

湖泊沉积物氮磷内源负荷模拟*

范成新 张路 杨龙元 黄文钰 许朋柱

(中国科学院南京地理与湖泊研究所 南京 210008)

提要 在对骆马湖沉积物及其间隙水物化性质、空间分布等分析基础上,在实验室控制的恒温静态条件下,模拟了软性富泥区柱状芯样在不同季节温度下的沉积物-水界面氮、磷交换过程。根据模拟不同温度下的柱状沉积物氮、磷释放速率及其代表时段下的物质释放量计算,以及应用孔隙水物质扩散模型进行的计算,全湖内源氮、磷负荷分别约为 $(1113.2 \pm 71.3) t/a$ 和 $(12.50 \pm 0.95) t/a$,分别占骆马湖年氮、磷入湖量的 7.4% 和 1.2%。沉积物中氮、磷含量差异大及铁含量较高可能是氮释放通量偏高和磷释放通量较小的主要因素。

关键词 氮磷释放,模拟,内源负荷,骆马湖

中图分类号 X52

氮磷内源负荷在总输入量中被认为占有相当比重(Sundby *et al*, 1992),在一定的条件下,营养物在沉积物包括悬浮物上会出现明显的释放、分解或解析作用(王晓蓉等,1996;胡春华等,2000;石晓勇等,2000),从而加重上覆水体营养程度(韩伟明,1992)。但是如何定量地研究一个湖泊沉积物-水界面的交换乃至内源负荷的工作则不多见。定量获得湖泊内源负荷的方法主要有 5 种,即:质量衡算法(黄绍基,1992)、孔隙水扩散模型法(Tohr *et al*, 1989)、表层底泥模拟法(Austin *et al*, 1973)、柱状芯样模拟法(Boers *et al*, 1988)和水下原位模拟法(Markert *et al*, 1983)。质量衡算法是通过对所有出入湖量进行收支平衡,从而估算来自湖泊内源负荷,该法在没有沉积物释放数据时可以参用,但对于外源复杂的湖泊计算误差较大,且不能知道湖区内源分布;孔隙水扩散模型法需有形态离子的物化参数(McDuff *et al*, 1979),还要掌握沉积物和界面上物质在固液中的量及垂直分布(范成新等,1999);表层底泥模拟法由于难以保证不破坏原沉积物的表层物理状态,其分析结果往往只可作为参考;柱状芯样模拟法可在基本不破坏沉积物性状,且可模拟许多控制条件(如 pH、溶解氧、光照、扰动等)下进行模拟,应用较多(Boers *et al*, 1988;范成新等,1998),但体系体积通常不可能过大(小于 3L),易产生壁效应;水下原位模拟法可在不移动沉积物情况下实时模拟,结果最接近于实际情况(Tohr *et al*, 1989),但不能改变环境条件,费用也较大。作者考虑实验条件及研究对象,选用柱状芯样模拟法并结合孔隙水扩散模型法,进行湖泊内源负荷研究。

骆马湖位于江苏省北部的黄淮平原,面积为 253km^2 (相应水位为 21.87m,废黄河基

* 国家自然科学基金项目,40171083 号;江苏省自然科学重点基金项目,BK99204-2 号;国家“九五”攻关项目,96-008-02-02 号。范成新,男,出生于 1954 年 10 月,研究员,博士生导师,E-mail: cxfan@niglas.ac.cn

收稿日期:2001-03-22,收修改稿日期:2002-01-08

面),平均水深 3.5m 左右,1958 年建闸和修建环湖大堤后,始成一个滞洪水库性质的过水性湖泊,主要入湖河流有沂河(包括老沂河)、中运河以及房亭河。由于人类活动的加剧,经各种途径进入骆马湖的污染物呈增加趋势,1998 年骆马湖总氮和总磷含量平均分别达 1.73mg/L 和 0.040mg/L。作者在本文中重点研究骆马湖沉积物氮磷释放规律及其内源负荷,旨在弄清过水性湖泊的底泥污染对上覆水体的贡献。

1 材料与方法

1.1 样品采集与分析

1.1.1 沉积物 在便携式全球定位系统(GPS,精度 30m)导航下,于 1998 年 2 月 17 日和 10 月 7 日对骆马湖底泥约 20 个测点的底泥深度进行了调查,并根据骆马湖表层沉积物分布特点,选择泥层较厚的软泥区(图 1),分别于骆马湖湖面 L1(避风港,34°00'56"N,118°15'16"E)、L2(繁保区,34°02'02"N,118°11'20"E)和 L3(三场,34°06'06"N,118°12'40"E)附近,用装有 $\phi 60 \times 1000\text{mm}$ 有机玻璃管的柱状采样器采集湖底表层沉积物样品,垂直取样深度约为 20—35cm。为避免沉积物界面扰动,现场用原样点水样注满上层,两端用橡皮塞塞紧,垂直放置于垫有塑料泡沫的搁架中,于 6 h 内带回实验室。将柱状样按每 2cm 分层,用电极法测定 pH,然后对同一样品分两组,一组样离心(4000 r/min, 20min)得间隙水,待分析;另一组干燥处理后,过 200 目筛。每次分析随机选取 10 个样品进行平行分析,进行平均值一致性检验,均无显著性差异(置信系数 $1 - \alpha > 95\%$, $n = 10$)。测定项目和方法分别为:pH, 电极法;总磷,酸性消解/钼蓝比色法;总氮,催化还原/容量法;有机质,重铬酸钾硫酸消解/容量法。

1.1.2 水样 用于模拟实验的下层水样采集与沉积物采集同步,带回室内后立即经玻璃纤维滤膜(Whatman GF/F)过滤,过滤前后 pH 值变化在 $\pm 0.2\text{pH}$ 单位。水样放入 4℃ 下蔽光保存。水样及间隙水样各项的分析方法参照中国国家地面水环境质量标准(GB3838-88)和《湖泊富营养化调查规范》(金相灿等,1990)。

1.2 沉积物界面物质释放实验

在室内将柱状样中上层水体用虹吸法抽去,再用虹吸法沿壁小心滴注已过滤的原采样点水样,至液面高度距沉积物表面 30cm 处停止(此时水柱体积为 905.7ml),标注刻度。另取一只无沉积物的洗净采样管,下端用皮塞塞紧,水样加注操作及要求同上,作为对照样。所有采样管均垂直放入已恒定在指定温度下的循环水浴恒温器(Colora WK100, $\pm 0.1^\circ\text{C}$)中,蔽光培养。即刻取原水样作起始样,此后在指定时间用移液管于水柱中段取样,每次取样体积为 75ml,同时用原样点初始过滤水样补充至刻度。其后于 8、12、24、36、48、72、96h 时进行采样。全部实验于 96h(4 日)止,结束时的样品分析项目与起始时间同。

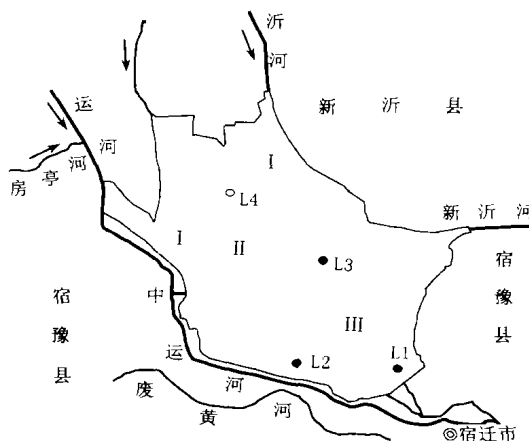


图 1 骆马湖柱状底泥采样点位置(1998)

Fig. 1 Sampling stations(1998) in Lake Luomahu

1.3 实验结果计算

1.3.1 柱状样模拟释放速率确定 为覆盖不同季节温度,体系选择在自 5℃起,10℃间隔常温(5℃、15℃、25℃、35℃)下进行。其营养物的释放速度按下式计算:

$$r = \left[V(C_n - C_0) + \sum_{j=1}^n V_{j-1}(C_{j-1} - C_a) \right] / A \cdot t \quad (1)$$

式中, r 为释放速度 [$\text{mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$]; V 为柱中上覆水体积(L); C_n 、 C_0 、 C_{j-1} 为第 n 次、初始和 $j-1$ 次采样时某物质含量(mg/L); C_a 为添加水样中的物质含量(mg/L); V_{j-1} 为第 $j-1$ 次采样体积(L); A 为柱样中水-沉积物接触面积(m^2); t 为释放时间(d)。由于不考虑 NH_3 的水气界面交换,所计算的 NH_4^+ -N 和 DTN 为表观释放速率。

1.3.2 孔隙水扩散通量模型 通过表层沉积物的氮、磷扩散通量就可由下式孔隙水中的氮、磷浓度梯度 $\frac{dC}{dZ}$ 估算获得(Tohru *et al.*, 1989):

$$F_0 = -\Phi D_s \left. \frac{dC}{dZ} \right|_{z=0} \quad (2)$$

整体扩散系数 D_s 由自由状态下的 D_0 表达(McDuff *et al.*, 1979; Ullman *et al.*, 1982):

$$D_s = \frac{D_0}{\Phi^m} \quad (3)$$

其中, D_0 为在无限稀释条件下只与溶质有关的溶质扩散系数($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$),对 HPO_4^{2-} 离子, $D_0 = 7.0 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; 对于 NH_4^+ , $D_0 = 17.6 \times 10^{-6} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, C 为间隙水中物质的浓度(mg/cm^3), Z 为沉积物深度(cm); f 为表层沉积物的形态阻碍因子 $f = 1/\Phi^m$, m 为指数因子,当 $\Phi \geq 0.7$ 时 $m = 2.5 - 3$; 当 $\Phi < 0.7$ 时 $m = 2$ 。

1.3.3 全湖释放量计算

$$W = \sum_i^n \sum_j^t r_{ij} A_i \Delta T_j \times 10^{-3} \quad (4)$$

式中, W 为全湖氮或磷的释放总量(t/a); r_{ij} 表示第 i 湖区沉积物在 j 温度下的释放速率($\text{mg}/\text{m}^2 \cdot \text{d}$); A_i 为 i 采样点所代表的湖区面积(km^2); ΔT_j 表示 j 温度下所代表的时间段(a)。

2 结果和讨论

2.1 沉积物分布和性质

2.1.1 沉积物分布和粒度组成 调查表明:骆马湖软底泥主要集中于南部和东南部湖区,面积估算约 126.5 km^2 (图 1 中的 III 区);砂质底(图中 I 区)主要分布在东北部和西部河口三角洲处;硬底(图中 II 区)基本处于砂质底与软底的过渡带以及西北部易出露湖区,分布范围较广,仅次于软泥区。在沂河口砂质底区,大于 0.1 mm 组分占总体的 91.5% ,中值粒径 0.187 mm ;在中运河口区,中值粒径约为 0.028 mm ,大于 0.05 mm 的颗粒只占总体的 28.5% 。关于软泥区样点位置均远离入湖口三角洲,样品间各级分颗粒物含量差异不明显。L1 测点,颗粒物粒径小于 0.025 mm 的组分占总量的 89.2% ,中值粒径为 0.00271 mm ;繁保区 L2 和湖心区 L3 测点,粒径小于 0.025 mm 的组分占总量的 93% 以上,均属粉砂质粘壤土。

表 1 骆马湖表层 0—5cm 沉积物和上层水体化学性质(1998 年 2 月)

Tab.1 Chemical characteristics of the surficial sediments and overlying water column in February, 1998

项 目	避风港(L1)		繁保区(L2)		三场(L3)	
	沉积物(%)	上覆水(mg/L)	沉积物(%)	上覆水(mg/L)	沉积物(%)	上覆水(mg/L)
pH ¹⁾	7.12	7.82	7.23	7.73	7.18	7.68
总磷 TP	0.0520	0.012	0.0270	0.013	0.0243	0.011
总氮 TN	0.251	1.881	0.101	2.052	0.133	1.421

1) pH 为无量纲值

2.1.2 沉积物和间隙水中营养物含量差异分析 分析表明,骆马湖虽为过水性湖泊,但沉积物中营养物含量仍较高。TN 含量平均约在 0.10%—0.25% 之间,TP 则在 0.03% 左右。其中 L1 样点的 TN 及 TP 含量分别达到 0.2% 和 0.05% (表 1)。此外,L1 测点表层样氮磷含量较高,已接近中等污染湖泊的水平,其他两样点间含量较为接近。该状况可能与 L1 测点离岸较近,受岸边污染较大,而 L2 和 L3 离岸较远,受污染较小等因素有关。纵向剖面分析,骆马湖底泥氮含量的垂直总体差异不大。L2 表现为表层含量低、深层含量高;L3 则为表层高、中层低、下层高。

2.2 磷和氮释放及负荷计算

2.2.1 磷的释放 根据模拟实验结果并用式(1)计算表明,骆马湖底泥有较明显的磷释放现象发生(图 2)。在实验初期,释放程度普遍较强,曲线上升陡直;1—2 天后,曲线略呈下降趋势;水体温度上升与磷释放程度并未发现有正相关关系,特别是 35℃ 下,PO₄³⁻-P 未见预期释放程度。这些结果与江苏南部的太湖和溇湖(范成新等,1998;范成新,1995)有较明显不同。骆马湖夏季最高水温曾出现过 33℃¹⁾,虽然温度高有利于间隙水中 PO₄³⁻-P 向上覆水体扩散,但温度过高会使界面上微生物活性减弱,形态磷的转化速率减缓,结果表现出磷的释放速率趋下降(图 3)。三场(L3)的释放速率变化则表现出温度增加释放速率增大,这可能与三场周围底泥较硬、水深均较浅(仅 1.4m)有关。1997 年该区曾因水

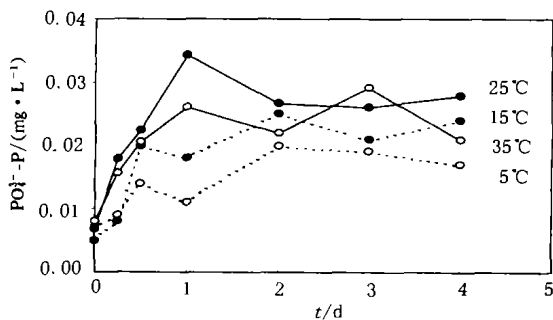


图 2 L1 样点上覆水在不同模拟温度 PO₄³⁻-P 含量变化曲线

Fig.2 Variations of PO₄³⁻-P in the overlying water of core sample (L1) at different temperatures

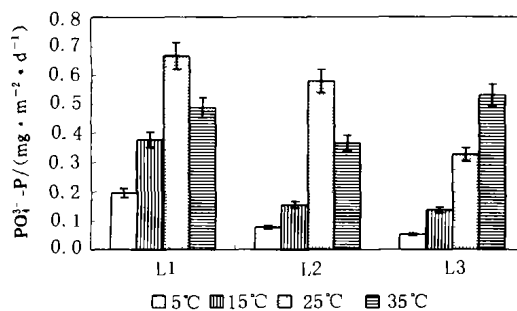


图 3 骆马湖各采样点沉积物在不同温度下的 PO₄³⁻-P 释放速率

Fig.3 Phosphorus release rates from the sediment at different temperatures

1) 中国科学院南京地理研究所,1997. 骆马湖水化学性质及其污染状况的初步调查报告

位过低而出露水面,沉积物中适生微小生物量不高,微生物对释放作用影响小,化学作用在该区起主导作用,因此温度升高,释放作用仍明显增强。结果表明,除 35℃ 外,避风港(L1)在常温下的磷释放速率最大,与其沉积物中总磷含量偏高的结果反映一致。

骆马湖位于暖温带,常年水温变化范围在 0—33℃ 之间,平均温度约为 15℃ (黄志强等,1990)。作者在本研究中取模拟实验温度为 5℃、15℃、25℃,各温度代表时间段分别按 0.3、0.4 和 0.3 年计算(表 2)。由于湖区北部和西北部底质多为硬质底或砂质,底泥释放影响忽略,故依据该湖软底质分布情况所设的采样点位置,将全湖软底质区划分为东南湖区(避风港, L1)、南部湖区(繁保区, L2)和中部湖区(三场, L3)。经求积仪计算,东南湖区则为 36.5km²,中部和南部湖区面积为 45km²。根据式(4)的计算结果见表 2。全湖磷释放量约为(12.50 ± 0.95)t/a。

2.2.2 氮的释放 图 4 反映,骆马湖沉积物氮释放明显。在实验初期,释放就进入强增长期;1—2 天后,释放程度渐缓,或出现下降。对于不同样品这种现象可分别于不同的实验温度下被观察到,其中部湖区(三场附近)氮在 35℃ 下的净释放速率于 60h 后甚至呈负值($\delta < 0\text{mg}$)。这一结果与形态氮在水-气界面的平衡作用及水中的化学易变性有关。作者在本研究中将实验系统设计为开放状态,旨在模拟湖泊水柱中物质含量于实际情况下的变化。首先,沉积物向水中释放的 NH_4^+ 将因下面的平衡而不断向大气逸出气态 NH_3 , $\text{NH}_4^+(1) \leftrightarrow \text{NH}_3(1) \leftrightarrow \text{NH}_3(\text{g})$ 。因此作者在本研究中所反映的 NH_4^+ 释放量为水-沉积物界面对实验系统有意义的部分。由于湖体需不断维持水-气界面 NH_3 的平衡以及风浪作用促使这种逸出作用发生,实际水-土界面 NH_4^+ 的释放强度较之作者的实验结果较高。另一方面,在渍水的土壤和湖泊沉积物表面,有时缺乏游离氧,此时微生物主要利用氧化物中的氧作为氢的受体进行呼吸,往往伴随反硝化作用发生。初始表现为 NO_3^- 下降,中间产物 NO_2^- 积累;随时间增加, NO_2^- 也不断向低价态物质,如 N_2O 和 N_2 转化 (Sculthess, 1994)。后两者可通过水-气界面交换逸出水面,减少水柱中氮的含量。

根据实验计算得到的骆马湖 NH_4^+ -N 平均释放速率和采样点所代表的湖区沉积物面积及模拟实验温度所代表的时间段,按式(4)的计算的表观释放结果列于表 2。骆马湖 1998 年由沉积物向上覆水释放的氮量为(1113.2 ± 71.3)t。

结合表 2 和图 4 可以发现,骆马湖磷释放速率在样品间的差异较大,随温度上升呈增加趋势;而氮的释放速率在各样品间差异较小,释放速率不一定随温度的增加而增大。比较冬季 2 月(5℃)和秋季 10 月(15℃)两次采样模拟结果,秋季沉积物氮释放速率略小于冬季。这种情况的解释是:骆马湖由于受淮河流域外部来水的影响,水体有机污染突出,冬季是该湖蓄水季节,水位通常为全年最高,再加上冬季有机碎屑的沉降和水草的死亡腐烂、寒流到来冰冻等,使水土界面氧含量较低,有利于沉积物中 NH_4^+ 的形成,因此为冬季沉积物氮的释放量增加创造了条件。

2.2.3 孔隙水扩散模型计算的氮磷释放量 根据室内对柱状沉积物样品实测分析,骆马湖孔隙水形态氮磷含量总体呈表层含量低,下层含量高,大致于表层向下 4—10cm 后含量增加程度明显减弱。在 0—2cm 层中, PO_4^{3-} -P 和 NH_4^+ -N 含量显著小于 2—4cm 层,表明有较高的离子浓度势存在于水土界面,因此应有不可忽视的内源释放存在。根据孔隙水

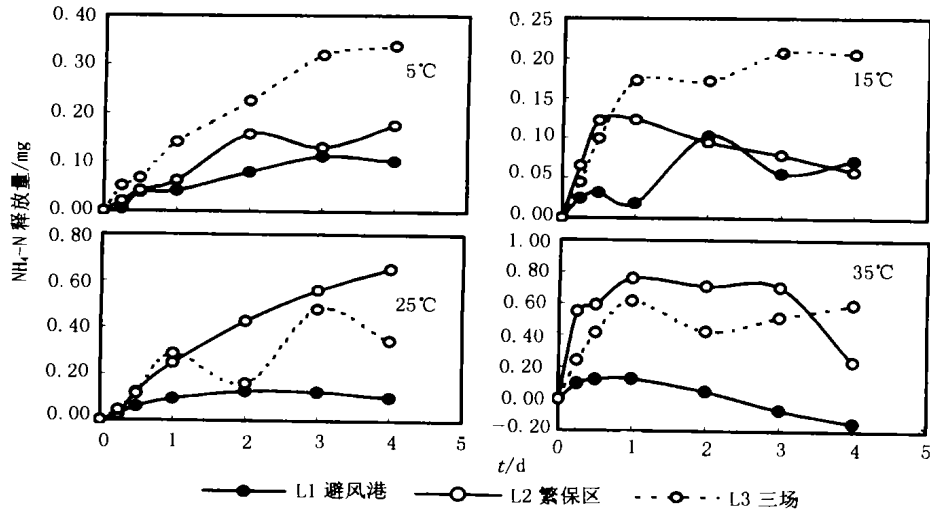


图 4 柱样上覆水 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 含量在不同温度下的变化

Fig.4 Variations of nitrogen in the overlying water at the core sampling sites at different temperatures

表 2 骆马湖富泥区实验模拟计算的磷和氮释放量

Tab.2 Amount of P and N release in Lake Luomahu on the basis of the simulation results

模拟季节温度(°C)			5	15	25	合计
代表时间段(d)			0.3	0.4	0.3	1.00
$\text{PO}_4\text{-P}$	东南湖区	r ($\text{mg}/\text{m}^2\cdot\text{d}$)	0.196 ± 0.014	0.378 ± 0.026	0.666 ± 0.047	-
	36.5 km^2	释放量(t)	0.784 ± 0.056	2.009 ± 0.139	2.662 ± 0.188	5.455 ± 0.383
	南部湖区	r ($\text{mg}/\text{m}^2\cdot\text{d}$)	0.078 ± 0.005	0.155 ± 0.014	0.579 ± 0.048	-
	45.0 km^2	释放量(t)	0.384 ± 0.025	1.013 ± 0.092	2.854 ± 0.237	4.251 ± 0.354
	中部湖区	r ($\text{mg}/\text{m}^2\cdot\text{d}$)	0.054 ± 0.004	0.139 ± 0.010	0.328 ± 0.025	-
	45.0 km^2	释放量(t)	0.265 ± 0.020	0.913 ± 0.066	1.616 ± 0.123	2.794 ± 0.209
全湖总释放量(t/a)			-	-	-	12.50 ± 0.95
$\text{NH}_4\text{-N}$	东南湖区	r ($\text{mg}/\text{m}^2\cdot\text{d}$)	35.3 ± 3.6	22.9 ± 1.6	53.0 ± 4.8	-
	36.5 km^2	释放量(t)	141.1 ± 14.4	122.0 ± 8.5	211.8 ± 19.2	474.9 ± 42.1
	南部湖区	r ($\text{mg}/\text{m}^2\cdot\text{d}$)	14.4 ± 1.26	8.7 ± 0.6	62.0 ± 5.6	-
	45.0 km^2	(t)	59.1 ± 5.9	64.3 ± 3.9	254.6 ± 2.8	433.6 ± 12.6
	中部湖区	r ($\text{mg}/\text{m}^2\cdot\text{d}$)	12.4 ± 1.0	11.5 ± 0.8	13.8 ± 1.3	-
	5.0 km^2	释放量(t)	61.1 ± 4.9	75.6 ± 5.3	68.0 ± 6.4	204.7 ± 16.6
全湖总释放量(t/a)			-	-	-	1113.2 ± 71.3

扩散模型对柱状样点的底泥孔隙率、孔隙水中 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ 及 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 含量进行计算,骆马湖氮磷释放量和相应湖区的氮磷内源负荷分别为 11.29t/a 和 1104.7t/a(表 3)。

对照表 2 结果,用孔隙水模型计算所得的氮磷内源负荷量略小于用实验模拟所得结

果,两者相对误差分别为 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ 0.76% 和 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 10.7%,表明两种方法计算结果较为接近,实验结论具有较高的可靠性。

2.3 沉积物氮磷释放对湖体贡献

骆马湖换水系数达 10.1 次/a,水体交换快,对底质冲刷剧烈,大部分湖底难以留住沉积物形成软性底泥,有软性底泥覆盖的面积 (126.5km^2) 仅占全湖面积的 33.7%。根据骆马湖 1998 年度收支的调查研究及湖水始末蓄积差的计算,1998 年度骆马湖入湖氮磷总量分别为 15764.78t/a 和 1035.53t/a;出湖氮磷总量分别为 14232.13t/a 和 813.90t/a;湖水始末氮磷蓄积差分别为 1197.04t/a 和 11.15t/a。应用实验模拟结果所得的氮磷内源负荷(表 2),计算出骆马湖内源负荷对入湖总量的贡献分别约为:氮 7.06%,磷 1.21%。出现氮的释放对骆马湖水体氮含量影响明显,较磷的释放大的原因主要为:骆马湖表层沉积物的氮磷含量差异较大。骆马湖软性沉积物中氮的含量范围为 0.101%—0.251%,平均为 0.162%(表 1),远较太湖(0.086%)和巢湖(0.065%)为高;而磷的含量则较低,仅为 0.034%左右,较太湖(0.059%)和巢湖(0.051%)低近 40%,经实验所得的氮磷内源负荷的比值则达 89.1:1,远较我国一般湖泊的同一比值(8—60)为大。另外,骆马湖沉积物中铁含量较高,软性沉积物区的 $\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ 含量达 8.32%—8.50%(黄志强,1990),正常情况下,湖底部多处于富氧状态,可保持有一定的 Fe^{3+} 与 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ 形成 FePO_4 沉淀物,抑制了 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ 的释放,结果造成磷的内源释放贡献明显偏低。

表 3 孔隙水模拟计算的骆马湖氮磷释放量

Tab.3 Amount of nitrogen and phosphorus release on the basis of the pore water model

湖中代表区域	中部(L1)	南部(L2)	东南部(L3)	全湖合计
富泥面积(km^2)	45.0	45.0	36.5	126.5
释放时间(a)	0.75	0.75	0.75	-
含水量(%)				
表层(0—2cm)	55.84	53.28	44.69	-
近表层(2—5cm)	38.86	37.94	27.09	-
孔隙率(%)				
Φ	48.42	51.85	52.39	-
$\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$				
dC/dZ [$\text{mg}/(\text{cm}\cdot\text{L})$]	-0.009	-0.013	-0.017	-
F_0 [$\text{mg}/(\text{cm}^2\cdot\text{s})$]	2.24×10^{-6}	5.95×10^{-6}	6.05×10^{-6}	-
年释放量(t)	2.38	4.26	4.65	11.29
$\text{NH}_4^+\text{-N}$				
dC/dZ [$\text{mg}/(\text{cm}\cdot\text{L})$]	-2.63	-5.98	-6.35	-
F_0 [$\text{mg}/(\text{cm}^2\cdot\text{s})$]	1.645	4.642	5.063	-
年释放量(t)	174.8	493.1	436.8	1104.7

3 结语

3.1 在不同温度(5℃、15℃、25℃和 35℃)下对骆马湖三个有泥区代表性测点的柱状底泥氮磷释放模拟,结果得到氮释放速率为 -7.3—77.9 $\text{mg}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$,磷释放速率为 0.054—0.531 $\text{mg}/(\text{m}^2\cdot\text{d})$,用代表性季节温度得出全湖的氮磷释放总量分别为:氮(1113.2 ± 71.3)t/a;磷(12.50 ± 0.95)t/a。采用间隙水浓度扩散模型计算的氮磷释放量分别为:氮

1104.7t/a;磷 11.29/a。两者相对误差分别为 $\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$ 0.76% 和 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 10.7%,表明两种方法计算结果较为接近。

3.2 由底泥释放进入骆马湖的氮磷总量分别占全湖入湖氮磷总量的 7.06% 和 1.21%,氮的内源负荷强度比我国一般湖泊略高,而磷的内源负荷处于一般偏低水平,提示骆马湖沉积物主要为氮的污染。

3.3 沉积物中氮含量较高,磷含量较低;铁含量较高可能是氮释放通量高和磷释放通量低的主要因素。

参 考 文 献

- 王晓蓉,华兆哲等,1996.环境条件变化对太湖沉积物磷释放的影响.环境化学,15(1):15—19
- 石晓勇,史致丽,2000.黄河口磷酸盐缓冲机制的探讨Ⅲ.磷酸盐交叉缓冲图及“稳定pH范围”.海洋与湖沼,31(4):441—447
- 范成新,相崎守弘,福岛武彦等,1998.霞浦湖沉积物需氧速率的研究.海洋与湖沼,29(5):508—513
- 范成新,秦伯强,孙越,1998.梅梁湖和五里湖沉积物-水界面物质交换研究.湖泊科学,10(1):53—58
- 范成新,1995.涌湖沉积物理化特性及磷释放模拟.湖泊科学,7(4):341—350
- 金相灿,屠清瑛主编,1990.湖泊富营养化调查规范(第二版).北京:中国环境科学出版社,164—188
- 胡春华,濮培民,2000.太湖五里湖沉降通量及其有机质分解率研究.海洋与湖沼,31(3):327—333
- 黄志强等著,1990.江苏北部沂沭河流域湖泊演变的研究.徐州:中国矿业大学出版社,58—61,126
- 黄绍基,1992.质量衡算模型计算太湖底泥磷的交换.环境科学,13(1):83—84
- 韩伟明,1992.杭州西湖底泥释磷及其对富营养化的影响.环境科学,13(3):25—29
- Austin E R, Lee G F, 1973. Nitrogen release from lake sediments. J Wat Pollut Control Fed, 45:870—879
- Boers P C M, O Van Hese, 1988. Phosphorus release from the peaty sediments of the Loosdrecht Lakes (The Netherlands). Water Research, 22:355—363
- Markert B E *et al*, 1983. An *in situ* sediment oxygen demand sampler. Water Res, 17(6):603—606
- McDuff R E, Ellis R A, 1979. Determining diffusion coefficient in marine sediments: A laboratory study of the validity of resistivity techniques. Am J Sci, 279: 666—675
- Sculthess R V, 1994. Nitric and nitrous oxides from denitrifying activated sludge at low oxygen concentration. Water Sci Technol, 30(6): 123—132
- Smith S V, Akeinson M J, 1984. Phosphorus limitation of net production in a confined aquatic ecosystem. Nature, 307:626—627
- Sundby B, Gobeil C *et al*, 1992. The phosphorus cycle in coastal marine sediments. Limnol Oceanogr, 37(6):1129—1145
- Tohru S, Hirofumi I, Etsuji D, 1989. Benthic nutrient remineralization and oxygen consumption in the coastal area of Hiroshima Bay. Water Res, 23(2): 219—228
- Ullman W J, Aller R C, 1982. Diffusion coefficients in nearshore marine sediments. Limnol Oceanogr, 27(3): 552—556

SIMULATION OF INTERNAL LOADINGS OF NITROGEN AND PHOSPHORUS IN A LAKE

FAN Cheng-Xin, ZHANG Lu, YANG Long-Yuan, HUANG Wen-Yu, XU Peng-Zhu
(*Nanjing Institute of Geography and Limnology, The Chinese Academy of Sciences, Nanjing, 210008*)

Abstract On the basis of *in-situ* investigation and analysis of the distribution of sludge and physio-chemical characteristics of surficial sediment in Lake Luomahu during 1998, nutrient exchange patterns between sediment-water interface were simulated with the soft-sediment core samples at different temperatures (due to seasonal changes). The internal source was calculated by means of the release fluxes of nitrogen and phosphorus, together with the representative time section for each experimental temperature, and was compared with the result of concentration diffusion in interstitial water. The result indicates that the internal loadings of N and P in the whole lake are $(1113.2 \pm 71.3) t/a$ and $(12.50 \pm 0.95) t/a$, respectively. Large differences between N and P contents and relatively high Fe contents in the soft-sediment are the main factors that cause higher N release and lower P release.

Key words Nitrogen and phosphorus release, Simulation, Sediment internal source, Lake Luomahu