

长江口海区上升流现象的数值模拟^{*}

赵保仁 李徽翡 杨玉玲
(中国科学院海洋研究所)

海洋中沿岸的上升流是近岸环流的重要组成部分, 它能把低温、高盐和富含营养盐的深底层海水带到真光层, 为浮游生物的光合作用提供充足的养料, 从而对海区的初级生产力分布和生物资源量产生深刻影响。

赵保仁等(1992, 1993, 2001)曾报道过, 在长江口海区的北部, 大约以 $31^{\circ}30'N$ 、 $122^{\circ}40'E$ 为中心, 在经纬方向上各达 1 度左右的上升流区, 来自深底层的变性后的台湾暖流高盐水, 在这里可以上升到 5~10m 层附近水域, 并显著地影响到长江口的盐度分布和长江冲淡水的扩散特征及初级生产力的分布特征。近年来的观测, 如 1988 年 7 月的东海海洋通量调查(白虹等, 2002)和 1998 年 8 月的中韩黄海联合调查(邹娥梅等, 2001)也都一再证实在长江口北部水域存在着上升流现象。此外, 王辉(1996)还曾用数值方法模拟出了长江口的上升流现象。为进一步探讨这一上升流的形成机制, 李徽翡等(2002)曾用 POM (Mellor, 1996; Blumberg 等, 1987)以 $5' \times 5'$ 的水平网格计算了东中国海的三维环流特征, 在他们的计算结果中, 几乎所有已被观测所证实的东中国海的环流现象, 都得到了较成功的数值模拟。本文将用这一模式计算得到的垂直流速, 讨论长江口海区的上升流现象及其形成机制, 为今后的研究提供重要的科学依据。

一、计算公式

在 POM 模式里, 由连续方程

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

很容易由差分方法, 从水平流速算得 σ 坐标系中的垂直流速, 即垂直于等 σ 面的流速分量 ω 。式中, D 为总水深, $D=H+\eta$, H 为地点水深, η 为海面升高; U, V 为 x, y 方向的水平流速分量。而 x, y, z 直角坐标系中的垂直流速 W 可从下式求得(Blumberg 等, 1987)

$$W = \omega + U \left[\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right] + V \left[\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right] + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (2)$$

^{*} 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 4480 号。

国家自然科学基金资助项目: 49676279 号; 国家重点研究发展规划资助项目: G1999043808 号。

收稿日期: 2002 年 1 月 29 日。

由于 W 不参与 U 、 V 、 ω 的叠代运算, W 的计算工作可放在叠代运算结束后进行。

二、计算结果

图 1 给出本模式计算得到的长江口附近海区 10m 层和 20m 层的垂直流速平面分布图。由图可知,在长江口海区的北部,大约在 $31^{\circ}00' \sim 32^{\circ}30'N$ 、 $122^{\circ}00' \sim 123^{\circ}30'E$ 之间,明显地存在一 NW-SE 向带状分布的上升流区,而在该区域的南部大约在 $31^{\circ}10'N$ 与 $30^{\circ}N$ 之间的近岸水域存在一个下降流区。由图 1 看出,该下降流已明显分裂为两个下降流中心,其中心位置分别位于 $30^{\circ}50'N$ 、 $122^{\circ}50'E$ 和 $30^{\circ}20'N$ 、 $122^{\circ}40'E$ 附近。由此下降流区再往南,即从 $30^{\circ}N$ 线往南,便是闽、浙近海的沿岸上升流带,而在该上升流带的东侧为下降流区。

由图 1 还可以看到,计算得到长江口的上升流速值略小于闽、浙沿岸的上升流值。在 10m 层,计算得到长江口北部的上升流的最大值约为 $(1.5 \sim 2.0) \times 10^{-5} m/s$ 而在闽、浙沿岸同一水层的上升流速值最大在 $2.0 \times 10^{-5} m/s$ 以上。在 20m 层及其以下水域,计算得到的闽、浙沿岸的上升流速的极大值普遍都在 $3.0 \times 10^{-5} m/s$ 以上,已明显大于长江口北部的上升流速值 $2.0 \times 10^{-5} m/s$ 。上述计算得到长江口上升流速略小于闽、浙沿岸上升流速的现象,与由实测水平流速资料估算得到的上升流速是一致的。例如胡敦欣等(1980)估算得到夏季闽、浙沿岸的上升流速平均为 $6.0 \times 10^{-5} m/s$,而赵保仁(1993)用同样的方法估算得到长江口北部水域的上升流速为 $(1.0 \sim 5.0) \times 10^{-5} m/s$ 。由此可知,本模式计算得到的长江口及闽、浙近海的上升流速分布变化趋势与观测是一致的。

由图 2 可看到,在近岸水域明显地存在着深底层水的涌升现象,上升流区的水平尺度不大,在断面图上流速大于 $0.5 \times 10^{-5} m/s$ 的水平范围略小于 1 经度,这与观测结果(赵保仁,1993)是一致的。从流速分布来看,近底层处的上升流速稍大,垂直流速最大值可达 $3.0 \times 10^{-5} m/s$,发生在水深约为 20m 的近底层附近,在长江口近岸的上升流,可从 25~35m 层抬升到 5m 层附近。由图 2a 中看出,在 $31^{\circ}N$ 断面的中层,大约在 15~30m 层的位置上已明显存在一下降流区。由图 1 可知,这一下降流是与分布在 $31^{\circ}10'N$ 以南的下降流区相连的。

图 3 进一步给出计算得到的与图 2 相应的各断面的盐度断面分布图。由图中看到,下层高盐水沿近岸斜坡可从 35~25m 层处抬升到 5~10m 层附近,这与图 2 的垂直流速分布是一致的。由于下层高盐水的抬升作用, $31^{\circ}N$ 断面的上层冲淡水明显裂为两块,一块在紧靠河口处,另一块在外海 $124^{\circ}E$ 附近,而在 $32^{\circ}N$ 断面则可以看到近岸处的表层盐度明显高于远岸处的表层盐度。这一盐度分布特征与观测(赵保仁等,1992;赵保仁,1993)是一致的。

三、长江口上升流形成机制数值实验

本文将利用李徽翥等(2002)所做数值实验得到的垂直流速 W 来阐明长江口上升流的形成机制。为叙述方便,这里将本文第二节的数值结果称为基本结果,相应的数值计

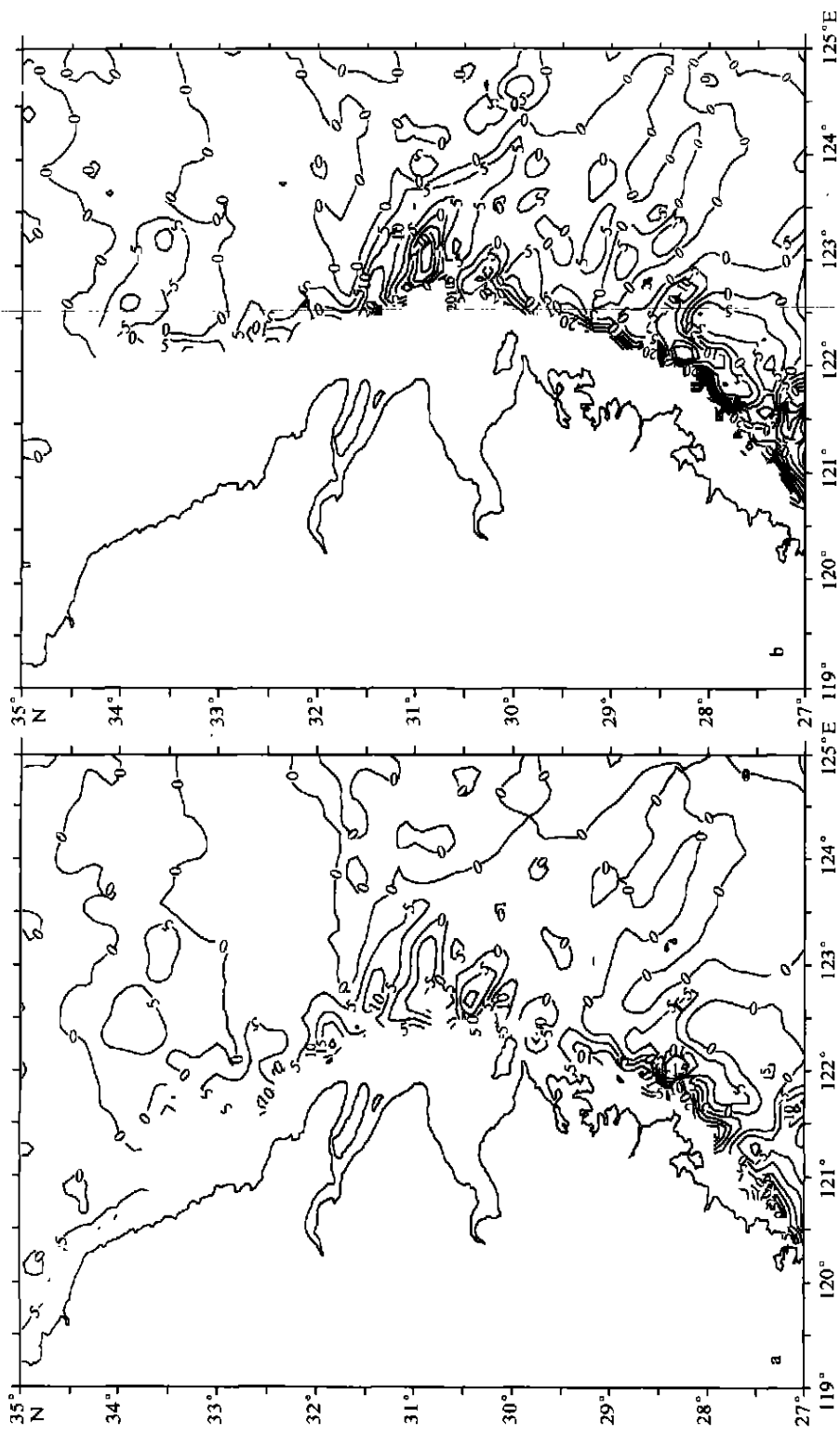


图 1 长江口附近海区的垂直流速水平分布(单位: 10^{-6} m/s)
a. 10m 层; b. 20m 层

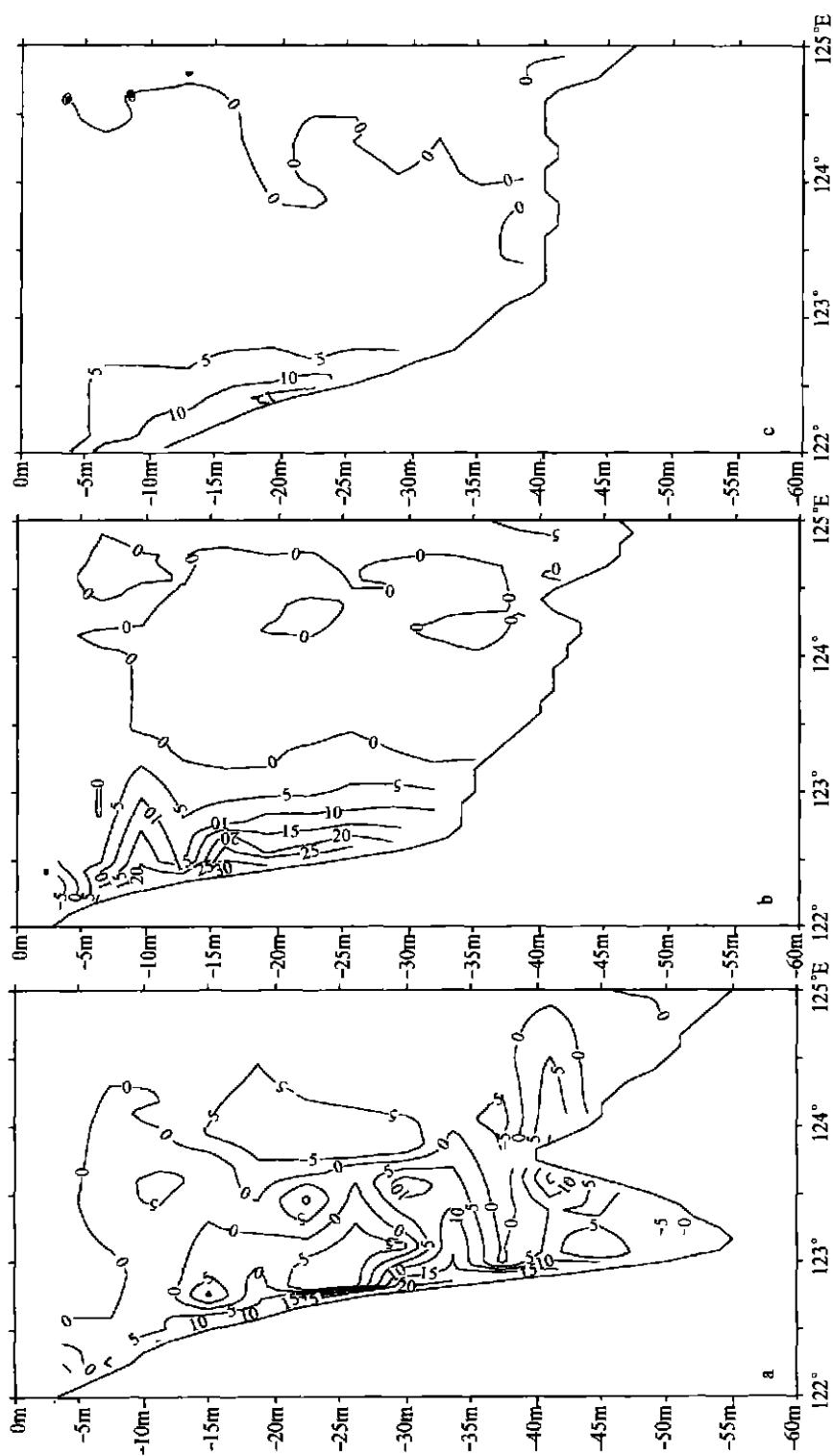


图 2 长江口上升流速断面分布(单位: 10^{-6} m/s)

a. 31°N ; b. $31^{\circ}30'\text{N}$; c. 32°N

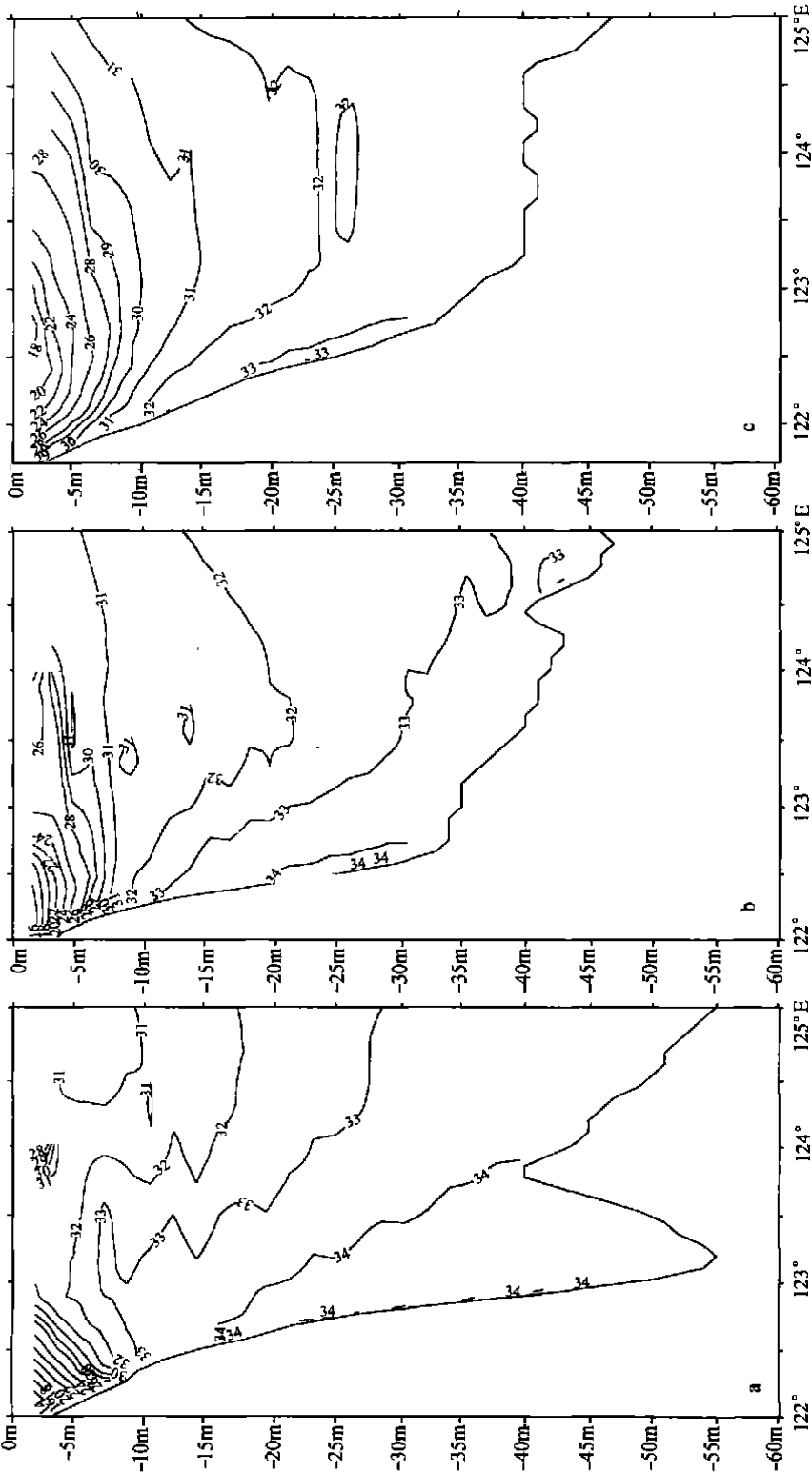


图 3 长江口上升流速区的盐度断面分布
a. 31°N ; b. 31°30'N; c. 32°N

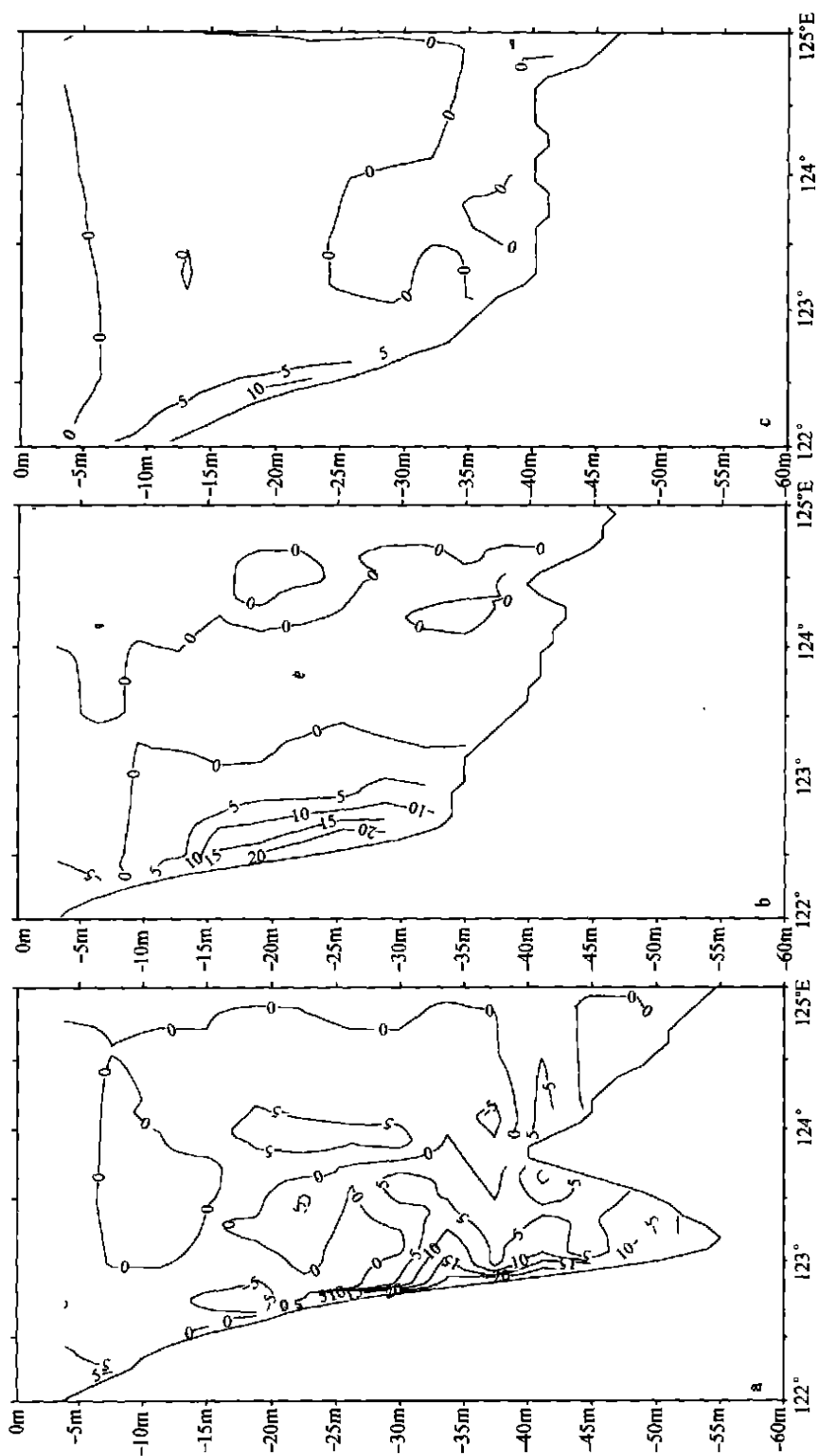


图 4 正压条件下的长江口上升流速断面分布(单位: 10^{-6} m/s)

a. 31°N ; b. $31^{\circ}30'\text{N}$; c. 32°N

算称为基本实验。

1. 正压实验

该实验表明,在正压条件下,同样可以形成长江口及闽、浙沿岸的上升流现象。但与基本结果相比,上升流速已明显减弱,尤其长江口附近的上升流速减弱最为明显。图 4 为正压条件下,长江口上升流断面分布图。由图看出,此时长江口北部的上升流区和上升流速均有所减小。与基本结果(图 2)相比,长江口的上升流速大约减小 30%~50%。长江口上升流速减弱的原因,可能是在正压条件下,到达长江口海区的台湾暖流(图略,李徽翡等,2002)明显减弱有关。

2. 封闭台湾海峡试验

取台湾海峡的入流量为零,即相当于封闭台湾海峡,并调整吐噶喇海峡和对马海峡的出流量使计算海区流量平衡。由计算所得水平流速可知(图略,李徽翡等,2002),此时有一部分台湾东部的黑潮水绕过台湾岛北端,进入台湾海峡北部,然后又沿闽、浙近海向北流动,照样形成台湾暖流,并且对到达长江口区的台湾暖流和长江口的上升流现象几乎无影响。图 5 为该实验所得长江口区的上升流速断面分布,可以看到与图 2 相比除 31°N 断面垂直流速分布略有变化外,其他几个断面流速分布几乎无变化。

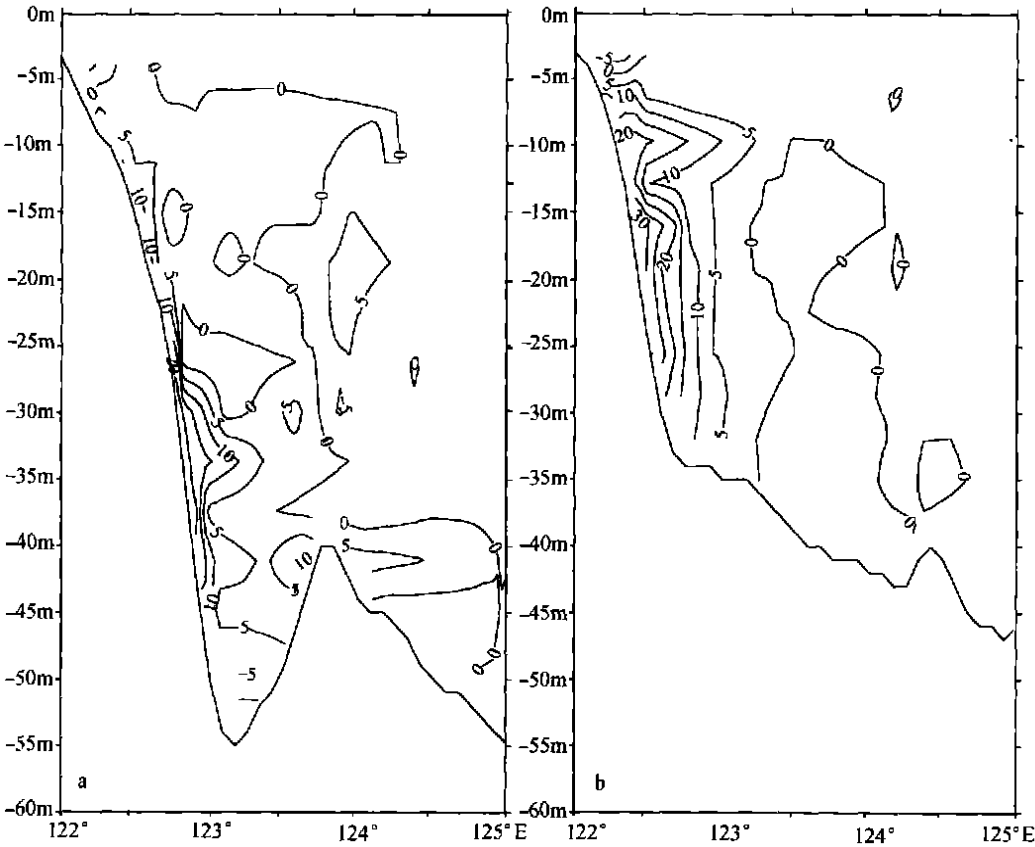
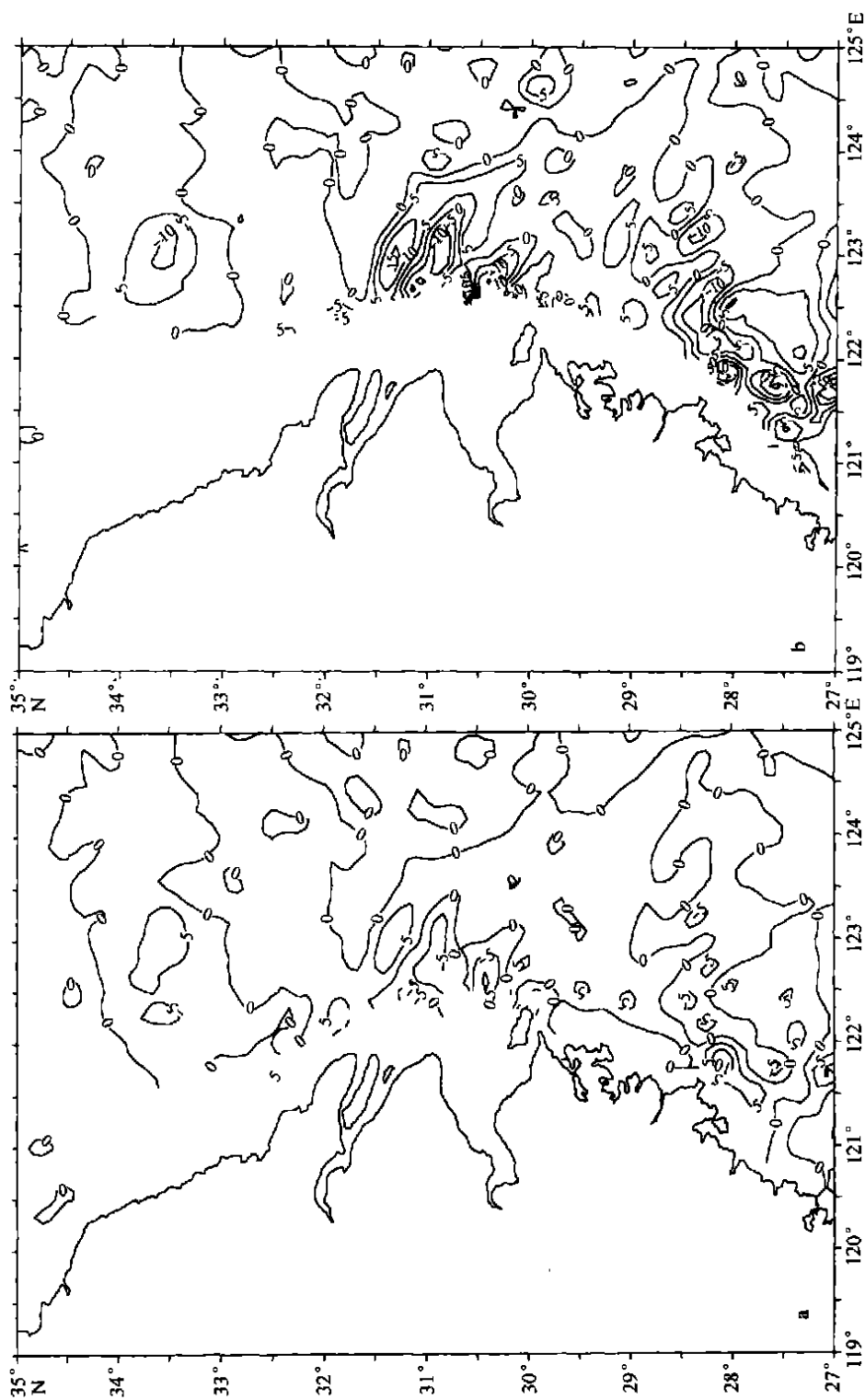


图 5 封闭台湾海峡时的长江口上升流速断面分布(单位: 10^{-6} m/s)

a 31°N; b. 31°30'N

图 6 无风条件下长江口上升流速平面分布(单位: 10^{-6}m/s)

a. 10m 层; b. 20m 层

3. 无风实验

当海面风因力取为零时,由图 6 和图 7 中可看到长江口浅层上升流速明显减弱,其中 5m 层的上升流现象(图略)几乎消失,10m 层和 20m 层的上升流明显减弱,30m 层(图略)的上升流也略有减小;与图 2 相比 35m 层以深水域的上升流几乎无变化。该试验表明夏季偏南风是形成长江口上升流的重要条件,但还不是决定性条件。

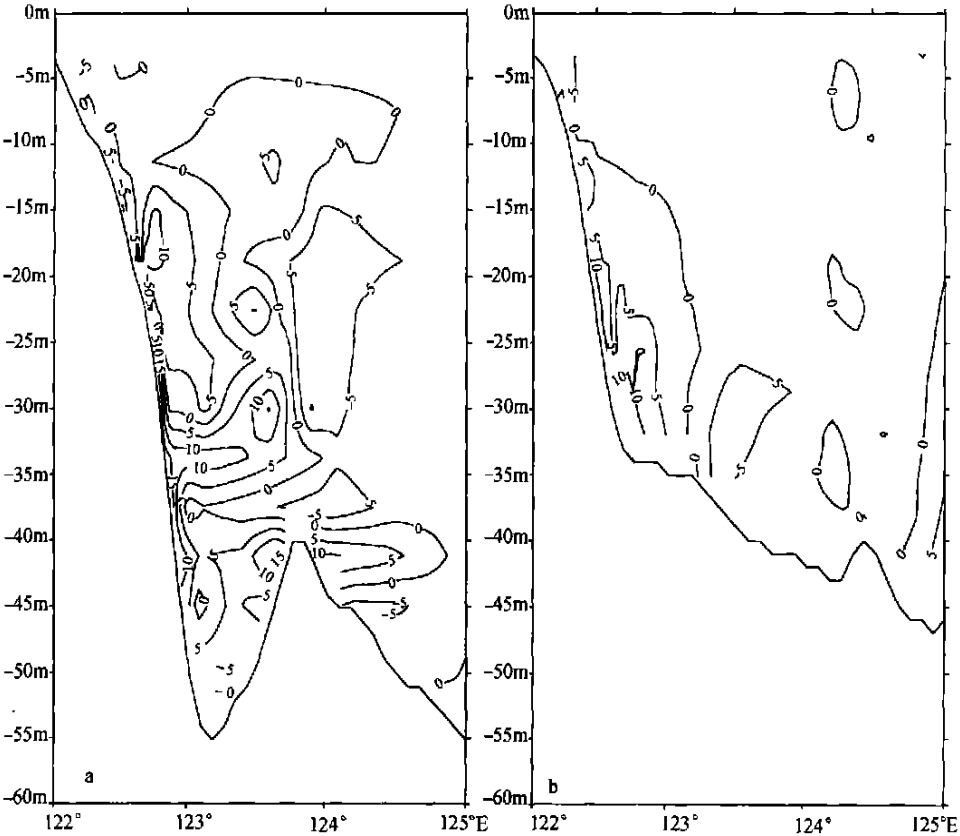


图 7 无风条件下长江口上升流速断面分布(单位: 10^{-6}m/s)
a. 31°N ; b. $31^{\circ}30'\text{N}$

4. 改变长江口径流量实验

本文作者分别做了增大和减小长江径流量的数值实验,使长江径流量增大为夏季平均径流量的 2 倍,即取流量为 $0.08 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ 和减少长江口径流量为夏季平均流量的 $1/10$,即取径流量为 $0.004 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ (图 8)。由图可看到,改变长江径流量,除对 31°N 断面的 10m 层以浅的升、降流有影响外,对其他深度和其他断面影响极小。这主要是因为长江径流量的改变对计算海区的水平流动(图略)影响很小所致。

5. 改变水深试验

当水深小于 50m 的水域变为 50m 等深分布时,本文作者发现长江口海区的水平流动和升降流现象发生了很大变化。其主要表现为:冲淡水大部向东扩展,小部向南扩展(图略,李

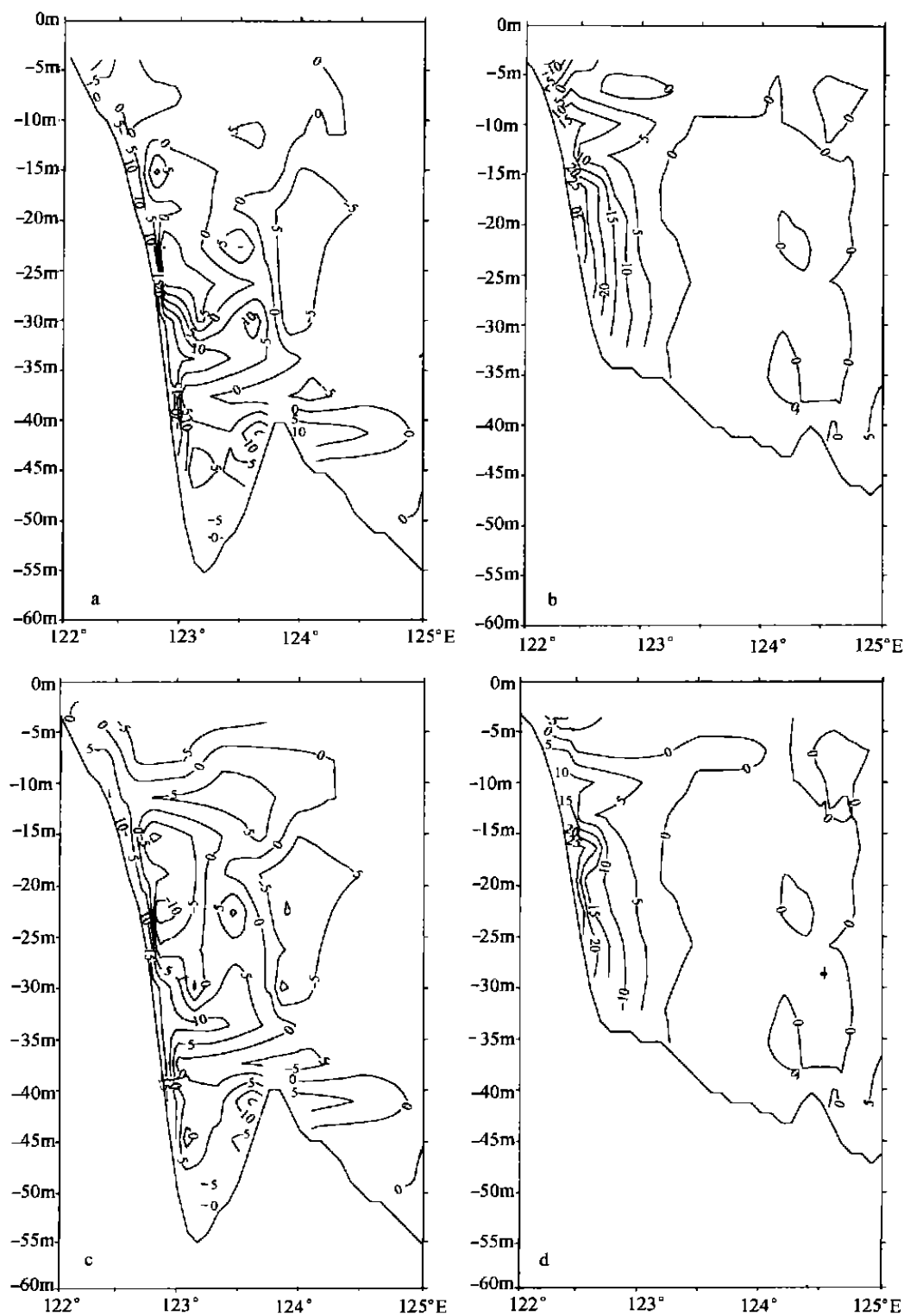


图 8 增大(a b)或减小(c d)长江径流量时长江口上升流速断面分布(单位: 10^{-6} m/s)

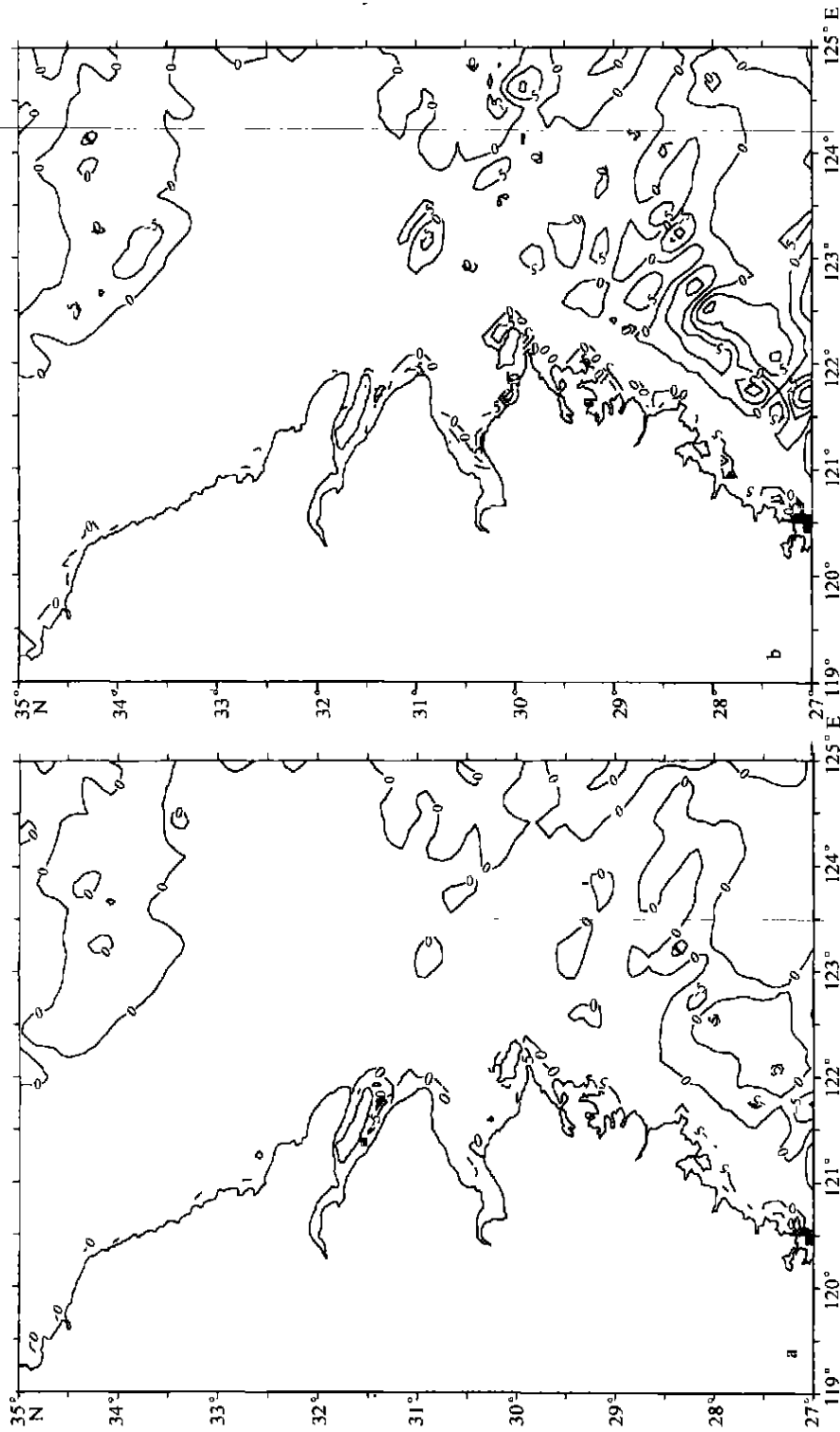


图 9 当水深小于 50m 区域改为 50m 等深时的长江口区垂直流速平面分布(单位: 10^{-6} m/s)
a. 10m 层; b. 20m 层

徽翥等, 2002); 到达长江口水域的台湾暖流明显减弱, 长江口以南至 29°N 的近海于 10m 层以浅出现南向的流动(图略); 长江口和闽、浙近海的上升流现象基本消失(图 9)。

四、结 论

本文通过对长江口海区上升流现象所做的数值模拟计算得出:

(1) 夏季在长江口北部海区形成一带状上升流区, 这与观测是一致的。

(2) 长江口海区形成上升流的原因与闽、浙近海的上升流基本一致, 它是由台湾暖流与近岸海底斜坡地形相互作用的结果, 而夏季的偏南季风将增强长江口北部和闽、浙沿岸的上升流现象。

(3) 在长江口海区的南部近海, 即大约在 $31^{\circ}10' \sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间存在一下降流区, 它隔断了长江口的上升流区和闽、浙沿岸上升流区的直接联系。该下降流主要是因台湾暖流向东转向, 顺坡流向外海形成的。

参 考 文 献

- 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。
- 白虹、华锋、冯志纲等, 2002, 东海的透光度分布及其与陆架悬浮体运移的关系, 海洋科学, 26(5): 45~48。
- 李徽翥、赵保仁, 2002, 夏季东中国海环流三维数值实验, 海洋科学集刊, 45: 48~61。
- 邹娥梅、郭炳火、汤毓祥等, 2001, 南黄海及东海北部夏季若干水文特征和环流的分析, 海洋与湖沼, 32(3): 340~348。
- 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、乐肯堂、朱兰部, 1992, 长江口海域温、盐度分布的基本特征和上升流现象, 海洋科学集刊, 33: 15~26。
- 赵保仁、任广法、曹德明、杨玉玲, 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。
- 胡敦欣、吕良洪、熊庆成等, 1980, 关于浙江沿岸上升流的研究, 科学通报, 25(3): 131~133。
- Blumberg A. F. and Mellor, G. L., 1987, A Description of a three dimensional coastal ocean circulation models. In: "Three-dimensional Coastal Ocean Models, Vol 4: 1~16." (Heaps, N. ed.), American Geophysical Union, Washington D. C.
- Mellor, G. L., 1996, Users guide for a three dimensional primitive equation numerical ocean model, 1~40 Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University, Princeton.

NUMERICAL SIMULATION OF UPWELLING IN THE
CHANGJIANG RIVER MOUTH AREA^{*}

ZHAO Baoren, LI Huifei, YANG Yuling

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

Abstract

With the vertical velocity obtained by POM for simulating the circulation in the East China Seas, the upwelling and downwelling in the Changjiang River Mouth area are discussed. This simulation showed convincingly that upwelling exists in the area of the northern part of the Changjiang River Mouth; and that the downwelling which exists in its southern part which separates the upwelling at the Changjiang River Mouth from the Men and Zhe coastal upwelling. This simulation showed that the upwelling at the Changjiang River Mouth is caused by interaction of the Taiwan Warm Current with the slope bottom topography; and that southwest the monsoon in summer can strengthen the upwelling at the Changjiang River Mouth and the Men and Zhe coastal upwelling.

^{*} Contribution No. 4480 from the Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences.
?1994-2016 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>