

有关我国近海海流研究的若干問題* **

管秉賢

(中国科学院海洋研究所)

我国近海(指黄、东海部分,下同),是一个水深約在100米以内,海岸曲折,外有洋流入侵,内多入海径流,而且季节风盛行的浅海。同时,水文分布情况,具有明显的季节变化,最显著的特点是:在降温期内,海水几呈垂直均匀状态;而在增温期间,則出現明显的层化现象。

研究在这种真实条件下的复杂的海流情况,显然是十分困难的。現有的海流理論,尙未能比較全面而合理地考慮到上述的种种条件。因此;一般仍只得引用海流动力学上的两大經典理論来进行初步的分析。即:(1)应用 Bjerknes 的环流理論(1898)以及 Sandström 和 Helland-Hansen 的动力計算方法(1903)来分析和計算由海水质量場所确定的海流;(2)应用 Ekman 的风海流理論(1905)来討論受风影响最显著的表层流。

根据我們初步分析的結果看来,这两項經典理論及其实用方法,在浅海应用中,仍然具有重要的实践意义。这样分析得到的結果,可以初步闡明我国近海海流的一些基本結構和特征。但由于这两項經典理論本身所存在的局限性,它們在进一步分析浅海海流时所遇到的困难,也远比应用于深海大洋时为多。本文即以我們在实际工作中所遇到的某些問題为綫索,引用手头所有的历史資料,对我国近海海流的某些特点(例如某几种特殊成分等等)提出一些初步的看法,以供进一步研究时参考,而并非企图討論这些經典理論及其实用方法的本身,更不企图提出新的假說或理論。

在討論中,海流种类將暫按其是否由局部性风力所引起而分为风海流和非风海流两大类。在非风海流中,如流速流向可根据海水质量分布用动力計算方法求得者,則称为“密度流”。

一、射形流及其运动学分析

在分析我国近海海流时,特别是当我們比較动力高度与实际海流的分布时,首先产生了这样一个問題:非风海流是否全部都是密度流?換言之,非风海流中,除了密度流以外,是否还有其他的成分存在?

分析指出,非风海流中的大部分是密度流。例如:我国沿岸一带,冬季时自北南下并具低盐特征的沿岸流^[1,9],以及夏季时围绕北黄海冷水团作反时針方向流动的环流等^[2],显然都是密度流。冬季,我国沿岸一带盐差显著^[1],海水密度分布主要决定于盐度;因此,在

* 本文是在毛汉礼先生的热心指导与帮助下完成的,毛先生并对原稿作了全面而又細致的修改,謹此致以衷心的謝意!作者在前几年的工作期間,得到了陈上及同志的許多启发与帮助;本文初稿曾于1962年3月間在我所海洋物理研究室的学术报告会上提出討論,得到与会同志們的許多宝贵意見,均此深表謝意。

** 中国科学院海洋研究所調查研究报告第201号。

沿岸流中,密度随离岸距离而增大,故等压面自岸向海下倾,轻水位于流向的右侧(北半球,下同)。夏季,冷水团区域温差显著^[4],海水密度分布主要决定于温度;在冷水团环流中,密度随离冷水团中心的距离而减小,故等压面自冷中心向四周上倾,轻水也位于流向的右侧。这些海流都具密度流性质,可借动力计算方法来求得其近似的流速流向。

但我们又发现非风海流中的另一部分,却不能应用动力计算方法来分析:在某些情况下,根据动力计算得出的流动,与实际情况很不相符;在另一些情况下,实测到的海流相当大,但应用动力计算,则根本得不出流动。本节拟先来探讨前一种情况。

图1是宇田所作的我国近海冬季的表层水温、密度(σ_t^{15})和海流分布图^[9]。图中的水温和密度分布系根据1918—1930年间十年以上的平均值绘成,海流图系根据同期的水温等偏差曲线等资料分析而得。图上在济州岛附近,有一个明显的高温高密(即高盐)水舌,伸向南黄海北上,而海流正是沿这水舌的轴线方向流动的,这就是对马暖流伸入我国南海海的支脉,亦即黄海暖流^[11]。

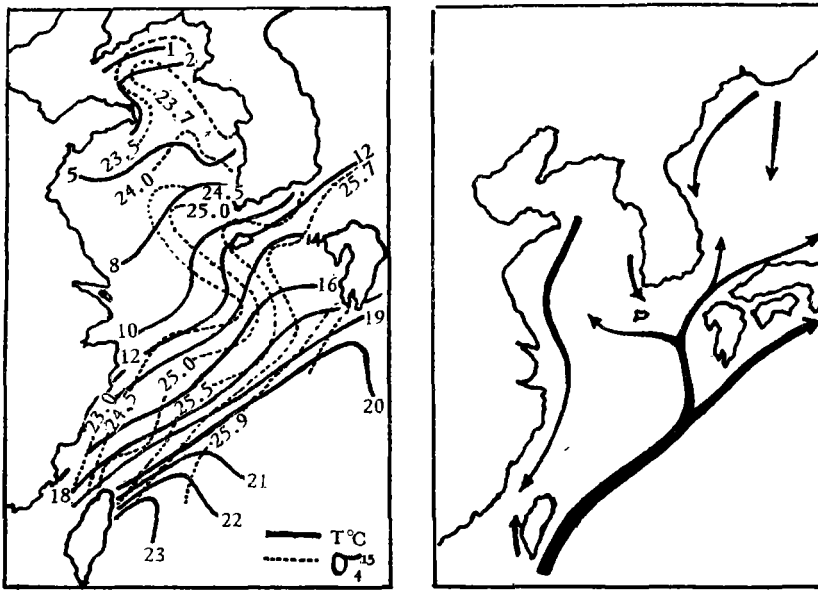


图1 冬季(3月)的表面水温、密度(σ_t^{15})及海流分布
[根据宇田(1931)原图复制]

Fig. 1. Distributions of surface temperature, density σ_t^{15} and current of the China Sea in winter (March) (according to Uda, 1931).

冬季,黄、东海正处在强劲的偏北风作用下,足见这支自南北上的海流,显然不是局部性的风力直接引起的。此时这一海区内,海水几呈垂直均匀状态(见图2),故等密线与动力高度线(流线)的趋势基本上是一致的。如这一支脉以密度流为其主要成分,则海流将大致沿高盐水舌的等高线流动(在这里沿反时针方向,见图3);而实际上,海流却沿舌轴方向流动。在高盐水舌的右侧(顺流方向),密度流流向和实际流向还较接近;在舌尖处,两者成正交;在左侧,则两者正相反。因此,这支海流显然不是密度流^[6]。

Parr 在讨论动力计算方法的有效性^[14]时,从 Jacobsen 所作的北大西洋动力高度图与

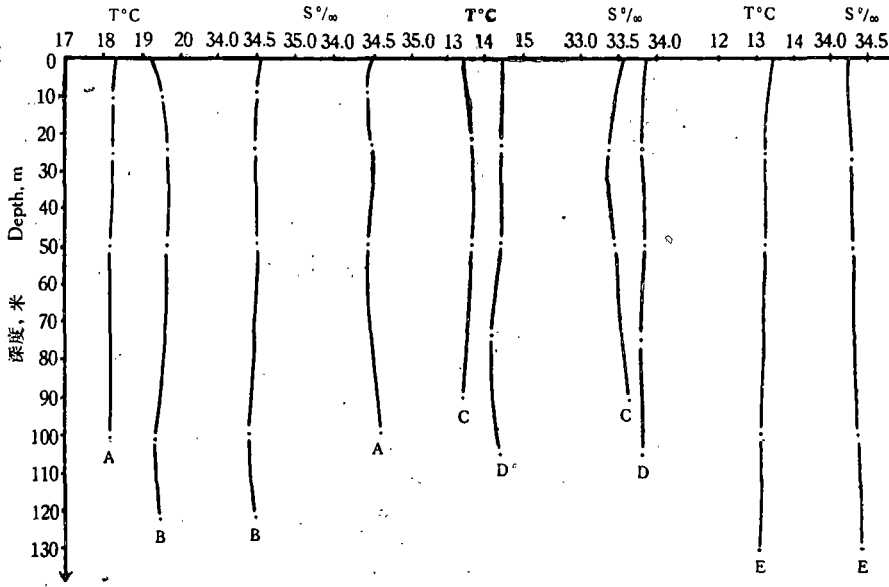


图2 黄、东海几个测站冬季的温、盐度垂直分布

Fig. 2. Vertical distributions of temperature and salinity of some stations in the Yellow Sea and the East China Sea.

- | | |
|----------------|--------------------------------------|
| 东海: | A, 27°21'N, 124°11'E (1934, I, 15) |
| East China Sea | B, 28°33'N, 126°21'E (1934, I, 14) |
| 黄海: | C, 33°33'N, 125°18'E (1932, I, 27) |
| Yellow Sea | D, 33°46'N, 126°07'E (1932, I, 26) |
| | E, 33°23'N, 128°23'E (1936, III, 16) |

Meyer 根据实际資料所作的表层海流图的对比中,早就发现了这种海流的存在,并称之为“射流”(Jet stream)。Parr 还认为:这种射流在世界大洋的环流中占有重要的地位,且有其一定的普遍性。但因“射流”这一名称,现已用于专指 Rossby 所定义的射流(或尾流, wake stream)^[15],所以,本文作者认为,在这种海流的动力结构尚未闡明以前,为了与

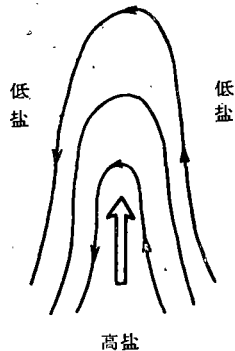


图3 高盐水舌及流向示意图

Fig. 3. Schematic representation of saline tongue and current direction.

- 密度流流向, direction of density current
- ⇨ 射形流流向, direction of jet-like current

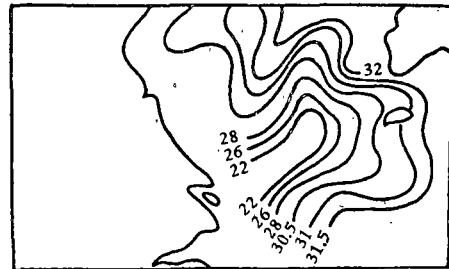


图4 长江口附近8月的表面盐度分布

[根据赫崇本等(1959)原图复制]

Fig. 4. Distribution of surface salinity near the mouth of Yangtze River in August. (according to Ho Chung-pen, et al, 1959).

Rossby 所指的射流有所区别,暂时把这种海流称为“射形流”(Jet-like current)^[6],较为适宜。

夏季河口(如长江口)附近,在径流形成的低盐水舌^[4]中,也出现类似的情形(见图 4)。河口附近的海流当沿低盐水舌轴线方向流动^[6]。由于动力高度线的趋势(在这里沿顺时针方向,见图 5)几乎与等盐线(或等密线)的趋向一致,因此,在低盐水舌的左侧(顺流方向),密度流流向与实际流向还较接近;在舌尖处,两者成正交;在右侧,则两者正相反。显然,这种淡水流亦非密度流,而与上述黄海暖流相似,同具射形流性质。

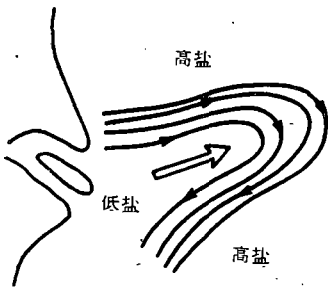


图 5 低盐水舌及流向示意图(图例说明见图 3)

Fig. 5. Schematic representation of fresh tongue and current direction. (explanation see fig. 3.)

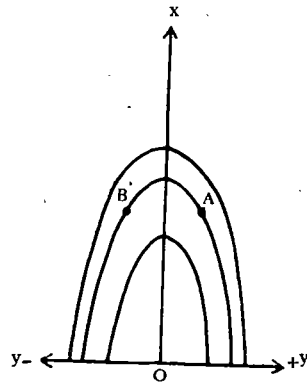


图 6 水舌及坐标

Fig. 6. Tongue and coordinates.

由是可知,冬季自外海(高盐)伸向近海(低盐)的黄海暖流,以及夏季自河口(低盐)流向海洋(高盐)的长江淡水,从其性质来说,它们都不是密度流,而是另一种类型的非风海流。所以,非风海流并非都是密度流,也可能是射形流或其他。

射形流既非密度流,当然不能借动力计算方法确定其流速流向。现拟利用海水要素(以盐度为例)的涡动扩散方程,从运动学的观点来近似地分析射形流的流速流向。

令 x 轴沿水舌轴线方向,以指向舌尖为正,正 y 轴指向舌轴的右侧, z 轴垂直向下为正,并假定水舌对其轴线成对称形(见图 6)。当水平和垂直涡动扩散系数 K_h, K_v 均为常数,且处于稳定状态时,盐度 S 的涡动扩散方程为:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_h \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}, \quad (1)$$

式中的 u, v 及 w 为平均流速 V 沿 x, y 及 z 轴的分量。在冬季,当海水呈垂直均匀状态时;或者,夏季在河口低盐水舌的上均匀层范围内,

$$\frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = 0,$$

故(1)式简化为:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} = K_h \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) \quad (2)$$

上式也可以写成向量形式：

$$(\mathbf{i}u + \mathbf{j}v) \cdot \left(\mathbf{i} \frac{\partial S}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial S}{\partial y} \right) = \mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = K_h \Delta_H S, \quad (2')$$

式中的下标 H 表水平分量， ∇ 及 Δ 分别表等盐綫的梯度和 Laplace 算符。

众所周知，当两种浓度不同的海水发生混合时，等盐綫的梯度在鋒面处达到最大，逐渐向两水系的中心递减。因此，某一水舌內的等盐綫，将自舌心向舌緣加密，达到水舌边緣后，等盐綫逐渐向外稀疏，这标志着已过渡到另一水系了。

根据这一現象，在自外海伸入近海的高盐水舌中，

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial x} < 0; \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_+ < 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_- > 0; \\ \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} < 0, \quad \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} < 0 \end{aligned}$$

故

$$\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = K_h \Delta_H S < 0 \quad (3)$$

在自河口流向海洋的低盐水舌中，

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial x} > 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_+ > 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_- < 0; \\ \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} > 0, \quad \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} > 0 \end{aligned}$$

故

$$\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = K_h \Delta_H S > 0 \quad (4)$$

上式中 $\left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)$ 之下标“+”或“-”，分别表示沿正 y 軸或負 y 軸方向上盐度对 y 的偏微商。

在水舌軸綫上，即当 $\frac{\partial S}{\partial y} = 0$ 时，因 $\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}$ 及 $\frac{\partial^2 S}{\partial y^2}$ 的量值，在高盐水舌的情况中，仍为負，而在低盐水舌的情况中，仍为正；故此时关系式(3)及(4)仍然成立。

由式(3)及(4)可知， $\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S \neq 0$ ，即是說，不論在高盐水舌或低盐水舌中，由于水平混合效应，故流綫与等盐綫均不一致。又因

$$\mathbf{V}_H \cdot \nabla_H S = |\mathbf{V}_H| \cdot |\nabla_H S| \cos(\mathbf{V}_H, \nabla_H S),$$

故在高盐水舌中，由式(3)可知，

$$\cos(\mathbf{V}_H, \nabla_H S) < 0,$$

即流綫与等盐綫梯度的交角 α ，在 $90^\circ - 270^\circ$ 之間。在低盐水舌中，由式(4)可知，

$$\cos(\mathbf{V}_H, \nabla_H S) > 0,$$

即两者的交角 α ，在 $-90^\circ - 90^\circ$ 之間。由是可知，不論是高盐水舌或低盐水舌，流綫和等盐綫的交角均在 $0 - 180^\circ$ 之間。

設有对称于舌軸的两点 $A(y > 0)$ 、 $B(y < 0)$ 。在高盐水舌中：

$$\left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_A = \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_B < 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_A = - \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_B < 0, \quad (\Delta S)_A = (\Delta S)_B < 0; \quad (5)$$

在低盐水舌中:

$$\left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_A = \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_B > 0, \quad \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_A = -\left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_B > 0, \quad (\Delta S)_A = (\Delta S)_B > 0 \quad (6)$$

由式(5)或(6)得:

$$\left(u \frac{\partial S}{\partial x}\right)_A + \left(v \frac{\partial S}{\partial y}\right)_A = \left(u \frac{\partial S}{\partial x}\right)_B + \left(v \frac{\partial S}{\partial y}\right)_B, \quad (7)$$

亦即:

$$(u_A - u_B) \left(\frac{\partial S}{\partial x}\right)_A + (v_A + v_B) \left(\frac{\partial S}{\partial y}\right)_A = 0 \quad (8)$$

海水流动时,水舌两侧的流速必须满足关系式(8)及式(3)或(4)。

显而易见,水舌两侧的流速分量具有下列关系

$$u_A = u_B > 0, \quad v_A = -v_B \geq 0 \quad (9)$$

的流动,是满足上述条件的最简单形式¹⁾。

同时,水舌轴线上的流速分量应为:

$$u_0 > 0, \quad v_0 = 0 \quad (10)$$

下列示意图(图7)指出了根据式(9)及(10)所作的射形流流綫。由图可知,不論在高盐水舌或低盐水舌中,流綫均与舌轴成对称形,平行于舌轴或自舌轴向两侧发散,平均流向则沿舌轴指向舌尖。

应该指出,作为一个抽象的示例,Parr 曾经描出了类似的图案^[4],但是,他没有进行进一步的分析,亦即没有加以证明。

下面我们再来讨论射形流的流速。为了分析上的方便起见,我们只讨论 $v = 0$ 时,即平均海流沿舌轴方向这一最简单的情况。此时,式(2)变成:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} = K_h \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) \quad (11)$$

在上式中, $K_h \frac{\partial^2 S}{\partial x^2}$ 项表纵向混合效应, $K_h \frac{\partial^2 S}{\partial y^2}$ 项表侧向混合效应。首先来考虑当

这两种混合效应为同阶时的情形,便得:

$$u = K_h \left(\frac{\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}}{\frac{\partial S}{\partial x}} + \frac{\frac{\partial^2 S}{\partial y^2}}{\frac{\partial S}{\partial x}} \right) = u_1 + u_2 \quad (12)$$

式中的 u_1 与纵向混合效应相当, u_2 与侧向混合效应相当。在图8中, $\delta x = P_+ P P_- = \delta_{+x} + \delta_{-x}$, $\delta y = Q_+ P Q_-$ 。如所有微商均取于 P 点,则根据 Proudman^[7] 的简化办法, u_1 可简化

1) 当然,还有其他形式的流动,也能满足式(8),但它们不一定同时又能无条件地满足式(3)或(4);或者导致水舌两侧速率不等且较复杂的結果。关于这种比较繁复的情况,本文不拟加以探讨。另一方面,如流动沿着水舌等高綫,即在高盐水舌中, $u_A = -u_B > 0$, $v_A = v_B < 0$;或在低盐水舌中, $u_A = -u_B < 0$, $v_A = v_B > 0$,则由式(8)可以得出 $(\Delta S)_A = (\Delta S)_B = 0$,即此时将没有水平混合存在。所以,密度流与上述盐度分布是不相适应的。

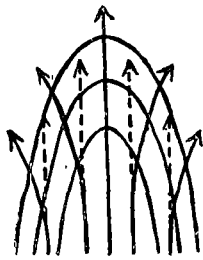


图7 射形流流綫示意图
Fig. 7. Schematic representation of the stream-lines of jet-like current.

为：

$$u_1 = 4K_h \left[\frac{\delta_{-x} - \delta_{+x}}{(\delta x)^2} \right] \quad (13)$$

同样， u_2 可以简化为：

$$u_2 = 4K_h \frac{\delta x}{(\delta y)^2} \quad (14)$$

联合(13)、(14)两式即得：

$$u = u_1 + u_2 = 4K_h \left[\frac{\delta_{-x} - \delta_{+x}}{(\delta x)^2} + \frac{\delta x}{(\delta y)^2} \right] \quad (15)$$

上式中的第一项 $\frac{\delta_{-x} - \delta_{+x}}{(\delta x)^2}$ 可视为等值线在舌轴

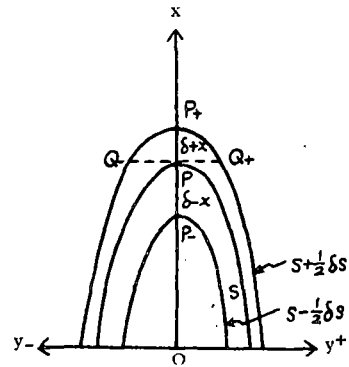


图 8 水舌及其等盐线
Fig. 8. Tongue and its isohalines.

方向上(纵向)加密程度的一个指标(可称为“加密率”),而第二项 $\frac{\delta x}{(\delta y)^2}$ 则可视为表征水

舌的尖 $\left(\frac{\delta x}{\delta y}\right)$ 及狭 $\left(\frac{1}{\delta y}\right)$ 程度的指标(可称为“尖狭率”)^[6]。由是可知,对射形流的流速来说,我们可以得出如下的定性指标:水舌的形状愈尖而狭,并且等值线纵向加密愈快,则其平均流速愈强;反之,则愈弱。

在我国近海,高盐水舌(图 1)和低盐水舌(图 4)的等盐线的分布趋势,有着一个明显的差别:即在高盐水舌中, $\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}$ 项远较 $\frac{\partial^2 S}{\partial y^2}$ 项为小,作为第一阶近似,可略去纵向混合效应而仅考虑侧向混合效应。此时,平流项与侧向混合项取得平衡。而在低盐水舌中,这两种混合效应的差异,就没有象前者那么悬殊,因此不能略去任何一项,此时平流项与侧向混合及纵向混合两项之和取得平衡。所以,我们在定性地探讨高盐水舌流速的强弱时,只须比较水舌的“尖狭率”即可;而在讨论河口径流形成的低盐水舌的流速时,则须把水舌的“尖狭率”和等值线的纵向“加密率”一并加以考虑。

关系式(14)和(15),不仅可以用来讨论射形流的强弱和变化,而且还可以根据水舌等值线的分布与实测流速,来计算水平涡动扩散系数 K_h 。求得 K_h 以后,在假定 K_h 不随空间而变的条件下,又可根据水舌等值线的分布,求出其他区域的流速。

作为一个例子,我们根据图 1 所示冬季黄海暖流中等 σ_t^{15} 线(亦可视为等盐线)的分布,计算了 K_h/u 之值如下。

在 $\sigma_t^{15} = 25.0$ 、即 $S = 33.71\text{‰}$ 线上,

$$\frac{K_h}{u} = \frac{1}{4} \frac{(\Delta y)^2}{\Delta x} \approx 30.8 \text{ 千米。}$$

如假定 $u = 10$ 厘米/秒,则 $K_h = 3 \times 10^7$ c.g.s. 单位。

这项结果,与一般所求得的数值尚相符,我们认为还是比较合理的。

上面我们简略地对射形流作了一些运动学的分析,至于这种海流的成因及其动力结构,则有待今后进一步的研究。现在我们想再谈一谈关于根据海水温、盐度的舌状分布确定流向以及外海水进入近海而具射形流性质所需的条件等问题。

Sverdrup 等^[8]曾以南加利福尼亚沿岸 5 月份的海流为例,指出流线大体上是沿着 50

米层的水舌等高线,而并非沿着水舌轴线;并谓这一结论已由海流瓶的实验结果予以证实。南加利福尼亚沿岸,位在中纬度地方,5月份在50米层以下海水已经层化,外界因子(如气温、风等所引起的垂直对流,搅拌和摩擦等等)对该层以下的海水,影响不大;因此,那里的海流应该是近乎地转的,亦即流线与水舌的等高线将大致符合。另一方面, Sverdrup 等也充分考虑到了摩擦以及海面其他外界因子对表层水文要素分布的影响,因而又接着指出,由于上述影响,在海面,这种结论须作一定的修改,也可能是根本不适用的。我们前面分析过的例子,正和 Sverdrup 等补充指出的情况有关。

在浅海中,外海水伸入近海(至少两面是岸)而具射形流性质的例子,大都出现在垂直混合强烈,即海水接近于垂直均匀的条件下。除了上述黄海暖流外,还可举出爱尔兰海和北海的例子^[7](见图9及10)。

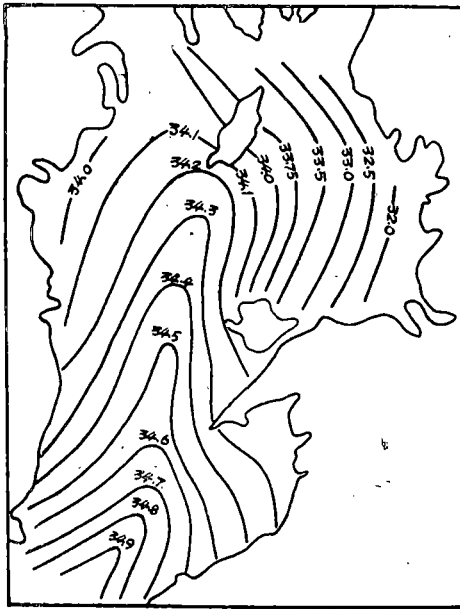


图9 爱尔兰海的平均等盐线
[根据 Proudman (1953) 原图复制]

Fig. 9. Average isohalines for the Irish Sea
(according to Proudman, 1953).

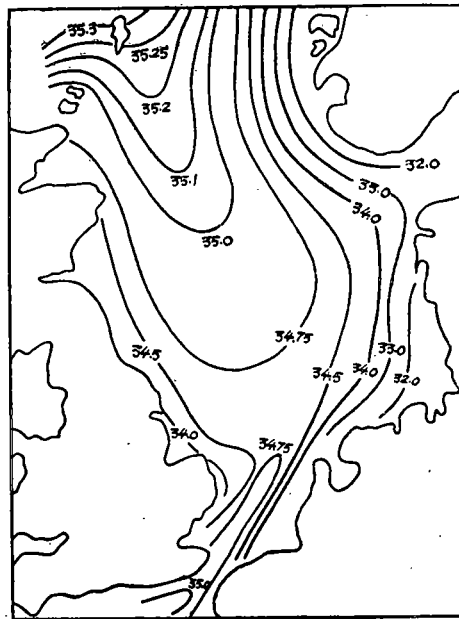


图10 北海的平均等盐线
[根据 Proudman (1953) 原图复制]

Fig. 10. Average isohalines for the North Sea
(according to Proudman, 1953).

在爱尔兰海里,潮流很强,因此,垂直混合也很剧烈。所以从海面到海底盐度相等,即等盐面作垂直向。同时,在这海区里,淡水流入超过蒸发。平均海流沿着盐度减低的方向流动,穿过等盐线,并且在海沟中央,海流垂直穿过等盐线。北海也有着类似的情况^[7]。

因此,我们认为,上述三例中水舌之所以具有射形流性质,除了水舌源头本身的动力条件以及由于水平混合所导致的涡动摩擦以外,必然还和外界因子导致海水垂直均匀这一过程密切相关。

根据上面的分析和例证,似可得出如下的初步结论:由外海(高盐)伸入近海(低盐)的海流,当海水呈垂直均匀时,其流向将大致沿高盐水舌的轴线方向,而具射形流性质。

二、均匀海水中流速的计算問題

按照动力计算方法,在水平及垂直方向上呈均匀状态的海水中,和质量场有关的“相对流速”应为零。我們的初步分析表明:在浅海,当海水呈均匀状态时,虽然“相对流速”为零,但实际流速却不一定为零。这是动力计算方法在浅海应用中所遇到的另一个重要問題。下面将以冬季东海区的暖流为例,对均匀海水中流速的计算問題略作探討。

黑潮經台湾东岸北上后,其主干沿琉球羣島和我国东海的浅海区域之間,流往东北^[8]。浙閩沿岸,123°E 以东海区,正位在黑潮主干的左侧。根据現有的海流图^[18-20]来看,这一区域的流向,与黑潮主干的流向大致相同,終年指向东北。本文作者前曾根据上述海流图^[18]計算了这一区域(即文献[5]中的3'及4'区)每月的流速流向以及流向与合成风向的偏角^[5],其結果如表1所示。表中指出,4'区的流向經年指向东北;除1、10月外,3'区的流向亦經年偏北。这样看来,冬季,我国东海区域的暖流,虽处在強勁的东北风抑制下,却仍然自南北上,而且流速还相当大,有时可达半节以上,它与自北南下的低盐沿岸流形成显著的鋒面。

表1 3'及4'区逐月的流速、流向及偏角

Tab. 1. Monthly current velocity, direction and angle of deflection for subregions 3' and 4'.

分 区 Subregion	3' 区			4' 区		
	流速(节) Current vel. (Knot)	流向(°) Current direct.	偏角(°) Angle of deflection	流速(节) Current vel. (Knot)	流向(°) Current direct.	偏角(°) Angle of deflection
1	0.11	108	-53	0.20	41	-171
2	0.08	72	-88	0.38	57	-153
3	0.12	82	-85	0.49	35	176
4	0.06	58	-134	0.59	43	178
5	0.17	18	-169	0.57	47	174
6	0.33	30	45	0.58	37	29
7	0.41	37	42	0.42	28	28
8	0.22	36	121	0.40	57	94
9	0.09	352	125	0.37	23	154
10	0.03	255	60	0.42	38	-177
11	0.08	35	-148	0.66	46	-167
12	0.11	45	-120	0.51	44	-161

注: 流向偏于风向之右时,偏角为正;偏于风向之左时,偏角为負。

但另一方面,从冬季(以3月为例)海水的密度分布[见图11,图中表层密度(σ_t)系根据图1中的水温和密度(σ_t^p)重行計算得出]来看,却会得出完全不同的結果。

图11指出,在近岸区内,密度随离岸距离而逐漸增大,在 $\sigma_t = 24.0$ 这一綫以內,等密綫与岸平行而且梯度較大,这就是冬季流向偏南的沿岸流区域。在 $\sigma_t = 24.0$ 綫以外,梯度就逐漸减小,在3'及4'区范围内,有一大片温、盐度的梯度还相当显著而密度却变得非常均匀($\sigma_t = 24.7-24.8$)的海水。如前所述,上述海区,冬季时,海水几呈垂直均匀状态(见图2),因而表层分布也代表了其他各层的情况。所以,密度在水平及垂直方向上均

趋于一致,从而本海区内的等压面和等比容面便相重合。根据动力计算方法,将会得出相邻两站间各层相对流速等于零的结果^[7]。但在表 1 中,3 月份的流速却可达半节,并流向东北。

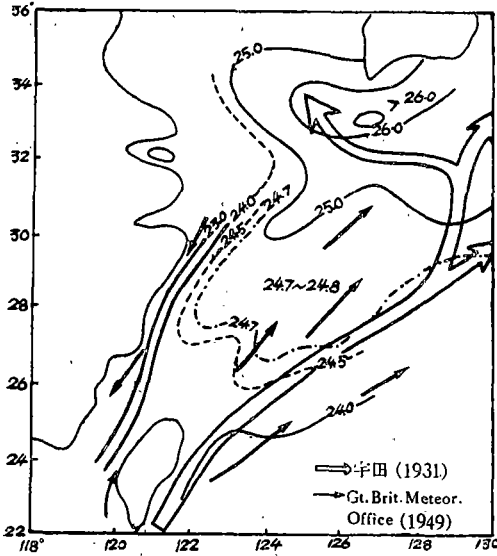


图 11 东海 3 月表层密度 (σ_t) 分布

Fig. 11. Distribution of surface density (σ_t) of the East China Sea in March.

黑潮主干在东海是一支强大的密度流。肥沼的研究指出,在台湾和琉球群岛南部之间,即沿黑潮主干,流速计算值与观测值颇相一致^[9,21]。但冬季,在其左侧部分,动力计算与观测结果却有着这样大的差别,这显然是值得我们重视的一个问题。

冬季,我国东海沿岸,由偏北风及其副作用所引起的海流(即风海流及坡度流),其流向应偏南。而据前述,3'及4'区的实测流向却偏北,可见这种海流又决不是风生的。本文作者认为:关于这一海流的成因,可以用 Lamb 根据连续方程推得的关系式^[7]来进行分析。

Lamb 指出:当等压面和等比容面相重,即 $\Delta D = 0$ 时(D 为动力高度),某一海区海面的升降高度 ζ 和该处的深度 h 之间具有下列关系式:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{h}{\sin \phi} \right) - \frac{\partial \zeta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{h}{\sin \phi} \right) = 0,$$

上式中的 ϕ 为海区的纬度, ζ 和 h 均为 x 、 y 的函数。

由上式可知, ζ 为 $\frac{h}{\sin \phi}$ 的函数,令

$$\zeta = k \frac{h}{\sin \phi}, \tag{16}$$

上式中的 k 为比例常数。如海区不大, ϕ 可假定为一常数,则由式(16)可得:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{k}{\sin \phi} \frac{\partial h}{\partial x} \tag{17}$$

但

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \tan \theta = \frac{2\omega \sin \phi}{g} v, \tag{18}$$

上式中的 v 为海流沿 y 轴的分速, θ 为海面对水平面的倾角, ω 为地转角速度, g 为重力加速度。故得

$$v = \frac{kg}{2\omega \sin^2 \phi} \frac{\partial h}{\partial x} \tag{19}$$

同样可得海流沿 x 轴的分速 (u) 为:

$$u = \frac{kg}{2\omega \sin^2 \phi} \frac{\partial h}{\partial y} \tag{20}$$

式(16)、(19)及(20)指出：当 $\Delta D = 0$ 时，海流将沿等深綫流动，并且流向右侧的深度大于其左侧(在北半球)；流速与海底坡度成正比。

图 12 指出了該区冬季的流速流向[根据表 1 中 3 月份的流速流向以及有关海流图^[20]上冬季的海流資料(空心矢)繪出]与該区地形的关系。由图可知，在这一区域内，流向几乎与等深綫平行，并且深水位在流向的右侧。因此，我們初步认为：这种海流，既非由质量場(相对内压場)所引起，亦非风生的，而主要是由海底坡度場、即海底地形所导致的。

作为一个例子，試計算上式中的 k 值如下：

取等深綫的走向为 y 軸，并沿流向为正，則由式(19)可得：

$$k \approx \frac{2\omega \sin^2 \phi}{g \frac{\Delta h}{\Delta n}} \cdot v, \quad (21)$$

上式中的 n 指沿等深綫的垂綫方向。

在 3' 及 4' 区附近，等深綫的平均坡度 $\frac{\Delta h}{\Delta n} \approx \frac{30\text{m}}{150\text{km}} \approx 2 \times 10^{-4}$ 。如取 $\phi = 27^\circ\text{N}$ ， $v = 0.49$ 节 ~ 25 厘米/秒計算，則由式(21)可得 k 的近似值为 3.75×10^{-3} 。

在这一区域内，冬季的海面坡度¹⁾为：

$$\tan \theta = \frac{\Delta \zeta}{\Delta n} = \frac{k}{\sin \phi} \frac{\Delta h}{\Delta n} \approx 1.65 \times 10^{-6},$$

即相距 10 公里的两点，此时海面东(偏南)上升約 1.65 厘米。

应用这一 k 值，我們就可以根据式(16)、(19)和(20)以及等深綫图来計算当海水呈均匀状态时(冬季)，海面的升降高度和流速。

通过以上两节不全面的分析，已可看出，我国近海海流的成分，要比深海大洋中的复杂得多。除了风海流及密度流外，还有：(1)由于洋流和径流影响而形成的、流向沿着水舌軸綫的射形流；和(2)由海底坡度所导致的、沿着等深綫流动的海流。并且，由于海岸的影响，在产生风海流的同时，风力的副作用还可以引起坡度流等等。凡此种种，都是动力計算方法所不能得出的成分。不仅如此，在实际情况中，海流的这些成分，又常常互相迭置而很难予以一一分离的，这样一来，乃使浅海海流分析工作，感到很大的困难。

三、浅海中的垂直流速問題

在动力計算中，假定垂直流速为零。

1) 当然，这一坡度值也可以直接由流速 $(\tan \theta = \frac{2\omega \sin \phi}{g} v)$ 得出。

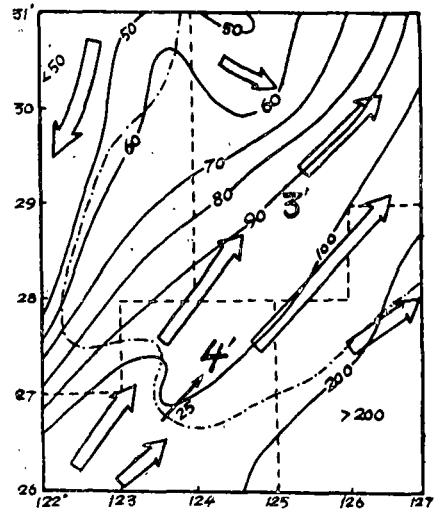


图 12 东海 3 月暖流流向与地形的比較

Fig. 12. Comparison of the direction of the warm current in March with the topography of the East China Sea.

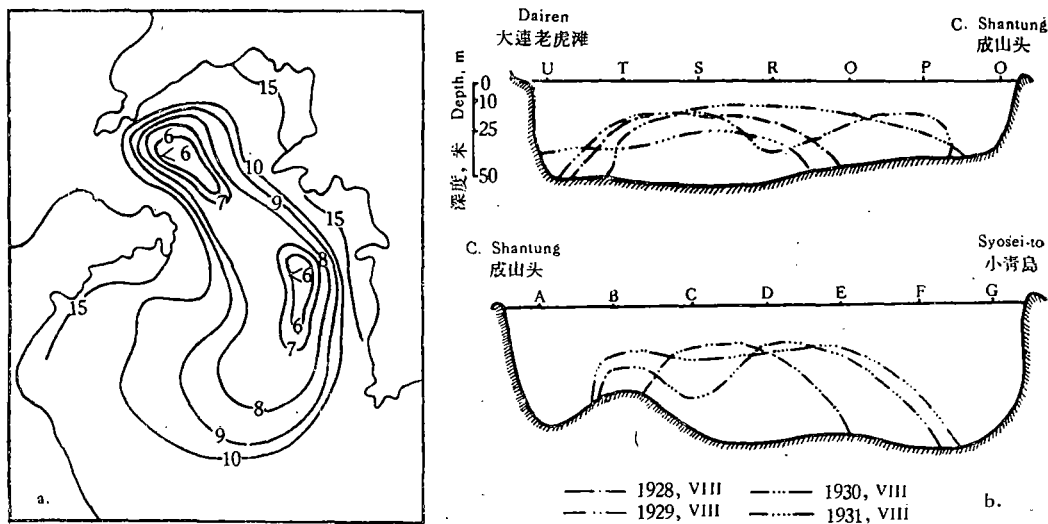
--- $\sigma_t = 24.7$
 —— 等深綫(米), Isobath(m)
 --- 文献[5]中的分区界綫, Boundary between subregions in [5]

在上述射形流的分析中,也只考虑了流速的水平分量。但应強調指出,这并不意味着近海的海水运动,可以作为二維問題来处理;我們之所以这样做,乃是因为:当海水近似地呈垂直均匀状态时,我們应用涡动扩散方程来分析海流,即使略去垂直流速不計,仍不致得出与实际情况相差很远的結果。

近几年来, Stommel 等学者,已一再指出了垂直流速(即使其量值很小)在海流动力学上的重大意义^[25,26]。有理由认为,在近岸浅海区域,海水的垂直运动应比深海大洋中的更为显著。

今以黄海冷水团为例,来对这一垂直流速問題略作探討。

黄海冷水团,如以 10°C 作为它的范围,其水平和断面分布可如图 13 所示。由图可知,在強盛期內、即 7—8 月間,它几乎盘踞了整个“黄海槽”(指深度約大于 50 米的低洼区域)。黄海冷水团是一个中心呈低温高盐、并以低温为其主要特征的水体¹⁾,所以,海面及等压面将自冷中心向其外側上傾,因此圍繞冷水团出現气旋式的环流。根据 1930—1940 年間資料的統計,黄海冷水团 5 月份可以由 $T = 6.8^{\circ}\text{C}$ 、 $S = 32.1\text{‰}$ 和 $T = 10.2^{\circ}\text{C}$ 、 $S = 32.4\text{‰}$ 两点間的直綫来表示; 8 月份同样可以由 $T = 6.2^{\circ}\text{C}$ 、 $S = 32.0\text{‰}$ 和 $T = 12.8^{\circ}\text{C}$ 、 $S = 32.1\text{‰}$ 两点間的直綫来表示^[4]。由此可知,这一冷水团的温度差,远远大于其盐度差,故密度分布主要决定于温度;从而动力高度綫有与等温綫趋向一致之势。环流的这种途径,使四周处于暖水包围状态中的冷水团,免遭直接的破坏,故它对维护冷水团的存在,具有重要的意义^[6]。



a. 1931 年 7 月上旬底层水温分布
[根据东海黄海の海况,第 3 报(1950)原图复制]

b. 冷水团 10°C 等温綫断面分布
[根据海洋調查报告(1934)原图复制]

图 13 黄海冷水团的水平和断面分布 (a—b)

Fig. 13. Horizontal and sectional distributions of the Cold Water Mass of the Yellow Sea (a-b).

a. Bottom temperature distribution in July, 1931 (according to [12]).

b. Sectional distribution of 10°C isotherm of the Cold Water Mass (according to Annual Report of Hydrographical Observation, Japan, 1934).

1) 应该指出,在北黄海冷水团的上面,表层暖水的温度,却呈中間高而两岸低的分布趋势,但水平梯度很小。

从大連—成山头,成山头—巡威島等水文断面观测資料^[3,10]中可以看出:夏季、特别是7—8月間,在冷水团中心,等温綫和等盐綫均显然上凸,这可能标志着底层的低温高盐水被帶到近表层里,即是說,它們反映了海水的上升运动;在有些例子中,还可以看到盐度大于31.7—31.8‰的海水一直被帶到海面附近的情形(见图14)。現在,在不考虑风应力的情况下,試来計算北黃海冷水团中心附近海水的垂直流速 w_0 。

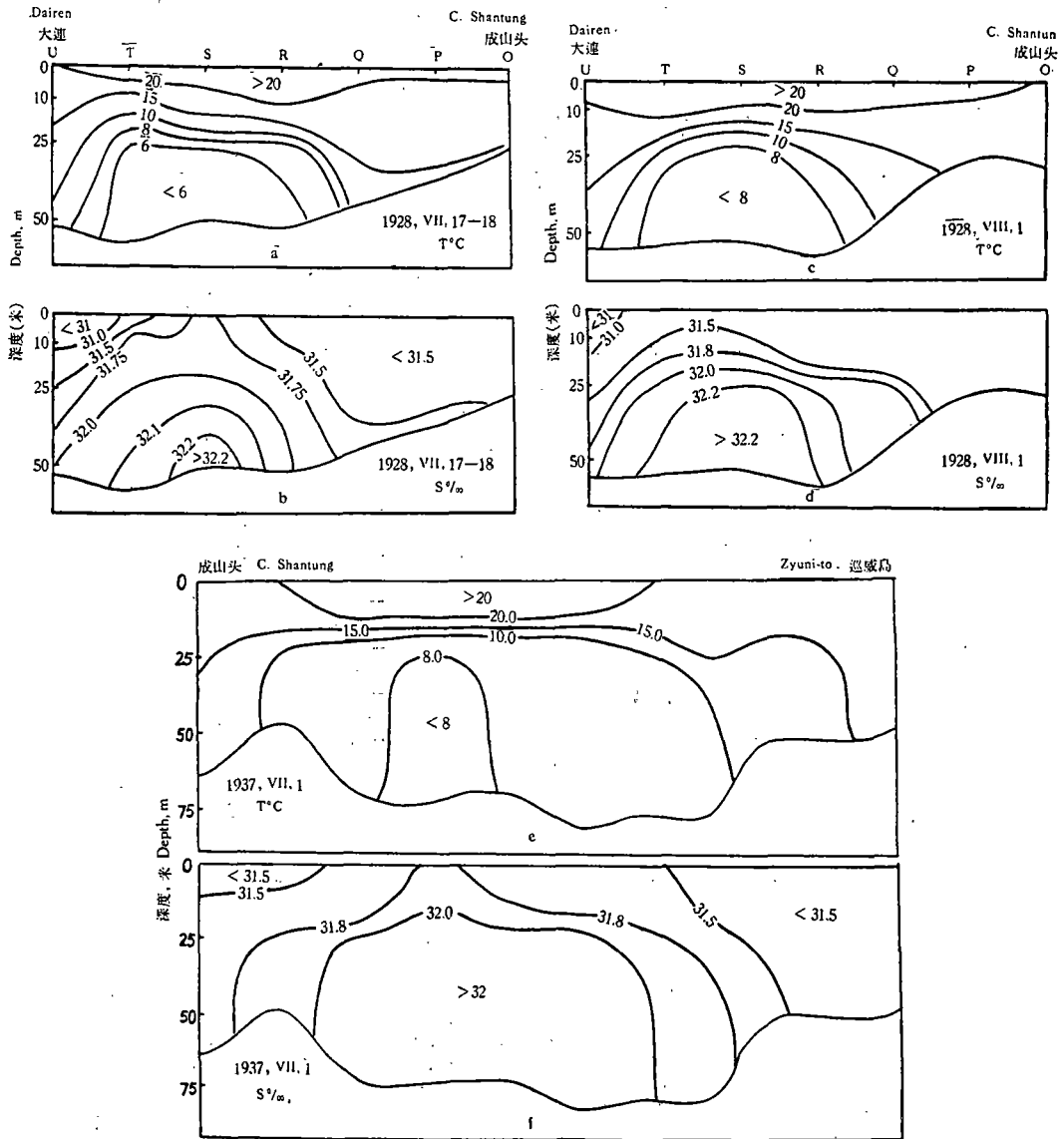


图14 黃海冷水团温、盐度断面分布(a-f)

Fig. 14. Temperature and salinity sections of the Cold Water Mass of the Yellow Sea(a-f).

在冷中心处,由于等压面趋于水平,故水平流速甚小,又因流綫大致沿等温綫,由此导致的热平流将不大;同时由于冷中心附近水温相当均匀,故水平混合效应亦小。从而,在

冷中心附近,我們可以根据 Wyrski^[22] 导出的只考虑垂直贡献的简化公式

$$\frac{w}{K_z} = \frac{\partial}{\partial z} \ln(T - T_D)$$

来近似地计算 w 。上式中, T_D 为上升运动开始处,即海底以上处的水温, z 轴取向向下为正。

表 2 指出根据上式用差分法算得的、大连一成山头断面夏季冷中心附近测站各层的 w/K_z 值。

表 2 大连一成山头断面冷中心附近测站各层 w/K_z 的计算值
Tab. 2. Calculated values of w/K_z of some stations near the center of the Cold Water mass of the Northern Yellow Sea

站号 Station	S		Q		S	
观测日期 Date	1928, VIII, 1		1929, VII, 31—VIII, 1		1938, VIII, 5	
深度(m) Depth	温度(°C) Temp.	w/K_z (10^{-9}cm^{-1})	温度(°C) Temp.	w/K_z (10^{-9}cm^{-1})	温度(°C) Temp.	w/K_z (10^{-9}cm^{-1})
0	25.8	-0.23	26.3	-0.33	27.6	-0.03
5	23.7	-0.52	23.2	-2.21	27.3	-0.09
10	19.8	-1.61	11.7	-1.15	26.3	-1.54
15	12.5	-2.61	9.2	-1.26	15.0	-1.21
20	8.2	-4.16	7.7	-1.51	10.6	-1.07
25	6.8	-1.39	6.8	-0.94	8.4	-0.88
30	6.7	平均: -1.75	6.5	-1.83	7.3	-1.20
35	6.6		6.2	-1.39	6.4	-1.21
40	6.6		6.1	平均: -1.33	5.9	-1.39
45	6.6	6.0	5.6		平均: -0.96	
50	6.6			5.3		

注:表中水温资料见“海洋水文参考资料, I”, 0、10、25、50米及底层的水温系观测值,其余各层系内插值。

根据 Jacobsen^[8]、Montgomery 及 Wyrski^[22] 的研究,在温度梯度很大、即稳定度很大的水层内, K_z 值分别为 0.02—0.6、0.4 及 0.5 厘米²/秒。而 Robinson 及 Stommel^[23] 在讨论大洋的温跃层以及与此有关的热盐环流时,认为 K_z 的量级以取 1 为最合适。因此,我们取北黄海冷水团区域跃层附近处的 K_z 值为 1。这样一来,表 2 中跃层附近层次的 w/K_z 值,即为该层的 w 值。

上表指出,在冷中心附近,海水具上升运动,即海水从底层穿过跃层而达近表层。跃层附近,上升流速一般均达 1×10^{-3} — 2×10^{-3} 厘米/秒或以上。

显然,在近表层,还应考虑由风应力引起的垂直流速 W_e ; 当 Ekman 层为辐聚时(W_e 指向下),近表层的垂直流速的方向,可能与表 2 中的有所不同,即此时,垂直流速将随深

度而改变其指向(由正值变为負值)^[23],亦即上升流速可能不穿过跃层。

表 2 中海水上升运动的分布情况与 Wyrski^[22]、Hikosaka^[24] 和 Stommel^[25] 等的研究結果相符。值得注意的是我們得出的 ω/K_z 或 ω 值的量級 (10^{-3}), 却較深海大洋中一般所得到的結果 (10^{-5} — 10^{-4}) 大 1—2 个量級¹⁾。我們認為, 由于浅海中的热盐效应及地形影响, 远比深海大洋中的来得显著, 上述結果, 是比較合理的。

为了进一步验证这一由水温垂直分布求得的 ω 值, 我們又利用近几年前 7—8 月間在冷水团中心附近所得的海流連續观测資料, 根据流速的水平散度 ($\nabla_H \cdot \mathbf{V}$)^[30] 計算了冷中心附近近表层的垂直流速。結果表明: 5、10 及 20 米层的垂直流速均向上, 量值在 -2.1×10^{-3} 到 -5.5×10^{-3} 厘米/秒之間。同时, 还根据测流期間的水温資料, 計算了 ω/K_z 值, 結果亦与表 2 中的同向同量級(关于北黄海冷水团区域的垂直流速及涡动扩散系数的研究, 尚在繼續进行中, 詳情將另文报导)。

所以, 在冷中心附近, 由温跃层理論計算而得的垂直流速与由海流水平分布直接求得的頗为一致; 因此, 在北黄海冷水团中心附近具有显著的上升运动, 这点似乎是可以肯定的。

既然, 在冷中心处, 海水有着显著的上升运动, 海底附近的海水穿过跃层而升达近表层; 那么, 根据海水連續性的要求, 这上升海水將向四周散布, 并在沿岸一带下沉。这样就构成了海水在冷中心处上升而在沿岸下降的垂直环流。Stommel^[25] 在闡释 Линейкин^[13] 的环流模式时指出: 在海水下降的区域, 等密度面下凹; 反之, 在海水上升的区域, 則等密度面上凸。由图 13、14 可知, 如果不考虑表层浅薄的暖水, 上述垂直环流与断面上的温、盐或密度分布也是相符的。

在大連一成山头断面附近, 在不考虑风应力的情况下, 北黄海冷水团环流的三維图案可如图 15 所示。当海水沿反时針方向圍繞冷水团流动时, 水质点同时还将沿順时針方向自海底附近經冷中心而升达近表层, 因而构成右轉螺旋式的气旋运动。

垂直流速对冷水团的形成和发展也有着十分重要的作用。虽然, 北黄海冷水团位于洼地, 地形对其初始形成有着决定性的作用; 但从上述断面图中可以看出, 冷水团这块“重水”却是突出在洼地之上、“輕水”之中而成平台形。从动力方面来讲, 如果没有上升流速的支持, 冷水团是不能如此突兀的, 这块“重水”势將平布在洼地上(见图 16); 从热力方面来讲, 如果没有上升流速所导致的热对流(降温)与垂直涡动扩散效应(增温)取得平衡^[25], 冷水团的鋒面(即跃层)也是不能持久的。也就是說, 如果没有这种垂直环流, 那末, 即使具有地形上的有利条件, 在海水层化季节, 亦不可能出現鋒面如此突兀的冷水团, 而只能是平布于底层的一潭静止冷水而已。

根据上面的分析, 作者初步認為: 上述图案所示的三維运动, 是北黄海冷水团得以形成及发展的重要的动力和热力因素。

上面我們对垂直流速的量級及其与水团結構的关系, 作了簡略的例释, 由此已足可看出垂直流速在浅海环流中的重要作用, 因而如何建立适用于浅海的垂直流速計算公式, 将是浅海环流理論研究中的一項重要工作。這項工作, 我們正在进行中。

1) 在深海大洋中, 个别区域如: 加利福尼亚沿岸当风向和海岸平行时^[18, 27, 28], 以及在北太平洋赤道区域的上混和层内^[29]等, 海水的上升流速, 亦可达到 10^{-3} 厘米/秒这一量級。

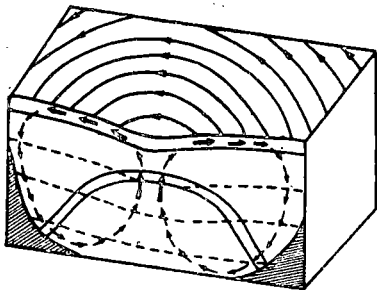


图 15 在不考虑风应力的情况下,北黄海冷水团区域(大連一成山头断面)三維运动示意图

Fig. 15. Schematic representation of the three dimensional movement of the Cold Water Mass of the Northern Yellow Sea (in case of no wind stress).

- 水平环流, Horizontal circulation
- ↕ 垂直环流, Vertical circulation
- ~ 海面及表层等压綫, Isobars at and near the surface
- 深层等压綫, Isobars in deep layers
- ≡ 冷水团鋒面, Front of the Cold Water Mass

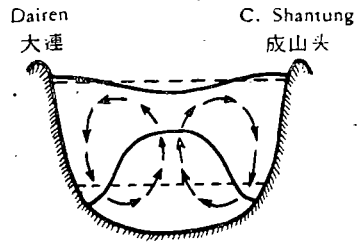


图 16 在不考虑风应力的情况下,北黄海冷水团結構示意图

Fig. 16. Schematic representation of the construction of the Cold Water Mass of the Northern Yellow Sea (in case of no wind stress).

- 实际的冷水鋒面及海面, Cold front and sea surface with vertical circulation.
- 无垂直环流时的冷水鋒面及海面, Cold front and sea surface without vertical circulation.

四、关于我国近海海流的性質問題

关于我国近海海流的性質問題,即它究竟属于风海流呢,还是非风海流? 本文作者曾經作过初步探索,并得出了这样的結論: 我国沿岸的表层海流,在性質上是一个以风海流(Ekman 型)为主的流系,同时又受到黑潮及其分支和其他海流的影响^[5]。近年来,对这問題又作了进一步的討論。現拟再就近海(包括近岸和远岸,表层和深底层)海流的性質提出一些初步的看法。应该指出,由于資料所限,本节中以下的分析,仅包括南黄海及东海部分。

分析表明:我国近海沿岸一带的表层流,虽以风海流为主,但非风海流对风海流的影响,还是很明显的。这可从文献[5]中 3、4 两区表层流的风因子(C/W)的季节变化中看出来。表 3 指出了在冬、夏两季(前者指偏北风盛行时期,后者指偏南风盛行时期)时,上述海区內表层流的 C/W 值及最大合成风速。

表 3 3 及 4 区 C/W 的平均值及最大合成风速

Tab. 3. Average values of C/W and the maximum resultant wind velocities for subregions 3 and 4

区号 No. of Subregion	季节 Season	C/W 的平均值 Average values of C/W	最大合成风速(米/秒) Max. resultant wind vel. (m/sec)
3	冬 Winter	0.0303	12.3
	夏 Summer	0.0517	6.5
4	冬 Winter	0.0218	17.0
	夏 Summer	0.2069	3.6

注:表中列出的 C/W 为偏角 $\leq 45^\circ$ 各月的平均值。

由表可知,我国沿岸一带的风速,冬強夏弱,而 C/W 的平均值却是冬小夏大,并且相差悬殊,4区相差竟达10倍之多。現在我們来分析一下可能引起这种变化的主导原因。

严格說来,上述表中的 C/W 值,应是风海流(流速为 C_w)与非风海流(流速为 C_n)的合成流速的量值(C)对风速(W)之比。

根据 Rossby 及 Montgomery 的研究^[8],风力加强将使 C_w/W 值趋于减小,但为量甚微。如当风速由5米/秒增强至20米/秒时,在緯度 5° 处, C_w/W 值由0.0317減至0.0266;在緯度 60° 处,則由0.0273減至0.0228,即减小約0.005左右。因此,在同一区域内, C_w/W 值近似地可以视为不变。这样說来, C/W 的季节变化,正如作者前所指出的,主要是由于风与非风海流的相对关系以及 C_n/W 值,在冬、夏之間有所不同引起的^[5];簡言之, C/W 的季节变化,主要是由于非风海流的存在引起的。冬季盛行偏北风,风所引起的海流与北上的暖流异向、甚至反向,故 C/W 值减小;夏季盛行偏南风,两者的流向相近或一致,故 C/W 值增大。同时,冬季风強,表层流以风海流为主,故 C/W 的平均值接近 C_w/W 的理論值;而夏季,则风弱暖流強,表层流轉而以非风海流为主,故 C/W 的平均值远大于 C_w/W 的理論值(如4区)^[5]。

所以,从 C/W 值的季节变化中可以看出,我国沿岸一带,特别是4区,非风海流在表层流中所占的成分,还是相当大的。表层如此,在受风影响較少的深底层,非风海流的成分自然更大。

以上是沿岸区域的情况。

离岸較远处(即文献^[5]中的2'、3'和4'区),各月的表层流向与合成风向(均指去向)的关系^[5]如图17所示。除南黄海 124°E 以东区域(2'区),冬季1—3月的流向偏南,与风向相近带有风海流性质外,其余区域的流向,几乎是終年偏北,不受盛行风向的影响。显然,这就是黑潮及其各級分支占統治地位的海区。

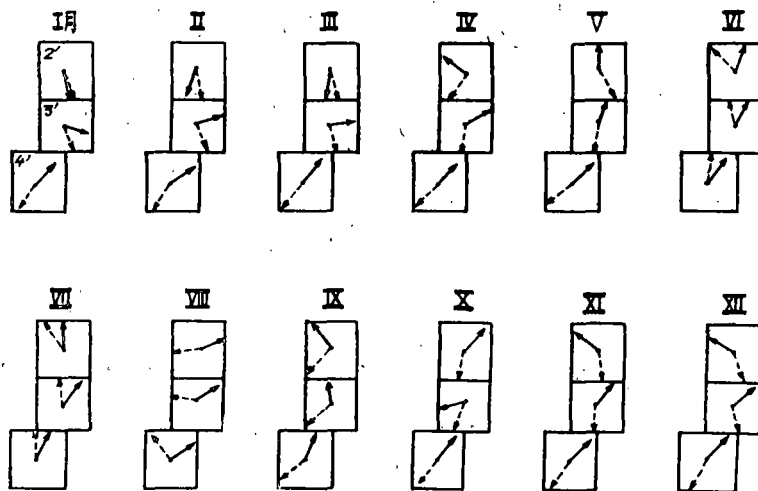


图17 远岸区域(2', 3'及4'区)各月表层流向和风向的比較

Fig. 17. Comparison of the directions of the surface current with those of the wind off China coast.

—→ 流向, current direction, - - -→ 风向, wind direction.

如果說,在沿岸区域,表层流以风海流为主,非风海流为其干扰因子;則远岸区域的情况大致相反,即表层流以非风海流为主,而风海流反降为干扰因子;并且,其干扰作用,随着緯度的减小而愈来愈不显著。

表层情况如此,深底层更不必說了。

以上是远岸区域的大致情况。

根据上面的簡略分析,对于我国近海海流的性質,总起来可以这样說:

我国近海海流的性質大致为:除沿岸区域的表层流(主要为沿岸水),在不同程度上带有风海流的性質外^[5,6];其他区域(沿岸区域的深底层及远岸区域——主要为外海水分布的区域)的海流,其性質則以非风海流为主。

因此,海流性質的区域差异,与我国近海水系的划分^[1]有着密切的关系。这是可以理解的,因为海流的性質是与水系的属性紧密相关的。相对講来,沿岸水,水层較浅,运动較不稳定,易随风而变,因而风海流的性質亦較明显;而外海水,水层較深,同时还有着外海洋流的支持,运动較稳定,不易随风而变,故能保持其原有的性質。

应该指出,由于我国近海海流的成分頗为复杂,它們又常同时并存,互相影响,所以同一支海流,有时可以兼具几种不同的性質。例如,前面提到的自北而南的沿岸流,冬季时,如从流場与质量場的关系来看,它表现为密度流;另一方面,如从流与风的关系来分析,它又带有风海流的性質。在这种情况下,要确定其性質究以何者为主,則单凭定性的探討,显然是不够的。因此,上述对于我国近海海流的性質的初步看法,也有待将来在海流的动力結構得到闡明以后,再进行定量的分析,来予以验证。

五、对目前海流研究工作的几点意見

我国近海的海流,由于受到前述种种自然条件的影响,其組成成分相当复杂。除了风海流、密度流以外,还可以形成射形流,以及由风力的副作用或海底地形的影响而形成坡度流等等。而这些成分,往往又是相互并存的。因此,实测余流是这些成分的綜合体。为了全面地研究我国近海海流,以及建立浅海环流理論并为海流預报提供理論基础,非先对上述各种成分的分布、变化規律和相互关系进行深入的細致研究不可。

例如,为了研究我国近海的风海流,必先掌握我国近海的风与純风海流的关系。但是我们目前所求得的 C/W 和偏角等經驗数值,由于非风海流的影响,实际上是余流流速与风速的比值和余流流向与风向的偏角,而不是純风海流的特征数值。并且这种經驗数值,又将随着风与非风海流的相对关系而变,决不是恆量。

另一方面,为了研究黑潮及其各級分支和沿岸流的季节变化,最好能得到消去了风力影响后的海流資料,这样才能了解它們本身的变化規律以及与风的相互关系。

这样看来,如何将实测余流中的几个主要成分,至少将风海流与非风海流部分[象 Sverdrup^[17]当年在分析“Maud”号調查資料那样的]予以分离,以提供进行上述研究的必要資料,是目前我国近海海流研究工作中一項亟待解决的問題。

为了达到上述目的,搜集在不同的风速、风向的条件下,以及在各种风情发展过程中的、較为长期的(作者认为至少須在 7—8 天以上)海流連續观测資料,是很必要的。

其次,在非风海流中,我們必先研究上面所提到的射形流的动力結構以及动力計算方

法在浅海应用中所存在的一些重要問題；同时，对显著的垂直流速应予以充分的重視。只有当这些結構和問題得到闡明并解决以后，我們才有可能用严格的数学方法，即列出与实际情况比較接近的海流三維运动及状态方程組来探索求解，以期进一步闡明我国近海的海流結構。

参 考 文 献

- [1] 毛汉礼、赫崇本, 1959. 十年来海洋水文調查与研究的进展. (內部刊物).
- [2] 伍柏瑜、季林綺、楊禎先, 1959. 等 σ_t 面分析在浅海中的应用. (內部刊物).
- [3] 海軍海道測量部, 1957. 海洋水文参考資料 (中国海区及朝鮮西岸), 1, 78, 81, 104, 149 頁.
- [4] 赫崇本、汪國祥、雷宗友、徐斯, 1959. 黄海冷水团的形成及其性质的初步探討. 海洋与湖沼 2 (1): 11—14, 图 3、4、7.
- [5] 管秉賢, 1957. 中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究. 海洋与湖沼 1 (1): 95—115, 表 1.
- [6] 中国近海的海流系統 (未刊稿).
- [7] 普勞德曼 J., 1953. 动力海洋学. (毛汉礼, 1956 年譯, 科学出版社出版) 70—72, 81—82, 115—117, 124, 128 頁, 图 33、34.
- [8] 斯費德魯普 H. U., 約翰遜 M. W., 佛萊明 R. H., 1946. 海洋. (毛汉礼, 1958 年譯, 科学出版社出版) 424—425, 434, 441—442, 629—630 頁.
- [9] 宇田道隆, 1931. 日本近海各月平均海洋图 (自大正 7 年至昭和 5 年, 1918—1930) 并に該图より推定されたる海流に就て (第二报: 1 月至より 6 月迄) (图版 II—XIII), 水产試驗場报告第 2 号 (报告番号 13—23), 76 頁, 图版 II, VI, 图 5.
- [10] 关东厅水产試驗場, 1934. 海洋調查报告. 8, 28, 81—83 頁.
- [11] 須田皖次, 1948. 海洋科学. 335 頁.
- [12] 岡本仁氏, 1950. 昭和 6、7 年 6—9 月 黄海渤海に于ける水溫水平分布 (飞隼丸施行). 东海黄海の海况, 第 3 报, 58 頁.
- [13] Линейкин, П. С., 1957. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря, стр. 47, 53.
- [14] Parr, A. E., 1938. On the validity of the dynamic topographic method for determination of ocean current trajectories. *Jour. Mar. Res.* 1(2): 126—127, fig. 40—42.
- [15] Rossby, C. G., 1936. Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid mechanics, *Papers in Phys. Oceanogr. and Meteorol.*, 5(1): 13—18.
- [16] Takano, K., 1954. "On the Salinity and Velocity Distribution off the Mouth of a River", *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 10(3): 92—98, fig. 1—3.
- [17] Sverdrup, H. U., 1936. The Wind Drift of the Ice, The Norwegian North Polar Expedition with the "Mand", 1918—1925, Scientific Results, pp. 16—21.
- [18] U. S. Hydrographic office, 1944. "Current Charts Northwestern Pacific Ocean".
- [19] U. S. Hydrographic office, 1945. "Ocean Currents in the Vicinity of the Japanese Islands and China Coast".
- [20] Gt. Brit. Meteorological office, marine branch, 1949. "Quarterly Surface Current Charts of the Western North Pacific Ocean (second edition)", p. 12.
- [21] Koenuma, K., 1939. On the Hydrography of Southwestern Part of the North Pacific and the Kuroshio, *Imper. Marine Observ. Memories, Kobe*. 1939(7): 41—114.
- [22] Wyrtki, K., 1961. The Thermohaline Circulation in relation to the General Circulation in the Oceans. *Deep-Sea Research*, 8(1): 39—64.
- [23] Robinson, A. and Stommel, H., 1959. The Oceanic Thermocline and the Associated Thermohaline Circulation. *Tellus* 11(3): 295—308.
- [24] Hikosaka, H., 1955. On the Vertical Distribution of Density and Upwellings in a Cold Water Mass, *Records of Oceanographic Works in Japan*, 2(1): 19—22.
- [25] Stommel, H., 1957. A Survey of Ocean Current Theory, *Deep-Sea Res.* 4: 149—184.
- [26] Stommel, H., 1958. The Gulf Stream, pp. 153—172.
- [27] Saito, I., 1951. On the velocity of the vertical flow in the Ocean, *J. Inst. Polytechn. Osaka Univ.* Ser. B, Vol. 5.
- [28] Yoshida, K., 1955. Coastal Upwelling off the California Coast, *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 2(2): 8—20.

- [29] Yoshida, K., Mao, H. L., and Horrer, P. L., 1953. Circulation in the upper mixed layer of the equatorial North Pacific, *J. Mar. Res.* 12(1):113, Tab. 2.
- [30] Graham, R. D., 1953. A New Method of Computing Vorticity and Divergence, *Bull. Amer. Meteor. Soci.*, 34: 68—74.

SOME PROBLEMS CONCERNING THE STUDY OF THE CURRENT STRUCTURE OF THE NEAR-SHORE AREA OF CHINA SEA

KWAN PING-HSIEN

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

(ABSTRACT)

It is generally understood that the existing theories of ocean current are unable to account for the very complicated nature of the current structure of a shallow sea. The main purpose of this article is to discuss some of the difficulties encountered on the study of the current structure of the near-shore area of China Sea, and further-more try to offer some reasonable explanations to these questions. The major topics which this paper deals with are as follows:

The first important question which this paper intends to answer is how to calculate the velocities and directions of the current when the classic dynamic computation method falls. As we all know, according to the dynamic computation method, the direction of the current ought to coincide with the counter lines of the dynamic topography of a tongue, but in the near-shore area of China Sea, the observed directions of the current are sometimes likely to follow the axial line of the tongue, this is particularly clear in the case of the winter time warm current of the Yellow Sea. The same dynamic method also tells us that when the density distribution of sea water is uniform, both horizontally and vertically, the "relative current velocity" should be equal to zero. It is, however, quite surprise to find that, in winter time, when the density distribution of the sea water in warm current of the East China Sea is fundamentally homogeneous, while the observed current velocities are often considerable high. In the opinion of this author, the above mentioned observed currents are not the so-called "density currents", it is most likely that the former (i.e. the warm current of the Yellow Sea in winter), which is related to the offshore oceanic current, has the properties of a "jet-like current"; while the later (i.e. the warm current of the East China Sea in winter) is caused by the submarine topography. In both cases, the dynamic computation method is invalid, expressions to find the approximate velocities and directions of the current are presented in this paper.

The second question we try to answer is how to find the vertical velocity and what is the significance of this vertical velocity. Since the dynamic computation method can only apply to the horizontal current system, the vertical component of velocity is, therefore, neglected. In the recent years, it has been emphatically stated by some prominent theoretists of ocean current studies, particularly by Stommel, that the vertical velocity is dynamically important to the current structure of the ocean. It is, further-more, reason-

able to assume that the vertical velocity of the current of a shallow sea is larger than that of the open sea. This article discusses somewhat detail in the vertical velocity and its relation to the structures of the cold watermass of the Northern Yellow Sea. Our calculations show that near the center area of this cold watermass, the vertical velocity directs upward, its magnitude is in the order of 10^{-3} cm/sec, which is nearly 1~2 orders larger than the generally accepted values of the vertical velocity of the open sea. This author is firmly believed that the existence of this considerably large vertical velocity is quite essential to the formation and development of the cold watermass of the Northern Yellow Sea.

Finally, the properties of the current of the near-shore area of China Sea are re-analyzed on the base of the author's previous works, and some constructive suggestions pertaining to further study of the current problems of China Sea are made.