

· 航道及通航建筑物 ·



长江口南支南港的北槽枯季水体中 混合、层化与潮汐应变*

李霞¹, 胡国栋², 时钟¹, 徐海东², 施慧燕²

(1. 上海交通大学船舶海洋与建筑工程学院港口与海岸工程系, 上海 200030;

2. 长江口水文水资源勘测局, 上海 200136)

摘要: 2010年1月1日至10日在长江口南支南港北槽航道弯道段内3个水文测站位CS1、CSW和CS8, 观测得到大、中、小潮的潮位、流速、盐度和含沙量的时间序列。这些资料揭示了由盐度和含沙量引起的垂向层化的大、小潮和涨、落潮的潮周期变化特性。为定量了解航道弯道段水体的垂向混合程度, 采用考虑含沙量后的水体密度来估算其梯度Richardson数(Ri)。在转流时刻, CS1和CSW站位的量级为 $10^1 \sim 10^2$, 水体呈现层化状态; 在涨急、落急时, Ri 量级为 $10^{-2} \sim 10^{-1}$, 水体呈现强混合状态。CS8站位涨潮时的 Ri 在0.25~5, 落潮时平均为 10^{-2} 量级。3个水文测站位, 涨潮时的层化均强于落潮时; 大潮时的层化程度最强, 而小潮时的层化持续时间最长; 均存在潮汐应变的现象, 且以非持久性的SIPS层化为主。采用Simpson等^[2]的公式, 估算了长江口北槽航道弯道段内水体由河口环流、潮汐应变和潮汐搅动引起的势能变化率。潮汐应变是水体层化的主要动力机制, 而河口环流引起的势能变化率比潮汐应变和潮汐搅动引起的小 $10^2 \sim 10^3$ 量级。

关键词: 混合; 层化; Richardson数; 潮汐应变; 长江口北槽

中图分类号: P 731.26

文献标志码: A

文章编号: 1002-4972(2013)09-0079-10

Mixing, stratification and tidal straining in dry season within the north passage of the south branch/south channel of the Changjiang River estuary

LI Xia¹, HU Guo-dong², SHI Zhong¹, XU Hai-dong², SHI Hui-yan²

(1. School of Naval Architecture, Ocean and Civil Engineering, Shanghai Jiao Tong University, Shanghai 200030, China; 2. Survey Bureau of Hydrology and Water Resources of the Changjiang River Estuary, Changjiang Water Resources Commission, Shanghai 200136, China)

Abstract: Field measurements are made of time series of tidal elevation, current velocity, salinity and suspended sediment concentration at three hydrological gauging stations CS1, CSW and CS8, within the curved navigational channel of the north passage of the south branch/south channel of the Changjiang River estuary, on spring, moderate and neap tides, on 1 to 10 January 2010. Those data display the spring/neap and flood/ebb tidal variability in the vertical stratification caused by salinity and suspended sediment concentration. To quantitatively evaluate the potential of vertical mixing within the curved channel, we estimate the gradient Richardson number (Ri) using the density of water after taking suspended sediment concentration into account. Ri at stations CS1 and CSW can be in the order of $10^1 \sim 10^2$ at the turning of the tide. The strongest mixing with the order of $10^{-2} \sim 10^{-1}$ occurs at the maximum flood and ebb tides. Ri at station CS8 is between 0.25 and 5 at the flood tide and of the order of 10^{-2} at the ebb tide. At the three hydrological gauging stations, stratification appears to be stronger at the flood tide than at the ebb tide. Stronger stratification is present on the spring tide, while stratification lasts longer on the neap tide. Following Simpson, we estimate the rate of change in the potential energy of the water column within the curved channel caused by tidal straining, estuarine circulation, and tidal stirring. Tidal straining is present at the

收稿日期: 2013-01-23

*基金项目: 国家自然科学基金(水利科学 50679040); 海洋工程国家重点实验室自主研究课题(GKZD 010059-9)

作者简介: 李霞(1985—), 女, 硕士研究生, 研究方向为河口海岸动力学。

three hydrological gauging stations CS1, CSW and CS8. Strain induced periodical stratification is predominant at these locations. It is found that the tidal straining is the key mechanism for the stratification within the waters of the curved channel. The rate of change in the potential energy due to estuarine circulation is smaller than that due to tidal straining and tidal stirring by the order of $10^2 \sim 10^3$.

Key words: mixing; stratification; tidal straining; Richardson number; the north passage of the Changjiang River estuary

理解潮汐河口水体中的混合和层化是河口动力学研究的重要部分。层化的形成及强度对水体垂向的动量和能量交换及盐度、悬沙的垂向运输有重要的影响,反之亦然。英国Fleming^[1]较早在苏格兰the Tay Estuary观测,发现由盐度造成的河口水体中的层化。英国Simpson等^[2]首次提出在受淡水影响的河口海岸地区,影响水体混合、层化的机制主要有4种:河口环流、“潮汐应变(tidal straining)”、潮汐搅动、风搅动。其中河口环流促进水体层化;潮汐应变涨潮时促进水体混合,而落潮时促进水体层化;潮汐搅动主要是潮流与底部地形的摩擦导致的,因此总是削弱层化;风搅动主要为风应力对表面水体的摩擦导致水体混合。

“潮汐应变”的概念已被应用到诸多河口物理学的研究中。例如:美国Hudson River estuary^[4],英国Liverpool Bay^[5],英国Rhine ROFI^[6],美国San Francisco Bay^[7],美国York River estuary^[8],中国黄河河口^[9]。国内,时钟等^[10]在河口海岸海物理学国际会议综述中介绍潮汐应变的概念;刘浩等^[11]通过泉州湾潮流、盐度和温度在大、小潮周期的观测资料分析及定量计算,发现潮汐应变使水体的垂向层化在落潮末期最强,而垂向混合最强在涨潮末期。

长江口水体的混合和层化的研究,大多从冲淡水、盐水入侵的角度出发。例如:毛汉礼等^[12]研究了长江口外冲淡水及其周围海水的混合问题,张重乐等^[13]分析了长江口盐淡水的混合,Wang等^[14]简单估算了长江口羽状流中的 Ri 数,相关研究包括文献[15-19]。长江口深水航道弯道段泥沙的回淤机制复杂,一直是业界关注的课题^[20-25]。

显然,不同河口地区的混合和层化规律及成因不尽相同,那么,长江口南支南港北槽水体的混合和层化规律如何呢?是否也存在潮汐应变的现

象?若存在,潮汐应变对其混合和层化的影响又如何呢?

本文的目的就是定量分析长江口南支南港北槽枯季水体中垂向混合和层化的潮周期变化以及潮汐应变对它们的影响。

1 现场观测资料

2010年1月,水利部长江水利委员会长江口水文局在长江口南支南港北槽上、中、下段分别设3个水文测站位CS1(31°16'12.10" N, 121°52'50.19" E), CSW(31°14'15.22" N, 122°05'00.11" E)和CS8(31°10'04.16" N, 122°12'15.01" E)(图1),分3条船同步观测大、中、小潮潮周期内的流速大小、流向、盐度和含沙量。大潮观测时间为2010年1月1日6:00时至2日10:00时,中潮观测时间为2010年1月6日9:00时至7日13:00时,小潮观测时间为2010年1月9日12:00时至10日19:00时。

流速、流向观测采用ZSX-4型流速流向仪,每个整点时施测流速、流向。当流速 <0.2 m/s时采用计数法测量;垂线测点分布,当水深 >0.5 m时用六点法,往返施测,观测时使测至水底时时间为整点;水深 ≤ 0.5 m时,采用三点法往返施测,观测时使测至 $0.8H$ 水深时时间为整点;涨、落急时段每0.5 h加测流速、流向。按照整点测流同时观测含盐度和取沙的原则,每个整点均采用OBS观测盐度并采集悬沙水样,加测测点不测盐度也不取悬沙沙样。其中采集水样用1 000 mL容积的横式取样器,每次取样1 000 mL;采用实验室烘干称重法确定含沙量。

2 理论计算公式及物理参数

2.1 势能公式

水体中垂向密度混合和层化的交替出现,是

动能和势能相转化的结果。如图2所示,水体由于垂向密度差异产生明显的层化($z_1 \sim z_2$ 段),而层化后的密度 $\rho(z)$ 要转为混合时的密度 $\bar{\rho}$,即动能转化为势能所需的能量可用 ϕ ($J \cdot m^{-3}$)^[26]表示:

$$\begin{cases} \phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 [\bar{\rho} - \rho(z)]gzdz \\ \bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \rho(z)dz \end{cases} \quad (1)$$

式中: h 为实际水深(m);势能 ϕ 随着层化程度的增强而增大,因此可用势能 ϕ 来表示水体层化的程度; $\rho(z)$ 为垂向密度分布(kg/m^3); $\bar{\rho}$ 为水深平均后的密度(kg/m^3), g 为重力加速度($9.81 m/s^2$)。

英国Simpson等^[2]将式(1)应用于Liverpool Bay的混合和层化研究,并推导出定量计算潮汐应变的公式:

$$\left[\frac{\partial \phi}{\partial t} \right]_{strain} = gh \frac{\partial \rho}{\partial x} \int_{-1}^0 [u(z) - \bar{u}]zdz = 0.031gh\bar{u} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (2)$$

式中: x 为水平向间距;垂向潮流流速 $u(z)$ 的分布,采用Bowden and Fairbairn^[27]的简化公式:

$$u(z) = \bar{u}(a - bz^2) \quad (3)$$

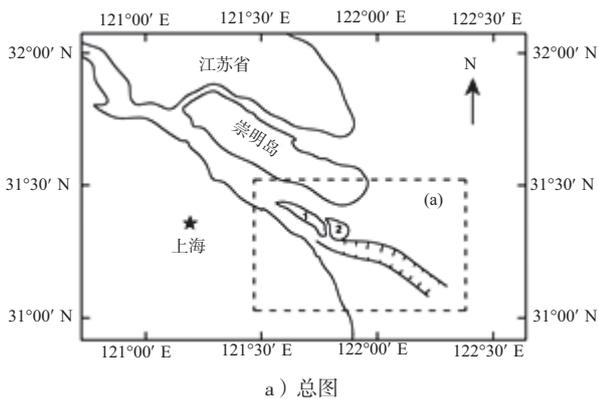
式中: \bar{u} 为水深平均流速(m/s); a, b 为经验系数, $a=1.15, b=0.425$ 。

另外,河口环流、潮汐搅动对层化的影响分别可用式(4)和(5)来定量计算^[2]:

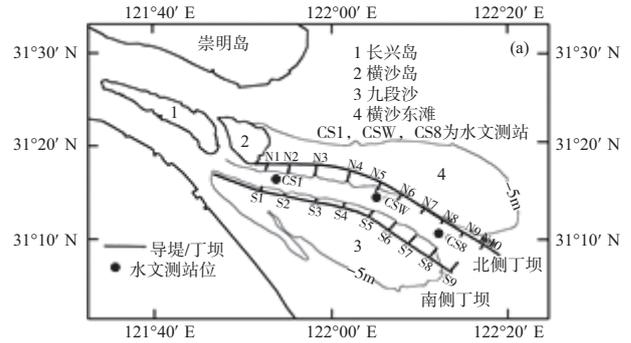
$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{cir} = \frac{1}{320} \frac{g^2 h^4}{N_z \rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2 \quad (4)$$

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{stir} = \frac{4}{3\pi} \varepsilon k \rho \frac{u_T^3}{h'} \quad (5)$$

式中: $N_z = \gamma \bar{u} |h|$ 为涡黏系数^[28], γ 为经验系数; k 为底部拖曳系数; ε 为有效混合系数。取 $\varepsilon=0.004, k=2.5 \times 10^{-3[2]}$; u_T 为分潮的潮流振幅(m/s); h' 为海图水深。



a) 总图



b) 放大后的北槽(图a)虚框)

图1 长江口示意图

2.2 主要物理参数的估算

1) 水体密度 ρ 的估算。

鉴于直接观测水体密度的难度,本文仍然采用分别观测得到盐度和悬沙浓度,再通过相应公式估算水体密度的方法。

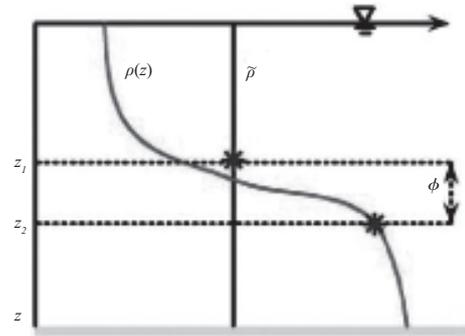


图2 由垂向密度梯度产生的层化产生混合所需的势能

在河口中,压强 p (decibars)对密度的影响较小,密度主要是由盐度 S (psu)和温度 t ($^{\circ}C$)决定的。在不考虑压强时,可用美国Millero and Poisson^[29]给出的估算海水密度的经验公式。在一个标准大气压($p=0$)下:

$$\rho(s,t,0) = \rho_w + (b_0 + b_1 t + b_2 t^2 + b_3 t^3 + b_4 t^4) s + (c_0 + c_1 t + c_2 t^2) s^{3/2} + d_0 s^2 \quad (6)$$

式中: $b_0=8.244 93 \times 10^{-1}; b_1=-4.089 9 \times 10^{-3}; b_2=7.643 8 \times 10^{-5}; b_3=-8.246 7 \times 10^{-7}; b_4=5.387 5 \times 10^{-9}; c_0=-5.724 66 \times 10^{-3}; c_1=1.022 7 \times 10^{-4}; c_2=-1.654 6 \times 10^{-6}; d_0=4.831 4 \times 10^{-4}; \rho_w$ 为纯海水的密度,可用英国Bigg^[30]的公式:

$$\rho_w = a_0 + a_1 t + a_2 t^2 + a_3 t^3 + a_4 t^4 + a_5 t^5 \quad (7)$$

式中: $a_0=999.842 594; a_1=6.793 952 \times 10^{-2}; a_2=-9.095 290 \times 10^{-3}; a_3=1.001 685 \times 10^{-4}; a_4=-1.120 083 \times 10^{-6}; a_5=6.536 332 \times 10^{-9}$ 。

该公式适用于温度在0~40℃, 盐度在0.5~43 psu 范围的水体, 其标准误差为 $3.6 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^{3[29]}$ 。

但是当水体中悬沙浓度较大时, 水体密度可用体积法来估算^[31]:

$$\rho = \rho_w + \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right)C \quad (8)$$

式中: ρ 为考虑含沙量后的密度; ρ_s 为泥沙密度, 取 $\rho_s=2650 \text{ kg/m}^3$; C 为含沙量(kg/m^3)。

长江口北槽水体密度除了受到盐度、温度的影响外, 含沙量对密度的影响也不能忽略。根据式(6)~(8)估算水体密度。冬季时, 由于北槽水体温度在垂向上变化不大, 这里温度取6℃。本文计算出的密度范围在 $1001.5 \sim 1033.7 \text{ kg/m}^3$, 在冯俊^[52]实测的密度($1000 \sim 1033 \text{ kg/m}^3$)变化范围之内。

2) 梯度Richardson数。

根据Shi^[32]的概括, Richardson^[33]首次提出可以通过一个无量纲数值来表征大气中的势能与动能的比值, 进而反映大气中湍流造成的混合的趋势。德国Paescke^[34]将Richardson的思路^[33]转化成数学表达式, 即Richardson数:

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^{-2} \quad (9)$$

本文根据第1节的实测资料估算 Ri 数时, ρ 取考虑含沙量后的水深平均密度; $\frac{\partial \rho}{\partial z}$ 用 $\frac{\Delta \rho}{\Delta z}$ 近似计算, $\Delta \rho$ 为表、底层密度差值; $\frac{\partial u}{\partial z}$ 用 $\frac{\Delta u}{\Delta z}$ 近似计算, Δu 为表、底层速度差值, Δz 为表、底层水深差值, 即实际水深。并结合图3~5估算推断, 可取 Ri 为1时作为判断长江口北槽水体稳定性参数。

另外由于本文中长江口北槽的站位设置较少, 这里假设长江口北槽两个水文测站位间的水平密度梯度($\frac{\Delta \rho}{\Delta x}$)分布均匀, 来近似估算其水平密度梯度。在文献[4-5,9]中也有类似的假设。

2.3 层化产生的判断

当河口环流产生的能量变化(式(4))大于潮汐搅动的能量变化(式(5))^[5]时, 水体产生持久性层化, 将各参数代入后可简化为:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} > 2.1 \times 10^{-4} \left(\frac{u_T}{h}\right)^2 \quad (10)$$

当落潮时潮汐应变产生的能量变化(式(2))大于潮汐搅动的能量变化(式(5))^[2], 水体产生明显的“SIPS (strain induced periodic stratification)”, 将各参数代入后可简化为:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} > 2.2 \times 10^{-5} \left(\frac{u_T}{h}\right)^2 \quad (11)$$

长江口以 M_2 分潮为主, 本文经潮流调和和分析得到CS1站位的潮流振幅 u_T 为1.22 m/s, CSW站位为1.03 m/s, CS8站位为1.34 m/s。

根据式(10)和(11), 计算不等式左右两边的参数。结果表明2010年1月长江口北槽不会产生持久性的层化, 这是由于持久性的层化主要是河口环流引起的, 而本文中通过定量计算(图6~8)发现2010年1月长江口北槽河口环流对层化的贡献比潮汐应变小至少2个量级, 并不能形成持久性的层化。但由于潮汐应变的存在及影响, 水体可以产生周期性的SIPS层化。

3 CS1, CSW和CS8站位流速、盐度和含沙量的潮周期变化

根据第1节中实测的流速、盐度和含沙量绘制3个站位(CS1, CSW和CS8), 大、中、小潮的时间序列图(图3~5)。其中, 纵轴水深为考虑潮汐后的实际水深; 为方便分析, 将观测点位置(六点法)从表层到底层依次记为 $0.0H, 0.2H, 0.4H, 0.6H, 0.8H$ 和 $1.0H$; 为使图中等值线较平滑, 图中流速、盐度和含沙量为每个水层的实测值适当差值后的值。

如图3, 大潮时, 下半水体($0.6H \sim 1.0H$), 涨潮流的最大流速比落潮流大 $0.1 \sim 0.3 \text{ m/s}$; 中潮时, 底层水体($0.8H \sim 1.0H$), 涨潮流的最大流速比落潮流大 0.07 m/s ; 小潮时, 涨潮流速均小于落潮流速。涨潮流转落潮流从表层($0.0H$)开始, 落潮时, 表层水体流速最大(图3)。落潮流转涨潮流从底层($1.0H$)开始, 涨潮时, 出现中间层($0.4H$)水体流速最大而表、底层水体流速相对较小的现象(图3)。美国Cudaback等^[35]在研究Columbia河口时也发现有此类似的现象。大潮时, 盐度最大值为 12.34 psu ; 中潮时为 4.52 psu ; 小

潮时为5.71 psu, 均出现在底层(1.0H)水体, 涨潮流流转落潮流时刻左右(图3)。大潮和中潮时,

含沙量最大值分别为2.31 kg/m³和1.63 kg/m³, 小潮时含沙量最大值为1.76 kg/m³(图3)。

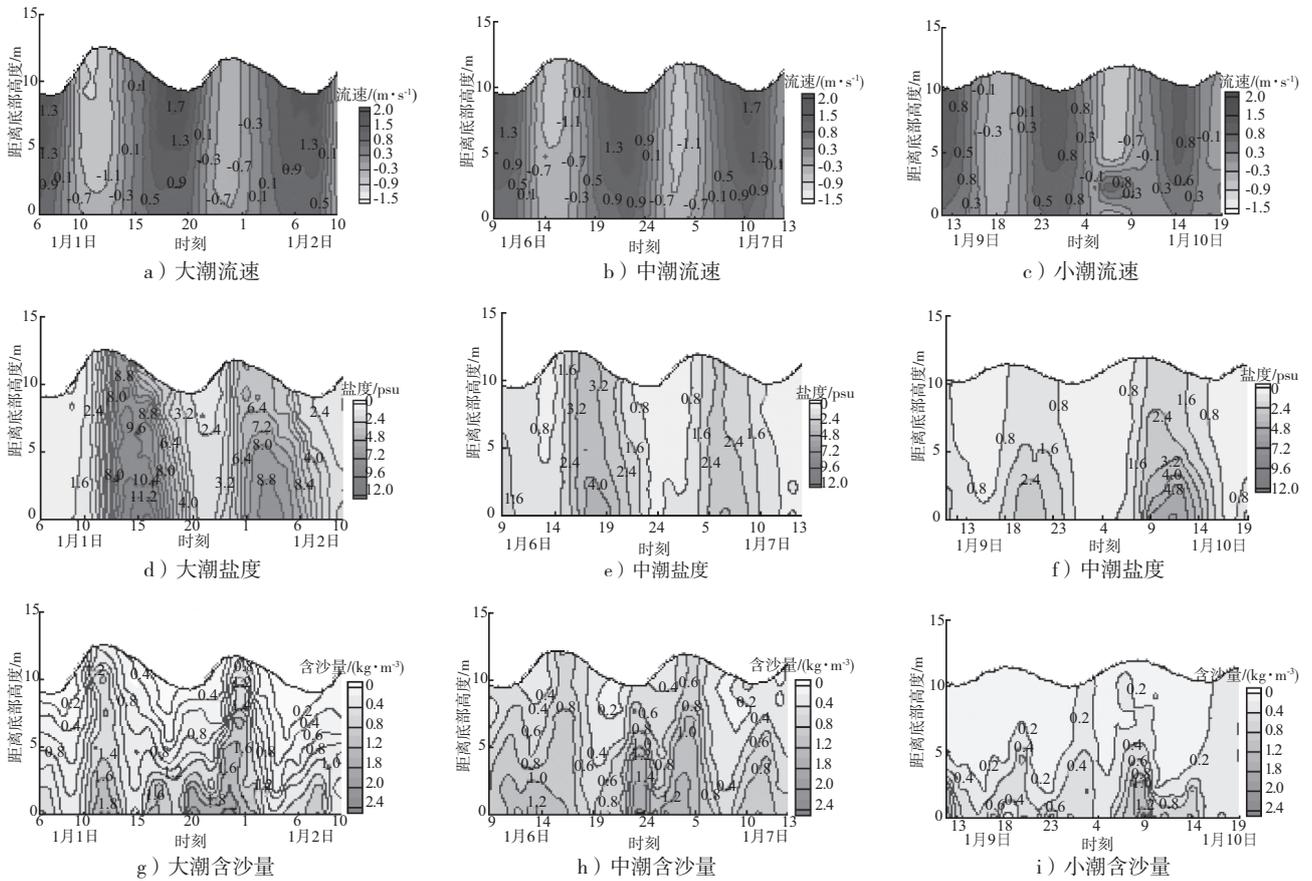
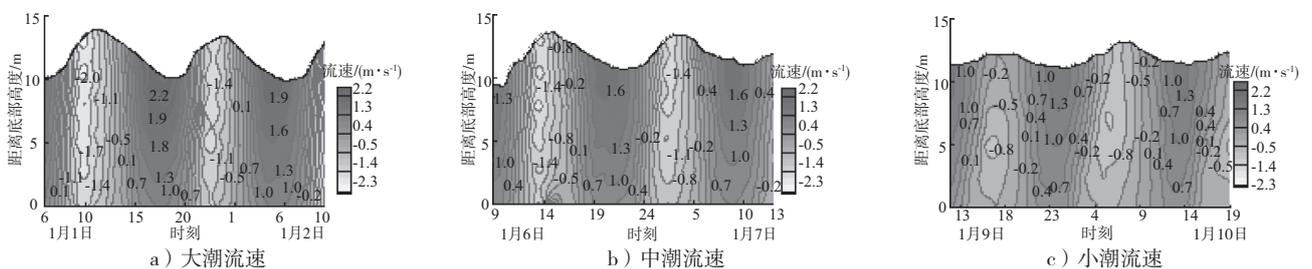


图3 CS1站位潮周期变化

如图4所示, 涨潮历时比落潮历时少约2.5 h, 这种涨、落潮历时不对称性除了受到潮流和径流的相互影响外, 还与CSW站位所处的弯道地形有关。CSW站位呈现涨潮流速大于落潮流速的现象, 如大潮时下半水体(0.4H~1.0H), 涨潮流最大流速比落潮流最大潮流速大0.17~0.5 m/s; 中潮时, 整个水体涨潮流最大流速比落潮流最大流速大0.1~0.58 m/s; 小潮时, 下半水体(0.6H~1.0H), 涨潮流最大流速比落潮流最大潮流大0.04~0.18 m/s(图4)。涨潮流流转落潮流从表层(0.0H)开始,

在落潮阶段表层水体流速最大; 落潮流转涨潮流从底层(1.0H)开始, 涨潮时, 同CS1站位相似, 也出现中间层(0.4H)流速最大的现象(图4)。大潮时, 盐度最大值为24.63 psu; 中潮时18.11 psu; 小潮时22.04 psu, 均出现在底层, 且在涨潮流流转落潮流时刻左右。大潮的盐度值最大, 而中潮时最小(图4)。大潮和小潮时, 含沙量最大值分别为2.61 kg/m³和2.4 kg/m³, 中潮时, 含沙量最大值为2.27 kg/m³(图4)。



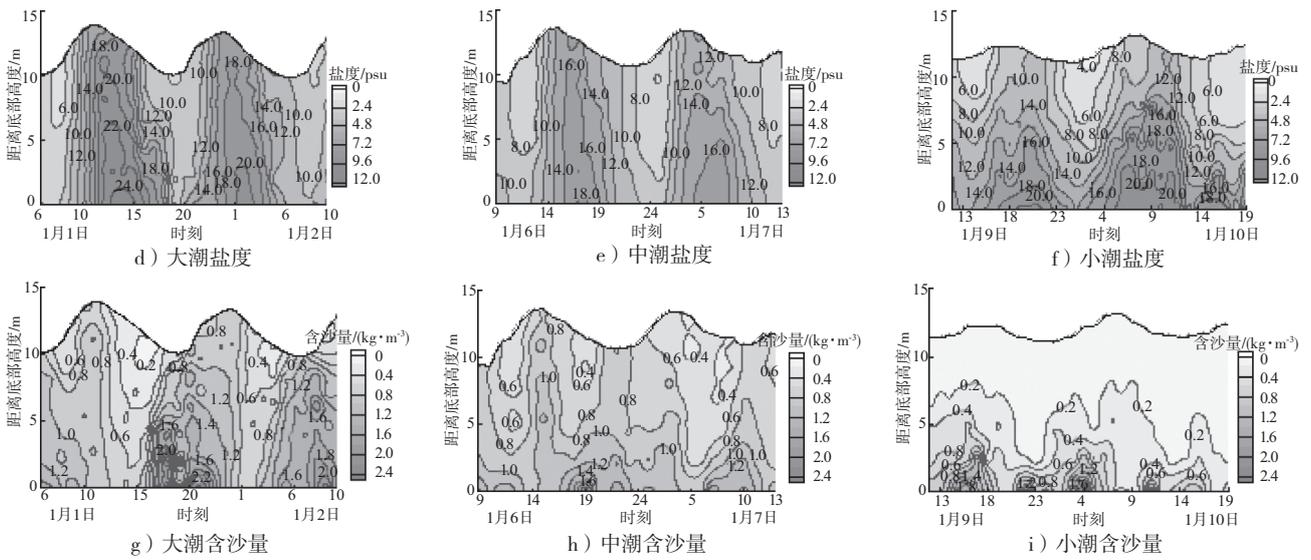


图4 CSW站潮周期变化

如图5所示，涨潮历时比落潮历时少1.5~2 h。落潮流速大于涨潮流速，但也有涨潮流速稍大于落潮流速的现象。与CS1和CSW类似，涨潮流转落潮流从表层（0.0H）开始，落潮时，表层水体流速最大；落潮流转涨潮流从底层开始，出现中间层（0.4H）流速最大的现象（图5）。大潮时，盐度最大值为27.9 psu；中潮时为27.73 psu；小潮时为30.24 psu，且均出现在涨潮流转落潮流时刻左

右（图5）。大潮和中潮时，含沙量最大值为1.39 kg/m³和1.98 kg/m³，均出现在底层（1.0H），且在落潮流转涨潮流时刻后2 h；小潮时含沙量最大值为1.12 kg/m³，也出现在底层，且在涨潮流转落潮流前1 h（图5）。显然，大潮和小潮的层化程度大于中潮，而小潮的层化持续时间最长。一个潮周期中，混合和层化呈现前半潮和后半潮不对称以及大、中、小潮不对称的特点。

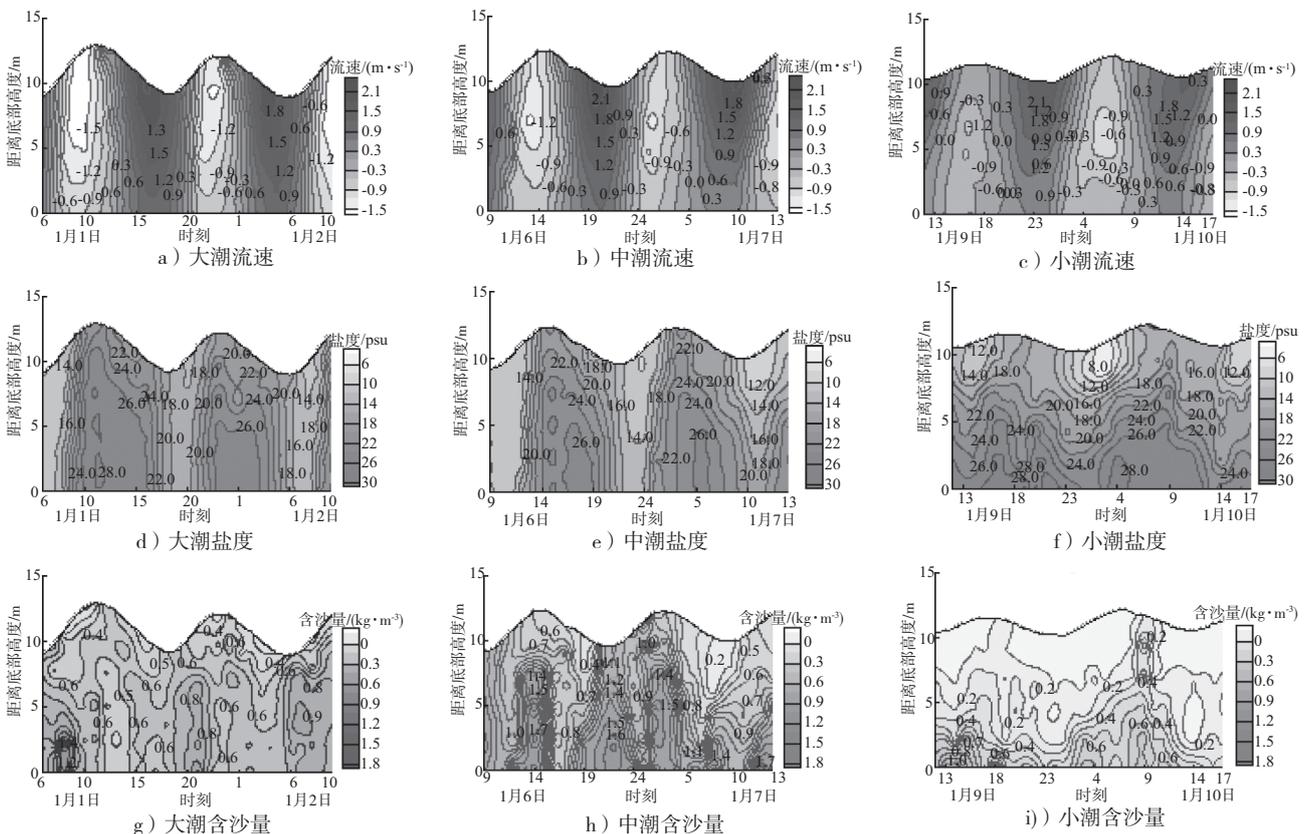


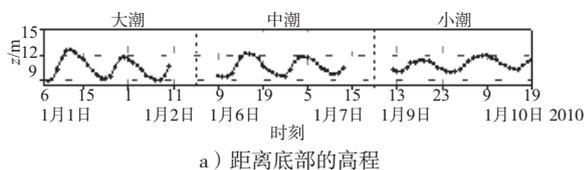
图5 CS8站潮周期变化

4 定量计算及分析

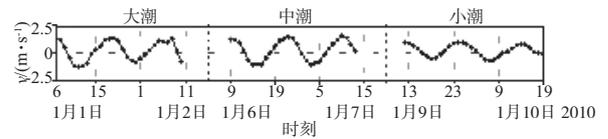
本文设落潮流速为正,涨潮流速为负,见图6 b), 7 b), 8 b), 并根据式(9)估算垂向密度的 Ri 数。鉴于 Ri 数在垂向上的变化范围较大($10^{-2} \sim 10^2$ 量级),为清晰地反映垂向水体的混合和层化程度,本文将垂向梯度 Ri 数取对数后再绘图,见图6 d), 7 d), 8 d)。根据式(2), (4), (5)估算出潮汐应变,见图6 f), 7 f), 8 f), 河口环流见图6 g), 7 g), 8 g), 潮汐搅动图6 h), 7 h), 8 h), 引起的水体势能变化及3种机制的势能变化总和见图6 i), 7 i), 8 i)。

4.1 CS1 站位

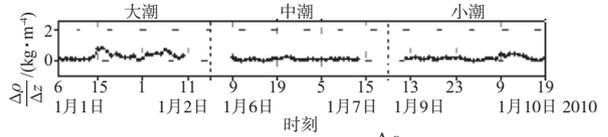
从 Ri 数的变化(图6 d))可见,大潮和中潮,水体的混合和层化均出现明显的涨、落潮周期变化。转流时刻,即涨潮流转落潮流时和落潮流转涨潮流时(图6 b)), Ri 数达到 10^2 量级(图6 d)), 水体达到相对稳定状态,层化较强。定量计算的潮汐应变(图6 f))和潮汐搅动(图6 h))引起的水体势能变化很小,河口环流(图6 g))引起的水体势能变化相对其他时刻较大,总势能变化(图6 i))大于0,水体层化较强。涨急、落急时(图6 b)), Ri 数约为 $10^{-2} \sim 10^{-1}$ 量级(图6 d)), 水体垂向混合均匀。估算的潮汐应变(图6 f))和潮汐搅动(图6 h))引起的势能变化均很小。涨急时,潮汐应变(图6 f))和潮汐搅动(图6 h))均促使水体混合,总势能变化(图6 i))最小;落急时,潮汐应变有使水体产生层化的趋势,但其强度比潮汐搅动小1个量级(10^1)左右,故总势能变化(图6 i))也很小,水体仍然呈现混合均匀状态。定量计算的结果同 Ri 数的变化规律吻合。小潮时,整个潮周期的 Ri 数保持在 10^1 左右(图6 d)), 水体呈现层化且持续到整个小潮周期。这可能是由于小潮时,潮流作用相对较弱,潮汐搅动(图6 h))及潮汐应变(图6 f))相对较小,而此时的河口环流(图6 g))相对较强,且量级与潮汐应变与潮汐搅动相当,因此,水体可以保持相对稳定的层化状态。



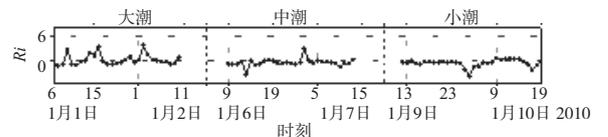
a) 距离底部的高程



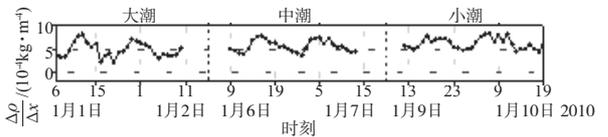
b) 水深平均流速 v



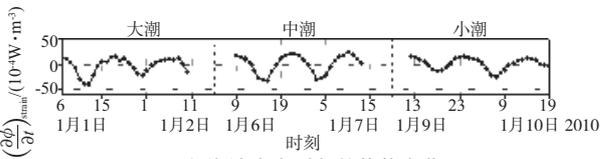
c) 垂向密度梯度 $\frac{\Delta \rho}{\Delta z}$



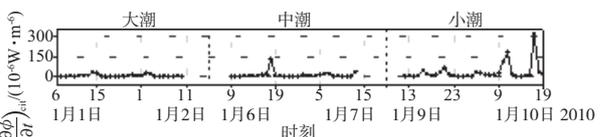
d) 垂向梯度 Ri 数



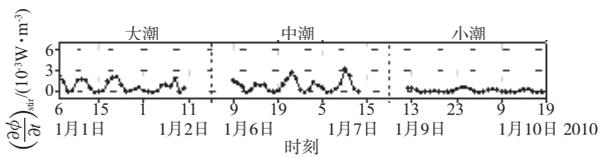
e) 沿航道的水平密度梯度 $\frac{\Delta \rho}{\Delta x}$



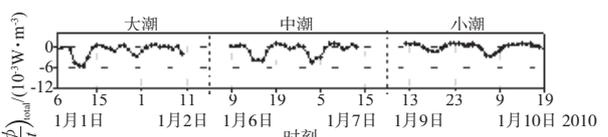
f) 潮汐应变引起的势能变化



g) 河口环流引起的势能变化



h) 潮汐搅动引起的势能变化



i) 总势能变化

图6 CS1 站位大潮、中潮和小潮的时间序列

4.2 CSW 站位

CSW 站位混合和层化的规律与CS1 站位相类似。从 Ri 数的变化(图7 d))可见,大潮和中潮,水体也呈现出明显的涨、落潮周期变化。转流时

刻,即涨潮流转落潮流时和落潮流转涨潮流时(图7 b)), Ri 数达到 $10^1 \sim 10^2$ 量级,水体层化较强。估算的潮汐应变(图7 f)和潮汐搅动(图7 h)引起的水体势能变化很小,河口环流(图7 g)引起的水体势能变化相对其他时刻较大,总势能变化(图7 i)大于0,故此时水体层化较强。涨急、落急时(图7 b)), Ri 数约为 $10^{-2} \sim 10^{-1}$ 量级,水体垂向混合均匀。估算的潮汐应变(图7 f)和潮汐搅动(图7 h)引起的势能变化均很小。涨急时,潮汐应变(图7 f)和潮汐搅动(图7 h)均促使水体混合,总势能变化(图7 i)最小;落急时,潮汐应变有使水体产生层化的趋势,但其强度比潮汐搅动小1个量级(10^1)左右,故总势能变化(图7 i)很小,水体仍然呈现混合均匀状态。定量计算的结果同 Ri 数的变化规律吻合。小潮时,整个潮周期的 Ri 数保持在4.5左右(图7 d)),水体呈现层化状态且持续到整个小潮周期,但CSW站位小潮时也呈现出涨、落潮周期变化,但变化幅度较小。

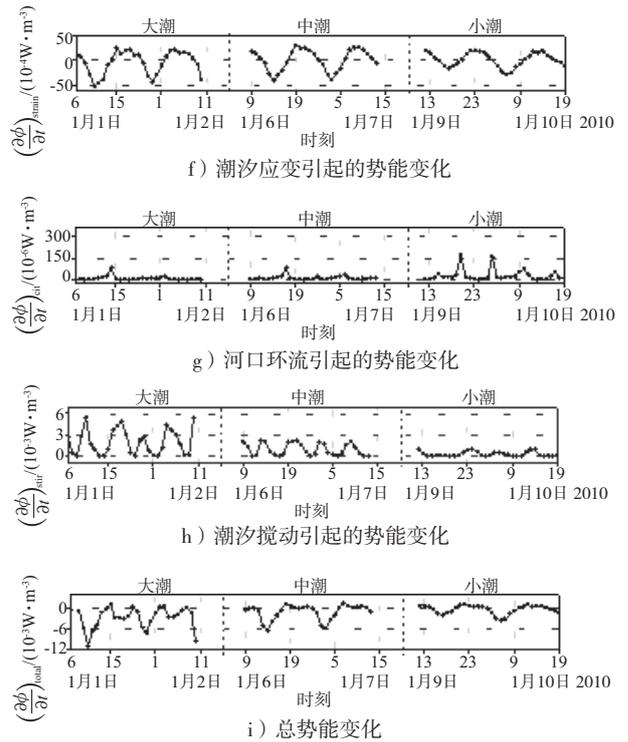
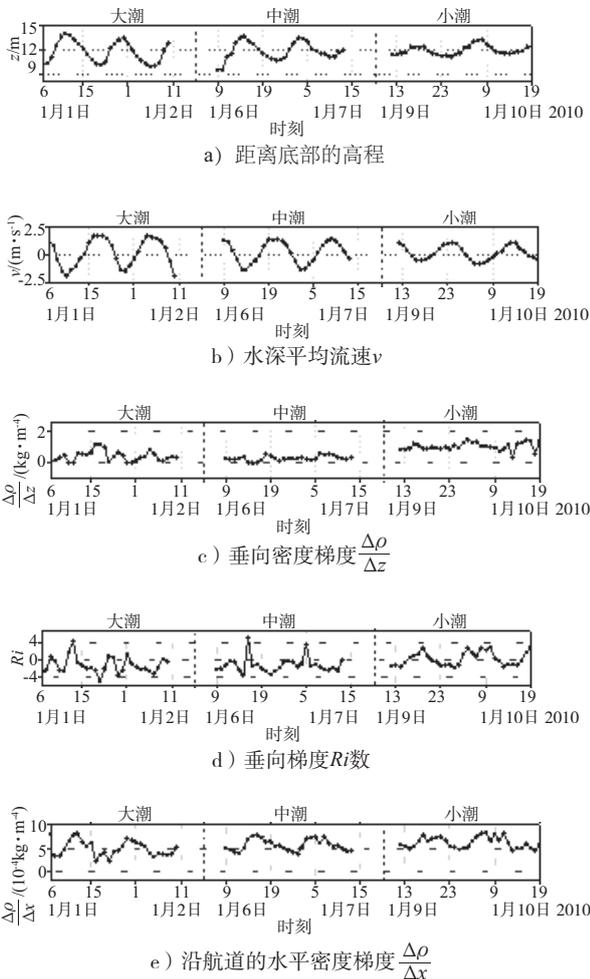
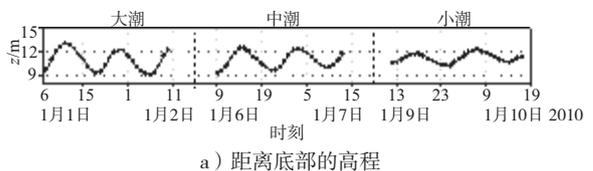


图7 CSW站位大潮、中潮和小潮的时间序列



4.3 CS8站位

从 Ri 数的变化(图8 d)可见,大潮和中潮,混合和层化呈现明显的涨、落潮周期变化。涨潮流时(图8 b)), Ri 数均大于0.25,到涨潮流转落潮流时, Ri 数达到1左右,说明涨潮流时,水体均呈现层化状态。随着落潮流的进行, Ri 数逐渐达到 10^{-2} 量级(图8 d)),此时水体呈现混合均匀状态。估算的潮汐应变(图8 f)和潮汐搅动(图8 h)在涨潮流时均促使水体混合,总势能变化(图8 i)小于0,水体呈现混合;落潮流时,潮汐应变(图8 f)促使水体层化,总势能变化(图8 i)大于0,水体呈现层化。这同 Ri 数的变化规律不同,可能是由于长江口南支南港北槽具有复杂的三维特性,水体的混合和层化除了受到沿航道方向的潮汐应变的影响外,横向潮汐应变对水体混合和层化的影响也不能忽略。小潮时,整个潮周期的 Ri 数平均值约为5左右,整个水体均呈现较强的层化状态且持续整个小潮周期。



a) 距离底部的高程

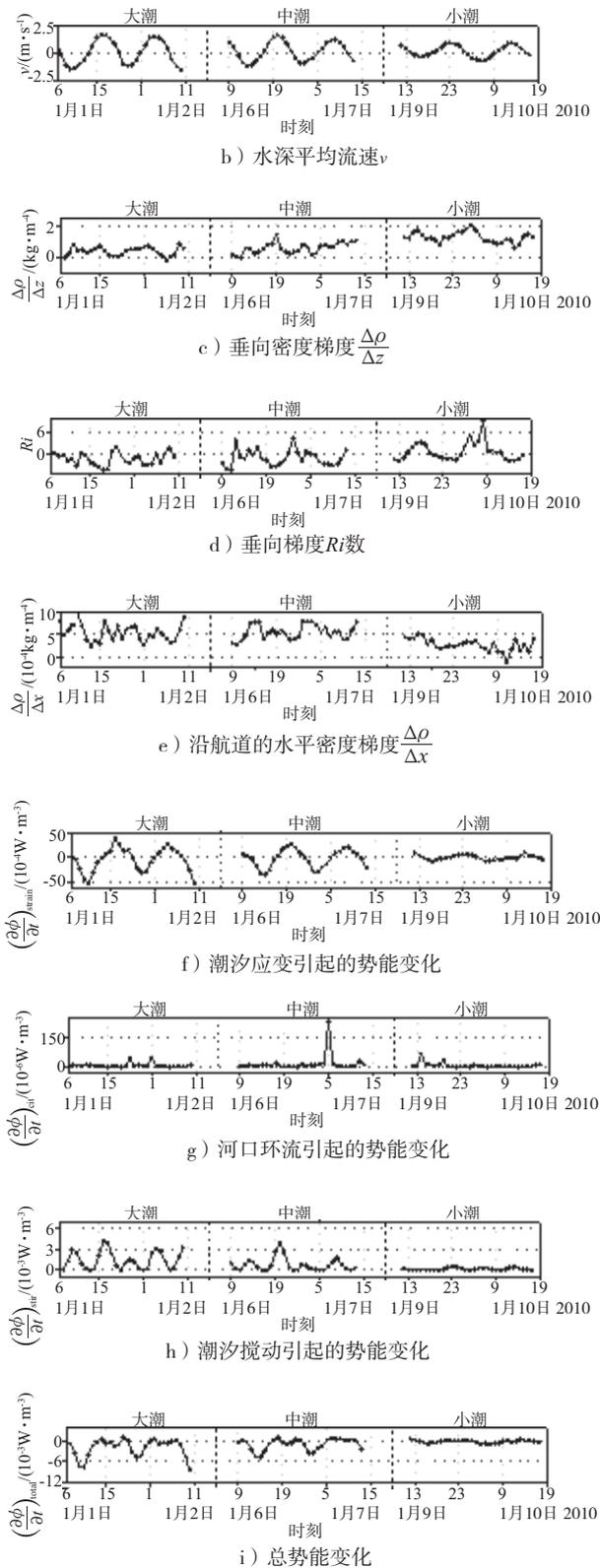


图8 CS8站位大潮、中潮和小潮的时间序列

总的来看:1) 长江口北槽水体枯季混合和层化, 主要受潮汐应变和潮汐搅动生成的湍流混合的影响。其中潮汐搅动的势能变化率最大, 且比

潮汐应变约大一个量级(10^1), 比河口环流大将近3个量级(10^3)。河口环流总是促使水体层化, 由于本研究中的河口环流引起的势能变化率比潮汐应变和潮汐搅动引起的小2~3个量级($10^2 \sim 10^3$), 河口环流对混合和层化的影响相对较小。2) CS1和CSW两站位层化最强均出现在转流时刻, 涨急、落急水体混合均匀。并且前半潮的层化强度一般要稍强于后半潮的层化强度。而CS8站位涨潮流时均出现一定的层化, 而落潮流时基本以混合为主。Wu等^[37]在长江口的分析研究中, 也发现了类似的混合和层化规律。3) 大潮时由于潮流作用较强, 水体混合强烈, 潮汐应变和潮汐搅动作用强烈, 具有明显的潮周期变化特性。而小潮时潮流作用明显减弱, 水体层化几乎持续整个潮周期。中潮时的混合和层化也呈现出潮周期变化特性, 层化程度和层化持续时间均介于大潮和小潮之间。4) 水体中的含沙量不仅增加了水体的密度, 层化较强时, 水体中出现明显的密度跃层, 抑制了悬沙的垂向输移, 使得悬沙被限制在下半水体, 仍保持一定的层化, 含沙量的这种层化又增强了水体的层化。

5 结论

1) 在一个潮周期内, 长江口南支南港北槽水体密度的混合和层化呈现明显的涨、落潮变化特性。在转流时刻附近, 水体层化最强, 而在涨急、落急时刻附近水体几乎呈现混合均匀状态。

2) 大潮和中潮时, 水体混合和层化的涨落潮变化特性更明显, 而小潮时, 由于潮动力的减弱, 潮汐搅动的影响减小, 整个潮周期都呈现出一定的层化。

3) Ri数可取1作为判断水体稳定性的参数。

4) 考虑含沙量后估算的水体密度比不考虑含沙量时大 $0.1 \sim 0.2 \text{ kg/m}^3$ 。

5) 枯季不足以产生持久性的层化; 但是存在潮汐应变现象, 水体密度层化以非持久性的SIPS层化为主。

6) 潮汐应变和潮汐搅动引起的势能变化率比河口环流引起的至少大2~3个量级($10^2 \sim 10^3$), 这

说明河口环流对长江口南支南港北槽水体的层化的贡献较小。

参考文献:

- [1] Fleming J. Observations on the junction of the fresh waters of rivers with the salt water of the sea [J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 1816, 8(2): 507-513.
- [2] Simpson J H, Brown J, Matthews J, et al. Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification [J]. Estuaries, 1990, 13 (2): 125-132.
- [3] Linden P F, Simpson J E. Modulated mixing and frontogenesis in shallow seas and estuaries [J]. Continental Shelf Research, 1988, 8 (10): 1 107-1 127.
- [4] Nepf H M, Geyer W R. Intratidal variations in stratification and mixing in the Hudson estuary [J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101 (C5): 12 079-12 086.
- [5] Rippeth T P, Fisher N R, Simpson J H. The cycle of turbulent dissipation in the presence of tidal straining [J]. Journal of Physical Oceanography, 2001, 31 (8): 2 458-2 471.
- [6] Simpson J H, Bos W G, Schirmer F, et al. Periodic stratification in the Rhine ROFI in the North Sea [J]. Oceanologica Acta, 1993, 16 (1): 23-32.
- [7] Stacey M T, Rippeth T P, Nash J D. Turbulence and stratification in estuaries and coastal seas [J]. Treatise on Estuarine and Coastal Science, 2011(2): 9-35.
- [8] Sharples J, Simpson J H, Brubaker J M. Observations and modelling of periodic stratification in the Upper York River Estuary, Virginia [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1994, 38 (3): 301-312.
- [9] Wang X H, Wang H J. Tidal straining effect on the suspended sediment transport in the Huanghe (Yellow river) Estuary, China [J]. Ocean Dynamics, 2010, 60 (5): 1 273-1 283.
- [10] 时钟, 周凌红, 王殿志, 等. 河口和海岸海物理海洋学进展—第11届PECS02会议综述[J]. 海洋科学进展, 2004, 22 (2): 240-246.
- [11] 刘浩, 骆智斌, 潘伟然. 泉州湾水体结构的潮周期变化[J]. 台湾海峡, 2009, 28 (3): 316-320.
- [12] 毛汉礼, 甘子均, 蓝淑芳. 长江冲淡水及其混合问题的初步探讨[J]. 海洋与湖沼, 1963, 5 (3): 184-205.
- [13] 张重乐, 沈焕庭. 长江口咸淡水混合及其对悬沙的影响[J]. 华东师范大学学报: 自然科学版, 1988(4): 83-88.
- [14] Wang K S, Chen H, Dong L X. A hydrographic comparison of the two sides of the Changjiang plume front [C]. China Ocean Press .Proceedings of International Symposium on Biochemical Study of the Changjiang Estuary and its adjacent Coastal Waters of the East China Sea. Beijing: [s.n.], 1990, 62-75.
- [15] 茅志昌, 沈焕庭. 潮汐分汉河口盐水入侵类型探讨—以长江口为例[J]. 华东师范大学学报: 自然科学版, 1995(2): 77-85.
- [16] 肖成猷, 沈焕庭. 长江河口盐水入侵影响因子分析[J]. 华东师范大学学报: 自然科学版, 1998(3): 74-80.
- [17] 宋志尧, 茅丽华. 长江口盐水入侵研究[J]. 水资源保护, 2002(3): 27-30.
- [18] 罗小峰, 陈志昌. 长江口北槽近期盐度变化分析[J]. 水运工程, 2006(11): 79-82.
- [19] Shi J Z, Lu Lifeng. A short note on the dispersion, mixing, stratification and circulation within the plume of the partially-mixed Changjiang River estuary, China [J]. Journal of Hydro-environment Research, 2010, 5 (2): 111-126.
- [20] 谈泽炜, 范期锦, 郑文燕, 等. 长江口北槽航道回淤原因分析[J]. 水运工程, 2009(6): 91-102.
- [21] Fan Qijing. Causes of back-siltation in the North Passage of Yangtze estuary and evaluation of the engineering measures [C]. Proceedings of the 32nd International Conference on Coastal Engineering, 2010.
- [22] 刘杰, 赵德招, 程海峰. 长江口九段沙近期演变及其对北槽航道回淤的影响[J]. 长江科学院院报, 2010, 27 (7): 1-5.
- [23] 刘猛, 吴华林, 李为华, 等. 长江口深水航道工程南导提越堤水沙运动观测研究[J]. 海洋工程, 2011, 29 (2): 129-134.
- [24] 潘灵芝, 丁平兴, 葛建忠, 等. 长江口深水航道整治工程影响下北槽河床冲淤变化分析[J]. 泥沙研究, 2011(5): 51-59.
- [25] 金鏐, 虞志英, 何青. 滩槽泥沙交换对长江口北槽深水航道回淤影响的分析. 水运工程, 2013(1) :101-108.
- [26] Simpson J H, Bowers D G. Models of stratification and frontal movement in shelf seas [J]. Deep-Sea Research, 1981, 28 (7): 727-738.
- [27] Bowden K F, Fairbairn L A. A determination of the frictional forces in a tidal current [J]. Proceedings of the Royal Society of London, 1952, 214: 371-392.