

黄土高原北部坡面尺度土壤饱和导水率分布与模拟

赵春雷¹, 邵明安^{2,3}, 贾小旭³

(1. 西北农林科技大学资源环境学院, 陕西 杨凌 712100; 2. 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100;
3. 中国科学院地理科学与资源研究所生态系统网络观测与模拟重点实验室, 北京 100101)

摘要: 为探明黄土高原北部坡面土壤饱和导水率(K_s)空间分布特征, 为土壤水文过程模拟与预测提供理论依据, 采用经典统计学和地统计学的空间变异分析方法, 分析了坡面尺度土壤 K_s 的空间变异特征, 并用一阶自回归状态空间模型对 K_s 的空间分布进行了模拟。研究区坡面尺度 K_s 的变异为中等程度变异, 具有中等程度空间依赖性, 变程为 42 m。 K_s 与容重、砂粒、粉粒和黏粒含量在不同滞后距离下均具有自相关关系和交互相关关系。容重和土壤颗粒是影响坡面 K_s 空间分布的主要因素。状态空间模拟结果表明, 基于容重和土壤颗粒的状态空间方程可以很好地解释坡面 K_s 的变异状况($R^2 > 0.9$)。一阶自回归状态空间模型可用于田间条件下坡面尺度 K_s 分布特征的预测。

关键词: 饱和导水率; 坡面尺度; 异质性; 状态空间; 模拟

中图分类号: S152.7 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2014)06-0806-10

土壤饱和导水率(Saturated soil hydraulic conductivity, K_s)作为重要的土壤水力参数之一, 影响着水分、溶质在土壤中的运移速度以及土壤水分的入渗、产流模式^[1-3]。在分布式土壤水分模型中, 土壤饱和导水率是最为敏感的参数之一, 对模拟结果的精度影响较大^[4]。土壤饱和导水率的大小及空间分布特征受土壤性质和生物过程等多种因素的影响^[5]。黄土高原地区沟壑纵横、地形地貌复杂, 坡面尺度是该区植被建设的重要环节^[6]。相关研究表明, 坡面尺度表层土壤 K_s 具有较强的空间自相关性和空间变异性^[7-8], 而土壤水分运动、溶质迁移、水土流失与侵蚀的预报等相关研究都必须考虑 K_s 的空间变异性。因此, 准确揭示坡面尺度土壤饱和导水率的空间分布特征, 可为阐明黄土高原干旱半干旱地区坡面土壤水分分布特征提供依据, 对指导该区植被建设具有重要意义。

传统的空间变异分析理论未考虑土壤参数与地理位置间的空间关系, 对空间变异的解释不够充分^[9]。因此, 地统计学方法被引入到土壤科学的研究当中, 自相关函数、半方差变异函数、状态空间方程等新方法开始得到广泛应用, 并在土壤空间变异研究方面取得重要进展^[10-13]。半方差变异函数作为空间异质性的主要分析方法, 反应了测定区域所考察地域化变量的空间变异结构, 在确定土壤参数合理取样数目和克里金插值计算中, 都起着至关重要的作用^[14]。目前已经有大量学者, 应用半方差变异函数进行了土壤理化性质的空间变异研究^[15-16]。状态空间方程对土壤及植被的模拟效果要明显优于线性回归和多元回归等传统方法。贾小旭等^[17]对黄土高原北部典型坡面草地表层土壤水分进行了状态空间模拟, 结果表明状态空间方程可用于环境因素十分复杂的黄土高原水蚀风蚀交错区, 其模拟结果明显优于经典统计的线性回归模型。刘志鹏等^[11]对黄土高原区域尺度全钾含量进行了状态空间模拟, 发现不同因素组合下所有状态空间方程的决定系数都要远远高于线性回归方程。因此, 状态空间方程更能揭示变量与变量之间的关系, 是一种有效的对变量进行模拟和预测的工具。

本研究分别采用经典统计学和地统计学的空间变异分析理论, 分析了黄土高原北部坡面土壤饱和导水率

收稿日期: 2014-04-08; 网络出版时间: 2014-10-19

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20141019.1721.002.html>

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41390461; 51179180)

作者简介: 赵春雷(1990—), 男, 河北承德人, 博士研究生, 主要从事土壤水分生态、土壤性质空间变异方面研究。

E-mail: chunleizhao20@gmail.com

通信作者: 邵明安, E-mail: mashao@ms.iswc.ac.cn

的空间变异性特征, 选取可能影响 K_s 的环境因素, 包括容重、海拔、黏粒、粉粒、砂粒、有机碳、枯落物和地上生物量等作为研究变量, 用一阶自回归状态空间模型对坡面样带尺度饱和导水率的分布状况进行了模拟, 以探索坡面尺度饱和导水率的空间分布特征及主要影响因素, 从而为该区土壤水分分布模拟与预测提供依据。

1 研究区和研究方法

1.1 研究区概况

研究区域位于榆林市神木县以西 14 km 处的西沟乡六道沟小流域 (110°26'E, 38°49'N)。北依长城, 地处毛乌素沙漠边缘, 环境因素十分复杂, 为黄土高原水蚀风蚀交错带的侵蚀中心, 侵蚀活动强烈。流域面积为 6.89 km², 年均气温为 7~9℃, 多年平均降水量为 250~450 mm, 6~9 月降水集中, 可占全年降水量的 70%~80%, 年平均蒸发量为 785 mm, 平均干燥度为 3.1, 属于典型的半干旱地区。植被类型属于灌丛草原, 但大部分天然植被已被破坏, 生态系统严重退化。地貌类型为片沙覆盖的梁峁状黄土丘陵, 主要土壤类型包括绵沙土、硬黄土、红土、风沙土以及坝地淤土。

1.2 样品采集

在神木六道沟小流域退耕草地坡面 (坡度为 19°) 布设一维样带, 土地利用单一, 全部为退化苜蓿 (*Medicago sativa*) 草地, 其优势植物物种为长芒草 (*Stipa bungeana*) 和少许退化苜蓿。坡面的土壤性质、地形和植被基本特征见图 1。样带长 300 m, 为了保证采样间距能够揭示各因素的相关结构, 每隔 3 m 布设一个样点^[18],

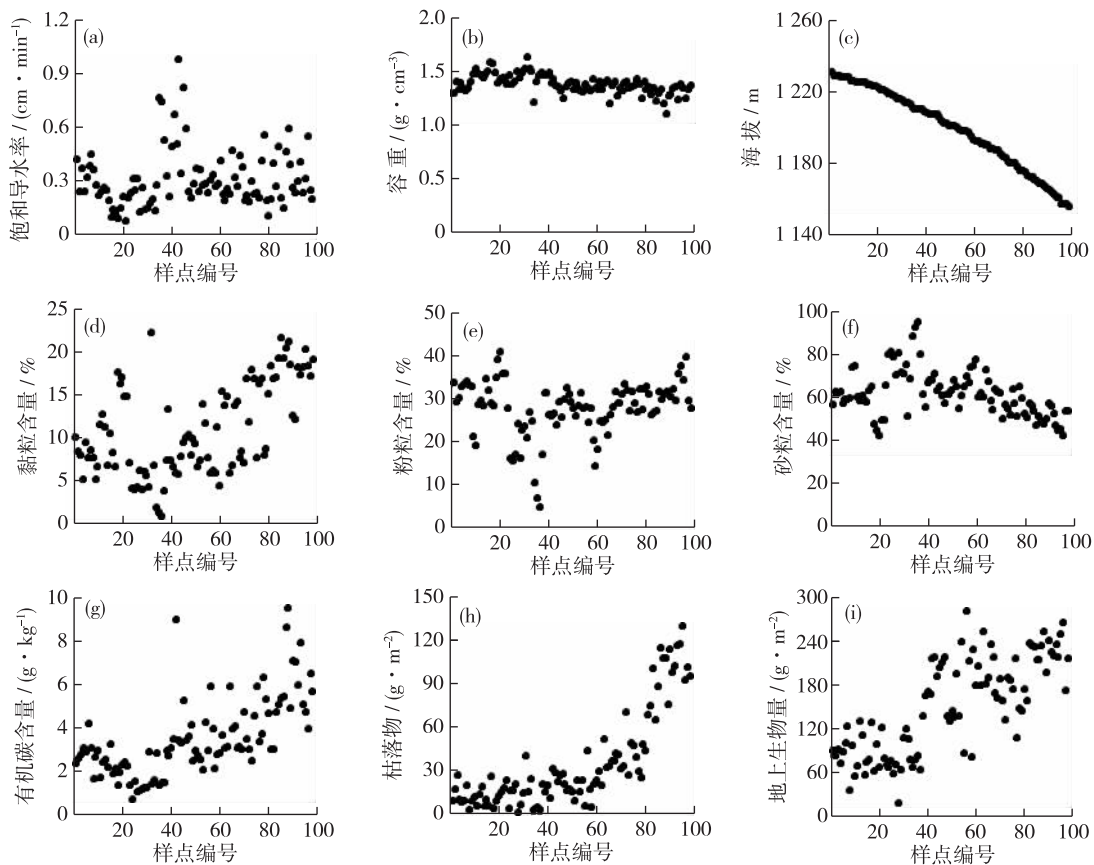


图 1 饱和导水率及其他变量沿样带分布情况

Fig. 1 Distributions of saturated soil hydraulic conductivity (K_s) and other factors along the transect

共 98 个样点, 由坡顶至坡底依次编号为 1~98, 利用 RTK-GPS 记录每个样点的海拔。用 100 cm^3 的环刀在土壤表层(0~10 cm)取得原状土壤样品, 用于室内饱和导水率测定, 测定方法为定水头一维土柱入渗法^[19], 测定完毕采用烘干法测定土壤容重。在尽可能靠近原状土壤样品采集处, 用土钻采集 0~10 cm 土层扰动土, 以使扰动土的理化性质尽量接近原状土。风干后分别过 1 mm 和 0.25 mm 筛预处理, 用于土壤机械组成和有机碳含量测定。在每个样点左右 1 m 范围内选取平坦、植被分布比较均匀的地段布设 1 m×1 m 样点布样方, 通过刈割方式获取地上部生物量并收集样方内植物枯落物^[17]。所有植物样品带回实验室, 在 65℃ 条件下, 烘干 72 h 后称重。采用重铬酸钾氧化法测定土壤有机碳含量, 使用激光粒度仪测定土壤机械组成(体积百分比)。为保证测量精度, 测量过程长度测量均精确到 0.01 mm, 质量测量精确至 0.01 g, 体积测量精确至 0.1 mL。

1.3 分析方法

1.3.1 经典统计学空间变异分析理论

经典统计学进行空间变异分析时要求分析的空间变量在研究区域内符合随机分布特征, 对变异特征的分析主要以变异系数 C_v 进行, 变异系数可定义为

$$C_v = (S/\bar{x}) \times 100\% \quad (1)$$

式中 S 为标准差; \bar{x} 为变量均值。根据变异程度分级, $C_v \leq 10\%$ 属于弱变异性, $10\% < C_v < 100\%$ 属于中等变异性, $C_v \geq 100\%$ 属于强变异性^[20]。

1.3.2 地统计学空间变异分析理论

半方差 $\gamma(h)$ 是计算参数在空间位置相隔一定距离下的样本方差值。因此假设当滞后距离为 h 时, 半方差计算公式为

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

式中 $Z(x_i)$ 为随机变量 Z 在点 $x=x_i$ 处的值; $z(x_i+h)$ 为与点 x_i 距离为 h 处点的值; $N(h)$ 为滞后距离为 h 时的样本对数。当随机变量 Z 为二阶平稳或满足本征假设时, 所有的随机变量 $Z(x)$ 在每个点处都会有相同的均值, 协方差只与样本点之间的间隔距离 h 有关。此时, 半方差 $\gamma(h)$ 就成为间隔距离减小时, $Z(x)$ 在各点相似程度的统计指标。以滞后距离 h 为横轴, 相应的半方差值为纵坐标, 即可做出半方差图。根据半方差图可以判读出空间变量的自相关长度(变程)以及变异程度。半方差图中有 3 个重要特征值: 块金值(C_0)、基台值(C_0+C)和变程(A)^[14,21-23]。

1.3.3 状态空间方程

状态空间方程是基于马尔可夫(Markovian)过程的特征建立起来的, 主要用于描述在同一地点采集到的 j 组数据 $Y_j(x_i)$ 的随机过程。根据给定现有状态的数据, 可以依据过去的过程, 预测未来的状况。在这些系统中, 过程状态包括用来预测将来所需的过去所有信息。状态空间方程由两个方程组合而成, 一个是观测方程, 一个是状态方程。系统在位置 i 处的状态通过状态空间方程与位置 $i-h$ ($h=1, 2, 3, 4, \dots, n$) 的状态方程发生联系。以 $h=1$ 时为例, 状态方程可表示为

$$\mathbf{X}_i = \boldsymbol{\phi}\mathbf{X}_{i-1} + \mathbf{w}_i \quad (3)$$

式中 \mathbf{X}_i 为在位置 i 处的状态向量, 通常指若干个变量在 i 处的值; $\boldsymbol{\phi}$ 为状态转化系数矩阵, 是一个表示状态在位置 i 与 $i-1$ 处的空间线性回归情况的 $P \times P$ 矩阵; \mathbf{w}_i 表示模型误差, 也是一个普通的 $P \times P$ 协方差矩阵, 且在空间位置上不相关, 方差恒定呈正态分布, 同时均值为 0。状态向量以及转化系数矩阵 $\boldsymbol{\phi}$ 中的参数可通过迭代回归求得^[24]。观测方程由状态向量与观测向量相联系而产生。观测方程为

$$\mathbf{Y}_i = \mathbf{A}_i\mathbf{X}_i + \mathbf{v}_i \quad (4)$$

式中 \mathbf{v}_i 同为一个在空间位置上不相关、方差恒定、呈正态分布且均值为 0 的协方差矩阵。将系统的观测向量和系统的真实状态向量用观测矩阵 \mathbf{A}_i 以及观测误差 \mathbf{v}_i 联系起来。状态方程和观测方程中两个误差项 \mathbf{w}_i 、

v_i 相互独立。在实际使用过程中,测量值 Y_i 只是系统状态的间接反映,不一定能全部反映系统真实状态^[12,17,25]。

为消除不同量纲、变量自身变异大小和数值大小对模拟结果的影响,状态空间模拟要求对数据进行标准化^[11,26],标准化公式为

$$z_i = [Z_i - (m - 2s)] / (4s) \quad (5)$$

式中 Z_i 和 z_i 分别为标准化前、后的变量; m 为标准化前变量的平均值; s 为标准差。标准化后可以根据转换系数来反映变量之间的相对贡献。在评价状态空间模型的优劣时,主要使用决定系数 R^2 揭示模型对饱和导水率空间变异的解释量。 R^2 值愈大,表示模拟值所能解释土壤饱和导水率的变异愈多^[17]。

1.4 数据处理

本研究中各变量的基本统计信息及 Pearson 相关性分析由 SPSS17.0 软件进行,变异函数模型及其交叉检验采用 GS+7.0 软件进行拟合与检验。各变量的自相关、交互相关以及土壤饱和导水率的状态空间模拟均为标准化后的数据,并在 Shumway 于 1988 年开发的 ASTSA 软件下进行。

2 结果与讨论

2.1 所选变量沿样带分布特征及与饱和导水率的相关性

图 1 显示了该坡面土壤饱和导水率(saturated soil hydraulic conductivity, K_s)、容重(bulk density, B_d)、海拔(site elevation, E)、黏粒含量(clay content, C_1)、粉粒含量(silt content, S_1)、砂粒含量(sand content, S_a)、有机碳(organic carbon, O_c)、枯落物(litter, L)和地上生物量(aboveground biomass, A_{gb})沿样带的分布情况。由图 1 可以看出,海拔愈低,植物地上生物量和凋落物愈多,土壤黏粒含量和有机碳含量愈高。然而,饱和导水率无明显变化规律,相邻样点间存在不规则波动变化,具有明显的局地变异特征,如第 17#到 23#样点之间,饱和导水率存在较大波动,说明在小尺度下发生了更强的空间变异。该样带枯落物、饱和导水率、有机碳、黏粒含量、地上生物量、粉粒和砂粒含量为中等程度变异,变异系数分别为 94%、58%、52%、49%、43%、23%和 17%(表 1)。容重和海拔的变异属于弱变异,变异系数分别为 6%和 2%(表 1)。

表 1 列出了所选变量(B_d 、 E 、 C_1 、 S_1 、 S_a 、 O_c 、 L 和 A_{gb})与 K_s 的相关关系。结果表明, K_s 与 B_d ($P < 0.0001$)、 C_1 ($P = 0.009$)和 S_1 ($P < 0.0001$)显著负相关($P < 0.0001$),与 S_a 显著正相关($P < 0.0001$),其原因可能是由于土壤容重愈小,砂粒含量愈高,土壤中非毛管孔隙分布愈多,土壤饱和导水率愈大。 E 、 O_c 、 L 和 A_{gb} 与 K_s 无显著相关关系($P > 0.05$)。本研究只选择与 K_s 显著相关($P < 0.05$)的变量(B_d 、 C_1 、 S_1 和 S_a)进行状态空间模拟。

表 1 各变量基本统计信息及与饱和导水率的相关关系

Table 1 Basic statistic information for variables and the correlation with saturated soil hydraulic conductivity

变量	平均值	标准差	变异系数 $C_v/\%$	相关系数 R	显著性 P
饱和导水率 $K_s/(\text{mm} \cdot \text{min}^{-1})$	0.3	0.19	58	1.000	0
容重 $B_d/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	1.4	0.09	6	-0.447	<0.0001
海拔 E/m	1198.8	22.01	2	-0.038	0.708
黏粒 $C_1/\%$	11.0	5.40	49	-0.261	0.009
粉粒 $S_1/\%$	27.7	6.37	23	-0.379	<0.0001
砂粒 $S_a/\%$	61.3	10.52	17	0.364	<0.0001
有机碳 $O_c/(\text{g} \cdot \text{kg}^{-1})$	3.5	1.81	52	0.147	0.148
枯落物 $L/(\text{g} \cdot \text{m}^{-2})$	35.5	33.44	94	-0.038	0.712
地上生物量 $A_{gb}/(\text{g} \cdot \text{m}^{-2})$	150.8	65.25	43	0.129	0.205

2.2 坡面土壤饱和导水率的空间变异分析

通过单样本 K-S 法进行正态分布检验, 土壤 K_s 符合正态分布。利用地统计学半方差理论对土壤饱和导水率的空间变异结构进行分析。4 种模型对 K_s 半变异函数的模拟结果及交叉检验结果见表 2, 根据各模型交叉验证结果, 高斯模型的回归系数标准误差 ($Se=0.111$) 和标准误差预测值 ($Sep=0.161$) 在 4 个模型中最小, 且相关系数平方和 ($r^2=0.278$) 最大。因此, 该坡面土壤 K_s 的最佳拟合模型为高斯模型^[27]。

表 2 土壤饱和导水率变异函数模型相关参数及交叉检验精度评价
Table 2 Parameters for each semivariogram model of saturated soil hydraulic conductivity and cross validation for precision evaluation

模型	块金值 C_0	基台值 C_0+C	变程 A/m	决定系数 R^2	空间异质比 $C/(C_0+C)$	回归系数标准误差 Se	相关系数平方和 r^2	标准误差预测值 Sep
球状模型	0.021	0.043	52	0.462	0.501	0.172	0.223	0.167
线性模型	0.038	0.041	141	0.023	0.091	0.221	0.143	0.175
指数模型	0.014	0.042	42	0.410	0.670	0.151	0.263	0.163
高斯模型	0.021	0.043	42	0.448	0.501	0.111	0.278	0.161

高斯模型的模拟结果中, 土壤 K_s 块金值 (C_0) 较小, 为 0.021, 表明随机部分所引起的土壤 K_s 空间变异性较小, 基台值 (C_0+C) 为 0.043。 $C_0/(C_0+C)$ 为空间异质比, 反映土壤 K_s 的空间依赖性^[28]。由表 2 可知, K_s 的空间异质比为 0.501, 根据 Cambardella 等^[29] 的划分标准属于中等空间依赖性。变程是研究样本区域相似性的指标, 该值可作为表征环境因子在多大距离上相关的量度, 变程愈小, 表明土壤 K_s 在空间上的相互作用距离愈小; 反之, 变程愈大, 变量相互依赖的空间距离就愈大, 即变异性愈小。该样带 K_s 的变程为 42 m, 表明坡面 K_s 的空间连续性较好。

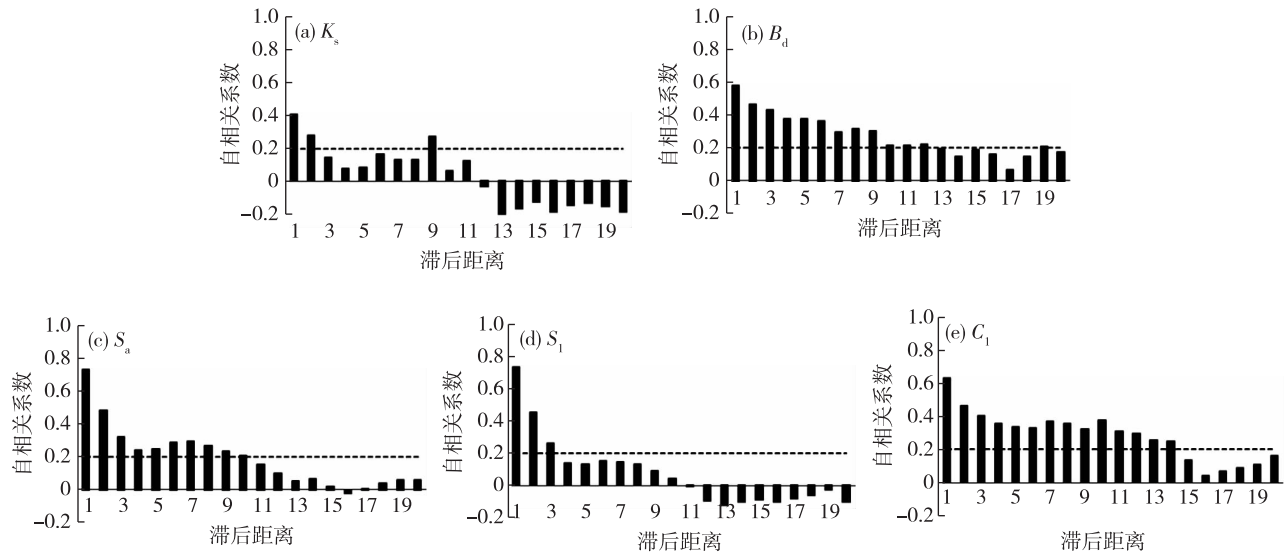
2.3 土壤饱和导水率与其他变量的自相关和交互相关分析

在进行状态空间模拟前, 需要了解各变量以及变量之间在不同空间距离上的相关性。引入状态空间方程的变量首先需要具有空间自相关性, 同时各变量间还应具有空间交互相关关系。相对于传统的 Pearson 相关分析而言, 交互相关分析的优势在于可以反映两个变量在不同滞后距离下的相关关系。

图 2 和图 3 分别显示了各变量 (K_s 、 B_d 、 S_a 、 S_1 和 C_1) 的空间自相关关系及 K_s 与其他变量的交互相关关系。自相关分析结果表明, 各变量在空间上均具有自相关关系, K_s 在 2 个滞后距离 (即 2 个采样间距) 下具有显著的空间自相关性, B_d 、 S_a 、 S_1 和 C_1 分别在 12、10、3 和 14 个滞后距离下具有空间自相关性 (图 2)。因此, 本研究的采样密度足以找出变量的相关距离, 可以揭示与 K_s 相关的各因素的自相关结构。样带 K_s 的空间自相关滞后距离最小, 因为 K_s 在样带上的空间分布没有明显的变化趋势 (图 1), 与其他 4 个变量不同, K_s 的空间自依赖性较低。交互相关分析结果表明, K_s 与以上 4 个因素在不同滞后距离下具有不同的空间相关性, 且在不同方向上交互相关关系不同 (图 3)。 B_d 仅在滞后距离为 0 时与 K_s 存在交互负相关关系, 交互相关系数为 -0.447, 而在其他滞后距离下不存在交互相关关系, 其滞后距离较小可能是由于采样间距较大造成的^[30]。在不考虑方向的情况下, S_a 、 S_1 和 C_1 与 K_s 交互相关的滞后距离分别为 3、2 和 1。 S_a 在两个方向上与 K_s 正相关, S_1 在正负方向上各在一个滞后距离之内与 K_s 显著负相关, C_1 仅在负方向上一个滞后距离之内与 K_s 显著负相关 (图 3)。

2.4 土壤饱和导水率的状态空间模拟

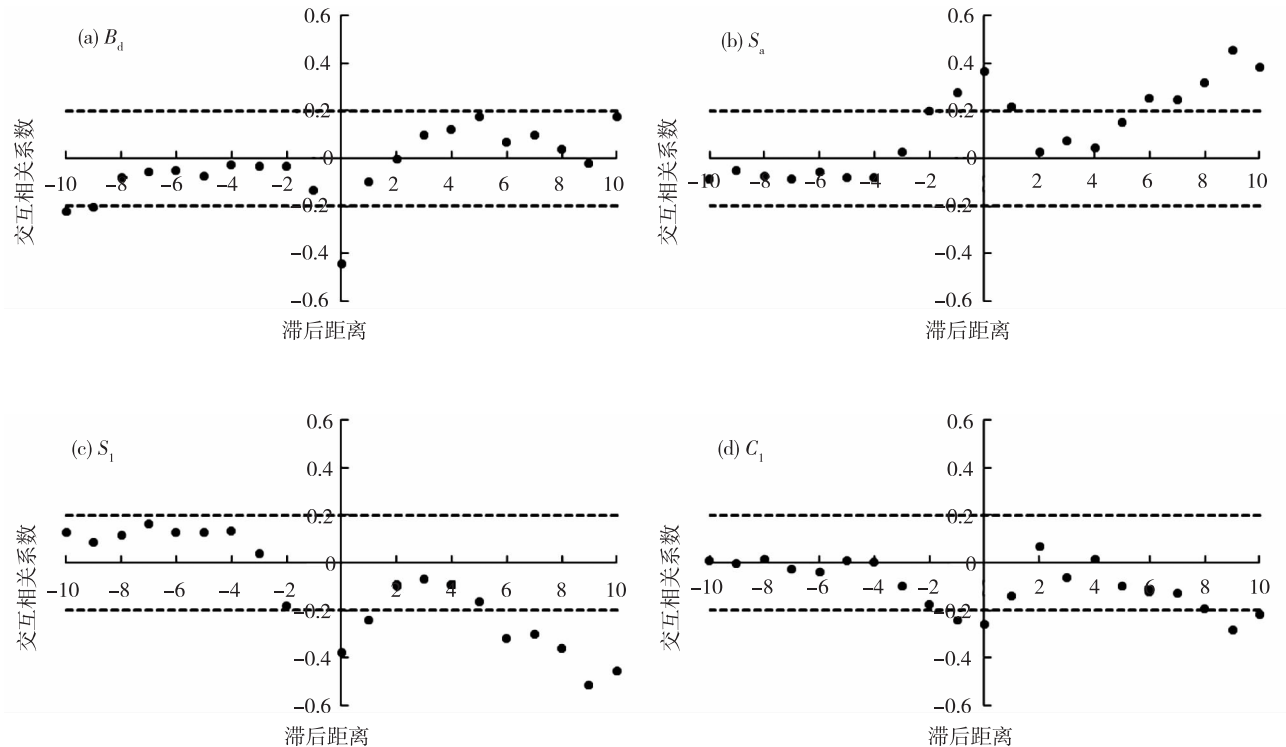
本研究所引用的变量容重 B_d 、砂粒 S_a 、粉粒 S_1 和黏粒 C_1 均满足状态空间模型所要求的变量在空间位置上具有自相关和交互相关关系。因此, 将 4 个变量及其不同因素组合分别引入状态空间模型中, 以期找出能够模拟坡面尺度 K_s 的最佳因素组合。本研究所有状态空间方程均经过显著性检验, 且均在 $P<0.01$ 水平上显著。图 4 显示了基于单因素、双因素和三因素建立的模拟效果最好的状态空间方程以及 K_s 实测值和模拟值的分布情况。95% 置信区间愈窄, 表明 K_s 实测值与模拟值重合性愈好, 即状态空间方程模拟效果愈好。由图 4 可以看出, 模拟效果较好的各状态空间方程决定系数 R^2 均高于 0.9, 且 95% 的置信区间较窄。根据模拟



注: 虚线为 95% 置信水平下的临界值(0.198); 1 个滞后距离等于 1 个采样间距, 即 3 m。

图 2 土壤饱和导水率(K_s)、容重(B_d)、砂粒含量(S_a)、粉粒含量(S_1)和黏粒含量(C_1)的空间自相关图

Fig. 2 Calculated auto-correlograms for saturated soil hydraulic conductivity (K_s), bulk density (B_d), sand content (S_a), slit content (S_1) and clay content (C_1)



注: 虚线为 95% 置信水平下的临界值(0.198); 1 个滞后距离等于 1 个采样间距, 即 3 m。

图 3 土壤饱和导水率(K_s)与容重(B_d)、砂粒含量(S_a)、粉粒含量(S_1)、黏粒含量(C_1)的空间交互相关图

Fig. 3 Calculated cross-correlograms between saturated soil hydraulic conductivity (K_s), bulk density (B_d), sand content (S_a), slit content (S_1) and clay content (C_1)

结果的转换系数,各状态空间方程中 $i-1$ 处变量对相邻位置处 K_s 的相对贡献均小于 K_s 本身的贡献(图4)。

单因素状态空间模拟 K_s 效果最好的为 B_d (图4(a)),决定系数 R^2 为 0.940。位置 $i-1$ 处 B_d 对位置 i 处 K_s 的相对贡献为 29.1%, 低于 K_s 本身的贡献(64.9%)。尽管 B_d 与 K_s 交互相关的滞后距离小于其他 3 个因素,但其在单因素状态空间模型中模拟效果最好且能够解释 K_s 分布 94.0% 的变异信息(图4(a))。因此,状态空间模拟结果的优劣与变量间交互相关的相关距离大小无关,这与前人的研究结果一致^[11,17,30]。

双因素状态空间方程模拟 K_s 分布效果最好的为 B_d+S_a , 可以解释样带饱和和导水率 94.8% 的变异。除了 K_s 本身的贡献外, B_d 的相对贡献最大,为 36.2%, 而 S_a 的相对贡献为 15.1%, 在一定程度上说明 B_d 对 K_s 的影响程度较大。三因素状态空间模拟效果最好的组合为 $B_d+S_1+S_a$, 决定系数 R^2 为 0.964, 是所有状态空间方程中模拟 K_s 效果最佳的因素组合,模拟值与实测值重合性较好,且 95% 置信区间相对较窄,除个别极值点外,基本可以包含所有 K_s 实测值。在 $B_d+S_1+S_a$ 的组合中, K_s 本身的贡献为 65.4%, B_d 的相对贡献为 26.0%, 而土壤颗粒的相对贡献较小,粉粒和砂粒的相对贡献仅为 7.5% 和 1.0%(图4(c))。容重和土壤颗粒是进行土壤饱和和导水率模拟时常被考虑到的因素,饱和和导水率的大小与土壤孔隙数量及大小有着密切的联系,土壤容重以及土壤质地的差异将改变土壤的孔隙状况,从而导致土壤饱和和导水率的变化^[31-32]。因此,土壤容重和土壤颗粒是影响坡面土壤饱和和导水率分布的主要因素,这与 Hu 等^[33] 在此区域的研究结论相同。基于土壤容重和土壤颗粒的状态空间模拟具有较好的模拟效果,可用于田间条件下土壤饱和和导水率分布特征的预测。

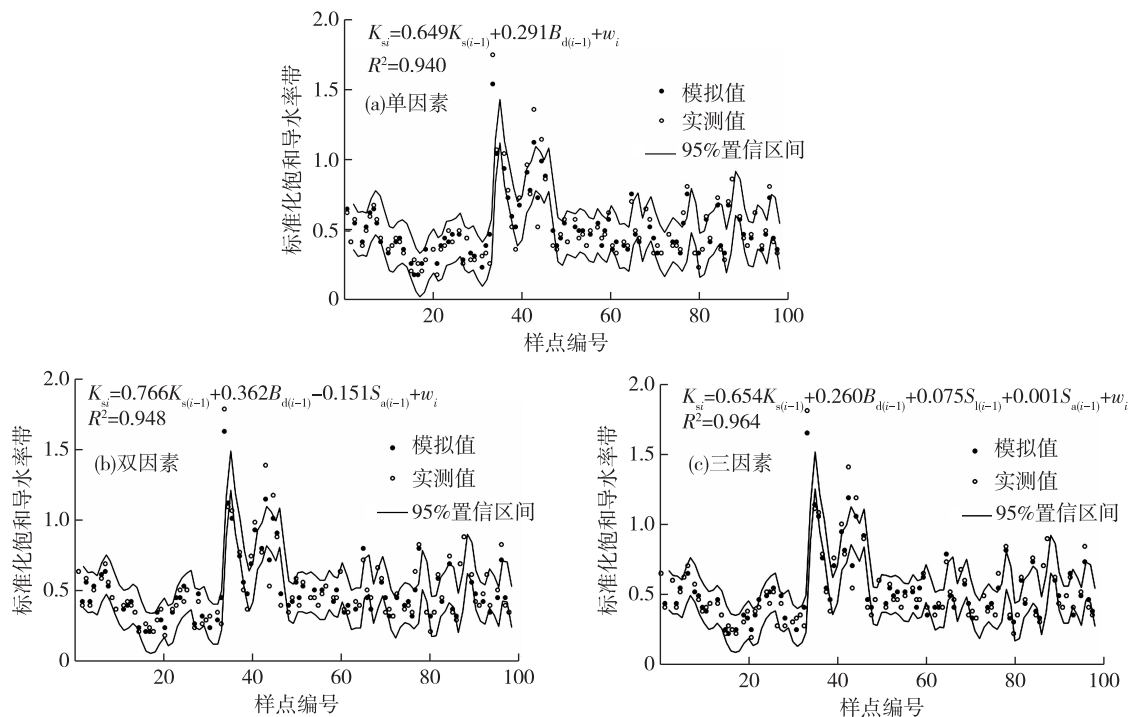


图4 不同因素组合模拟饱和和导水率最佳的状态空间模型

Fig. 4 Best state-space models for simulating saturated soil hydraulic conductivity with different combinations of variables

3 结 论

(1) 坡面尺度土壤饱和和导水率具有明显的空间变异性,变异程度为中等变异。经交叉检验,土壤饱和和导水率可用高斯模型进行较好拟合,变程为42 m,且具有中等程度空间依赖性。

(2) 研究所选取的9个可能影响因素中,饱和和导水率、容重、黏粒、粉粒和砂粒在不同滞后距离上均具有空间自相关结构,滞后距离分别为2、12、14、3和10个采样间距。饱和和导水率在不同的滞后距离下与

容重、黏粒和粉粒具有显著交互负相关关系,与砂粒具有显著交互正相关关系。

(3) 容重和颗粒是影响坡面尺度饱和导水率空间分布的主要因素,基于容重和土壤颗粒的状态空间方程对饱和导水率模拟效果较好,决定系数 R^2 均在 0.9 以上,可用于田间条件下土壤饱和导水率分布特征的预测。

参考文献:

- [1] FARES A, ALVA A K, NKEDI-KIZZA P, et al. Estimation of soil hydraulic properties of a sandy soil using capacitance probes and guelph permeameter[J]. *Soil Science*, 2000, 165(10): 768-777.
- [2] BUTTLE J M, HOUSE D A. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin [J]. *Journal of Hydrology*, 1997, 203(1): 127-142.
- [3] 梁向锋,赵世伟,张扬,等. 子午岭植被恢复对土壤饱和导水率的影响[J]. *生态学报*, 2009, 29(2): 636-642. (LIANG Xiangfeng, ZHAO Shiwei, ZHANG Yang, et al. Effects of vegetation rehabilitation on soil saturated hydraulic conductivity in Ziwluling Forest Area [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2009, 29(2): 636-642. (in Chinese))
- [4] SANTRA P, CHOPRA U K, CHAKRABORTY D. Spatial variability of soil properties and its application in predicting surface map of hydraulic parameters in an agricultural farm[J]. *Current Science*, 2008, 95(7): 937-945.
- [5] WANG Y Q, SHAO M A, LIU Z P, et al. Regional-scale variation and distribution patterns of soil saturated hydraulic conductivities in surface and subsurface layers in the loessial soils of China[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 487(22): 13-23.
- [6] 张雷明,上官周平,史俊通. 黄土区坡面水肥条件与植被建设[J]. *干旱区资源与环境*, 2001, 15(4): 68-74. (ZHANG Leiming, SHANGGUAN Zhouping, SHI Juntong. Moisture and Nutrient conditions as well as vegetation construction on slopeland in loess area [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2001, 15(4): 68-74. (in Chinese))
- [7] 刘春利,胡伟,贾宏福,等. 黄土高原水蚀风蚀交错区坡地土壤剖面饱和导水率空间异质性[J]. *生态学报*, 2012, 32(4): 1211-1219. (LIU Chunli, HU Wei, JIA Hongfu, et al. Spatial heterogeneity of soil saturated hydraulic conductivity on a slope of the wind-water erosion crisscross region on the Loess Plateau [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2012, 32(4): 1211-1219. (in Chinese))
- [8] MACHIWAL D, JHA M K, MAL B C. Modelling infiltration and quantifying spatial soil variability in a wasteland of kharagpur, India[J]. *Biosystems Engineering*, 2006, 95(4): 569-582.
- [9] HAMLETT J M, HORTON R, CRESSIE N A C. Resistant and exploratory techniques for use in semivariogram analysis[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1986, 50(4): 868-875.
- [10] 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. (PAN Chengzhong, SHANGGUAN Zhouping. Review of the research on soil spatial variability [J]. *Ecology and Environment*, 2003, 12(3): 371-375. (in Chinese))
- [11] 刘志鹏,邵明安,王云强. 区域尺度下黄土高原土壤全钾含量的空间模拟[J]. *农业工程学报*, 2012, 28(22): 132-140. (LIU Zhipeng, SHAO Mingan, WANG Yunqiang. Spatial simulation of soil total potassium in regional scale for Loess Plateau Region [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2012, 28(22): 132-140. (in Chinese))
- [12] JIA X X, SHAO M A, WEI X R, et al. Estimating total net primary productivity of managed grasslands by a state-space modeling approach in a small catchment on the Loess Plateau, China[J]. *Geoderma*, 2011, 160(3/4): 281-291.
- [13] HU W, SHAO M A, WANG Q J, et al. Spatial variability of soil hydraulic properties on a steep slope in the loess Plateau of China [J]. *Scientia Agricola*, 2008, 65(3): 268-276.
- [14] 秦耀东. 土壤空间变异研究中的半方差问题[J]. *农业工程学报*, 1998, 23(4): 42-47. (QIN Yaodong. Semi-variogram problems in soil spatial variability [J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 1998, 23(4): 42-47. (in Chinese))
- [15] 何丹,马东豪,张锡洲,等. 土壤入渗特性的空间变异规律及其变异源[J]. *水科学进展*, 2013, 24(3): 340-348. (HE Dan, MA Donghao, ZHANG Xizhou, et al. Regularity of spatial variability of soil infiltration and its variation sources [J]. *Advances in Water Science*, 2013, 24(3): 340-348. (in Chinese))
- [16] HU W, SHAO M A, WANG Q J, et al. Effects of measurement method, scale, and landscape features on variability of saturated hydraulic conductivity[J]. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2013, 18(4): 378-386.
- [17] 贾小旭,邵明安,魏孝荣,等. 黄土高原北部草地表层土壤水分状态空间模拟[J]. *农业工程学报*, 2010, 26(10): 38-44.

- (JIA Xiaoxu, SHAO Mingan, WEI Xiaorong, et al. State-space simulation of soil surface water content in grassland of northern Loess Plateau [J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2010, 26(10): 38-44. (in Chinese))
- [18] 胡伟, 邵明安, 王全九. 黄土高原退耕坡地土壤水分空间变异的尺度性研究[J]. 农业工程学报, 2005, 21(8): 11-16. (HU Wei, SHAO Ming'an, WANG Quanjiu. Scale-dependency of spatial variability of soil moisture on a degraded slope-land on the Loess Plateau [J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2005, 21(8): 11-16. (in Chinese))
- [19] KANWAR R S, RIZVI H A, AHMED M, et al. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity by using Guelph and Velocity permeameters[J]. Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers, 1990, 32(6): 1885-1890.
- [20] CAMBARDELLA C A, MOORMAN T B, NOVAK J M, et al. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1994, 58(5): 1501-1511.
- [21] 王云强, 邵明安, 刘志鹏. 黄土高原区域尺度土壤水分空间变异性[J]. 水科学进展, 2012, 23(3): 310-316. (WANG Yunqiang, SHAO Ming'an, LIU Zhipeng. Spatial variability of soil moisture at a regional scale in the Loess Plateau [J]. Advances in Water Science, 2012, 23(3): 310-316. (in Chinese))
- [22] 郑纪勇, 邵明安, 张兴昌. 黄土区坡面表层土壤容重和饱和导水率空间变异特征[J]. 水土保持学报, 2004, 18(3): 53-56. (ZHENG Jiyong, SHAO Ming'an, ZHANG Xingchang. Spatial variation of surface soil's bulk density and saturated hydraulic conductivity on slope in loess region [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2004, 18(3): 53-56. (in Chinese))
- [23] 胡伟, 邵明安, 王全九. 黄土高原退耕坡地土壤水分空间变异性研究[J]. 水科学进展, 2006, 17(1): 74-81. (HU Wei, SHAO Ming'an, WANG Quanjiu. Study on spatial variability of soil moisture on the recultivated slope-land on the Loess Plateau [J]. Advances in Water Science, 2006, 17(1): 74-81. (in Chinese))
- [24] COMEGNA A, COPPOLA A, COMEGNA V, et al. State-space approach to evaluate spatial variability of field measured soil water status along a line transect in a volcanic-vesuvian soil [J]. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 2010, 7(5): 6553-6579.
- [25] JIA X X, SHAO M A, WEI X R. State-space prediction of soil respiration time series in temperate, semi-arid grassland in northern China[J]. Soil Research, 2012, 50(4): 293-303.
- [26] YANG Y, WENDEOTH O. State-space approach to analyze field-scale bromide leaching[J]. Geoderma, 2013, 217/218(4): 161-172.
- [27] 吴学文, 晏路明. 普通 Kriging 法的参数设置及变异函数模型选择方法: 以福建省一月均温空间内插为例[J]. 地球信息科学, 2007, 9(3): 104-108. (WU Xuewen, YAN Luming. Setting parameters and choosing optimum semivariogram models of ordinary Kriging interpolation: A case study of spatial interpolation to January average temperature of Fujian province [J]. Geo-Information Science, 2007, 9(3): 104-108. (in Chinese))
- [28] 刘丙霞, 邵明安. 黄土区退耕草地小尺度土壤水分空间异质性[J]. 中国水土保持科学, 2012, 10(4): 60-65. (LIU Bingxia, SHAO Ming'an. Soil water content heterogeneity at small-scale on degraded grasslands on Loess Plateau [J]. Science of Soil and Water Conservation, 2012, 10(4): 60-65. (in Chinese))
- [29] CAMBARDELLA C A, MOORMAN T B, NOVAK J M, et al. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1994, 58(5): 1501-1511.
- [30] 胡伟. 黄土高原小流域土壤含水量与饱和导水率的时空变异[D]. 北京: 中国科学院地理科学与资源研究所, 2009. (HU Wei. Temporal-spatial variability of soil water content and saturated hydraulic conductivity in a small watershed of the Loess Plateau [D]. Beijing: Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, 2009. (in Chinese))
- [31] CHAPUIS R. Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: A review[J]. Bulletin of Engineering Geology & the Environment, 2012, 71(3): 401-434.
- [32] ZHAO P, SHAO M, WANG T. Spatial distributions of soil surface-layer saturated hydraulic conductivity and controlling factors on dam farmlands[J]. Water Resources Management, 2010, 24(10): 2247-2266.
- [33] HU W, SHAO M A, SI B C. Seasonal changes in surface bulk density and saturated hydraulic conductivity of natural landscapes [J]. European Journal of Soil Science, 2012, 63(6): 820-830.

Distribution and simulation of saturated soil hydraulic conductivity at a slope of northern Loess Plateau *

ZHAO Chunlei¹, SHAO Ming'an^{2,3}, JIA Xiaoxu³

(1. *College of Resources and Environment, Northwest A&F University, Yangling 712100, China;*

2. *State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Agriculture on the Loess Plateau, Yangling 712100, China;*

3. *Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)*

Abstract: To provide a theoretical basis for simulating soil hydraulic processes, classical statistics and geo-statistics were used to characterize the spatial distribution of saturated soil hydraulic conductivity (K_s) at a slope scale in the northern Loess Plateau. Furthermore, the first order autoregressive state-space model was applied to simulate the distribution of K_s . The magnitude of K_s variability was moderate according to the coefficient of variation. The degree of spatial dependence was moderate with range of 42 m. Bulk density, sand content, silt content, and clay content were auto-correlated. Cross-correlation existed between K_s and other factors at different lag distance. Bulk density and soil particles were the key factors to affect the spatial distribution of K_s on the sloping land. A combination of bulk density and soil particles was the best to explain the spatial variation of K_s ($R^2 > 0.9$). The first order autoregressive state-space model is suitable for simulating the K_s distribution at a slope scale.

Key words: saturated soil hydraulic conductivity; slope scale; heterogeneity; state-space; simulation

* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41390461; No. 51179180).