

渤、黄、东海夏季环流的三维斜压模型*

王 凯 冯士 施心慧

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071) (青岛海洋大学 青岛 266003)

提要 基于拉格朗日时均观点描述环流,建立起潮流与准定常流共同占优势系统中的陆架浅海环流模型,并诊断计算了夏季渤、黄、东海的三维环流图。模拟结果较好地再现了渤、黄、东海主要流系的特征。对照冬季结果,对渤、黄、东海环流的季节变化做了阐述。从环流垂向分量的分布图上,可发现浙闽近海、长江口外存在较明显的上升流区。另外,对夏季渤、黄、东海的热盐环流和潮致余流分别进行了模拟,发现它们均能在黄海构成一逆时针向的环流系统,这对形成和维持夏季黄海冷水团的存在有重要作用。热盐环流的模拟结果表明,黄海冷水团环流含有“热成流”的成分;通过 Lagrange 余流的计算发现环绕黄海冷水团的环流还含有“潮成流”的成分。

关键词 渤、黄、东海,夏季环流,三维斜压模型

中图分类号 P731.2

早在 50 和 60 年代,我国就在渤、黄、东海开展了海洋综合调查,并进行了黄、东海环流的研究¹⁾。随着海上调查工作的积累和研究工作的深入,对渤、黄、东海的海流系统形成了一些传统看法(Guan *et al.*, 1982)。过去对环流结构的认识多依赖于温盐资料和有限的测流资料,由于资料不充分,以及受到其他种种条件和因素的限制,对一些流系的动力机制尚难于作出全面的解释。近年来,数值模拟已成为进行环流研究的有力手段。一些学者根据在不同假定条件下的运动方程,进行了东海环流的数值模拟,得出一些结果(奚盘根等, 1980; 袁耀初等, 1982; Qiu *et al.*, 1990)。这些工作多是基于欧拉时均观点描述环流。80 年代中期, Feng(1987) 基于拉格朗日时均观点,建立了一种弱非线性假设下的陆架环流模型,王辉(1997)应用在潮流占优势系统中的环流模型对东海和南黄海的夏季环流作了诊断计算。本文研究仍是沿用拉格朗日时均观点,利用周期性潮流与准定常流共同占优势的系统中描述环流的方程组(Feng, 1998),对渤、黄、东海的夏季环流状况进行了数值模拟。这一模型是对单频分潮占优势的系统中环流模型(Feng, 1987)的进一步拓广。这一拓广的模型,将适用于某些感潮河口丰水期大径流时或象东海陆架上潮流与黑潮耦合区等环流问题的描述、模拟及其动力机制的探讨。本文采用与冬季相同的计算模型,模拟了夏季渤、黄、东海的环流。夏季本海区内海水层化明显,除沿岸浅水区以外,均

* 国家重点基础研究发展规划项目, G1999043808 号; 中国科学院知识创新工程项目, KZCX2- 202; 山东省自然科学基金资助项目, Y97E04081 号。王 凯, 男, 出生于 1968 年 3 月, 博士, 副研究员, Email: kwang@ms. qdio. ac. cn

1) 全国海洋综合调查报告, 第五册, 第六章, 中国近海的海流系统, 85 页

收稿日期: 2000-09-03, 收修改稿日期: 2001-02-05

出现强盛的温跃层,尤其是黄海冷水团的出现,对黄海环流的形态将会有重要的影响;同时,夏季风速较小,对环流的影响不是很大,再加上各开边界出入流量一般较冬季增大,这或多或少会影响到渤、黄、东海各流系的强度,体现出夏季环流的特征。除对冬、夏季环流的变化作了对比外,本文还对夏季温盐环流,潮致余流进行了模拟,探讨它们在总环流中的作用。

1 陆架环流模型

在一个潮流($U + eW$)和一准定常流($\mathcal{U} + e\mathcal{W}$)共同占优势的浅海系统中环流的速度场为($V + e\bar{W}$),其中 U, \mathcal{U} 和 V 是水平流速, W, \mathcal{W} 和 \bar{W} 为垂直流速, e 为向上为正的垂直坐标 z 的单位向量。记 $\kappa = O\left(\frac{|\zeta_1|}{h}\right)$ 为小量,即 $O(\kappa) < 1$, 其中 ζ 为这一浅海系统中水位变化的特征值, h 为海域的特征水深。鉴于浅海一般应是一多重时间尺度系统,记 t 为时间,则 $t = (t_0, < t_1, < t_2, \dots)$ 。其中,潮流 U 是 t_0 的周期函数,准定常流 \mathcal{U} 与 t_0 无关,但可以与 $t_j (j = 1, 2, \dots)$ 有关,表示低频运动。进一步假设 $\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t_0} + \kappa \frac{\partial}{\partial t_1} + O(\kappa^2)$, 则这一浅海系统的运动方程和边界条件为(精确到 $O(\kappa)$):

$$fe \times V = -g \Delta \bar{\zeta} + \frac{\partial}{\partial z} \left[\bar{v} \frac{\partial V}{\partial z} \right] - \kappa g \beta \Delta \int_z^0 \bar{c} dz' + \kappa \pi - \kappa \left[\frac{\partial \mathcal{U}}{\partial t_1} + \mathcal{U} \cdot \Delta \mathcal{U} + \mathcal{W} \frac{\partial \mathcal{U}}{\partial z} \right] \quad (1)$$

$$z = 0 \quad \bar{W} = \kappa \left[\frac{\partial \bar{\zeta}_0}{\partial t_1} + \Delta \cdot \left(\mathcal{U} \bar{\zeta}_0 \right) \right] \quad (2)$$

$$\bar{v} \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} = \kappa \left[\langle \tau \rangle - \frac{\partial}{\partial z} \left[\mathcal{U} \frac{\partial \bar{\zeta}_0}{\partial z} \right] \right] \quad (3)$$

$$z = -h \quad V = \bar{W} = 0 \quad (4)$$

其中, f 为 Coriolis 参数; g 为重力加速度; Δ 和 $\Delta \cdot$ 分别为水平梯度和散度算子; β 为单位浓度下密度的增量, \bar{c} 为表观浓度; $\bar{\zeta}_0$ 和 \mathcal{U} 分别为对应于准定常流($\mathcal{U} + e\mathcal{W}$)的海面起伏和湍粘性系数; $\langle \rangle$ 表示潮周期时均算子; τ 为海面风应力; π 为潮致力(Feng, 1998)。上面方程组中,希腊字母 κ 仅为一个标记,表明带 κ 项的量阶与未标 κ 的诸项相比为无因次小量 κ 。并记 $(\bar{\zeta}, \bar{v}) = (\bar{\zeta}_0, \mathcal{U}) + \kappa(\bar{\zeta}_1, \mathcal{U}_1)$, 这里 $(\bar{\zeta}_1, \mathcal{U}_1) = (\langle \zeta_1 \rangle, \langle \mathcal{U}_1 \rangle)$, ζ_1 和 \mathcal{U}_1 是按小参数 κ 摄动展开原始方程在一阶情况下的水位解与湍粘性系数。对于东海陆架上潮流与黑潮耦合区域,潮过程 $t_0 \sim 0.5d$, 而黑潮演变时间尺度 $t_1 \sim \kappa^{-1} t_0 \sim 5d$ (假设 $\kappa \sim 10^{-1}$), 这是符合实际的量阶估计。因此,方程(1)–(4)可以描述在 t_1 (或更长)时间尺度上黄东海陆架上的环流演变问题。当 $(\mathcal{U}, \mathcal{W}) \equiv 0$ (并且输运以对流为主时), 问题蜕化为仅有潮流占优势浅海系统中的环流问题(Feng, 1987)。

本文的数值方法是借助时间分裂法构建的一种半隐半显三维数值模型。这一数值模型曾被成功地用于渤、黄、东海 M_2 分潮(王凯等, 1999)的模拟。本文采用8月份的平均风

场及温盐资料,考虑了黑潮驱动力和长江、黄河径流等入流的作用,对渤、黄、东海的夏季环流进行了诊断计算。所用风场和温盐资料是在全国海洋普查资料¹⁾的基础上,将资料值内插到所用 $10' \times 10'$ 的水平计算网格上,垂向分6层。闭边界采用法线流速为零的边界条件,开边界给定流量,并分配到开边界的各垂向分层上定出流速。各开边界的断面流量($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)为:台湾海峡,3;台湾以东黑潮区,29.7;大隅-吐噶喇海峡,29.2;对马-朝鲜海峡,3.544;长江径流,0.04;黄河径流,0.004。这些量值与赵保仁等(1991)估算的东海主要水道的夏季流量比较接近。

2 模拟结果

2.1 夏季环流特征及其季节对比

夏季渤、黄、东海的一些主要流系见图1,其中黑潮、台湾暖流、对马暖流、黄海暖流、黄海沿岸流、东海沿岸流等得到很好的体现。从图1a可以清晰地看出,夏季黄、东海的环流主要由黑潮及其分支和延续部分构成的外海流系与沿岸流系组成,大致形成一个大的逆时针向的环流,黑潮是总环流的主体。对比冬、夏季的环流模拟结果,夏季深度平均的环流图(图1a)基本保持了冬季的特征,但因层化加强,开边界的流量增加而使夏季环流出现与冬季并不完全相同的一面。现将夏季环流与冬季环流的差异表述如下,说明渤、黄、东海环流的季节变化。

黑潮流型夏季与冬季基本一致,流幅较冬季宽,流速也大,表层最大流速达 1.2 m/s 。这种差异与夏季时出入流量较冬季大有关。黑潮右侧的涡旋和逆流区比冬季更显著。

夏季的台湾暖流比冬季强,流幅宽,流速也较大,表层最大流速可达 40 cm/s 。且沿闽浙外海向北可延伸到长江口以北(图1b)。台湾暖流的南分支在 28°N 附近转向东,与黑潮并行向东北流去;北分支在舟山近海转向东偏南,然后再转向东北。由于夏季较冬季有更大的入流量,因而有更多的水汇入对马海峡。从图1还可看出,台湾暖流有越过长江口继续北上的趋势。

对马暖流的来源具有“多源”性。在表层(图1b)黑潮水在 29°N 、 $126^\circ 30' \text{ E}$ 附近分出向北的流动,构成对马暖流表层水的来源之一;台湾暖流水在表层向北抵达长江口后,携带长江淡水转东,也成为对马暖流表层水的来源之一。在50m层(图1c),黑潮和台湾暖流延续体是对马暖流的主要来源。到100m层(图1d),只有黑潮水“支持”对马暖流。这一结果与汤毓祥等(1997)通过分析CTD资料所得结论相一致。

夏季的黄海沿岸流较冬季明显减弱,这与冬、夏季风向不同有关,夏季风海流是沿着海岸向北输送的(图1b),致使沿岸南下的流减弱。这样,温、盐等因素就成为维持黄海沿岸流的主导因子,并在图1总环流图中体现出来。

冬季长江冲淡水入海后,受风和沿岸流的作用向南流动;而夏季长江冲淡水入海后向东南流动,进而向北可达济州岛西北 34°N 附近,之后经过济州海峡汇入到对马海峡中(图1b)。这种夏季长江冲淡水的运移路径,已被卫星跟踪过的一个表层漂流浮标证实了其可能性(Beardsley *et al.*, 1985)。就已有的数值试验结果看,台湾暖流的托顶作用是保

1) 全国海洋综合调查资料,第二册,1961。渤、黄、东海水文气象和化学要素连续观测记录,794

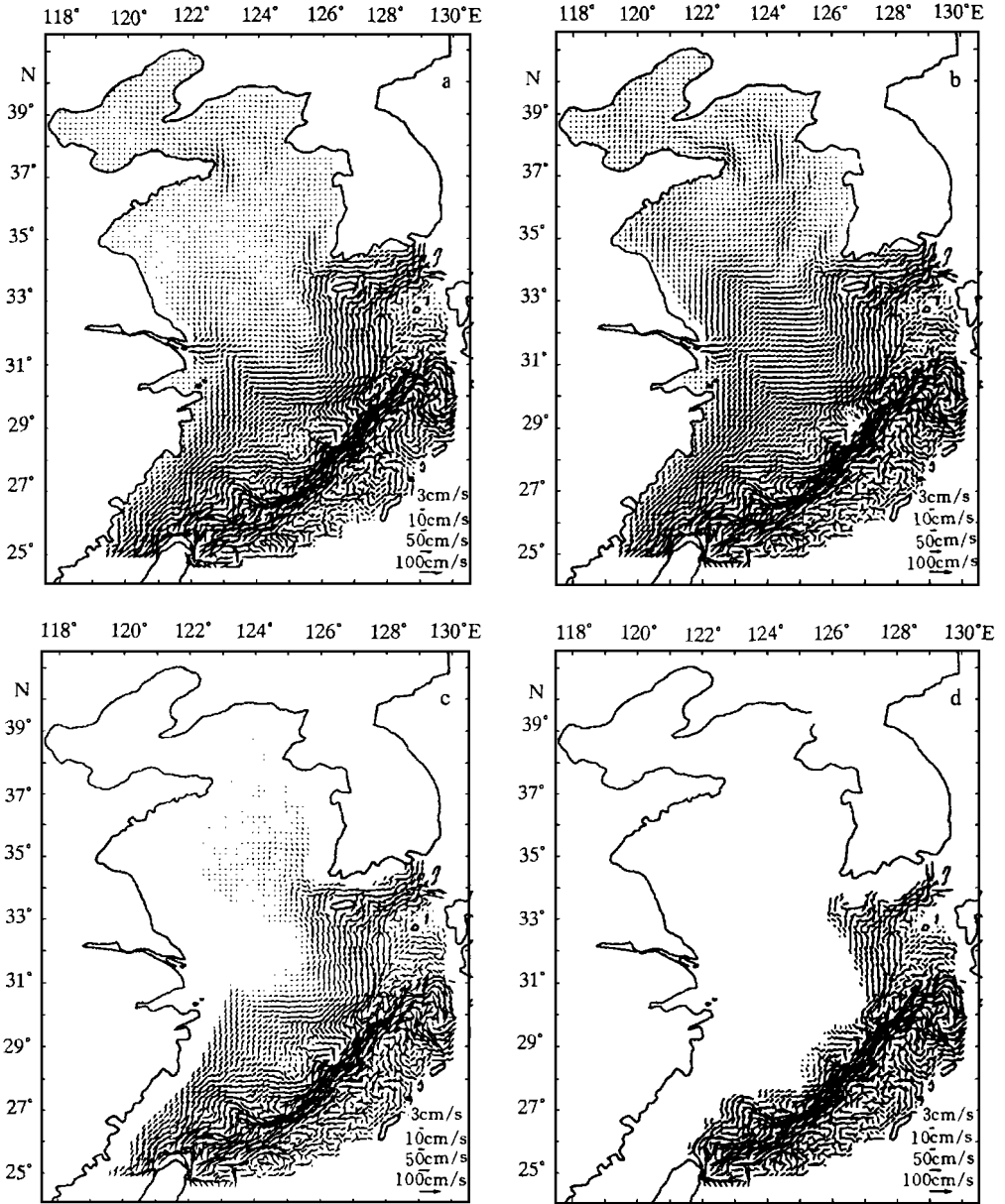


图 1 渤、黄、东海夏季环流图

Fig. 1 The general circulation of the Bohai, Yellow and East China Seas in summer

a. 深度平均; b. 表层; c. 50m; d. 100m

障长江冲淡水转向的关键要素(袁耀初等, 1982; 王凯等, 1997¹⁾。

1) 王 凯 施心慧, 1997. 东海环流模拟的几个数值试验. 高科技研究中的数值计算方法 (第三卷), 蒋伯诚等主编. 52-57

渤海环流在夏季较冬季强度更弱。从图 1a 看, 水流在渤海海峡仍是北进、南出。

2.2 环流垂向分量的分布

图 2 给出了环流垂向分量的等值线分布图。从图 2 中可以看出, 渤、黄、东海环流的垂向分量的分布比较复杂。本文研究仅对某些海区的上升流强度与特征进行分析。

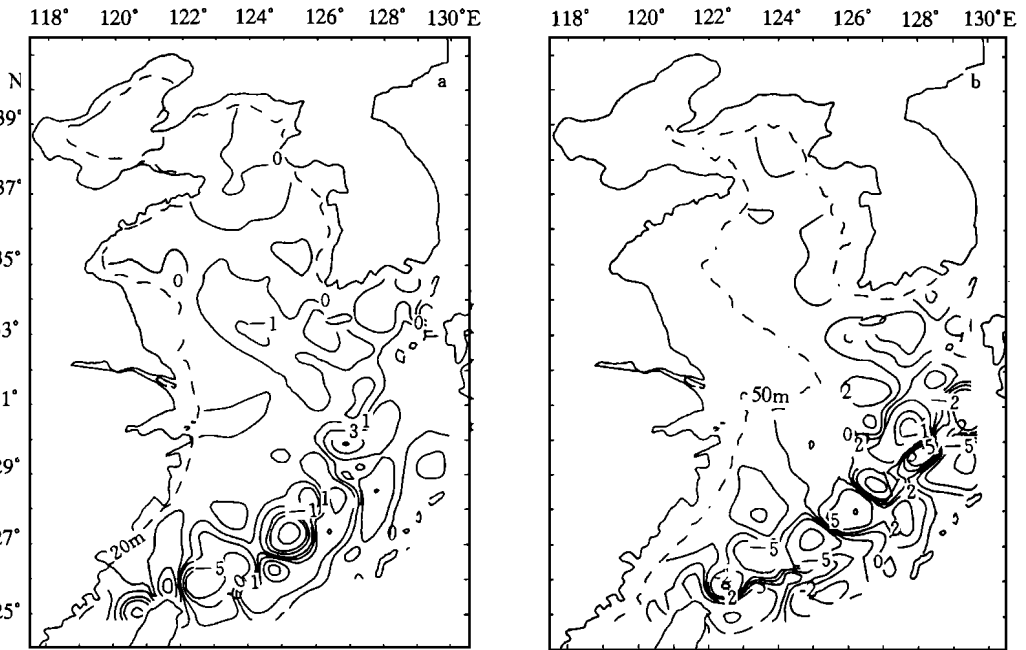


图 2 渤、黄、东海夏季环流垂向分量 (10^{-3} cm/s) 分布图

Fig. 2 Vertical components of the Bohai, Yellow and East China Seas circulations in summer (10^{-3} cm/s)

a. 20m; b. 50m

在闽浙沿岸, 夏季东海沿岸流和台湾暖流都是沿闽浙沿岸向北流动, 运动较冬季加强, 因而在闽浙近海, 约在 $26^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E} - 123^{\circ}\text{E}$ 海域中, 形成了上升运动。

在长江口外的大沙滩上, 夏季有一个上升流区, 其位置约位于 $31^{\circ}\text{N} - 33^{\circ}\text{N}$ 、 $122^{\circ}\text{E} - 124^{\circ}\text{E}$ 附近。这一位置与赵保仁(1993)通过分析资料得出夏季长江口外的上升流区比较一致。考虑到冬季在该地区也有上升运动, 因而推测长江口外的上升流区会终年存在, 且夏强冬弱。

黄海也有几个上升流区, 其一在 $35^{\circ}30'\text{N}$ 、 125°E 附近的朝鲜西岸; 另一个在 38°N 、 123°E 附近。另外, 在济州岛以西, 33°N 、 124°E 附近存在下沉流区。这些上升流区与下沉流区的成因有待进一步研究。

夏季在台湾北端(26°N 、 $121^{\circ}40'\text{E}$ 附近) 海域有上升运动。随着深度的增加, 上升的速度增大, 上升区的范围向北和东北扩大。在上升区的东北侧, 有一个下沉区。

2.3 热盐环流

由于夏季本海区海水层化明显, 除沿岸浅水区以外, 均出现强盛的温跃层, 尤其是黄海冷水团的出现, 对黄海环流的形态将会有重要作用; 而夏季风速较小, 对环流影响不大。

因此,有必要对夏季渤、黄、东海的热盐环流作一探讨。

图3给出了根据温盐资料,计算得出的夏季渤、黄、东海条件密度(σ_t)的分布图。并由此诊断计算了夏季渤、黄、东海的热盐环流,即在模式中不计风、边界驱动力(如黑潮等)及潮余流的影响,仅有温、盐驱动的环境。

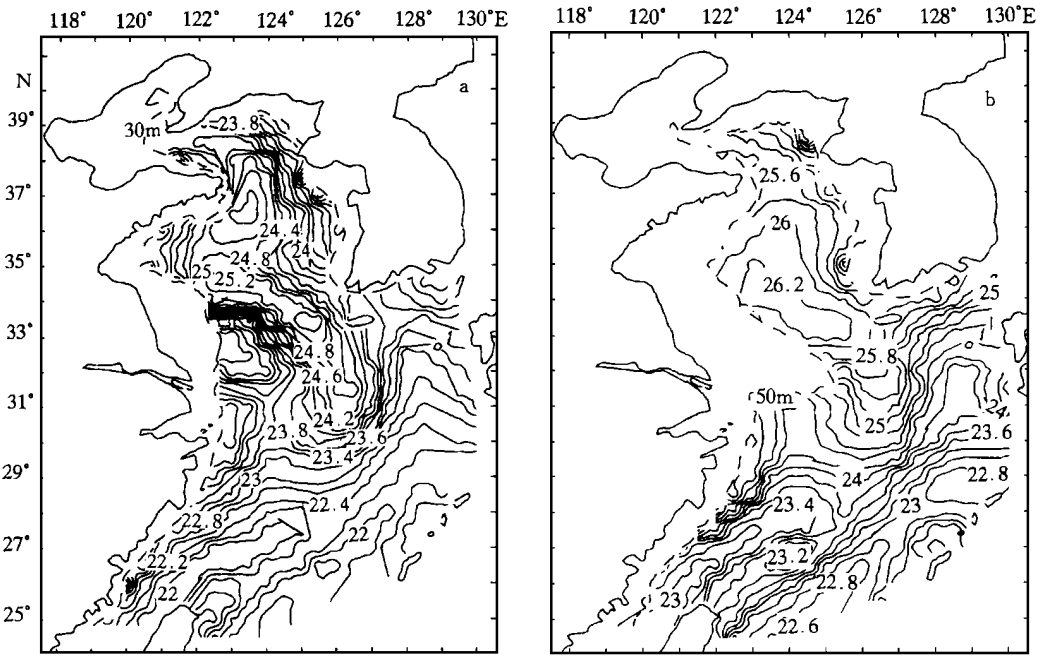


图3 夏季条件密度(σ_t)的分布图

Fig. 3 Distribution patterns of σ_t in the Bohai, Yellow and East China Sea in summer
a. 30m; b. 50m

表层的密度分布高密度与低密水互相挤靠在一起。引人注目的长江冲淡水在长江口外形成一水舌,量值从10左右增至20,水舌的主轴从长江口指向济州岛方向(图略)。从图3a(30m层)中可看出,除在冲绳海槽的位置有一团低密水和台湾东北有一团高密水外,东海上的密度等值线基本是从西南向东北的线条。引人注目的是居于黄海中部的一团高密水,其中心大约在37°N、123°E。另外,在济州岛西侧也有一片高密水,其25.2的等值线形状是一个从西北向东南的条带状。这一高密水团的存在,似乎预示着夏季居于黄海中部的冷水有南侵之势。这一南侵之势在更深的水深层(50m层)上仍然得到证实(图3b)。从图3b还可看出黑潮流区的密度等值线基本与200m等深线走向一致,呈西南向东北的线条。台湾以北,大约在26—28°N、121—124°E的范围内有高密水从台湾海峡侵入东海陆架,这基本对应于台湾暖流的效应。

图4a,b分别给出深度平均和30m层的夏季热盐环流图。从图4中可以看出,夏季黄海环流构成基本封闭的逆时针环流,这一封闭的涡环对形成环绕黄海冷水团的环流有贡献。因此,环绕黄海冷水团的环流具有“热成流”的性质(管秉贤,1963)。图4b的环流中

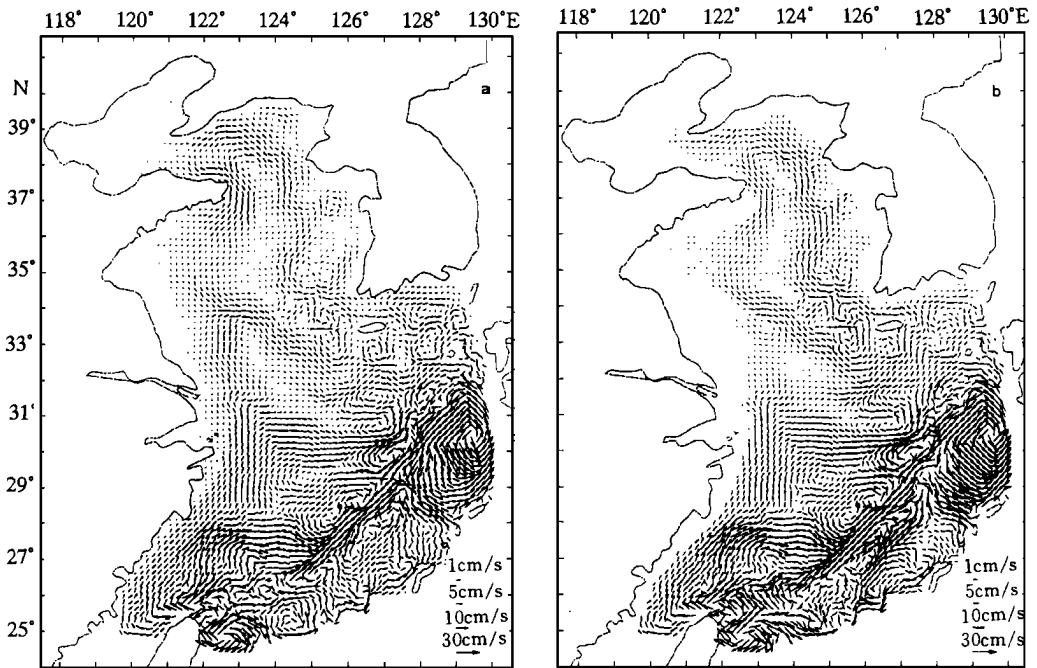


图4 夏季热盐环流

Fig. 4 Thermohaline circulations over the Bohai, Yellow and East China Seas in summer

a. 深度平均; b. 30m

心位置与翁学传等(1988)分析观测资料得出的30m层冷水团分布范围吻合较好。另外,图4b还显示,黄海冷水团的密度环流可南侵到济州岛以南 32°N 附近。从图4a也可看出,温盐对形成台湾暖流以及黑潮主干右侧的逆流与涡旋有作用。当然,在日本九州西南模拟所得逆时针向的涡旋,可能由于资料不完善所致。

2.4 Lagrange 潮致余流

为探讨潮致余流在黄、东海陆架环流中的作用,以 M_2 分潮为例,计算了 M_2 分潮自身非线性相互作用产生的潮致Lagrange余流。图5给出了深度平均的 M_2 潮致余流图。从各分层潮致余流的结果图(图略)可以看出,在不同水层上潮致余流基本保持了深度平均图的特征,只是越靠近水面,余流值会越大一些,表层最大余流值在6—7cm/s,而50m层的最大余流值仅有2cm/s。因而将以深度平均图(图5)为例来分析一下潮致Lagrange余流的结果。

从图5可以清楚地看出潮致Lagrange余流在黄海构成了一个占据整个海区的逆时针大流环。这一逆时针向的流环基本上环绕着黄海冷水团,应对黄海冷水团的形成有作用。赵保仁(1996)探讨了潮混合锋对北黄海冷水团环流结构的影响。戚建华等(1998)从另外一种数值研究的角度,对黄海陆架水域的潮汐锋现象进行了探讨。因此,环绕黄海冷水团的环流不仅含有“热成流”的成分,而且也应含有“潮成流”——潮致余流的成分。

由图5还可以看出,(1)潮致Lagrange余流在黄海中构成一个占据整个黄海盆地封闭

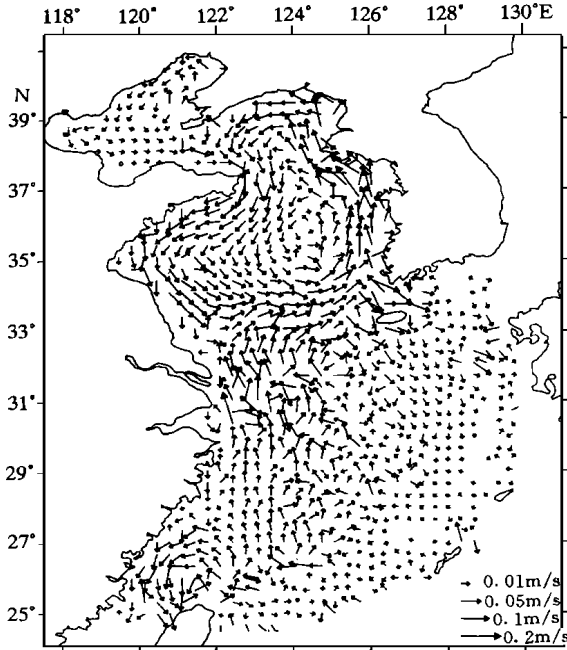


图5 深度平均 M_2 潮致 Lagrange 余流图

Fig. 5 Depth-averaged M_2 tide-induced Lagrangian residual currents over the Bohai, Yellow and East China Seas

余流的最大流速为 $4-5\text{cm/s}$, 主要分布在江华湾外, 山东半岛南端及朝鲜半岛西南端。

3 结论

本文利用建立起的在潮流与准定常流共同占优势系统中的一个新的三维斜压陆架环流模型, 诊断计算了渤、黄、东海夏季的环流结构。模拟结果较好地再现了夏季渤、黄、东海的环流特征, 并阐述了冬、夏季环流的差异。模拟结果进一步肯定了夏季渤、黄、东海的几个上升流区的存在, 如浙闽近海、长江口外(大沙)的上升流区等。分别对夏季渤、黄、东海的热盐环流和潮致余流进行了模拟, 发现它们均能在黄海构成一逆时针向的环流系统。通过热盐环流的数值试验, 进一步证实黄海环流具有“热成流”的性质, 环绕黄海冷水团的环流含有热盐环流的成分。另外, 通过 Lagrange 潮致余流的计算, 揭示出潮致余流是黄海环流的组成部分, 环绕黄海冷水团的环流不仅含有“热成流”的成分, 而且也含有“潮成流”的成分。

致谢 本文承蒙方国洪研究员提出宝贵意见, 特此致谢。

参 考 文 献

- 王 凯, 方国洪, 冯士 1999. 渤、黄、东海 M_2 潮汐潮流的三维数值模拟. 海洋学报, 21(4): 1-13
 王 辉, 1997. 东海和南黄海夏季环流的斜压模式. 海洋与湖沼, 27(1): 73-78

的大流环, 流环的西部(中国大陆沿岸)加强了黄海沿岸流; 流环的东部有诱导黄海暖流向北输送的作用; 流环的中心水平流速很弱。这揭示了潮致 Lagrange 余流也是黄海环流的重要组成部分。(2) 在东海潮致 Lagrange 余流似乎形成弱的顺时针向环流, 其西边的流较强, 沿闽浙外海北上, 有强化台湾暖流的作用, 而其东边的流较弱, 在济州岛以南, $126^{\circ}30' - 128^{\circ}30' \text{E}$ 之间向南流动, 抑制了对马暖流向北流动; 在黑潮区 Lagrange 余流与黑潮的运动方向相反, 但流速也很小, 对相应的流系的影响可忽略不计。此弱环流的中心区位于连接 $32^{\circ}\text{N}, 125^{\circ}\text{E}$ 与 $29^{\circ}\text{N}, 127^{\circ}\text{E}$ 的直线附近。(3) 在台湾西北面, 潮致余流还形成了一个逆时针涡旋。有趣的是, 在 1979 年 3 月 24 日的红外卫星照片上, 几乎在相同的位置也有一个逆时针涡旋(Zheng *et al.*, 1982)。(4) 深度平均的潮致 La-

- 汤毓祥, Lie H-J, 1997. 夏季对马暖流水来源的探讨. 海洋学报, 19(5): 1—11
- 赵保仁, 方国洪, 1991. 东海主要水道流量估算. 海洋学报, 13(2): 169—178
- 赵保仁, 1993. 长江口外的上升流现象. 海洋学报, 15(2): 108—114
- 赵保仁, 1996. 北黄海冷水团环流结构探讨——潮混合锋对环流结构的影响. 海洋与湖沼, 27(4): 429—435
- 奚盘根, 张淑珍, 冯士 , 1980. 渤、黄、东海环流一种模型 I. 冬季环流的数值模拟. 山东海洋学院学报, 10(3): 13—25
- 袁耀初, 苏纪兰, 赵金山, 1982. 渤、黄、东海陆架环流的单层模式. 海洋学报, 4(1): 1—11
- 翁学传, 张以恩, 王从敏等, 1988. 黄海冷水团的变化特征. 海洋与湖沼, 19(4): 368—379
- 戚建华, 苏育嵩, 1998. 黄海潮生陆架锋的数值模拟研究. 海洋与湖沼, 29(3): 247—253
- 管秉贤, 1963. 黄海冷水团的水温变化以及环流特征的初步分析. 海洋与湖沼, 5(4): 255—283
- Beardsley R C, 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze) River into the East China Sea. Cont Shelf Res, 4: 57—76
- Feng S, 1987. A three-dimensional weakly nonlinear model of tide induced Lagrangian residual current and mass transport, with an application to the Bohai Sea. In: Nioul J C J *et al* ed. Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics. Elsevier Oceanography Series, 45: 471—488.
- Feng S, 1998. On the circulation in Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea. In: Hong G H *et al* ed. Health of the Yellow Sea. Korea: KORDI, 43—78
- Guan Bingxian, Mao Hanli, 1982. A note on circulation of the East China Sea. Chin J Oceanol Limnol, 1(1): 5—16
- Qiu B, Imasato N, 1990. A numerical study on the formation of the Kuroshio Counter Current and the Kuroshio Branch Current in the East China Sea. Cont Shelf Res, 10(2): 165—184
- Zheng Qunan, Klemas V 1982. Determination of winter temperature patters, fronts and surface currents in the Yellow Sea and East China Sea from satellite imagery. Remote Sensing of Environment, 12: 201—218

A 3-D BAROCLINIC MODEL OF SUMMER CIRCULATION IN THE BOHAI, YELLOW AND EAST CHINA SEAS

WANG Kai

(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*)

FENG Shi-Zuo SHI Xin-Hui

(*Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

Abstract Based on the idea of Lagrangian time-average residual current, a coastal water circulation model which can describe the circulation in a coastal water-shelf sea system where tidal currents and some quasi-steady flows, such as the Kuroshio in the East China Sea, are of the same order and dominant in the observable flow field, is developed. In this paper, the summer circulations in the Bohai, Yellow and East China Seas are diagnostically simulated by a sigma coordinate semi-implicit numerical scheme using the time-splitting scheme. The numerical result show the summer character circulation pattern over the Yellow and East China Seas, such as the Kuroshio, the Taiwan Warm Current, the Tsushima Warm Current, the Yellow Sea Warm Current and coastal circulation systems (current along the coastline of Shandong Province, Jiangsu Province). The thermal stratification is strong in summer over the computational domain, especially the appearance of the Yellow Sea Cold Water Mass (YSCWM). And the pycnocline layer appears mostly in sea area except the coastal zone. The inflow and outflow currents are altered from wintertime. The seasonal change of circulation patterns is discussed by comparing the numerical results of summer and that of winter. The vertical component of circulation in summer is also illustrated, and the numerical results show that the main upwelling areas in the East China Sea are located in the coastal off Zhejiang Province and Fujian Province and the outside of Changjiang River mouth. Further more, the thermohaline circulation and M_2 tide-induced Lagrange residual current is simulated respectively. In both numerical experiments, an anticlockwise gyre appears in the Yellow Sea. The thermohaline numerical experiment indicates that the circulation surrounding the YSCWM is partly due to thermal effect. Meanwhile, the circulation encircling the YSCWM is also partly due to tide induced residual current.

Key words Bohai, Yellow and East China Seas, Summer circulation, 3-D baroclinic model