

# 北黄海冷水团环流结构探讨 ——潮混合锋对环流结构的影响\*

赵保仁

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

**提要** 简述北黄海冷水团环流结构研究现状, 指出已有研究成果中的主要问题。然后用一个诊断模型给出了冷水团环流结构, 得到冷水团环向流动主要存在于海洋上层接近冷水团边界处; 径向运动也主要存在于断面两端, 上层为离岸流, 下层为向岸流; 冷水团中心的上升流极为微弱, 且仅存在于海洋上层; 温跃层下的冷水团中心区域的流动极为微弱, 几乎为“死水”一般, 上述环流结构对冷水团中心部分的温、盐度长期保持不变及跃层底部溶解氧最大值的形成和保持极为有利。最后用卫星及实测海流资料佐证了所述环流结构。

**关键词** 径向环流 上升流 北黄海冷水团 诊断模型

黄海冷水团是夏季黄海中存在的突出水文现象, 我国学者对黄海冷水团的形成机制和环流结构作过大量研究, 其中对北黄海冷水团的径向环流结构给予特别重视, 但从已取得的结果来看, 还不能令人满意。

早期的研究结果认为: 北黄海冷水团中心区存在着较强的上升流现象, 而边界区域是下降流(管秉贤, 1962; 袁业立, 1979; 缪经榜, 1989; 缪经榜等, 1991)。但是这种观点无法解释一些基本的观测事实, 如: 为何冷水团区的温度断面分布常常具有两端上翘中间略凹的台状结构; 为何冷水团中心区的温、盐性质可以长期保持不变; 在温跃层底部, 为何能长期保存溶解氧最大值等等。为了解释上述观测事实, 袁业立等(1993)近年来求解了1979年提出的数学模型, 得到冷水团径向环流仅存在于温跃层附近的薄层内, 从而可以部分地解释上述观测事实, 但他们提出的“薄壳”结构的环流方向与早期结果相比并无实质性的改变。事实上, 由于潮混合和潮汐锋的存在(赵保仁, 1985, 1987),  $\partial T / \partial r$  在边界区域很大, 且达最大值, 从而该项的作用是绝对不能忽略的, 因此他们提出的薄壳环流若给不出观测佐证, 是难以使人相信的, 充其量只在冷水团中心区域成立。

自80年代中期以来本文作者开展黄海潮混合及潮汐锋研究工作, 提出在冷水团边界区域存在比中心区域强得多的上升流现象(赵保仁, 1987; 赵保仁等, 1992)。为揭示北黄海冷水团区的环流特征, 本文利用1979年6月份国家海洋局标准断面的水温观

\* 国家重点基金项目资助, 49130015, 赵保仁, 男, 出生于1939年10月, 研究员。

收稿日期: 1994年10月24日, 接受日期: 1995年12月21日。

测资料和一个潮汐锋诊断模型进行数值求解，结果比较满意，证明在北黄海冷水团边界区域也存在着很强的上升流，并且所得环流结构得到实测海流和卫星观测结果的部分佐证。

### 1 北黄海冷水团环流数值诊断解

作者曾利用 James (1978) 的潮汐锋诊断模型计算过苏北浅滩外侧跨锋断面内的环流结构 (赵保仁等, 1992; 毕亚文等, 1993)，得到在潮锋区附近存在着很强的上升流。

为了给出北黄海冷水团环流结构诊断解，我们像大多数人所做的那样，利用大连—成山角断面的温度观测资料，仍用 James 的诊断模型，所不同者仅在于这里用温度场代替密度场，其温度与密度的转换关系为  $\rho = \rho_0 [1 - \gamma (T - T_0)]$ 。这样，James 模型的控制方程组可写成：

$$\frac{\partial v}{\partial t} + J(\psi, v) = -fu + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + J(\psi, S) = -f \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{g\beta}{\rho_0} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_h \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial A_h}{\partial x} \frac{\partial S}{\partial x} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} (A_v S)$$

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad w = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

$$S \doteq -\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}$$

其中对流项用 Jacobi 算子代替，即  $J(\psi, \sigma) = \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \sigma}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \frac{\partial \sigma}{\partial x}$ 。海面边界条件，当

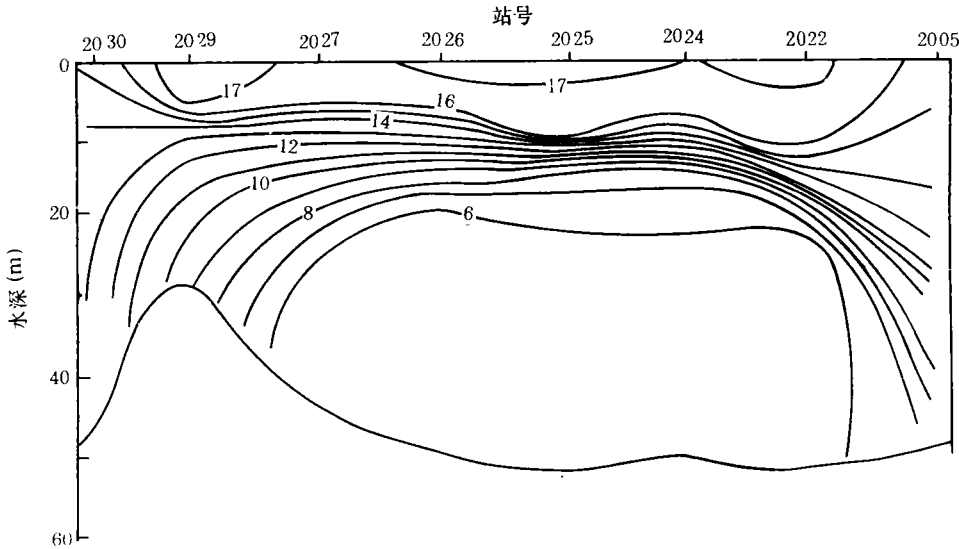


图1 大连—成山角温度断面分布 (1979年6月)

Fig.1 Distribution of temperature at the section of Dalian-Chenshanjiao (Jun. 1979)

Z=0 时有

$$\psi = 0, \quad w = 0, \quad \rho_0 A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = 0,$$

海底边界条件为, 当  $z = -h(x)$  时有  $u = v = \psi = 0$ ; 断面两端不远为岸线, 侧边界条件可写为: 当  $x = 0, L$  时,  $u = v = \psi = 0$

$A_v$  的表达式也与 James (1978) 一致, 即:

$A_v = A_0 [1 + n\sigma Ri / (n-1)]^{-(n-1)}$ ,  $A_0 = 1.59 \times 10^{-3} HV + 4.3 \times 10^{-4} W^2$  式中  $V, W$  分别为潮流流速和平均风速,  $H$  为平均水深, 计算中取  $V = 0.45 \text{ m/s}$ ,  $W = 5.0 \text{ m/s}$ ,  $H = 50 \text{ m}$ ,  $n = 1.57$ ,  $\sigma = 0.3$ . 差分格式同毕亚文等 (1993).

1979 年 6 月大连—成山角断面温度分布如图 1 所示, 可以看到断面两端的潮汐锋已经初步形成, 但两端温度垂直分布仍处弱层化状态. 计算的诊断解如图 2 所示, 其中图

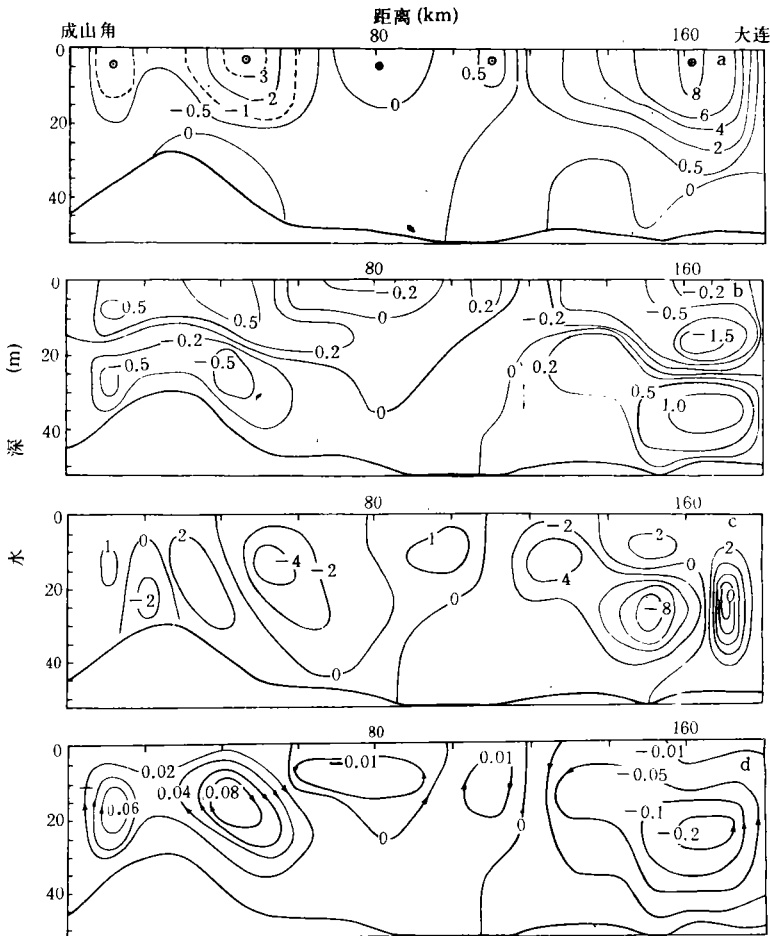


图 2 大连—成山角断面流速 (cm/s) 诊断解

Fig.2 Diagnostic solution of the NYSCWM circulation at Dalian-Chenshanjiao section  
a. 环向流速  $v$ ; b. 径向流速  $u$ ; c. 垂向流速  $w (\times 10^4)$ ; d. 流函数  $\psi (\text{m}^2/\text{s})$ .

2a 表示垂直于断面方向的流速 ( $v$ ) 分布, 即可表示冷水团环向流速分布; 图 2b 为沿断面方向流动的流速 ( $u$ ) 分布, 即为冷水团径向流速分布。

从图 2a 可知, 在断面图上 5 月黄海冷水团环流在大连东南 (断面右部) 最大流速可达  $8\text{cm/s}$ , 在成山角西北最大流速为  $3\text{cm/s}$  (断面左部)。上述两强流中心均在冷水团边界附近, 表层达最大值。在上述强流中心的下方, 于底部有极微弱的逆流存在, 其量值最大仅有  $0.2\text{cm/s}$  左右。

从图 2b 可知, 上层有从两端流向断面中部的径向流动, 其最大值在右端为  $1.9\text{cm/s}$ , 左端为  $0.9\text{cm/s}$ , 均在环向强流中心下方; 下层的径向流动正好与上层相反, 海水从断面中部流向两端, 流速也是在靠近断面两端处达最大值, 右端为  $1.5\text{cm/s}$ , 左端为  $0.7\text{cm/s}$ 。可以看到下层流动深达海底, 综合图 2a, b 可知, 断面中部即在冷水团中心位置, 上层合成后的最大流速只有  $0.8\text{cm/s}$  左右, 下层流速还要小 1—2 个量级, 几无流动可言。

从图 2c 可看到上升流区出现在断面两端及冷水团中心区, 在它们之间的区域为下降流, 而冷水团中心区域的上升流速几乎较两端小一个量级, 且较大者仅限于温跃层以上。

从图 2d 可知, 整个断面内存在着 4 个环流室, 断面两端的环流室大而强, 断面中心部分的一对环流室小而弱, 与 Hu Dunxin 等 (1993) 给出的黄海冷水团径向运动物理模型相比, 本数值计算给出的流动方向正好同他们的完全相反。与袁业立等人 (1993) 的结果相比, 在冷水团中心部分其环流结构显示出某种相似之处, 而在边界区域则相差甚远。最近我们看到苏纪兰等 (1995), 用不同的求解方法得到的北黄海冷水团径向环流结构与我们得到的几乎完全一致。

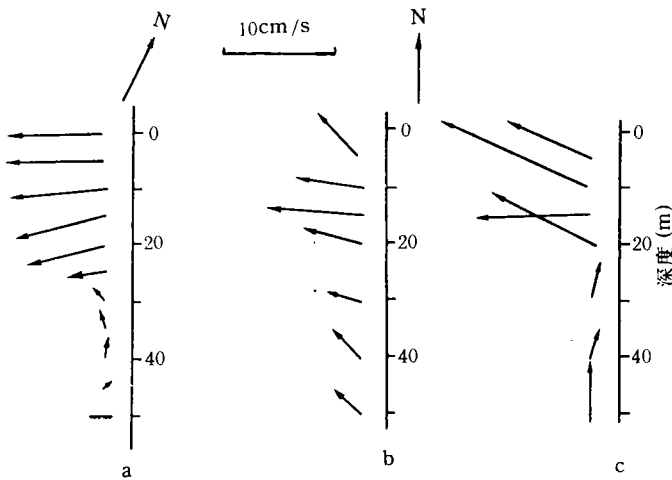


图 3 计算所得大连近海强流中心处流速矢量 (a) 及强流中心附近实测余流矢量 (b.1958.5.28; c.1958.6.22) 垂直分布

Fig.3 Vertical distribution of current velocity modelled at the strong current centre near Dalian (a) and measured residual current near the strong current centre (b, c)

图 3a 为计算所得断面右端最大流速处的水平流速矢量垂直变化图, 0—20m 层的流矢明显具有底埃克曼螺旋的旋转性质, 即具有梯度流的旋转趋向。

## 2 观测佐证

由于黄海冷水径向环流极弱, 人们很难找到充分且有说服力的实测证据, 这里给出两例实测余流垂直分布 (图 3b, c), 该站位于大连附近的 2005 站东南约 5n mile 处。图 3b, c 的实测余流垂直分布与计算基本一致, 表明本模式计算结果是可信的。

另外, 还可从海面卫星遥感图片中看出夏季北黄海表层径向环流的基本倾向。赵保仁 (1985, 1987) 曾指出, 在北黄海西朝鲜湾为强潮混合区, 其次是渤海海峡, 成山角沿岸及辽南近海。这些地区海面经常观测到冷水及潮汐锋。图版 I 是国家海洋局预报总台提供的两张 NOAA 卫片, 其中乳白色的为海面低温区, 深黑色的为高温区。从图版 I: 1 可看到在西朝鲜湾的潮锋面上伸出许多羽状涡丝向北黄海中部伸展。另外, 在成山角沿岸低温区也有一股冷水向北伸展, 而在辽南近海的冷水区羽状涡丝则向东南方伸展。图版 I: 2 的情况与图版 I: 1 基本一致。从而表明在冷水团锋区确实存在向心的径向流动。由于沿锋强流的存在, 从潮汐锋上发展起来的涡丝理应具有较强的沿锋方向的扩展倾向, 图版 I 给出的卫片还不能显示这种倾向, 这可能与涡丝离开锋面后的环向流速迅速减弱有关, 或其他更复杂的表层海水运动所致。

## 3 讨论

**3.1** 由上可知, 本文给出的黄海冷水团径向环流驱动机制为: 在冷水团边界附近因强斜压作用产生的冷水团环流, 由于受分层流体内摩擦影响, 流速矢量随深度逐渐左偏, 从而在上层产生离岸输送, 相应处的下层海水以补偿流性质向岸输送。由此可知因内摩擦产生的埃克曼抽吸形成的黄海冷水团锋区的次生环流对冷水团径向环流结构影响极大, 以往的数学模型恰巧都忽视锋区环流的重要性。本文结果表明: 在黄海冷水团断面两端, 那里不仅存在着较强的径向流动, 而且还存在着显著的垂向升、降运动; 在断面中部流动较弱, 运动较显著的上层合成流速不足  $1\text{cm/s}$ , 底部冷水团中心区流动极为微弱, 流速几乎为零。显然上述流速结构对维持冷水团中心部分的水温长期不变极为有利, 这就是从春末到秋初, 黄海冷水团底层水温几乎没有变动的的原因所在, 也是温跃层底部溶解氧最大值形成并能长期保存的原因所在。

**3.2** 本文结果还表明, 断面中心部分的水循环只在深达温跃层的薄层内进行, 这一点与袁业立等 (1993) 的结论是一致的, 但我们这里给出的这对环流室仅限于断面中部, 没有延伸到断面两端, 该结果表明, 袁业立等提出的冷水团径向“薄壳”环流看来仅限于北黄海冷水团中部区域才是合理的。

**3.3** 本文使用二维诊断方程, 只能给出断面内的流动, 实际的冷水团环流具有三维特征。

**3.4** 最后还需指出用 1979 年 8 月实测水温作诊断计算, 除环流有所增强外, 其它同 6 月份的诊断结果十分一致, 用柱坐标系下的流体动力方程组进行同样的数值计算, 所得北黄海冷水团环流结构几乎同图 2 完全一致, 表明向心力和曲率对冷水团环流结构的影响是很小的。

#### 4 结论

本文用一个二维诊断模式得到北黄海冷水团环向流动主要存在于海洋上层接近冷水团边界处, 径向流动也主要存在于断面两端, 上层为离岸流, 下层为向岸流, 冷水团边界区域存在着较强的上升流现象, 冷水团中心区的上升运动和水平运动都比较微弱, 且仅限于海洋上层, 下层几无流动可言。上述环流结构对保持跃层附近的溶解氧最大值及保持冷水团性质长期不变极为有利。原则上, 上述结论对南黄海冷水团也是适用的。

#### 参 考 文 献

- 毕亚文, 赵保仁, 1993, 海洋科学, 6: 61—64。  
苏纪兰, 黄大吉, 1995, 海洋与湖沼, 26(5 增刊): 1—7。  
赵保仁, 1985, 海洋与湖沼, 16(6): 451—460。  
赵保仁, 1987, 海洋与湖沼, 18(3): 217—226。  
赵保仁, 涂登志, 毕亚文, 1992, 海洋科学, 2: 41—45。  
袁业立, 1979, 海洋与湖沼, 10(3): 187—199。  
袁业立, 李惠卿, 1993, 中国科学 (B 辑), 23(1): 93—103。  
管秉贤, 1962, 海洋与湖沼, 4(3—4): 121—141。  
缪经榜, 1989, 力学学报, 2(3): 257—265。  
缪经榜, 刘兴泉, 薛亚, 1991, 中国科学 (B 辑), 21(1): 74—81。  
HU Dunxin et al, 1991, *Yellow Sea Res.*, 4: 79—88。

# A STUDY OF THE CIRCULATIONS OF THE NORTHERN YELLOW SEA COLD WATER MASS (NYSCWM) — EFFECTS OF TIDAL MIXING ON THEM

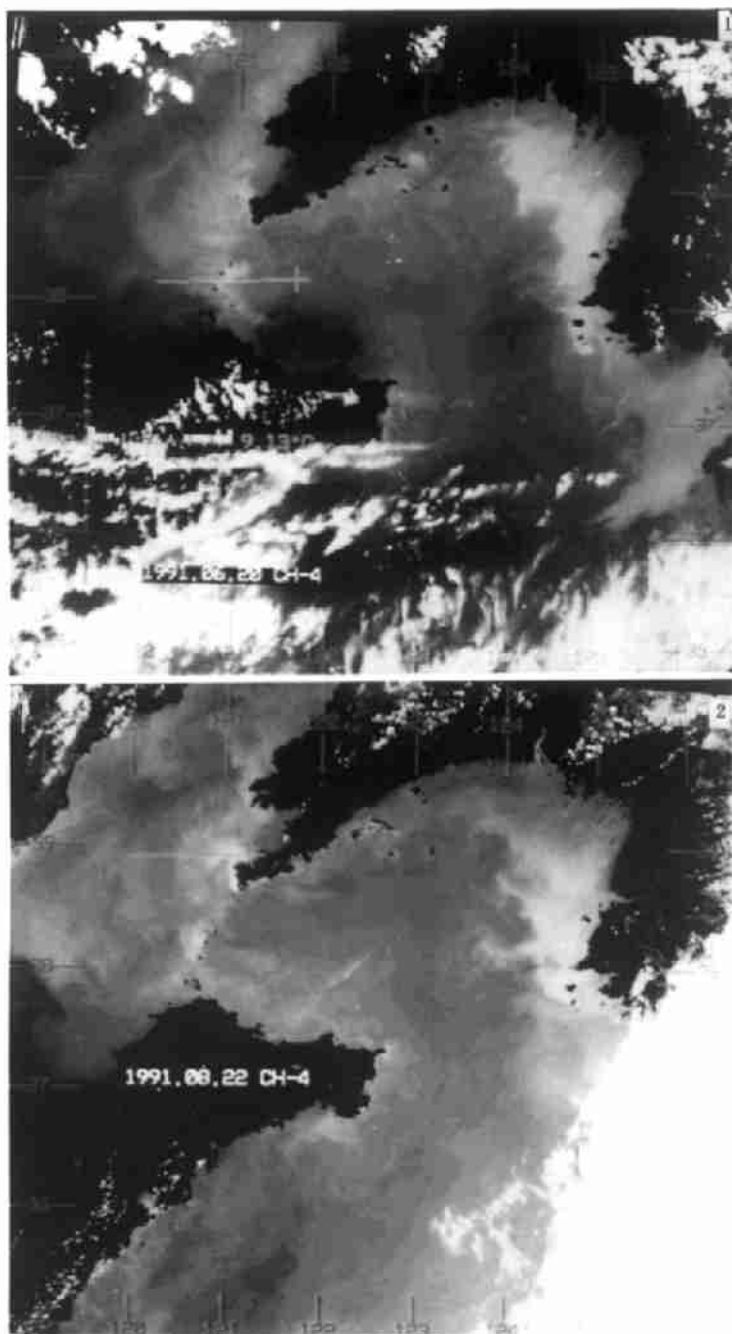
Zhao Baoren

(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071*)

**Abstract** Chinese scientists have conducted many studies on the radial circulations of the Northern Yellow Sea Cold Water Mass (NYSCWM). Early researchers (Guan, 1962; Yuan, 1979; Miao, 1989) thought that notable upwelling appears in the central part of the NYSCWM and downwelling near its boundary areas. But these cannot explain why the dissolved oxygen maximum near the bottom of the thermocline, and T S characteristics in the central part of the cold water mass remain unvarying for long time. Yuan and Li (1993)'s solution of Yuan (1979)'s mathematical model was based on the assumption of a very level isotherm and omitted the  $\partial T / \partial r$  term. In fact, because of the existence of a tidal front,  $\partial T / \partial r$  becomes very large (maximum) in the boundary areas of the NYSCWM. So the  $\partial T / \partial r$  term should not be disregarded as negligible.

We started to study tidal mixing and tidal fronts in the Yellow Sea in 1985 and pointed out that upwelling in the NYSCWM's boundary areas is more noticeable than that at its centre. To clarify the NYSCWM's circulations characteristics a diagnostic model of tidal front was used to find a numerical solution, which showed mainly circular currents in the upper layer near the NYSCWM boundary, Radial movement of off-shore currents in the upper layer, shoreward currents in the lower layer, the strong upwelling in boundary areas, very weak upwelling in the NYSCWM's upper layer only, and a pound of stagnant water under the thermocline. The above circulation structure of the NYSCWM keeps the dissolved oxygen maximum near the bottom of the thermocline and stabilizes the T S property of the NYSCWM. Measured current data and satellite pictures were used to verify the above circulation pattern and show that the Ekman pumping by inner friction of stratified fluid at the thermocline is the main driving force for above the radial circulations.

**Key words** Radial circulations Upwelling Northern Yellow Sea Cold Water Mass Diagnostic model



图版 I 卫星图片 (4通道)

Plate I Satellite Image of the Yellow Sea(CH<sub>4</sub>)

1. 1991.06.20; 2. 1991.08.22.