

长江口盐沼滩面演化的有机碳累积效应*

陈庆强** 周菊珍 孟 翊 胡克林 顾靖华

华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062

摘要 通过对长江口崇明岛东部滩地3个典型高程部位(高潮滩、中潮滩、光滩)柱样的元素(C, N)含量、稳定同位素组成($\delta^{13}\text{C}$)、粒度与C/N比等的测定, 研究盐沼有机质的来源、更新特征及垂向累积。结果表明, 光滩柱样有机质主要来自海洋, 颗粒有机碳(POC)含量、C/N比等上下高度一致, 有机质的多源性不明显; 中潮滩柱样有机质为陆源与海源的混合, 陆源成分略占优势; 高潮滩柱样有机质的多源性明显, 但有机质主要来自陆源与当地植被。随着滩面演化, 柱样上部层段的有机质含量增加, 陆源物质与当地植被逐渐成为有机质的主要来源, 个别POC含量高的层段, 原地植被对POC的贡献高达58%。长江口盐沼有机质的分解程度低, POC与黏土含量的垂向分布主要受控于滩面沉积过程, 与盐沼高的淤积速率直接相关。从物质净累积看, 盐沼是大气中 CO_2 的一个汇。长江口盐沼高的淤积速率, 独特的沙、泥纹层构造及其优良的封堵效应, 使埋藏存储成为盐沼碳汇的主要途径。

关键词 盐沼 碳稳定同位素 碳累积 C/N比 有机质来源

大气中 CO_2 是最重要的温室气体, 根据目前的浓度, 全球增温的一半由 CO_2 引起^[1]。大气中 CO_2 含量不断增加, 已引起人们对于全球变暖可能的正反馈效应的关切, 即可使陆地土壤碳库进一步释放 CO_2 ^[2]。土壤向大气的碳通量主要以土壤呼吸产生的 CO_2 形式出现^[3], 土壤呼吸释放的碳通量约在60—120 $\text{Pg} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[4]。全球土壤表层1 m土层约含有1570 $\text{Pg} \text{ C}$ ^[5], 其中约1/3包含在泥炭土壤中^[6]。长期以来, 对于湿地温室气体源汇问题的研究, 主要集中于内陆湿地, 特别是北半球高纬地带泥炭^[7,8]。在全球碳循环研究中, 海岸盐沼湿地(tidal salt marshes)因面积所限, 尚未被作为一个研究重点。近年来, 关于海岸盐沼碳动态的研究逐渐引起科学家的关注^[9-11]。

盐沼湿地分布于全球中、高纬潮间带海岸, 具备湿地的一般性质, 因受到潮汐的影响, 又有其自

身特征。决定盐沼湿地结构与功能的主要因素包括被潮水浸没的频率与持续时间、土壤盐度、土壤的渗透性以及营养元素(特别是氮)的限制^[12]。盐沼湿地位居全球最高产的生态系统之列, 地下生产力和厌氧分解作用是整体能量平衡中的两个主要过程。这些地方的水体 p_{CO_2} 异常高^[13], 说明通过地下蓄水层输入到滨海水域的 CO_2 可能是滨浅海及大气的一个重要碳源^[14]。业已发现地下水可直接进入沿岸海域^[15], 在一些沿海地区, 由地下水输入到近岸海域的生物活性物质甚至超过河流输入量^[16]。因此, 科学评估海岸盐沼湿地的碳源、汇功能, 对于重新评估海洋碳的质量平衡以及全球碳循环研究均具有重要意义。这需要系统研究海岸盐沼土壤碳的来源、更新与累积机制以及输出方式与数量等关键细节。

我国淤泥质海岸分布较广, 大陆沿岸约有4000多公里, 滨海湿地南北均有分布, 滩涂和盐沼湿地

2006-09-20 收稿, 2006-11-15 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40202032)、国家重点基础研究发展计划(批准号: 2002CB412403)和上海市高等学校青年科学基金(批准号: 2000QN14)资助项目

** E-mail: qqchen@sklec.ecnu.edu.cn

约有 $2.1 \times 10^6 \text{ hm}^2$ ^[17]. 因此, 系统开展我国海岸盐沼湿地碳循环研究, 查明盐沼土壤碳的动态, 对于科学评估我国海岸盐沼湿地在陆地与近海海洋生态系统碳循环中的作用, 增加我国陆地碳汇, 减轻我国在温室气体减排国际谈判中的压力, 均具有重要科学意义. 但是, 长期以来关于我国沿海湿地碳循

环的研究尚鲜有报道. 本文选择长江口崇明东滩盐沼湿地为研究对象, 根据土壤有机碳含量、C/N(原子)比、碳稳定同位素组成以及土壤颗粒组成等, 研究盐沼典型高程部位土壤剖面有机碳的分布与累积机制.

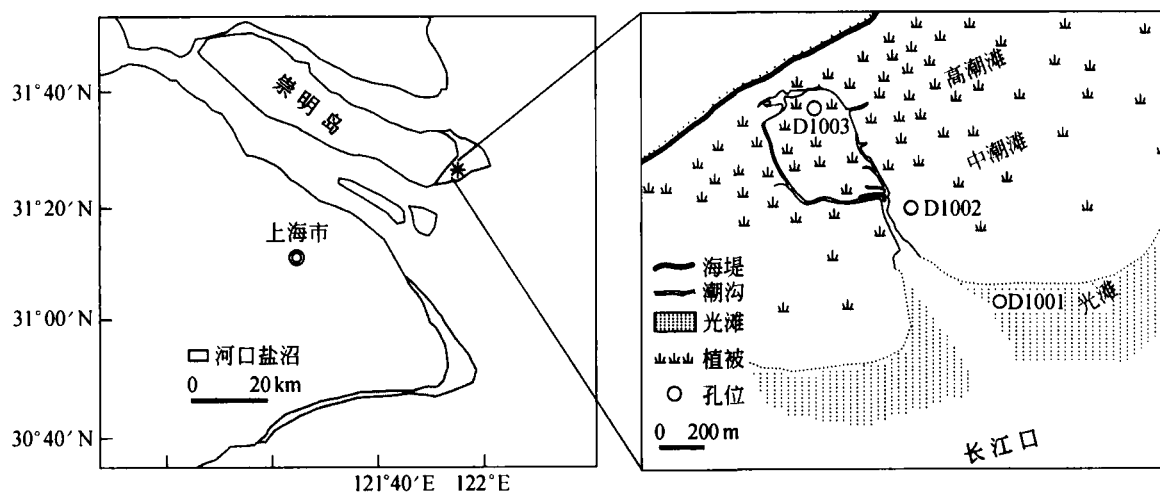


图1 研究柱样位置图

1 研究地点及研究方法

1.1 研究区概况

研究区位于长江入海口的崇明岛东部滩地(崇明东滩)(图1), 崇明东滩是长江口目前规模最大、地貌单元最完善的河口型潮汐滩涂湿地. 长江径流携带的巨量泥沙为崇明东滩的向海延伸提供了充足物源, 目前滩地仍以高淤涨速率($200\text{—}300 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$)向海推进, 0 m 线以上面积达 222 km^2 ^[18]. 崇明东滩湿地已被列为国际重要湿地(No. 1144), 也是国家级自然保护区, 原始生境保护较好. 本区地处北亚热带南缘, 受到东亚季风的显著影响. 年平均气温 $15.0\text{—}15.8^\circ\text{C}$, 年均降雨量 $900\text{—}1050 \text{ mm}$, 降水集中在 5—9 月, 降水量占全年的 $60\%\text{—}70\%$ 以上^[19].

崇明东滩处于长江口淡、咸水交汇地带, 受到潮汐明显影响, 潮汐性质属非正规半日浅海潮, 多年平均潮差为 $2.40\text{—}3.20 \text{ m}$ ^[20]. 崇明东滩滩面宽缓, 潮流流速不大, 而风浪作用显著, 多年平均波高为 0.9 m , 最大波高可达 6.2 m ^[21]. 台风与暴雨主要出现在夏、秋季节, 每年平均 $1\text{—}2$ 次^[21]. 滩地

植被主要集中于高潮滩至中潮滩下部^[21], 暴风雨期间, 湿地滩面冲刷主要发生在光滩及中潮滩下部外缘, 而植被发育地带长期处于相对稳定的淤积过程^[22]. 长江口淤泥质潮滩的百年尺度沉积速率可达 $4.2 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[23], 明显高于世界其他地区的海岸盐沼湿地. 滩地如此高的沉积速率, 使其成为入海河口地区最具活力的物质汇集与循环的场所.

长江口盐沼植被主要为多年生草本植物, 主要类型有: 芦苇(*Phragmites australis*)、藨草(*Scirpus triqueter*)、海三棱藨草(*Scirpus mariqueter*)、糙叶苔草(*Carex scabrifolia*)^[21]. 芦苇主要分布在高潮滩上部与海塘之间, 多为人工种植, 高 $1\text{—}3 \text{ m}$, 地下根茎发达. 糙叶苔草分布面积有限, 通常与芦苇镶嵌分布. 藨草广泛分布于高潮滩和中潮滩, 是崇明东滩重要的自然植被, 高度一般为 $25\text{—}40 \text{ cm}$, 地下根系十分发达, 根系主要分布于滩面以下 $10\text{—}20 \text{ cm}$, 甚至可达 30 cm 以下, 固滩作用显著. 海三棱藨草亦为崇明东滩先锋植被, 多分布于盐度较大的地带, 如中潮滩的中上部. 在海三棱藨草分布地带外侧与光滩内侧, 有藻类出现, 主要为硅藻^[24].

1.2 研究方法

1.2.1 样品采集 在崇明东滩典型高程部位(高潮滩上部、中潮滩下部、光滩)分别采集柱状样品(图1)。采样时间为2001年10月底,高潮滩柱状样孔位为 $31^{\circ}28.518'N$, $121^{\circ}56.268'E$,中潮滩柱状样为 $31^{\circ}28.340'N$, $121^{\circ}56.470'E$,光滩柱状样为 $31^{\circ}28.152'N$, $121^{\circ}56.681'E$ 。用内径11 cm的PVC管采样,采样管在室内先用自来水洗净,之后用去离子水冲洗数次,风干,将两端用封箱胶带密封,备用。高潮滩上部柱样(D1003)长100 cm,中潮滩下部柱样(D1002)长60 cm,光滩柱样(D1001)长40 cm。取样后,立即将PVC管两端用密实袋封堵,用封箱胶带将密实袋固定,使PVC管口密封。将柱状样运回实验室,沿柱样深度方向剖分为二,描述柱样剖开面揭示的沉积特征,拍照,之后按照1 cm深度间隔连续采集样品,置于自封袋低温($0-4^{\circ}C$)保存。在柱样孔位周围6 m范围内采集地上植物样品,用潮沟水将样品洗净,运回实验室后再用自来水冲洗,风干,置于自封袋中低温保存。

1.2.2 总氮(TN)、总碳(TC)含量 将风干土样用玛瑙研钵研细(<200 目),在研样过程中,尽可能挑出肉眼可见的植屑;将土样置于恒温干燥箱 $60^{\circ}C$ 下烘24 h。样品在干燥器中冷至室温,之后包样,利用Vario EL元素分析仪测试。分析精度:TN为 $\pm 8\%$,TC为 $\pm 2\%$ 。

1.2.3 碳稳定同位素($\delta^{13}C$)分析 将已研细(<200 目)的土样用 $6\text{ mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 盐酸(分析纯)酸化,去除其中无机碳,用蒸馏水洗至中性,置于恒温干燥箱 $60^{\circ}C$ 下烘24 h。样品在干燥器中冷至室温,称重,取得样品酸化前后的质量变化。包样,称重。在Flash 1112 EA型元素分析仪的烧样石英管(氧化管)中,通氧状态下烧样,氧化管中的 $\text{Co}_3\text{O}_4\text{-Ag}$ 混合物吸收烧样产生的杂质气体(如 SO_2 、卤素等);之后,气体通入装有高纯铜的还原管,吸收过量的 O_2 ,将氮的各类氧化物还原为 N_2 ;气体经干燥管吸收水分后为 CO_2 , N_2 ,再经小色谱柱分离,得到纯净的 CO_2 ;通入相连的Delta plus XP型稳定同位素质谱仪,进行碳稳定同位素测定,同位素丰度计算方法为:

$$\delta^{13}C = [(^{13}C/^{12}C_{\text{样品}} - ^{13}C/^{12}C_{\text{标准}}) / ^{13}C/^{12}C_{\text{标准}}] \times 10^3 (\text{‰})$$

标准样品采用PDB国际通用标准(Pee Dee Belemnite标准), $\delta^{13}C$ 分析精度为 $\pm 0.1\%$ 。根据质量数44的 CO_2 离子峰的强度确定样品的颗粒有机碳(POC)含量,分析精度不低于 $\pm 2\%$ 。根据样品酸化前后的质量变化,将酸化样品POC含量换算成酸化前全样的POC含量,计算全样的C/N比。土样中溶解有机碳的含量很低,可忽略不计,本文以土样POC含量代表有机碳含量。土样总碳含量减去颗粒有机碳含量就得到无机碳含量(TIC)。植物样品不需酸化,置于干燥箱 $60^{\circ}C$ 下烘24 h,研细(<200 目),包样,上机测试。

1.2.4 粒度分析 将约2 g干样置于50 mL小烧杯中,加入15 mL蒸馏水,搅拌,之后缓缓加入5 mL 30% H_2O_2 ,静置过夜,去除有机质。将浊液移入50 mL具塞离心管,加入5 mL分散剂(3.3%六偏磷酸钠溶液)。水平振荡离心管30 min,或超声振荡,使颗粒充分分散。之后,利用Coulter LQ-100Q型激光粒度仪分析土壤样品颗粒组成。

2 研究结果

2.1 颗粒有机碳 $\delta^{13}C$ 深度特征

盐沼不同高程部位土壤剖面有机碳 $\delta^{13}C$ 深度特征各不相同,这表现在 $\delta^{13}C$ 值的范围与 $\delta^{13}C$ 深度分布特征两方面(图2)。光滩柱样(D1001)有机碳 $\delta^{13}C$ 值多在 -20.3% — -22.5% ,剖面底部5 cm层段为 -22.9% — -23.9% ;中潮滩柱样(D1002)有机碳 $\delta^{13}C$ 值为 -21.5% — -24.3% ;高潮滩柱样(D1003)有机碳 $\delta^{13}C$ 值多在 -22.0% — -24.9% (图2)。

光滩柱样0—26 cm层段,自上向下有机碳 $\delta^{13}C$ 值在 -20.3% — -22.5% 之间呈锯齿状波动,无明显的增大或减小趋势,只是上部0—8 cm层段的有机碳 $\delta^{13}C$ 值略高于下部层段;26—33 cm层段的有机碳 $\delta^{13}C$ 值在 -21.1% — -21.6% 之间连续变化,明显不同于上覆层的锯齿状变化;自33 cm向下,有机碳 $\delta^{13}C$ 值在 -21.6% — -23.9% 之间呈锯齿状波动(图2)。中潮滩柱样0—15 cm层段有机碳 $\delta^{13}C$ 值向下呈明显减小趋势;在15—25 cm层段, $\delta^{13}C$

值总体呈向下增大趋势,存在明显的次一级增大(15—18 cm)、减小(18—20 cm)、再增大(20—25 cm)的变化;在25—31 cm层段,有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值向下呈明显减小趋势,中间存在略变大的波动;从31 cm向下,总体上有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度增加无明显的增大或减小趋势,中间存在2个明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 高值段,为35—40 cm与42—46 cm层段。

高潮滩柱样有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值自上向下总体呈先增大(0—65 cm),再减小(65—80 cm),最后稳定变化(80—97 cm)的特征(图2)。在向下总体增大的层段(0—65 cm),又存在有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的次一级变化,如0—25 cm层段 $\delta^{13}\text{C}$ 值向下总体增大,25—32 cm层段 $\delta^{13}\text{C}$ 值总体减小,32—40 cm层段 $\delta^{13}\text{C}$ 值再次增大,40—55 cm层段 $\delta^{13}\text{C}$ 值总体平稳,以及55—65 cm层段 $\delta^{13}\text{C}$ 值向下再次增大。在有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度减小(65—80 cm)以及稳定变化的层段(80—97 cm),有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值均呈现频繁的增、减变化,说明物质变化频繁,这与滩涂上冲淤过程频繁是一致的。

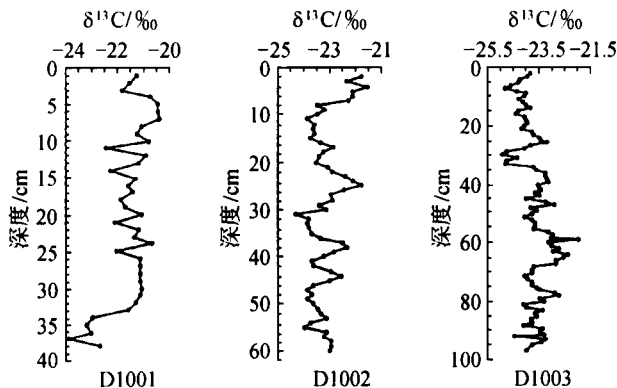


图2 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位土壤剖面有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 深度特征

2.2 土壤 POC 含量深度特征

盐沼不同高程部位土壤剖面 POC 含量 $w(\text{POC})$ 深度特征各异,这表现在 $w(\text{POC})$ 变化范围与 $w(\text{POC})$ 深度特征两方面(图3)。光滩柱样 $w(\text{POC})$ 很低,0—33 cm层段,在0.07%—0.14%之间平稳变化,33—37 cm层段, $w(\text{POC})$ 由0.1%骤增至1.07%,说明物质发生突变。中潮滩柱样 $w(\text{POC})$ 变化于0.07%—0.68%,顶部0—7 cm,稳定变化于0.11%—0.15%;向下直至12 cm, $w(\text{POC})$ 呈增大

趋势;在12—25 cm层段, $w(\text{POC})$ 向下明显减小,直至最低值(0.08%);在25—33 cm层段, $w(\text{POC})$ 向下呈增大趋势;在33—39 cm层段, $w(\text{POC})$ 向下降低;自39 cm向下, $w(\text{POC})$ 总体呈增大趋势,中间出现两个高值段(39—44 cm, 46—52 cm)(图3)。

高潮滩柱样 $w(\text{POC})$ 自上向下呈现减小(0—65 cm)、增大(65—72 cm)、稳定(72—85 cm)以及再增大(85—95 cm)的总体特征(图3)。在总体变化趋势下,又存在次一级的变化,比如,在总体减小层段(0—65 cm),存在 $w(\text{POC})$ 向下降低(0—18 cm)、稳定(18—26 cm)、一致增大(26—30 cm)、一致减小(30—35 cm)、平稳变化(35—50 cm)与减小(50—65 cm)的次一级变化。除个别层段(26—35 cm)外,高潮滩柱样 $w(\text{POC})$ 自上向下的变化呈明显的锯齿型振荡(图3),反映物质变化频繁,这与有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 深度特征揭示的物质变化现象一致。

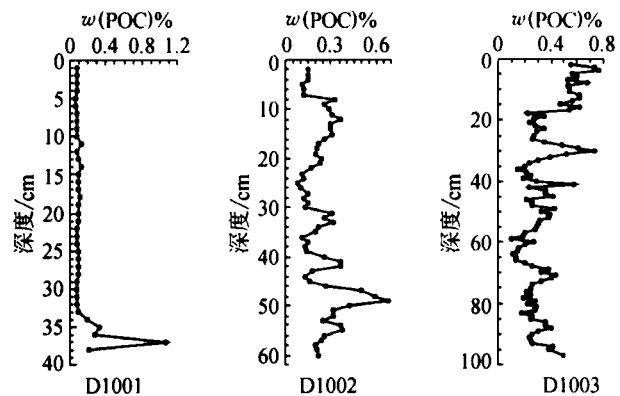


图3 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位土壤剖面颗粒有机碳(POC)含量深度分布

2.3 土壤颗粒组成的深度分布

对比盐沼不同高程部位土壤剖面黏土($<2\mu\text{m}$)含量(w)及其深度特征,可以发现明显的规律性变化。从光滩到高潮滩,柱样上部 w 总体呈增加趋势,而高潮滩相对于中潮滩的增加更为显著(图4)。光滩柱样0—34 cm层段 w 在4.4%—7.5%之间小幅波动,自上向下总体未显示趋势性增加或降低;在34—36 cm层段,出现 w 峰值(11.6%);向下, w 为6.7%—7.8%,略高于柱样中上部。中潮滩柱样 w 为5.7%—13.5%,上下未显示趋势性增加或降低,但是,存在明显的 w 高值段(8—12 cm,

33—37 cm, 39—42 cm 及 46—51 cm 层段)以及次一级变化趋势明显的层段。这些层段包括: 0—12 cm 层段, w 向下快速增加呈现指数变化; 12—26 cm 层段, w 向下呈指数下降趋势; 26—35 cm 层段, w 向下呈指数增加趋势; 自 35 cm 向下, 未显示 w 趋势性增加或降低, 而是出现 w 高值段(图 4)。

高潮滩柱样 w 的变化具有明显特征, 上部(0—15 cm) w 为 10.9%—18.3%, 明显高于下伏层; 自 15 cm 向下, w 总体未显示趋势性增加或降低, 但是存在多个 w 高值段(图 4), 比如, 27—32 cm, 40—42 cm, 48—52 cm, 59—62 cm 以及 85—88 cm 等层段为明显的 w 高值段。高潮滩柱样 20 cm 以下的 w 及其深度变化特征与中潮滩柱样的较类似(图 4), 这很可能是滩面演化的结果。

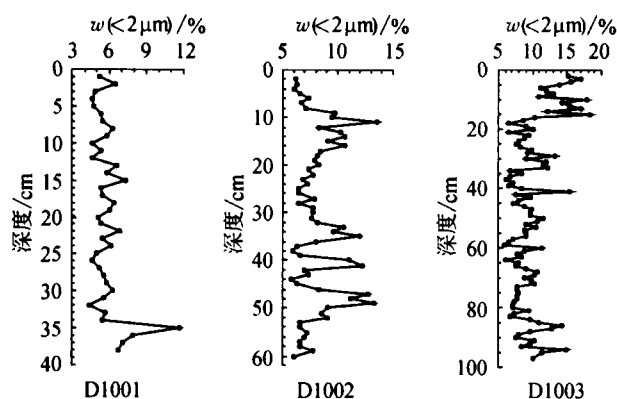


图 4 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位土壤剖面 w 深度特征

2.4 土壤 C/N 比的深度特征

盐沼不同高程部位土壤剖面 C/N 比及其深度变化特征各异(图 5)。光滩柱样 0—35 cm 层段, C/N 比处于 3.78—6.69 之间, 上下未显示趋势性增加或降低; 向下至 37 cm, C/N 比突然增大到 20.87, 再向下, C/N 比略有降低, 仍明显高于中上部土样。中潮滩柱样 C/N 比变化于 3.38—12.13 之间, 自上向下总体呈先降低(0—25 cm), 后增大(25 cm 以下)的变化趋势, 次一级的变化特征较复杂(图 5)。柱样上部(0—11 cm) C/N 比为 3.7—9.54, C/N 比随深度的变化呈明显锯齿型; 自 11 cm 至 20 cm, C/N 比为 5.32—8.72, 总体高于柱样上部; 自 20 cm 至 25 cm, C/N 比从 7.62 一致性降至 3.38; 从 25 cm 至 32 cm, C/N 比随深度明显增加; 自

32 cm 至 36 cm, C/N 比由 9 快速降至 3(最低值); 37—45 cm 层段为 C/N 比的又一高值段(5.69—10.06); 自 47 cm 向下, 为该柱样 C/N 比的最高值段(6.92—12.13)。高潮滩柱样 C/N 比为 5.09—14.61, 自上向下呈趋势性降低, 存在丰富的次一级变化(图 5)。在 17—22 cm, 27—33 cm 以及 58—62 cm 层段, 出现明显的 C/N 比高值。该柱样 C/N 比随深度的变化呈现锯齿型波动, 大小变化频繁, 可能与柱样中沙质纹层与泥质纹层^[25]的频繁交替出现有关。

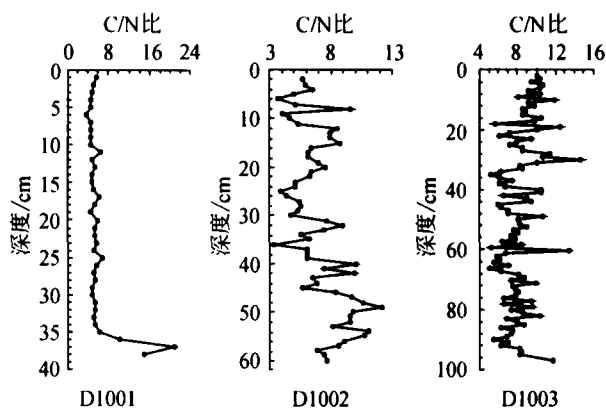


图 5 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位土壤 C/N 比深度特征

3 讨论

3.1 盐沼土壤有机质的来源

入海河口盐沼受到陆海相互作用的显著影响, 这决定了河口盐沼土壤有机质来源的复杂性。碳稳定同位素(^{13}C , ^{12}C)的化学性质相对保守, 有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 可以提供较可靠的物源信息^[26], 而不同形态氮容易降解, 导致仅依靠 C/N 比判断有机质来源可能存在偏差^[27]。因此, 在物质来源复杂, 有机质更新影响因素众多的河口盐沼地区, 综合元素与稳定同位素组成来判断有机质来源是十分必要的。已有研究利用有机碳稳定同位素组成与 C/N 比区分盐沼生态系统有机质的来源^[28,29]。本研究根据长江口盐沼土壤样品、长江口悬浮颗粒物(suspended particulate matter, SPM)以及盐沼植被的元素与稳定同位素组成特征, 综合判断长江口盐沼土壤有机质的来源。

根据光合作途径的不同, 陆地植被可分为 C3

植物与 C4 植物两大类型. C3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 为: -23‰ — -34.5‰ ; C4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 为: -9‰ — -17‰ ^[30]. 水生藻类(Algae)的 $\delta^{13}\text{C}$ 为: -12‰ — -23‰ ^[31]. 海洋颗粒有机质(particulate organic matter, POM)的 $\delta^{13}\text{C}$ 为: -21.6‰ — -23.5‰ ^[29]. 盐沼环境中 N 的赋存形式多样, 无机 N 与有机 N 很难严格分开, $\delta^{15}\text{N}$ 往往由全样测得; 另外, 由于生物的选择吸收、不同赋存形态 N 间的转化以及微生物代谢等均可引起同位素分馏效应, 导致 $\delta^{15}\text{N}$ 不同程度的改变^[32-34]. 上述因素决定利用 $\delta^{15}\text{N}$ 来判断盐沼有机质来源不太可靠, 故本研究未考虑 $\delta^{15}\text{N}$ 指标. 总体上, 长江口盐沼有机质可能主要有 3 个来源: 河流携带的陆源有机质、涨潮水带来的海相有机质以及来自原地植被的有机质. 研究柱样取样地带的植被类型主要为蘆草、海三棱蘆草以及少量糙叶苔草, $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -26.4‰ — -29.7‰ 之间, 均属 C3 植物, 不妨把盐沼有机质的来源简化为陆源与海源两大类型.

研究区光滩柱样有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值多在 -20.3‰ — -22.5‰ 之间, 剖面底部 5 cm 层段为 -22.9‰ — -23.9‰ ; 中滩柱样为 -21.5‰ — -24.3‰ ; 高滩柱样多在 -22.0‰ — -24.9‰ 之间(图 2). 长江口多年连续采样的分析结果表明, 河水 SPM 的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -23.6‰ — -27.1‰ 之间^[35]. 考虑到有机碳分解可能造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值增加以及水生藻类的

加入使 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏大, 高滩柱样的大部分样品以及中滩柱样的多数样品的有机质应主要来源于长江径流携带的 SPM. 涨潮水将 SPM 搬运至中、高滩, 广泛发育的滩地植被的阻挡使水流流速明显下降, SPM 沉积塑造滩面, 根系发达的地表植被固滩效果显著, 滩面不断淤高, SPM 得以保存. 光滩柱样底部 5 cm 层段样品有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近河水 SPM 的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 说明这一层位的陆源成分比例较高, 有机质应主要来自陆源, 这很可能是风暴潮期间的事件沉积层. 该柱样 0—33 cm 层段海相有机质应占相当大比例, 由于光滩受到波浪、潮汐与河流径流的多重影响, 不可能完全排除陆源有机质的存在. 光滩处于盐沼滩地上硅藻等藻类的主要分布带, 藻类很可能是造成该柱样上下有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值窄幅波动的主要原因.

样品 C/N 比有助于物源分析, 陆生高等植物的 C/N 比大于 20^[26], 可高达 50 以上^[29], 河流浮游植物的 C/N 比为 5.2—14.6, 平均为 7.3^[36-38], 海洋 POM 的 C/N 比为 6.1—14.9^[29,39]. 在海、陆源有机质区分时, 通常取陆源、海相有机质的 C/N 比分别为 >12 和 $6-9$ ^[29]. 尽管 N 含量高的物质易分解导致 C/N 比多变, 在物源判断中的可靠性不高^[27], 本研究中盐沼不同高程部位柱样有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 与 C/N 比呈显著负相关(图 6), 表明 C/N 比体现物源的影响.

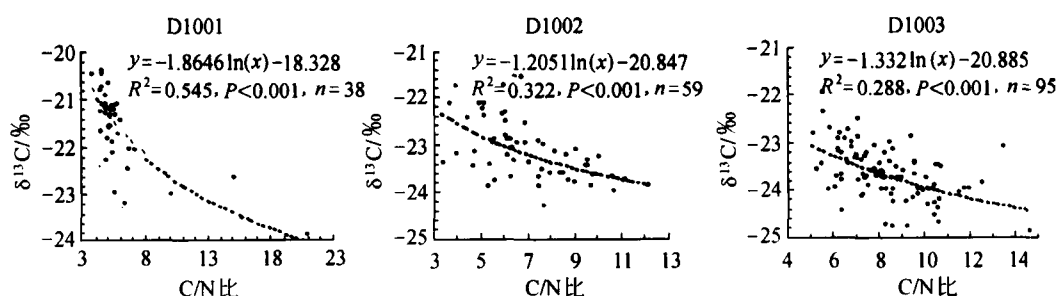


图 6 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位土壤剖面有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 与 C/N 比的关系

在 $\delta^{13}\text{C}$ —C/N 关系图上, 光滩柱样的数据点集中分布在 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -20‰ — -22‰ , C/N 比为 3—7 的有限范围(图 6), 说明海洋来源的有机质占主导地位; 中滩柱样的数据点较为分散, 但多在 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -22‰ — -24‰ , C/N 比为 5—11 的区域(图 6), 指示陆源有机质的比例增加; 高滩滩柱样的数据点

较为集中的分布区是 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -22.6‰ — -24.5‰ , C/N 比为 6—12 的区域(图 6), 说明陆源成分的比例进一步增加. 盐沼不同高程柱样 $\delta^{13}\text{C}$ 与 C/N 的相关系数表现为: 高滩 $<$ 中滩 $<$ 光滩(图 6), 表明光滩柱样有机质以海源为主, 有机质的多源性不明显; 中滩滩柱样有机质为陆源与海源的混合, 陆

源成分略占优势,土样 C/N 比随深度的大幅变化(图 5)也说明这一点.在 $\delta^{13}\text{C}$ -C/N 关系图上,高潮滩柱样数据点最为分散(图 6), $\delta^{13}\text{C}$ 、C/N 比的深度特征(图 2, 5)复杂,说明有机质的多源性明显,但总体上有机质主要来自陆源.高潮滩柱样 C/N 比自下向上总体呈增大趋势(图 5),表明随着中潮滩向高潮滩演变,陆源物质以及当地植被成为盐沼土壤有机质的主要贡献者.

盐沼土样 $w(\text{POC})$ 与 w 的关系(表 1)表明,高潮滩、中潮滩柱样土壤 $w(\text{POC})$ 与 w 的相关性高度显著.土样 $w(\text{POC})$ 高的层段,其 w 往往亦为较高值(图 3、4),但是,这些层段出现中等数量的分解程度中等以上,棕灰色甚至黑色的细小植物碎屑,表明盐沼原地植物可能对这些层段的 POC 有贡献.

表 1 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位柱样土壤 $w(\text{POC})$ 与 w 的关系

柱样名称	$w(\text{POC})(y)$ 与 $w(x)$ 的相关方程	相关系数(R^2)	显著性概率(p)	样本数
D1001	$y=0.0529x-0.1744$	0.160	0.013	38
D1002	$y=0.0389x-0.0788$	0.416	<0.001	59
D1003	$y=0.0397x-0.0439$	0.541	<0.001	95
——去除 POC 含量异常高的层段之后——				
D1002	$y=0.0672x-0.2672$	0.724	<0.001	31
D1003	$y=0.0426x-0.0792$	0.670	<0.001	56

表 2 长江口崇明东滩盐沼植被对柱样土壤 $w(\text{POC})$ 较高层段的 POC 贡献份额

柱样名称	去除层段深度/cm	植被对 POC 的贡献份额(m)/%
D1002	7—23	21.7—34.4
	30—36	19.0
	40—43	44.1
D1003	27—34	0.7—58.0
	40—45	1.0—46.0
	49—56	1.2—22.3
	60—63	<0
	67—73	7.1—23.0
	87—89	16.8—17.4
	94—97	<0

3.2 土壤有机质更新特征

长江口盐沼土壤 TN 含量与 C/N 比呈正相关(图 7),表明土壤有机质的分解程度不高.含有 N 和 P 的有机质比富含有机碳的有机质更易分解^[40],自上向下,柱样 C/N 比增大、TN 含量降低,TN 含量与 C/N 比呈负相关,均是 N 相对于 C 更易损失的成岩变化的指示^[41].长江口盐沼土壤的 C/N 比

逐一去除那些 $w(\text{POC})$ 较高的层段(图 3, 表 2),发现土壤 $w(\text{POC})$ 与 w 的相关系数(R^2)逐渐增加.最后得到的相关方程可以认为是主要反映径流 SPM 的 $w(\text{POC})$ 与 w 的相关方程(表 1),因为长江 SPM 是河口盐沼沉积物的主要来源.通过这一方程计算那些被去除层段的 $w(\text{POC}_{\text{计算}})$,之后得到植被对这些层位 POC 的贡献份额 $m = (w(\text{POC}_{\text{总}}) - w(\text{POC}_{\text{计算}}))/w(\text{POC}_{\text{总}}) \times 10^2(\%)$, $w(\text{POC}_{\text{总}})$ 是土样测试得到的 $w(\text{POC})$.结果表明,植被对这些层段 POC 的贡献相当可观(表 2).那些 $m < 0$ 的层段,可能不存在植被对 POC 的贡献.D1003 柱样自下向上, m 的最大值不断增加(表 2),这与滩地不断演化,植被愈加繁盛,对土样 POC 贡献逐渐增加是一致的.

随深度的变化(图 5)表明,光滩柱样上下物质成分稳定,有机质分解程度很低,上下高度一致;高潮滩柱样 C/N 比自下向上呈增加趋势,这显然不是有机质分解程度提高的指示.在滩面演化过程中,随着滩面不断淤高,植被愈加繁盛,容易引起土壤中养分 N 的相对不足,造成柱样自下向上 C/N 比增加,有机质分解程度较低.盐沼植被繁盛,植被对土壤 POC 的贡献增大(表 2),土样 $w(\text{POC})$ 增加(图 3),这可从柱样 C/N 比与 $w(\text{POC})$ 成显著正相关(表 3)得到证实.盐沼不同部位土壤 TN 含量与 C/N 比的正相关程度变化较大(图 7),表明 N 指标在反映植被对 POC 贡献上的可靠性不如 C 指标高,这可能与盐沼 N 的赋存形式多样、来源复杂以及不稳定有关.中潮滩柱样上部(0—25 cm)C/N 比自下向上总体呈增加趋势(图 5),反映地表植被对土样 POC 的贡献增大;从 25 cm 以下,C/N 比呈增加趋势,可能指示有机质分解程度的提高.

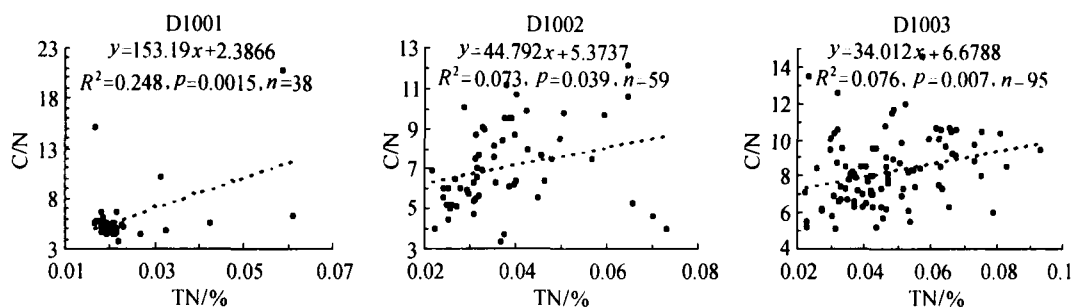


图7 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位土壤剖面 TN 含量与 C/N 比的关系

表3 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位柱样土壤 C/N 比与 $w(\text{POC})$ 的关系

柱样名称	C/N 比(y)与 $w(\text{POC})$ (x) 的相关方程	相关系数 (R^2)	显著性概率(p)	样本数
D1001	$y = 16.41x + 3.79$	0.767	<0.001	38
D1002	$y = 13.91x + 3.78$	0.651	<0.001	59
D1003	$y = 8.41x + 5.40$	0.462	<0.001	95

盐沼高潮滩与中潮滩柱样的 TIC 含量 $w(\text{TIC})$ 与 $w(\text{POC})$ 的相关程度极差, 略显负相关(图 8), 表明有机质成岩分解程度很低。柱样有机碳含量与 CaCO_3 含量成显著负相关, 有机碳的同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}$) 沿柱样向下降低, 均指示成岩作用^[42,43]。考虑到光滩柱样上下 C/N 比高度一致(图 5)以及柱样

$\delta^{13}\text{C}$ 值的小幅振荡(图 2), 柱样 $w(\text{TIC})$ 与 $w(\text{POC})$ 的负相关程度较高(图 8)不可能是有机质分解程度较高的指示, 有可能反映物源的特点。除柱样底部 5 cm 的 $w(\text{POC})$ 较高外, 光滩柱样大部分深度范围 (0—23 cm) 的 $w(\text{POC})$ 为 0.1% 左右(图 3、8), $w(\text{TIC})$ 集中于 0.9%—1.1%(图 8)的有限区间, 指示物源的高度一致性。长江口盐沼百年尺度沉积速率高达 $4.2 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[23], 明显高于世界其他地区的海岸盐沼。高沉积速率导致有机质的快速埋藏, 从而降低有机质的分解速率, 提高有机质的保存率, 这种通过埋藏作用实现碳的储存是盐沼碳汇的途径之一。

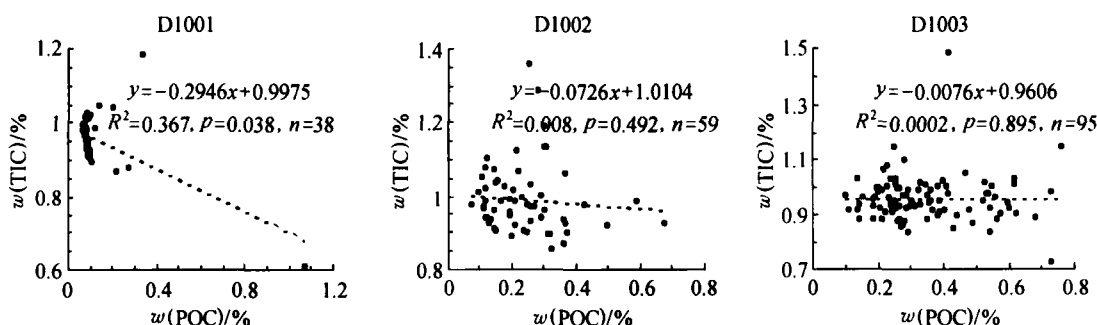


图8 长江口崇明东滩盐沼典型高程部位土壤剖面 $w(\text{TIC})$ 与 $w(\text{POC})$ 的关系

3.3 盐沼土壤有机碳的累积

长江口盐沼高、中潮滩柱样 $w(\text{POC})$ 与 w 的高值段出现深度高度一致(图 3、4), 在有限深度 ($<100 \text{ cm}$) 内, 出现多个 $w(\text{POC})$ 与 w 的高值段, 这与滩地沉积过程密切相关。长江口盐沼沉积物主要来自长江径流携带的悬浮泥沙, SPM 的有机质含量与 w 是盐沼柱样这两个指标的本底值。盐沼有机质的分解程度很低, 大部分层位土样 $w(\text{POC})$ 主要

反映原始物源的信息。盐沼高、中潮滩柱样剖面观察发现, 沙质纹层与泥质纹层^[25] 频繁交替出现。泥质纹层集中分布的层段实际为泥质单层^[25], w 较高, 由于黏土的比表面积很大, 导致这些层段的有机质含量较高。泥质纹层的通透性很差, 使物质的上下运移范围与程度受到极大限制, 不利于有机质的分解, 而有利于有机质的原地保存。随着光滩向高潮滩的演化, 盐沼垂向层序中沙质纹层与泥质纹

层出现频率提高,黏土含量与有机质含量增加。因此,盐沼土壤有机质的垂向分布受到滩面演化过程的显著制约。滩面沉积过程直接影响盐沼沉积层序的形成,是塑造盐沼有机质垂向分布特征细节的关键因素。

盐沼植被对柱样不同 $w(\text{POC})$ 高值段的 POC 贡献份额各异(表 2),表明在滩面演化过程中植被对土壤有机质的持续贡献是盐沼碳汇的又一途径。崇明东滩多年平均潮差为 2.40—3.20 m^[20],盐沼百年尺度沉积速率为 $4.2 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[23],滩面向海淤进,形成厚度与潮差接近的一个完整潮汐沉积层序约需要 57.1—76.2 a。本研究中柱样的沉积时间均不足 30 a,滩地垂向快速堆积,对于物质的埋藏存储十分有利。从沉积埋藏保存以及原地植被对有机质的贡献两个方面不难得出盐沼是一个数量可观的碳汇场所;当然,溶解有机质以及植物残体等从盐沼向毗邻海域的输出,使盐沼成为毗邻海域的一个碳源。但是,从物质净累积看,盐沼总体表现为大气 CO_2 的一个汇,特别是大的江河河口地区的盐沼。入海河口盐沼受到陆海相互作用显著影响,是一个开放的、物流与能流过程复杂的生态系统。为了取得长江口盐沼碳源、汇的定量结果,需要确切把握滩地不同高程分带的面积、植被初级生产力、植物残体分解速率、土壤有机质更新速率、植物碎屑与溶解有机质的年输出量等定量数据,这需要今后深入细致的工作。

4 结论

长江口崇明东滩盐沼土壤有机碳含量不高($<1\%$),高、中潮滩有机质主要来自长江径流携带的悬浮颗粒物,在个别层段,原地植被对土壤有机质的贡献相当可观,最高可达 58%;光滩有机质主要为海源。盐沼有机质分解程度低,土样 C/N 比、有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 、POC 与黏土的垂向分布主要反映原始沉积特征,这与滩地的高淤积速率直接相关。

盐沼有机质垂向分布与累积受滩面演化过程控制,盐沼高的淤积速率以及原地植被对土壤有机质的持续贡献,导致长江口盐沼是大气 CO_2 的一个汇。盐沼的高淤积速率与垂向上独特的沙、泥纹层构造及其优良的封堵效能,使埋藏存储成为盐沼碳汇的主要途径。

致谢 野外作业期间,得到张经教授主持的教育部骨干教师计划项目全体野外作业人员的帮助,室内分析中得到吴瑞明、张国森等的热情指导,审稿专家提出的宝贵意见与建议对本文的修改完善很有帮助,在此一并表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Schimel DS, Parton WJ, Kittel TGF, et al. Grassland biogeochemistry: Links to atmospheric processes. *Climatic Change*, 1996, 17: 13—25
- 2 Houghton JT, Filho LGM, Callander BA, et al. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change: The Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1996
- 3 Rustad LE, Huntington TG, Boone RD. Controls on soil respiration: Implications for climate change. *Biogeochemistry*, 2000, 48: 1—6
- 4 Raich JW, Schlesinger WH. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 1992, 44B: 81—99
- 5 Eswaran HE, Vandenberg E, Reich P. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, 1993, 57: 192—194
- 6 Gorham E. The biogeochemistry of northern peatlands and its possible responses to global warming. In: woodwell GM, Mackenzie FT, eds. *Biotic Feedbacks in the Global Climatic System: Will the Warming Speed the Warming?* Oxford, England: Oxford University Press, 1995, 169—187
- 7 Mitsch WJ, Wu X. Wetlands and global change. In: Lal R, Kimble J, Levine E, et al. eds. *Advances in Soil Science: Soil Management and Greenhouse Effect*. Boca Raton, FL: CRC Press/Lewis Publishers, 1995, 205—230
- 8 Gorham E. Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1991, 1: 182—195
- 9 Connor RF, Chmura GL, Beecher CB. Carbon accumulation in Bay of Fundy salt marshes: Implications for restoration of reclaimed marshes. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15: 943—954
- 10 Chmura GL, Anisfeld SC, Cahoon DR, et al. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 2003, 17(4): 1111, doi: 10.1029/2002GB001917
- 11 Choi Y, Wang Y. Dynamics of carbon sequestration in a coastal wetland using radiocarbon measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, 2004, 18, GB4016, doi: 10.1029/2004GB002261
- 12 Mitsch WJ, Gossilink JG. *Wetlands (the third edition)*. New

- York; John Wiley & Sons, Inc., 2000
- 13 Raymond PA, Bauer JE, Cole JJ. Atmospheric CO₂ evasion, dissolved inorganic carbon production, and net heterotrophy in the York River Estuary. *Limnology & Oceanography*, 2000, 45: 1707—1717
- 14 Cai WJ, Wang YC, 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(4): 631—637
- 15 Simmons GM. Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments. *Mar Ecol Prog Ser*, 1992, 84: 173—184
- 16 Millham NP, Howes BL. Freshwater flow into a coastal embayment: Groundwater and surface water inputs. *Limnology & Oceanography*, 1994, 39(8): 1928—1944
- 17 任美镔. 中国淤泥质潮滩沉积研究的若干问题. *热带海洋*, 1985, 4: 6—14
- 18 袁兴中, 陆健健, 刘红. 河口盐沼植物对大型底栖动物群落的影响. *生态学报*, 2002, 22(3): 326—333
- 19 上海市海岸带和海涂资源综合调查报告编写组. 上海市海岸带和海涂资源综合调查报告. 上海: 上海科学技术出版社, 1988
- 20 袁兴中, 陆健健. 长江口岛屿湿地的底栖动物资源研究. *自然资源学报*, 2001, 16(1): 37—41
- 21 上海市海岛资源综合调查报告编写组. 上海市海岛资源综合调查报告. 上海: 上海科学技术出版社, 1996
- 22 杨世伦, 陈沈良, 王兴放. 长江口未来环境演变的若干影响因子及减灾对策. *自然灾害学报*, 1997, 6(4): 74—81
- 23 范代读, 李从先, 陈美发, 等. 长江三角洲泥质潮坪沉积间断的定量分析. *海洋地质与第四纪地质*, 2001, 21(4): 1—6
- 24 何小勤, 戴雪荣, 刘清玉, 等. 长江口崇明东滩现代地貌过程实地观测与分析. *海洋地质与第四纪地质*, 2004, 24(2): 23—27
- 25 李从先, 王平, 范代读, 等. 潮汐沉积率与沉积间断. *海洋地质与第四纪地质*, 1999, 19(2): 11—18
- 26 Meyers PA. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 1994, 114: 289—302
- 27 Meyers PA. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 1997, 27(5/6): 213—250
- 28 Peterson BJ. Stable isotopes as tracers of organic matter input and transfer in benthic food webs: A review. *Oecologia*, 1999, 20: 479—497
- 29 Cifuentes LA, Coffin RB, Solorzano L, et al. Isotopic and elemental variations of carbon and nitrogen in a mangrove estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1996, 43: 781—800
- 30 Smith BN, Epstein S. Two categories of ¹³C/¹²C ratios for higher plants. *Plant Physiology*, 1971, 47: 380—384
- 31 Galimov EM. *The Biological Fractionation of Isotopes*. New York: Academic Press, 1985
- 32 Owens NJP. Variations in the natural abundance of ¹⁵N in estuarine suspended particulate matter: A specific indicator of biological processing. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1985, 20: 820—825
- 33 Montoya JP, Wiebe PH, McCarthy JJ. Isotopic fractionation during nitrate uptake by marine phytoplankton grown in continuous culture. *Journal of Plankton Research*, 1992, 17: 439—464
- 34 Sachs JP, Daniel JR, Goericke R. Nitrogen and carbon isotopic ratios of chlorophyll from marine phytoplankton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(9): 1431—1441
- 35 吴莹, 张经, 张再峰, 等. 长江悬浮颗粒物中稳定碳、氮同位素的季节分布. *海洋与湖沼*, 2002, 33(5): 546—552
- 36 Thornton SF, McManus J. Application of organic carbon and nitrogen stable isotope and C/N ratios as source indicators of organic matter provenance in estuarine systems: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1994, 38: 219—233
- 37 Colombo JC, Silverberg N, Gearing JN. Biogeochemistry of organic matter in the Laurentian Trough, II. Bulk composition of the sediments and relative reactivity of major components during early diagenesis. *Marine Chemistry*, 1996, 51: 295—314
- 38 Richard P, Riera P, Galois R. Temporal variations in the chemical and carbon isotope compositions of marine and terrestrial organic inputs in the Bay of Marrenes—Ole'ron (France). *Journal of Coastal Research*, 1997, 13: 879—889
- 39 Andrews JE, Greenaway AM, Dennis PF. Combined carbon isotope and C/N ratios as indicators of source and fate of organic matter in a poorly flushed, tropical estuary: Hunts Bay, Kingston Harbour, Jamaica. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1998, 46: 743—756
- 40 Cowie GL, Hedges JL. Biochemical indicators of diagenetic alteration in natural organic matter mixtures. *Nature*, 1994, 369: 307
- 41 Soto-Jimenez MF, Paez-Osuna F, Ruiz-Fernandez AC. Organic matter and nutrients in an altered subtropical marsh system, Chiricahueto, NW Mexico. *Environmental Geology*, 2002, 43: 913—921
- 42 Spiker EC, Hatcher PC. Carbon isotope fractionation of sapropelic organic matter during early diagenesis. *Organic Geochemistry*, 1984, 6: 283—290
- 43 McArthur JM, Tyson RV, Thompson J, et al. Early diagenesis of marine organic matter: Alteration of the carbon isotopic composition. *Marine Geology*, 1992, 105: 51—61