

长江口外及浙江沿岸夏季上升流的潮生机制

吕新刚^{①②③④*} 乔方利^{①②} 夏长水^{①②} 袁业立^{①②}

(① 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061; ② 海洋环境科学和数值模拟国家海洋局重点实验室, 青岛 266061;
③ 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071; ④ 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要 基于普林斯顿海洋模式(POM)建立了MASNUM (Laboratory of MARine Science and NUmerical Modeling)海浪-潮流-环流耦合模式, 对长江口外及浙江沿岸海域夏季的上升流现象进行了数值模拟, 并从潮运动的角度分析了其动力机制, 对该海域潮致上升流的形成机理给出了一种新的解释. 研究表明, 该海域上升流的潮生机制同时体现在正压和斜压 2 个方面: 单纯的正压潮余流能够通过底层辐合和沿地形坡度爬升两种过程产生上升流; 在斜压海洋环境下, 强烈的潮混合作用在近岸陆坡区形成显著的锋面, 锋面两侧存在明显的密度差异, 该密度差异造成的水平压力梯度诱生出沿锋面的次级环流, 其上升流分支出现在锋区附近. 数值试验表明, 潮运动是该海域上升流的一个极为重要的诱发因子, 甚至占主导地位. 研究还发现, 与单纯模拟 M_2 分潮相比, 对 M_2 , S_2 , K_1 及 O_1 4 个主要分潮耦合计算有助于改善正压潮致上升流的模拟结果.

关键词 上升流 动力机制 数值模拟 潮运动 潮致锋面

长江口外和舟山上上升流区附近连续几年爆发几千平方公里的大规模赤潮, 该海域已成为我国近海赤潮严重的区域之一^[1]. 海洋中的上升流量级虽小, 却可以把下层海水中的营养物质带至真光层, 促进浮游生物生长, 为赤潮爆发提供了有利条件. 同时, 上升流也是海洋渔场形成的重要动力环境. 因而, 对长江口外及浙江沿岸上升流的研究具有重要意义.

本文的研究海区如图 1 所示. 长江口外夏季的上升流现象自从 1993 年首次报道以来^[2], 长时期内鲜有论及. 直到最近, 朱建荣^[3]基于现场观测和数值试验对其发生机制进行了分析, 认为长江口外水下河谷北侧和南边上升流的主要成因, 分别为斜压效应和台湾暖流入侵陆架导致的正压效应, 风的作用微弱. 赵保仁等^[4]认为, 长江口外上升流主要是台湾暖流与地形相互作用的结果; 同时, 风应力对浅层上升流影响巨大, 故也是重要条件. 浙江沿岸的上升流现

象, 早在 20 世纪 60 年代就有报道^[5]. 20 世纪 80 年代初, 胡敦欣等^[6]提出, 黑潮北上余脉沿陆架海底抬升为其主要成因. 此后, 我国学者虽进行了不少研究, 但对于其发生机制仍未形成统一认识^[7,8].

除了风、近岸环流等因子外, 潮运动对于上升流也存在多方面的诱导作用. 强潮流绕半岛运动的离心力可诱发上升流^[9], 该机制解释了山东、辽东半岛顶端水域夏季持续出现的冷水现象^[10]. 内潮涌也可导致周期性上升流产生, 并能解释美国南加州湾夏季水温的周期性下降^[11]. Tee 等人^[12]研究了加拿大新斯科舍西南外海上升流, 提出强的潮余流与复杂地形相互作用可以造成上升流. 在我国近海, M_2 分潮的非线性效应被认为是台湾海峡及浙江沿岸上升流的一个诱因^[13~15].

潮致上升流的另一种诱导机制与陆架上的潮混合锋面和锋面环流有关. 这里的潮混合锋面是指, 在

夏季的强潮陆架海区, 将近岸一侧较浅的垂向混合区和离岸一侧较深的层化海水分隔开来的锋面, 该锋面的产生与潮混合密切相关^[16,17]. 国际上对锋面环流的研究始自 20 世纪 70 年代, 乔治滩和欧洲西北部陆架海一直是锋面环流研究的热点海区^[17~20]. 根据观测到的海表辐合和海表低温现象, Simpson 等^[18]指出在陆架锋面附近存在海水垂直运动的迹象. 关于锋面环流的众多二维模型研究表明^[20~23], 通过给定密度锋面, 在垂直剖面上能够产生穿越锋面方向的环流圈. 该环流圈在底层向岸、上层离岸, 与之伴随, 有上升流存在. 也有研究认为^[20,23], 除密度作用外, 锋面环流还包括与密度无关的潮流调整机制.

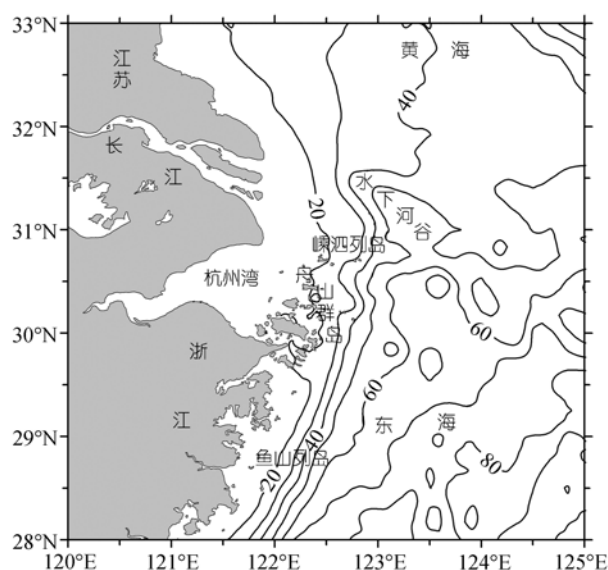


图 1 研究海区及水深分布(m)

关于长江口外及浙江沿岸海域上升流的已有研究具有下列几个特点. 首先, 对长江口外上升流开展的数值模拟大多忽略了潮的影响, 未将潮运动与环流进行耦合计算. 而该海域的潮流是显著的, 最大可能潮流达 $100\sim150\text{ cm/s}$ ^[24]. 其次, 就潮致上升流研究而言^[13~15], 往往仅针对 M_2 分潮进行, 未将各分潮间的非线性相互作用考虑在内. 第三, 几乎所有的潮致上升流研究均限于正压情况, 所得结果只能反映潮流本身的作用. 事实上, 在长江口外及浙江近海, 长江冲淡水、低盐的沿岸流和高温高盐的台湾暖流并存, 多种水体交汇使得该海域斜压性极强. 强烈的潮运动有可能通过改变温盐分布进而对上升流产生影响. 因此, 我们认为经久不息的潮运动对本研究海

域上升流的贡献可能是重要的, 有必要重新对潮致上升流进行深入研究.

本文首先利用 POM 模式模拟出 M_2 , S_2 , K_1 和 O_1 4 个主要分潮, 在此基础上计算了正压潮致上升流. 然后, 考虑完备的物理过程, 利用 MASNUM 海浪-潮流-环流耦合模式(以下简称 MASNUM 耦合模式)对研究海区夏季环流进行高分辨率斜压三维模拟, 探讨潮混合导致的斜压效应对上升流的贡献.

1 现象

夏季, 强烈的上升流可将下层冷水输运至表层从而形成海表低温区, 故海表温度(SST)的卫星图片经常用来旁证上升流的存在. 图 2(a)是美国 NOAA 极轨卫星通过甚高分辨率辐射计观测的 1998 年 8 月 8~12 日 SST 合成图像. 沿浙江海岸, 自长江口外海区间西南方向延伸的低温带($<28^\circ\text{C}$)非常清晰, 最低温度甚至达到 25°C , 温度梯度很强, 说明该海区存在一条较强的上升流带.

为进一步揭示上升流存在的稳定性, 我们根据 NOAA 卫星 SST 数据, 给出了长江口至浙江近海 8 月 1~5 日的气候态(1985~1999 年)SST 分布(图 2(b)). 即使在气候图上, 低于 27.6°C 的带状低温区依然明显, 其中心位于舟山群岛. 在长江口外, 存在一个小范围的低温中心, 其位置与文献^[2]报道的上升流区基本对应. SST 的气候态分布表明, 长江口及浙江沿岸的上升流在夏季是经常存在的.

2 方法

2.1 数值模式

本文采用 POM 和 MASNUM 耦合模式进行数值研究. 前者用来模拟正压潮波, 后者用来模拟三维斜压环流.

作为一个基于原始方程的三维海洋模式, POM 自 Blumberg 和 Mellor^[25]建立以来, 不断被各国学者加以完善与应用, 国内也有不少基于 POM 进行的潮汐潮流数值模拟研究^[26,27], 均比较成功. 鉴于 POM 已在国内外得到广泛应用, 模式的详情这里不再赘述. 简单来说, POM 在垂直方向采用 σ 坐标, 变量配置采用 Arakawa C 网格, 时间积分采用了内、外模态过程分裂法, 将海洋中的快过程和慢过程分离求解, 以节省计算时间.

POM 的一个特色在于其嵌套了 Mellor-Yamada

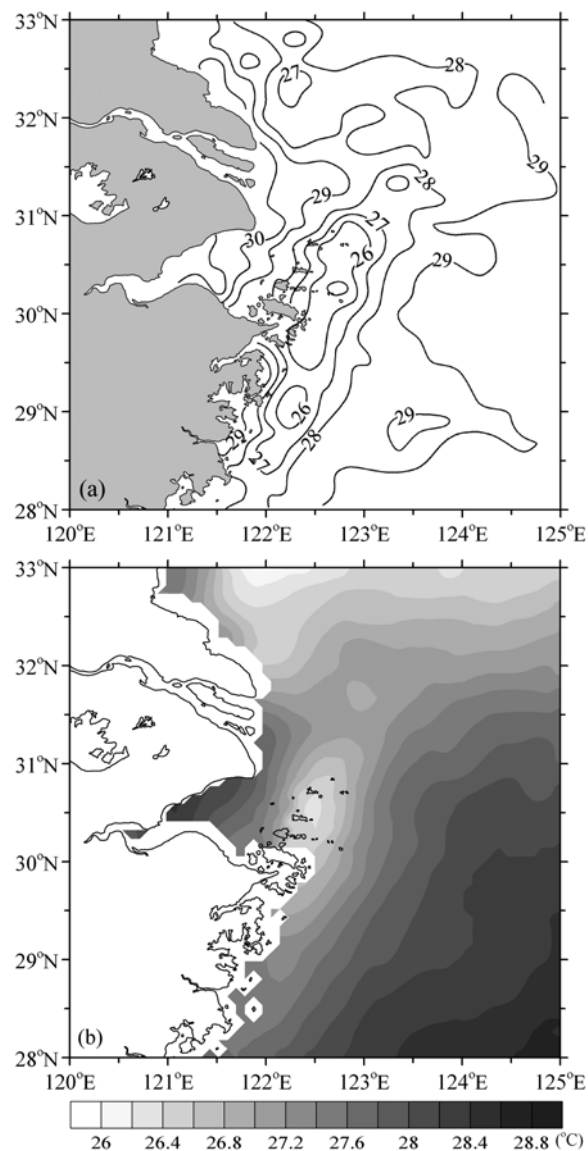


图2 卫星遥感 SST 分布(°C)

(a) 1998 年 8 月 8~12 日合成 SST 分布; (b) 1985~1999 年 8 月 1~5 日气候态 SST 分布

二阶湍封闭模型^[25], 利用该模型求取垂向混合系数。然而, 该模型对上层海洋的混合强度考虑不够^[28], 故模拟出的海洋上混合层偏浅且跃层强度偏低^[29]。在 POM 的基础上, MASNUM 耦合模式引入了浪致混合效应^[30,31], 改进了垂向混合系数的计算方案, 有效提高了对海洋上层混合的模拟精度。

研究斜压海洋中的潮致上升流, 需对潮致锋面进行合理模拟。Garrett 和 Loder 指出^[22], 海洋中的内部摩擦(混合)是影响潮致锋面环流的关键过程。MASNUM 海浪-潮流-环流耦合模式与一般的环流-

潮流耦合模式相比, 其突出的优越性在于明显改善了对海洋上层混合过程的描述, 能够对海洋上混合层和陆架锋面做出更加准确的模拟。研究表明^[32], 在不考虑浪致混合的情况下, POM 对黄、东海上混合层的模拟效果不理想。因此, 我们采用 MASNUM 耦合模式作为斜压海洋潮致上升流机制研究的数值工具。

2.2 正压模式配置

为了尽量避免边界条件带来的计算误差, 潮波模拟的模式区域选为黄、东海大部(图 3), 远大于研究海区。采用真实地形。模式水平分辨率为 $(1/12)^\circ \times (1/12)^\circ$, 垂向分为 16 个 σ 层。对 M_2 , S_2 , K_1 和 O_1 4 个分潮同时模拟。模式由水侧边界给定的周期性潮位

驱动。式中, i 取 1~4, 代表 4 个分潮, H 和 g 为调和常数, ω 为潮汐角频率。流速在岸边界取粘滞, 在水侧边界采用 Orlanski 辐射方案。

模式由静止海洋(流速、水位皆为零)启动, 稳定后, 继续积分一个月, 用最小二乘法对潮位和潮流进行调和分析。由于本节讨论正压情况, 温、盐变化不予考虑, 分别取为 25°C 和 33 psu。

2.3 斜压模式配置

在 MASNUM 耦合模式中综合考虑各种动力、热力因子, 对研究海域的环流及温盐场进行模拟。模拟的区域包括整个黄、东海。水平分辨率提高到 $(1/18)^\circ \times (1/18)^\circ$ 。考虑了太阳辐射、风、长江径流、侧边界流、潮等因子的强迫作用。其中, 风场、热通量来自 COADS 月平均资料, 并对热通量进行大气反馈项修正^[33], 长江冲淡水作为边界流量加入, 采用的是大通水文站 35 年的气候态月平均径流量。

开边界条件由流(用 U_{bc} 表示)控制, 包括环流 U_c 和潮流 U_t 两部分, 即 $U_{bc} = U_c + U_t$ 。其中, U_c 根据 Xia 等人^[34]的全球模式结果插值得到; U_t 由水侧边界上的潮流调和常数给出。为了方便得到欧拉余流场, 同时考虑到研究海区 M_2 分潮占优, 这里只输入 M_2 潮流。温盐初始场取自 Levitus 年平均资料。模式由静止海洋启动, 经过 6 年积分, 模式趋于稳定。然后继续积分 1 年, 输出夏季(以 8 月初为代表)的温、盐、流场进行分析。

3 结果与分析

3.1 潮波模拟结果

我们从历史观测资料中选取了 148 个沿岸潮位站(图 3(a)), 与潮汐模拟结果进行比较(表 1), 以验证模拟的可靠性. 各分潮振幅的平均相对误差控制在 8%以内, 迟角的平均误差也都在 8°之内, 模拟精度可以接受.

图 3(a), (b)给出了M₂和K₁分潮的潮汐模拟结果,

表 1 潮汐调和常数计算误差^{a)}

分潮	振幅误差		迟角误差
	ΔH /cm	相对误差/%	
M ₂	4.7	5.0	7.8
S ₂	2.5	7.1	7.0
K ₁	1.6	6.8	5.0
O ₁	1.2	6.9	4.9

a) 各项误差均为各潮位站误差绝对值的平均值

S₂和O₁分潮的振幅及迟角分布态势分别与M₂和K₁分潮类似(图略). 半日潮波自第一岛链传入陆架后,

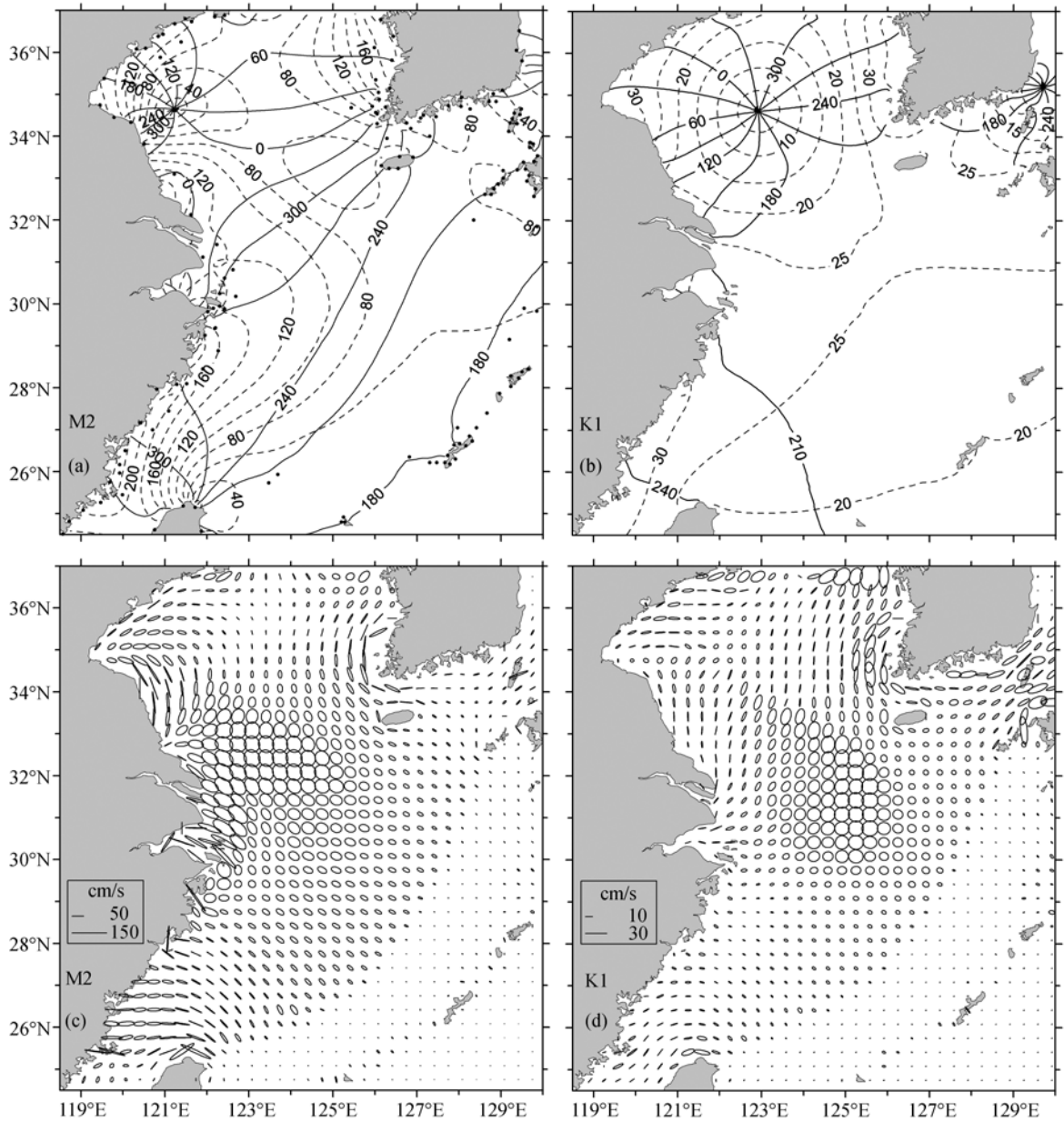


图 3 正压潮波模拟结果

(a), (b)分别为M₂和K₁分潮潮汐同潮图; (c), (d)分别为M₂和K₁分潮表层潮流椭圆分布. (a), (b)中, 实线为等迟角线(°); 虚线为等振幅线(cm); (a)中圆点代表潮位站

分为两支(图 3(a)). 南支进入台湾海峡, 并在台湾岛东北角附近形成一个退化的无潮点. 北支潮波主体进入黄海, 在苏北外海形成旋转潮波系统. 从振幅分布上看, 强潮区位于黄海东西沿岸海域、杭州湾内以及浙南、福建沿海. 全日分潮在黄东海最重要的特征是, 南黄海中部存在一个旋转潮波系统(图 3(b)).

M_2 和 K_1 分潮的表层潮流椭圆水平分布如图 3(c), (d)所示; S_2 和 O_1 潮流特征与之类似. K_1 分潮的强潮区位于朝鲜半岛近岸及黄、东海结合部(图 3(d)); M_2 分潮的强潮流位于长江口外的黄、东海海域. 舟山一带由于岛屿众多, 受地形限制, 半日潮流几乎为往复流; 而在长江口外的广阔海域, 不仅流速大, 椭率也大, 旋转性强. 在 50 m 以深海域, M_2 分潮的最大流速多在 30~50 cm/s; 近岸浅海区流速大: 在舟山群岛附近, M_2 最大流速甚至超过 100 cm/s (图 3(c)).

对于东中国海潮波, 已有大量研究. 最近, Fang 等人^[35]利用 10 年 TOPEX/Poseidon 高度计资料给出了精度较高的东中国海同潮图. 本文结果与该研究比较吻合.

3.2 正压潮致上升流

对潮流进行调和分析后, 可得到非周期性的余流部分, 其向上的垂直分量即潮致上升流.

正压潮致上升流的水平分布呈现为三个区(图 4), 我们将其定义为长江口外上升流区、嵊泗上升流区及浙江沿岸上升流带. 赵保仁^[2]基于观测资料推断长江口外上升流的中心大致位于(122°40'E, 31°30'N), 这与本文的计算结果非常吻合. 文献^[3]的现场调查表明, 长江口外水下河谷西侧(包括河谷末端和南端)存在明显的上升流现象. 对比图 1 和 4 可知, 嵊泗上升流区恰位于水下河谷西侧, 而长江口外上升流区又与河谷末端在位置上相对应. 图 4 所示的浙江沿岸上升流带位于 20~50 m 的陡峭坡折区, 其分布态势与卫星遥感 SST 低温带(图 2)相符, 与文献^[13]给出的卫星图片结果也颇为一致. 上述对比分析表明, 正压潮致上升流的数值模拟与观测结果是吻合的.

作为潮余流的垂直分量, 潮致上升流的产生与水平余流有着密切的关系. 图 5(a)给出了底层($\sigma = -0.889$)的水平欧拉余流流场. 一个明显的规律是, 上升流大多分布在水平潮余流的辐合区. 浙江沿岸上升流带两侧的速度辐合尤为明显, 其他上升流区的情形亦类似. 为直观地说明问题, 我们选取了 A~D

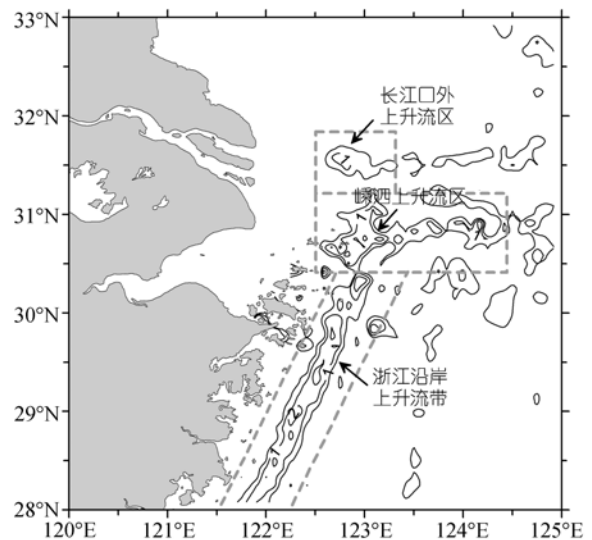


图 4 正压 M_2 , S_2 , K_1 和 O_1 4 个分潮联合作用下 15 m 层上升流分布

虚线框示 3 个上升流区; 实线示上升流流速; 单位为 $\times 10^{-5}$ m/s

四条剖面, 给出了潮致余流 $u-w$ 矢量的深度-经度剖面图. 这四条剖面分别沿 31.583°N, 30.583°N, 30.333°N 和 28.750°N (图 5(a)). 在长江口外的 A 剖面上(图 6(a)), 相向流动的两股流在约 122°40'E 的陆坡上辐合上升, 并在 10~20 m 深度上达到最大; 该剖面 124°~125°E 范围内也有辐合造成的弱上升流存在. 为进一步阐明该机制, 我们计算了底层余流的速度散度 $\nabla \cdot \mathbf{V}_b$; 图 5(b)表明, 底层余流辐合区($\nabla \cdot \mathbf{V}_b < 0$)与上升流位置基本吻合. 浙江沿岸、长江口外及嵊泗 3 个主要上升流区均得到体现, 沿 30°50'N 分布的东西向上升流带也有一定的反映. 这说明, 研究海区正压潮致上升流的主要产生机制是底层水平余流的辐合: 由于海底的不可穿透性, 水平辐合必然造成上升运动.

除了底层余流辐合以外, 另一个可能的机制是水平余流的爬坡作用. 在某些海域, 潮余流是朝向陆坡的, 这种穿越等深线的流动受到地形阻挡, 只能沿海底上升. 在 B 和 C 两条剖面上(图 6(b), (c)), 潮余流沿陆坡由深水向浅水区爬升的趋势明显. 在某些上升流区, 如沿 D 剖面(图 6(d)), 余流的辐合和爬坡机制同时存在.

3.3 潮的斜压作用

图 7(a)给出了斜压海洋中, 在完全强迫条件下, 利用 MASNUM 耦合模式模拟的夏季 10 m 层上升流

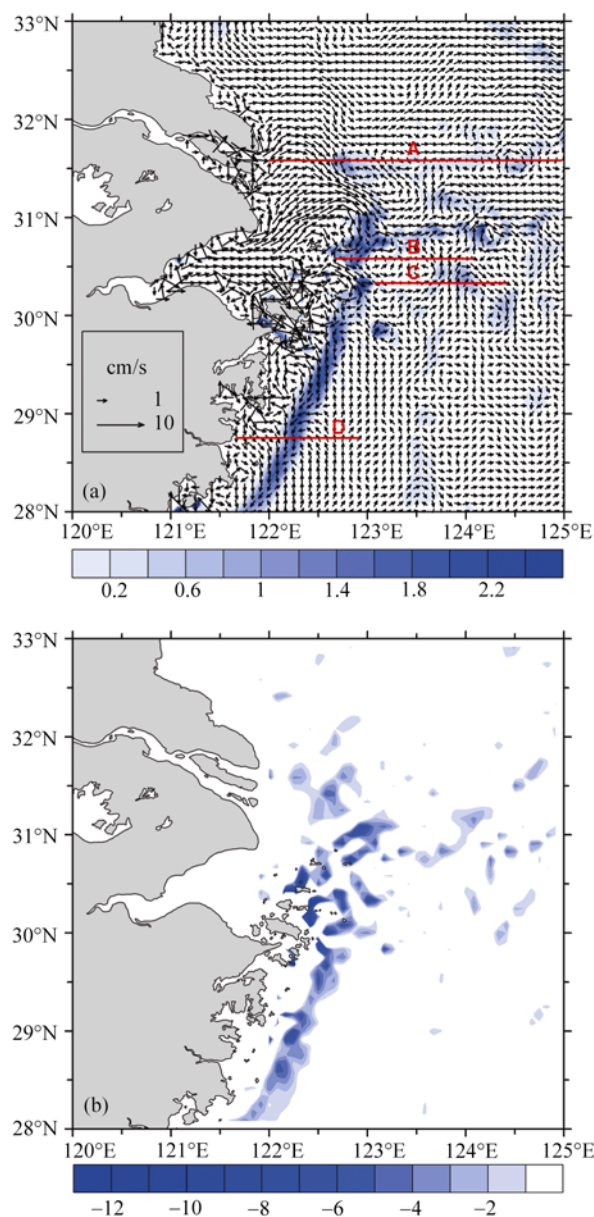


图5 底层正压潮致余流模拟结果

(a) 余流流场. 蓝色区域表示 15 m 层上升流区(单位为 $\times 10^{-5}$ m/s); 红线 A~D 表示四条深度-经度剖面所在位置; (b) 余流速度散度辐合区(单位为 $\times 10^{-5}$ s $^{-1}$)

分布. 所得流场已经在一个 M_2 潮周期内取平均, 以滤掉周期性潮流. 斜压模式得到的上升流亦呈带状结构, 自嵊泗向西南延伸的部分与正压结果相近; 长江口外上升流最大为 2×10^{-5} m/s, 位置比正压结果更加贴近长江口. 另外, 还模拟出了江苏外海的西北-东南向上升流带, 该上升流带与 1984 年 7 月中美合作调查观测到的 10 m 层低温、高密、高溶解氧带的形状和位置均吻合(文献[36]之图 6(a)).

上述斜压海洋上升流带的出现, 是综合考虑了

各种外力强迫之后的结果, 其中包含了多种因子对上升流的贡献. 由于本文旨在探讨潮致上升流机制, 因此不拟对其他因子的作用逐一详细讨论. 为考察潮运动对上升流的贡献, 我们设计了 2 个数值试验: 仅保留潮因子试验和无潮试验. 方便起见, 将包含完全强迫的 MASNUM 耦合模式的模拟称作控制试验.

3.3.1 试验 I (只保留潮)

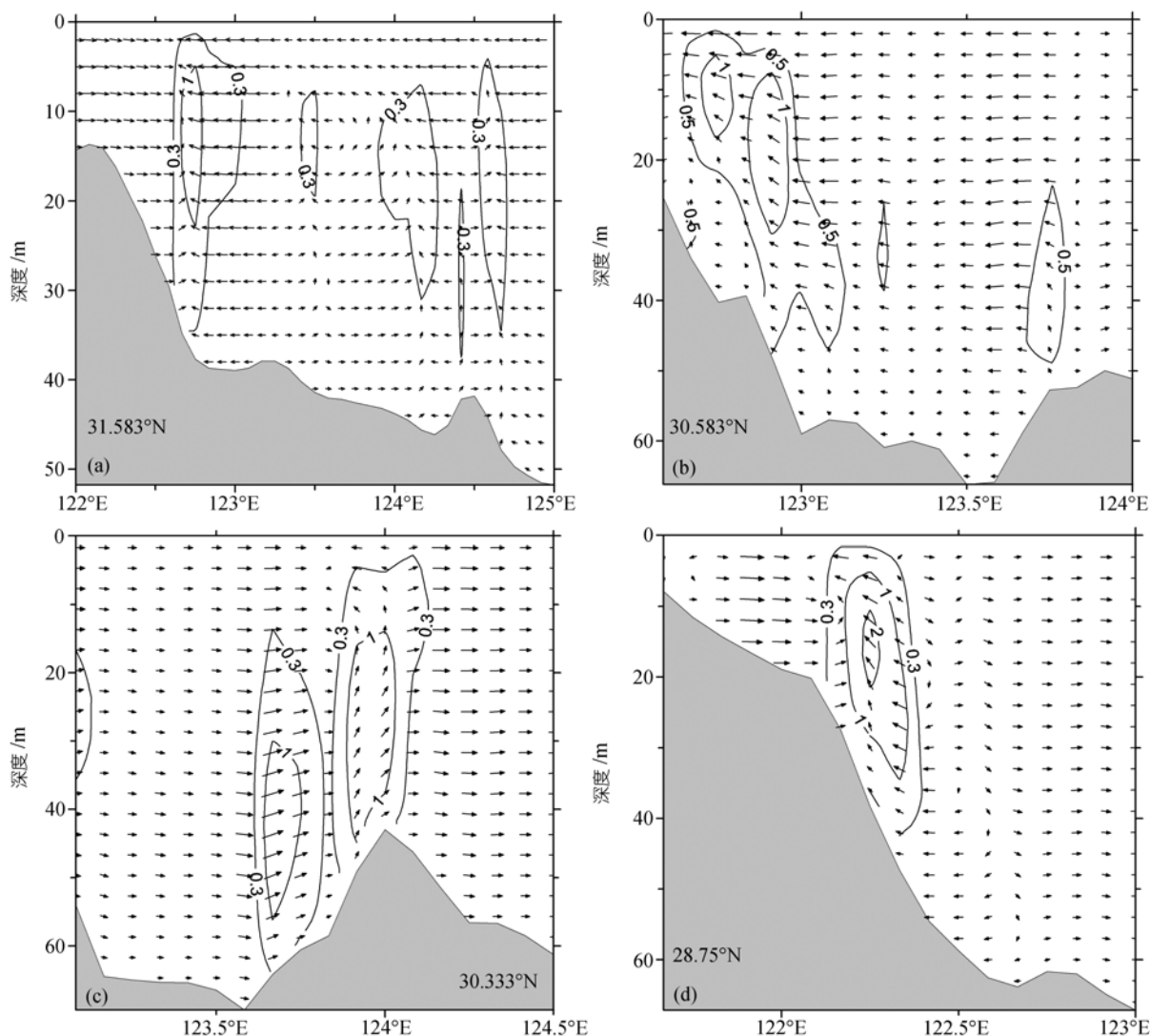
试验方案 据前人研究[3~8], 风、台湾暖流和长江冲淡水是影响长江口外及浙江沿岸海域上升流的 3 个主要因子. 为诊断潮的作用, 试验 I 将这三个动力因子作为一个整体从模式中同时去除, 模式其他设置保持不变. 为此, 将风应力和长江径流取为零, 同时封闭台湾暖流在夏季的两个来源, 即: 台湾海峡和黑潮在台湾东北部的入侵.

试验结果 图 7(b)展示了试验 I 的 10 m 层上升流计算结果. 尽管风、台湾暖流和长江冲淡水这三个传统意义上的上升流主要诱发因子已被消除, 研究区域上升流的分布仍然保持了与控制试验非常类似的形态: 浙江沿岸上升流带、长江口外上升流区以及苏北外海的上升流带仍很清晰. 不妨将 30.7°N 作为分界线, 将研究海域的上升流区划分成南、北两部分. 对比图 7(a)与(b), 分界线南侧的浙江沿岸上升流带变化不大, 而北侧的上升流范围和量值则有所缩小. 原因可能在于, 一方面, 夏季长江冲淡水的扩展范围基本在分界线以北海域, 上升流更容易受到长江冲淡水影响. 另一方面, 苏北的海岸线呈西北-东南方向, 与夏季盛行风向一致, 因而风生 Ekman 输运对上升流的影响在苏北外海要大一些.

为量化潮运动对上升流的贡献, 我们计算了上升流速度在各网格点上的总和. 该指标同时表征了上升流的大小和范围, 可理解为上升流造成的垂直向上的水体通量. 在 30.7°N 分界线南侧的浙江沿岸上升流区域, 试验 I 上升运动造成的垂向水体通量占到控制试验的 84%之多; 在分界线以北的长江口外和苏北外海上升流区, 该数值为 52%; 在全部上升流区, 该数值为 62%. 这说明, 潮对研究海区的上升流具有非常深刻的影响.

3.3.2 试验 II (无潮试验)

试验方案 在控制试验的基础上, 唯一的处理是关闭模式开边界的潮波输入, 模式其他设置一

图 6 正压潮致余流 $u-w$ 矢量的深度-经度剖面图

(a) A断面; (b) B断面; (c) C断面; (d) D断面. 等值线为上升速度(单位为 $\times 10^{-5}$ m/s), 箭矢中垂直速度放大 400 倍

概保持不变.

试验结果 试验 II 的 10 m 层上升流模拟结果表明, 一旦潮运动消失, 研究海区的上升流分布态势发生了很大变化(图 7(c)): 上升流区变得支离破碎, 原本清晰的带状结构几乎不可分辨. 浙江沿岸的上升流带基本消失, 只有长江口至嵊泗的小范围上升流区保持得相对完整. 从量值上看, 试验 II 整个海区上升运动造成的垂向水体通量仅占控制试验的 40%.

虽然上述计算只能粗略地量化潮因子的作用, 然而试验 II 与试验 I 的结果在数值上颇为一致, 二者能够相互印证. 这再次表明, 研究海域的上升流对潮运动具有高度的依赖性. 由此估算, 在本文研究海

域, 约有 60% 的上升运动是由潮引起的. 据此推断, 潮致上升流在该海域起主导作用.

3.3.3 斜压潮致上升流机制

上述 2 个数值试验已经在相当程度上证明, 潮对于研究海域上升流的产生起着非常重要的作用. 为说明潮因子诱发上升流的作用机理, 同时为潮运动的重要性提供第三个佐证, 我们对潮致锋面的位置进行了诊断计算.

利用 Simpson-Hunter 层化参量^[17]

$$k = \log \left(\frac{H}{|U|^3} \right),$$

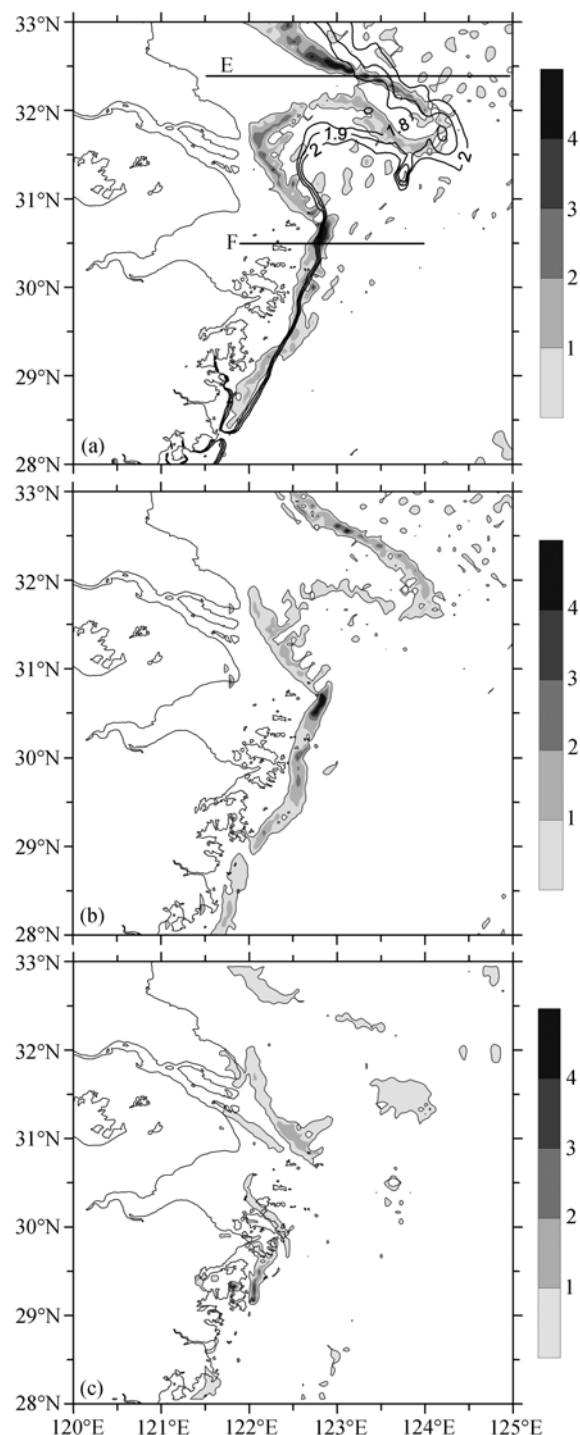


图7 MASNUM 斜压模式 10 m 层上升流分布
(a) 控制试验; (b) 试验 I (仅保留潮因子); (c) 试验 II (无潮试验). 灰度
填色区代表上升流区(单位为 $\times 10^{-5}$ m/s). (a) 中等值线代表
Simpson-Hunter 层化参量, 横线 E 和 F 表示深度-经度剖面所在位置

来诊断潮汐锋面的位置. 上式中, U 取 M_2 分潮流振幅, H 为水深. k 的临界值随海区不同稍有变化: 在英格兰周围海域及芬地湾^[16], 该值取为 $H/|U|^3=70$, 或 $k=1.85$;

Simpson^[37]认为, 凯尔特海潮致锋面对应的 k 值范围在 1.5~2.0, 在北爱尔兰海, 该值取为 1.9; 赵保仁^[36]研究黄海潮混合锋时, 将 k 取 1.8; 汤毓祥^[38]认为, 潮致锋面一般位于 $k=2.0$ 的位置. 结合上述数值范围, 同时考虑到锋面的厚度, 我们将 k 的临界范围取作 1.8~2.0, 以确定陆架潮混合锋的位置.

计算表明, 上升流区与潮致锋面的位置相吻合(图 7(a)). 除长江口外上升流区以外, 上升流与潮致锋面的位置相当一致. 这说明上升流的产生与潮混合之间存在着密切的内在联系. 对于长江口外海区, 淡水与盐水之间的锋面极为显著, 可能是造成这种不一致的原因.

潮致锋面诱生上升流的动力机制, 在于锋面两侧强烈的密度差及压力梯度. 该过程可结合剖面图加以说明. E 和 F 两条剖面分别代表缓坡和陡坡两种海底地形, 分别沿 32.389°N 和 30.5°N . 图 8(a), (b) 给出了 E 断面上有潮(控制试验)和无潮(试验 II)两种情况下, 垂直环流和温跃层的分布状况. 在强烈的潮混合作用下, 浅水区在垂直方向被充分混合, 整个水柱被太阳辐射加热、温度较高. 在深水区, 潮混合仅在靠近海底区域作用明显, 对 30 m 左右的近底层起控制作用^[32], 形成下混合层; 上、下混合层之间为强的温度跃层. 海水垂向均匀区与层化区之间形成了锋面, 该锋面在温度场和密度场上均有明显体现. 锋面两侧强烈的密度差异造成了穿越锋面的斜压水平压力梯度. 底层海水在压力作用下, 由高密度区向低密度区运动, 即沿陡坡由深水区向浅水区运动, 并在上层由浅水区折回深水区, 与这种沿密度锋面的次级环流相对应, 有上升流产生. 沿 F 剖面(图 8(c)), 海底坡度更陡峭, 潮致锋面更强, 上升流造成的等温线上翘也更加明显. 在无潮情形下(图 8(b), (d)), 锋面消失, 上升流不复存在. 潮致锋面一般总是出现在陆坡地形上, 因此, 上述潮致上升流的产生是潮混合与陆坡地形共同作用的结果. 由于潮致锋面是高度斜压性的, 故称该上升流为“斜压潮致上升流”.

4 讨论

潮混合对近岸浅海的密度结构有重要影响^[16]. 在近岸强潮海域, 潮流强烈的混合作用在夏季往往会形成明显的温度和密度锋面. 潮致锋面环流研究在国外开展较多, 由于观测的困难^[20], 二维锋面模型是一个常用的工具. 研究表明, 通过给定理想的密度

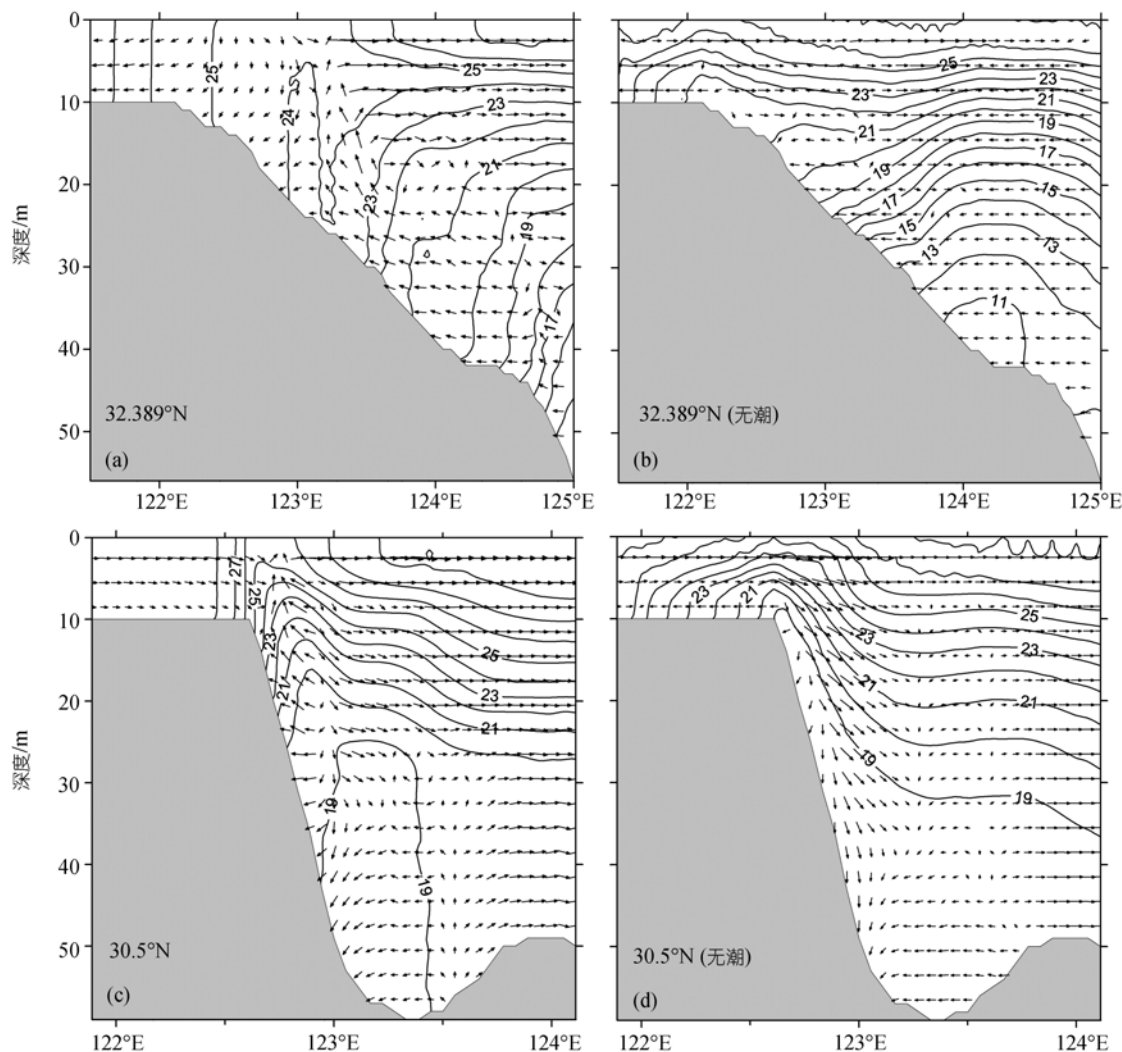


图 8 MASNUM 斜压模式 $u-w$ 矢量及温度的深度-经度剖面图

(a), (c) 为控制试验结果; (b), (d) 为试验 II 结果; (a), (b) 沿 E 剖面; (c), (d) 沿 F 剖面. 垂直速度放大 500 倍. 等值线代表温度($^{\circ}\text{C}$)

锋面, 在垂直于岸的剖面上能够形成明显的穿越锋面方向的环流圈. 该环流在底层向岸、上层离岸. 受给定密度结构的制约, 这种环流圈可能有一个^[21], 或者一强一弱两个^[22,23].

本文提出的斜压潮致上升流机制能够得到前人二维锋面模型研究的印证^[20-23]. Dong 等人^[23]最近的工作可作为二维研究的一个代表. 他们研究发现, 当给定典型的夏季密度锋面结构、并仅考虑锋面驱动机制时, 锋面环流呈现双环结构: 中底层表现为控制性的顺时针环流, 表层有一个微弱的反向环流圈. 将该结构与本文结果(图 8(a), (c))对比发现, 两者在最主要的顺时针环流形态上非常一致, 只是图 8 未体现出表层的微弱环流圈, 该差异可归因于两份工作在数值模型和研究方法上的不同. Dong 等^[23]使用的是简

化理论模型, 研究对象是单纯的潮流; 本文综合考虑各种物理过程, 模拟的是多种环流的综合形态. 过于微弱的次级环流信号容易为复杂的陆架环流所湮没, 只有底部最强的顺时针环流得到明显体现. 另外, 细微波流结构的模拟还易受模式分辨率的制约.

在 Loder 和 Wright^[20], James^[21], Garrett 和 Loder^[22]及 Dong 等^[23]采用的模型中, 锋面密度结构均人为给定, 在模式中密度不随时间变化. 而本文潮致锋面的产生是数值模式时间积分的结果, 其结构与典型陆架潮致锋面^[21,22]相吻合. 在太阳辐射、浪致混合、潮混合等机制作用下, MASNUM 耦合模式不仅得到了研究海域的跃层、锋面等结构, 而且能够刻画其季节变化和年循环过程, 说明该模式具有良好的性能.

在我国近海, 通常认为潮致锋面现象在黄海比较显著^[36,38]. 赵保仁^[36]分析一次调查资料指出, 南黄海西部冷水团边界的陆架锋区存在上升流现象, 并推测整个黄海冷水团边界都可能存在上升流, 但未给出机制解释. 后来, 他又利用James模型对北黄海冷水团锋面环流进行了二维诊断计算^[39], 得到了上升流分支. 本文的三维斜压高分辨率数值模拟表明, 除了黄海冷水团边界海域, 夏季浙江沿岸海域同样存在潮致锋面现象; 而且浙江沿岸上升流在相当程度上也属于锋面上升流性质. 根据上节给出的机制分析, 我们认为潮生陆架锋与上升流现象是紧密联系在一起: 存在较强潮混合锋面的海区, 往往伴有锋面上升流存在.

如前述, 对于半日潮海区的潮致上升流现象, 以往研究大多仅围绕 M_2 分潮进行^[13-15]. 在本文研究海区 M_2 分潮同样占优, 是否可认为 M_2 以外分潮对于上升流的贡献可以忽略呢? 在仅考虑 M_2 分潮的情况下, Luo等人^[15]得出浙江沿岸潮致上升流最强在 0.5×10^{-5} m/s以上, 而本文所得数值为 1×10^{-5} m/s, 个别区域上升流最大在 2×10^{-5} m/s以上(图 4, 6), 这是否与本文同时模拟了 4 个分潮有关?

为明确 S_2 , K_1 及 O_1 3 个分潮对上升流的贡献, 我们将 M_2 分潮从模式中去掉, 对这三个分潮同时进行了模拟. 模拟得到的 15 m层上升流分布表明(图 9), 3 个正压分潮诱导的上升流分布态势与四大分潮同时模拟的结果(图 4)基本一致, 大致仍可分为长江口外、嵎泗及浙江沿岸 3 个上升流区. 为了量化这 3 个分潮对上升流的贡献, 我们对 15 m层上 3 个上升流区的平均上升速度和上升速度总和进行了计算(表 2). 结果表明, S_2 , K_1 及 O_1 3 个分潮产生的上升流虽然较弱, 但是可观的. 3 个分潮诱导的平均上升流在浙江近海最弱, 占到四大分潮上升流的 28%; 在长江口上升流区这个比例最高, 超过 50%; 在整个海区而言, 该

比例为 35%. 上升流速度总和的计算结果表明, 整个海区 3 个分潮诱发的上升流占到四大分潮上升流的 27%. 因而, 可以粗略地说, 研究海区正压潮致上升流有 1/3 左右为 S_2 , K_1 及 O_1 3 个分潮联合产生, 其贡献是重要的. 其原因一方面在于, 这三个分潮仍具一定强度. 如, S_2 分潮在研究海区 50 m以浅水域(长江口外广阔海区及舟山群岛附近)的最大潮流达 20~40 cm/s(图略); 另外, 各分潮之间存在着非线性相互作用.

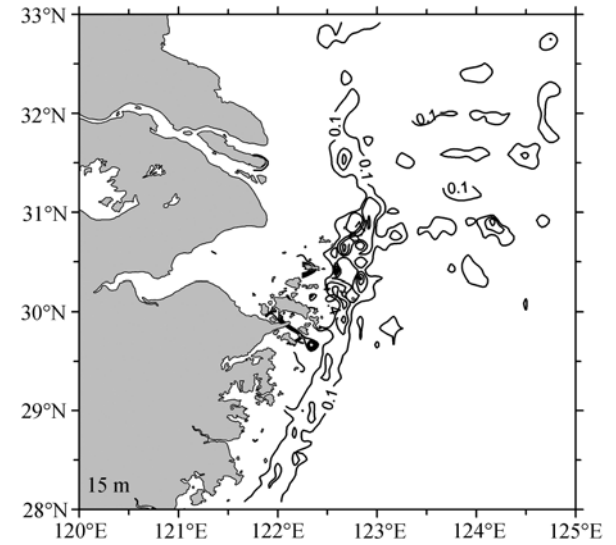


图 9 正压 S_2 , K_1 , O_1 分潮诱生的 15 m层上升流
第一根等值线为 0.1×10^{-5} m/s, 等值线间隔 0.3×10^{-5} m/s

5 结论

由于长江口外及浙江沿岸海域水文环境的复杂性, 上升流产生的动力机制可能是多方面的. 本文从潮运动的角度对上升流机制进行了数值研究. 本文模拟的潮致上升流位置、分布范围与现场调查及卫星观测的结果基本一致. 取得的主要结论如下:

(1) 潮运动通过正压和斜压两种动力过程对上升流进行诱导: 一是潮流直接产生上升流(潮的正压

表 2 四大分潮与 3 个分潮诱导的上升流对比^{a)}

上升流区域	平均上升流速度			上升流速度总和		
	w_3 (10^{-5} m/s)	w_4 (10^{-5} m/s)	w_3/w_4 (%)	W_3 (10^{-5} m/s)	W_4 (10^{-5} m/s)	W_3/W_4 (%)
长江口外	0.25	0.46	54	6.7	12.8	52
嵎泗	0.38	0.81	47	25.3	83.2	30
浙江沿岸	0.29	1.04	28	28.3	126.0	22
整个海区	0.31	0.88	35	60.3	222.0	27

a) 下标 3 和 4 分别对应 3 个分潮(S_2 , K_1 , O_1)和 4 个分潮(M_2 , S_2 , K_1 , O_1)的计算结果

作用); 二是潮致锋面诱导(潮的斜压作用)。以往针对潮致上升流的研究大多只涉及到潮的正压效应, 对斜压作用机制论述很少。因此, 潮对于该海域上升流的贡献在过去有可能被低估了。数值试验表明, 潮对于该海域上升流的产生有极为重要的影响, 在本文研究海域, 约有 60% 的上升运动是由潮引起的, 可以说潮致效应对该海域上升流的产生起主导作用。

(2) 正压潮流通过水平潮致余流的底层辐合及其沿海底陆坡爬升两种过程诱发上升流。底层水平潮致余流速度散度负值区与上升流位置的一致性表明, 底层辐合可能比爬坡作用更大; 在某些海域, 这两种机制同时起作用。

(3) 在斜压情况下, 强的潮混合作用在浅海区形成陆架锋面。锋面两侧分别为垂向均匀区和层化区。锋面两侧显著的密度差异造成了穿越锋面的斜压水平压力梯度力。该梯度力驱动产生了沿锋面的次级环流, 次级环流的上升支出现在潮致锋面附近。由于潮致锋面一般出现在陆坡地形上, 因此, 上述潮致上升流的产生应看作是潮混合与陆坡地形共同作用的结果。

(4) 对正压过程而言, S_2 , K_1 及 O_1 3 个分潮产生的上升流大约占 M_2 , S_2 , K_1 及 O_1 4 个分潮所诱发上升流的三分之一。因此, 尽管研究海域是较为正规的半日潮海区, M_2 分潮对上升流的贡献最大, 其他 3 个分潮的作用也是显著的。对四个分潮耦合计算有助于改善正压潮致上升流的模拟结果。

致谢 对三位匿名评审专家提出的批评和修改建议表示感谢。本文 SST 卫星遥感图片来自韩国海洋数据中心, 以及美国国家航空和航天局喷气推进实验室(NASA Jet Propulsion Laboratory), 在此表示感谢。

参 考 文 献

- 周明江, 朱明远, 张经. 中国赤潮的发生趋势和研究进展. 生命科学, 2001, 13(2): 54—59
- 赵保仁. 长江口外的上升流现象. 海洋学报, 1993, 15(2): 108—114
- 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. 科学通报, 2003, 48(23): 2488—2492
- 赵保仁, 李徽翥, 杨玉玲. 长江口海区上升流现象的数值模拟. 海洋科学集刊, 2003, 45: 64—76
- 毛汉礼, 任允武, 孙国栋. 南黄海和东海北部(28°~37°N)夏季的水文特征以及海水类型的初步分析. 海洋科学集刊, 1965, 1: 23—77
- 胡敦欣, 吕良洪, 熊庆成, 等. 关于浙江沿岸上升流的研究. 科学通报, 1980, 25(3): 131—133
- 刘先炳, 苏纪兰. 浙江沿岸上升流和沿岸锋面的数值研究. 海洋学报, 1991, 13(3): 305—314
- 颜廷壮. 浙江和琼东沿岸上升流的成因分析. 海洋学报, 1992, 14(3): 12—18
- Garrett C, Loucks R H. Upwelling along the Yarmouth shore of Nova Scotia. J Fish Res Board Can, 1976, 33(1): 116—117
- 夏综万, 郭炳火. 山东半岛和辽东半岛顶端附近水域的冷水现象及上升流. 黄渤海海洋, 1983, 1(1): 13—19
- Pineda J. Predictable upwelling and the shoreward transport of planktonic larvae by internal tidal bores. Science, 1991, 253: 548—551[DOI]
- Tee K T, Smith P C, LeFavre D. Topography upwelling off southwest Nova Scotia. J Phys Oceanogr, 1993, 23: 1703—1726[DOI]
- 黄祖珂, 俞光耀, 罗义勇, 等. 东海沿岸潮致上升流的数值模拟. 青岛海洋大学学报(自然科学版), 1996, 26(4): 405—412
- 颜廷壮, 李鸿雁, 俞光耀. 福建沿岸上升流数值研究 II. 台湾海峡上升流的三维数值模拟. 海洋学报, 1997, 19(5): 12—19
- Luo Y, Yu G, Huang Z. Numerical studies of upwelling in coastal areas of the East China Sea— I : The tide-induced upwelling. Acta Oceanol Sin, 1998, 17(1): 15—25
- Garrett C, Maas L. Tides and their effects. Oceanus, 1993, 36: 27—37
- Simpson J H, Hunter J R. Fronts in the Irish Sea. Nature, 1974, 250: 404—406
- Simpson J H, Allen C M, Morris N C G. Fronts on the Continental Shelf. J Geophys Res, 1978, 83(C9): 4607—4614
- Loder J W, Drinkwater K F, Oakey N S, et al. Circulation, hydrographic structure and mixing at tidal fronts: the view from Georges Bank. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 1993, 343: 447—460
- Loder J W, Wright D G. Tidal rectification and Frontal circulation on the sides of Georges Bank. J Mar Res, 1985, 43: 581—604
- James I D. A note on the circulation induced by a shallow-sea front. Estuar Coast Mar Sci, 1978, 7: 197—202
- Garrett C, Loder J W. Dynamical aspects of shallow sea fronts. Philos Trans R Soc, 1981, 302: 563—581
- Dong C M, Ou H W, Chen D, et al. Tidally induced cross-frontal mean circulation: Analytical study. J Phys Oceanogr, 2004, 34(1): 293—305[DOI]
- 郭炳火, 黄振宗, 李培英, 等. 中国近海及邻近海域海洋环境. 北京: 海洋出版社, 2004. 74
- Blumberg A F, Mellor G L. A description of a three dimensional coastal ocean circulation model. In: Heaps N S, ed. Three Dimensional Coastal Ocean Models, Coastal and Estuarine Sciences, Vol 4. Washington: American Geophysical Union, 1987. 1—16
- 万振文, 乔方利, 袁业立. 渤、黄、东海三维潮波运动数值模拟. 海洋与湖沼, 1998, 29(6): 611—616
- 吕新刚, 沙文钰. 台湾海峡 M_2 分潮的三维数值模拟. 黄渤海海

- 洋, 1999, 17(3): 16—25
- 28 Ezer T. On the seasonal mixed layer simulated by a basin-scale ocean model and the Mellor-Yamada turbulence scheme. *J Geophys Res*, 2000, 105(C7): 16843—16855[DOI]
- 29 Kantha L H, Clayson C A. An improved mixed layer model for geophysical applications. *J Geophys Res*, 1994, 99: 25235—25266[DOI]
- 30 袁业立, 乔方利, 华锋, 等. 近海环流数值模式的建立部分 I: 海波的搅拌和波流相互作用. *水动力学研究与进展, A 辑*, 1999, 14(4B): 1—8
- 31 Qiao F, Yuan Y, Yang Y, et al. Wave induced mixing in the upper ocean: Distribution and application to a global ocean circulation model. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L11303, doi:10.1029/2004GL019824
- 32 乔方利, 马建, 夏长水, 等. 波浪和潮流混合对黄海、东海夏季温度垂直结构的影响研究. *自然科学进展*, 2004, 14(12): 1434—1441
- 33 Haney R. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J Phys Oceanogr*, 1971, 1: 241—248.
- 34 Xia C, Qiao F, Zhang Q, et al. Numerical modeling of the quasi-global ocean circulation based on POM. *J Hydrodyn, Ser B*, 2004, 16(5): 537—543
- 35 Fang G, Wang Y, Wei Z, et al. Empirical cotidal charts of the Bohai, Yellow, and East China Seas from 10 years of TOPEX/Poseidon altimetry. *J Geophys Res*, 2004, 109: C11006, doi:10.1029/2004JC002484
- 36 赵保仁. 南黄海西部的陆架锋及冷水团锋区环流结构的初步研究. *海洋与湖沼*, 1987, 18(3): 217—226
- 37 Simpson J H. A boundary front in the summer regime of the Celtic Sea. *Estuar Coast Mar Sci*, 1976, 4: 71—81
- 38 汤毓祥. 东海海洋锋分类的初步探讨. *黄渤海海洋*, 1995, 13(2): 16—22
- 39 赵保仁. 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*, 1996, 27(4): 429—436