

冬季闽浙沿岸上升流的数值研究*

潘玉萍 沙文钰

(解放军理工大学气象学院军事海洋系 南京 211101)

提要 采用 σ 坐标下三维斜压非线性的浅海陆架数值模式, 研究风、边界力流(台湾暖流、黑潮、长江冲淡水)及地形等因子对上升流形成的影响。结果表明, 风、台湾暖流是影响冬季闽浙沿岸上升流形成的最重要因子, 其中风对浙江沿岸上升流的形成影响较大; 台湾暖流对福建沿岸及其远海域上升流的形成影响较大; 长江冲淡水对长江口附近上升流有一定的影响, 对闽浙沿岸上升流影响不大; 地形对闽浙沿岸上升流的形成作用显著; 潮对闽浙沿岸上升流形成的影响也很显著。M₂ 分潮对近海岸区域及台湾东北附近海域上升流的形成影响较大。

关键词 闽浙沿岸, 上升流, 断面结构, 数值研究

中图分类号 P731.21

夏季我国东海存在的沿岸上升流现象, 已有许多研究报道(丁宗信, 1983; 樊安德等, 1987; 赵保仁等, 2001; 苗振清等, 2003)。针对上升流区的水团性质、温盐结构以及形成上升流的主要动力因子和上升流速的计算, 以往学者提出了各种不同的看法(胡敦欣, 1979; 胡敦欣等, 1980; 曹欣中等, 1980; 潘玉球等, 1985; 刘先炳等, 1991; 黄祖柯等, 1996; 罗义勇, 1998)。总的看来, 多数学者认为该海域的上升流是由于风、台湾暖流等因子在东海特有底形的作用下诱导所致。关于夏季浙江沿岸上升流速胡敦欣(1979)、刘先炳等(1991)计算为 $6.5 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 左右。许建平(1986)对浙江近海上升流区冬季水文结构进行了初步分析, 认为冬季台湾暖流仍同夏季一样爬坡北上, 因此, 地形及台湾暖流仍是冬季上升流形成的重要因子。黄荣祥(1996)指出: 闽中沿岸冬季水动力条件与环境因素与夏季的有相类似之处, 台湾暖流深层水自南向北运动过程中, 由于沿途水深变浅, 海水受海底地形的抬升和摩擦作用, 冬季在闽中沿岸海坛岛附近海域形成沿岸坡涌升, 即产生上升流是可能的。另外, 冬季北向的海峡暖流在海坛岛附近海域存在向岸运动分量也可以佐证上升流的存在。王辉(1995、1996)提出: 冬季在闽浙沿岸存

在一明显的带状上升流区, 位于浙江舟山群岛以南至福建海坛岛以北的一个狭长的近岸区域内, 上升流中心位于 $26^{\circ}30'N, 120^{\circ}40'E$ 附近, 10m 层上升速度为 $8.5 \times 10^{-3} \text{cm/s}$, 其形成机制可能是由于台湾暖流向北输送过程中, 受柯氏力作用表层海水不断地偏离海岸, 下层海水必须有向上的运动以补充上层流走的海水, 从而导致上升流的产生。关于沿岸上升流的计算, 以往的学者大多是用 Sverdrup 方法及位移估算法来计算垂直流速。Sverdrup 方法计算简便, 但其缺点是: 当上升流处于稳定或衰减期时, 由它可得出垂直流速为 0 或为负值的结果, 这是不符合实际情况的。位移估算法就是假定海岸线为经向以及垂向混合均匀, 通过近岸某点作垂直于海岸的断面, 只要有上升流存在, 这个断面上的某些理化特征(如温度和盐度), 相对于过该点水平线上的平均值的距平, 可以作为该点附近上升流强度的指标, 垂直流速就可以定义为距平的函数。但是, 由于上层和下层海水的混合, 位移估算法计算出的上升流速往往偏小。

为进一步弄清冬季上升流的状况及其形成的动力机制, 作者采用自行研制的三维 σ 坐标系下非线性斜压浅海与陆架数值模式(沙文钰等,

* 国家 703“台湾海峡甚高分辨率浪流耦合及其同化”子专题资助项目, 03-03-03-05 号。潘玉萍, 博士, E-mail: pyp-nanjing@163.com

收稿日期: 2003-04-05, 收修改稿日期: 2003-10-12

1998;朱首贤等,1999),探讨风、边界力流(台湾暖流、黑潮、长江冲淡水)、潮和地形等因子对冬季闽浙沿岸上升流的影响。

1 物理模式简介

1.1 海水层流运动方程组

在非惯性旋转地球坐标系中,海水层流运动的基本方程组取时间平均,并作如下简化处理:设海水不可压缩,取薄层近似、Boussinesq近似,垂直方向取静力平衡近似,略去分子摩擦和分子扩散,状态方程取 Eckart(1958)给出的形式。将方程组各项变换到 σ 坐标中,得到以下三维的、非线性、斜压海水层流运动方程组。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \Big|_z - g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \\ f v + \frac{uv}{R} \tan \phi + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + AHU + \\ \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(A_h \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \Big|_z - g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \\ fu - \frac{u^2}{R} \tan \phi + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + AHV + \\ \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(A_h \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial \sigma} = - \rho g H \quad (3)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial Hu}{\partial x} + \frac{\partial Hv \cos \phi}{\cos \phi \partial y} + \frac{\partial H\omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (4)$$

$$\rho = \frac{A}{B + CA} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + \omega \frac{\partial S}{\partial \sigma} = K_h \left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) + \\ KHS + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_v \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial \sigma} = K_h \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \\ KHT + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

AHU 、 AHV 、 KHS 、 KHT 分别为由 z 坐标变换到 σ 坐标时,水平运动方程(1)、(2)、盐度扩散方程(6)、温度扩散方程(7)水平湍流项剩余部分。

1.2 垂向速度的计算

在 σ 坐标中,总水深 $H = h + \xi$,垂向速度 $\omega = \sigma = \left(\frac{d\sigma}{dt} \right) \Big|_z$ 在海底和海面($\sigma = -1, 0$)处都

为零,使海底和海面运动学边界形式很简单,可以由此特性导出水位方程和垂向速度 ω 方程。

水位方程

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \int_{-1}^0 \left(\frac{\partial Hu}{\partial x} + \frac{\partial Hv \cos \phi}{\cos \phi \partial y} \right) d\sigma \quad (8)$$

垂向速度 ω 方程

$$\omega = - \frac{\sigma + 1}{H} \frac{\partial \xi}{\partial t} - \frac{1}{H} \int_{-1}^{\sigma} \left(\frac{\partial Hu}{\partial x} + \frac{\partial Hv \cos \phi}{\cos \phi \partial y} \right) d\sigma' \quad (9)$$

将水位方程(8)代入,由坐标变换关系式和复合函数微分法则,可以求出 z 坐标系中垂直速度与 σ 坐标中垂直速度的关系式

$$\begin{aligned} w = H\omega + u \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) + \\ v \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) (\sigma + 1) \frac{\partial \xi}{\partial t} \end{aligned} \quad (10)$$

1.3 数值计算方法

空间离散方法取完全交错C网格,离散化海洋控制方程组,其中对计算稳定性有重要影响的垂向涡动粘滞项和产生快速传播的重力外波项采用隐式差分格式;动量方程中的非线性项采用半动量差分格式,以保证二次能量守恒;盐度、温度方程中的平流项采用迎风格式,以排除物理信息从下游传向上游的伪物理效应;垂向对流项和涡动扩散项采用隐式,时间积分采用ADI方法。模式的计算区域为 $24^{\circ}00' - 41^{\circ}00' N$, $117^{\circ}00' - 130.25^{\circ}E$ 。由于作者关心的重点区域为闽浙沿岸,因此在对垂直分量结果分析时采用区域为 $24^{\circ}00' - 32^{\circ}00' N$, $117^{\circ}00' - 125^{\circ}00' E$,水平分辨率为 $1/8 \times 1/8$ 度,垂直方向分为11层,表层和底层的垂直分辨率为0.05,其他层为0.1,时间步长取为900s。

2 冬季闽浙沿岸上升流的数值模拟

为了较真实地模拟冬季闽浙沿岸海域的环流状况,作者考虑了风应力和边界力流(台湾暖流、黑潮和长江冲淡水)的作用。对台湾海峡、台湾以东海区、吐噶喇海峡、对马海峡和长江作水侧边界处理,基于以往的观测和研究结果(赵保仁等,1991;王辉,1995、1996),台湾海峡、台湾以东海区、吐噶喇海峡、对马海峡和长江的开边界流量分别取1.000、22.500、21.000、2.515、0.015Sv ($Sv: 10^6 m^3/s$),以保证各水边界处总的流量进出平衡。热盐效应暂不考虑,初始条件海流取静止,水位偏差取0,风场取冬季平均风场,海洋从初始状态开

始积分,先计算出稳定的流场,再数值积分 1 个月,然后输出结果分析。

2.1 水平环流

冬季东中国海的水平环流见图 1a。由图 1a 可以看出,在边界力作用下,外来水流系比较完整,黑潮沿陡峭的大陆坡向东北流动,与夏季相比流幅窄,流速也小。10m 层最大流速约为 90cm/s,这种差异主要与水侧边界进出流量有关。在台湾的东北部黑潮有明显入侵陆架的现象,受地形和边界力的作用,黑潮沿着主轴产生许多小的波动。台湾暖流比夏季也较弱,流幅变窄,流轴偏向岸界。在冬季台湾暖流主要来源于黑潮。另外,沿岸风生流与台湾暖流的流向相反,它阻碍了台湾暖流向北延伸,所以在 30m 以浅,台湾暖流的前缘在 28°00'N 附近明显地转向东,与黑潮并行向东北流去。对马暖流流幅约为 90—100km,主轴上的流速约为 30cm/s,向北变小。对马暖流的来源具有“多源性”,它主要是来自黑潮分支和台湾暖流,也有一部分是来自济州岛西北面的黄海混合水;黑潮水在 32°00'N 附近分为两支:一支沿着

九州西岸南下形成一个反气旋型的弯曲,在九州南部折回黑潮;另一支继续北上进入对马海峡,构成对马暖流的主要来源之一。台湾暖流在济州岛西南部时分为两支:一支从济州岛东南面直接流向对马海峡,成为对马暖流的另一主要来源;另一分支流向济州岛西面,在济州岛的西北部与朝鲜半岛西岸南下的沿岸水混合,从济州海峡向东流入对马海峡,构成对马暖流的另一部分。这一结果与 Lie 等(1994)和郭炳火等(1998)漂流浮标结果相似。长江冲淡水入海后,受风和沿岸流的作用主要沿岸南下。近岸浅海表层流主要受风生流控制,闽浙沿岸流在东北风的作用下沿岸向南流动。

2.2 垂直环流

冬季研究海域 10m 层垂直分量平面分布如图 1b,其中垂直速度 ω 放大 1000 倍(以下相同)。从图 1b 中可以看出,冬季闽浙沿岸存在诸多上升流区,上升流的强度和范围较夏季小,其中在 28°30'—30°00'N, 122°00'E 和 26°00'N, 120°30'E 及海坛岛(25°20'N, 120°00'E)附近有相对较强的上

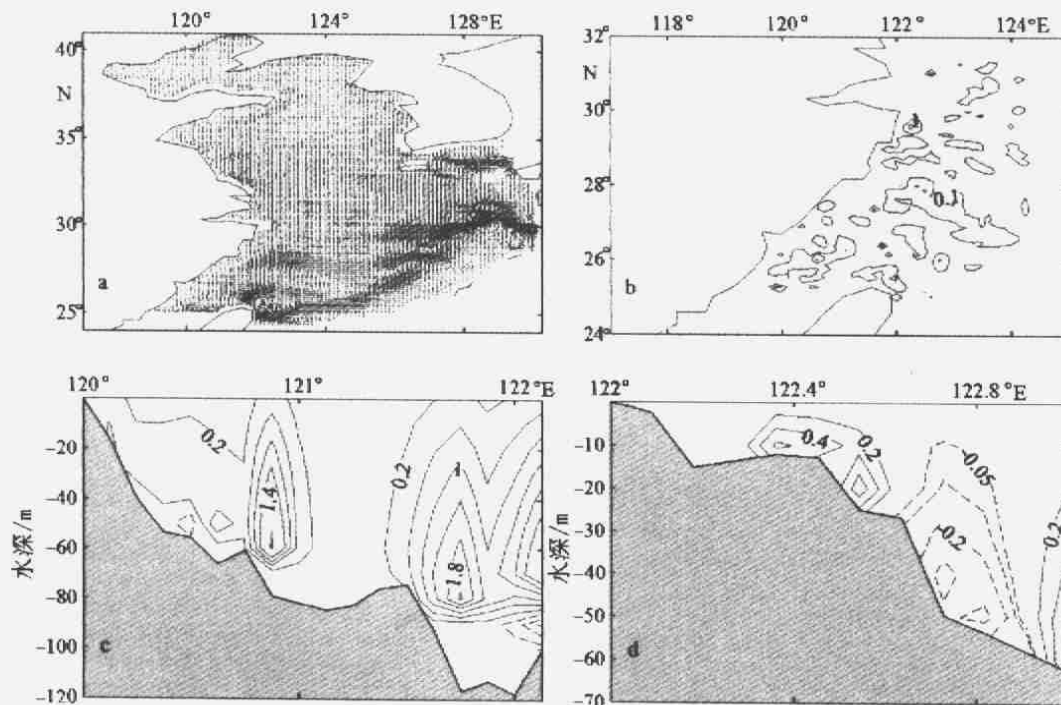


图 1 冬季闽浙沿岸海域的基本环流

a: σ 坐标第一层东中国海平流图(单位:cm/s); b: 10m 层垂直分量平面分布(单位: 10^{-3} cm/s);
c, d: 25°45'N, 29°15'N 断面垂直分量分布(单位: 10^{-3} cm/s)

Fig.1 The general circulation of the coastal areas of Fujian and Zhejiang in winter

a: The general circulation of the first layer in σ coordinate(cm/s); b—d: Distribution of vertical components in 10m layer and section 25°45'N and 29°15'N(10^{-3} cm/s)

升流,10m 层上升速度为 $1 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 。在远海岸处,上升流的范围与台湾暖流的走向相似,这是台湾暖流爬坡的结果。此外,在台湾东北方彭佳屿附近海域存在一较强的上升流,中心速度达 $2 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 。该上升流是由于台湾东北海域存在一气旋式涡旋,该处上层海流流向为东南,它可以与东北向流动的部分黑潮水构成气旋式涡旋,对冷水的上涌有一定的作用。30m 层沿岸上升流都有所增强,海坛岛 ($25^{\circ}20' \text{N}$, $120^{\circ}00' \text{E}$) 和 $26^{\circ}00' \text{N}$, $120^{\circ}30' \text{E}$ 附近上升流速分别为 $3 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 、 $2 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 。台湾东北海域上升流速为 $4 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ (图略)。从 $25^{\circ}45' \text{N}$ 和 $29^{\circ}15' \text{N}$ 纬向断面图 1c 和图 1d 中也可以看出,近海岸都是上升流区,其中 $25^{\circ}45' \text{N}$ 断面图中,上升流在 $120^{\circ}50' \text{E}$ 附近较强,60m 层上升流速达到最大,为 $2.2 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ 。在 $121^{\circ}00' \text{E}$ 以东也有一上升流区,范围较大,在 80m 层上升流速达到最大。在 $29^{\circ}15' \text{N}$ 断面图中,上升流在 $122^{\circ}30' \text{E}$ 附近较强,20m 层上升流速达到最大,为 $0.65 \times 10^{-3} \text{cm/s}$,上升流与下降流是交替出现的。

3 冬季闽浙沿岸上升流数值试验

3.1 试验设计

作者首先模拟冬季闽浙沿岸海域的基本环流,然后讨论风、边界力流(台湾暖流、黑潮、长江冲淡水)、地形及潮等对上升流形成的影响。对于风应力,直接讨论改变其大小对上升流的影响;对于边界力流,由于其本身随时间的变异较大,其振幅往往与其本身的速度和流量具有相同的量级,因此假设增加或减少边界力流量,讨论其对上升流的影响;对于地形,可以假设平底时对上升流的影响,拟作以下试验(表 1)。

3.2 结果分析

3.2.1 风生上升流 考虑冬季平均风场作用下的风生上升流试验(图 2a、b),在东北向风应力持续作用下,海水沿岸向西南流动,但在中部水深的地方已有逆风流存在,最大流速可达 20cm/s 。在 $27^{\circ}00' - 28^{\circ}00' \text{N}$ 间有一较大的反气旋环流,其西边对应一气旋环流,这是由于封闭边界造成的。

表 1 影响沿岸上升流动力形成机制的数值试验设计

Tab.1 The numerical experiments of the impact of dynamical factors on coastal upwelling

序号	动力影响因子	方 案
试验 1	风	方案 1 取封闭边界,静止海洋在冬季平均风场的作用下积分 5 天 方案 2 冬季平均风场放大 1 倍,考虑边界力的作用,海洋从初始状态积分 1 个月
试验 2	台湾暖流	方案 1 封闭台湾海峡,长江、台湾以东海区、吐噶喇海峡、对马海峡流量取 0.015、22.500、21.000、1.515Sv。海洋从初始状态开始积分 1 个月 方案 2 台湾海峡流量加倍,长江、台湾以东海区、吐噶喇海峡、对马海峡流量取 0.015、22.500、21.500、3.015Sv。海洋从初始状态开始积分 1 个月
试验 3	黑潮	封闭台湾以东黑潮流入区,其他边界长江、台湾海峡、吐噶喇海峡、对马海峡流量分别取 0.015、1.000、1.000、0.015Sv。海洋从初始状态开始积分 1 个月
试验 4	长江冲淡水	方案 1 封闭长江口,台湾海峡及其以东海区、吐噶喇海峡、对马海峡流量取 1.000、22.500、21.000、2.500Sv。海洋从初始状态开始积分 1 个月 方案 2 长江径流量加倍,台湾海峡及其以东海区、吐噶喇海峡、对马海峡流量取 1.000、22.500、21.000、2.530Sv。海洋从初始状态开始积分 1 个月
试验 5	M_2 分潮	其他动力因子不考虑,在水侧边界用 M_2 分潮的调和常数振幅、位相给出周期变化的水位作为水位初始值,由静止海面起步计算,当积分出稳定的、周期变化的水位场和流场后,计算 M_2 分潮的水位调和常数,得到稳定的 M_2 分潮。然后,将 1 个潮周期内所得的 ω 值叠加平均,即为所求的上升流
试验 6	地形	平底海洋在冬季平均风场的作用下,考虑边界力的作用,从静止积分 1 个月。其中,水深取 200m

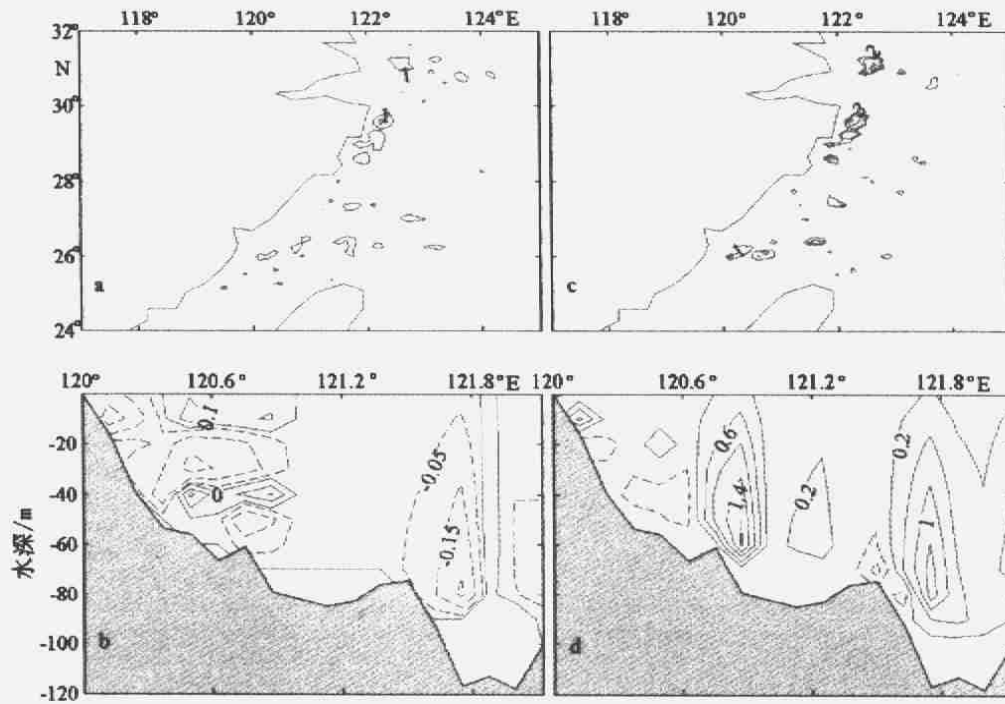


图2 风生上升流试验

a,b:冬季平均风场(单位:cm/s); c,d:冬季平均风场增倍下10m层垂直分量平面分布、25°45'N断面垂直分量分布(单位:10⁻³cm/s)

Fig.2 The experiments of wind-driven upwelling

a,b:The mean wind-driven upwelling (cm/s); c,d:Vertical component of doubled mean wind filed in 10m layer and section on 25°45'N (10⁻³cm/s)

10m层垂直分量平面分布如图2a,不考虑边界力,只考虑风应力和地形的情况下,闽浙沿岸海域上升流区明显减少。10m层只是在近海岸长江口、28°30'—30°00'N、25°30'N及120°30'E附近存在上升流,其中长江口和28°30'—30°00'N附近上升流较强,与图1b差别不大,最大上升流速为 1×10^{-3} cm/s。海坛岛及26°00'N附近海域上升流明显减小,上升流速为 0.1×10^{-3} cm/s。可见,长江口与浙江沿岸上升流主要是风生上升流,风和地形对其影响较大。对于福建沿岸附近的上升流,风的影响则较小。在25°45'N断面(图2b),近海岸出现了大范围的下陷流,只是在120°30'E附近,20m以浅有较弱的上升流,最大流速为 0.45×10^{-3} cm/s;而在29°15'N断面,上升流的强度与图1d相比差别不大,但其范围明显减少,在122°30'E附近较强,20m层最大上升流速为 0.65×10^{-3} cm/s。由平均风场增倍试验(图2c、d),与冬季基本环流相比,沿岸流明显增强,尤其是黄海沿岸流,流速与流幅都显著增大。黑潮沿大陆坡向东

北流去,但流幅稍变窄,且黑潮在台湾东北部入侵陆架明显减弱。由于东北季风的增强,东北向流动的台湾暖流明显减弱,流幅变窄,流速减小。10m层长江口和28°30'—30°00'N附近上升流明显增强,最大上升流速均为 3×10^{-3} cm/s;而福建沿岸上升流则明显减弱,尤其是海坛岛附近,上升流速为 1×10^{-4} cm/s。由纬向断面(图2d)也可以看出,在25°45'N断面,近海岸上升流区范围变小,120°50'E附近上升流强度也明显减弱,最大上升流速只有 1.75×10^{-3} cm/s;而在29°15'N断面,上升流的强度则明显增大,在122°30'E附近20m层最大上升流速为 2×10^{-3} cm/s(图略),进一步证实了东北季风对浙江沿岸及长江口的上升流影响较大,而对福建沿岸上升流影响不大。

3.2.2 台湾海峡水对上升流的影响 由冬季封闭台湾海峡试验,黑潮向陆架的入侵有所加强,台湾暖流只能来源于台湾以东的黑潮向陆架的入侵。与冬季基本环流相比,台湾暖流流动路径仍然相似,强度变化不大,在28°00'N处向东转向,

其他流系变化不大(平流图略)。从图 3a 和图 3b 可知,除了海坛岛附近上升流明显减弱外,浙江及闽北沿岸上升流变化不大。10m 层海坛岛附近上升速度为 $0.1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$, $28^{\circ}30' - 30^{\circ}00' \text{ N}$, $121^{\circ}30' \text{ E}$ 间上升速度为 $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$, $26^{\circ}00' \text{ N}$ 附近海域上升流速为 $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 。此外,台湾东北海域上升流有所加强,流速为 $2 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$,这是由于封闭台湾海峡后,黑潮向陆架的入侵加强造成的。在 $25^{\circ}45' \text{ N}$ 断面,近海岸上升流减弱,在 $120^{\circ}50' \text{ E}$ 附近,最大上升流速只有 $1.5 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$,而在 $121^{\circ}00' \text{ E}$ 以东,上升流则明显加强,80m 层最大上升流速达 $2.5 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$,进一步证实该处的上升流受黑潮入侵陆架的影响较大。在 $29^{\circ}15' \text{ N}$ 断面,上升流的强度与图 1d 相比差别不大,但其范围相对减小。由台湾海峡水流量增倍试验(图 3c、d)可以看出,台湾暖流流幅增强,偏向岸界。黑潮向陆架入侵明显减弱(平流图略)。10m 层海坛岛附近上升流明显增强,上升速度为 $3 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$;台湾东北海域上升流区范围变小,其他区域上升流变化不大。在 $25^{\circ}45' \text{ N}$ 断面,近海岸上升

流明显增强,在 $120^{\circ}50' \text{ E}$ 附近,最大上升流速为 $2.5 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$,在 $121^{\circ}00' \text{ E}$ 以东,上升流则有所减弱,且位置偏东。这是由于台湾海峡水流量增大后,黑潮向陆架入侵相应减弱造成的。在 $29^{\circ}15' \text{ N}$ 断面,上升流变化不大。由此可见,台湾海峡水对闽中沿岸尤其是海坛岛附近的上升流影响较大,而对于浙江沿岸及长江口附近上升流影响不大。

3.2.3 黑潮对上升流的影响 封闭台湾以东黑潮入口试验见图 4a—c。从平流图 4a 可知,与冬季基本环流相比,流场形式发生了很大地改变,黑潮完全消失,台湾暖流也基本消失,主轴上出现相反的流动,只是在靠近岸界处有较弱的北向流。由此可以看出,冬季台湾暖流主要来源于黑潮。从图 4b 中可以看出,浙江近海岸及长江口附近的上升流没有明显变化,而福建沿岸上升流则明显减小,海坛岛附近 10m 层上升速度仅为 $1 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$, $26^{\circ}00' \text{ N}$ 附近海域上升流区范围也明显减小。此外,远海岸及台湾岛北部海域附近上升流也明显减弱或消失。在 $25^{\circ}45' \text{ N}$ 断面,近海岸变

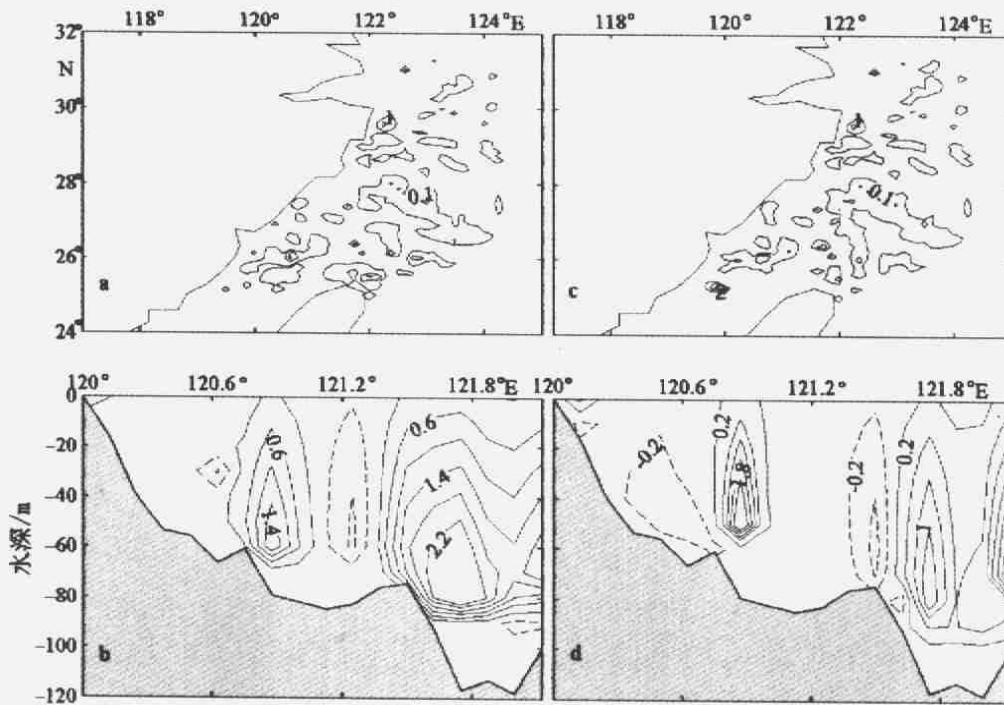


图3 台湾海峡水对上升流影响试验

a,b:封闭台湾海峡; c,d:台湾海峡水流量增倍试验下 10m 层垂直分量平面分布, $25^{\circ}45' \text{ N}$ 断面垂直分量分布(单位: 10^{-3} cm/s)

Fig.3 The experiments of the Taiwan strait water impact on the coastal upwelling

a,b: Cases that in the condition of shutting the Taiwan strait; c,d: Distribution of vertical components in 10m layer and section on $25^{\circ}45' \text{ N}$ when doubled Taiwan strait water (10^{-3} cm/s)

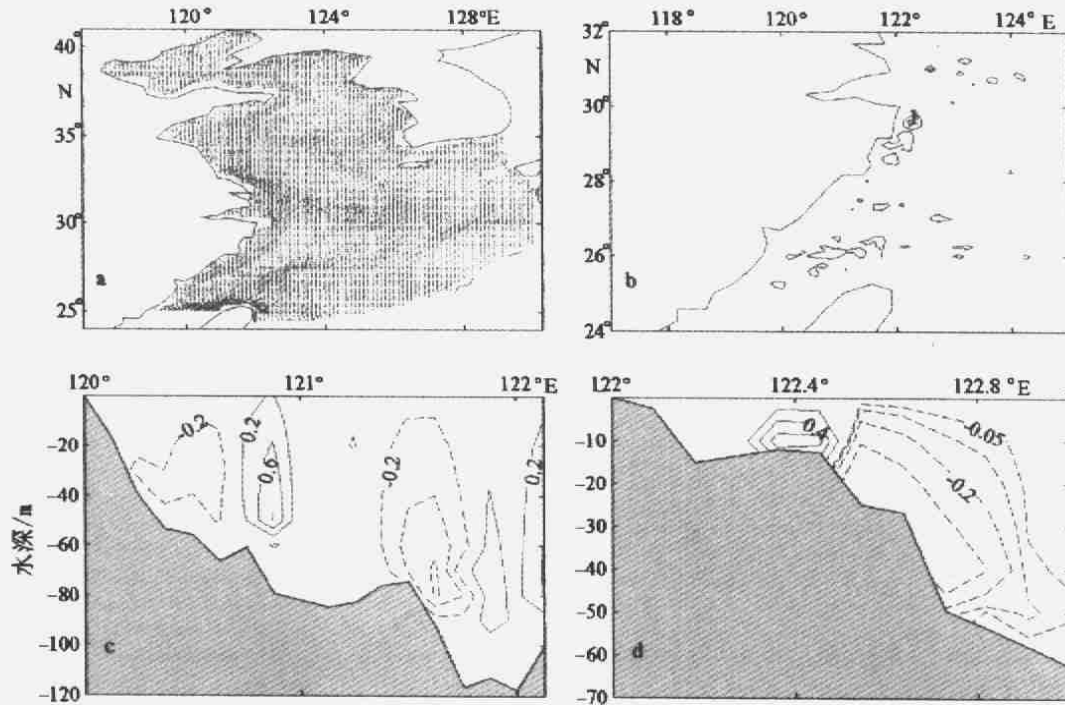


图4 封闭台湾以东黑潮入口试验

a: σ 坐标第一层平流图(单位: cm/s); b: 10m 层垂直分量平面分布; c, d: $25^{\circ}45'N$ 、 $29^{\circ}15'N$ 断面垂直分量分布(单位: 10^{-3}cm/s)

Fig.4 The experiment of shutting the entrance of Kuroshio current in northeast of Taiwan

a: The general circulation of the first layer in σ coordinate(cm/s); b—d: Distribution of vertical components in 10m layer and section $25^{\circ}45'N$ and $29^{\circ}15'N$ (10^{-3}cm/s)

为下降流区,在 $120^{\circ}50'E$ 附近,上升流明显减弱,最大上升流速仅为 $0.95 \times 10^{-3}\text{cm/s}$,在 $121^{\circ}00'E$ 以东,上升流也明显减弱,且位置偏东。这是由于封闭台湾以东黑潮入口造成的。在 $29^{\circ}15'N$ 断面,上升流的强度与图 1d 相比仍然差别不大,但范围明显减弱。由此可见,台湾暖流对浙江沿岸及长江口附近上升流影响仍是较大的,对福建沿岸及其远海域上升流影响也较大,并且对于浙江及闽北沿岸,其受台湾暖流中来自黑潮次表层水的影响较大,而对于海坛岛附近海域,其受台湾暖流中来自海峡水的影响较大。对于台湾东北附近海域的上升流则与黑潮向陆架入侵的程度有关。

3.2.4 长江冲淡水对上升流的影响 由于长江径流量较小,在封闭长江口情况下,除了沿岸流稍微减弱外,其他流系变化不大。10m 层垂直分量平面分布,除了长江口外的上升流区范围稍微变大外,其他区域上升流变化不大。而在长江径流量增倍试验中,长江口附近的上升流区则明显缩小。从断面分布来看,在 $25^{\circ}45'N$ 及 $29^{\circ}15'N$ 断面,上升流的强度与封闭试验相比都变化不大。

可见,长江冲淡水只对长江口外的上升流有一定的影响,长江冲淡水流量越大,长江口外的上升流越小;而对闽浙沿岸附近的上升流长江冲淡水则对其影响不大。在长江径流量增倍试验中,长江径流取 $0.03Sv$ 也较小,如果长江径流量继续放大,可能对浙江沿岸上升流有一定的影响。

3.2.5 潮致上升流 考虑到 M_1 分潮与 M_2 分潮相比,前者作用较微弱,因此本文只给出 M_2 分潮作用下对闽浙沿岸上升流的影响。由 M_2 分潮 1 个潮周期内 10m、30m 层的垂直分量可知,闽浙近海岸及长江口区域都有上升流存在,而在远岸处上升流减弱或消失,在舟山群岛、 $27^{\circ}30'N$ 及 $26^{\circ}00'N$ 附近上升流较强,10m 层最大上升速度均为 $1 \times 10^{-3}\text{cm/s}$ 。另外,在台湾东北海域附近上升流较强,为 $2 \times 10^{-3}\text{cm/s}$;30m 层台湾岛北部海域附近上升流有所增强,而沿岸上升流减弱。可见, M_2 分潮对闽浙近海岸区域上升流有较大的影响,对台湾附近海域上升流影响更为突出。

3.2.6 地形对上升流的影响 其他因子不变,考虑平底海洋在冬季平均风场的作用下,静止积

分1个月,其中水深取200m。从平流场上看,流场形式完全改变,黑潮水向北长驱直入,流速很大;相形之下,台湾暖流和长江冲淡水较弱。从垂直分量来看,只在紧靠近岸界处有上升流存在,其他海域上升流消失。由此可见,地形对闽浙沿岸上升流的影响自始至终较显著。

4 结论

通过对闽浙沿岸上升流的模拟得出:冬季闽浙沿岸上升流仍然存在,但强度比夏季较弱。 $28^{\circ}30' - 30^{\circ}00'N$, $122^{\circ}00'E$ 和 $26^{\circ}00'N$, $120^{\circ}30'E$ 以及海坛岛($25^{\circ}20'N$, $120^{\circ}30'E$)附近有相对较强的上升流。关于冬季上升流形成的动力机制,有以下几点:

(1) 浙江沿岸上升流主要受风和台湾暖流的影响,其中风对近海岸区域的上升流影响较大,对于远海岸区域的上升流影响不大。

(2) 台湾暖流对福建沿岸上升流的形成起主要作用。远海岸区域的上升流,也是由台湾暖流诱生。另外,海坛岛附近的上升流主要受台湾暖流中来自海峡水的影响,而闽北海域的上升流受台湾暖流中来自黑潮次表层水的影响较大。

(3) 台湾东北附近海域的上升流与黑潮向陆架入侵的程度有关。黑潮向陆架入侵越强,台湾东北附近海域的上升流区越大,流速也较强。

(4) 长江冲淡水对长江口附近上升流的形成有一定的影响,长江冲淡水流量越大,长江口外上升流越小。长江冲淡水对闽浙沿岸上升流影响不大。

(5) 地形对闽浙沿岸上升流的形成影响较显著。

(6) M_2 分潮对冬季闽浙近海岸区域及台湾东北附近海域上升流形成影响较大。

参 考 文 献

丁宗信,1983. 风对浙江沿岸海域夏季温、盐度垂直结构和上升流的影响. 海洋与湖沼,14(1):14—21

- 王 辉,1995. 东海和南黄海冬季环流的斜压模式. 海洋学报,17(2):21—26
- 王 辉,1996. 东海和南黄海夏季环流的斜压模式. 海洋与湖沼,27(1):73—78
- 刘先炳,苏纪兰,1991. 浙江沿岸上升流和沿岸锋面的数值研究. 海洋学报,13(3):305—314
- 朱首贤,朱建荣,沙文钰,1999. M_2 分潮对夏季长江冲淡水扩展影响的数值研究. 海洋与湖沼,30(5):1—10
- 许建平,1986. 浙江近海上升流区冬季水文结构的初步分析. 东海海洋,3:18—23
- 沙文钰,朱首贤,1998. 一个三维斜压浅海模式的建立及其在东中国海环流中的应用. 河海大学学报(自然科学版),26(增刊):1—9
- 苗振清,严世强,2003. 东海北部鲎鱼渔场水文特征的统计学研究. 海洋与湖沼,34(4):397—405
- 罗义勇,1998. 东海沿岸上升流的数值计算. 海洋湖沼通报,3:1—6
- 郭炳火,李兴辛,李载学,1998. 夏季对马暖流区黑潮水与陆架水的相互作用. 海洋学报,20(5):1—12
- 胡敦欣,1980. 关于浙江沿岸上升流的研究. 科学通报,3:131—133
- 胡敦欣,1979. 风生沿岸上升流及沿岸流的一个非稳态模式. 海洋与湖沼,10(2):93—102
- 赵保仁,方国洪,1991. 东海主要水道的流量估算. 海洋学报,13(5):479—489
- 赵保仁,任广法,曹德明等,2001. 长江口上升流海区的生态环境特征. 海洋与湖沼,32(3):327—333
- 黄祖柯,俞光耀,1996. 东海沿岸潮流上升流的数值模拟. 青岛海洋大学学报,4:405—411
- 黄荣祥,1996. 闽中沿岸冬季存在上升流的现象. 海洋科学,2:68—72
- 曹欣中,朱延璋,1985. 浙江近海夏季涌升流区核心断面横向垂直环流的诊断计算. 海洋通报,4(5):1—5
- 樊安德,王玉衡,董恒霖,1987. 浙江沿岸上升流区夏季海水化学要素的“羽状”中心分布特征. 海洋与湖沼,18(1):86—95
- 潘玉球,徐端蓉,许建平,1985. 浙江沿岸上升流区的锋面结构、变化及其原因. 海洋学报,7(4):401—411
- Lie H-J, Cho C-H, 1994. Origin of the Tsushims Warm Current. J Geophys Res, 99:25081—25091

NUMERICAL STUDY ON WINTER COASTAL UPWELLING OFF FUJIAN AND ZHEJIANG COAST

PAN Yu-Ping, SHA Wen-Yu

(College of Meteorology, Institute of Science and Engineering of the Chinese People's Liberation Army, Nanjing, 211101)

Abstract Many studies were done about the coastal upwelling off Fujian and Zhejiang. But most of them were obtained by analysis of observational data, or by diagnostic analysis. Few were done by numerical study. The factors considered were not complete. Although wind stress, topography and current had been thought as important factors, the effects of them however, were not fully described. This paper takes the coastal of Fujian and Zhejiang as an example, dynamical factors that influenced the coastal upwelling off Fujian and Zhejiang were studied in detail.

A three-dimensional nonlinear baroclinic shallow water and continental shelf model with primitive equations in σ coordinate system is used in this paper. The model equations were come from the prime equations in spherical coordinate of the lamellar ocean flow, went through the reduction such as shallow layer approximation, sea water incompressibility approximation, Boussinesq approximation, static equilibrium at vertical direction and horizontal isotropic turbulence approximation, then changes into the σ coordinate. Wind stress on sea surface, sea bottom friction stress, vertical eddy viscosity and vertical eddy diffusivity are parameterized in the model also.

The horizontal grid used an "Arakawa C" differencing scheme in this numerical model. The difference scheme of nonlinear advection term in horizontal momentum equation is semimomentum scheme. The baroclinic part of horizontal pressure gradient term is calculated in z coordinate after pressure is interpolated to z coordinate. The difference scheme of advection terms in temperature equation and salinity equation are upstream scheme, all other terms used centered finite difference scheme. The calculated area bracketed 117° — 125° E, 24° — 32° N. Horizontal resolution is $7.5' \times 7.5'$ and vertical resolution is 11 layers.

The boundary condition of the model is as followed: Sea surface boundary is free sea surface with the action of really wind stress, in spite of the salinity change induced by physical process such as precipitation and evaporation on sea surface. Sea bottom boundary is viscous and moving, no salinity and heat exchange between seawater and sea bottom. The shore lateral boundary is viscous, no salinity and heat flux. On lateral water boundary, water level data is got from the observational data; boundary flow is got from investigation data or radiation boundary condition when the calculation consider the action of boundary flows; salinity and heat transport is in stationary and no gradient out at boundary. The initial condition of the model is: When calculating sea flow, initial velocity, water level and salinity are constant; the initial flux through the five open boundaries used Zhao baoren's (1991) investigation data.

In order to better understand how wind stress, Kuroshio current, Taiwan warm current, Changjiang River diluted water, topography and tide impact on the coastal upwelling, winter upwelling in the coastal areas of Fujian and Zhejiang (South East China) was computed. Results show that the influence of wind stress and Taiwan warm current are main mechanism on the upwelling existing in the coastal areas of Fujian and Zhejiang winter. Tidal nonlinear effect and the sea bottom topography are also important factors. The upwelling off Taiwan and the areas east of Taiwan is influenced by Kuroshio current. The Changjiang River diluted water has only a minor influence on winter coastal upwelling.

Key words Coastal Fujian and Zhejiang, Upwelling, Latitudinal section, Numerical study