

【水资源】

基于地下水对洪水响应的含水层水力参数反演

尹立河,张俊,王晓勇,黄金廷,马洪云,董佳秋,贺帅军

(中国地质调查局西安地质调查中心 中国地质调查局干旱半干旱区地下水与生态重点实验室 陕西 西安 710054)

摘 要: 为探寻基于地下水对洪水响应的含水层水力参数反演方法,引进卷积积分和优化技术计算含水层的压力传导系数和河床沉积物的阻滞系数,提出了基于 Excel 的反演计算流程,利用 Excel 实现了卷积积分和参数求解。以陕西省榆林地区补浪河为研究区,开展了地下水对洪水响应的含水层参数反演,并与抽水试验确定的含水层水力参数进行了对比验证。结果表明,提出的方法与抽水试验方法计算的含水层的水力参数相差 17%,可满足实际工作的需要。

关 键 词: 地下水; 洪水; 水力参数; 反演

中图分类号: P641 文献标志码: A doi: 10.3969/j.issn.1000-4379.2014.10.018

Estimation of Aquifer Hydraulic Parameters Using the Flood Wave Response Method

YIN Li-he¹, ZHANG Jun¹, WANG Xiao-yong¹, HUANG Jin-ting¹, MA Hong-yun¹, DONG Jia-qiu¹, HE Shuai-jun¹

(Xi'an Center of Geological Survey of China Geological Survey, Key Laboratory for Groundwater and Ecology in Arid and Semi-Arid Areas, CGS, Xi'an 710054, China)

Abstract: In order to explore the method that could calculate aquifer hydraulic parameters using the groundwater response to flood, the convolution and optimization technique were introduced to calculate aquifer diffusivity and river resistance. This paper presented the Excel-based calculation procedures and used Excel to calculate the convolution and parameters. It carried out flood wave tests in the Bulang River in the Yulin area of Shaanxi, calculated aquifer hydraulic parameters using the flood wave method, and compared with the parameters derived from pumping tests. The comparison shows that the difference is about 17%, which can meet the demand of practical work.

Key words: groundwater; flood water; hydraulic parameters; inversion

当地下水与河水之间有水力联系时,河水位变化会引起地下水水位变化^[1]。特别是在洪水期间,地下水对河水位变化响应明显。国内很多学者对这一现象进行了研究,如徐永亮等^[2]发现地下水与黑河水位变化具有较好的相关性,赵云章等^[3]研究了黄河两岸地下水对黄河水位变化的响应,徐华山等^[4]研究了河南省孟津市黄河滨河湿地地下水水位变化及其与河水响应的关系。地下水水位对洪水的响应包含着含水层的水力参数信息,其响应与含水层的渗透系数和贮水率有关^[5]。含水层的贮水率和渗透系数比值越大,地下水的水位响应越明显^[6-7]。随着中国国家级地下水动态监测网的建设,将获得大量地下水对洪水响应的监测数据,利用这些响应数据可以计算含水层的水力参数。这些参数对于分析地下水和河水的相互作用和确定两者的水量交换具有重要的意义,获取这些参数是研究地下水与河水相互作用需要解决的关键之一。目前国内缺少一种简单有效的基于地下水对洪水响应的含水层水力参数反演方法。在地下水动力学教材中,给出了河水位突变或连续变化情况下地下水水位响应的解析解^[8-9],并已广泛应用于各种生产实践活动。但前人的研究大多假定河谷完全切穿含水层,没有考虑河床沉积物对计算的影响,计算结果具有一定的误差^[10]。大型河流有时会完全切穿含水层^[11],但通常情况下

都是非完全切穿含水层的河流。河床沉积物一般由细小的沉积物组成,其渗透性能多小于其下的含水层^[12]。因此在河水与地下水相互作用的定量研究及河流生态系统分析中,必须考虑河流的切割程度与河床低渗透沉积物的影响,才能真实刻画地下水与河流的水量交换及溶质运移^[13-14]。

近年来,国外学者提出了一种新的计算方法,该方法考虑了河床底部存在弱透水层的情况,适用于非完全切穿含水层的河流,并可处理任意的河水位变化,可以同时反演含水层的水力参数和河床弱渗透层的阻滞系数,具有广阔的应用前景^[1]。但该方法的计算过程比较复杂,涉及到卷积积分和参数优化,在我国没有实际应用的报道。笔者提出基于 Excel 的反演计算流程,通过开展地下水对洪水响应的含水层参数反演的实例计算,并与抽水试验确定的含水层水力参数进行对比验证,以期为准确计算地下水与河水的转化量、保护地下水与河水交

收稿日期:2014-03-15

基金项目:陕西省科学技术研究发展计划项目(2011KJXX56);国家自然科学基金资助项目(41002084);中国地质调查局地调项目(1212010634204, 12120113104100)。

作者简介:尹立河(1977—),男,河北阜城人,研究员,博士,主要从事地下水勘查和资源评价研究工作。

E-mail: yilihe@egs.cn

错带的生态环境提供技术参考。

1 研究方法

基于地下水对洪水响应的含水层水力参数计算方法适用于被河流完全切穿或部分切穿的承压含水层,当地下水水位对洪水的响应相对于含水层的厚度较小时,也可适用于潜水含水层。承压含水层与河水具有直接水力联系的情况不多,多数情况下是潜水含水层与河水具有密切的水力联系。由于潜水运动方程是非线性的,线性化后才可得解析解^[15],因此只有满足地下水对洪水的响应较小时,潜水运动方程才可线性化,该方法才适用于潜水含水层。地下水对洪水的响应较小这一假设在多数情况下是适用的,原因是河谷第四系含水层厚度较大(一般可达数十米),而地下水对洪水的响应较小,一般都小于含水层厚度的1%。在半无限均质各向同性含水层(见图1)中,地下水水位对河水水位变化的响应表达式为

$$\frac{\partial^2 h(x,t)}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 h}{\beta \partial x^2} \quad (1)$$

$$h(x,0) = 0$$

$$h(\infty,0) = 0$$

$$H(t) = H$$

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{x=0} = \frac{H-h(0,t)}{R}$$

式中: h 为距离河 x 处的地下水水位; β 为含水层的压力传导系数(定义为含水层的水力传导系数/贮水率); H 为河水水位; R 为河床阻滞系数,表征河床非完整切割含水层和河床低渗透层对两者水力交换的阻滞^[16]。

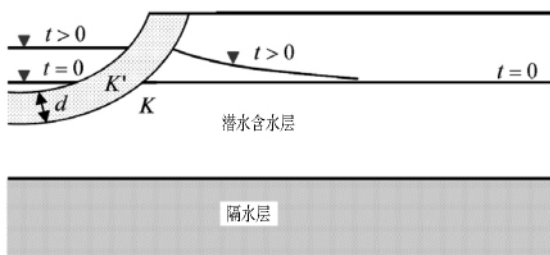


图1 半无限含水层中地下水水位对洪水响应

地下水对洪水的响应符合线性时不变特征,可以利用卷积计算地下水水位的响应,即:

$$h(x,t) = \int_0^t F'(\tau) P(x,t-\tau) d\tau \quad (2)$$

式中: $F'(\tau)$ 为河水水位随时间的变化率; $P(x,t)$ 为单位阶跃响应函数,对于河床下具有弱透水层的半无限含水层,单位阶跃响应函数可表示为^[17]

$$P(x,t) = \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{\beta t}}\right) - \exp\left(\frac{x}{R} + \frac{\beta t}{R^2}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{\beta t}} + \frac{\sqrt{\beta t}}{R}\right) \quad (3)$$

式(2)的求解方法较多,但计算过程相对复杂。Excel是一种广泛使用的数据处理软件,利用Excel可大大简化式(2)的计算过程,具有较好的推广性。Excel具有线性规划功能,可以用来进行含水层参数反演,只需调用Excel的自带函数,不需要编程。假定已监测到洪水水位和距离河 x 处地下水对洪水响应

的参数,利用Excel计算式(2)和参数优化的步骤如下。

(1) 将两个需要反演的参数(含水层的压力传导系数和河床的阻滞系数)放到第一和第二行,输入任意值。将观测点距河的距离 x 放在第三行,输入 x 的具体数值。

(2) 根据监测数据,选定时间步长,计算出洪水水位在给定的时间步长内的变化,放到第四行。利用式(3)计算出单位阶跃响应函数值,放到第五行,记为 $P(n)$ 。

(3) 将 $P(n)$ 与第四行的值相乘,放到第六行。同样,将 $P(n-1)$ 与第四行的值相乘,放到第七行,但向左平移一列。按以上操作进行至 $P(0)$ 。

(4) 从第六行起,将生成的数值按列相加,即可计算出距离河 x 处的地下水水位的响应值。

(5) 将实测的地下水对洪水的响应数据与计算出的数据相减,计算差值绝对值的和。

(6) 利用Excel的规划求解优化反演参数。将目标单元格设置为第五步计算的差值绝对值的和,将可变单元格设置为两个需要反演的参数。反演的结果即为最优的参数。

2 野外试验

野外试验在陕西省榆林地区的补浪河进行,补浪河是海流兔河的支流,全长约6 km,平均流量为2 600 m³/d。前人研究表明^[18],补浪河河水主要来自地下水的补给。河岸两侧的含水层为第四系潜水含水层,厚度为15~20 m。河谷第四系潜水含水层上部为第四系全新统冲积层,一般厚2~5 m,岩性以灰黄色、灰褐色细沙、粉沙、亚沙土为主。下部地层为第四系上更新统萨拉乌苏组,一般厚度为10~25 m,上部为青灰色、黑灰色粉沙及细沙夹亚沙土层,含有有机质,泥钙质胶结;下部为灰黄色、褐黄色粉沙、亚沙土,结构松散,底部夹0.1~0.2 m砾石层^[19]。试验段河岸两侧20 m范围内,地势平坦,地下水水位埋深一般小于1 m。

2.1 洪水试验

在补浪河试验河段的上游修建蓄水坝,然后放水产生人工洪峰,分别监测三个断面的河水水位。在R2和R3断面布设监测孔,监测地下水对洪水的响应(见图2)。共布设8处地下水监测孔,其中5处沿R2断面、3处沿R3断面。每处均布设不同深度的钻孔用于分层观测,孔深分别为1.5、5.0、10.0 m。每个孔安装直径5 cm的PVC管,底部长度30 cm为滤水管,其他部分为实管。利用荷兰产的Mini Diver自动水位仪记录河水水位和地下水水位,频率为1次/min。利用Baro Diver记录试验期间的气压变化,用于对水位数据进行气压校正。

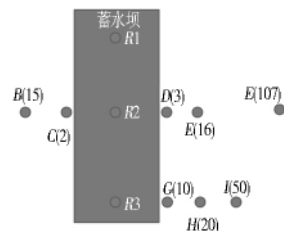


图2 地下水对洪水的响应试验

2.2 抽水试验

在图2中B处10 m深的孔内进行抽水试验,利用三角堰

测量抽水量 利用 Mini Diver 自动水位仪记录水位变化 至水位稳定后停止抽水试验。计算含水层渗透系数的表达式为

$$\begin{cases} K = \frac{0.366Q}{2\pi sM} \ln\left(\frac{R}{r}\right) \\ R = 10 s \sqrt{K} \end{cases} \quad (4)$$

式中: K 为渗透系数 $\mu\text{m/d}$; Q 为抽水量 $\mu\text{m}^3/\text{d}$; s 为降深 μm ; M 为含水层厚度 μm ; R 为影响半径 μm 。

利用 PEST^[20] 反演含水层的贮水率。

3 结果与讨论

3.1 地下水水位与洪水位相关性分析

图3为B处三个不同深度钻孔的地下水对洪水的响应曲线,可知地下水水位对洪水的响应与监测深度有关,1.5m深的钻孔中地下水没有明显反应,而5m和10m的深孔中地下水响应明显。其他各处也具有和B处类似的规律。由于监测点位于地下水排泄区,深部监测孔水头高于浅部监测孔水头,因此5m和10m深孔的地下水具有承压性。根据前人的研究成果,承压水对洪水的响应明显强于潜水^[5]。

统一选择5m深的钻孔分析地下水动态与洪水动态的相关性。结果表明,对于R2监测断面,洪水位与地下水位的相关系数在B、C、D、E监测点较高,在0.8以上;而与F监测点的相关系数低(0.39),且为负相关,表明洪水与F处地下水相关性不大。对于R3监测断面,洪水位与地下水位的相关系数对G、H监测点较高,在0.7以上,而与I监测点的相关系数低(0.38)。10m深的钻孔中地下水与洪水动态的相关性与5m深的钻孔相似,在此不再赘述。

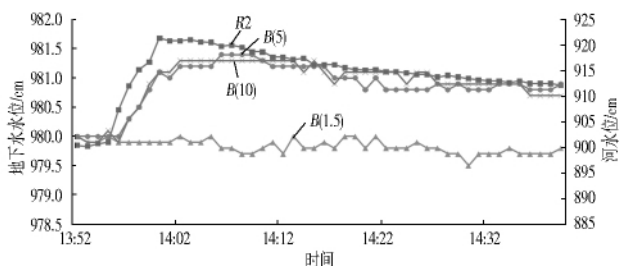


图3 B处不同深度的地下水对洪水的响应

3.2 含水层水力参数反演与分析

根据上述计算流程,计算了各处含水层的水力参数(见表1)。表1孔号中的字母代表孔位,括号内的数值代表孔深(m)。可以看出,同一点位不同深度的钻孔计算出的河床阻力系数相差不大,均小于10%;相差最大的为H处(7.6%),相差最小的为C处(4.2%)。不同点位间河床阻力系数相差也不太大,一般小于20%。整体上看,R2监测断面处的平均河床阻力系数(736 m)比R3处(631 m)大,相差约14%。受含水介质的非均质性影响,含水层的压力传导系数相差较大。同一点位不同深度的压力传导系数的最大差别出现在C处,最大值为最小值的2.4倍;同一深度不同点位间的差别1.9~5.7倍(见表1)。R2监测断面处的平均压力传导系数(34 425 m^2/h)比R3处(19 280 m^2/h)大,相差约44%。

为了检验计算结果,与抽水试验计算的水力参数进行了对

比。利用B孔抽水试验的数据计算出的含水层渗透系数为2.0 m/d 。利用反演方法计算的贮水率为 5.64×10^{-6} 。前人的研究表明研究区内含水层的渗透系数为2.0~3.5 m/d ,笔者计算的结果和前人的研究是一致的^[19]。含水层的压力传导系数15 000 m^2/h 与上述计算的结果18 000 m^2/h 较为接近,相差约为17%。因此利用地下水对洪水的响应计算出的含水层的水力参数是较为可靠的。

本文提出的方法优点是可以同时计算含水层的压力传导系数和河床的阻滞系数,计算结果可为地下水与地表水转化关系研究提供基础数据;不足之处是无法直接提供含水层的渗透系数和贮水系数(给水度)等更加详细的水力参数,需要配合其他试验或已知渗透系数或贮水系数(给水度)后才能计算出另一个水力参数。

表1 含水层水力参数计算结果

孔号	压力传导系数/ ($\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$)	阻滞系数/ m	孔号	压力传导系数/ ($\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$)	阻滞系数/ m
B(5)	13 080	877	B(10)	18 000	818
C(5)	37 200	655	C(10)	90 000	684
D(10)	35 580	708	E(5)	12 690	676
G(10)	22 620	576	H(5)	19 440	633
H(8)	15 780	685			

4 结 语

利用地下水对洪水的响应数据,提出了一种新的含水层水力参数反演方法。该方法考虑了河床底部存在弱透水层的情况,适用于非完全切穿含水层的河流,并可处理任意的河水位变化,可以同时反演含水层的水力参数和河床弱渗透层的阻滞系数。为便于推广,提出了基于Excel的反演计算流程,利用Excel实现了卷积计算和参数求解。然后,以陕西省榆林地区的补浪河为研究区,开展了地下水对洪水响应的含水层参数反演,并与抽水试验确定的含水层水力参数进行了对比验证。结果表明,提出的方法与抽水试验方法计算的含水层水力参数差别较小,可满足实际工作的需要。

参考文献:

- [1] Ha K, Koh D C, Yum B W, et al. Estimation of Layered Aquifer Diffusivity and River Resistance Using Flood Wave Response Model [J]. Journal of Hydrology, 2007(337): 284-293.
- [2] 徐永亮,于静洁,王平等. 额济纳三角洲地下水位年内动态变化特征分类分析[J]. 干旱区资源与环境, 2013, 27(4): 135-140.
- [3] 赵云章,邵景力,闫震鹏,等. 黄河水对两侧地下水补给范围的初步研究[J]. 人民黄河, 2003, 25(1): 3-5.
- [4] 徐华山,赵同谦,孟红旗,等. 滨河湿地地下水水位变化及其与河水响应关系研究[J]. 环境科学, 2011, 32(2): 362-367.
- [5] Sophocleous M A. Stream-Flood Wave Propagation Through the Great Bend Alluvial Aquifer, Kansas: Field Measurements and Numerical Simulations [J]. Journal of Hydrology, 1991(124): 207-228.
- [6] Sanchez-Vila X, Carrera J, Girardi J P. Scale Effects in Transmissivity [J]. Journal of Hydrology, 1996(183): 1-22.
- [7] Rotting T S, Carrera J, Bolzicco J, et al. Stream-Stage Response Tests and Their Joint Interpretation With Pumping Tests [J]. Ground Water, 2006, 44(3): 371-385.

(下转第64页)

$$u(1-t) = \int_{t-1}^t u(0, \tau) d\tau_0 \quad (12)$$

进入管道的进水过程线的纵坐标值为

$$q(t) = \int_0^t i(t-\tau) u(1, \tau) d\tau_0 \quad (13)$$

当城市面积为 A_i 时, 进入管道的总流量过程线为

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n qi(t) A_i \quad (14)$$

通过城市雨洪径流模型计算, 最后得出城市雨洪污水流出过程。开封市区雨洪污水资源量分不同年型的计算结果见表9。

表9 开封市区雨洪污水资源量计算结果

频率 P/%	多年平均	5	25	50	75	95
雨洪污水资源量/ 万 m ³	2 294.4	8 402.8	3 605.4	2 205.0	1 695.4	1 340.9

表10 开封市区不同水平年城市污水资源总量计算结果

水平年	按《污水综合排放标准》(GB8978—1996) 计算				按排污系数法进行计算			
	工业	生活	雨洪	污水总量	工业	生活	雨洪	污水总量
	2005	7 286.0	3 701.5	2 294.4	13 281.9	7 947.0	4 222.3	2 294.4
2010	9 029.0	4 176.5	2 294.4	15 499.9	9 848.0	4 634.3	2 294.4	16 776.7
2015	12 866.0	4 489.1	2 294.4	19 649.5	14 034.0	5 018.4	2 294.4	21 346.8
2010年实测	10 010.0	4 203.0	2 011.5	16 002.5	9 952.0	4 565.0	2 011.5	15 687.6

随着开封市区工业生产的发展及城市居民生活水平的提高, 2015年开封市污水资源总量将达到21 346.8万 m³。与城市生活与工业用水量相比, 按工业万元产值耗水量算法, 2015年开封市区居民生活与工业预测总用水量为30 122.0万 m³。根据《开封市水资源管理控制指标方案》落实河南省人民政府控制的地表水及地下水取水指标, 开封市区2015年控制指标为2.71亿 m³。由此可见, 实现污水资源化, 从水资源利用上解决开封市水资源的供需矛盾, 是一条十分可行的途径。污水资源量的开发利用对解决当地水资源供需矛盾具有十分重要的意义。

参考文献:

[1] 开封市水利局. 开封市水资源公报[R]. 开封: 开封市水利局, 2005.

3.4 开封市污水资源总量计算^[6]

开封市污水资源总量包括城市生活污水、工业污水和雨洪污水等。开封市区是一个以旅游为主兼有各类轻工业生产的城市, 考虑到其未来经济建设发展水平、节水水平、工业生产用水水平和城市居民生活水平的提高, 为便于更好地进行污水资源开发利用规划, 本文计算了开封市区不同水平年的污水资源总量(见表10)。其中, 工业污水按万元产值耗水量计算, 城市居民住宅生活污水按《室外排水设计规范》(GB50014—2006)计算, 公共市政污水按排污系数法计算, 城市雨洪污水量按平均年型计算。

[2] 袁铭道. 合理利用城市水资源[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 1990.
 [3] 开封市水利局. 河南省开封市水资源现状分析及开发利用规划[R]. 开封: 开封市水利局, 1998.
 [4] 刘昌明, 李丽娟. 雨水利用与水资源研究[M]. 北京: 气象出版社, 2001.
 [5] 王秀艳. 城市水循环途径和水回用技术分析及其研究[D]. 天津: 南开大学环境科学与工程学院, 2002.
 [6] 张泉. 中水回用——城市水利发展的必然趋势[J]. 科技情报开发与经济, 2013(12): 129-130.

【责任编辑 张华兴】

(上接第60页)

[8] 薛禹群. 地下水动力学[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
 [9] 陈崇希, 林敏. 地下水动力学原理[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999.
 [10] 胡俊锋, 王金生, 腾彦国. 地下水与河水相互作用的研究进展[J]. 水文地质工程地质, 2004, 31(1): 108-113.
 [11] Morel-Seytoux H J. Soil - Aquifer - Stream Interactions—a Reductionist Attempt Toward Physical Stochastic Integration[J]. Journal of Hydrology, 1988(102), 355-379.
 [12] 来文立, 宋进喜, 沈鹏云. 渭河河床沉积物垂向渗透系数深度变化分析[J]. 西北工业大学学报: 自然科学版, 2013, 43(1): 109-114.
 [13] 宋进喜, Chen Xunhong, Cheng Cheng, 等. 美国内布拉斯加州埃尔克霍恩河河床沉积物渗透系数深度变化特征[J]. 科学通报, 2009(24): 3892-3899.
 [14] 束龙仓, Chen Xunhong. 美国内布拉斯加州普拉特河河床沉积物渗透系数的现场测定[J]. 水科学进展, 2002, 13(5): 629-633.

[15] Srivastava R. Aquifer Dissusivity Estimation from Response to Stream Stage Variation[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2006(11): 273-277.
 [16] Hall F R, Moench A F. Application of the Convolution Equation to Stream - Aquifer Relationships [J]. Water Resources Research, 1972, 8(2): 487-493.
 [17] Carslaw H S, Jaeger J C. Conduction of Heat in Solids [M]. London: Oxford University Press, 1959.
 [18] Yang Z, Zhou Y X, Wenninger J, et al. The Causes of Flow Regime Shifts in the Semi - Arid Hailiutu River [J]. Hydrology Earth System Sciences, 2012(16): 87-103.
 [19] 李琦. 陕北风沙滩地区地下水脆弱性评价及“三氮”对地下水污染的数值模拟[D]. 陕西: 长安大学, 2009.
 [20] Doherty J. PEST: Model Independent Parameter Estimation, Fifth Ed. of User Manual [M]. Brisbane: Watermark Numeric Computing, 2004.

【责任编辑 张华兴】