

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

北黄海沉积物中氮的地球化学特征及其早期成岩作用

吕晓霞^{1,2)}, 宋金明¹⁾, 李学刚^{1,3)}, 袁华茂^{1,3)}, 詹天荣^{1,3)}, 李宁^{1,3)}, 高学鲁^{1,3)}

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, 青岛, 266071

2) 中国海洋大学地球科学学院, 青岛, 266003; 3) 中国科学院研究生院, 北京, 100039

内容提要:本文首次报道对北黄海沉积物中氮的形态及其早期成岩作用的研究成果。结果表明,北黄海沉积物中占主导地位的是细粒度组分,其结构和性质直接影响着沉积物中化学元素的形态、含量与分布,使自然粒度沉积物中各形态氮的垂向分布与细粒度组分中各形态氮的分布非常相近。在氮的早期成岩过程中,粒度也起着非常重要的作用,沉积物的粒度越细,沉积物中有机氮的分解速率越小,即细粒度沉积物中有机氮的分解矿化速率最小,易于富集有机氮。对于不同站位的沉积物来说,因其沉积速率的差异,致使沉积物中各形态氮的埋藏通量有很大差异,沉积速率越大,沉积物中各形态氮的埋藏通量越大,在沉积速率最大的C4站位,各形态氮的埋藏通量最大。

关键词:氮;地球化学特征;早期成岩作用;北黄海沉积物

早期成岩作用是沉积物中发生了物理、化学及生物反应,包括有机质的矿化反应、硝化—反硝化反应、铵化反应、呼吸作用等(Schulz et al., 1994; 宋金明, 1997; Hyacinthe et al., 2001),是沉积物中营养元素参与再循环的重要途径。近二十年来,国内外学者在此领域的研究取得了一定进展,建立了不同的数学模型,为早期成岩的定量研究奠定了基础(Berner, 1980; Raaphorst et al., 1990; Hansen et al., 1991; Soetaert et al., 1996; 孙云明等, 2001)。然而,对于不同粒度沉积物中氮的早期成岩作用的研究很少,对于不同粒度沉积物在早期成岩作用过程中的作用和贡献也知之甚少。本文利用分级分离浸取的方法分析测定北黄海不同粒度沉积物中不同形态氮的含量,得出不同粒度的柱状沉积物中各形态氮的含量与分布。不同粒度沉积物中氮的含量随深度的变化可为研究沉积物的矿化作用提供更多、更为详实的信息,从而可以得出不同粒度沉积物中各形态氮的不同地球化学特征,为进一步研究沉积物的早期成岩作用提供可靠的依据。

北黄海位于渤海以东及山东半岛的成山角与朝鲜半岛的长山串间连线以北的海域,平均水深38 m,总面积为71000 km²,是渤海与南黄海物质与能量交换的纽带。因此,研究北黄海沉积物中氮的地球

化学特征,对深入研究近海氮的生物地球化学循环具有重要意义。

1 取样与分析

1.1 样品采集与处理

于1998年9月用箱式采样器在北黄海5个站位采集柱状样,采样站位见图1。按2 cm 间距分样,分开的样品装入塑料袋中密封,带回实验室。分段取适量样品尽可能薄的平摊在培养皿中,在60℃下烘12~14 h,然后在经0.45 μm 醋酸纤维膜抽滤后的海水中将各个样品依次通过250目、500目的网筛,将沉积物分为>63 μm(粗粒度)、31~63 μm(中粒度)及<31 μm(细粒度)三个粒级,静置离心后倾去上清液,于60℃下烘干后放入干燥器备用。

1.2 分析测定

称取1 g 左右不同粒度的沉积物样品(包括自然粒度,即不经过任何处理的沉积物,保持了沉积物原有的粒度组成),用不同强度的浸取剂浸取(Lü[●]; 马红波等, 2003),得到不同粒度沉积物的四种可转化态氮:离子交换态氮(IEF-N)、弱酸可浸取态氮(WAEF-N)、强碱可浸取态氮(SAEF-N)及强氧化剂可浸取态氮(SOEF-N),其中前三种形态的氮为无机形式的氮,SOEF-N 主要为有机形式的氮。

注:本文为国家杰出青年科学基金项目(编号 49925614),中国科学院创新重大项目(编号 KZCX1-SW-01-08)资助成果。

收稿日期:2003-11-21;改回日期:2004-04-10;责任编辑:刘淑春。

作者简介:吕晓霞,女,1972生,博士。主要从事海洋生物地球化学过程研究。通讯地址:266071,青岛市南海路7号,中国科学院海洋所生态与环境科学重点实验室;Email:luxiaox@163.com。

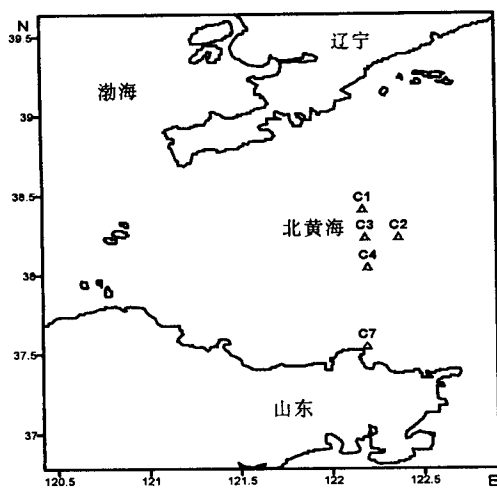


图1 采样站位简图

Fig. 1 Sampling stations in northern Yellow Sea

$\text{NH}_4\text{-N}$ 用次溴酸钠氧化法氧化后测定, $\text{NO}_3\text{-N}$ 用 Zn-Cd 还原法还原后测定。称取 0.1 g 左右不同粒度的沉积物样品, 用碱性过硫酸钾氧化法测定总氮 (TN)。浸取液中的氮采用重氮偶氮分光光度法测定 (海洋检测规范^②)。

2 结果与讨论

2.1 沉积物中各形态氮的垂向分布特征

通常情况下, 只有附着于沉积物颗粒表面、或结合能力较弱的营养元素, 才能在水动力条件或生物扰动等环境条件变化时释放进入水体或直接被生物吸收利用, 而包裹于沉积物颗粒内部、或进入沉积物矿物晶格、或结合能力较强的营养元素并不能轻易释放而进入水体参与循环。因此, 在自然粒度的沉积物中可浸取氮的含量最直观的体现了沉积物中可能参与循环氮的最大量值, 研究自然粒度沉积物中各形态氮的垂向变化规律, 能更直观的揭示沉积物中有机质的早期成岩作用及其对循环的贡献。

北黄海5个箱式样自然粒度沉积物中各形态氮的垂向分布见图2, 其主要的地球化学特征如下所述。

2.1.1 离子交换态氮 (IEF-N)

除 C3 站沉积物中 IEF-N 的含量自上而下有较大的变幅外, 其他站位沉积物中 IEF-N 基本上呈现出自上而下降低的趋势, 各站位的最大值分别出现于表层 0~3 cm 内 (C3 站出现于表层以下 23 cm 处), 且自次表层 (0~6 cm) 以下垂向变化不大, 这也从某种程度上说明了沉积物中有机质的矿化作用常

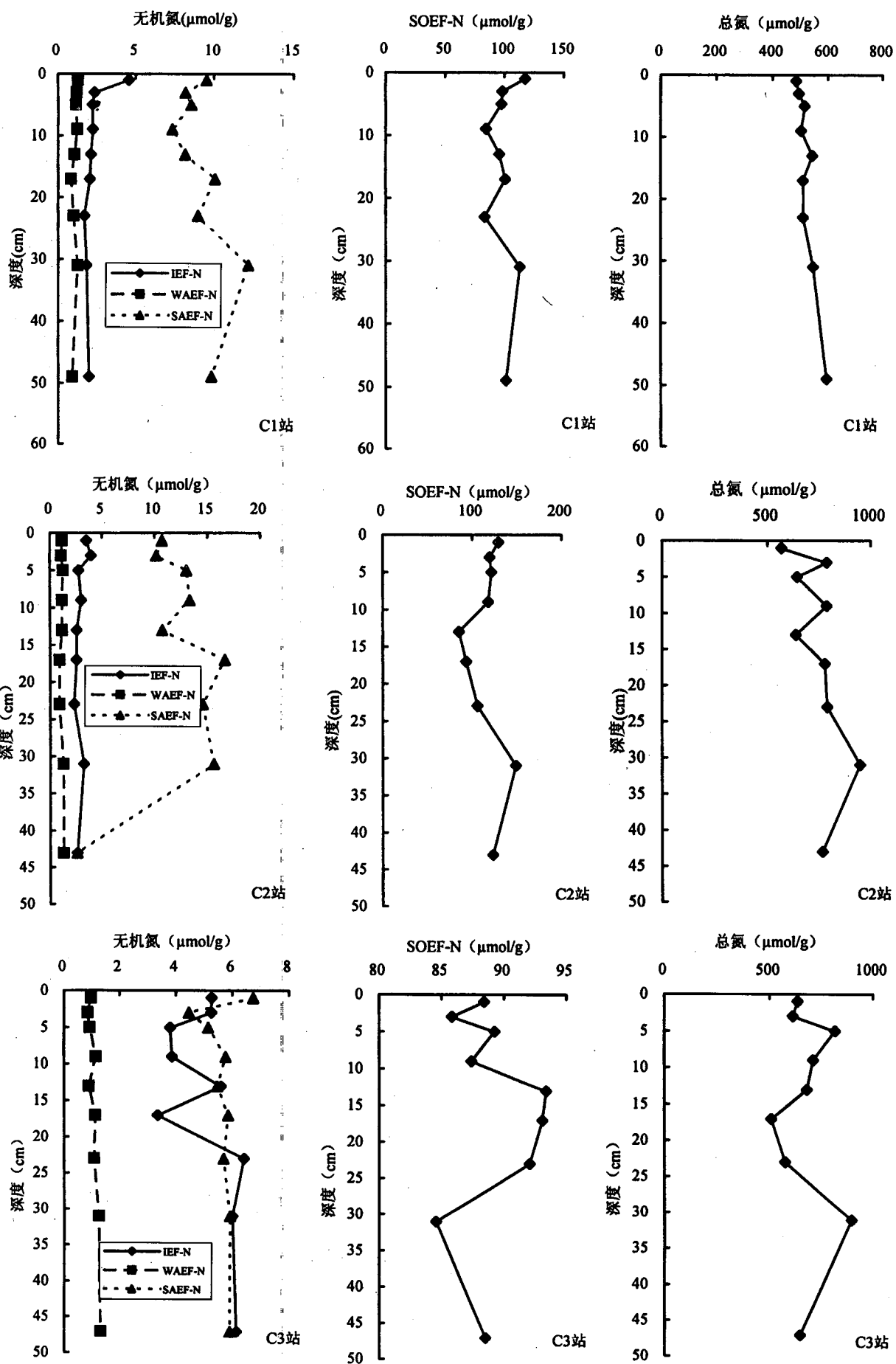
发生于表层含氧区的事实。就所取深度内, 沉积物中 IEF-N 的平均含量 ($\mu\text{mol/g}$) 顺序为: $\text{C3}(5.08) > \text{C4}(3.38) > \text{C2}(2.97) > \text{C7}(2.61) > \text{C1}(2.35)$, 位于北黄海中央泥区的 C3 站沉积物中 IEF-N 的含量远远高于其他站位沉积物中 IEF-N 的含量, 是其北部 C1 站位沉积物中含量的 2.16 倍。在 C3 站位, 自表层 17 cm 以下, 其含量迅速增高, 在 23 cm 以下趋于平稳并达最高值。在 IEF-N 的两种形式中, 各站位 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的含量要稍高于 $\text{NH}_4\text{-N}$ 的含量 (表1), 各站位 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的含量分别是 $\text{NH}_4\text{-N}$ 含量的 1.69 (C3) > 1.59 (C1) > 1.39 (C4) > 1.38 (C2) > 1.02 (C7) 倍, 即 $\text{NO}_3\text{-N}$ 在一定程度上影响着北黄海箱式沉积物中 IEF-N 的分布。

2.1.2 弱酸可浸取态氮 (WAEF-N)

WAEF-N 是箱式沉积物所有可转化态氮中含量最低的一种形态, 在所取深度范围内, 各站位沉积物的平均含量分别为: C1: 1.11 $\mu\text{mol/g}$, C2: 1.15 $\mu\text{mol/g}$, C3: 1.07 $\mu\text{mol/g}$, C4: 1.07 $\mu\text{mol/g}$, C7: 1.18 $\mu\text{mol/g}$, 各个站位沉积物中 WAEF-N 的含量相差不大, 且自上而下变化幅度不是很大, 各站位沉积物中的含量均在 0.64~1.47 $\mu\text{mol/g}$ 之间。在所取站位沉积物中, 除 C1、C7 站位 WAEF-N 的含量最大值出现于表层 0~6 cm 范围内, 其他站位沉积物中 WAEF-N 的最大值均出现在所取深度的中、底层内, 这可能与 WAEF-N 在不同站位的形成机理和沉积物的组成有关。与 IEF-N 的存在形式相同, $\text{NO}_3\text{-N}$ 也是其主要的存在形式 (表1), 各个站位 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的含量分别是 $\text{NH}_4\text{-N}$ 含量的 1.64 (C1), 2.11 (C2), 1.18 (C3), 1.10 (C4), 1.59 (C7) 倍, 其中在 C2 站位沉积物中 $\text{NH}_4\text{-N}$ 与 $\text{NO}_3\text{-N}$ 的差别最大。

2.1.3 强碱可浸取态氮 (SAEF-N)

SAEF-N 主要是铁锰氧化物结合态氮 (马红波等, 2003), 它的形成与分布主要受沉积物的氧化还原环境的影响。SAEF-N 在不同站位沉积物中的平均含量分别为: C1: 9.18 $\mu\text{mol/g}$, C2: 11.95 $\mu\text{mol/g}$, C3: 5.66 $\mu\text{mol/g}$, C4: 6.27 $\mu\text{mol/g}$, C7: 4.71 $\mu\text{mol/g}$, 即在 C2 站位沉积物中的含量最高, 在 C7 站位沉积物中的含量最低, 且最高值是最低值的 2.54 倍, 反映了不同站位沉积物的氧化还原环境的不同。SAEF-N 在所有站位沉积物中的变化幅度较大, 变化范围为 2.63~16.66 $\mu\text{mol/g}$ 之间, 且自上而下, 变化比较复杂。在 SAEF-N 的两种存在形式中, 不同站位的主要存在形式也各不相同 (表1), 其中在 C1、C2 站位沉积物中 $\text{NO}_3\text{-N}$ 是 SAEF-N 的绝对优



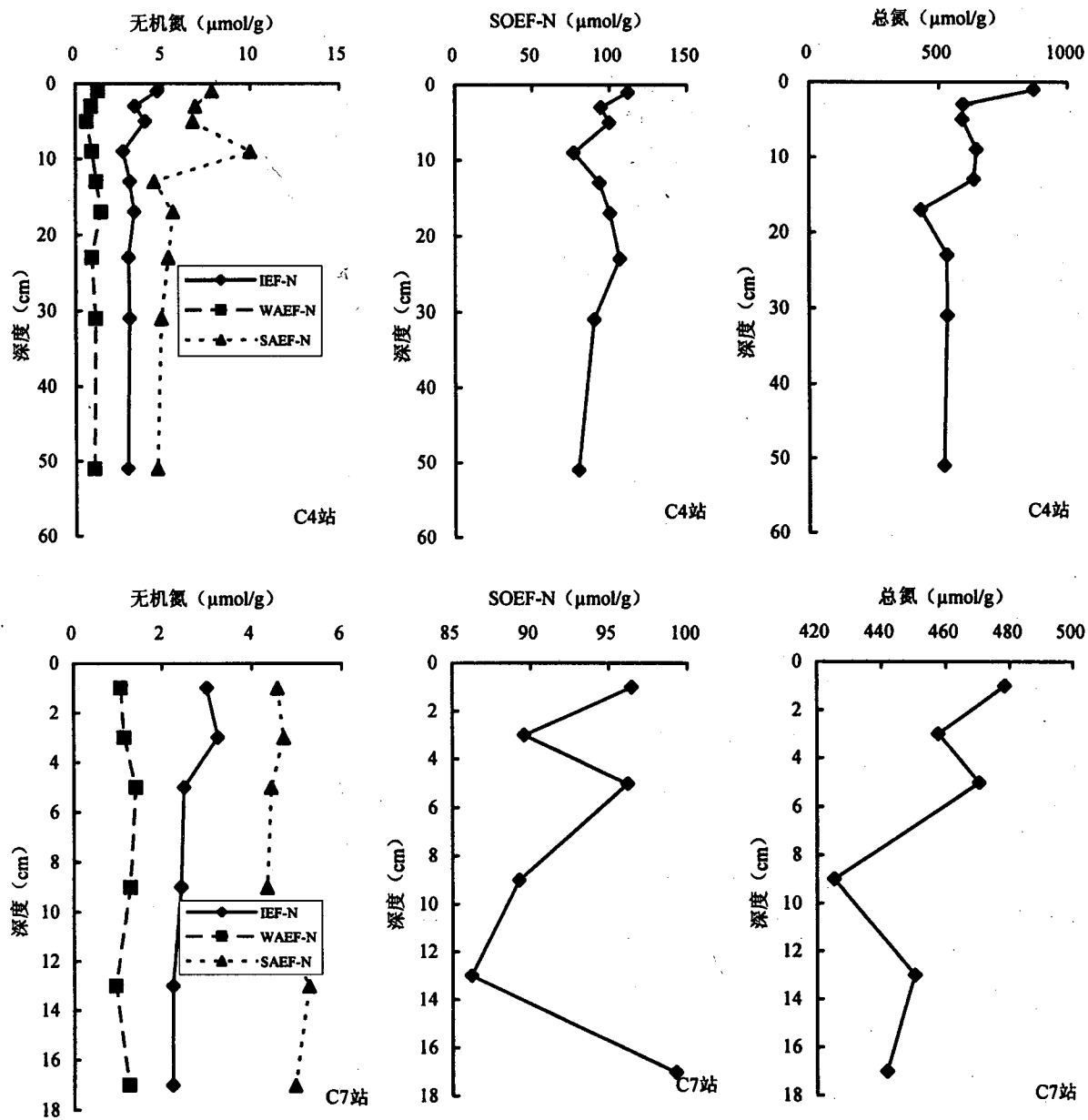


图 2 自然粒度沉积物中各形态氮的垂向分布
Fig. 2 The vertical distribution of various forms of nitrogen in natural sediments

表 1 不同站位沉积物中不同形态氮的两种存在形式 (NH₄-N 和 NO₃-N) 的平均含量(μmol/g)
Table 1 The average contents of NH₄-N and NO₃-N of the two inorganic forms of nitrogen in the northern Yellow Sea sediments (μmol/g)

站 位	IEF-N		WAEF-N		SAEF-N	
	NH ₄ -N	NO ₃ -N	NH ₄ -N	NO ₃ -N	NH ₄ -N	NO ₃ -N
C1	0.91	1.45	0.42	0.69	2.35	6.83
C2	1.25	1.72	0.37	0.78	2.12	9.82
C3	1.89	3.19	0.49	0.58	2.98	2.68
C4	1.42	1.97	0.51	0.56	3.28	2.99
C7	1.29	1.32	0.46	0.73	3.14	1.58

势形态,NO₃-N 的平均含量分别为 NH₄-N 的 2.91 和 4.63 倍;在 C3 和 C4 站位,NH₄-N 与 NO₃-N 对 SAEF-N 具有同等贡献,NH₄-N 与 NO₃-N 的含量比值为 1.11 和 0.98;而在 C7 站位,沉积物中的 NH₄-N 则是 SAEF-N 的绝对优势形态,其中 NH₄-N 是 NO₃-N 的 1.99 倍,这反映出 SAEF-N 形成过程中沉积环境的复杂多变性对其的影响。

2.1.4 强氧化剂可浸取态氮(SOEF-N)

SOEF-N 主要为有机形式的氮,是可转化态氮中含量最高的形态。它在各站位沉积物中的平均含

量 ($\mu\text{mol/g}$) 为: C2 (116.06) > C1 (98.93) > C4 (94.78) > C7 (92.82) > C3 (89.16)。在所有站位沉积物中, SOEF-N 的垂向变化各不相同, 但基本上都呈现出在表层 (0~3 cm) 迅速降低的趋势, 说明了有机质的矿化作用大都在表层含氧区内发生, 且北黄海泥质沉积物中 O_2 所能渗透的深度较其他海区要浅一些; SOEF-N 在次表层以下复杂的分布则说明沉积物中有机质的矿化作用和沉积速率在不同的时期内有着不同的表现强度。

2.1.5 总氮(TN)

TN 在不同站位沉积物中的含量差异较大, 5个站位沉积物中的平均含量 ($\mu\text{mol/g}$) 为: C2 (743.75) > C3 (674.99) > C4 (591.95) > C1 (521.81) > C7 (453.96), 其中在 C2 站位沉积物中的含量为 C7 站位沉积物中含量的 1.64 倍, 反映了不同的沉积物来源对沉积物中元素含量的影响。在垂向分布上, 5个站位均呈现出比较复杂的变化趋势, 其中在 C1、C2 和 C3 站呈波状的微增加趋势, 底层沉积物中 TN 的含量要比表层沉积物中的含量稍高; 而在 C4 和 C7 站位则整体上呈现出降低的趋势, 其中在 C4 站位上的降幅最大, 其在表层的含量是所取深度底层含量的 1.47 倍, 这同样反映了不同站位沉积物的沉积速率大小与矿化作用强弱的不同。另外, 在这 5 个站位中, C4 和 C7 站位沉积物中 TN 的垂向变化趋势与 SOEF-N 的变化趋势一致, 而在其他站位则不同, 其中在 C3 站位呈现出相反的趋势, 这可能与各个站位所处的位置及沉积物的物源有关。离岸较近, 陆源补充比较丰富, 有机质的含量会随着 TN 的升降而升降。而当生源物质成为沉积物的主要物源时, 沉积物中有机质的矿化作用越强烈, 有机氮的含量越低, 无机氮的含量越高, TN 的含量也会随着矿化作用的进行而降低, 这就造成了 TN 与 SOEF-N 的分布趋势相反, 而与无机氮的分布趋势一致。

总之, 在北黄海沉积物氮的不同形态中, SOEF-N 是可转化态氮的优势形态, SAEF-N 次之, WAEF-N 最低, 5 个站位沉积物中可浸取各形态氮的平均含量及其占总氮的份额见表 2。不同站位沉积物中各形态氮的含量在 TN 中所占的份额相差不大, 这可能与这几个站位距离相近有关。总可转化态氮占 TN 的 14.96%~22.32%, 尽管其绝对含量较南海高, 但可能释放而参与再循环的比例较南海 (11.48%~54.80%) 低^①, 这与研究海域沉积物粒度较细, 沉积物处于缺氧的厌氧环境中, 沉积物中有机质的矿化作用较弱有关。另外, 北黄海沉积物中

SAEF-N 的含量较 IEF-N 的高, 可能与北黄海水深较浅、水动力活跃, 形成的 IEF-N 在生物扰动或水动力的作用下很快释放进入上覆水体, 使吸附于沉积物表面的量降低有关。而且, 北黄海沉积物中含有较高的铁锰氧化物, 为 SAEF-N 的形成提供了较多的载体, 致使 SAEF-N 的含量也相对较高 (赵一阳等, 1994)。

表 2 北黄海沉积物中可浸取各形态氮的平均含量 ($\mu\text{mol/g}$) 及其占总氮的份额 (%)

Table 2 The average content ($\mu\text{mol/g}$) of various forms of extractable nitrogen and its percents to total nitrogen (%) in northern Yellow Sea sediment

站 位	IEF-N		WAEF-N		SAEF-N		SOEF-N		可转化态氮	
	平均 含量	总氮 份额	平均 含量	总氮 份额	平均 含量	总氮 份额	平均 含量	总氮 份额	平均 含量	总氮 份额
C1	2.35	0.45	1.11	0.21	9.18	1.76	98.93	18.96	111.58	21.38
C2	2.97	0.40	1.15	0.15	11.95	1.61	116.06	15.60	132.13	17.76
C3	5.08	0.75	1.07	0.16	5.66	0.84	89.16	13.21	100.96	14.96
C4	3.38	0.57	1.07	0.18	6.27	1.06	94.78	16.01	105.50	17.82
C7	2.61	0.57	1.18	0.26	4.71	1.04	92.82	20.45	101.32	22.32

2.2 沉积物粒度与氮形态的关系

沉积物的粒度结构从很大程度上影响着沉积物中各种化学元素的含量与分布, 从而进一步影响着沉积物的区域地球化学特征和生态环境 (Cammen, 1982; 赵一阳等, 1994; Cahoon et al., 1999)。许多学者对北黄海沉积物的粒度已进行了较详尽的研究 (秦蕴珊等, 1989)。本次研究所得到的北黄海不同站位沉积物中不同粒度组分的含量见表 3。由表中可以看出, 仅 C1 站位含有粗粒度组分, 且含量较低; 而中粒度组分的含量除在 C1、C7 站位稍高外, 其他三个站位沉积物中的含量都很低; 细粒度组分的含量则都高于 68.40%, 最高可达 95.57%, 其中 C2、C3 和 C4 站位的细粒度组分含量都超过 90%, 即沉积物中细粒度组分占主导地位。沉积物主要由细粒度组分组成可能与站位所处的位置、北黄海沉积物来源及水动力的分选有关 (秦蕴珊等, 1989; 赵一阳等, 1994)。

沉积物的粒度结构不同, 沉积物中各形态氮的含量与分布也随之不同。沉积物粒度越细, 沉积物中各形态氮的绝对含量越高, 则细粒度沉积物中各形态氮的绝对含量最高。北黄海不同粒度沉积物中各形态氮的平均含量见表 4。由表中可以看出, 除 C1 站外, 不同站位沉积物中粒度组分 (31~63 μm) 中的各形态氮的含量比细粒度组分 (<31 μm) 中的含量低, 即细粒度沉积物对各形态氮的吸附和承载作

表 3 北黄海沉积物中不同粒度组分的含量范围及平均值(%)

Table 3 The range and average content of different grain-size sediment in the northern Yellow Sea (%)

站 位	>63 μm		31~63 μm		<31 μm	
	含量范围	平均 值	含量范围	平均 值	含量范围	平均 值
C1	1.62~12.88	7.14	10.85~21.74	16.47	68.40~87.14	76.39
C2	—	—	4.43~9.81	7.07	90.05~95.57	92.93
C3	—	—	6.64~10.33	8.24	89.67~93.36	91.76
C4	—	—	4.47~6.38	5.72	93.62~95.53	94.28
C7	—	—	20.86~28.40	23.83	71.60~79.14	76.14

表 4 不同粒度沉积物中不同形态氮的平均含量($\mu\text{mol/g}$)

Table 4 The average content of various forms of nitrogen in different grain-size sediment($\mu\text{mol/g}$)

站位	粒度	IEF-N	WAEF-N	SAEF-N	SOEF-N	TN
C1	>63 μm	2.61	0.95	2.13	90.25	425.43
	31~63 μm	1.78	0.79	1.29	64.21	477.06
	<31 μm	2.56	1.22	11.56	109.60	539.53
	自然粒度	2.35	1.11	9.18	98.93	521.81
C2	31~63 μm	3.11	0.70	2.66	83.45	521.68
	<31 μm	2.96	1.18	12.66	118.24	759.28
	自然粒度	2.97	1.15	11.95	116.06	743.75
C3	31~63 μm	3.58	0.63	2.37	71.32	548.32
	<31 μm	5.21	1.11	5.94	90.80	686.17
	自然粒度	5.08	1.07	5.66	89.16	674.99
C4	31~63 μm	3.03	0.60	3.17	80.03	451.21
	<31 μm	3.41	1.09	6.46	95.69	600.48
	自然粒度	3.38	1.07	6.27	94.78	591.95
C7	31~63 μm	1.79	0.94	1.15	73.89	384.06
	<31 μm	2.86	1.26	5.81	98.52	475.42
	自然粒度	2.61	1.18	4.71	92.82	453.96

用较强,再一次验证了细粒度沉积物对各元素的富集作用(赵一阳等,1994)。而且,自然粒度沉积物中各形态氮的含量与细粒度沉积物中各形态氮的含量相近,且略低于细粒度沉积物中的含量,这与所研究北黄海域沉积物的细粒度组分含量较高有关,即细粒度沉积物中各形态氮的含量和分布直接决定了自然粒度沉积物中各形态氮的含量与分布。这一点可从细粒度组分中各形态氮的垂向分布图中得到最直观的体现(图3)。而对于唯一含有粗粒度组分的C1站位沉积物来说,其粗粒度组分中可浸取各形态氮的含量较高,高于中粒度组分中各形态氮的含量,可能与C1站位粗粒度组分的成分有关;在对沉积物分级的时候,发现C1站位粗粒度沉积物中含有较多白色的生物壳体,这可能是造成C1站位粗粒度沉积

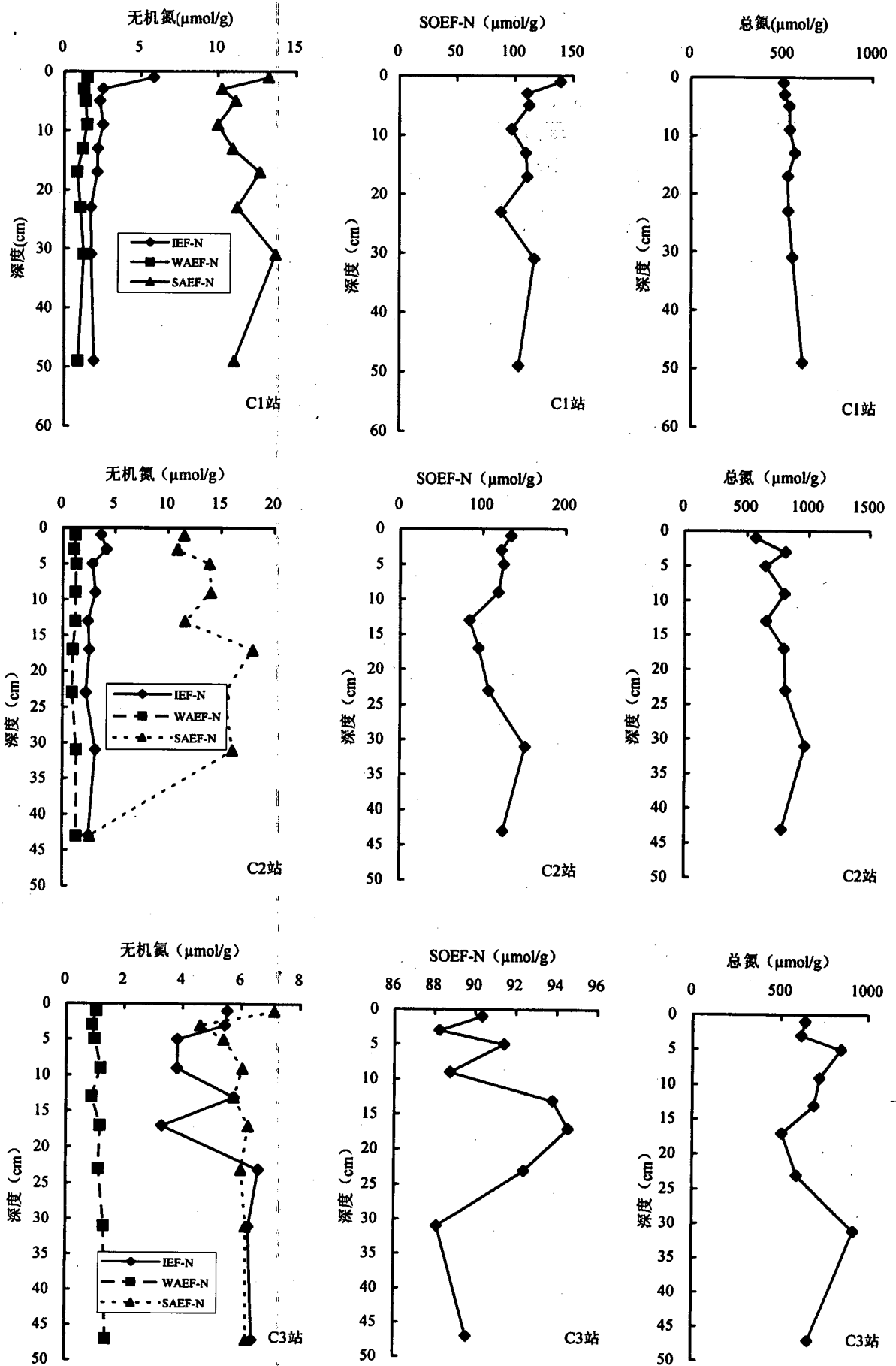
物中各形态氮含量较高的主要原因(赵一阳等,1994;宋金明,1997)。

2.3 沉积物中氮的早期成岩作用

2.3.1 有机氮的分解

不同站位沉积物中各形态氮的垂向分布从一定程度上反映了在早期成岩过程中所发生的反应,记录了不同时期沉积物中氮的形态及含量变化与其他环境条件变化的信息。从不同粒度沉积物中SOEF-N的垂向分布可以看出,其在表层0~3 cm内呈下降趋势,即沉积物中有机质的矿化分解主要在表层有氧区内进行。根据沉积物中SOEF-N含量下降的程度,进而可以了解有机氮的分解速率(洪华生等,1994)。设有机氮的分解为一级反应, Z 表示沉积物的深度(cm), C_0 、 C_z 分别表示深度为0 cm与 Z cm处的含量, K 为分解速率常数(1/a), S 为沉积速率(cm/a)(假定北黄海不同粒度沉积物的沉积速率相同),则: $K = \ln(C_0/C_z)/(Z/S)$ (马红波等,2003),根据此式可以算得 K 值(表5)。由表中可以看出,在相同站位,有机氮的分解速率常数随沉积物粒度的变细而降低,即沉积物粒度越粗,沉积物中有机氮的分解速率常数越大,有机质的分解越快。这可能是因为粗粒度沉积物中 O_2 的渗透量比细粒度沉积物中的高,沉积物处于相对氧化的环境中,使有机质的氧化还原反应成为可能,沉积物中的有机质在水动力及生物扰动下不断地发生氧化还原与再交换反应,这也是粗粒度沉积物可转化态氮中SOEF-N含量比细粒度沉积物中含量低的原因之一。在所研究的5个站位中,C4站位不同粒度沉积物中有机氮的分解速率常数最大,可能与此站位所处的位置有关,因C4站位处于黄海近岸流的位置上,水动力活跃,浮游生物活动频繁,底栖生物扰动较强,使沉积物中 O_2 的含量比较丰富,故有机质的分解反应比较强烈。自然粒度沉积物中有机氮的分解速率常数与细粒度沉积物中有机氮的分解速率常数相近(且略小于细粒度沉积物),这是因为自然粒度沉积物的主要组分是细颗粒物质,沉积物中有机质的结构和性质与细颗粒沉积物中的大致相同;同时也从另一方面反映了粗粒度组分对其的稀释作用。

沉积物中有机质的分解速率常数常常作为衡量沉积物中有机质保留时间的标准,分解速率常数越大,有机质的分解越快,越不易保留,保留时间越短;反之,分解速率常数越小,有机质的分解越慢,保留时间越长。根据北黄海不同站位有机氮的分解速率常数可以看出细粒度沉积物中有机氮的保留时间最



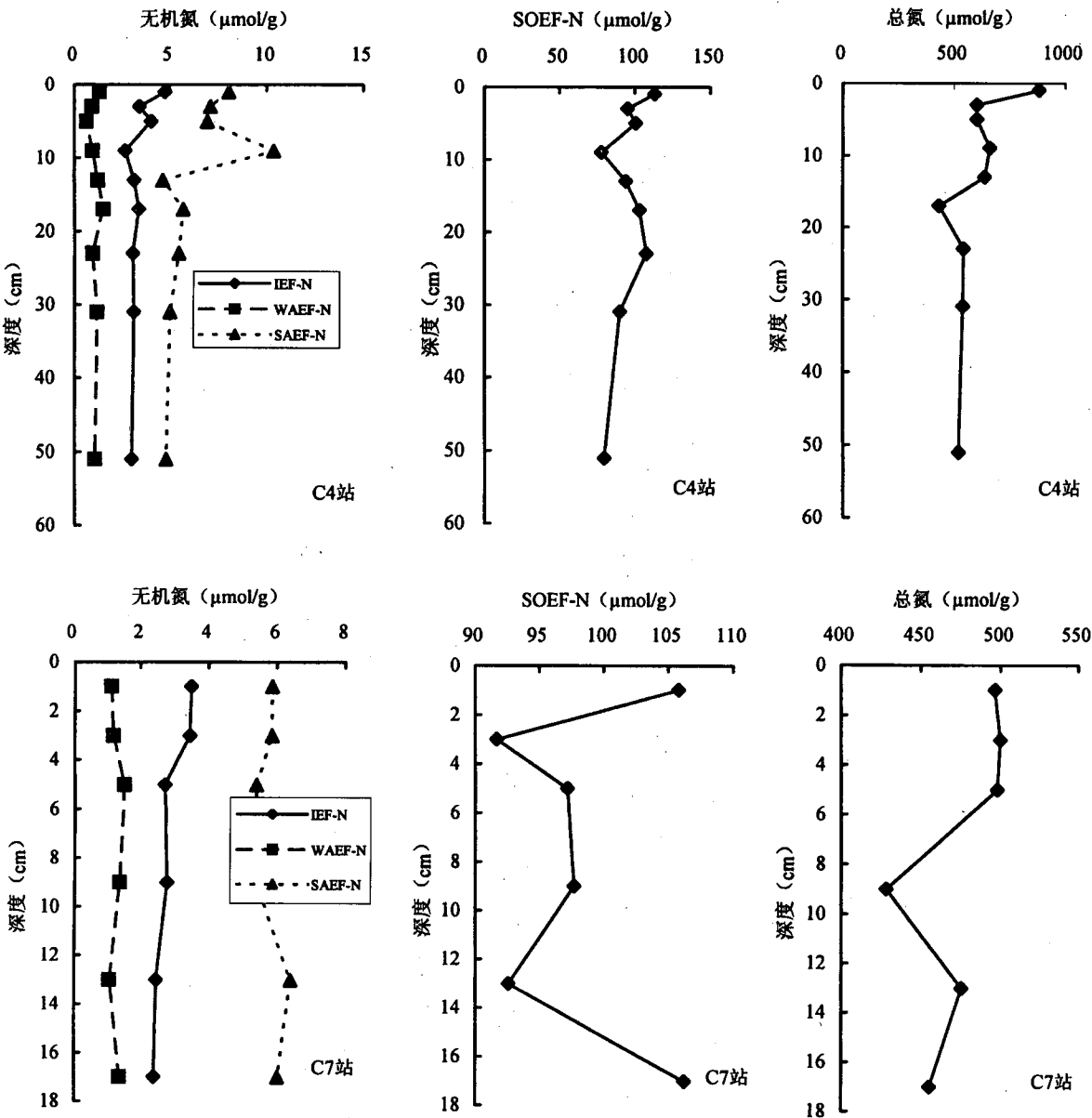


图 3 不同站位细粒度(<31μm)沉积物各形态氮的垂向分布

Fig. 3 The vertical distribution of various forms of nitrogen in fine sediments (<31μm) of different stations

表 5 不同站位不同粒度沉积物中有机氮的分解速率常数 ($K \times 10^3$) (1/a)

Table 5 The decomposable velocity constant of organic nitrogen in different grain-size sediments ($K \times 10^3$) (1/a)					
粒度	C1	C2	C3	C4	C7
>63μm	16.24	—	—	—	—
31~63μm	9.93	—	8.85	42.33	—
<31μm	2.67	5.36	2.32	27.60	6.86
自然粒度	4.13	4.84	2.48	25.56	5.16

长,从而进一步说明了细粒度沉积物中有机质的含量较高,具有较强的聚凝效应,有机质的矿化分解反

应难以进行的现象(王金土,1990;吴明清,1991)。

2.3.2 沉积物中各形态氮的埋藏

沉积物中的有机质在细菌的参与下,经过一系列的氧化还原分解等矿化反应后,一部分营养元素通过间隙水向上覆水体扩散而参与再循环,维持水体生态环境的平衡;另一部分则在沉积物的不断沉降过程中,以各种形式保留在沉积物中,通常称为营养元素的埋藏。当水体营养元素匮乏时,沉积物中的可转化态营养元素可在水动力和生物扰动作用下释放进入水体,补充水体生物对营养元素的需求,成为水体营养元素潜在的“营养源”,对于整个海洋生态

环境的平衡具有很强的修复作用。因此,研究沉积物中氮的埋藏对于研究氮的海洋生物地球化学循环具有重要意义。

北黄海沉积物中氮的埋藏通量可以通过公式: $BF=C_i \times S \times \rho_d=C_i \times S \times (1-W_c)/[(1-W_c)/\rho_s+W_c/\rho_w]$ (Ingall et al., 1994)。式中, BF 为沉积物中氮的埋藏通量, C_i 为沉积物中 i 种形态氮的含量, S 为沉积物的沉积速率, ρ_d 为沉积物的干密度, W_c 为沉积物的含水率, ρ_s 为沉积物的密度, ρ_w 为水密度。因北黄海沉积物主要为细颗粒沉积物,考虑到孔隙度的影响, ρ_s 取 2.1 g/cm^3 , ρ_w 取 1.027 g/cm^3 (李凤业等, 2002)。由此可以得到北黄海不同站位沉积物中各形态氮的埋藏通量(表6)。由表可以看出, C4 站位各形态氮的埋藏通量最大, 可转化态各形态氮的埋藏通量是 C1 站位沉积物中各形态氮的 5~6 倍, 而 TN 的埋藏通量是 C1 站位的 10 倍多。这与沉积物的沉积速率有很大的关系, 即沉积物的沉积速率从一定程度上影响了氮的埋藏通量, 沉积物的沉积速率越大, 沉积物的堆积就越快, 沉积物中各元素的堆积和埋藏也相对较高, 造成了高沉积速率的沉积物中各形态氮的含量较高。另外, 在沉积速率较高的沉积物中, 尽管沉积物中有机质的分解速率常数较大, 分解较快, 但在快速沉降的沉积物中有更多的有机质来不及分解矿化进入再循环, 则有相当一部分被包裹埋藏, 成为相对的“惰性态”, 使 C4 站位沉积物中 TN 的含量尤其高。

表 6 北黄海表层沉积物中各形态氮的埋藏通量
[$\mu\text{mol}/(\text{cm}^2/\text{a})$]

Table 6 The burial flux of various forms of nitrogen in the northern Yellow Sea surface sediment [$\mu\text{mol}/(\text{cm}^2/\text{a})$]

站位	$S(\text{cm/a})$	IEF-N	WAEF-N	SAEF-N	SOEF-N	TN
C1	0.07	0.25	0.07	0.53	6.51	26.91
C2	0.18	0.45	0.15	1.39	16.74	73.28
C3	0.25	0.94	0.18	1.20	15.79	113.32
C4	0.45	1.54	0.43	2.56	36.72	284.23
C7	0.21	0.42	0.15	0.65	13.63	67.60

3 结论

北黄海沉积物的粒度较细, 细粒度组分是北黄海沉积物中的主要组分, 最低占 68.40%, 最高达 95.57%, 平均为 87.03%。占主导地位的细粒度沉积物直接影响着北黄海沉积物中各形态氮的形态、含量与分布, 致使自然粒度沉积物中各形态氮的含量、分布与细粒度沉积物中各形态氮的含量、分布非常

相近。不同站位沉积物中各形态氮在垂向分布上的不同反映了不同沉积环境早期成岩作用过程的复杂性, 及不同形态氮形成机理的不同。在氮的可转化形态中, SOEF-N 依然是绝对优势形态, 占总氮量的 13.21%~20.45%, 在各形态氮都能参与循环的情况下, 其对氮循环的相对贡献按 SOEF-N > SAEF-N > IEF-N > WAEF-N 的顺序递减。在沉积物的早期成岩过程中, 粗粒度沉积物中有机氮的分解速率常数最大, 中粒度次之, 细粒度最小, 即粗粒度沉积物中有机氮的分解速率最大, 有机质最不易于保存, 细粒度沉积物中有机氮的分解速率最小, 更易于富集有机质。受沉积速率的影响, 不同站位沉积物中各形态氮的埋藏通量呈现出很大的不同, 在沉积速率最大的 C4 站位, 各形态氮的埋藏通量最大, 而在沉积速率最小的 C1 站位, 各形态氮的埋藏通量最小。

注 释

- ① Lü Xiaoxia, Song Jinming, Yuan Huamao, Li Xuegang, Zhan Tianrong, Li Ning, Gao Xuelu. Grain-size related distribution of nitrogen in the Southern Yellow Sea surface sediments. Chinese Journal of Oceanography and Limnology (in press).
- ② 海洋检测规范. 1998. 第四部分: 海水分析(GB 17378.4-1998).

参 考 文 献

- 洪华生, 徐立, 郭劳动, 肖勇强. 1994. 台湾海峡南部沉积物中有机 C, N, P 和 Si 的地球化学. 见: 海洋生物地球化学研究论文集(1986~1993). 厦门: 厦门大学出版社, 31~39.
- 李凤业, 高抒, 贾建军, 赵一阳. 2002. 黄渤海泥质沉积区现代沉积速率. 海洋与湖沼, 33(4): 364~369.
- 马红波, 宋金明, 吕晓霞, 袁华茂. 2003. 渤海沉积物中氮的形态及其在循环中的作用. 地球化学, 32(1): 48~54.
- 秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 赵松龄. 1989. 黄海地质. 北京: 海洋出版社, 1~7, 22~32, 65~81, 97~98.
- 宋金明. 1997. 中国近海沉积物—海水界面化学. 北京: 海洋出版社, 9~15, 198~205.
- 孙云明, 宋金明. 2001. 海洋沉积物—海水界面附近氮、磷、硅的生物地球化学. 地质论评, 47(5): 527~534.
- 王金土. 1990. 黄海表层沉积物稀土元素地球化学. 地球化学, 19(1): 44~53.
- 吴明清. 1991. 冲绳海槽沉积物稀土和微量元素的某些地球化学特征. 海洋学报, 13(1): 75~81.
- 赵一阳, 鄢明才. 1994. 中国浅海沉积物地球化学. 北京: 科学出版社, 1~9, 179~200.

References

- Berner R A. 1980. Early diagenesis: A theoretical approach. Princeton University Press, 31~53.
- Cahoon L B, Nearhoof J E, Tilton C L. 1999. Sediment grain size effect on benthic microalgal biomass in shallow aquatic ecosystems. Estuaries, 22(3B): 735~741.
- Cammen L M. 1982. Effect of particle size on organic content and

- microbial abundance within four marine sediments. *Marine Ecology Progress Series*, 9:273~280.
- Hansen L S, Blackburn T H. 1991. Aerobic and anaerobic mineralization of organic material in marine sediment microcosms. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 75:283~291.
- Hong H S, Xu L, Guo L D, Xiao Y Q. 1994. Geochemistry of organic C, N, P and Si in southern Taiwan Channel. In: *Marine Biogeochemistry Research Papers*. Xiamen: Xiamen University Press, 31~39 (in Chinese with English abstract).
- Hyacinthe C, Anschütz P, Carbonel P, Jouanneau J-M, Jorissen F J. 2001. Early diagenetic processes in the muddy sediments of the Bay of Biscay. *Marine Geology*, 177:111~128.
- Ingall E, Jahnke R. 1994. Evidence for enhanced phosphorus regeneration from marine sediments overlain by oxygen depleted waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58(11): 2571~2575.
- Li F Y, Gao S, Jia J J, Zhao Y Y. 2002. Contemporary deposition rates of fine-grained sediment in the Bohai and Yellow Seas. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 33(4): 364~369 (in Chinese with English abstract).
- Ma H B, Song J M, Lü X X, Yuan H M. 2003. Nitrogen forms and their functions in recycling of the Bohai Sea sediments. *Geochimica*, 32(1):48~54 (in Chinese with English abstract).
- Qin Y S, Zhao Y Y, Chen L R, Zhao S L. 1989. *Geology of the Yellow Sea*. Beijing: China Ocean Press, 1~7, 22~32, 65~81, 97~98 (in Chinese).
- Raaphorst W V, Kloosterhuis H T, Cramer A, Bakker K J M. 1990. Nutrient early diagenesis in the sandy sediments of the Dogger Bank area, North Sea: Pore water result. *Netherlands Journal of Sea Research*, 26(1):25~52.
- Schulz H D, Dahmke A, Schinzel U, Wallmann K, Zaball M. 1994. Early diagenetic processes, fluxes, and reaction rates in sediments of the South Atlantic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(9): 2041~2060.
- Soetaert K, Herman P M J, Middelburg J J. 1996. A model of early diagenetic processes from the shelf to abyssal depths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(6):1019~1040.
- Song J M. 1997. *Chemistry of Sediment-Sea Water Interface of the China Seas*. Beijing: China Ocean Press, 9~15, 198~205 (in Chinese with English abstract).
- Sun Y M, Song J M. 2001. N, P and Si biogeochemistry near marine sediment-seawater interface. *Geological Review*, 47(5): 527~534 (in Chinese with English abstract).
- Wang J T. 1990. Geochemistry of lanthanon in the Yellow Sea surface sediment. *Geochimica*, 19(1):44~53 (in Chinese with English abstract).
- Wu M Q. 1991. Geochemical characteristics of lanthanon and microelement in Okinawa Trough sediment. *Acta Oceanologica Sinica*, 13(1):75~81 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y Y, Yan M C. 1994. *Geochemistry of the China Shallow Sea Sediment*. Beijing: China Science Press, 1~9, 179~200 (in Chinese with English abstract).

Geochemical Characteristics and Early Diagenesis of Nitrogen in the Northern Yellow Sea Sediments

LÜ Xiaoxia^{1,2)}, SONG Jinming¹⁾, LI Xuegang^{1,3)}, YUAN Huamao^{1,3)}, ZHAN Tianrong^{1,3)}
LI Ning^{1,3)}, GAO Xuelu^{1,3)}

1) *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*

2) *Marine Geology College, Ocean University of China, Qingdao, 266003*

3) *The Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039*

Abstract

Fine-grained components are the predominant composition in the research area in the northern Yellow Sea core sediment, amounting averagely to 87.03% of natural sediments, and directly affect the form, content and distribution of nitrogen in natural sediments, so that the vertical distribution of nitrogen in natural sediments is similar to that in fine sediments. The grain size of sediments has an important role in the early diagenesis of nitrogen. The finer the sediments are, the smaller the decomposition rate of organic nitrogen will be, i. e., organism was easily enriched in fine-grained sediments. The burial fluxes of various forms of nitrogen are different because of the varying sedimentation rates in different sampling stations. The higher the sedimentation rate is, the greater the burial flux of nitrogen will be. The burial fluxes of various forms of nitrogen are the highest in station C4 where the sedimentation rate is the highest.

Key words: nitrogen; geochemical characteristics; early diagenesis; northern Yellow Sea sediment