

长江冲淡水¹⁾及其混合问题的初步探讨*

毛漢禮 甘子鈞 藍淑芳

(中国科学院海洋研究所)

长江为东亚第一大河。其流域面积占我国大陆太平洋流域面积的三分之一^[10]，据不完全的统计，长江的入海径流量约占我国渤、黄、东海主要入海河流径流量的80%以上。巨量的长江淡水入海后，其冲淡作用至为显著。如以1959年长江径流量而论，若平均展布于整个东海，则可形成厚度约为1米的一个水层。

关于长江淡水对东海及其相邻海区水文情况的巨大影响，中外学者（特别是日本学者）已作过不少研究，并已得出一些比较重要的结论^[1,2,7,11-15]。其中之一是：在各种水文要素中，对区分水系（或水团）的性质来说，盐度的指标性最强。如以盐度分布作为标指长江冲淡水分布变化的示性特征，则显然可以看出：冬季诸月，长江冲淡水经杭州湾和舟山群岛一带沿岸南下，但其范围仅局限于贴岸的一狭带内。洪水期间，径流量大增，冲淡水指向东北济州岛方向；有人并认为，其影响所及，可以一直到达对马海峡^[2]。

本文拟根据这些资料，对长江冲淡水本身及其周围海水的混合问题，作一初步的统计研究，期对进一步了解东海的水文动力情况和浅海的混合过程，有所启示。

一、关于长江冲淡水作用范围的消长及其若干数量特征的相关分析

过去对这一海区水文特征的分析，均是定性的。现在，我们拟采用长江冲淡水的某些特征数字，通过简单的相关分析，来讨论长江径流量以及季风等因素，对这一冲淡水消长变化的作用。

图1表出了长江口外区域（长江冲淡区）4—9月表层盐度分布的示性特征，由此即可看出这几个月内长江冲淡水消长变化的大致情况。

为了得到一个足以显示长江冲淡水消长变化情况的盐度指标值，我们取长江口外面积为8千平方公里左右一个区域内的盐度观测记录，按月分层进行平均。这一区域处于长江冲淡作用范围的中心，可以预料，其各层平均盐度的变化，当能很好地反映出长江冲淡水的消长情况。但相关分析结果表明：这种相关性，随深度的增加而急剧地减低；表层的相关系数，达到0.9左右，5米层已显见减弱，及至底层，则已无任何显著的相关迹象（图2a—c）。表层及5米层的相关系数及回归方程如下：

$$\text{表层: } \begin{cases} \gamma(S_0/Q) = -0.894, & \sigma_r(S_0/Q) = 0.059; \\ S_0 - \bar{S}_0 = -0.110(Q - \bar{Q}), & \sigma_{S_0/Q} = 1.7 \end{cases} \quad (1)$$

$$\text{5米层: } \begin{cases} \gamma(S_5/Q) = -0.741, & \sigma_r(S_5/Q) = 0.132; \\ S_5 - \bar{S}_5 = -0.041(Q - \bar{Q}), & \sigma_{S_5/Q} = 1.2. \end{cases} \quad (2)$$

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第231号。

1) 在本文中，长江冲淡水这一名词，系指长江淡水入海与海水混合后所形成的水体而言，其限界范围，见正文。

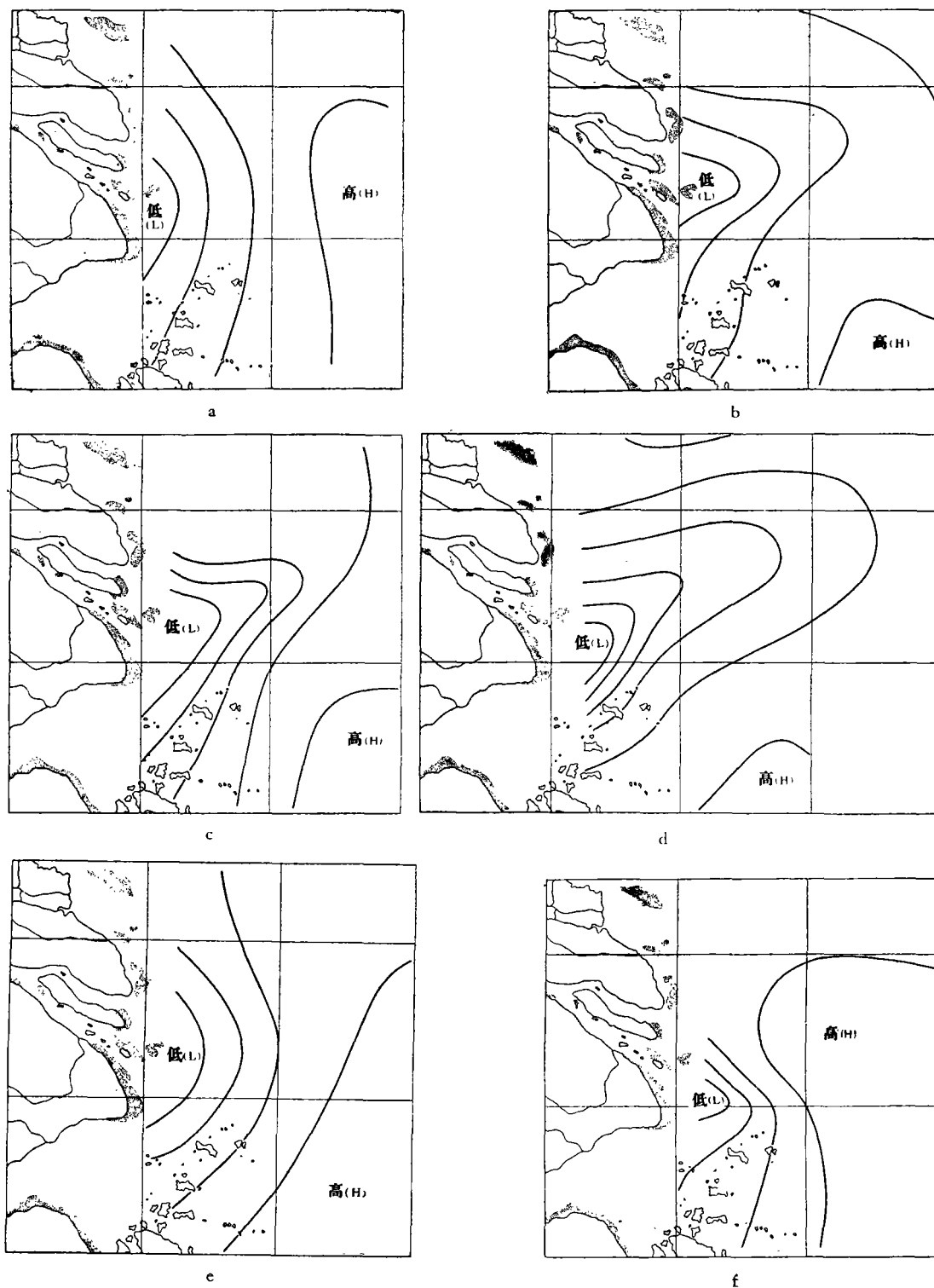


图1 长江冲淡区4—9月表层盐度分布的示意图

a. 4月; b. 5月; c. 6月; d. 7月; e. 8月; f. 9月。

Fig. 1. Schematic representations of the surface salinity distribution of the Yangtze Diluted Area.

a. April; b. May; c. June; d. July; e. August; f. September.

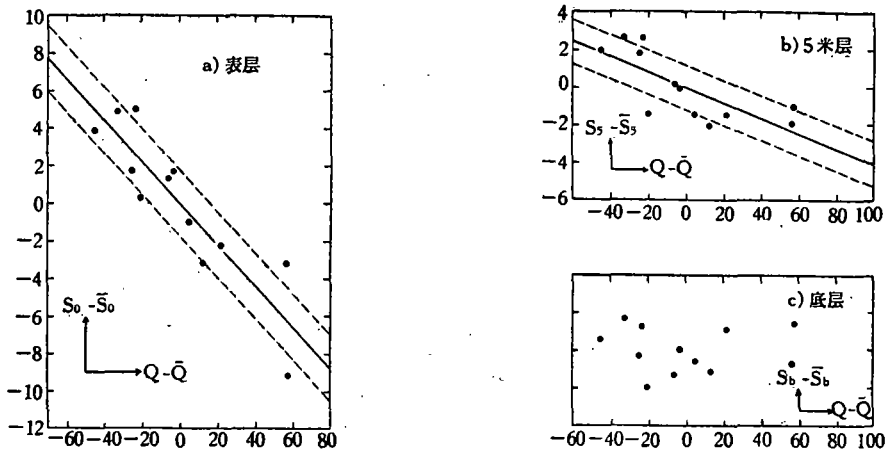


图2 长江冲淡水表层(a)、5米层(b)、底层(c)的平均盐度($S_0 - \bar{S}_0, S_5 - \bar{S}_5, S_b - \bar{S}_b$)与长江月径流量($Q - \bar{Q}$)的相关性

Fig. 2. Correlation between the mean salinity of the Yangtze Diluted Area and the monthly flow of the Yangtze River ($Q - \bar{Q}$).

(a) Surface layer ($S_0 - \bar{S}_0$), (b) Sub-surface layer (5m.) ($S_5 - \bar{S}_5$), (c) Bottom layer ($S_b - \bar{S}_b$).

式中, S_0 及 S_5 分别为表层和 5 米层的平均盐度; \bar{S}_0 及 \bar{S}_5 相应为 S_0 及 S_5 的年平均值; Q 及 \bar{Q} 分别为长江的月径流量及其年平均值; γ 表示相关系数; σ 则为如其下标所示相应量的标准偏差。

应该指出, 如将迴归方程(1)、(2)合并考虑, 并代入 \bar{S}_0, \bar{S}_5 及 \bar{Q} 的具体数据, 则将得出如下不合理的结果, 即: 在长江枯水期间, 若月径流量小于某一数值, 则表层的平均盐度, 将高于 5 米层的平均盐度。我们认为, 这种不合理结果的产生, 可能是由于我们所用的观测数据不多、相关系列过短的缘故。此外, 如果考虑到方程(1)、(2)本身所具有的偏差在 $\pm 3\sigma$ 范围以内, 则这一矛盾, 也可得以减轻或消除。

值得注意的是, 尽管方程(1)、(2)不尽令人满意, 但按此形式外推, 也可以获得一个饶有兴趣的推论。即如考虑长江的径流量为 0 这一极端情况, 则由(1)、(2)所获得的形式外推结果, 与前人定性分析本海区长江冲淡水的界限盐度值(32‰)颇相一致。此外, 前面指出, 长江冲淡水底层平均盐度与长江径流量是近乎零相关的。而底层平均盐度之最高值, 亦为 32.0‰ 左右。由此可见, 我们关于长江冲淡水区平均盐度的统计分析结果, 为确定长江冲淡水的界限盐度, 提供了一项统计的根据。

其次, 我们将利用表层及 5 米层平均盐度的较差, 来讨论长江淡水层化状况的特点。

由迴归方程(1)、(2)可以得知, 表层与 5 米层平均盐度的较差(从而, 亦即平均盐度的垂直梯度), 与长江月径流量具有正相关, 即: 长江冲淡水在表层至 5 米层间层化的强度, 随长江径流量之增加而增高。这一相关关系, 如图 3 所示。相应的相关系数及迴归方程如下:

$$\begin{cases} \gamma(\Delta S/Q) = 0.792, & \sigma_{\gamma(\Delta S/Q)} = 0.107; \\ \Delta S - \bar{\Delta S} = 0.069(Q - \bar{Q}), & \sigma_{\Delta S/Q} = 1.7. \end{cases} \quad (3)$$

式中, $\Delta S = S_5 - S_0$; $\bar{\Delta S}$ 则为 ΔS 的年平均值。应该承认, 这一相关关系是相当好的。但

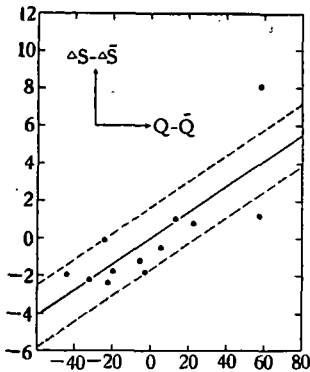


图3 长江冲淡水近表层的平均盐度较差($\Delta S - \bar{\Delta S}$)与长江月径流量($Q - \bar{Q}$)的相关性
Fig. 3. Correlation between the range of mean salinity of upper layer of the Yangtze Diluted Area ($\Delta S - \bar{\Delta S}$) and the monthly flow of the Yangtze River ($Q - \bar{Q}$).

应指出,迴归方程(3)也含有上述迴归方程(1)、(2)的同样矛盾。

由于风的搅拌作用会破坏海水中的层化现象,因此,海水(特别是近表层海水)的层化状况,一般应和海面风力呈负相关。现在,让我们来看看海面风力对长江冲淡水近表层层化状况的作用。

气象资料表明,在我们所讨论的这一区域内,风速和风向,基本上是均匀一致的。因此,我们可以选用位于长江口附近某一地点风的资料,来分析平均风力与长江冲淡水近表层水体层化现象的相关性问题。分析结果,如图4所示。

由图可知,层化状况与平均风力并无明显的相关性。这种情况表明:在本海区内,对长江冲淡水分布变化起决定性作用的,乃是长江径流;平均风力的作用,显然不及径流来得重要。对于这一推论的合理性,通过以下的讨论还可以得到进一步的明确。

至于长江冲淡水主体的消长及其动向根据前述,我们有适当的统计依据,可以取 32‰ 作为长江冲淡水的界限盐度。但由于观测资料的限制,无法按这一界限盐度值进行必要的统计计算。根据我们对长江冲淡水表层平均盐度的统计结果(图2a)得出,长江冲淡水表层平均盐度的年平均值,可近似地取为 26‰。因为我们所统计的区域,正好位处于长江径流直接作用之下,实际上正是冲淡水的中心部分,因此,我们可以合理地取 26‰ 这一特征盐度,作为长江冲淡水主体的界限盐度。以下的讨论,即以此盐度值为准。

按理来说,表层冲淡水主体的面积,应与长江月径流量有较强的正相关。但我们的统计结果和相关分析结果却表明:这一相关关系,并不如我们意料中的那么好(图5),其相关系数及迴归方程如下:

$$\begin{aligned} \gamma(\Sigma_{26}/Q) &= 0.774, & \sigma_{\Sigma_{26}/Q} &= 0.117, \\ \Sigma_{26} - \bar{\Sigma}_{26} &= 0.255(Q - \bar{Q}), & \sigma_{\Sigma_{26}/Q} &= 6.6. \end{aligned} \quad (4)$$

式中 Σ_{26} 和 $\bar{\Sigma}_{26}$ 分别为表层 26‰ 等盐线以内的面积及其年平均值。对比(2)和(3)、(4)可知,表层冲淡水主体面积与长江月径流量之相关,约和冲淡水 5 米层平均盐度与长江月径流量之相关相当,而和冲淡水表层平均盐度与径流量的相关相差颇远。此外,由图5还可以看出,在长江冲淡水的强盛期间,特别是径流量几为相等的 6、7 两月,按观测资料所确定的点子,相对于迴归直线的偏差甚大。这种情况表明: i) 或者是,这一相关关系,不宜用线性迴归方程来表出; ii) 或者是,除长江径流量这一主要作用因素外,其他因素对表层冲淡水主体的面积,可能也有较大的影响。我们认为,对了解这一问题的实质来说,与其考虑第一种可能性,即通

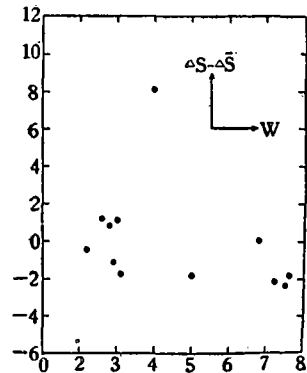


图4 长江冲淡水近表层的平均盐度较差($\Delta S - \bar{\Delta S}$)与平均气流速度(W)的相关性
Fig. 4. Correlation between the range of mean salinity of upper layer of the Yangtze Diluted Area ($\Delta S - \bar{\Delta S}$) and the mean air current velocity (W).

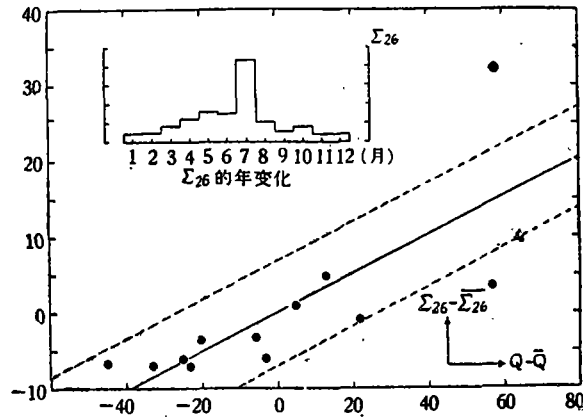


图 5 长江冲淡水主体的面积($\Sigma_{26} - \bar{\Sigma}_{26}$)与长江月径流量($Q - \bar{Q}$)的相关性
 Fig. 5. Correlation between the area of the core zone of the Yangtze Diluted Water ($\Sigma_{26} - \bar{\Sigma}_{26}$) and the monthly flow of the Yangtze River ($Q - \bar{Q}$).

过繁琐的计算来确定高阶回归方程(或选配其他形式的回归方程),不如考虑第二种可能性,即寻求未知的作用因素来得更合理些。

为了确定这类未知的作用因素,我们将首先来讨论一下长江冲淡水主体的体积与长江月径流量之相关关系。根据我们按逐月观测资料的统计结果,这一相关关系如下:

$$\begin{aligned} \gamma(V_{26}/Q) &= 0.913, & \sigma_{\gamma(V_{26}/Q)} &= 0.078; \\ V_{26} - \bar{V}_{26} &= 0.703(Q - \bar{Q}), & \sigma_{V_{26}/Q} &= 12.6. \end{aligned} \quad (5)$$

式中, V_{26} 及 \bar{V}_{26} 分别为 26‰ 这一等盐面所包围的体积及其年平均值。图 6 并指出其相关图形。这一相关关系,应该说是相当理想的了。但在这一回归方程(5)中,亦涵有如下矛盾,即:若按其形式外推,则在 $Q = 0$ 时,长江冲淡水主体的体积,仍不为 0。产生这一

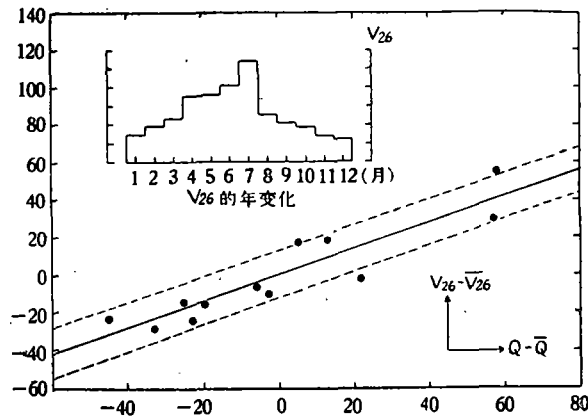


图 6 长江冲淡水主体的体积($V_{26} - \bar{V}_{26}$)与长江月径流量($Q - \bar{Q}$)的相关性
 Fig. 6. Correlation between the volume of the core zone of the Yangtze Diluted Water ($V_{26} - \bar{V}_{26}$) and the monthly flow of the Yangtze River ($Q - \bar{Q}$).

矛盾的原因,如前所述,除观测数据不多,相关系列过短而外,还应该考虑到:在我们的计算中,并未将其他河流(例如钱塘江)的月径流量包括在内。

冲淡水主体体积与长江月径流量的相关,既如是密切,而这一主体的表层面积,相对于回归直线(4)却有那么大的偏差。这种不适应性,很可能是由于冲淡水主体平均深度(\bar{H}_{26})的变化而产生的(因为, $V_{26}\Sigma = \Sigma_{26} \cdot \bar{H}_{26}$)。一般而论,导致这一平均深度[大面积地]发生变化的因素,除长江径流量本身而外,主要应当是海面的风力。但前已指出,平均风力对长江冲淡水区近表层(从而,即长江冲淡水本身)的层化现象,似无显著的相关。何况在6—8月间,海面的平均风力并不大;根据风情资料的统计结果得出,这三个月的平均风速分别为1.6, 3.0和1.8米/秒。由此看来,根据平均风速,不仅无法解释这三个月冲淡水主体表层面积何以会发生这么大的变异,而且甚至会导致与事实相矛盾的结论。

为此,我们又分析了观测前及观测期间的天气情况。根据欧亚历史天气图^[10]得知:在6月份的观测期间,先后有两个气旋(即所谓东海气旋)从华东地区沿着长江移行入海;而7月观测期间,天气情况颇为稳定;8月,观测刚刚开始,即为台风所中断;因而该月的观测,绝大部分是在台风通过东海以后再进行的。如所周知,气旋型风系可以导致大范围的底层水上升^[27],加之在风的强烈搅拌作用之下,上、下层水体的混合过程至为剧烈^[6]。这样一来,便将导致6、8两月长江冲淡水表层盐度增大,而冲淡水主体的表层面积,则相应地大为缩小。7月份观测期间,天气情况既较前后两月稳定,兼以长江径流量特大,是以冲淡水主体的表层面积,远较平均状况为大。通过这三个特例的初步分析,似可以得出这样的结论:局部性的大气环流或天气现象,对当地的水文情况(如温、盐度的空间分布)影响至巨。在夏季,这类局部性因素的作用,可能比平均气流的作用还大得多。

长江淡水消长变化的另一重要标志,即是其指向(或流向)的改变。由图1a—f可以直接看出:在长江冲淡水的不同发展阶段内,这一冲淡水主体的指向,是很不相同的。例如,在其“强盛期”(6—8月)间,冲淡水的主体指向东北,和长江口的朝向大不相同。按此,我们选定以距长江南口最近的纬线 31°N 为界,计算了冲淡水主体在此界限以北逐月所占的面积,以及这一面积与同月冲淡水主体总面积之比值(R),并以这一“相对面积”作为表征长江冲淡水指向的一项特征数字。计算结果,如图7所示。该图下方所附插图,指出对长江口附近某一地点统计结果所得的逐月平均气流矢。

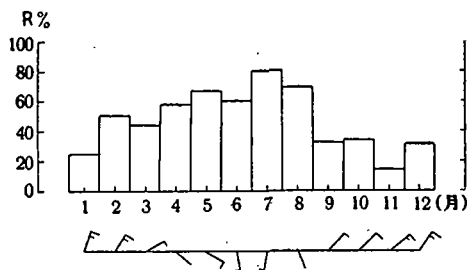


图7 长江冲淡水主体在 31°N 以北的表层相对面积($R\%$)的年变化(插图:相应月份的平均气流)
Fig. 7. Annual variation of the relative surface area of the core zone of the Yangtze Diluted Water to the north of lat. 31°N ($R\%$) (Inset: the mean air current of the corresponding months).

计算结果,如图7所示。该图下方所附插图,指出对长江口附近某一地点统计结果所得的逐月平均气流矢。由此图可知,如果不考虑平均气流速度的大小,而仅注意其方向,则诚如一般所认为:冲淡水的流向,应随季风(按即本文所说的平均气流)之转向而改变。从这一概念出发,我们进而将平均气流分解为东、北两个分量,并确定冲淡水主体的表层相对面积与平均气流北向分量(南风)的相关关系。

平均气流北向分量的年变化,如图8所示。

相关分析结果表明:冲淡水主体的相对面积与平均气流北向分量的相关关系如下:

$$\begin{aligned} \gamma(R/W_n) &= 0.841, & \sigma_{\gamma(R/W_n)} &= 0.086, \\ R &= 5.35W_n + 55.5, & \sigma_{R/W_n} &= 10.3. \end{aligned} \quad (6)$$

式中, R 为长江冲淡水主体在 31°N 以北表层的相对面积 (以 % 表示), W_n 为平均气流的北向分量。图 9 又指出两者的相关图形。

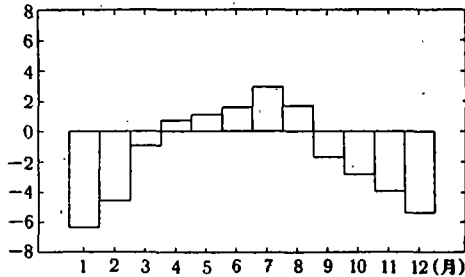


图 8 平均气流北向分量 (W_n) 的年变化
Fig. 8. Annual variation of the north component (W_n) of the mean air current velocity.

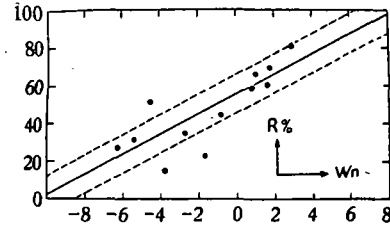


图 9 长江冲淡水主体在 31°N 以北的表层相对面积 ($R\%$) 与平均气流北向分量 (W_n) 的相关性
Fig. 9. Correlation between the relative surface area of the core zone of the Yangtze Diluted Water to the north of lat. 31°N ($R\%$) and the north component (W_n) of the mean air current velocity.

初看起来, 应该承认, 这一相关性是相当好的。但细加分析, 则不难看出其中矛盾。因为, 当 $W_n = 0$ 时, 即冬季偏北风消退而夏季偏南风未兴之际, 回归方程 (6) 所给出的相对面积, 却高达 $(55.5 \pm 10.3)\%$ 。同时, 这里也顺便指出: 按统计结果 (图 7、8), 这一相对面积的年平均值为 $(47.7 \pm 19.0)\%$, 而平均气流北向分量的年平均值则为 (-1.5 ± 3.0) 米/秒, 换言之, 即全年平均为偏北风。如果平均气流 (或风) 方向是决定冲淡水主体指向的主要因素, 那末, 很难想象, 在以偏北风为主的情况下, 这一冲淡水主体在 31°N 以北的相对面积的年平均值, 仍能高达 50% 左右。特别是在冲淡水的“强盛期”间, 平均气流的北向分量 (南风) 并不大, 其最大值也不过仅及 3 米/秒 (见图 8); 而同一时期冲淡水主体在 31°N 以北表层的相对面积, 却高达 70% (甚至 80%) 以上。根据海洋学上一般采用的表层流速与风速的关系^[25]

$$\frac{v}{W} = 0.0127 / \sqrt{\sin \varphi},$$

(式中, v 为表层流速, W 为海面风速, φ 为地理纬度) 不难算得出: 当北向平均气流速度为 3 米/秒时, 相应的表层流速最多也不过 4—5 厘米/秒而已。如再考虑表层流速和风速的偏角 ($\sim 45^\circ$), 则北向的表层流速只有 2.8—3.5 厘米/秒。这么小的风力, 竟能使原来顺着长江口冲出而指向东南的冲淡水, 发生急剧的转向而直指东北, 这是难以令人理解的。

再回顾图 1a—f, 可以得出这样的印象: 冲淡水主体的转向, 似与长江径流量本身直接有关; 而回归方程 (1) 亦支持了这种估计。为此, 我们又进行了相对面积与径流量之间的相关分析。结果得出:

$$\begin{aligned} \gamma(R/Q) &= 0.810, & \sigma_{\gamma(R/Q)} &= 0.101, \\ R - 47.7 &= 0.486(Q - \bar{Q}), & \sigma_{R/Q} &= 11.2. \end{aligned} \quad (7)$$

这一相关, 如图 10 所示。关于这一相关现象的物理解释, 将留待本文第二节再作讨论。

综上所述, 我们可以看出, 长江冲淡水的消长及动向, 与长江径流量之相关性至为密

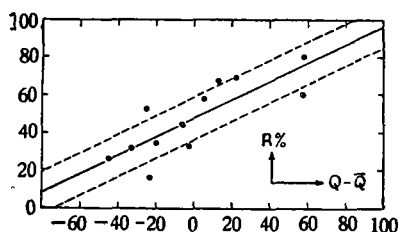


图 10 长江冲淡水主体在 31°N 以北的表层相对面积($R\%$)与长江月径流量($Q - \bar{Q}$)的相关性

Fig. 10. Correlation between the relative surface area of the core zone of the Yangtze Diluted Water to the north of lat. 31°N ($R\%$) and the monthly flow of the Yangtze River ($Q - \bar{Q}$).

切;平均气流的作用,特别是在夏季,似乎沒有一般所想象的那么显著。在冲淡水最强盛的7月間,由于长江径流量最大,加以观测期間天气稳定,故长江冲淡水的各项示性特征亦最明显,可以說是入海径流之典型。我們在本节中所进行的相关分析,由于观测记录不多,系列过短等关系,故只限于简单地确定二元的綫性迴归方程。根据这些简单的相关分析,我們初步获得了长江冲淡水各项数量特征与长江径流量之間相当粗略的经验关系。考虑到这些迴归方程本身的誤差,我們认为,作为第一級近似,这些统计結果是有意义的。可以预料,当积累了更多更好的观测資料以后,将对这些相关关系的真实性及稳定性問題,作进一步的討論,从而可望获得更理想的結果,以便用于长江冲淡水的水文預报。

二、关于长江冲淡水混合过程的一个定性分析

在第一节里,我們主要是根据长江冲淡水的几項基本特征,通过二元綫性相关分析,討論了长江径流量、季风等因素对这一冲淡水消长演变的作用。对于这些相关分析結果,我們只能看作是一种近似的(或平均的)经验关系而已。关于长江冲淡水的动力結構及其混合过程,上述相关分析是无法揭示的。因此,在这一节里,我們试图对这一問題,作一初步的定性討論。

在我們所討論的这一区域内,海流的观测记录較少,难于直接据以进行分析討論。反之,在这一区域内,温、盐度的观测记录則較多,且亦比較完整。因此,我們將利用这些系統而完整的温、盐度观测資料,首先从质量場的結構着眼,来窺視流場的結構和混合的过程。

从图 1a—f 可以看出,在长江冲淡水势力較强期間,冲淡水的流动情况,大致如下:在长江口附近,长江淡水入海后,最初順着河口的朝向,直下东南;及至离岸稍远,即轉而向东或东北。轉向之后,这一冲淡水主体的指向近似直綫,盐度分布也甚有規律。因此,为了分析上的方便起見,我們可以大体上把长江冲淡水划分为两段:远岸段和近岸段。

鉴于这一冲淡水在 4—9 月間較为强盛,各项示性特征的变异亦最显著。因此,我們將以这几个月的情況,作为討論的主要对象。

(一)长江冲淡水的远岸段 长江冲淡水轉向以后,在和冲淡水主体指向大体上成正交的断面上,质量分布概况,如图 11a—g 所示。具体分析这些断面之 σ_t 分布詳图可以看出,各月的质量分布,都具有同一特征:表层为低密度水(即长江冲淡水主体),下层为均匀的高密度水;在这上、下两层之間的中介层,其等 σ_t 面的形势,除 9 月份以外,其他各月几乎一致呈“ λ ”形。如前所述,在 9 月份,长江冲淡水因已沿岸南下,远岸段实际上已不甚显著;因此,我們把这个月的断面,取得距岸近了一些,故此断面上的 σ_t 分布,与其他各月稍有不同。

尽管在这些断面上各测站的观测時間,并不是相同的,且各月之观测日期亦很不一

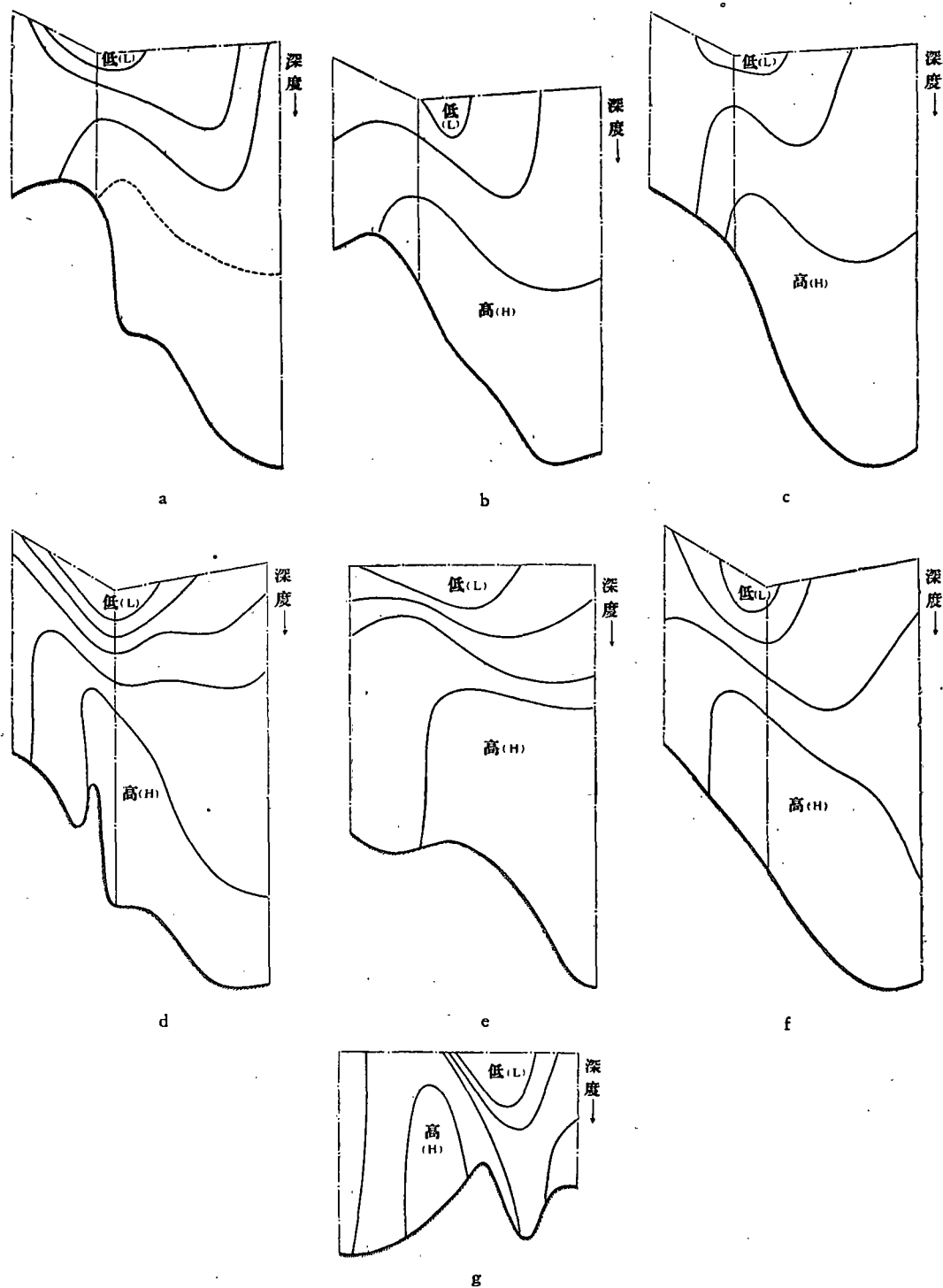


图 11 长江冲淡水远岸段横流断面的密度分布

a. 4 月; b. 5 月; c. 6 月; d. 7 月(其一); e. 7 月(其二); f. 8 月; g. 9 月。

Fig. 11. Transverse σ_t -distribution of the off-shore section of the Yangtze Diluted Water.

a. April; b. May; c. June; d. July (I); e. July (II); f. August; g. September.

致,但各断面 σ_t 分布的总形势仍极相似。由此可以想见, σ_t 面的这一形势,必然是由经常性起作用的某些因素所导致的。

如假定质量场和流场是互相适应的,并认为质量分布是海水流动的结果,而不是流动的原因^[24]。那末,即根据上述 σ_t 分布的总形势看来,流速分布的情况应大致如下:在断面的左侧(北半侧),表层流应出现气旋型涡度,而在断面的右侧(东南或南半侧),表层流则应出现反气旋型涡度^[20]。就强度而论,则是左侧强右侧弱。

至此,我们不禁要问:断面左、右两半侧的这种表层流速分布,又是什么原因导致的呢?

由于在这些横向尺度不大的断面上,海面风应力是比较均匀的,因此,表层流场的这种结构,显然不能用风应力的作用来解释。

但如果我们考虑到长江冲淡水的根源,是流速(从而,即冲量)颇大的长江径流,而其形状又象一支射流,那末,我们似可喻用 Rossby 的“层化介质射流”理论^[24]来分析这一问题。

如所周知, Rossby 在其“实验流体力学的方法在恒稳洋流动力学中的应用”这一篇著名论文中^[24],对侧向混合的作用,予以很大的重视。他通过将地转偏向力项以及与之取得平衡的[地转]压强梯度力项从运动方程中消去的办法,并在运动基本上是非辐散的假定条件下,把问题简化为一个静止坐标系上的运动问题。这样一来,他所讨论的问题,便和实验流体力学中的自由[涡流]射流(或尾流)问题完全相同。基于这一相似比拟, Rossby 进而对水体的层化效应展开了一系列的定性讨论。在这里,我们即喻用 Rossby 的这一理论,并用如图 12 所示的简化模式^[24],结合长江冲淡水远岸段的一些具体情况,进行初步的定性讨论。

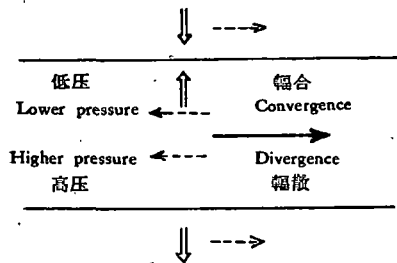


图 12 侧向混合作用对通过原为静止海水的一支海流的影响(引自 Haurwitz, 1941^[24], Fig. 65)

Fig. 12. Effect of lateral mixing on a current through a fluid at rest (after B. Haurwitz, 1941^[24], fig. 65)

12 中的虚线箭头,指出了这种情况。由此不难推知,在此流动左右两侧流速,将大于地转流速,而此流动内的流速,则小于地转流速。可是,由这种“过量”速度所派生出来的地转偏向力,并不为原来的压强梯度所平衡。因此,便会有一个横流(横贯这一流动)的分速出现。这一横流分量的方向,如图 12 中空白箭头所示。由于这一效应,在流动的左侧,将出现辐合作用,换言之,即有气旋型涡度;而在右侧,将有辐散作用,即出现反气旋型涡度。这样一来,整个水层的质量分布,便须要进行适当调整,以与这种由于水平混合作用所导致的新的流速分布相适应。

基于质量场向流速场调整的这一观点, Rossby 通过了一系列的定性分析推理, 给出了横贯这一流动及其两侧的一个断面的理论模式(图 13)。

由此可见, 在长江冲淡水远岸段的横流断面上, 质量场以及据此推定的流场的结构, 与“层化介质射流”的理论模式极为一致。

此外, 还应指出, Rossby 在他的这一工作中, 还给出如下几项值得我们注意的结论: i) 射流右侧为补偿流, 其强度向下游递减; 左侧或其附近, 则逆流发达。自逆流而外, 流速急剧减小。因此, 在射流的上游, 吸入作用主要在其右侧; 而在这里吸入的海水, 由于补偿流向下游递减, 故将逐渐越过射流而转移至左侧的逆流中去。ii) 由于逆流从射流中吸收了一定量的海水, 故这种射流在横流断面的动量输送, 不再如同均匀介质中的射流一样, 维持不变, 而是向下游递减的。iii) 由于左侧(即射流与逆流交界处)上、下水层分界面隆起呈丘形, 故可合理地假定: 在这一界面上, 将同时有法向应力和侧向应力作用。因此, 下层海水势必被捲到射流和逆流中去。这样一来, 左侧便将产生“上升流”。

对于上列各项结论, 由于本文研究区域的海流观测记录不多, 我们还无法逐一验证。但是, 在长江冲淡水最强盛的 7 月份的两个断面(图 11 d, e)上, 其中层的等 σ_t 面, 均作“ λ ”状起伏, 而上游断面(图 11d)的分界面, 比下游断面(图 11e)的为深。因此, 似可认为, 右侧的“补偿流”是向下游减弱的。其次, 以往的研究指出, 在长江冲淡水区, 终年有一支高温、高盐水舌自南向北突入, 但这一高温、高盐水的运动方向, 却大体与海底地形的走向一致。如果我们将长江冲淡水流比拟为层化介质中的射流, 则似可认为, 上述射流右侧补偿流的吸入作用, 以及横越射流而进入左侧逆流的水体输送过程, 对此高温、高盐水舌之形成, 似有一定的贡献。至于由垂直流速和垂直涡度所导致的混合问题, 我们将在第三节中给出一个粗略的估计。

(二)长江冲淡水的近岸段 冲淡水近岸段的一个最显著的特点是: 长江淡水入海后, 随即发生急剧的转向。在这里, 原来顺着长江口冲流出往东南方向的冲淡水, 其速度场的流綫开始出现有气旋型曲率, 由春至夏, 日益显著。由此不难想见, 这里的水文动力状况及混合过程, 显然要比远岸段的复杂得多。

为了定性分析在近岸段形成这一现象的可能原因, 我们取用完全的涡度方程^[8]:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(2\boldsymbol{\Omega} + \nabla \times \mathbf{V}) + (2\boldsymbol{\Omega} + \nabla \times \mathbf{V})\nabla \cdot \mathbf{V} - (2\boldsymbol{\Omega} + \nabla \times \mathbf{V}) \cdot \nabla \mathbf{V} = \\ = \frac{1}{\rho^2} \nabla \rho + \nabla p + \nabla \times \mathbf{F} \end{aligned} \quad (8)$$

式中, $\boldsymbol{\Omega}$ 是地转角速度; \mathbf{V} 是全速度; \mathbf{F} 为外力; $2\boldsymbol{\Omega}$ 即通常所称的“携带涡度”。

据(8)式, 考虑外力仅有粘滞摩擦力, 可得出其第三分量方程即涡度垂直分量方程的

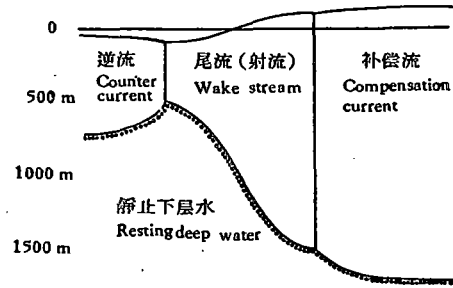


图 13 当尾流(射流)两旁的逆流和补偿流已充分发展时的一个横向理论断面(引自 Rossby, 1936^[24] Fig. 7)

Fig. 13. Theoretical cross-section through a wake stream (jet flow) with fully developed counter current and compensation current (after C. G. Rossby, 1936^[24], fig. 7)

形式为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) - \beta v - \left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) - (\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial w}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \beta \right) - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \text{rot}_z \tau + K_H \nabla^2 \zeta \quad (9)$$

式中,坐标轴 x, y, z 分别以向东、向北、向下为正; u, v, w 为速度在 x, y, z 方向上的分量, $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, 即由水平分速不均匀性所产生的相对涡度之垂直分量, 通常简称之为“相对涡度”; ρ 为密度, p 为压强; $f = 2\Omega \sin \varphi$, 即地转角速度的垂直分量, 其中 φ 为地理纬度; $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$, 近似地取为一恒量; τ 为海面风应力; K_H 为水平涡动粘滞系数, 亦近似取为一恒量。

根据方程(9)可以看出,某一固定点上的相对涡度,可以由下列各项效应而发生变化:

i) 斜压效应,即方程(9)中右方的第一项。它所导致的相对涡度的变化是:

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_s = \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) \quad (10)$$

按地转关系,上式又可写为:

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_s = -\frac{f}{\rho} \left(u_g \frac{\partial \rho}{\partial x} + v_g \frac{\partial \rho}{\partial y} \right), \quad (11)$$

式中, u_g 及 v_g 分别表示地转流速的两个分量。由此可见,由于密度的地转平流输送(或即密度的地转平流变化),将会导致相对涡度的改变。

对于长江口来说,我们可以近似地认为:

$$\begin{aligned} u_g &\cong 0, & \frac{\partial \rho}{\partial x} &> 0; \\ v_g &< 0, & \frac{\partial \rho}{\partial y} &> 0. \end{aligned}$$

因此, $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_s > 0$ 。也就是说,即使长江淡水在入海后某一瞬间没有涡度($\zeta = 0$),但其后,即因斜压效应而获得气旋型的涡度。

ii) 经向运动效应(通称 β -效应),即方程(9)中右方第二项。这一效应是:

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_v = -\beta v. \quad (12)$$

在长江淡水近岸段的范围内, $v < 0$, 故 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_v > 0$ 。由是可见,因为 β -效应的关系,长江冲淡水南下这一过程本身,也导致其流綫在近岸段出现气旋型曲率;并且,这一效应,将与长江径流量成正比(因为当径流量增加时,流速亦必增大)。

iii) 平流输送效应,由方程(9)中右方第三项给出,即:

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_a = - \left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right), \quad (13)$$

这表明涡度生成后将随水体运动而转移。如水体为正压,且无垂直运动和涡动交换,则由方程(9)直接可得:

$$\frac{D}{Dt} (\zeta + f) = 0, \quad (14)$$

此即著名的绝对涡度守恒定理。这一方程指出,对于个别的运动[着的]水体来说,其绝对涡度始终保持不变,即

$$\zeta + f = \text{const.} \quad (15)$$

因此,当这一运动水体受到某种扰动(例如,斜压效应等等),有经向分速出现时,则其相对涡度必须调整,使其绝对涡度得以维持不变。从而,其运动轨迹的曲率,将发生连续的改变。例如,在北半球一自西向东运动的水体,当受到某种扰动出现了经向分速以后,其运动轨迹将如图 14 所示,呈一波状曲线;而此轨迹上的任意一点,均须满足方程(15)。

对于长江冲淡水来说,虽然不能简单地认为是正压的,并且也不能断言没有垂直运动及涡动交换,但按绝对涡度守恒定理,亦可推知,长江冲淡水必将产生连续转向。

iv) 流速的水平散度效应。这由方程(9)右方第四项给出,即

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_{\text{div}} = -(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right). \quad (16)$$

在长江冲淡水的近岸段内,尽管流速的观测记录很少,不能直接据以作出关于水平散度的估计。但是,大体上仍可认为,在这里, $\frac{\partial u}{\partial x} < 0$, $\frac{\partial v}{\partial y} < 0$; 由此可知, $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_{\text{div}} > 0$ 。

v) 垂直运动空间分布的不均匀性所导致的相对涡度变化,由方程(9)中右方第五、六项确定,即:

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_w = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \beta\right) \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x}. \quad (17)$$

由于我们对垂直流速所知尚少,因此,这项效应是较难估计的。但在某些特定情况下,例如,当运动通过某种地形,或沿着某种形状的界面进行时,则对这项效应,也可以进行适当的估计。

对长江冲淡水近岸段来说,可以认为等深线与海岸线是近乎平行的;靠岸那一边坡降很大,离岸渐远,海底坡度方渐变平缓。因此,如果作为一个粗略的估计,设长江径流入海后,在近岸段是沿着海底流动的,于是便得: $\frac{\partial w}{\partial y} = 0$, $\frac{\partial w}{\partial x} > 0$; 并且,我们还可认为 $\frac{\partial v}{\partial z} < 0$ 。这样一来,从式(17)可得: $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_w > 0$ 。这也就是说,地形是有利于气旋型涡旋形成的。

vi) 摩擦效应,系由方程(9)右方之末两项给出,即:

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_F = -\frac{\partial}{\partial z} \text{rot}_z \tau + K_H \nabla^2 \zeta. \quad (18)$$

式中,右方第一项表示海面风应力旋度的效应。由于风应力的作用是随深度递减的,因此,在气旋性风的作用下,表层海水便将出现气旋型涡旋;反之,在反气旋性风的作用下,便将出现反气旋型的涡旋。就长江冲淡水的近岸段来说,风速一般是离岸递增的。因此,只有在冬季盛行偏北风的情况下,才不利于气旋型涡旋的形成或发展。方程(18)右方的

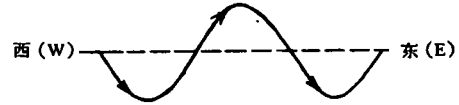


图 14 当绝对涡度守恒时北半球上一自西向东运动的水体受扰动后运动轨迹的示意图

Fig. 14. A schematic representation showing the trajectory of the motion of a water mass in the Northern Hemisphere which originally directs west to east but later perturbed, assuming that its absolute vorticity is conserved.

第二項,表示水平渦動對相對渦度變化的效應。我們在前一小節關於遠岸段的定性討論中業已指出,水平渦動(或更確切地說,側向渦動)混合,能夠導致流動的左側(即近岸段沖淡水的東側)出現氣旋型渦度。

最後,還應該指出,舟山羣島和錢塘江的入海徑流,對長江沖淡水沿岸南下亦起了一定的阻塞作用。

通過以上各項定性分析可知,除了冬季偏北風(或反氣旋型風)這一因素而外,其他各項效應,都一致有利於長江沖淡水在近岸段發生(或加強)氣旋型渦旋而急劇轉向東或東北。特別是在夏季諸月,長江徑流量大,流速亦強,上述各項效應長期累積,故長江沖淡水的轉向亦以此時最為明顯。至於各項效應的相對重要性,由於缺乏必需的流速資料,目前還難斷言。以直觀推測,似以流速的水平散度效應和地形效應為最重要,但這尤待進一步的研究。在冬季,由於長江徑流大減,而偏北風力又強(平均偏北風的速度達6—8米/秒),因此,長江沖淡水的轉向現象便不顯著,甚至完全不轉向,即:沖淡水順着河口徑流的流向;又受北風的吹送,沿岸南下。但在長江口區域,將仍有一氣旋型渦旋存在。還可順便提到,也可能即是由於長江沖淡水的轉向,乃使前述自南向北的高溫、高鹽水舌,突入長江沖淡區。

三、關於長江沖淡水遠岸段表層淡水含量和側向渦動 擴散系數的分析計算

上一節的定性分析結果表明:在長江沖淡水沿岸南下的過程中,除了偏北風(或反氣旋型風)而外,其他各項效應都一致有利於在長江口附近出現氣旋型渦旋,致使長江沖淡水的流向,急轉向東或東北。這裡的混合過程,無疑是十分複雜的。但是,當長江沖淡水轉向以後,從其質量場和流場的結構來看,則似可與平面[渦動]射流相比擬。因此,我們可以把長江沖淡水的這一段稱為“擬射流”段。上節的定性分析指出,在這一段內,側向混合具有重大的意義。

在本節里,我們將對這一“擬射流”段的表層淡水含量和側向渦動擴散系數,作一些具體的分析計算。如前所述,7月份的情況最為典型,因此,我們將取這一典型情況作為分析計算的例子。

(一)遠岸段表層淡水含量的分析 長江沖淡水在其與周圍海水混合過程中,通過渦動而交換的,不僅是動量,而且還有長江淡水本身及其所固有的各種屬性。根據現有的觀測資料來看,通過鹽度分布來分析表層長江淡水的分布,乃是最直接易行的辦法。

設長江沖淡區內任意一地點的鹽度觀測值為 S ,外海水的鹽度為 S_M ,則該點的淡水含量可按如下公式^[19]算得:

$$\Gamma = \frac{S_M}{S} - 1.$$

式中, Γ 表示淡水含量。

根據長江沖淡區7月份的鹽度觀測資料,應用公式(19),我們算得該區表層淡水含量的分布如圖15所示。

由圖15可以看出,長江淡水呈明顯的舌狀分布。在遠岸段內,淡水舌軸直指東北;而

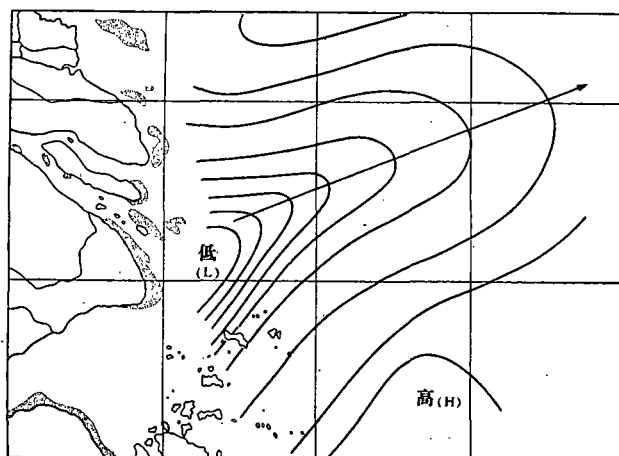


图 15 长江冲淡水区 7 月份表层淡水含量的分布

Fig. 15. Distribution of the fresh water concentration at the surface layer of the Yangtze Diluted Area in July.

舌轴两侧淡水含量的分布,则近似对称。

为了分析的方便起见,我们选定了大致与舌轴正交的 5 个平行的等距断面(记为 No. 0、II、IV、VI、VIII),相邻断面的间距,大约等于 50 千米。在每一断面上,分别在我們初步划定的舌轴左、右两侧,取 4 个等距点,相邻点的间距约为 25 千米(见图 15)。这样一来,我们即可根据图 15 得出这 5 个断面的淡水含量分布(图 16a—e)。

在图 16a—e 中,我们取上述点距(点与点的间距)为横向距离的条件单位,而横向距离则记为 ξ^* 。

由图 16 可以看出,淡水含量的横向分布,具有如下的特点,即:在舌轴上($\xi^* = 0$),淡水含量达最高值;离舌轴愈远,淡水含量越低;而在舌轴方向上,淡水含量的最高值,则由舌根(河口)向舌端(外海)递减。

值得注意的是,各断面上的淡水含量分布都很相似,而且这种分布形式,可与一般代表频率分布的曲线相比拟。因此,可以设想,淡水含量的这一分布,可近似地通过数理统计学上的某一理论分布来描述。并且,这样一来,还可便于分析计算。

首先,我们可以这样设想:这一根据[盐度]观测资料得出的淡水含量分布,能够用一个无穷级数来逼近。这一级数,一方面须和数理统计学上的某种理论分布相接近,另一方面,又留有待定系数,以使之与实际分布最优配合。据此,我们认为,最恰当的是采用 Gram-Charlier 级数^[22]。这一级数,是按照正态分布并以 Чебышев-Hermit [正交] 多项式^[19]为扰动函数来展开的。即是说,我们将取用准化(已标准化了的)正态分布

$$\varphi^{(0)}(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\xi^2/2} \quad (20)$$

为基准,并以

$$f(\xi) = \sum_{n=0}^{\infty} C_n H_n(\xi) \varphi^{(0)}(\xi) \quad (21)$$

这一形式的无穷级数来表示由[盐度]观测得出的淡水含量的横向分布 $f(\xi)$ 。式中, ξ 为

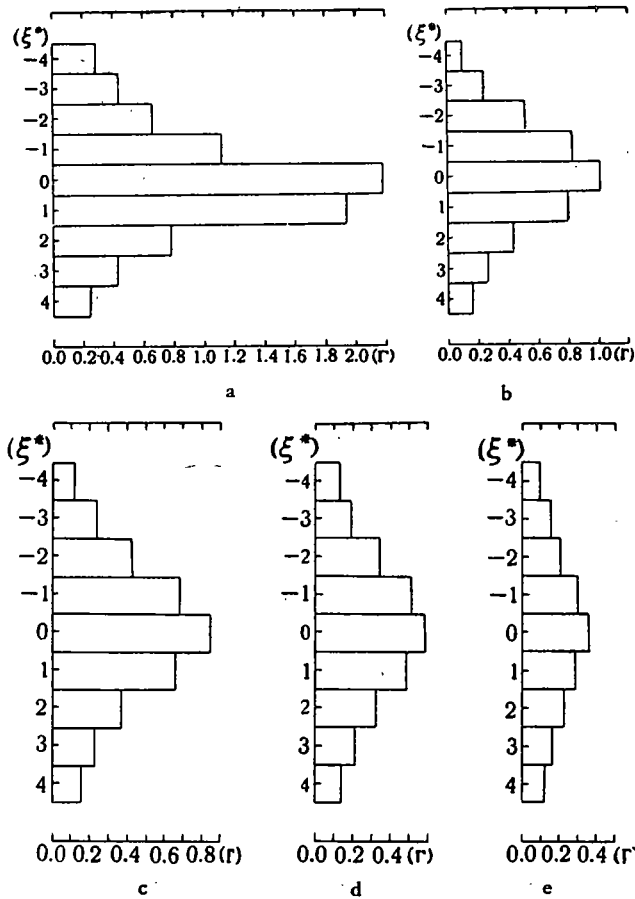


图 16 长江冲淡水远岸段 7 月份表层淡水含量的横向分布
 a. No. 0 断面; b. No. II 断面; c. No. IV 断面; d. No. VI 断面; e. No. VIII 断面。
 Fig. 16. Transverse Distribution of the fresh water concentration at the surface layer of the off-shore section of the Yangtze Diluted Water in July.
 a. Section No. 0; b. Section No. II; c. Section No. IV; d. Section No. VI; e. Section No. VIII.

已准化了的变量(距离),即:

$$\xi = (\xi^* - m_1) / \sigma \quad (22)$$

这里, m_1 表示 ξ^* 的均值, 即一阶原点距; σ 为 ξ^* 的均方差。式(21)中的 $H_n(\xi)$, 即为 Чебышев-Hermit 多项式; 它由正态分布(20)的微分给出, 即:

$$\varphi^{(n)}(\xi) = H_n(\xi) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\xi^2/2}. \quad (23)$$

C_n 为待定系数, 可以由 ξ (从而亦即 ξ^*) 之不大于 n 阶的距来表示。

但应该指出, 由于按以离散点给出的实际分布来计算高阶距, 本身误差很大, 因此, 在实用上, 一般只算至四阶距为止。换言之, 即在利用式(21)来逼近实际分布时, 通常只取前 5 项, 即:

$$f(\xi) = \sum_{n=0}^4 C_n H_n(\xi) \varphi^{(0)}(\xi). \quad (24)$$

可以证明,在上式中:

$$\begin{aligned} C_0 &= 1 \\ C_1 &= C_2 = 0 \\ C_3 &= -\mu_3/6 \\ C_4 &= (\mu_4 - 3)/24 \end{aligned}$$

故得:

$$f(\xi) = \varphi^{(0)}(\xi) \left\{ 1 - \frac{\mu_3}{6} H_3(\xi) + \frac{\mu_4 - 3}{24} H_4(\xi) + \dots \right\} \quad (25)$$

或

$$f(\xi) = \varphi^{(0)}(\xi) - \frac{\mu_3}{6} \varphi^{(3)}(\xi) + \frac{\mu_4 - 3}{24} \varphi^{(4)}(\xi) + \dots \quad (26)$$

如所周知,三阶矩和四阶矩分别描述出分布的偏态(skewness)和峰态(excess or peakness),即:

$$S_K = \mu_3/\sigma^3, \quad E_x = (\mu_4/\sigma^4) - 3$$

因为,对正态分布来说, $S_K = E_x = 0$, 故在(25)和(26)中右方的末两项,即为以正态分布逼近实际分布时需加考虑的“校正项”;这两项之大小,也就反映出实际分布与正态分布的差别。

根据前述 5 个断面的淡水含量分布(图 16a—e),我们算得它们的主要[统计]特征数字,如表 1 所示。将这些特征数字,分组代入式(25)或(26),即可获得各断面上表层淡水含量的 Gram-Charlier 级数的近似展式,可以看出,在这些展式中,与 S_K 及 E_x 有关的这两“校正项”是不大的。因此,我们可以合理地认为:淡水含量的横向分布是近乎正态的。

表 1 No. 0, II, IV, VI, VIII 5 个断面表层淡水含量分布的特征数字
Tab. 1. Characteristic numbers of the concentration of the surface fresh water for 5 sections.

断面 No. (section)	0	II	IV	VI	VIII
m_1	0.1075 ± 0.0620	0.0241 ± 0.0839	-0.0027 ± 0.0982	0.0104 ± 0.1176	0.0923 ± 0.1537
σ	1.7648 ± 0.0438	1.7910 ± 0.0593	1.8881 ± 0.0694	1.9991 ± 0.0832	2.1464 ± 0.1087
S_K	-0.207 ± 0.086	0.101 ± 0.115	0.079 ± 0.127	0.027 ± 0.144	-0.008 ± 0.175
E_x	0.020 ± 0.172	-0.219 ± 0.229	-0.369 ± 0.255	-0.551 ± 0.288	-0.757 ± 0.351

这样一来,我们便可将各断面的淡水含量分布表为:

$$\Gamma(\xi^*) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\xi^* - m_1)^2}{2\sigma^2}} \quad (27)$$

如所周知,在正态分布的情况下, m_1 所表征的是分布的中心,换言之,即冲淡水舌轴之所在。另一特征数字 σ 所表征的,则是分布的形态特征;我们可以把它看作淡水含量横向分布的一种特征尺度。

根据表 1 所列各断面的特征数字 m_1 和 σ 可以看出,淡水含量分布还有如下两个特点: i) 在长江淡水的远岸段,淡水舌轴近似一直线,且几乎与我们初步划定的舌轴相平行,平均偏距很小($\bar{m}_1 = +0.0463$ 条件单位,见图 17 中曲线 a); ii) 在舌轴方向上,淡水含

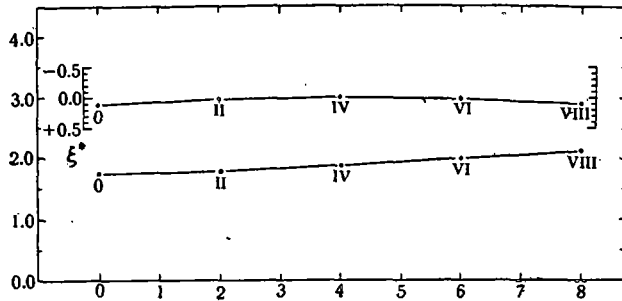


图 17 按正态分布确定的冲淡水舌轴(上)和淡水含量横向分布的特征尺度(下)
Fig. 17. The axis of the tongue of the Yangtze Diluted Water determined by normal distribution (the upper line) and the characteristic length scale of the transverse distribution of the fresh water concentration (the lower line).

量横向分布特征尺度的变化,很接近于线性递增关系(图 17 中曲线 b)。

(二)远岸段表层淡水含量分布的理论解及侧向涡动扩散系数的求定 上一小节的分析结果指出:长江冲淡水远岸段表层淡水含量的横向分布,可以用正态分布(27)来表示。但是,这种根据数理统计得到的结果,并不能阐明导致这种分布的物理机制。在这里,我们试图对此问题作一初步探讨。

为了讨论的方便起见,我们取坐标系 X_1 -轴与平均舌轴一致(即相应于原先所取坐标系中 $\xi^* = \bar{m}_1 = 0.0463$ 这一线),并以指向冲淡水的下游为正; X_2 -轴与之正交,以指向舌轴左侧方向为正;坐标原点取在 No. 0 断面与平均舌轴相交点上。

根据本文第二节的定性分析结果,我们可以合理地假定:在长江冲淡水的这一“拟射流”段的内部,流速 u_1 处处与 X_1 -轴平行,混合过程则以侧向混合为主,这样一来,淡水含量的涡动扩散方程,可以写为:

$$\frac{\partial(u_1 \Gamma)}{\partial x_1} = \frac{\partial}{\partial x_2} \left(K_2 \frac{\partial \Gamma}{\partial x_2} \right). \quad (28)$$

式中, K_2 为淡水含量的侧向涡动扩散系数。

假定 $\frac{\partial K_2}{\partial x_2} = 0$, 但 $\frac{\partial K_2}{\partial x_1} \neq 0$, $u_1 = U = \text{const.}$, 则方程(28)便简化为:

$$\frac{\partial \Gamma}{\partial x_1} = \frac{K_2}{U} \frac{\partial^2 \Gamma}{\partial x_2^2}. \quad (29)$$

上列方程的形式,与著名的一维 Fick 扩散方程十分相似,但不完全相同(因为,在方程(29)中,右方的因子 $\frac{K_2}{U}$ 并非恒量)。因此,我们不能直接取用 Fick 方程之通解。

现在,我们将求方程(29)之解,以确定淡水含量的分布。

根据前述关于淡水含量分布的统计分析结果,我们可以合理地认为:

i) 在 $x_2 = 0$ 处,淡水含量达最大值,并且,它与横向分布的某一特征尺度 L 成反比:

$$\Gamma_{\max} \propto \frac{1}{L}$$

即:

$$\Gamma_{\max} = \alpha \frac{1}{L}. \quad (30)$$

其中, α 为一比例恒量。

ii) 在冲淡水舌内, 各断面上淡水含量的分布相似, 并可由一无维曲线表出; 即:

$$\frac{\Gamma}{\Gamma_{\max}} = f(\eta), \quad \eta = x_2/L \quad (31)$$

这里, η 是无维的横向距离。按式(30), 上式又可写为:

$$\Gamma = \frac{\alpha}{L} f(\eta); \quad (32)$$

iii) 在离舌轴两侧足够远处, 淡水含量趋于 0, 即:

$$\text{当 } |\eta| \rightarrow \infty \text{ 时, } f(\eta) = 0. \quad (33)$$

这样一来, 首先由(32)可得:

$$\frac{\partial \Gamma}{\partial x_1} = -\frac{\alpha}{L^2} \frac{dL}{dx_1} [f(\eta) + \eta f'(\eta)], \quad (34)$$

$$\frac{\partial^2 \Gamma}{\partial x_2^2} = -\frac{\alpha}{L^3} f''(\eta). \quad (35)$$

将(34)及(35)代入方程(29), 便得:

$$-L \frac{dL}{dx_1} [f(\eta) + \eta f'(\eta)] = \frac{K_2}{U} f''(\eta). \quad (36)$$

在这一方程中, 如果

$$\frac{K_2}{U} = L \frac{dL}{dx_1} \quad (37)$$

这一关系成立, 则得:

$$f''(\eta) + \eta f'(\eta) + f(\eta) = 0. \quad (38)$$

显而易见, 方程(38)的积分, 将具有如下形式:

$$f(\eta) = C_1 e^{-\eta^2/2} + C_2, \quad (39)$$

其中, C_1 及 C_2 为积分常数。

由(30)及(32)可知:

$$\text{当 } \eta = 0 \text{ 时, } f(\eta) = 1; \quad (40)$$

考虑到式(33)所指出的边界条件, 则可由(39)确定:

$$C_1 = 1, \quad C_2 = 0. \quad (41)$$

由此, 遂得:

$$f(\eta) = e^{-\eta^2/2}, \quad (42)$$

或即:

$$\Gamma = \frac{\alpha}{L} e^{-x_2^2/2L^2}. \quad (43)$$

由此可见, 淡水含量的横向分布是正态的。比较式(43)和(27)可得:

$$x_2 = -(\xi^* - \bar{m}_1), \quad (44)$$

$$\alpha = \frac{1}{\sqrt{2\pi}}, \quad (45)$$

$$L = \sigma. \quad (46)$$

前面已曾指出, σ 系沿舌轴方向线性递增的, 而且我们所讨论的断面间距是相等的 (等于两个条件单位), 故可方便地采用 Чебышев 等距点正交多项式平方逼近法^[18], 确定出 σ

(亦即 L) 与 x_1 具有如下关系:

$$\sigma(x_1) = L(x_1) = 1.7236 + 0.04857x_1. \quad (47)$$

这样一来, 我們即可根据式 (43) — (45) 和 (47) 計算远岸段內任一地点的表层淡水含量。图 18 指出了我們对 No. 0、II、IV、VI、VIII 这 5 个断面的計算結果。

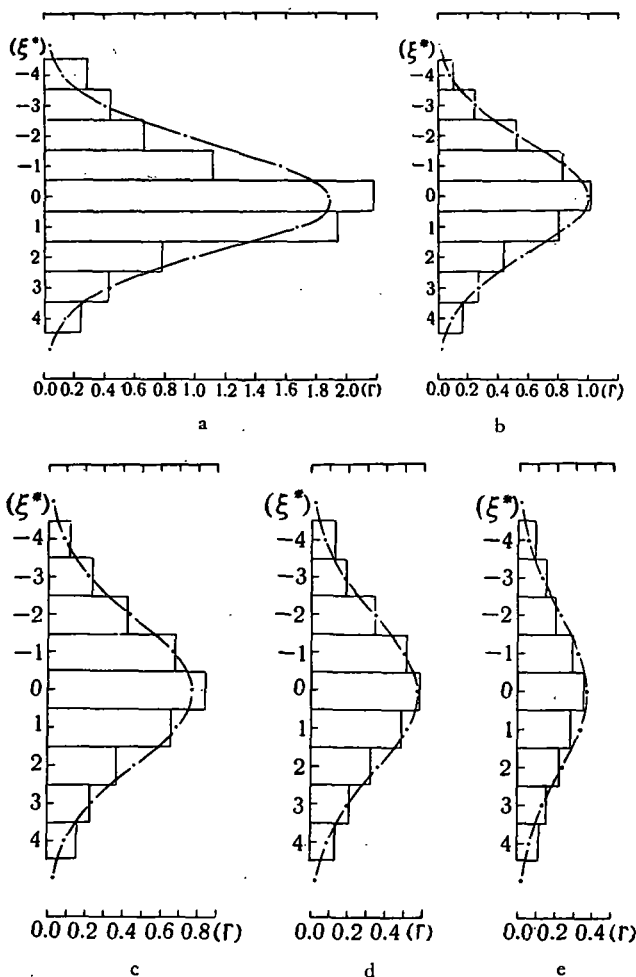


图 18 淡水含量的理論分布与观測結果的比較

a. No. 0 断面; b. No. II 断面; c. No. IV 断面; d. No. VI 断面; e. No. VIII 断面。
Fig. 18. Comparison of the theoretical distribution of the fresh water concentration with the observed results.

a. Section No. 0; b. Section No. II; c. Section No. IV; d. Section No. VI;
e. Section No. VIII.

由图 18 可見, 这一理論分布和观測結果相符的程度, 是令人滿意的。因为本文的理論分布是根据纵向平流与側向混合(扩散)取得平衡这一假定得到的, 因此, 我們可以有信心地认为: 这两項物理过程乃是导致淡水分布的主要原因(严格說来, 只限于远岸段)。

上述結果还表明: 我們在求解方程(36)时所設的假定:

$$\frac{K_2}{U} = L \frac{dL}{dx_1}, \quad (37)$$

是适当的。而这一关系式,也就提供了一项计算侧向涡动扩散系数的方法。

对长江冲淡水的远岸段来说,从式(37)及(49)可得:

$$\frac{K_2}{U} = 0.0837 + 0.0024X_1 \quad (48)$$

因为 $U = \text{const.}$, 故 K_2 是沿舌轴方向线性递增的。如果我们把 K_2 一般地看作是涡动交换系数,则这一结果也可以和平面涡动射流相比拟^[17]。

由于在我们的讨论中,间距的单位取为 25 千米,因此,由(48)所给出的 $\frac{K_2}{U}$ 值,如用 c.g.s. 单位来表示,应乘以一常数因子 (25 千米 = 25×10^5 厘米)。表 2 指出了我们计算得到的 No. 0、II、IV、VI、VIII 这 5 个断面上的 $\frac{K_2}{U}$ 值。

如取 $U = 20$ 厘米/秒 (这和本区的表层流速大致相当),则得:

$$K_2 = 4-5 \times 10^6 \text{ 厘米}^2/\text{秒}。$$

这一结果,和管秉贤等在北黄海区域^[4] 以及杨天鸿在渤海中央区^[5] 所得到的结果颇相一致。

(三)关于垂直混合过程的一个粗略估计 上一小节的分析结果表明:取用纵向平流与侧向混合取得平衡这一简化模式,我们可以获得与观测资料十分一致

的结果,并且还求得了合理的侧向涡动扩散系数值。在这一简化模式中,我们完全忽略了垂直混合和垂直对流这两项效应不计。这样做,当然是为了使涡动扩散方程有求解的可能。但我们认为,作为第一阶近似,这样做也不是完全没有理由的。因为,除了我们在第二节定性分析中所得的结果外,在夏季的表层长江冲淡水中: i) 或者这两项垂直过程的量级都比水平过程为小,确实可以忽略不计; ii) 也有可能,这两项垂直过程的量级,并不比水平过程的小,但它们本身之间,却取得了近似平衡。

如果上述两项假定之一是正确的(或近似正确的),则我们的简化模式仍然有效。

最近,杨天鸿在分析渤海中央区表层水的温度分布时指出^[5]: 表层水的温度分布,主要是由水平过程所导致的,而垂直过程的效应不大。本文研究的海区,水文情况和杨天鸿研究的区域^[5] 有很多相同之处;因此,杨天鸿的结论似乎支持了我们的第一种想法(i)。但这并不排斥第二种可能性(ii)的存在。现在,我们将对垂直流动和垂直混合的效应问题,作一粗略的估计。

根据观测资料得知,在各种水文要素中,水温的水平分布较为均匀,而垂直梯度又相当显著,且有 24 小时的一组连续观测记录,可以作为分析计算之用。因此,如果在前述假定(ii)之下进行讨论,则以取用水温的垂直分布资料,最为适宜。

循用 Wyrтки 的方法^[20],对于水温的垂直分布,可写出如下方程:

$$\frac{\partial(\omega T)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (49)$$

式中, ω 为垂流速度; T 为水温; A 为垂直混合系数(或更确切地说,即垂直涡动热传导系数); z 自海面起算,向下为正。

表 2 No. 0、II、IV、VI、VIII 断面上 $\frac{K_2}{U}$ 的计算结果

Tab. 2. Results of the calculation of K_2/U for 5 sections

断面 No. (Sections)	$\frac{K_2}{U}$ (10^6cm)
0	2.09
II	2.21
IV	2.33
VI	2.45
VIII	2.57

仍按 Wyrki 关于垂直流速为一恒量的假定, 則可以由方程(49)导出一个估計 $\frac{w}{A}$ 值的简单关系式, 即:

$$\frac{w}{A} = \frac{\partial}{\partial z} \ln(T - T_D) \quad (50)$$

式中, T_D 为深层冷水的温度。在一般情况下, 水温是向下递减的, 而 A 值又恒为正, 故由(50)可以明显地看出, 垂直流速应为负值(即有上升流存在)。这一结果表明: 在层化水体中, 垂直过程本身, 有可能是向下的涡动热传导与向上的“冷”对流取得平衡的。

现取用远岸段内某一测站上一组日平均水温, 利用式(50)算得 $\frac{w}{A}$ 之值如下:

表 3 按关系式(50)计算得到的某一测站之 $\frac{w}{A}$ 值
(附各层的稳定度 E)

Tab. 3. Values of $\frac{w}{A}$ for a station
determined by the formula (50)

深度 (Depth)	$T - T_D$	$\frac{w}{A}$ (10^{-9})	$E \times 10^3$
0	7.84		
5	3.38	-1.68	2.04
10	2.19	-0.87	0.44
15	1.28	-1.07	0.33
20	0.64	-1.39	0.41
25	0.03	-6.12	0.20
35	0.00		0.00

由表 3 可以看出, 按(50)算得的 $\frac{w}{A}$ 值, 随深度的变化是十分显著的, 特别是在近底层, 其绝对值的变化, 更加剧烈。对于 $\frac{w}{A}$ 这一比值随深度的变化, Wyrki 认为: 比较可能的情况是, w 是

大致不变的; 否则, 在 $\frac{w}{A}$ 变化剧烈水层的上、下, 将有强烈的水平流速散度出现, 而这是不大可能的。从而, 他得出结论: $\frac{w}{A}$ 值随深度的变化, 将是由 A 值的变化而导致的。但就我们所讨论的这一情况(表 3)而论, 如 w 之值不变(或大体不变), 则与之相应的 A 值随深度的变化, 从水层稳定度的垂直分布看来是难以解释的。

我们认为, Wyrki 关于垂直流速大致不变的假定, 是值得商讨的。因为, 在某一水层的上、下, 出现较强烈的水平流速散度, 至少对于浅海区域(特别是对于大河入海的冲淡水区)来说, 是完全有可能的(见本文第二节的定性讨论); 同时, Robinson 和 Stommel 还指出过, 垂直流速以跃层所在之处为最大^[23]。如果垂直流速确实以跃层所在之处为最大, 则表 3 中的 $\frac{w}{A}$ 值与 E 值仍有取得相互适应的可能。这也就是说, 我们的第二种设想(ii)也有成立的可能。前面已经指出: 如果两种设想之一是准确的(或近似准确的), 则本文关于长江冲淡水远岸段淡水含量分布的解释, 以及据此求定的侧向涡动扩散系数应是合理的(至少作为第一阶近似)。但是, 关于垂直过程的上述(i)、(ii)两种设想, 何者更为合理这一问题, 尚有待进一步的探讨。

根据表 3 的数据(这里不考虑近底层的不合理值), 如取 w 的量级为 10^{-3} 厘米/秒, 则得 A 的量级为 1。这和管秉贤^[3,4]及杨天鸿^[5]等所求得的结果相符。

参 考 文 献

- [1] 毛汉礼、赫崇本, 1959. 十年来海洋水文调查与研究的进展。内部刊物 5: 8—15。
[2] 朱元鼎, 1958. 黄海和东海海洋状况和经济生物区系的综合报告。太平洋西部渔业研究委员会第三次会议论文集。

- [3] 管秉贤, 1962. 有关我国近海海流研究的若干问题. 海洋与湖沼 4 (3—4): 121—141.
- [4] 管秉贤, 1962. 黄海冷水团水文变化及环流特征的初步分析 (暂定名, 未刊稿).
- [5] 杨天鹤, 1962. 关于渤海中央区垂直流速计算和涡动热传导系数确定的初步探讨 (未刊稿).
- [6] 赫崇本、任允武, 1959. 浅海水文调查的一些问题. 海洋与湖沼 2(1): 1—10.
- [7] 赫崇本等, 1959. 黄海冷水团的形成及其性质的初步探讨. 海洋与湖沼 2(1): 11—15.
- [8] 谢义炳等, 1959. 天气学基础. 高等教育出版社, 151—152 页.
- [9] 自然地理资料 (李汝桑编). 商务印书馆, 1959, 56—62 页.
- [10] 亚欧历史天气图, 中央气象局气象科学研究所.
- [11] 辻田时美, 1958. 东中国海及对马海峡的渔业海洋学, 1. 渔场的水理学结构及其生态学特征. 西海区水产研究所研究报告 No. 13. (中国科学院上海水产研究所, 国外科技资料室译本, 国外水产资料之十一, 第 1—16 页).
- [12] 宇田道隆, 1950. 东中国海的水温变化 (其一), 东中国海及黄海的海况, 第 2 报 1—10 页.
- [13] 宇田道隆, 1960. 海洋渔场学. 恒星社厚生阁版, 347 页 (287—293).
- [14] 安井善一, 1932. 长崎—上海间水温盐分の年变化に就いて. 海洋时报 4(1): 241—248.
- [15] 松平康南、井上静江, 1939. 扬子江冲合の浮游泥并ひに海况に就いて. 海洋时报 11(4): 705—710.
- [16] Боршанский Л. С., 1957. Распределение солености в предустьевом пространстве моря. *Тр. ГОИН*, 42: 128—141.
- [17] Лойцянский Л. Г., 1950. Механика жидкости и газа. Гостехиздат, 液体与气体力学, 林福藻、张炳焯译, 高等教育出版社, 1959, 728 页 (下册, 704—716).
- [18] Микеладзе Ш. Е., 1953. Численные методы математического анализа, Гостехиздат. 数学分析的数值方法, 童勤谟、方侃译, 科学出版社, 1957, 638 页 (191—200).
- [19] Таблицы нормального интеграла вероятностей, нормальной плотности и ее нормированных производных (Утверждено к печати Математическим Институтом АН СССР). *Изд-во АН СССР*, М., 1960. 136с.
- [20] Defant A., 1961. *Physical Oceanography*. Vol. II. Oxford, Pergamon Press. 729 pp. (458—469).
- [21] Haurwitz, B., 1941. *Dynamic Meteorology*. N. Y. and London, McGraw-Hill, Inc., 365 pp. (235—237).
- [22] Milne, W. E., 1954. *Numerical Calculus*. Princeton University Press. 数值计算, 徐钟济、安其春译, 科学出版社, 1959, 318 页 (240—252, 205—212).
- [23] Robinson, A. and H. Stommel, 1959. The Oceanic Thermocline and the Associated Thermohaline Circulation. *Tellus*, 11(3): 295—308.
- [24] Rossby, C. G., 1936. Dynamics of Steady Currents in the Light of Experimental Fluid Mechanics. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology, Mass. Inst. Tech. and Woods Hole Oceanogr. Inst.* 5(1):43.
- [25] Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming, 1946. *The Oceans*. N. Y. Prentice-Hall, Inc. 1060 pp. (494).
- [26] Wyrtki, K., 1961. The Circulation in Relation to the General Circulation in the Ocean. *Deep-Sea Res.* 8(1): 39—64.
- [27] Yoshida, K. and Han-Lee, Mao, 1957. A Theory of Upwelling of Large Horizontal. Extent. *J. Marine Res.*, 16(1): 40—54.

A PRELIMINARY STUDY OF THE YANGTZE DILUTED WATER AND ITS MIXING PROCESSES

MAO HAN-LEE KAN TZE-CHUN LAN SHU-FANG

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

(ABSTRACT)

In this paper, the distributions and variations of the Yangtze Diluted Water and its mixing processes have been studied on the basis of the hydrographic data of the area

off the mouth of the Yangtze river. The study is divided into three parts.

In the first section, relationships between the distribution and variation of the Yangtze Diluted Water and the monthly flow of the Yangtze, the monthly air current, etc., have been studied statistically. Results of correlation analysis show: (1) that the isoline of $S=32\text{‰}$ may be reasonably taken as the boundary of the area of the Yangtze Diluted Water (i.e. the Yangtze Diluted Area) and that the isoline of $S=26\text{‰}$ may be rightly considered as the boundary of the core zone of the Yangtze Diluted Area, (2) that the variation of the monthly flow of the Yangtze is undoubtedly the predominant factor which influences the changes of the size of this core zone and also the direction of its movement, the effect of the mean air current (or wind) which was presumably considered as the most essential factor, is actually less important.

In the second part of this article, the directions of movement of the Yangtze Diluted Water during the months from April to September, 1959 have been studied in a rather detailed manner, and the mixing processes of this Diluted Water with its neighboring water masses have been investigated. Results of the analysis show that the Yangtze Diluted Water may be subdivided into two parts, i.e. the near-shore section and the off-shore section. In the latter section, the Diluted Water moves to the east or to the northeast, the distribution of surface salinity is in a quite regular manner. Results of qualitative analysis of σ_t -sections of this area show that the nature of off-shore section of this Diluted Water is quite analogous to that of the jet flow in a stratified medium, if we assume that the velocity field is in complete adjustment with the mass field. It may, therefore, be tentatively concluded that lateral mixing process must be important here. The hydrographic regime of the near-shore section of the Yangtze Diluted Water is rather complex. It is, however, important to note that here the Yangtze Diluted Water suddenly changes its direction from southeast to the east or to the northeast; that means, on the streamline of the movement of this Diluted Water, a pronounced cyclonic curvature appears here. Qualitative analysis of the terms of vorticity equation show that all factors, probably with the only exception of the anticyclonic wind stress, favor the existence of such a cyclonic curvature.

In the third part of this article, the distribution of the fresh water concentration of the off-shore section of the Yangtze Diluted Water of July, 1959, have been analyzed in detail. Results show that the transverse distribution of the fresh water concentration in this area is very similar to the normal distribution. Therefore, it suggests that the law which governs such a distribution may be easily obtained by showing the simplified equation of eddy diffusion in a steady state, if a certain quite general assumptions are made. Calculations show that the lateral coefficient of eddy diffusion is $4-5 \times 10^6$ cgs unit in the off-shore section. This result agrees satisfactorily with those obtained very recently by other investigators of this institute, using entirely different methods, however.

At the end of this article, the order of magnitude of the vertical velocity and the vertical coefficient of eddy diffusion of the same area have been roughly estimated.