

豫北砂质壤土地区不同尺度农田土壤含水率 空间变异性研究

秦京涛, 吕谋超*, 邓忠, 谷少委, 高剑民

(中国农业科学院 农田灌溉研究所/农业农村部 节水灌溉工程重点实验室, 河南 新乡 453002)

摘要:【目的】揭示豫北地区农田0~1 m土层土壤含水率空间分布与变异状况。【方法】在中国农业科学院新乡综合试验基地玉米田选取一个50 m×50 m的区域, 然后在其内部选取10 m×10 m、2 m×2 m的区域, 共形成3种采样尺度, 分别标记为L、M、S尺度, 并于2016年8月和9月, 在各尺度内分别等间距选取36个取样点。基于地统计学理论, 对0~1 m土层土壤平均含水率进行分析。【结果】各尺度土壤含水率正态分布置信水平高于对数正态分布, 尺度越大, 土壤含水率分布属于正态分布置信水平越低; 对于土壤含水率均值, L尺度与M尺度差异较大, M尺度与S尺度差异较小; 总体上, 土壤含水率的置信区间、标准差以及变异系数均随尺度的减小而减小; L尺度内变异函数值总体上随着滞后距的增大而增大, 而M尺度和S尺度变异函数值没有明显的变化趋势, 相对比较稳定; 总体上相同置信水平与估算精度条件下, 估算样本均值所需的样本数量随尺度的减小而减小; 与置信水平相比, 估算精度对合理取样数量的影响大。【结论】不同尺度土壤含水率的概率分布与大部分统计特征值均会随着尺度的变化而产生有规律的变化, 尺度越大, 土壤含水率分布越偏离正态分布, 其空间变异性也越强。

关键词:土壤含水率; 空间变异性; 空间分布; 正态分布; 变异系数; 变异函数

中图分类号: S156.4

文献标志码: A

doi: 10.13522/j.cnki.gggs.20180452

秦京涛, 吕谋超, 邓忠, 等. 豫北砂质壤土地区不同尺度农田土壤含水率空间变异性研究[J]. 灌溉排水学报, 2019, 38(7): 10-16.

0 引言

土壤是不均一和变化的连续体, 土壤特性值在不同空间位置上具有明显的差异, 这种属性称为土壤特性的空间变异性^[1]。土壤含水率是农田各种生物化学反应过程的重要影响因子, 尤其是对于田间作物, 土壤性质很大程度上是通过影响土壤有效含水率分布而最终影响作物产量和品质的^[2]。土壤含水率的时空变异性极大地干扰了土壤水科学研究的定量分析, 影响灌溉制度的准确科学制定。因此分析农田尺度土壤含水率的空间变异性, 对改善田间管理措施, 促进我国“精准农业”快速发展, 提高农田水肥利用效率, 具有重要意义^[1]。土壤含水率空间变异性的研究经历了由定性描述到根据传统统计学和地统计学进行定量研究的不断改进过程^[3]。传统统计学分析内容一般有参数估计、假设检验、回归分析等, 地统计学一般分析某一变量的变异函数以及理论变异函数。已有的研究表明: 土壤环境、质地以及研究时间和尺度的变化, 均会引起土壤水分空间分布变异特征的变化^[4-6]。土壤各层含水率大都呈正态分布^[7-8], 但土层越深, 土壤水分空间分布格局在时间上越趋于稳定, 即土壤水分时空变异性具有深度依赖性^[9-11]。土壤水分的变异性还具有时空尺度效应, 即随着时空尺度的变化, 土壤水分的空间分布与变异特征也会随之改变^[12-14]。目前土壤水分空间变异性研究多是针对某一特定尺度在时间或者空间上的变化进行研究^[5, 12], 而对同一区域不同采样尺度之间相互联系的研究还较少。本研究在前人研究的基础上, 设置了3种不同的采样尺度, 同时为了减少了人为因素对土壤含水率分布与变异状况的影响, 本研究选取1年末人工灌溉的玉米田作为研究区域, 通过测定其土

收稿日期: 2018-08-06

基金项目: 中国农业科学院基本科研业务费专项(Y2017XM08); 中国农业科学院基本科研业务费级统筹项目(FIRI2016-24)

作者简介: 秦京涛(1989-), 男, 助理研究员, 博士研究生, 主要从事农业水土工程专业研究。E-mail: qinjingtao-caas@qq.com

通信作者: 吕谋超(1968-), 男, 研究员, 博士生导师, 博士, 主要从事灌溉理论与技术的研究。E-mail: lvmouchao@aliyun.com

壤含水率,探讨了3种尺度之间土壤含水率空间分布与变异关系,并对估算各尺度土壤平均含水率的合理取样数量做出分析,从而为制定合理的灌溉措施与准确地评估土壤水分状况提供参考。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

试验地位于中国农业科学院新乡综合试验基地,该基地位于黄淮海地区中部偏西的引黄灌区(35°18' N, 113°54' E),属暖温带大陆性季风气候,试验区地势较为平坦,土壤以砂质壤土为主,0~1 m土层土壤物理性质见表1,地下水埋深约为10~18 m。2016年8月与9月降雨量分别为86.5 mm与27.6 mm,具体降雨分布见图1。在2014年至2016年期间,该试验田作物种植模式为冬小麦-夏玉米轮作,播种面积约为200 m×200 m,试验区外为道路。

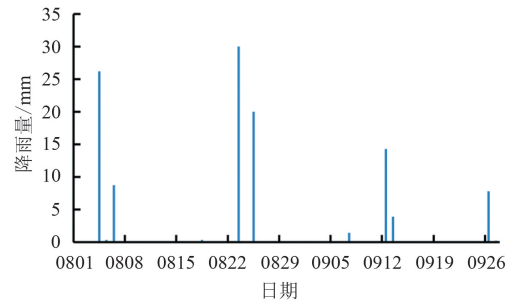


图1 2016年8月与9月降雨分布情况

表1 1 m土层土壤物理性质

土层/cm	不同土壤粒径占比/%			体积质量/ (g·cm ⁻³)	田间持水率/ (cm ³ ·cm ⁻³)	饱和含水率/ (cm ³ ·cm ⁻³)
	黏粒 (<0.002 mm)	粉粒 (0.002~0.02 mm)	砂粒 (0.02~2 mm)			
0~20	6.83	50.63	42.54	1.53	31.60	42.36
20~40	6.43	39.53	54.04	1.61	28.06	39.25
40~60	6.31	38.4	55.29	1.56	29.44	41.12
60~80	6.28	36.90	56.82	1.50	25.87	43.23
80~100	5.66	38.98	55.36	1.46	26.78	44.90

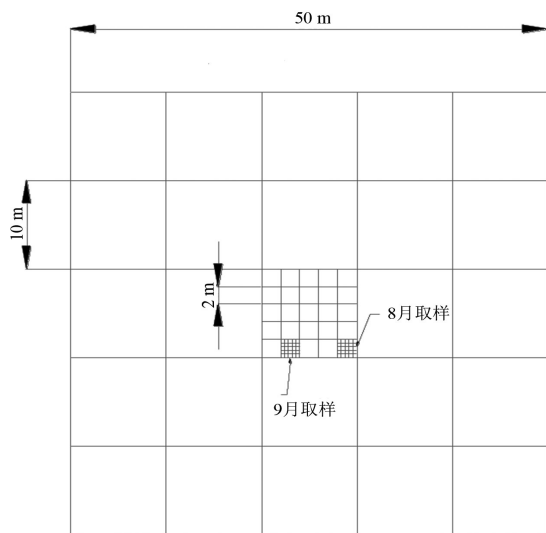


图2 土壤取样网格划分

1.2 试验方案

分别于2016年8月16日和9月12日取土样,由于降水充分,该试验田近1年未进行人工灌水,降低了人为灌水因素对土壤含水率分布的影响。本研究参考邢旭光等^[14]的试验方案,在试验田中心位置选取一个50 m×50 m的正方形玉米田块,然后在其内部选取10 m×10 m、2 m×2 m的区域,形成3种采样尺度,分别标记为L、M和S尺度,然后在各尺度内分别等间距选取36个取样点,共100个点(各尺度取样点数均为36,其中包含8个相互之间重复的点,总共100个点),具体取样网格划分如图2所示,取样点位于网格交汇处。2次取样方法相同,因为S尺度处取样过于密集,8月取样对该处土壤结构破坏严重,所以9月,S尺度选在了不同的位置,具体位置见图2。土样采集深度分别为0~20、20~40、40~60、60~80、80~100 cm,共5层,取样后采用烘干法测其质量含水率,并对各点求

出其5层土壤的平均质量含水率,并以此作为此点1 m土层土壤平均含水率。

1.3 数据处理与分析

基于统计学^[15]和地统计学^[16]理论,利用Excel 2010软件对土壤含水率数据进行数据计算和统计学分析;利用SAS 9.2统计分析软件进行假设检验;利用GS+9.0软件对L、M和S尺度各点土壤含水率进行地统计学和变异函数分析,拟合相关参数并构建变异函数模型。

2 结果与分析

2.1 不同尺度土壤含水率概率分布分析

确定土壤含水率的概率分布是进行参数估计、假设检验等统计分析的前提。已有研究表明,田间测得的土壤性质大都呈正态或对数正态分布^[17]。对于正态分布检验本研究采用W检验法^[18],而对数正态分布检

验方法与正态分布检验方法类似,进行对数正态分布检验时,首先将原数据进行对数化,即假设原数据为 x_i ,令 $y_i=\log(x_i)$,即可得到一组对数化的数据,然后将转化后的数据进行正态分布检验,其检验的结果即为原数据的对数正态分布检验结果。

本研究采用W检验法分别对L、M和S尺度的土壤含水率进行正态分布检验和对数正态分布检验。首先建立原假设,原假设为该尺度土壤含水率分布属于正态分布(对数正态分布),然后通过SAS统计软件进行正态分布(对数正态分布)检验,如果显著性水平 P 值大于0.05,即不能拒绝原假设,认为该尺度土壤含水率分布属于正态分布(对数正态分布),否则则认为该尺度土壤含水率分布不属于正态分布(对数正态分布)。正态分布与对数正态分布W检验结果见表2。

表2 正态分布与对数正态分布W检验结果

采样尺度	采样时间	土壤含水率均值/%	正态分布W检验		对数正态分布W检验	
			统计量W	显著性水平 P 值	统计量W	显著性水平 P 值
L	8月	17.19	0.95	0.08	0.94	0.04
	9月	15.34	0.91	0.01	0.91	0.01
M	8月	16.33	0.98	0.57	0.96	0.19
	9月	14.84	0.96	0.15	0.95	0.09
S	8月	16.35	0.97	0.39	0.97	0.42
	9月	15.13	0.98	0.62	0.97	0.42

对于正态分布检验,由表2可知,9月L尺度的显著性水平 $P=0.01<0.05$,即在此条件下原假设成立的概率很小,所以拒绝原假设,认为其不属于正态分布,其他条件下 P 值均大于0.05,不能拒绝原假设,认为其属于正态分布。

对于对数正态分布检验,L尺度2次取样的检验结果 P 值均小于0.05,所以在该条件下拒绝原假设,认为L尺度2次采样时间点土壤含水率均不属于对数正态分布,其他条件下 P 值均大于0.05,不能拒绝原假设,认为其属于对数正态分布。

综合正态分布和对数正态分布检验结果,通过对相同条件下正态分布和对数正态分布检验得到的显著性水平 P 值对比发现,8月S尺度正态分布 P 值略小于对数正态分布,但差值仅为0.04,9月L尺度正态分布以及对数正态分布 P 值相等,其他采样条件下总体上正态分布 P 值都要明显高于对数正态分布 P 值,由此推断,整体上土壤含水率更偏向于符合正态分布。

同时对显著性水平 P 值进行分析发现,同一采样时间条件下,随着采样尺度的增大,其正态分布以及对数正态分布的 P 值总体上逐渐减小,由此可以推断,随着尺度的增大,土壤含水率总体偏离正态分布与对数正态分布的概率越大。

2.2 不同尺度土壤含水率统计特征值分析

图3为土壤含水率各统计特征值随采样尺度的变化图。图3(a)表示各尺度土壤含水率均值及其95%的置信区间,其中误差线表示95%的置信区间。由图3(a)可知,总体上8月土壤含水率要高于9月。L尺度8月的土壤含水率均值比M尺度大5.27%,M尺度比S尺度小0.12%;9月,L尺度比M尺度大3.37%,M尺度比S尺度小1.92%,2次取样结果均表明L尺度至M尺度土壤含水率均值变化幅度较大,而M尺度至S尺度变化幅度较小。对于土壤含水率均值95%的置信区间,其随着采样尺度的减小而减小,且在各采样尺度条件下,8月的置信区间范围均大于9月,这表明土壤含水率的减小会导致置信区间范围的减小。

图3(b)表示各尺度土壤含水率均值与极值,其中误差线端点表示极大值与极小值。由图3(b)可知,总体上极差也随着采样尺度的减小而减小;其中L尺度约为5.0%,M尺度约为4.0%,S尺度为3.5%,各自约占其土壤含水率均值的30%、26%、23%,在对土壤水进行定量科学分析时,这是不容忽视的。相同采样尺度条件下,2次取样,其极差变化无明显规律。

图3(c)表示各尺度土壤含水率的标准差。由图3(c)可知,标准差也随着采样尺度的减小而减小,这在一定程度上可以表明随着尺度的减小,其土壤含水率的变异程度也会减小;8月各尺度的标准差均高于9月,这表明土壤含水率的减小也会导致其标准差的减小。

图3(d)表示各尺度土壤含水率变异系数。由图3(d)可知,2次取样各尺度土壤含水率变异系数均不超过0.08,而变异系数小于0.1则表示这一变量具有弱变异性^[19],这表明3种采样尺度田间土壤含水率均具有弱变异性;各尺度变异系数均随着采样尺度的减小而减小,对2次取样进行对比分析发现,总体上各尺度8月变

异系数高于9月。虽然对于S尺度,8月变异系数略高于9月,但这种差异较小,且对2次取样变异系数进行双样本平均值配对法t-检验,发现8月的变异系数均值是显著大于9月变异系数的,这表明在一定土壤含水率范围内,土壤含水率的减小会导致其变异系数的减小。

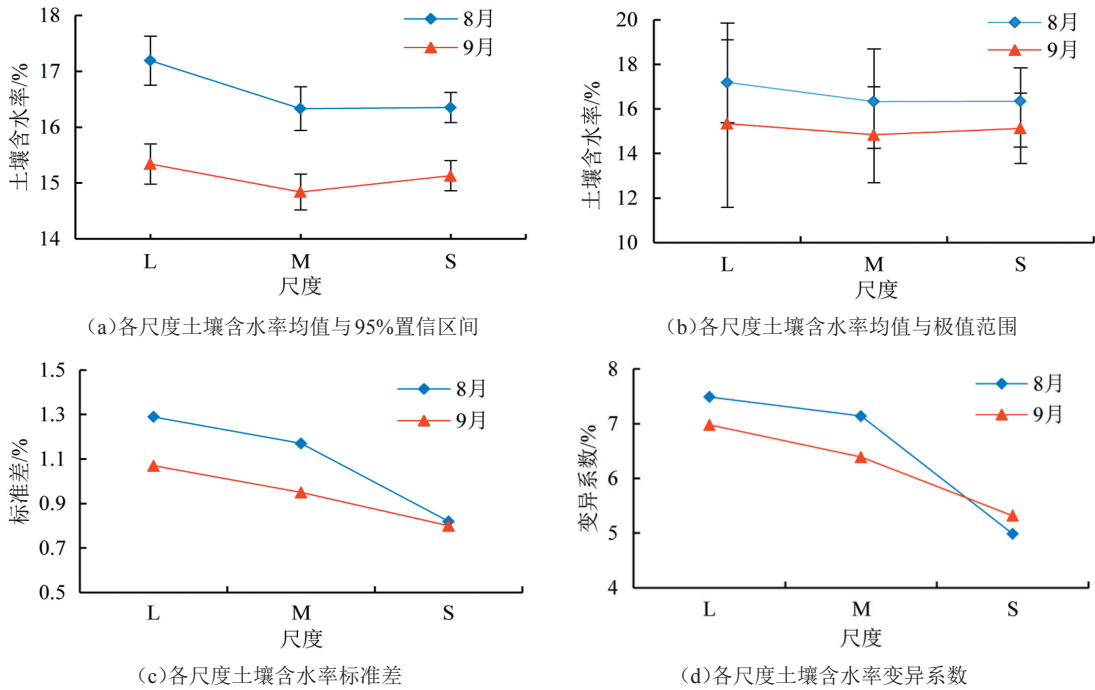


图3 土壤含水率统计特征值随采样尺度的变化

2.3 不同尺度的空间变异特征分析

变异函数是地统计学的基本工具,它既能描述区域化变量的结构性变化,又能描述其随机性变化,是了解区域土壤含水率空间分布的重要工具,变异函数的理论计算式为:

$$r(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i+h)]^2, \quad (1)$$

式中: h 为滞后距离; $r(h)$ 表示滞后距离为 h 时的变异函数值; $N(h)$ 为滞后距离为 h 的样点对的数量; $Z(x_i)$ 和 $Z(x_i+h)$ 分别表示某一特性在 x_i 和 x_i+h 处的变量值(此处为土壤含水率的值)。

在土壤含水率各向同性的假设条件下,通过计算将各尺度的平均滞后距离划分为11个,求出各采样尺度平均滞后距的变异函数值,如图4所示。

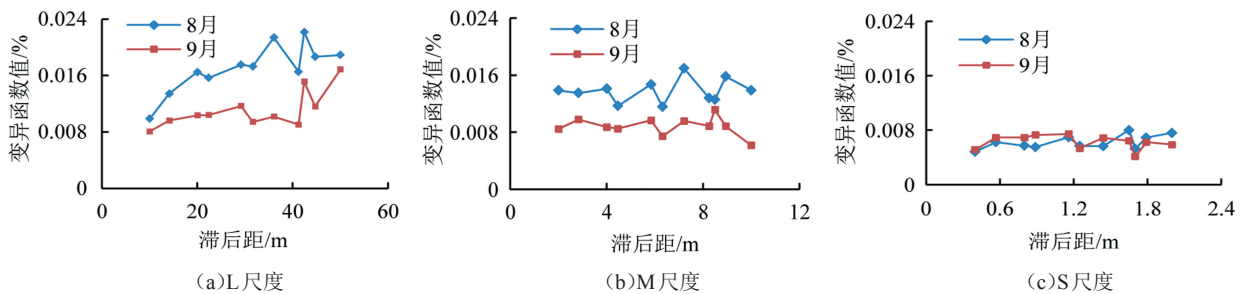


图4 各尺度变异函数值

由图4可知,总体上,对于L和M尺度,8月变异函数值高于9月变异函数值,S尺度没有明显区别;L尺度内,总体上变异函数值随着滞后距的增大而增大,而M和S尺度,变异函数值随滞后距没有明显的变化,相对比较稳定。而本研究的3种尺度,其实都在L尺度区域内进行取样分析的,根据计算变异函数的二阶平稳假设和内蕴假设分析,M和S尺度的理论变异函数应该是L尺度理论变异函数的一部分。而图3显示的3种尺度变异函数差别较大,这是由于M和S尺度较小,最大滞后距分别为10 m和2 m,M和S尺度内滞后距的变化所引起的变异函数值的变化也非常有限,而L尺度最大滞后距为M尺度的5倍、S尺度的25倍,其所引起的变异函数值的变化也会成倍地增加,故观察到的M和S尺度的变异函数值没有明显的变化。

目前在地统计学领域中,有4种常用的变异函数理论模型,分别为球状模型、指数模型、线性模型和高斯模型,通过GS+软件计算3种尺度的理论变异函数。由表3可知,总体上球状模型拟合效果较好,因此选取球状模型对各尺度理论变异函数进行分析,球状模型计算结果见表3,不同尺度理论变异函数特征值差别较大,大部分计算得到的特征值会随着尺度的减小而减小,而这种结果实际上与理论情况相悖,由上述分析可知,M和S尺度的变异函数应该是L尺度变异函数的一部分,相应地其理论变异函数特征值理论上也是相同的。但是在分析土壤某一性质时,往往会出现这种计算出的理论变异函数与实际相违背的情况,推断其原因主要是:在有限的样本数量条件下,计算出的变异函数理论模型往往是不可靠的。在计算变异函数的理论模型时,一般要求在变程以内有不少于20对的数据^[16],满足上述条件需要大量的计算与验证过程,而许多研究往往不能满足这一要求,就直接套用常用的理论变异函数模型,因而其理论模型结果也不可靠,从而导致研究结果与实际情况不符,甚至得出错误的结论。

表3 不同尺度理论变异函数特征值

尺度	采样时间	理论模型	块金值 C_0 /%	基台值 (C_0+C) /%	变程 A	$C_0/(C_0+C)$	R^2
L	8月	球状	0.004 9	0.019 2	37.5	0.75	0.78
	9月	球状	0.000 4	0.011 5	21.7	0.96	0.18
M	8月	球状	0.000 2	0.013 7	18.4	0.98	0.00
	9月	球状	0.000 1	0.008 8	2.4	0.99	0.01
S	8月	球状	0.000 2	0.006 7	0.7	0.97	0.19
	9月	球状	0	0.006 2	0.6	0.99	0.11

2.4 合理取样数量的确定

由于土壤空间存在变异性,因此通过随机抽样的方法估算土壤含水率均值时,确定合理的随机采样样本数量 n 则成为一个非常重要的问题,增加土壤采样数量可以提高计算土壤含水率的精度,但消耗大量的劳动力,样本数量 n 太小,则又会造成参数估计不精确,达不到规定的要求。因而科学地确定样本数量 n 的大小,在实际应用中具有重要意义。在土壤含水率分布属于正态分布的条件下,合理取样样本数量 n 计算式为:

$$n = \frac{(t_{\alpha/2})^2 \sigma^2}{E^2}, \quad (2)$$

式中: n 表示样本数量; σ 表示总体标准差; $t_{\alpha/2}$ 表示显著性水平为 α 、自由度为 $n-1$ 条件下的 t 分布分位数; E 表示使用者在给定的置信水平条件下可以接受的允许误差。

在一定的置信水平与估算精度条件下,通过计算得出了估算3种尺度土壤平均含水率所需要的样本数量,计算结果见表4。由表4可知,总体上,相同置信水平条件下,估算精度为90%时,各尺度所需要的样本数量几乎没有差别,估算精度大于90%时,样本数量随着尺度的减小而减小;在相同尺度条件下,随着精度和置信水平的减小,所需样本数量也逐渐减小。总体上8月和9月2次取样计算出来的取样数量相差不大。

表4 估算各尺度土壤含水率均值所需要的样本数量

置信水平	精度/%	L尺度		M尺度		S尺度	
		8月	9月	8月	9月	8月	9月
99%	99	376	327	342	275	169	192
	95	19	17	18	15	10	11
	90	7	7	7	6	5	5
95%	99	218	190	199	160	99	111
	95	11	10	11	9	6	7
	90	4	4	4	4	3	3
90%	99	154	134	140	113	70	79
	95	8	7	8	7	5	5
	90	3	3	3	3	3	3

选取8月M尺度分析,当置信水平为95%时,3种精度(90%、95%、99%)对应的样本数量分别为4、11、199。表明随着精度的增加,所需样本数量急剧增加,精度从0.9增加至0.95时,样本数量仅从4变化至11;而精度增加至99%时,样本数量却增加至199,增加了48倍多。因此,随着精度的增加,所需样本数量在成倍地增加;当精度为95%时,3种置信水平(90%、95%、99%)对应的样本数量8、11、18,总体变化幅度相对较小,9月取样也变现出了相似的规律。综上,与置信水平相比,精度的要求对样本数量 n 的影响要更大。

3 讨论

农田土壤水分普遍存在空间变异性,不同尺度空间变异的状况差别较大。本研究选取1年内未进行人工灌水的玉米田进行研究,降低了人为灌水因素的干扰,同时由于0~1 m土层土壤平均含水率是大多数科研人员 and 农业从业人员常分析研究的范围,所以本研究选取0~1 m土层的土壤平均含水率进行分析,对科研和农业工作具有一定的参考价值。

大多数统计分析过程,如参数估计、假设检验,都需要首先确定该变量的概率分布状况。因此确定土壤含水率的空间概率分布状况尤为重要。本研究发现随着分析尺度的增大,土壤含水率属于正态分布的置信水平逐渐降低,尤其是采样尺度扩大至L尺度时,发现置信水平 P 值已接近0.05,因此当对大于L尺度的土壤含水率进行统计分析时,就需要特别注意该分析过程是否以正态分布为假设条件,如果是,则需要慎重考虑该分析过程的可靠性。

本研究发现,L尺度至M尺度土壤含水率均值变化较大,而M尺度至S尺度变化较小。这表明在分析土壤含水率时用M尺度土壤含水率去代表L尺度土壤含水率均值时需要慎重考虑,用S尺度的土壤含水率均值去代表M尺度土壤含水率均值相对可靠。即在一定条件与范围内,可以通过较小的尺度的土壤含水率均值去反映较大尺度的土壤含水率均值,但超过一定范围,也会存在较大的误差,需要慎重选择。

对于土壤含水率其他统计特征值而言,除土壤含水率均值外,大部分土壤含水率统计特征值都会随着采样尺度的减小而减小,分析其原因主要有:①随着研究区域的增大,可能会不断引入新的导致土壤含水率分布变化的因子;②在较小的尺度内,某些影响因子可能具有相对一致性,只有当尺度增大时,它对水分分布的影响才得到明显地体现,从而使其统计特征值产生变化^[20]。

本研究认为,8月变异系数总体上高于9月,即土壤含水率较大的月份其变异系数也较大。但目前大部分学者认为,土壤含水率空间变异程度与土壤平均含水率呈反比关系^[21-22],也有部分学者认为当土壤平均含水率处于中等水平时其变异程度最大^[23-24],认识不统一。这可能是由于土壤水分空间变异状况受多种因素影响,如大气属性、降水、土壤质地、地形及植被覆盖等,而这些影响因素又复杂多变,这就可能导致不同环境条件下产生了不同的研究结果。

对于合理取样数量的估算,本研究首先假设土壤含水率分布属于正态分布,虽然当尺度增加至L尺度时,土壤含水率分布属于正态分布的置信水平较低,此时其计算结果可能与实际情况有所出入,但对于分析小于L尺度条件下的合理取样数量,也具有一定的参考价值。

4 结论

1)各尺度土壤含水率正态分布置信水平要高于对数正态分布;尺度越大,土壤含水率属于正态分布的置信水平越低。

2)L与M尺度土壤含水率均值差异较大,M与S尺度差异较小;各尺度置信区间、极差、标准差、变异系数均随着采样尺度的减小而减小;总体上,相同采样尺度条件下,土壤含水率的减小会导致置信区间范围、标准差降低。

3)估算在合理取样数量下,精度要求对合理取样数量的影响高于置信水平。

4)L尺度内,变异函数值总体上随着滞后距的增大而增大,而对于M和S尺度,变异函数值没有明显的变化趋势,相对比较稳定。

参考文献:

- [1] 杨玉玲,文启凯,田长彦,等.土壤空间变异研究现状及展望[J].干旱区研究,2001,18(2):50-55.
- [2] 李涛.西北旱区葡萄园土壤含水率与土壤属性空间变异及其对产量和品质的影响[D].北京:中国农业大学,2015.
- [3] 潘成忠,上官周平.土壤空间变异性研究评述[J].生态环境,2003,12(3):371-375.
- [4] 王增丽,温广贵.干旱区垄膜沟灌条件下土壤水盐空间分布特征研究[J].灌溉排水学报,2017,36(5):47-51.
- [5] 王改改,魏朝富,吕家格,等.四川盆地丘陵区土壤水分空间变异及其时间稳定性分析[J].山地学报,2009,27(2):211-216.
- [6] 任荣,马娟娟,郑利剑,等.蓄水坑灌水土温度变化对土壤水分再分布规律的影响[J].灌溉排水学报,2018,37(4):39-46.
- [7] 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.
- [8] 王全九,毕磊,张继红.新疆包头湖灌区农田土壤水盐热特性空间变异特征[J].农业工程学报,2018,34(18):138-145,316.
- [9] 朱阳春,赵学勇,陈敏,等.冻融作用下土地利用方式对土壤含水率垂直变异性影响[J].灌溉排水学报,2015,34(5):51-54.

- [10] WANG Y, SHAO M, ZHU Y, et al. Impacts of land use and plant characteristics on dried soil layers in different climatic regions on the Loess Plateau of China[J]. *Agricultural & Forest Meteorology*, 2011, 151(4):437-448.
- [11] JIA Y H, SHAO M A. Temporal stability of soil water storage under four types of revegetation on the northern Loess Plateau of China[J]. *Agricultural Water Management*, 2013, 117(1):33-42.
- [12] 任彦秋, 李涛, 冷栋, 等. 干旱区葡萄园土壤含水率时空变异性研究[J]. *水力发电学报*, 2016, 35(3):47-55.
- [13] 张继光, 陈洪松, 苏以荣, 等. 喀斯特峰丛洼地坡面土壤水分空间变异研究[J]. *农业工程学报*, 2006, 22(8):54-58.
- [14] 邢旭光, 赵文刚, 柳焯, 等. 猕猴桃果园不同采样密度下土壤含水率空间变异性研究[J]. *农业机械学报*, 2015, 46(8):138-145.
- [15] 贾俊平. *统计学*[M]. 北京:中国人民大学出版社, 2006.
- [16] 刘爱利. *地统计学概论*[M]. 北京:科学出版社, 2012.
- [17] 邵明安, 王全九, 黄明斌. *土壤物理学*[M]. 北京:高等教育出版社, 2006.
- [18] 国家标准局. 中华人民共和国国家标准:GB4882—85. 数据的统计处理和解释正态性检验[M]. 北京:科技标准出版社, 1985.
- [19] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. *土壤水动力学*[M]. 北京:清华大学出版社, 1988.
- [20] 刘晶. 张掖绿洲灌区土壤水分的空间变异性研究[D]. 兰州:甘肃农业大学, 2006.
- [21] CHOI M, JACOBS J M. Spatial soil moisture scaling structure during Soil Moisture Experiment 2005[J]. *Hydrological Processes*, 2015, 25(6):926-932.
- [22] BROCCA L, MELONE F, MORAMARCO T, et al. Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales[J]. *Water Resources Research*, 2010, 46(2):W02516.
- [23] OWE M, JONES E B, SCHMUGGE T J. Soil moisture variation patterns observed in hand county, south dakota[J]. *Jawra Journal of the American Water Resources Association*, 2010, 18(6):949-954.
- [24] LAWRENCE J E, HORNBERGER G M. Soil moisture variability across climate zones[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(20):5.

Spatial Variability of Soil Moisture at Different Scales in Sandy Loam in Northern Henan Province

QIN Jingtao, LYU Mouchao*, DENG Zhong, GU Shaowei, GAO Jianmin

(Farmland irrigation Research Institute, Chinese Academy of Agricultural Sciences/

Key Laboratory of Water Saving Irrigation Engineering, Ministry of Agriculture, Xinxiang 453002, China)

Abstract: **【Objective】** Soil moisture plays an important role in ecosystem function and hydrological processes. This paper investigated the hierarchical distribution of soil moisture at different scales over a maize field. **【Method】** The studied site was a 50 m×50 m plot at the Experiment Station of Chinese Academy of Agricultural Sciences in Xinxiang, Henan province. We measured soil moisture in 0~100 cm soil from 36 locations at 10 m×10 m and 2 m×2 m scale, respectively. **【Result】** Geostatistical analysis revealed that the soil moisture was normally distributed and its confidence level at every scale was higher than that of logarithmic normal distribution. The value of the confidence level decreased as the sampling scale increased, and the difference between average soil moisture content at fine scale and moderate scale was smaller than the difference between moderate scale and large scale. In general, the confidence interval, standard deviation and coefficient of variation of the soil moisture increased with sampling scale. At large scale, the semi-variance function increased with lag distance, while at small and moderate scale, the variation function appeared to be independent of the lag distance. To achieve the same confidence level and accuracy in estimating soil moisture, the number of samples needed to be taken from the field increased with sampling scale. We also found that in estimating soil moisture, the number of samples needed to be taken depended on the required accuracy more than on the confidence level. **【Conclusion】** The probabilistic distribution and statistical characteristics of soil moisture in the field was scale-dependent. In estimating soil moisture, the number of sampled taken from the field needs to consider the scales to which the measured data will be applied.

Key words: soil moisture content; spatial variability; spatial distribution; normal distribution; coefficient of variability; semi-variogram

责任编辑:赵宇龙