

横穿黑潮锋断面的流场结构*

万邦君 郭炳火 汤毓祥

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266003)

摘要 基于一组简化了的运动方程组, 在充分考虑底 Ekman 层作用的情况下, 提出一种横穿锋面的断面上流场结构的计算方法。应用该方法对东海横穿黑潮锋的不同断面上的流场(1989—1990 年资料)进行计算。结果表明, 黑潮锋左侧(向岸侧)存在较强的上升流, 而锋区右侧(离岸侧)则表现为海水的下降运动。垂直流速为 $(1-20) \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 的量级, 而横穿锋面方向的水平流速为 $1-3 \text{cm/s}$, 其中以夏、秋季跃层附近最强。在陆架坡折处, 上升流转向陆架。同时, 还分析了正压场和斜压场对这种流场的不同贡献, 认为在黑潮区, 正压场起主要作用; 而在内陆架区, 斜压场则变得重要。将计算的流场与硝酸盐的分布比较表明, 两者有较好的对应关系。

关键词 横穿 黑潮锋 流场结构

早在 50 年代, Cromwell 等 (1956) 就已开始对海洋锋区海水的流动特征进行研究。James (1978, 1984) 和 Wang (1984) 则用数值方法模拟横穿锋面的垂直断面上的环流结构, 取得了很好的结果。袁耀初 (1990) 曾基于黑潮调查资料对东海黑潮区的流场进行三维诊断计算, 取得了较好的结果。但他的计算中需要大面积的水文调查资料。就实际调查资料而言, 大面积的调查资料同步性差, 并且各断面的间距一般很大, 难于满足计算方法的要求。而一个断面的资料同步性较好, 也比较容易获得。本文试用一个断面的调查资料计算断面上的垂直流速和水平流速, 确定断面环流的结构, 从而可估算出各种物质的运移速度。

1 计算方法

考虑垂直于黑潮锋的断面上的二维问题。取 x 轴垂直于锋面指向外海, y 轴沿锋面方向, z 轴垂直向下。认为密度是 x, z 的连续函数, 即考虑断面上的斜压问题。东海环流动力学方程式中的非线性项和侧向摩擦效应是可以忽略的(袁耀初, 1990)。假定垂直涡动粘滞系数为常数, 考虑 Bussenisq 近似, 并认为各变量沿 y 向的偏导数为 0, 即 $\partial/\partial y = 0$ 。那么, 在直角坐标系下的定态动量方程和连续方程为:

$$-fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$fu = A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

* 国家自然科学基金重点基金资助, 49130015 号。

收稿日期: 1993 年 1 月 13 日, 接受日期: 1994 年 4 月 28 日。

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho g \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

由上面的公式可得,

$$u = \frac{A_x g}{f^2 \rho_0} \cdot \frac{\partial^2 \rho}{\partial x \partial z} \quad (5)$$

$$w = -\frac{A_x g}{f^2 \rho_0} \cdot \frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + w_1(x) \quad (6)$$

式(5), (6)就是 Garrett 等(1978, 1981)所得到的穿越锋面的环流的公式。式中 $w_1(x)$ 是积分常数。Garrett 并未解决如何确定 $w_1(x)$ 。实际上 $w_1(x)$ 是内区垂直流速的底边界值,它仅是 x 的函数,不依赖于 z 而变化。

为了确定 $w_1(x)$, 对水静力方程(3)从海面到某一深度 z 进行积分,得

$$P(z) = \rho_0 g \zeta + \int_0^z \rho g dz \quad (7a)$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \rho_0 g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \frac{\partial}{\partial x} \int_0^z \rho dz \quad (7b)$$

上式中 ζ 为海面升高。Pond 等(1978)指出,水平地转流速可认为由两部分组成,即正压部分和斜压部分。斜压部分可通过地转流计算得到,而地转流计算中得不到正压部分。然而,一些理论物理海洋学家认为表层流即为正压部分,而与表层流相差的部分为斜压部分。理论物理海洋学家的观点与正压流场在垂直方向上是不变的结论是一致的。

本文(7)式的物理意义是明确的,它由正压部分 $\rho_0 g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$ 和斜压部分 $g \frac{\partial}{\partial x} \int_0^z \rho dz$ 两部分组成。近 10 年来卫星高度计测得的湾流两侧海面高度差约为 1m,这也说明湾流的海面倾斜与科氏力是平衡的。因此,本文与理论物理海洋学家的观点一致。

若认为正压流和斜压流可以各自独立地满足动量方程,而忽略它们之间的相互作用,那么,前面得出的计算公式(5),(6)(不包括 $w_1(x)$)实际上就是斜压场中的情况。 $w_1(x)$ 需由正压场确定。取 u_1, v_1, w_1 为正压场中的流速,则正压流场的控制方程为:

$$-fv_1 = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_x \frac{\partial^2 u_1}{\partial z^2} \quad (8)$$

$$fu_1 = A_x \frac{\partial^2 v_1}{\partial z^2} \quad (9)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho g \quad (10)$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial w_1}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

由这组方程所决定的垂直速度为 (Pedlosky, 1979):

$$w_1 = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{2A_x}{f}} \cdot \frac{\partial v_1}{\partial x} \quad (12)$$

当存在地形坡度时,有:

$$\omega_1 = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{2A_z}{f}} \cdot \frac{\partial v_1}{\partial x} + u_1 \frac{\partial H}{\partial x} \tag{13}$$

ω_1 即是从底 Ekman 层中抽吸出来而进入内区的垂直速度。 ω_1 亦即是本文所要确定的 $\omega_1(x)$ 。

为此,首先计算断面上各点的表层地转流速度,然后代入(12),(13)式即可求出断面上各点的 $\omega_1(x)$ 值。在计算地转流速度时,对浅海订正项做沿海底密度的积分计算,其公式为(Csanady, 1979):

动力高度

$$\zeta = \zeta_d + \zeta_b$$

$$\zeta_d = \int_0^H \varepsilon dz, \quad \zeta_b = \int_H^{H_m} \varepsilon_b dH$$

式中, $\varepsilon = \rho(x, z) - \rho_0$; ε_b 为海底密度值; H_m 为断面的最大深度。

应用调查获得的 CTD (传导性—盐度,温度,深度)资料计算出的断面密度场,对(5),(6)式进行差分计算,即可求出斜压场中斷面上的水平流速和垂直流速。计算中取 $g = 980\text{cm/s}^2$, $f = 0.73 \times 10^{-4}\text{s}^{-1}$, $A_z = 50\text{cm}^2/\text{s}$ 。

2 结果与讨论

分别应用 1989 年 4 月和 10 月及 1990 年 7, 8 月和 12 月“向阳红 09”调查船在东海

东北部获得的 CTD 调查资料对横穿黑潮锋的 F6, F7 和 R1 断面的流场进行了计算。在计算中,利用已做过一定平滑处理的每 1 米一个数据的 CTD 资料,垂直网格取为 10m 间距,网格点的数据由邻近的 5 个 CTD 数据平均做平滑处理得到。水平方向以实际调查点为网格点,网格间距约 20km。图 1 是断面位置图。计算结果见图 2。基于这些计算结果,下面分别讨论正压流场与斜压流场的贡献及垂直断面上流场的一些特征。

2.1 正压流场与斜压流场的贡献 上面计算得到的垂直流速是由两部分组成的。一部分是正压场中从底 Ekman 层中抽吸出来而进入

内区的垂直速度。这一部分垂直流速的大小取决于沿锋面方向表层地转流水平切变的大小。表层地转流的水平切变效应大,则产生的垂直流速就大。在黑潮区,这一部分垂直流速的量级一般为 $(1-20) \times 10^{-3}\text{cm/s}$ 。在黑潮锋附近,表层地转流速度切变效应特别强,故锋区左侧(向岸侧)上升流可达 $2 \times 10^{-2}\text{cm/s}$ 。而在内陆架区,顺岸流一般只 $5-10\text{cm/s}$,而且切变效应也弱。故内陆架区正压效应产生的垂直流速比黑潮区小得多,一般为 10^{-4} 量级。另一部分是斜压场中产生的垂直流速,它是由于密度分布不均匀而产生的。从计算结果看,这一部分垂直流速的量级一般为 $10^{-4}-10^{-3}\text{cm/s}$ 。因此,在黑潮区,

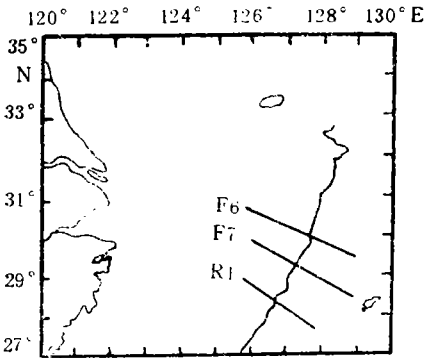


图 1 断面位置图

Fig. 1 Distribution of sections in the East China Sea

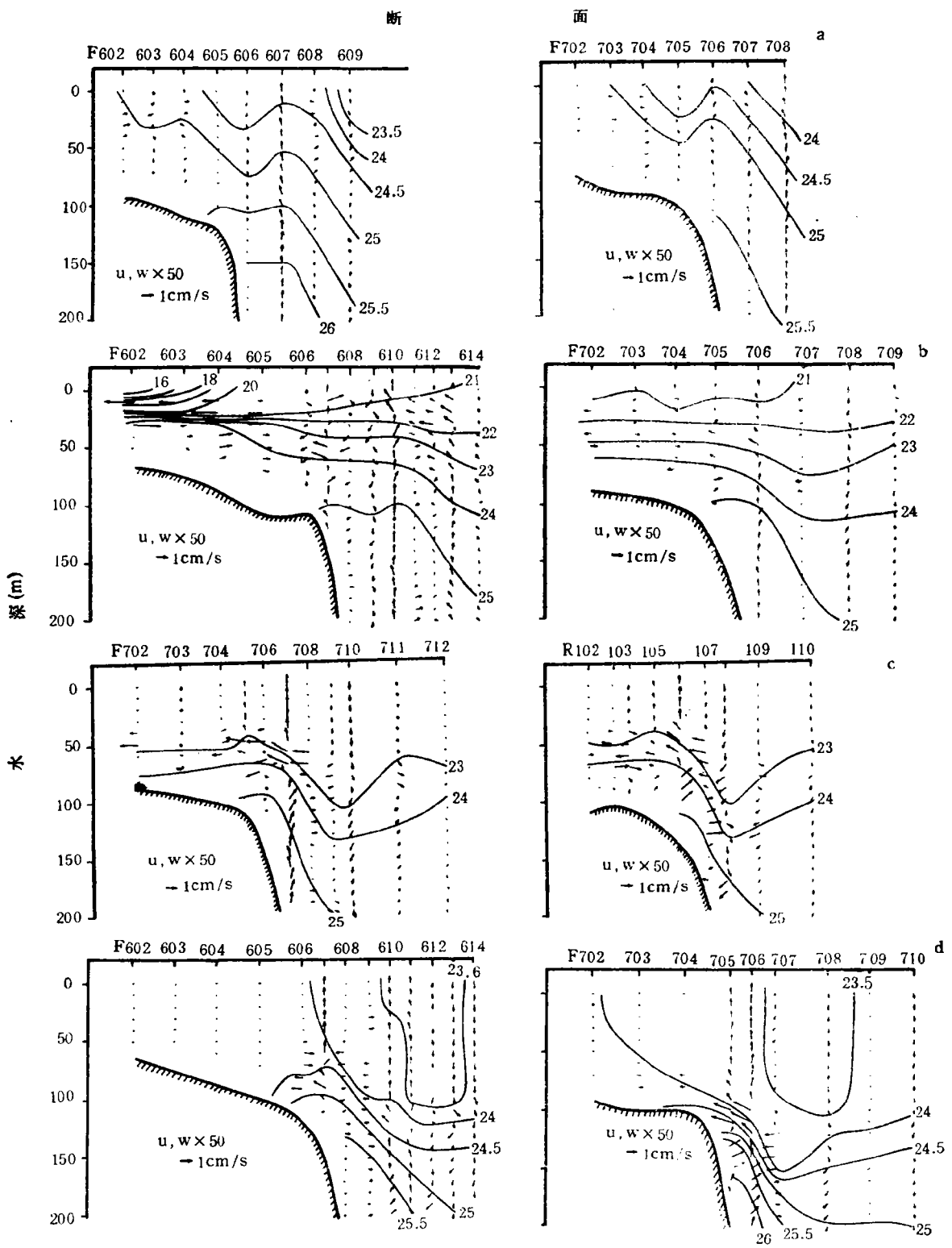


图 2 断面密度及流场分布

Fig. 2 Sectional density and current distributions in the East China Sea

a. 1989年4月; b. 1990年7月; c. 1989年10月; d. 1990年12月.

斜压场对垂直流速的贡献比正压场小得多。而在内陆架区,斜压场与正压场对垂直流速的贡献差不多。从控制方程可以看出,在正压场中,沿锋面方向的地转流速在垂直方向上是不变的,即 $\partial v_1 / \partial z \approx 0$ 。因此,内区正压场中不存在穿越锋面的运动。而穿越锋面的水平流速 u 仅仅是由斜压场产生的,其值为 $0.3-3\text{cm/s}$ 。正如 Pingree (1978) 等所指出的,斜压不稳定性导致了穿越锋面的交换过程。从上面的分析可知,黑潮区主要表现为正压场的作用,而在内陆架区则斜压场变得重要。

2.2 垂直环流的一般特征 计算得到的断面上流场的分布特征是,黑潮锋左侧(向岸侧)下层海水逆坡涌升,而锋的右侧(离岸侧)则为下降流。由于黑潮锋处于陆坡外缘,当黑潮流经该海域时,沿锋面方向的地转流在离岸方向的切变效应很强,因此,在陆坡附近便产生了较强的上升流。上升流的值为 $(1-20) \times 10^{-3}\text{cm/s}$,而穿越锋面的水平方向流速为 $0.3-3\text{cm/s}$,在强跃层附近可达 3.2cm/s 。Kao(1980)对湾流锋动力学研究后指出,垂直流速的量级是沿锋面的表层地转流特征速度与 $10^{-4}-10^{-3}$ 的乘积。对黑潮而言,沿锋面方向的表层地转流速度为 $50-100\text{cm/s}$,这样其垂直流速可达 10^{-2}cm/s 的量级。本文的计算结果与之一致。比较断面密度分布图与流场分布图可见,上升流存在的地方等密度线向上凸起,而与下降流相对应的是等密度线下凹。从流场分布图中还可看出,在陆架坡折处,上升流存在向内陆架转向的趋势(图 2d)。而在陆架区,夏季和秋季的向岸水平流明显。因此,下面分别讨论陆架坡折处和陆架处的流场分布特征。

2.2.1 陆架坡折处 由于春季 F6 断面附近有一锋面涡存在(郭炳火,1990),而 F607 站正好处于气旋式锋面涡的中心位置,锋面涡的存在加强了这里海水的涌升现象,涌升的海水到达上 Ekman 层后向两边辐散。而处于陆架坡折处的 F605 和 F606 站的海水辐合下沉(图 2a)。这样,在陆架坡折处则形成了一个反时针方向的垂直环流。与 F6 断面类似, F7 断面上陆架坡折处的环流也是反时针方向的。上升的海水到达上 Ekman 层后,除一部分转向陆架而形成反时针方向的垂直环流外,大部分则从上 Ekman 层中流向外海方向。从图 2b 可见,夏季由于密度跃层的存在,上升的海水到达跃层附近时有明显转向陆架沿等密度线运动的趋势,使陆架坡折处的向岸水平流速加大。秋季涌升的海水在陆架坡折处明显转向陆架,沿等密度线向内陆架运动,其向岸水平流速明显增加,为 $0.5-1.9\text{cm/s}$ (图 2c)。在 F7 断面上,坡折处似有一反时针方向的垂直环流存在。而从整个断面看,应存在一个顺时针方向的垂直环流,即海水沿 F707 站上升,到达上 Ekman 层后变为离岸流,沿 F710 站下降。从图 2d(F7 断面)可见,冬季沿陆坡涌升的海水在陆架坡折处分两部分,一部分穿越黑潮锋,与锋区外侧的下降流汇合;另一部分则转向内陆架。由于冬季内陆架几乎处于垂直均匀混合状态,阻碍了涌升海水向内陆架的延伸。因此,坡折处的海水向内陆架伸展范围很小。

2.2.2 陆架区 由于冬季陆架区的海水几乎处于垂直均匀混合状态,即 $\partial \rho / \partial z \approx 0$ 。因此,从(5)式可知,该区域向岸水平流速几乎为零,其垂直流速也很小,为 10^{-4}cm/s 量级。在春季,陆架区的向岸流也不大,约为 0.3cm/s 。在夏季和秋季,由于密度跃层的出现,跃层附近的垂向密度梯度明显加大。从(5)式可知,此处的向岸水平流速必然增大。这个区域正压场对断面上的环流贡献不大,而主要表现为斜压场的贡献。在夏季的 F6 断面上,由于陆架区的密度跃层很强,因此,跃层附近的向岸水平流速可达 3.2cm/s 。断面上的环

流形式是，跃层附近为向岸流，近底层为离岸流。若考虑到夏季偏南风的作用，在上 Ekman 层中应为离岸流。

2.3 上升流区营养盐的分布 从上面的分析可知，黑潮锋的左侧往往存在较强的上升流现象。海水的上升运动把底层高营养盐的海水带到了海洋上层，使海洋上层得到营养盐的补充，从而使浮游生物在上升流区大量聚集，容易形成渔场。

在营养盐的分布中，以硝酸盐 ($\text{NO}_3\text{-N}$) 的分布比较稳定。一般说来，随着深度的增加，海水中硝酸盐的含量明显增多，深层海洋中硝酸盐的含量比上层高得多。在上升流区，海水中硝酸盐的含量应比其周围同一水层其它区域的含量高。根据硝酸盐的这种分布特征，我们比较一下计算的断面流场与硝酸盐的分布趋势是否相对应。图 3a,b 分别是 1989 年春季 F6 断面和 1990 年夏季 F7 断面的硝酸盐分布图。

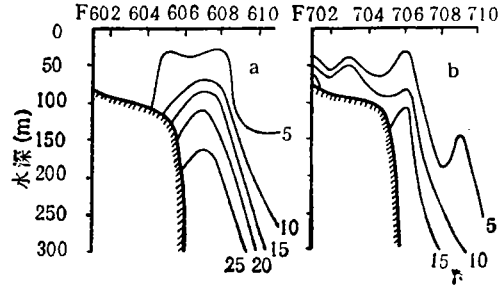


图 3 硝酸盐断面分布

Fig. 3 Sectional distribution of $\text{NO}_3\text{-N}$ in the East China Sea

从图 3a 可见，硝酸盐等值线在 F607 站附近明显上凸，该站硝酸盐的含量比周围各站都高。在 75m 层，F607 站硝酸盐含量为 $12.9\mu\text{mol/L}$ ，而 F605 和 F606 站的含量为 $6\text{--}10\mu\text{mol/L}$ ，F609 站仅为 $1.4\mu\text{mol/L}$ 。在 150m 层，F607 站的含量为 $24.55\mu\text{mol/L}$ ，F606 和 F608 站的含量约 $19\text{--}20\mu\text{mol/L}$ ，而 F609 站仅 $6.07\mu\text{mol/L}$ 。在该断面的流场分布中，F607 站上升流最强，F608 站次之。从而说明上升流将海洋下层富含营养盐的海水带到了上层，增加了上层营养盐的含量。图 3b 中，F706 站的硝酸盐等值线上凸非常突出，其硝酸盐含量比同一层的其它各站高。与该站对应的上升流也是最强的。F708 站的硝酸盐等值线下凹，其硝酸盐含量比其周围各站低。如，100m 层 F708 站硝酸盐含量比其周围站低 $2\mu\text{mol/L}$ ，而 150m 层的比周围各站低 $3\text{--}5\mu\text{mol/L}$ ，与该站相对应的是海水的下降运动。从上面的分析可见，在上升流区，海水中的硝酸盐含量明显增加；而在下降流区，硝酸盐的含量明显减少。计算的断面流场分布与硝酸盐的分布有较好的对应关系。

3 结语

通过对春、夏、秋、冬四季不同断面上环流的计算与分析，得到下面几点结论。

3.1 黑潮锋左侧(向岸侧)普遍存在着较强的上升流现象，而锋的右侧则一般表现为海水的下降运动。海水的升降运动主要是由于沿锋面方向地转流的水平切变效应而产生的。垂直运动速度的量级为 $(1\text{--}20) \times 10^{-3}\text{cm/s}$ 。

3.2 上升的海水到达陆架坡折处时有转向陆架的趋势。特别是夏季和秋季，由于密度跃层的存在，跃层区的水平流速明显加大，其值为 $1\text{--}3\text{cm/s}$ ，而其它区域约为 0.5cm/s 。跃层强度越大，水平方向的水交换越强烈。冬季在陆架坡折附近尽管有时也存在海水向内陆架流动的趋势，但伸展的范围很小。

3.3 在黑潮区，斜压场对垂直流速的贡献比正压场小一个量级，对正压场起了调整作用。而在陆架区，斜压场则变得重要。穿越锋面的水平流速则是仅由斜压场产生的。

3.4 上升流把海洋下层丰富的营养盐带到了上层,使上层营养盐的含量明显增加。因此,上升流区营养盐的含量一般都较高。

本文的计算方法尽管简单但实用,计算结果是令人满意的。计算出断面水平流速和垂直流速后,可估算出各种生物要素和化学要素的输运量,并可进一步分析锋区各水系的混合过程,具有现实意义。

参 考 文 献

- 郭炳火, 1990, 东海黑潮锋面涡旋, 暖丝和暖环, 黄渤海海洋, 10(3): 10—19.
- 袁耀初, 1990, 1986年夏初东海黑潮流场结构的计算, 黑潮调查研究论文选(一), 海洋出版社(北京), 175—192.
- Cromwell, T. and Reid, T. L., 1956, A study of oceanic front, *Tellus*, 8(1):94—101.
- Csanady, G. T., 1979, The pressure field along the western margin of the north Atlantic, *J. G. R.*, 84(C8): 4 909—4 915.
- Garrett, C. and Horne, E., 1978. Frontal circulation due to cabbeling and double diffusion, *J. G. R.*, 83(C9): 4 651—4 656.
- Garrett, C. and Loder, J. W., 1981. Dynamical aspects of shallow sea front, *Phil. Trans. Royal. Soci. London*, A302: 503—581.
- James, I. D., 1978, A note on the circulation induced by a shallow-sea front, *Estuarine and Coastal Mar. Sci.*, 7: 197—202.
- James, I. D., 1984, A three-dimensional numerical shelf-sea front model with variable eddy viscosity and diffusivity, *Continental Shelf Res.*, 3(1): 69—98.
- Kao, T. W., 1980, The dynamics of oceanic fronts I. The gulf stream, *J. P. O.*, 10(4): 483—492.
- Pedlosky, J., 1979, *Geophysical Fluid Dynamics*, Springer-Verlag (Berlin and New York), 624 pp.
- Pingree, R. D. and Griffiths, D. K., 1978, Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles, *J. Geophys. Res.*, 83(C9): 4 615—4 622.
- Pond, S. and Pickard, G., 1978, *Introductory Dynamic Oceanography*, Pergamon Press, pp. 241.
- Wang Dongping, 1984, Mutual intrusion of a gravity current and density front formation, *J. P. O.*, 14: 1 191—1 199.

CURRENT STRUCTURE ALONG CROSS-KUROSHIO FRONT SECTION IN THE EAST CHINA SEA

Wan Bangjun, Guo Binghuo, Tang Yuxiang
(First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266003)

ABSTRACT

The method for calculating the cross-frontal sectional current presented in this paper is based on the simplified equations of motion and considers fully the effect of the bottom Ekman layer. The current is calculated for several cross-Kuroshio front sections from 1989 to 1990 in the East China Sea, with the current field being divided into barotropic and baroclinic components. The results show that strong upwelling occurs on the left (shoreward) side of the Kuroshio front and downwelling on its right (seaward) side, that the vertical velocity is $(1-20) \times 10^{-3}$ cm/s, and that the cross-frontal current velocity is 1-3 cm/s, and maximizes near the thermocline in summer and fall. The upwelling water turns to the inner continental shelf near the continental shelf break. It is suggested that the effect of the barotropic field dominates in the Kuroshio area while that of the baroclinic field becomes important in the inner continental shelf. The cross-frontal exchange is caused mainly by the baroclinic instability. There is a good correlation between the calculated current and the nutrient salt distribution.

Key words Cross Kuroshio front Current structure

: