

蒙特卡罗方法在灰岩岩溶裂隙含水层 渗透系数估计中的应用

胡 超¹, 徐家明¹, 张沙莎¹, 臧英平², 贾淑彬²

(1. 江苏省地质环境勘察院, 江苏 南京 211100; 2. 南京市水资源管理中心, 江苏 南京 211100)

摘要: 将蒙特卡罗方法与数值解法相结合, 通过模型反演得到了 115 组模拟水位与观测水位的残差平方和低于 10 的渗透系数场。通过蒙特卡罗方法统计, 基岩含水层渗透系数均值的取值范围在 26.4 ~ 27.8 m/d 之间, 相应的置信度为 0.95 的置信区间在 25.0 ~ 30.0 m/d 之间。水源地内 F7 断层附近含水层的渗透系数最大, 向两侧渗透系数逐渐减小, 并且水源地西部含水层的渗透系数大于东部含水层的渗透系数。

关键词: 蒙特卡罗方法; 渗透系数; 参数估计; 地下水模拟

中图分类号: [TV138] **文献标识码:** B **文章编号:** 1007-7839 (2016) 05-0006-06

Hydraulic conductivity estimation of limestone karst-fissure aquifer based on Monte Carlo method

HU Chao¹, XU Jiaming¹, ZHANG Shasha¹, ZANG Yingping², JIA Shubin²

(1. *Environmental Geology Exploration Institute of Jiangsu Province, Nanjing 211100, Jiangsu;*

2. Nanjing Water Resource Management Center, Nanjing 211100, Jiangsu)

Abstract: Monte Carlo method was a method which computed approximate solutions by stochastic statistics tests and simulations and modernized by computer simulation researches. This paper combined Monte Carlo method and numerical method, gained 115 hydraulic conductivity distributions which sums of squares for error between simulated groundwater level and observed groundwater level were lower than 10 by model inversion. Statistics of hydraulic conductivity distributions was carried out later, results showed that means of bedrock aquifer's hydraulic conductivity in the source were 26.4 ~ 27.8 m/d and corresponding 95% confidence intervals were 25.0 ~ 30.0 m/d. In the source, the aquifer near F7 fault had the largest hydraulic conductivity and gradually reduced to west and east sides and hydraulic conductivity in the west aquifer was larger than the aquifer in the east.

Key words: Monte Carlo method; hydraulic conductivity; parameter estimation; groundwater simulation

1 概述

渗透系数是对含水层渗透性能的定量表示, 渗透系数的数值越大, 表示含水层的透水能力越强,

调查一个地区的水文地质条件通常需要对其含水层的渗透系数进行估计。然而, 天然含水层的参数具有复杂的空间变异特征, 渗透系数在空间上的分布规律也很复杂, 具有结构性和随机性^[1]。渗

收稿日期: 2016-03-23

基金项目: 江苏省水利科技项目 (2015059); 南京东郊地区岩溶裂隙水作为备用水源的开发利用研究

作者简介: 胡超 (1991-), 男, 硕士, 助理工程师, 主要从事水工环境和数值模拟工作。

透系数估计方法主要有:渗透计测量法^[2]、野外水文地质试验法^[3]、地球物理勘探法^[4]、数值模型反演法^[5]和人工神经网络法^[6]等。这些方法各有其优缺点,如渗透计测量法、地球物理勘探法在数据测量过程中存在着不确定性,从而导致计算结果也存在着不确定性;数值模型反演法、人工神经网络法在含水层概化等过程中存在着不确定性,从而导致计算结果也存在着不确定性,尤其是当实际观测值较少或者含水层的非均质性较大时,结果的不确定性就更加明显。本文根据南京东郊水源地的水文地质条件,结合计算机数值模型,将蒙特卡罗方法引入含水层渗透系数估值中,取得了良好的效果,蒙特卡罗方法能够较好地体现参数估计过程中出现的各种不确定性。

2 蒙特卡罗研究方法

2.1 基本思想

蒙特卡罗方法(Monte Carlo method)也称统计模拟方法,属于随机方法中的一种,是以概率统计理论为基础的计算方法。一般可以将蒙特卡罗方法大致分成两类:一类是所求的问题本身具有内在的随机性,通过借助计算机的运算能力来直接模拟其内在的随机过程;另一类是所求的问题可以转化为某种随机分布的特征数,比如通过随机抽样,根据随机事件出现的频率估计其概率,或用抽样的数字特征估算随机变量的数字特征,并将其作为问题的解。通过蒙特卡罗方法计算的随机解可以很好地反映实际情况中存在的 uncertainty,并且一般不需要过多的假设,所以蒙特卡罗方法能够广泛地使用在线性、非线性的地下水流或溶质运移问题上。

由于模型反演方法难以保证计算结果的唯一性与准确性,而通过与蒙特卡罗方法的结合,可以得到多组能够使模拟水位与观测水位相接近的参数场,并通过统计分析得到的数字特征来近似表现参数场的真实取值。

2.2 解题思路

将蒙特卡罗方法与模型反演方法结合在一起来估计水源地内基岩含水层的渗透系数,具体解题思路如下:

(1)将模型反演得到的渗透系数场作为样本,利用式(1)计算样本均值和标准差,近似地表示渗透系数场的均值和均方差,并利用式(2)产生

一个随机的渗透系数场。

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^N K_i / N \quad (1)$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (K_i - \bar{X})^2}$$

式中: \bar{X} 和 S 分别为渗透系数场的样本均值和标准差。

$$K = \mu + \sigma \frac{\sum_{i=1}^n (R_i)^2 - n/2}{\sqrt{n/12}} \quad (2)$$

式中: K 为生成的随机渗透系数; R_i 为 $[0, 1]$ 上服从均匀分布的随机数, $i=1, 2, \dots, n$; μ 和 σ 分别为渗透系数场的均值和均方差。

(2)以随机渗透系数场为初始值,使用模型对渗透系数进行反演,得到新的渗透系数场和模拟水位。

(3)利用式(3)计算模拟水位与观测水位之间的残差平方和,并与事先给定的限值进行比较。如果残差平方和低于事先给定的限值,则接受新的渗透系数场,否则从(1)重新开始。

$$SSE = \sum_{i=1}^n (h_s^i - h_o^i)^2 \quad (3)$$

式中: SSE 为残差平方和; n 为观测孔的个数; h_s^i , h_o^i 分别为第 i 个观测孔的模拟水位和观测水位。

(4)当得到一定数量的满足条件的渗透系数场后,对得到的渗透系数场 $K \in \{K_1, K_2, \dots, K_N\}$ 进行统计分析,根据式(1)计算其样本均值和标准差,样本均值的置信度为 $1-\alpha$ 的置信区间为 $\left[\bar{X} - \frac{S}{\sqrt{N}} t_{\alpha/2}(N-1), \bar{X} + \frac{S}{\sqrt{N}} t_{\alpha/2}(N-1) \right]$ 。

3 应用实例

3.1 研究区概况

南京东郊应急地下水水源地位于南京市东郊仙鹤门地区,面积约43.4 km²,区域内地层主要有第四系(Q)、侏罗系象山群(J₁₋₂X)和三叠系青龙组(T₁q)、周冲村组(T₂z)、黄马青组(T₂h)(图1)。第四系(Q)广泛分布于研究区,岩性主要为亚砂土和亚粘土;侏罗系象山群(J₁₋₂X)石英砂岩、粉砂岩多见于大凹山、鲤鱼山、阳山、丁山、庙山、塘山、和尚山等丘陵地带;三叠系青龙组(T₁q)灰岩、泥灰岩主要出露于灵山、龙王山等处;周冲村组(T₂z)角砾状灰岩夹石膏主要出露于阳山、谭家山、龙王山、

桂山、灵山、凳子山等地;黄马青组(T_2h)粉砂岩在研究区南部和北部丘陵均有分布,如大凹山、鲤鱼山、庙山、塘山、和尚山等地。

研究区内的含水层主要为基岩裂隙含水层,其中碳酸岩类岩溶裂隙含水层富水性较好,为水源地的目标取水层。研究区内主要的断层为F2、F6、F7和F9断层。F2断层为逆断层,呈舒缓波状,大致南倾,断层使青龙组角砾状灰岩逆掩于黄马青组砂页岩、象山群砂岩之上;F6断层为正断层,断层使周冲村组角砾状灰岩沿走向与黄马青组页岩相接;F7、F9断层均为规模较小的左移断层,切割深度60~160 m, F7断层走向呈北西 5° 左右,断层西倾, F9断层走向北东 5° ~ 10° 方向,断层东倾。F2、F6断层使含水层与砂岩、页岩弱透水层相接触,分别构成了水源地的北、西侧隔水或弱透水边界,水源地东侧和南侧与砂岩构造裂隙含水层相接触,为流量边界。

3.2 随机渗透系数初始场的产生

根据水源地的水文地质条件,按照等效介质方法建立水源地含水层的二维、非均质、各向异性、稳定流地下水数值模型,模型的四周边界概化

为流量边界。模型单元格大小 $148\text{ m}\times 115\text{ m}$,被剖分为2525个单元格。

应急水源地所在区域内共设置了20个地下水水位观测孔,由于水源地内城镇化程度较高,部分区域较难布设观测孔,为了避免观测孔的不均匀分布对结果的影响,根据区域内的调查水位进行克里金插值,在水源地内增加了22个假想观测孔。水源地所在区域内地下水水位观测孔的布置如图1所示。

根据观测孔的水位资料,对建立的数值模型进行反演,渗透系数的初始值根据水源地所在区域的水文地质试验数据和经验值确定^[7-10]。大部分观测孔的模拟水位与观测水位相差不大,反映模型的拟合效果较好,得到的渗透系数场可以作为数值模型进一步计算的初始场。

图2为通过模型反演得到的含水层渗透系数场。可以看出,水源地内基岩含水层的渗透系数介于 $12.4\sim 41.5\text{ m/d}$ 之间,其中水源地西部和中部含水层的渗透系数相对较大,在 $31.4\sim 41.5\text{ m/d}$ 之间,其他区域含水层的渗透系数在 $12.4\sim 31.4\text{ m/d}$ 之间。

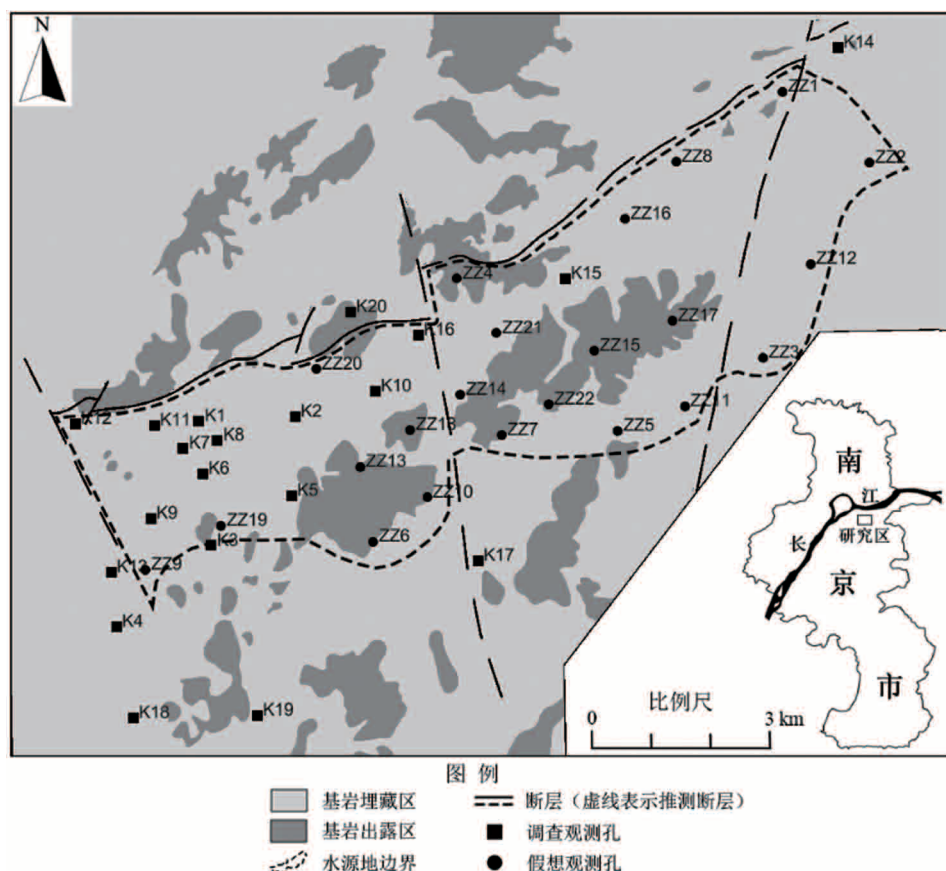


图1 基岩裂隙水含水层地下水水位观测孔布置图

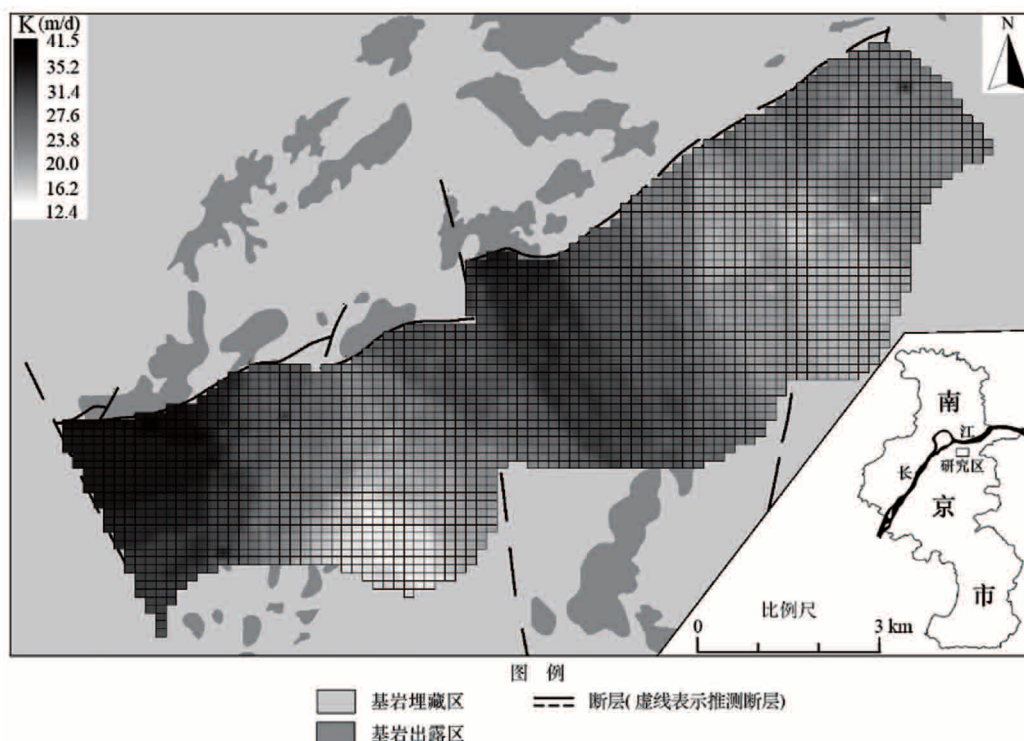


图2 通过模型反演得到的基岩含水层渗透系数场

3.3 随机渗透系数场的反演

由于水源地内基岩含水层的渗透系数资料较为缺乏,所以较难利用实际测量的数据来计算渗透系数的先验概率分布函数。因此,本文将前文模型反演得到的渗透系数场作为统计样本来估计水源地渗透系数的先验概率分布函数,并根据先验概率分布函数进行随机抽样。把随机抽样得到的渗透系数场作为初始值,使用模型进行反演,得到了115组残差平方和低于10的渗透系数场。虽然得到的渗透系数场均可以保证模型计算的水位与实际观测水位相接近,但是不同的渗透系数场的取值范围和分布特征并不完全相同。

3.4 随机渗透系数场的统计分析

对前文得到的渗透系数场进行统计分析,分析结果见图3,从图3(a)和3(b)可以看出,大部分区域内渗透系数的取值范围在4.5~48.5 m/d之间,只有个别区域的渗透系数会出现相对过大或过小的数值。从图3(d)中可以看出,图3(a)和3(b)中出现异常数值的区域也有着过大的标准差,说明这些区域内的渗透系数取值可以出现较大的变化,但是模拟得到的水位仍然接近于观测水位,也就是说,这些区域的渗透系数对模型结果的影响较小,正因为这个原因使得上述区域会出现异常值。从图3(c)和3(d)中可以看出,在不考虑异

常值的情况下,水源地内含水层渗透系数的均值介于26.4~27.8 m/d之间,标准差介于6.8~8.4 m/d之间。图3(e)和7(f)分别为渗透系数均值的置信度为0.95的置信区间上限和下限,从图3(e)和3(f)中可以看出,排除异常值的影响,整个水源地范围内渗透系数均值的置信度为0.95的置信区间介于25.0~30.0 m/d之间。

图4为水源地内不同剖面上基岩含水层渗透系数统计值的误差棒图(Error bar),误差棒的中心为渗透系数的均值,上、下横线分别表示渗透系数均值的置信度为0.95的置信区间上、下限。从图4中的A-A'剖面可以看出,水源地内F7断层附近基岩含水层的渗透系数最大,向两侧渗透系数逐渐减小。对比图4中的B-B'、C-C'和D-D'剖面可以看出,水源地内西部基岩含水层的渗透系数大于东部基岩含水层的渗透系数。

4 结论

(1)从统计分析结果看出南京东郊应急水源地主要含水层渗透系数介于25.0~30.0 m/d之间,置信度为0.95。

(2)本文将蒙特卡罗方法与数值解法相结合计算含水层渗透系数,既考虑了参数估计过程中的不确定性,又保证了待求参数的准确性,能够较

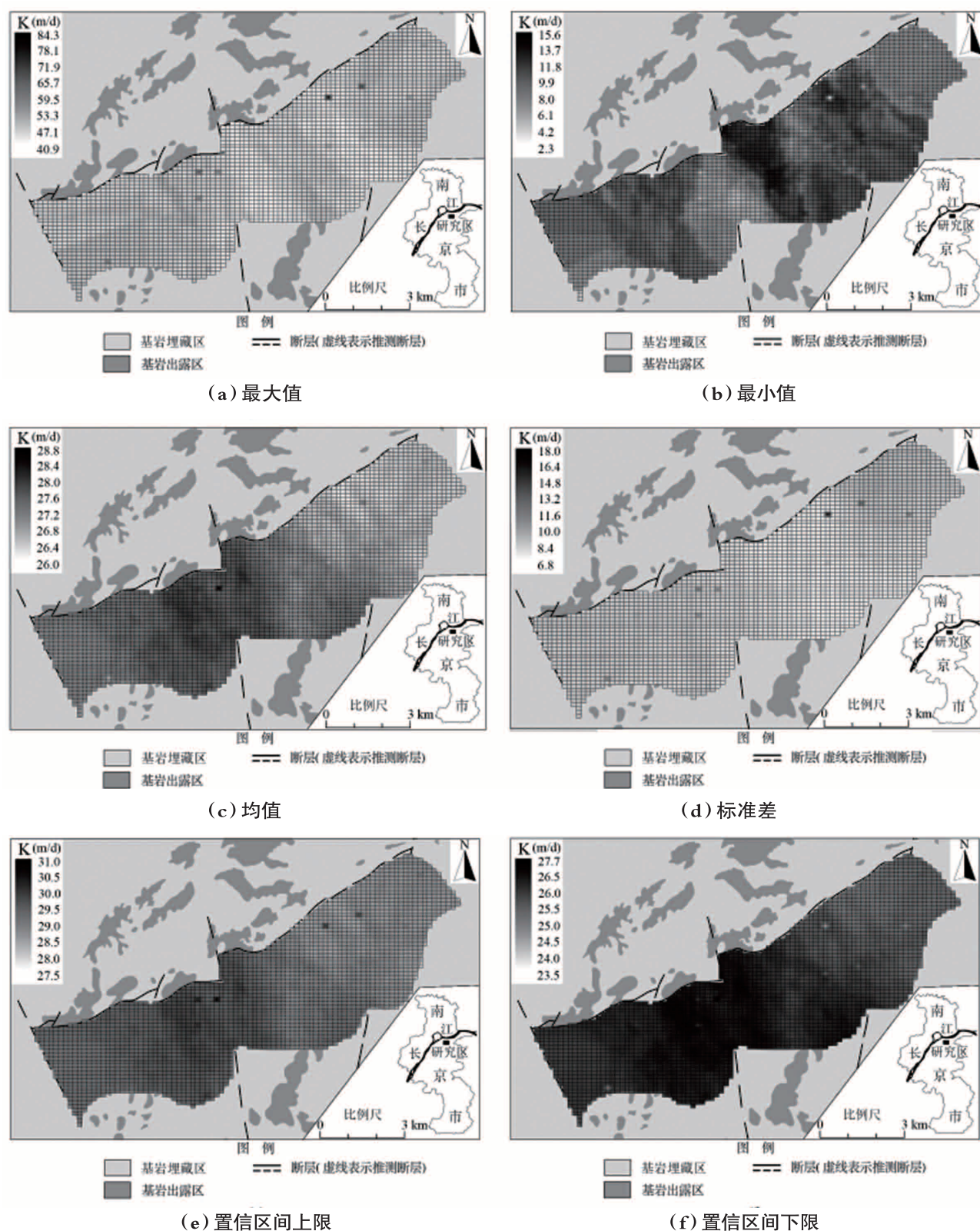


图 3 渗透系数场的数字特征

好地反映参数的实际情况，为渗透系数的计算提供了一种较为可靠的计算方法。

(3) 运用蒙特卡罗方法对模型反演得到的渗透系数场进行统计分析，充分发挥了蒙特卡罗方

法在解决随机性问题上较强的统计分析能力，用较少的模拟次数就可达到较高的计算精度，是一种较好的渗透系数计算方法。并且与其他评价方法的评价结果基本一致，表明将蒙特卡罗方法与

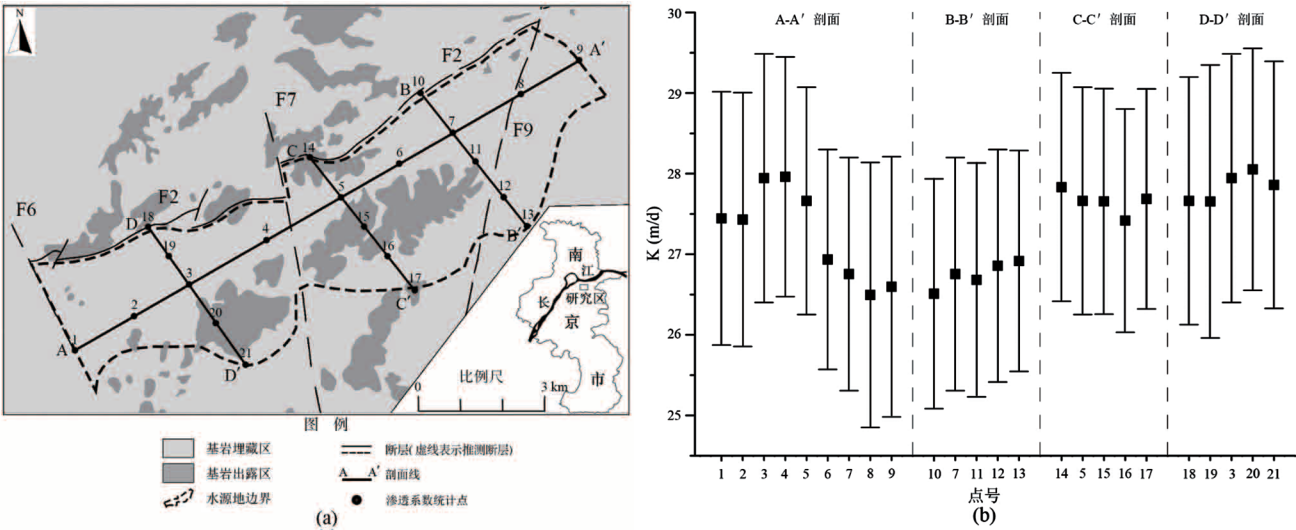


图 4 渗透系数剖面布置图 (a) 和不同剖面渗透系数统计值的误差棒图 (b)

数值解法相结合计算含水层渗透系数是可行的。

参考文献:

[1] 阎婷婷, 吴剑锋. 渗透系数的空间变异性对污染物运移的影响研究 [J]. 水科学进展, 2006, 17 (1): 29-36.

[2] M Rienzner, C Gandolfi. Investigation of spatial and temporal variability of saturated soil hydraulic conductivity at the field-scale [J]. Soil and Tillage Research, 2014, 135: 28-40.

[3] V Bagarello, S Di Prima, M Iovino, et al. Estimating field-saturated soil hydraulic conductivity by a simplified Beerkan infiltration experiment [J]. Hydrological Processes, 2014, 28 (3): 1095-1103.

[4] AJ Wojnar, S Mutiti, J Levy. Assessment of geophysical surveys as a tool to estimate riverbed hydraulic conductivity [J]. Journal of Hydrology, 2013, 482: 40-56.

[5] Wang Xuejing, Li Hailong, Yang Jinzhi, , et al. Measuring in situ vertical hydraulic conductivity in tidal environments [J]. Advances in Water Resources, 2014, 70: 118-130.

[6] B Rogiers, D Mallants, O Batelaan, et al. Estimation of hydraulic conductivity and its uncertainty from grain-size data using GLUE and artificial neural networks [J]. Mathematical Geosciences, 2012, 44 (6): 739-763.

[7] D Pasetto, M Putti, WWG Yeh. A reduced-order model for groundwater flow equation with random hydraulic conductivity: Application to Monte Carlo methods [J]. Water Resources Research, 2013, 49 (6): 3215-3228.

[8] RA Freeze, JA Cherry. Groundwater [M]. New Jersey: Prentice Hall, 1979.

[9] 江苏省地质工程勘察院. 南京东郊应急水源地研究 [R]. 南京: 江苏省地质工程勘察院, 2008.

[10] 江苏省地质工程勘察院. 中国石化股份有限公司金陵分公司 I 常减压蒸馏装置技术升级改造项目环境影响评价地下水专项环境水文地质勘察报告 [R]. 南京: 江苏省地质工程勘察院, 2010.

(责任编辑: 徐丽娜)