

渤海沉积物氮的生物地球化学功能^{*}

宋金明¹ 马红波^{1, 2} 吕晓霞^{1, 2} 袁华茂^{1, 2}

(¹中国科学院海洋研究所海洋生态与环境科学重点实验室)

(²中国科学院研究生院)

20 世纪 90 年代, 科学家们对海洋沉积物中氮的行为等进行了较深入的研究(宋金明, 1997; Hammond et al., 1996; Jordan et al., 1998)。如氮的早期成岩过程、氮的去营养化作用、氮在沉积物—海水界面的转移过程及交换通量。近年来实施的全球性重大合作计划, 如 JGOFS、GLOBEC、SOLAS 等进一步加强对海洋中的氮循环的研究(Collier, 1991; Smith et al., 1996)。随着研究的深入, 沉积物中氮循环的控制机制、氮循环与其他生源要素循环的关系及其生物地球化学功能等方面的研究已经成为目前研究的焦点。以往的研究工作大多集中于从沉积物间隙水这一角度研究沉积物中的氮循环, 而对沉积物本身研究较少, 主要是由于研究手段、方法的缺乏(甄别沉积物中氮的各种赋存形态极为困难)。而通过对沉积物初步的研究已证明(马红波等, 2001), 沉积物固体颗粒本身的特征, 如颗粒大小及氮在其中的赋存形态对较长时间尺度上的氮循环过程具有重要影响。本文作者在研究沉积物氮形态基础上, 对渤海沉积物氮的生物地球化学功能进行了探讨, 以期对深入研究生源要素的循环过程提供基础依据。

一、取样与分析

本文所用样品为 1998 年 8 月取自渤海南部海域(包括渤海湾、莱州湾和渤海中央盆地)28 个站位的表层沉积物样品和辽东湾的 13 个表层沉积物样品, 以及 6 个柱状样品。取得柱样后立即分层, 上 30cm, 每 5cm 一层; 30~150cm, 每 30cm 一层; 150cm 以上, 每 50cm 一层。沉积物用塑料袋密封后带回实验室备用。本文作者采用改进的沉积物磷的分级浸取分离法, 将沉积物中不同结合形态的氮区别开来, 尽管氮与磷的性质不同, 但它们在海洋生态系统中的作用相似, 其循环机制大体相近。目前国内外对沉积物中磷形态的研究较为成熟, 利用不断改进的分级浸取, 能较明确鉴别出何种形式的磷以何种形态结合在沉积物中, 通过何种浸取剂可以释放出来, 即对各形态磷的地球化学特征和地球化学行为研究较为透彻。相对而言, 对氮的形态研究要少得多, 研究手段也不成熟。但有一点毋庸置疑, 利用这种浸取分离法得到的不同形态的氮在一定程度上说明了: 氮与沉

^{*} 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 4538 号。

国家杰出青年科学基金(49925614)与中国科学院知识创新工程重大项目 KZCX1-SW-01-08 资助。

收稿日期: 2001 年 9 月 10 日。

积物结合牢固程度的差异与地球化学行为的不同和在循环中所起的作用亦不同相关联。同时, 由于本文的研究对象是自然粒度(即全粒度)下的沉积物, 与以往的研究将沉积物磨碎后的研究结果是截然不同的, 其地球化学涵义也不同。通过比较这些结果, 可以了解在实际的环境条件下, 哪一种结合形态的氮更容易释放, 还可以推测沉积物氮中究竟有多大部分存在于颗粒的表层, 即有多大部分可以真正参与循环(Song et al., 2001)。

二、沉积物氮的释放

利用沉积物中各形态氮的平均含量, 结合渤海海域面积, 可估算出整个渤海沉积物中可转化态氮含量。渤海海域面积为 $77 \times 10^3 \text{ km}^2$, 不同类型的沉积物对界面交换通量的贡献大小不同。根据渤海沉积物类型分布状况, 本文将整个渤海划分为三个区域: 砂(2%), 粉砂(46%), 泥(52%); 砂质沉积物的交换通量按 $1/8$ 平均通量计算, 粉砂为 $1/2$, 泥质按全通量计算。沉积物厚度取 3 cm (沉积物的溶解释放/吸附沉淀作用主要发生在表层 0 至几厘米深度之内。因渤海水深较浅、沉积速率小且生物扰动频繁, 故沉积物厚度取 3 cm)。沉积物密度也因不同的类型而有差异, 砂质沉积物密度大于泥质沉积物, 考虑到孔隙度的影响, 将砂、粉砂和泥的密度分别取为 2.5 g/cm^3 、 2.3 g/cm^3 和 2.1 g/cm^3 (宋金明, 1997)。利用测得渤海沉积物—海水界面溶解无机氮的交换通量平均值 $0.575 \text{ mmol/(m}^2 \cdot \text{d)}$, 可计算出 1 年内界面交换量(由沉积物向海水输送)为 $1.702 \times 10^8 \text{ kg}$ 。

沉积物中可转化态氮在环境变化较为剧烈时即可释放重新参与循环。不同结合形态的氮含量大小不同, 地球化学行为不同, 在循环中所起的作用亦不同。如果沉积物中可转化态氮完全释放用于提供界面交换, 可估算出它们完全释放所需的时间(表 1)。各形态氮释放的顺序与其结合牢固程度是一致的, 即离子交换态氮(IEF-N) > 碳酸盐结合态氮(CF-N) > 铁锰氧化态氮(IMOF-N) > 有机物与硫化物结合态氮(OSF-N), 其对界面交换的贡献大小则随时间尺度大小发生变化。表 2 是不同的时间尺度内各形态氮对界面交换相对贡献的变化。

表 1 各形态氮含量及完全转化所需时间

	IEF-N	CF-N	IMOF-N	OSF-N	总可转化态
可转化态氮/kg	3.657×10^8	2.794×10^7	3.832×10^7	2.372×10^9	2.804×10^9
释放所需时间/a	2.15	0.16	0.225	13.94	16.48

表 2 各形态氮对界面交换贡献随时间的变化(%)

时间/a	IEF-N	CF-N	IMOF-N	OSF-N
1	100	0	0	0
3	71.7	5.3	7.5	15.5
5	43.0	3.2	4.5	49.3
10	21.5	1.6	2.2	74.7
16.5(完全释放)	13.0	1.0	1.4	84.6

由表 2 可看出, 随时间尺度的增加, IEF-N、CF-N、IMOF-N 的贡献逐渐减小, 而 OSF-N 的贡献逐渐增大。在 1 年时间内, 界面交换所需的氮可以完全由 IEF-N 提供, 其余三态的贡献均为零; 待 IEF-N 释放完全后, CF-N、IMOF-N 和 OSF-N 依次释放。当时间尺度大到足以使四态氮完全释放时, 其贡献的大小与各形态氮的量是一致的, 即四态氮中, 量最大的一态贡献最大。也就是说, 各形态氮对界面交换绝对贡献的大小顺序为: OSF-N (84.6%) > IEF-N (13.0%) > IMOF-N (1.4%) > CF-N (1.0%) (见图 1)。

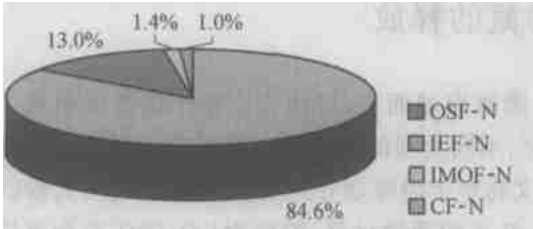


图 1 各形态氮对界面交换绝对贡献大小

由图 1 及表 1、表 2 中看出, 沉积物中氮释放的先后顺序或难易程度为 IEF-N > CF-N > IMOF-N > OSF-N, 各形态氮对界面交换绝对贡献的大小为 OSF-N > IEF-N > IMOF-N > CF-N, 其相对贡献大小则因时间尺度的变化而不同。

渤海南部沉积物中自然粒度下非转化态氮占总氮(TN)的比例为 69.15%。其中一部分氮进入沉积物矿物晶格(包括 NH_4^+ 、ON), 这与沉积物粒度无关, 即并非由于颗粒包裹导致其无法参与循环转化。另一部分则由粒度因素决定: 由于颗粒较大, 在自然粒度下位于颗粒内层的氮无法浸取出来, 即无法真正参与循环, 这部分氮可能包括部分的 IEF-N、CF-N、IMOF-N 及 OSF-N。依据本文的研究结果并结合前人的研究成果, 对非转化态氮中各部分所占比例进行估算, 可以认为在渤海沉积物中固定的 NH_4^+ 占 TN 的 20%, 根据前文(Song et al., 2001)的 ON/OC 比值的分析可以认为沉积物固定的 ON 量甚小, 可忽略不计。则沉积物中 49% 的氮由于颗粒包裹(即处于颗粒物内层)使之成为非转化态, 说明粒度的影响非常重要。根据沉积物 OC 含量及 Redfield 比值算出 ON 含量, 与测得的 OSF-N 比较可知, ON 中有 18.6% 属非转化氮, 占 TN 的 3.6%; 余下的非转化态氮为 CF-N 和 IMOF-N, 占 TN 的 45.4%。通过上面的推算得出: 沉积物中 IEF-N 和 OSF-N 主要存在于沉积物颗粒物质外层, 是沉积物氮循环最主要的参与者; CF-N 和 IMOF-N 绝大部分处在颗粒物质内层, 对循环的贡献很小。

表层沉积物中氮的去向可能有三种: (1)在表层 0~10cm 内, 通过大型和微型底栖生物降解(至少有部分是有氧降解), 并通过生物扰动和扩散向上覆水体释放, 其变化过程在 1 年内完成; (2)在沉积物表层 1m 之内暂时埋藏, 通过微生物无氧分解, 经过扩散和间隙水的总体流动向上覆水输送, 其时间尺度在数十年或数百年之间; (3)在大于 1m 的深度内, 通过有效埋藏退出水体系统的循环。其时间尺度相当于冰期变化导致海平面变化的时间。氮以何种方式存在取决于沉积物组成、沉积速率、 O_2 的可获得性、再悬浮等。本文认为输入到浅海中的沉积物有 1/4~1/2 被氧化, 即有 1/4~1/2 的营养物质可以回到水体系统, 1/2~1/3 则被埋藏或在水体中氧化。由此推断渤海南部表层沉积物中的氮约有 1/3 可以再循环回到水体中, 这与上面的推算结果是一致的。该海域的表层沉积物主要发生第一种变化, 即在较短时间内通过大型和微型底栖生物降解, 并通过生物扰动和扩散向上覆水体释放。这种情况下, 沉积物中氮的再生对维持整个海洋生态系统的初级生产力及生态系统平衡具有重要意义(见图 2)。

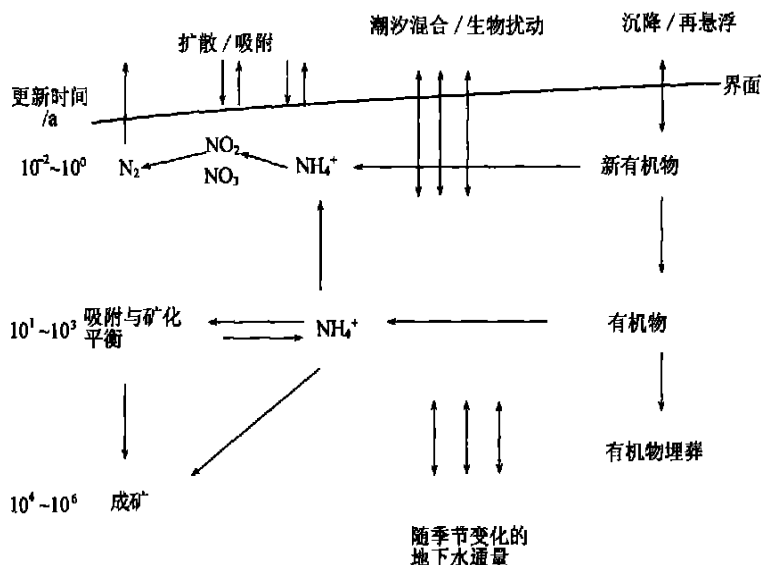


图2 沉积物—海水界面附近氮的循环和埋藏示意图

三、渤海氮循环收支

渤海水体中氮的主要来源有河流输入、沉积物向海水扩散、大气干湿沉降及黄海输入,其生物地球化学循环质量平衡为:初级生产力所需 $N = \text{河流输入} + \text{大气沉降} + \text{外海输入} + \text{沉积物扩散} + \text{水体再循环}$ 。利用该平衡即可估算出沉积物中氮循环对初级生产力的贡献。

渤海初级生产力 C 约为 $112 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$ (费尊乐等, 1988), 据 Redfield 比值折合成 N 为 $1.302 \times 10^{12} \text{ g/a}$ 。净初级生产力约为初级生产力的 50%, 为 $6.51 \times 10^{11} \text{ g/a}$, 则沉积物中再生氮占初级生产力所需氮的 26.1%。渤海水体中氮主要来源有: 河流向渤海输入 N 为 $1.14 \times 10^8 \text{ g/a}$, 大气沉降 $1.39 \times 10^8 \text{ g/a}$, 向黄海输出为 $4.03 \times 10^9 \text{ g/a}$ (宋金明, 1997), 沉积物扩散为 $1.702 \times 10^{11} \text{ g/a}$ 。水体再循环的 N 为 $4.845 \times 10^{11} \text{ g/a}$ 占初级生产力所需 N 的 74.4% (见图 3)。

由图 3 可看出, 水体中再循环的氮对初级生产力的贡献 (74.4%) 比沉积物中再循环氮的贡献 (26.1%) 大。海洋生态系统中营养盐的再生主要通过两个途径: 一是海水中异养生物的排泄即水体再生, 二是沉积物中的再生。异养排泄根据生物个体大小通常分为两类: 中型浮游动物 ($> 200 \mu\text{m}$) 和微型异养者 ($< 200 \mu\text{m}$, 包括原生动物、真菌、浮游细菌等), 前者对初级生产力的贡献不超过 10%, 后者比前者的贡献大得多。这两种营养盐的再生过程对初级生产力具有不同的意义。沉积物中储存的营养盐相对外界新输入的营养盐起一种缓冲作用, 使近海生态系统受到外来营养盐突变 (如陆地径流、近岸上升流等) 时仍维持其正常的生产力水平。当系统生产力提高时, 海底营养盐再生的速度也随之提高。海底和水中营养盐再生过程具有不同的特征, 对生态系统的作用亦不同。其

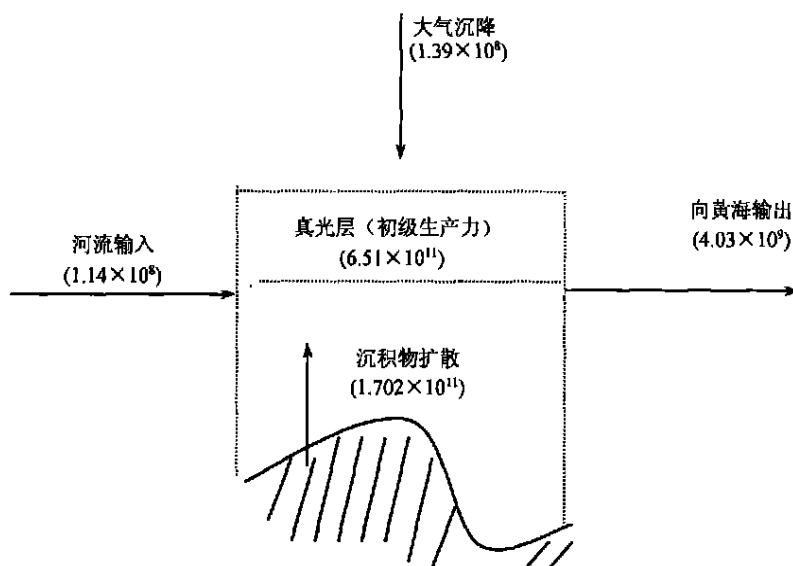


图3 渤海氮循环收支(单位: g/a)

一, 由于海底有机质的库存量大, 其循环速度的微小变化相对水体中营养盐再生而言是非常缓慢的, 其重要性也不如水体中的营养盐。水体再循环通常导致“水华”及其他一些物质迅速发生变化, 底栖生物对营养盐再生可以起到稳定生态系统的作用, 沉积物中再循环氮与水体中再循环氮其循环的最终产物不同。通常, 水体中硝化细菌密度较低, 硝化作用不易发生, 其再生产物主要为 NH_4^+ ; 而在沉积物表层, NH_4^+ 的硝化作用非常活跃, 矿化作用产物中 60% 为 NO_3^- , 由于浮游植物优先利用 NH_4^+ , 从而导致水体再循环的贡献远大于沉积物(渤海海域水体中再生氮对初级生产力贡献大于沉积物中再生即由此原因造成)。此外, 渤海海域夏季密度跃层以上的海水区域生产力很高, 在水体中细菌活动活跃, 降解速度非常快, 沉积速率很小, 导致营养盐的再生主要发生在水体中。马红波等(2001)在对一系列沿海岸区沉积物—海水界面氮循环研究结果进行总结时发现, 在 $> 5\text{m}$ 深的水域, 浮游生物的呼吸作用超过了沉积物呼吸, 营养盐的再生亦是如此。水体中再生营养盐主要用于浮游植物因沉降或被捕食而减少的补充, 沉积物中再生营养盐则通过非周期性的混合交换进入水体(尤其在温暖的夏季), 这部分“新生”的营养盐用于提高浮游植物的产量, 即水体再生的营养盐通常在较长的时间尺度上维持初级生产力的平衡, 而沉积物中的再生则在很短的时间内通过强烈的混合作用提高初级生产力。

四、沉积物中氮的生态学功能

1. 各形态氮与初级生产力的关系

在水域生产关系上, 浮游植物是海洋中的初级生产者, 通过它的光合作用将海水中的无机物转化为有机物。在此转化过程中, 海水中无机营养盐类的含量是影响光合作用的重要因素。海洋沉积物通过营养盐再生为初级生产力提供营养, 浮游植物通过水体营

养盐的量与沉积物中的氮相关。IEF-N 是沉积物可转化态氮中最“活泼”的形态,在沉积环境稍有变化或底栖生物扰动时均可能向上覆水体释放,IEF-N 能为界面循环提供 54.9% 的氮,因此 IEF-N 与初级生产力关系密切。

图 4 是 1982 年 8 月渤海初级生产力(PP)和浮游植物个体数量平面分布图,将其分布与 IEF-N 的平面分布对比,二者有相似的变化趋势:在辽东湾向着中央海区,以及渤海湾向着莱州湾方向,PP 和 IEF-N 均呈增大的趋势。在莱州湾这种相似更明显,较高的 IEF-N 分布对应着较高的 PP 及浮游植物个体数量。图 5 是莱州湾初级生产力(渤海生物资源分布图集,1996)与 IEF-N 的散点图。由图 4 可看出,PP 与 IEF-N 呈正相关关系,即 IEF-N 越大,PP 越大,说明该区域沉积物中 IEF-N 的释放对初级生产力贡献显著。浮

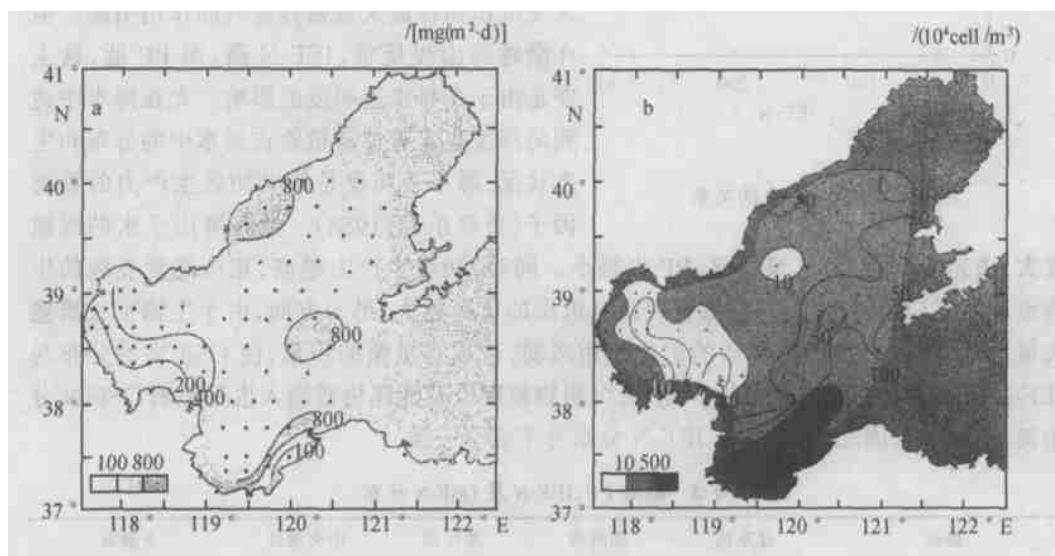


图 4 渤海初级生产力和浮游植物个体数量分布

a PP 分布; b 浮游植物个体数量分布

游植物的生长状况影响着海水中营养盐含量的变化,当浮游植物大量繁殖时,水体中营养盐类的含量因大量消耗而显著减少,沉积物中 IEF-N 可能释放提供给初级生产力。沉积物可以作为氮营养盐的缓冲库,当水体中 IN 浓度过高时,部分 IN 进入沉积物“储存”起来;当浮游植物大量消耗水体中营养盐导致其浓度急剧减小时,沉积物中储存的 IN 可以不断释放为初级生产提供营养。浮游植物的大量繁殖加重了沉积物表面有机质负荷,矿化作用加强,沉积物中释放的 NH_4^+ 增加,同时藻类细胞本身也可以释放 NH_4^+ ,这部分 NH_4^+ 均可以以 IEF-N 的形式保留在沉积物氮库中,当其向水体释放时能进一步刺激藻类的大量繁殖。这种机制与一些研究者提出的水体富营养化的正反馈机制(Kemp et al., 1990; Tuominen et al., 1998)相似。沉积物中 IEF-N 的这种赋存和释放机制能进一步刺激赤潮的发生。浮游植物的增殖速率与赤潮的发生密切相关,氮营养盐的供给决定着浮游植物的产量。硅藻与 NH_4^+ 呈显著正相关,甲藻则与 $\text{NO}_2\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 及 TIN 呈显著负相关(丘德全等,1995)。赤潮发生时,耗氧有机物的来源主要来自于赤潮生物自身残骸和排泄物,这些残体分解成无机氮磷又为浮游植物再吸收,即赤潮过程中 IN 、 IP

被吸收和 ON、OP 的分解过程都比较活跃,而较高的水温则促进了这个转化过程的进行,在此转化过程中,IEF-N 起到了营养盐存储库的作用,使这种转化更顺利而迅速。以莱州湾为例:湾内养殖过剩的饵料、生物新陈代谢产物及残骸进入海域,有机污染十分严重,表层沉积物通过有氧降解释放大量无机的 N、P、Si,为赤潮生物的大量繁殖创造了丰富的物质基础。

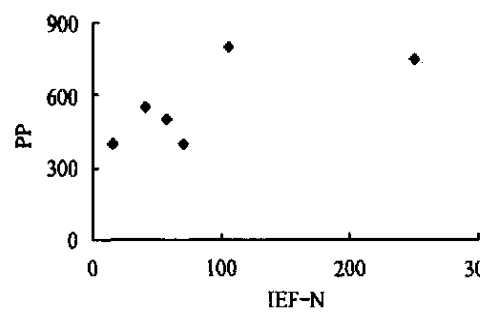


图 5 IEF-N 与 PP 的关系

表 3 是渤海各区域 PP、IEF-N、OSF-N 的平均值。由表可看出,PP 越大,相应 IEF-N 和 OSF-N 含量也较高。莱州湾 PP 最大,其 IEF-N 也最大。8 月份莱州湾的高生产力由河流输入及沉积物释放大量的营养盐共同作用引起。但在渤海湾出现反常,IEF-N 高,而 PP 低,这要是由于受海水透明度的影响。光在海水达到的深度决定着浮游植物在海水中的分布和生产状况,海水透明度是影响初级生产力的重要因子(费尊乐等,1988)。渤海湾由于水的混浊度大,透光弱,即使 IEF-N 很高,PP 也很小。同时,初级生产力越高,相应高营养级的生物也更繁盛,其新陈代谢导致沉积表面有机质的负荷越大;另一方面,由于生物生长繁盛大量耗氧,使沉积物中有机质的矿化作用减弱,造成有机质的积累,使 OSF-N 的分布与 IEF-N 分布具有一定的相似性。此外,沉积物粒度以及陆源物质输入也是影响 OSF-N 分布的重要原因,因此 OSF-N 与 IEF-N 分布并不完全一致。

表 3 渤海 PP、IEF-N 及 OSF-N 分布

海区	辽东湾	渤海湾	莱州湾	中央海区	全渤海
PP/[gC/(m ² ·a)]	100	50	144	134	112
IEF-N/(μg/g)	51.17	62.09	90.11	89.36	73.18
OSF-N/(μg/g)	516.27	471.62	243.33	535.92	441.76

2 底栖生物对氮循环的影响

底栖生物是水生态系统中非常重要的组成部分,它影响着自身和外来有机质的命运,影响着底层水营养盐和 O₂ 的浓度,为初级生产提供营养盐,并将矿化的氮通过反硝化作用变成气体去除。底栖生物的生产过程在生源要素的生物地球化学循环中占据重要地位。海洋沉积物附近的底栖生物有微生物(包括细菌和真菌)、原生动物、小型动物和大型动物等,在沉积物—海水界面附近对地球化学过程造成很大影响的底栖类有甲壳类、软体类、多毛类、棘皮类和端足类。底栖生物通过摄食、打洞和构建巢穴对沉积物、水及其溶解物质输送产生影响,这些物理和化学的变化能提高微生物的活动性和生长速度。生物扰动能使颗粒混合并破坏其原始结构,生物的活动形成取食空穴、质地混杂的结构或简单的洞穴。在沉积环境相对稳定、生物扰动明显的海域,复杂的底栖生物群落可能在沉积过程中占优势,并控制上覆水和沉积物中溶解矿物成分的交换(张志南,1990,1989)。

底栖生物对氮循环的影响包括两个方面。其一,底栖生物本身参与氮的循环过程。水体中的营养盐通过食物链进行物质和能量的流动到达底栖生物,又通过底栖生物的生命活动部分回到水体中,重新参与循环。比如,底栖生物中的悬浮摄食者从水体中捕食浮游植物及有机粒子,进入生物体内的一部分用来构成生物体,一部分通过形成粪便或类似的排泄物沉降,余下的部分通过再生以 NH_4^+ 和尿素的形式释放,这部分氮又可以为初级生产者所用。通常生物沉积部分矿化再生的营养盐比动物直接排泄的部分更重要。根据底栖动物的生物量、生产量及生产量/同化比值可以求得底栖生物对氮的吸收速度(通量),进而求得其对海底再生氮的贡献。其二,底栖生物通过影响沉积环境而对氮循环产生影响,即通常所讲的生物扰动。广义地讲,生物扰动包括微生物、底栖动物、穴居鱼类、潜底鸟类等多种生物干扰因素。但意义最大、影响最广的还是底栖动物和微生物。摄食活动是研究底栖生物生态功能和生物地球化学过程的基础。真菌可以分解木质纤维素和甲壳质,细菌可以分解颗粒态有机碳。细菌分解作用的直接结果是溶解氧(DO)的消耗, SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Mn^{4+} 、 Fe^{3+} 的还原以及 CO_2 、 CH_4 、 NH_4^+ 、 PO_4^{3-} 、 H_2S 的产生,其强度取决于供氧条件和有机物质的多少。间隙水中的其他离子,如 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 等的浓度将同时受到分解过程及分解产物的控制,因此一般认为,细菌活动往往控制着间隙水化学。

许多研究表明,海底大型底栖动物的生物量主要受可获得的食物源的限制。海底有机质越丰富,生物量越大。在沿岸的浅水区域中,大部分的底栖生态系统处于真光层以内初级生产力产生的地方,而且风和海流的影响不时将初级生产力输送给底栖消费者,使底栖生物量增加。但是底栖生物量与 N 负荷是曲线正相关而非直线正相关,说明底栖生物量还受到其他因素的影响。

底栖生物影响和制约着氮循环,底栖生物的生物扰动强烈影响着 NH_4^+ 的生产速率和浓度的垂直分布。大型底栖生物的再造如构筑洞穴或捕食活动会影响沉积物的组成和稳定性,从而改变成岩反应的速度和机制。底栖生物对矿化过程有促进作用。Blackburn 等观察到在有多毛类环节动物 *Nereis virens* (沙蚕)存在的条件下, C 和 N 的矿化作用分别提高了 2.6 倍和 1.6 倍。底栖生物促进作用的大小取决于沉积物类型,有机质含量越高,促进作用越显著。底栖生物活动影响着 N、P 的界面通量。底栖生物通过排泄及促进矿化作用提高 NH_4^+ 通量。研究者观察到底栖生物活动有类似“生物泵”的功能提高界面离子交换速度和有机质的铵化,但底栖生物并不能明显地增加 NO_3^- 的通量。Bereslon 等(1998)研究指出,底栖生物活动对沉积物反硝化作用的促进或抑制取决于灌溉洞穴中水的停留时间、 O_2 浓度大小及洞穴空间大小。通风作用使表层水进入洞穴,提供电子接受体(O_2 、 NO_3^- 及 SO_4^{2-})并去除对微生物活动有抑制作用的 H_2S 。但是矿化作用的加强及 NH_4^+ 产量的增加不一定使间隙水中 NH_4^+ 浓度增加,因为生物扰动使其向上覆水体的输送也加快,同时硝化作用增强,制约着 NH_4^+ 在溶液和沉积物固体上的分布平衡。

小型底栖动物种类繁多,数量巨大,它不仅可直接作为鱼虾和贝类的饵料,而且在生态系统的能量转换和环境质量的综合评价中占有重要的位置。渤海南部海域小型底栖动物的分布由高到低依次是:莱州湾>渤海中部>黄河口水下三角洲和渤海湾东南部。生物种类上,线虫是小型动物区系中数量最多的类群,其次为桡足类和介形类。大型底

栖生物的分布在种类上以棘皮动物占优势, 其次为软体动物, 多毛类居第三位(张志南等, 1989)。张志南等根据小型动物类群组成的变化、小型动物与大型动物数量之比、大型动物的密度、生物量和种数等, 将渤海南部海域分为四个区: 黄河口水下三角洲区, 莱州湾区, 渤海中部及渤海湾东南部, 各区域的沉积环境和生物特征示于表 4。

表 4 渤海南部海域的分区及其主要沉积环境和生物特征

环境和生物特征		黄河口水下三角洲	莱州湾	渤海中部	渤海湾东南部
水深/ m		10	10~20	20~30	10~20
盐度		26~29	29~31	30~31	30~31
沉降速度/(mm/a)		极高,>50	—	很低,<2	—
沉积物类型		黏土质粉砂—细粉砂	黏土质粉砂和细粉砂	砂—粉砂质黏土—黏土质砂	细粉砂—黏土质粉砂—粉砂质黏土
粉砂—黏土含量/%		97.49	93.48	65.26	98.79
小型动物数量/%	线虫	85.8	72.6	53.6	64.8
	桡足类	8.0	16.1	20.2	18.0
大型动物	密度/(个/m ²)	218.7	2523.4	2054.0	410.5
	平均种数	10	21	21	21
	生物量/(g/m ²)	2.33	296.50	13.80	7.90
小型与大型动物数量比		3452	354	411	1034

由表 4 可看出, 莱州湾内大型底栖动物无论密度还是生物量均远远高于其他区域, 小型底栖生物数量也略高于其他区域, 与 IEF-N 在该区域的分布一致, 即莱州湾> 渤海中部> 渤海湾, 说明大型底栖生物对 IEF-N 分布具有重要影响, 底栖生物越多, 生物活动越活跃, IEF-N 含量越高。这种影响表现在两个方面: 一是大型底栖生物的排泄产生 NH₄⁺ 为 IEF-N 提供源; 同时生物扰动增大了沉积物与氧的接触面积, 提高了氧的可渗透量, 从而促进了有机质的矿化, 提高了 NH₄⁺ 的产量。莱州湾物理环境相对稳定, 线虫优势下降, 桡足类比例增加, 小型与大型动物丰度之比为 354 :1, 环境条件有利于大型动物的生长发育。在此区域, 大型动物种类多, 密度和生物量均高于其他海区, 除了多毛类, 穴居型的双壳类软件动物和棘皮动物均占有明显优势。莱州湾生物量是整个渤海平均生物量的 5.5 倍, 说明莱州湾支持着一个高生产力的底栖生态系统。张志南等(1989)研究认为, 河口营养盐的输入是控制这一海域底栖生物高生产力的主要因素, 黄河径流将大量低密度高营养盐和有机碎屑带入河口两侧并不断向东北方向移动, 在与来自渤海海峡的高密度低营养盐海水混合过程中, 逐渐下沉在莱州湾北部。同时由于莱州湾属于远离河口的低沉积速率区, 生物扰动剧烈, 使水体营养盐和沉积物发生作用, 一部分营养盐吸附于沉积物表面进入沉积物氮库。OSF-N 在莱州湾呈均匀的低值分布, 其平均值低于渤海中部, 说明底栖生物促进了 OSF-N 的矿化降解; 而黄河口水下三角洲区域 OSF-N 高于莱州湾。结合该区域大小型底栖动物的分布可知, OSF-N 的分布值主要受大型底栖动物的影响。

沉积物中环境参数和动物洞穴数量的改变表明了与生物和微生物活动相关的一些特征。微生物活动和小型底栖生物代谢活动产生酸性物质会导致 0~5cm 表层沉积物中 pH 下降,同时 5cm 以下沉积物电位(Eh)减小,因为生物活动耗尽了间隙水中的氧。微生物和小型底栖生物活动在较浅的沉积物中更强烈。沉积物中有机质的降解使水中溶解 O_2 含量显著减小,沉积物 Eh 降低,并伴随着碳酸盐的溶解。某些多毛类环节动物,如 *Chlymenella torquate* (襟节虫)和 *Heteromastus filiformis* (异丝须虫)通过捕食行为对沉积物进行再造;而表面摄食者,如 *Nereis* spp. (沙蚕)和 *Amphitrite* spp. (叶蛭虫属)、甲壳动物 *Corophium* spp. (螺赢蜚属)及双壳类软件动物如 *Macoma* spp. (白樱蛤属)和 *Abra* spp. (团结蛤属)则更多地通过打洞影响沉积物。这些动物可以将表面的活性有机质输送到一定的深度,这种反向的平流输送可以导致沉积物某一深度的活性有机碎屑达到高值。以 M9-12 为例(图 6),莱州湾处在强烈的生物扰动区,表层 0~20cm 内由于有机质的矿化作用使 $OSF-N$ 随深度加深而减小;近年来该区域生物量逐渐减少,在 20~90cm 处, $OSF-N$ 呈现随深度加深而增大的趋势,此外,矿化作用减弱以及生物扰动的输送也是导致 $OSF-N$ 增大的原因。

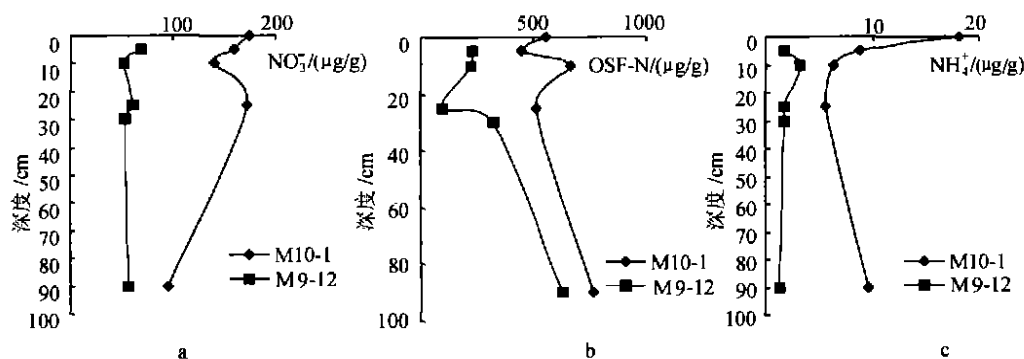


图 6 不同生物扰动区各形态氮的分布

a. NO_3^- 分布; b. $OSF-N$ 分布; c. NH_4^+ 分布

各形态氮在表层沉积物中垂向分布的差异在一定程度上体现底栖生物扰动对氮循环的影响。图 6 是位于不同生物扰动区柱状样 M9-12 和 M10-1 中 NH_4^+ 、 NO_3^- 和 $OSF-N$ 的垂直分布情况。位于莱州湾的 M9-12 站,由于此区域生物扰动强烈, NH_4^+ 在 0~10cm 含量较低,其下则较高;位于渤海湾内的 M10-1 站,由于生物扰动不明显, NH_4^+ 在 0~10cm 内随深度明显减小。另外,生物扰动可增加 NH_4^+ 向上覆水体的释放,使 M10-1 站留在沉积物中 NH_4^+ 含量大于 M9-12 站。 NO_3^- 在未扰动沉积物中的分布常取决于 O_2 的分布,通常在 1~5cm 深处,且随深度减弱。M9-12 和 M10-1 站 NO_3^- 在表层沉积物中均随深度减小主要是受水体混合作用的影响。但在 20cm 以下, M10-1 站 NO_3^- 含量明显减小, M9-12 站 NO_3^- 略有增加,这在一定程度上反映了生物扰动的影响。大型底栖动物对 NO_3^- 分布的影响表现在两个方面:一方面大型底栖生物能促进硝化作用的进行,因为动物洞穴提高了与氧接触的有效面积,同时动物排泄的 NH_4^+ 为硝化作用提供了源;另一方

面,动物的灌溉作用使 NO_3^- 在沉积物表层以下达到高值。M9-12 站中,OSF-N 在 0 ~ 20cm 内随深度减小反映了底栖生物对矿化作用的促进,而 M10-1 无明显变化规律,这可能与塘沽港清淤及海河输入有关。

3. 沉积物中氮的生态学意义

研究结果表明,渤海沉积物中 26.1% 的氮提供了初级生产力,而对初级生产力贡献最大的是 IEF-N。矿化作用产生的 NH_4^+ 以 IEF-N 的形式结合在沉积物中,当沉积环境条件发生变化时释放到水体中,为初级生产者所用。沉积物中 IEF-N、OSF-N 的分布与底栖生物分布呈良好的正相关。IEF-N 向水体中释放,为浮游植物所利用,并经过食物链向上传递到达底栖动物,使底栖生物活动、繁殖也随之增加,OSF-N 的增加在一定程度上可以表征为底栖生物量的增加;底栖动物又通过分解、排泄等一系列活动将部分营养盐释放回沉积物中,使循环得以继续进行。

沉积物中营养盐的再生对水体中生源要素的收支和生源要素循环动力学起着极其重要的作用。海底沉积物中的氮对整个海洋生态系统具有重要意义:一方面,沉积物氮通过矿化再生直接为初级生产者所利用,并通过食物链对更高营养级产生影响;另一方面,沉积物碎屑可以作为底栖生物的食物源,直接支持着部分底栖生物生产。浮游生物、底栖生物和沉积物之间的相互作用通过海洋生态系统中物质和能量的流动而实现(见图 7)。由图 7 可看出,沉积物中氮与底栖生态系统的关系十分密切。由底栖生物参与的沉积物中氮的生物地球化学循环包括如下几个过程:①底栖小食物网对有机质的矿化过程和营养盐的再生;②生物扰动和沉积物再悬浮;③顶级捕食者对沉积物的捕食和扰动。其中,沉积物中氮和底栖生物的相互作用和关系尤为重要。一方面,底栖生物可以直接吞食沉积物中含氮的有机碎屑,同时向沉积物中排泄其含氮的代谢物;另一方面,沉积物中氮的释放可以通过食物链对底栖生物产生影响。底栖生物群落代表着一个重要的中间营养级,营养物质的输入可以通过多种途径对其产生影响。N、P 营养盐的增加能促进海底藻类的生长,进而为海底摄食者提供更多的食物源。浮游植物数量增加,海水透光性减弱,海底微藻数量减少。同时,浮游植物的适量增加能为悬浮摄食者提供更多的食物源,并能间接地提高碎屑食物的数量和质量。一般而言,营养盐的增加可对底栖动物的种类和数量产生影响,这些影响包括提高其成活率、促进生长速度以及提高特定的种群数量。在水生生态系统中,由于初级生产力增加导致以初级生产者为食的次级生产者的生物量及其代谢产物增加,这种初级生产者捕食者的增加又能对更高的营养级产生影响,这种向上的分级控制效应即为上行控制。但是,其他一系列因素可能会抵消这种生物对营养盐增加的响应,这些因素包括捕食者控制、种群的居留时间和生活史及其沉积环境等。消费者应答只有在上行控制超过下行控制或者有其他因素导致捕食压力减小时才会得以体现。同时,环境条件也会对应答产生影响。例如,在水体混浊度很大或营养盐输入背景值很高的情况下,这种对营养盐增加的应答就会很不明显。水体混浊可以减少透光性,抑制海底微藻对营养盐输入的应答,颗粒物质的沉积可以抑制某些底栖生物的捕食。底栖动物对营养盐增加的应答包括上行控制和下行控制:多毛类环节动物 *Laeonereis* 对营养盐增加有恒定的上行控制响应趋势,即 *Laeonereis* 在幼体和成体时期捕食海底微藻。在河流及沿岸系统,受捕食作用的影响,下行控制占优势。但底栖生物

的种群不同对营养盐增加的响应程度也不相同。因此,可以依据底栖动物的分布特征来推测沉积物中营养盐可能的作用机制。

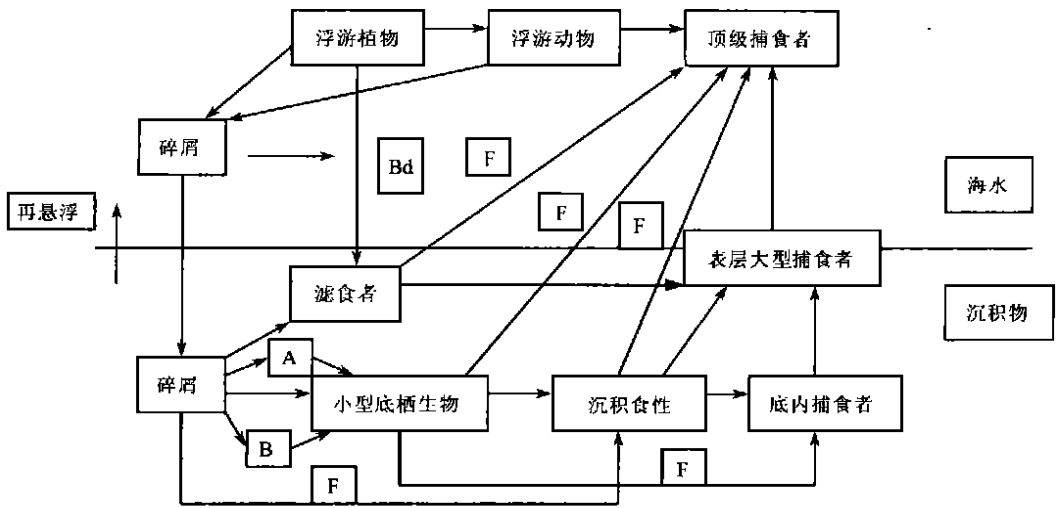


图7 海洋生态系统能流图

F: 捕食; Bd: 生物沉降; A: 好氧微生物; B: 厌氧微生物

五、结 语

1. 各形态氮对界面循环的贡献

对渤海沉积物中可转化态氮的量进行了估算, IEF-N、CF-N、IMOF-N 和 OSF-N 分别为 $3.657 \times 10^8 \text{ kg}$ 、 $2.794 \times 10^7 \text{ kg}$ 、 $3.832 \times 10^7 \text{ kg}$ 和 $2.372 \times 10^9 \text{ kg}$; 结合室内模拟的氮的界面交换通量, 估算其完全释放所需的时间分别为 2.15a、0.16a、0.225a 和 13.94a。各形态氮释放的顺序与其结合牢固程度一致, 即 $\text{IEF-N} > \text{CF-N} > \text{IMOF-N} > \text{OSF-N}$, 其对界面交换的贡献大小则随时间尺度大小发生变化; 随时间尺度增加, IEF-N、CF-N、IMOF-N 的贡献逐渐减小, OSF-N 的贡献逐渐增大, 当时间尺度大到足以使四态氮完全释放时, 其贡献的大小与各形态氮的量一致, 即: $\text{OSF-N} (84.6\%) > \text{IEF-N} (13.0\%) > \text{IMOF-N} (1.4\%) > \text{CF-N} (1.0\%)$ 。

沉积物中可转化态氮占总氮的 30.85%, 非转化态氮为 69.15%, 根据经验对非转化态氮进行分析估算得知, 约有 49% 的氮因为颗粒包裹而成为“非转化态”, 说明粒度的影响非常重要。结合 OC 含量, 进一步推断出 IEF-N 和 OSF-N 主要存在于颗粒物质外层, 是循环的主要参与者, CF-N 和 IMOF-N 绝大部分处于内层, 对循环的贡献很小。

2. 渤海氮循环收支

对渤海氮循环收支估算表明, 水体中再循环的氮对初级生产力的贡献 (74.4%) 比沉积物中再循环氮的贡献 (26.1%) 大得多。海底和水体中营养盐再生过程具有不同的特征, 对生态系统的作用亦不同, 水体再生的营养盐通常在较长的时间尺度上维持初级生

产力的平衡,而沉积物中的再生则在很短的时间内通过强烈的混合作用提高初级生产力。

3. 底栖生物对氮循环的影响

(1) IEF-N 对初级生产力的影响:考察 IEF-N 分布与水体中初级生产力及浮游植物个体数量分布的关系发现,沉积物中 IEF-N 类似与一个氮营养盐的“储存库”,当水体中营养盐浓度减小或沉积环境发生变化时,其中的氮得以释放,提高初级生产力,导致 IEF-N 进一步增加,这种作用机制与水体富营养化的正反馈机制相似。因此,IEF-N 对赤潮的发生具有加速的作用。OSF-N 与初级生产力分布亦具有一定的相似性,二者通过海洋生态系统食物链的物质和能量流动联系起来,IEF-N、OSF-N 和初级生产力三者的相互作用密切而复杂。

(2) 底栖生物对氮循环的影响:结合渤海南部底栖生物的分布情况,探讨了底栖生物分布与氮形态分布的关系以及底栖生物扰动对氮循环的影响。莱州湾内大型底栖动物的密度和生物量均高于其他海区,IEF-N 的分布亦是如此,底栖生物活动有利于 IEF-N 和 OSF-N 的形成。各形态氮的垂向分布差异体现了生物扰动的影响:处于生物扰动区柱状样中 NH_4^+ 浓度高于非生物扰动区,大型底栖生物的灌溉作用使 NO_3^- 在一定深度达到高值,OSF-N 在一定范围内随深度减小亦反映了底栖生物对矿化过程的促进作用。沉积物中的氮对整个海洋生态系统具有重要意义:沉积物中氮与水体中氮营养盐通过食物链的物质和能量的流动发生相互作用,同时沉积物和水体之间存在氮的直接交换。水体中营养盐的变化导致初级生产力变化,并通过食物链对更高的营养级产生影响。不同种类底栖生物对这种变化的应答不同。因此,可以依据底栖生物的分布特征来研究水体和沉积物中氮营养盐的循环机制,这一领域的研究有待于进一步深入。

参 考 文 献

马红波、宋金明, 2001, 海洋沉积物中氮的循环, 海洋科学集刊, 43: 96 ~ 107.

丘德全、林永水、周近明等, 1995, 氮营养盐对盐田养殖水域春季浮游植物增殖速率的影响, 中国赤潮研究——SCOR-IOC 赤潮工作组中国委员会第二次论文选, 青岛出版社, 25 ~ 28.

宋金明, 1997, 中国近海沉积物—海水界面化学, 海洋出版社, 166 ~ 170.

张志南、李永贵、于子山, 1989, 黄河口及其邻近海域小型底栖生物的初步研究, 海洋与湖沼, 20(3): 197 ~ 207.

张志南、图立红、于子山, 1990, 黄河口及其邻近海域大型底栖动物的初步研究(一)生物量, 青岛海洋大学学报, 20(1): 37 ~ 45.

费尊乐、毛新华、朱明远等, 1988, 渤海生产力研究 II, 初级生产力及潜在渔获量的估算, 海洋学报, 10(4): 481 ~ 489.

唐启升、孟田湘主编, 1997, 渤海生态环境和生物资源分布图集, 青岛出版社, 143 ~ 145.

Berelson, W. M., Heggie D., Longmore A., et al., 1998, Benthic Nutrient Recycling in Port Phillip Bay, Australia, *Estu. Coas. Shelf. Sci.*, 46: 917 ~ 934.

Blackburn T. H. and Henriksen K., 1983, Nitrogen cycling in different types of sediments from Danish Waters, *Limnol. Oceanogr.*, 28(3): 477 ~ 493.

Collier, B., 1991, Analysis of Particulate Matter Collected by Sediment Traps and from Sediment Cores, *Geophysical Monograph*, 63: 235 ~ 242.

Hammond D. E., Mcmanus J., Berelson, W. M., et al., 1996, Early Diagenesis of Organic Material in Equatorial Pacific Sediments: Stoichiometry and Kinetics, *Limnol. Oceanogr.*, 43(4 ~ 6): 1365 ~ 1412.

Kemp A. L. W., Mudrochova A., 1972, Distribution and Forms of Nitrogen in a Lake Ontario Sediment Core

Limnol. Oceanogr., 17(6): 855~867.

Kemp W. M., Sampou P., Caffrey J. et al., 1990, Ammonium recycling versus denitrification in Chesapeake Bay sediments, *Limnol. Oceanogr.*, 35(7), 1545~1563.

Smith, C. R., Hoover D. J., Doan S. E. et al., 1996, Phytodetritus at the Abyssal Seafloor Across 10 Degrees of Latitude in the Central Equatorial Pacific, *Deep-Sea Research*, 43: 1309~1338.

Song Jinming, Ma Hongbo, Lü Xiaoxia, 2001, Nitrogen forms and decomposition of organic carbon in the southern Bohai Sea core sediments, *Acta Oceanologica Sinica*, 21(1): 125~133.

Tuominen, L., Heinanen, A., Kuparinen, J. et al., 1998, Spatial and temporal variability of denitrification in the sediments of the northern Baltic Proper, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 172: 13~24.

BIOGEOCHEMICAL FUNCTIONS OF NITROGEN IN BOHAI SEA SEDIMENTS *

SONG Jinming¹, MA Hongbo^{1,2}, Lü Xiaoxia^{1,2}, YUAN Huamao^{1,2}

⁽¹⁾ MEES, Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences

⁽²⁾ Graduate School of the Chinese Academy of Sciences

Abstract

Nitrogen forms in marine sediment play an important role in its biogeochemical cycling. Up to now, most studies focus on total nitrogen (TN), organic nitrogen (ON) and inorganic nitrogen and could not yield integrated information on nitrogen cycling because different nitrogen forms contributing to their cyclings are different. In this work, nitrogen of Bohai Sea sediment in natural size was divided into transferable and untransferable parts by sequential extraction method for the first time. Estimation of transferable nitrogen and its function in sediment-water exchange showed that the contributions of different nitrogen forms in nitrogen recycling vary on time scale. Estimation indicated that IEF-N and OSF-N exist mostly at the surface of the sediment grain, and act as dominant participator in recycling, IMOF-N and CF-N are mainly present inside the sediment grain and contribute little to recycling. The nitrogen cycling budget for Bohai Sea shows that the contribution of pelagic recycling (74.4%) to primary productivity is much more than benthic recycling (26.1%).

Analysis of the correlation between sediment nitrogen and primary production showed that it is very close. IEF-N acts as a "buffer pool" for nitrogen nutrient which can enhance primary productivity. Benthos bioturbation is conducive to enhancement of mineralization, which results in high NH_4^+ and NO_3^- distribution in deep sediments. Contribution of nitrogen

* Contribution No. 4538 from the Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences

forms in recycling varies on time scale. The absolute contribution of each state is consistent with its content in sediment, which has the sequence OSF-N (84.6%)> IEF-N (13.0%)> IMOF-N (1.4%)> CF-N (1.0%). Untransferable nitrogen account for 69.15% of TN, among which 49% is due to inclusion in sediment grain interior.