热带岛屿河口碳酸盐体系及其影响因素探讨

——以海南岛万泉河口为例

袁超[1,2]，王德鸿[1,2]，任茂兴[1,2]，韩留玉[1,2]，徐阁[1,2]

（1. 自然资源部海口海洋中心　海口　570000；2. 海南南沙珊瑚礁生态系统国家野外站　海口　570100）

摘要：陆源物质与海洋自生有机物在河口近海交汇、迁移与转化，显著影响河口碳循环过程。目前国内关于河口碳酸盐体系的研究主要集中在中大型河口（如长江口、黄河口、珠江口和九龙江口等）。然而，针对热带岛屿小型河口的研究还鲜见报道。研究选取海南岛万泉河口为研究区域，分别在丰水期和枯水期调查了表层水温度、盐度、总溶解无机碳（DIC）和总碱度（TA）的空间分布特征，探讨了碳酸盐体系的影响因素。研究结果显示，万泉河口表层水体中 DIC 和 TA 的变化范围较大，分别为 433 ～ 1 995 μmol/kg 和 454 ～ 2 324 μmol/kg。在空间上，两个时期的表层水盐度、DIC 和 TA 由万泉河向外海递增。与丰水期相比，枯水期表层水具有较低的温度，较高的盐度、DIC 和 TA。两个时期的 DIC、TA 和盐度呈显著正相关关系，推测河口咸淡水混合过程是影响 DIC 和 TA 时空分布的重要因素。此外，在丰水期，河口内存在 DIC 和 TA 添加的现象；枯水期，河口中的盐度区存在 TA 去除和 DIC 添加的现象。根据非保守 TA 和 DIC 的比值推测，研究区域碳酸盐体系的非保守行为主要受生物呼吸作用和碳酸钙生成 / 溶解过程的影响。文章探讨了万泉河口碳酸盐体系的季节变化和主要影响过程，能够为区域碳收支的构建提供数据和理论支撑。

关键词：总碱度；总溶解无机碳；碳酸盐体系；非保守性行为；水团混合；万泉河口

中图分类号：P734.4；P736.2　　**文献标志码：**A　　**文章编号：**1005-9857（2025）10-0121-10

Carbonate System and Its Controlling Mechanisms in Tropical Island Estuaries：A Case Study of Wanquan River Estuary，Hainan Island

YUAN Chao[1,2]，WANG Dehong[1,2]，REN Maoxing[1,2]，HAN Liuyu[1,2]，XU Ge[1,2]

（1. Haikou Marine Center，MNR，Haikou 570000，China；2. Nansha Islands Coral Reef Ecosystem National Observation and Research Station，Haikou 570100，China）

Abstract：The confluence，migration and transformation of terrestrial material and marine authigenic organic matter in the estuary and offshore significantly affect the estuarine carbon cycle process.In the surface waters of the Wanquan River Estuary，an investigation was conducted into the distribution and interrelation of

收稿日期：2025-04-10；**修订日期：**2025-08-21

基金项目：南海局科技发展基金项目（240101）；国家海洋局南海分局海洋科学技术局长基金资助项目（1542）.

作者简介：袁超，工程师，硕士研究生，研究方向为典型生态系统

通信作者：徐阁，高级工程师，硕士研究生，研究方向为近岸海洋生态学

water temperature，salinity，dissolved inorganic carbon（DIC），and totalalkalinity（TA）. Furthermore，the mechanism governing the distribution of carbonates was discussed. During both high-flow and rainless periods，the concentrations of these parameters were measured，and their spatiotemporal distribution and relationships were evaluated. In the surface waters of the Wanquan River Estuary，the concentrations of DIC and TA exhibited wide fluctuations，ranging from 433 μmol/kg to 1 995 μmol/kg and from 454 μmol/kg to 2 324 μmol/kg，respectively. The water temperature was evenly distributed，while salinity，DIC，and TA increased spatially from the estuary towards the sea. Strong positive linear correlations were observed between DIC and TA，as well as between these parameters and salinity. During the high-flow period，deficiencies in DIC and TA were noted in low-salinity areas（＜10），with conservative behaviors occurring else where；during the rainless period，however，conservative behaviors were observed throughout the study area. The distribution characteristics and conservative behavior of carbonates in the study area were primarily influenced by the interaction of water masses，biological absorption，super saturation settlement of calcium carbonate，and the influx of high-DIC water from the Qiongdong upwelling. Additionally，the differences in carbonate conservation behavior between the high-flow and rainless periods were mainly attributed to river runoff and the carbonate content of the river itself. This study discusses the seasonal changes and main influencing processes of the carbonate system in the Wanquan River Estuary，which can provide data and theoretical support for the construction of a regional carbon budget.

Keywords：Total alkalinity（TA），Dissolved inorganic carbon（DIC），Carbonate system，Conservative behavior，Interaction between water masses，Wanquan River estuary

0 引言

河口是物质和能量交换最频繁和受人类干扰最显著的地区，强烈地影响着陆源物质进入海洋的输出通量，发挥着化学反应器和过滤器的作用，也是全球碳循环的重要组成部分。河流一方面直接向海洋输送大量的含碳物质，另一方面通过水—气界面向大气释放二氧化碳（CO_2）。研究结果表明，全球河流的 CO_2 年释放量为 1.8 PgC，占内陆水体（包括河流、湖泊、湿地等）总碳排放量的 43%[1]。CO_2 作为一种强温室气体，其在大气中浓度的不断升高对地球生态系统和人类生存环境构成巨大威胁。因此，加强对河口碳酸盐系统及其调控机理的研究，对于更好地理解海洋碳循环和全球气候变迁具有重要意义。

影响 CO_2—碳酸盐体系各参数的因素包括：碳酸盐平衡体系［包括温度、盐度、pH 和碱度（TA）等］，海洋环流、河流输入及生物活动[2]等，具体可以体现在总溶解无机碳（DIC）、TA、pH 和二氧化碳分压（pCO_2）等参数的变化过程中。焦树林等[3]在 2009 年指出珠江流域的西江和北江的 DIC 组成、性质都有明显的差异，且存在显著的季节变化，与流域的高温多雨环境致使大量有机质汇入河道和汛期河流径流作用增强有关。祁第等[4]指出九龙江 pCO_2 高于黄河、长江和西江等中国主要大河，水体 TA 受到流域地质背景和化学风化的影响，而 DIC 受流域风化过程、水柱呼吸过程和沉积物中其他生物地球化学过程的影响。Liu 等[5]发现我国黄河口低盐区 DIC 的亏损主要是由生物活动和碳酸钙沉淀造成的。这说明了不同河流的 CO_2—碳酸盐体系的时空分布特征与维持机制存在显著差别。

目前，国内关于河口碳酸盐体系的研究主要集中在渤海入海河流和长江口、黄河口、珠江口、九龙江口等大中型河流[6-20]。然而，针对热带岛屿小型河口的研究还鲜见报道。万泉河东侧即为著名的琼东上升流区[21]，夏季表层水体呈现明显的低温、高盐、低溶解氧和高营养盐特征，由此造成的咸水入侵以及河口湿地间隙水中的耗氧 / 厌氧过程对 TA 和 DIC 的添加都可能影响河口碳酸盐体系的动态变化。本研究以万泉河口为研究区域，于 2021—2022 年采集了河口表层水体碳酸盐样品，以期厘清万泉河口碳酸盐参数的时空分布特征，探讨碳酸盐体系的

影响机制，为热带小型河流碳酸盐输入对陆架边缘海碳循环影响的研究提供基础。

1　区域与方法

1.1　研究区域概况

万泉河口位于海南岛东岸，于 19.3°N，110.5°E 处汇入南海，地处热带北缘，属热带岛屿型季风气候，旱雨季分明，全长 163 km，流域面积 3 693 km^2，流域山区面积大，总落差 523 m，为海南岛第三大河流。万泉河有两源，南支乐会水为干流，发源于五指山林背村南岭；北支定安水，源出黎母岭南，两水在琼海市合口嘴汇合，始称万泉河，经嘉积至博鳌入南海。河口呈葫芦状，港口如钳，通过北面宽 300 m 左右的口门与南海相通。

嘉积水文站多年月平均径流量资料显示，河流径流量有明显的季节变化，秋季＞夏季＞冬季＞春季。秋季平均径流量为 8.809×10^8 m^3，径流量占全年总量的 55.3%；夏季平均径流量为 3.441×10^8 m^3；春季径流量最小，平均径流量为 1.626×10^8 m^3，仅占全年总量的 10.2%[22]。万泉河河口海区潮汐属于不正规日潮，多年各月平均潮差为 0.7 ～ 0.8 m，各月平均最大潮差为 1.32 ～ 1.57 m，实测最大潮差为 1.89 m，潮汐作用是影响河口咸淡水混合的主要因素。

1.2　采样站位和方法

调查区域为万泉河感潮河段及其邻近海域。现场采样时，根据监测时段的潮汐和现场测得的盐度确定具体采样站位，盐度梯度每变化 1 ～ 2 时布设一个站点，共从河口处开始上溯布设了 15 个站位，另考虑到琼东上升流的潜在影响，在入海口外布设 2 个站点。于河道中央，用有机玻璃采水器采集表层水样（水面以下 0.2 m），并避开流域排污口的直接影响。在 2021 年 10 月 30 日和 2022 年 4 月 13 日先后开展了现场调查，分别对应万泉河的丰水期和枯水期。

1.3　分析方法

现场水温和盐度由美国 YSI 公司生产的 EXO_2 水质多参数仪测得。其中，现场测得的盐度数据用于站位布设。另外采集一份盐度样品储存于聚乙烯瓶带回实验室。采用国家海洋技术研究院的 SYA2-2 型实验室盐度计测定。

DIC 使用抽水泵抽取水样至 250 mL 采样瓶，并让水样溢流，溢流量至少为采样瓶体积的一半，加饱和氯化汞（$HgCl_2$）溶液 100 mL 固定样品。用美国 Apollo 公司生产的 AS-C3 DIC 测定仪测定，其原理是将样品酸化，将 HCO_3^- 和 CO_3^{2-} 都转变成 CO_2 并用氮气吹出，经过高氯酸镁除去水分后，进入非色散红外检测器（Li-Cor 7 000/H_2O Analyzer）检测，测定误差在 ±2 mmol/L 内即为可信，精度可达 1‰。

TA 使用抽水泵抽取水样至 250 mL 采样瓶，并让水样溢流，溢流量至少为采样瓶体积的一半，加饱和 $HgCl_2$ 溶液 100 mL 固定样品。用 AS-ALKI+（Apollo Scitech）总碱度测试仪测定，原理是用已知浓度的盐酸溶液滴定样品，再利用 Gran 函数计算出样品 TA 浓度，测定误差在 ±2 mmol/L 内即为可信，精度可达 1‰。

1.4　河—海两端元混合计算

根据河—海两端元混合模型可计算仅由物理混合形成的保守 TA 和 DIC 浓度，计算公式[23]如下：

$$[X]_{保守}=([X]_{海水}-[X]_{淡水})/(Sal_{海水}-Sal_{淡水})\times Sal_{实测}+[X]_{淡水}$$

式中：X 为 TA 或 DIC，淡水和海水的端元值采用航次内最低和最高盐度的实测值。TA 和 DIC 的非保守浓度定义为实测浓度减去保守预测浓度。

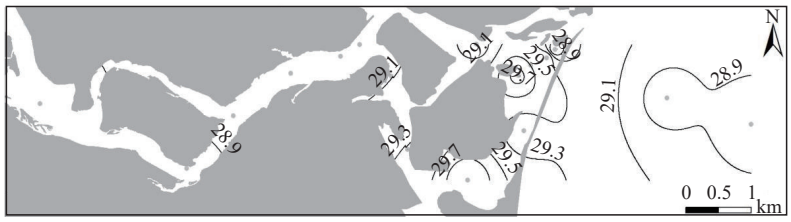
$$\Delta[X]_{非保守}=[X]_{实测}-[X]_{保守}$$

非保守浓度的正值代表添加，负值代表去除，是多种生物地球化学过程共同作用的结果。

2　结果与分析

2.1　水温和盐度的时空分布

在丰水期（10 月），研究区域水温介于 28.7 ～ 29.9℃，整体呈现高温特征。万泉河口上游水温空间分布较为均匀，而在东屿岛以东的入海口附近出现高值区（29.7℃）。万泉河和外海表层水温差异不大［图 1（a）］，显示河流和海水之间的热交换较为平稳。在枯水期（4 月），研究区域水温呈现明显的空间和季节差异，其范围为 22.4 ～ 28.1℃［图 1（b）］。河口处水温稍高于上游水体，但外海表层水温较万泉河低 3℃以上。



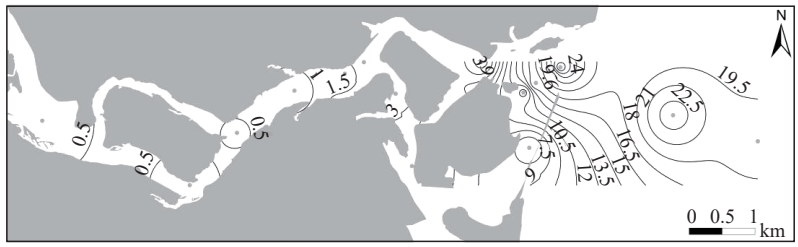
（a）丰水期

（b）枯水期

图 1　丰水期和枯水期表层水温的空间分布

Fig.1　Spatial distribution of surface water temperature in the dry season and flood season

在丰水期（10 月），表层盐度表现出明显的梯度变化，由万泉河上游向外海递增，其中 10 号站的盐度接近于 0，为监测时段潮区界的上端。在河口处，盐度等值线分布均匀，盐度锋面不明显［图 2（a）］。在枯水期（4 月），万泉河表层盐度分布呈现与丰水期相似的分布趋势［图 2（b）］，但在河口口门处观测到明显的盐度锋面。其中 3 号站盐度达到 34，而 17 号站受到淡水输入的影响，盐度仅为 3.7。正如葛晨东等[24]的研究结论：在 19 世纪与 20 世纪之交，万泉河河口逐渐被围栏成潟湖型，发展成了丰水期和枯水期表层水温的空间分布近乎淡水的潟湖。外海站位较低的温度（−23 ℃）和较高的盐度（34.6），可能受到低温高盐的琼东上升流的影响[17]。



（a）丰水期

（b）枯水期

图 2　丰水期和枯水期表层盐度的空间分布

Fig.2　Spatial distribution of salinity in the dry season and flood season

2.2　DIC 和 TA 的时空分布

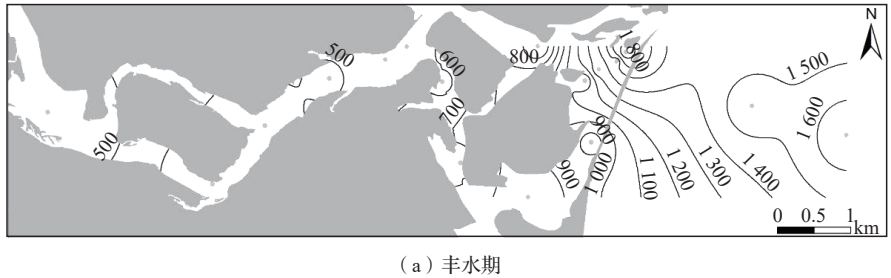
在丰水期（10 月），DIC 变化范围为 433 ～ 1 680 μmol/kg，TA 变化范围为 454 ～ 1 931 μmol/kg。在枯水期（4 月），DIC 变化范围为 770 ～ 1 995 μmol/kg，TA 变化范围为 855 ～ 2 324 μmol/kg。DIC 和 TA 的空间分布呈现与盐度相似的规律，即由万泉河上游向外海递增（图 3、图 4）。这主要因为河流淡水的碳酸盐浓度低，外海水盐度和碳酸盐浓度高，在河口区域随着盐度的升高，海水的贡献会增加，导致碳酸盐浓度呈现向外海增加的分布趋势。因为碳酸氢根是海水中 TA 和 DIC 最主要的贡献者，所以 TA 和 DIC 的空间分布特征会比较相似。

（a）丰水期

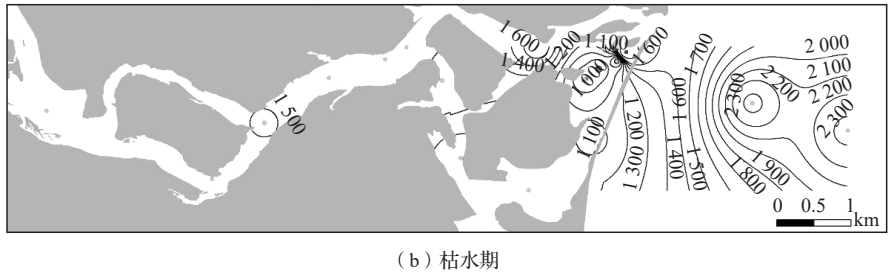
（b）枯水期

图 3　丰水期和枯水期表层 DIC 的空间分布

Fig.3　Spatial distribution of DIC in the dry season and flood season



（a）丰水期



（b）枯水期

图 4　丰水期和枯水期表层 TA 的空间分布

Fig.4　Spatial distribution of TA in the dry season and flood season

3 讨论

3.1 DIC、TA 与盐度的相关关系

温度和盐度作为两个重要的指示河口环境的生态因子，对碳酸盐体系各参数的热力学平衡影响显著。因此，分析其空间分布特征可以更好地了解河口碳酸盐分布特征。在丰水期和枯水期，随着盐度的增加，DIC 和 TA 浓度均增加，两者与盐度均表现出较好的线性正相关（图 5），说明研究区域内河海水混合主导了碳酸盐参数的分布。在相同盐度下，研究区域的 TA 浓度普遍高于 DIC 浓度，这可能是因为生物吸收作用对 DIC 的消耗。在入海口附近这种差距更明显，最大差值出现在枯水期的 3 号站位，达 339 μmol/kg。此外，丰水期的 TA 和 DIC 浓度低于枯水期，主要因为丰水期的高降雨量和高径流量稀释了河流中碳酸盐的浓度。

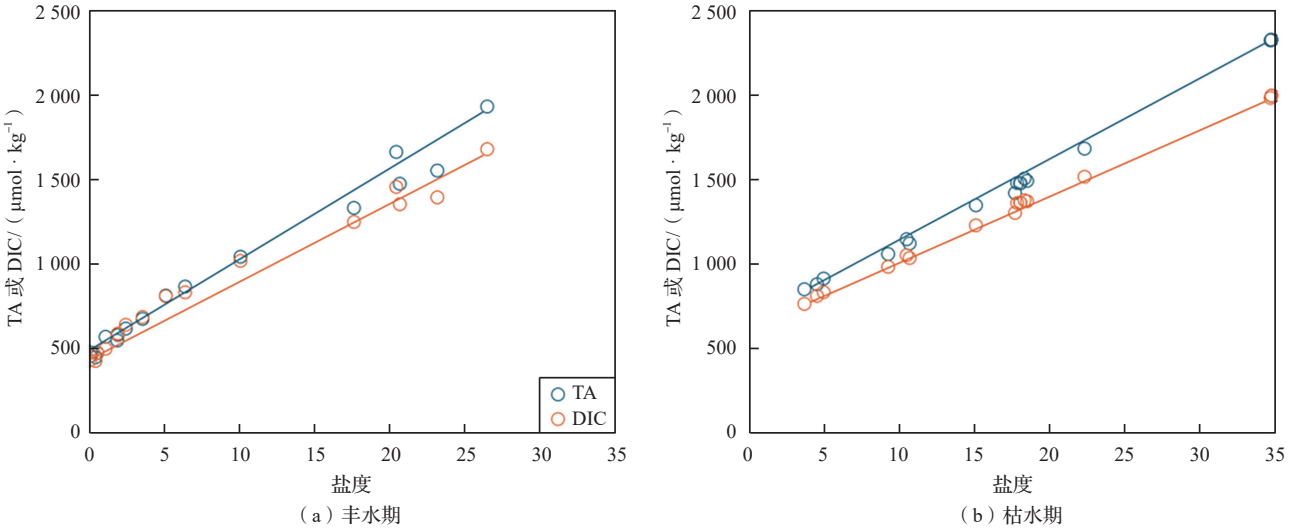


图 5 丰水期和枯水期表层 TA 和 DIC 浓度随盐度的变化及其保守混合线

Fig.5 The relationship in surface water between TA and DIC in the dry season and flood season

万泉河口水体中 DIC 浓度变化幅度很大，为 433 ～ 1 995 μmol/kg（即 0.43 ～ 1.98 mmol/L），其淡水端 DIC 浓度低于其他河口，例如亚马孙河的 0.67 ～ 0.83 mmol/L[25]，珠江的 0.9 ～ 1.5 mmol/L[26] 和九龙江的 1.5 ～ 2.08 mmol/L[4] 等河流的 DIC 浓度范围。这是因为万泉河所在流域的岩性以不易风化的花岗闪长岩为主[27]，岩石风化产物输入河流中的量较少，导致河流 DIC 含量较低。不同于丰水期，万泉河口以外海域在枯水期存在低温高盐的区域，说明高盐度海水的碳酸盐含量可能受到琼东上升流的影响。

3.2 TA 和 DIC 的非保守行为及影响机制

TA 和 DIC 实测值偏离保守混合线的方向与量值反映了不同生物地球化学过程对二者的添加与去除情况。丰水期，万泉河口多数站位存在 TA 和 DIC 的添加（图 6），DIC 添加量（＜ 150 μmol/kg）高于 TA 添加量（＜ 80 μmol/kg），在盐度 5 附近添加量达到最大，并向更低和更高的盐度递减。此外，在口门处的若干站位存在 TA 和 DIC 的去除现象。枯水期，河口内存在 TA 的去除（＜ 100 μmol/kg）和 DIC 的添加（＜ 50 μmol/kg），均在盐度 18 附近达到高值，变化量均小于丰水期。已有研究表明[28]，夏季东寨港河口高盐区域（23 ～ 33）也存在 DIC 和 TA 的添加，且量值上与丰水期的万泉河口接近；清澜港河口拥有更高的 DIC 和 TA 添加量，且在盐度 8 附近存在二者添加的最大值，与万泉河口在盐度 5 处达到峰值的趋势类似。

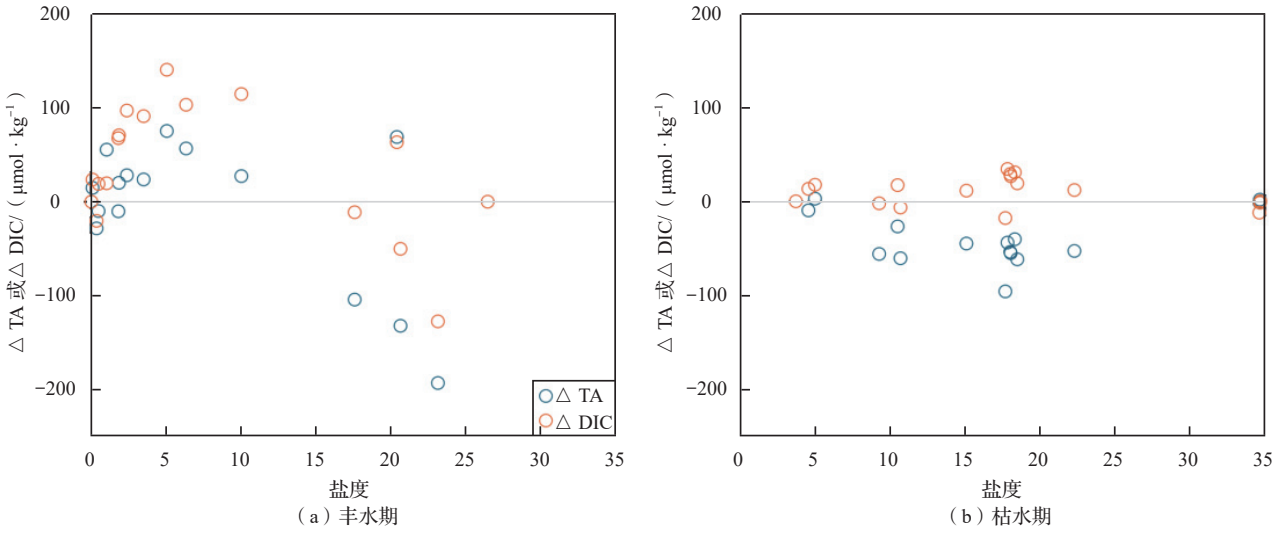


图 6　丰水期和枯水期表层水非保守 TA 和 DIC 浓度随盐度的变化

Fig.6　The relationship in surface water between DIC and TA with salinity in the dry season and flood season

因为不同生物地球化学过程的化学计量关系[29]有所区别，所以可以根据非保守 TA 和 DIC 的比值来推测主要的生物地球化学过程[30-31]。丰水期，大部分数据分布在第一象限（图 7），说明水体中可能发生了有机物的呼吸作用、硫酸盐还原和碳酸钙溶解过程，并主导了碳酸盐体系的非保守行为。枯水期，大部分数据分布在第四象限，说明呼吸作用和碳酸钙生成是非保守 TA 和 DIC 浓度的主要贡献过程。丰水期和枯水期两个航次的溶解氧饱和度分别为（90 ± 6）%和（80 ± 4）%，因此生物呼吸和微生物呼吸降解有机物的过程在万泉河口是普遍存在的。万泉河口周围分布有多个乡镇，人口稠密，沿岸分布有树林灌木和部分农田，河流和地表径流携带丰富的有机物进入河道，因此河口沉积物的有机碳含量应该较高。当沉积物中的氧气消耗殆尽后，硫酸盐还原主导的有机物降解将生成 TA 和 DIC；当还原态硫被铁结合成矿物，对应生成的 TA 和 DIC 有可能被添加到水柱中。热带河口可能受到贝类养殖或自然生长的影响，生物钙化过程会以 2∶1 的比例消耗 TA 和 DIC。相反，沉积物中钙质外壳或珊瑚碎片可能发生溶解[32]，以 2∶1 的比例生成 TA 和 DIC。总之，碳酸钙沉淀和溶解过程也可能显著影响水柱中碳酸盐的动态变化[33]，特别是在蓝碳植物伴生的河口及近海。

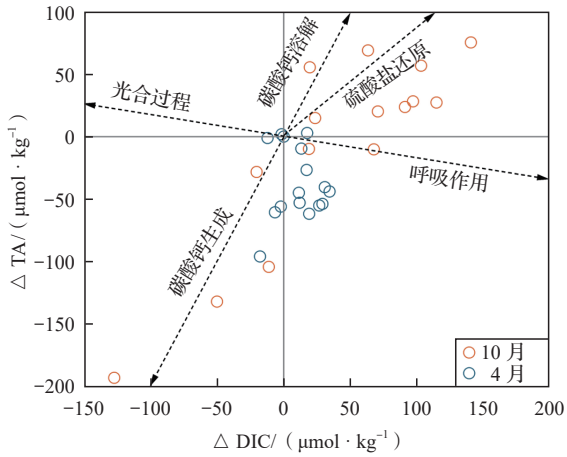


图 7　表层水非保守 TA 和 DIC 的散点图

Fig.7　Scatter plots of non-conserved TA and DIC in surface water

注：虚线代表不同生物地球化学过程的计量关系。

4　结论

（1）研究结果显示，在丰水期和枯水期，研究区域表层水体DIC的变化范围分别为433～1 680 μmol/kg、770 ～ 1 995 μmol/kg，TA 的变化范围分别为 454 ～ 1 931 μmol/kg、855 ～ 2 324 μmol/kg。相比丰水期，枯水期的水温较低，盐度、DIC 和 TA 较高；两个航次的水温分布均匀，盐度、DIC 和 TA 由万泉河上游向外海递增。

（2）研究区域 TA 和 DIC 与盐度均表现出较好的线性正相关，说明河口区域的河海水混合是影响 TA 和 DIC 分布的最主要因素。万泉河流域的岩性以不易风化的花岗闪长岩为主，河流端碳酸盐含量较低。枯水期，外海碳酸盐含量可能受到琼东南上升流的影响。

（3）万泉河口在丰水期，多数站位存在 TA 和 DIC 的添加；在枯水期，则存在 TA 的去除和 DIC 的添加；丰水期 TA 和 DIC 的非保守浓度高于枯水期。万泉河河口系统发生的呼吸作用、硫酸盐还原和碳酸钙溶解过程共同影响水体碳酸盐体系的时空分布。

参考文献（References）：

[1] RAYMOND P A，HARTMANN J，LAUERWALD R，et al. Global carbon dioxide emissions from inland waters[J]. Nature，2013，503(7476)：355-359.

[2] 李宁，李学刚，宋金明. 海洋碳循环研究的关键生物地球化学过程[J]. 海洋环境科学，2005，24(2)：75-80.
LI Ning，LI Xuegang，SONG Jinming. Key biogeochemical processes in the study of ocean carbon cycle[J]. Marine Environmental Science，2005，24(2)：75-80.

[3] 焦树林，高全洲，刘昆. 珠江流域西江、北江河流溶解无机碳及其稳定同位素组成特征[J]. 中山大学学报（自然科学版），2009，48(2)：99-104.
JIAO Shulin，GAO Quanzhou，LIU Kun. Characteristics of dissolved inorganic carbon and its stable isotopic composition in the Xijiang and Beijiang rivers of the Pearl River Basin[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni，2009，48(2)：99-104.

[4] 祁第，翟惟东，陈能汪，等. 九龙江的碳酸盐体系、CO_2 分压及其调控[J]. 地球与环境，2014，42(3)：286-296.
QI Di，ZHAI Weidong，CHEN Nengwang，et al. Carbonate system，CO_2 partial pressure and its regulation in Jiulongjiang River[J]. Earth and Environment，2014，42(3)：286-296.

[5] LIU Z，ZHANG L，CAI W，et al. Removal of dissolved inorganic carbon in the Yellow River Estuary[J]. Limnology and Oceanography，2014，59(2)：413-426.

[6] 张经. 中国主要河口的生物地球化学研究[M]. 北京：海洋出版社，1997.
ZHANG Jing. Biogeochemical research on major estuaries of China[M]. Beijing：China Ocean Press，1997.

[7] ZHAI W D，DAI M H，CAI W J，et al. High partial pressure of CO_2 and its maintaining mechanism in a subtropical estuary：the Pearl River estuary，China[J]. Marine Chemistry，2005，93(1)：21-32.

[8] DAI M，GUO X，ZHAI W，et al. Oxygen depletion in the upper reach of the Pearl River estuary during a winter drought[J]. Marine chemistry，2006，102(1-2)：159-169.

[9] DAI M，ZHAI W，CAI W J，et al. Effects of an estuarine plume-associated bloom on the carbonate system in the lower reaches of the Pearl River estuary and the coastal zone of the northern South China Sea[J]. Continental Shelf Research，2008，28(12)：1416-1423.

[10] PATRA S，刘丛强，李思亮，等. 长江口溶解无机碳循环的地球化学研究[J]. 地球与环境，2010，38(4)：409-413.
PATRA S，LIU Congqiang，LI Siliang，et al. Geochemical study on dissolved inorganic carbon cycle in the Yangtze River estuary[J]. Earth and Environment，2010，38(4)：409-413.

[11] 王斌，陈建芳，金海燕. 长江口及邻近海域夏季溶解无机碳体系及其响应机制初探[J]. 海洋学研究，2011(3)：63-70.
WANG Bin，CHEN Jianfang，JIN Haiyan. Preliminary study on the dissolved inorganic carbon system and its response mechanism in the Yangtze River estuary and adjacent waters in summer[J]. Oceanography Research，2011 (3)：63-70.

[12] 刘志媛，张龙军，张向上. 黄河口春、秋季节无机碳的行为变化[J]. 中国海洋大学学报（自然科学版），2012，42(Z1)：41-48.
LIU Zhiyuan，ZHANG Longjun，ZHANG Xiangshang. Behavioral changes of inorganic carbon in the Yellow River estuary in spring and autumn[J]. Journal of Ocean University of China(Natural Science Edition)，2012，42(Z1)：41-48.

[13] WANG X C，LUO C L，GE T T，et al. Controls on the sources and cycling of dissolved inorganic carbon in the Changjiang and Huanghe River estuaries，China：C-14 and C-13 studies[J]. Limnology and Oceanography，2016，61(4)：1358-1374.

[14] 马玉，高全洲，李团结，等. 珠江口表层水体 CO_2 分压的空间和季节变化[J]. 中山大学学报（自然科学版），2016，55(3)：39-46.

MA Yu，GAO Quanzhou，LI Tuanjie，et al．Spatial and seasonal variations of CO_2 partial pressure in the surface water of the Pearl River estuary[J]．Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni，2016，55(3)：39-46.

[15] ZHAI W，YAN X，Qi D.Biogeochemical generation of dissolved inorganic carbon and nitrogen in the north Branch of inner Changjiang Estuary in a dry season[J]．Estuarine，Coastal and Shelf Science，2017，197：136-149.

[16] 叶君，姚鹏，徐亚宏，等．长江口盐度梯度下不同形态碳的分布、来源与混合行为[J]．海洋学报，2019，41(4)：15-26.
YE Jun，YAO Peng，XU Yahong，et al．Distribution，sources，and mixing behavior of different forms of carbon under salinity gradient in the Yangtze River estuary[J]．Haiyang Xuebao，2019，41 (4)：15-26.

[17] 祝文鑫，徐焕志，邢志远，等．夏、秋季长江口外海域沉积物—水界面溶解无机碳的交换通量[J]．环境化学，2023，42(3)：931-941.
ZHU Wenxin，XU Huanzhi，XING Zhiyuan，et al．Exchange flux of dissolved inorganic carbon at the sediment-water interface in the outer sea area of the Yangtze River estuary in summer and autumn[J]．Environmental Chemistry，2023，42(3)：931-941.

[18] 郑楠，徐雪梅，魏雅雯，等．夏季环渤海主要入海河流溶解无机碳分布及入海通量估算[J]．海洋环境科学，2021，40(6)：908-914.
ZHENG Nan，XU Xuemei，WEI Yawen，et al．Distribution and flux of dissolved inorganic carbon in major rivers flowing into the Bo Hai in summer[J]．Marine Environmental Science，2021，40(6)：908-914.

[19] 马琳，明玥，高磊．长江口及其邻近海域溶解无机碳的分布与转化[J]．海洋科学进展，2021，39(4)：557-569.
MA Lin，MING Yue，GAO Lei．Distribution and transformation of dissolved inorganic carbon in the Yangtze River Estuary and adjacent sea areas[J]．Progress in Marine Science，2021，39(4)：557-569.

[20] 郭兴森，吕迎春，孙志高，等．黄河口溶解无机碳时空分布特征及影响因素研究[J]．环境科学，2015，36(2)：457-463.
GUO Xingsen，LYU Yingchun，SUN Zhigao，et al．Spatiotemporal distribution characteristics and influencing factors of dissolved inorganic carbon in the Yellow River estuary[J]．Environmental Science，2015，36(2)：457-463.

[21] 谢玲玲，张书文，赵辉．琼东上升流研究概述[J]．热带海洋学报，2012，31(4)：35-41.
XIE Lingling，ZHANG Shuwen，ZHAO Hui．Overview of research on upwelling in eastern Hainan[J]．Journal of Tropical Oceanography，2012，31(4)：35-41.

[22] 杨志宏，贾建军，王欣凯，等．近 50 年海南三大河入海水沙通量特征及变化[J]．海洋通报，2013，32(1)：92-99.
YANG Zhihong，JIA Jianjun，WANG Xinkai，et al．Characteristics and changes of sediment flux into the sea from the three major rivers in Hainan in the past 50 years[J]．Marine Bulletin，2013，32(1)：92-99.

[23] BOU ILLON S，FRANKIGNOULLE M，DEHAIRS F，et al．Inorganic and organic carbon biogeochemistry in the Gartam iGodavari Estuary(Andhra Pradesh India) during pre-moonsoon：the local in pact of extensibe mangrove forests[J]．Global Biogeochemistry Cycles，2003，17(4)：1-12.

[24] 葛晨东，SLAYMAKER O，PEDERSEN T F．海南岛万泉河口沉积环境演变[J]．科学通报，2003(19)：2079-2083.
GE Chendong，SLAYMAKER O，PEDERSEN T F．Evolution of sedimentary environment in Wanquan River estuary，Hainan Island[J]．Chinese Science Bulletin，2003(19)：2079-2083.

[25] TERNON J F，OUDOT C，DESSIER A，et al．A seasonal tropical sink for atmospheric CO_2 in the Atlantic ocean：the role of the Amazon river discharge[J]．Marine Chemistry，2000，68(3)：183-201.

[26] CAI W，DAI M，WANG Y，et al．The biogeochemistry of inorganic carbon and nutrients in the Pearl River estuary and the adjacent Northern South China Sea[J]．Continental Shelf Research，2004，24：1301-1319.

[27] 彭精诚，郑栩，吴卫华．热带海南岛地表和地下化学风化：对全球碳循环及海水 Sr 同位素演化研究的启示[J]．高校地质学报，2022，28(6)：849-860.
PENG Jingcheng，ZHENG Xu，WU Weihua．Surface and subsurface chemical weathering in tropical Hainan Island：implications for research on global carbon cycle and seawater Sr isotope evolution[J]．Journal of Geology of Chinese Universities，2022，28(6)：849-860.

[28] SU J，XIAO S，TAN C，et al．Blue carbon ecosystems modulate the air-sea CO_2 exchange and coastal acidification in tropical estuaries[J]．Journal of Geophysical Research：Oceans，2025，130(9)：e2025JC023089.

[29] CAI W J，LUTHER G W，CORNWELL J C，et al．Carbon cycling and the coupling between proton and electron transfer reactions in Aquatic sediments in Lake Champlain[J]．Aquatic Geochemistry，2010，16(3)：421-446.

[30] BOUILLON S，DEHAIRS F，VELIMIROV B，et al．Dynamics of organic and inorganic carbon across contiguous mangrove and seagrass systems (Gazi Bay，Kenya)[J]．Journal of Geophysical Research：Biogeosciences，2007，112(G2)：1-14.

[31] LU Z，WANG F，XIAO K，et al. Carbon dynamics and greenhouse gas outgassing in an estuarine mangrove wetland with high input of riverine nitrogen[J]. Biogeochemistry，2023，162(2)：221-235.

[32] SU J，CAI W J，BRODEUR J，et al. Chesapeake Bay acidification buffered by spatially decoupled carbonate mineral cycling[J]. Nature Geoscience，2023，13：441-447.

[33] REITHMAIER G M S，CABRAL A，AKHAND A，et al. Carbonate chemistry and carbon sequestration driven by inorganic carbon outwelling from mangroves and saltmarshes[J]. Nature Communications，2023，14(1)：8196.