

杭州湾潮混合的初步研究 II. 下湾区*

毛汉礼 甘子钧 沈鸿书 蓝淑芳

(中国科学院海洋研究所)

1964 年作者发表了“杭州湾潮混合的初步研究 I. 上湾区”一文(毛汉礼、甘子钧等, 1964)。根据表征入海径流冲淡作用的河口盐度沿程分布和变化特征, 将杭州湾以海盐为界划分为上湾区和下湾区: 海盐以上的上游段为上湾区, 其潮混合为强混合型; 海盐至湾口的下游段为下湾区。其后, 又对杭州湾的盐度分布、水系和环流做了初步分析, 并对潮汐、对流和风浪等作用所导致的涡动混合现象作了粗略的讨论, 认为要合理地阐明下湾区的混合过程似应同时考虑侧向与垂向的混合效应(毛汉礼, 沈鸿书等, 1964)。本文根据 1963 年在杭州湾下湾区进行专题水文调查所获得的资料, 对杭州湾下湾区的潮混合问题进行了研究: 对表征该区潮混合扩散过程的某些特征量, 如水平涡动扩散系数、水平涡动交换系数等作出量级估计, 并给出涡动交换椭圆; 估算了控制这一河口区域盐量平衡与动量平衡的各项物理过程的相对重要性, 为进一步开展杭州湾下湾区潮混合过程的观测和理论研究提供依据。

一、资料来源与处理

1963 年 3 月和 7 月, 中国科学院海洋研究所“金星”号调查船在杭州湾下湾区进行了专题水文调查, 站位分布如图 1 所示。3 月仅进行了大面观测, 主要目的在于了解下湾区的盐度分布与环流概况; 7 月除大面观测外, 还在 4 个测站进行了连续观测, 目的在于观测涡动流速和涡动盐度。

杭州湾下湾区盐度分布具有明显的侧向梯度, 在一个潮周期内观测到的盐度值具有明显的半日周期变化; 因此在这一区域内, 根据非同步进行的大面观测资料绘制的水文要素大面分布图可能含有潮汐平流所导致的显著误差, 其代表性不理想。考虑到这一情况, 我们采取了在同一测站进行两次潮位相互反的重复测量方法, 即同一测站上尽可能在相隔 6 h 的奇数倍的时间间隔进行重复观测。这样, 前后两次观测的潮汐位相便大致相反, 因而两次观测的平均值将近似地等于每一测站上各水文要素在一个潮周期内的平均值。

7 月的连续站调查, 增加了海流观测。表层海流系采用表面浮筒每隔半小时观测一

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1368 号。

本文初稿写于 1965 年, 鉴于此工作对有潮河口的潮混合、盐量平衡和动量平衡等问题的研究今日仍有一定的参考意义, 故将原稿重新整理, 定稿发表。但需要指出的是, 这一课题的研究近年来有许多新的进展, 如 Csanady (1973), Kullenberg (1982), Monin, Ozmidov (1985) 和 Hunt (1985) 等人的著作, 现列于文后参考文献中供读者参考。

林榕光、于天常、傅秉照等同志参加了本项研究的部分资料整理和计算工作, 杜湄山同志绘图, 特此致谢。

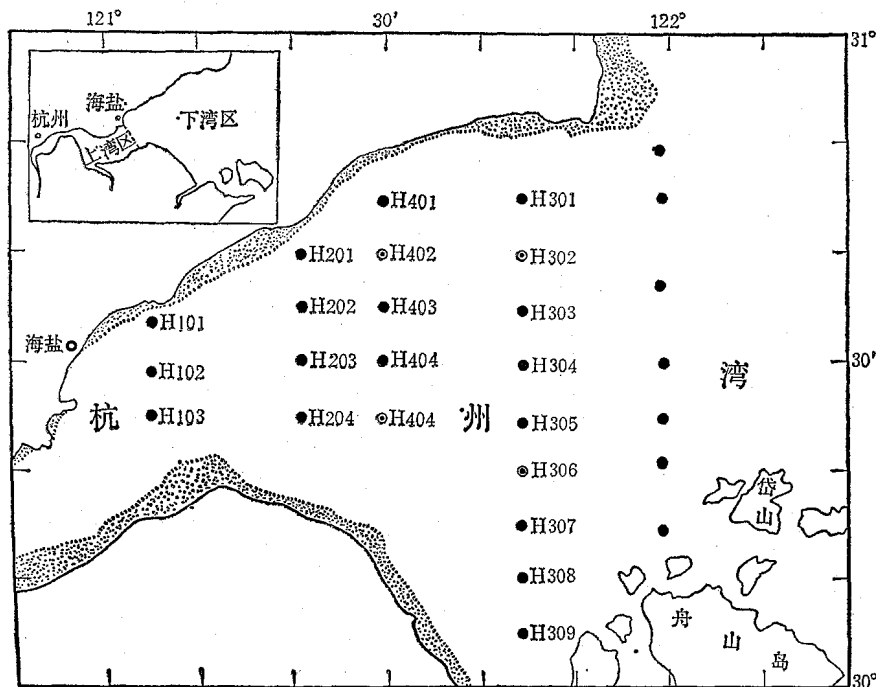


图1 杭州湾下湾区调查站位图

● 定点观测站位；○ 连续观测站位

次,观测水层为0—1 m;1 m以下水层海流主要应用 Roberts 海流计每隔5 min 观测一次。Roberts 海流计的观测记录一般代表平均时间为1—30 s的平均值。在某些站层上,还采用了印刷海流计,每隔5 min 记录一次。印刷海流计的流速观测值一般为3 min 平均值,而流向观测值则是瞬时的。在应用 Roberts 海流计的同时,还应用 Ekman 海流计进行观测,经比较,二者观测所得资料基本一致。盐度观测按常规进行,盐度连续观测的采样间隔为半小时。

本文中选用左手坐标系,坐标原点取在平均海面上,以X为纵向轴,向东为正,Y为侧向轴,向北为正,Z为垂轴,向下为正。S表示盐量,u,v,w 分别表示流速在X,Y,Z轴上的分量。

二、水平涡动扩散系数的量级估计

在稳定状态下,若盐量的分布主要是由水平平流和水平扩散项所维持,则盐量平衡方程可近似取为

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} = K_H \left[\frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2} \right] \quad (1)$$

式中 K_H 表示水平涡动扩散系数。

对杭州湾下湾区来说,流动系以纵向流(东分流u)为主,故(1)式可简化为

$$\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} = K_H \left[\frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2} \right] \quad (2)$$

根据下湾区的盐量(近似地可取为盐度)分布和流速分布, 由(2)式可确定水平涡动扩散系数 K_H .

为便于计算起见, 我们将下湾区盐度的水平分布 $\bar{S}(x, y)$ 按 Чебышев 正交多项式展开(Бараров, 1957), 即

$$\begin{aligned} \bar{S}(x, y) = & A_{00} + A_{10}\phi_1(x)\phi_0(y) + A_{01}\phi_0(x)\phi_1(y) + \dots \\ & + A_{KS}\phi_K(x)\phi_S(y) + \dots \end{aligned} \quad (3)$$

式中 A_{KS} 为 Чебышев 正交多项式展开式的系数, $\phi_K(x)$ 为 x 的第 K 阶 Чебышев 正交多项式, $\phi_S(y)$ 则为 y 的第 S 阶 Чебышев 正交多项式。系数 A_{KS} 由展开式(3)的平方误差最小这一条件确定, 即

$$\Sigma^2 = \sum_x \sum_y \left[S(x, y) - \sum_{K=0}^{K_1} \sum_{S=0}^{S_1} A_{KS}\phi_K(x)\phi_S(y) \right]^2 \quad (4)$$

为最小。在按一定序号排列的正交坐标网格点上, 函数 $\bar{S}(x_n, y_m)$ 可简单地表示为

$$\bar{S}(x_n, y_m) = \sum_{K=0}^{K_1} \sum_{S=0}^{S_1} A_{KS}(x_n, y_m)\phi_K(x_K)\phi_S(y_S) \quad (5)$$

系数 A_{KS} 可由下式确定

$$A_{KS} = \frac{\sum_{n=1}^n \sum_{m=1}^m S(x_n, y_m)\phi_K(x_n)\phi_S(y_m)}{\sum_{n=1}^n [\phi_K(x_n)]^2 \sum_{m=1}^m [\phi_S(y_m)]^2} \quad (6)$$

图2给出了在实际计算中所用的坐标网格。其中, x 方向单位距离 $L_x = 12.063\text{km}$, y 方向单位距离 $L_y = 9.120\text{km}$ 。计算结果表明, 杭州湾下湾区的盐度分布, 可由 Чебышев 正交多项式展开式的某几项近似地确定。例如, 1963年3月份的实测表层盐度分布, 可由下式近似地表示:

$$\begin{aligned} \bar{S}(x_n, y_m) = & 19.86 + 0.9770\phi_1(x_n)\phi_0(y_m) + 0.8388\phi_0(x_n)\phi_1(y_m) \\ & + 0.0616\phi_0(x_n)\phi_2(y_m) - 0.0718\phi_0(x_n)\phi_3(y_m) \end{aligned} \quad (7)$$

式中, $n = 1, 2, \dots, 7$; $m = 1, 2, \dots, 7$ 。

将 Чебышев 正交多项式的各项具体表达式代入(7)式, 则上述1963年3月的实测表层盐度的水平分布表达式可简化为

$$\bar{S} = 15.92 + 0.9770x_n - 2.5984y_m + 0.9234y_m^2 - 0.0718y_m^3 \quad (8)$$

根据(8)式, 即可算出 $\frac{\partial \bar{S}}{\partial x}$, $\frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial x^2}$ 和 $\frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2}$ 诸因子。考虑在我们所取用的坐标网格中,

$x_n = x/L_x$, $y_m = y/L_y$, 则可直接换算得到包含在方程(2)中的 $\frac{\partial \bar{S}}{\partial x}$, $\frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial x^2}$ 和 $\frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2}$ 项, 从而由(8)式和(2)式得

$$\frac{K_H}{\bar{u}} = 15.631/(4.285 - y_m) \quad (9)$$

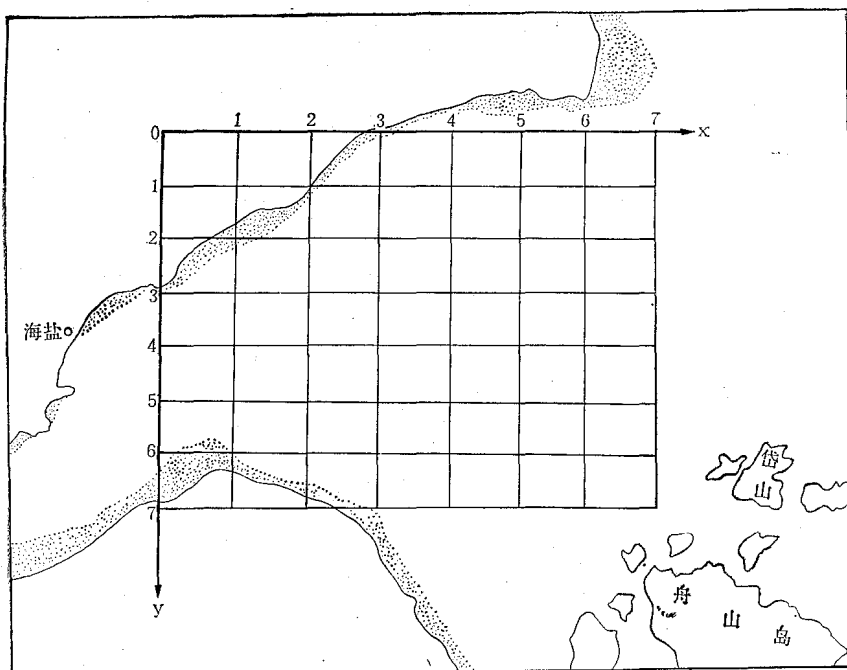


图2 Чебышев 多项式计算的坐标网格

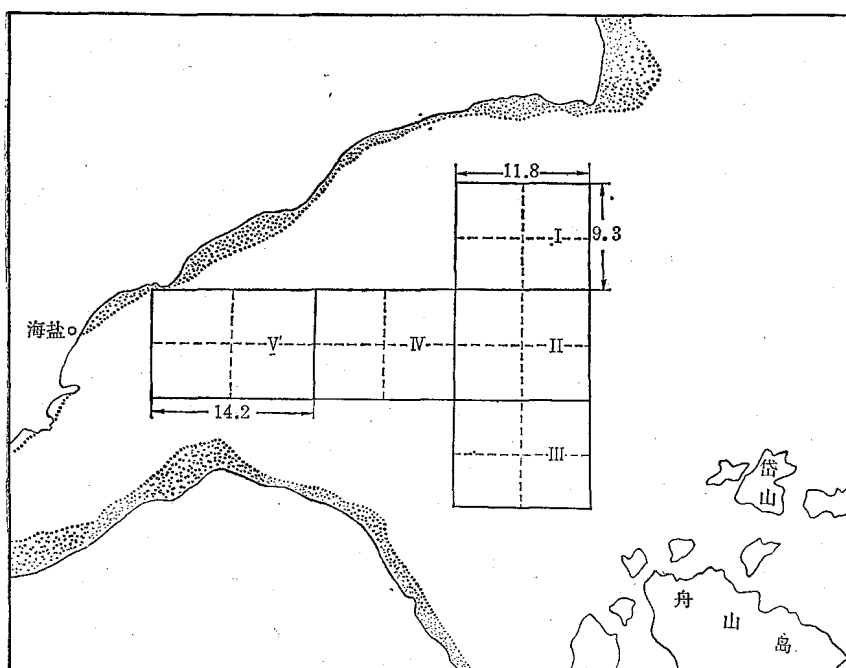


图3 有限差分计算网格

(边长单位: km)

若设 $\bar{u} = 6 \times (4.285 - y_m)$, 则得

$$K_H = 9.38 \times 10^6 - 1 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$$

(10)

这一水平涡动扩散系数的量级估计,同作者在 1964 年所得的结果颇为一致;对纵向流速 u 所取得的假设,亦与下湾区的环流形势大体相符合(毛汉礼、沈鸿书等, 1964)。

须要指出的是,我们所取用的盐度分布表达式是根据下湾区中部的盐度观测资料得到的,对于近岸区域则不适用;另外,对于纵向流速的假设,也并不完全符合下湾区中部的情况。因此,这里算得的水平涡动扩散系数只能是一个粗略的量级估计。

此外,我们还试图直接根据方程(1)的有限差分法来确定水平涡动扩散系数。差分网格如图 3 所示。在计算中,利用流速和盐度观测值,分别计算 I—V 5 个单元区域中的盐量平流项,即 $\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y}\right)$ 和 $\left(\frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{S}}{\partial y^2}\right)$ 项,并求取平均值,然后,按(1)式算得 K_H 值。计算结果表明,0m 层的 $K_H = 5.47 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$; 2.5 m 层的 $K_H = 9.86 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$ 。这与上述根据 Чебышев 正交多项展开式算得结果颇为一致。

三、大尺度水平涡动交换系数和涡动交换椭圆的计算

Ertel (1937) 指出: 动量、热量的传递以及混合物质的扩散均具有方向性,所以可视涡动交换系数为向量,并可认为它是涡动交换张量的分量。

为了讨论水平涡动交换,根据 Ertel 的涡动交换张量理论,涡动交换系数可由下式表示

$$\begin{aligned} A_x &= \overline{\rho L_x u'} = \frac{1}{2} \rho \Delta t \overline{u'^* u'} \\ A_y &= \overline{\rho L_y v'} = \frac{1}{2} \rho \Delta t \overline{v'^* v'} \\ A_{xy} &= \overline{\rho L_x v'} = \frac{1}{2} \rho \Delta t \overline{u'^* v'} \\ A_{yx} &= \overline{\rho L_y u'} = \frac{1}{2} \rho \Delta t \overline{v'^* u'} \end{aligned} \quad (11)$$

由于涡动动量交换张量的对称性,有

$$A_{xy} = A_{yx}$$

式中 u', v' 为流速在 x, y 轴上的涡动速度分量, ρ 为海水密度; L_x, L_y 为混合长度 (Lettau, 1933) 在 x, y 轴上的分量, Δt 为时间间隔,而 u'^* 和 v'^* 则分别表示 u', v' 在 Δt 时段的平均值。

$A_x, A_y, A_{xy}(=A_{yx})$ 之间满足下列“交换椭圆”方程

$$A_x x^2 + 2A_{xy} xy + A_y y^2 = 1$$

上式经适当的坐标变换后,可得涡动交换椭圆标准方程如下¹⁾:

$$A_x x'^2 + A_y y'^2 = 1 \quad (12)$$

1) Carslaw & Jaeger (1947) 曾指出,椭圆方程具有以下形式:

$$\frac{x^2}{K_1} + \frac{y^2}{K_2} + \frac{z^2}{K_3} = K^2$$

当这一椭圆为热椭圆时,它和传导系数的变化具有相同的形式。

式中 A_x 和 A_y 分别表示沿椭圆长半轴 (a_x) 和短半轴 (b_y) 方向上的涡动交换系数,并且

$$a_x = (A_x)^{-\frac{1}{2}} \quad (13a)$$

$$b_y = (A_y)^{-\frac{1}{2}} \quad (13b)$$

它们是方程 $A^2 - (A_x + A_y)A + (A_x A_y - A_{xy}^2) = 0$ 的两个根,而涡动交换椭圆与 x 轴夹角 α 则由下式确定:

$$\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{2A_{xy}}{A_x - A_y} \quad (13c)$$

上述水平涡动交换系数的计算方法曾先后由 Штокман (1940), Хлопов (1958), Гезенивей (1961) 等用于计算里海、黑海等海区的水平涡动交换系数,并据以研究这些海区的大尺度水平涡动交换,获得了比较满意的结果。

本文应用 1963 年 7 月在下湾区的连续站观测资料,根据上述 Ertel 涡动交换理论,参照 Титофеев (1962) 的计算涡动交换系数和涡动交换椭圆的具体方法,计算了下湾区 4 个测站上的涡动交换系数与相应的涡动交换椭圆,从而可判断这一海区水平面上任一方向涡动混合的强弱及其特点。在计算中,我们把潮流看作是叠置于下湾区稳定流之上的涡动运动,故在计算时粗略地取实测流速值与两个潮周期的时均流速值之差值作为涡动流速,则实测流速值可以近似地表为

$$u_i = \bar{u}_i + u'_i \quad (14)$$

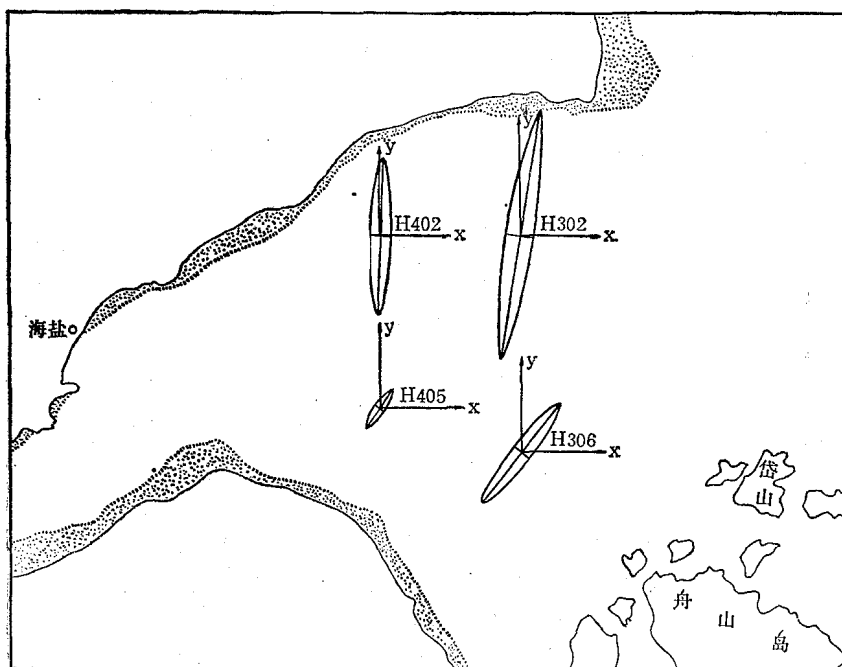
下湾区时均流速 $\bar{u}_i$ 远大于涡动流速 u'_i , 故在计算中,混合长度的量值可与潮冲程相比拟。计算中选取的脉动流速的取样间隔为半小时。计算结果如表 1 和图 4 所示。从表 1 所列数据可以看出,在这 4 个测站上,各方向上的涡动交换系数的量值是不等的,其量值介于 $0.06 \times 10^7 - 20.73 \times 10^7 \text{ g} \cdot \text{cm/s}$ 之间。由于在杭州湾下湾区水平方向上的涡动交换为一椭圆(图 4),所以水平方向上的涡动混合显然是各向异性的。

表 1 根据 Ertel 张量交换理论计算得出的涡动交换系数 ($10^7 \text{ g} \cdot \text{cm/s}$)

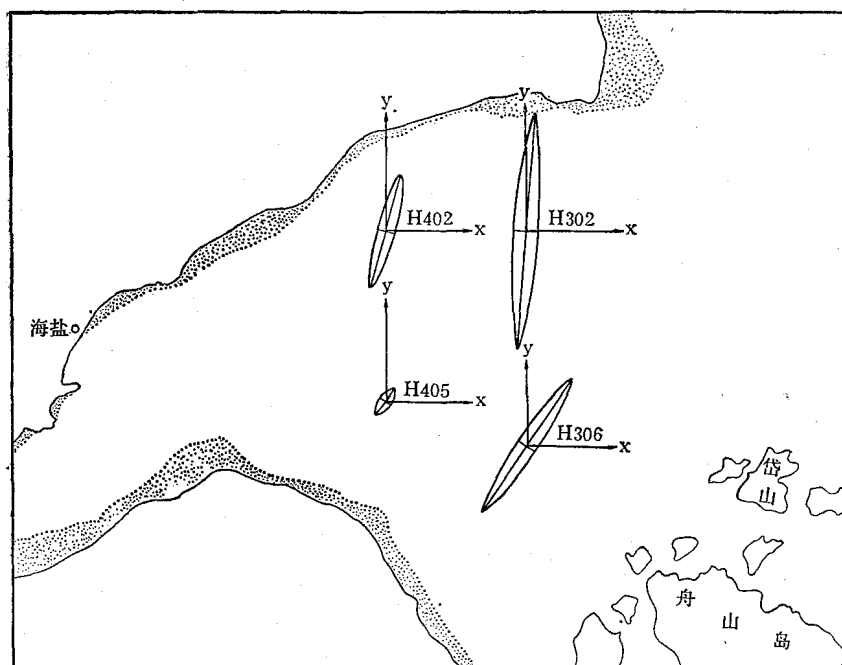
日期	站号	0 m				5 m			
		A_x	A_y	A_x'	A_y'	A_x	A_y	A_x'	A_y'
1963 年 7 月 29 日	H302	5.71	0.17	5.81	0.06	9.57	0.11	9.62	0.06
1963 年 7 月 28 日	H306	5.07	3.58	8.42	0.23	8.37	3.19	11.47	0.15
1963 年 7 月 26 日	H402	11.89	0.11	11.89	0.15	13.81	0.71	14.22	0.27
1963 年 7 月 25 日	H405	16.36	6.93	20.73	1.56	16.41	7.81	20.56	3.66

从以上计算结果还可以看出,这一海区水平涡动混合具有如下几个特点。

1. 水平涡动混合是各向异性的,水平涡动交换椭圆的长轴大致与岸正交,而短轴大致与岸平行。由式 (13a) 和 (13b) 可以推知,在平行于岸的方向上,涡动混合较强;而在正交于岸的方向上,涡动混合较弱。此外,湾口区域的水平涡动混合较弱于湾内,而且湾内



(a)



(b)

图4 杭州湾下湾区涡动交换椭圆

(a)1963年7月, 0m; (b)1963年7月, 5m

北侧的水平涡动较弱于南侧。由于计算中所取的涡动流速主要是潮流, 可以认为上述水平涡动混合的强弱主要反映了水平方向上的潮混合状况。

2. 一般而论,沿流方向上的涡动混合较强,从交换椭圆的短轴与岸线大体平行这一事实可以推知;在此方向上的水平涡动交换系数取最大值,而且相应的潮流椭圆的长轴方向亦应大体与岸线一致。这与作者在“杭州湾的基本水文特征”(1964)一文中所指出的下述事实相符:下湾区潮流基本上是往复流,涨潮流方向自湾口向湾内呈西北向;落潮流自湾内向湾口为东南向;最大潮流流速自湾口向西增大,湾北侧潮流较弱,南侧潮流较强。

3. 比较表层(图 4a)与 5m 层(图 4b)的涡动交换椭圆分布,可以看出:5m 层的交换椭圆较 0m 层的略小,二者趋势基本一致。所以,可以认为在杭州湾下湾区,5m 层的涡动混合较 0m 层略强。

4. 计算结果表明, A_{xy} 与 A_{yx} 的值接近,基本上满足交换张量对称性的要求。

海水密度近似为 1,故水平涡动粘滞系数值与表 1 所列数值相同。

Sverdrup (1946) 曾指出,由于水层垂直稳定度对侧向涡动的效应很微小,因此侧向涡动粘滞系数的数值几乎和侧向扩散系数相等。根据 Sverdrup 的这一观点我们可以认为,杭州湾下湾区的水平涡动扩散系数的量值亦将与表 1 中列出的量值近乎相等,图 4 中所示的下湾区涡动交换椭圆同样可表征这一海区水平涡动扩散情况。

四、盐量平衡与动量平衡

Pritchard (1954, 1956) 曾以北美切萨皮克湾河口区域作为研究平直海岸河口区域的一个例子,对该区域的盐量平衡与动量平衡做了定量的计算工作,得到了满意的结果。本文拟根据 1963 年 7 月在下湾区 4 个测站上的观测资料估算控制下湾区盐量平衡与动量平衡的各项物理过程的相对重要性。

1. 盐量平衡的计算 考虑不可压缩流体,略去分子扩散效应,则盐量连续方程可近似地写为

$$\frac{\partial S}{\partial t} = - \frac{\partial(u_i S)}{\partial x_i}, \quad (i = x, y, z) \quad (15)$$

盐量 S 与流速 u_i 的实测值可表为

$$\begin{aligned} u_i &= \bar{u}_i + \underline{u}_i + u'_i \\ S &= \bar{S} + \underline{S} + S' \end{aligned} \quad (16)$$

其中 $\bar{u}_i, \bar{S}$ 为一个或几个潮周期流速和盐量的时均值, $\underline{u}_i, \underline{S}$ 为具有潮周期性的流速和盐量变化项, u'_i, S' 为涡动项。假定潮流分速与涡动盐量以及盐量的潮周期变化与涡动流速无关,则 $\underline{u}_i S'$ 与 $u'_i \underline{S}$ 为 0 (因为 $\underline{u}_i$ 与 $\underline{S}$ 在一个或几个潮周期内的平均值为 0), 故可得

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = - \bar{u}_i \frac{\partial \bar{S}}{\partial x_i} - \frac{\partial(\underline{u}_i \underline{S})}{\partial x_i} - \frac{\partial(u'_i S')}{\partial x_i} \quad (17)$$

这一方程表明,盐量的时均局部变化由三项组成: 第一项为与平流 $\bar{u}_i$ 有关的项;第二项为与潮流 $\underline{u}_i$ 有关的项;第三项则表示与涡动扩散 $u'_i S'$ 有关的项。若流速引用 (14) 式所表示的关系, S' 表示盐量的潮周期变化与涡动盐量之和,则 (17) 式可简化为

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = - \bar{u}_i \frac{\partial \bar{S}}{\partial x_i} - \frac{\partial(u'_i S')}{\partial x_i} \quad (18)$$

按一般的直角坐标可将上式写成

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{u'S'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'S'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'S'}}{\partial z} \quad (19)$$

这一方程右方后面三个涡动扩散项中包括了与潮流有关的项。由于在杭州湾下湾区盐度分布具有明显的侧向与纵向梯度,且湾内河口水与海水的界面处存在垂直梯度,所以在计算时仍采用一般的三维盐量扩散方程(19),用差分方法计算4个连续测站(H302, H306, H402, H405)的时均局部变化项、水平平流项与水平扩散项。各层平均垂直流速则是根据流速的水平散度求得的。计算结果表明,平均垂直流速是负的(流向垂直向上),量级为 10^{-3}cm/s 。根据4个测站各层平均盐度垂直梯度与平均垂直流速的乘积,算得各站的平均垂直平流项。最后,将所算得的各站各层的时均局部变化项、水平平流项与水平扩散项按层求取平均值及各项的和,于是得到垂直扩散项的量值。

计算结果表明,由这4个测站所界定的单位体积的流体基元内,盐量是随时间增加的,即,时均局部变化项 $\frac{\partial \bar{S}}{\partial t}$ 为正,约具有 $1 \times 10^2 \text{g/m}^3 \cdot \text{s}$ 的量级。纵向平流项 $\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x}$ 与纵

向扩散项 $\frac{\partial \overline{(u'S')}}{\partial x}$ 为负值,使这流体基元内的盐量减低。纵向平流与纵向涡动扩散通量是向负 x 方向输送的,其量级分别约为 0.5×10^3 与 $1 \times 10^2 \text{g/m}^3 \cdot \text{s}$ 。侧向平流项 $\bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y}$ 、垂向

平流项 $\bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}$ 与侧向涡动扩散项 $\frac{\partial \overline{(v'S')}}{\partial y}$ 使盐量由南向北及由下向上(因负值)输送;这三项中以侧向平流项最为重要,约为 $3 \times 10^2 \text{g/m}^3 \cdot \text{s}$,垂直平流项与侧向涡动扩散项的大小近平相同,约为 $0.3 \times 10^2 \text{g/m}^3 \cdot \text{s}$ 。特别应当指出的是,在计算中以各项和所表示的垂直涡动

扩散项 $\frac{\partial \overline{(w'S')}}{\partial z}$ 还包含了所有各项其它的计算误差,其量值介于 $0.7-5.0 \times 10^2 \text{g/m}^3 \cdot \text{s}$ 之间;这表明盐量的涡动通量是向下输送的,即盐量的涡动通量由上层较淡的海水向下层含盐量较高的海水输送,这显然与事实不符,是不合理的。因此,在上述对方程(19)的差分近似计算中,盐量的垂直涡动扩散项的计算结果是值得怀疑的;并且有理由可以认为,这一项的计算结果主要表示了盐量扩散方程中其他各项的累积计算误差。

综观上述平流-扩散方程各项量值的估算结果,若不考虑垂直扩散项(因其数值显然不合理),则盐量平衡方程中各项的相对重要性大致如下:(1)侧向平流项最为重要;(2)纵向扩散项与时均局部变化项次之;(3)纵向平流项的量值仅约纵向扩散与时均局部变化项的一半;(4)垂直平流项与侧向扩散项量值甚微,似可略去不计。

2. 动量平衡的计算 在海水的平均运动方程中,如引入(16)的表示法,在略去Coriolis的垂向分量,并假定潮流分速与涡动流速分速之间无相关存在的情况下,取一个或几个潮周期的时均值,则可得到平均运动方程的纵向分量与侧向分量为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{\partial (\bar{u})}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{u}\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{u}\bar{w}) \\ = -\alpha \frac{\partial P}{\partial x} - f\bar{v} - \frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}^2) - \frac{\partial}{\partial y} (\bar{u}'\bar{v}') - \frac{\partial}{\partial z} (\bar{u}'\bar{w}') \end{aligned} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (u\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial y} (v\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial z} (w\bar{v}) \\ = -\alpha \frac{\partial P}{\partial y} + f\bar{u} - \frac{\partial}{\partial x} (u'v') - \frac{\partial}{\partial y} (v'^2) - \frac{\partial}{\partial z} (v'w') \end{aligned} \quad (21)$$

将(14)式代入,上面两个方程可简化为

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\alpha \frac{\partial P}{\partial x} \\ - f\bar{v} - \frac{\partial}{\partial x} (u'^2) - \frac{\partial}{\partial y} (u'v') - \frac{\partial}{\partial z} (u'w') \end{aligned} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -\alpha \frac{\partial P}{\partial y} \\ + f\bar{u} - \frac{\partial}{\partial x} (u'v') - \frac{\partial}{\partial y} (v'^2) - \frac{\partial}{\partial z} (v'w') \end{aligned} \quad (23)$$

α 表示海水的比容, f 表示 Coriolis 参数。这两个方程式中的涡动动量输送项包括了潮流的空间变化项。若考虑稳定情况,并将压力梯度项表示为海面坡度和相对于海面的压力梯度之和,则(22),(23)两式又可写成

$$\begin{aligned} \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\left\langle \alpha \frac{\partial P}{\partial x} \right\rangle_0 + b_0 - f\bar{v} \\ - \frac{\partial}{\partial x} (u'^2) - \frac{\partial}{\partial y} (u'v') - \frac{\partial}{\partial z} (u'w') \end{aligned} \quad (24)$$

$$\begin{aligned} \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -\left\langle \alpha \frac{\partial P}{\partial y} \right\rangle_0 + b'_0 + f\bar{u} \\ - \frac{\partial}{\partial x} (u'v') - \frac{\partial}{\partial y} (v'^2) - \frac{\partial}{\partial z} (v'w') \end{aligned} \quad (25)$$

式中, b_0 和 b'_0 表示海面的纵向和侧向坡度, $\left\langle \alpha \frac{\partial P}{\partial x} \right\rangle_0$ 和 $\left\langle \alpha \frac{\partial P}{\partial y} \right\rangle_0$ 表示相对于海面的纵向和侧向压力梯度。同样采用差分的方法,根据前述4个连续测站的资料和河口区域的平均海平面观测资料,对上列方程各项的量级作出估计。计算结果表明:在运动方程的纵向与侧向分量中,以纵向与侧向动量输送项最为重要;Coriolis 项次之;场加速度项与相对于表面的压力梯度项量级相同,较前述三项小一个量级; $b_0 - \frac{\partial}{\partial x} (u'w')$ 与 $b'_0 - \frac{\partial}{\partial z} (v'w')$ 的量值在 H306 与 H402 两站与动量输送项相同,而在 H302 与 H405 两站与场加速度项相同; b_0, b'_0 与 $\frac{\partial}{\partial x} (u'w'), \frac{\partial}{\partial z} (v'w')$ 量值的相对大小则无法确定。同前述垂直扩散项一样,这一项的数值包含了其它所有各项的计算误差。

以上讨论的杭州湾下湾区盐量平衡和动量平衡中各项物理过程的重要性,由于受到各种因素的制约,只能是一粗略的估计,尚待进一步研究证实。

五、漂流瓶的投放试验

为了进一步研究杭州湾下湾区的基本环流,作者进行了漂流瓶试放工作,1964年9月21—22日在三个测站上共投放了三组漂流瓶,每组100个。图5表示漂流瓶的投放站位、时间及漂流瓶运动方向。漂流瓶回收结果是:湾口北侧测站共回收47个,回收率为

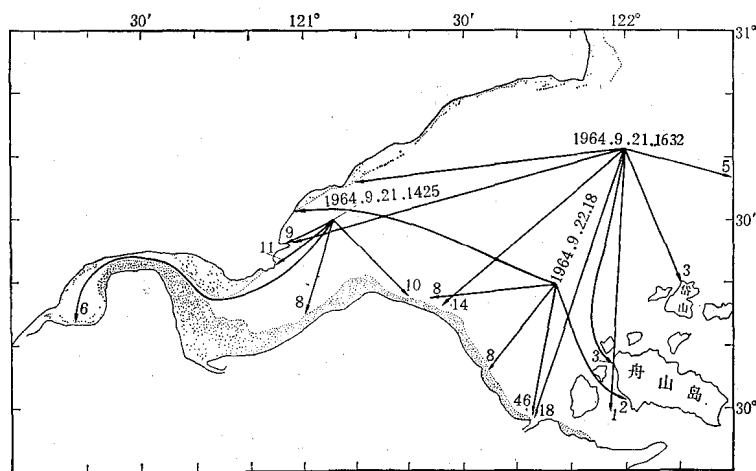


图5 漂流瓶的投放与回收结果
(1964年9月)

47%,漂流瓶的漂移方向多数向南和西南,少数向东、东南、西;湾口南侧测站共回收64个,回收率最高,为64%,漂移方向大多数向南,少数向西和西南,个别为东南;在湾内乍浦附近投放的漂流瓶共回收44个,漂移方向为西南、南、东南,其中有6个漂到上湾区的杭州附近。据杭州湾附近沈家门、嵊山及附近引水船的气象观测资料,1964年9月20日—10月2日期间,风向均为北和东北。按Ekman风海流理论,可以认为,在湾口处投放的漂流瓶漂移的路径基本上表征了风漂流,而在湾内乍浦附近投放的漂流瓶,因靠岸较近,其漂流路径则主要表征了潮流的作用。

参 考 文 献

- 毛汉礼、甘子钧、沈鸿书, 1964. 杭州湾潮混合的初步研究 I. 上湾区. 海洋与湖沼 6(2): 121—134.
毛汉礼、沈鸿书、甘子钧、蓝淑芳, 1964. 杭州湾的基本水文特征. 海洋科学集刊 01: 126—168.
斯费德鲁普, H. U., 约翰逊, M. W., 佛莱明, R. H., 1946. 海洋. 毛汉礼译, 1958, 科学出版社, 79—80, 425—426 页.
Carslaw, H.S. and J.C. Jaeger, 1947. Conduction of heat in solids. Oxford University Press, London, 386pp.
Csanady, G. T., 1973. Turbulent Diffusion in the Environment. D. Reidel, Dordrecht, Holland, 249 pp.
Ertel, H., 1937. Tensorielle theorie der turbulenz. Ann. Hydr. U. Marit. Meteorol. 5: 193—205.
Hunt, C.R. (Ed.), 1985. Turbulence and Diffusion in Stable Environments. Clarendon Press, Oxford, 320pp.

- Kullenberg, K. (Ed.), 1982. Pollutant Transfer and Transport in the Sea. Vol.1. CRC Press, Boca Raton, Fla., 227pp.
- Lettau, H., 1933. Grossaustausch Über Europa und dem Nordatlantik in winter 1931. *Gerl. Beitr. Geophys.*, Bd. 40:390—398.
- Monin, A. S. and R. V. Ozmidov, 1985. Turbulence in the Ocean (Edited by H. Tennekes). D. Reidel, Dordrecht, Holland, 262pp.
- Pritchard, D. W., 1954. A study of the salt balance in a coastal plain estuary. *J. Mar. Res.* 13:133—144.
- Pritchard, D. W., 1956. The dynamic structure of a coastal plain estuary. *J. Mar. Res.* 15:33—42.
- Багаров, Н.А., 1957. Аналитическое представление полей. Труды ЦИП, вып. 64:стр. 3—22.
- Гезенцвей, А. Н., 1961. О горизонтальном макротурбулентном обмене в Черном море. Труды Цн-та Океанология АН СССР, 52:115—132.
- Тимофеев, В.Т. и Панов, В.В., 1962. Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Гидрометеониздат Издательство, Ленинград. стр. 1—351.
- Хлопов, В. В., 1958. Изменение коэффициента перемешивания по наблюдениям в Черном море. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958(2):235—244.
- Штокман, В. В., 1940. О турбулентном обмене в средней и южной частях Каспийского моря. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1940(4):569—592.

A PRELIMINARY STUDY OF THE TIDAL FLUSHING IN HANGZHOU BAY II. LOWER ESTUARY*

Mao Hanli, Gan Zijun, Shen Hongshu and Lan Shufang

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

This paper is a continuation and development of our previous paper entitled "A Preliminary Study of the Tidal Flushing in Hangzhou Bay I. Upper Estuary". The main purpose of these two papers is to study the tidal mixing, the salt balance and the momentum balance of the Hangzhou Bay.

In order to get the necessary data to study these problems in the lower estuary of this Bay, two kinds of observations were taken in March and July, 1963. The routine cruise i.e. using single vessel and "stationing" one by one method was undertaken to obtain the data for describing the distribution of salts and the general tendency of currents of the study area. Due to the fact that Hangzhou Bay is a bay of strong tidal current, all measurements obtained by the routine cruise involve significant tidal effect, and therefore, is not good enough for mapping a chart showing simultaneous distribution of salts and currents. To avoid this difficulty, two cruises were taken, and at each station approximately 6 hours time-difference were programmed, that means these two measurements were taken at times out of phase of tides. In such a way, the averaged values of these two measurements at each station may be considered as a good time-mean value of each station. For those stations observing 25 hours continuously (called "overnight station") we got the data for detailed study of tidal mixing, salt balance and momentum balance. The instantaneous value of a physical quantity obtained within a period

* Contribution No. 1368 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

of 25 hours (taking one record every 5 minutes) may be separated into three terms: (i) time-mean term over one or more tidal periods; (ii) a term associated with tidal variation; and (iii) a term associated with turbulent motion.

In this paper, three main problems were studied.

Firstly, the order of magnitude of the horizontal mixing (diffusion) coefficients has been estimated. Under steady state, it is reasonable to assume that the salt distributions are essentially maintained by the balance of horizontal advection and horizontal diffusion. In Hangzhou Bay, it is to be noted that currents are predominately longitudinal, i.e. nearly parallel to the shoreline, therefore, the equation of salt diffusion may be simplified to a balance of horizontal longitudinal advection and horizontal diffusion. For convenience, the expanded form of Чебышев's-orthogonal polynomials may be employed to calculate the salt distribution of the lower estuary of Hangzhou Bay. Finally, it was found that the horizontal mixing (diffusion) coefficient K_H for this area was approximately equal to $1 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$. It agrees very well with the result obtained in our previous paper.

Secondly, the large-scale horizontal turbulent exchange was discussed. For this purpose, Ertel's theory of tensor exchange has been used. Using this theory, coefficients of turbulent momentum exchanges have been calculated and momentum exchange ellipses have been constructed. Thus, the strength of turbulent mixing and its characteristics in any (horizontal) direction in the study area can be inferred. Calculated results show that the coefficient values of momentum exchanges lie within a range of $0.06 \times 10^7 \sim 20.73 \times 10^7 \text{ g} \cdot \text{cm}/\text{s}$. The general characteristics may be summarized as follows: (i) turbulent momentum exchange is anisotropic, i.e. the exchange along shoreline (longitudinal) is much stronger than that normal to the shoreline (transverse or lateral); values of the exchange coefficient of the former (longitudinal) may be two orders of magnitude higher than that of the later (lateral). The turbulence is greatly reduced in the direction normal to the shoreline, therefore, the value of exchange coefficient which characterizes the strength of turbulence is much smaller. In the study area, tidal current is main constituent of the turbulent motion, we may further conclude that the strength of turbulent exchange actually represents strength of tidal mixing. (ii) The strength of turbulent exchange in different direction is also reflected in the fact that the minor-axis of the exchange ellipses is along the direction of shoreline, and from this fact, we may further conclude that the major-axis of tidal current ellipses should also along the direction of shoreline, that agrees well with the observed facts. (iii) Comparing the momentum exchange ellipses of surface layer with those of 5 m layer, it is found they are very much similar to each other, that means the strength of horizontal momentum mixing within these two layers must be approximately the same. (iv) Calculated results also show that values of horizontal coefficients of momentum exchange A_{xy} and A_{yx} have no significant difference, that is to say, the assumption of symmetry of turbulent exchange tensor is verified.

Thirdly, salt balance and momentum balance of the lower estuary of Hangzhou Bay have been calculated in a detail way. Following Pritchard's method of calculation of salt balance and momentum balance in Chesapeake Bay, we calculated these quantities of the study area from the data of 4 "overnight stations" taken in July, 1963. For the calculation of salt balance, all terms of the advection-diffusion equation, including local time variation $\left(\frac{\partial \bar{S}}{\partial t}\right)$ and vertical advection $\left(\bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}\right)$ have been evaluated. Results seem to show that terms of local time va-

riation $\left(\frac{\partial \bar{S}}{\partial t}\right)$, longitudinal advection $\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x}\right)$, longitudinal diffusion $\left(\overline{\frac{\partial u' S'}{\partial x}}\right)$, lateral advection $\left(\bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y}\right)$, lateral diffusion $\left(\overline{\frac{\partial v' S'}{\partial y}}\right)$ and vertical advection $\left(\bar{w} \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}\right)$ are all of the same order of magnitude, i.e. $1 \times 10^2 \text{ g/m}^3 \cdot \text{s}$, and the lateral advection terms have the largest value $3 \times 10^2 \text{ g/m}^3 \cdot \text{s}$. But the evaluated value of the vertical diffusion term $\left(\overline{\frac{\partial w' S'}{\partial z}}\right)$ which represents

the algebra sum of all other terms of the advection-diffusion equation is unreasonable. Because the turbulent flux of salts is downward, salts are diffused from less saline upper water to more saline lower water. It is contradictory to the natural phenomena and it is obviously unreasonable. This problem, therefore, deserves further investigation.

As to the momentum balance of the study area, we, considering the steady state, used difference method to calculate values of various terms in the equation of motion. Calculated results show that in the equation of motion, the longitudinal momentum transfer term $\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)$ and the lateral momentum transfer term $\left(\bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}\right)$ have the highest values, Coriolis term is smaller than them, and pressure terms are much smaller. Terms of turbulent momentum transfer can not be evaluated at present because of lack of reliable refined data.