

氮与磷的增加对海水无机碳体系影响的 实验模拟研究^{*}

张乃星^{1,2} 宋金明^{1*} 贺志鹏^{1,2} 李学刚¹ 袁华茂¹ 李 宁^{1,2}

(¹中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

(²中国科学院研究生院, 北京 100039)

海洋碳循环是全球变化研究中的重要领域, 它不仅在很大程度上决定了全球气温乃至全球气候的变化趋势, 而且还是海洋生态系持续发展的基础, 它决定着海洋生态环境变化的走向。众所周知, 碳 (C) 在海洋中以无机态和有机态的形式存在, 在海气系统中, 大于 98% 的 C 以溶解无机碳 (DIC) 形式存在于水体中 (Zeebe et al., 2001), 其对海洋碳循环的影响至关重要。

氮 (N) 和磷 (P) 等营养盐对维持海洋生态系的正常运转起着至关重要的作用。但是, 由于近年来人类生产、生活污水的排放以及滩涂和沿岸水域养殖区的长期施肥, 它们也作为近岸海区的主要污染物而导致近海海洋生态环境的日益恶化, 影响并改变了一些海域的生态结构。如在胶州湾, 由于营养盐浓度及结构发生了变化导致该湾地区浮游植物数量和优势种组成的变化 (沈志良, 2002)。近年来, 在海洋沿岸带的河口、海湾等水体较浅的透光层内, 以孔石莼等绿藻为主要代表的大型海藻开始泛滥, 形成大型海藻的水华。海洋生态环境的改变, 必然将导致海洋碳循环的变化, 从长时间尺度来看也会影响到全球的气候和气温变化。目前, 对营养盐与水生藻类之间的响应关系研究已有大量的报道 (王勇等, 2002; 刘媛等, 2004; 张文俊等, 2004), 但对于营养盐与海水无机碳体系之间的耦合作用报道甚少。在海洋环境中, C-N-P 作为主要的生源要素, 其变化相互影响, 并与海水中所存有的海洋生物密切相关。探讨海水中 C-N-P 的相互耦合关系对于研究海洋生态环境演变过程及效应, 阐明海洋碳循环过程的深层次机理, 揭示在过量 N-P 作用富营养化条件下, C 的迁移转化行为有重要的科学意义和实际价值。本文作者初步研究了模拟条件下 C-N-P 的相互关系。

^{*} 国家重点基础研究项目 (2007CB407305); 青岛市科技将才专项计划 (05-2-JC90); 中国科学院“百人计划”(科人 2003-202); 中国科学院创新重大项目 (N₀KZCX1-SW-01-08, N₀KZCX1-SW-01-17) 资助课题。

通信作者: 张乃星, 男, 山东即墨人, 博士研究生。宋金明, 男, 研究员, 博士生导师, 从事海洋生物地球化学研究; E-mail: jinrong@ms.qdio.ac.cn; Tel: (0532) 82898583

收稿日期: 2006 年 11 月 9 日。

一、材料与方 法

1. 实验设计

在 12L 透明塑料箱中, 引入胶州湾天然海水 10L (引入的天然海水经 $200\mu\text{m}$ 筛绢过滤并避光陈化一周后进入培养水箱, 经测定水中的叶绿素 *a* 浓度低于检测线), 初始营养盐 NO_3^- -N 和 PO_4^{3-} -P 浓度分别为 $6.51\mu\text{mol/L}$ 和 $0.45\mu\text{mol/L}$, 取预培养的孔石莼 3.00g 接入, 于第二天加入不同量的 N、P 及其混合营养盐, 浓度分别为低 N 添加组 (简称 LN) $32.55\mu\text{mol/L}$ 、中 N 添加组 (MN) $325.5\mu\text{mol/L}$ 、高 N 添加组 (HN) $651\mu\text{mol/L}$ 、低 P 添加组 (LP) $2.25\mu\text{mol/L}$ 、中 P 添加组 (MP) $22.5\mu\text{mol/L}$ 、高 P 添加组 (HP) $45\mu\text{mol/L}$ 及其混合组 INP、MNP、HNP 浓度分别按初始 N、P 浓度的 5 倍、50 倍、100 倍加入)。在室内进行培养, 同时做营养盐空白对照实验, 为有孔石莼空白组 (C), 培养温度 $(15 \pm 1)^\circ\text{C}$, 光源为自然光加日光灯, 光照周期 13L:11D, 每日定时取样, 测定水体 pH 和无机碳各组分浓度。

试验所用材料系采自青岛八大关的孔石莼 (*Ulva pertusa*), 材料采回后立即用天然海水洗净, 在室温 1500Lx 光照下预培养 3 周。

2. 测定方法

叶绿素 *a* 含量的测定采用分光光度法, 取 200mL 海水过滤到 GF 滤膜上, 用 80% 丙酮黑暗低温抽提 24h 后离心, 上清液在 750nm、664nm、647nm、630nm 下测定吸光值。 NO_3^- -N 采用钼锑还原法, PO_4^{3-} -P 采用磷钼蓝分光光度法。pH 采用 Orion 8102 Ross 电极测定, 精密度 ± 0.002 (使用 NBS 标度), 总碱度 (T_A) 采用电位滴定 Gran 函数法获得 (Louanchi et al., 2001)。

水体中溶解无机碳 (DIC) 以及各参数 HCO_3^- 、 P_{CO_2} 、 CO_3^{2-} 是通过测定 pH 和 T_A 结合同时测定的温度、盐度等数据根据以下关系式求得 (Merzbach et al., 1973)

$$\text{DIC} = C_A \frac{a_{\text{H}^+} + K_1' + a_{\text{H}^+}^2 / K_1'}{a_{\text{H}^+} + 2K_2'}; \quad P_{\text{CO}_2} = [\text{CO}_2(\text{T})] / \alpha = C_A \frac{a_{\text{H}^+}^2}{K_1' \alpha (a_{\text{H}^+} + 2K_2')}$$

$$C_A = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] = T_A - B_T \frac{K_B'}{a_{\text{H}^+} + K_B}; \quad [\text{CO}_3^{2-}] = C_A \frac{K_2'}{a_{\text{H}^+} + 2K_2'}$$

$$[\text{HCO}_3^-] = C_A \frac{a_{\text{H}^+}}{a_{\text{H}^+} + 2K_2'}$$

式中, C_A 为碳酸盐碱度; K_1' 、 K_2' 为碳酸的第一、二级解离常数, K_B' 为硼酸的解离常数; α 为海水中 CO_2 的溶解度系数; B_T 为海水中的总硼酸浓度, 与盐度有如下关系 $B_T = 0.000427(S/35)\text{mol/L}$, a_{H^+} 近似为海水中 H^+ 浓度。

二、结果与讨论

1. 不同 N、P 浓度对 DIC 体系的影响

海水中 DIC 包括 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、总溶解 CO_2 ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$) (本文以 P_{CO_2} 表示), 各

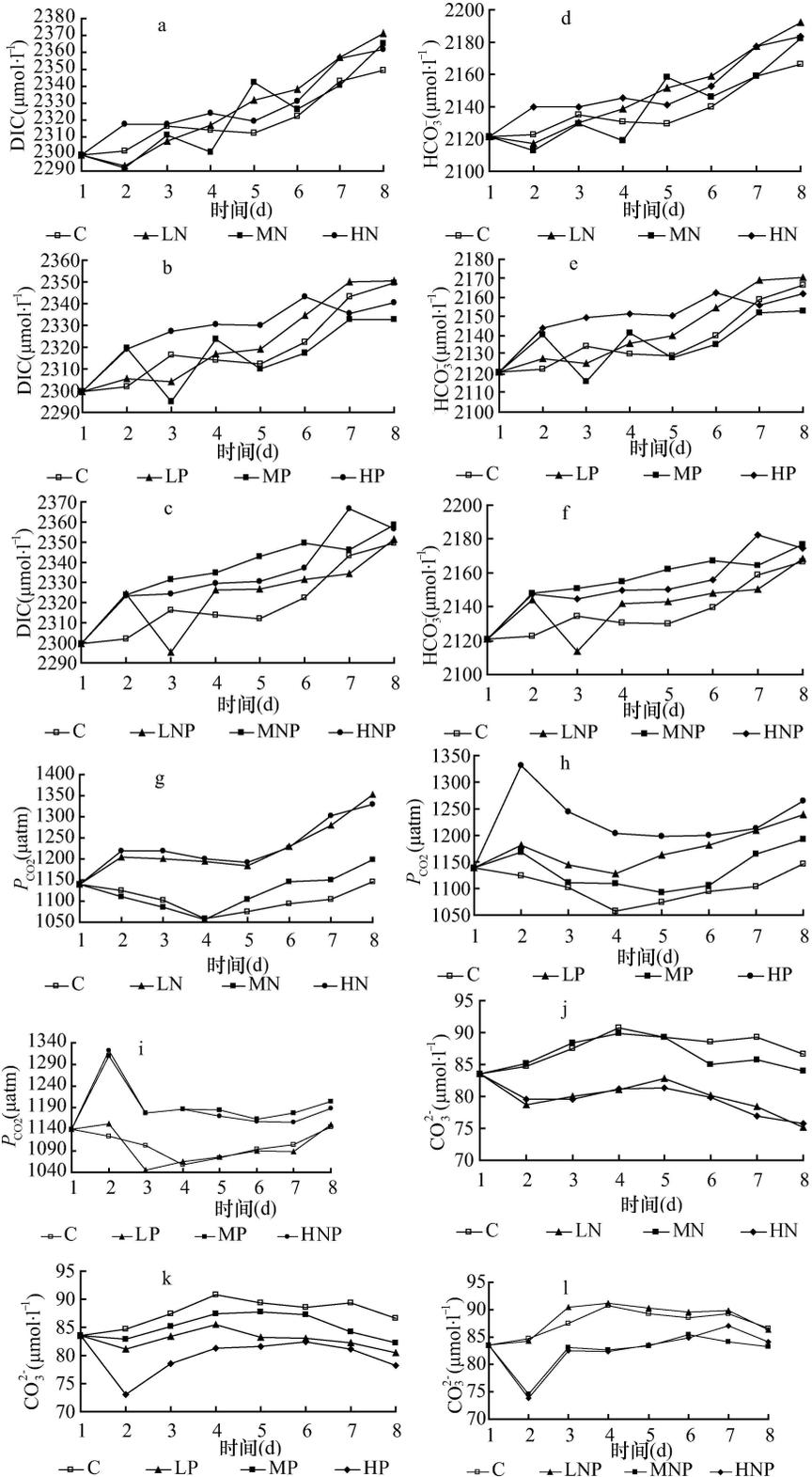


图 2 培养箱水体无机碳体系各参数随时间的变化

参数之间以一系列的溶解平衡、电离平衡相互联系。图 1 为在不同浓度和混合比例下, DIC 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 P_{CO_2} 随时间的变化情况。

图 1 a b c 为各培养箱中总 DIC 随时间的变化情况, 各培养箱在培养周期内, 总 DIC 的含量都略有增加, 以营养盐组最为明显, 且各营养盐组中的平均 DIC 含量在培养期间基本高于空白组 (C)。在营养盐组中, N 组和 P 组的日 DIC 浓度与 C 组区分较不明显, 而 N P 混合组则与 C 组区分明显。在加 P 组中, DIC 的增量为 $\text{HP} > \text{LP} > \text{MP}$ 而在 N P 混合添加组中则是 $\text{MNP} > \text{HNP} > \text{INP}$ 加 N 组中不同浓度下的 DIC 则差距不太明显。从 DIC 的上升幅度来看, 以 N 和 N P 混合组上升的最为明显, 都增加了约 $60 \mu\text{mol/L}$ 加 P 组则增加 $40 \mu\text{mol/L}$ 左右。各营养盐组中 HCO_3^- 的变化趋势 (图 1 d e f) 与 DIC 十分相似, 所不同的是 HCO_3^- 在实验期间增长幅度均低于 DIC 范围在 $2.12\% \sim 3.15\%$ 。

随着时间的推移, C 组和营养盐组水体中的 CO_3^{2-} 均发生较明显的波动变化 (图 1 j k l)。C 组在整个实验过程中呈先增加后下降的变化趋势, 在第 4 天出现峰值, 其最大变化幅度为 9.15% 。在营养盐添加组中, 各浓度组也不同程度的呈现出先上升后下降的变化趋势, 其中 N 组和 P 组中以中浓度组的变化趋势最为明显, 且中浓度时 CO_3^{2-} 含量始终高于其他浓度组, 并在实验中期出现最大值, 与 C 组的变化趋势和含量较相近, 低浓度与高浓度组变化趋势相近。而在 N P 混合添加组中, 则是 INP 明显高于 MNP HNP 组, 且与 C 变化趋势相近, MNP 和 HNP 变化趋势非常相近。实验期间, N P 混合组随时间曲线波动较大, 最大变化幅度约为初始值的 10% 左右, 其次为加 P 组中的 HP LP 和 MP 组变化幅度相对最小, 加 N 组中各浓度下 CO_3^{2-} 的最大变化幅度较接近。

从 CO_2 分压 (P_{CO_2}) 随时间变化图中可以看出 (图 1 g h i), 在单一营养盐添加组中, LN 与 HN 组随时间的变化曲线一直较相近, LP 与 HP 组在实验后期变化逐渐趋于一致, 且 P_{CO_2} 在实验后期均明显高于中等浓度组和 C 组。实验结束, N 组和 P 组均有所增加, 其中尤以 N 组的 LN HN 明显, 分别较初始增加了 $211 \mu\text{atm}$ 和 $190 \mu\text{atm}$, LP HP 分别增加了 $98 \mu\text{atm}$ 和 $125 \mu\text{atm}$ 。在 N P 混合添加组中, MNP 和 HNP 二者变化曲线十分相近, 实验期间日 P_{CO_2} 均较初始值略有增加, 其变化曲线明显高于 INP , INP 与 C 组的变化极为相似, 至培养结束二者相差仅为 $5 \mu\text{atm}$ 。C 组从实验开始时先缓慢下降, 至中期后又缓慢上升, 整个实验期间 P_{CO_2} 变化幅度较小, 与营养盐组相比, 分别低于加 N 组中 LN 和 HN $205 \mu\text{atm}$ 和 $184 \mu\text{atm}$ 低于加 P 组中 LP 和 HP $92 \mu\text{atm}$ 和 $118 \mu\text{atm}$ 与 N P 混合组差距较小。

2. 不同 N P 浓度对体系影响因素的分析

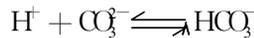
1) 孔石莖与 CO_2 体系的耦合作用

DIC 作为海水中碳的主要存在形式, 是控制碳循环过程的关键组分。实验过程中 C 组和营养盐组 DIC 浓度均出现了上升趋势。这一方面是由于 CO_2 从大气中的溶入, 另一方面更主要的则是水体中有机物质 (OC) 的氧化降解和孔石莖及微生物的呼吸作用所致。

水体中的 OC 一部分来自溶解有机碳 (DOC), 另一部分来自水体中的颗粒有机碳 (POC 如微藻的死亡残体等)。由于实验水体避光陈化一周, 其含有的浮游微藻大量死亡 (叶绿素 a 浓度低于检测线), 而水体中微生物在适宜的温度 $[(15 \pm 1)^\circ\text{C}]$ 和静止的水体环境下新陈代谢加快, 大量分解有机碳, 导致 OC 向 DIC 的大量转化也是水体中 DIC 不可忽视的来源。实验过程中添加营养盐组的 DIC 平均浓度普遍高于 C 组, 这可能是由于营养盐的增加打破了水体中原来的营养盐平衡, 改变了孔石莼已适应的生长环境, 并造成营养盐毒害 (Howarth, 1988; 刘瑞玉, 1992), 同时抑制了孔石莼的光合作用速率, 减少了对无机碳的吸收, 促进了微生物的新陈代谢 (Turley et al., 2002), 加速了有机质向 DIC 的转化。

HCO_3^- 为 DIC 中的主要成分, 可占 85% (宋金明等, 2004) 以上, 在本实验水体中占 90% 以上, 在很大程度上 DIC 的变化是由 HCO_3^- 的变化引起的。实验中 HCO_3^- 的含量一直处于上升状态, 说明大气中 CO_2 的溶入以及有机碳向无机碳的转化主要以 HCO_3^- 的形式存在, 这是和水中无机碳的热力学及动力学平衡有关 (Kuss et al., 2004)。水体中的藻类进行光合作用除一部分是直接吸收水体中的游离 CO_2 外, 水体中的 HCO_3^- 也是海洋植物利用的主要无机碳源 (杨宇峰等, 2005), 因此导致了 HCO_3^- 的浓度也是营养盐组大于 C 组。

由于 CO_3^{2-} 在无机碳体系中所占比例相对较小, 且不易被孔石莼的光合作用所吸收, 因此实验中 CO_3^{2-} 的含量变化可能主要是受 H^+ 浓度所引起的碳酸盐平衡影响, 在水体中, CO_3^{2-} 存在着下列平衡



对比图 2 H^+ 随着时间的变化可以看出, CO_3^{2-} 与 H^+ 随着时间的变化趋势非常相似, 当 H^+ 下降时, 游离的 H^+ 增多, 平衡向右移动, 从而导致 CO_3^{2-} 含量下降, 反之亦然。

水体中 P_{CO_2} 的大小与水体中藻类的生长有着密切的联系。当藻类生长旺盛时, 光合作用大于呼吸作用, 大量吸收水体中的 CO_2 , 而此时大气中的 CO_2 又来不及补充, 从而导致 P_{CO_2} 下降, 反之, 当藻类停止生长或死亡时, 此时呼吸作用较强, 大量放出 CO_2 , 致使水体 P_{CO_2} 上升。

表 1 实验结束营养盐组 P_{CO_2} 与初始值相比变化量 ΔP_{CO_2} (μm)

ΔC	N			P			N+P		
	1N	MN	HN	1P	MP	HP	1NP	MNP	HNP
$\Delta P_{\text{CO}_2} / \mu\text{atm}$	211	59	190	98	52	125	11	64	49

在添加营养盐的培养箱中, 所有浓度下水体中 P_{CO_2} 都出现了不同程度的增加 (表 1)。之所以会出现这种现象, 一方面可能是因为孔石莼已适应初始培养用海水的营养盐浓度和比例 ($N/P=18.3$), 且初始海水的 N/P 浓度已处于富营养化水平 (姚云等, 2004), 额外的营养盐加入都会对水体环境造成一定的改变, 抑制孔石莼正常的新陈代谢。当加入 $32.55 \mu\text{mol/L}$ 的 N 时, 显著改变了水体中营养盐的比例平衡, 相对造成了 P 的限制 (沈志良, 2002), 当加入 $651 \mu\text{mol/L}$ 的 N 时, 由于 N 的含量远远高出孔石莼的

耐受限度，对其造成了营养盐的毒害作用（宋金明等，2004），也降低了孔石莼的光合作用速率。与此相反，当加入中等浓度的 N 时，可能此时正处在孔石莼吸收营养盐的转折浓度上，使孔石莼对 P 的需求部分转向 N 同时又不对其造成严重的营养盐毒害，加 P 组与此相同。在 N P 混合组中，由于 N P 是按初始海水中 N/P 的比例添加的，INP 的加入不会对孔石莼的生长环境造成明显的影响，而中浓度和高浓度的 N P 混合下，对其造成了营养盐的毒害作用，抑制了孔石莼的生长；另一方面，水体 N P 含量的增加刺激了微生物的新陈代谢，加速了其将有机物转化为无机碳的过程（刘瑞玉，1992）。C 组中，由于初始海水的 N P 营养盐浓度适中，且比例 (N/P=18.3) 接近 Redfield 比，较适宜孔石莼的生长，因此水体中的 P_{CO_2} 开始时出现了下降，实验后期由于营养盐的减少对孔石莼造成了营养盐限制， P_{CO_2} 又开始增加。在营养盐 N P 单独添加组中， P_{CO_2} 在实验后期也均出现不同程度的增长，可能是由于初始水体的营养盐 N P 被孔石莼吸收以后，出现了单一营养盐限制，降低了其光合速率。

2) pH 的变化及其影响

海水 pH 是研究无机碳体系时易于直接测定的最重要的物理量之一。在水体中，一方面无机碳平衡体系影响并控制着 pH，另一方面 pH 也在很大程度上决定着水体无机碳体系的含量及变化，可以作为表征水体无机碳的重要参数（图 2）。

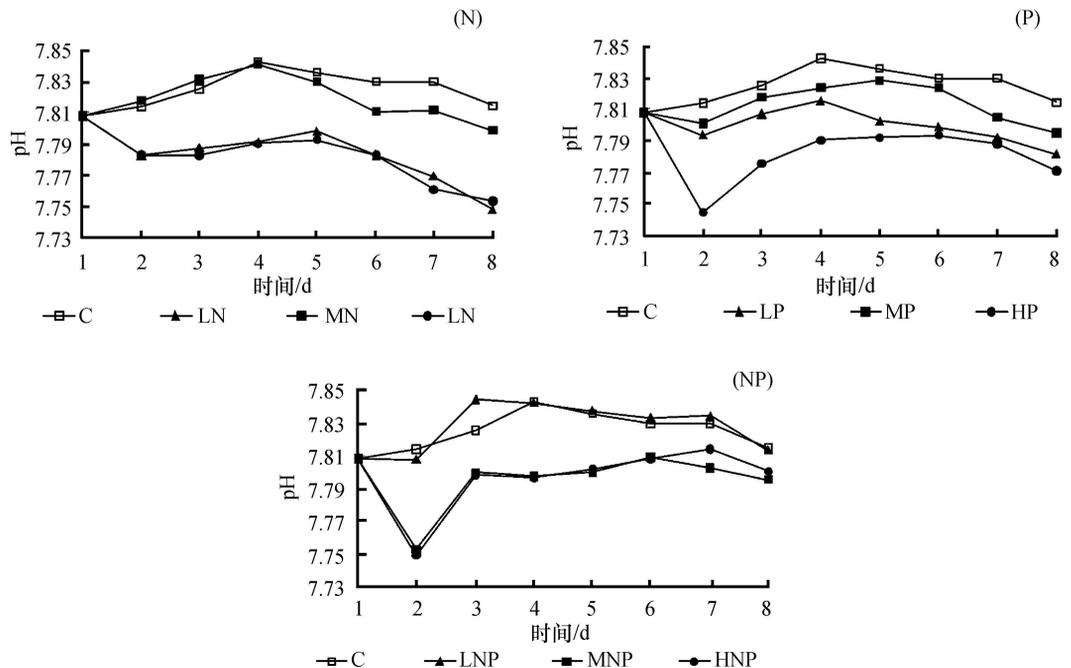


图 2 各培养箱 pH 随时间的变化

每天对培养水体的 pH 进行测定显示，从加入营养盐开始培养的第一天开始，各培

养箱内水体的 pH 就开始发生剧烈的变化。C 组在实验前期一直处于增长趋势, 后期略有下降, 整个过程中其 pH 的最大值为 7.842, 较初始增加了 0.034 个 pH 单位。各营养盐添加组在实验前期均有不同程度的增长, 后期又出现下降趋势, 其中尤以 N₁P₁组和 LN₁P₁组明显。从加 N₁组的 pH 变化图中可以看出, MN 的变化趋势与 C 较相似, 而 LN 和 HN 随时间的推移二者变化趋势十分接近。MN 和 C 与 LN 和 HN 两组曲线从第二天开始就相差了至少 0.03 个 pH 单位, 在之后随着培养时间的延伸差距稍有增加。加 P₁组和 N₁P₁混合组中, HR₁MNP 和 HN₁P₁在开始培养的第一天后, pH 出现了异常的下降, 幅度约为 0.06 个 pH 单位, 之后 pH 随培养时间逐渐上升并趋于平稳。

实验中 C 组呈现先上升后下降的变化趋势, 是由于实验初期孔石莼在适宜的营养盐和温度条件下大量吸收水体中的 CO₂, 导致水体 pH 上升, 后期由于营养盐的限制以及微生物的活动, 导致 CO₂含量增加, pH 下降。各营养盐组则由于孔石莼的光合作用受到一定的抑制, 减少了对 CO₂的吸收, 因此实验过程中营养盐组的 pH 基本低于 C 组。对比各营养盐组 pH 平均值与初始值, 可以看出, 加 N₁组和加 P₁组中的低浓度 (L) 和高浓度组 (H), N₁P₁混合组中的 MN₁P₁和 HN₁P₁组均较初始值有所下降。说明在这些培养箱中 CO₂的含量有所增加, 从而导致游离的 H⁺浓度增加, pH 下降, 这一点也可从 P₁的增加 (图 1g, h, i), CO₃²⁻ (图 1j, k, l) 的下降中看出, 从而导致平衡 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$ 向中间移动。实验过程中, HR₁MNP 和 HN₁P₁上述三组在营养盐添加后的第二天 pH 出现急剧下降, 这与添加的营养盐 KH₂PO₄水解呈弱酸性有关, 之后由于孔石莼的适应调节作用和海水作为缓冲溶液的缓冲作用, 过量的 H⁺被结合, 水体的 pH 开始上升并趋于平稳。

3. N₁P₁浓度变化与海水 DIC 及碳源汇强度的响应关系

海水无机碳与 N₁P₁有确定的响应关系, 研究显示, 浮游植物理论吸收的 C:N:摩尔比为 106:16:1。N₁P₁浓度的增加使海水溶解无机碳 DIC 的浓度也相应增加, 它们具有一定的正相关关系 (表 2)。本模拟实验表明, 对于 N₁在低、中、高浓度下 ΔDIC:ΔN 分别约为 1:4, 1:160 和 1:84; 对 P₁的低、高浓度下 ΔDIC:ΔP 分别约为 1:1 和 1:5。即在海水中 P₁浓度的增加引起无机碳增加的幅度远高于 N₁。也就是说, 海水中 P₁的浓度增加 1 μmol 甚至不到 1 μmol, DIC 的浓度可增加 1 μmol。但对于 N₁海水中 N₁的浓度增加几个微摩尔甚至到上百个微摩尔, DIC 的浓度才可增加 1 μmol。从中可以推知, 近岸海域的富营养化对碳源汇的影响 P₁比 N₁的作用要大。

表 2 不同 N₁P₁浓度下 DIC 含量的变化

项目	C	LN	MN	HN	LP	MP	HP	LN ₁ P ₁	MN ₁ P ₁	HN ₁ P ₁
DIC/(μmol/L)	2320	2327	2322	2328	2322	2319	2329	2323	2335	2333

上述研究得到的 N₁P₁浓度的增加使海水 DIC 的浓度也相应增加这一结论与沈志良 (1997) 在胶州湾观测结果相似, N₁P₁与无机碳均有显著的线性正相关关系, DIC 的含量在胶州湾东部和东北部较高, 而这正是胶州湾东岸含 N₁P₁丰富的工业

和生活污水排放严重的区域。金海燕等(2004)对赤道北太平洋海水中营养盐与 DIC 研究发现二者也呈非常显著的一元线性相关,认为这主要是因为二者按比例被浮游植物光合作用所利用,同时又具有相似的消耗和溶解再生过程。在营养盐与无机碳的响应关系中, P 对 DIC、 P_{CO_2} 的影响均要高于 N。许多学者也曾报道过 P 与无机碳尤其是 P_{CO_2} 有较好的相关关系(姚云等, 2004; 宋金明, 2004), 说明 P 的增加较 N 对无机碳体系影响明显。

4. 近年来胶州湾 N、P 的增加导致无机碳强度变化的估算分析

胶州湾是一个半封闭型海湾, 周边为青岛市区, 工农业生产、水产养殖及城市生活污水的排放每年向湾内输入大量的营养物质, 从 60 年代至 90 年代的 40 年间, $PQ-P$ 平均值由 0.14 变为 $0.45 \mu\text{mol/L}$, 增加了 2.2 倍, $NQ-N$ 由 0.18 变为 $1.5 \mu\text{mol/L}$, 增加了 7.3 倍(沈志良, 1997), 营养盐的增加, 直接导致了胶州湾生态系的变化, 同时也必然导致胶州湾水体 DIC 体系的变化。根据本模拟试验得出的结论推知, 胶州湾 DIC 从 60 年代至 90 年代增加了约 $1 \mu\text{mol/L}$, 40 年间折合多吸收碳 44 t , 即每年多吸收 1.1 t , 折合为 4 大气 CO_2 。

三、结 论

通过研究在孔石莼的存在下, 不同浓度、不同组分不同比例的营养盐与水体中无机碳的耦合关系, 可以发现对于营养盐的加入, 无机碳体系各参数出现了不同程度的变化, DIC、 HCO_3^- 、 P_{CO_2} 含量均比有孔石莼 C 组增加, 说明过量营养盐的添加可以促进水体无机碳含量的增加。在 N、P 单独添加组中, 随着营养盐浓度的增大, DIC、 HCO_3^- 、 P_{CO_2} 并不随浓度呈直线上升趋势, 而是在一定浓度时(50 倍背景值), 稍有下降, 但仍高于 C 组, 这可能与孔石莼对营养盐的耐受性及对生境的适应性有关, 之后二者又随浓度的增加而增加。 HCO_3^- 在 DIC 中占主要部分, 与 DIC 随时间变化趋势十分相似, 说明水体 DIC 的增加绝大部分是以 HCO_3^- 的形式存在。 CO_3^{2-} 较 C 组下降, 由于 CO_3^{2-} 在无机碳体系中比例较小, 且不易被孔石莼吸收, 其变化主要受碳酸盐水解平衡影响。H 与无机碳体系中 P_{CO_2} 、 CO_3^{2-} 随时间变化趋势相对应, 它们之间通过无机碳的溶解平衡相联系。N、P 浓度与 DIC、 P_{CO_2} 含量有一定正相关关系, P 对无机碳的影响更为明显。海水中 N、P 的浓度增加, 在一定程度上造成海水储存无机碳量的增加, 即海水碳汇的强度会增加。胶州湾由于 N、P 含量的增加, DIC 从 60 年代至 90 年代增加了约 $1 \mu\text{mol/L}$, 40 年间折合多吸收碳 44 t , 即每年多吸收 1.1 t , 折合为 4 大气 CO_2 ; 大型藻如孔石莼的存在在表面上使水体 DIC 增加的相对量减少, 但由于藻类在生长过程中大量吸收海水中的无机碳, 这种综合的效果会使海水碳汇增加的绝对量更大一些。

参 考 文 献

- 金海燕, 周怀阳. 2004. 赤道北太平洋海水中的二氧化碳体系. 热带海洋学报, 23(1): 25~33
刘瑞玉. 1992. 胶州湾生态学和生物资源. 北京: 科学出版社
刘媛, 曹振锐, 黄邦钦等. 2004. 东、黄海典型海区浮游植物对营养盐添加的响应. 厦门大学学报(自然科学版),

43 147~152

- 沈志良, 刘明星. 1997. 胶州湾海水中二氧化碳的研究. 海洋学报, 19(2): 115~120
- 沈志良. 1997. 胶州湾营养盐的现状和变化. 海洋科学, 1: 60~64
- 沈志良. 2002. 胶州湾营养盐结构的长期变化及其对生态环境的影响. 海洋与湖沼, 33(3): 322~331
- 宋金明, 李学刚, 李宁等. 2004. 一种海水中溶解无机碳的准确简易测定方法. 分析化学, 32(12): 1689~1692
- 宋金明. 2004. 中国近海生物地球化学. 济南: 山东科学技术出版社, 13~16
- 王勇, 焦念志. 2002. 胶州湾浮游植物对营养盐添加的响应关系. 海洋科学, 26(4): 8~12
- 杨宇峰, 宋金明, 林小涛等. 2005. 大型海藻栽培及其在近海环境的生态作用. 海洋环境科学, 4(2): 77~80
- 姚云, 沈志良. 2004. 胶州湾海水富营养化水平评价. 海洋科学, 28(6): 14~22
- 张文俊, 施定基, 郭连城等. 2004. 三种营养盐对颗石藻生物量的影响. 盐湖盐与化工, 33(6): 16~22
- Howarth R W. 1988. Nutrient limitation of net primary productivity in marine systems. Annual Review of Ecology
- Joachim Kuss, Bernd Schneider. 2004. Chemical enhancement of the CO₂ gas exchange at a smooth seawater surface. Marine Chemistry 91: 165~174
- Louanchi F, Ruiz Pino DP, Jeandel C et al. 2001. Dissolved inorganic carbon, alkalinity, nutrient and oxygen seasonal and interannual variations at the Antarctic Ocean JOFSKERF K site. Deep Sea Research, I 48: 1581~1603
- Mehrbach C, Culbertson CH, Hawley JE et al. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. Limnology and Oceanography 18(6): 897~907
- Turley CM, Dixon JL. 2002. Bacterial numbers and growth in surficial deep-sea sediments and phytodetritus in the NE Atlantic. Relationships with particulate organic carbon and total nitrogen. Deep Sea Research, I 49: 815~826
- Zeebe R E, Wolf-Gladrow D. 2001. CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. Netherlands, Amsterdam: Elsevier Oceanography Book Series 65: 346

INFLUENCE OF EXTERNAL SOURCE NUTRIENT AND PHOSPHATE ON DISSOLVED INORGANIC CARBON SYSTEM IN SEAWATER SIMULATION EXPERIMENTS

ZHANG Naixing² SONG Jiming^{*} HE Zhipeng² LIXuegang
YUAN Huanab LINjing²

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

(² The Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039)

ABSTRACT

As one of the major carbon reservoirs, oceans play an important role in the carbon cycle, which is 50 times more than the atmosphere and 20 times more than the biosphere. So it is very important to study the mechanism of carbon cycle in oceans and to find the oceans' potential capacity in the uptake of atmospheric CO₂. In this paper, we studied the influence of external source nutrient (nitrate and phosphate) coupled with algae cultivation on dissolved inorganic carbon system through simulation experiments in laboratory. There were three experiment groups: (1) nitrate addition, (2) phosphate addition, (3) nitrate-phos-

phate addition. And each had three concentration grades as follows, which are low (L), middle (M) and high (H). The results showed that the external source nutrient can cause the variation of the inorganic carbon system. During the experiments, dissolved inorganic carbon (DIC) increased slowly with time in all the incubation groups. The concentrations of DIC had the following sequence: nitrate addition groups > nitrate-phosphate addition groups > phosphate addition groups > the control group with algae. HCO_3^- had the similar increase tendency and same order as DIC. During the experiments, HCO_3^- increased from approximately 2.12 to 3.35%. The variations of P_{CO_2} and CO_3^{2-} showed similar tendency with the pH, which indicates that P_{CO_2} and CO_3^{2-} were determined by the contents of H^+ and HCO_3^- . There was a positive correlation between the nutrient content, DIC, P_{CO_2} . The results indicate that the external source nutrient may induce the concentration of inorganic carbon to be increased. In Jiaozhou Bay, because of the increases of nitrogen and phosphorus, DIC has increased about $1 \mu\text{mol/L}$ from 1960s to 1990s, which indicates that it absorbs 1.1 tC each year excessively.