

## 东海北部气旋涡区夏半年水文结构\*

丁宗信

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

### 提 要

本文通过对东海北部气旋涡区夏半年水文结构的分析得出: (1) 本海区温、盐度较大的逐月变化和逆转结构长期存在是夏半年的主要水文特征; (2) 夏半年平均余流分布揭示了在本海区中层(10—50 m 层)存在着一个气旋涡, 该涡旋区内伴有  $10^{-4}$ — $10^{-3}$  cm/s 量级的垂直运动。黄海沿岸流的强弱和黄海暖流流轴的移动以及海底地形对气旋涡的变化和位置的变动有密切的关系。

本海区位于长江口大浅滩以东, 海水深度由西部的50 m左右, 向东逐渐加深到120 m以上, 系属大陆架区, 海水温、盐度变化显示了浅海的特性, 其月变化和季节变化比较大。苏岩、鸭礁和虎皮礁等处在本海区的西侧, 最浅距海面仅有20 m (见图1), 它对本海区水文要素的分布也产生一定的影响。同时, 本海区又是外海流系和沿岸流系相汇合的区域, 其水文状况错综复杂。此外, 本海区是著名的沙外渔场, 所以分析研究夏半年的水文结构及其逐月变化, 不论对弄清本海区的水文变化规律, 还是对渔业生产, 均有一定的理论意义和现实意义。因此, 近些年来曾引起了中、日两国许多海洋工作者的注意<sup>[1,2,4,8,9,11,14]</sup>。

本文选用1979年5—9月间温、盐度资料和1972—1974年间余流资料, 分别阐述了夏半年温、盐度结构及其逐月变化和平均余流结构的特点, 进而讨论了水系的消长变化、逆转结构、上升流和气旋涡的变化等水文现象。

### 一、温、盐度水平结构及其逐月变化

本海区在夏半年主要受大陆架混合水的控制, 长江冲淡水 and 东海表层水有时进入, 有时退出, 温、盐度水平结构逐月变化显著。下面仅以表层和底层锋面为例来分析温、盐度的水平结构及其逐月变化。这里所用的“锋面”这一名词, 系指温、盐度在本海区内的最大水平梯度面。它大体上代表了两个水系的交界面, 基本上反映了各水系的消长变化趋势。

夏半年, 根据温度分布可划分为以下三种锋面: 长江冲淡水和大陆架混合水锋面(以下简称冲淡水-混合水锋面); 大陆架混合水和东海表层水锋面(以下简称混合水-表层水锋面); 底层冷水锋面。前两种锋面主要是在表层, 后一种锋面是在底层。底层冷水锋

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1133号。本文承管秉贤教授审阅, 并提出宝贵意见, 特此致谢。  
收稿日期: 1983年10月30日。

面可以看作底层冷水的大致边界。盐度也同样划分成上述三种锋面,由图 2 b 看出,底层冷水的盐度锋面和温度锋面并不那么吻合,但它们在 5—9 月间由南向北退缩这一变化趋势是一致的(见图 2)。

**5 月份** 在东经 126° 附近,表层形成了混合水-表层水温、盐度锋面,在底层也形成了这一盐度锋面。底层温度锋面分布在本海区的东南角和西南角,是底层冷水形成初期的南部边界。

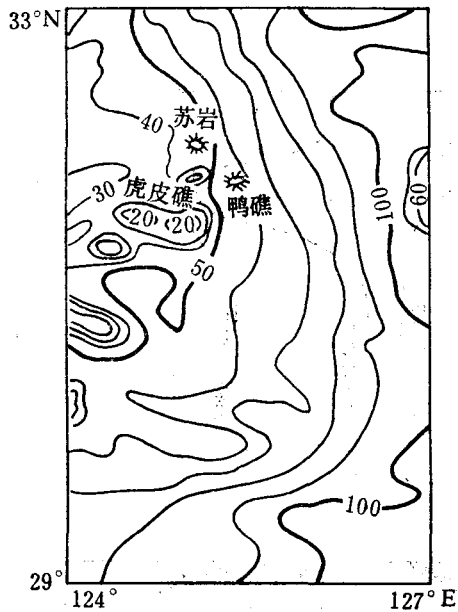


图 1 研究海区和海底地形

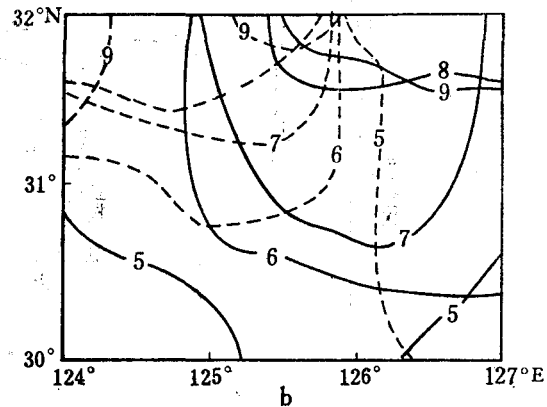
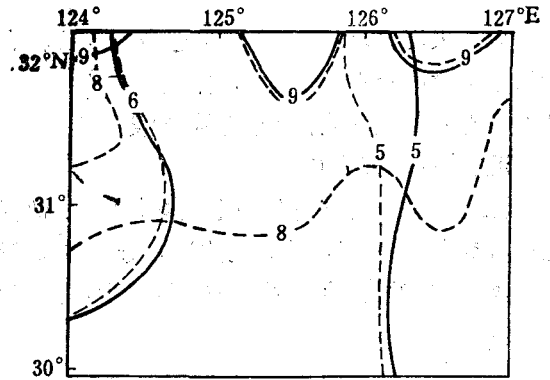


图 2 温度锋面(实线)和盐度锋面(虚线)的逐月变化(1979.5—9月)  
a.表层 b.底层

**6 月份** 由于长江冲淡水从本海区西侧的表层侵入和东海表层水向东退出,混合水-表层水锋面消失,只是在海区西侧的表层形成了一个类似舌状的冲淡水和混合水的温、盐度锋面。在底层,冷水温度锋面的西边界开始出现,南边界北移,东边界同 5 月一样没有形成(主要是海区东侧水深温度低所致);底层冷水盐度锋面的西边界没有形成,南边界位于 31°N 附近,东边界位于 126°E 附近。

**7 月份** 由于表层海水温度偏高,其盐度普遍降低,水平梯度小且变化均匀,两者均没有形成锋面。在底层,冷水温度锋面和 6 月份相比,向东向北移动;冷水盐度锋面的南边界也向北移,东边界仍保持不动。

**8 月份** 在表层,温度锋面没有形成,而盐度锋面则出现两个:(1)冲淡水-混合水第一锋面,位于海区西北部,水平梯度大;(2)冲淡水-混合水第二锋面,沿 31°N 线附近呈东西向分布。由此表明,冲淡水在 7—8 月间影响范围广。在底层,冷水温度锋面迅速向东、向北移动,南边界退到 31°30'N 以北。冷水盐度锋面也是如此。

9月份 表层和底层的温、盐度锋面零星地出现在 32°N 一线。

## 二、温、盐度垂直结构及其逐月变化

总的来说,本海区主要是由近表层的高温、低盐水和近底层低温、高盐水组成,因此在两种水系之间存在着较强的变温层和变盐层。但由于本海区是几种温、盐性质不同的水体的汇合和气旋涡的作用,其温、盐度垂直结构及逐月变化较其它海区复杂。

### 温、盐度垂直分布

温度的垂直分布可分为垂直均匀型、负梯度型、中层冷水型和中层暖水型(见图 3a)。这四种类型在 32°N 断面上的逐月分布如图 3b 所示。

垂直均匀型: 该类型在暖半年很少见。在 5—9 月间只出现在西部浅水区的个别测站上。

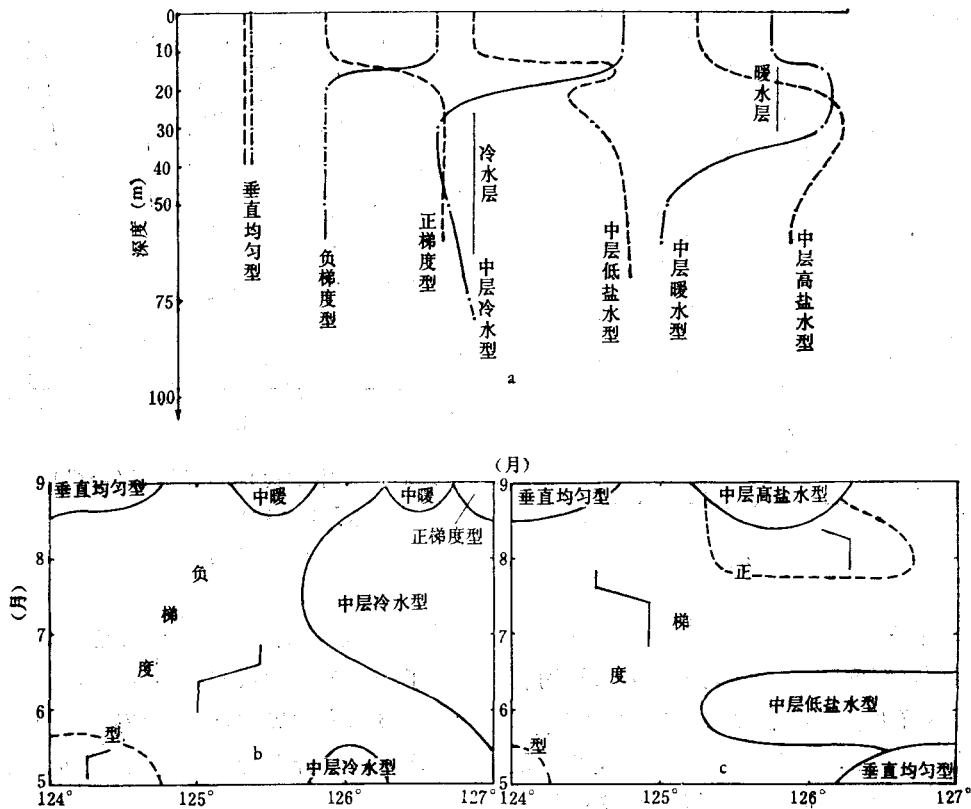


图 3 温、盐度垂直分布类型及其在 32°N 断面上的逐月分布

a. 温(实线)、盐(虚线)度垂直分布类型 b. 温度垂直类型在 32°N 断面上的逐月分布  
c. 盐度垂直类型在 32°N 断面上的逐月分布

负梯度型: 该类型包括有跃层和无跃层两种,本文统称为负梯度型,是本海区夏半年分布普遍的基本类型。它是由表层海水受热增温形成的。

中层冷水型: 该类型是在负梯度型的基础上发展起来的。它包括单中层冷水型和双中层冷水型。冷水层主要在变温层附近或以下,其次是在 50—75 m 层。除 9 月份外,其

它月份都有该类型形成。其中以 7, 8 两月分布范围广, 主要在冷水中心以东区域。

中层暖水型: 该类型只出现在 9 月, 32°N 断面的中部测站上。它是由高温、高盐的东海表层水由南向北楔入到该断面中层而形成的。

盐度的垂直分布(见图 3a) 可分为垂直均匀型、正梯度型、中层低盐型和中层高盐型。这些类型在 32°N 断面上的逐月分布如图 3c 所示。

垂直均匀型: 该类型和温度的垂直均匀型的分布范围、出现时间和成因相同。

正梯度型: 该类型根据变盐层垂直梯度的大小, 分为有跃层和无跃层两种, 本文也统称为正梯度型。该类型在夏半年分布也较普遍, 它是由长江冲淡水、海面降水和平流的影响而形成的。

中层低盐水型: 该类型的低盐水层, 往往和中层冷水型的冷水层相对应, 有时是单低盐水型, 有时也为双低盐水型。其分布范围均在冷中心区及以东。该类型主要出现在 6 月, 其它月份几乎没有。按其成因来说在 7 月和 8 月也会形成该类型, 可是实际情况却不然, 这可能是因为变盐层以下的海水盐度水平分布均匀所致。

中层高盐水型: 该类型和中层暖水型同时、同地形成, 其成因也相同。

夏半年变温层的垂直梯度和上界深度的逐月变化如图 4 所示, 由图 4 a 看出, 在变温层开始形成的 5 月份, 垂直梯度最小, 平均为 0.12°C/m。以后每月逐渐增大, 到 8 月垂直梯度最大, 平均为 0.81°C/m。在 9 月, 西部浅水区变温层消失, 中部和东部垂直梯度迅速减小, 平均为 0.26°C/m。变温层的上界深度的变化如图 4 d。在西部浅水区, 5—8 月比较小, 大部小于 5 m, 到 9 月因垂直对流作用而变温层消失。在 125°E 以东, 变温层上界深度由 5 月份平均为 25 m, 以后逐月变浅, 到 8 月平均深度小于 5 m, 9 月急剧增大。导致变温层这种变化的原因应归于本海区内上升流和垂直对流的作用。

夏半年的变盐层的变化和变温层大体类似, 只不过没有变温层那样明显。

### 三、平均余流结构

如前所述, 外海流系沿研究海区的南部、东部和东北部边缘呈逆时针方向流动, 流速一般在 10—25 cm/s。黄海沿岸流由研究海区的西北隅沿大致东南方向流进本海区, 流速小, 一般均在 10 cm/s 以下。因此, 本海区余流水平结构清晰 (见图 5)。

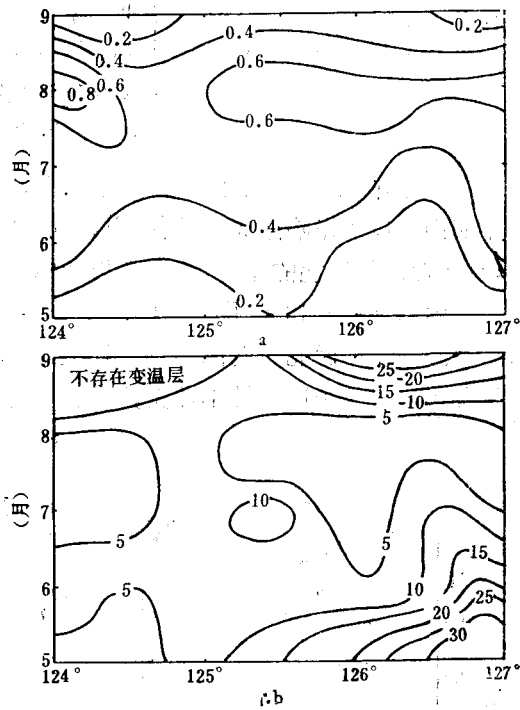


图 4 32°N 断面变温层垂直梯度和上界深度的逐月变化

a. 垂直梯度 b. 上界深度

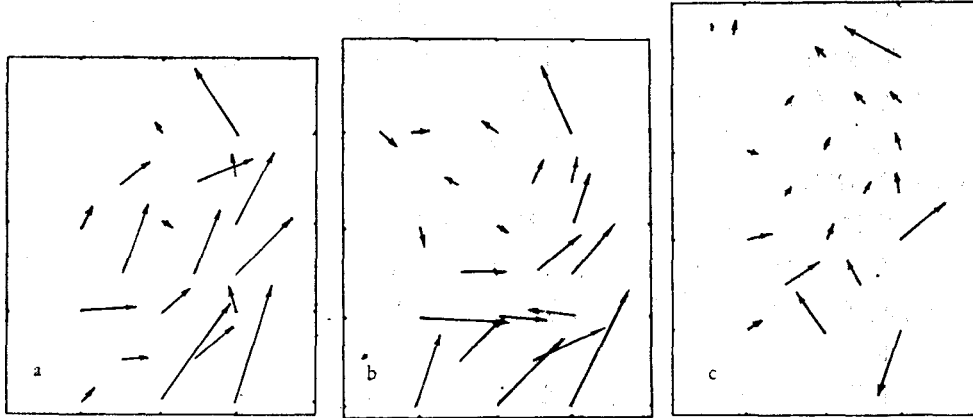


图5 夏半年平均余流矢量平面分布

a. 表层 b. 20 m 层 c. 底层

在表层,除个别测站外,其流向基本上是指向东北。平均余流的这种分布主要是受夏半年偏南季风的影响造成的,所以说,表层余流以风海流为主。由图 5a 看出,在研究海区,没有形成气旋涡的趋势,这一点与 El Nino 等<sup>[12]</sup> 所得的夏季表层环流模式是不同的。

在中层(10—40 m 层),现以 20 m 层为例(见图 5 b),可以看出,外海流系大致沿东—东北—北—西北方向流动,沿岸流系由西北隅沿暗礁东侧向东南方向流动,在本海区中部确形成了一个反时针小环流,即气旋涡。

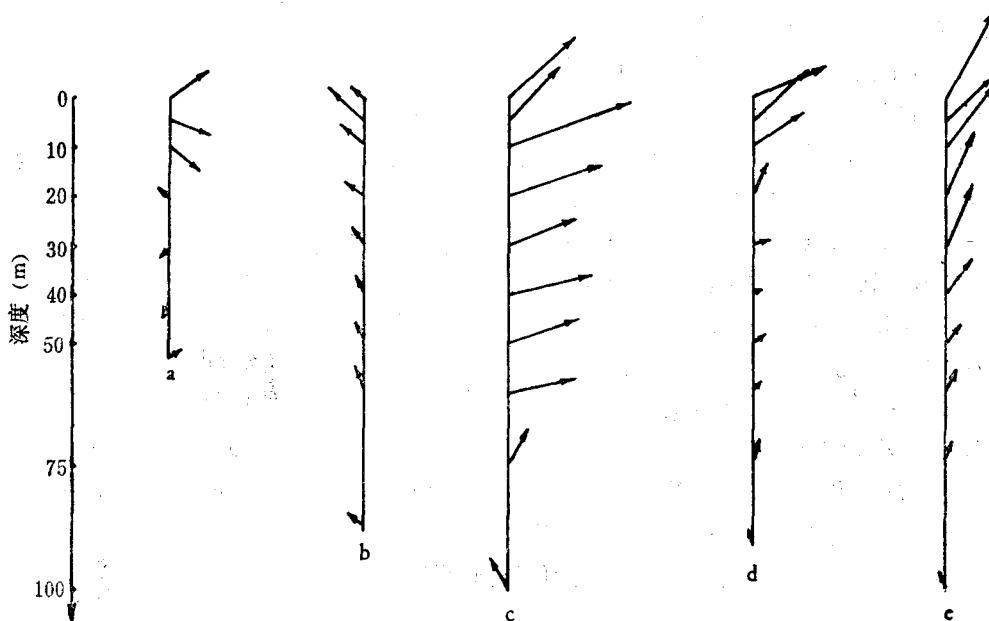


图6 夏半年平均余流垂直分布

a. 黄海沿岸流区 b—d. 沿岸流和 offshore 流交汇区 e. 外海流系区

在底层,如图 6 c 所示,余流均沿着等深线由南向北流动,其流速非常小,每秒只有几厘米。

由上述分析可知,南下的黄海沿岸流夹于两层东北向流中间。由于这一夹层现象,使本海区夏半年平均余流垂直结构趋于复杂。图 6 表示本海区内不同区域的余流垂直分布。

**黄海沿岸流区** 按流向的垂直变化可分成三层。5 m 层以上为东北向流,是风海流层。该层余流不稳定,随海面风场的改变而相应地发生变化。中层(10—40 m)为偏南向流,是黄海沿岸流延伸到本海区的主体,在夏半年内其流向基本保持不变。底层为沿等深线流动的东北向流。但在西部浅水区,底层流也有时为偏南向流,这似乎与黄海沿岸流、外海流系的强弱有关。按其流速值大小来说,近表层大(约为 9cm/s),底层小(约为 2cm/s);在 30 m 层附近出现了一个较小值。

**沿岸流和外海流交汇区** 图 6b—d 分别表示黄海暖流、台湾暖流和对马暖流邻近黄海沿岸流的一侧的余流垂直分布,除它们的流向由所处的位置不同而有明显的差别外,其垂直分布还有它们的共同点:一是中层流向都有明显的右偏现象,小者右偏 10—30 度(见图 6b),大者则右偏 30—50 度(见图 6c—d);二是在 30—50 m 层内其流速均出现了一个较小值。

**外海流系区**(如图 6e) 该站流向从表层到底层都是向左偏转,而在 30—50 m 层仍出现较小的右偏现象,最大偏转只不过 10 度左右。流速垂直分布从表层到底层逐渐减小,但中层没有出现较小值。

总的来说,本海区夏半年平均余流流向在中层出现明显右偏是黄海沿岸流和外海流系交汇区普遍存在的现象,这完全是由于黄海沿岸流向外侵入造成的。其中层流速出现较小值是黄海沿岸流区及其邻近海区共同的特点。

## 四、讨 论

### 1. 水系的消长变化

**长江冲淡水:** 图 2a 中冲淡水-混合水盐度锋面的变化表明,长江冲淡水仅出现在 10 m 层以上的近表层。从 6 月开始明显影响海区的西部,7—8 月间逐渐扩大到研究海区的大部,9 月迅速退出研究海区。由此看来,本海区夏季表层海水盐度的变化,与长江冲淡水的影响有关。可是本海区 32°N 断面上 8 月表层平均盐度的年际变化,又和嵯山海洋站 6,7 两月日平均偏 SSW 风速有着很好的正相关关系。相关系数  $r=0.94$ , 偶然误差  $E=\pm 0.034$ ,  $r/E=27$ , 即表明两者的关系是真实的<sup>[1]</sup>。由此得出,长江冲淡水对本海区的影响和沿岸 SSW 风场的强弱有直接的关系。

**东海表层水:** 到目前为止,还没有一种客观示性指标把东海表层水同陆架混合水划分开。毛汉礼等<sup>[4]</sup>以 34‰ 等盐线作为陆架混合水和东海表层水分界线,初步确定了东海表层水在夏季的分布。因此,本文也采用 34‰ 等盐线在夏半年的变化来定性地讨论东海表层水的消长变化趋势。底层 34‰ 等盐线的逐月变化如图 7 所示。由图 7 并结合图 2 看出:东海表层水在 5 月只分布在 126°E 以东的海区,6 月完全退出;7 月份始,东海表层水先从南部和东部边缘的近底层进入本海区,8 月向北推进到 31°N 及以北,9 月只是在西部向南退缩,而在中部和东部却比 8 月又有所北进。东海表层水的这种变化可能是受黑潮和黄海沿岸流的季节变化的影响造成的。

底层冷水: 在夏半年, 底层冷水的变化应与图 2b 中温度锋面的变化相一致。由图 2b 看出, 5 月份底层冷水刚刚开始形成, 几乎盘踞在整个研究海区。6 月由于变温层的发展, 底层冷水明显地搁置在深底层, 其范围比 5 月向北退缩了一些。7—8 月向北、向东迅速退缩, 9 月已退出本海区。致使底层冷水发生这种变化的因素有: (1) 东海表层水逐月向北扩展, 是底层冷水逐渐北移的主要原因; (2) 西部水深小, 底层海水增温快, 使底层冷水西边界逐月东移。由于上述两种因素的联合作用, 底层冷水于 9 月几乎全部退出本海区。

## 2. 上升流

胡敦欣等<sup>[4]</sup>指出, 在 1972 年夏季, 本海区由于气旋涡的存在, 底层冷水有明显的上升现象, 垂直流速的量级约为  $10^{-3}$  cm/s。由图 4b 看出, 在 1979 年 5—8 月间,  $125^{\circ}$ E 以东的底层冷水区, 变温层上界深度并没因表层海水增温而下沉, 而是逐月变浅。又从图 8 中看出, 在  $125^{\circ}30'$ E 以东海区  $15^{\circ}\text{C}$  等温线逐月抬高, 6—7 月抬高 23 m, 7—8 月抬高 16 m。以上表明, 在这期间本海区也有上升流存在。按  $15^{\circ}\text{C}$  等温线每月抬高高度估算, 其垂直流速约为  $10^{-4}$  cm/s, 比 1972 年偏小一个量级。历史资料表明, 夏半年的温度都有类似的变化。由此断定, 本海区的上升流是常年存在的一种客观事实, 其量级约为  $10^{-4}$ — $10^{-3}$  cm/s。

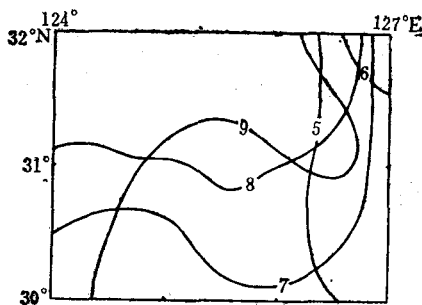


图 7 底层 34‰ 等盐线的逐月变化

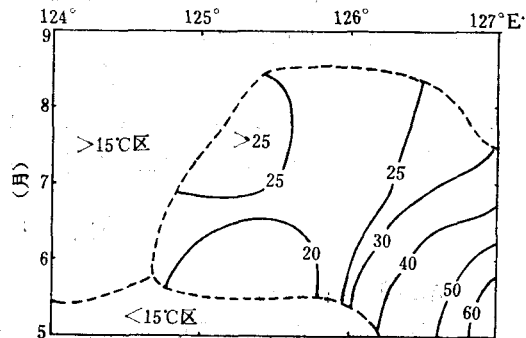


图 8  $32^{\circ}\text{N}$  断面上  $15^{\circ}\text{C}$  等温线所在深度的逐月变化

## 3. 水文结构的逆转现象

夏半年本海区是东海出现逆转结构较多的区域。中层低温层和低盐层、中层高温层和高盐层大部分发生在底层冷水区及其以东海域。平均余流流向中层明显右偏现象也出现在这里。就本海区这些逆转结构的成因来说, 以前人们归因于绕黄海冷水舌的侧向平流<sup>[12]</sup>或沿岸水和外海水之间的混合过程。但是具体本海区来说, 不仅如此。由图 5 看出, 夏半年南下的黄海沿岸流夹在两层东北向流的中间, 余流的这种夹层现象是造成本海区逆温逆盐结构和中层平均余流右偏的主要原因。此外, 由于本海区气旋涡的存在, 导致了底层冷水的上升运动, 这对逆温结构的形成也起了重要的作用。

## 4. 气旋涡的变化

由图 5b 中夏半年平均余流分布看出, 在本海区中部存在着一个气旋型涡旋 (简称气旋涡)。胡敦欣等<sup>[4]</sup>曾对这个气旋涡存在和成因分别给予了论证和定性的解释。后来冯士筭等<sup>[3]</sup>关于黄东海环流数值计算结果表明了外界力(黑潮等)和热盐(主要是热)效应是

形成这个涡旋主要原因。本文为了进一步解释气旋涡的变化,作者根据气旋涡形成的位置和所在深度以及本海区余流平面分布特征等,把本海区看作是一个由固体边界(西部暗礁)和液体边界(外海强流)组成的半封闭的“海湾”(见图9)。如图9所示,外海流系(包括受暗礁阻挡折向东的台湾暖流、对马暖流和黄海暖流)构成了一个半圆形包围在本海区南部、东部和东北部,呈逆时针流动。相对而言,外海流系是一支强流,平均标量流速约大于  $15 \text{ cm/s}$ , 而黄海沿岸流是一支弱流,平均标量流速约为  $6.4 \text{ cm/s}$ 。因此,南下的黄海沿岸流进入“海湾”以后,和外海流系相遇时只能发生部分的混合,而不会破坏或穿越外海流系。在液体边界侧向摩擦力的作用下,受迫也作逆时针流动,这时气旋涡伴随而生成。

由此可想而知,液体边界和固体边界不同,容易受海水内部环境条件的影响而随时发生变动,即“湾形”在不断地变化。换句话说,当黄海沿岸流越强和黄海暖流流轴越向西移动,“湾”内海水的正旋度变大,这时气旋涡便会增强。反之,当黄海沿岸流变弱和黄海暖流流轴东移,“湾”内海水的正旋度变小,这时气旋涡便会减弱,甚至消失。由此可见,黄海沿岸流的强弱和黄海暖流流轴的摆动是影响气旋涡变化的主要因子。

最后,还要指出的是这个涡旋总是出现在西部暗礁以东海域的  $50 \text{ m}$  以浅的水层里,正和暗礁所处的深度基本相同,这不是偶然的巧合,而是同本海区西部海底地形的影响有密切关系。

## 五、结 语

本文通过上述分析和讨论,对本海区在夏半年内的水文结构的逆转现象、水系的消长变化、上升流和气旋涡生成、变化等重要水文现象给予了详细的阐述和定性的解释。但是,在黄海沿岸流区及其邻近海区的中层平均余流流速出现了一个较小值,这一特征也由一些一日或多日测流资料所证实,其原因何在,尚不清楚,有待今后进一步分析研究。

## 参 考 文 献

- [1] 毛汉礼、任允武、孙国栋, 1964。南黄海和东海北部 ( $28-37^{\circ}\text{N}$ ) 夏季水文特征以及海水类型(水系)的初步分析。海洋科学集刊 01:23-77。
- [2] 兰淑芳、顾传成、傅秉照, 1984。东海北部陆架区底层冷水的初步分析。海洋科学集刊 21:75-86。
- [3] 冯士符、张淑珍、奚盘根, 1981。东中国海环流的一种模式 II。夏季环流和相似准则。山东海洋学院学报 11(2):8-26。
- [4] 胡敦欣、丁宗信、熊庆成, 1980。东海北部一个气旋型涡旋的初步分析。科学通报 1:29-31。
- [5] 翁学传、王从敏, 1984。东海西北部海水温、盐度结构初步探讨。海洋科学集刊 21:49-61。

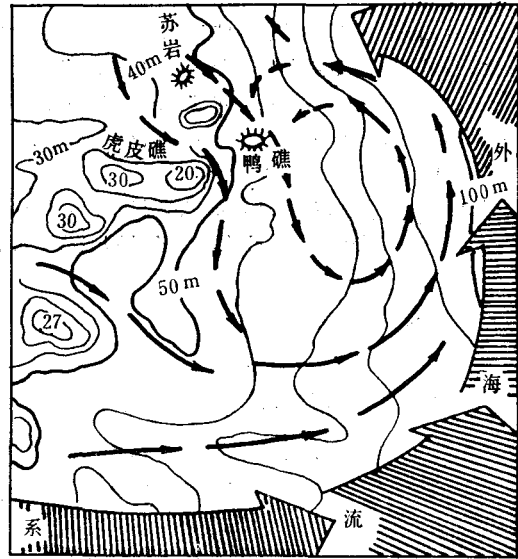


图9 “海湾”内夏半年平均环流示意图



- [6] 袁耀初、苏纪兰、赵金三, 1982. 东中国海陆架环流的单层模式. 海洋学报 4(1):1—11.
- [7] Кудрявая К. И., 1951. 海洋水文预报(赵知梅译). 科学出版社, P.64.
- [8] 井上尚文, 1975. 東シナ海大陸棚上の海底流動. 海洋科学 7(1):12—18.
- [9] 深瀬 茂, 1975. 東シナ海陸棚上の底層水. 海洋科学 7(1):19—26.
- [10] Asaoka O. and S. Moriyasu, 1966. On the circulation in the East China Sea and Yellow Sea in Winter. *Oceanographical Magazine* 18(1-2): 73—81.
- [11] Hideo Nishida and Yoshiyoki Iwanaga, 1978. On the water mass characteristics in Autumn on the continental shelf of East China Sea. *Report of Hydrographic Researches* 13: 37—49.
- [12] Hiroshi Nino and K. O. Emery, 1961. Sediment of shallow portions of East China Sea and South China Sea. *Geological Society of America Bulletin* 72: 731—762.
- [13] Nagata, Y., 1967b. On the structure of shallow temperature inversions. *J. Oceanogr. Soc.* 23(5): 1—10.
- [14] Toru Nakao, 1977. Oceanic Variability in Relation to Fisheries in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. fac. mar. sci. Technol. Tokai Univ. Spec. No. Nov. 1977. pp. 199—367.*

## DESCRIPTION OF HYDROLOGIC STRUCTURE IN CYCLONIC EDDY REGION OF NORTHERN EAST CHINA SEA IN SUMMER\*

Ding Zongxin

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao)

### ABSTRACT

In this paper, hydrologic structure in cyclonic eddy region of Northern East China Sea in summer (May—Sept.) is analyzed. The results obtained are as follows: (1) great monthly variations of temperature and salinity and permanent existence of inversion structure are the main hydrologic characteristics of this region in summer; (2) a cyclonic eddy is found on the mean currents observed in summer season. Vertical velocity is estimated to be about  $10^{-4}$ — $10^{-3}$  m/s in the cyclonic eddy region. It is shown that the variability of the cyclonic eddy depends on the location of Huanghai Sea Warm Current and on the extension of Huanghai Sea Coastal Current to south, and that a series of the submerged reefs might play an important role in the formation of the cyclonic eddy.

\* Contribution No. 1133 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.