

# 滨海平原抽、注水联合试验 求取水文地质参数的数值解法

李福林<sup>1</sup> 陈学群<sup>1</sup> 陈桂玲<sup>2</sup> 王潘平<sup>3</sup> 宋福山<sup>3</sup>

(1. 山东省水利科学研究院, 山东 济南, 250013; 2. 邹平县土地管理局, 山东 邹平, 256200; 3. 莱州市水务局, 山东 莱州, 261400)

**摘 要:** 为避免在滨海平原大流量抽水试验造成海水入侵的风险, 通过小流量抽、注水联合试验, 利用 FeFlow 软件对抽、注水试验的水位降深和恢复数据进行数值模拟, 求取一组最优的水文地质参数, 并与潜水完整井的单井水文地质参数求解方法比较, 发现两种方法得出的结果相近, 说明抽注、水联合试验方法可行, 可以在滨海地区水文地质参数求解过程中应用。

**关键词:** 抽、注水联合试验; 水文地质参数; 数值模拟

含水层水文地质参数的确定是水文地质勘探试验和水资源评价中最为重要的工作之一。常规的有单井抽水 and 注水方法, 但在实际应用过程中, 受水文地质条件影响, 利用单孔抽水试验确定水文地质参数的误差大小较难估计<sup>[1,2]</sup>。因此, 目前有条件的地区往往通过群孔抽水试验, 采用三维数值方法求解<sup>[3,4]</sup>。但在滨海平原广泛存在海水入侵影响, 如果在咸淡水过渡带附近过量抽水或者抽水井布局不慎, 会造成海水入侵加剧。基于以上考虑, 本文探讨利用小流量群孔抽、注水联合试验的方法来求取水文地质参数, 为海水入侵研究提供重要的基础参数。

## 1 试验区概况

本次抽水试验选择在莱州湾东岸滨海冲积平原进行, 试验区位于莱州市的朱旺村与朱家村之间。如图 1 所示。试验区地面高程在 10 m 左右, 东高西低, 坡度相对平缓, 地面坡度 1% 左右。本区第四系厚度大约在 25 m 左右, 区内含水系统主要是第四系中粗砂层。第 1 含水层埋深 7 ~ 12 m, 岩性为中砂, 上覆粉砂质粘土层; 第 2 含水层埋深 14 ~ 26 m, 岩性为中粗砂及砾石, 与第 1 含水层相隔厚度 1 ~ 2 m 的粉砂质粘土。含水层底部为风化的片麻岩。目前第 1 含水层已被疏干, 第 2 含水层是主要的供水层, 也是本次抽水试验的目的层。

## 2 抽、注水联合试验设计

本次抽水试验共安排 15 眼井(见图 1), 其中抽水井 3 眼, 分别为 K1、K7、K10 孔, 观测井 12 眼。

抽水试验自 2004 年 9 月 17 日 17:00 开始, 首先对 K1 孔进行单孔抽水试验, 抽水量 10.0 m<sup>3</sup>/h 左右; 9 月 18 日 11:00 开启

K7、K10 两个孔进行抽水, 初始抽水量分别为 32.0 m<sup>3</sup>/d 和 26.9 m<sup>3</sup>/h。抽取的地下水全部通过密封管排至几百米远的大型蓄水池。9 月 21 日 9:00 正式停抽, 由于排水管伸入水池的水面以下, 停抽后立刻发生了倒虹吸现象, 抽水转为注水(如图 2 所示), 地下水位迅速回升。在抽水和注水试验过程中, 开始每 1 min 观测 1 次水位, 然后依次按照 3、5、10、20、30 min 观测 1 次。抽注水的水量采用电磁感应流量计读取数据, 并利用储水池进行总量观测控制。地下水位的观测持续到 9 月 22 日 8:00 结束, 整个试验历时 4.6 d。

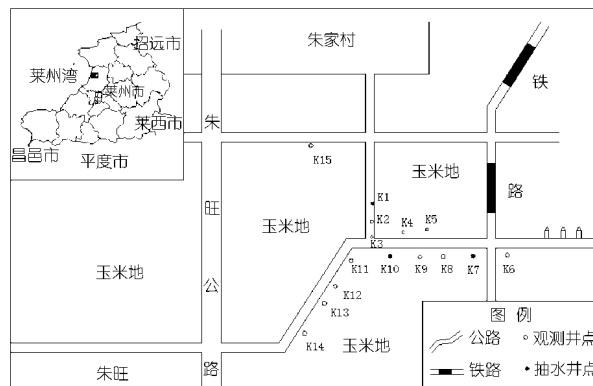


图 1 抽注水试验位置简图

3 个抽水孔抽、注水量随时间的变化曲线如图 3 所示。

## 3 数值模型建立与求解

### 3.1 水文地质概念模型的建立与网格剖分

用数值法求解需要先建立水文地质概念模型, 然后应用有

收稿日期: 2007 - 07 - 03

基金项目: 水利部“948”引进国际先进技术资助项目(CT200103)

作者简介: 李福林, 男, 山东省水利科学研究院, 研究员。

限元数值模拟方法对抽水试验地下动态变化的过程进行模拟，反求渗透系数  $K$  和给水度  $\mu$ 。

根据钻孔地质资料和地下水动态情况，含水层概化为潜水含水层，底部为不透水的基岩。因本区范围较小，抽水试验时间较短，抽、注水量也较小。因此，根据实际的地下水流场确定相对的地下水分水岭，依次确定模拟区的范围，如图 4 所示。区内地下水由东南向西北方向流动，边界条件上下游为定水头边界，垂直地下水流向的两个边界定义为弱透水边界。在此期间无降水现象，并且地下水埋深超过 6 m，故可以不予考虑模型的源汇项。

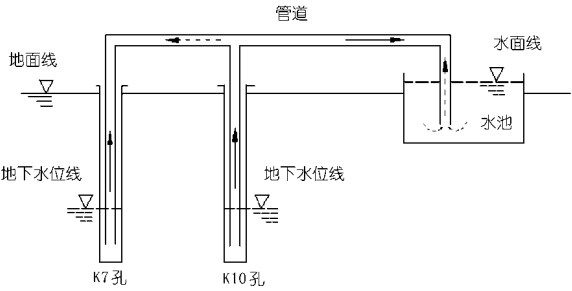


图 2 抽注水示意(注:实线表示抽水时的水流方向,虚线表示注水时的水流方向)

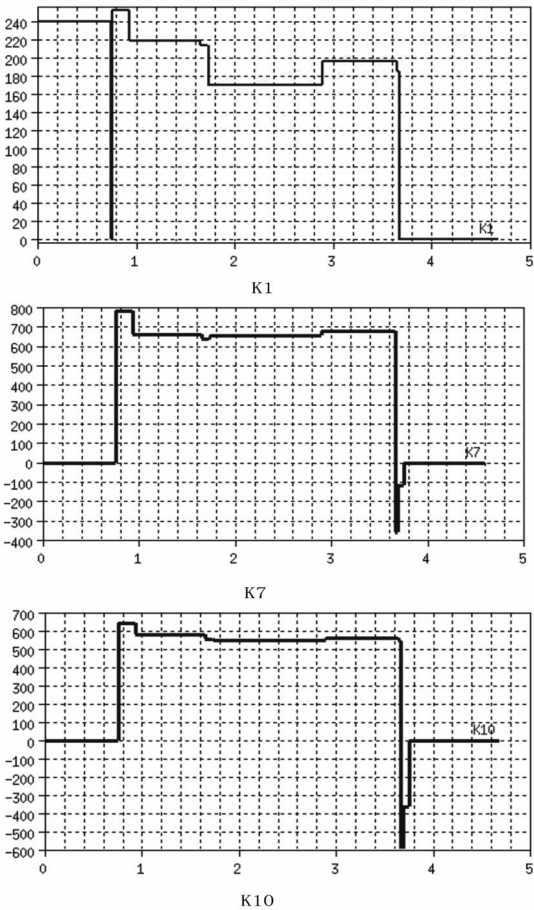


图 3 井孔抽注水量历时曲线

在网格剖分过程中，将抽水井与观测井作为网络剖分的结点处理，采用 TMesh (Delaunay) 方法进行三角形单元剖分，为避免数值弥散现象，将抽水井附近的网格作进一步密集剖分，共剖分 1 952 个节点和 2 712 个单元格。

3.2 数学模型

本次运用基于有限元理论的地下水流模拟软件 Feflow 进行计算，有限单元法是采用“分片逼近”求解偏微分方程定解问题的一种有效的数值方法<sup>[5]</sup>。20 世纪 70 年代末，德国 WASY 水资源规划和系统研究所开发的 FE- FLOW (Finite element subsurface FLOW system) 是有限单元法的典型代表。它具有提供图形人机对话功能、具备地理信息系统数据接口、能够自动产生空间各种有限单元网、具有空间参数区域化、快速精确的数值算法等技术特点<sup>[6]</sup>。

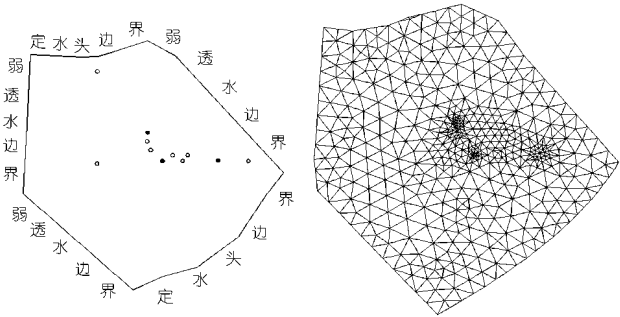


图 4 计算区边界条件以及单元剖分图

通过将研究区地下水系统概化为非均质各向同性、三维非稳定地下水流系统，数学模型用以下微分方程来描述：

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial h}{\partial z})$$
$$\mu \frac{\partial h}{\partial t} = K_x (\frac{\partial h}{\partial x})^2 + K_y (\frac{\partial h}{\partial y})^2 + K_z (\frac{\partial h}{\partial z})^2 - \frac{\partial h}{\partial z} (K_z + p) + p$$
$$h(x, y, z) |_{t=0} = h_0(x, y, z) \quad (x, y, z), t = 0$$
$$h(x, y, z) |_{\Gamma} = h_1(x, y, z, t) \quad (x, y, z), t = 0$$

式中  $\Gamma$  为模拟区域； $h$  为含水层的水位标高，m； $K_x, K_y, K_z$  分别为  $x, y, z$  方向的渗透系数，m/d； $S$  为自由面以下含水层储水系数，1/m； $\mu$  为潜水含水层在潜水面上的重力给水度； $p$  为含水层的源汇项，1/d； $\Gamma$  为模拟区域的边界； $p$  为潜水面的蒸发和降水补给等，1/d； $h_0$  为含水层的初始水位分布，m。

3.3 模型求解及其参数识别

在模拟求解过程中，采取 0.01 d 作为时间步长，初始流场采用 kriging 方法进行插值计算，对于抽水井的处理，我们采取第四类 well 边界<sup>[7]</sup>。模型参数的求解与识别采取间接法，即首先假定研究区一个参数初值，代入有限元模型计算出观测孔水头，并将观测孔的计算水头与实测水头进行比较，其评价函数为：

$$E = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N W_j (H_{ij}^c - H_{ij}^p)^2$$

式中  $M$  为时段总数； $N$  为观测孔总数； $W_j$  为各观测孔的权函数； $H_{ij}^c$  为  $i$  时段末  $j$  号观测孔的计算水头； $H_{ij}^p$  为  $i$  时段末  $j$  号观测孔的实测水头。

调整参数，当目标函数  $E$  达到“最小”，同时根据《地下水资源管理模型工作要求》中规定“对于降深小的地区，要求水位拟合小于 0.5 m 的绝对误差必须占已知水位节点的 70 % 以上；对于降深较大的地区（大于 5 m），要求水位拟合小于 10 % 的相对误差节点必须占已知水位节点的 70 % 以上”，则认为参数达到了“最优”。但是在本次试验中，降深在 0.5 m 左右，采取管理要求中“对于降深小的地区”的规则很难达到我们需要的精度，因

此本次研究规定:要求水位拟合小于 20 %的相对误差节点占已知水位节点的 70 %以上。

在 12 眼观测孔中, K8 与 K14 为农业抽水井, 由于使用时间较长, 井孔内出现了泥沙淤积堵塞现象, 地下水水位的变化不太明显, 本次作为异常点剔出。其余 10 眼观测孔均达到要求, 达到要求的观测井点占全部井点的 83 % 以上。部分井孔的水位模拟曲线如图 5 所示。经模拟计算, 水文地质参数为: 水平渗透系数  $K_{xx} = K_{yy} = 82.68 \text{ m/d}$ , 垂直渗透系数  $K_z = 7.78 \text{ m/d}$ , 给水度 (Storativity)  $\mu = 0.15$ 。

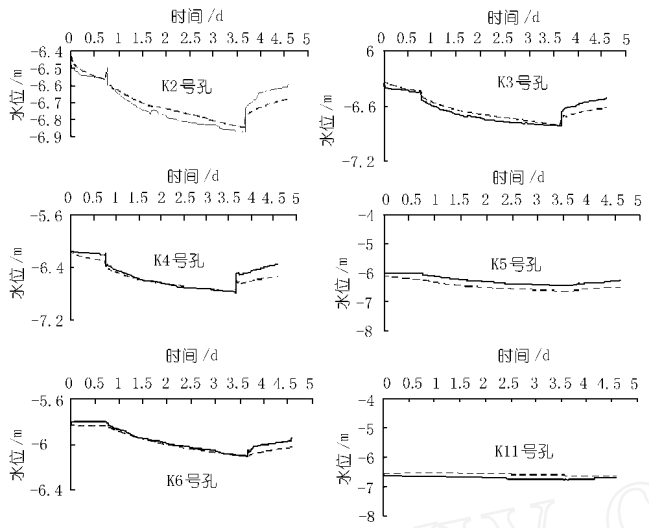


图 5 抽水试验阶段部分观测孔水位拟合对比曲线  
(注:实线为实测值,虚线为计算值)

4 单井抽水的解析法验证

利用单井潜水完整井的解析解公式求解水文地质参数<sup>[8]</sup>, 与数值方法进行对比验证。两个观测孔的潜水完整井的公式为:

$$K = \frac{0.733 Q (\lg r_2 - \lg r_1)}{h_2^2 - h_1^2}$$

式中  $Q$  为抽水孔出水量,  $\text{m}^3/\text{d}$ ;  $r_1$ 、 $r_2$  为抽水孔至观测孔的距离,  $\text{m}$ ;  $h_1$ 、 $h_2$  为含水层底板至观测孔水位降深的高度,  $\text{m}$ 。其中示意图见图 6 所示。

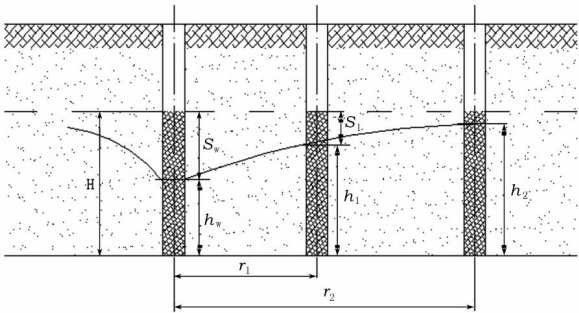


图 6 潜水完整井计算示意图(2 个观测孔)

经计算, 得到含水层的渗透系数为 100  $\text{m/d}$ 。  
通过对比发现, 采用有限元数值模拟的方法与采用单井法计算的渗透系数结果比较接近, 抽水试验的结果略大于数值法的结果。通常而言, 抽水会造成含水层的空隙度偏大, 渗透系数也随着增大, 利用抽水试验求解的渗透系数比实际值偏大, 而相同的原理, 注水试验求得参数则偏小一些。真实的渗透

系数应该偏小于解析计算的结果 100  $\text{m/d}$ , 故通过群孔抽注水试验运用数值模拟的方法求解的水文地质参数是可以接受的。因此, 在滨海平原地区进行抽水试验, 运用三维数值模拟的方法较传统的解析解求解的方法表现出了一定的优势。

5 结论

(1) 在滨海地区进行小流量抽、注水联合试验, 水位降深小, 并能短时间内进行注水, 可以有效地避免由于抽水造成新的海水入侵, 另一方面利用抽、注水联合试验能够降低由单纯的抽水或注水引起的含水层空隙度变化而造成的求解误差, 可以得到更加准确的水文地质参数。

(2) 运用基于有限元法的 Feflow 软件进行模拟计算, 通过反复的调参使得模拟结果达到最优, 较传统的单井潜水完整井公式法求解得表现出了一定的优越性。

因此, 在滨海地区利用小流量抽、注水联合试验求取水文地质参数的数值解法具有一定的推广价值, 并且数值解法对研究更为复杂的大尺度的抽水试验、地下水资源评价与科学管理具有重要的参考价值。

参考文献:

[1] 朱春龙. 非稳定流抽水试验参数计算的优化算法. 水科学进展, 1999, 10(1): 75 ~ 78.  
[2] 邹正盛, 赵智荣. 简析抽水水文地质参数确定中的问题. 水文地质工程地质, 2001, (3): 68 ~ 69.  
[3] 钱家忠, 吴剑峰. 徐州市张集水源区裂隙岩溶水群孔抽水试验研究. 水科学进展, 2003, 14(5): 598 ~ 601.  
[4] 骆祖江, 刘昌军, 瞿成松等. 深基坑降水疏干过程中三维渗流场数值模拟研究. 水文地质工程地质, 2005, (5): 48 ~ 53.  
[5] 钱家忠, 汪家权. 中国北方裂隙岩溶水模拟及水环境质量评价. 合肥: 合肥工业大学出版社, 2003.  
[6] 孔祥光, 王井泉, 翁明华等. Feflow 有限元地下水水流系统(译). 北京: 中国矿业大学出版社, 2000.  
[7] 贺国平, 邵景力. Feflow 在地下水流模拟方面的应用. 成都理工大学学报(自然科学版), 2003, (4): 357 ~ 361.  
[8] 齐冰, 王宇丽, 刘洪吉. 利用动态观测资料求潜水含水层水文地质参数. 东北水利水电, 2002, (8): 32 ~ 34.

