

华中丘陵红壤物理性质空间 变异性的研究

梁 春 祥

(江西省土地管理局, 330046)

姚 贤 良

(中国科学院南京土壤研究所)

摘 要

本文应用地学统计学方法对丘陵红壤地区 $50 \times 100\text{m}^2$ 面积内 30 个观察点进行了土壤饱和和导水率、粘粒、水稳性团聚体、孔隙性等空间变异性研究。通过半方差函数和自相关函数分析,发现这些性质在一定范围内存在空间相关性。采用 Kriging 方法对各点进行了估测,并应用 Cokriging 技术,由一种参数估测另一种参数,取得了较为满意的结果。

关键词 空间变异性,物理性质,Kriging 法,Cokriging 方法,丘陵红壤

土壤性质的空间变异性是指一个质地视为均一的区域内,在同一时间,不同点的土壤性质存在着的明显差异性^[1]。对于这种差异性,以往常采用 Fisher 统计来分析。但 Fisher 统计是假设样本之间完全独立,且服从正态分布为前提的。然而最近的研究发现^[6,9],许多土壤性质在空间上并不是完全独立的,而是在一定范围内存在着空间上的相关性。这一发现,对经典的 Fisher 统计理论的适用范围提出了疑问。

从 70 年代开始,国外许多土壤科学工作者从事土壤性质空间变异性规律方面的研究。80 年代初, Burgess 及 Webster 等人^[2]将区域化变量理论引入土壤性质空间变异性研究中,并加以丰富和完善,使之定量化,从而大大地推动了这一研究的向前发展。目前这一研究已成为土壤物理学研究的热点之一^[3,4,7]。

我国这方面的研究起步较晚,徐吉炎、雷志栋等从事过砂质壤土方面的空间变异性探讨^[11,12]。本文应用地学统计学原理研究了丘陵红壤的主要物理性质的空间变异特征,并引入 Kriging 和 Cokriging 技术,对田间土壤特性进行估测,为野外合理选择观察点和土壤预测提供科学依据。

一、研究方法和基本理论

(一) 研究方法

在中国科学院红壤生态站一块未开垦的面积为 $50 \times 100\text{m}^2$ 区域内布置了 30 个观察点。土壤类型为第四纪红色粘土发育下的红壤,土壤质地为壤粘土。实验地因有一定坡度(约 5°),为避免趋势因子

影响,所以,本实验采用随机分层布点,各观测点的分布见图 1。

(二) 测定参数

1. 饱和导水率: 采用室内饱和导水率测定仪(南京土壤研究所产)测定,用环刀原状土,采三个平行样,取样深度 0—10cm。

2. 低吸力 ($0.9 \times 10^5 \text{Pa}$ 以下) 土壤孔隙分布曲线: 环刀原状土,用吸力平板仪测定,采三个平行样,取样深度 0—10cm。

3. 机械组成分析: 用吸管法,重复二次, A 层 (0—10cm)、B 层 (20—30cm)。

4. 结构分析: 用干、湿法进行了土壤团聚体水稳性测定。重复二次, 0—10cm 原状土。

(三) 基本理论^[8,9]

1. 自相关函数: 自相关函数是描述随机函数 $Z(x)$ 在空间位置上自相关程度的统计量,其定义式为:

$$\rho(h) = E\{[Z(x) - \mu][Z(x+h) - \mu]\} / \sigma^2 \quad (1)$$

计算式:

$$\rho(h) = \frac{\sum [Z(x_i) - \bar{Z}(x)][Z(x_i+h) - \bar{Z}(x)]}{\sum [Z(x_i) - \bar{Z}(x)]^2 \cdot \sum [Z(x_i+h) - \bar{Z}(x)]^2} \quad (2)$$

上式中 $\rho(h)$ 称自相关系数。 $\rho(h)$ 越大, $Z(x)$ 的自相关性越好;反之,则自相关性越差。

$Z(x_i)$ 、 $Z(x_i+h)$ 为位置 x_i 、 x_i+h 处某性质的测定值; μ 为总体平均值; $\bar{Z}(x)$ 为实测平均值; σ^2 为总体方差。

数学上可以证明, $\rho(h)$ 范围在 $[-1, 1]$ 之间。

2. 半方差函数: 描述土壤性质空间变异结构的一个函数。定义为随机函数 $Z(x)$ 增量 $[Z(x+h) - Z(x)]$ 方差的一半。即:

$$r(h) = \frac{1}{2} V_{or}[Z(x+h) - Z(x)] \quad (3)$$

写成计算式为:

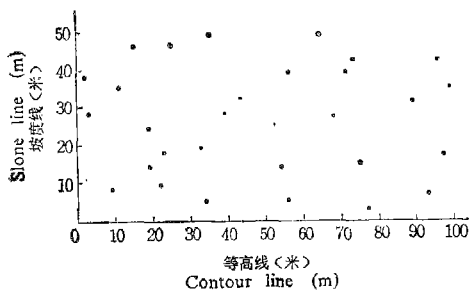


图 1 各观测点分布示意图

Fig. 1 Distribution of sampling locations in field

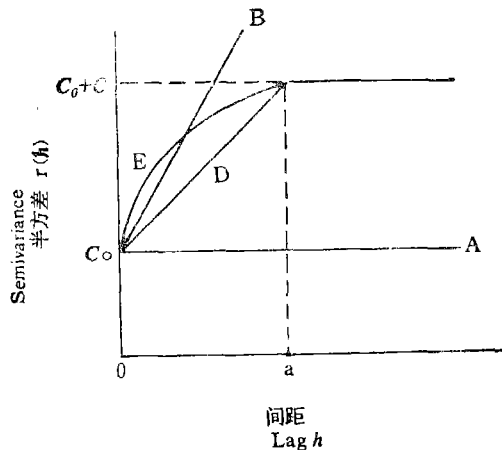


图 2 半方差函数理论模型

Fig. 2 The theoretical models of semivariogram

A: 纯块金模型, B: 无基台值线性模型,
D: 有基台值线性模型, E: 球状模型

$$r(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)] \quad (4)$$

公式中: h 是样本间距, 又称位差 (lag)

$N(h)$ 是间距为 h 的样本“对”数。

半方差函数的理论模型见图 2。图 2 中 C_0 是块金系数 (间距为零时的半方差); $C_0 + C$ 是基台值 (半方差函数随着间距递增到一定程度后出现的平稳值); C 是结构方差 (基台值与块金系数的差值); a 是变程 (使半方差达到基台值时的样本间距)

3. Kriging 方法: 设在一区域内位置 X_0 处某一变量的估值为 $Z^*(x_0)$, 其周围在相关范围内有 n 个已测定值 $Z(x_i)$ $i = 1, 2, \dots, n$ 。现通过这 n 个测定值 $Z(x_i)$ 的线性组合来求估测值 $Z^*(x_0)$ 即:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(x_i) \quad (5)$$

式中 λ_i 是与 $Z(x_i)$ 位置有关的加权系数。要使估测最优, 必须满足:

$$E\{Z^*(x_0) - Z(x_0)\} = 0 \quad (6)$$

$$E\{Z^*(x_0) - Z(x_0)\}^2 = \text{Min} \quad (7)$$

上式中 $Z(x_0)$ 为位置 X_0 处的真值。由(4)——(7)式可导出矩阵:

$$A \cdot \begin{bmatrix} \lambda \\ \mu \end{bmatrix} = B \quad (8)$$

(8)式中:

$$A = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} \dots r_{1n} & 1 \\ r_{21} & r_{22} \dots r_{2n} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ r_{n1} & r_{n2} \dots r_{nn} & 1 \\ 1 & 1 \dots 1 & 0 \end{bmatrix} \quad B = \begin{bmatrix} r_{10} \\ r_{20} \\ \vdots \\ r_{n0} \\ 1 \end{bmatrix} \quad \begin{bmatrix} \lambda \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix}$$

上式中 r_{ij} 为点 x_i 、 x_j 间距为 $|x_i - x_j|$ 的半方差 (由半方差模型求得), μ 为拉格朗日乘子, 解出(8)式, 求出 λ_i , 代入(5)式, 即可求出估测值。

4. Cokriging 方法: 对某一田间, 假如已经测定了两个变量 $Z_1(x_{1i})$ 和 $Z_2(x_{2j})$, 其样本数分别为 N_1 和 N_2 , 同时假定 $N_1 \geq N_2$, 而且还是 $Z_2(x_{2j})$ 取样的地方也是 $Z_1(x_{1i})$ 取样的地方。 $Z_1(x_{1i})$ 的半方差函数为:

$$r_{11}(h) = \frac{1}{2} E\{[Z_1(x_{1i} + h) - Z_1(x_{1i})]^2\} \quad (9)$$

$Z_1(x_{1i})$ 和 $Z_2(x_{2j})$ 的互半方差函数为:

$$r_{12}(h) = r_{21}(h) = \frac{1}{2} E\{[Z_1(x_{2j} + h) - Z_1(x_{2j})][Z_2(x_{2j} + h) - Z_2(x_{2j})]\} \quad (10)$$

$Z_2(x_{2j})$ 的半方差函数为:

$$r_{22}(h) = \frac{1}{2} E\{[Z_2(x_{2j} + h) - Z_2(x_{2j})]^2\} \quad (11)$$

设随机函数 Z_2 在 X, Y 平面内点 (x_0, y_0) 的值为 $Z_2(x_0)$, 其估测值可用下式表示:

$$Z_2^*(x_0) = \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} Z_1(x_{1i}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} Z_2(x_{2j}) \quad (12)$$

要使估测最优, 必须:

$$E\{Z_2^*(x_0) - Z_2(x_0)\} = 0 \quad (13)$$

$$E\{[Z_2^*(x_0) - Z_2(x_0)]^2\} = \text{Min} \quad (14)$$

由(9)——(14)式经过一系列数学变换, 可得出 Cokriging 方程组:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} r_{11}(x_{1i}, x_{1k}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} r_{12}(x_{1k}, x_{2j}) + \mu_1 = r_{12}(x_{1k}, x_0) \quad k = 1, 2, \dots, N_1 \\ \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} r_{12}(x_{1i}, x_{2l}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} r_{22}(x_{2j}, x_{2l}) + \mu_2 = r_{22}(x_{2l}, x_0) \quad l = 1, 2, \dots, N_2 \\ \sum_{j=1}^{N_1} \lambda_{1j} = 0 \\ \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} = 1 \end{array} \right. \quad (15)$$

解上式方程组, 求出 λ_{1i} 、 λ_{2j} 代入(12)式, 即可求出估测值 $Z_i^*(x_0)$ 。

二、结果与讨论

(一) 土壤性质的经典统计特征值

表 1 是几种性质的经典统计特征值。这些特征值在一定程度上可以反映总体, 但它不能反映出样本是否具备独立性, 要解决这些问题, 必须进一步进行空间变异结构方面的分析与探讨。

表 1 土壤性质的统计特征值

Table 1 The statistical feature values of some soil properties

项目 item	饱和导水率 Saturated hydraulic conductivity	粘粒 Clay	物理性粘粒 ($<0.01\text{mm}$) Physical clay	$>0.25\text{mm}$ 大团聚体 总数 Macroaggre- gate	总孔隙度 Total porosity	$>0.03\text{mm}$ 孔径孔隙度 $>0.03\text{mm}$ equivalent diameter porosity	B层粘粒 Clay of layer B
平均值	0.742 ($\text{cm}^2/\text{h} \cdot \text{cm}^{-2}$)	34.79%	52.60%	55.85%	46.75%	12.67%	39.26%
方差	0.0539	10.27	22.99	36.67	4.68	3.32	10.08
标准差	0.232	3.20	4.79	6.06	2.16	1.82	3.18
变异系数 (%)	31.28	9.20	9.11	10.85	4.62	14.38	8.09
概率分布	对数正态分布	正态分布	正态分布	正态分布	正态分布	正态分布	正态分布

(二) 空间变异结构分析

1. 自相关函数图分析: 图 3 是土壤性质的自相关函数图。从图上可以看出, 这几种性质在一定范围内存在着自相关, 且自相关程度随着间距的增加而减少, 当间距增到某一值以后, 自相关系数在零附近摆动, 将此时的间距称为样本的最大自相关距, 记为 R , 在 R 之内, 样本是相关的, 超出 R , 样本是独立的。

土壤性质的自相关距对设置观察点具有指导作用, 它要求在设置样本时, 必须避免自相关距内的重复, 以保证样本的独立性。在自相关距内的样本点, 不能用 Fisher 统计方法,

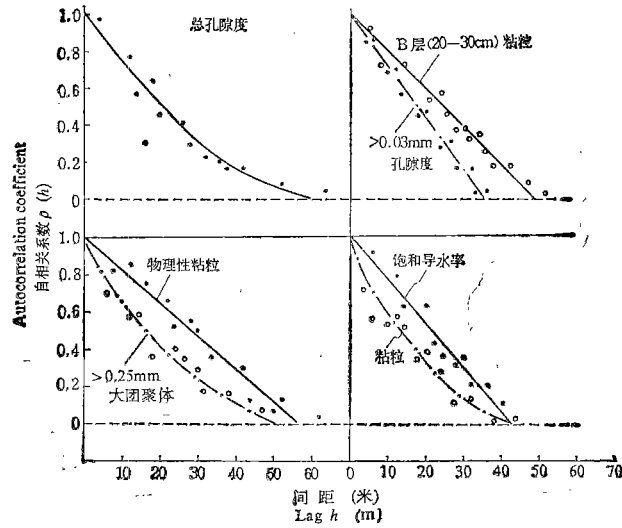


图3 土壤性质自相关图

Fig. 3 Autorrelogram of different soil properties

而必须用地学统计学去分析。因此,自相关距实际上是地学统计学和 Fisher 统计学使用范围的分界线。

2. 半方差函数分析: 图4是土壤性质的半方差函数图。图上反映出了如下特点:

(1) 这几种性质的半方差均随着间距的增加而增加,所以说它们均存在着空间变异结构。

(2) 这些性质均存在着块金方差(C_0)、(由在最小间距内的变异及分析过程中的误差引起)

(3) 这些半方差均存在基台值 $C_0 + C$ (又称平顶值或顶坎)(图中虚线是为找出基台值和变程而设的)

(4) 由图上可以找出各种性质的变程(又称极限距离,记作 a)

(5) 这些性质的半方差图可用如下模型表示:

A. 有基台值的线性模型:

$$\begin{cases} r(h) = C_0 + C \cdot \frac{h}{a} & h \leq a \\ r(h) = C_0 + C & h > a \end{cases} \quad (16)$$

B. 球状模型:

$$\begin{cases} r(h) = C_0 + C \cdot \left[\frac{3}{2} \cdot \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] & h \leq a \\ r(h) = C_0 + C & h > a \end{cases} \quad (17)$$

表2是几种土壤性质半方差图参数及自相关距。从表中可以看出,块金系数和基台值比较是较小的,说明在所研究的最小间距(4m)内的变异比变程范围内的变异要小得多。从表中还可以看出,变程和自相关距基本上是相等的。实际上它们所代表的含义是

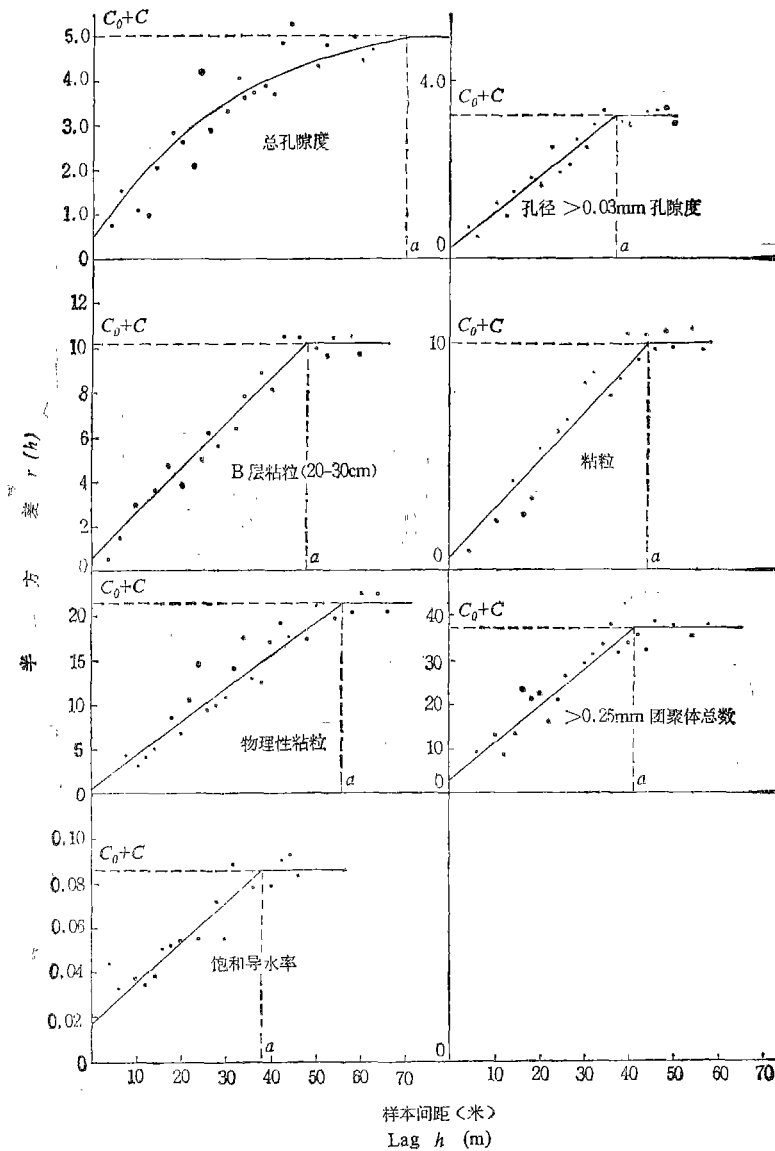


图4 土壤性质半方差图

Fig. 4 Semi-variogram of different soil properties

相同的。在数学上存在如下关系：

$$r(h) = \sigma^2[1 - \rho(h)] \quad (18)$$

必须指出，文中的自相关距和变程是在本研究的特定条件（丘陵红壤， $50 \times 100\text{m}^2$ 面积内）下得出的，不同土壤，不同大小的研究区域得出的结果也是不同的。

(三) Kriging 分析

Kriging 方法是一种局部的（变程范围内）加权平均方法。加权系数受离估测点的距离影响，离估测点越近，加权系数越大。在本研究中选用距估测点最邻近的 7 个样本进行

表 2 土壤性质半方差图参数及自相关距

Table 2 Semivariogram's parameters and ranges of some soil properties

半方差模型 Semivariogram model	有基台值线性模型 Linear model with sill						球状模型 Spherical model
土壤性质 Soil property	饱和导水率 Saturated hydraulic conductivity	粘粒 Clay	物理性粘粒 Physical clay	>0.03mm 孔隙度 >0.03mm equivalent diameter porosity	>0.25mm 团聚体总量 Macroag- regate	B层粘粒 Clay of layer B	总孔隙度 Total porosity
块金系数 C_0	0.016	0.4	0.5	0.18	3.8	0.6	0.45
基台值 $C_0 + C$	0.086	10.3	23.0	3.17	37.0	10.2	5.00
变程 a	38.0	44.0	56.0	36.5	41.0	48.0	70.0
自相关距 R	42.0	43.5	56.0	37.5	47.0	45.0	65.0

Kriging 估测。

为了便于比较,同时进行了刀切估测。刀切(Jackknifing)技术,即是根据 n 个样本观察值,依次去掉一个样本,用余下的 $n - 1$ 个样本平均值来估测去掉的这一样本。在这里,可将估测点作为未知值,选用最邻近的 7 个样本进行算术平均,即为刀切法估测值。

表 3 是饱和导水率等 7 项性质的 Kriging 估测和刀切估测结果比较。表中各数值

表 3 Kriging 估测和刀切技术比较

Table 3 Comparison between Kriging and Jackknifing estimation methods

土壤性质 Soils property	实测值 Measured value	Kriging 估测 Kriging estimation		刀切技术 Jackknifing estimation		Kriging 方差(%) 刀切方差
		估测值 Estimated value	估测方差 Estimated variance	估测值 Estimated value	估测方差 Estimated variance	Kriging variance Jackknifing variance (%)
饱和导水率	0.742 ($\text{cm}^3/\text{h} \cdot \text{cm}^{-2}$)	0.727 ($\text{cm}^3/\text{h} \cdot \text{cm}^{-2}$)	0.0517	0.723 ($\text{cm}^3/\text{h} \cdot \text{cm}^{-2}$)	0.0613	84.34
粘粒	34.79%	34.73%	4.988	34.53%	5.5115	90.51
物理性粘粒	52.60%	52.17%	10.44	51.98%	13.70	76.20
>0.25mm 团聚体总数	55.85%	56.26%	34.76	56.48%	41.09	84.59
总孔隙度	46.75%	46.75%	3.325	46.68%	3.794	87.64
孔径 >0.03mm 孔隙度	12.67%	12.52%	2.057	12.61%	3.0499	67.45
B层粘粒	39.26%	39.44%	3.145	39.55%	4.496	69.95

是 30 个样点的平均值。从中可以看出,这二种方法得出的平均估测值和平均实测值是非常接近的,这说明这两种方法用于估测总体平均都是可行的。

由表 3 还可看出,在估测的 7 项性质中, Kriging 产生的估测误差占刀切法误差的 67.5—90.5%,即 Kriging 估测误差要低于刀切法的 9—32.6%。

Kriging 估测较刀切估测有较高精度,这一点在实际工作很有用。在土壤制图和调查中,采用 Kriging 方法,对未采样点进行估测,可以大大提高预测的准确性和可靠性。同时,使用 Kriging 技术,可以对任意无观测点进行估测,这样就为预测田间土壤特性、绘制土壤性质含量分布图打下了基础。

(四) Cokriging 分析

在规则的半方差图基础上,根据各种性质之间的相关关系,选取孔径 $>0.03\text{mm}$ 孔隙度估测饱和导水率, A 层粘粒估测 B 层粘粒,这两对性质之间的相关系数分别为 0.6372 和 0.5111,均达到 0.01 显著水平,它们之间的互半方差见图 5。

在本研究中,用于进行 Cokriging 估测的性质选用 5 个邻域样本,被估测性质选用邻域 2 个样本,同时也进行了回归分析。

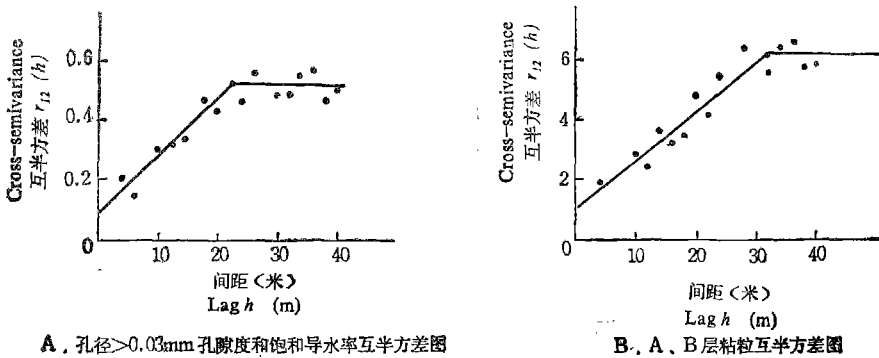


图 5 土壤性质互半方差图

Fig. 5 Cross-semivariogram of some soil properties

表 4 Cokriging 等方法的估测方差比较

Table 4 Contrast of variance between Kriging and Cokriging methods

土壤性质 Soil property	估测方法 Method			
	Cokriging	Kriging	刀切法 Jackknifing	线性回归 Linear regression
饱和导水率	0.0187	0.0517	0.0613	0.0285
B 层粘粒	2.7035	3.1447	4.4959	4.9952

表 4 是 Cokriging 等几种方法的估测误差比较。从表中可以看出: Cokriging 的估测误差均低于其它三种方法,这提示我们,在实际工作中,应用 Cokriging 技术,可以通过易测定的性质去估测难测定的性质,由样本多的性质去估测样本少的性质以及由表

层性质预测深层性质,这样就可以大量减少野外工作量,提高工作效率。但采用这种方法的前提是被估测和用于估测的两种性质均存在空间变异结构(半方差函数图规则),且互半方差图也规则,否则就不能进行 Cokriging 估测。在实际工作中,往往不易获得规则的半方差图,这样就使 Cokriging 的应用受到了一定的限制。对于 Cokriging 的应用是一个很复杂的问题,尚在研究中,本文只能选用一部分性质进行探索,今后还有待于进一步研究和探讨。

三、结 论

1. 在所研究的土壤性质中均表现出空间变异结构。其中总孔隙度可用球状模型来表示,其余性质可用有基台值的线性模型表示。不同性质其自相关范围不同,同一性质不同层次,自相关范围也有差别。

2. Kriging 方法对于无观测点处的估测是优越的和可行的,它较刀切法及其它线性估测有较高的估测精度,其估测误差为刀切法的 67.5—90.5%。

3. Cokriging 方法用于由样本多的性质去估测样本少的性质,易测定的性质估测难测定的性质以及表层性质估测深层性质是优越的和可行的,它的估测误差仅为线性回归的 54.12—65.6% 为 Kriging 的 36.17—85.97%,因此它明显优越于线性回归,也优越于 Kriging。

参 考 文 献

1. 雷志栋、杨诗秀等,1985: 土壤特性空间变异性初步研究。水利学报,第 9 期,10—21 页。
2. 徐吉炎、R. Webster, 1983: 土壤调查数据地域统计的最佳估值研究——彰武县表层土全氮量的半方差图和块状 Kriging 估值。土壤学报,第 20 卷 4 期,419—430 页。
3. Alemi, M. H., Azari, A. B. and Nielsen, D. R., 1988: Kriging and univariate modeling of a spatial correlated date. Soil Technology. 1(2): 133—147.
4. Alemi, M. H., Shahriari, M. R. and Nielsen, D. R., 1988: Soil Technology. 1(2): 117—132.
5. Burgess, T. M., Webster, R., 1980: Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties: I. The semi-variogram and punctual Kriging. II. Block Kriging. J. Soil Sci. 31:315—314.
6. Campbell, J. B., 1978: Spatial variation of sand content and pH within single contriguous delineation of two soil mapping units. Soil Sci. Am. J. 42: 460—464.
7. Davidoff, B., and Selim, H. M., 1988: Correlation between spatial variable soil moisture content and soil temperature. Soil Sci. 145: 1—10.
8. Vauclin, M. Viera, S. R. Vachud, G. and Nielsen, D. R., 1983: The use of co-Kriging with limited field soil observations. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 175—184.
9. Webster, R., 1985: Quantitative spatial analysis of soil in the field. Advanced in Soil science. 3:1—71.

SPATIAL VARIABILITY OF PHYSICAL PROPERTIES OF RED SOIL IN HILLY LAND OF CENTRAL CHINA

Liang Chunxiang

(The Bureau of Land Management, Jiangxi Province, China, 330046)

Yao Xianliang

(Institute of Soil Science, Academia Sinica, Nanjiang)

Summary

Spatial variability of saturated hydraulic conductivity, clay and physical clay particles, water-stable aggregate and porosity of red soil were studied using a geostatistical method. Field experiments were undertaken on a red soil at Yingtan, Jiangxi Province, China. There were thirty sampling locations in the experimental field with an area of 50×100 m.

The autocorrelation distances of various physical parameters determined in field were different according to the analysis of semivariogram and autocorrelogram: saturated hydraulic conductivity of soil 42.0 m, clay 43.5 m, physical clay 56.0 m, macroaggregate 47.0 m, total porosity 65.0 m, porosity in diameter of >0.03 mm 37.5 m and clay in layer B (20—30 cm) 45.0 m. The estimation of seven soil parameters by using Kriging interpolation method shows that Kriging method was obviously better than Jackknifing technology. Its estimated error was just 67.5—90.5% of Jackknifings'. The saturated hydraulic conductivity of soil was estimated by porosity in diameter of >0.01 mm and the clay content in B layer was estimated by clay content in A layer in terms of Cokriging technology. Its estimated error was only 54.1—65.5% of that of linear regression method and 36.2—86% of Kriging's respectively.

Key words Spatial variability, Physical properties, Kriging, Cokriging, Red soil, Hilly land