

用溶解氧数据计算浙江沿岸上升流流速*

林建平

(国家海洋局第二海洋研究所)

上升流流速的计算是上升流研究中的一个重要课题。根据文献报道,现在一般用水文要素来计算上升流流速。所用的方法有:等密度线位移法、温盐扩散法、海流连续方程积分法和海水质量守恒法等。而用水化学要素计算上升流流速的文献,至今未见。本文首次用上升流区域溶解氧数据来计算上升流流速,作为尝试。

出,浙江沿岸上升流区表层溶解氧不饱和,饱和度只有90%,比邻近区域低20%左右;在图4中值得指出的是,在底层水和中层水之间,有一溶解氧浓度较小的带状分布,几乎和海底

一、浙江沿岸上升流中溶解氧浓度的分布和含量

图1, 2分别是1980年7月浙江沿岸上升流区表层和底层溶解氧浓度的平面分布;图3是浙江沿岸上升流区表层溶解氧饱和度的平面分布;图4是浙江沿岸上升流区溶解氧的断面分布。从图1, 2可以看出,在 $28^{\circ}-29^{\circ}15'N$,

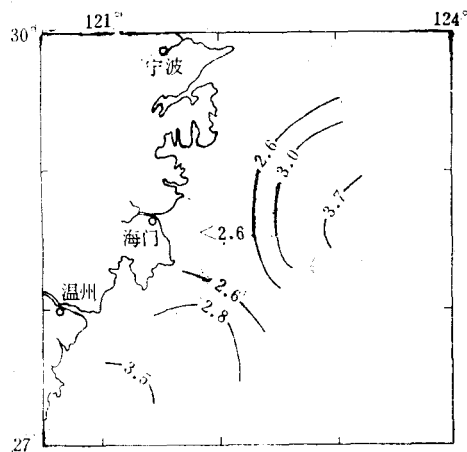


图2 底层溶解氧浓度的平面分布

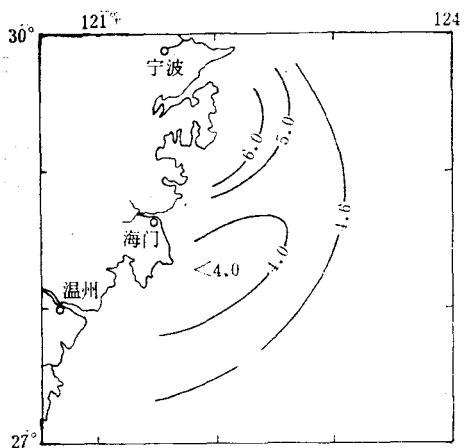


图1 表层溶解氧浓度的平面分布

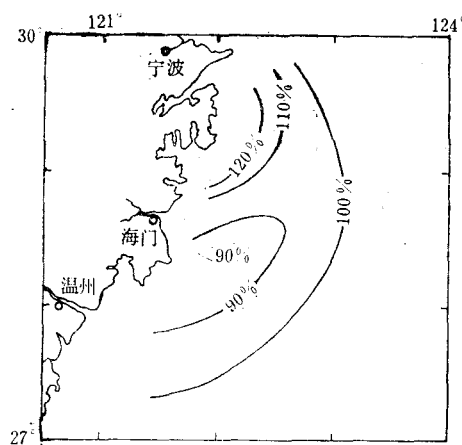


图3 表层溶解氧饱和度的平面分布

$122^{\circ}45'E$ 以西的区域内,溶解氧浓度比邻近的区域低,表层的最低含量为 4.0ml/L ,底层的最低含量在 2.6ml/L 以下;由图3还可以看

* 曹欣中同志曾对本文提出宝贵意见,谨致谢忱。

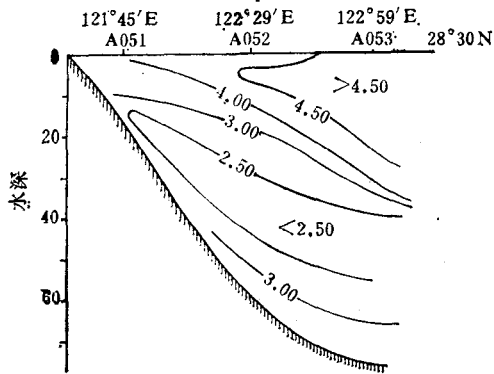


图4 溶解氧浓度的断面分布

斜坡平行, 逐渐向岸边倾斜上升。

二、上升流区域溶解氧浓度模式

在本文的讨论中, 根据浙江沿岸上升流区域溶解氧垂直幅度变化较大的现象, 把浙江沿岸上升流区域的垂直水体简单的划分为上层和下层。

《海洋学》^[2]一书中, 介绍了光能在不同厚度水层中的分布情况: 射达1厘米厚的水层, 光线的能量只占表面能量的37%; 到达10米深仅占18%; 到达100米则只有1%左右。该书还介绍了东海的透明度情况: 东海沿岸透明度在5—10米左右, 长江口附近较低, 在3米或3米以下。东海中部透明层较大, 15米左右。根据上面这些数据, 进行粗略的划分: 把10米以上的垂直水体作为透光层, 而把10米以下的垂直水体作为非透光层。本文以透光层作为上层, 以非透光层作为下层, 根据实测深度, 以平均深度50米作为下层底界。

图5为浙江沿岸上升流区某一垂直水柱。根据前面的讨论, 水柱可分成上层和下层, 用 H_1 , H_2 和 H 分别表示上层水柱(10米)、下层水柱(40米)和整个水柱的高度(50米)。又用 S 表示水柱的横截面面积。假定在所研究的区域内, 海面保持平衡, 也就是说海水的体积恒定不变; 那么, 上层海水由于平流、涡动形成的辐散, 不断从海面流出; 而下层海水由于海水的连续性原理, 不断上升到上层, 以补充上层流出的海水, 使海面平衡。考虑到海水

流量的平衡, 一定有这样的情况: 在单位时间里, 上层海水流出的体积, 和下层海水上升到上层海水的体积相等, 即

$$\frac{V_1}{T_1} = \frac{V_2}{T_2} \quad (1)$$

式中, V_1 , V_2 分别为上层水柱和下层水柱的海水体积; T_1 , T_2 分别为海水在上层水柱和下层水柱内全更新所需的时间 (取 $T_1 > 0$, $T_2 > 0$)。

又,

$$V_1 = SH_1; V_2 = SH_2 \quad (2)$$

因此方程(1)可写成:

$$\frac{H_1}{T_1} = \frac{H_2}{T_2}$$

也就是:

$$T_2 = \frac{H_2}{H_1} T_1 \quad (3)$$

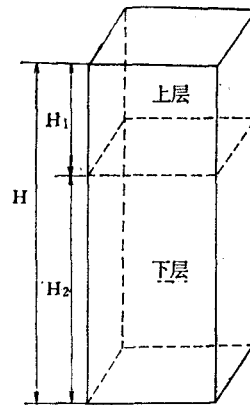


图5 浙江沿岸上升流区某一水柱示意

在上升流区域内, 上层海水中溶解氧主要由下列因素提供: 从下层上升到上层的低氧海水, 从空气中进入海洋界面的氧气, 以及光合作用产生的氧; 此外, 由于海洋中的生物活动, 以及有机物质的氧化等, 都要消耗水体中的溶解氧。把这些因素统一加以考虑, 这样就可以得到单位时间里上层海水中溶解氧平衡方程式:

$$\frac{V_1}{T_1} \bar{C}_1 = \frac{V_2}{T_2} \bar{C}_2 + E + P - f \quad (4)$$

式中, V_1 , V_2 , T_1 , T_2 符号意义同前; $\bar{C}_1$,

$\bar{C}_2$ 分别为浙江沿岸上升流区上层、下层海水中溶解氧的平均浓度; E 为从空气中进入海洋的氧; P 为透光层中光合作用生成的氧; f 为海洋生物呼吸和有机物质氧化作用消耗的氧。

不少文献报道了世界大洋中氧的平衡的研究工作, 认为在世界大洋中光合作用和生化消耗的氧几乎相等^[3]。但我们现在研究的是沿岸水域, 同大洋中的情况是会有些差别的, 在本文中我们先假定和海洋中的情况一样, 从而得到下方程:

$$P - f = 0 \quad (5)$$

把方程 (5) 代入方程 (4), 就得到上升流区上层海水溶解氧平衡的简易式:

$$\frac{V_1}{T_1} \bar{C}_1 = \frac{V_2}{T_2} \bar{C}_2 + E \quad (6)$$

三、空气中的氧进入海洋界面的速率

Adeney早在1928年, 就得出从海表面进入海水中氧的系数 r ($\text{ml}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$), 或者称进入速率:

$$r = 9.6(t + 36)(\alpha - C) \times 10^6 \quad (7)$$

式中, t 为水温 ($^{\circ}\text{C}$); α 为 $t^{\circ}\text{C}$ 时表层海水中溶解氧的饱和浓度 (ml/L); C 为表层海水中溶解氧实测浓度 (ml/L)。

根据浙江沿岸上升流区域实测数据, 得到 $t = 29^{\circ}\text{C}$, $\alpha = 4.3 \text{ ml}/\text{L}$, $C = 4.0 \text{ ml}/\text{L}$ 。因此:

$$r = 1.9 \times 10^{-4} \text{ ml}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$$

或

$$r = 3.2 \times 10^{-6} \text{ ml}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$$

知道了从海表面进入海水的氧的系数 r , 那么就可以求出从空气中进入表面积为 S 的海域氧的量 E , 即:

$$E = rS \quad (8)$$

从上面的计算结果, 得出进入速率 $r > 0$, 在理论上说明, 浙江沿岸上升流区域中, 空气中的氧从海表面进入海水中, 这情况正好和实测结果一致。如图3所示, 浙江沿岸上升流区

表层海水溶解氧浓度不饱和, 饱和度只有90%, 比邻近区域低20%左右, 因此可以推断, 必有氧从空气中进入浙江沿岸上升流区域。上升流区域表层溶解氧浓度的不饱和现象, 不仅在浙江存在, 在其它区域内也有此现象^[1]。

在空气和海洋界面的氧交换中, 也会发生和上面情况相反的现象, 即当表层的溶解氧达到过饱和现象时, 氧就从海洋界面逸入空气中, 这时进入系数 $r < 0$ 。在上升流区域内有否这样的现象呢, 一般来说, 是不会产生的, 因为含氧量低、溶解氧浓度的不饱和现象正是上升流的特征之一, 因而必然导致氧从空气中进入海洋界面, 也就是说必定为 $r > 0$, 而不会产生 $r < 0$ 的现象。

四、浙江沿岸上升流流速的计算

前面, 我们已经得出上升流区上层海水溶解氧模式, 即方程 (4), 经过简化, 又得到该模式的简易式, 即方程 (6)。现在来具体计算浙江沿岸上升流 (平均) 流速 $\bar{u}$, 在本文中规定向上的流速为正, 那么 $\bar{u} > 0$ 。

我们把方程 (2), (3), (8) 都代入方程 (6), 经整理得:

$$T_1 = \frac{H_1(\bar{C}_1 - \bar{C}_2)}{r} \quad (9)$$

我们用浙江沿岸上升流区表层海水的溶解氧浓度来代替上层海水溶解氧平均浓度, 用底层海水的溶解氧浓度来代替下层海水溶解氧平均浓度。根据实测数据, 取 $\bar{C}_1 = 4.0 \text{ ml}/\text{L}$, $\bar{C}_2 = 2.6 \text{ ml}/\text{L}$, 并把氧的进入速率 $r = 3.2 \times 10^{-6} \text{ ml}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$ 和上层水柱的高度 $H_1 = 10$ 米, 代入方程 (9) 得:

$$T_1 = 4.4 \times 10^5 (\text{s}) = 5.1 (\text{天})$$

根据方程 (3), 又得:

$$T_2 = 2.2 \times 10^6 (\text{s}) = 25.5 (\text{天})$$

这就是说, 上层水柱和下层水柱中水体全更新所需的时间分别为 $4.4 \times 10^5 \text{ s}$ (5.1天) 和

$2.2 \times 10^6 \text{ s}$ (25.5天)，那么该水柱中整个水体的全更新时间 T 可求得：

$$T = T_1 + T_2 = 26.4 \times 10^5 (\text{s}) = 30.6 (\text{天})$$

我们把方程 (3)，(9) 代入 $T = T_1 + T_2$ 中得：

$$T = \frac{H (\bar{C}_1 - \bar{C}_2)}{r} \quad (10)$$

现在讨论 T 的正负。前面已经规定 $T_1 > 0$ ， $T_2 > 0$ ，那么必有 $T > 0$ ，这就是说规定海水上升所需的时间为正，而且又规定进入速率 $r > 0$ 。在方程 (10) 中，要使 $T > 0$ ，除 $r > 0$ 外，还得使 $\bar{C}_1 - \bar{C}_2 > 0$ ，这就是方程 (10) 成立的必要条件。在实际情况中，也有 $T < 0$ 的现象，这就是说，海水从上层进入下层，形成了下降流。

把方程 (10) 代入下式：

$$\bar{u} = \frac{H}{T} \quad (11)$$

得：

$$\bar{u} = \frac{r}{\bar{C}_1 - \bar{C}_2} \quad (12)$$

方程 (12) 就是上升流 (平均) 流速的计算公式，该式成立的条件和方程 (10) 成立的条件一样，即 $r > 0$ 和 $\bar{C}_1 - \bar{C}_2 > 0$ ，只有这样 $\bar{u} > 0$ ，计算所得为上升流流速；而当 $\bar{u} < 0$ 时，就得下降流流速了。

把具体数据 $r = 3.2 \times 10^{-6} \text{ ml/cm}^2 \cdot \text{s}$ 以及 $\bar{C}_1 = 4.0 \text{ ml/L}$ ， $\bar{C}_2 = 2.6 \text{ ml/L}$ 代入方程 (12) 得：

$$\bar{u} = 2.3 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$$

这就是说，在浙江沿岸上升流区域，海水每秒钟上升的速度为 $2.3 \times 10^{-3} \text{ cm}$ 。

五、讨 论

在方程 (4) 中，我们假定了 $P - f = 0$ ，即光合作用产生的氧和生物活动、有机物质氧化消耗的氧相等，从而得到溶解氧平衡的简易式方程 (6)。但是在浙江沿岸上升流区域，光合作用产生的氧是否正好被生物活动、有机物质氧化所消耗呢？下面我们讨论另外两种情

况：一种是光合作用产生的氧超过生物活动、有机物质氧化所消耗的氧， $P - f > 0$ ；另一种是光合作用产生的氧不足以补偿生物活动、有机物质氧化所消耗的氧， $P - f < 0$ 。我们知道，如果光合作用产生的氧超过生物活动、有机物质氧化所消耗的氧，那么就会发生氧的过饱和现象，从而使海洋中的氧逸入空气中，这时氧的进入速率 $r < 0$ 。这种情况和实际状态不相符。在上升流区域，氧为不饱和状态，只有氧从空气中进入海洋界面，氧的进入速率 $r > 0$ 。因此，光合作用产生的氧超过生物活动、有机物质氧化所消耗的氧的现象总不会在上升流区域出现，也就是说不可能产生 $P - f > 0$ 的现象。现在来考虑另一种情况，如果光合作用产生的氧不足以补偿生物活动和有机物质氧化所消耗的氧，那么在表层就可能出现氧的不饱和现象，有可能使氧从空气中进入海洋，这时氧的进入速率 $r > 0$ 。在上升流区域会否产生这种现象呢？是有可能的。在世界大洋中，上升流区域的面积仅占世界海洋面积的0.1%，可是鱼类生产量却占全世界鱼类生产总量的一半左右，这是由于上升流海水在涌升过程中，把底部的营养盐不断携带到表层，从而使表层含有丰富的营养盐，因而是鱼类活动的主要区域。导致上升流区域氧不饱和的原因，除上升流海水在涌升过程中，把含氧量低的底层海水携带到表层的原因外，另一原因可能是大量鱼类活动所致。由于上升流区溶解氧的不饱和，导致氧从空气中进入海洋，所以在上升流区域，即使是夏季，也可能存在这样的现象，光合作用产生的氧也不足以补偿生物活动和有机物质氧化所消耗的， $P - f < 0$ 。在本文的计算中，我

浙江沿岸上升流流速对照表

姓 名	流 速 (cm/s)
胡敦欣等	$10^{-3} - 10^{-2}$
曹欣中等	$10^{-4} - 10^{-2}$
林建平	2.3×10^{-3}

们假定 $P-f=0$, 也就是光合作用产生的氧和生物活动、有机物质氧化消耗的氧相等; 但实际上可能在 $P-f<0$ 的情况, 也就是光合作用产生的氧不足以补偿生物活动、有机物质氧化消耗的氧; 所以我们计算得到的流速 ($2.3 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$) 可能比实际的流速稍为大些。

已有一些学者用水文要素对浙江沿岸上升流流速进行了计算, 把他们的结果和本文的结果进行对比得知, 本文所得的结果同他们的基

本一致(见上表)。

参 考 文 献

- (1) 林建平, 1983. 浙江沿岸上升流区溶解氧分布特征. 海洋科学 1:6—8.
- (2) 山东海洋学院海洋系海洋学教研室, 1973. 海洋学. 59—63.
- (3) Иваненков В.Н., 1980. Годовой Баланс кислорода в мировом океане. Океанология 4:634—644.

CALCULATING THE UPWELLING SPEED OFF ZHEJIANG WITH CONCENTRATION OF DISSOLVED OXYGEN

Lin Jianping

(Second Institute of Oceanography, National Bureau of Oceanography)

Abstract

The equilibrium model of dissolved oxygen $\frac{V_1}{T_1} \bar{C}_1 = \frac{V_2}{T_2} \bar{C}_2 + E + P - f$ in the photic zone (upper layer) of the upwelling is given out. Then the model is simplified, and the formula of (average) speed $\bar{V}$ for the upwelling, $\bar{V} = \frac{r}{\bar{C}_1 - \bar{C}_2}$ is taken out. The upwelling speed off Zhejiang is calculated with the concentration of dissolved oxygen from the nearshore upwelling off Zhejiang in July, 1980. The speed calculated is $2.3 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$, well in agreement with the speed calculated by hydrologic elements.