

文章编号:1672-3317(2013)02-0048-04

黄河三角洲农田土壤含水率空间变异特征研究*

吴向东¹, 陈小兵^{2a,2b}, 郭建青³,
于君宝^{2a}, 颜坤^{2a,2b}, 张立华^{2a,2b}(1. 安徽淮河水资源科技有限公司, 安徽 蚌埠 233001; 2. 中国科学院 a. 烟台海岸带研究所;
b. 海岸带环境过程与生态修复重点实验室, 山东 烟台 264003; 3. 长安大学, 西安 710064)

摘要: 基于传统统计学和地统计学方法, 定量分析了灌水前、后田块尺度下土壤含水率的空间变异性。结果表明, 除灌水前 10~20 cm 土层土壤含水率呈非正态分布外, 其余各土层含水率均服从正态分布; 随着土层深度的加深, 灌水前、后各土层含水率均逐渐增加; 除灌水前 20~40 cm 土层及灌水后 10~20、20~40 cm 土层土壤含水率呈中等变异性外, 其余各土层均呈现弱变异特征; 除灌水后 20~40 cm 及 40~60 cm 土层属于指数模型外, 其余各土层含水率最优拟合模型为球状模型; 灌水前、后各土层含水率均表现为强空间自相关性。

关键词: 土壤含水率; 空间变异; 半方差函数; 田块尺度; 盐碱地

中图分类号: S274.1

文献标志码: A

doi:10.7631/j.issn.1672-3317.2013.02.013

吴向东, 陈小兵, 郭建青, 等. 黄河三角洲农田土壤含水率空间变异特征研究[J]. 灌溉排水学报, 2013, 32(2): 48-51.

黄河三角洲典型易盐区土壤多发育在河流三角洲上, 土地资源丰富, 开发前景广阔, 但因淡水资源匮乏及不合理灌溉加上地下水埋深浅及矿化度高等因素造成土壤积盐严重, 导致土壤盐渍化危害严重。探索农田土壤含水率动态变化规律是确定合理的灌排制度、实现易盐区灌溉农业可持续发展的基础, 同时也可以为次生盐渍化的防治提供科学依据。目前, 国内外利用地统计学理论对区域土壤含水率空间分布动态变化的研究已有较多成果。然而, 大部分研究仍以区域尺度为主, 对田间尺度的研究较少。为此, 分别采用传统统计学与地统计学方法, 以黄河三角洲典型易盐区农田为例, 分析土壤含水率在田间尺度上受灌水影响后的空间变异特征, 为该区建立科学的灌溉制度及防控土壤盐渍化提供参考。

1 材料与方 法

试验在中国科学院黄河三角洲滨海湿地生态试验站(118°58'40.1"E, 37°45'58.7"N)进行。该区域地处北温带大陆性季风型气候带, 四季气候变化明显, 降水多集中在 6—8 月, 约占全年平均降水量的 70%, 年均蒸降比约 3.22, 属典型黄河口三角洲地区。土壤主要发育于海相沉积物上, 地下水埋深多介于 1.6~2.4 m 之间, 平均矿化度为 24.63 g/L, 最高可达 167.53 g/L。研究区农业用水是水资源利用的大户, 由于缺乏蓄水工程、不合理的农业用水方式和灌溉技术, 导致水资源浪费以及地下水位季节性动态变化显著。

在试验站西北角选取一块面积为 60 m×300 m 的试验田, 采用 10 m×10 m 均匀网格法分 4 层采集土壤样品, 取样层次设计为 0~10、10~20、20~40、40~60 cm。分别于 2011 年 4 月 26 日和 5 月 2 日对 83 个采样点位进行了 2 次采样, 共采集 664 个土壤样品。采用烘干法(105 °C)测定土壤质量含水率。

应用 SPSS18.0 软件进行土壤含水率的描述性分析, 并用非参数检验功能进行单样本 Kolmogorov-

* 收稿日期: 2012-07-01

基金项目: 公益性行业(农业)科研专项经费项目(200903001); 海洋公益性行业科研专项(201105020); 山东省黄河三角洲生态环境重点实验室开放课题(2008KFJJ03); 国家科技支撑计划项目(2009BADA3B04)

作者简介: 吴向东(1984-), 男, 硕士, 主要从事土壤盐渍化及其水环境研究。E-mail: wxd880926@163.com

通讯作者: 陈小兵(1974-), 副研究员, 博士, 主要从事海岸带水资源高效开发与农业可持续发展研究。E-mail: xcbchen@yic.ac.cn

Smirnov(K-S)检验;采用地学统计软件 GS+7.0 进行半方差函数计算及其理论模型拟合。

2 结果与分析

2.1 土壤含水率的统计特征值

采用域法^[3]对离群值进行修正,域法区间为 $[u-3s, u+3s]$,其中, u 为样本均值, s 为样本标准差,在区间以外的数据均定义为离群值,离群值分别用正常的最大值和最小值代替。通过离群值检验后发现,灌水前后 0~10、10~20、40~60 cm 土层土壤含水率均存在离群值,经修正后对土壤含水率实测值进行统计分析 & 正态分布特征检验,其统计特征参数如表 1 所示。

表 1 灌水前、后各土层含水率的统计参数

土层/cm	最小值/%	最大值/%	平均值/%	标准差	变异系数/%	偏度	峰度	分布类型	K-S 检验	
灌水前	0~10	17.93	23.86	20.60	1.69	8.20	0.16	3.01	N	0.09
	10~20	20.35	25.11	22.05	1.34	6.08	0.25	1.06	N	0.69
	20~40	21.6	25.47	23.22	2.48	10.68	1.70*	3.61*	LgN	0.02
	40~60	21.28	33.47	27.31	1.96	7.17	0.47	0.69	N	0.09
灌水后	0~10	17.38	27.47	22.63	2.9	12.82	0.33	-0.24	N	0.73
	10~20	20.82	33.76	24.83	2.19	8.82	-0.44	1.54	N	0.85
	20~40	22.63	33.88	27.8	2.79	10.04	0.06	-0.43	N	0.86
	40~60	24.72	36.74	29.62	2.71	9.17	0.48	0.17	N	0.61

注 N 代表正态分布;LgN 代表对数正态分布;* 代表偏度和峰度系数均为对数转换后的值。

由表 1 可以看出,灌水前、后各层土壤含水率的特征参数值均表现出显著差异性,灌水前、后 40~60 cm 土层土壤含水率最大值与最小值之差分别为 12.19% 和 12.02%,而 0~10、10~20、20~40 cm 土层分别为 5.93%、4.76%、3.87% 与 10.09%、12.94%、11.25%。灌水前、后土壤含水率最小值与最大值均分别出现在土壤表层(0~10 cm)和底层(40~60 cm),相差分别为 15.54%、19.36%。

灌水前、后各层土壤含水率平均值分别在 20.6%~27.31% 和 22.63%~29.62% 之间,其中表层与底层土壤含水率相差较大,分别为 6.71% 与 6.99%。随着采样深度加深,各层土壤含水率均值逐渐增大,灌水后土壤含水率明显升高。但灌水前试验区内土壤含水率普遍较高,这主要是由于黄河下游三角洲地区地下水埋深较浅以及地势低等因素造成的。

变异系数 C_v 反映了随机变量的离散程度,一般认为, $C_v \leq 10\%$ 为弱变异性, $10\% < C_v < 100\%$ 为中等变异性, $C_v \geq 100\%$ 为强变异性。由表 1 可知,灌水前、后不同深度层土壤含水率变异程度不同,除 20~40 cm 土层外,灌水前各层土壤含水率变异系数值均小于灌水后。其中,灌水前 20~40 cm 土层变异性最大,而灌水后表层 0~10 cm 变异性最大;除灌水前 20~40 cm 土层及灌水后 0~10、20~40 cm 土层呈中等变异性外,其余各土层含水率均呈现弱变异性特征;灌水前、后变异系数 C_v 最小值分别为 6.08 和 8.82,均出现在 10~20 cm 土层,灌水后土壤含水率变异性明显变大。随着土层深度加深,灌水前、后各层土壤变异系数 C_v 值均呈现先增加后减小再增加的趋势,说明垂向土壤含水率的变异随深度的加深而先逐渐变弱再增强至采样底层又逐渐变弱;可能是由于受到土地翻耕平整、灌水沟蓄水及浅埋深地下水等因素的影响。

2.2 土壤含水率的空间变异特征分析

通过单样本 K-S 法进行正态分布检验($p < 0.05$, 2-tailed),发现灌水前 20~40 cm 土层含水率不符合正态分布,但经对数转换后呈正态分布;其余各层土壤含水率均服从正态分布(见表 1),满足地统计学分析的要求。

半方差函数理论模型及参数的确定参考文献^[5-6],结果见表 2。灌水前各土层含水率最优半方差拟合函数模型为球状模型,相关系数在 0.68~0.88 之间, F 检验结果均达到 0.01 显著水平;灌水后则可用球状(0~10、10~20 cm)和指数(20~40、40~60 cm)模型拟合,相关系数在 0.59~0.89 之间, F 检验结果达到 0.01 或 0.05 显著水平,拟合效果良好。

块金值代表随机变量,是由试验误差和小于取样尺度上土地利用方式、施肥、灌溉等随机因素引起的变异,较大的块金值表明较小尺度上的某种过程不容忽视。

从表 2 可以看出,灌水前土壤含水率块金值最大值出现在 40~60 cm 土层,最小值出现在 20~40 cm 土层;随着采样深度加深,灌水前各层土壤含水率块金值先增加后减小到底层再增至最大;整体而言,灌水前各

层土壤含水率块金值均较小,说明由采样误差、短距离变异、随机或固有变异等因素引起的各层土壤含水率变异不大。基台值均为较小正值,说明存在着由采样误差(或最小距离内)的变异或随机和固有变异引起的各种正基底效应;随着采样深度加深,基台值先增加再减小,到底层再增至最大,表明灌水前土壤含水率的总的空间变异性随着采样深度的加深先增加再减小至底层再增至最大。各土层块基比较小,最大值(0.056)出现在40~60 cm 土层,最小值(0.043)出现在0~10 cm 土层,均属于强空间相关性且各土层间差异不大。从变程来看,各层土壤含水率的变程在10.9~14.1 m 之间,最小值出现在表层;随着土层深度的加深,空间相关距离先增加后减小再增大,至底层达到最大值,这是由于表层土壤受结构性因素影响相对较小,受随机因素影响相对大,随着土壤深度的增加,后者的影响逐渐减弱,前者的影响则增强,土壤含水率的稳定范围增大。

表2 灌水前、后各土层含水率半方差函数理论模型的参数

土层/cm	理论模型	块金值	基台值	块基比	变程/m	相关系数	F 检验	
灌水前	0~10	球状	7.50×10^{-5}	1.74×10^{-3}	0.043	10.9	0.73	119.23**
	10~20	球状	9.40×10^{-5}	1.98×10^{-3}	0.048	12.3	0.82	167.11**
	20~40	球状	6.70×10^{-5}	1.52×10^{-3}	0.044	11.3	0.88	194.25**
	40~60	球状	2.30×10^{-4}	4.14×10^{-3}	0.056	14.1	0.68	92.75**
灌水后	0~10	球状	0.06	2.74	0.022	13.2	0.89	196.46**
	10~20	球状	0.08	3.89	0.021	13.5	0.66	90.02**
	20~40	指数	0.33	4.72	0.069	20.7	0.72	108.28**
	40~60	指数	0.1	4.01	0.025	21.9	0.59	84.73*

注 * $p < 0.05$; ** $p < 0.01$ 。

灌水后0~10 cm 及10~20 cm 土层土壤含水率块金值较小(0.06~0.08),而20~40 cm 及40~60 cm 土层土壤含水率块金值相对较高(0.10~0.33),说明20~60 cm 土层土壤含水率试验误差或内部随机性程度比0~20 cm 土层大。灌水后基台值变化范围(2.74~4.72)大于灌水前,说明试验区田块土壤含水率总空间变异性变化较灌水前显著,0~10 cm 土层土壤含水率基台值最小,最大值则出现在20~40 cm 土层,随着采样深度加深,基台值先增加后减小;灌水后各层土壤含水率的基台值均大于灌水前的,这与块金值的分析结果相一致,说明试验区田块土壤含水率总空间变异性较灌水前显著。各土层块基比在0.021~0.069之间,均属强空间相关性;其中0~20 cm 土层块基比较小,在0.021~0.022之间,而20~40 cm 土层相对较大,在0.025~0.069之间。灌水后不同深度层土壤含水率变程的变化范围为13.2~21.9 m,其中0~10 cm 土层土壤含水率变程值最小,40~60 cm 土层土壤含水率变程值最大。由灌水前、后变程值发现,灌水后20~40 cm、40~60 cm 土层土壤变程大于灌水前,其主要原因可能是田块中间灌水沟蓄水致使地下水位上升而影响了这二层土壤含水率空间相关性范围。综上所述,灌水后试验区土壤含水率由随机因素引起的总空间变异性大于灌水前。

3 结 论

1)除灌水前10~20 cm 土层土壤含水率经对数转换后服从正态分布外,灌水前、后其余各层土壤含水率均服从正态分布。

2)从变异系数看,除灌水前20~40 cm 土层及灌水后0~10、20~40 cm 土层土壤含水率呈中等变异强度外,其余各层含水率均表现为弱变异强度。从平均值看,灌水前、后土壤含水率在垂直方向上均随深度加深而增大。

3)通过土壤含水率空间结构分析发现,灌水前各土层含水率及灌水后0~10、10~20 cm 土层土壤含水率最优半方差拟合函数模型为球状模型,而灌水后20~40、40~60 cm 土层土壤含水率最优拟合模型为指数模型;除灌水后20~40、40~60 cm 土层土壤含水率呈中等空间相关性外,灌水前、后其余各层土壤含水率均表现为强空间相关性特征;灌水前、后各土层含水率变程分别在10.9~14.1 m 与13.2~21.9 m 范围。

参考文献:

- [1] 姚荣江, 杨劲松, 刘广明. 土壤盐分和含水量的空间变异性及其 CoKriging 估值——以黄河三角洲地区典型地块为例[J]. 水土保持学报, 2006, 20(5): 133-138.
- [2] Goovaerts P. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives[J]. Geoderma, 1999, 89(1): 1-45.
- [3] 甘海华, 彭凌. 云江市新会区耕地土壤养分空间变异特征[J]. 应用生态学报, 2005, 16(8): 1 437-1 442.
- [4] 王政权. 地质统计学及在生态学中的应用[M]. 北京: 科学出版社, 1999.
- [5] 胡克林, 陈德立. 农田土壤养分的空间变异性特征[J]. 农业工程学报, 1999, 15(3): 33-38.
- [6] Cambardella C, Moorman T, Novak J, et al. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1994, 58(5): 1 501-1 511.

Spatial Variability of Soil Water in Yellow River Delta

WU Xiang-dong¹, CHEN Xiao-bing^{2a,2b}, GUO Jian-qing³,
YU Jun-bao^{2a}, YAN Kun^{2a,2b}, ZHANG Li-hua^{2a,2b}

(1. Anhui Huaihe Water Resources Technology Co., Ltd, Bengbu 233001, China;
2a. Yantai Institute of Coastal Zone Research; 2b. Key Laboratory of Coastal
Zone Environmental Processes and Ecological Remediation, Chinese Academy of Sciences,
Yantai 264003, China; 3. Chang'an University, Xi'an 710064, China)

Abstract: The descriptive statistics and geostatistics were used to quantitatively analyze field-scale spatial variability of soil water content in the vertical and horizontal directions before and after irrigation. The results showed that soil water content increased with depth. Soil water content showed strong spatial correlation characteristics except the 20 to 40 cm and 40 to 60 cm layers with a moderate spatial correlation after irrigation. According to semivariance analysis, except that 20 to 40 cm and 40 to 60 cm layers belonged to the exponential model, the rest belonged to the spherical model after irrigation. Soil moisture for all layers showed strong spatial autocorrelation before and after the irrigation.

Key words: soil moisture; spatial variability; semivariance; field scale; saline-alkali soil