

doi:10.3799/dqkx.2017.023

# 水力层析法与克立金法估算非均质含水层渗透系数场比较

蒋立群<sup>1</sup>, 孙蓉琳<sup>1\*</sup>, 王文梅<sup>2</sup>, 王江思<sup>2</sup>

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

2. 海南水文地质工程地质勘察院, 海南海口 571100

**摘要:** 含水层非均质性空间分布特征的识别, 是准确模拟地下水流动和污染物运移的前提。基于室内非均质含水层砂箱实验, 分别利用水力层析法和克立金插值法刻画了非均质含水层渗透系数场。研究表明: (1) 水力层析法与克立金法相比, 不仅可以更好地刻画非均质含水层渗透系数场, 还可以更高精度地预测地下水流动过程; (2) 水力层析抽水实验中, 通过增加抽水实验组数可以有效地提高水力层析参数反演的精度, 但是抽水实验组数增加到一定程度以后, 再增加抽水组数不会显著提升参数反演的效果。后续需要进一步研究水力层析抽水实验合适的组数, 进一步对抽水井进行优化布设。

**关键词:** 水力层析法; 克立金法; 非均质性; 渗透系数; 水文地质。

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2017)02-0307-08

收稿日期: 2016-09-06

## Comparison of Hydraulic Tomography and Kriging for Estimating Hydraulic Conductivity of a Heterogeneous Aquifer

Jiang Liqun<sup>1</sup>, Sun Ronglin<sup>1\*</sup>, Wang Wenmei<sup>2</sup>, Wang Jiangsi<sup>2</sup>

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Hainan Investigation Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Haikou 571100, China

**Abstract:** Characterization of the spatial distributions of aquifer heterogeneity is the premise of accurately simulating groundwater flow and contaminant migration. Based on the laboratory sandbox test of a synthetic heterogeneous aquifer, hydraulic tomography and kriging are used to characterize hydraulic conductivity ( $K$ ) of the heterogeneous aquifer in this study. The results show that: (1) Compared with kriging, hydraulic tomography can get higher precision to characterize the  $K$  field and predict groundwater flow process of the heterogeneous aquifer; (2) in the pumping tests of hydraulic tomography, increasing the number of pumping tests can effectively improve accuracy of inversion of hydraulic tomography, however, after reaching a certain degree, increasing the number of pumping test can not significantly improve the effect of the parameter inversion. Subsequently, it is necessary to further research the appropriate number of pumping tests of hydraulic tomography for further optimizing pumping wells.

**Key words:** hydraulic tomography; kriging; heterogeneity; hydraulic conductivity; hydrogeology.

## 0 引言

在地下水资源保护、地下水污染修复、地质灾害防治等领域, 只有详细刻画了非均质含水层水文地质参数的空间分布特征, 才能准确预测地下水流动

和污染物运移过程(Tsang, 2000; 刘颖等, 2015)。渗透系数  $K$  是地下水流动和溶质运移模拟中最重要的参数之一, 为了高精度刻画非均质含水层渗透系数场, 传统的等效均质模型——简单分区法已经不能满足应用需要(唐甜等, 2011; 毛德强, 2013)。

近几十年, 很多学者采用蒙特卡洛方法、地质统

**基金项目:** 国家自然科学基金青年基金项目(No.41102155); 中国地质调查局计划项目(Nos.DD20160255, 2016290089)。

**作者简介:** 蒋立群(1990-), 男, 硕士研究生, 主要从事水文地质、工程地质等工作, ORCID: 0000-0002-8205-0452, E-mail: Lovemyjlq@126.com

\* **通讯作者:** 孙蓉琳, ORCID: 0000-0001-5523-198X, E-mail: likeoasis@163.com

**引用格式:** 蒋立群, 孙蓉琳, 王文梅, 等, 2017. 水力层析法与克立金法估算非均质含水层渗透系数场比较. 地球科学, 42(2): 307-314.

计学(Kriging, 克立金)等随机理论来定量刻画非均质含水层参数的空间分布(吴吉春, 2006; 施小清等, 2012)。但是克立金插值和随机方法需要大量描述渗透系数的野外实验或室内岩心实验, 野外工作中难以实现。另一方面, 为求取渗透系数和储水系数在实施传统抽水实验时钻孔和水位数据并没有得到充分利用。传统抽水实验计算水文地质参数时, 一般假设含水层为均质介质, 计算时只需要一个观测井的水位降深资料, 所给出的是一个等效均质含水层的渗透系数  $K$  和储水系数  $S_s$ , 不能提供该体积内渗透系数的具体分布(Yeh and Liu, 2000)。寻求一种尽可能利用有限的实测资料对未知位置的含水层参数进行合理估值的方法, 是目前地下水流模拟和污染物运移模拟中的关键问题(宋刚等, 2005)。

水力层析(Hydraulic tomography, 简称 HT)是新近发展起来的一种高精度刻画含水层非均质性的新方法。近年来, 水力层析已经被广泛应用于数值研究和室内砂箱实验的地下水流预测, 并在多个野外场地得到了验证(Brauchler *et al.*, 2013; Sun *et al.*, 2013; Berg and Illman, 2015)。

本文将基于室内非均质含水层砂箱实验, 分别采用水力层析法和克立金插值法来估计非均质含水层渗透系数场, 对比分析两种方法刻画渗透系数场和预测地下水流的精度。

## 1 渗透系数场估计方法

### 1.1 水力层析法

为了详细且有效地获取含水层水力参数空间分布信息, 一些学者借鉴和发展了医学上的电子计算机 X 射线断层扫描技术(简称 CT)和地球物理学中的层析概念, 提出了水力层析理论(Yeh and Liu, 2000; Bohling *et al.*, 2002; Zhu and Yeh, 2005)。水力层析法采用止水器将同一井孔分割为许多垂直井段, 在其中一个井段进行抽水(或注水), 同时对含水层在其他井段的水头响应进行监测, 得出一组抽水量(注水量)/水位响应数据。按顺序在该井和其他井孔的不同井段抽水(或注水), 并在其他井段监测水位响应, 就可以得到一系列连续的交叉孔抽水量/水位响应数据。最后, 利用反演模型处理这些水位数据, 得到含水层渗透系数的空间分布(郝永红等, 2008; 董艳辉等, 2009)。

针对水力层析抽水实验获取的多组水头响应信息, 需要一种可靠而有效的反演方法来解译这种信

息。许多学者在反演技术上做了大量研究(Bohling *et al.*, 2002; Zhu and Yeh, 2005; Cardiff and Bar-rash, 2011; Jiménez *et al.*, 2013)。亚利桑那大学 T. C. Jim Yeh 教授提出了一种迭代协克立金技术, 该技术采用一种线性估值方法逐次引入水力学性质与水位之间的非线性关系, 称为 Sequential successive linear estimator(简称 SSLE)(Yeh and Liu, 2000)。与克立金算法相比, SSLE 算法由于考虑了水头与含水层特性之间的非线性关系, 计算结果更准确。SSLE 反演技术目前已经被广泛用于反演非均质含水层渗透系数  $K$  与储水系数  $S_s$  的室内砂箱和野外场地研究, 表明该理论和 SSLE 反演技术可以高精度刻画含水层非均质性和精确预测地下水流(郝永红等, 2008; 董艳辉等, 2009; Illman *et al.*, 2010; Illman, 2014)。本文实验砂箱相比 Illman *et al.* (2010) 的砂箱, 含水层的非均质性程度更高。本文利用亚利桑那大学 T. C. Jim Yeh 教授团队开发的软件 VSFT3 (Variably Saturated Aquifer Flow and Transport in 3D, 三维变饱和地下水流和运移数值模拟软件), 根据室内砂箱抽水实验收集的观测水位数据反演渗透系数场。

### 1.2 克立金法

渗透系数等含水层的水文地质参数是随着空间位置变化的随机函数, 既具有随机性又具有规律性, 因此可以把渗透系数视为区域化变量, 再进行地质统计分析(刘玲玲等, 2009; 施小清等, 2009; Illman *et al.*, 2010; 岳松梅等, 2014)。地质统计学是以区域化变量理论为基础, 以变异函数为主要工具, 研究在空间分布上既有随机性又有结构性, 或空间相关、依赖性的自然现象的科学。地质统计学的核心是“克立金”, 克立金法又称为空间局部估计或空间局部插值法, 是建立在变异函数理论及结构分析基础之上的, 实质是利用区域化变量的原始数据和变异函数的结构特点, 对未采样点的区域化变量取值进行线性无偏最优估计(王仁铎和胡光道, 1988; 刘爱利等, 2012)。

本文利用 GS+v7 (全称 Geostatistics for the Environmental Sciences) 软件分析 36 个砂箱水平井段岩心渗透系数的空间结构和随机性, 然后利用 Surfer 11 中克立金法估算渗透系数场。

## 2 室内砂箱实验

### 2.1 非均质含水层制作

本文设计了一个剖面二维非均质含水层砂箱。

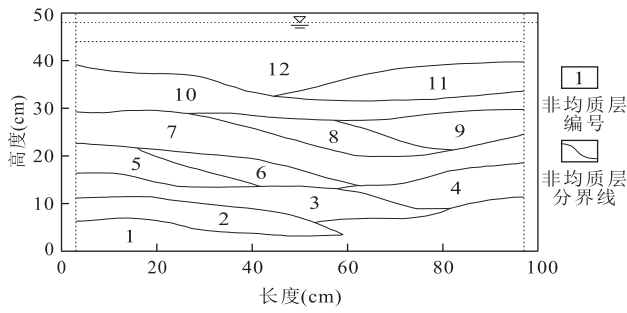


图 1 非均质含水层设计

Fig.1 Schematic of the heterogeneous aquifer

砂箱长为 100 cm,宽为 10 cm,高为 50 cm.砂箱左右两侧离边界 3 cm 处为有孔 PVC 板,用砂网包裹 PVC 板,有孔 PVC 板和砂箱边界之间为水槽;左右水槽之间长 94 cm、宽 10 cm、高 44 cm 的范围为非均质含水层(图 1).砂箱布置 9 口井,每口井垂向上分为 4 个井段,共 36 个井段(图 2).每个井段为直径 1 cm,长 10 cm 的水平井,每个水平井通过铜嘴既可以与压力传感器相连作为观测井,也可与蠕动泵相连作为抽水井.相邻水平井之间的水平和垂直间距均为 10 cm.实验过程中砂箱含水层的左、右两边界和上边界为连通的定水头边界,水头值为 48 cm,定水头边界的水位由稳水箱控制;下边界为隔水边界.

砂箱非均质含水层总共由 12 层组成(图 1),主要是通过 7 种不同粒径范围、不同透水能力的砂样装填而成(表 1).填装之前首先通过不同规格的筛网筛选出不同粒径范围的砂样,然后通过人工填砂的方法,将不同粒径范围的砂样按照图 1 设计形状进行填砂,完成非均质含水层的制作.

砂箱非均质含水层设计和填装时遵循以下几个基本条件:(1)根据沉积学原理,含水层介质沉积水

平方向上的相关尺度远大于垂直方向;(2)根据砂样渗透系数的大小,合理安排填充的位置和形状,保证抽水条件下定水头边界能够对其进行补给;(3)砂箱含水层的左、右两边界和顶部的定水头边界附近渗透系数不宜过小,避免抽水过程中造成浮砂或管涌现象出现.

### 2.2 非稳定流达西实验

砂箱填装之前,采用非稳定流达西实验,求取表 1 中 7 种粒径砂样的渗透系数(陈崇希和林敏, 1999).对填装好的非均质含水层实验砂箱,利用岩心取样采集砂箱含水层 36 个井段岩心;采用非稳定流达西实验得到 36 个井段岩心的渗透系数.具体步骤如下:在安装好的实验砂箱水平井段位置,通过插入一个长度大于 10 cm 的水平管进行岩心取样.采集的岩心长为 10 cm,直径为 1 cm.对采集的岩心进行非稳定流达西实验,求解出渗透系数.计算结果表明:每个水平井段岩心的渗透系数近似等于其所揭露的岩心砂样填充前求得的渗透系数.原因是本次实验所选砂样的磨圆度和分选性非常好,并且本砂箱填装采用的是湿砂,并压实填充;在非稳定流达西渗流实验过程中,也是严格按照湿砂压实填装达西实验装置.但由于渗透系数的尺度效应和实际砂箱填装过程的密实程度不同,这里采用非稳定流达西实验得出的  $K$  值并不是砂箱介质真实的渗透系数,仅作为介质相对大小的参考值.

### 2.3 抽水实验

本次实验利用蠕动泵对不同井段进行抽水,通过压力传感器监测不同井段的地下水位响应.实验之前先进行准备工作:(1)堵住 36 口水平井,调整稳水箱高度,对含水层缓慢饱水,使非均质含水层的定

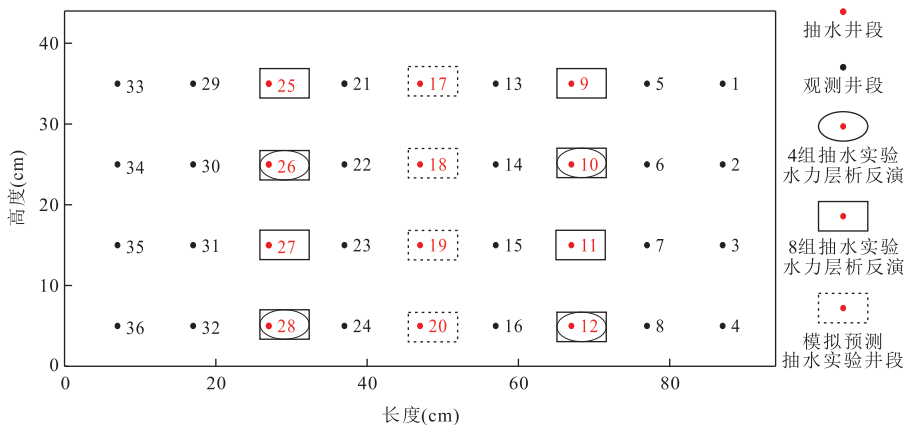


图 2 砂箱观测井与抽水井位置

Fig.2 Schematic diagram of the observation wells and pumping wells in sandbox

表 1 非稳定流达西实验渗透系数计算结果

Table 1 Results of hydraulic conductivity by Darcy experiments of transient flow

非均质含水层	1	2,11	3,9	4	5,8	6,10	7,12
砂粒粒径(mm)	0.40~0.60	<0.17	0.60~0.90	0.15~0.25	<0.15	0.20~0.30	0.30~0.45
K (cm/s)	0.101	0.013	0.351	0.021	0.001	0.041	0.082

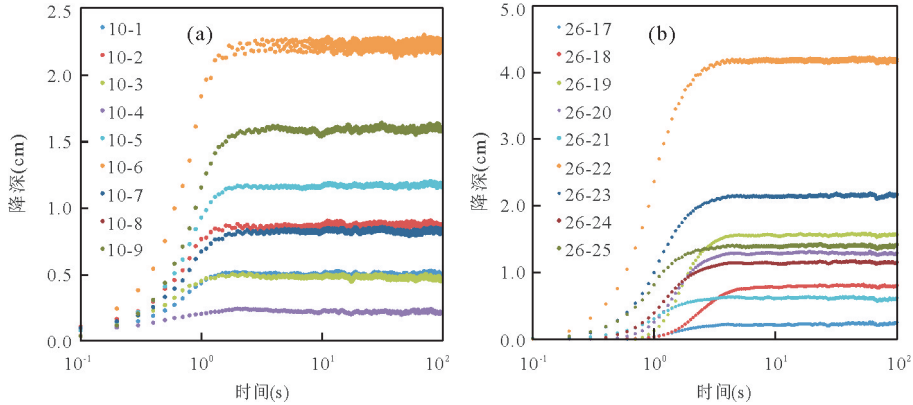


图 3 降深时间曲线

Fig.3 Drawdown time curves of pumping tests

a.10 号井段抽水时部分观测井;b.26 号井段抽水时部分观测井;图例中,第 1 个数字为抽水井段编号,第 2 个数字为观测井段编号

水头边界水头为 48 cm;(2)在含水层饱水状态下,用白色硅胶管连接每个水平井,自由排水一段时间,直到排出的水中没有空气为止,将硅胶管与压力传感器连接。

准备工作完成后,进行初始条件数据采集,采集时间至少 1 h,目的是对压力传感器、数据采集器进行预热处理.在所有压力传感器采集的数据随着时间处于稳定状态后,进行抽水实验.利用蠕动泵对图 2 中的红色井段(9、10、11、12、17、18、19、20、25、26、27、28)依次进行单井定流量抽水.除 27 号井段抽水流量为  $Q = -0.869 \text{ cm}^3/\text{s}$  外,其余井段抽水流量均为  $Q = -4.890 \text{ cm}^3/\text{s}$ ,总共进行 12 次抽水实验.每次抽水实验时,其他 35 个井段都进行水位观测,直到各观测孔水位稳定后停止抽水,待各观测孔水位恢复至初始状态并稳定后停止数据采集。

在室内砂箱抽水实验过程中,蠕动泵转动产生的脉冲噪音与传感器工作时产生的随机噪音,会使采集的观测降深数据存在测量误差,为了减小水位误差对水力层析法反演含水层渗透系数的影响,本文应用均值滤波方法(王科俊等,2010)对采集的降深数据进行了噪音消除处理.以 10 号和 26 号井段抽水实验为例,利用消噪处理后的降深数据画出部分观测井段的降深时间曲线(图 3)。

### 3 砂箱非均质含水层渗透系数场估算

#### 3.1 水力层析法反演渗透系数场

本文分别选择 4 组(图 2 中椭圆内井段,10、12、26、28)和 8 组(图 2 中实线矩形框内井段,9、10、11、12、25、26、27、28)抽水实验数据来反演渗透系数场,反演时选取观测孔稳定时刻的水位数据,每次抽水实验包括 35 个观测井段的水位数据。

笔者借助 VSAFT3 软件,运用 SSLE 算法来反演二维非均质含水层渗透系数场.数值模型长  $X = 94 \text{ cm}$ ,宽  $Y = 10 \text{ cm}$ ,高  $Z = 44 \text{ cm}$ .按  $2 \text{ cm} \times 10 \text{ cm} \times 2 \text{ cm}$  进行网格剖分,共产生 1 034 个网格单元.模型左、右两边界和上边界为定水头边界(水头为 48 cm),底部为隔水边界,抽水之前的初始水头为 48 cm.模型参数反演时,渗透系数  $K$  的相关长度  $X = 30 \text{ cm}$ , $Z = 8 \text{ cm}$ ,渗透系数均值为  $0.0841 \text{ cm/s}$ ,渗透系数的自然对数  $\ln K$  的方差为 2,最大迭代步长设为 200 步.模型收敛标准:水头  $h = 0.01 \text{ cm}$ (迭代之间的水头变化值低于  $0.01 \text{ cm}$  时,迭代停止),标准差  $f = 0.001$ (迭代之间的渗透系数方差变化值低于  $0.001$  时,迭代停止).本次研究选择 4 组抽水实验来反演渗透系数场时,迭代 59 步时达到收敛标准,迭代停止,结果如图 4b 所示;选择 8 组抽水实验来反演渗透系数场时,迭代 139 步时达到收敛标准,

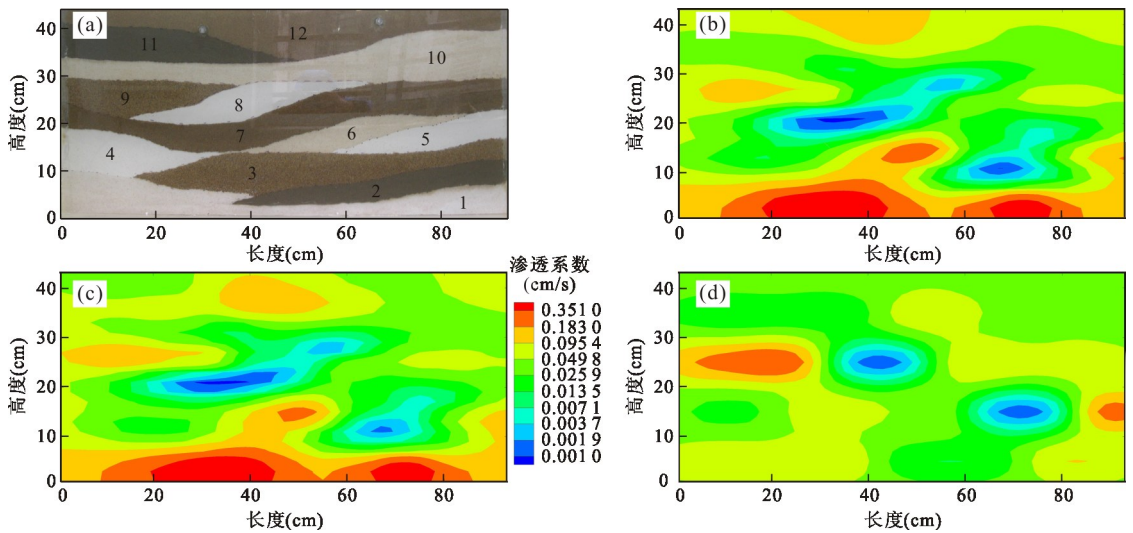


图 4 真实渗透系数场和估算渗透系数场

Fig.4 The field of estimated  $K$  and true heterogeneous layer of the sandbox

a.真实非均质结构;b.4组抽水实验水力层析反演;c.8组抽水实验水力层析反演;d.克立金插值

迭代停止,结果如图 4c 所示。

### 3.2 克立金法插值渗透系数场

通过非稳定流达西实验共得到 36 个井段岩心渗透系数,将渗透系数单位由  $\text{cm/s}$  统一转换成  $\text{m/d}$ 。Delhomme(1978)建议通过自然对数转换含水层的渗透系数后,可以得到较佳的空间变异结构,因此对渗透系数取自然对数。笔者利用 GS+v7 软件分析区域化变量  $\ln K$  的协方差函数和变异函数。由于本文采样点分布规则,水平和垂向等间距,间距均为  $10\text{ cm}$ ,故滞后间距(lag distance interval)取  $10\text{ cm}$ ;最大滞后距取滞后间距的整数倍,本文取  $50\text{ cm}$ ,略大于最大采样点间距的一半。分析表明,球状模型拟合效果最优,其中变程为  $24\text{ cm}$ ,拱高为  $3.75$ ,块金效应值为  $0.02$ ,基台值为  $3.77$ ,各向异性比值为  $3$ 。

笔者根据球状模型拟合参数,利用 Surfer 11 中克立金法对室内非均质含水层渗透系数的对数值进行二维插值,插值时网格剖分与水力层析法数值模型网格剖分一样;导出  $\ln K$  插值结果后,将  $\ln K$  ( $\text{m/d}$ )统一换算成  $K$  ( $\text{cm/s}$ ),得到  $1\ 034$  个网格的渗透系数值,结果如图 4d 所示。

## 4 结果讨论

### 4.1 渗透系数刻画精度的评价标准

为了定量评价水力层析法和克立金法估算非均质含水层渗透系数场的精度,本文主要采用两个指

标进行评价:(1)将模拟渗透系数场与真实渗透系数场的可视化图进行视觉对比;(2)将两种方法获取的渗透系数场用于地下水流的模拟预测,预测图 2 中虚线矩形框内井段抽水实验(17、18、19、20),然后将预测降深  $s^*$  与实测降深  $s$  进行对比。

对于第 2 种方法的对比,详细步骤如下:(1)选取 4 个井段抽水实验稳定时刻的 140 个实测降深值(每次抽水实验得到 35 个稳定时刻实测降深值,4 次抽水实验共计 140 个稳定时刻实测降深值)作为模型验证的标准;(2)分别将两种方法估算获取的渗透系数场作为地下水流数值模型的已知渗透系数场,模拟预测 4 个井段的稳定流抽水过程,得到相应的 140 个模拟降深值  $s^*$ ;(3)计算不同方法的模拟降深值  $s^*$  与实测降深  $s$  的平均绝对误差  $L_1$  和均方差  $L_2$ 。 $L_1$  和  $L_2$  值越小,证明参数估算效果越好;(4)绘制不同方法下的模拟降深值  $s^*$  与实测降深值  $s$  的散点图,计算相关系数  $R^2$ 。散点图均匀分布在  $45^\circ$  线附近,说明估计  $K^*$  较接近真实值; $R^2$  越接近 1,表明估算效果越好。

$L_1$  和  $L_2$  计算公式为:

$$L_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |s_i - s_i^*|$$

$$L_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s_i - s_i^*)^2, \quad (1)$$

式中: $n$  为已知降深  $s$  或  $s^*$  的个数,这里为 140;为观测井  $i$  处的实测降深值,为观测井  $i$  处的模拟预测降深。

表 2 水力层析法和克立金插值法评价结果

Table 2 Evaluation results of hydraulic tomography and kriging

方法	$L_1$	$L_2$	$R^2$
HT-4 组抽水实验反演	0.095	0.029	0.980
HT-8 组抽水实验反演	0.085	0.023	0.983
克立金插值	0.247	0.153	0.876

#### 4.2 水力层析法与克立金法估算结果比较

由图 4 分析可知,水力层析法刻画不规则形状的非均质结构时精度比克立金插值法高,且能够反映不同非均质层的起伏形状.实际砂箱的非均质结构是不规则形状的,水平延伸长度要大于垂向上的厚度.尤其是位于砂箱中部的第 8 层,渗透系数最小,水力层析相比克立金插值能够更好地刻画其形状.根据岩心渗透系数测试结果,第 3、9 层的渗透系数最大,第 1 层次之,水力层析能够清晰刻画这些渗透系数较大层的大体形状和位置.但由于第 1 层位于砂箱底部边界位置,缺少观测孔,反演时此处过于收敛,使得反演结果偏大.

把水力层析法和克立金法估算的渗透系数场作为已知渗透系数场代入地下水流模型进行正演模拟,得到不同井段抽水实验过程中的模拟降深  $s^*$ . 分别计算两种方法下的模拟降深  $s^*$  与实测降深  $s$  的平均绝对误差  $L_1$ , 均方差  $L_2$ , 相关系数  $R^2$  (表 2), 并绘制  $s^*$  与  $s$  的关系 (图 5).

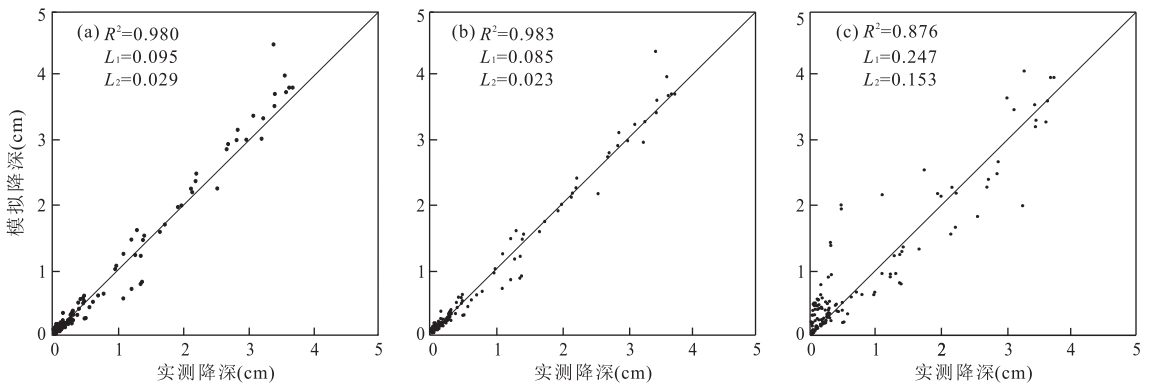
根据表 2 可知,水力层析法的  $L_1$  和  $L_2$  明显比克立金法的  $L_1$  和  $L_2$  要小,同时水力层析法的  $R^2$  明显比克立金法的  $R^2$  大.图 5 显示,水力层析法反演参数的  $s$  与  $s^*$  散点图均匀分布在  $45^\circ$  线附近,而相比之下,克立金法的  $s$  与  $s^*$  散点图比较发散.从表 2 和图 4、图 5 可知,水力层析法比克立金法估算非

均质含水层渗透系数场效果好.

本文还研究了抽水实验组数对水力层析反演结果的影响,实验组数从 1 次逐次增加到 8 次.抽水组数从 1 组逐渐变到 4 组时,反演  $K$  的精度提高比较显著;从 4 组到 8 组抽水试验,估计  $K$  的效果没有显著的提升(图 4b 和 4c).从表 2 和图 5 可知,水力层析法选择 8 组抽水实验数据反演渗透系数场比选择 4 组抽水实验数据反演的渗透系数用于地下水流预测模拟,效果略好一点,但是提高程度不大.这可能由于互易定理的存在降低了抽水组数增加对参数反演精度的提升速率.Bruggeman (1972) 指出在同一承压含水层中抽水,互换抽水井与观测井位置,两次抽水试验在相同时刻  $t$  得到的观测井水位降深相同.这意味着在水力层析抽水实验过程中,随着抽水实验次数的增加,所带来的非重复的水位信息越来越少,从而使得参数反演结果的提高程度越来越不显著 (Bruggeman, 1972).

## 5 结论

基于室内非均质含水层砂箱实验,本文研究了水力层析法和克立金法刻画非均质含水层渗透系数场的优劣,结果表明:(1)水力层析法与克立金法相比,不仅可以更好地刻画非均质含水层渗透系数场,还可以更高精度的预测地下水流过程.克立金插值的数据基础是通过各种野外或室内实验获取空间点上的渗透系数样本,对井孔与井孔之间介质的非均质性刻画精度不高.水力层析由于考虑了水头与含水层特性的非线性关系,在含水层非均质性刻画方面具有更大的优势.(2)水力层析抽水实验中,通过

图 5 模拟降深  $s^*$  与实测降深  $s$  关系Fig.5 Relations of the simulated drawdown ( $s^*$ ) and the measured drawdown ( $s$ )

a.4 组抽水实验的水力层析反演;b.8 组抽水实验的水力层析反演;c.克立金插值

增加抽水实验组数可以有效地提高水力层析参数反演的精度,但是抽水实验组数增加到一定程度以后,再增加抽水组数不会显著提升参数反演的效果,后续需要进一步研究水力层析抽水实验合适的组数,进一步对抽水井进行优化布设。

## References

- Berg, S. J., Illman, W. A., 2015. Comparison of Hydraulic Tomography with Traditional Methods at a Highly Heterogeneous Site. *Ground Water*, 53(1): 71—89. doi: 10.1111/gwat.12159
- Bohling, G. C., Zhan, X. Y., Butler Jr., J. J., et al., 2002. Steady Shape Analysis of Tomographic Pumping Tests for Characterization of Aquifer Heterogeneities. *Water Resources Research*, 38(12): 60—1—60—15. doi: 10.1029/2001WR001176
- Brauchler, R., Hu, R., Hu, L., et al., 2013. Rapid Field Application of Hydraulic Tomography for Resolving Aquifer Heterogeneity in Unconsolidated Sediments. *Water Resources Research*, 49(4): 2013—2024. doi: 10.1002/wrcr.20181
- Bruggeman, G. A., 1972. The Reciprocity Principle in Flow through Heterogeneous Porous Media. *Developments in Soil Science*, 2(2): 136—149. doi.org/10.1016/S0166—2481(08)70535—X
- Cardiff, M., Barrash, W., 2011. 3-D Transient Hydraulic Tomography in Unconfined Aquifers with Fast Drainage Response. *Water Resources Research*, 47(12): 4154—4158. doi: 10.1029/2010WR010367
- Chen, C. X., Lin, M., 1999. *Groundwater Dynamics*. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Delhomme, J. P., 1978. Kriging in Hydrosociences. *Advances in Water Resources*, 1(5): 251—266. doi: 10.1016/0309—1708(78)90039—8
- Dong, Y. H., Li, G. M., Zhao, C. H., et al., 2009. Characterization of Aquifer Heterogeneity by Using Hydraulic Tomography. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 39(12): 58—61, 69 (in Chinese with English abstract).
- Hao, Y. H., Ye, T. Q., Han, B. P., et al., 2008. Imaging Fracture Connectivity Using Hydraulic Tomography. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 35(6): 6—11 (in Chinese with English abstract).
- Illman, W. A., 2014. Hydraulic Tomography Offers Improved Imaging of Heterogeneity in Fractured Rocks. *Groundwater*, 52(5): 659—684. doi: 10.1111/gwat.12119
- Illman, W. A., Zhu, J. F., Craig, A. J., et al., 2010. Comparison of Aquifer Characterization Approaches through Steady State Groundwater Model Validation: A Controlled Laboratory Sandbox Study. *Water Resources Research*, 46(4): 475—478. doi: 10.1029/2009WR007745
- Jiménez, S., Brauchler, R., Bayer, P., 2013. A New Sequential Procedure for Hydraulic Tomographic Inversion. *Advances in Water Resources*, 62: 59—70. doi: 10.1016/j.advwatres.2013.10.002
- Liu, A. L., Wang, P. F., Ding, Y. Y., 2012. *Introduction to Statistical*. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Liu, L. L., Wu, J. F., Wu, J. C., 2009. A Comparative Study of Four Geostatistical Methods for Identifying the Hydraulic Conductivity Fields Based on Test Data. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 36(5): 66—71 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y., Shao, J. L., Chen, J. X., 2015. Hydrogeological Parameter Estimations for Slug Test in Sloping Confined Aquifer. *Earth Science*, 40(5): 925—932 (in Chinese with English abstract).
- Mao, D. Q., 2013. *A Study of Uniqueness Issue and High Resolution Methods in Groundwater Inverse Modeling (Dissertation)*. China University of Geosciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Shi, X. Q., Jiang, B. L., Bian, J. Y., et al., 2009. Geological Analysis for Estimating the Spatial Variability of Hydraulic Conductivity in the Third Confined Aquifer of Shanghai City. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 37(1): 36—41 (in Chinese with English abstract).
- Shi, X. Q., Wu, J. C., Wu, J. F., et al., 2012. Effects of the Heterogeneity of Multiple Correlated Random Parameters on Solute Transport. *Advances in Water Science*, 23(4): 509—515 (in Chinese with English abstract).
- Song, G., Wan, L., Hu, F. S., et al., 2005. Indicator Kriging of Spatial Distribution of Permeability of Aquifer. *Earth Science Frontiers*, 12(Suppl.): 146—151 (in Chinese with English abstract).
- Sun, R. L., Yeh, T. C. J., Mao, D. Q., et al., 2013. A Temporal Sampling Strategy for Hydraulic Tomography Analysis. *Water Resources Research*, 49(7): 3881—3896. doi: 10.1002/wrcr.20337
- Tang, T., Wu, J. C., Yang, Y., 2011. Analysis on Influence of Aquifer Heterogeneous Simplification to Groundwater Numerical Modeling. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 39(4): 34—42 (in Chinese with English abstract).
- Tsang, C. F., 2000. Modeling Groundwater Flow and Mass Transport in Heterogeneous Media: Issues and Challenges. *Earth Science*, 25(5): 443—450 (in Chinese with English abstract).
- Wang, K. J., Xiong, X. Y., Ren, Z., 2010. Highly Efficient Mean Filtering Algorithm. *Application Research of Computer*,

27(2):434—438(in Chinese with English abstract).

Wang, R. D., Hu, G. D., 1988. Linear Geostatistics. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).

Wu, J. C., 2006. Carry on the Study of Data Fusion for the Aquifer Heterogeneity. *Geological Journal of China Universities*, 12(2):216—222(in Chinese with English abstract).

Yeh, T. C. J., Liu, S. Y., 2000. Hydraulic Tomography: Development of a New Aquifer Test Method. *Water Resources Research*, 36(8): 2095—2105. doi: 10.1029/2000WR900114

Yue, S. M., Yang, Y., Wu, J. F., et al., 2014. The Impact of Hydraulic Conductivity Distribution Mapped by Four Geological Techniques on the Groundwater Contaminant Movement. *Ground Water*, 36(4):10—14(in Chinese with English abstract).

Zhu, J., Yeh, T. C. J., 2005. Characterization of Aquifer Heterogeneity Using Transient Hydraulic Tomography. *Water Resources Research*, 41(7): W07028. doi: 10.1029/2004WR003790

#### 附中文参考文献

陈崇希, 林敏, 1999. 地下水动力学. 武汉: 中国地质大学出版社.

董艳辉, 李国敏, 赵春虎, 等, 2009. 应用水力层析法刻画含水层非均质性. *工程勘察*, 39(12):58—61+69.

郝永红, 叶天齐, 韩宝平, 等, 2008. 运用水力层析法对含水层裂隙带成像. *水文地质工程地质*, 35(6):6—11.

刘颖, 邵景力, 陈家洵, 2015. 基于微水试验倾斜承压含水层

水文地质参数的推估. *地球科学*, 40(5):925—932.

刘爱利, 王培法, 丁园圆, 2012. *地统计学概论*. 北京: 科学出版社.

刘玲玲, 吴剑锋, 吴吉春, 2009. 不同地质统计方法在确定渗透系数场中的对比研究. *水文地质工程地质*, 36(5):66—71.

毛德强, 2013. 地下水反演模型解的唯一性和高精度反演方法研究(博士学位论文). 北京: 中国地质大学.

施小清, 姜蓓蕾, 卞锦宇, 等, 2009. 以地质统计方法推估上海第三承压含水层渗透系数的分布. *工程勘察*, 37(1):36—41.

施小清, 吴吉春, 吴剑锋, 等, 2012. 多个相关随机参数的空间变异性对溶质运移的影响. *水科学进展*, 23(4):509—515.

宋刚, 万力, 胡伏生, 等, 2005. 含水层渗透性空间分布的指示克里格估值. *地学前缘*, 12(增刊):146—151.

唐甜, 吴吉春, 杨运, 2011. 含水介质非均质概化对地下水数值模拟的影响分析. *工程勘察*, 39(4):34—42.

Tsang, C. F., 2000. 非均质介质中地下水流动与溶质运移模拟: 问题与挑战. *地球科学*, 25(5):443—450.

吴吉春, 2006. 开展含水层非均质性数据融合研究. *高校地质学报*, 12(2):216—222.

王仁铨, 胡光道, 1988. *线性地质统计学*. 北京: 地质出版社.

王科俊, 熊新炎, 任桢, 2010. 高效均值滤波算法. *计算机应用研究*, 27(2):434—438.

岳松梅, 杨蕴, 吴剑锋, 等, 2014. 基于不同地质统计方法的渗透系数场对污染物运移的影响. *地下水*, 36(4):10—14.