

滇池底泥中氮素空间分布异质性分析

戎静¹, 庄舜尧², 杨浩¹

(1. 南京师范大学 地理科学院, 江苏 南京 210046;

2. 中国科学院 南京土壤研究所 土壤与农业可持续发展国家重点实验室, 江苏 南京 210008)

摘要: 采用传统统计与地统计学相结合的方法, 对滇池底泥 0—5, 5—10, 10—20 cm 中的全氮、有机氮、铵态氮进行了空间变异特征研究。结果表明, 3 层底泥中不同形态氮的空间变异性均较大。结构性因素对 0—5 cm 底泥中全氮影响比较大, 而随机性因素和结构性因素对 0—5 cm 和 10—20 cm 这两层底泥中的铵态氮以及 10—20 cm 中的 3 种形态氮的影响相近。从整个滇池来看, 3 层底泥中 3 种形态氮的含量均呈现自北向南递减, 各种形态氮均在湖泊中心出现较深颜色的斑块, 说明底泥氮有向湖泊中间沉积的趋势。同时随着深度的增加, 3 种形态氮在空间分布的颜色深浅是 0—5 cm > 5—10 cm > 10—20 cm, 可见底泥中氮的累积逐年增加, 滇池污染有加重的倾向。

关键词: 滇池; 底泥; 氮素; 空间变异

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2010)03-0010-06

中图分类号: S158.2

Spatial Heterogeneity of Nitrogen Distribution in Sediment of Dianchi Lake

RONG Jing¹, ZHUANG Shun-yao², YANG Hao¹

(1. School of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing, Jiangsu 210046, China; 2. State Key Lab of Soil and Sustainable Agriculture, Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu 210008, China)

Abstract: Combined with the traditional and geostatistical methods, the distribution pattern of three forms of total, organic, and ammonium nitrogen in the sediment of Dianchi Lake was studied. Results showed that the spatial variation of various nitrogen forms in the sediment was great. The structural factor exerted a great impact on the total N distribution in the layer of 0—50 cm, while the stochastic factor and structural factor showed a similar impact on the other N forms. Generally, the content of all N forms in the sediment decreased from the north to the south. Dark spot color was present in the center of the lake, indicating various N deposited preferentially in the lake center. Meantime, the spot color became light with the increasing depth, which suggested that the lake was polluted severely with the time.

Keywords: Dianchi Lake; sediment; nitrogen; heterogeneity

湖泊沉积物在湖泊循环和水体富营养化过程中有着重要的作用^[1-2], 沉积物中的氮作为水环境中氮素的最终归属, 不仅是湖泊中营养物质运移过程中的主要归宿, 同时也是引起水体富营养化的潜在污染源^[3-4]。除了外源性营养物质之外, 沉积物中的氮磷仍然可以通过间隙水与上覆水进行物理、化学和生物的交流, 并且沉积物中氮磷的分布特征已被证实与湖泊内源负荷有直接关系^[5-6], 因此, 研究沉积物中氮磷的含量对防治湖泊富营养化具有重要意义。国外有关各湖泊水体—沉积物中 N 的研究多集中在分布和形态变化以及沉积物 N 的释放及影响沉积物 N 释放

的环境等方面。Chen 等在 1983 年对格林湾浅水湖泊的研究就表明面源污染中的氮足以引起富营养化^[7]。Gardner 在休伦湖上的萨吉诺湾中检测了底泥以及水体中氮素的浮动和转变^[8]。McCarthy 对 OWC 的沉积物和泥沙界面的氮转换和氨基盐的转化的研究表明, 水文特征对底泥 N 过程的影响大于对水体 N 过程的影响^[9], 而对于整个湖泊底泥的氮素空间分布研究较少。

作为内陆的高原湖泊, 自 20 世纪 60 年代到 90 年代以来, 滇池水质由 II 类水下降至 V 类水和超 V 类水, 水质逐步恶化, 草海异常富营养化, 局部沼泽

收稿日期: 2009-10-12

修回日期: 2009-12-09

资助项目: 国家自然科学基金项目“滇池流域退耕还林工程对侵蚀产沙响应的多同位素联合示踪研究”(40873071); 教育部高等学校博士学科点专项科研基金资助课题(2006319006)

作者简介: 戎静(1987—), 女(汉族), 江苏省海安县人, 硕士研究生, 主要从事环境地理方面研究。E-mail: harongjing@163.com。

通信作者: 庄舜尧(1970—), 男(汉族), 浙江省舟山市人, 副研究员, 博士, 主要从事土壤化学研究。E-mail: syzhuang@issas.ac.cn。

化,外海严重富营养化^[10],除了与河流排入的大量的氮磷等营养元素外,同时也与底泥中沉积的营养元素有密切关系,然而目前对滇池沉积物氮素的研究多是以不同方位的少数点来代表滇池的氮素含量^[3,11-12],而对整个底部沉积物中氮素的空间变异状况研究甚少。国内外已有研究表明,地统计学可以在大批量样本的基础上,探索样品的空间分布规律,并进行预测,该方法已经广泛运用于空间分布上具有结构性和随机性自然现象的研究^[13-14],其在土壤科学中的应用已较为成熟^[15-16],Poon 等对香港海岸线主要污染源的研究表明克里格插值适合于底泥中的应用^[17]。本文利用 GIS 工具,采用传统统计学和地统计学相结合的方法,对整个滇池湖底的 0—5,5—10,10—20 cm 这 3 个层次的全氮、有机氮、铵态氮的含量进行地统计分析^[18],探讨其空间分布特征,以期为分析滇池区域营养元素的空间分布格局及滇池水质改善提供参考。

1 区域概况与研究方法

1.1 区域概况

滇池流域属于亚热带湿润风气候,气候变化主要受西南季风和西南支气流交替控制,流域的年平均降雨量为 1 035 mm,降雨量集中,年平均气温 14.7℃,年日照数 2 200 h,无霜期 285 d,流域分布的地带性土壤均为高原红壤。

滇池属金沙江水系,是云贵高原最大的内陆淡水湖泊,南北长约 40 km,东西宽约 12.5 km,平均水深 4.4 m,最大水深 10.9 m,水域面积 300 km²,湖容量 1.28 × 10⁹ m³。滇池北邻昆明市区,南端至晋宁县内,呈南北向分布,湖体略呈弓形,弓背向东。北部有一天然湖堤将其分隔为南北两水区,北区为内湖,称草海,面积 11 km²;南区为滇池主体,称外海,面积 295 km²,湖底浅平。滇池湖水动力受河水注入流和盛行的西南风控制,主导风向为西南风,大风时波高可达 1.2 m,波长超 10 m,由于湖的长轴与盛行方向近于平行,盛行的西南风有很强的起浪力,导致湖底沉积物容易被水体带动,造成内源污染。

1.2 样品采集与测定

采样地界于东经 102°36′28.7″—102°47′09.33″,北纬 24°40′25.14″—25°50′20″之间,采样面积覆盖全滇池,约 300 km²。于 2002 年 5 月至 7 月,用奥地利产的重力取样器(UWITEC—CORER-016001)共采集 118 个剖面样,采样深度 20 cm,在全湖均匀布设样点,并用 GPS 确定精确经纬度。样品采集后放于架上静置,吸出上覆水层,用分样装置将样品沉积物按 0—5,5—10,10—20 cm 分段切割。底泥带回实验

室,采用开氏消煮法测全氮,KCl 浸提液以靛酚蓝比色法测铵态氮含量^[19]。Kessel^[20]认为底泥中的硝态氮主要来源于上浮水中硝态氮的扩散,而这个过程的逆过程是很难进行的,因为扩散到底泥中的硝态氮很容易通过反硝化作用丧失掉,而不易积存在底泥间隙水中,因此在还原条件下,铵态氮转换为硝态氮的含量极少,故所采样品中全氮含量减去铵态氮含量即为有机氮含量。

1.3 地统计学方法

首先将研究区域数字化,根据相应范围内各采样点的养分数据资料,生成用于地统计学分析的样点分布图(图 1)。利用 GS+ 软件包进行变异分析,计算区域底泥中全氮、有机氮、铵态氮含量的统计特征值,将非正态分布的数据转换成接近于正态分布,计算出合适的拟合模型,并在 ArcGIS 9.2 的地统计模块中利用普通克里格插值法进行内插,分别获得 3 个层次的全氮、有机氮、铵态氮的空间分布图。

1.3.1 半方差函数 半方差函数是研究区域化变量空间变异性的关键函数,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。实际上,半方差函数是一个关于数据点的半变异值与数据点间距离的函数。

假设区域化变量满足二阶平稳和本征假设,其计算公式如下:

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

式中: $\gamma(h)$ ——半方差函数; h ——样点间的间隔距离,即步长(lag); $N(h)$ ——间隔距离为 h 的样点数; $Z(x_i)$, $Z(x_i + h)$ ——区域化变量在空间位置 x_i 和 $x_i + h$ 处的观测值。半方差函数曲线图可以直接反映空间变异特点。球状模型,指数模型,高斯模型可以拟合半方差函数,不同的模型参数对于插值有很大的影响,因此用 GS+ 软件包计算出相应的模型再利用 ArcGIS 9.2 进行插值^[21]。

1.3.2 普通克里格插值 普通克里格差值是利用已知点的值去估计未知点的线性无偏、最优估计,实质上是实行局部估计的加权平均值:

$$\hat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^n w_i Z(x_i) \quad (2)$$

式中: $\hat{Z}(x_0)$ ——在未经观测的点 x_0 上的内插估计值; $Z(x_i)$ ——在点 x_0 附近的若干观测点上获得的实测值; w_i ——考虑了半方差图中表示空间的权重,所以 Z 值应该是无偏的^[22]。

2 结果与讨论

2.1 描述性统计特征

表 1 中可知,118 个采样点中,0—5 cm 层中,全

氮含量介于 0.410 ~ 13.8 g/kg, 平均值为 5.85 g/kg; 在 5—10 cm 层中, 全氮含量介于 0.378 ~ 20.4 g/kg, 平均值为 4.71 g/kg; 在 10—20 cm 层中, 全氮含量介于 0.440 ~ 14.4 g/kg, 平均值为 2.76 g/kg。可见底泥表层全氮含量较大, 且由表层到底层全氮含量下降的分布趋势明显, 说明滇池底泥表层受人类活动影响较大。这与陈永川^[11]等在滇池 5 个代表性样点沉积物中全氮含量分布研究结果以及刘凌^[23]等对太湖底泥全氮的垂直分布研究结果类似。

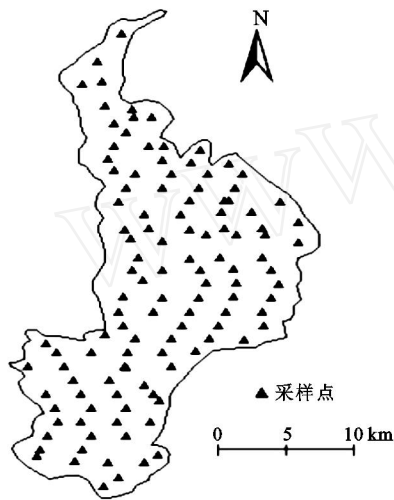


图 1 滇池采样点分布图

据相关文献^[23], 在 0—5 cm 层中, 太湖底泥全氮的最小值为 0.031%, 最大值为 0.471%, 平均值为 0.118%。5—10 cm 太湖底泥的最小值为 0.0149%, 最大值为 0.280%, 平均值为 0.0709%。10—20 cm 太湖底泥全氮的最小值为 0.0126%, 最大值为 0.250%, 平均值为 0.0699%。因此, 与 2002 年太湖底泥全氮含量相比, 滇池各个层次的底泥中全氮的含量均要显著高于太湖。另外, 与其它湖泊相比较, 红枫湖和百花湖沉积物中全氮的平均含量约为 0.36% ~ 0.40%^[24], 在表层沉积物中全氮的含量达 0.69% ~ 1.06%, 可见滇池底泥中全氮的含量相对较高, 分析原因, 可能与滇池处于高原的地理位置和污染历史有关。湖泊沉积物中总氮以及各种形态氮素含量受控于进入湖泊的总量、湖泊内部的物理化学条件、水文特征等^[25], 因此, 乱砍乱伐, 水土流失严重, 工业污水直接排入湖泊以及严重的富营养化导致水生生物的尸体沉积是造成滇池全氮含量偏高的主要原因。

滇池底泥有机氮含量在 0—5 cm 层次底泥中介于 0.245 ~ 13.6 g/kg, 平均值为 5.05 g/kg; 5—10 cm 层次中介于 0.253 ~ 19.2 g/kg, 平均值为 3.94

g/kg; 10—20 cm 层次中介于 0.048 ~ 13.1 g/kg, 平均值为 2.16 g/kg。随着深度的加深, 有机氮含量是减少的。3 个层次中有机氮的平均含量占全氮平均含量的比值依次为 86.34%, 83.67%, 78.15%, 随着深度的加深, 该比值也是减少的。

滇池底泥铵态氮含量在 0—5 cm 层次底泥中, 介于 0.060 ~ 4.50 g/kg, 平均值为 0.799 g/kg; 5—10 cm 层次中介于 0.070 ~ 3.90 g/kg, 平均值为 0.769 g/kg; 10—20 cm 层次中介于 0.042 ~ 3.50 g/kg, 平均值为 0.603 g/kg。可见随着深度的加深, 铵态氮的含量也是有所减少的, 但是幅度相对较小。3 个层次铵态氮的平均含量占全氮平均含量的比值分别是 13.66%, 16.33%, 21.85%, 随着深度的加深, 该比值是增加的。结合有机氮在全氮中含量的比值在减少, 说明减少的有机氮部分被矿化成了铵态氮。这是因为有机氮转变成铵态氮的过程称作氨化作用, 是铵态氮产生的主要途径^[26]。有机氮通过矿化生成铵态氮, 氨化过程之后, 一部分铵态氮被植物吸收或被微生物固持, 剩余的一部分可能通过自养细菌转化为硝态氮^[27]。而由于底层底泥中氧化还原电位低, 铵态氮转化为硝态氮的能力很弱, 因而铵态氮占全氮的含量会增加。元春英^[28]在 2002 年同期对滇池草海和外海进行分区研究发现, 0—5 cm 以及 5—10 cm 层次的铵态氮含量要高于 10—20 cm 层次的, 这说明虽然底层受水动力干扰少, 含氧量低, 但是由于表层污染严重, 有机氮矿化为铵态氮的含量要比底层更多。

变异系数的大小可以反映底泥氮素的空间变异强度, 一般认为: 变异系数 < 0.1 为弱变异性; 0.1 < 变异系数 < 1.0 为中等变异性; 变异系数 > 1 为强变异性^[22]。由表 2 可知, 这 3 个层次的底泥中, 0—5 cm 铵态氮的变异系数为 1.03, 大于 1, 5—10 cm 铵态氮的变异系数为 0.960, 10—20 cm 的铵态氮的变异系数为 0.965, 均接近于 1, 具有强烈空间变异性; 其它氮素变异系数均在 0 ~ 1 之间, 属于中等强度变异。由此可见, 3 个层次的 3 种氮素空间变异性较大。

2.2 底泥氮素的空间变异特征

单纯的统计分析并不能很好地反映研究区域氮素含量的空间分布特征, 更不能全面反映其空间分布的结构性和随机性因素。采用 GS+ 软件包计算不同间距的半方差, 选择拟合度较好的模型进行套合, 可分别获得各层次底泥中全氮、有机氮、铵态氮的各项参数。

半方差函数是地统计学解释沉积物中氮素含量空间变异结构的理论基础。它有 3 个重要函数: 变程、块金值 C_0 和基台值 $C_0 + C$ 。根据 GS+ 软件包计算得到各相关氮素的参数 (见表 2)。

表 1 滇池营养元素特征统计

土层/cm	氮素	最小值/ (g·kg ⁻¹)	最大值/ (g·kg ⁻¹)	平均值/ (g·kg ⁻¹)	标准方差	变异系数	分布类型	样本数
0—5	全氮	0.410	13.8	5.850	2.520	0.430	正态分布	118
	有机氮	0.245	13.6	5.050	2.430	0.482	正态分布	118
	铵态氮	0.060	4.5	0.799	0.823	1.030	对数正态	118
5—10	全氮	0.378	20.4	4.710	2.730	0.580	对数正态	118
	有机氮	0.253	19.2	3.940	2.580	0.655	对数正态	118
	铵态氮	0.070	3.9	0.769	0.738	0.960	对数正态	118
10—20	全氮	0.440	14.4	2.760	1.910	0.692	对数正态	118
	有机氮	0.048	13.1	2.160	1.750	0.809	对数正态	118
	铵态氮	0.042	3.5	0.603	0.582	0.965	对数正态	118

表 2 全氮、铵态氮、有机氮的变异函数参数

土层/cm	氮素	变程	块金值 C ₀	基台值 (C ₀ + C)	块金系数 C ₀ / (C ₀ + C)	残差	决定系数
0—5	全氮	0.838	3.770	15.880	23.7	7.420	0.786
	有机氮	0.984	3.440	17.600	19.6	4.290	0.865
	铵态氮	2.050	0.650	1.300	49.9	0.062	0.351
5—10	全氮	1.490	0.421	0.843	49.9	0.038	0.388
	有机氮	0.819	0.483	0.967	49.9	0.038	0.633
	铵态氮	1.260	0.521	1.040	49.9	0.010	0.823
10—20	全氮	1.760	0.224	1.090	20.6	0.023	0.789
	有机氮	0.102	0.135	0.914	14.8	0.059	0.768
	铵态氮	0.682	0.399	1.090	36.5	0.009	0.933

变程表示了在某观测尺度下,空间相关性的作用范围,即当某点与已知点的距离大于变程时,该点数据不能用于内插或外推^[22];根据 GS+ 软件包计算出来的有效步长为 0.27 km,由表 2 可知,10—20 cm 层的有机氮的变程为 0.102 km,小于 0.27 km,说明 10—20 cm 的有机氮由于采样距离过大,有机氮的含量是相互独立的随机变量,其空间相关性不是很好,因此,对于今后 10—20 cm 的有机氮空间分布研究的采样,可考虑间距为 0.102 km 以内。其他的氮素变程均远远大于 0.27,说明在变程以内进行普通格里格插值能取得比较精确的结果。

块金值由测量误差和最小取样间距内沉积物性质(生活污水、工业废水的排放等)的随机因子引起;基台值反映区域化变量受结构性因素(沉积物类型、气候、地形、植被等)影响的程度。块金系数 $C_0 / (C_0 + C)$ 可以反应沉积物中氮素的空间相关性。当 $C_0 / (C_0 + C) < 25\%$,变量具有强烈空间相关性; $C_0 / (C_0 + C)$ 为 $25\% \sim 75\%$,变量具有中等空间相关性;而 $C_0 / (C_0 + C) > 75\%$ 时,变量空间相关性很弱^[22]。由表 2 可知,0—5 cm 全氮和有机氮的块金系数分别为 23.74%,19.55%,10—20 cm 全氮的块金系数分别为 20.61%,说明 0—5 cm 全氮和有机氮以及 10—20

cm 全氮的空间相关性较强;而 0—5 cm 底泥中铵态氮和 10—20 cm 底泥中铵态氮分别为 49.96%,36.51%,5—10 cm 底泥中 3 种氮素的块金系数为 49.94%,49.95%,49.94%,具有中等空间相关性。

另外,块金系数高,说明由随机部分引起的空间变异性程度较大;相反则由结构性因素引起的空间变异性程度较大^[22]。从表 2 可以看出,这 3 个层次的块金系数并不高,这说明人为排污对氮素在全湖分布的影响并不是起决定作用。0—5 cm 和 10—20 cm 这两个层次底泥中的铵态氮以及 10—20 cm 中的 3 种氮素则受随机性因素和结构性因素的影响接近均等,是自然过程(气候、地形等)和人为过程共同作用的结果。自然过程是沉积物属性空间变异的内在驱动力,它有利于土壤属性空间变异结构性的加强和相关性的提高;人为过程则是沉积物属性变异的外在影响因素,表现为较大的随机性,往往对变量空间变异的结构性和相关性有削弱作用^[13]。0—5 cm 层次底泥中全氮和有机氮以及 10—20 cm 的全氮和有机氮的块金系数较小,这说明这 2 个层次中的全氮和有机氮在全湖底泥中的空间分布,主要受地形、气候、沉积物性质等自然因素的影响,人为排污的影响则位于其次,这并不意味着排污对滇池氮的污染影响较小,而是说湖泊

自身的自然因素比人为排污等随机性因素能更多地影响氮素在湖泊中的分布状况以及停留时间等。

2.3 普通克里格插值分析

图 2 中 ,a , b , c 是 0—5 cm 层次中不同形态氮素的普通克里格空间插值图 , d , e , f 是 5—10 cm 层次中不同形态氮素的普通克里格空间插值图 , g , h , i 是 10—20 cm 层次中不同形态氮素的普通克里格空间插值图。从整个滇池的角度来看 , 随着深度的增加 , 3 个层次的氮素在湖面的颜色深浅分布是 0—5 cm > 5—10 cm > 10—20 cm。张燕等^[29]利用¹³⁷Cs 法对滇池沉积物定年分析发现滇池沉积速率整体上经历了一个由快到慢的过程 , 桑丽娟^[30]在滇池沉积速率的时间变异特征研究中利用¹³⁷Cs 以及²¹⁰Pb 也证明了沉积速率近 50 a 来时先增大后缓慢降低的。可见 , 随着滇池污染治理措施的加大 , 滇池生态环境得到一定

程度的改善 , 沉积速率在减小 , 但是结合图 2 这 3 个层次的氮素颜色深浅来看 , 滇池底泥中氮素的含量还是在逐年增加的 , 污染具有加重的趋势。最高值区均出现在北部草海 , 这主要是由于草海靠近昆明市 , 每年有大量的生活生产用水排入草海。2000 年入湖污染物中大概有 45 % 的污水进入草海 , 而草海的环境容量只占整个湖泊的 1.3 %^[31] , 同时草海湖区相对封闭 , 污染物进入湖后分散困难 , 使得沉积在湖底 , 含量高于其它湖区。最低值区位于滇池的东北部 , 这与滇池常年盛行西南风风向有关。另外 , 每种氮素均在湖泊中心出现较深颜色的斑块 , 这可能是受湖底地形和盛行风向的影响 , 污染物通过河流进入河道 , 湖水受到盛行西风的影响 , 导致湖底沉积物容易被水体带动 , 氮素易于淤积在湖体中心 , 不易被扩散分解^[30] , 这与之前的描述性统计分析大体一致。

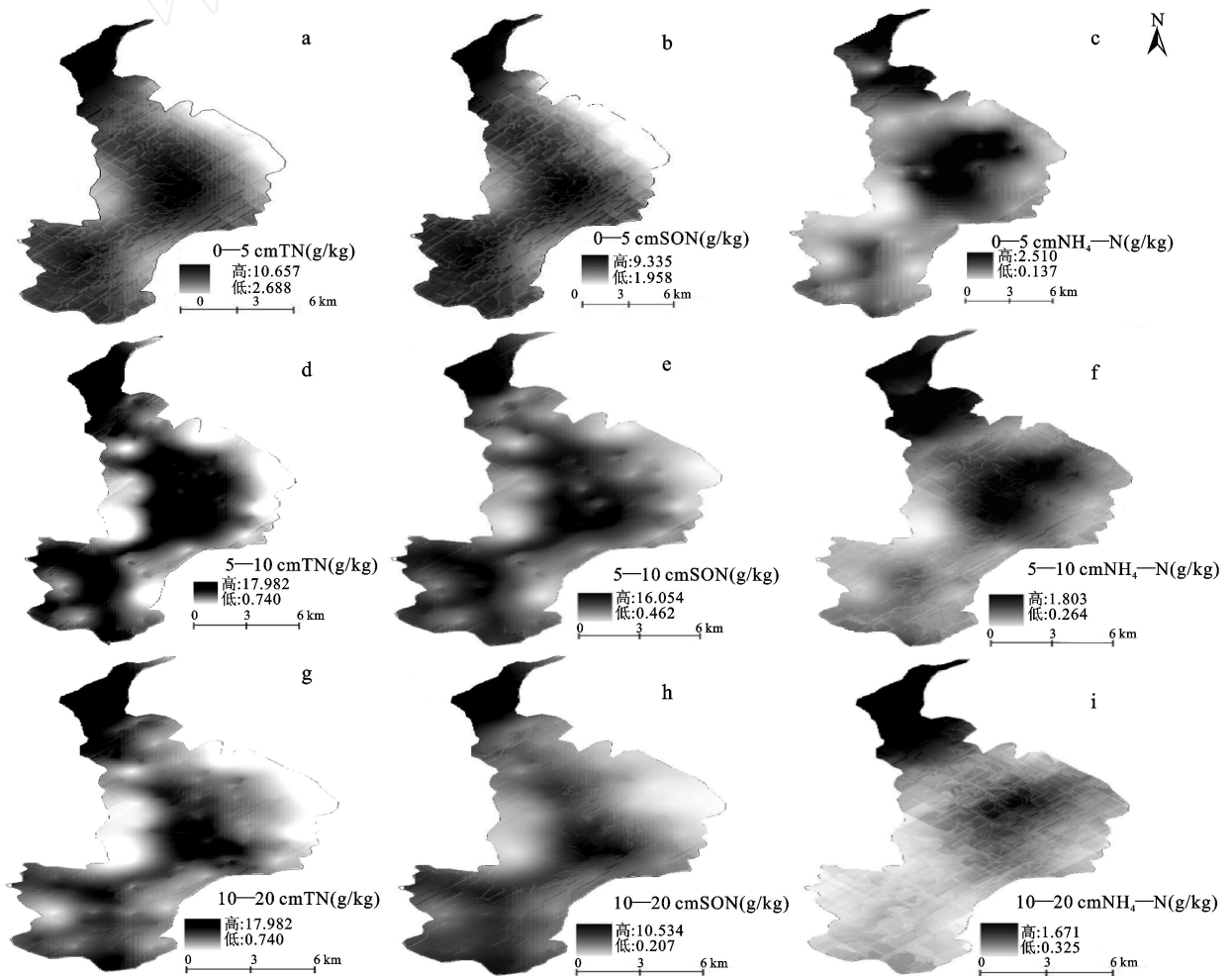


图 2 滇池底泥中不同形态氮在不同层次中的普通克里格插值图

不同的是 , 0—5 cm 层次的全氮在全湖分布相对较均匀 , 呈自北向南递减 , 而 5—10 cm 这个层次中的

全氮在西南角出现较深颜色的条状斑块 , 10—20 cm 层次则只有在草海和外海湖心高于其它地区。有机

氮在全湖的分布比较均匀,整个湖面颜色都较重,由于有机氮通常为湖泊沉积物中氮的主要形态,与全氮的分布类似,东北部颜色偏浅。结合表2和图2的c, f, i, 铵态氮变化趋势大致与全氮含量分布具有同向性,北部草海和外海湖心含量较高,但是铵态氮在0—5 cm的分布,不如全氮和有机氮均匀,在西南区域也有出现条状斑块;5—10 cm层次在西南地区也有斑块,但颜色分布比0—5 cm层次要浅些;10—20 cm最大值仅出现在北部草海和外海湖心区,西南区域颜色最浅。每个层次中不同氮素的空间分布差异的原因有待于进一步的研究。

3 结论

(1) 研究结果表明,研究区全氮、有机氮、铵态氮总体水平偏高,3个层次的底泥中,除了0—5 cm铵态氮变异强度较大以外,其它氮素均属于中等强度变异。

(2) 通过半变异函数分析,0—5 cm和10—20 cm这两个层次底泥中的铵态氮以及10—20 cm中3种氮素的空间分布则由地形、沉积物性质等结构性因素以及人为等随机性因素共同决定的;而0—5 cm以及10—20 cm这2个层次底泥中全氮和有机氮的空间分布,受地形、气候、沉积物性质等自然因素的影响要大于人为排污的影响。

(3) 3个层次3种氮素在全湖底泥中的分布,均自北向南递减,最高值区出现在北部草海,最低值区位于滇池的西南区域;随着深度的增加,3种氮素在湖面的颜色深浅分布均是0—5 cm > 5—10 cm > 10—20 cm,污染有逐年加重趋势。

致谢 张维、祝士杰、罗君、李俊、王前峰、周杜辉等在本文写作过程中给予了帮助与指导,在此一并表示感谢!

[参 考 文 献]

[1] 陈永川,汤利,张德刚,等.滇池沉积物总氮的时空变化特征研究[J].土壤,2007,39(6):879-883.

[2] Frink C R. Nutrient budget: Rational analysis of eutrophication in Connecticut Lake. *Encir. Sci. Technol.* 1967,1:425-428.

[3] 王少梅.武汉东湖沉积物中氮和磷释放试验[J].水生生物学报,1991,15(4):379-380.

[4] 陈永川,汤利.沉积物—水体界面氮磷的迁移转化规律研究进展[J].云南农业大学学报,2005,20(4):527-533.

[5] Garber K J, Hartman R T. Internal Phosphorus loading to shallow Edinbro Lake in northwestern Pennsylvania [J]. *Hydrobiologia*, 1985, 122(1): 45-52.

[6] Lambertus I. Phosphorus accumulation in sediments and internal loading[J]. *Hydrobiol Bull*, 1986, 20(1): 213-214.

[7] Chen R L, Keeney D R, McIntosh T H. The role of sediments in the nitrogen budget of lower green bay, Lake Michigan [J]. *Journal of Great Lakes Research*, 1983, 9(1): 23-31.

[8] Gardner W S, Gardner, Longyuan Yong, James B. Cotner, et al. Lavrentyev. Nitrogen dynamics in sandy freshwater sediments (Saginaw Bay, Lake Huron) [J]. *Journal of Great Lakes Research*, 2001, 27(1): 84-97.

[9] McCarthy, M J, McCarthy, Wayne S. Gardner, Peter J. Lavrentyev, et al. Effects of hydrological flow regime on sediment-water interface and water column nitrogen dynamics in a Great Lakes coastal wetland (Old Woman Creek, Lake Erie) [J]. *Journal of Great Lakes Research*, 2007, 33(1): 219-231.

[10] 齐素华,艾萍,王趁义.滇池的富营养化现状分析及防治对策[J].江苏环境科技,2000,13(4):27.

[11] 高丽等.滇池水体和沉积物中营养盐的分布特征[J].环境科学研究,2000,17(4):1-4.

[12] 张治中.滇池氮与富营养化研究[J].环境科学导刊,2007,26(6):34-36.

[13] 张兴义,隋跃宇,张少良,等.薄层农田黑土全量碳及氮磷钾含量的空间异质性[J].水土保持通报,2008,28(2):1-5.

[14] 王彩绒,吕家珑,胡正义,等.太湖流域典型蔬菜地土壤氮及pH空间变异特征[J].水土保持学报,2005,19(3):17-20.

[15] Goovaerts P. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives[J]. *Geoderma*, 89(1/2): 1-45.

[16] Wang Yunqiang, Zhang Xingchang, Huang Chuanqin. Spatial variability of soil total nitrogen and soil total phosphorus under different land uses in a small watershed on the Loess Plateau, China [J]. *Geoderma*, 2009, 150(1-2): 141-149.

[17] Poon Ka fai, Wong R W H, Lam M H W, et al. Geostatistical modelling of the spatial distribution of sewage pollution in coastal sediments [J]. *Water Research*, 2000, 34(1): 99-108.

[18] 彭丹,金峰,吕俊杰,等.滇池底泥中有机质的分布状况研究[J].土壤,2004,36(5):568-572.

[19] 鲁如坤.土壤农业化学分析方法[M].北京:中国农业科技出版社,2000:129-133.

[20] van Kessel J F. Factors affecting the denitrification rate in two water-sediment systems [J]. *Water Research*, 1977, 11(3): 259-267.

[21] 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.

年降水条件下,同期人类活动造成年和汛期输沙量的平均变化幅度分别为径流量的 3 倍和 2 倍。

[参 考 文 献]

- [1] 朱显谟. 黄土高原水蚀的主要类型及其相关因素[J]. 水土保持通报, 1981, 1(3): 1-9.
- [2] 穆兴民, 王飞, 李靖, 等. 水土保持措施对河川径流影响的评价方法研究进展[J]. 水土保持通报, 2004, 24(3): 73-78.
- [3] 穆兴民, 王文龙. 水利水保工程对佳芦河流域暴雨洪水影响分析[J]. 水土保持通报, 2000, 20(7): 24-27.
- [4] 王飞, 穆兴民, 焦菊英, 等. 基于含沙量分段的人类活动对延河水沙变化的影响分析[J]. 泥沙研究, 2007(4): 8-13.
- [5] 朱恒峰, 赵文武, 康慕谊, 等. 水土保持地区人类活动对汛期径流影响的估算[J]. 水科学进展, 2008, 19(3): 400-406.
- [6] 穆兴民. 黄土高原水土保持对河川径流及土壤水文的影响[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2002.
- [7] 王飞, 穆兴民, 李锐, 等. 相似性降水条件下北洛河水沙变化特征[J]. 水资源与水工程学报, 2008, 19(6): 36-40.
- [8] 张攀, 姚文艺, 冉大川. 水土保持综合治理的水沙响应研究方法改进探讨[J]. 水土保持研究, 2008, 15(2): 174-176.
- [9] 穆兴民, 李靖, 王飞, 等. 基于水土保持的流域降水—径流统计模型及其应用. 水利学报, 2004(5): 122-128.
- [10] 段喜明, 吴普特, 陈晓兵, 等. 水土保持和气候波动对三川河水沙变化的影响[J]. 人民黄河, 2006, 28(5): 53-55.
- [11] 王国庆, 张建云, 贺瑞敏. 环境变化对黄河中游汾河径流情势的影响研究[J]. 水科学进展, 2006, 17(6): 853-858.
- [12] 许炯心. 人类活动对黄河河川径流的影响[J]. 水科学进展, 2007, 18(5): 649-655.
- [13] 徐东霞, 章光新, 尹雄锐. 近 50 年嫩江流域径流变化及影响因素分析[J]. 水科学进展, 2009, 20(3): 416-421.
- [14] 常丹东, 王礼先. 水土保持对黄河年径流量影响研究[J]. 水利规划与设计, 2005(2): 37-61.
- [15] 冉大川, 柳林旺, 赵力仪, 等. 黄河中游河口镇至龙门区间水土保持与水沙变化[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2000.
- [16] 李森, 宋孝玉, 沈冰, 等. 人类活动对黄土沟壑区小流域水沙影响的研究[J]. 水土保持通报, 2005, 25(5): 20-23.
- [17] 许炯心. 黄河中游多沙粗沙区水土保持减沙的近期趋势及其成因[J]. 泥沙研究, 2004(2): 5-10.
- [18] 尹国康. 黄河中游粗沙多沙区水沙变化原因分析[J]. 地理学报, 1998, 53(2): 174-182.

(上接第 15 页)

- [22] 汤国安, 杨昕. 地理信息系统空间分析实验教程[M]. 北京: 科学出版社, 2006: 363-422.
- [23] 刘凌, 崔广柏, 王建中. 太湖底泥氮污染分布规律及生态风险[J]. 水利学报, 2005, 36(8): 900-905.
- [24] 王雨春, 万国江, 尹澄清, 等. 红枫湖、百花湖沉积物全氮、可交换性氮和固态铵的赋予特征[J]. 湖泊科学, 2002, 14(4): 301-309.
- [25] 刘静静, 叶琳琳, 潘成荣, 等. 巢湖、瓦埠湖沉积物中氮赋存形态研究[J]. Agricultural Science & Technology, 2008, 9(4): 155-156.
- [26] 杨路华, 沈荣开, 谭奇志. 土壤氮素矿化研究进展[J]. 土壤通报, 2003, 34(6): 569-571.
- [27] 陈伏生, 曾德慧, 何兴元. 森林土壤氮素的转化与循环[J]. 生态学杂志, 2004, 23(5): 126-133.
- [28] 亓春英. 滇池现代沉积物的主要理化性质研究[D]. 昆明: 昆明理工大学, 2003.
- [29] 张燕, 邓西海, 彭补拙, 等. 基于¹³⁷Cs 计年法估算滇池沉积物重金属负荷[J]. 地理科学, 2007, 27(2): 261-267.
- [30] 桑丽娟. 滇池底泥沉积速率及重金属时间变异特征研究[D]. 南京: 南京师范大学, 2009.
- [31] Xing Kexia, Guo Haicheng, Sun Yangfeng et al. Assessment of the spatial-temporal eutrophic character in the Lake Dianchi [J]. Journal of Geographic Science, 2005, 15(1): 37-43.