水生生态系统的碳循环及对大气 CO₂ 的汇

 \mathbb{P} 国安¹,刘永定²

(1. 武汉大学环境科学与工程系,武汉 430072;2. 中国科学院水生生物研究所,武汉 430072)

摘要:水生生态系统,特别是海洋无疑是大气 CO₂ 的一个巨大的汇。海洋对大气 CO₂ 的汇以及大气圈和海洋之间碳的变 换量在很大程度上取决于混合层碳酸盐化学、水中溶解碳的平流传输、CO₂ 通过空气——海水界面的扩散、海洋生物生 产和所产生的有机碳化合物的沉降等,现在已建立和发展了多种海洋碳子模型以对 CO₂ 的汇进行估测。根据国内外研究 资料,综述了水生生态系统碳循环过程及"生物泵"作用机制等方面的研究进展;介绍了两大类主要的海洋碳子模型;厢 式模型和普通环流模型,采用这些模型对海洋碳汇的估算约为 1.2~2.4GtC/a;分析了湖泊、河流等对大气 CO₂ 汇的特 点及向海洋的转移,并对影响水体生态系统碳循环和大气 CO₂ 汇的因素进行了讨论。 关键词:水生生态系统;海洋;碳循环;汇

Aquatic ecosystems: carbon cycle and as atmospheric CO_2 sink

YAN GUO-An¹, LIU Yong-Ding² (1. Department of Environmental Sciences and Engineering, Wuhan University, Wuhan 430072, China; 2. Institute of Hydrobiology, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430072, China) Abstract: Aquatic ecosystem, especially ocean, is a huge sink of atmospheric CO₂. The ocean's role in regulating the uptake capacity of CO₂ and the carbon exchange between atmosphere and ocean involve a combination of inorganic carbon chemistry in mixing layer, advection transfer of carbon dissolved in ocean water, CO₂ diffusion through the interface of air and water, and various biotic processes, biological interactions in the upper ocean. Many models have been estabolished and developed in oredr to evaluate sink of CO₂ in the ocean. In this paper, it is summarized that the research progresses on carbon cycle in aquatic ecosystem and action mechanism of "biological pump", as well as two kinds of models: box model (BM) and general circulation model (GCM). Based on the model mentioned above estimates of the net ocean sink for CO₂ range from 1. 2 to 2. 4 GtC/a. The transport and storage of atmospheric carbon in lake, river and reservoir are analysed. The factors that affect the carbon cycle and the sink capacity of atmospheric CO₂ in aquatic ecosystem were discussed as well.

Key words:aquatic ecosystems;ocean;carbon cycle;atmospheric CO₂ 文章编号:1000-0933(2001)05-0827-07 中图分类号:Q178.1 文献标识码:A

人类活动每年向大气排放的 CO₂ 约为 7±1.5GtC/a (1Gt=10[°]t),其中 5.4±0.5 GtC/a 来源于化石燃 料的燃烧,1.6(1.0GtC/a 来自森林采伐^[1]。长期观测表明,除了大约一半的 CO₂ 被海洋和陆地植被吸收 外,3.4±0.2GtC/a 储集在大气中。现在,大气 CO₂ 的浓度约为 355μ l/L,比工业革命前的 280μ l/L 高出约 1/4,并正以每年 0.4%的速率递增。大气 CO₂ 浓度的激剧上升并导致全球气候变化对生态系统的组成、结 构和功能将产生深刻的影响。70 年代后期以来,全球碳循环研究受到人类的普遍关注,水域(特别是海洋) 和陆地生物圈的碳循环过程及对 CO₂ 的净吸收模式,其通过物理、化学和生物反馈机制对气候系统的调节 已成为当前研究的热点。同时,认识物种和生态系统与气候间相联系的一些过程,并预测气候变化后它们 的各种响应正是生态学和环境科学面临的一个重要挑战^[2]。

基金项目:国家自然科学基金资助项目 收稿日期:19**9万0万级/招日期**:2000-04-14 作者简介:[严国安](1965~2000),男,教授。 地球系统可以视为两个相互作用的子系统组成,即自然-气候子系统和生物地球化学子系统。这两个 系统不仅内部是耦合的,而且相互紧密联系。以研究全球变化为目的的国际地圈-生物圈计划(IGBP)其重 要研究内容之一就是要了解生物地球化学循环与自然气候系统之间的连结特性。碳循环对于生物圈的功 能是特别重要的,并且与自然气候系统紧密相连。最近 5~10a 间,陆地生物圈与大气圈过程在具体时间上 的连结等方面已取得很大进展,现在已有可能用模型来描述陆地上初级生产力对气候变化和大气 CO₂ 浓 度变化的潜在响应。但迄今为止,该循环尚没有从全球角度适当地被加以了解或定量化。采用现在的大气 CO₂ 源和汇的最佳估计并不能得出一个平衡的全球预算,用 80 年代的平均值,则大气的源超出所认定的 汇的量大约为 1.8GtC/a。人们把这一"失去的汇"的焦点集中在海洋和陆地生物圈对 CO₂ 的吸收过程机制 研究及其汇容量的研究上^[3]。水生生态系统是 CO₂ 的一个巨大汇,由于全球仅有 0.5%的水面为淡水,所以 海洋生态系统在全球范围内的碳循环中起着决定性的作用。人们也已开发出多种模型对其汇的容量进行 估测,但汇的真正强度还不清楚^[145]。

1 海洋生态系统的碳循环

海洋持有的碳(38000Gt)约比大气多 50 倍,其中大部分是以碳酸盐(CO_3^{2-})和碳酸氢盐(HCO_3^{-})离子 的形式存在。 CO_2 在海水表面和大气圈之间交换的一个重要控制因子是 CO_2 在海水与大气间的分压差,其 中海水 CO_2 分压的大小取决于多种因素,如植物光合作用、洋流涌升、温度、盐度和 pH 值等。从海-气间物 质交换机制方面而论,海洋对大气 CO_2 的吸收容量以及在大气圈和海洋之间碳的净交换量在很大程度上 决定于混合层碳酸盐化学、水中溶解碳的平流传输、 CO_2 通过空气-海水界面的扩散、海洋植物的生产及所 产生的碎屑碳的沉降等^[5,6]。海洋吸收 CO_2 的化学能力取决于溶解的碳酸盐和硼酸盐 $B(OH)_4^-$ 离子数量, 其反应式: $H_2O+CO(aq)+CO_3^- \Leftrightarrow 2HCO_3^-, CO_2(aq)+B(OH)_4^- \leftrightarrow HCO_3^-+B(OH)_3$ 。这个能力大致等于所 估计的传统矿物燃料的贮藏。

在海洋表层,浮游植物通过光合作用将海水中溶解的无机碳转化为有机碳,水中 CO_2 分压(p_{CO_2})降低;在其初级生产过程中,还需从海水中吸收溶解的营养盐,如硝酸盐和磷酸盐,这使得表层水的碱度升高,也将进一步降低水中 p_{CO_2} 。这两个过程造成海洋空气界面两侧的 CO_2 分压差(Δp_{CO_2}),促进大气 CO_2 向海水的扩散。藻类光合作用生产的有机碳通过直接沉降或经食物链转化后再沉降到海底形成沉积物,从而使碳得以从空气移到海洋表面,再从表面运移到深海中。海洋表层的这一生物动力学过程,也被称之为"生物泵"(图 1)^[7]。



据估计,能被海洋光合作用利用的总碳量约为 30 ~40Gt/a^[8]。这个值仅代表海洋光合作用的总碳汇,其 对大气 CO₂ 的净汇还取决于有机碳分解后的返回通 量。海洋生物的呼吸及其对有机碳的分解产生 CO₂等 气体,可增加海水的 p_{CO_a} ,导致 CO_2 向大气中释放。海 洋生物呼吸主要存在于海洋混合层之下。有证据表明, 海洋初级生产量部分控制着大洋混合层的深度。在高 生产力的海洋区域,由于向海底沉降的有机颗粒携带 的碳和营养盐经分解回到无机形式的速率非常缓慢, 使得表面水的 CO。含量比深度超过 1000m 处的水低 15%[9]。海洋生物光合作用形成的有机碳沉积到海底 以很慢的速率经分解返回大气,这一点与陆地生物圈 显然存在很大差异。因为陆地生物圈对碳的汇比较容 易重新释放出来,如大面积森林砍伐、土地利用等。除 了生物体有机碳外,溶解态有机碳(DOC)在碳循环中 的作用可能也是非常重要的。Gorshkov^[10]指出,工业革

命前的大气圈与海洋处于碳循环的动态平衡状态,其 DOC 的生产大约占海洋净初级生产的 0.2%。而现在 DOC 生产占海洋净初级生产的比例已增加了约 25 倍。DOC 的分解率保持不变,则 DOC 的增加量大约为 2Gt/a,这一数字与由于土地利用释放的碳量相当。

有关大陆架在全球碳循环中的作用存在两种截然不同的观点。Smith 和 Hollibaugh^[11]指出,近海中净 有机代谢(初级生产量与有机物呼吸量之差,NOM)在地球碳循环中是一个重要的过程。他们认为近海 NOM 产物大约为 0.084GtC/a,近海 NOM 的分解使其成为一个潜在的大 CO_2 源。而 $Walsh^{[12]}$ 却认为,从 河流、海洋沿岸和经海底涌升向近海输入了大量的氮素,分别达 0.06 GtN/a 和 0.56GtN/a,除去反硝化脱 氮作用损失掉 0.05GtN/a 外,可供浮游植物利用的为 0.57GtN/a,按照生物利用 C:N 比为 5,则大陆架初 级生产所要求的碳量为 2.9GtC/a。Walsh 认为这一生物过程是大气 CO2 的一个巨大的潜在汇,它使得近 海表层水中 CO2 分压总是低于大气 CO2 分压(360µatm)。Downing 等^[13]采用被广泛接受的水体交换系数, 计算了用于平衡 N P 和 NOM 的大气-海洋 CO $_2$ 交换的碳通量所需的海洋、大气 CO $_2$ 分压差(Δp_{co_s})。设气 体交换参数为 $0.04 \sim 0.1$ mo1 C/m² · a,大陆架总面积为 27×10^{12} m²,则计算出用于平衡 N 和 P 的 $\Delta \rho_{co_s}$ 为 $90 \sim 223 \mu atm$,用于平衡 NOM 的 $\Delta p_{co.}$ 为 2.6~6.5 μatm ,前者所需的气压差太大,显然是不可能达到的。同 样, Watson 等 $^{[14]}$ 对爱尔兰近海和 Kempe 等 $^{[15]}$ 对北海的研究也指出, 平均 $\Delta
ho_{co.}$ 水平不可能象 Walsh 估计 的那么高。Kemper 等计算出北海表面水的 p_{CO_3} 比大气水平高 $50\sim150\mu$ atm,即北海是一个大的 CO $_2$ 源 153 ; 而 Watson 等测算的爱尔兰近海水中的 ρ_{co}。却比大气水平低 0~45μatm^[14]。从以上不同区域近海的研究可 知,近海区域都具有很高的 CO2 通量。中国学者在探讨了大洋中的 CO2 分布及其与海洋物理、化学和生物 量的关系后指出,热带西太平洋是大气 CO_2 的弱源,全区 $\Delta
ho_{\mathrm{CO}_2}$ 的年平均值均在 $+6.079\mathrm{Pa}$ 以下。而东海却 是大气中 CO_2 的一个汇,其表层海水的 p_{CO_2} ,春秋平均值分别为 33. 23Pa 和 35. 97Pa,大部分海区处于不饱 和状态。用统计方法算得的 CO2 在海气界面的通量为一12.3gC/m² • a,据此,计算得东海每年从大气中吸 收约 0.073GtC^[16]。

2 海洋碳子模型及碳汇

全球碳循环可看成是与陆地动力学子模型和海洋碳子模型相联系的一箱大气。为了估算海洋对大气 CO2 汇的大小和能力,人们建立了许多不同的模型,这些模型主要可分两大类:厢式模型(Box model, BM) 和普通环流模型(General circulation model, GCM)。

2.1 厢式模型(BM) 厢式模型包括厢式扩散模型(Box-diffusion model, BD)^[17],露头扩散模型(Outcrop-diffusion model, OD)^[18],多厢模型(Multi-box model, MB)^[19,20]和高度-纬度交换/内部扩散平流模 型(High-Latitude Exchange/Interior Diffusion Advection Model, HILDA)^[21]。这些厢式模型有许多共同之 处,它们都使用¹⁴C 进行参数化,均包括了海洋化学过程及海洋各层之间进行的某些形式的混合,然而他们 之间也存在一些主要区别。其中只有多厢模型明确包含有海洋生物学的内容,而厢式扩散模型和露头扩散 模型等模型中,只是将其合并到扩散过程的参数化中,在这两个模型中,所有物理现象用单一作用的涡流 扩散常数,而多厢模型和高度一纬度交换/内部扩散平流模型则既有平流扩散又有涡流扩散。同时,在海洋 化学处理方法的复杂性方面,多厢模型对碳酸盐-硼酸盐的平衡系统做了详细处理。

2.2 普通环流模型(GCM) 普通环流模型不同于厢式模型。厢式模型对海洋大面积的过程进行平均化处理,并对海洋的循环和混合通过各厢之间的扩散和转移进行参数化。相比之下,普通环流模型更为逼真,因为它主要是建立在地球物理流体动力学基本原理的循环、温度和盐度的基础上。GCM的结构更加复杂,它把海洋分为更多的厢,所以,调节和校准一个GCM非常困难,而且很费时。目前,估测海洋对大气CO₂吸收的模型主要有3种GCM;汉堡模型(The Hamburg Model)^[22],普林斯顿模型(The Princeton Model)^[23]和巴黎模型(The Paris Model)^[24]。

2.3 模型对海洋碳汇的估计 大气圈-海洋间的碳通量每年约为 74GtC/a^[5],然而,有关大气-海洋间的净 碳通量,即海洋对大气 CO₂ 的净汇,许多研究组组和学者进行了大量的预测。政府间气候委员会(IPPC), 使用两种厢**巧 携發研磨**种普通环流模型估测,1980~1989 年间海洋对大气 CO₂ 的吸收为 2.0±0.8GtC/ a^[14]。Orr^[25]采用 6 个模型对同一时间海洋吸收 CO₂ 能力的估计值为 2.0±0.5GtC/a(表 1)。Goudriaan^[20] 采用多厢模型进行了两种模拟预测,其中一种是考虑海洋生物圈的作用,另一种排除生物圈作用。在其预 测方程中,有两种形式的空气分数:①α,表示由于总燃料碳释放(E)引起的大气浓度的增加量;②α,表示由 于所有碳源释放引起的大气浓度的增加量,如果仅仅考虑燃料燃烧,则 $a_m = a_i$;但如果包括进生物圈和考虑 到大气 CO_2 分压, $\mathfrak{m}_a,
eq \mathfrak{a}_m$ 。考虑生物圈的 $\operatorname{Goudriaan}$ 多厢模型方程,可以计算出海洋对 CO_2 的吸收为 :

 $V_t = O_t / \Delta t = E \alpha_m (1 - \alpha_t) / \alpha_t \Delta t$

这里 V_t 为海洋每年吸收 CO₂ 的量(GtC/a), O_t 为在某一指定期间内海洋吸收 CO₂ 的总量(GtC), α_m 为 0.546, α, 为 0.595; E 为 1960~1980 年间的碳源释放总量 (83.379GtC); Δt 为 21a。由上述公式可计算出将 生物圈的作用考虑在内的海洋对 CO_2 的吸收能力在 $1960 \sim 1980$ 年为 1.52 GtC/a。

对于不考虑生物圈的 Goudriaan 多厢模型, α_i 可省略,则公式为:

 $V_t = O_e / \Delta t = E(1 - \alpha_m) / \Delta t$

这里 E 和 Δt 同上, a, 为 0.634, 那么在 1960~1980 年间海洋对 CO₂ 的吸收则为 1.45GtC/a。

表 1 1980~1989 年期间海洋对大气 CO₂ 吸收的模型估计 1989(GtC/a)

模 型 Model	IPPC(1990)	Orr(1993)
汉堡模型	1.2	≥1.5
普林斯顿模型	1.9	≥1.9
多厢模型	2.3	≤2.2
厢式扩散模型	2.4	2.0 \pm 0.2
HILDA	_	2.1 \pm 0.2
巴黎模型	_	2.1

根据 Goudriaan 的估计,1980~1989 年间考虑和 Table 1 Modeled uptake of anthropogenic CO₂ for 1980~排除生物圈作用的海洋对CO₂的吸收能力分别为 2.27 和 2.16GtC/a, 而 Orr^[25]对该模型进行修正校准 后,计算出海洋对CO₂的净吸收为2.19GtC/a。Siegenthaler 和 Joos^[26]采用 HILDA 厢式模型估计 1980~ 1988 年间海洋的碳汇为 2.14GtC/a; Marti(1992)采用 巴黎 GCM 估计海洋能吸收 2.12GtC/a^[25]。Tans 等^[4] 则认为要低一些,仅为 0.6~1.0GtC/a。另外,Sarmiento 和 Orr^[23]采用普林斯顿模型预测 2050 年海洋的吸 收能力为 5.5GtC/a。

3 淡水生态系统对 CO₂ 的汇及其向海洋的转移

据 Downing 等研究估算^[13],贮存在湖泊的生物体有机碳大约为 0.036GtC/a,另以溶解态有机碳 (DOC)沉积率为 30%计,DOC 将有 0.015GtC/a 沉积在湖泊中,故全球范围内总有机碳(TOC)则有约 0.051GtC/a 滞留在湖泊中,其中 0.035GtC/a 是来源于大气 CO2。在湖泊中,碳酸钙的沉积具有很大的作 用。全世界范围内,碳酸盐型湖泊总面积约 0.18×106km²,其对溶解态无机碳(DIC)的平均滞留率为 100gC/m² • a;而非碳酸盐型湖泊总面积约 1.6×106km²,其对 DIC 的平均滞留率只有 5g C/m² • a 左右, 则全世界湖泊对 DIC 的总汇估计可达到 0. 026GtC/a,其中至少 70%来源于大气 CO。,约为 0. 0182GtC/a。 这样,包括有机碳和溶解态无机碳在内的湖泊总碳汇为 0.077GtC/a,其中对大气 CO2 的汇达到 0.0532GtC/a

水库在全球碳循环的作用亦不容忽视。70年代,全世界总的水库面积约为 $0.4 imes 10^6 ext{km}^2$,碳在水库的 ;滞留率比湖泊大,约为 500gC/m² • a,其中 50%来自土壤,1970 年贮存在水库的碳汇总量为 0.1GtC/a,估 计到 2050 年将可达到 0. 2GtC/a^[12]。另外,水电站可能是重要的温室气体排放源。因为水库建成后,被淹没 的部分库区中的有机质会分解成为腐殖酸、 CO_2 、 CH_4 、N、P等,其中 CO_2 和 CH_4 是温室气体^[27],但这一结 果并不能适用于大多数水库,仅符合于水库淹没地是泥炭地或浅水库区时。

Meybeck^[28]根据不同区域不同类型河流的碳输出率估算了碳在淡水生态系统的贮存及通过河流向海 洋的输入(表 2)。随后, $Meybeck^{29}$ 又进一步指出,全球由河流输入海洋的碳中溶解态的无机碳为 244 imes10⁶tC/a,溶解态的有机碳为 199×10⁶tC/a,颗粒态有机碳(包括生物有机碳)为 180×106t C/a,分别占碳通 量的 45%、37%和 18%。这些碳大多数来源于湿润的热带,其占总碳量 46%;温带森林和草地占总碳量的 31%;而北方森林、萨王纳和半干旱地区、苔原仅分别占总碳量的14%、5%和4%。

4 影响水体生态教练时大气 CO2 汇的环境因素

气候及氮、磷的影响 生物地球化学循环中,氮、磷的循环是绝大多数生态系统中的限制性因素,充 4.1

831

碳的生物地球化学循环是与全球-气候子系统紧

密相关的。1992 年"全球海洋通量联合研究(IGOFS)" 调查了赤道中部太平洋的碳生物地球化学通量,发现 赤道太平洋是赤道大气 CO2 最大的天然源,其通量的 级随厄尔尼诺南方波动而发生年际变化。这是因靠近 极地的海域海水下沉,然后沿海底向赤道流动,同时把 沉降到海底的碳运移到赤道附近,再涌升到海面并将 携带的碳释放到大气中。据实测,CO2溶于海洋的过程 主要发生在北部大西洋的南极海,而太平洋和印度洋 的赤道区则成为 CO₂ 的源。赤道太平洋上涌深水的 CO, 是过饱和的。在厄尔尼诺期间,由于 CO, 和硝酸盐 浓度均高的上涌深水的来源被切断,于是过量的 CO。 向大气消散,初级生产使无机碳和硝酸盐浓度下降,海 洋表层硝酸盐浓度大约比支持正常水平的初级生产力 时的浓度低 50%,当营养物被初级生产耗竭时,硅藻等 浮游植物迅速失去浮力而下沉。所以,海洋CO2通量变 化是受物理因素支配的,部分是由于有机物质下沉通 量速率低以及相应的靠近表层水的营养物和 CO₂ 的有

分认识这两个物质的循环与碳循环的关联途径是非常重要的。湖泊富营养化极大提高了藻类初级生产力及 CO₂ 汇的能力和容量。据估计,假如全世界湖泊的 10% 呈富营养化,且储存在沉积物的有机碳为湖泊净 初级生产(NP)的 1%,则总有机碳在湖泊的汇将可达到 $1.25 \times 106 \text{C/a}^{[13]}$ 。当然有机碳在湖底的厌氧代谢 分解产物会严重破坏水质和影响水生生态系统的结构及功能,其厌氧分解产生的 CH₄ 向大气扩散也使其 成为另一温室气体 CH₄ 的源。70 年代全球范围内由于人类活动影响从河流输入海洋的 N 和 P 分别为 7× 10^6 tN/a 和 1×10^6 tP/a。Sarmiento 和 Orr 应用 3-D 模型,模拟南海表层在海水营养盐(主要是 PO₄³⁻)的限 制条件下将会导致 0.5~1GtC/a 的减少^[30]。世界上几条大的河流,如莱茵河和泰晤士河,平均每年的叶绿 素含量超过 50μ g/L,最高可达 250μ g/L,而热带和人口稀少的温带地区的河流其叶绿素含量只有 5μ g/L。 假如西欧的所有河流的叶绿素含量平均达到 50μ g/L,按生物体有机碳与叶绿素含量之比为 30 计,则这些 河流碳的总汇将达 0.27×10⁶tC/a^[28]。

表 2 碳的地球转移和贮存(10⁶t/a)

Table 2	Summary of global transport and storage					
of atmospheric carbon						

系统	年 Year				
System	1850	1993	2050		
从河流向海洋输入					
大气碳	$540\!\sim\!600$	$550\!\sim\!610$	$550 \sim 610$		
总氮	35.6	44.5	51.0		
溶解态磷和颗粒态有机磷	9.4	11.0	12.5		
碳的贮存					
湖泊	51	53			
水库	~ 0	100	200		
流域	0	25	30		
人类向海洋的直接输入					
溶解态无机碳	~ 0	~ 0	~ 0		
总有机碳	$<\!\!20$	40	> 80		
总氮	$<\!\!3$	3	> 6		
总磷	<0.3	0.3	>0.6		

效生物循环^[34]。

4.2 铁的限制 温带湖泊春秋两季水体垂直混合向表层水提供 N、P 营养盐使硅藻出现生产力高峰的现象早已被人们所认识。然而在极地海域(如北太平洋和南海),虽然具有丰富的 N、P 营养盐,但其初级生产 非常低。在阿拉斯加 Beaufort 海的某一点所测得的初级生产力仅为 20gC/m² · a,这比 Smith 和 Hollibaugh 所报道的 22 个点所测的平均初级生产力(274gC/m² · a)的 10%还要低^[11]。Martin 等^[31]通过实验室模拟 研究表明,微量元素铁的添加能促进浮游植物光合作用而加速生长。铁是藻类生长的必需元素,藻类叶绿 素的合成、硝氮的还原和固氮作用都需铁元素的参入。虽然铁在海洋物质丰度中排列第 4,但由于海洋表层 含氧量较高,亚铁离子 Fe²⁺能迅速被氧化为 Fe³⁺,呈不溶解状态,致使铁的生物可利用性极低,铁成为藻 类生长的限制因子,从而导致很多海域初级生产力低下。根据 Martin 的铁限制理论,假如铁元素充足,仅 在南极洲海域,通过初级生产"生物泵"过程对 CO₂ 的净汇将可达 2~3GtC/a。1990 年美国国家研究委员会 (National Research Council, NRC)采用几种海洋碳子模型研究预测,如果初级生产不受铁的限制和大多 数未被利用的 N、P 等营养被充分吸收,则海洋对大气 CO₂ 的净汇可增加 1~2GtC/a^[32]。当然,Martin 的铁 限制理论仍存在一些质疑之处,主要有两点:一是初级生产是否真与 Martin 所预测的那样高;另一点是生 物泵使有机**病等将该则**描洋底层的效率。Peng 和 Broecker^[33]采用厢式模型预测,既使在施加铁肥 100a 时 间,大气 CO₂ 浓度将比不施铁肥条件下的浓度仅低 10%±5%。 4.3 水体酸化的影响 水体酸化对洁水藻类生长繁殖和种群结构的影响十分明显,其影响程度随水体酸度的增强而加大,表现为藻类生长潜力减弱,其主要原因是酸雨引起酸化降低了磷的有效性,从而导致淡水贫营养化。硫酸根离子随雨沉降,将在海洋形成硫酸盐沉积。研究表明,在一些厌氧生境中,特别是海洋沉积物中含有较高的硫酸盐,虽然产 CH4 菌能利用 S²⁻或半脱氨酸来满足它们对硫的需要,但硫酸盐明显抑制了 CH4 菌的活性,产生 CH4 的前体 H2 和乙酸不能转化为 CH4,而是转化为 CO2。可见 SO4⁻⁻ 的酸沉降还会引起水体 CO2 源的增大。酸沉降除 SO4⁻⁻ 外,NOx+NHx 沉降正在引起极大的重视。氮的沉降及有效性增加可能在一定程度加大 CO2 的吸收,并加强海洋的光合作用^[35]。另一方面,全球变暖和水文变化会加速土壤中储存的有机氮的氧化,从而增加氮的流失、元素比例的失调,如氮相对于磷的过剩,将导致氮缺乏系统变为磷缺乏而产生酸性贫营养化。磷的严重缺乏会降低水生植物及细菌对氮的吸收,因此,经酸性系统中加入磷会通过增加 NO5⁻⁻ 的吸收,而不是通过 CO2 的吸收与缓冲,使得系统 pH 值升高。

4.4 太阳紫外辐射增加的影响 浮游生物在世界各大洋的分布是不均匀的,在高纬度地区浓度较高,最高时甚至比热带和亚热带地区的浓度高 10~100 倍(不包括大陆架涌升地区和赤道附近),其原因除了养分、 温度、盐度,光的可用性和水柱的稳定性因素外,UV-B 辐射可能对此分布格局起着重要作用。热带海洋的 辐照度比环极地区高出数倍。由于藻类个体很小和生存期极短,对于紫外线的压力比那些较大的有机体更 加敏感。研究表明,在太阳辐射的几分钟内,某些蓝藻的浮游和定向机能都会响应光线的变化。在短时间照 射之后,有一部分损害能够恢复,较长时间的照射则会造成不逆的损害^[36]。据测算,大气中臭氧含量耗损 16%会导致浮游生物数量减少 5%。在结冰带的边缘浮游生物的这种减少量为 6%~12%^[37]。Tyagi 等^[38] 的研究表明,太阳 UV-B 辐射会影响蓝藻的固氮活性和 CO₂ 的吸收。对南极水域自然浮游生物收集物的原 地培养表明,臭氧空洞范围内(150DU)的 UV-B 辐射对光合作用的抑制约为 4.9%,UV-A 辐射的抑制作 用约为 6.2%,这与热带水域的比例相似^[39,40]。浮游生物生产力降低,不仅对于水生生态系统中错综复杂的 食物链产生严重的后果,而且造成水体对大气中 CO₂ 的汇减少,从而将导致温室效应的迅速加剧和全球气候变化。

参考文献

- [1] Houghton J T, Jenkins K J and Ephraumus J J. *Climate change: The IPCC Scientific Assessment*. Cabridge: Cambridge University Press, 1990.
- [2] Lubchenco J. The sustainable biosphere initiative: An ecological research agenda. *Ecology*, 1991, 72(2): 371~
 412.
- Keeling R F, Piper S C and Helmann M. Global and hemispheric CO₂ sink deduced from changes in atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 1996, 361(6579): 218~221.
- [4] Tans P P, Fung I Y and Takbashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. Science, 1990, 247:1413~1438.
- [5] Siegenthaler U and Sarmiento J L. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 1993, **365**: 119~125.
- [6] Sarmiento J L. Oceanic uptake of CO_2 : The major uncertaints. *Global Biogeochem Cycles*, 1991, **5**: 309 \sim 314.
- [7] Broecker W S and Peng T H. Evaluation of the ¹³C constraint on the uptake of fossil fuel CO₂ by the ocean. Global Biogeochem Cycles, 1993, 7: 619~626.
- [8] Ritschard R L. Marine algae as a CO₂ sink. Water Air and Soil Pollut., 1992, 64: 289~303.
- [9] Maier-Reimer E. The biological pump in the greenhouse. *Global Planet Change*, 1993, 8(1~2):13~15.
- [10] Gorshkov V G. Oceanic dissolved organic carbon in the main sink of atmospheric CO₂. World Resource Review. 1997, 9(2): 153~169.
- [11] Smith S U and Hollibaugh J T. Coastal metabolism and the oceanic organic carbon balance. Reviews of Geophysics, 1993, 37:75~87.
- [12] Walsh J J. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. Nature, 1991, 350: 53~55.
- [13] Downing J P, Meybeck M, Orr J, et al. Land and water interface zones. Water Air and Soil Pollut., 1993, 70: 123~万方数据
- [14] Watson R T, Rodhe H, Oeschger H, et al. Greenhouse gases and aerosols. In: Houghton J H, et al eds. Climate

- [15] Kemper S and Pegler K. Tellus, 1991, 43B: 224~231.
- [16] 范元炳,蒲书箴. 我国海洋科学领域的全球变化研究进展. 地球科学进展,1998,13(1):62~71.
- [17] Oeschger H L, Siegenhaler U, Schotterer, et al. A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus*, 1975, 27: 168~192.
- [18] Siegenthaler U. Uptake of excess CO_2 by an outcrop-diffusion model of he ocean. J. Geophys. Res., 1983, 88: $3599 \sim 3608$.
- [19] Goudriaan J and Ketner P. A simulation study for he global carbon cycle, including man's impact on the biosphere. *Climatic Change*, 1984, 6: 167~192.
- [20] Goudriaan J. Modelling biosphere control of carbon fluxes between atmosphere, ocean, and land in view of climatic change. In: Berger A, et al eds. Climate and Geo-Sciences, NATO-ASI Series C285, Kluwer, 1989. 481~ 499.
- [21] Shaffer G and Sarmiento J L. Biogeochemical cycling in the global ocean 1: A new analytical model with continuous verical resolution and high latitude dynamics. J Geophys Res., 1993, 98: 2513~2522.
- [22] Bacatow R and Maier-Reimer E. Ocean-circulation model of the carbon cycle. Clim Dyn., 1990, 4:95~125.
- [23] Sarmiento J L, Orr J C and Siegenthaler U. A perturbation simulation of CO₂ uptake in an ocean general circulation model. J Geophys Res., 1992, 97: 3621~3645.
- [24] Madec G, Chartier M, Delecluse P, et al. A three-dimensional numerical study of deep water formation in the Northwestern Mediterranean Sea. J Phys Oceanogr., 1991, 21: 1349~1371.
- [25] Orr J C. Accord between ocean models predicting uptake of anthropogenic CO₂. Water Air and Soil Pollut., 1993, 70: 465~481.
- [26] Siegenthaler U and Joos F. Use of a simple model for studing the past 200 years reconstructed be deconvolution of ice core data. *Tellus*, 1992, **39B**: 104~154.
- [27] Rudd J W M, Reed H, Kelly C A, et al. Are hydroelectric reservoirs significant sources of greenhouse gases? Ambio. 1993, 22: 246~248.
- [28] Meybeck M. C N P and S in rivers: From sources to global imputs. In: Wollast R, et al eds. Interaction of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change. Springer-Verlag, 1993. 162~169.
- [29] Meybeck M. Riverine transport of atmospheric carbon: Sources, global typology and budget. Water Air and Soil Pollut., 1993, 70: 443~462.
- [30] Sarmiento J L and Orr J C. Three-dimensional simulations of the impact of Southern Ocean nutrient depletion on atmospheric CO₂ and ocean chemistry. *Limnol Oceanogr.*, 1991, 36: 1928~1950.
- [31] Martin J H, Gordon R M and Fitzwater S E. Iron in Antarctic waters. Nature, 1990, 345: 156~158.
- [32] National Academy of Science, National Academy of Engineering, Institute of Medicine (NAS/NAE/IOM): National Policy Implications of Greenhouse Warming: Report of the Mitigation Panel. Washington: National Academy Press. 1991, 10. 9~10. 10.
- [33] Peng T H and Broeckar W S. Dynamical limitations on the Antarctic iron fertilization strategy. Nature, 1991, 349: 227~229.
- [34] Barber R T. Introduction of the WEC88 Cruise: An investigation into why the equator is not greener. J Geophys Res., 1992, 97: 609~610.
- [35] Schinller D W and Bayley S E. The biosphere as an increasing sink for atmospheric carbon: estimater from increased nitrogen deposition. *Global Biogeochem. Cycles*, 1993, 7: 717~733.
- [36] Donkor U A, Damian H A K and Hader D P. Effects of trophical solar radiation on the motility of filamentous cyanobacteria. FEMS Microbiol. Ecology, 1993, 12: 143~148.
- [37] Hader D P, Worrest R C, Kumar H D, et al. Effects of increased ultraviole radiation on aquatic ecosystem. Ambio, 1995, 24(3):173~179.
- [38] Tyagi R, Srinivas G, Vyas D, et al. Differential effect of ultraviolet-B radiation on certain metabolic processes in a chromaically adapting Nostoc. Photochem. Photobiol., 1992, 55: 401~407.
- [39] Holm-Hansen O, Lubin D and Helbling E W. Ultraviolet radiation in Antarctia: inhibition of primary production. Photochem. Photobiol., 1993, 58: 567~570.
- [40] Helbling E W, Villafane V, Ferrario M, et al. Impact of natural ultraviolet radiationon rates of photosynthesis and omspecific merrine phytoplankton species. Mar Ecol Prog Ser., 1992, 80: 89~100.