

# 夏季珠江口溶解氧垂向输运数值模拟研究

张恒<sup>1</sup>, 李适宇<sup>1\*</sup>

(1. 中山大学环境科学与工程学院, 广东 广州 510275)

**摘要:** 通过建立一个珠江口三维水质模型, 对夏季珠江口溶解氧垂向输运进行研究。结果表明: 潮汐、风及上升流间歇性破坏层化, 令溶解氧垂向对流及扩散通量的方向和大小随潮汐发生周期性变化。在西四口门海域, 由于水体层化稳定, 垂向上对流及扩散作用产生的溶解氧输运通量都较小, 且相互平衡; 在伶仃洋内的深槽, 径流与潮汐的相互作用强烈, 层化被间歇性地打破, 溶解氧的垂向对流通量大于扩散通量, 导致底层溶解氧浓度产生波动; 在伶仃洋内的西部浅滩上, 层化相对稳定, 溶解氧的垂向扩散通量大于对流通量。这表明在珠江口不同区域, 垂向的对流扩散作用对溶解氧垂向输运起不同作用, 从而影响表底层溶解氧的浓度。

**关键词:** 珠江口; 三维水质模型; 对流通量; 扩散通量; 溶解氧垂向输运

中图分类号: P734.2+2

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2010)01-0034-13

## 1 引言

珠江是中国第三大河流, 多年平均径流量为  $3\ 029.1 \times 10^8 \text{ m}^3$  [1]。西江、北江、东江在珠江三角洲汇流后, 经八大口门进入珠江口(见图 1)。珠江径流的年内分布不均, 约 80% 的流量集中在洪季。在上游与河网区大量的营养盐(氮、磷)、各种耗氧污染物输送到河口, 连同珠江口沿岸城市排放的污染物, 大量消耗水体中的溶解氧; 同时, 由于洪季大量淡水进入珠江口, 形成密度层结, 使得底层水体的溶解氧得不到有效补充。在上述生化过程和物理过程的共同作用下, 导致珠江口底层水体形成缺氧状态 [2-3]。

国内许多学者对珠江口的缺氧现象进行了研究。彭云辉等 [3]、殷克东等 [4]、林洪瑛等 [5]、林卫强等 [6]、罗琳等 [7] 通过分析观测数据, 都指出水体分层是导致珠江口出现季节性缺氧的一个重要物理因素。殷克东等 [4] 进一步指出, 在野外观测到的珠江口底层水体溶解氧浓度随时间变化波动的现象是由

于潮汐、风及珠江口外上升流的共同作用所致, 珠江口内的重力环流对溶解氧的输送也起重要作用。林卫强 [8]、管卫兵等 [9-10] 通过建立三维水质模型, 对珠江口的缺氧现象进行了模拟研究, 并对导致缺氧的各种生化和物理过程进行了探讨。罗琳 [11] 在前人工作的基础上, 通过建立三维水质模型对珠江口缺氧的物理机制进行剖析, 指出密度梯度差异导致斜压梯度力和潮汐摩擦混合是珠江口盐度—潮汐混合锋面的共同驱动力, 而锋面的产生以及锋面带内稳定层化区域的出现是底层水体缺氧现象形成和发育的重要原因。上述研究都指出了水体分层对珠江口缺氧形成的重要性, 但并没有指出垂向上对流和扩散作用各自对溶解氧垂向输运所起的作用。珠江口是一个地形和动力状况都相当复杂的河口, 这导致了垂向上对流和扩散作用对溶解氧垂向输运存在显著的空间差异。要深入了解缺氧的物理机制, 就需要对垂向上对流和扩散作用各自对溶解氧输运的影响有定量的认识。本文拟通过建立一个珠江口的三维水质模型, 对珠江口洪季的水质状况进行模拟,

收稿日期: 2009-03-05; 修订日期: 2009-07-18。

基金项目: 广东省 908 专项专题二——珠江口主要环境问题分析与对策。

作者简介: 张恒(1981—), 男, 广东省广州市人, 博士, 主要从事水环境模拟与水污染管理研究。E-mail: zhangheng@scies.org

\* 通信作者: E-mail: eeslsy@mail.sysu.edu.cn

并对垂向上对流和扩散作用对溶解氧垂向输运所作的贡献分别进行分析和讨论。

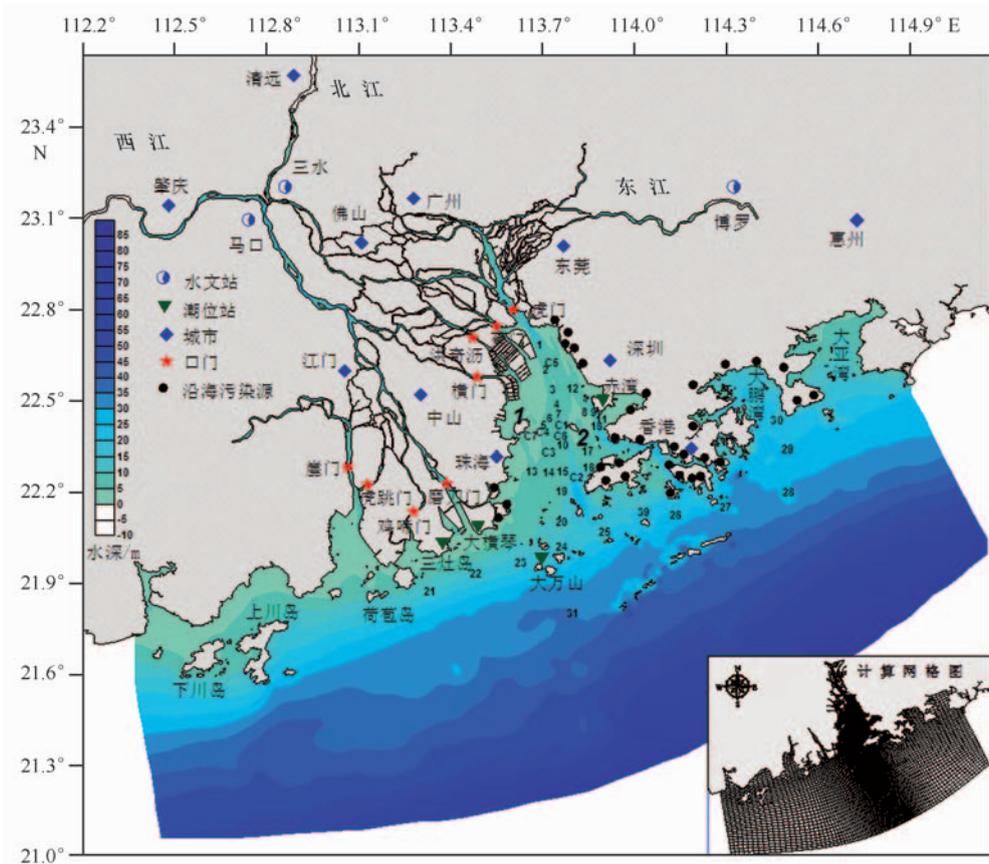


图1 珠江口河网及河口主要水文站、潮位站、水质测站及沿海污染源分布

图中小数字为大面积站和连续站的编号(1~39, C1~C7)。斜体大数字为图上没有标明的海岛。1——淇澳岛, 2——内伶仃岛。右下角小图为计算网格图

## 2 珠江口三维水质数学模型

本研究中水质计算采用经过改进的 RCA 水质模型<sup>[12]</sup>。该模型由美国 Hydroqual 公司开发,是从 Aesop 箱式生态模型和美国环保署的 WASP 水质模型<sup>[13]</sup>发展而来,其中包括 5 个相互作用的系统,分别是溶解氧、氮循环、磷循环、碳循环(其中包括了浮游植物生长)和硅循环(见图 2)。RCA 模型最明显的特征是耦合了一个底泥营养盐通量模型<sup>[14]</sup>,可以根据沉积到底泥中的颗粒态有机物(POM)通量,动态地模拟氨氮、磷酸盐沉积物通量(sediment nutrient flux)及底泥耗氧量(SOD)的时空变化过程。

由于 RCA 自身并没有包括泥沙计算,所以并没有考虑悬浮泥沙对浮游植物生长的限制作用。考虑到珠江口洪季泥沙含量高,悬沙遮光作用对浮游植物生长限制明显,本研究参考 ECOMSED 对泥沙

的计算<sup>[15]</sup>,对 RCA 加入泥沙计算模块,并考虑了泥沙对浮游植物生长的限制。由于珠江口浮游植物的生长主要由泥沙遮光限制,在本研究中暂不考虑黄色物质(CDOM)的遮光影响。

泥沙和 POM 的遮光效应采用 Di Toro 的相关研究成果<sup>[16]</sup>:

$$Ke = 0.052N + 0.174D + 0.031P, \quad (1)$$

式中,  $Ke$  为光衰减系数(单位:  $m^{-1}$ ),  $N$  为泥沙浓度(单位:  $mg/L$ ),  $D$  为 POM 浓度(单位:  $mg/L$ ),  $P$  为叶绿素 a 浓度(单位:  $\mu g/L$ )。

本研究珠江口水动力模拟采用 ECOMSED 模式<sup>[15]</sup>。计算范围见图 1 中网格图所示。水深数据采用广东海事局 2003 年出版海图。计算采用曲线坐标网格,水平方向上剖分为  $123 \times 171$  个网格(东西向  $\times$  南北向),网格的分辨率从河口内的  $400 \sim 500$  m 过渡至外海的  $3 \sim 4$  km。网格在垂向上等分

为 10 个 Sigma 层。模型外模时间步长为 10 s, 内模 时间步长为 100 s。

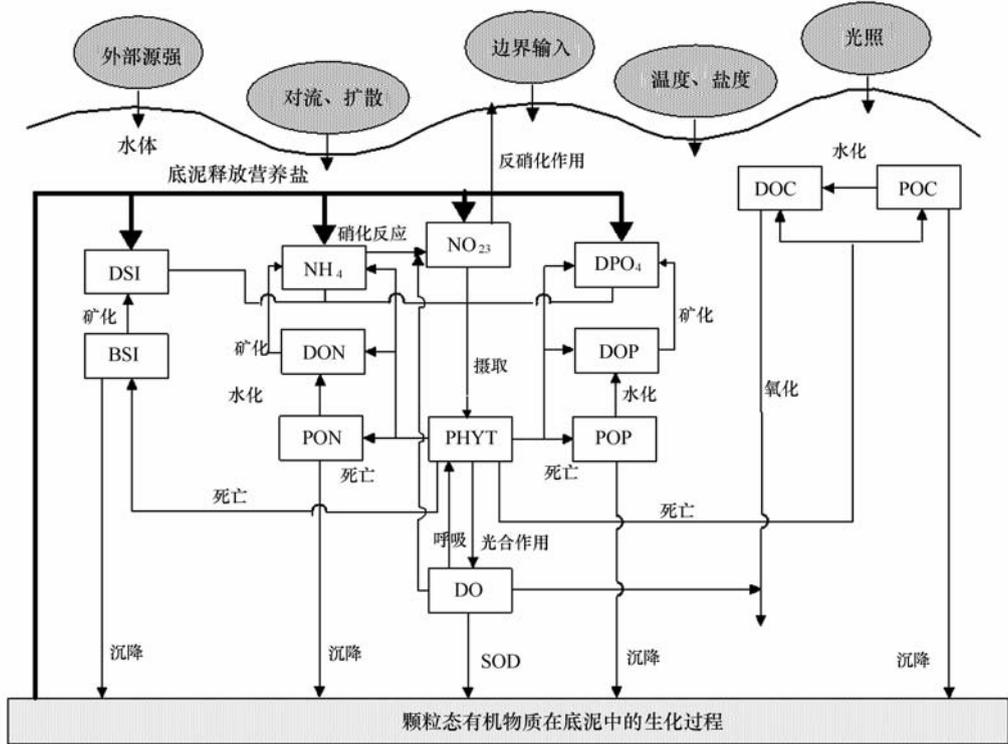


图 2 RCA 水质模型概念图

$\text{NO}_{2/3}$ : 硝态氮与亚硝态氮;  $\text{NH}_4$ : 氨态氮; DON: 溶解态有机氮; PON: 颗粒态有机氮;  $\text{DPO}_4$ : 可溶性磷酸盐; DOP: 溶解态有机磷; POP: 颗粒态有机磷; DOC: 溶解态有机碳; POC: 颗粒态有机碳; DSI: 溶解态硅; BSI: 浮游植物体内硅; PHYT: 浮游植物; DO: 溶解氧; SOD: 底泥耗氧量

模型在外海边界采用  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  四个调和分潮进行驱动。数据来自对美国 JPL(喷气实验室) 1993—2002 年卫星 TP 数据进行同化处理后的结果<sup>[17]</sup>。

因缺少模型上边界的逐时流量, 本研究利用珠江江口的分流比推算边界流量, 具体做法为先将计算时段内三水、马口及博罗 3 个水文站(见图 1)的月平均流量相加, 再根据珠江口八大口门分流比的相关研究成果<sup>[18]</sup>, 按比例将 3 个水文站的月平均总流量分配到八大口门。由于上游河流中的动力及水质过程并非本研究关注的问题, 为使八大口门处较好地体现出受潮汐影响时出现的往复流的特征, 在这里采用王丽娅等<sup>[19]</sup>对珠江口水动力模拟研究中使用的延长河段的处理方法解决。

模型外海温盐边界条件及初场采用全球同化的 SODA 数据, 上边界的温盐边界条件则参考 Gils 等<sup>[20]</sup>对珠江河口及河网水质模拟研究中所采用的值。在海面气象边界条件上, 如风场和海表面热通

量等, 采用的是 NCEP 每 6 h 一次的数据。

水动力模型的模拟时段为 1998 年 12 月 1 日至 1999 年 12 月 31 日, 其中 1999 年 6—7 月的流场数据将用于水动力模拟结果的验证。

水质模型的运行时段与水动力模型相同, 水质模型的计算步长为 120 s。上边界水质边界设置参考前人在珠江口八大口门营养盐分布上的研究成果<sup>[21]</sup>。有机氮、有机磷及有机碳(包括溶解态和颗粒态)上边界设定参考管卫兵等<sup>[9]</sup>、Gils 等<sup>[20]</sup>、陈金斯等<sup>[22]</sup>的研究成果。水质模型各水质因子在外海边界的设定则主要参考 Gils 等<sup>[20]</sup>在珠江口的研究成果。底泥通量模型中的 POC, PON, POP 初场参考文献<sup>[23—25]</sup>对珠江口表层底泥中有机物含量的研究进行取值。底泥中的无机营养盐含量参考张德荣等<sup>[26]</sup>、潘建明等<sup>[27]</sup>对珠江口底泥中营养盐含量的研究。水质模型各主要反应参数取值参照前人在珠江口水质模拟中已有成果<sup>[8-9, 11, 20]</sup>。

### 3 模型验证

本研究的验证数据采用珠江河口水污染研究项目 ( Pearl River Estuary Pollution Project, PREPP)<sup>[28]</sup>支持下所进行的航测数据。PREPP项目在1999年7月17—27日于珠江口进行了两次航测,监测站点见图1。在两次航测中,有48个走航点(大面站点),在本研究中用到了其中的32个(大面站1~31及大面站39),另有7个连续站点(C1~C7)。此外,4个实测潮位站的数据用于验证潮汐,分别是赤湾、大横琴、大万山及三灶岛。

大面站1~31及39的监测项目主要为垂向各层的水质和温盐数据,其中水质数据包括 $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{PO}_4$ , DTN, DTP,  $\text{SiO}_3$ , Chl a, DO, DOC, COD和SS(悬浮泥沙)。连续站C1~C7的监测项目除了包括上述大面站所测的水质项目及温盐外,还包括从表层到底层的分层流速流向数据。连续站的水动力数据监测频率为每小时一次,而水质和温盐数据的监测频率为3h一次。

图3为大面站盐度的验证结果,表1至表3分别为水位、水质等项目的验证结果。从验证结果可以看出模型模拟精度较好,结果可用于进一步的分析。

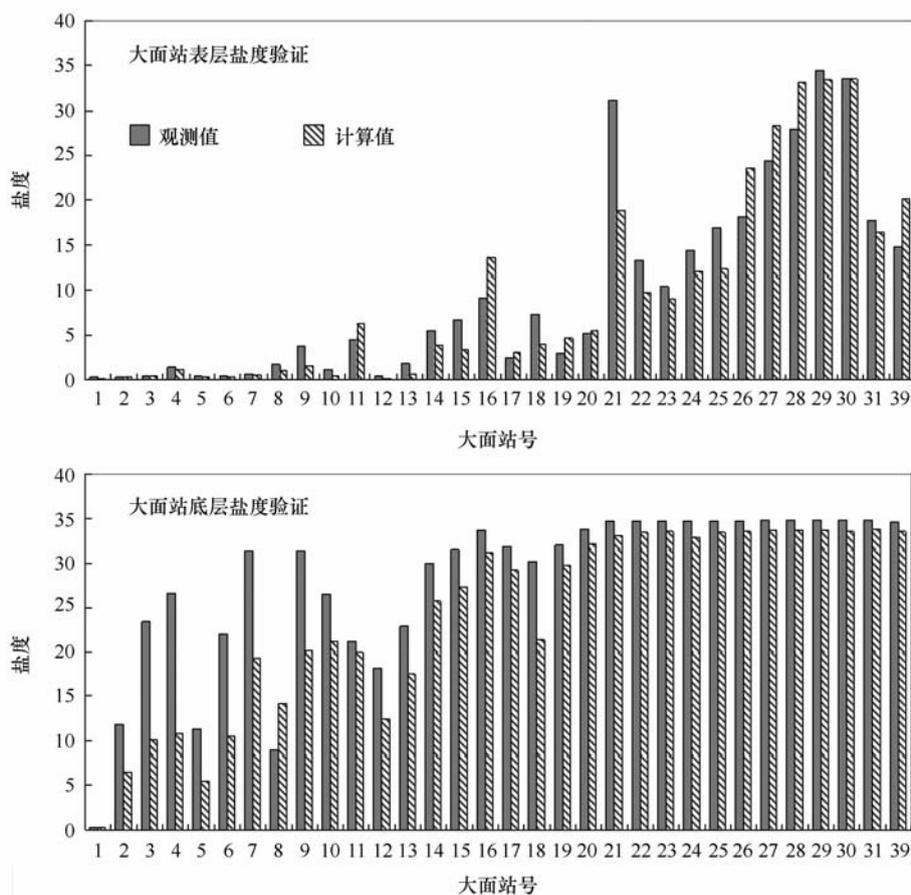


图3 珠江口大面站表底层盐度验证

表1 潮位、盐度及温度验证的相对平均误差

验证项目	相对平均误差 (%)
潮位	12.33
盐度 (大面站)	29.24
盐度 (连续站)	24.98
温度 (大面站)	8.16

表 2 大面站水质因子相对平均误差

验证项目	NO <sub>23</sub>	NH <sub>4</sub>	DPO <sub>4</sub>	Chl a	DOC	DO	SS
相对平均误差(%)	30.7	43.7	37.8	55.1	35.5	12.3	51.2

表 3 连续站水质因子相对平均误差

验证项目	NO <sub>23</sub>	NH <sub>4</sub>	DPO <sub>4</sub>	Chl a	DOC	DO	SS
相对平均误差(%)	26.2	36.4	34.6	50.1	30.2	16.3	41.2

## 4 结果与讨论

### 4.1 珠江口余流与水体输运

从计算结果可以看出,珠江口表层余流场流速在 0.1~1 m/s 之间。出珠江口进入外海后,受科氏力和西南季风共同作用,冲淡水向西偏南运动(图 4)。从垂向上看,表层冲淡水受浮力作用影响,漂浮在盐水上,向珠江口外扩展,形成羽状锋(见图 5b);底部的盐水则沿东西两条深槽向珠江口内上溯,形

成盐水楔(见图 5d, f)。在表层冲淡水向外运动扩张和底层盐水向河口内运动共同作用下,斜压作用明显,在垂向上形成了表层向外海运动,底层向河口内运动的河口重力环流(见图 5b)。河口重力环流的存在,对河口水体中物质输运有着深刻的影响。图 6 显示在河口重力环流的影响下,表层水体中的溶解氧在随冲淡水向外海输运,底层水体中的溶解氧在香港大屿山至澳门一线则明显受到重力环流的影响,从外海向河口内进行输运。

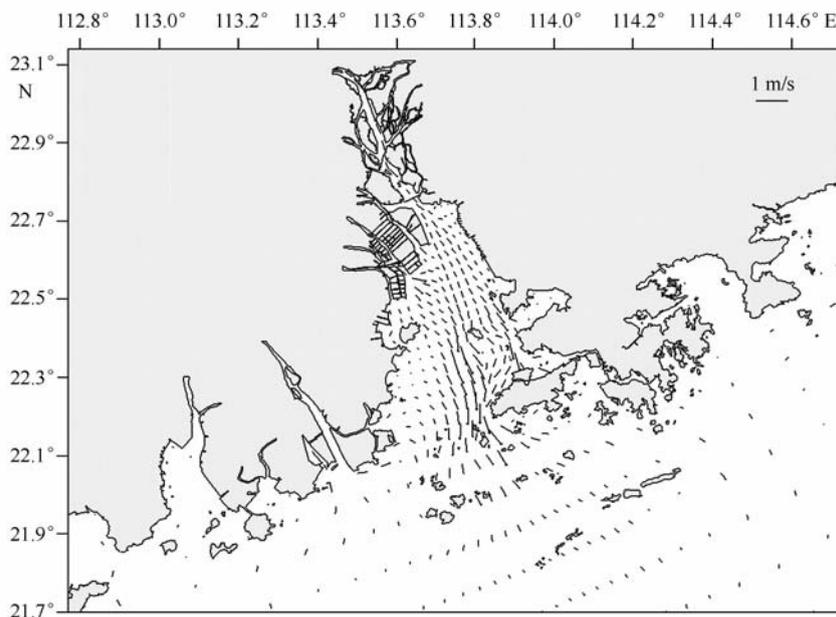


图 4 珠江口表层余流计算结果(1999 年 7 月平均值)

珠江口复杂的地形及动力条件同样影响垂向上的水体运动。从计算结果可以看出,距虎门 70 km 处(即香港大屿山位置),有明显的垂向流速最大值带(见图 5c);而在东西两槽中,垂向流速最大值带也十分明显,介于 0.000 7~0.001 m/s 之间,明显大于邻近浅滩上的垂向流速(见图 5e, g)。在深槽区及伶仃洋与外海陆架交界处出现垂向流速的最大

值带,一方面是由于潮汐在深槽及河口与陆架交界处受湍流及地形摩擦作用影响而加剧了水体垂向混合,同时河口重力环流也会对水体的垂向混合有促进作用;另一方面珠江口外陆架上升流也有可能导导致垂向流速最大值带的出现。垂向流速的空间差异直接导致了水体垂向混合的空间差异。从图 7 中可以看出,在东西两槽中,底层垂向扩散系数都存在高

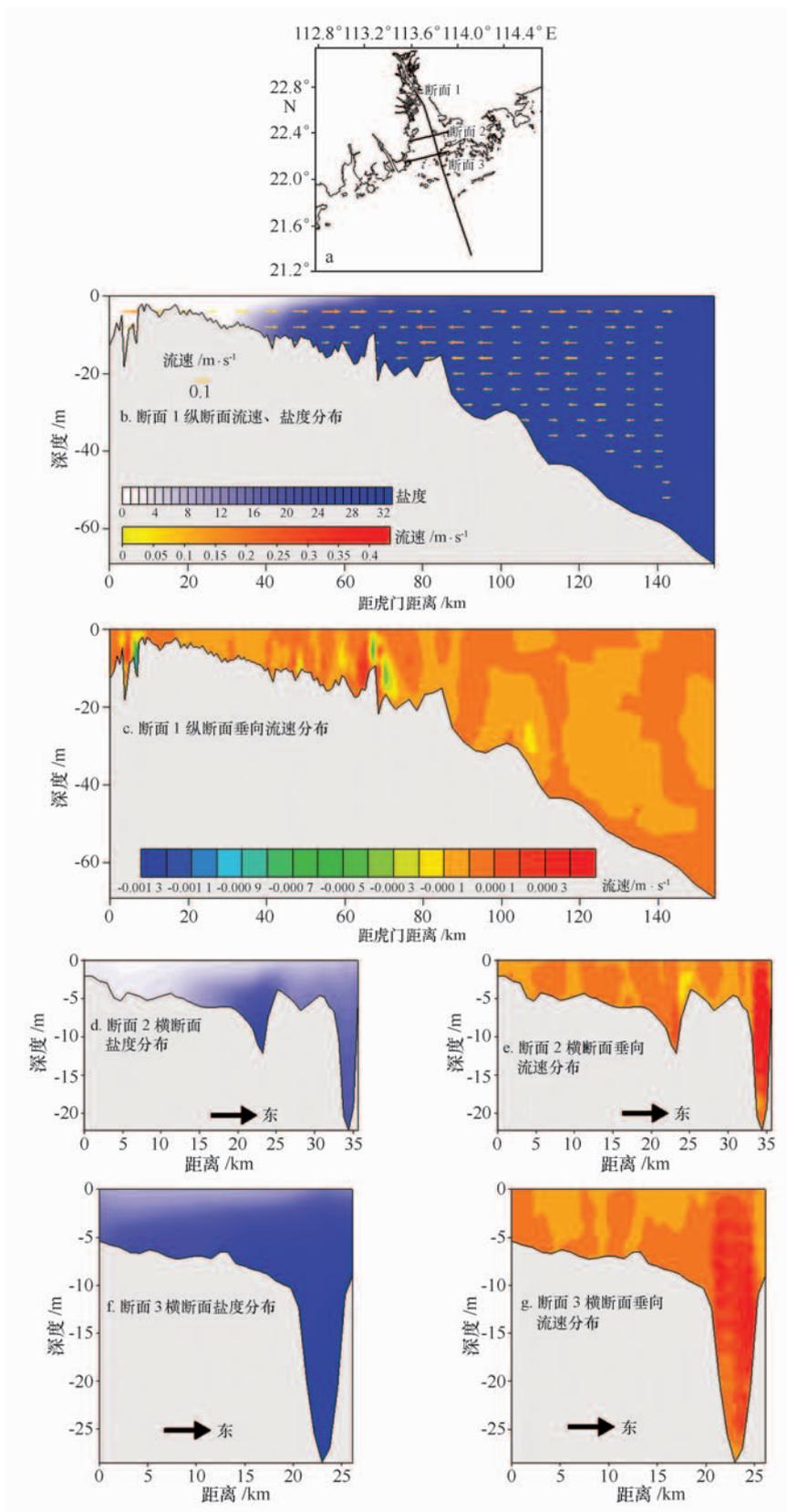


图5 纵横剖面分布及剖面余流、盐度及垂向流速分布(1999年7月平均值)

图d, f与b共用盐度标注;图e, g与c共用垂向流速标注

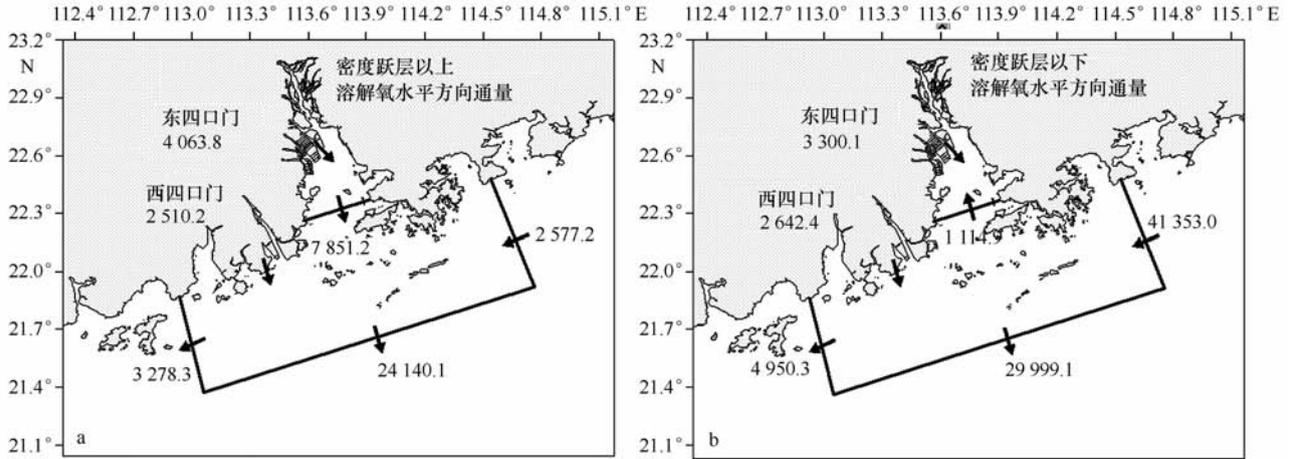


图6 珠江口水平方向溶解氧通量(t/d)示意图(1999年7月平均值)

值区,并沿深槽向虎门伸展,这显示深槽区及其邻近区域的水体垂向混合程度较强。

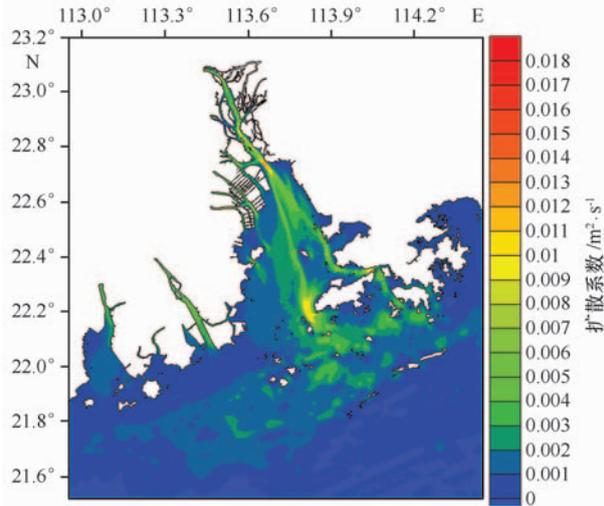


图7 珠江口底层垂向扩散系数( $m^2/s$ )分布  
(1999年7月平均值)

#### 4.2 水动力因子及溶解氧垂向通量时间序列分析

珠江口是一个地形和动力条件都相当复杂的亚热带河口。以潮汐动力为例,珠江口是一个典型的半日潮河口,主要受  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$  四个分潮影响,在1个月内有明显的从大潮向小潮,再由小潮向大潮过渡的过程,潮差变化明显。图4、图5均为月平均意义下的水动力状况,即潮平均状况,无法反映各水动力因素在月内潮汐变化周期中的具体变化状况。为了考察水动力因素在一个全潮周期(月内)的变化规律,及其对溶解氧垂向运输的影响,在这里根据动力和地形条件差异,选择珠江口6个点的水动

力因素及溶解氧输运通量计算结果的时间序列进行研究。这6个点分别是图1所示大面站13,14,21,31及连续站C1和C2。在伶仃洋内西滩涂上的点13、点14代表在浅滩和深槽之间过渡地带的情况;点21代表西四口门海域的情况;C1和C2代表伶仃洋深槽区的状况;点31代表珠江口外陆架上的状况。

图8显示的是各分析点水动力因子及溶解氧垂向通量时间序列。计算结果显示,珠江口海域各分析点上的垂向流速、盐度、垂向混合系数、溶解氧对流通量及溶解氧扩散通量都体现出明显的随潮汐变化而变化的特点。6个分析点的垂向流速中,以西槽中C2的值最大,随潮汐的波动最为明显,其次为西槽中的点C1(见图8a)。在浅滩上的点13、点14,西四口门外的点21及陆架上的点31无论是垂向流速值或垂向流速的波动程度都远小于C1和C2的。垂向流速的变化直接影响着水体垂向混合的变化,所以垂向扩散系数在月内的变化过程基本与垂向流速的变化过程相同,C1,C2两点的波动幅度也最明显。6个分析点上垂向流速及垂向混合系数月内变化上的差异主要由所处的位置的地形及水动力条件决定。在点31,月内的表层盐度为15~20,变化幅度较小,且只占水体表面很薄的一层,表层以下的水体基本被盐度32或以上的盐水所占据,水体密度较为稳定,且水深较深(31.02 m),因此潮汐对水体垂向混合的影响较小(见图8c)。点13、点14均处于浅滩上,表层由淡水占据,而底层盐度则在16~20之间变化,且水深较浅,潮汐对水体垂向混合的影响较小(由图8c)。径流在进入伶仃洋后,与底层的盐

水相互作用产生河口重力环流。处于西槽的点 C1 和点 C2 水深介于浅滩和外海陆架水深之间,除了受到重力环流的影响,还受到了潮汐作用,加强了水体垂向混合(图 8c)。处于西四口门外的点 21 虽然直接承受了西四口门的大量径流,但因为径流是直

接进入水深较深且宽阔的陆架,而不是像东四口门那样在进入外海前先要在伶仃洋中与海水进行一定的混合。所以点 21 表层基本被淡水所占据,底层则为高盐水,形成稳定的密度跃层,阻碍了水体的垂向混合(图 8c)。

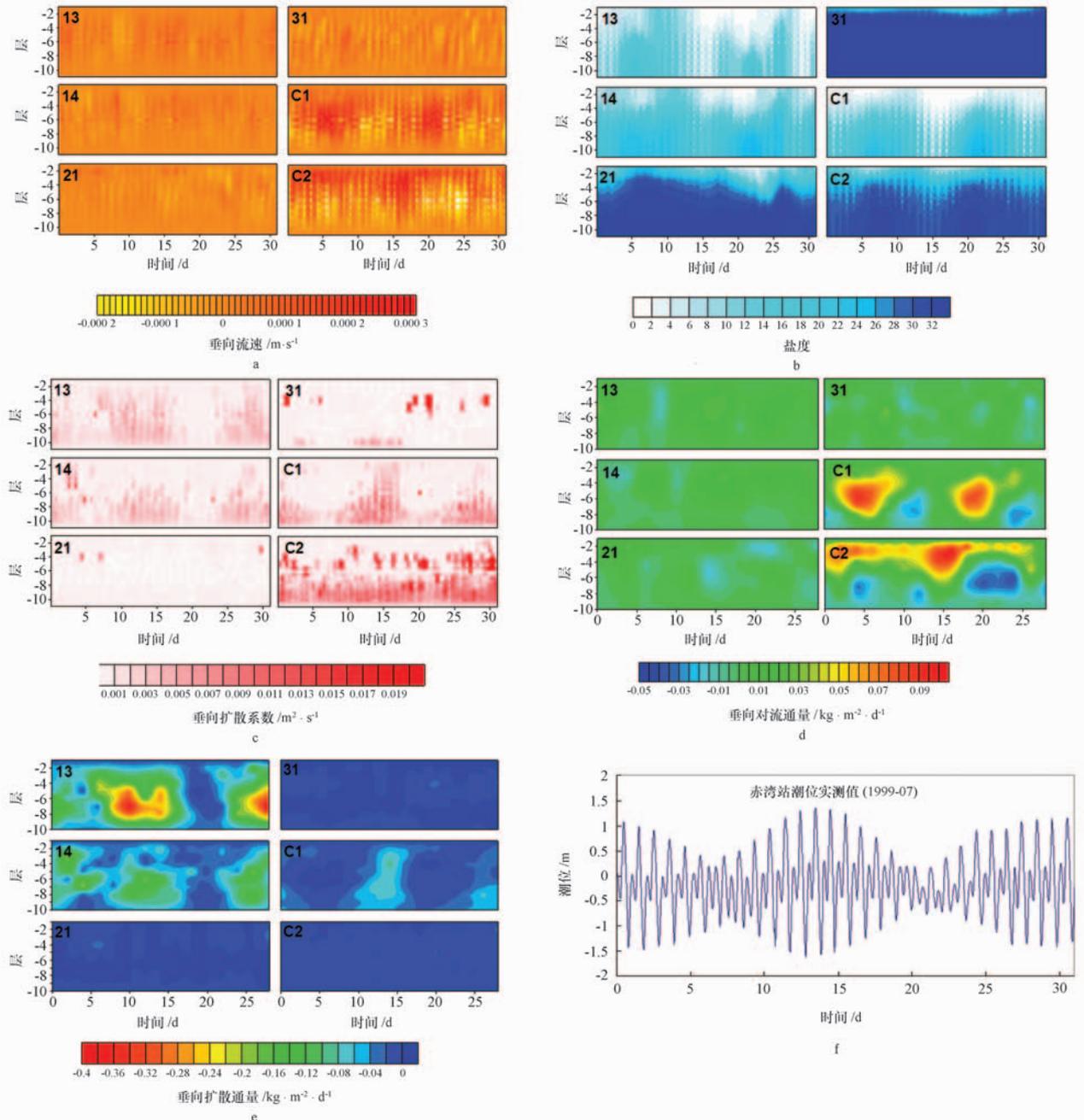


图 8 各分析点水动力因子及溶解氧垂向通量时间序列

图 a 至 e 中纵坐标的层表示的是模型的垂向 Sigma 分层,均分 10 层,每层为水深的 10%。a. 垂向流速, b. 盐度, c. 垂向扩散系数, d. 溶解氧垂向对流量, e. 溶解氧垂向扩散通量, f. 赤湾站潮位。13 站水深 4.89 m, 14 站水深 6.03 m, 21 站水深 11.96 m, 31 站水深 31.02 m, C1 站水深 9.24 m, C2 站水深 19.65 m

珠江口不同区域动力因素的这些差异,直接影响溶解氧垂向输运。计算结果显示,溶解氧的垂向对流通量有明显随潮汐变化过程而变化的特点。点 C1、点 C2 在大潮时,存在很明显的从下层向上层输运的对流通量,而在小潮时,对流通量则转变为从上层向下层输运(见图 8d)。其余 4 个分析点的溶解氧对流输运通量基本都比点 C1、点 C2 小,但均体现出与点 C1、点 C2 一致的变化过程,即大潮时溶解氧对流通量从下层向上层输运,小潮时则从上层向下层输运。溶解氧垂向对流通量随潮汐变化而变化的过程主要受水体分层的变化所控制。在大潮时,密度分层被打破,垂向水体混合加强,表底层盐度差减小。密度分层被打破后,结合珠江口复杂地形的影响,使得溶解氧对流输运通量大于扩散通量,加强了垂向上溶解氧的输运;在小潮时,潮汐作用减弱,水体形成较为稳定的密度跃层,垂向流速减小,使得溶解氧垂向扩散通量逐渐增大并与对流通量平衡,垂向上溶解氧输运减弱。伴随着溶解氧垂向对流通量在潮汐周期内的变化,表底层溶解氧浓度时间序列也显示随大小潮变化而变化的规律。图 9 显示在大潮时,点 14、点 C1 的表底层溶解氧浓度差最小,底层缺氧现象消失。而在小潮时,表底层溶解氧浓度差达到最大,底层缺氧显著。点 21 的表底层溶解氧浓度也有随潮汐发生波动,但底层溶解氧的波动幅度远小于点 14、点 C1,一直处于缺氧状态。在大潮时,溶解氧垂向输运增强,使得水体中溶解氧能较好地混合;小潮时,密度跃层的存在使得溶解氧垂向输

运减弱,上层水体中的溶解氧不能及时补充下层水体中被各种生化过程不断消耗的溶解氧,缺氧就有可能形成。伶仃洋内底层溶解氧随潮汐变化而变化的状况是伶仃洋底层缺氧影响范围及持续时间受到限制的原因之一<sup>[4]</sup>。

值得注意的是,溶解氧垂向扩散通量变化规律与对流通量不同。溶解氧垂向扩散通量的最大值出现在浅滩上的点 13、点 14。各分析点的变化规律均为大潮时扩散通量变大,小潮时扩散通量变小(见图 8e)。扩散通量的大小主要由垂向扩散系数及表底层溶解氧浓度差及水深所决定,如下式所示:

$$D_o = -K_h \left( \frac{\partial O_2}{\partial z} \right), \quad (2)$$

式中, $D_o$  为溶解氧垂向扩散通量 [ $g / (m^2 \cdot s)$ ],  $K_h$  为垂向扩散系数 ( $m^2 / s$ ),  $\partial O_2$  为溶解氧浓度差 ( $g / m^3$ ),  $\partial z$  为不同层水体间的深度差 ( $m$ )。点 14 的垂向扩散系数虽然小于点 C1,但点 14 的缺氧程度比 C1 严重(图 9),使得点 14 的溶解氧浓度差大于点 C1,而且点 14 的水深只有点 C1 的一半,使得点 14 单位深度的溶解氧浓度差 [ $g / (m^3 \cdot s)$ ] 大于点 C1,因此点 14 的溶解氧扩散通量大于点 C1。处于西四口门外的点 21 一直保持缺氧状态,表底层浓度差是所有分析点之中最大的(图 9),但点 21 的水深达 11.96 m,每单位深度的溶解氧浓度差较小,且点 21 的垂向扩散系数因稳定密度跃层的存在而接近于 0,使得点 21 的溶解氧扩散通量小于点 14 和点 C1。

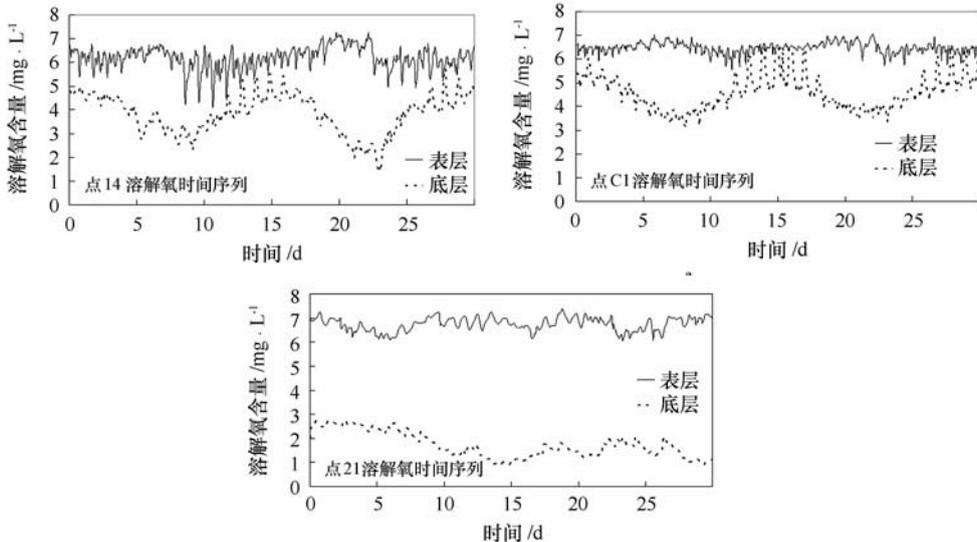


图 9 点 14、C1、21 表、底层溶解氧含量时间序列

### 4.3 溶解氧垂向通量与物理、生化过程的关系

在密度跃层位置,溶解氧垂向对流及扩散通量呈交错分布。对流通量高值区主要分布在伶仃洋内的东西两槽,而扩散通量的最大值区则分布在伶仃洋的西滩和内伶仃岛附近的中部浅滩地区(图 10a,b)。值得注意的是,溶解氧垂向扩散通量最大值区所在位置与颗粒态有机碳(POC)沉积量最大值区(图 10d)、底泥耗氧量(SOD)最大值区(图 10e)及缺氧区(图 10f)所处位置相当吻合(图 10)。如前所述,浅滩上的溶解

氧垂向扩散通量最大值区的存在主要是因为较浅的水深及缺氧所造成。而浅滩上缺氧现象的发生,主要是由于大量陆源 POC 在进入伶仃洋后,在盐度锋面的作用下,连同藻类死亡后生成的海源 POC 沉降在咸淡水交界处(浅滩上,图 10c)。大量 POC 沉积到底泥后,在底泥中发生复杂的生化反应,产生大量  $\text{NH}_4$ 、 $\text{PO}_4$  及 SOD 释放到水体中, $\text{NH}_4$  和 SOD 在水体中大量消耗溶解氧,造成缺氧,这样也就为浅滩上形成溶解氧垂向扩散通量的高值区提供了条件。

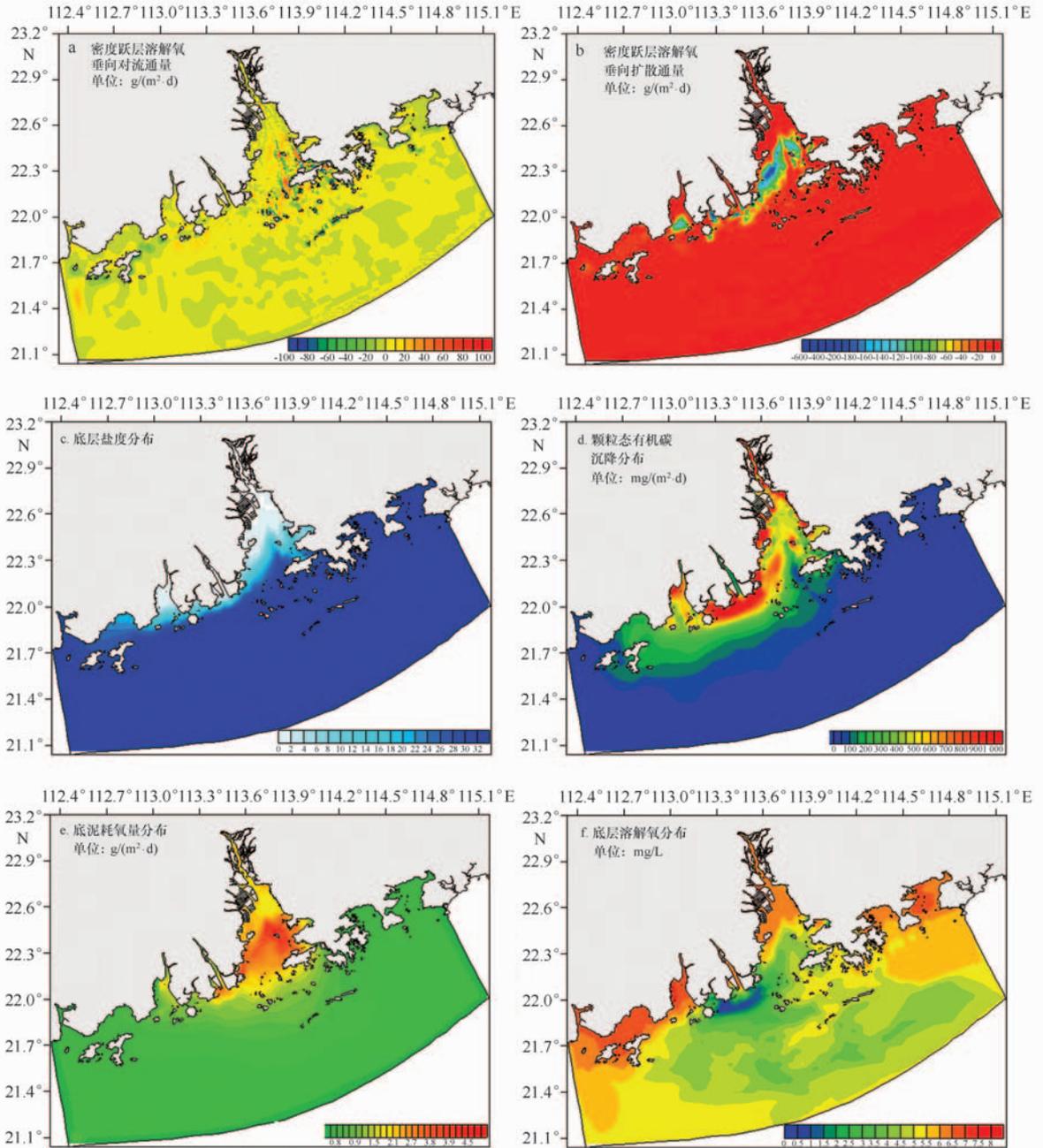


图 10 溶解氧垂向通量及各水质因子分布计算结果(1999 年 7 月平均值)

图 11 为月平均状态下珠江口中 6 个分析点溶解氧垂向对流扩散通量在水体中的分布。计算结果显示,处于西部浅滩上的点 13、点 14 垂向对流通量和扩散通量的输运方向相反,且扩散通量比对流通量要大 1~3 个量级。处于西槽中的点 C1、点 C2 垂向对流通量与扩散通量方向与点 13、点 14 的情况一样,也是相反,但垂向对流通量要比扩散通量大 1~2 个量级。点 21 的垂向对流通量与扩散通量的输运方向也是相反,但由于存在稳定的密度跃层,在水体中间位置垂向扩散通量出现 0 值,扩散通量与对流通量的量值也较为接近,处于平衡状态。在外海陆架上的点 31 垂向对流和扩散通量方向一致,均从上层向下层输运。

上述结果与前人在密西西比河口及切萨皮克湾所做研究中认为垂向溶解氧通量主要是从上层往下层输运存在差异。这一差异可以通过各个河口的动力特征(径流、潮汐和风)及地形特征进行解释。根据前人的研究<sup>[29-30]</sup>,密西西比河口和切萨皮克湾的潮差分别为 1 m 和 0.6~1 m。对于整个墨西哥湾而言,潮差更小,以至于有人在对密西西比陆架的水动力及缺氧进行模拟时,只考虑了径流和风,而没有考虑潮汐的影响<sup>[30]</sup>。潮汐作用的弱化,使得径流在输入河口后,形成稳定的密度层结,密度层结下的水体滞留时间大大增加。这些都使得水体中的对流作用,特别是垂向对流作用减弱,令垂向的溶解氧输送主要由垂向上的溶解氧浓度差及扩散作用所引起。珠江口与前面提到的两个河口相比,是一个地形和动力作用都相当复杂的河口系统。在地形上,珠江口水深较浅,滩槽交错分布;在动力上,则同时受到大径流、潮汐、季风和上升流的共同作用。就潮汐作用而言,珠江口的平均潮差在陆架上超过 1 m,在进入伶仃洋由于地形作用的影响更是可以超过 2 m。在强烈的潮汐作用和浅水深的地形共同作用下,径流输入到伶仃洋后所形成的密度跃层变得不稳定,不断被打破,导致溶解氧出现从下层向上层输运。而在陆架上,一方面,水体在浅水深和风力的作用下,容易出现水体垂向上的混合,潮汐则加剧了这一混合;另一方面,由于地形作用和西南季风共同作用下出现的埃克曼上升流,沿外海陆架由下往上运动<sup>[31]</sup>,也使得珠江口外海的水体垂向分层不稳定,加强了溶解氧在水体中的垂向输运。

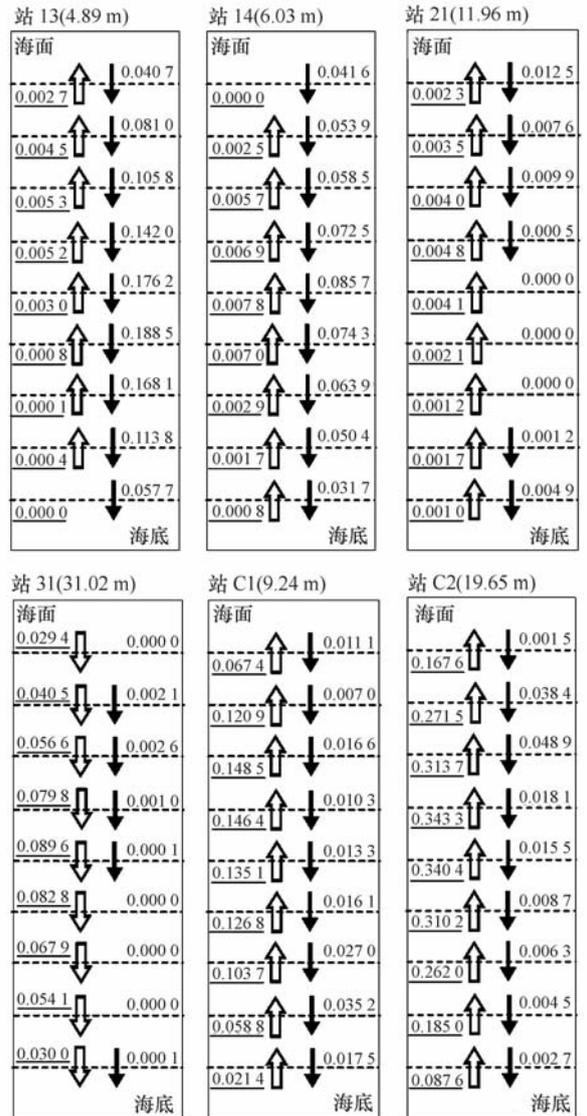


图 11 各分析点溶解氧垂向对流及扩散通量各层分布(均分 10 层)

空心箭头为对流通量,实心箭头为扩散通量。带下划线数字为对流通量数值,不带下划线数字为扩散通量数值

[单位:  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$ ]

## 5 小结

本研究通过建立一个珠江口的三维水质模型,对珠江口溶解氧垂向输运进行研究。研究表明,珠江口溶解氧垂向输运受潮汐、地形、风及外海上升流的共同影响,在珠江口的不同区域,对流和扩散作用对溶解氧垂向输运所起作用存在明显的空间差异。

在珠江口海域,溶解氧的垂向输运通量随潮汐变化而变化。在大潮时,溶解氧垂向对流通量增大,

扩散通量减小;小潮时,溶解氧垂向对流通量减小,扩散通量增大。溶解氧垂向输运通量随潮汐变化的特性直接影响了珠江口底层溶解氧的分布、缺氧的影响范围及持续性。在珠江口的西四口门海域,由于径流直接进入陆架,形成稳定的密度跃层,使跃层处溶解氧垂向扩散通量接近于0,上升流对该区域的影响相对较弱,从而使对流通量较弱,与扩散通量接近平衡;在伶仃洋的深槽区,由于同时受到外海上上升流和潮汐的影响,导致垂向水体运动剧烈,溶解氧垂向对流通量大于扩散通量且方向相反;在浅滩区,由于水体混合相对较弱且存在低氧现象,溶解氧垂向扩散通量则大于对流通量;而在外海,由于水深加大,潮汐影响减弱,溶解氧垂向对流及扩散通量都从上层水体向下层水体输送。由此可见,潮汐、地形、

风及上升流等物理因素主要是通过控制溶解氧垂向对流和扩散输运影响溶解氧的垂向输运。溶解氧垂向对流通量随时间的变化则是引发溶解氧浓度随时间波动的根本原因。应该指出的是,由于河口中垂向对流扩散过程受到诸多因素影响,其机制是相当复杂的。在本研究中对溶解氧垂向对流扩散通量的研究主要基于数值模拟的结果进行,计算结果受到了模型垂向分层(垂向空间分辨率)及统计时间长度的制约,而且珠江河口地形及动力因素相当的复杂,仅仅依靠模型并不能完整地定量分析溶解氧垂向输送通量及溶解氧垂向输运方向。因此需要进一步结合大量的野外调查(如大规模定点航测和水体湍流的测量)数据进行分析才能较好的解决溶解氧垂向通量定量化分析的问题。

## 参考文献:

- [1] 赵焕庭. 珠江河口演变[M]. 北京: 海洋出版社, 1990.
- [2] 全国海岸带办公室. 中国海岸带和海涂资源综合调查专业报告集——海水化学调查报告[R]. 北京: 海洋出版社, 1990.
- [3] 彭云辉, 朱俊怀, 彭玉燕. 珠江河口水体中 DO 和 COD 的调查[J]. 南海研究与开发, 1992, 3:14—19.
- [4] YIN Ke-dong, LIN Zhi-feng, KE Zhi-yuan. Temporal and spatial distribution of dissolved oxygen in the Pearl River Estuary and adjacent coastal waters[J]. Continental Shelf Research, 2004, 24:1935—1948.
- [5] 林洪瑛, 刘胜, 韩舞鹰. 珠江口底层海水季节性缺氧现象及其引发的 CTB 潜在威胁[J]. 湛江海洋大学学报, 2001, 21:25—29.
- [6] 林卫强, 李适宇. 夏季伶仃洋 COD、DO 的垂向分布及其影响因素[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2002, 41(4):82—86.
- [7] 罗琳, 李适宇, 厉红梅. 夏季珠江口水域溶解氧的特征及影响因素[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2005, 44(6):118—122.
- [8] 林卫强. 三维水环境数学模型的开发及其在珠江口的应用 [D]. 广州: 中山大学, 2003.
- [9] GUAN Wei-bing, WONG Lai-Ah, XU Dong-feng. Modeling nitrogen and phosphorus cycles and dissolved oxygen in the Zhujiang River Estuary, Part I. Model development[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2001, 20(4):493—504.
- [10] GUAN Wei-bing, WONG Lai-Ah, XU Dong-feng. Modeling nitrogen and phosphorus cycles and dissolved oxygen in the Zhujiang River Estuary, Part II. Model results[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2001, 20(4):504—514.
- [11] 罗琳. 夏季珠江河口底层水体缺氧现象的模拟研究 [D]. 广州: 中山大学, 2005.
- [12] JAMES J F. USER'S GUIDE FOR RCA (Release 3. 0)[M] HydroQual Inc, New Jersey, 2004.
- [13] AMBROSE J R B, WOOL T A, MARTIN J L. The water quality analysis simulation program, WASP5, Part A: Model documentation [R]. U. S. Environmental Protection Agency, Athens, Georgia, 1993.
- [14] DI TORO D M. Sediment Flux Modelling[M]. New York: John Wiley & Sons, 2001.
- [15] BLUMBERG F. A Primer for ECOMSED Version 1. 3 Users Manual [M]. HydroQual Inc, New Jersey, 2002.
- [16] DI TORO D M. Optics of turbid Estuarine waters: Approximations and applications[J]. Water Research, 1978, 12:1059—1068.
- [17] 欧素英. 珠江口冲淡水扩展变化及动力机制研究 [D]. 广州: 中国科学院南海海洋研究所, 2005.
- [18] 侯卫东, 陈晓宏, 江涛, 等. 西北江三角洲网河径流分配的时间变化分析[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2004, 43(增刊): 204—207.
- [19] WONG Lai-Ah, CHEN Jay-chung, XUE H, et al. A model study of the circulation in the Pearl River Estuary (PRE) and its adjacent coastal waters: 1. Simulations and comparison with observations [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, doi: 10. 1029/2002JC001451, 2003.
- [20] GILS J V, HEERINGEN K J V, SCHWANENBERG D, et al. Pearl River Delta Water Quality Model: Final Study Report[R]. Delft Hydraulics, 2007.
- [21] 刘景钦. 珠江口八大口门营养盐的分布及入海通量的研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2006.
- [22] 陈金斯, 李飞永, 洪华生. 珠江口海区悬浮颗粒物研究: II. 有机碳和氮的来源、分布和转移[J]. 热带海洋学报. 1988, 7(3):90—98.

- [23] JIA Guo-dong, PENG Ping-an. Temporal and spatial variations in signatures of sedimented organic matter in Lingding Bay (Pearl Estuary), Southern China[J]. *Marine Chemistry*, 2003, 82:47—54.
- [24] HU Jian-fang, PENG Ping-an, JIA Guo-dong, et al. Distribution and sources of organic carbon, nitrogen and their isotopes in sediments of the subtropical Pearl River estuary and adjacent shelf, Southern China[J]. *Marine Chemistry*, 2006, 98:274—285.
- [25] 岳维忠, 黄小平, 孙翠慈. 珠江口表层沉积物中氮、磷的形态分布特征及污染评价[J]. *海洋与湖沼*, 2007, 38(2):111—117.
- [26] 张德荣, 陈繁荣, 杨永强, 等. 夏季珠江口外近海沉积物/水界面营养盐的交换通量[J]. *热带海洋学报*, 2005, 24(6):53—60.
- [27] 潘建明, 周怀阳, 扈传昱, 等. 夏季珠江口沉积物中营养盐剖面分布和界面交换通量[J]. *海洋学报*, 2005, 24(3):52—59.
- [28] CHEN Jay-chung, HEINKE G W, ZHOU Ming-jiang. The Pearl River Estuary Pollution Project[J]. *Continental Shelf Research*, 2004, 24:1739—1744.
- [29] SHEN J, WANG H V. Determining the age of water and long-term transport timescale of the Chesapeake Bay[J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2007, 74: 585—598.
- [30] DIMARCO S F, REID R O. Characterization of the principal tidal current constituents on the Texas-Louisiana shelf[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(C2):3093—3109.
- [31] CHAU Y K, WONG C S. Oceanographic investigations in the northern region of the South China Sea off Hong Kong[J]. *Hong Kong University Fisheries Journal*, 1960, 3:1—25.

## Numerical study on the vertical transport of dissolved oxygen in the Zhujiang (Pearl) River Estuary in summer

ZHANG Heng<sup>1</sup>, LI Shi-yu<sup>1\*</sup>

(1. *School of Environmental Science and Engineering, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China*)

**Abstract:** A three dimensional water quality model was developed to investigate DO vertical transport in the Zhujiang (Pearl) River Estuary (PRE) in summer. Results show that the tidal, wind, topography and upwelling breakdown pycnocline in the PRE intermittently, leading to the fluctuation of DO vertical advective and dispersive fluxes associate with tidal cycle. Outside the west outlets, DO vertical advective and dispersive fluxes are low due to the stable stratification. In the deep channel, interaction between fresh water discharge and tidal force is intensified, leading to intermittent breakdown of stratification. DO vertical advective fluxes are greater than dispersive fluxes. In the western shoal of the Lingdingyang Estuary, stratification is more stable than in deep channel area, and the DO vertical advective fluxes is lower than dispersive fluxes. These results indicate that impacts of advection and dispersion on DO vertical transport show spatial differences in the PRE, and influence the DO concentration in the water column.

**Key words:** Zhujiang(Pearl) River Estuary; 3D water quality model; advective flux; dispersive flux; DO vertical transport