

张越, 朱虹霓, 王一清, 等. 海南文昌清澜湾红树林潮沟地下水溶解碳通量的潮汐动态[J]. 海洋地质前沿, 2024, 40(5): 27-39.

ZHANG Yue, ZHU Hongni, WANG Yiqing, et al. Tidal dynamics of dissolved carbon flux in ground water of a mangrove tidal creek in Qinglan Bay, Wenchang, Hainan[J]. Marine Geology Frontiers, 2024, 40(5): 27-39.

海南文昌清澜湾红树林潮沟地下水 溶解碳通量的潮汐动态

张越¹, 朱虹霓¹, 王一清¹, ALYAA Zidan¹, 崔振昂², 吴自军^{1*}

(1 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092; 2 中国地质调查局广州海洋地质调查局, 广州 510760)

摘要:海底地下水排泄 (SGD) 是陆地溶解碳向海洋输送的一个重要途径。以清澜湾潮沟为研究对象, 以盐度为保守参数计算淡水 SGD 的占比为 2.5%~22.7%, 平均为 13.0%; SGD 净流量为 $0.86 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$ 。基于地下水溶解碳浓度, 计算出该潮沟输出的溶解无机碳 (DIC) 和溶解有机碳 (DOC) 通量分别为 5.78×10^5 和 $0.10 \times 10^5 \text{ mol/d}$ 。其中, DIC 是潮沟溶解碳输送的主要形式, 占总溶解碳的 98.3%。低潮时, DOC 的 49% 来源于红树林植物碎屑, 51% 来源于 SGD; DIC 的 78% 来源于 SGD, 22% 来源于红树林沉积物有机质。高潮时, DOC 的 44% 来源于被污染的海水, 56% 来源于红树林植物碎屑; DIC 的 65% 来源于海水, 35% 来源于孔隙水交换。红树林潮沟 SGD 向清澜湾输送了大量的溶解碳, 其对近海水体碳酸盐平衡体系的影响需要进一步研究。

关键词:红树林潮沟; 淡水 SGD; 溶解碳; 稳定碳同位素; 潮汐作用

中图分类号: P731; P641

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2023.148

0 引言

海底地下水排泄 (submarine groundwater discharge, SGD) 是指陆地来源的地下水通过海床或基岩裂隙进入海岸带水体的过程。SGD 包含陆地淡水和再循环海水两部分, 虽然再循环海水对海洋的净水量输入是零, 但由于在海岸带含水层咸淡水混合带中通常会发生活跃的生物地球化学反应, 故为近海溶解化学物质的输送创造了有利条件^[1]。研究显示, 虽然陆源地下淡水入海量仅占河流径流输入量的 6%, 但其输入海洋的溶解物质却占河流输入

量的 25%~50%^[2]。因此, 作为一种典型的陆-海相互作用过程, SGD 是各种化学物质从陆地向海洋输送的一条重要而隐蔽的通道, 在全球海洋物质收支平衡中发挥了不可忽视的作用^[3-6]。

工业革命以来, 随着大气 CO_2 浓度的逐年增加, 由其引发的“温室效应”已成为影响全球气候变化的一个重要因素。海洋在全球碳循环中扮演了关键的角色, 但纵观已有的海洋碳循环研究, 学界较多关注海水中碳的输入与转化过程, 评估海水吸收 CO_2 的能力以及海洋对气候变化的调控^[7]。相比而言, 有关海底地下水过程对近岸海水碳循环影响与贡献的研究则明显不足。近些年来, 有关 SGD 对海洋溶解碳的输入逐渐受到学界的重视^[8-11]。SGD 携带的溶解碳势必会影响近海水体碳酸盐平衡体系, 改变海水对大气 CO_2 的吸收能力, 甚至进一步加剧大气温室效应和海水酸化^[10,12]。

红树林是河流-海岸-海洋连续体中一个生产力极高的生态系统, 占据了全球 25°N — 25°S 之间热带海岸线的约 75%^[13-14]。据保守估计, 全球红树林初级生产力的碳通量约 $(218 \pm 72) \text{ TgC/a}$, 而其中有

收稿日期: 2023-06-03

资助项目: 国家自然科学基金“海底地下水排泄过程中溶解无机碳的迁移转化及其对海洋的贡献”(41976057), “东海近岸泥质区沉积物铁结合态磷的形成与埋藏: 甲烷厌氧氧化作用的影响”(42276059)

第一作者: 张越(2000—), 男, 在读硕士, 主要从事海洋生物地球化学方面的研究工作. E-mail: zy3311@tongji.edu.cn

* 通讯作者: 吴自军(1973—), 男, 教授, 主要从事海洋环境与生物地球化学方面的研究工作. E-mail: wuzj@tongji.edu.cn

超过 50% 的碳, 约 $(112 \pm 85) \text{TgC/a}$ 下落不明, 这些缺失的碳可能以 CO_2 的形式扩散到大气中或通过潮汐作用以溶解无机碳(DIC)的形式输出, 其规模相当于全球河流排放 DIC 的 30%~40%^[15]。SGD 速率受到潮汐变化的显著影响^[16-17]。在红树林潮沟, 低潮时大量的陆地地下水在水力梯度的驱动下排泄到近海; 而高潮时受海水入侵的影响, 咸淡水混合界面向内陆移动, 从而导致陆源地下水排泄被抑制。由于潮汐作用的这种周期性变化直接控制地下水溶解碳的来源、转化及其输出强度^[18], 因此, 评估红树林潮汐驱动的 SGD 及其对近海溶解碳的输出具有重要意义。

基于此, 本文以清澜湾红树林潮沟为研究对象, 以盐度为保守参数计算淡水 SGD 的占比, 分析各形态碳在高潮和低潮期的来源和转化, 并定量估算各来源碳的相对贡献。同时, 基于一个潮周期内水深和流速的连续时间序列监测数据, 估算出潮沟水的净流量和输出的溶解碳通量, 并在此基础上评估潮汐作用对潮沟溶解碳收支平衡的影响和贡献。

1 样品采集与测试方法

1.1 研究区域概况

研究区位于海南省文昌市清澜湾南部的红树林潮沟($19^\circ 33' 33'' \text{N}$ 、 $110^\circ 49' 52'' \text{E}$, 图 1)。清澜湾滩涂和水域面积为 17.25 km^2 , 周边分布有大片红树林, 总面积为 12.23 km^2 , 是海南省第 2 大红树林保护区, 也是中国红树植物天然分布种类最多的地区^[19-20]。该区域属于热带季风气候, 年平均温度为 24.1°C , 气候湿润, 年平均相对湿度为 87%, 降雨量充沛, 年平均降雨量为 1749.5 mm ^[19-21], 80%~90% 的降雨量集中在雨季(5—10月)。清澜湾是典型的半日潮区, 最高潮位 2.38 m, 最低潮位 0.01 m^[22], 多年平均潮差 0.75 m, 最大潮差 2.06 m。该潮沟水域面积约 $1.27 \times 10^5 \text{ m}^2$, 沟口宽约 65 m, 平均水深 1.89 m, 平均流速 9.8 cm/s。该潮沟没有上游淡水的补给, 地下水是海湾的主要淡水来源^[11]。

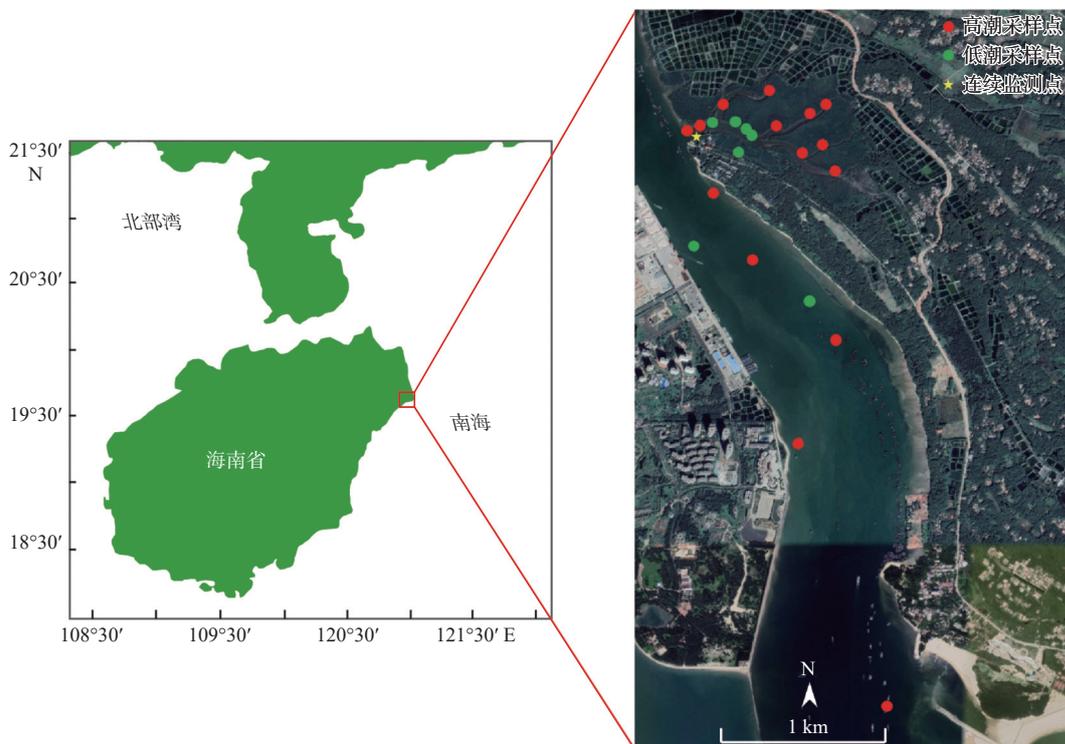


图 1 研究区域与采样点概况

Fig.1 The study area and the sampling sites

1.2 样品与方法

于 2019 年 10 月 12 日在清澜湾南部白头尾村沿岸的红树林潮沟沟口开展了定点连续监测(图 1)。

现场监测工作包括利用水质分析仪(YSI)监测水深、盐度、浊度等参数变化, 小型自容式电磁流速仪(AEM-USB)监测水体流速, 测氦仪(RAD-7)水配件(AQUA)监测水体²²²Rn 值, 其中, YSI 和流速仪的

监测频率为 5 min/次, 监测持续一个潮周期(25 h)。另外, 分别于 10 月 14、15 日沿着潮沟和海湾采集了同一潮周期内低潮和高潮期的水样, 用于 DIC、溶解有机碳(DOC)、颗粒有机碳(POC)及碳同位素和 Cl^- 、 SO_4^{2-} 分析, 同时采集了陆地淡水水井和外海海水的端元水样并进行分析, 用 YSI 现场测试对应站位水样的盐度、浊度等参数。具体的采样与分析方法见文献 [11]。

1.3 淡水 SGD 占比 (SGD_F/SGD) 计算

受陆地和海洋驱动力的双重作用, SGD 通常由 2 部分组成: ①陆源淡水地下水排泄, 由大气降水入渗补给, 包括潜水和承压水, 其向海底渗流的驱动力主要为水力梯度; ②再循环咸水排泄, 即海水在潮汐、波浪、咸淡水密度差等作用下通过海陆界面进入近海含水层后又返回到海洋 [23]。为了评估陆源地下水对碳输送的影响, 需要计算淡水 SGD 的占比。由于该潮沟上游基本无河流输入, 因此, 潮沟的地下水来源主要为地下淡水和再循环海水。

本研究以保守参数盐度平衡的方法来估算淡水 SGD 占比 [24], 其计算公式如下:

$$(\text{SGD}_F + \text{SGD}_{\text{SW}}) \cdot c_{\text{SGD}} = \text{SGD}_F \cdot c_F + \text{SGD}_{\text{SW}} \cdot c_{\text{SW}} \quad (1)$$

式中: SGD_F 和 SGD_{SW} 分别为 SGD 中的淡水组分和海水组分;

c_F 、 c_{SW} 和 c_{SGD} 分别为淡水端元、海水端元和总 SGD 的盐度值。

盐度数据来自多参数水质分析仪的监测结果, 即淡水端元盐度为 0.02 psu, 海水端元的盐度为 32.47 psu。

淡水 SGD 占比的计算公式如下:

$$\text{SGD}_F/\text{SGD} = (c_{\text{SGD}} - c_{\text{SW}})/(c_F - c_{\text{SW}}) \quad (2)$$

1.4 潮汐横向运输水量与溶解碳通量计算

涨潮时水从海湾输入潮沟, 落潮时水从潮沟输出, 这个过程由潮汐驱动。在一个潮周期的涨落潮过程中, 涨潮输入到潮沟的水量与落潮从潮沟输出的水量之差可定义为潮汐横向运输水量, 涨(落)潮运输的溶解碳通量之差相应地称为潮汐横向运输的溶解碳通量。本文参考 TAILLARDAT 等 [25] 对越南某红树林潮沟的流体力学测量和分析的方法, 将清澜湾红树林潮沟横截面简化为一个矩形剖面,

将沟口宽度(65 m)与水深的乘积视为潮沟横截面积, 连续监测的水深和流速数据时间间隔为 5 min, 每 5 min 可估算一个流量值, 涨(落)潮所有 5 min 间隔的流量之和即为涨(落)潮输入(出)的总流量; 根据连续采集水样的 DIC 和 DOC 测试数据, 将涨(落)潮每个时间段内输入(出)的水量与测得的 DIC 和 DOC 浓度的乘积相加, 再除以涨(落)潮的总时间, 即可估算出涨(落)潮输入(出)的溶解碳通量 [25]。与之前使用的 ^{222}Rn 质量平衡模型估算方法 [11] 相比, 有 2 点改进: ①可以估算出 SGD 输送的溶解碳通量, 由于 SGD 海滩渗流面积估算难度太大, 以往研究 [11] 只估算了溶解碳的排泄速率, 并没有计算出具体通量; ②通过 SGD 速率乘以淡水端元的计算方法忽略了地下河口的生物地化过程对溶解碳的影响, 本研究采集的溶解碳样品是 SGD 输送到海湾内的水样, 排除了地下河口口其他来源的溶解碳对计算结果的影响。

1.5 溶解碳质量平衡模型

清澜湾红树林潮沟 DIC 主要来源包括 SGD 输入(F_{SGD})、沉积物扩散贡献(F_{sed})和涨潮时外海水的输入(F_{in}); 主要汇项包括退潮向外海输出(F_{out})、水-气 CO_2 交换($F_{\text{sea-air}}$)和各种生物过程消耗(F_{bio}) (如初级生产、钙化等)。DOC 来源包括 SGD 输入(F_{SGD})、沉积物扩散贡献(F_{sed})、涨潮外海水的输入(F_{in})和初级生产力贡献(F_{pro}); 汇包括退潮向外海输出(F_{out})、微生物降解和颗粒物清除(F_{deg})。假设该红树林系统处于稳定状态, 碳的源汇平衡 [26-28], 则:

$$F_{\text{SGD}} + F_{\text{sed}} + F_{\text{in}} = F_{\text{out}} + F_{\text{sea-air}} + F_{\text{bio}}(\text{DIC}) \quad (3)$$

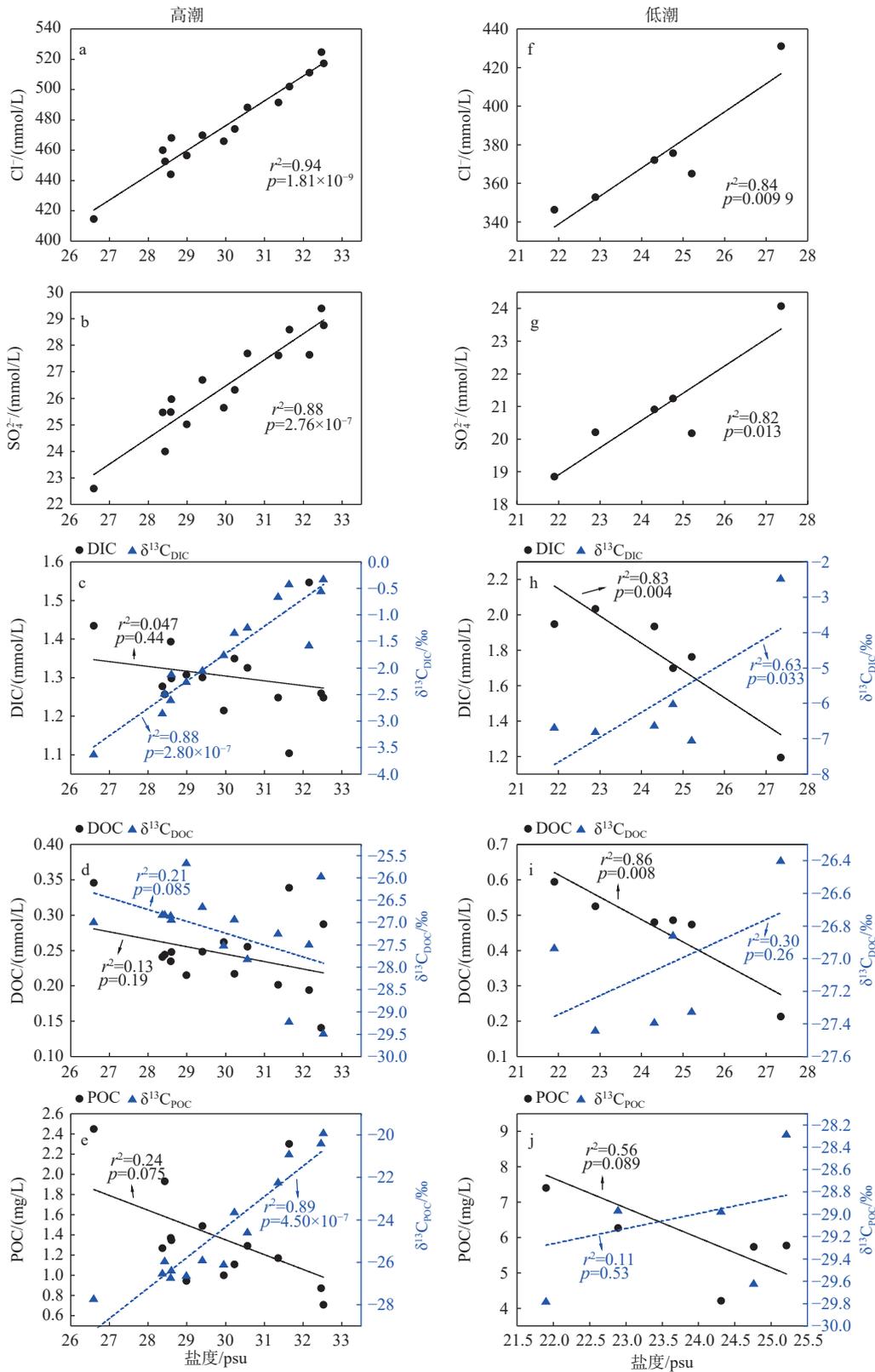
$$F_{\text{SGD}} + F_{\text{sed}} + F_{\text{in}} + F_{\text{pro}} = F_{\text{out}} + F_{\text{deg}}(\text{DOC}) \quad (4)$$

式中: F_{SGD} 、 F_{sed} 、 F_{in} 、 F_{out} 为 DIC 和 DOC 共有的过程, $F_{\text{sea-air}}$ 和 F_{bio} 为 DIC 过程, F_{pro} 和 F_{deg} 为 DOC 过程, 各通量单位为 mol/d。

2 结果

2.1 高低潮地球化学参数变化

潮沟高潮和低潮期的地球化学参数及不同形态碳的稳定同位素数据见图 2 和表 1, 其中, 站位 H-01—H-06 和 L-01—L-02 位于海湾内, 其余站位位于潮沟内, 潮沟内的站位相较于海湾的站位更靠



实线和虚线分别表示溶质浓度、δ¹³C 值与盐度拟合线

图2 高潮和低潮 Cl⁻、SO₄²⁻、DIC、DOC 和 POC 及其 δ¹³C 值随盐度的变化

Fig.2 The concentrations of Cl⁻, SO₄²⁻, DIC, DOC, POC and their δ¹³C values variations with salinity in high and low tides

近红树林。数据显示高潮期盐度、Cl⁻和 SO₄²⁻浓度都比低潮期高:高潮期盐度的变化范围为 26.56‰

~32.53‰(均值为 29.99‰), Cl⁻和 SO₄²⁻浓度分别介于 414.72~524.65 mmol/L(均值为 476.08 mmol/L)

表 1 高、低潮盐度、 Cl^- 和 SO_4^{2-} 浓度、DIC、DOC 和 POC 浓度及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值
Table 1 Salinity, concentrations of Cl^- , SO_4^{2-} , DIC, DOC, POC, and their $\delta^{13}\text{C}$ values in high and low tides

位置	盐度 /psu	Cl^- /(mmol/L)	SO_4^{2-} /(mmol/L)	DIC /(mmol/L)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ /‰	DOC /(mmol/L)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ /‰	POC /(mmol/L)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ /‰	
高潮	H-01	31.64	502.08	28.59	1.10	-0.43	0.34	-29.23	2.30	-20.93
	H-02	32.47	524.65	29.39	1.26	-0.56	0.14	-25.97	0.87	-20.43
	H-03	32.53	517.25	28.75	1.25	-0.33	0.29	-29.50	0.71	-19.94
	H-04	32.16	511.25	27.64	1.55	-1.59	0.19	-27.50	—	—
	H-05	31.36	491.58	27.62	1.25	-0.67	0.20	-27.26	1.17	-22.27
	H-06	30.23	474.03	26.32	1.35	-1.35	0.22	-26.94	1.11	-23.67
	H-07	28.6	468.24	25.98	1.30	-2.13	0.25	-26.95	1.35	-26.40
	H-08	26.59	414.72	22.60	1.43	-3.64	0.35	-27.00	2.45	-27.76
	H-09	30.56	488.18	27.69	1.33	-1.25	0.26	-27.83	1.29	-24.62
	H-10	29.4	469.90	26.69	1.30	-2.06	0.25	-26.66	1.49	-25.93
	H-11	28.43	452.55	24.00	1.26	-2.49	0.24	-26.83	1.93	-25.98
	H-12	28.58	444.18	25.48	1.39	-2.61	0.23	-26.85	1.37	-26.76
	H-13	29.95	466.03	25.65	1.21	-1.77	0.26	-27.53	1.00	-26.13
	H-14	28.99	456.49	25.02	1.31	-2.27	0.22	-25.68	0.94	-26.66
	H-15	28.37	460.05	25.46	1.28	-2.86	0.24	-26.84	1.27	-26.56
平均值	29.99	476.08	26.46	1.30	-1.73	0.25	-27.24	1.38	-24.57	
低潮	L-01	27.36	431.10	24.07	1.19	-2.48	0.21	-26.40	—	—
	L-02	24.76	375.60	21.24	1.70	-6.03	0.49	-26.86	5.74	-29.63
	L-03	21.9	346.37	18.85	1.95	-6.70	0.59	-26.94	7.40	-29.79
	L-04	24.31	371.99	20.91	1.93	-6.65	0.48	-27.40	4.22	-28.98
	L-05	22.89	352.84	20.21	2.03	-6.82	0.52	-27.44	6.27	-28.97
	L-06	25.21	364.97	20.18	1.76	-7.06	0.47	-27.3	5.78	-28.29
	L-07	22.29	352.62	18.95	2.19	-7.52	—	—	8.77	-28.66
	平均值	24.10	370.78	20.63	1.82	-6.18	0.46	-27.06	6.36	-29.05

注：“—”表示无数据。

和 22.06~29.39 mmol/L (均值为 26.46 mmol/L); 低潮期盐度为 21.9‰~27.36‰ (均值为 24.10‰), Cl^- 和 SO_4^{2-} 浓度分别介于 346.37~431.10 mmol/L (均值为 270.78 mmol/L) 和 18.85~24.07 mmol/L (均值为 20.63 mmol/L)。高潮期 DIC 浓度变化范围为 1.10~1.55 mmol/L, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值为 -0.33‰~-3.64‰; DOC 为 0.14~0.35 mmol/L, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ 值为 -25.68‰~-29.50‰; POC 为 0.71~2.45 mg/L, $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 值为 -19.94‰~-27.76‰; 低潮期 DIC 浓度变化范围为 1.19~2.19 mmol/L, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值为 -2.48‰~-7.52‰; DOC 为 0.21~0.59 mmol/L, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ 值为 -26.40‰~-27.44‰; POC 为 4.22~8.77 mg/L, $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 值为 -28.29‰~-29.79‰。总体上, 高潮期各形态碳浓度都较低, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ 除外); 低潮期潮沟水体各形态碳的浓度都较高, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负。无论高潮或低潮, DIC、DOC 和 POC 浓度皆与盐度呈负相关, $\delta^{13}\text{C}$ 值与盐度呈正相关 (图 2)。越靠近红树林区水体的盐度越低, 各形态碳的浓度越高, $\delta^{13}\text{C}$ 值

越小, 这与世界上大多数红树林河口的变化较为一致^[29-31]。

2.2 淡水 SGD 占比

淡水 SGD 占比 ($\text{SGD}_{\text{F}}/\text{SGD}$) 的计算结果如图 3 所示。 $\text{SGD}_{\text{F}}/\text{SGD}$ 值介于 2.5%~22.7%, 平均为 13.0%, 且与水深、盐度呈现出明显的反比关系。涨潮时, 水位和盐度随着高盐度海水的入侵而升高, 再循环海水量增加, 而淡水 SGD 的排泄在较大水压的影响下降低, $\text{SGD}_{\text{F}}/\text{SGD}$ 值降低; 落潮时, 由于潮沟内海水输入量减小, 盐度较低的淡水 SGD 在水力梯度的驱动下于排入潮沟, $\text{SGD}_{\text{F}}/\text{SGD}$ 值升高且盐度逐渐降低。

2.3 潮汐横向运输的水量与溶解碳通量

清澜湾红树林潮沟涨(落)潮的水流量以及输入(出)的溶解碳通量如图 4 所示, 潮沟涨潮水流量

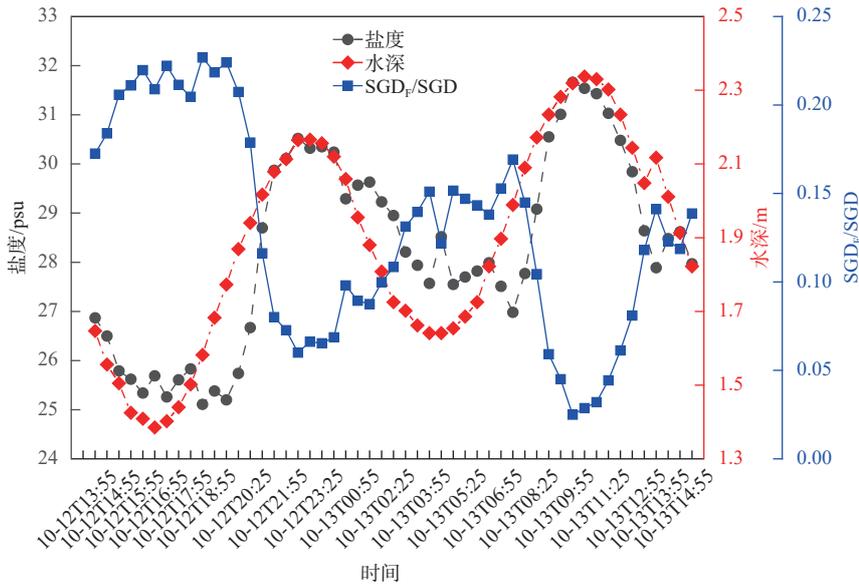
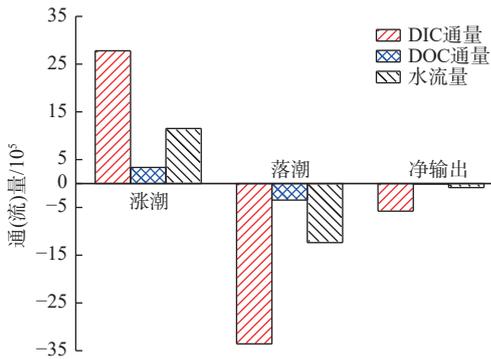


图3 SGD_F/SGD 与水深、盐度的时间变化

Fig.3 Temporal variations in SGD_F/SGD, water depth, and salinity



DIC 和 DOC 通量单位为 mol/d; 水流量单位为 m³/d; 正数表示输入, 负数表示输出

图4 潮沟涨、落潮 DIC、DOC 通量和水流量

Fig.4 The DIC, DOC, and water fluxes in the creek during flow and ebb tides

为 $11.51 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$, 落潮为 $12.37 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$, 净流量为 $0.86 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$ 。涨潮输入潮沟的 DIC 和 DOC 通量分别为 27.80×10^5 和 $3.37 \times 10^5 \text{ mol/d}$, 落潮输出的 DIC 和 DOC 通量为 33.58×10^5 和 $3.47 \times 10^5 \text{ mol/d}$, 这说明该潮沟向海湾输出溶解碳, 输出的 DIC 和 DOC 通量分别为 5.78×10^5 和 $0.10 \times 10^5 \text{ mol/d}$, 其中以 DIC 形式输出的溶解碳占 98.3%, DOC 仅占 1.7%, 这与该潮沟 SGD 排泄的溶解碳中 98% 为 DIC^[11] 一致, 较高的 DIC 输出占比也与之前的研究相吻合^[14,32-34]。

由于该潮沟上游没有河流输入, 净流量完全由陆源 SGD 贡献, 净流量乘以淡水端元的溶解碳浓度可用于估算潮沟输出的溶解碳通量。淡水端元的平均 DIC 浓度为 5.41 mmol/L , DOC 浓度为 0.11

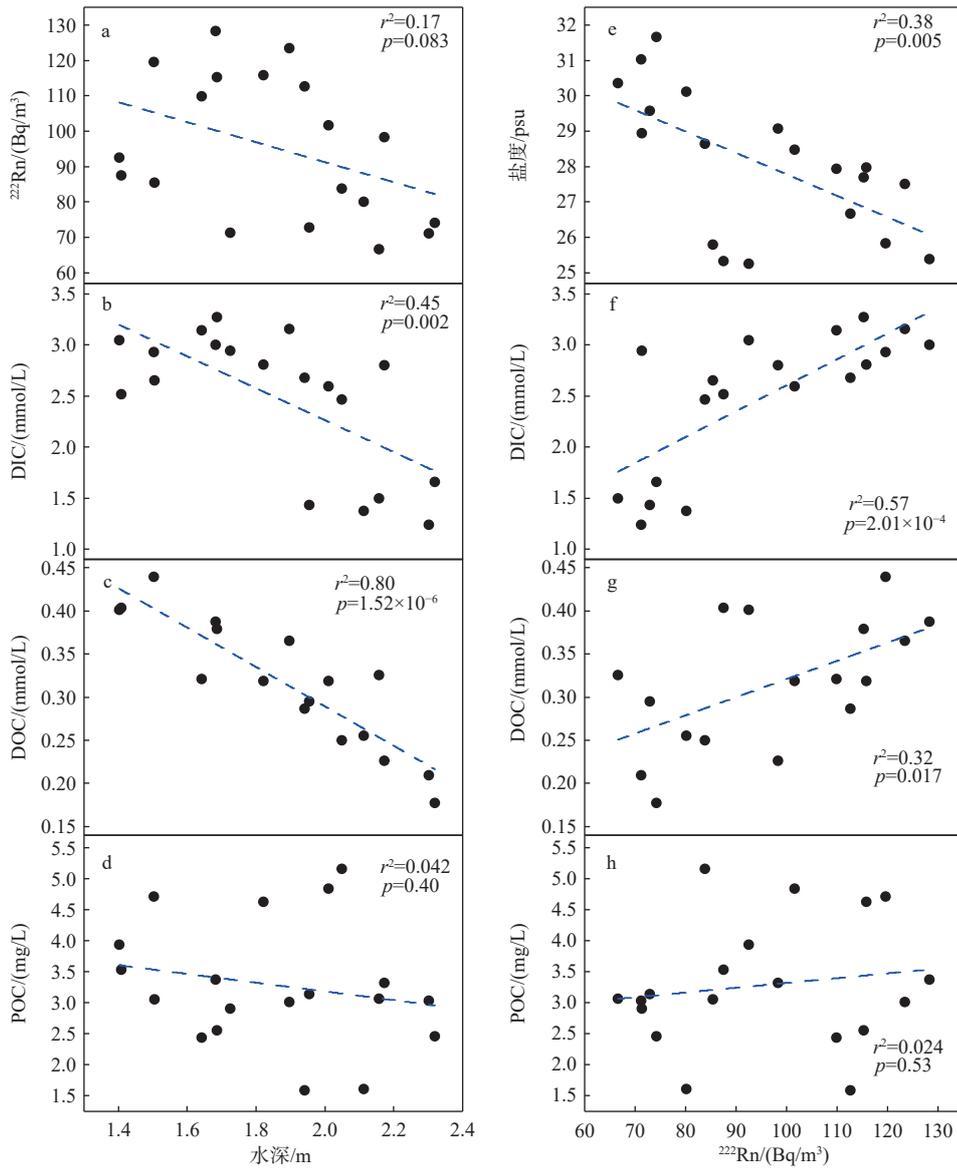
mmol/L ^[35], 基于此估算出潮汐横向运输的 DIC 通量为 $4.65 \times 10^5 \text{ mol/d}$, DOC 通量为 $0.09 \times 10^5 \text{ mol/d}$ 。该方法计算的溶解碳通量略低于潮汐横向运输的溶解碳通量, 可能由于该计算方法忽略了地下水在流动过程中其他来源的溶解碳。

3 讨论

3.1 不同形态碳的变化及其影响因素

²²²Rn 是一种天然示踪剂, 可以很好地示踪地下水, 其在地下水中的活性比在地表水中高几个数量级, 化学性质稳定, 并且其活度可以通过仪器在野外现场测试^[36-37]。²²²Rn 活度与水深呈负相关关系(图 5a), 且 SGD_F/SGD 与水深和盐度亦呈负相关关系(图 3), 表明该潮沟具有显著的潮汐驱动 SGD, 在低潮时有利于陆源地下水输入潮沟; 并且低潮时的盐度、Cl⁻和 SO₄²⁻浓度均比高潮时的浓度低, 也指示了陆源地下水排泄进入潮沟。尽管²²²Rn 还有其他的来源, 如沉积物的扩散和水中溶解²²⁶Ra 衰变等, 但这些途径能提供的²²²Rn 较少, 可忽略不计^[11]。

红树林地下水或孔隙水可能是沉积物上覆水体 DIC 和 DOC 的主要来源途径之一^[33,38-39]。对高潮期和低潮期潮沟水体的 SO₄²⁻与 Cl⁻做相关性分析(图 6), 可以看出 SO₄²⁻都与 Cl⁻呈现出非常好的相关性(相关系数分别为 0.91 和 0.93), 表明在短时间范围内 SO₄²⁻还原作用较弱, 其消耗的水体 SO₄²⁻



虚线为线性回归线

图 5 水深与²²²Rn 值、DIC、DOC 和 POC 浓度相关性分析 (a—d) 及 ²²²Rn 值与盐度、DIC、DOC 和 POC 浓度相关性分析 (e—h)

Fig.5 Correlations of water depth (a-d) and ²²²Rn value (e-h), vs the concentrations of DIC, DOC, and POC, and salinity

可以忽略不计。潮沟 DIC 和 DOC 浓度均与潮位呈明显的反比关系(图 5b—c、图 7), 表明该潮沟溶解碳的变化主要受潮汐作用的驱动: 低潮时, DIC 和 DOC 浓度较高的陆源地下水排泄进入到潮沟, 导致水体的 DIC 和 DOC 浓度升高; 高潮时, 海水入侵导致咸淡水混合界面向陆移动, 地下水排泄受到抑制, 因此, DIC 和 DOC 的浓度降低。DIC 和 DOC 浓度与²²²Rn 值的正相关关系也证实了红树林地下水的排泄为潮沟提供了 DIC 和 DOC(图 5f、g)。

3.2 不同形态碳的来源与转化

碳浓度的倒数与其对应的同位素值的线性回

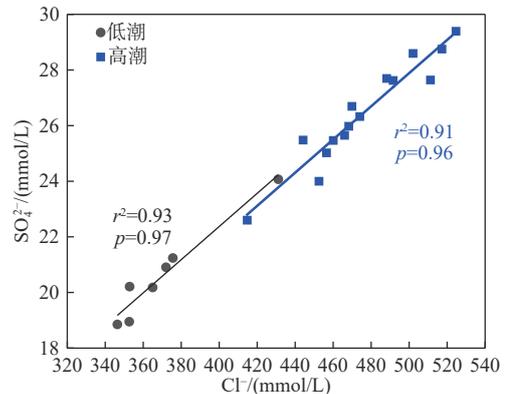


图 6 潮沟水体 SO₄²⁻与 Cl⁻相关分析

Fig.6 Correlation between SO₄²⁻ and Cl⁻ in tidal creek water

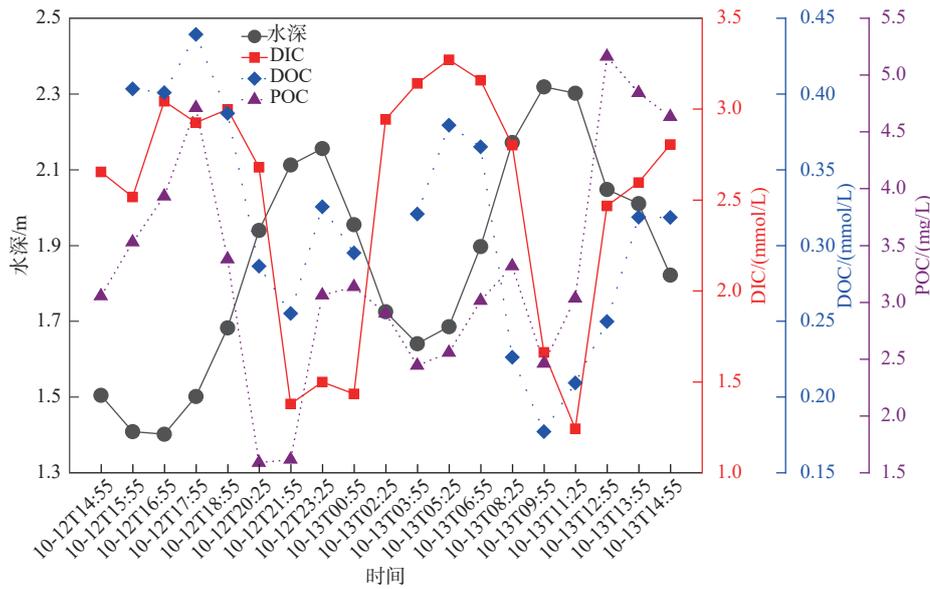


图7 水深、DIC、DOC 和 POC 的时间变化

Fig.7 Temporal variation of water depth, DIC, DOC, and POC

归可以探究红树林潮沟-海湾系统低潮期和高潮期的碳来源^[33,40]。该方法将线性回归中 y 轴截距视为“添加”碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{added}}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{added}}$ 为潮沟被水淹没后添加到初始背景中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值),将其与端元 $\delta^{13}\text{C}$ 值比较,即可辨析潮沟水体中各形态碳的来源。再使用简单的二元混合模型(本文只涉及 2 个端元),即可估算出每个端元的相对贡献,公式如下:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{added}} = f_1 \times \delta^{13}\text{C}_1 + f_2 \times \delta^{13}\text{C}_2 \quad (5)$$

$$f_1 + f_2 = 1 \quad (6)$$

式中: $\delta^{13}\text{C}_1$ 和 $\delta^{13}\text{C}_2$ 分别为 2 个端元的 $\delta^{13}\text{C}$ 值;

f_1 和 f_2 分别为 2 个端元贡献的百分比。

3.2.1 低潮期

清澜湾红树林潮沟内存在低盐度、高碳浓度且 $\delta^{13}\text{C}$ 值较负的地下水排泄^[11]。潮沟上游无河流输入,可以认为低潮期潮沟内碳的来源主要受地下水和红树林的影响。由图 8a 可知,低潮时“添加”的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 值为 -29.19‰ ,与清澜湾红树林植物碎屑的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 值 ($-28\text{‰} \sim -31\text{‰}$)^[41] 较为接近; POC 含量较高 ($5.74 \sim 8.77 \text{ mg/L}$), $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 值较负且变化范围较小 ($-28.29\text{‰} \sim -29.79\text{‰}$) (图 2e), 表明低潮潮沟内的 POC 来源单一,红树林植物碎屑是低潮 POC 的主要来源(图 9)。

潮沟内的 DOC 主要来自红树林 POC 降解或污染海水的输入^[11]。低潮时,潮沟外海水输入影响较小,而在潮汐和水力梯度的驱动下海底地下水排

泄进入潮沟,因此,低潮时潮沟内的 DOC 主要源自红树林植物碎屑 ($\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -29.5‰)^[41] 和 SGD ($\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -26.03‰)^[11]。低潮“添加”的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ 值为 -27.73‰ (图 8b),代入公式(5)和(6)估算出红树林植物碎屑贡献了低潮 DOC 的 49%,SGD 贡献了 51% (图 9)。

SO_4^{2-} 还原作用被认为是近海沉积物有机质厌氧矿化最主要的途径^[42]。 Cl^- 可以充当咸淡水混合时的保守示踪剂^[43-44], 研究结果显示, SO_4^{2-} 与 Cl^- 具有较好的正相关关系(图 6),表明在潮汐动态交换过程中,水体中硫酸盐还原作用可以忽略。沉积物埋藏的 POC 在微生物作用下首先分解为 DOC,随后活性 DOC 经过彻底地分解进一步转化为 DIC^[45],并随着海底地下水或孔隙水排泄出去^[14,26,33]。因此,低潮潮沟内的 DIC 库也相应地受到 SGD 和红树林沉积物有机质降解的影响。低潮潮沟水体“添加”的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值为 -13.50‰ (图 8c),地下水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值为 -10.3‰ ^[11],红树林沉积物有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值为 -25‰ ^[29]。代入公式(5)和(6)得出 SGD 贡献低潮 DIC 的 78%,红树林沉积物有机质降解产生的 DIC 贡献了 22% (图 9)。

3.2.2 高潮期

高潮期碳的来源相对复杂,除了 SGD 和红树林来源外,还需要考虑外来海水的影响。高潮时 POC、DOC 和 DIC “添加”的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为 -28.17‰ 、 -29.66‰ 和 -7.97‰ (图 8d—f),除 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ 值外, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ 值都比低潮期正,表明涨潮水带

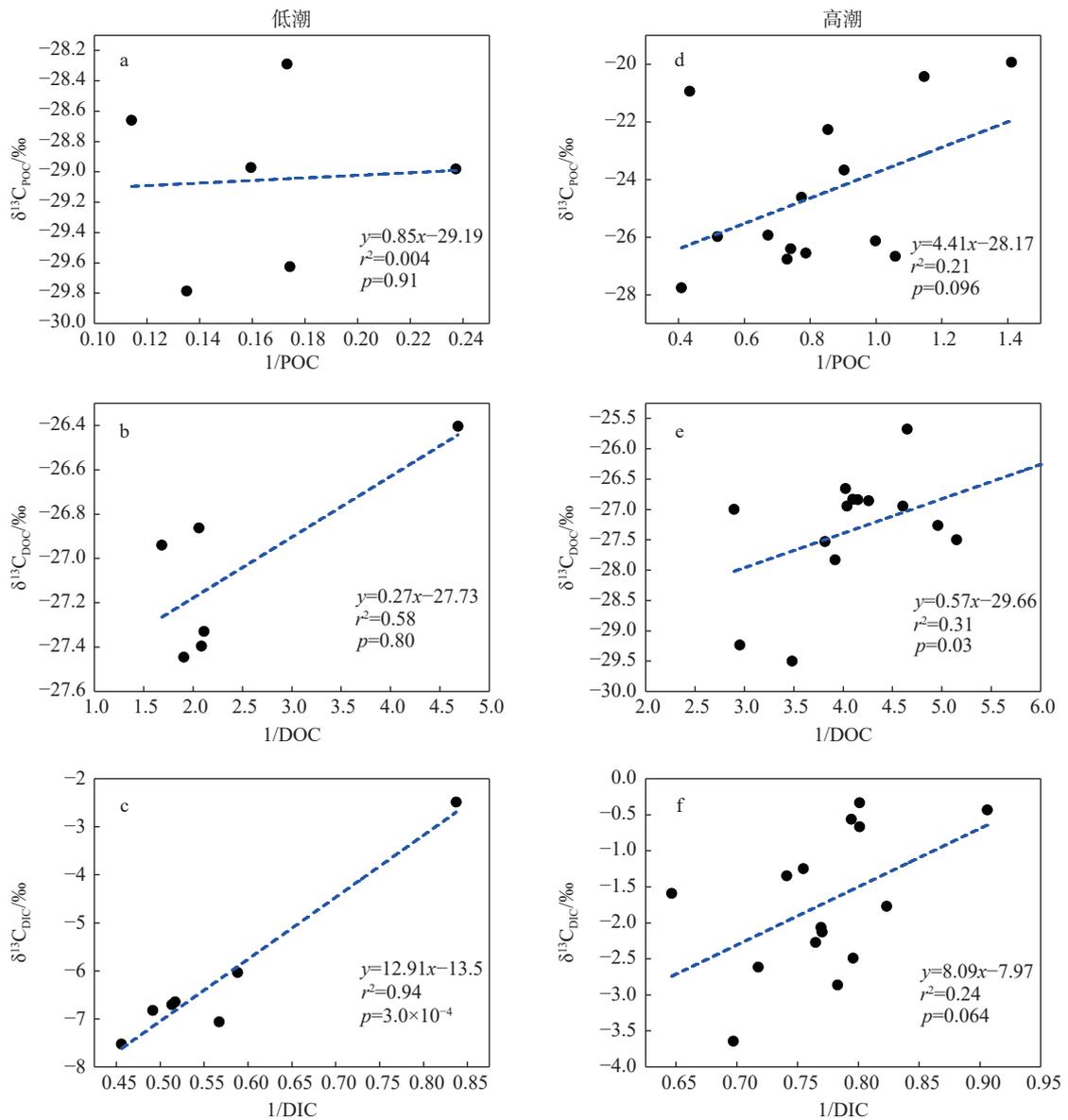


图 8 “添加”的碳源线性回归分析

Fig.8 Linear regression analysis on “added” carbon sources

来了碳同位素更重的海洋源 DIC 和 POC。

高潮潮沟水体 POC 含量较低(0.71~2.45 mg/L), $\delta^{13}C_{POC}$ 值变化范围变大(-19.94‰~-27.76‰), 表明此时系统内 POC 不止 1 种来源。高潮海湾-红树林潮沟中的 POC 库主要受海洋浮游生物($\delta^{13}C_{POC}$ 值约为-20.8‰^[39])和红树林植物碎屑($\delta^{13}C_{POC}$ 值为-28‰~-31‰)^[41]的影响^[11]。用二元混合模型估算出红树林植物碎屑贡献高潮 POC 的 85%, 海洋浮游生物贡献 15%(图 9)。无论是高潮或者低潮, 红树林植物碎屑都是该潮沟 POC 的主要来源, 其在潮汐驱动下成为近海 POC 的重要来源。

海洋 DIC 主要是由大气 CO_2 溶解产生, 其 $\delta^{13}C$ 值约为 1‰^[46]。除海洋来源外, 高潮 DIC 还可能受

地下水排泄和红树林沉积物有机质降解的影响。虽然高潮时水压会抑制地下水的排泄, 但地下水可以通过孔隙水交换的方式进入到上覆水体中, 从而将沉积物有机质降解产生的 DIC 一同带出。用沉积物孔隙水“添加”的 $\delta^{13}C_{DIC}$ 的平均值(-21.15‰)作为高潮 DIC 的另一个端元, 代入公式(5)和(6)得到海水和孔隙水交换分别贡献高潮 DIC 的 65%和 35%(图 9)。

与 DIC 和 POC 不同的是, 高潮时“添加”的 $\delta^{13}C_{DOC}$ 值(-29.66‰)比低潮(-27.73‰)负, 虽然与清澜湾红树林植物碎屑 $\delta^{13}C$ 值(-28‰~-31‰)^[41]接近, 但结合图 2i 中 $\delta^{13}C_{DOC}$ 值随盐度的增加而降低可以看出, 有较轻的 DOC 在涨潮时被海水带进

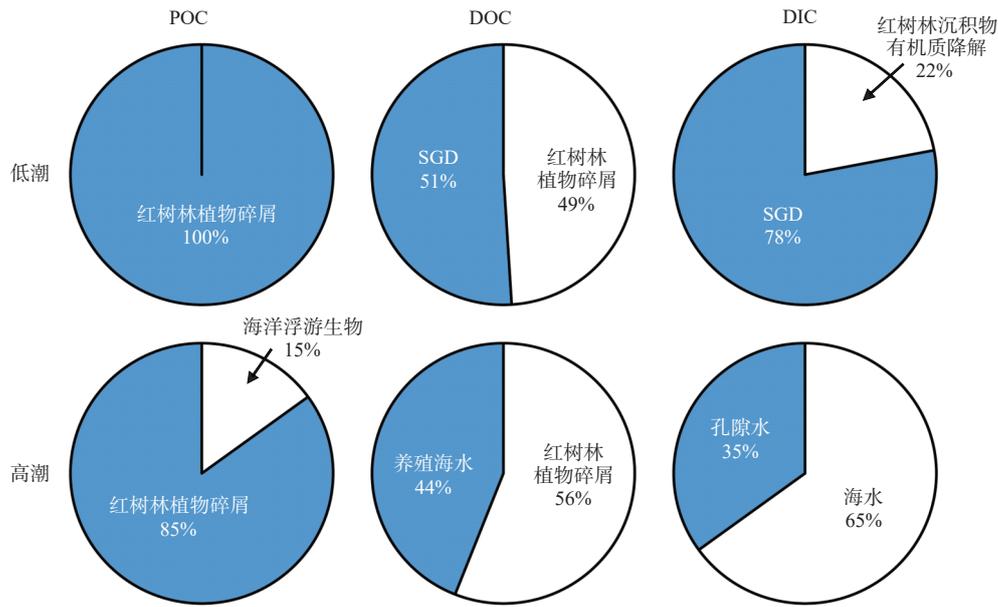


图9 低潮和高潮 POC、DOC、DIC 不同来源贡献比例

Fig.9 Contribution ratios of POC, DOC, DIC from different sources during low and high tides

了潮沟。根据野外调查发现在清澜湾口有一片海水养殖区,推测较轻的 DOC 输入可能与海水渔业养殖产生的有机质相关。高潮期 SGD 输入的 DOC 含量较低,其影响可忽略不计,在这里仅考虑养殖海水 ($\delta^{13}\text{C}$ 值为 -29.23%) 和红树林植物碎屑对潮沟 DOC 的影响。代入公式(5)和(6)得到红树林植物碎屑贡献高潮 DOC 的 56%,养殖海水贡献 44% (图 9)。

3.3 潮沟碳收支平衡

为了更清晰地了解清澜湾红树林潮沟的碳收支平衡,使用溶解碳质量平衡模型(公式(3)、(4))来讨论。该模型已被广泛应用于各种沿海生态系统中来了解其内部的生物地球化学过程和外部来源对当地生态系统的影响^[26-28]。本文 2.3 节中已经估算出涨潮外海向潮沟输入的 DIC 和 DOC 通量分别为 27.80×10^5 和 3.37×10^5 mol/d,落潮潮沟向外海输出的 DIC 和 DOC 通量分别为 33.58×10^5 和 3.47×10^5 mol/d;SGD 向潮沟贡献的 DIC 和 DOC 通量分别为 11.32×10^5 和 0.23×10^5 mol/d^[11];清澜湾红树林水气 CO_2 的交换速率为 $7.38 \text{ mmol/m}^2 \cdot \text{d}$ ^[47],估算出清澜湾红树林潮沟的水气 CO_2 交换通量为 0.009×10^5 mol/d。由于没有测定沉积物溶解碳的扩散通量,采用全球红树林沉积物溶解碳的平均扩散速率 (DIC: $49 \text{ mmol/m}^2 \cdot \text{d}$ ^[48]; DOC: $28 \text{ mmol/m}^2 \cdot \text{d}$ ^[49]) 进行估算,得出此红树林潮沟 DIC 和 DOC 的沉积物

扩散贡献值分别为 0.062×10^5 和 0.036×10^5 mol/d;全球红树林潮沟平均初级生产力为 $127 \text{ mmol/m}^2 \cdot \text{d}$ ^[50],故清澜湾红树林潮沟初级生产力贡献的 DOC 通量为 0.16×10^5 mol/d。将上述所有已知通量代入公式(3)和(4)可以得到各生物过程消耗的 DIC 通量为 5.593×10^5 mol/d,微生物降解的 DOC 通量为 0.326×10^5 mol/d。

清澜湾红树林潮沟 DIC 和 DOC 所有的源汇通量如图 10 所示。该图很好地证明了 SGD 是潮沟溶解碳的主要来源,而潮汐的横向运输是潮沟与外海进行溶解碳交换的主要过程。红树林储存的碳主要固存于土壤沉积物中,多项研究发现缺失的红树林碳汇可能通过 SGD 排放到潮沟中,又经过潮汐横向交换汇入沿海海洋,并且大部分溶解碳以 DIC 形式排放^[14,26,33,38,48]。在该潮沟中, DIC 的排泄通量同样远大于 DOC。而无论是通过 SGD 作用还是潮汐横向运输排泄的溶解碳通量都较高,这表明 SGD 和潮汐作用能将大量的溶解碳排泄到近海,这可能会改变近海水体的碳酸盐体系组成,从而潜在地影响海洋对大气 CO_2 的吸收。例如,波罗的海被认为是大气 CO_2 的“源”,其向大气释放的 CO_2 净通量为 1.05 TgC/a ,如果在碳循环模型中加入地下水和潮汐输入,净释放通量则增大到 1.36 TgC/a ^[35]。SGD 和潮汐横向碳交换不仅是红树林碳循环中的重要部分,同时也会对近海溶解碳收支平衡产生一定的影响。

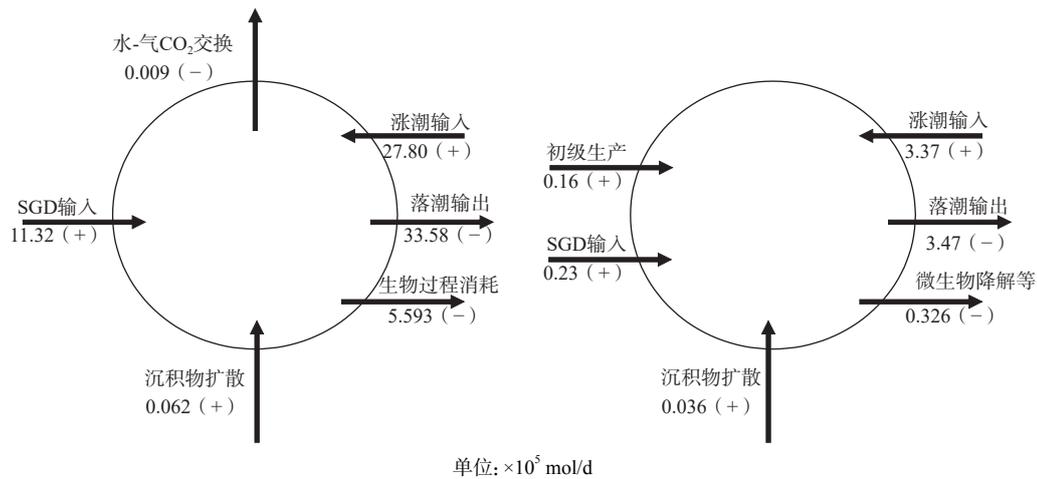


图 10 DIC (左) 和 DOC (右) 质量平衡模型

Fig.10 The mass balance model of DIC (left) and DOC (right)

4 结论

本研究揭示了淡水 SGD 对潮汐动态的响应, 分析了碳在高潮期和低潮期的来源和转化, 并量化了潮沟水流量以及输出的溶解碳通量。得出以下结论:

(1) 淡水 SGD 占比在 2.5%~22.7% 变化, 平均为 13.0%, 与水深、盐度呈现出明显的反比例关系, 表明其对潮汐动态的响应十分显著。

(2) 清澜湾红树林潮沟低潮期 POC 来源于红树林植物碎屑(100%), DOC 来源于红树林植物碎屑(49%)和 SGD(51%), DIC 来源于 SGD(78%)和红树林沉积物有机质(22%); 高潮时 POC 来源于红树林植物碎屑(85%)和海洋浮游植物(15%), DOC 来源于被污染的海水(44%)和红树林植物碎屑(56%), DIC 来源于海水(65%)和孔隙水交换(35%)。

(3) 清澜湾红树林潮沟净流量为 $0.86 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$, 输出到海湾的 DIC 和 DOC 通量分别为 5.78×10^5 和 $0.10 \times 10^5 \text{ mol/d}$, 其中, DIC 占总溶解碳的 98.3%, 是溶解碳的主要输出形式, 对海岸带水体的碳酸盐平衡体系具有潜在的影响。

(4) SGD 是红树林潮沟溶解碳的重要来源, 潮汐的横向运输是红树林潮沟与外海进行溶解碳交换的主要过程。

参考文献:

- [1] 刘花台, 郭占荣. 海底地下水排泄的研究进展 [J]. 地球科学进展, 2014, 29(7): 774-785.
- [2] DZHAMALOV R, SAFRONOVA T. On estimating chemical discharge into the world ocean with groundwater[J]. *Water Resources*, 2002, 29: 626-631.
- [3] LI L, BARRY D A, STAGNITI F, et al. Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea[J]. *Water Resources Research*, 1999, 35(11): 3253-3259.
- [4] LIU Q, CHARETTE M A, HENDERSON P B, et al. Effect of submarine groundwater discharge on the coastal ocean inorganic carbon cycle[J]. *Limnology and Oceanography*, 2014, 59(5): 1529-1554.
- [5] RODELLAS V, GARCIA-ORELLANA J, MASQUÉ P, et al. Submarine groundwater discharge as a major source of nutrients to the Mediterranean Sea[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2015, 112(13): 3926-3930.
- [6] WANG X L, SU K J, CHEN X G, et al. Submarine groundwater discharge-driven nutrient fluxes in a typical mangrove and aquaculture bay of the Beibu Gulf, China[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2021, 168(7): 112500.
- [7] FEELY R A, SABINE C L, LEE K, et al. Impact of anthropogenic CO_2 on the CaCO_3 system in the oceans[J]. *Science*, 2004, 305(5682): 362-366.
- [8] CAI W J, WANG Y, KREST J, et al. The geochemistry of dissolved inorganic carbon in a surficial groundwater aquifer in North Inlet, South Carolina, and the carbon fluxes to the coastal ocean[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(4): 631-639.
- [9] LIU Q, CHARETTE M A, BREIER C F, et al. Carbonate system biogeochemistry in a subterranean estuary-Waquoit Bay, USA[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 203(2017): 422-439.
- [10] LIU Y, JIAO J J, LIANG W, et al. Inorganic carbon and alkalinity biogeochemistry and fluxes in an intertidal beach aquifer: implications for ocean acidification[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 595: 126036.
- [11] WU Z J, ZHU H N, TANG D H, et al. Submarine groundwater discharge as a significant export of dissolved inorganic carbon from a mangrove tidal creek to Qinglan Bay (Hainan Island, China)[J]. *Continental Shelf Research*, 2021, 223(3): 104451.

- [12] WANG G Z, JING W P, WANG S L, et al. Coastal acidification induced by tidal-driven submarine groundwater discharge in a coastal coral reef system[J]. *Environmental Science and Technology*, 2014, 48(22): 13069-13075.
- [13] MCGOWAN K T, MARTIN J B. Chemical composition of mangrove-generated brines in Bishop Harbor, Florida: interactions with submarine groundwater discharge[J]. *Marine Chemistry*, 2007, 104(1): 58-68.
- [14] TAILLARDAT P, ZIEGLER A D, FRIESS D A, et al. Carbon dynamics and inconstant porewater input in a mangrove tidal creek over contrasting seasons and tidal amplitudes[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2018, 237: 32-48.
- [15] BOUILLON S, BORGES A V, CASTANEDA-MOYA E, et al. Mangrove production and carbon sinks: a revision of global budget estimates[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2008, 22(2): 1-12.
- [16] LIU Y, JIAO J J, CHENG H K. Tracing submarine groundwater discharge flux in Tolo Harbor, Hong Kong (China)[J]. *Hydrogeology Journal*, 2018, 26(6): 1857-1873.
- [17] TANIGUCHI M. Tidal effects on submarine groundwater discharge into the ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(12): 21-23.
- [18] CALL M, MAHER D, RUIZ-HALPERN S, et al. Spatial and temporal variability of carbon dioxide and methane fluxes over semi-diurnal and spring-neap-spring timescales in a mangrove creek[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2015, 150: 211-225.
- [19] 韩新, 曾传智. 清澜港(八门湾)自然保护区红树林调查[J]. *热带林业*, 2009, 37(2): 50-51.
- [20] 农寿千, 杨小波, 李东海, 等. 清澜港红树林保护区植物特点研究[J]. *植物科学学报*, 2011, 29(4): 459-466.
- [21] 徐中亮, 杨小波, 李东海, 等. 清澜港红树林植被类型数量分类[J]. *安徽农业科学*, 2012, 40(34): 16659-16661, 16663.
- [22] 甄佳宁, 廖静娟, 沈国状. 1987以来海南省清澜港红树林变化的遥感监测与分析[J]. *湿地科学*, 2019, 17(1): 44-51.
- [23] MOORE W S. The effect of submarine groundwater discharge on the ocean[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2010, 2(1): 59-88.
- [24] DESTOUNI G, PRIETO C. On the possibility for generic modeling of submarine groundwater discharge[J]. *Biogeochemistry*, 2002, 66(1): 171-186.
- [25] TAILLARDAT P, WILLEMSSEN P, MARCHAND C, et al. Assessing the contribution of porewater discharge in carbon export and CO₂ evasion in a mangrove tidal creek (Can Gio, Vietnam)[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 563: 303-318.
- [26] CHEN X G, ZHANG F F, LAO Y L, et al. Submarine groundwater discharge-derived carbon fluxes in mangroves: an important component of blue carbon budgets?[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(9): 6962-6979.
- [27] JIANG Z J, LI J Q, QIAO X D, et al. The budget of dissolved inorganic carbon in the shellfish and seaweed integrated mariculture area of Sanggou Bay, Shandong, China[J]. *Aquaculture*, 2015, 446: 167-174.
- [28] OH Y H, LEE Y W, PARK S, et al. Importance of dissolved organic carbon flux through submarine groundwater discharge to the coastal ocean: results from Masan Bay, the southern coast of Korea[J]. *Journal of Marine Systems*, 2017, 173(4): 43-48.
- [29] 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*, 2007, 112(G2): G02018.
- [30] BREITHAUPT J L, SMOAK J M, SMITH T J, et al. Organic carbon burial rates in mangrove sediments: strengthening the global budget[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2012, 26(3): GB3011.
- [31] RAY R, MICHAUD E, ALLER R C, et al. The sources and distribution of carbon (DOC, POC, DIC) in a mangrove dominated estuary (French Guiana, South America)[J]. *Biogeochemistry*, 2018, 138(3): 297-321.
- [32] FABER P A, EVRARD V, WOODLAND R J, et al. Pore-water exchange driven by tidal pumping causes alkalinity export in two intertidal inlets[J]. *Limnology and Oceanography*, 2014, 59(5): 1749-1763.
- [33] MAHER D, GOLSBY-SMITH L, GLEESON J, et al. Groundwater-derived dissolved inorganic and organic carbon exports from a mangrove tidal creek: the missing mangrove carbon sink?[J]. *Limnology and oceanography*, 2013, 58(2): 475-488.
- [34] SIPPO J Z, MAHER D T, TAIT D R, et al. Are mangroves drivers or buffers of coastal acidification? Insights from alkalinity and dissolved inorganic carbon export estimates across a latitudinal transect[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2016, 30(5): 753-766.
- [35] SZYMCZYCHA B, MACIEJEWSKA A, WINOGRADOW A, et al. Bay of puck seepage water dissolved organic carbon dissolved inorganic carbon loads carbon budget Baltic Sea world ocean[J]. *Environmental Science*, 2014, 56(2): 327-347.
- [36] BURNETT W C, PETERSON R N, SANTOS I R, et al. Use of automated radon measurements for rapid assessment of groundwater flow into Florida streams[J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 380(3): 298-304.
- [37] UNLAND N P, CARTWRIGHT I, ANDERSEN M S, et al. Investigating the spatio-temporal variability in groundwater and surface water interactions: a multi-technique approach[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013, 17(9): 3437-3453.
- [38] BOUILLON S, MIDDELBURG J J, DEHAIRS F, et al. Importance of intertidal sediment processes and porewater exchange on the water column biogeochemistry in a pristine mangrove creek (Ras Dege, Tanzania)[J]. *Biogeosciences*, 2007, 4(3): 311-322.
- [39] DITTMAR T, LARA R J. Driving forces behind nutrient and organic matter dynamics in a mangrove tidal creek in North Brazil[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2001, 52(2): 249-259.
- [40] KEELING C D. The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas[J]. *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta*, 1958, 13(4): 322-334.
- [41] 韦莉莉, 严重玲, 叶彬彬, 等. C_3 植物稳定碳同位素组成与盐分的关系 [J]. *生态学报*, 2008, 3: 1270-1278.
- [42] 朱茂旭, 史晓宁, 杨桂朋, 等. 海洋沉积物中有机质早期成岩矿化路径及其相对贡献 [J]. *地球科学进展*, 2011, 26(4): 355-364.
- [43] SALEM Z E, AL TEMAMY A M, SALAH M K, et al. Origin and characteristics of brackish groundwater in Abu Madi coastal area, Northern Nile Delta, Egypt[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2016, 178: 21-35.
- [44] TELLAM J H. Hydrochemistry of the saline groundwaters of the lower Mersey Basin Permo-Triassic sandstone aquifer, UK[J]. *Journal of Hydrology*, 1995, 165(1): 45-84.
- [45] 焦念志. 海洋固碳与储碳: 并论微生物在其中的重要作用 [J]. *中国科学(地球科学)*, 2012, 42(10): 1473-1486.
- [46] MIYAJIMA T, TSUBOI Y, TANAKA Y, et al. Export of inorganic carbon from two Southeast Asian mangrove forests to adjacent estuaries as estimated by the stable isotope composition of dissolved inorganic carbon[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114(G1): 456-466.
- [47] LIU J W, CHEN Y Q, WANG Y Q, et al. Greenhouse gases emissions and dissolved carbon export affected by submarine groundwater discharge in a maricultural bay, Hainan Island, China[J]. *Science of the Total Environment*, 2022, 857(7): 159665.
- [48] ALONGI D M. Carbon cycling and storage in mangrove forests[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2014, 6(1): 195-219.
- [49] MAHER D T, EYRE B D. Benthic fluxes of dissolved organic carbon in three temperate Australian estuaries: implications for global estimates of benthic DOC fluxes[J]. *Journal of Geophysical Research(Biogeosciences)*, 2010, 115(G4): G04039.
- [50] ALONGI D M. Global significance of mangrove blue carbon in climate change mitigation[J]. *Sci*, 2020, 2(3): 1-15.

Tidal dynamics of dissolved carbon flux in ground water of a mangrove tidal creek in Qinglan Bay, Wenchang, Hainan

ZHANG Yue¹, ZHU Hongni¹, WANG Yiqing¹, ALYAA Zidan¹, CUI Zhen'ang², WU Zijun^{1*}

(1 State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China;

2 Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510075, China)

Abstract: Submarine groundwater discharge (SGD) is an important pathway for transporting dissolved carbon from land to the ocean. A tidal creek of the Qinglan Bay (Hainan, China) was selected for study in the regard. The field work was conducted in Oct.-Dec., 2019. Results show that the proportion of freshwater SGD in was 2.5%~22.7%, in average of 13.0%, and the net SGD flow rate was $0.86 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$. Based on the dissolved carbon concentration in groundwater, we estimated that the fluxes of dissolved inorganic carbon (DIC) and dissolved organic carbon (DOC) output from the tidal creek were $5.78 \times 10^5 \text{ mol/d}$ and $0.10 \times 10^5 \text{ mol/d}$, respectively. Among them, the DIC was the main form of dissolved carbon transported in the tidal creek, accounting for 98.3% of the total dissolved carbon. At low tide, 49% of DOC came from mangrove plant debris, and 51% comes from SGD. In DIC, 78% came from SGD and 22% from organic matter in mangrove sediment. At high tide, 44% of DOC was from contaminated seawater and 56% from mangrove plant debris. In DIC, 65% came from seawater and 35% from pore water exchange. The SGD of mangrove tidal channels transported a large amount of dissolved carbon to the Qinglan Bay, and its impact on the carbonate balance system of nearshore water needs to be clarified in the future.

Key words: mangrove tidal creek; fresh SGD; dissolved inorganic carbon; stable carbon isotope; tidal action