

高寒草甸典型小流域雨后土壤水分空间变异特征

张春敏¹, 王根绪^{1,2}, 王军德¹, 龙训建¹

(1. 兰州大学 资源环境学院, 兰州 730000; 2. 中国科学院 山地灾害与环境研究所, 成都 610041)

摘 要:利用地统计学的 Kriging 空间内插法研究寒区典型小流域雨后土壤水分空间变异及分布情况;分析 0– 50 cm 土壤层的平均土壤水分与剖面土壤水分的空间分布特征。结果表明: 0– 10、10– 20、20– 30、30– 40、40– 50 cm 5 层土壤水分和流域平均土壤水分最佳拟合模型为球状模型;在小流域尺度范围内,5 层土壤水分具有中等空间变异性,其块金系数为 43. 7%、58. 9%、53. 0%、71. 6%和 68. 1%,流域平均土壤水分的块金系数为 38. 4%,0– 10、10– 20、20– 30 cm 3 层土壤水分相关度明显小于 30– 40 cm 和 40– 50 cm 两土层土壤水分,说明表层土壤水分受降雨因素干扰明显,而深层土壤含水量相关性比较稳定。通过分析,得出雨后流域土壤水分空间分布主要受水分入渗、地形、植被覆盖、海拔等因素的影响。利用半方差函数分析得出流域土壤水分的有效变程在 938~ 1 469 m, 40– 50 cm 土层土壤水分变程最大,为 1 469 m; 10– 20 cm 土层土壤水分变程最小为 938 m。通过确定半方差函数、比较变量的空间变异性及空间变异程度,得出在小流域内土壤水分半方差函数模型总体上拟合效果较好。

关键词:高寒草甸; 土壤水分; Kriging 插值; 空间变异

中图分类号: S152. 7 文献标识码: A 文章编号: 1005-3409(2007)06-0010-04

The Spatial Heterogeneity of Soil Moisture after Raining in Representative Gully Catchment of the Alpine Meadow

ZHANG Chun-min¹, WANG Gen-xu^{1,2}, WANG Jun-de¹, LONG Xun-jian¹

(1. College of Resource and Environmental Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;
2. Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041, China)

Abstract: Using a typical case of small watershed in an alpine meadow, this paper studied the spatial heterogeneity of soil moisture after raining using GIS software and the Kriging interpolation method. The results for soil moisture modeling are as follows: the optimal model for the soil layer 0– 10, 10– 20, 20– 30, 30– 40 and 40– 50 cm below the surface are spherical. The results for spatial heterogeneity are as follows: within the watershed, the five soil layers within 0– 50 cm below the surface and the mean soil moisture have moderate spatial heterogeneity. The nugget coefficient are 43. 7%, 58. 9%, 53. 0%, 71. 6%, 68. 1% and 38. 4%, respectively. Furthermore, the Semi-variance function and Kriging interpolation map of soil moisture both indicated spatial structure characteristics well. The ranges of the five layers were 1 375, 938, 1 428, 1 313 and 1 469 m, respectively. The soil layer within 40– 50 cm had the maximum range, and the layer within 10– 20 cm had the minimum range.

Key words: alpine meadow; soil moisture; Kriging interpolation; spatial heterogeneity

土壤水分是影响陆地水文循环、土壤、地貌发生等过程的重要因素,而土壤水分空间变异性研究一直是水文学、土壤学研究的热点之一^[1]。由于土壤水分空间变异受区域相对高程、坡度、坡向、植被覆盖、土壤平均含水量等的影响^[2-4],在不同尺度下,土壤水分均存在较强空间变异特征^[5-7]。同时,空间变异性的变化也能够反映区域生态功能与景观格局的动态改变^[8-10],高寒草甸草原生态环境系统对青藏高原水源生态涵养作用十分明显。近几十年来,由于全球气候变化、人类活动影响等因素综合作用下,高原高寒草地生态系统严重失衡,土壤侵蚀严重,草场退化,水土流失加剧,土壤结构发生改变^[11-13]。因此,探索寒区土壤水分空间变异性对了解植物根系情况^[14-15]、植被与土壤关系^[16]、植被空间格局^[17]等有着重要意义,且可作为研究区域水源涵养及生态环境保护的指导依据。本文以黄河源区高寒草甸典

型小流域为例,将生态过程与空间格局(空间变异、空间分布)相结合,通过分析流域雨后土壤水分空间实测资料,结合地理信息系统,应用地质统计学方法(理论变异函数和 Kriging 法)研究土壤水分空间分布,揭示土壤水分空间变异规律,来阐述流域土壤水分的空间变异特征,以增强对土壤水分空间格局在景观尺度上影响生态过程的理解。

1 研究区概况

研究区选择黄河源头达日县境内的跨热洼尔玛流域(图 1),东经 99° 36′ – 99° 38′、北纬 33° 42′ – 33° 45′,行政隶属于青海省果洛藏族自治州,流域面积约 19. 54 km²,海拔 4 000~ 4 300 m,山脊走向明显,多山涧谷地。流域内河长 8. 44 km,属黄河一级支流,主要依靠天然降雨和地下水补给的季节性河流,径流量主要集中于 6– 9 月,多年平均径流量 0. 199

*收稿日期: 2007-02-01
基金项目: 国家自然科学基金项目(90511003); 中国科学院知识创新工程重点项目(KZCX1-SW-04)资助
作者简介: 张春敏(1983–),男(土家族),重庆人,硕士研究生,主要从事寒区水文水资源研究。

m³/s^[12-13]。研究区域深居内陆,属寒冷、剧变的高原大陆性半湿润气候,年平均气温-0.1~2.3℃,多年平均降雨量 531 mm,地貌特征为典型河漫滩与沟谷交错带。

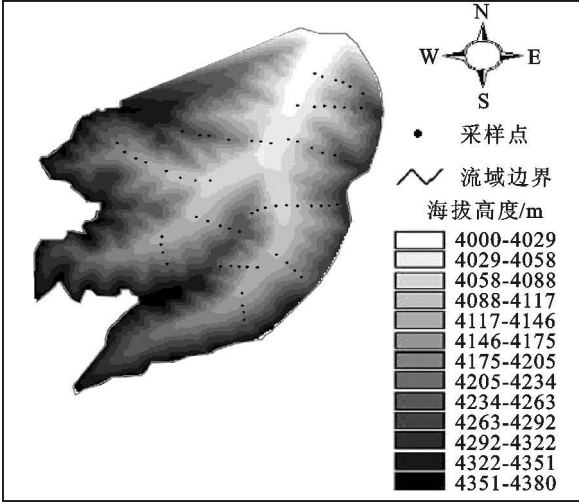


图 1 流域高程和采样点分布

流域植被包括以高山柳(*Salix oritrepha*)、金露梅(*Dasiphora fruticosa*)为主的高寒灌丛草甸和以高草属(*Kobresia*)为主的高寒草甸。植被盖度分布介于 50%~95%,植被状况基本保持天然状态。该区土壤类型较为单一,土壤母质主要为坡积物和残积物,土壤粗骨性强,坡面上有寒冻锥形土分布,土层较薄,厚度一般在 30~60 cm;其中,粉砂占 59.47%,砂砾占 33.36%,机械组成砂砾占 6.87%。由于寒冻锥形土区域存在较严重的土壤侵蚀,沟谷局部地方分布有黑土滩。

2 研究方法

2.1 样点布设和采样方法

在实地调查研究基础上,综合考虑高寒草甸区植被盖度、根系生长状况以及坡度和坡向等地形条件,采用样带与样点剖面相结合,用 GPS 定位技术在跨热洼尔玛流域内选择具有代表性典型样带剖面建立采样点。调查时间在 2003 年 7 月中旬降雨之后 48 h 内,由于受野外实际条件限制,流

域内沿坡面布设 12 条样带,共计 64 个采样点(图 1)。相邻样带间平均距离 200~600 m,每个坡面从坡顶部到坡底每 80~100 m 设立一样点;并在每条样带上选择具有代表性的 5 个剖面,每个剖面上采样点的取样深度均为 50 cm,将其分为 5 层,各层下限分别为 10, 20, 30, 40, 50 cm。采用 TDR 法和烘干法进行土壤水分测定分析。

2.2 数据处理及分析方法

跨热洼尔玛河流域地形图工作底图比例尺为 1:50 000。在 ArcGIS 中,将样点处理后进行投影和坐标转换,形成点文件后插入到流域 DEM 图形中,得到样点分布图。应用 SPSS 软件对土壤水分进行相关性检验(KS test),根据检验结果,采用地统计学中的半方差函数及模型,应用 Kriging 插值法进行空间插值,结合 ArcGIS 的 Geostatistical Analyst 模块对土壤水分进行模拟分析,可得土壤水分半方差函数空间分布图。

地统计学方法中半方差函数的一些重要参数,如块金值、基台值和变程等均可以表示区域化变量在一定尺度上的空间变异及相关程度。区域化变量 $Z(x_i)$ 和 $Z(x_i + h)$ 增量平方的数学期望,即区域化变量的方差,是研究土壤特性(土壤特征值)空间变异性的关键,同时也是进行精确 Kriging 插值的基础^[18]。半方差函数表达式如下:

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

式中: $\gamma(h)$ ——半方差函数; h ——样点空间间隔,即为了减少各样点组合对的空间距离个数而对其进行分类的样点空间间隔距离; i ——步长; $N(h)$ ——间隔距离为 h 时所有观测样点成对数; $Z(x_i)$, $Z(x_i + h)$ ——区域化变量 $Z(x)$ 在空间位置 x_i 和 $x_i + h$ 处实测值。

3 结果与分析

3.1 数据检查分析

对流域雨后土壤水分剖面数据进行初步的特征值计算、中心分布趋势、离散程度和 KS 值检验,结果列于表 1。

表 1 流域雨后土壤水分统计特征值和 KS 检验

土层/cm	最大值/%	最小值/%	均值/%	中值/%	标准差	变异系数	偏态系数	峰度	KS 值
0-10	41.48	23.27	33.46	33.47	0.07	20.9	-0.4	-0.6	0.5
10-20	43.67	22.57	33.36	33.03	0.06	16.8	-0.4	-0.1	0.6
20-30	43.03	17.13	31.52	31.97	0.06	19.6	0.1	0.4	0.7
30-40	42.23	18.87	29.86	30.06	0.06	18.5	-0.2	-0.5	0.8
40-50	38.05	22.97	29.76	29.20	0.05	15.4	0	-0.2	0.7
流域平均	40.92	21.00	31.86	31.69	0.05	16.6	0.1	0	0.5

研究区域内,剖面各层土壤水分中值、均值均很接近,标准差范围介于 0.05~0.07;峰度值均小于 3,呈“低峰态”分布;按照反映离散程度大小的变异系数可将土壤水分变异性粗略分级($C_v < 10\%$ 为弱变异性; C_v 值 10%~100% 为中等变异性; $C_v > 100\%$ 为强变异性)。土壤水分变异系数 0~10 cm 土层最大,为 20.9%;20~30 cm 土层变异系数次之,为 19.6%;40~50 cm 层土壤水分变异系数最小,仅 15.4%;流域土壤水分变异系数平均值为 16.6%;5 层土壤剖面变异系数均不高,属于中等变异。根据单样本柯尔莫哥洛夫-斯米诺夫(One-sample Kolomogorov-Semirnov, KS)检验(取显著水平 $\alpha = 0.05$)结果的分类标准,表 1 中 KS 值均高于 0.05,

因此研究区土壤水分资料符合正态分布条件。

3.2 土壤水分理论模型分析

用 Variowin 软件和 ArcGIS 软件的 Geostatistical Analyst 模块对土壤水分理论模型进行最佳拟合分析,得出理论模型的主要参数、决定系数及残差值(表 2)和各层及总体平均土壤水分含量半方差函数图(图 2)。

土壤特性空间变异结构分析的关键是拟合出精度较高的半方差函数模型,且在选择最优模型时,首先考虑决定系数(R^2)和残差(RSS)。分析表 2 和图 2 可知,5 层剖面土壤水分决定系数(R^2)介于 0.71~0.80;残差(RSS)在 0.000 3~0.004 4,接近 0,符合建立理论模型要求。通过 ArcGIS 地

统计模块中 Kriging 内插方法和 Variowin 软件得到最优半变异函数,量化土壤水分空间分异和计算土壤水分的实验变异函数值。经理论模型最优拟合可知:流域中剖面 5 层土壤水分及平均水分空间变异用经典球面模型分析较为精确。

表 2 土壤水分要素理论模型的相应参数

土层/ cm	块金值 C_0	基台值 $(C_0 + C)$	变程/ m	块金 系数/%	决定 系数 R^2	残差 RSS
0- 10	0.0012	0.0027	1375	43.7	0.72	0.0042
10- 20	0.0016	0.0027	938	58.9	0.74	0.0044
20- 30	0.0020	0.0038	1428	53.0	0.80	0.0003
30- 40	0.0021	0.003	1313	71.6	0.77	0.0023
40- 50	0.0016	0.0023	1469	68.1	0.76	0.0021
流域平均	0.001	0.0026	1440	38.4	0.71	0.0015

注:理论模型为 Spherical。

由表 2 和图 2 可知,表示土壤特征随机变异的块金值在剖面 5 层土壤水分及平均水分均较小。而基台值通常表示系统总变异,由土壤母质、地形、气候等非人为区域因素(空间自相关部分)引起,包括结构性变异和随机性变异;基台值

越高,则系统总的空间异质性越高。5 层剖面土壤水分基台值($C_0 + C$)均为正值,存在着由采样误差、取样尺度引起的各种正基底效应。因此土壤性质的空间相关性可根据块金值与基台值之比($C_0/(C_0 + C)$)划分^[19]。块金值与基台值之比表示系统变量的空间相关性程度和块金方差占总空间异质性变异的比例大小。区域化变量空间相关程度分级标准将块金值与基台值之比($C_0/(C_0 + C)$)分为 3 类:如果比值小于 25%,说明系统具有强烈的空间相关性;如果比值在 25%~75%,表明系统具有中等的空间相关性;大于 75% 则说明系统空间相关性很弱。0- 10、10- 20、20- 30、30- 40、40- 50 cm 5 层剖面土壤水分变异程度分别为 43.7%、58.9%、53.0%、71.6% 和 68.1%,流域土壤水分平均值的块金系数为 38.4%,剖面 5 层土壤水分及平均水分均属于中等空间变异。0- 10、10- 20、20- 30 cm 3 层土壤含水量相关度明显小于 30- 40 cm 和 40- 50 cm 两土层土壤含水量的相关度,说明表层土壤水分受外在因素干扰明显,而深层土壤含水量则比较稳定。

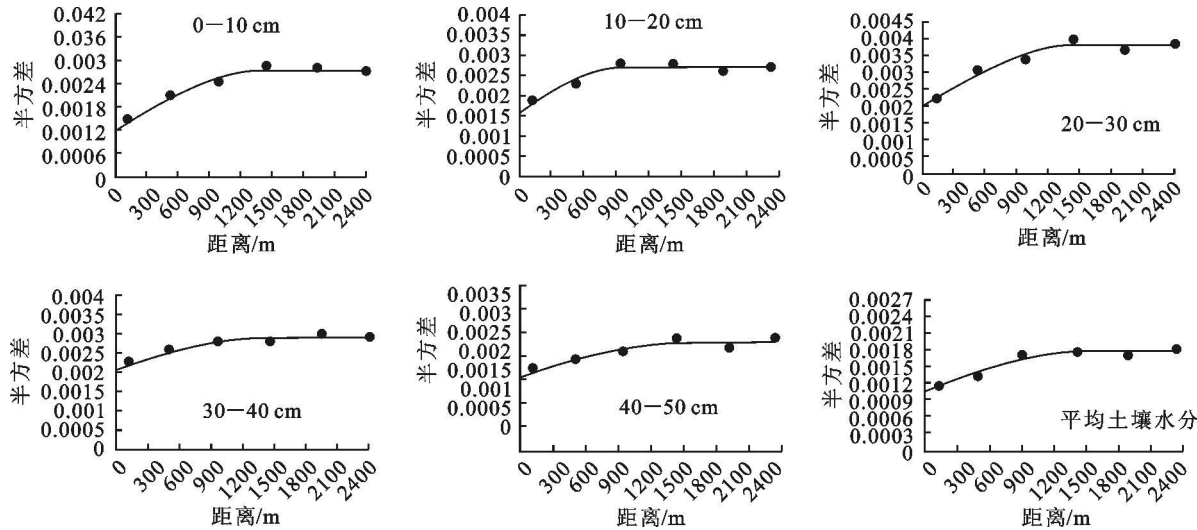


图 2 土壤水分半方差函数图

变程是指变异函数达到基台值所对应的距离,反映属性因子空间自相关范围大小,同时提供了研究某种属性相似范围的一种测度。研究区剖面各层及流域平均土壤水分的变程范围为 938~1 469 m,其中 40- 50 cm 土层土壤水分变程最大,达 1 469 m;10- 20 cm 土层土壤水分变程最小,为 938 m。由于两点之间距离超过 1 469 m 的土壤含水量就不再具有相关性,因此采样点最大间距应小于该最大距离。

3.3 土壤水分均值的空间分布格局与成因分析

雨后流域土壤水分均值的空间分布受地形、植被覆盖、海拔等因素影响,由半方差分析可知:其块金系数($C_0/(C_0 + C)$)为 38.4%,变程为 1 440 m,基于 GIS 的 Kriging 插值法对流域土壤水分均值进行空间插值,插值结果如图 3 所示。

流域平均土壤水分呈现高、低含水量斑块分布;由图 3 可知:流域东南部(阴坡)土壤水分分布较复杂,水分差值为 12.5%;流域西北部(阳坡)和沟谷带土壤水分分布相对比较均匀,土壤水分高值区(> 35%)斑块占据了流域约 21%。根据其分布可得出流域土壤水分平均值空间变异情况,并推测形成此种分布的原因:

(1) 整体上,流域土壤水分平均值空间变异情况为:阴坡

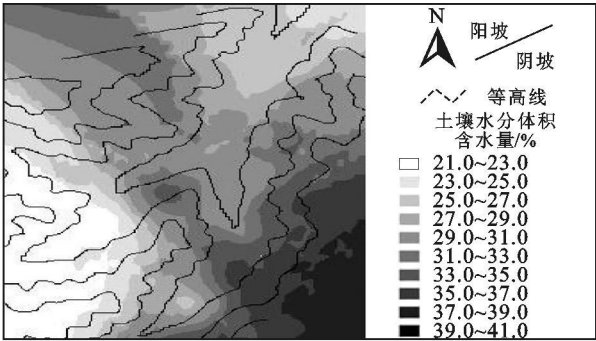


图 3 流域土壤水分平均值空间分布情况

> 阳坡> 流域沟谷地带。表明土壤含水量的分布不仅受流域地形、地貌影响;而且坡向、坡度和坡位对此也存在一定影响。同时,处于不同坡位的土壤水分平均值,含量随坡位的降低而减小,在坡顶为 40.9%,而在坡脚仅 21.0%。

(2) 植被覆盖度对土壤水分空间分布有重要影响。在土壤含水量高值区,其植被覆盖率均大于 75%,而在中、低含水量区域,植被盖度一般低于 30%。

(3) 海拔高度对土壤水分含量的分布也具有一定影响。

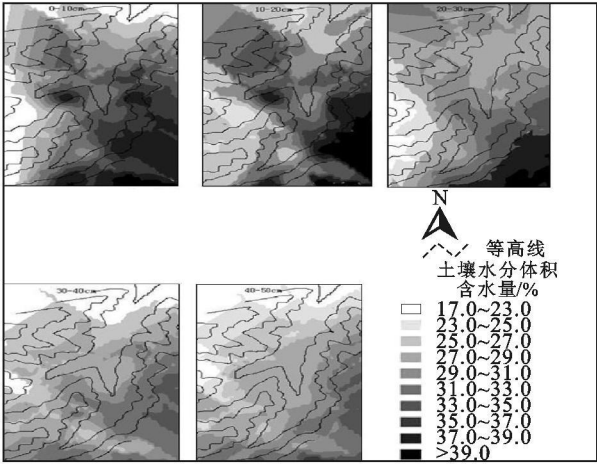


图 4 剖面土壤水分空间分布

海拔高度影响着植被的类型分布, 研究区海拔高度在 4 000 ~ 4 300 m, 流域内植被分布逐渐以高山柳为主的高寒灌丛草甸过渡至以蒿草属为主的高寒草甸, 且分带明显, 对照土壤水分平均值的梯状分布, 正好吻合。其中以高山柳为主的高寒灌丛草甸区土壤水分平均值介于 31.4% ~ 41.0%, 而以蒿草属为主的高寒草甸区平均土壤水分均大致分布在 25.0% ~ 29.0%。

(4) 流域两旁黑土滩是造成沟谷带土壤含水量较低的主要原因。在流域沟谷带, 平均土壤水分分布仅在 21.8% ~ 25.4% 之间, 土壤退化生成的“黑土滩”使草地植被覆盖度下降至 50% 以下; 实地检测表明, 其地表及地下生物量明显减少, 同时对比覆盖度较高区域的地下活根量, “黑土滩”地下活根量明显少于植被盖度较高区域, 存在大量腐烂根系, 且土壤持水性能也降低。

3.4 剖面土壤水分空间分布及环境因子分析

土壤空间异质性可基于土壤水分空间分布格局进行探讨, 在研究区域内, 经理论模型最优拟合得出: 0- 10, 10- 20, 20- 30, 30- 40, 40- 50 cm 5 层土壤水分最佳拟合模型为球状模型。块金系数 ($C_0/(C_0 + C)$) 依次为: 43.7%, 53.0%, 58.9%, 68.1%, 71.6%。流域剖面各层土壤水分在变程内具有中等空间相关性, 其变程依次为 1 375, 1 428, 938, 1 469, 1 313 m。基于 GIS 的 Kriging 插值方法对高寒草甸区典型小流域 5 层剖面土壤水分进行空间插值, 得到二维空间分布格局图, 如图 4。

0- 50 cm 5 层剖面土壤水分空间分布格局插值图(图 4) 显示了不同层次土壤水分的空间分布状况。总体上, 10- 20 cm 土层的雨后流域土壤水分含量最大, 达 43.67%, 平均含水量 33.36%; 40- 50 cm 土层平均土壤水分最小, 仅 29.7%, 剖面 5 层土壤水分空间分布趋势为阴坡大于阳坡, 植被覆盖度越高, 土壤水分越大。

(1) 对于雨后土壤水分含量, 0- 10, 10- 20, 20- 30 cm 土壤水分空间变异性较复杂。土壤水分含量呈高、低斑块混合镶嵌的复杂分布。土壤水分含量明显大于 30- 40, 40- 50 cm 两层。这是由于降雨在下渗过程中, 受冠层截留、植被盖度和植物根系作用的影响, 表层土壤易达饱和; 另外, 黑土滩、退化草地的土壤水力侵蚀比高草、灌丛草甸严重, 水分流失速度快, 使得流域内各处入渗速度不一致所致。

(2) 0- 10 cm 层土壤水分变化最为剧烈, 变异系数和块

金系数均为剖面最大值, 分别为 20.9%, 43.7%。直接与降雨、地表接触的土壤层在各种因素影响下, 会加剧表层土壤水分空间变异。由此可推知 30- 40, 40- 50 cm 两层土壤水分空间变异性较弱的原因是: 该两层土壤直接受降雨及其他因素影响较小, 土壤水分相关性比较稳定。

4 讨论与结论

(1) 高寒草甸区典型小流域雨后土壤水分含量存在明显空间变异规律。通过最优半变异函数, 经理论模型拟合得出: 剖面 5 层土壤水分和流域平均土壤水分最佳拟合模型为球状模型, 0- 10, 10- 20, 20- 30, 30- 40, 40- 50 cm 5 层土壤水分具中等空间变异性, 其块金系数分别为 43.7%, 58.9%, 53.0%, 71.6% 和 68.1%, 流域土壤水分均值块金系数为 38.4%, 0- 10, 10- 20, 20- 30 cm 3 层土壤水分相关度明显小于 30- 40 和 40- 50 cm 两土层, 说明表层土壤水分受降雨等因素干扰明显, 而深层土壤含水量相关性则比较稳定。通过分析, 得出雨后流域土壤水分空间分布主要受水分入渗、地形、植被覆盖、海拔等因素综合影响。

(2) 利用半方差函数分析得出流域土壤水分的有效变程, 其值介于 938~ 1 469 m 间。其中 40- 50 cm 土层土壤水分变程最大, 为 1 469 m; 10- 20 cm 土层土壤水分变程最小, 仅 938 m。通过确定半方差函数、比较变量的空间变异性及空间变异程度, 小流域内土壤水分半方差函数模型总体上拟合效果较好。

(3) 对土壤空间变异性研究, 地统计学的 Kriging 法能精确地描述土壤水分在空间上的分布、形状、大小和位置。同时, 利用 Kriging 空间插值法研究土壤水分空间变异性也是一种十分有效的分析方法。

参考文献:

[1] Western A W, Rodger B G. The tarrawarra data set: soil moisture patterns, soil characteristic sand hydrological flux measurements [J]. Water Resources Research, 1998, 34(10): 2765- 2768.

[2] 马孝义, 李新平, 赵延风. 土壤含水量的 Kriging 和 Cokriging 估值研究 [J]. 水土保持通报, 2001, 21(3): 59- 62.

[3] 王根绪, 沈永平, 钱鞠, 等. 高寒草地植被覆盖变化对土壤水分循环影响研究 [J]. 冰川冻土, 2003, 25(6): 653 - 659.

[4] 徐英, 陈亚新, 王俊生, 等. 农田土壤水分和盐分空间分布的指示克立格分析评价 [J]. 水科学进展, 2006, 17(4): 477- 482.

[5] Western A W, Belschl G, Grayson R B. Geostatistical characterization of soil moisture patterns in the tarrawarra catchment [J]. Journal of Hydrology, 1998, 205: 20- 37.

[6] 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.

[7] 焦峰, 温仲明, 陈云明. 基于 GIS 的黄土区土壤水分制图及其定量化分析 [J]. 水土保持研究, 2005, 12(3): 129- 132.

控制牲畜数量、封禁轮牧以缓解草场压力、逆转草场退化和荒漠化趋势的重要性。

表 5 西藏土地利用类型荒漠化现状 km²

荒漠化类型	耕地	%	林地	%	草地	%	未利用地	%
风蚀	2. 96	0. 24	9. 24	0. 75	1219. 70	98. 59	5. 30	0. 42
水蚀	0. 27	1. 01	1. 38	5. 17	24. 99	93. 79	0. 0076	0. 03
盐渍化	—	—	—	—	94. 38	98. 13	1. 80	1. 87
冻融	—	—	97. 85	3. 29	2873. 82	96. 6	3. 37	0. 11

5 结 论

通过对西藏自治区潜在荒漠化区域的两期监测数据比较和相关影响因素分析,可以得到如下结论:

西藏荒漠化总体上呈恶化趋势,但局部得到好转。与 1999 年比较,2004 年西藏荒漠化呈扩展趋势。荒漠化面积增加 64 725. 1 hm²,年均扩展面积 12 945 hm²,扩展速率为 0. 03%。荒漠化程度有加重趋势。2004 年,轻度荒漠化、重度荒漠化和极重度荒漠化面积较 1999 年分别减少 8. 26%, 1. 78% 和 0. 41%,但中度荒漠化面积增加 10. 45%。

荒漠化空间分布发生了一定的变化。从气候类型区看,干旱区荒漠化面积变化最大,与 1999 年相比,该区荒漠化面积减少 111 677. 7 hm²,而半干旱区和亚湿润干旱区的荒漠化面积变化不大,但呈一定的扩展趋势,分别扩展 95 418. 2 hm² 和 43 679. 5 hm²;从行政区看,阿里、日喀则地区荒漠化面积扩大,其他区的荒漠化面积则有不同程度的减少。

引起西藏荒漠化变化的原因主要可以归结于气候变化和人为影响两个方面。目前西藏气温呈温暖华趋势,除干旱气候类型区阿里地区外,西藏大部分降水呈增加趋势。气候的影响是双重的,但由于植被恢复对于气候的滞后效应来说,短期内的降水增加对荒漠化的逆转不明显,但长期来说是有利的,气温的上升则促使荒漠化有进一步发展的可能。

人为因素对西藏荒漠化的发展起了促进和缓解的作用。目前一些治理措施和封禁措施对荒漠化的逆转发挥了很好

的作用,在一些重点治理地区作用更加明显。但同时滥放牧、滥开垦等“五滥”行为在部分地区仍程度不同地存在,加速了荒漠化的发展。

参考文献:

[1] CCICCD. China country paper to combat desertification[M]. Beijing: China Forestry Publishing House, 1996: 16– 35.

[2] 陈月红, 余新晓, 王礼先. 国际荒漠化防治的新趋势[J]. 林业科技通讯, 1996(7): 35– 36.

[3] 邹学勇, 董光荣, 李森. 西藏荒漠化及其防治战略[J]. 自然灾害学报, 2003, 12(1): 17– 24.

[4] 程宏, 邹学勇, 赵延治. 西藏河谷地区荒漠化综合整治: 以日喀则市江当为例[J]. 自然灾害学报, 2003, 12(2): 40– 44.

[5] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏气候[M]. 北京: 科学出版社, 1983: 40– 49.

[6] 吴祥定, 林振耀. 西藏近代气候变化及其趋势的探讨[J]. 科学通报, 1978, 23(12): 746– 750.

[7] 董玉祥. 西藏沙漠化灾害现状及其驱动力研究[J]. 自然灾害学报, 2001, 10(2): 96– 102.

[8] 杜军, 马玉才. 西藏高原降水变化趋势分析[J]. 地理学报, 2004, 59(3): 375– 382.

[9] 王涛, 吴薇, 王熙章. 沙质荒漠化的遥感监测与评估[J]. 第四纪研究, 1998(2): 108– 118.

(上接第 13 页)

[8] Miller R E, VerHoef J M, Fowler N L. Spatial heterogeneity in eight central Texas grasslands[J]. Journal of Ecology, 1995, 83: 919– 928.

[9] Dutilleul P, Legender P. Spatial heterogeneity against heteroscedasticity: an ecological paradigm versus a statistical concept[J]. Oikos, 1993, 66: 152– 167.

[10] 王根绪, 郭晓寅, 程国栋. 黄河源区景观格局与生态功能的动态变化[J]. 生态学报, 2002, 22(10): 1587– 1598.

[11] 王根绪, 程国栋, 沈永平, 等. 江河源区的生态环境变化及其综合保护研究[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 2001.

[12] 王根绪, 程国栋, 沈永平. 土地覆盖变化对高山草甸土壤特性的影响[J]. 科学通报, 2002, 47(23): 1771– 1777.

[13] 牛亚菲. 青藏高原生态环境问题研究[J]. 地理科学进展, 1999, 18(2): 163– 171.

[14] Walker J P, Willgoose G R, Kalma J D. One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface observations: a comparison of retrieval algorithms[J]. Advances in Water Resources, 2001, 24: 631– 650.

[15] Tansey K J, Millington A C, Battikhi A M, et al. Monitoring soil moisture dynamics using satellite radar in northeastern Jordan[J]. Applied Geography, 1999, 19: 325– 344.

[16] Legender P, Fortin M J. Spatial pattern and ecological analysis[J]. Vegetation, 1989, 80: 107– 138.

[17] Fortin M J, Draperal P, Legendre P. Spatial autocorrelation and sampling design in plant ecology[J]. Vegetation, 1989, 83: 209– 222.

[18] 王政权. 地统计学及在生态学中的应用[M]. 北京: 科学出版社, 1999.

[19] Gambardella C A, Moorman T B, Novak J M, et al. Field-scale variability of soil properties in central low a soils[J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1994, 58: 1501– 1511.