

文章编号: 1000-1190(2003)01-0119-04

洪湖地区浅层承压水动态模拟研究

胡望斌, 王学雷, 陈世俭

(中国科学院 测量与地球物理研究所, 武汉 430077)

摘要: 洪湖地区长江深泓线标高一般在黄海基面 5 m 以下, 而承压含水层隔水顶板标高一般在 9 m 以上, 所以长江无疑已经切穿了承压含水层顶板, 与其有着直接的水力联系。通过对洪湖地区水文地质条件调查, 长江水位变化对浅层承压水动态影响强度、影响范围的分析, 建立了一个模拟浅层承压水运动规律的动力学模型, 该模型能较好地模拟出长江近岸地区浅层承压水动态规律。

关键词: 洪湖地区; 长江; 承压水动态

中图分类号: P641.2

文献标识码: A

1 区域水系及水文地质概况

洪湖地区南临长江, 北临汉江支流东荆河, 为地势低洼的江汉平原四湖地区的下区。地表水主要由自西向东的四湖总干渠于新滩口闸排入长江, 区内除本地水产水外, 还承接四湖中上区来水, 加上排水不畅, 所以地下水位一般过高。

本区地形较平坦开阔, 地面标高 23~25 m, 相对高差 1~2 m, 坡度小于 5%。在地貌形态上属于长江一级阶地, 由全新统冲积和冲湖积地层构成, 地表出露亚粘土、粘土、亚砂土。区内第四系全新统地层由上至下为: 亚砂土、亚粘土、粘土、淤泥类土, 厚度 6~14 m。粉细砂、细中砂、砂砾石层, 厚度 20~45 m。一般阶地后缘粘性土层厚度大于前缘, 但由于湖相沉积的影响, 厚度也有所变化, 层位呈交互状态^[1-6]。本区地下水主要有浅层第四系松散岩类孔隙水(潜水和承压水)和深层裂隙水。本研究重点为浅层孔隙承压水。第四系孔隙承压水由全新统砂、砂砾石构成, 水量丰富, 由于其隔水层顶板标高在 9 m 以上, 而本区长江深泓线标高一般在黄海基面 5 m 以下, 所以长江无疑已经切穿了承压含水层顶板, 与其有着直接的水力联系。

2 浅层承压水动态模拟

2.1 资料来源

中国科学院小港湿地生态站在洪湖石码头—

小港农场一线垂直长江布下了 5 组共 10 口观测井, 分别观测潜水和承压水。湖北省水文地质大队也分别在洪湖石码头和龙口建立了两个观测断面。本研究主要以小港湿地生态站观测数据为依据, 同时参考了湖北省水文地质大队的研究成果。

在深入分析之前, 我们根据小港湿地生态站记录到的 1999~2001 年度长江与地下水位资料, 先对承压水、潜水位与长江水位动态之间的相关性进行了分析, 其相关系数如表 1。

表 1 各观测井地下水位动态与长江水位变化之间的相关系数

	L1	L2	L3	L4	L5	
与长江距离/km	0.7	1.38	1.95	3.3	5	
相关系数	潜水	0.884 4	0.793 6	0.800 0	0.758 0	0.051 3
	承压水	0.822 8	0.734 8	0.610 3	0.528 4	0.103 3

2.2 建模思想

影响洪湖地区承压水动态的因素主要有长江水位变化和潜水动态, 其中近岸地区长江水位变化的影响占主导地位, 所以我们考虑通过长江水位动态变化及其与承压水之间的关系来模拟承压水动态^[7,8]。

通过水文地质条件调查, 我们发现本地区长江岸线相对平直, 承压含水层厚度变化不大, 各水平层面上沉积物较为均一, 所以本研究作如下假设:

(1) 各水平层面上沉积物均质, 各向同性

收稿日期: 2002-10-29

基金项目: 国家三峡办“三峡工程生态与环境监测系统”课题(SX2001-019 JC-01-00)。

作者简介: 胡望斌(1973-), 男, 湖北通城人, 硕士研究生, 主要从事湿地生态及水资源研究。



(2) 忽略水流垂直方向和平行于河岸线方向的运动, 即承压水流垂直河岸线作一维运动

(3) 忽略承压水与上部潜水的交换

(4) 承压水流初始状态为稳定流

那么在此情况下, 承压水流可用承压水运动的基本微分方程来描述, 即:

$$\frac{\partial H}{\partial x^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (1)$$

式中, $a = T/\mu^*$ 为导压系数, 其中 T 为导水系数, μ^* 为弹性释水系数

2.3 初始条件、边界条件的确定及模型求解

由前面的相关分析可知, 观测井 L5 处长江水位变化与承压水动态关系不大, 故这次研究以观测井 L4 处作为长江水位变化承压水动态的影响范围, 因而有第一类边界条件:

$$H(u, t) = h(u, t) \quad (2)$$

$$H(0, t) = h(0, t) \quad (3)$$

式中, $h(u, t)$ 为 L4 处承压水头与第四系承压含水层底板标高之差, $h(0, t)$ 为长江水位与承压含水层底板标高之差, 均由观测值可求得

根据假设, 承压水流初始状态为稳定流, 可用

式 $\frac{\partial H}{\partial x^2} = 0$ 描述, 在以上的边界条件下, 积分得

$$H(x, 0) = H(0, 0) - \frac{H(0, 0) - H(u, 0)}{L} x \quad (4)$$

其中 L 为 L4 井与长江岸线之间的垂直距离

由式(1)、(2)、(3)、(4)所得的定解问题即为承压水运动的数学模型:

$$\begin{cases} \frac{\partial H}{\partial x^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t}, & (0 < x < L), \\ H(x, 0) = H(0, 0) - \frac{H(0, 0) - H(u, 0)}{L} x, \\ H(u, t) = h(u, t), \\ H(0, t) = h(0, t). \end{cases} \quad (5)$$

为了便于求解, 令

$$u(x, t) = H(x, t) - H(x, 0) \quad (6)$$

则定解问题变为

$$\begin{cases} u(x, t) = H(x, t) - H(x, 0), \\ \frac{\partial u}{\partial x^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial t}, & (0 < x < L), \\ u(x, 0) = 0, \\ u(0, t) = H(0, t) - H(0, 0) = \Delta h(0, t), \\ u(L, t) = H(u, t) - H(u, 0) = \Delta h(u, t). \end{cases} \quad (7)$$

这个定解问题可通过有限傅立叶正弦变换求解, 解这个偏微分方程得

$$\begin{aligned} H(x, t) = h(0, t) - [h(0, t) - h(u, t)] \cdot (x/L) + \Delta h(0, t) \left[1 - (x/L) - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin(n\pi x/L) e^{-\frac{2n^2 a t}{L^2}} \right] \\ + \Delta h(u, t) \left[(x/L) - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \sin(n\pi x/L) e^{-\frac{2n^2 a t}{L^2}} \right]. \end{aligned} \quad (8)$$

2.4 参数确定

(1) 距离 L . L 为观测井 L4 到长江的垂直距离, 经测量为 3.3 km.

(2) 导压系数 a . $a = T/\mu^*$. 其中弹性释水系数 μ^* 经孝感非稳定抽水实验得为 7.9×10^{-4} . 承压含水层厚度通过钻井资料取平均值 24.5 m. 渗透系数 K 根据有关资料求得为 12.4 m/d, 所以 $a = T/\mu^* = KM/\mu^* = 12.4 \times 24.5/7.9 \times 10^{-4} = 3.8 \times 10^5$ (m²/d).

代入式(8)得

$$\begin{aligned} H(x, t) = h(0, t) - [h(0, t) - h(u, t)] \cdot 0.0003x + \Delta h(0, t) \left[1 - 0.0003x - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n} \sin(0.0003n\pi x) e^{-0.03n^2 \pi^2 t} \right] \\ + \Delta h(u, t) \left[0.0003x - \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \sin(0.0003n\pi x) e^{-0.03n^2 \pi^2 t} \right]. \end{aligned} \quad (9)$$

3 模型检验及分析

为了检验模型精度, 我们利用模型估算观测井 L1, L2, L3 处的水位值, 并且与实际观测值相比较, 分析其误差. 计算时我们随机取 5 月 30 日水位值为初始值, 相对误差 = (估算值 - 实际值) / 实际值 $\times 100\%$, 根据需取 $n = 100$, 其结果如表 2

从表 2 的结果可以看出:

(1) 在较短时段内 (小于 4 d), 模型估算结果与实际值之间是较为吻合的, 若时间较长, 则估算结果没有太多意义. 实际上, 在较短时段内上述结果的误差主要是由假设条件 $H(x, 0) = H(0, 0) - \frac{H(0, 0) - H(u, 0)}{L} x$

表 2 洪湖地区承压水位模型估算值与实际观测值比较

时间/d	1	2	3	4	5	7	10
估算值/m	22 141	22 605	22 959	23 183	23 39	23 955	24 924
L 1 实际值/m	22 796	22 766	22 916	22 916	23 126	22 956	22 876
相对误差/%	- 2 87	- 0 7	0 1	1 1	1 1	4 35	8 95
估算值/m	21 933	22 151	22 389	22 59	22 774	23 227	23 977
L 2 实际值/m	21 931	21 916	21 816	21 814	22 011	22 011	21 961
相对误差/%	0 008	1 07	2 62	3 55	3 46	5 52	9 17
估算值/m	21 844	21 906	22 034	22 197	22 344	22 679	23 222
L 3 实际值/m	21 428	21 438	21 418	21 588	21 828	2 088	21 868
相对误差/%	1 96	2 18	2 87	2 82	2 36	2 67	6 19

所引起的, 如果令 $\Delta H_{(x,t)} = H_{(x,t)} - H_{(x,0)}$, 则公式(9) 变为

$$\Delta H_{(x,t)} = \Delta h_{(0,t)} [1 - 0.0003x - \frac{2}{\pi_{n=1}} \frac{1}{n} \sin(0.0003n\pi x) e^{-0.03n^2\pi^2 t}] + \Delta h_{(x,t)} [0.0003x - \frac{2}{\pi_{n=1}} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \sin(0.0003n\pi x) e^{-0.03n^2\pi^2 t}] \quad (10)$$

由 10 式所反映的在较短时段范围内长江水位变化 $\Delta h_{(0,t)}$ 与任意距离承压水位变化 $\Delta H_{(x,t)}$ 之间的关系是较为精确的

(2) 实际应用时, 为减少假设条件(2) 所引起的误差, 可选取一个承压水流比较接近稳定流的时段作为初始条件, 然后取一较短时段(3 d 或 4 d) 作为步长, 累次迭加得所求时段内的任意距离承压水位与长江水位之间的关系 即:

$$H_{(x,t)} = h_{(0,t)} - [h_{(0,t)} - h_{(t,t)}] \cdot 0.0003x + \sum_{i=0} [h_{(0,i+1)} - h_{(0,i)}] [1 - 0.0003x - \frac{2}{\pi_{n=1}} \frac{1}{n} \sin(0.0003n\pi x) e^{-0.03n^2\pi^2 t}] + \sum_{i=0} [h_{(x,i+1)} - h_{(x,i)}] [0.0003x - \frac{2}{\pi_{n=1}} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \sin(0.0003n\pi x) e^{-0.03n^2\pi^2 t}] \quad (11)$$

(3) 公式中的 n 可根据实际需要的精度进行取值, 本次检验中我们取 $n = 100$

(4) 从拟合的效果来看, 观测井 L 1 处最好, L 3 处最差, 这与前面的相关分析的结果是相符的

(5) 在上述时段内一般模型估算值比实际值稍大, 这主要是由于假设中忽略了潜水与承压水的交换

4 结语

洪湖地区长江切穿了浅层承压含水层的顶板, 长江水与承压水之间有着直接的水力联系, 因此通过记录长江水位来预测近岸地区承压水的动态变化, 对于区域地下水资源评价, 三峡工程调蓄洪水后长江中游地区地下水变化趋势的预测以及区域土壤涝渍化的防治等具有重要的意义

洪湖地区地形单一, 浅层承压水层厚度较为均匀并且趋向于水平, 承压水流近似垂直河岸作一维运动, 所以可以通过解析法来解承压水运动的偏微

分方程 通过确立该定解问题的初始条件、边界条件, 并根据有关资料对模型中的水文参数进行取值, 我们建立了一个反映长江水位变化与承压水动态的数学模型 我们用中科院小港湿地生态站地下水监测断面的数据对该模型进行了检验, 发现该模型对于预测近岸地区短期内浅层承压水动态具有较高的精度 由于解析法本身的局限性, 建模过程中作了一些理想假设, 因而模拟结果与实际情况还有一定的差距

参考文献:

[1] Wang Xue-lei, Du Yun. Value Assessment of the Honghu Wetland & Protection of Its Biodiversity[J]. Bulletin of the Chinese Academy of Sciences, 2002, 16(3): 157~ 162
 [2] 王学雷. 江汉平原湿地生态脆弱性评估与生态恢复[J]. 华中师范大学学报(自然科学版), 2001, 35(2): 237~ 240
 [3] 王学雷. 江汉平原湖区洪涝灾害形成机理与生态减灾对策研究[J]. 华中师范大学学报(自然科学版), 1999, 33(3): 445 ~ 449

- [4] 蔡述明 三峡工程与沿江湿地及河口盐渍化土地[M]. 北京: 科学出版社, 1997.
- [5] 陈世俭, 王学雷, 卢山 洪湖的水资源与水位调控[J]. 华中师范大学学报(自然科学版), 2002, 36(1): 121~ 124.
- [6] 季新民 洪湖地区长江枯水期湖、渠、江水位分析[J]. 华中师范大学学报(自然科学版), 1992, 26(4): 496~ 500.
- [7] 薛禹群 地下水动力学[M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [8] 严镇军 数学物理方程[M]. 合肥: 中国科技大学出版社, 1989.

Study on simulation of confined water regime in Honghu district

HU Wan-bing, WANG Xue-lei, CHEN Shi-jian

(Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077)

Abstract: Changjiang River has undoubtedly cut across the coping of confined water layer in Honghu district, and has direct waterpower relation with it because the standard elevation of Changjiang River's bottom in Honghu district is less than 5 meter above the Yellow Sea base level but that of the coping of confined water layer is up to 9 meter. Based on investigation of the hydrogeologic condition here and analysis of the intensity and the range that the water level change of Changjiang River influences the dynamic development of confined water, this paper set up a mathematic model to simulate the dynamic development of confined water in Honghu district. This model can reveal the dynamic development law of confined water near the shore of Changjiang River to some extents.

Key words: Honghu district; Changjiang River; confined water regime

(上接第 118 页)

- [6] 邓秋华, 王登炎, 黄治勇, 等 “98.7”鄂东南持续特大暴雨的分析[J]. 暴雨·灾害, 1999(1): 115~ 124.
- [7] 李武阶, 廖移山 “98.7”鄂东特大暴雨的湿位涡分析[J]. 暴雨·灾害, 1999(1): 125~ 131.
- [8] 吴翠红, 杨洪平, 万玉发 “98.7”鄂东特大暴雨的云雨量化特征[J]. 暴雨·灾害, 1999(1): 150~ 157.
- [9] 邹光源 三维准弹性对流云模式[D]. 南京: 南京气象学院, 1988.

A numerical simulation to microphysical processes of a heavy rain through the study of 3-d cloud model

FANG Hong¹, Q N Jun¹, L IDun²

(1. Department of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093;

2. Meteorology Research Institute of Hubei Province, Wuhan 430074)

Abstract: A three-dimensional meso-gamma scale quasi-elastic atmospheric numerical model was used to simulate a heavy rain in Wuhan district in July 1998. Some important characteristics and mechanisms of the microphysical processes were analyzed. Calculations demonstrated the continuity of heavy rain and high precipitation efficiency in the cloud, the results also showed that at the beginning the warm-rain process and then the cold-rain process was essential for precipitation.

Key words: 3-d cloud model; heavy rain; microphysical processes; numerical simulation