

长江三角洲平原浅层地下水资源评价三维数值模型

曾 峰¹, 宗开红², 骆祖江¹

(1. 河海大学土木工程学院, 江苏 南京 210098; 2. 江苏省地质调查研究院, 江苏 南京 210049)

摘要 针对长江三角洲平原浅层地下水开发和利用的问题, 以吴江市为例, 将第四纪松散岩类孔隙含水层作为主要目的层, 建立地下水系统的三维数值模型。通过模型的识别、验证, 并按照地下水水位不能低于微承压含水层顶板的要求, 结合实际情况计算出合理的地下水开采资源量, 并通过计算在开采过程中引起的地面沉降值, 证明了在该开采量的作用下不会引起灾害性地面沉降的发生。

关键词 水资源评价, 地下水开发和利用, 三维数值模型, 地面沉降

中图分类号 TP641.2 **文献标识码** A **文章编号** 1004-6933(2007)S2-0001-03

长江三角洲平原是由长江及其支流冲积而成。面积约 4 万 km²。地势低平, 海拔大多在 10 m 以下。砾石、粗砂、细砂及粉砂层厚度较大, 结构松散, 导水性能较好, 并接受现代长江的越流补给, 地下水量丰富。境内主要是第四系松散岩类孔隙水含水层, 构成了一个比较完整的地下水系统^[1], 结构相对比较稳定。

一直以来, 开采深层承压水是满足三角洲地区各方面用水需求的主要手段之一, 而深层水的开采由于埋藏深度比较大而使补给相当困难^[2]。有资料显示, 长江三角洲地区深层承压水补给周期较长, 开采量由于长期大于补给量, 致使区域地下水水位大面积下降, 常州、无锡、苏州与上海、浙江嘉兴等城市的地下水水位下降区已连成一片^[3]。

为了缓解由于地下水水位下降引起的地面沉降问题, 在长江三角洲地区不得不采取限采、禁采深层地下水和回灌地下水等措施^[4]。由于浅层含水层可以直接接受大气降水和地表水体和地下径流的垂直和侧向补给, 开采利用后可以不断得到恢复和补偿, 从资源的可持续利用角度出发, 开采浅层地下水逐渐成为解决城市供水问题的主要方法^[5], 但是浅层地下水在开发过程中同样会遇到地面沉降的问题。本文以吴江市为

例, 建立三维模型, 对全市浅层地下水系统进行模拟计算, 确定合理的可开采量, 并使地面沉降量在控制范围以内。

1 研究区的地下水开采与地面沉降概念模型

研究区以埋深 60 m 以内第四纪松散岩类孔隙含水层为目的层, 四周均概化为通用水头边界, 从上往下分布有潜水孔隙含水层和微承压孔隙含水层及弱含水的黏性土层, 均按独立的层位参与计算, 各层均概化为非均质各向异性, 各层之间均发生水力联系, 地下水流态为三维非稳定流。一方面顶部接受大气降雨及农业灌溉入渗的补给, 是一补给边界; 另一方面地下水又通过其蒸发, 是一排泄边界。底部与下伏承压含水层之间有较厚的黏性土层, 将其概化为隔水边界。区内地下水的开采是唯一的人工排泄途径。

2 地下水开采与地面沉降耦合数学模型

根据上述地下水开采与地面沉降概念模型, 可建立下列与之相适应的数学模型:

2.1 地下水运动数学模型^[6-7]

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) + W = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \\ H(x, y, z, t) |_{t=0} = H_0(x, y, z, t_0) \end{array} \right. \quad (x, y, z) \in \Omega \quad (1)$$

$$H(x, y, z, t) |_{t=0} = H_0(x, y, z, t_0) \quad (x, y, z \in \Omega) \quad (2)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} k_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \cos(n, x) + k_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \cos(n, y) + k_{yy} \frac{\partial H}{\partial z} \cos(n, z) |_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) \\ k'_{xx} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + k'_{yy} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 + k'_{zz} \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right)^2 - \frac{\partial H}{\partial z} (k_z + q_w) + q_w |_{\Gamma_3} = \mu \frac{\partial H}{\partial t} \end{array} \right. \quad (x, y, z) \in \Gamma_2 \quad (3)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} k_{xx} \frac{\partial H}{\partial x} \cos(n, x) + k_{yy} \frac{\partial H}{\partial y} \cos(n, y) + k_{yy} \frac{\partial H}{\partial z} \cos(n, z) |_{\Gamma_2} = q(x, y, z, t) \\ k'_{xx} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + k'_{yy} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 + k'_{zz} \left(\frac{\partial H}{\partial z} \right)^2 - \frac{\partial H}{\partial z} (k_z + q_w) + q_w |_{\Gamma_3} = \mu \frac{\partial H}{\partial t} \end{array} \right. \quad (x, y, z) \in \Gamma_3 \quad (4)$$

式中: S_s 为贮水率, $1/m$; k_{xx}, k_{yy}, k_{zz} 为承压含水层各向异性主方向渗透系数, m/d ; H 为点 (x, y, z) 在 t 时刻的水头值, m ; W 为源汇项, $1/d$; t 为时间, d ; Ω 为计算域; $H_0(x, y, z, t_0)$ 为点 (x, y, z) 处的初始水位, m ; $q(x, y, z, t)$ 为第二类边界上单位面积的补给量, m/d ; $\cos(n, x), \cos(n, y), \cos(n, z)$ 分别为流量边界外法线方向与坐标轴方向夹角的余弦; μ 为饱和差(自由面上升)或给水度(自由面下降), 它表示在自由面改变单位高度下, 从含水层单位截面积上吸收或排出的水量; $k'_{xx}, k'_{yy}, k'_{zz}$ 为潜水含水层各向异性主方向渗透系数, m/d ; q_w 为自由面单位面积上的大气降雨入渗补给量, m/d ; Γ_2, Γ_3 分别为第二类边界和自由面边界。

2.2 地面沉降数学模型^[8-9]

由地下水位下降引起的含水层压缩量的计算模型为:

承压含水层的弹性变形量

$$\Delta b = -\Delta h S_{ske} b_0 = -\Delta h S_{fe} \quad (5)$$

承压含水层的非弹性变形量

$$\Delta b^* = -\Delta h S_{skv} b_0 = -\Delta h S_{fv} \quad (6)$$

潜水含水层的弹性变形量

$$\Delta b = -\Delta h (1 - n + n_w) S_{ske} b_0 = -\Delta h S_{fe} \quad (7)$$

潜水含水层的非弹性变形量

$$\Delta b^* = -\Delta h (1 - n + n_w) S_{skv} b_0 = -\Delta h S_{fv} \quad (8)$$

式中: Δb 为含水层弹性变形量, m , 正值为压缩, 负值为扩张; Δb^* 为含水层非弹性变形量, m , 正值为压缩, 负值为扩张; Δh 为水头变化值, m ; S_{fe} 为骨架成分的弹性储水因子, 无量纲, S_{ske} 为骨架成分的弹性储水率, $1/m$; S_{fv} 为骨架成分的非弹性储水因子, 无量纲, S_{skv} 为骨架成分的非弹性储水率, $1/m$; b_0 为可压缩含水层的厚度, m ; n 为孔隙率; n_w 为水位以上作为多孔介质总体积的一部分的湿气容量。

其中:

$$S_{ske} = \rho_w g \left[\frac{3(1-2\nu)}{2G(1+\nu)} \right] \quad (9)$$

$$S_{skv} = \frac{0.434 C_c \rho_w}{p'(1+e_0)} \quad (10)$$

式中: G 为剪切模量; ν 为泊松比; C_c 为压缩指数; p' 为初始有效应力; e_0 为初始孔隙比; ρ_w 为水的密度。

在沉降模型中, 含水层及包含在其中的弱透水层被视为一个整体, 假设整个含水层的骨架都可发生压缩并产生沉降作用, 参数 S_{fe}, S_{fv} 是在整个含水层规模上的等效参数。

当各含水层的压缩量确定后, 总地面沉降量也由此而求出。将上述两模型通过水头项耦合起来^[10], 即可形成地下水开采与地面沉降耦合模拟模型。

3 模型识别、验证

将计算区在平面上剖分为 100×100 的矩形等距网格单元, 垂向上根据岩性特征, 将其分成 4 层, 分别为潜水含水层、微承压含水层和两个黏性土弱含水层, 单元数共 40000 个, 其中有效单元为 17336 个, 无效单元为 22664 个, 见图 1~图 3。

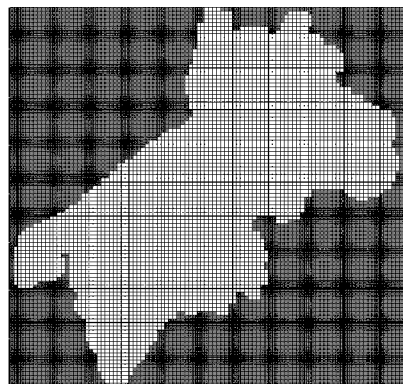


图1 研究区平面网格剖分图

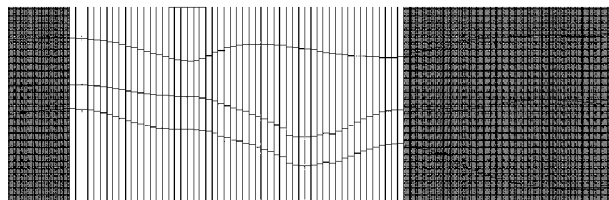


图2 研究区第36列剖面剖分图

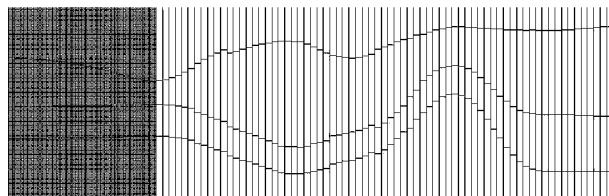


图3 研究区第46行剖面剖分图

根据观测资料, 整个抽水实验时间为 20h 左右。把整个时间段离散成 10 个应力期, 每个应力期为 2h, 每个应力期又分为 1 个时间步长。各承压含水层均有一定数量的观测孔对模型进行水位拟合。因为研究对象为 60m 以内的微承压和潜水含水层, 所以观测孔资料大都集中在这几层, 初始水位按资料直接给出。根据同里、芦墟、盛泽、震泽的抽水试验资料, 将整个含水层系统分为 16 个区, 每层为 4 个, 图 4 举例给出了微承压含水层水文地质参数分区特征。通过“试错法”对各观测孔进行水位拟合, 反演出各层水文地质参数。拟合情况如图 5~6 所示, 又因为地面沉降与地下水水位降深有着密切的联系, 将各层厚度、弹性储水率 S_{ske} 与水位降深数据代入式(5), 计算出各层沉降值, 并用结果与同里沉降观测值进行对比, 拟合情况如图 6 所示。表 1 为各层水文地质参数与沉降参数值。

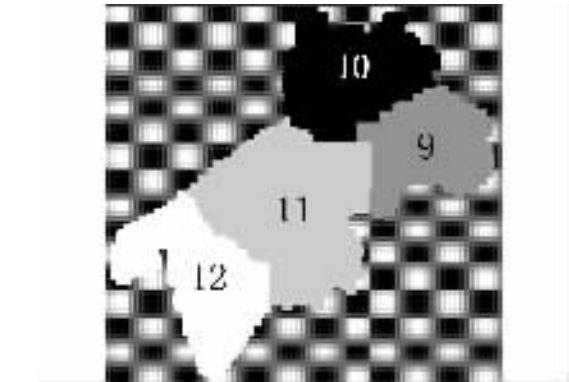


图 4 微承压含水层水文地质参数分区

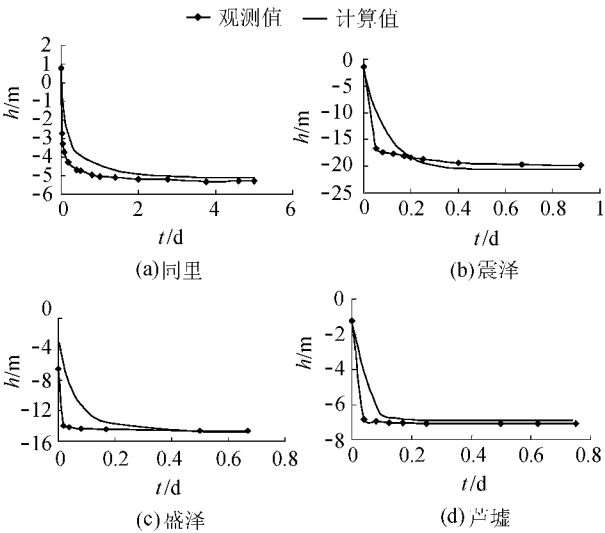


图 5 研究区微承压含水层水位计算值与实测值对比

综合分析模型拟合结果,研究区各含水层中地下水流场模拟结果与实际基本相符,大多数观测孔的模拟结果与实测结果吻合良好,个别孔因为实测水位起伏较大或受水跃等其他因素影响,结果不可

表 1 各含水层水文地质参数与沉降参数

层位	分区号	主轴方向渗透系数/($\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$)			储水率/ m^{-1}	给水度/ m^{-1}	骨架成分弹性 储水率/ m^{-1}	骨架成分非弹性 储水率/ m^{-1}
		k_{xx}	k_{yy}	k_{zz}	s_s	s_y	S_{ske}	S_{skv}
潜水 含水层	1	0.000 10	0.000 10	5.5×10^{-5}		0.000 10		0.000 8
	2	0.000 20	0.000 20	6.5×10^{-5}		0.000 20		0.001 1
	3	0.000 19	0.000 19	6.4×10^{-5}		0.000 19		0.001 0
	4	0.000 20	0.000 20	6.5×10^{-5}		0.000 20		0.000 7
潜水弱 透水层	5	0.000 30	0.000 30	8.5×10^{-5}	5.3×10^{-9}		3.3×10^{-9}	
	6	0.000 25	0.000 25	8×10^{-5}	3.1×10^{-9}		2.1×10^{-9}	
	7	0.000 18	0.000 18	7.3×10^{-5}	7.3×10^{-9}		4.3×10^{-9}	
	8	0.000 18	0.000 18	7.2×10^{-5}	1.5×10^{-9}		1×10^{-9}	
微承压 含水层	9	0.17	0.17	0.022	2.5×10^{-8}		1.5×10^{-8}	
	10	3.00	3.00	0.220	3.5×10^{-7}		2.5×10^{-7}	
	11	0.20	0.20	0.020	1.5×10^{-8}		1×10^{-8}	
	12	0.20	0.20	0.030	3.5×10^{-8}		2.5×10^{-8}	
微承压弱 透水含水层	13	0.000 18	0.000 18	1.8×10^{-5}	8.1×10^{-9}		6.1×10^{-9}	
	14	0.000 11	0.000 11	1.1×10^{-5}	7×10^{-9}		5×10^{-9}	
	15	0.000 11	0.000 11	1.2×10^{-5}	7.5×10^{-9}		5.5×10^{-9}	
	16	0.000 12	0.000 12	1.2×10^{-5}	7.6×10^{-9}		5.6×10^{-9}	

能完全拟合。由地面沉降值拟合情况可知参数 S_{ske} 选择合理。

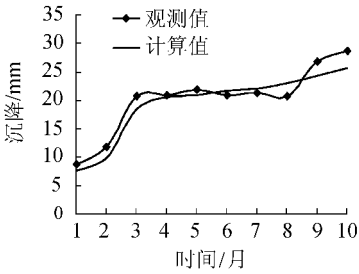


图 6 同里地面沉降值与实测值对比

4 地下水开采与地面沉降预报

根据已经识别好的模型,对未来 10 年中吴江市浅层水可开采资源量和地下水位进行预报,并将地面沉降参数 S_{ske} 引入模型预报未来 10 年内地面沉降的变化情况。预测结果如图 7~8 和表 2 所示。

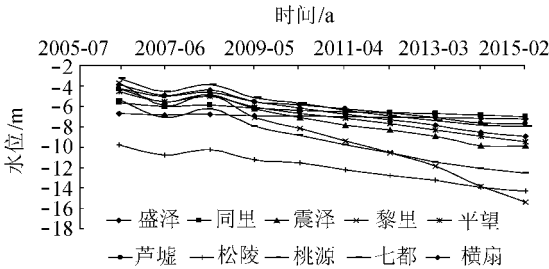


图 7 研究区水位降深预测曲线

表 2 研究区地下水预测可开采资源量

乡镇	同里	震泽	芦墟	桃源	平望	盛泽	七都	横扇	松陵	黎里
井数/个	17	37	52	59	39	53	43	24	41	62
年可采量/ 万 m^3	182.86	67.52	93.07	59.13	67.89	119.35	70.81	40.15	411.35	91.61

众多目标之一,在保证防洪安全和基本生活生产用水需求的前提下,对天然来水进行调节是尽可能提高综合利用效益的一种控制运用水库技术,是兼顾河流生态系统需求的水库调度方法。按照生态问题的重要性,可以采取2种方法 ①作为多目标问题来考虑,生态目标是其中的一个目标;②作为模型约束条件来考虑,此约束即是水库下游河流的生态需水。考虑河道生态需水的水库调度方式,要求水库泄流不低于下游河道生态需水流量,改变了在枯水期某些时段水库的低流量下泄造成下游河段脱水的局面,对河道生态起到了一定的保护作用。

3 小 结

我国已建水库有很多,它们不仅带来了巨大的社会效益和经济效益,同时对改善干旱与半干旱地区的生态环境也起到了重要作用,但由于忽视了水库对生态环境的负面影响,以至于使许多水库在运行过程中对生态产生不良后果。由于水库生态调度是一个多目标决策问题,其涉及因素很多,既包括社会、经济、生态等大系统,也包括水生生物、人群平等、农业生产等各个层面的子系统,对有关水库生态调度的理

论和实践研究我国尚处于初步探讨阶段。

参考文献：

- [1] TENNANT D L. Instream flow regiments for fish, wildlife, recreation and related environmental resources [J]. Fisheries, 1976,1(4) :6-10.
- [2] STALNAKER C B. The use of habitat structure preferenda for establishing flow regimes necessary for maintenance of fish habitat [M]. Plenum Press :New York and London,1979 :321-337.
- [3] RICHTER B D,BAUMGARTNER J V,POWELL J,et al. A method for assessing hydrological alteration within ecosystems [J]. Conservation Biology,1996,10(4) :1163-1174.
- [4] KING J,LOUW D. Instream flow assessments for regulated rivers in South Africa using the building block methodology [J]. Aquatic Ecosystem Health and Management,1998,1 :109-124.
- [5] ARTHINGTON A H. Comparative evaluation of environmental flow assessment techniques : review of holistic methodologies [M]. Canberra, Australia :Land and Water Resources Research and Development Corporation,1998.
- [6] 李嘉,王玉蓉,李克锋,等. 计算河段最小生态需水的生态水力学法 [J]. 水利学报,2006,37(10) :1169-1174.
- [7] 宋进喜,李怀恩. 渭河生态环境需水量研究 [M]. 北京 :中国水利水电出版社,2004 :22-23.

(收稿日期 2007-06-01 编辑 舒 建)

(上接第3页)

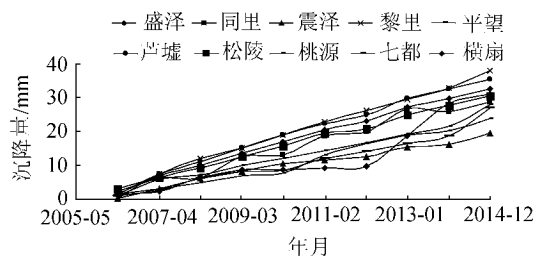


图8 研究区地面沉降预测曲线

5 结 语

a. 综合分析研究区的水文地质条件和含水层土体沉降变化特征,并以实测资料作为依据,证明了三维地下水开采-地面沉降耦合地质概念模型在模拟此类型地区地下水开采问题上具有较高的可信度。

b. 利用识别好的地下水开采-地面沉降耦合模型对未来10年内地下水水位和地面沉降变化进行预报,由预测结果可知,在此开采量作用下,不会引起灾害性地面沉降的发生。

参考文献：

- [1] 沈国俊,卢立志. 长江三角洲地区地下水开采资源评价 [J]. 江苏地质,1987(1) :51-54.
- [2] 张蔚榛. 地下水的合理开发利用在南水北调中的作用 [J]. 南水北调与水利科技,2003(4) :1-7.

- [3] 贾晓青,任启伟,陈植华. 苏州-无锡-常州地区浅层地下水系统可采资源量评价 [J]. 地质科技情报,2006(6) :87-90.
- [4] 张永勤,缪启龙,彭补拙. 长江三角洲地区水资源供需平衡的估算模型研究 [J]. 水文,2002(2) :6-9.
- [5] 董增川. 对长江三角洲地区城市化进程水问题及对策思考 [J]. 江河治理,2004(1) :14-15.
- [6] HSIEH P A. Documentation of a computer program to simulate horizontal-flow barrers using the US geological survey modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model [R]. Washington :US Geological Survey Open-File Report, 1993 :92-477.
- [7] MCDONALD M G. A method of converting no-flow cells to variable-head cells for the US geological survey modular finite-difference groundwater flow model [R]. Washington :US Geological Survey Open-File Report,1992 :91-536.
- [8] BURBEY T J,HELM D C. Modeling three dimensional deformation in response to pumping of unconsolidated aquifers [J]. Environmental and Engineering Geoscience,1999(2) :199-212.
- [9] WEN Hsing-chiang,WOLFGANG K. 3D groundwater modeling with PMWIN-A simulation system for modeling groundwater flow and pollution [M]. USA :Springer,2001 :120-132.
- [10] 骆祖江,李郎,姚天强,等. 松散承压含水层地区深基坑降水三维渗流与地面沉降耦合模型 [J]. 岩土工程学报, 2006(11) :1947-1951.

(收稿日期 2007-10-30 编辑 高渭文)