

# 2007 年长江口邻近海域夏季上升流演变机制研究

曹公平<sup>1,2,3</sup>, 宋金宝<sup>1,3</sup>, 樊伟<sup>1,3</sup>

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 3. 中国科学院 海洋环流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071)

**摘要:** 研究长江口邻近海域夏季上升流强度和空间分布的变化, 对渔业生产和赤潮的防治具有重要的指导意义。采用 2007 年 6~10 月高分辨率卫星遥感资料 NGSST 海表温度和 CCMP 风场, 通过经验正交函数(EOF)分解和区域海洋数值模式(ROMS)研究了该海域夏季上升流的短期演变机制及其与 SST 异常的关系。结果表明, 夏季上升流强度和范围存在明显变化, 是引起该海域 SST 异常的重要原因; 风场对上升流短期演变起着关键作用, 风应力旋度对局地上升流变化的影响与沿岸风应力同等重要; 地形变化影响着上升流中心的分布, 陡而窄的海底凸起容易在顺流侧形成较强的上升流中心, 并在逆流侧诱发下降流。

**关键词:** 长江口; 上升流; 经验正交函数(EOF)分析; 区域海洋数值模式(ROMS); 演变机制

中图分类号: P731.21 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2013)01-0102-11

上升流是近海最重要的海洋过程之一, 通过垂向输运过程对海域温盐垂直结构和营养盐分布产生重要影响, 是海洋渔场形成的重要动力环境, 也为赤潮爆发提供条件<sup>[1]</sup>。以往观测资料和研究证实, 长江口邻近海域存在大面积的上升流现象, 包括浙江沿岸上升流区和长江口外海域上升流区等。因此, 研究长江口邻近海域上升流的演变, 不仅有助于渔业工作者更好地了解渔场的分布与变迁, 而且对赤潮等生态环境问题的防治具有重要的指导意义。

以往不少学者对该区域上升流现象进行了研究。关于长江口外夏季上升流现象, 赵保仁等<sup>[2-3]</sup>认为海底地形对台湾暖流的抬升作用, 是长江口外海形成上升流的基本动力因素; 而朱建荣<sup>[4]</sup>则认为盐淡水混合产生的斜压效应和台湾暖流入侵陆架导致的正压效应是形成长江口外水下河谷附近上升流的主要成因。对于浙江近海上升流现象, 胡敦欣<sup>[5]</sup>指出黑潮北上余脉沿陆架海底沿岸爬坡是其形成的主要动力, 风不是主要因子; 而潘玉球<sup>[6]</sup>则认为风的作用很重要, 和台湾暖流产生上升流的量级相当; 黄祖珂<sup>[7]</sup>基于数值模拟提出了潮因子诱发机制, 吕新刚<sup>[8]</sup>进一步强调了潮运动的作用。然而, 由于产生上升流的动力因子(台湾暖流、风、潮汐和长江径流等)复杂多变, 再加上观测资料的相对缺乏, 对于该海域上升流的形成机制至今未形成统一认识。而且, 以往研究多集中在风应力和台湾暖流等形成上升流的动力

机制上, 对于该海域上升流的演变及其机制却鲜有论及。

海洋卫星遥感能够提供大面积长期的观测资料, 近年来在海洋研究中越来越受重视。Tang<sup>[9-10]</sup>等应用遥感资料研究了台湾海峡海域的上升流长周期和短周期变化, 胡明娜<sup>[11]</sup>用遥感数据研究了浙江近海夏季上升流现象。本文拟在前人研究的基础上, 采用高分辨率的海洋遥感资料 NGSST 和 CCMP 风场, 分析长江口邻近海域夏季上升流的短期演变, 通过对上升流区域海表温度异常 EOF 分析, 探讨上升流引起短期内海表温度异常的主要机制, 并借助 ROMS 模式研究地形对上升流中心分布的影响。

## 1 研究区域

本文的研究区域如图 1 所示。该海域近岸海区岛屿众多, 岸线曲折; 海底地形复杂, 在 20 m 等深线与 50 m 等深线间有一明显的狭长海底斜坡, 大体与等深线和岸线平行; 河口北端存在水下河谷。北上的台湾暖流、浙江沿岸流和南下的黄海沿岸流在长

收稿日期: 2012-03-02; 修回日期: 2012-10-22

基金项目: 国家基金委创新群体项目(41121064); 国家自然科学基金(41176016)

作者简介: 曹公平(1984-), 男, 河南周口人, 硕士研究生, 研究方向: 物理海洋学, E-mail: caoyun311@163.com; 宋金宝, 通信作者, 电话: 86-532-82898506, E-mail: songjb@qdio.ac.cn

江口邻近海域交汇, 再加上从西边界注入的长江径流, 使该海域水系结构异常复杂。同时, 该海域还受东亚季风影响, 气候复杂多变。

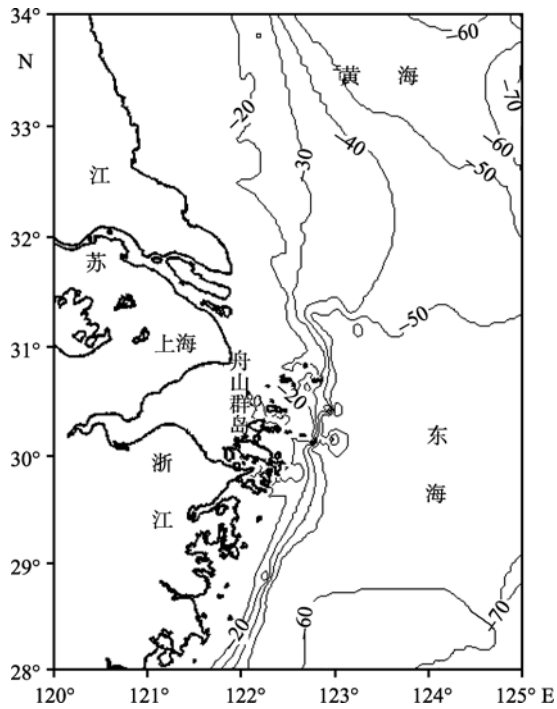


图 1 研究区域海底地形(m)分布  
Fig. 1 Topography of the investigation area

## 2 数据和方法

海表温度(SST)。Japan GODAE, NGSST(New Generation Sea Surface Temperature)是由日本 Tohoku University 开发的一种新的高分辨率海表温度卫星资

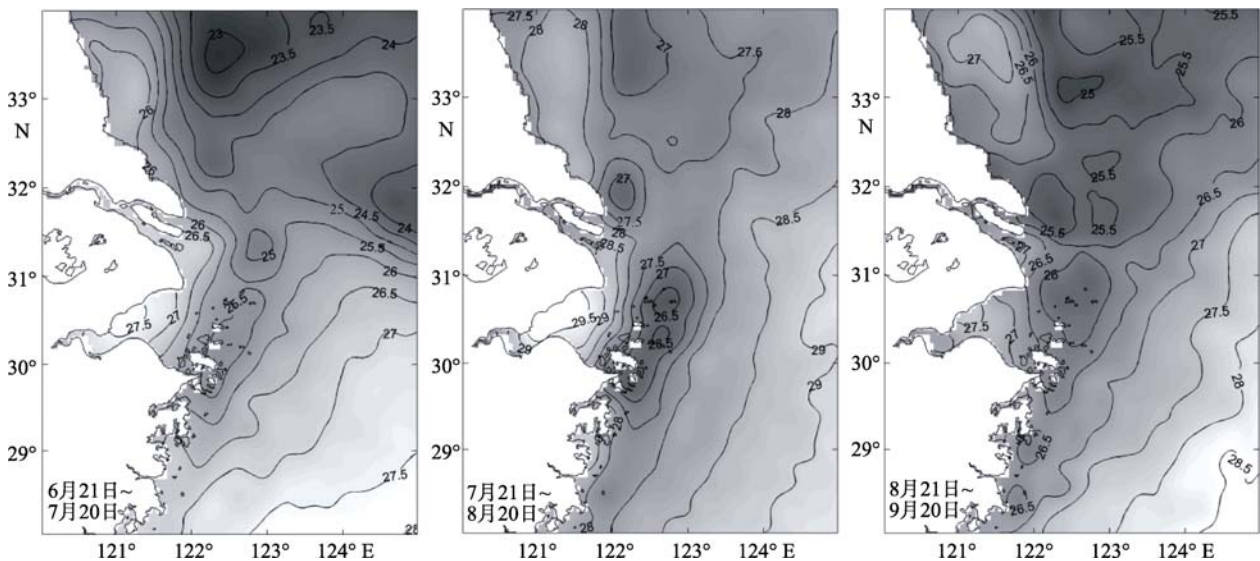


图 2 NGSST 卫星资料显示的 2007 年月平均 SST 分布图  
Fig. 2 Distributions of monthly average SST during 2007 from satellite data NGSST

料, 它综合了红外散射计 AVHRR、MODIS 和微波散射计 AMSR-E 三种卫星资料, 覆盖了 116°~166°E, 13°~63°N 区域。其水平分辨率为 0.05° × 0.05°, 时间分辨率是 6 h。

海面风场(SSW)。多平台交叉校正 CCMP(Cross Calibrated Multi-Platform)海面风场采用一种增强的变分同化分析法(VAM)融合了 QuikSCAT/SeaWinds、ADEOS-II/SeaWinds、AMSR-E、TRMM/TMI 和 SSM/I 等诸多海洋被动微波和散射计遥感平台上采集的风场数据, 给出的是距海面 10 m 处风场沿经向和纬向的速度分量。其空间分辨率为 0.25° × 0.25°, 时间分辨率是 6 h。

风应力计算公式为  $\tau = \rho_a C_d |U_{10}| U_{10}$ , 相应的垂

$$\text{向风应力旋度} = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y},$$

其中  $U_{10}$  为距海面 10 m 处风应力矢量,  $\tau$  为风应力矢量,  $x, y$  分别为向东和向北方向,  $\rho_a$  为空气密度 ( $1.29 \text{ kg/m}^3$ ),  $C_d$  为拖曳系数, 取  $C_d = (0.8 + 0.065 |U_{10}|) \times 10^{-3}$  [12]。

本文采用上述遥感卫星资料 2007 年 6~10 月期间的日平均及月平均资料, 运用经验正交函数分析 SST 异常的时空模态, 并结合 ROMS 模式探讨上升流的短期演变机制。

## 3 结果与分析

### 3.1 夏季上升流现象

图 2 显示, 2007 年夏季 6, 7 月份长江口外海口附

近海域开始出现小面积的冷水团, 7月21日到8月20日期间, 冷水团扩大增强, 形成显著的孤立的冷水中心, 8月底冷水中心开始消退。8月份 SST 分布显示, 32.5°N 以南海域存在两处孤立的冷水中心, 分别位于启东附近(32°N, 122.2°E 为中心)、长江口外水下河谷和舟山群岛附近(29°~31.5°N, 122°~123°E)。冷水中心平均水温低于 27°C, 比周围 28.5°C 以上水温低 2°C 左右, 由于冷水中心被周围的暖水包围, 与以往观测资料和研究证实的上升流中心<sup>[2,5]</sup>基本吻合, 因此该冷水中心不应是周围的平流运动引起的, 而是深层水上涌形成的, 代表着上升流中心。其中, 较大面积的水舌状冷水中心由夏季较强的水下河谷附近上升流与舟山群岛附近上升流连成一体形成的。水下河谷附近上升流区比赵保仁<sup>[3]</sup>等的观测结果偏南约半个纬度, 很可能是南下的黄海沿岸流和长江冲淡水在表层驱动造成的。32.5°N 以北海域存在大面积的冷水舌入侵现象, 可能是由于黄海沿岸流、黄海暖流与长江冲淡水汇聚产生气旋型涡旋造成的<sup>[13]</sup>。从图中可以看出, 三处上升流的中心位置基本稳定, 上升流的强度和范围发生显著的变化。

### 3.2 上升流引起海表温度异常的 EOF 结果分析

为了研究影响上升流演变因素, 首先对由上升流引起的海表温度异常进行模态分解。本文选取上升流海域 29°~32.5°N, 121.5°~124.2°E 区域, 上升流现象显著且变化明显的 2007 年 7 月 21 日至 8 月 20 日期间进行研究。首先对日平均 NGSST 资料进行处理, 得到 SST 距平场。对 SST 距平场进行 EOF 分解, 得到 SST 方差变化的空间和时间模态, 其前 4 个模态贡献率见表 1。图 3 和图 4 分别为上升流引起 SST 异常的 EOF 分解前 4 个模态空间分布和对应的时间变化系数。

表 1 EOF 的前 4 个模态的方差贡献率  
Tab. 1 Contributions of the first four EOF modes to variance

模态 <i>n</i>	模态 <i>n</i> 的 方差贡献率(%)	前 <i>n</i> 个模态 累积方差贡献率(%)
模态 1	51.52	51.52
模态 2	27.00	78.52
模态 3	9.11	87.63
模态 4	3.29	90.92

第一模态的贡献占方差的 51.52%, 空间分布上

整个区域均为负值, 这表明研究海域 SST 变化趋势空间上具有整体一致性。第一模态的时间变化系数为正值时, 表现为整个海域海表温度偏低, 时间系数为负值时, 整个海域温度偏高。上海市中心气象台资料显示上海市和长江口区 2007 年 7 月 23 日至 8 月 3 日出现连续 12 d 的持续高温, 29 日极端高温达 39.6°C, 时间变化系数上表现为较大的负值, 8 月 3 日之后气温开始下降, 时间变化系数上表现为逐渐向正值转变。第一模态时间变化系数很好地反映了夏季上海市和长江口区的气温变化特征, 表明气温强迫是 SST 异常的首要控制因子。SST 变率较大值区域, 沿着等深线从南向北延伸到 32°N 附近, 和台湾暖流夏季入侵的路径一致<sup>[14]</sup>, 夏季稳定的台湾暖流沿等深线入侵可能是 SST 出现较大变率的主要原因。因此, 第一模态反映了研究海域 SST 异常主要受气温强迫的控制, 具有整体一致性, 同时受台湾暖流入侵的影响呈现空间变率的不均匀分布。

第二模态的贡献占方差的 27.00%。空间分布上以 31.5°N 为界, 以南和以北海域分别呈现负异常和正异常的空间分布特征。图 5 显示, 31.5°N 以北大部分海域是东南风, 以南海域则是西南风, 强劲的西南风产生 Ekman 输运形成风生上升流, 使附近表层水温度降低, 表现为 SST 负异常区域; 8 月 8 日左右风场由西南风转为东南风, 在该模态时间变化系数上表现为从负值转化为正值。因此, 第二模态反映了风场形成的上升流引起 SST 异常现象, 表明风场是上升流短期演变的关键因子。

第三模态的贡献占方差的 9.11%。SST 负异常区域沿着 123°E 断面 1°左右呈带状分布, 恰好沿着长江冲淡水羽状峰的外海侧<sup>[15]</sup>。此分布形态不应为长江冲淡水的温差造成的, 而应为长江冲淡水与海水混合产生的较强密度梯度形成的斜压效应在地形的作用下形成上升流, 使得该区域 SST 异常变化较为显著; 正异常区域散布在负异常的外侧, 为上升流附带产生的下降流区域<sup>[4]</sup>。水情通报<sup>[16]</sup>显示 8 月 3 日和 5 日, 长江中下游出现大暴雨, 很大程度上影响了入海的实际长江径流量, 这正是该模态时间变化系数在 8 月初出现较大正值的原因。因此, 第三模态反映了长江径流与海水混合产生的斜压效应诱导的上升流引起 SST 异常, 表明长江径流量的变化是影响水下河谷附近上升流短期变化不可忽视的因子。

第四模态的贡献占方差的 3.29%。SST 异常区域以 31°N 为界呈正、负相间的分布特征, 和该海域的

海底地形基本一致。SST 变率最大负值区位于启东附近，变率最大正值区位于舟山群岛附近。吕新刚等<sup>[8]</sup>研究表明长江口邻近海域潮运动通过斜压和正压机制诱导上升流。验潮站资料显示，长江口南、北

侧海域的潮汐运动存在较大的相位差；同时 M2 分潮的同潮图<sup>[17]</sup>显示，启东和舟山附近的迟角存在 60°左右的差异，潮汐运动的区域差异使 SST 异常呈现出如模态四所显示的空间分布特征。同时，对应的

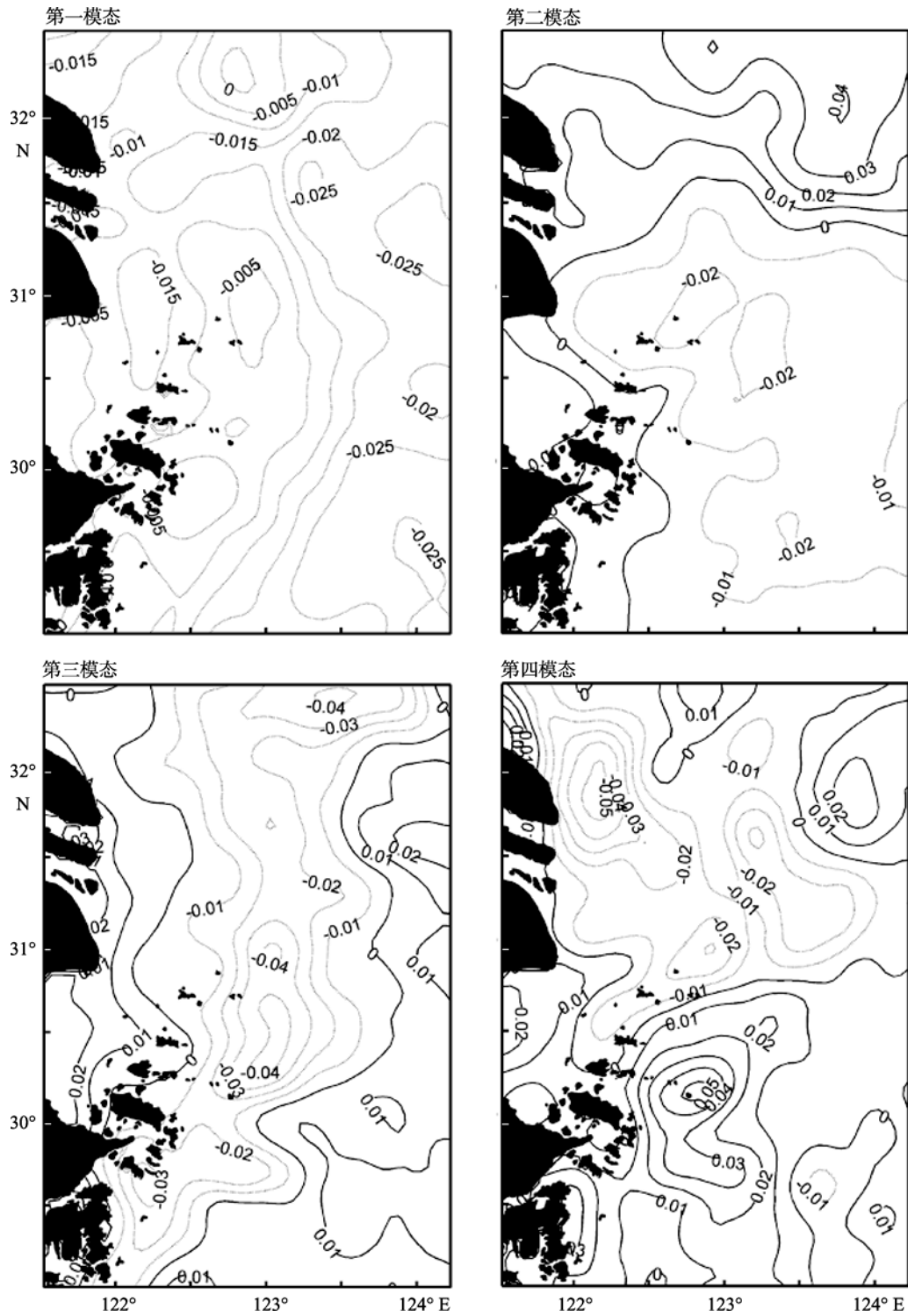


图3 EOF分解的前4个模态空间分布

Fig.3 The spatial distributions of the four modes by EOF analysis

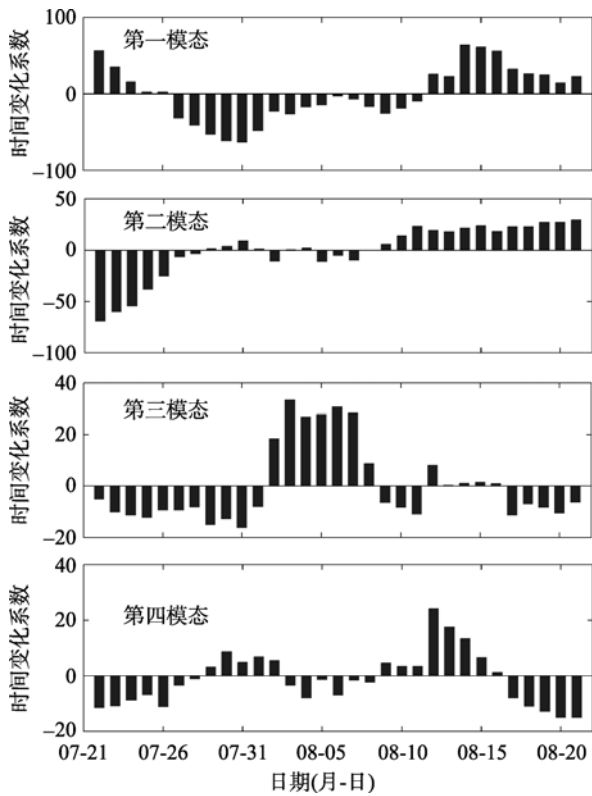


图 4 EOF 分解的前 4 个模态时间变化系数

Fig. 4 The time-varying coefficients of the four modes by EOF analysis

时间变化系数在 1 个月内呈现明显的双峰周期性, 与研究期间天文潮运动的月周期出现的大、小潮形态和时间完全一致。因此, 第四模态反映了潮运动诱导上升流引起的 SST 异常, 表明潮运动影响上升流短期变化, 但影响相对较小。

EOF 分析结果表明, 长江口邻近海域太阳辐射和台湾暖流入侵使 SST 异常呈现整体一致的趋势; 风场是上升流引起 SST 短期变化的关键因素; 长江径流量产生的斜压效应在水下河谷附近诱导的上升流是该区域的 SST 异常不可忽视的因子; 潮运动诱导上升流引起 SST 异常, 但影响有限。

### 3.3 风应力和风应力旋度对上升流短期演变的影响

风场通过风应力产生的 Ekman 输运和风应力旋度产生的 Ekman 抽吸形成沿岸上升流, 是沿岸上升流形成的重要动力。Enriquez 等<sup>[18]</sup>和 Pickett 等<sup>[19]</sup>研究认为, 风应力旋度引起的 Ekman 抽吸和风应力引起的 Ekman 输运对于上升流的形成同等重要, 并具有相当的量级。研究海域夏季盛行西南季风, 受地形影响形成强的风应力旋度中心, 对上升流的形成和短期演变有重要作用。

图 6 和图 7 分别为研究期间每 5 天平均的风应

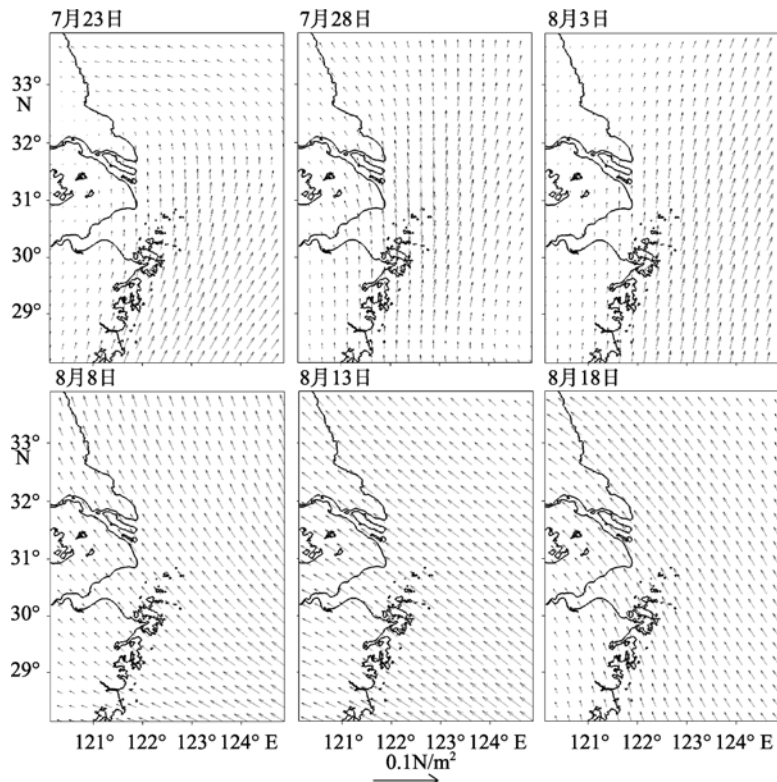


图 5 研究期间每 5 天平均的风应力(N/m<sup>2</sup>)分布

Fig. 5 Distributions of every five days average of wind stress (N/m<sup>2</sup>)

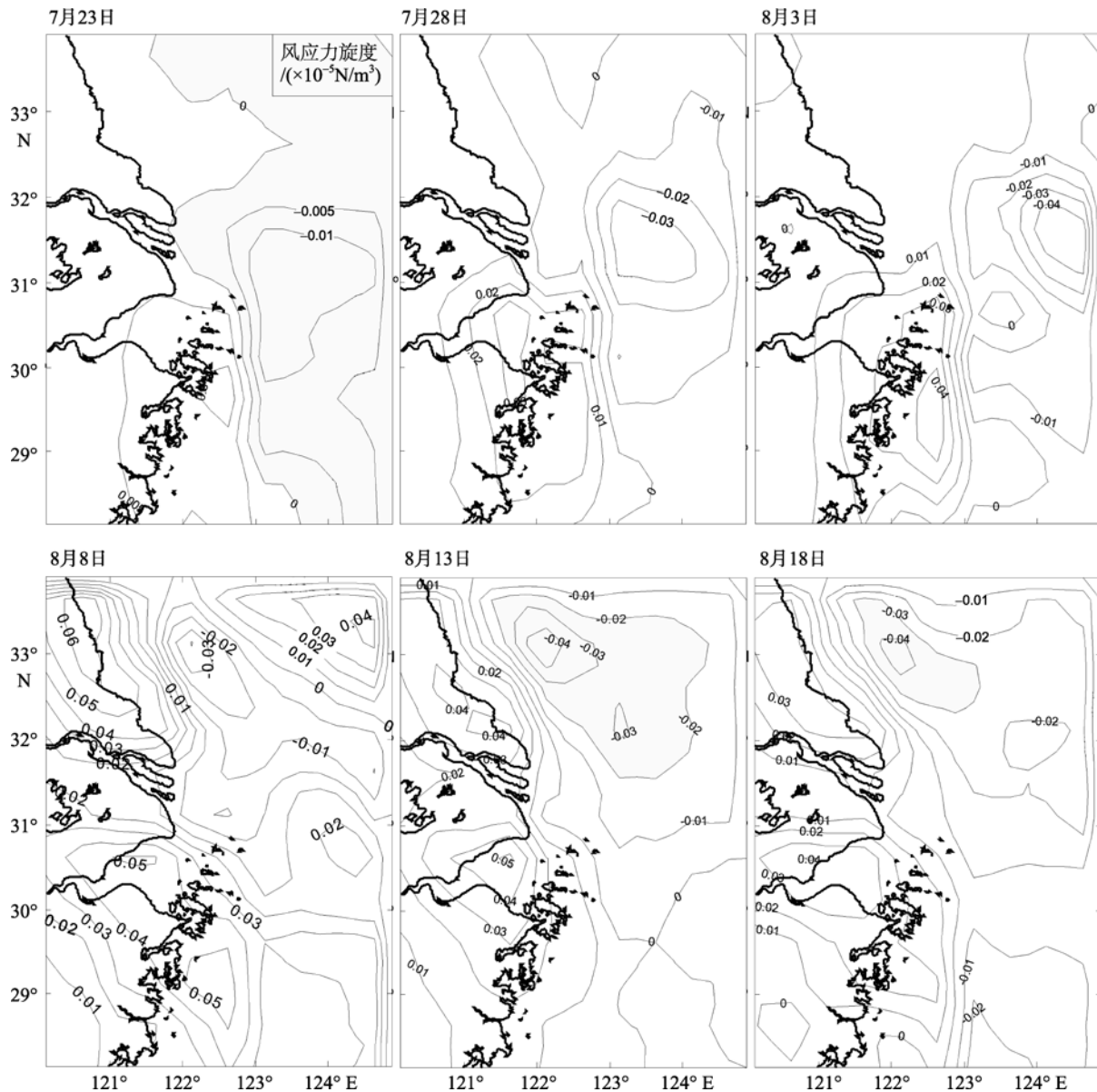


图 6 研究期间每 5 天平均风应力旋度分布

Fig. 6 Distributions of the five-day average wind stress curl

力旋度和 SST 分布。比较 SST 分布与同期的风应力和 wind stress curl 分布, 32.5°N 以南海域 SST 低值区域很好地对应着风应力和 wind stress curl 的高值区域, 同期较大的风应力旋度引起较冷的 SST。7 月 23 日, 风应力旋度高值中心旋度很小, 平均约为  $0.01 \times 10^{-5} \text{N/m}^3$ , 西南向风应力也较小, 平均不到  $0.025 \text{N/m}^2$ , 上升流区范围较小, 强度较弱, 仅在 30°N 周围有经纬各 1° 左右、平均温度约 26°C 的上升流中心。8 月 3 日和 8 日, 风应力增强, 高值中心超过  $0.1 \text{N/m}^2$ , 并在 32°N 和舟山群岛附近存在两处风应力旋度高值中心, 平均约为  $0.04 \times 10^{-5} \text{N/m}^3$ , 分别对应着启东附

近上升流区、舟山群岛附近和水下河谷附近上升流区的 SST 低值区, 面积较 7 月 23 日明显扩大。随着 8 月 13 日左右随着风向转向东南风, 上升流强度开始减弱。

图 8 为长江口水下河谷附近和舟山附近上升流中心区域 SST 距平值与该区域的经向风应力、纬向风应力和 wind stress curl 的距平值的时间序列, SST 距平值与局地的经向风应力、纬向风应力、wind stress curl 相关性系数分别为 0.741, 0.334 和 0.715, 表明经向风应力和 wind stress curl 对局地上升流变化具有重要影响, 而纬向风应力对局地上升流变化影响不大。因此

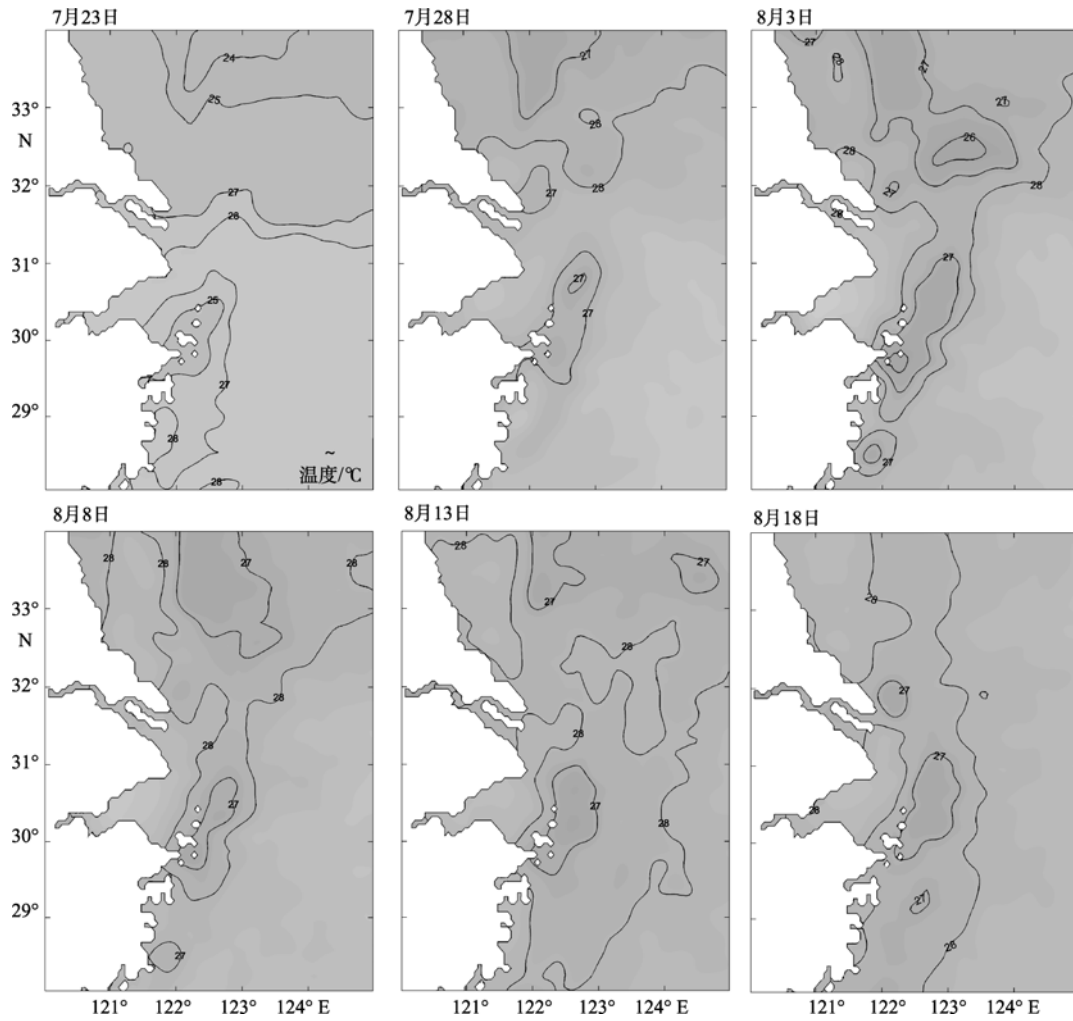


图 7 研究期间每 5 天平均 SST 分布  
Fig. 7 Distributions of the 5-day average SST

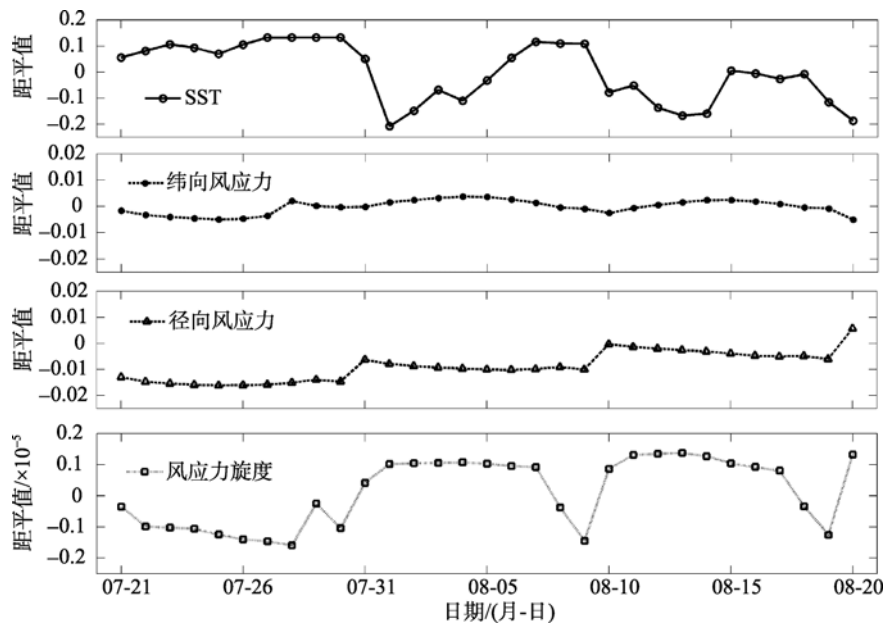


图 8 上升流区域 SST 与局地经向(纬向)风应力及风应力旋度距平值的时间序列图

Fig. 8 Time series of anomalies for SST, meridional wind stress, zonal wind stress and wind stress curl in upwelling areas



风场对上升流变化的影响是局部的，风应力和风应力旋度对局地上升流短周期的演变具有相同量级的贡献。

### 3.4 潮汐作用对上升流短期演变的影响

长江口邻近海域潮运动强烈，以往研究表明潮运动通过多种动力机制诱导上升流，对该区域上升流的形成起着重要作用<sup>[8]</sup>。Pineda<sup>[20]</sup>研究认为春夏季节潮汐运动的月周期性影响着上升流强度的明显变化，较大的海表温度异常发生在新月后的 7~12 d 和 19~24 d。

分别截取 ROMS 模拟(气候态模拟，范围 27°~35°N, 119°~126°E, 水平分辨率 1/27°, 垂向分 24 个 S 层, 海面通量选用 COADS05 资料, 考虑 M2, S2, K1 和 O1 四个主要分潮, 开边界由中国近海的模

拟结果插值得到)的三处上升流区域中心 32°N、31°N 和 29°N 断面 8 月份月平均的温度剖面, 和 8 月份 10 m 层垂向流速时间序列剖面图。如图 9 所示, 去除潮汐后, 32°N 和 31°N 断面温度变化明显, 29°N 断面, 温度剖面变化很小。同时, 32°N 断面的 122.5°E 西侧垂向流速呈现明显的周期性结构, 和天文潮的大、小潮的月周期特征相符。31°N 断面垂向流速 123.5°E 附近也有类似的周期性, 但其他区域呈无规律变化, 可能受长江径流量、风场等综合作用造成的。29°N 断面流速则较弱, 只在 8 月初较强, 可能是由于 8 月初较强的台湾暖流与地形的相互作用形成的。

数值模拟的结果和模态四反映的潮运动引起的 SST 异常分布特征相吻合。因此, 潮运动影响上升流强度的短周期演变, 但相对于长江径流量和风场的影响, 其影响较为有限。

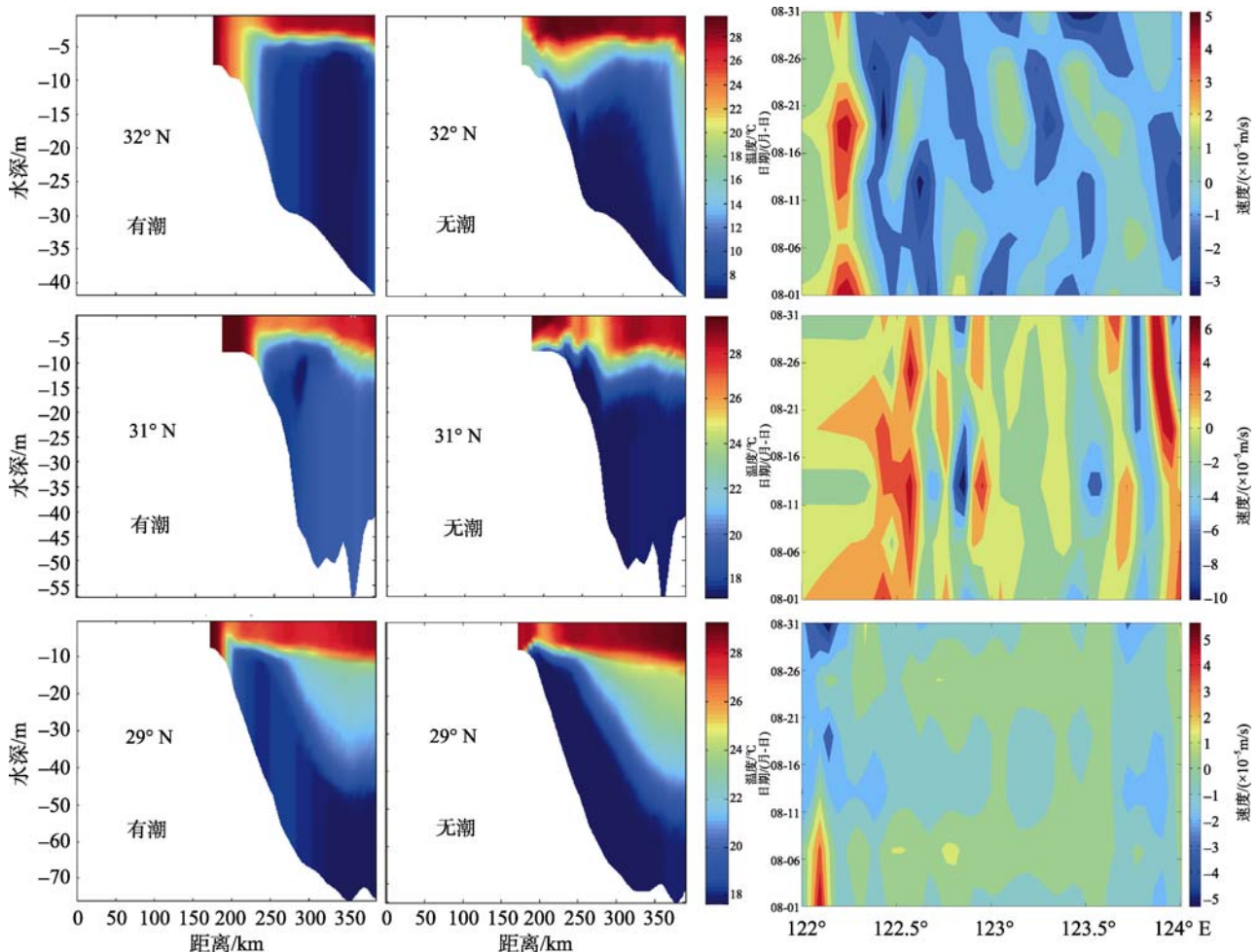


图 9 32°N, 31°N 和 29°N 断面的有潮、无潮温度剖面对应 10 m 层垂向流速时间序列

Fig. 9 Vertical distributions of temperature with tide, without tide and time series of vertical velocity in 10 meters, along section 32°N, section 31°N and section 29°N



### 3.5 地形变化对上升流中心分布的影响

地形影响着上升流形成和分布特征, 理论研究表明地形变化并不改变风生上升流的总强度, 而是对其重新分配从而形成强的上升流中心, 影响其分布的结构特征<sup>[21]</sup>。长江口邻近海域地形极其复杂, 地形的变化可能是影响上升流中心分布和形态特征的重要因素。

如图 10 所示, 截取穿过上升流中心和水下河谷, 且跨岸方向上地形变化较小的 123°E 断面 10 m 层垂向流速剖面, 且沿岸方向上地形变化较小的 30.7°N 断面 10 m 层垂向流速剖面。30.7°N 断面显示, 近岸斜坡坡度较大, 外侧海底地

形变化较平缓。由于底 Ekman 效应, 深层水沿岸爬坡形成上升流, 上升流中心集中在近岸斜坡坡度较大处, 而较平缓的海底地形附近不易形成强的上升流中心。123°E 断面表明, 沿岸地形变化剧烈, 由于底层环流的爬坡使深层水上涌, 上升流中心多集中在急剧变化地形附近, 窄而陡斜坡的顺流侧产生强的上升流, 逆流侧出现下降流。而 29.5°E 和 31.5°E 附近, 底形坡度宽而缓, 垂向流速几乎为零, 这是由于较宽地形的底摩擦作用抵消了爬坡效应和底 Ekman 效应<sup>[22]</sup>。舟山群岛和长江口水下河谷附近海底地形起伏较大, 有利于形成较强的上升流, 是舟山渔场和长江口渔场形成的重要原因。

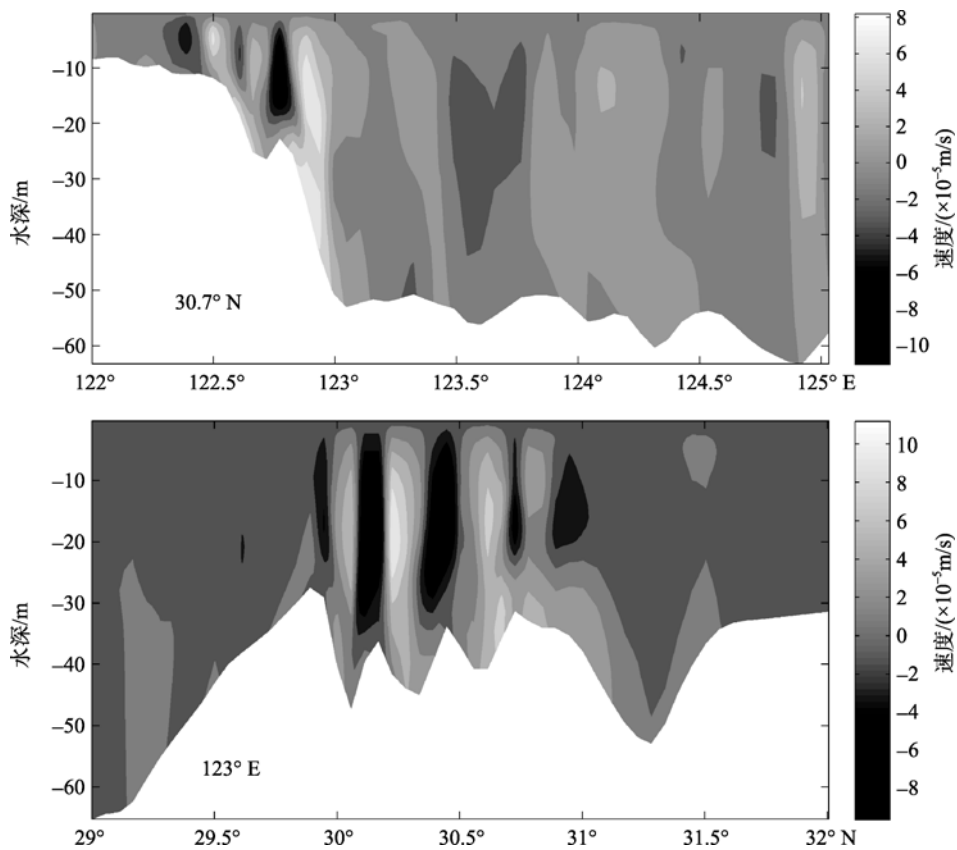


图 10 30.7°N 和 123°E 断面垂向流速剖面图

Fig. 10 Profiles of vertical velocity distribution along section 30.7°N and section 123°E

## 4 结论

本文应用高分辨率的海洋遥感资料NGSST海表温度和 CCMP 风场, 研究了长江口邻近海域上升流的短期变化。对 2007 年夏季上升流存在期间 SST 异常进行分析, 并通过 EOF 分析了由上升流引起 SST 异常的时空分布, 最后通过 ROMS 模式进一步探讨

了上升流短期变化的机制。得到的主要结论如下: (1) 海表温度异常的时空特征分布较好地反映了上升流的演变。2007 年夏季, 该海域上升流范围和强度变化明显, 7月下旬清晰显现, 8月上旬达到最强, 8月下旬开始衰退。(2) 风场是上升流短周期变化的关键因子, 风应力旋度对局地上升流变化的影响与沿岸风应力同等重要; 长江径流量变化对水下河谷附近上

升流变化影响显著；而潮运动对该海域上升流强度变化影响较为有限。(3)地形变化影响着上升流中心的分布位置和形态。较陡的跨岸斜坡有利于形成强的上升流中心；起伏的沿岸地形变化，容易在窄而陡斜坡的顺流侧形成强的上升流中心，逆流侧出现下降流，缓而宽的斜坡不易形成强的上升流中心。

长江口邻近海域分布诸多岛屿和岬角，海岸线曲折复杂，对于风场和环流结构的影响较为复杂。因此，海岸线对于上升流的影响不可忽视，有待进一步研究。

致谢：卫星遥感资料 NGSST 和 CCMP 风场来自 <http://apdrc.soest.hawaii.edu/>，本文还引用了上海中心气象台气温资料和水位管理系统的长江径流量资料，在此一并表示感谢。

#### 参考文献：

- [1] 周名江, 颜天, 邹景忠. 长江口邻近海域赤潮发生区基本特征初探[J]. 应用生态学报, 2003, 14 (7): 1031-1038.
- [2] 赵保仁. 长江口外的上升流现象[J]. 海洋学报, 1993, 15 (2): 108-114.
- [3] 赵保仁, 李徽翡, 杨玉玲. 长江口海区上升流现象的数值模拟[C]//中国科学院海洋研究所. 海洋科学集刊(45).北京: 科学出版社, 2003: 64-76.
- [4] 朱建荣. 夏季长江口外水下河谷西侧上升流产生的动力机制[J]. 科学通报, 2003, 48 (24): 2754-2758.
- [5] 胡敦欣, 吕良洪, 熊庆成. 关于浙江沿岸上升流的研究[J]. 科学通报, 1980, 25 (03): 131-133.
- [6] 潘玉球, 徐端蓉, 许建平. 浙江沿岸上升流区的锋面结构、变化及其原因[J]. 海洋学报, 1985, 7 (4): 401-411.
- [7] 黄祖珂, 俞光耀, 罗义勇,等.东海沿岸潮致上升流的数值模拟[J]. 青岛海洋大学学报, 1996, 4: 405-412.
- [8] Lü Xingang, Qiao Fangli, Xia Changshui, et al. Upwelling off Yangtze River estuary in summer[J]. Geophys Res, 2006, 111(C11S08), doi:10.1029/2005JC003250.
- [9] Tang Danling, Kester D R, Ni I-Hsun, et al. Upwelling in the Taiwan Strait during the summer monsoon detected by satellite and shipboard measurements[J]. Remote Sensing Environ, 2002, 83:457-471.
- [10] Tang Danling, Kawamura H, Li Guan. Long-time observation of annual variation of Taiwan Strait upwelling in summer season[J]. Advances in Space Research, 2004, 33: 307-312.
- [11] 胡明娜, 赵朝方. 浙江近海夏季上升流的遥感观测与分析[J]. 遥感学报, 2008, 12 (2): 297-304.
- [12] Wu Jin. Wind-stress coefficients over sea surface near neutral conditions a revisit[J]. Phys Oceanogr, 1980, 10: 727-740.
- [13] 毛汉礼, 胡敦欣. 东海北部的一个气旋型涡旋[C]//中国科学院海洋研究所. 海洋科学集刊(27).北京: 科学出版社, 1986: 23-99.
- [14] 翁学传, 王从敏. 台湾暖流深层水变化特征的分析[J]. 海洋与湖沼, 1983, 14 (4): 357-366.
- [15] 朱建荣, 丁平兴, 胡敦欣. 2000年8月长江口外海区冲淡水羽状锋的观测[J].海洋与湖沼, 2003, 34(3): 249-255.
- [16] 上海市防汛信息中心. 2007年汛期(6-9月)上海地区水情总结[J]. 水情通报, 2007, 9: 5-7.
- [17] 于宜法, 刘兰, 郭明克. 海平面上升导致渤、黄、东海潮波变化的数值研究——海平面上升后渤、黄、东海潮波的数值模拟[J]. 中国海洋大学学报, 2007, 37(1): 7-14.
- [18] Enriquez A G, Friche C. Effects of wind stress and wind stress curl variability on coastal upwelling[J]. Phys Oceanogr, 1995, 25: 1651-1671.
- [19] Pickett M H, Paduan J D. Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS)[J]. Geophys Res, 2003, 108(C10), 3327, doi: 10.1029/2003JC001902.
- [20] Pineda J. An internal tidal bore regime at nearshore stations along western U.S.A.: Predictable upwelling within the lunar cycle[J]. Continental Shelf Research, 1995, 15(8): 1023-1041.
- [21] Song Y T, Chao Y. A theoretical study of topographic effects on coastal upwelling and cross-shore exchange[J]. Ocean Modelling, 2004, 6 (2): 151-176.
- [22] Jiang L, Yan X H, Tseng Y H, et al. A numerical study on the role of wind forcing, bottom topography, and nonhydrostacy in coastal upwelling[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2011, 95(1): 99-109.

# Mechanism of upwelling evolvement in the Yangtze River Estuary adjacent waters in summer, 2007

CAO Gong-ping<sup>1,2,3</sup>, SONG Jin-bao<sup>1,3</sup>, FAN Wei<sup>1,3</sup>

(1. Institute of Oceanology, the Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, the Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China)

**Received:** Mar., 2, 2012

**Key words:** the Yangtze River Estuary; upwelling; empirical orthogonal function (EOF) analysis; regional ocean model system (ROMS); evolvement mechanism

**Abstract:** We utilized the high resolution satellite product, NGSST sea surface temperature (SST) and cross calibrated multi-platform (CCMP) wind data, the empirical orthogonal function (EOF) method and numerical ocean model (ROMS) to investigate the evolution of upwelling and its influence on SST anomaly in this specific region. The result indicated that the intensity and spatial distribution of upwelling in summer exhibited an evident variation, which was the key factor for the SST anomaly. The effect of the wind field was local and primarily influences its short term evolution, while the contribution of wind stress curl was on a par with the component of wind stress along the coast. The topographic variation determined the center of the upwelling, which could be induced at the strong inflow flank above the steep and narrow heave, and a corresponding downflow occurs behind the heave.

(本文编辑: 刘珊珊)