

内陆水域磷浓度预报模式及其应用*

焦念志 刘长安

(青岛海洋大学)

湖泊、水库是开放型的生态系,营养物质不断地从外界输入,并在系统内循环,其中一部分又以不同的形式输出。磷是大多数内陆水域的限制性营养元素,这一点早已为人们所重视。由于磷在水域中的存在形式、循环过程及时空分布复杂多变,且受多方面因素的影响,为了得出整体性的结论,需要建立有若干参数的数学模式。在这方面,国外学者已做了大量的工作。有些模式不仅用来预测磷浓度,还可以反过来根据给定的磷浓度推算水域的磷负荷以及环境磷容量,在一定程度上向人们展示了内陆水域生态环境系统分析的侧面。这对于湖泊、水库的管理决策是有意义的。在此予以综述,并对其实用性进行说明和验证,供大家参考。

一、磷浓度模式

1. Vollenweider 模式

加拿大学者 Vollenweider(1969)^[1](1975)^[2]把湖泊作为一个开放的、连续混合的系统,并提出如下假设:(1)单位时间内单位体积湖水中的某种物质进入沉积物中的量与该种物质在水体中的含量成正比;(2)任何物质一进入水体便充分混合;(3)流出物质的浓度与湖水中相同;(4)物质的输入率没有季节变化。根据物质平衡原理和上述的假设,可以提出关于磷度的下列微分方程:

$$\frac{d[p]}{dt} = \frac{J}{V} - \sigma[p] - \rho[p] \quad (1)$$

其中: J ——全年入湖总磷量(克); V ——湖泊容积(米³);

σ ——磷的沉积系数(1/年); ρ ——磷的溢流率(1/年);

时间 t 的单位是年。 $[p]$ ——湖水磷浓度(毫克/升)

在稳定状态下,湖水磷浓度不随时间变化:

$$\frac{d[p]}{dt} = 0, \quad \text{即} \quad \frac{J}{V} - \sigma[p] - \rho[p] = 0,$$

在上式中用湖泊面积 A (米²)对 J/V 进行变换:

$$\frac{J}{V} = \frac{J/A}{V/A} = \frac{L}{Z}, \quad \text{推出:}$$

* (1) 本文承蒙李德尚教授审阅, 谨表谢意。

(2) 文中所述的磷浓度 $[P]$, 除特别说明者外, 均指总磷浓度 $[TP]$, 单位毫克/升或克/米³。

$$[p] = \frac{L}{Z(\sigma + \rho)} \quad (2)$$

其中: L —湖泊单位面积年度磷负荷(克/米²·年);

Z —湖泊平均水深(米)。

使用 Vollenweider 磷预测模式(2), 需要事先估计出 σ 、 ρ 、 L 、 $\bar{Z}$ 四个参数, 其中求 σ 比较困难。

2. Dillon 模式

为克服(2)式中求 σ 的困难, Dillon 等^[3](1974)定义磷的滞留系数 R , 以 R 代替 σ 建立了下列模式:

$$[p] = \frac{L(1-R)}{\bar{Z}\rho} \quad (3)$$

R 的定义式及其与沉积系数 σ 的关系式如下:

$$R = \frac{J - [p]V\rho}{J} \quad (3)_1$$

$$\sigma = \frac{\rho R}{1-R} \quad (3)_2$$

推导过程是: 由(3)₁定义式, $1-R = \frac{[p]V\rho}{JA} = \frac{[p]\bar{Z}\rho}{L}$, 上式变形即得(3)式; 将(2)

式代入上式, 得 $1-R = \frac{L}{\bar{Z}} \cdot \frac{1}{\sigma + \rho} \cdot \frac{\bar{Z}\rho}{L} = \frac{\rho}{\sigma + \rho}$, 等式变形得(3)₂式。

R 是容易求得的, 这只需要注意到 R 的(3)₁定义式中, J 与 $[p]V\rho$ 分别为全年输入与输出湖泊的总磷量。这样, (3)₁式就可以写成如下形式:

$$R = 1 - \frac{[p] \cdot Q_{出}}{[p]_{\lambda} \cdot Q_{\lambda}} \quad (4)'$$

在上式中, 稳定的湖水磷浓度 $[p]$ 也表示输出水的磷浓度, 而输入水的磷浓度是 $[p]_{\lambda}$, 单位都是克/米³; 全年输出与输入湖泊的水量分别为 $Q_{出} = V\rho$ 与 Q_{λ} (单位: 米³/年)。

从实际工作考虑, 可以把全年划为若干个磷浓度相对稳定的时期, 用足码 i 表示。这样, 用以估计 R 的公式是:

$$R = 1 - \frac{\sum_i [p]_{i出} \cdot q_{i出}}{\sum_i [p]_{i\lambda} \cdot q_{i\lambda}} \quad (4)$$

R 也可以用下列经验式估计:

$$R = 0.426e^{-0.271q_i} + 0.574e^{-0.00949q_i} \quad (5)$$

式中 $q_i = Q_{出}/A$, 称为湖泊单位面积水力负荷(米/年)。Dillon 和 Kichner(1975)^[4]通过回归分析认为, R 与 q_i 相关密切, 并提出(5)式。然而, Ostrofsky(1978)^[5]的研究表明, (5)式所求得的 R 值偏高, 特别是对于 $q_i < 10$ 米/年的情形尤其明显。他研究了 53 个湖泊后提出了一组经验公式, 如下列表 1 所示。他指出, 这些公式对于 $q_i \leq 10$ 米/年的情形都适用, 其中(11)式特别适用于 q_i 较小的情形。表 2 列出了对武昌东湖($q_i = 6.2554$ 米/年)和

杭州西湖($q_s = 2.3679$)分别用(4)~(12)式计算R得到的结果,这些结果是相近的。

表 1 磷滞留系数R的Ostrofsky计算公式

$R = 0.6852e^{-0.0147q_s}$	(6)
$R = 0.81 - 2.35 \times 10^{-2}q_s + 3.75 \times 10^{-4}q_s^2 - 2.49 \times 10^{-7}q_s^3 + 5.45 \times 10^{-9}q_s^4$	(7)
$R = 0.75 - 1.40 \times 10^{-2}q_s + 1.08 \times 10^{-4}q_s^2 - 2.66 \times 10^{-7}q_s^3$	(8)
$R = 0.388e^{-0.00225q_s} - 1.790 \times 10^{-3}q_s + 0.400$	(9)
$R = 0.886 - 0.145 \ln q_s$	(10)
$R = 0.201e^{-0.0427q_s} + 0.574e^{-0.00549q_s}$	(11)
$R = \frac{24}{30 + q_s}$	(12)

表 2 不同计算公式求得R值之比较

湖名 \ 公式	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
武昌东湖	0.6690	0.6195	0.6250	0.6716	0.6666	0.6512	0.6202	0.6349	0.6619
杭州西湖	0.9081	0.7855	0.6618	0.7561	0.7175	0.7304	0.7610	0.7430	0.7415

3. Larsen—Mercier 模式

Larsen 和 Mercier^[5](1975)把模式(1)中的全年入湖总磷量J划分为各支流的流量 u_i (米³/年)与其磷浓度 $[p]$ (克/米³)的乘积的总和,建立了与Vollenweider相似的微分方程:

$$\frac{d[p]}{dt} = \frac{\sum [p]_i u_i}{V} - \sigma[p] - \rho[p] \quad (13)$$

假设湖水稳态,即全年的输入水量 $\sum u_i$ 与输出水量 $V\rho$ 相等,并引用Dillon定义的R以及输入水的平均磷浓度 $[\bar{p}] = \sum [p]_i u_i / \sum u_i$,在 $\frac{d[p]}{dt} = 0$ 条件下,特别地记 $[p]$ 为 p_∞ ,推出(13)式的稳态解为:

$$p_\infty = [\bar{p}](1 - R) \quad (14)$$

推导过程是,把(2)式中的 $[p]$ 改写为 p_∞ ,并引用 $[\bar{p}]$ 的定义以及推导出(3)₂式的等式:

$$p_\infty = \frac{L}{Z(\sigma + \rho)} = \frac{J}{V\rho} \frac{\rho}{\sigma + \rho} = [\bar{p}](1 - R)$$

所以,(14)式是(2)式与(3)式在湖水稳态条件下的结合,它给出了稳态湖水磷浓度与输入水平均磷浓度之间的关系。

4. 合田健模式

合田健^[6]研究了日本的25个湖泊后,得出磷的沉积系数 σ 与湖泊平均水深之间的关系式:

$$\sigma = \frac{10}{Z} \quad (15)$$

将(15)式代入Vollenweider模式(2)中,即有

$$[p] = \frac{L}{10 + Z \rho} \quad (16)$$

5. Lorenzen 模式

该模式是在 Vollenweider 微分方程(1)中加入了表示湖泊沉积物释磷作用的一项:

$$\frac{d[p]}{dt} = \frac{J}{V} - \sigma[p] - \rho[p] + \beta[p] \quad (17)$$

其中: β —沉积物释磷系数*(1/年)

$[p]$ —沉积物中可交换的磷浓度(克/米³)

(17)式由于 β 、 $[p]$ 的求得较困难而实用价值不大。

6. OECD 模式

国际经济协作与开发组织(OECD)(7)在浅水湖泊总磷变化规律研究工作中建立了如下模式:

$$[p] = [p]_s \left[1 + \frac{7}{Z^{0.5}} \left(\frac{V}{Q_{in}} \right)^{0.5} \right]^{-1} \quad (18)$$

其中: $[p]_s$ —输入水的总磷浓度(毫克/升)

7. Snodgrass—O'Melia 模式

模式 1—6 都是建立在物质平衡基础上的“输入—输出”模式,这类模式把湖泊作为“均匀混合、连续反应的单个系统”,并以总磷(TP)为指标建立方程。Snodgrass 和 O'Melia (1975)(8)考虑了湖水的分层状况和正磷酸盐(op)、颗粒态磷(pp)两种磷形式,建立了夏季分层期和冬季循环期两种形式的磷模式,其基本原理如图 1 所示

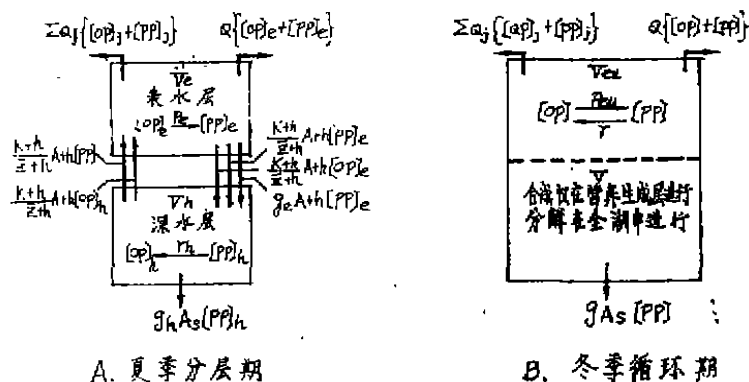


图 1 模式基本原理图解

A. 夏季分层期

表水层正磷酸盐 $[op]_e$ 与颗粒态磷 $[pp]_e$:

$$V_e \frac{d[op]_e}{dt} = \sum Q_i [op]_i - (Q + p_e V_e) [op]_e + \frac{K_{13}}{Z_{1h}} A_{1h} ([op]_s - [op]_e) \quad (19)$$

* 单位时间(年)内单位体积(米³)沉积物向上复水中释放磷量(克/米³·年)占单位体积沉积物中可交换磷量(克/米³)的比率。

$$V_e \frac{d[pp]_e}{dt} = \sum Q_i [pp]_i - (Q + g_e A_{th}) [pp]_e + p_e V_e [op]_e + \frac{K_{th}}{Z_{th}} A_s ([pp]_h - [pp]_e) \quad (20)$$

深水层正磷酸盐 $[op]_h$ 与颗粒态磷 $[pp]_h$:

$$V_h \frac{d[op]_h}{dt} = r_h V_h [pp]_h + \frac{K_{th}}{Z_{th}} A_{th} ([op]_e - [op]_h) \quad (21)$$

$$V_h \frac{d[pp]_h}{dt} = g_e A_{th} [pp]_e - (g_h A_s + r_h V_h) [pp]_h + \frac{K_{th}}{Z_{th}} A_s ([pp]_e - [pp]_h) \quad (22)$$

B. 冬季循环期

$$\text{正磷酸盐: } V \frac{d[op]}{dt} = \sum Q_i [op]_i - (Q + P_{en} V_{en}) [op] + r V [pp] \quad (23)$$

$$\text{颗粒态磷: } V \frac{d[pp]}{dt} = \sum Q_i [pp]_i + P_{en} V [op] - (Q + r V + g A_s) [pp] \quad (24)$$

其中: V 、 V_e 、 V_h 、 V_{en} ——全湖、表水层、深水层、循环期营养生成层的体积(L^3);

A_{th} 、 A_s ——温跃层水平截面、沉积物与水界面的面积(L^2);

Z_{th} ——温跃层平均深度(L);

K_{th} ——温跃层垂直交换系数(L^2/T);

Q 、 Q_i ——湖水体积交换率、第 i 支流输入率(L^3/T);

p_e 、 p_{en} ——表水层、循环期营养生成层的初级生产率系数(T^{-1});

g 、 g_e 、 g_h ——全湖、表水层、深水层颗粒磷沉积系数(L/T);

r 、 r_h ——全湖、深水层颗粒磷分解系数(T^{-1})。

(注: L 、 T 分别表示长度与时间的量纲)

上述模式强调了系统内各子系统间的相互作用,这可以从以下两个方面进行分析:

1) 水层间的垂直交换。不少作者已证明,垂直交换系数 K (它反映了分子运动、涡流、内波等流体过程对物质与热能穿过温跃层转运的影响)与湖泊平均水深 $\bar{Z}$ 有相关关系。Snodgrass等认为, K_{th} 是说明温跃层附近垂直交换条件的特征参数,其用文献资料建立的 $K_{th} - \bar{Z}$ 相关式为:

$$K_{th} = 0.0068 \bar{Z}^{1.12} \quad (r = 0.924) \quad (25)$$

K_{th} 的单位为米²/天。他还指出,用 K_{th}/Z_{th} ,记为 K_z ,作为参数将更有用。由(25)式并用 $\bar{Z}$ 对 Z_{th} 作大致估计,得到如下关系式:

$$\hat{K}_{th} = 0.005 \bar{Z} \quad (\hat{K}_{th} \text{ 的单位: 米/天}) \quad (26)$$

2) 颗粒物质的凝聚作用。在研究了Brownian(热运动)系数,Shear(速度梯度)系数、不同直径的颗粒相互碰撞的机率,以及絮凝速率等理论因子的基础上,给出了沉积系数的假定模式:

夏季分层期: $g_h = g_0 [1 + f Z_h]$

冬季循环期: $g = g_0 [1 + f(Z - Z_{en})]$

上述二式中, g_0 为没有絮凝作用时的沉积系数; f 为絮凝系数; Z_{en} 为冬季循环期营养生成层平均深度; Z_h 为夏季分层期深水层平均深度。

Snodgrass—O'Melia 模式中虽然有大量的待定参数, 但其中的大多数是相对稳定的。Snodgrass 和 O'Melia 从文献报道中精选了这些参数值, 并用 11 个湖泊的实测值进行了验证, 结果列成表 3。

表 3 Snodgrass—O'Melia 模式中的参数值

夏季分层期	冬季循环期
$g_c = 0.1 \text{ 米/天}$	$g = g_o[1 + f(Z - Z_{cu})]$
$g_b = g_o(1 - 1/Z_c)$	
$g_o = 0.05 \text{ 米/天}$	$g_o = 0.05 \text{ 米/天}$
$f = 0.05 \text{ 1/米}$	$f = 0.05 \text{ 1/米}$
$k_{th} = 0.005Z$	$Z_{cu} \approx 10 \text{ 米, 对于 } Z \geq 10 \text{ 米者}$
$Z_c = 1.6Z^{0.1668}$	$Z_{cu} = Z \text{ 对于 } Z < 10 \text{ 米者}$
$P_c = 2.0 \text{ 天}$	$P_{cu} = 0.06 \text{ 天}$
$r_h = 0.03 \text{ 天}$	$r = 0.03 \text{ 天}$

8. 夏季湖泊磷浓度模式

湖水营养盐的来源, 包括外源性与内源性两方面。以上所述的模式除 Lorenzen 外, 都没有考虑内源性来源。然而, 其对于夏季湖水的磷供给是不可忽视的。下列的夏季磷模式是根据日本諏访湖的研究资料^[9]提出的。用 V 表示湖水体积(米³), Q 表示湖水输出速度(米³/日), 并近似地认为, 沉积物面积等于湖泊面积(米²), 沉积物的释磷速率(毫克/米²·日)用 p_r 表示。假设湖水磷浓度的变化, 主要由沉积物释磷和输出水引起。

$$V \frac{d[p]}{dt} = p_r A - Q[p] \quad (27)$$

(27)式可以写成如下一阶线性非齐次微分方程:

$$\frac{d[p]}{dt} + \rho[p] = \frac{p_r}{Z}, \text{ 其中: } \rho = \frac{Q}{V} \text{ (单位: 1/日)}$$

方程的通解为:

$$[p] = \left[\int \frac{p_r}{Z} e^{\rho t} dt + C \right] e^{-\rho t} \quad (28)$$

由实验得出 P_r 与温度 T 有如下关系式:

$$p_r(T) = p_r(20^\circ\text{C}) \cdot \theta^{T-20} \quad (29)$$

在上式中, $p_r(20^\circ\text{C})$ 是沉积物在 20°C 温度条件下的释磷速率, 可由实验或文献中得到。 θ 是常数, 諏访湖的 $\theta = 1.11$ 。又, 温度 T 随时间 t 的变化规律可用抛物线来拟合(图 2、图 3):

$$T = T_{max} - \frac{t^2}{2k} \quad (30)$$

将(30)式代入(29)式, 得到:

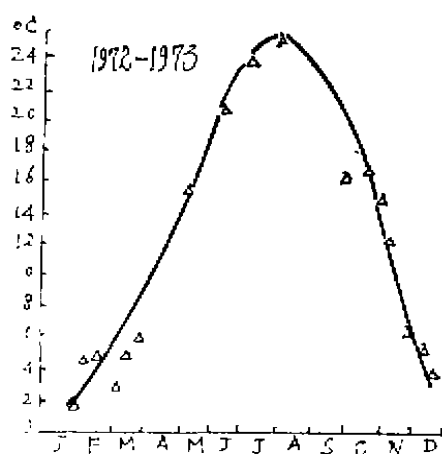


图2 諏访湖水温的季节变化

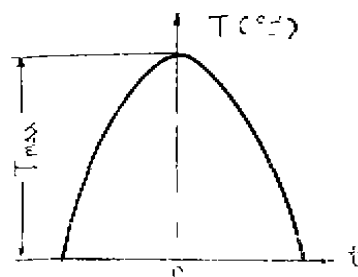


图3 抛物线

$$p_r(t) = p_r(20^\circ\text{C}) \partial^{(T_{\max} - \frac{t^2}{2E} - 20)} \quad (31)$$

将(31)式代入(28)式, 得到:

$$[p] = \left[p_r(20^\circ\text{C}) \partial^{(T_{\max} - 20)} \cdot \frac{1}{Z} F(t) + C \right] e^{-\gamma t} \quad (32)$$

其中 $F(t) = \int_0^t \partial^{-\frac{u^2}{2k}} e^{-\gamma u} du$, 被积函数可以展成幂级数, 然后逐项积分, 取前有限项作为 $F(t)$ 的近似。由 $F(0) = 0$ 可知, $C = [p]_0$ 。—— $t = 0$ 时的初始磷浓度。于是:

$$[p] = \left[p_r(20^\circ\text{C}) \partial^{(T_{\max} - 20)} \frac{1}{Z} F(t) + [p]_0 \right] e^{-\gamma t} \quad (33)$$

9. Prepas 季节性磷预测模式

模式 1—6 称为稳态模式, 依赖于假设条件 $\frac{d[p]}{dt} = 0$, 即总磷全年稳定, 并且输入的磷一进入水体便充分混合, 即输入输出通过整个湖泊。然而在实际上, 磷浓度有明显的季节变化, 并且在夏季分层期输入仅到表层。有些学者已指出稳态模式的不足, 而至今提出的选择性模式要求事先估计大量参数, 其最终结果并不优于稳态模式 (Snodgrass 1974, Scavia & Chapra 1977) [10][11]。Prepas [12] (1980) 在其博士论文中推广了 Vollenweider 模式, 建立了用以预测表层水季节性 (而不是全湖周年性) 磷浓度变化的方法。他假设混合层 (表水层) 的磷总量由于外源性磷输入而逐日增加, 同时由于沉积和流失而逐日减少, 用 P_1 、 J_1 、 σ_1 表示第 t 天混合层中的磷量、增加磷量、磷沉积比率, ρ 表示相对于混合层体积的溢流率, 并引进中间记号 P_1 、 P_2 , 则有:

$$P_1 = P_{1-1} + J_1 \quad (a), \quad P_2 = P_1(1 - \sigma_1) \quad (b), \quad P_1 = P_2(1 - \rho) \quad (c) \quad (34)$$

用(34)式进行磷浓度预测的时间间隔是日 (也可以是月、季、年)。使用(34)式的关键还在于求得 σ_1 , Prepas 的做法是: 将沉积物接收罩 (Rigler, 1974) [13] 放置于营养生成层 (萨氏透明度之两倍) 下面, 每周收集测定, 用正弦曲线拟合其规律:

$$[P_{10}^{(0)}] = 1.86 + 1.19 \sin(0.053T - 1.36), \quad r^2 = 0.87 \quad (35)$$

上式中的 $-P_{\text{出}}$ 即 σ_t 的估计, T 是该年中 t 这一天的序数字。需要指出, (35) 式只适用于 σ_t 可以认为等于零的夏季、春季和秋季翻水期 (Davis 1973^[14]), 而秋季和冬季的 σ_t 则是由日滞留磷量*除以该天表水层中的磷量求得。

二、磷浓度模式的应用

磷模式的应用主要在于预测湖水磷浓度, 推算湖泊磷负荷量和环境磷容量, 从而为实现对水域的渔业利用、环境治理等提供定量依据。

1. 湖水磷浓度预测

上述的模式中, 参数最容易求得、从而应用最普遍的是 Dillon 模式 (3)。其次是合田健模式 (16), Larsen—Mercier 模式 (14), OECD 模式 (18) 等。本文分别用这几种模式, 根据武昌东湖^[15]和杭州西湖^[16]的参数资料 (表 4) 计算其磷浓度预测值, 并与实测值比较, 结果列于表 5。由于这些模式大都是在研究较深湖泊的基础上建立起来的, 模式本身及其参数对于较浅湖泊适用性还需要进一步研究, 杭州西湖 ($\bar{Z} = 1.50$ 米, 较浅) 与武昌东湖 ($\bar{Z} = 2.48$ 米, 较深) 的预测值相对误差的比较表明, 模式对于较浅湖泊的预测效果较差。

表 4 武 汉 东 湖、杭 州 西 湖 数 据 资 料 表*

项 目	湖 名	东 湖	西 湖
湖泊面积 A (米 ²)		30.75×10^6	5.6×10^5
湖泊容积 V (米 ³)		7350×10^4	1043×10^4
湖水平均深度 Z (米)		2.48	1.50
年度入湖水量 $Q_{\text{入}}$ (米 ³)		19235.5×10^7	1326×10^7
年度出湖水量 $Q_{\text{出}}$ (米 ³)		19675.8×10^4	1305.9×10^4
年度入湖磷量 $J_{\text{入}}$ (克)		64.20×10^7	14.9×10^6
年度出湖磷量 $J_{\text{出}}$ (克)		21.25×10^6	1.37×10^6
年度积累磷量 $J_{\text{积}}$ (克)		42.95×10^6	13.53×10^6
年度单位面积磷负荷 L (克/米 ² ·年)		2.0878	2.6607
年度平均入湖磷浓度 $\bar{C}_P$ (毫克/升)		0.3338	1.1237
磷滞留系数 $R = 1 - \frac{J_{\text{出}}}{J_{\text{入}}}$		0.6690	0.9021
水力冲刷系数 $\rho = \frac{Q_{\text{出}}}{V}$		2.6769	1.2521
磷的沉积系数 $\sigma = \frac{J_{\text{出}}}{Z}$		4.0322	0.6607

* 东湖资料为1982年、西湖资料为1981年。

* 日滞留磷量可由月滞留磷量除以该月天数求得, 月滞留磷量则由月初月末表水层磷量之差再减去该月的输出磷量而求得。

表 5 不同模式预测值与实测值比较

比较结果 模式名称	东湖 (实测值0.1150毫克/升)			西湖 (实测值0.1300毫克/升)		
	预测值	绝对误差	相对误差	预测值	绝对误差	相对误差
Dillon模式(3)	0.1041	-0.0109	-9.4%	0.1302	+0.0002	+0.14%
合田健模式(16)	0.1254	+0.0105	+9.01%	0.2239	+0.0940	+72.3%
OECD模式(18)	0.0964	-0.0185	-16.2%	0.1815	+0.0574	+44.2%
Larsen—Mecier模式(14)	0.1105	-0.0045	-3.9%	0.1033	-0.0267	-20.5%

预测年份的入湖磷量, 记为 J_t , 是模式的重要参数, 它与工农业生产的发展等因素密切相关, 可以通过历史资料的分析, 求得历年工农业生产和入湖磷量的年增长率, 然后用类比法由生产计划年增长率推出预测期间入湖磷量的年增长率 K , 再由下式求得 J_t :

$$J_t = J_0(1 + K)^{t - t_0} \quad (36)$$

式中 J_0 表示起始年份 t_0 的入湖磷量。

其他参数可用类似的方法求得。为了提高预测的精确度, 还可将 V 、 A 、 Z 区分为枯水年、平水年、丰水年, 分别求得三种不同情况下的参数值和预测值。

2. 湖泊磷负荷与环境磷容量

湖泊磷负荷指全湖水面年度内承受的磷输入量 LA 。提出上述的各模式的学者都根据一定的湖水磷浓度建立了相应的“磷负荷图”, 如图 4、5、6、7。其中以 Dillon 磷负荷图 (图 6) 应用最广, 它只需要通过既定的限制线 (磷浓度 $[p]$ 等值线), 由已知的平均水深 $\bar{Z}$ 得出对应的 $\frac{L(1-R)}{\rho}$, 即可由 R 、 ρ 求得 L , 并由此得到 LA 。

环境磷容量指某一水质指标允许的湖泊年度最大输入磷量。对于某一湖泊, 它是磷负荷 LA 在水质指标下的条件最大值, 其 L 是由 $\bar{Z}$ 通过危险限制线*求得的。下面以表 4 列出的参数值为例, 通过图 6 中的危险极限线 (其截距 0.02 表明, 这是磷浓度 $[p] = 0.02$ 毫克/升等值线), 求出 $\bar{Z}_{东} = 2.48$ 米, $\bar{Z}_{西} = 1.50$ 米, 在纵轴上的对应点分别为 0.0496, 0.030, (事实上, 它们等于 $0.02\bar{Z}$)。然后, 由两湖的 ρ 、 R 值算得: $L_{东} = 0.4011$ (克/米²·年), $L_{西} = 0.4087$ (克/米²·年), 它们分别乘以 $A_{东}$ 、 $A_{西}$, 得出武昌东湖、杭州西湖的环境磷容量分别为 12.33 吨、2.29 吨。这表示, 为了把东、西湖湖水磷浓度要控制在 0.02 ppm 以下, 其年度磷输入量应分别低于 12.33 吨、2.29 吨。然而, 由表 4 可知实际输入量已经大大超过这一限度。

下面, 简单介绍 Dillon 磷负荷图的绘制方法: 以 $\bar{Z}$ 为横轴, $L(1-R)/\rho$ 为纵轴, 采用 (不等分) 对数坐标, 而在对数坐标刻度上直接标以真数值, 特别地, 对数坐标的原点 (0, 0) 标以真数坐标 (1, 1)。然后将横轴向下平移, 使其与纵轴的交点为 (1.0, 0.01)。在上述的坐标平面, Dillon 模式 (3) 由其等号两边取对数得到的下列直线表示:

$$\lg \frac{L(1-R)}{\rho} = \lg \bar{Z} + \lg [p] \quad (3)'$$

(3)' 式对于不同湖泊的湖水磷浓度 $[p]$, 形成坐标平面上的等 $[p]$ 直线族。直线与横轴、

* 限制线与极限线是文献中通常使用的名称。其含义是分界线, 把磷负荷图平面划分成贫、中、富营养区三部分。

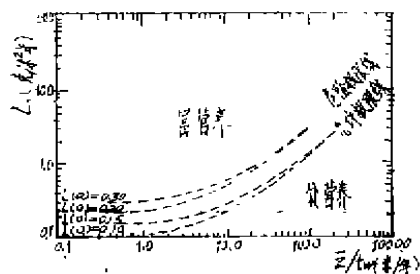


图4: Vollenweider 磷负荷图

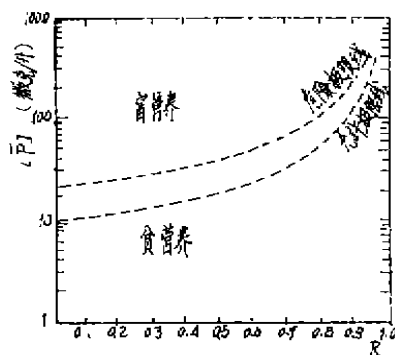


图5: Larsen-Mercier 磷负荷图

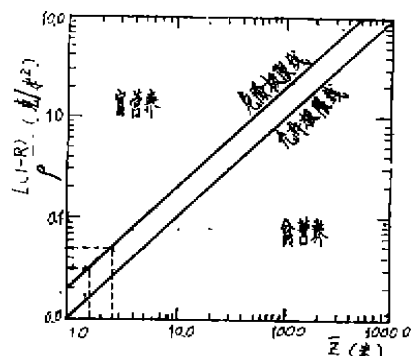


图6: Dillon模式磷负荷图

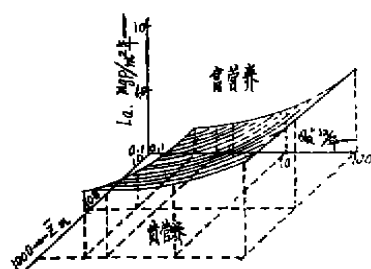


图7: Snodgrass-O'Melia
La: 面积磷负荷 Qa: 面积水力负荷 $\bar{Z}$: 平均深度
(TP) = 20 $\mu\text{g/L}$

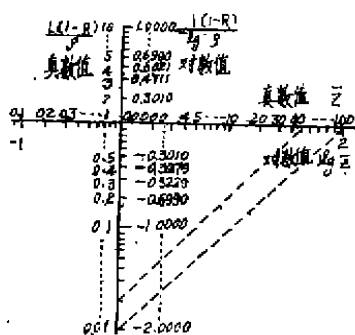
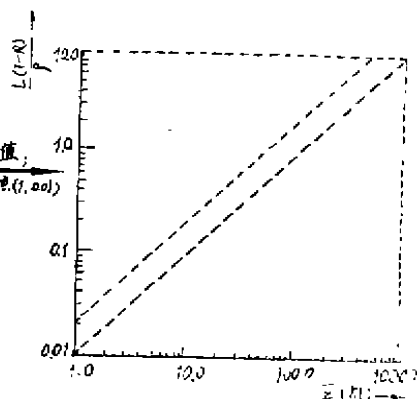


图8: Dillon 模式磷负荷图绘制示意图



纵轴的交点分别为 $(1/[P], 1)$, $(1, [P])$ 。特别地绘制出允许磷浓度等值线与危险磷浓度等值线, 这就是Dillon磷负荷图(图8)。允许 $[P]$ 与危险 $[P]$ 的大小取决于水域具体用途所要求的水质标准, 例如: 增养殖渔业需要较高的营养盐水平, 以维持高的生产力, 而旅游和工业用水则需要水质清洁。如图9所示的仿Dillon磷负荷图可用于渔业生产。

湖水磷浓度与湖泊磷负荷的预测以及环境磷容量的研究,其意义在于它给湖水资源的管理决策提供了不能由单纯的湖水 $[P]$ 检测而得到的数量依据。据此,可对污染源进行排污控制以达到治理目的。对于渔业利用水域,如果磷的天然输入达不到维持一定的 $[P]$ 水平所需要的量,就可以采取有计划地施肥等措施。

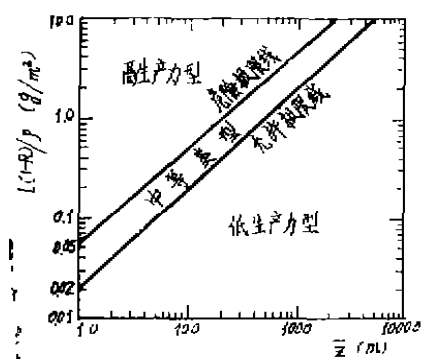


图9: 以 $LPI=0.05$, 0.02 PPM 为高、低生产力型标准的仿 Dillon 磷负荷图

参 考 文 献

- [1] Vollenweider, R. A., 1969. Arch. Hydrobiol. 66: 1—36.
- [2] Vollenweider, A. A., 1975. Schweiz Hydrol. 37: 58—84.
- [3] Dillon, P. J. & F. H. Rigler, 1974. J. Fish. Res. Board Can. 31: 1771—1778.
- [4] Kichner, W. B. & P. J. Dillon, 1975. Water Resources Research 11(1): 182—183.
- [5] Larsen, D. P. & H. T. Mercier, 1975. An Alternative National Eutrophication Survey Working Paper, No. 174, U. S. Environmental Protection Agency, July, 1975.
- [6] 合田键 著,《水环境指标》,株式会社、思考社。
- [7] OECD, 1979. Final Report of Project on "Shallow lakes and Reservoirs" Vol. 1.
- [8] Snodgrass, W. J. & C. R. O'Melia, 1975. Environ. Sci. Technol. 9(10): 937—944.
- [9] 曹洪发等, 1985.《环境科学丛刊》6(8): 13—21.
- [10] Snodgrass, W. J., 1974. Ph. D. Thesis. Univ. North Carolina, pp 308.
- [11] Scavia, D & S. C. Chapra, 1977. J. Fish. Res. Board Can. 34: 286—290.
- [12] Prepass, E. E., 1980. Ph. D. Thesis Univ. Toronto. Can.
- [13] Rigler, F. H. et al, 1974. J. Fish. Res. Board Can 31: 637—646.
- [14] Davis, M. B. 1973. Limnol. Oceanogr. 18: 44—52.
- [15] 湖北环境保护研究所, 1982: 武汉东湖富营养化研究。
- [16] 杭州大学地理系环保室, 1981: 杭州西湖水量平衡与氮磷平衡分析计算。

PREDICTIVE MODELS OF PHOSPHORUS CONCENTRATION IN INLAND WATERS AND THEIR APPLICATIONS

Jiao Nianzhi Liu Changan
(Ocean University of Qingdao)