真,杜尚海,等. 压采条件下地下水位恢复对沈阳市地下工程安全影响分析[J]. 中国农村水利水电, 2013 (5): 20-24. (DU Shouying, YUAN Wenzhen, DU Shanghai, et al. The impact of water table recovery by reducing groundwater abstraction on underground project safety in Shenyang City [J]. China Rural Water and Hydropower, 2013 (5): 20-24. (in Chinese))

[6] 史洪飞,哈建强,李瑞森,等. 沧州地下水超采与生态环境演变及控制措施[J]. 南水北调与水利科技, 2008, 6 (6): 72-74. (SHI Hongfei, HA Jianqiang, LI Ruisen, et al. Groundwater overexploitation and ecological environment evolution and controlling measures in Cangzhou City [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science Technology, 2008, 6 (6): 72-74. (in Chinese))

[7] 李亚松,费宇红,钱永,等. 沧州地区深层地下水位降落漏斗演变特征与形成机理探讨[J]. 干旱区资源与环境, 2013, 27 (1): 181-184. (LI Yasong, FEI Yuhong, QIAN Yong, et al. Discussion on evolution characteristics and formation mechanism of deep groundwater depression cone in Cangzhou region [J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2013, 27 (1): 181-184. (in Chinese))

[8] 王震. 地下水超采区关井压采对地下水环境修复效果评价体系研究[D]. 太原:太原理工大学, 2013.

[9] 龚宇,邢开成,王聪玲,等. 气候变化对沧州水资源的影响与对策[J]. 水资源保护, 2007, 23 (3): 20-23. (GONG Yu, XING Kaicheng, WANG Congling, et al. Influences of climate change on the water resources of Cangzhou City and counter measures [J]. Water Resources Protection, 2007, 23 (3): 20-23. (in Chinese))

[10] 张长春,邵景力,李慈君,等. 华北平原地下水生态环境水位研究[J]. 吉林大学学报, 2003, 33 (3): 323-326. (ZHANG Changchun, SHAO Jingli, LI Cijun, et al. A study on the ecological groundwater table in the North China Plain [J]. Journal of Jilin University, 2003, 33 (3): 323-326. (in Chinese))

(收稿日期: 2016 - 11 - 14 编辑: 徐 娟)