

长江口沉积物-水界面无机氮交换通量的模拟测定

王东启, 陈振楼, 许世远

(华东师范大学 地理信息教育部重点实验室, 上海 200062)

摘要: 通过对长江口水下沉积物-水界面可溶态无机氮(DIN=NO₃⁻+NO₂⁻+NH₄⁺)的交换行为研究发现, 低潮时近口点(A)沉积物是水体 DIN 的汇(-2 006.99 μmol/(m²·h)), 而靠近口外点(B)沉积物是水体 DIN 的源(1 848.27 μmol/(m²·h))。但高潮时, A 点沉积物转变为水体 DIN 的源(1 880.97 μmol/(m²·h)), 而 B 点的沉积物转变成成为 DIN 的汇(-956.64 μmol/(m²·h))。在距河口较远高低潮盐度变化微弱的地点(P), 沉积物始终是水体 DIN 的源(1 872.41 μmol/(m²·h))。高低潮海水盐度的变化对沉积物中微生物活动的影响是导致这一变化的主要原因。

关键词: 长江口; 沉积物-水界面; 可溶态无机氮; 盐度; 交换通量

中图分类号: X171.5 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3096 (2008) 05-0010-07

河口区水下沉积物表层的早期成岩作用很大程度上决定了河流对海洋的最终影响。由于沉积物中有机物的分解以及物理、化学条件(pH、氧化还原条件等)的变化, 早期成岩作用导致沉积物孔隙水和上覆海水之间物质浓度的差异, 这个浓度梯度产生了通过分子扩散等机制引起的界面扩散通量, 同时沉积物-水界面物质的吸附解析过程也是产生界面扩散通量的一个因素^[1]。

在河口区, 潮汐周期内咸淡水的交互作用显著, 水体盐度是河口滨岸环境变化极为剧烈的环境因子之一。盐度在沉积物对NH₄⁺的吸附能力中起重要作用^[2], 控制和影响NH₄⁺在沉积物-水界面的行为。NH₄⁺可与海水中的阴离子形成离子对, 部分中和了NH₄⁺的极性, 降低了沉积物颗粒对它的吸附能力, 缩短了NH₄⁺由沉积物向上覆水体扩散的滞留时间。因此盐度增加, 会导致NH₄⁺从沉积物中解析出来, 并且促使NH₄⁺的扩散和增加在被硝化前从沉积物中输出的NH₄⁺量^[3]。许多研究表明淡水环境河流沉积物中的NH₄⁺含量高于盐水环境沉积物^[4,5], 而且随着盐度的增加NH₄⁺的输出通量增大^[3,6,7], 同时盐度可直接影响硝化细菌的硝化活动, 在较低盐度下有利于NH₄⁺的硝化反应, 在高盐度时硝化反应受到抑制^[3-5], 而且随着盐度的增加, 耦合的硝化-反硝化作用降低^[3]。

近年来在长江口开展了大量关于N元素的环境研究, 但大都集中在潮滩环境N元素的源汇通量和环境行为^[6-12], 以及河口区N元素的输送通量上^[13-17]。除了20年前的中美联合科考以外^[18], 近

年来, 长江口水下沉积物-水界面N元素的扩散一直是一个研究空白。本研究在2001年5月的中日联合长江口环境科学考察中, 进行了长江口水下沉积物柱样及其上覆水样的采集和N元素在沉积物-水界面交换研究, 为科学评价长江口区域水体富营养化生态风险提供依据, 丰富了N元素在长江口环境地球化学行为研究的内容。

1 样品采集和实验方法

1.1 野外采样

作者在长江口由外向内采集了P、B、A三个地点(图1)的沉积物柱样及其上覆海水。使用直径为60 mm的硬质半透明塑料管, 在科考船工作平台上采取沉积物柱样80~100 cm, 采样点现场截取沉积物柱样长50 cm, 沉积物上部预留空管50 cm, 密封后直立于船上冷冻室-20℃保存。同时用Nipsen采水器分别在这三点采取距沉积物表层1~2 m低潮海水, 以及B、A两点的距沉积物表层1~2 m高潮海水(因现场测试P点高低潮海水盐度相差不大, 所以未采取大体积的高潮海水样品进行高潮海水条

收稿日期: 2005-06-20; 修回日期: 2005-08-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(40730526, 40571006); 上海市“十一五”重大科技攻关项目(07DZ12037); 中国博士后科学基金项目(20060400635)

作者简介: 王东启(1976-), 男, 江苏邳州人, 博士后, 研究方向: 河口滨岸环境地球化学, 电话: 021-622337582, E-mail: dqiwang@yahoo.com.cn

件下的模拟试验)。采取的海水置于 25 L 塑料桶放于船上冷藏室 0~4 °C 储藏。

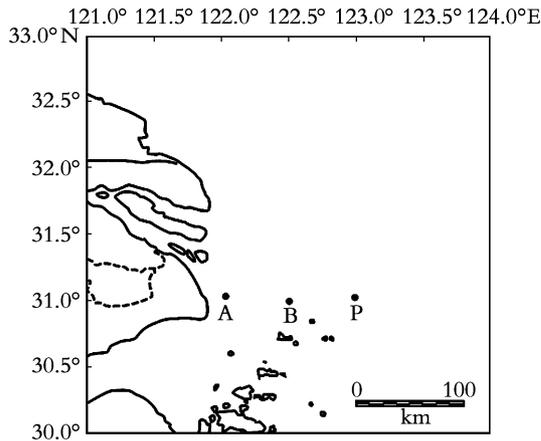


图 1 采样点
Fig.1 Map of sampling site

沉积物的粒径、沉积物中有机物和有机碳含量明显地表明了 P、B、A 三点沉积物由河口向外的沉积特征(表 1)。A 点, 由于水流的减缓, 细颗粒的悬移颗粒物沉积下来, 以物理沉积为主; B 点, 溶解胶体的化学絮凝、沉降, 使得该点的颗粒粒径最小, 而且最富含有机质; 而 P 点, 沉积物表现出河口外的海洋沉积特征。

表 1 P、B、A 三点沉积物中有机物、有机碳含量及粒度
Tab. 1 The organic matter, organic carbon and grain of the sediments in P, B, A

地点	有机物 (%)	有机碳 (%)	中值粒径 (μm)	平均粒径 (μm)
P	4.51	2.62	214.3	193.4
B	6.21	3.60	8.42	12.59
A	5.91	3.43	13.88	23.91

1.2 实验室模拟、样品分析及计算方法

海上采样结束后, 样品运回实验室, 将沉积物柱样截短, 保留沉积物 30 cm, 进行黑箱水浴培养^[11]。在低潮海水培养结束后, 作者又对 B、A 两点进行了在高潮海水条件下的模拟培养。方法同低潮海水的模拟实验。

水样中 NO₃⁻用锌-镉还原法测定; NO₂⁻用磺胺和盐酸萘乙二胺试剂法测定; NH₄⁺用次溴酸钠氧化法测定^[19]。实验分析误差小于±5%。

沉积物-水界面物质交换通量值通过培养试验前后水体物质浓度变化计算获得^[11,18,20,21], 正值表

示物质通过界面, 由沉积物进入水体, 负值则相反。

2 结果

2.1 低潮时沉积物-水界面 DIN 扩散行为

长江口低潮底层海水中三态无机氮以 NO₃⁻占绝对优势, NH₄⁺含量较低, NO₂⁻含量很少。河口的“过滤器”效应, 可削减由上游而来的水体氮负荷, 同时口外海水的稀释作用使得长江口水体无机氮含量呈现从口内向外减少的趋势, 低潮海水模拟实验三态无机氮初始浓度见表 2。

表 2 低潮水模拟实验初始浓度

Tab.2 N original contents of low tide water incubation

地点	初始浓度 (μmol/L)			
	c(NO ₃ ⁻)	c(NH ₄ ⁺)	c(NO ₂ ⁻)	c(DIN)
P	76.90	2.32	0.34	79.56
B	118.90	6.25	0.90	126.06
A	186.45	3.85	0.44	190.74

低潮时, 在 P 点和 B 点, 水体 NO₃⁻和 NH₄⁺由沉积物溶出进入上覆水体, 虽然 NO₂⁻浓度随时间的变化规律不明显, 这两点沉积物是海水环境中 DIN 的源。而在 A 点, 无机氮在界面的扩散行为与两点不同, NO₃⁻和 NH₄⁺完全由水体进入沉积物, 而 NO₂⁻则有一定数量的释放, 由沉积物进入水体, 但是数量较小。A 点沉积物是上覆海水 DIN 的汇, 沉积物表层微生物参与下的反硝化作用和硝化-反硝化作用, 能有效地去除海水中的无机氮。培养实验过程中三点上覆海水中 DIN 的含量变化如图 2。

2.2 高潮时沉积物-水界面 DIN 扩散行为

高潮时, B、A 两点水体 DIN 的浓度发生了明显的降低, NO₃⁻浓度变化最大。这显然是口外方向 DIN 浓度相对较低的海水在高潮时回灌河口稀释所致。高潮海水模拟实验初始浓度见表 3。

由图 3 和图 2 的对比, 可看出高潮海水时 B、A 两点沉积物-水界面无机氮(主要为 NO₃⁻和 NH₄⁺)的扩散行为发生了显著的变化, 而且由此导致沉积物作为水体 DIN 源汇角色的转变。

在 A 点 NO₃⁻、NH₄⁺从水体进入沉积物, 沉积物由低潮时海水环境无机氮的汇转变成高潮时海水环境无机氮的源。而 B 点的情况正相反, 高潮时 NO₃⁻和 NH₄⁺皆由水体进入沉积物, 沉积物由低潮时海水环境 DIN 的源转变成高潮时海水环境 DIN 的汇。两点水体 NO₂⁻浓度随时间的变化没有明显规律, 但因其浓度含量较低, 对水体浓度 DIN 含量变化没有明显影响。

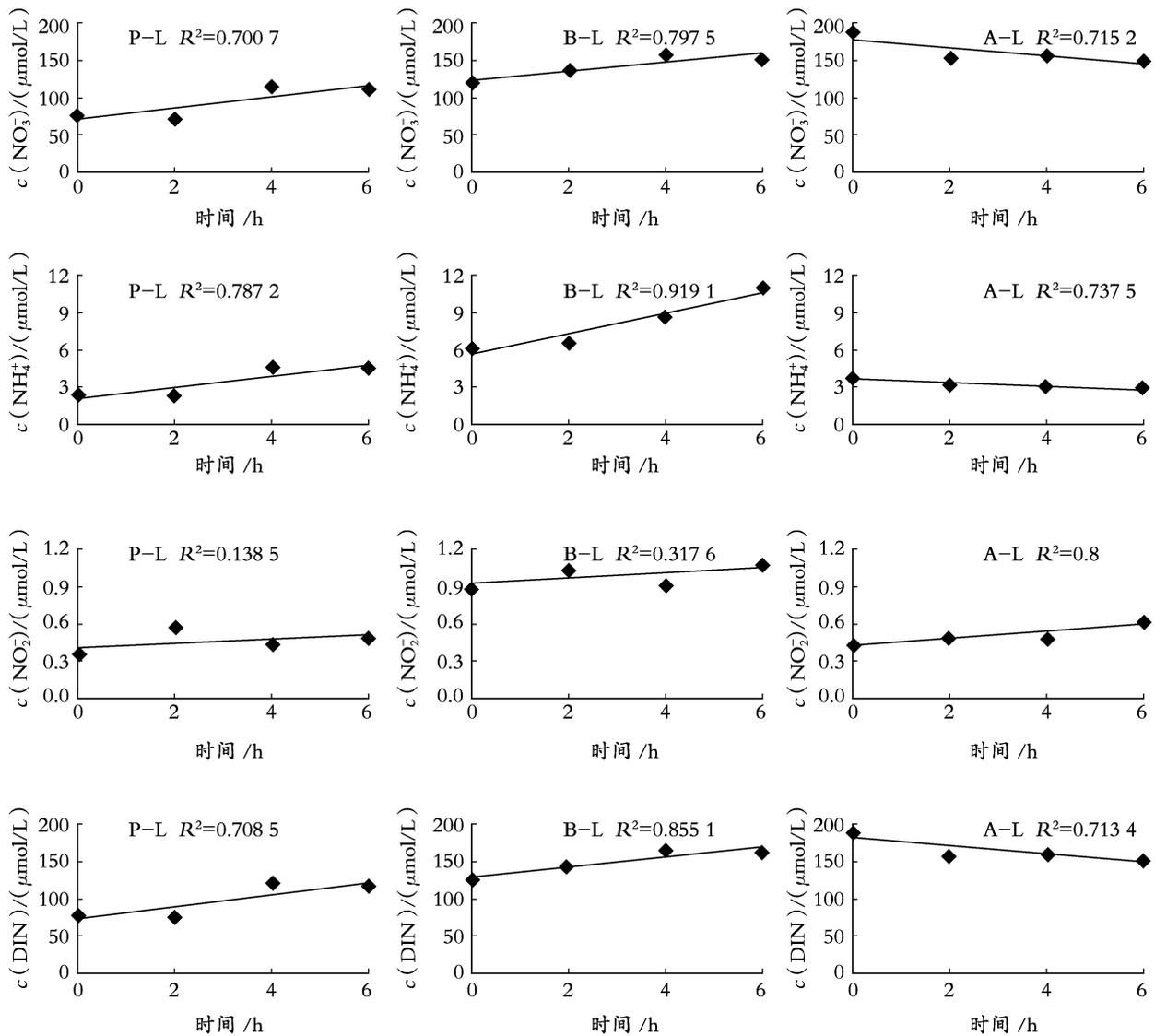


图2 低潮水体 DIN 含量变化

Fig.2 DIN contents of overlay water alteration figure in low tide water incubation

P-L, B-L 和 A-L 分别表示 P、B 和 A 点低潮水淹没时浓度变化

P-L, B-L and A-L in figure 2 denote the concentration change at site P, B and A in low tide

表3 高潮水模拟实验初始浓度

Tab.3 N original contents of high tide water incubation

地点	初始浓度 (μmol/L)			
	$c(\text{NO}_3^-)$	$c(\text{NH}_4^+)$	$c(\text{NO}_2^-)$	$c(\text{DIN})$
B	110.56	3.59	0.67	114.82
A	124.94	2.50	0.34	127.78

3 讨论

沉积物-水界面无机氮的扩散行为受沉积物中微生物活动和外界环境条件变化的影响和控制。B、A 两点 NO₃⁻ 和 NH₄⁺ 在两次模拟实验界面扩散行为的变化，显然与上覆水体的盐度变化有关（两次试验的其他条件不变）。B、A 两点低、高潮盐度的变化见表 4。

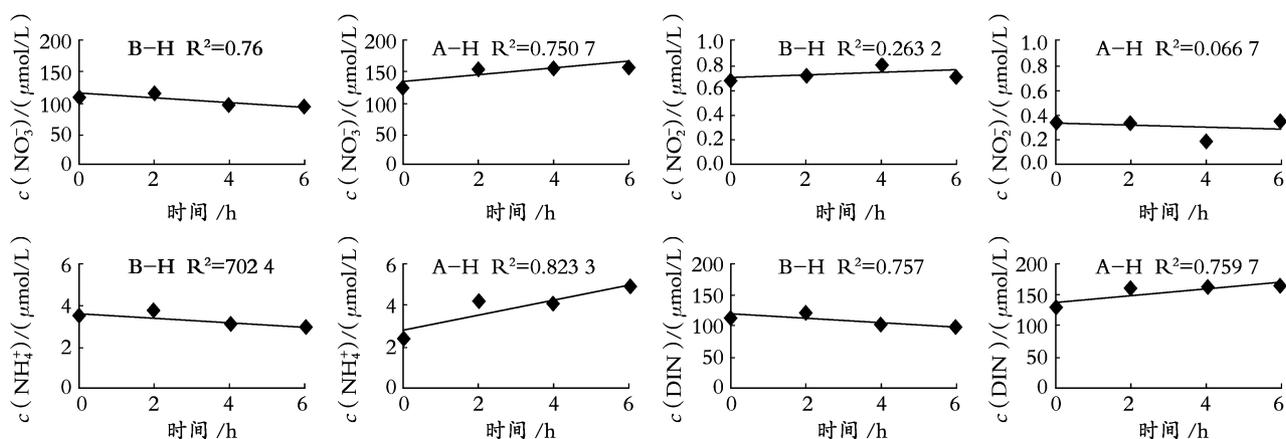


图3 高潮水体 DIN 含量变化

Fig.3 DIN contents of overlay water alteration figure in high tide water incubation

B-H 和 A-H 分别表示 B 和 A 点高潮水淹没时浓度变化

B-H and A-H in figure 3 denote the concentration change at site B and A in high tide

表4 B、A 两点低、高潮盐度值

Tab.4 The salinities of the low, high tide in the B, A

地点	低潮盐度	高潮盐度
B	26	31
A	10	19

盐度的增加会导致沉积物中 NH₄⁺更容易扩散出界面,但这一变化一般在盐度的逐渐变化过程中表现出来^[3],而且盐度的变化一般在最初的 1~2 h 改变在沉积物-水界面的交换行为^[11]。同时,盐度变化对沉积物中微生物活动的影响也是改变 NO₃⁻、NH₄⁺在界面行为一个重要方面^[3-6,11]。而在本研究中,从 B、A 两点 NO₃⁻、NH₄⁺浓度在高、低潮时的变化可看出,显然是后一种作用对 NO₃⁻和 NH₄⁺在沉积物-水界面的交换行为影响较大。

3.1 P 点

在 P 点,因为实测的高低潮海水盐度变化不大(高潮时海水盐度 36,低潮时海水盐度 35.5),所以在 P 点高潮时没有采取大体积的模拟培养海水,实验室培养只测定了在低潮时沉积物-水界面 DIN 的交换通量(从沉积物进入水体的交换通量数值为正,反之为负)。

表5 P 点低潮时沉积物-水界面 DIN 扩散通量

Tab.5 Exchange flux of DIN through the sediment-water interface in P low tide

地点	通量 (μmol/(m ² ·h))			
	c(NO ₃ ⁻)	c(NH ₄ ⁺)	c(NO ₂ ⁻)	c(DIN)
P	1 748.9	116.14	7.37	1 872.41

注:表中数值为 0~6 h 的浓度变化计算值

由表 5 可见,虽然沉积物在口外最远,沉积

在沉积物中的有机物和有机碳含量最少(表 1),但沉积物中微生物活动依然十分活跃,沉积物中含氮有机质矿化速率大于硝化速率和硝化-反硝化速率(沉积物中的 NH₄⁺累积,并从沉积物-水界面释放进入水体);并且硝化速率大于反硝化速率(沉积物中发生 NO₃⁻的累积,并从沉积物-水界面释放进入水体)。沉积物表现为水体 DIN 的源(图 2)。

3.2 B 点

B 点沉积物中参与硝化以及有机物矿化的微生物更适应盐度较低条件下的环境(低潮),在低潮水的条件下其生理、生命活动较强烈,沉积物中有 NO₃⁻和 NH₄⁺的累积,导致 NO₃⁻和 NH₄⁺在沉积物-水界面的释放(图 2)。沉积物中矿化速率大于硝化和硝化-反硝化速率;硝化速率大于反硝化速率。而在高潮时沉积物中参与反硝化作用和硝化-反硝化作用的微生物活动加强,矿化作用相对降低,导致上覆水中 NH₄⁺由水体进入沉积物。并且此时反硝化速率大于硝化速率,水体 NO₃⁻进入沉积物中(图 3)。沉积物由低潮时水体 DIN 源转变为水体 DIN 的汇。沉积物-水界面无机氮扩散通量见表 6。

3.3 A 点

与 B 点相反,在 A 点沉积物中参与反硝化作用和硝化作用的微生物在盐度较低的时候生命活动能力更强,在高潮时较高盐度的海水可能会抑制其生理活动,而参与矿化作用的微生物对盐度的适应正好相反。由表 7 可见,低潮时沉积物中

NH_4^+ 的生成速率小于 NH_4^+ 的消耗速率, NO_3^- 生成速率小于 NO_3^- 的消耗速率, 而高潮时则发生了相反的变化。因此低潮时 A 点沉积物是上覆水体 DIN 的汇, 在高潮时却转变成上覆水体 DIN 的源 (图 2、图 3)。

表 6 B 点沉积物-水界面 DIN 扩散通量

Tab.6 Exchange flux of DIN through the sediment-water interface in B

地点	潮时	通量 ($\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$)			
		$c(\text{NO}_3^-)$	$c(\text{NH}_4^+)$	$c(\text{NO}_2^-)$	$c(\text{DIN})$
B	低	1 580.61	257.83	9.83	1 848.27
	高	-930.71	-28.39	2.46	-956.64

注: 表中数值为 0~6 h 的浓度变化计算值

表 7 A 点沉积物-水界面 DIN 扩散通量

Tab.7 Exchange flux of DIN through the sediment-water interface in A

地点	潮时	通量 ($\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$)			
		$c(\text{NO}_3^-)$	$c(\text{NH}_4^+)$	$c(\text{NO}_2^-)$	$c(\text{DIN})$
A	低	-1 969.94	-46.88	9.83	-2 006.99
	高	1 752.91	128.06	0	1 880.97

注: 表中数值为 0~6 h 的浓度变化计算值

由 B、A 两点 NO_3^- 和 NH_4^+ 交换行为的变化可推知, 沉积物中无机氮含量的生成反应(矿化作用)和去除反应(反硝化作用)受盐度变化的影响最大, 导致了沉积物作为水体无机氮负荷源汇角色的转变。由此可见, 长江口水下沉积物-水界面 DIN 的扩散行为与潮滩相比更具复杂性。因为在短周期内的潮汐循环中, DIN 的扩散行为会发生相反的变化。虽然实验中 P 点沉积物中含氮有机物分解后通过沉积物-水界面进入海水环境, 是海水环境无机氮的有效源, 但环境中其他因子的季节等长周期变化完全有可能影响 DIN 的界面行为。而在评价靠近口内的 B、A 两点对上覆水体环境氮负荷的影响显然更加困难, 还无法确定在这两点, 在一个高低潮周期内, DIN 界面行为转换的时间跨度, 以及通量由正到负, 由负到正的变化曲线。

3.4 界面行为的环境生态意义

沉积物是河口生态系统中氮的主要归宿场所之一, 在河口营养状况的控制和氮循环过程中扮演着十分重要的角色^[22-24]。许多研究表明, 河口沉积物是氮的一个有效汇库, 在削减日益增高的陆源氮负荷上发挥着越来越重要的作用^[24-26]。据估算, 沉

积物通常可清除 20%~60%的河口陆源氮负荷, 大大减缓了河口及近海水域的富营养化进程^[25-30]。但与此同时, 河口沉积物又是氮的一个重要次生污染源, 在某些条件下进一步加重河口和近海水域的富营养化程度^[23-25,27,28]。

长江口沉积物-水界面 DIN 的交换行为表明, 沉积物在河口水体的 N 循环过程中扮演着十分复杂的角色, 复杂多变的环境因子对沉积物中早期成岩过程的影响, 使长江河口地区不同沉积部位的沉积物在水体 DIN 的源汇之间进行着短周期(潮汐周期)高频率的转换。这在评价其生态环境作用时十分困难, 同时也需要有大量的工作去做。

4 结论

长江口沉积物-水界面 DIN 的交换行为比较复杂。靠近河口的沉积物, 低潮时是水体中无机氮 (NO_3^- 和 NH_4^+) 的汇 (无机氮界面交换通量为 $-2 006.99 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$), 而在高潮时转变为 NO_3^- 和 NH_4^+ 的源 (无机氮界面交换通量为 $1 880.97 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$); 长江口向外一些的沉积物在低潮时是水体无机氮 (NO_3^- 和 NH_4^+) 的源 (无机氮界面交换通量为 $1 848.27 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$), 而高潮时, 沉积物-水界面氮 (NO_3^- 和 NH_4^+) 的交换行为发生了相反的变化, 沉积物是水体 NO_3^- 和 NH_4^+ 的汇 (无机氮界面交换通量为 $-956.64 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$)。在沉积物由汇向源和由源向汇的转变过程中, DIN 交换通量的数量级基本相当。在长江口更向外, 高低潮水体盐度变化微弱的地点, 沉积物是水体无机氮的源 (界面交换通量为 $1 872.41 \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$)。

参考文献:

- [1] Spagnoli F, Bergamini M C. Water-sediment exchange of nutrients during early diagenesis and resuspension of anoxic sediments from the northern Adriatic Sea shelf [J]. *Water Air and Soil Pollution*, 1997, 99:541-556.
- [2] Boatman C D, Murray J W. Modeling exchangeable NH_4^+ adsorption in marine sediments: Process and controls of adsorption [J]. *Limnology and Oceanology*, 1982, 27:99-110.
- [3] Gardner W S, Seitzinger, S P, Malezyk J M. The effect of sea salts on the forms of nitrogen released from estuarine and freshwater sediments: does ion pairing affect ammonium flux? [J]. *Estuaries*, 1991, 14:157-166.
- [4] Seitsinger S P, Gardner W S, Spartt A K. The effect of salinity on ammonium sorption in aquatic sediments: Implications for benthic nutrient recycling [J]. *Estuary*, 1991, 33:702-724.

- [5] Rysgaard S, Thastum P, Dalsgaard T, *et al.* Effects of salinity on adsorption capacity, nitrification and denitification in Danish estuarine sediments [J]. *Estuaries*, 1999, **22**(1), 21-30.
- [6] 刘培芳, 陈振楼, 刘杰. 盐度和 pH 对崇明东滩沉积物中 NH_4^+ 释放的影响研究[J]. 上海环境科学, 2002, **21** (5): 271-273.
- [7] 刘培芳, 陈振楼, 刘杰, 等. 环境因子对长江口潮滩沉积物中 NH_4^+ 的释放影响[J]. 环境科学研究, 2002, **15** (5): 28-32.
- [8] 高效江, 张念礼, 陈振楼, 等. 上海滨岸潮滩水沉积物中无机氮的季节性变化[J]. 地理学报, 2002, **57** (4): 406-413.
- [9] 刘敏, 侯立军, 许世远, 等. 河口滨岸潮滩沉积物-水界面 N、P 的扩散通量[J]. 海洋环境科学, 2001, **20** (3): 19-23.
- [10] 欧冬妮, 刘敏, 侯立军, 等. 围垦对东海农场沉积物无机氮分布的影响[J]. 海洋环境科学, 2002, **21** (3): 18-21.
- [11] 王东启, 陈振楼, 钱嫦萍, 等. 盐度对崇明东滩沉积物-水界面 NH_4^+ 交换行为的影响[J]. 海洋环境科学, 2002, **21** (3): 5-9.
- [12] 张斌亮, 刘敏, 侯立军, 等. 上海滨岸沉积物、上覆水中 N 含量及时空变化[J]. 长江流域资源与环境, 2002, **11** (3): 250-254.
- [13] 段水旺, 章申, 陈喜保, 等. 长江下游氮、磷含量变化及其输送量的估计[J]. 环境科学, 2000, **21** (1): 53-56.
- [14] 傅瑞标, 沈涣庭. 长江河口淡水端溶解态无机氮磷的通量[J]. 海洋学报, 2002, **24** (4): 34-43.
- [15] 沈志良, 刘群, 张淑美, 等. 长江和长江口高含量无机氮的主要控制因素[J]. 海洋与湖沼, 2001, **33** (5): 465-473.
- [16] 沈志良. 长江干流营养盐通量的初步研究[J]. 海洋与湖沼, 1997, **28** (5): 522-528.
- [17] 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[J]. 海洋与湖沼, 2002, **33** (5): 546-552.
- [18] Aller R C, Mckin J E, Ullman W J *et al.* Early chemical diagenesis, sediment-water solute exchange, and storage of reactive organic matter near the mouth of the Changjiang, East China Sea [J]. *Continental Shelf Research*, 1985, **4** (1/2): 227-251.
- [19] 韩舞鹰. 海水化学要素调查手册[M]. 北京:海洋出版社, 1986. 121-148.
- [20] 刘素美, 张经, 于志刚, 等. 渤海莱州湾沉积物-水界面溶解无机氮的扩散通量[J]. 环境科学, 1999, **20** (2): 12-16.
- [21] Ullman W J, Sandstrom M W. Dissolved nutrient fluxes from the near shore sediments of bowling green bay, central Great Barrier Reef lagoon (Australia) [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1987, **24**, 289-303.
- [22] Alongi D M. Coastal and Ecosystem Processes [M]. Boca Raton: CRC Press, 1998. 298-313.
- [23] Jickells T D. Nutrient biogeochemistry of the coastal zone [J]. *Science*, 1998, **281**, 217-222.
- [24] Nedwell D B, Raffaelli D G. Advances in Ecological Research [M]. UK London: Academic Press, 1999. 43-92.
- [25] Ogilvie B, Nedwell D B, Harrison R M, *et al.* High nitrate, muddy estuaries as nitrogen sinks: the nitrogen budget of the River Colne estuary (United Kingdom) [J]. *Marine Ecology Progress Series*, 1997, **150**, 217-228.
- [26] Trimmer M, Nedwell D B, Sivyer D B *et al.* Nitrogen fluxes through the lower estuary of the Great Ouse, England: the role of the bottom sediments [J]. *Marine Ecology Progress Series*, 1998, **163**: 109-124.
- [27] Nixon S W, Granger S L, Nowicki B L. An assessment of the annual mass balance of carbon, nitrogen and phosphorous in Narragansett Bay [J]. *Biogeochemistry*, 1995, **31**: 15-61.
- [28] Stockenberg A, Johnstone R W. Benthic denitrification in the Gulf of Bothnia[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1997, **45**: 835-843.
- [29] Berelson W M, Heggie D, Longmore A, *et al.* Benthic nutrient recycling in Port Phillip Bay, Australia[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1998, **46**: 917-934.
- [30] Beusekom J E E V, Jonge V N D. Retention of phosphorous and nitrogen in the Ems estuary [J]. *Estuaries*, 1998, **21**: 527-539.

Study on the exchange flux of the DIN through the sediment-water interface in the Yangtze Estuary

WANG Dong-qi, CHEN Zhen-lou, XU Shi-yuan

(Key Laboratory of Geographical Information Science of Ministry of Education, East China Normal University, Shanghai 200062, China)

Received: Jun.,20,2005

Key words: Yangtze Estuary; sediment-water interface; DIN; salinity; exchange flux

Abstract: By studying on the exchange behavior of the dissolved inorganic nitrogen ($\text{DIN} = \text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+$) through the sediment-water interface in the Yangtze Estuary, we find that the sediments, which near the mouth (A), are the sink of the DIN during the low tide, interface flux is $-2\ 006.99\ \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$. And in the further location (B), the sediment is the source of the DIN, interface flux is $1\ 948.27\ \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$. While during the high tide, the sediment in the A becomes into the source of the DIN ($1\ 880.97\ \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$), and in the B, it changes into the sink ($-956.64\ \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$). In the furthest site (P), where the salinity varies little between the low tide and high tide, the sediment is the source of the DIN all the time, interface flux is $1\ 872.41\ \mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$. Variety of the seawater salinity affects the activity of the sediment microbe, and this is the main cause of this transformation.

(本文编辑: 张培新)