

DOI: 10.3969/j.issn.1004-6933.2013.06.008

河水位连续变化条件下潜水回水范围计算

张文喆¹, 王锦国¹, 徐 烁²

(1. 河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学水利水电学院, 江苏 南京 210098)

摘要:以奎河为例, 构建河水位连续变化时潜水回水模型, 使用 Boussinesq 方程的第二种线性化方法对模型进行求解, 并对回水范围做出预测。结果表明, 奎河两岸潜水的回水范围在 65m 左右, 该范围内的潜水势必长期受到河水污染的影响。回水范围计算的主要参数为渗透系数和给水度, 通过二者对回水范围的敏感性分析可知, 渗透系数对回水范围有决定性的影响, 给水度对回水范围的影响有限。

关键词:潜水; 解析法; 回水范围; 渗透系数; 给水度

中图分类号: P641 文献标志码: A 文章编号: 1004-6933(2013)06-0041-03

Calculation of backwater range of phreatic water under conditions of continuous changes of river level

ZHANG Wenzhe¹, WANG Jinguo¹, XU Shuo²

(1. College of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. College of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: A model was build for the calculation of the phreatic backwater range of the Kuihe River under the conditions of continuous changes of the river level. The model was solved by the second linearization method of the Boussinesq equation and the range was reasonably forecasted. The calculation results show that the backwater range of the phreatic water of the Kuihe River was about 65 meters. Groundwater within this range must be affected by water pollution over a long period. The backwater range was mainly affected by the permeability coefficient and specific yield. According to sensitivity analysis of the two factors, the permeability coefficient had a decisive influence while the specific yield had a limited influence on the backwater range.

Key words: phreatic water; analytical method; backwater range; permeability coefficient; specific yield

在地表水和两岸潜水存在水力联系的情况下, 河水位的变化是影响两岸潜水动态的重要因素。当河水位高于两岸潜水位时, 河水补给潜水, 引起潜水位相应的抬高, 这种现象称为潜水回水。回水范围内的潜水长期与河水进行交互作用, 受到河水污染的影响。此过程中潜水的循环路径短、所需的净化周期长, 污染物必将长期存在于两岸的含水介质中, 引起沿岸土壤和生态环境的恶化。预测回水范围可以为研究污染物运移的水动力条件提供基础, 并对河流污染治理工作提供参考。

1 研究区概况

奎河发源于云龙湖, 向北流经徐州市折南在十里闸进入铜山区, 在安徽省宿州市时村汇入淮河流域。20 世纪 90 年代以前, 沿河的各种污水不经过任何处理直接排入水中, 造成严重污染。被污染的河流不仅破坏了地表水体, 而且以渗漏形式补给地下水, 造成沿岸地下水环境恶化。这不仅不利于沿岸生产建设, 而且对居民健康构成极大威胁。

研究区位于徐州市铜山区东南侧三堡镇境内,

基金项目: 水利部公益性行业科研专项(200901064, 201001020)

作者简介: 张文喆(1989—), 男, 硕士研究生, 研究方向为水文地质。E-mail: hhuzwz@sina.com

在污染最严重的河段,顺河布置3条监测剖面,每条剖面布置一定数量的观测孔,对地下水动态进行观测。研究区为冲积平原,地势开阔平坦,地表被第四季松散堆积物覆盖,厚约20~40m,无基岩裸露。该区域属于温带半湿润季风气候,具有长江流域向黄河流域过渡的性质,降水多集中在每年6—9月,约占全年的70%。在自然状态下,除汛期云龙湖泄洪外,奎河主要接受地表降雨径流以及两岸地下水的补给;但由于农业用水的需要,沿河设置了多道节制闸蓄水,抬高了河水位,导致河水补给地下水。地下水的排泄以蒸发排泄为主。

2 回水模型

根据河水位及潜水位观测资料,在2011年8月21日—9月23日期间,受降雨影响河水位迅速抬升,引起潜水回水。在此期间,河水位有一定涨落,潜水的运动规律符合河水位连续变化时的河渠附近地下水的非稳定运动。

2.1 水文地质模型

潜水回水发生在河流两侧,为简化问题,取单侧河流进行回水范围计算。首先建立潜水回水的地质模型,如图1所示,初始时刻河水位为 $h(0,0)$, t 时刻河水位为 $h(0,t)$, t 时刻离河流任一距离 x 处的潜水位为 $h(x,t)$ 。由于研究区为冲积平原区,地表以第四纪松散堆积物为主,含水介质多以颗粒粒径小的壤土、粉砂土为主,未见明显的各向异性介质,故将含水层概化为均质各向同性介质,下覆基岩的透水性较差,概化为水平隔水层。地表布置5个观测孔对潜水位进行观测,回水的幅度随着距离的增加而逐渐减小,回水范围如图1中 x_0 所示。

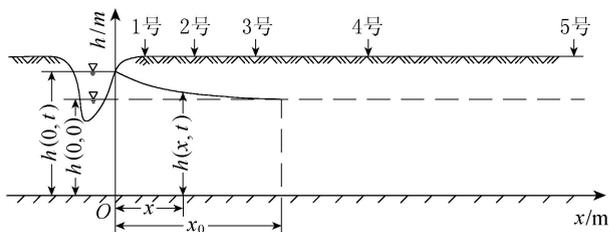


图1 回水模型示意图

研究时做如下假设:①回水过程是瞬时完成的;②潜水流初始状态可用无渗漏时的浸润曲线方程来表示。

2.2 数学模型

上述情况下潜水面平缓,符合Dupuit假设,潜水的运动可用Boussinesq方程^[1]来表示:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h(x,t) \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{W}{K} = \frac{\mu}{K} \frac{\partial H}{\partial t} \quad (1)$$

式中: x 为水平距离; t 为时间; $h(x,t)$ 为任一距离 x

任一时间 t 的潜水位; H 为潜水面到基准面的高程; W 为降水量; K 为含水层渗透系数; μ 为含水层给水度。

由于降水期间雨量大、降水时间集中,落到地表的降水大部分以地表径流的形式汇于河流,只有很少一部分通过入渗作用进入潜水,故式(1)中 $W=0$ 。为便于求解,采用Boussinesq方程的第二种线性化方法,令 $\mu = \frac{1}{2}h^2$,可得上述问题的数学模型及定解条件:

$$\begin{cases} \frac{\partial \mu}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \mu}{\partial x^2} \\ \mu(x,t) = \frac{1}{2} [h^2(x,t) - h^2(x,0)] \\ \mu(x,0) = 0 \\ \mu(1,t) = 0 \\ \mu(0,t) = \frac{1}{2} \Delta [h^2(0,t)] \end{cases} \quad (2)$$

式中, a 为含水层压力传导系数。

式(2)中方程可通过正弦变换求解,结果得:

$$h^2(x,t) = h^2(x,0) + \Delta (h^2(0,t)) F(\lambda) \quad (3)$$

其中

$$F(\lambda) = \operatorname{erfc} \lambda$$

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$$

式中: $F(\lambda)$ 为余误差函数; λ 为河水位对潜水的的影响系数。

式(3)也称维里金公式^[2]。

2.3 回水时段划分

根据河水涨落的幅度与潜水监测的周期,将降雨的时间区间划分为5个时段(图2),每个时段内的河水位都视为定值,相邻时间段之间的水位变化仍看成瞬时回水。这样就用阶梯线段代替了河水涨落的实际曲线(图3)。每个阶段的回水过程都可以用式(3)表示,各个时段的回水之和就是整个回水过程,根据叠加原理可得出^[3,4]:

$$h^2(x,t) = h^2(x,0) + \sum_{i=1}^n [h^2(x,i) - h^2(x,i-1)] F(\lambda_{i-1}) \quad (4)$$

式中: $h(x,i)$ 和 $h(x,i-1)$ 分别为时段 t_i-t_{i-1} 和 $t_{i-1}-t_{i-2}$ 的河水位。



图2 回水时段的划分

3 回水范围预测

回水范围的计算,首先要对回水时段进行划分,用每个时段河水位的平均值作为该时段的河水位。

表2 计算结果(以黄桥闸剖面为例)

钻孔编号	分时段潜水位涨幅/m				
	t_1	t_2	t_3	t_4	t_5
1号E	0.23	0.42	0.52	0.39	0.22
2号E	0.07	0.14	0.18	0.13	0.07
3号E	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
4号E	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5号E	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

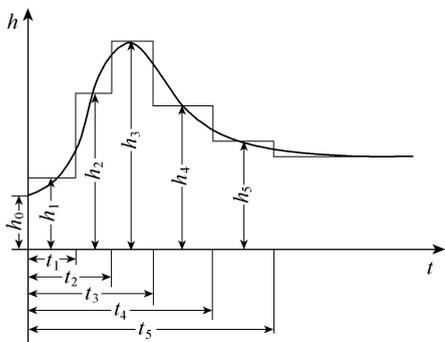


图3 用阶梯线段代替河水位连续变化曲线

在 t_0 时段,将初始时刻的潜水实测水位代入回水模型中计算,各个钻孔的位置以及初始时刻的地下水位见表1。此处要说明的是,回水模型是距离 x 和时间 t 的函数,不同距离的钻孔要分别进行计算。将计算出的钻孔水位作为下一时段该钻孔初始时刻的水位,依次进行迭代计算。求出每个时段各个钻孔的潜水位,并与初始时刻的潜水位进行比较,绘制出各个时段的回水曲线,由回水曲线图可得出回水范围的大小。

表1 初始时刻钻孔潜水位

钻孔编号	潜水位/m	至河道中心距离/m
1	27.13	20
2	27.31	35
3	26.74	60
4	27.31	110
5	27.71	210

回水模型中的水文地质参数主要有潜水流厚度、渗透系数和给水度。由于研究区潜水流厚度变化不大,可以用平均厚度代替,初始时刻潜水流平均厚度 h 为 27.31 m。渗透系数和给水度根据钻孔资料及经验值确定,由于地层在垂向上存在分层,不同地层的渗透系数不同,但总体相差不大,保守起见用最大渗透系数作为平均渗透系数,平均渗透系数 K 取 0.20 m/d,给水度 μ 取 0.15。已知以上 3 种参数可以求出模型的含水层压力传导系数,经计算,含水层压力传导系数 a 为 36.41。

将上述参数值代入式(4)中计算,求出回水过程中各个时段不同钻孔水位的涨幅,结果见表2。据此绘制回水曲线图(以东侧为例,图4)。从图4可以看出, t_1 、 t_2 、 t_3 时段潜水位有不同幅度的上涨, t_4 时段潜水位产生了回落。由于 t_5 时段回水曲线回落到与 t_1 时段接近,因此图中未画出。总体上,在一个回水时段内,回水曲线呈现先升高后回落的态势,与河水位涨落的实际情况相符。随着距离的增大,回水的幅度逐渐减小,并在 65 m 左右趋于零,由此得出结论,回水范围在 65 m 左右。

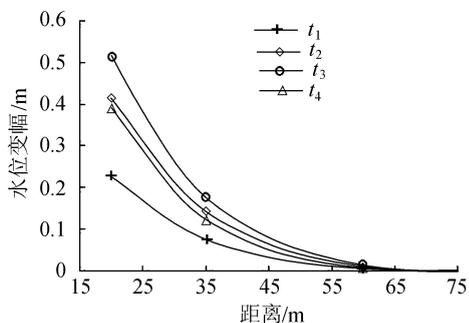


图4 各回水时段的回水曲线

4 影响因素及敏感性分析

回水范围的大小受多种因素的影响,主要的影响因素有河水位的变化幅度、渗透系数和给水度。河水位增长的幅度越大,则回水的范围越大,这是显而易见的。渗透系数和给水度是回水范围计算过程中用到的两个重要的参数,地质条件不同,则含水介质的渗透性能和释水能力不同。以下主要讨论不同的渗透系数和给水度条件下,回水范围的变化情况^[5-6]。

4.1 渗透系数敏感性分析

渗透性能的大小受地质条件的影响,不同性质地层的渗透系数差别很大。根据常见松散孔隙介质的渗透性,对给水度 μ 取 0.15,渗透系数在 0.01 ~ 5.00 m/d 范围内的 5 种情况进行敏感性分析,计算结果为:渗透系数分别为 0.05 m/d、0.10 m/d、0.20 m/d、1.00 m/d、5.00 m/d 时,对应的回水范围分别为 37 m、55 m、65 m、164 m、243 m。

由此可知,回水范围随着渗透系数的增大而增大,渗透系数相差 2 个数量级的地层,其回水范围相差 200 m 以上。考虑到不同地质条件下渗透系数差别较大,因此认为渗透系数是影响回水范围的主要因素。

4.2 给水度敏感性分析

潜水含水层的给水度值一般为 0.05 ~ 0.25,平均渗透系数 K 取 0.20 m/d。对给水度在 0.05 ~ 0.25 范围内的 5 种情况进行敏感性分析,计算结果为:给水度 μ 分别为 0.05、0.10、0.15、0.20、0.25 时,对应的回水范围分别为 115 m、95 m、65 m、61 m、57 m。

(下转第 48 页)

的演算优化法[J]. 水利学报, 2007, 38(12): 1421-1425. (GU Li, HUA Zulin, HE Wei, et al. Routing optimization method for determination of longitudinal dispersion coefficient in river[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2007, 38(12): 1421-1425. (in Chinese))

[4] 郭建青, 王洪胜, 李云峰. 确定河流纵向离散系数的相关系数极值法[J]. 水科学进展, 2000, 11(4): 387-391. (GUO Jianqing, WANG Hongsheng, LI Yunfeng. The correlation coefficient extreme value method to determine the dispersion parameters of river[J]. Advances in Water Science, 2000, 11(4): 387-391. (in Chinese))

[5] 郭建青, 李彦, 王洪胜, 等. 粒子群优化算法在确定河流水质参数中的应用[J]. 水利水电科技进展, 2007, 27(6): 1-5. (GUO Jianqing, LI Yan, WANG Hongsheng, et al. Application of particle swarm optimization algorithms to determination of water quality parameters of river streams[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 2007, 27(6): 1-5. (in Chinese))

[6] 张江山. 示踪试验确定河流纵向离散系数的单纯形加速法[J]. 环境科学, 1994, 15(4): 66-68. (ZHANG Jiangshan. Accelerated simplex algorithm to determine the longitudinal dispersion coefficient in a river by tracer test[J]. Environmental Science, 1994, 15(4): 66-68. (in Chinese))

[7] 薛红琴, 赵尘, 刘晓东, 等. 确定天然河流纵向离散系数的有限差分-单纯形法[J]. 解放军理工大学学报: 自然

科学版, 2012, 13(2): 214-218. (XUE Hongqin, ZHAO Chen, LIU Xiaodong, et al. Finite difference method-simplex method for determination of longitudinal dispersion coefficient in natural river[J]. Journal of PLA University of Science and Technology: Natural Science Edition, 2012, 13(2): 214-218. (in Chinese))

[8] 顾莉, 华祖林. 天然河流纵向离散系数确定方法的研究进展[J]. 水利水电科技进展, 2007, 27(2): 85-89. (GU Li, HUA Zulin. Advances in determination of longitudinal dispersion coefficient of natural rivers[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 2007, 27(2): 85-89. (in Chinese))

[9] ZHOU Yinkang, MA Zhiyuan, WANG Lachun. Chaotic dynamics of the flood series in the Huaihe River Basin for the last 500 years[J]. Journal of Hydrology, 2002, 258(1-4): 100-110.

[10] 郭建青, 李彦, 王洪胜, 等. 利用混沌优化算法确定河流水质模型参数[J]. 水力发电学报, 2004, 23(4): 92-96. (GUO Jianqing, LI Yan, WANG Hongsheng, et al. Chaotic optimization for parameter estimation of water quality model of river[J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 2004, 23(4): 92-96. (in Chinese))

[11] 张智星, 孙春在. 神经-模糊和软计算[M]. 西安: 西安交通大学出版社, 2000: 131-135.

(收稿日期: 2013-07-01 编辑: 徐 娟)

(上接第 43 页)

由此可知, 回水范围随着给水度的增大而减小, 给水度分别为 0.05 和 0.25 时回水范围只相差不到 60 m, 这表明对于一般的潜水含水层, 给水度对回水范围的影响不大。综上分析得出结论, 影响回水范围的主要因素是渗透系数, 回水范围随着渗透系数增大而增大, 给水度对回水范围的影响有限。

5 结 论

本文通过解析法构建了河水位连续变化条件下的潜水回水模型, 用 Boussinesq 方程的第 2 种线性化方法对模型进行求解, 并对奎河的回水范围做出了预测。计算结果表明, 奎河水位连续变化时, 两岸潜水的回水范围在 65 m 左右, 由于河水受到严重污染, 该范围内的潜水势必长期受到河水污染的影响。建议在今后对奎河进行清淤工作时, 此范围内的含水介质也应引起重视。此外, 回水范围计算的主要参数为渗透系数和给水度, 通过两者对回水范围的敏感性分析可知, 渗透系数对回水范围有决定性的影响, 给水度对回水范围的影响有限。

参考文献:

[1] 薛禹群. 地下水动力学[M]. 北京: 地质出版社, 2005.

[2] 沈照理, 刘光亚, 杨成田, 等. 水文地质学[M]. 北京: 科学出版社, 1985.

[3] 张蔚榛. 地下水非稳定流计算和地下水资源评价[M]. 北京: 科学出版社, 1983.

[4] 项彦勇. 地下水力学概论[M]. 北京: 科学出版社, 2011.

[5] 胡佩清. 水平隔水层情况下潜水稳定流回水计算的新方法[J]. 水文地质工程地质, 1957(4): 33-34. (HU Peiqing. A new calculating method of steady phreatic backwater in the horizontal impermeable layer circumstance[J]. Hydrogeology and Engineering geology, 1957(4): 33-34. (in Chinese))

[6] 宾德曼 H H, 陆建康. 论预测潜水回水时考虑水库岸边再造的必要性[J]. 水文地质工程地质, 1960(1): 44. (Bindman H H, LU Jiankang. The necessity of reservoir shore recycling in the circumstance of predicting phreatic backwater[J]. Hydrogeology and Engineering geology, 1960(1): 44. (in Chinese))

(收稿日期: 2013-04-29 编辑: 徐 娟)