

硅的生物地球化学过程的研究动态*

THE BIOGEOCHEMICAL PROCESS OF SILICON

杨东方^{1,2,5} 高振会² 陈 豫³ 刘 展⁴ 丁德文⁵(¹ 上海水产大学渔业学院 200090)(² 国家海洋局北海监测中心 青岛 266033)(³ 上海水产大学计算机学院 200090)(⁴ 青岛海洋大学海洋地球科学学院河口海岸带研究所 266003)(⁵ 国家海洋局第一海洋研究所海洋生态环境科学与工程国家海洋局重点实验室 青岛 266061)

陆地物质不断地随河流等载体输入海洋,经过海洋几千万种的生物吸收后,一起随海洋生物沉降到海底,展现了物质从陆地到海底的迁移过程。为了研究这个动态过程,本文通过海洋中硅藻的特性和迁移,阐述了硅的生物地球化学过程。并与氮、磷进行比较分析,讨论了海洋中营养盐的限制和水华产生的原因,并认为海洋在生态系统中保持着营养盐和浮游植物的动态平衡。

1 海洋中硅藻是浮游植物的优势种

浮游植物是水生环境中从无机到有机物质转换的主要承担者,即主要的初级生产者。它们的变化直接影响着食物链中其他各环节的变化。因此,研究浮游植物的基本特性及其与环境因子的相互关系,对于水产资源的开发和利用有着十分重要的意义。营养盐(主要指氮、磷、硅)是浮游植物生长繁殖必需的营养成分,是影响浮游植物的重要因素之一。

浮游植物是海洋生态系统中生物的物质和能量来源。硅藻是海洋浮游植物的主要种类,是具有硅细胞壁的单细胞藻类。它们色彩缤纷,形式多样,大约有1 000多种。其中最大的藻种的形状是平的圆盘、扁的圆柱体或者细长的棒状体,这些大型的硅藻种的直径或长度能够达到2~5 mm^[7]。而小型的硅藻具有小的细胞和长的链,它们的直径或长度能够小到5~50 μm。

2 硅是硅藻必不可少的营养盐

Stefansson 和 Richards 1963年, Huang等1983年发现自然界含硅岩石风化,随陆地径流入海,是海洋中硅的重要来源,致使近岸及河口区的硅含量较高。

海水中可溶性无机硅是海洋浮游植物所必需的营养盐之一,尤其是对硅藻类浮游植物,硅更是构成机体不可缺少的组分。Armstrong 和 Butler 1968年,

Spehner 和 Skirrow 1975年发现在海洋浮游植物中硅藻占很大部分,硅藻繁殖时摄取硅使海水中硅的含量下降。

在自然水域中,硅一般以溶解态单体正硅酸盐($\text{Si}(\text{OH})_4$)形式存在。杨小龙和朱明远1990年的研究发现在浮游植物中,只有硅藻和一些金鞭藻纲的鞭毛藻对硅有大量需求。硅酸盐与硅藻的结构和新陈代谢有着密切的关系。杨小龙和朱明远1990年还发现硅酸盐被浮游植物吸收后大量用来合成无定形硅($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)。组成硅藻等浮游植物的硅质壳,少量用来调节浮游植物的生物合成。浮游植物体内亦可累积硅,其浓度可为外界介质硅浓度的30~350倍。在一些重要的海洋区域。例如 Dugdale 在1972年和1985年, Dugdale 和 Goering 在1970年, Dugdale 等1981年研究上升流区和 Sakshang 等1991年研究南极海域中,发现硅酸盐可以控制浮游植物生长过程。而且, Conley 和 Milone 于1992年在这些海域或其他海域的研究中发现, $\text{Si}(\text{OH})_4$ 对浮游植物水华的形成有着核心的作用。Brzezinski 等1990年和 Brzezinski 1992年发现没有硅,硅藻外壳是不能形成的,而且细胞生长的周期也不会完成。由此可知,硅是硅藻的必不可少的营养盐。

De Master 1981年, Van Bennekom 等1988年, Treguer 和 Van Bennekom 1991年, Treguer 等1995年和 Nelson 等1995年在研究全球的硅循环过程,认为硅化

* 本课题为国家海洋局北海监测中心主任科研基金、国家海洋局第一海洋研究所生态环境科学与工程国家海洋局重点实验室科研基金和上海水产大学科研基金共同资助。
第一作者:杨东方,博士后,研究员,研究方向为海洋生物学和生态学,电话:021-65710022

收稿日期:2001-07-18;修回日期:2001-09-20

的浮游植物对海洋的初级生产力有着极为重要的贡献。Nelson 等 1995 年的估计,显示了整个初级生产力的 40% 多都归因于硅藻。在海洋的浮游植物水华中硅藻占优势^[8]。

Pratt 1965 年, Goering 等 1973 年, Cadee 和 Hegeman 1974 年, Giskes 和 Kray 1975 年, Milone 等 1980 年, Paashe 和 Osterger 1980 年, McLaughlin 等 1982 年, Delia 等 1983 年, Dugdale 1983 年, Levasseur 和 Theriault 1987 年, Hecky 和 Kilham 1988 年, Zilstra 1988 年等研究发现在硅藻水华结束时,硅酸盐的有用性使人们经常提到硅酸盐因子。Dortch 和 Whitedge 1992 年发现在高营养的河口区,硅的限制会使浮游植物的藻类结构从硅藻类转变成非硅藻类,而且这些硅藻通过沉降离开真光层,在海底附近或者海底进行分解导致了大面积缺氧。然而,硅的重要性被低估了,因为, Dortch 和 Whitedge 1992 年确信只是硅引起藻种结构的改变,而没有考虑硅对初级生产力的改变。硅酸盐的降低减少了大量硅藻的优势。近来, Smadya 1989 年, 1990 年认为除了硅酸盐之外,营养盐氮、磷浓度的增长导致了在许多沿岸水域新的、有害的非硅藻的浮游植物的水华。

Conley 和 Milone 在 Chesapeake 海湾从 1984 年到 1988 年进行了调查。沿着 Chesapeake 海湾的盐梯度,溶解无机氮、硅和磷的分布以及季节上的变化表明,溶解硅在春季水华期控制着硅藻的生产量,并引起了春季水华的衰败和导致了水华结构的变化。而且还认为在这一阶段叶绿素的生物量的高沉积速率可能是由于硅的缺少。这样,溶解硅的提供也可以控制浮游植物的生物量到海底的通量。在这些海湾的研究结果表明溶解硅的利用限制着硅藻的生产。而且, Boynton 等 1982 年认为在 Chesapeake 海湾,新的营养盐输入刺激了每年的浮游植物的生产。

杨小龙和朱明远在 1990 年的研究中发现在营养盐硅缺乏不严重的条件下,浮游植物的生长速率可能不降低,但细胞壁硅含量减少,壁变薄;在硅缺乏严重时,则出现 C/N、C/P、C/Si、C/Chl 增加,脂类合成过剩的现象。

3 硅藻的沉降

相对于硅藻的吸收率,溶解硅(DSi)是低供给,这能够限制硅藻的生物量或生长率的增长。也可以导致硅藻生物量的下降。Bienfang 等 1982 年研究认为这由于缺硅的种群的高沉降率引起的。

大型的硅藻(2~5 mm)遍布海洋,在海底的沉积物中尤其显著。Kemp 等指出了大型硅藻对颗粒雨做出了巨大的贡献,这些颗粒离开了海洋表层沉降,在海洋的生物地球化学过程中,起着重要的角色^[3]。

McHardy 和 Silver 1988 年, Farnas 1990 年研究指出这些大尺寸、生长迅速的浮游植物的自养生物是沉淀颗粒物质的主要生产者。

小型的硅藻(5~50 μm)沿着海洋边缘或者横跨北大西洋形成稠密的水华。它们经常发生在春季,在冬季,深海混合把新的营养盐带到表层或者新的上升流。如果这些小的硅藻有高的生长率,它们迅速地聚集生物量在浅的营养丰富的表层。当营养盐耗尽时,它们趋向于聚集成絮状物,然后迅速沉降。沉降的颗粒把硅带到海底及海洋深处。

4 硅的生物地球化学过程

陈慈美等 1993 年在厦门西海域现场测得在透光层以下的水柱中,由于生物碎屑和排泄物等的分解氧化,磷等营养物得以再生,其中活性磷再生速率一般为 3.88 μg/(dm³·d),而生物净利用率为 3.10 μg/(dm³·d),可见磷的生物收支过程基本平衡。

陈水土和阮五崎 1993 年根据 1987 年 3 月至 1988 年 12 月九龙江口、厦门西海域调查资料,发现该水域 DIP 补充的两个主要途径是表层沉积物中可溶性磷形态释出并随潮汐运动扩散到水体;水中悬浮颗粒物对磷的吸附在盐度增大时解吸。

洪华生等 1994 年在厦门港的研究中指出浮游植物对磷酸盐具有较高的吸收速率和较短的周转时间,这使得低磷海域的生产力可保持一定水平。

磷含量的减少主要有:因藻类和碎屑的沉降而从水体中移出,藻类和碎屑被摄食而在食物网中传递移出。

大量的数据,例如地球化学海洋区域研究数据(GEOSECS)^①和世界海洋地图集^[9,10],显示在自然海域,当营养盐在表层水域被耗尽时,硝酸盐通常比磷酸盐稍微早一点耗尽。也就是营养盐耗尽的水域通常含有少量残留的磷酸盐,而硝酸盐检测不到^[11]。生物学家也发现给营养盐贫瘠表层海水的样品中加入硝酸盐,明显地促进了浮游植物的生长,然而加磷酸盐却没有出现这个现象。

营养盐的再生是非常重要的。Harrison 等 1983 年研究发现在沿岸海域,氮原子在生态系统消耗之前,每个氮原子重循环 2 次以上,同样,Turner 和 Rabalais 1991 年研究发现在河口和路易斯安那陆架,氮循环放大 3.7 倍。这样,Dortch 和 Whitedge 1992 年研究指出,通过再生,河流氮的输入也许被放大了许多倍,这对浮游植物初级生产力有着重大的影响。

① Geochemical Oceans Section Study (GEOSECS) data set. (cited 1996) (<http://ingrid.lldgo.columbia.edu/SOURCES/GEOSECS/>)

死亡细胞和排泄物从真光层的沉降被不断地重新矿化成铵氮,然后氧化成硝酸盐。这些转化过程同时有硝酸盐和铵氮的上升运输伴随,以便供给表层水域。这个仿真模型展示了这个循环的主要部分发生在水柱的 50 m 以上。几乎 90 % 的初级生产力也在这儿循环产生。每年在真光层氮的估算表明,60 % 的初级生产力受到真光层的循环的铵氮资源的支持^[5]。

于是有人认为水域中氮的含量过高,是由于过量地使用氮肥。作者认为这种说法是不确切的,最重要的是氮的生物地球化学过程对浮游植物的影响。

Lebedeva 和 Vostokov 1984 年, Karl 和 Knauer 1991 年的研究发现,从真光层沉降的 90 % 的颗粒有机物质在真光层和营养盐生态群的下方被矿化,然后再生的营养盐重新返回表层水域,最终被生物利用所耗尽(如,浮游植物水华),只有颗粒物质的小部分沉降到较深层的缺氧层。Deuser 1971 年, Brewer 和 Murray 1973 年也发现,在缺氧层,颗粒通量能产生化学合成的生产,大约达到光合成生产的 10 %。

硅不象氮或磷,在海洋中以多种多样的无机物和有机物的形式存在。Brzezinski 和 Nelson 1989 年研究认为硅主要存在形式是正硅酸盐。这不能通过食物链到任何一级。而且, Broecker 和 Peng 1982 年研究指出,它的再生不是通过有机物的降解,而是通过蛋白石 SiO_2 的溶解。与发现的氮和磷再生相比,它的再生要在海水的更深处才能完成。

高的比硅溶解率典型的发生在有死的硅藻和空的硅藻壳的海域,例如, Nelson 和 Brzezinski 1989 年研究的有海湾流的水域,而相对的低溶解率发生在活细胞占据的有生产的水域中,例如, Nelson 等 1981 年研究的秘鲁上升流系统的表层水域。Lewin 在 1962 年研究认为这可能是因为完整的活细胞受到有机膜的保护。

海水中硅的浓度除了受地质过程影响外,还受生物过程的影响。在河口,水文要素的变化,加速了这两个过程。Burton 1976 年的研究发现,海水中的硅,以溶解硅酸盐离子和悬浮二氧化硅两种形式存在。Sillen 1961 年指出在海水中 $\text{pH} = 8$ 左右的范围内,只有约 5 % 的溶解硅能以 H_2SiO_4 形式存在。他的结论是以单分子 $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ 形式存在。另一方面, $\text{Si}(\text{IV})$ 的水合过程是可变的。Goldberg 1971 年也指出硅酸容易不可逆地脱水成为十分稳定的硅石(SiO_2)。显然,王正方等 1983 年研究认为这也是可溶性硅的浓度下降原因之一。

在目前, Chisoldm 1992 年认识到大型硅藻对任何系统的春季水华的形成起着关键作用。Nelson 等 1995 年, Treguer 等 1995 年的研究发现,以全球尺度,硅藻维持海洋初级生产力的 40 %,其中 50 % 是输送到深

海。因此,在调查控制硅藻水华发展因子的过程中,展示了导致 HLNC 海域和中尺度营养盐区域的差别的因子和机制。这是因为硅藻需要硅来生成它们的外壳,硅的有用性在控制浮游植物生产和向广阔海洋的输出方面起关键作用^[2]。例如, Treguer 等, Sieracki 等 1993 年研究发现,在大西洋北部,硅酸经常优先于硝酸盐耗尽。

与氮的降解速率相比,生源硅的低溶解率和铵氮对硝酸盐吸收的抑制加强了硅酸的利用,净超硝酸盐。由于这个结果,一维耦合物理生物地球化学模型描述了在南大洋、太平洋北部和大西洋北部的 3 个区域的硅泵的效率。在真光层合成的生源硅的大约 50 % 输出离开表层 100 m 水域,而只有 4 % ~ 11 % 的颗粒有机氮离开在表层的循环^[6]。

Cowie 和 Hedges 1996 年, Tande 和 Slagstad 1985 年已经认为硅藻的硅壳的溶解主要由于化学解聚作用,而没有涉及到生物活动,多细胞动物没有提高营养盐的再生速率。

Biddanda 和 Pomeroy 1988 年发现浮游海洋细菌侵入新鲜硅藻的碎屑, Smith 等 1995 年发现浮游海洋细菌可以侵入活着的硅藻和 Smith 等 1992 年称为植物聚集体的“海洋雪花”,而这些侵入者具有很高量的水解外酶。细菌对硅藻壁的水解侵蚀剥夺硅藻的有机膜的硅壳,并且加速硅藻的硅壳溶解^[1]。

Bidle 和 Azam 展示了细菌的确利用酶“啃咬”了硅藻的硅壳,有效地加速了硅壳的溶解速率。证据显示硅的再生的确由细菌引起,而且这个机制涉及碎屑的侵入作用和对有机基质的水解侵蚀^[1]。

作者认为,通过细菌,提高了营养盐氮、磷和硅的再生速率。

5 营养盐硅和浮游植物的动态平衡

Dugdale 1995 年研究发现,在一些水域,硅酸相对于主要的营养盐氮和磷供应不足。Treguer 1995 年研究也发现,全球海洋硅酸极不饱和,但是硅的循环是处于稳定状态,河流每年的输入由硅藻的硅壳在沉积中的埋葬所平衡。

很容易理解浮游植物被浮游动物摄食,和浮游植物不可逆地沉降到深海被认为是平衡浮游植物的生长^[4]。当然,当生物量增长迅速,出现水华时,打破了这种平衡。传统的食物链是浮游植物被浮游动物摄食,浮游动物被大型的生物体摄食^[4]。沿着这个食物链运行,浮游植物的死亡如何就决定着其他海洋生物体如何活着。

Landry 1997 年研究显示,在太平洋,浮游植物的增长大致上与浮游动物的摄食相匹配。Brussard 等

1995 年也提供了证据,在一年的不同时刻,摄食和沉降能够平衡浮游植物的增长。

6 胶州湾的研究结果

根据胶州湾 1991 年至 1994 年 2 月的观测数据,通过硅酸盐的特征分布、动态周期和变化趋势。认为胶州湾的周围河流给整个胶州湾提供丰富的硅酸盐,这使整个胶州湾的硅酸盐浓度随着径流的大小而变化。硅酸盐浓度远离河口的横断面的水平变化,展示了径流将大量的硅酸盐带入海湾后,硅酸盐浓度发生了变化。结果表明了离带有河口的海岸距离越远,水域中硅酸盐浓度就越低。硅酸盐浓度远离带有河口的横断面的垂直变化,表明了硅酸盐通过生物吸收和死亡,沉积后,沉降到底底。这样不断地将硅从陆源逐渐转移到海底。这说明了胶州湾浮游植物缺硅的原因,进一步证实了营养盐硅是胶州湾浮游植物生长的限制因子。

7 结论

含硅岩石风化和含硅土壤流失,使硅溶解于水并随陆地径流输送到河口和海洋中。通过硅藻的吸收,硅进入了生物体。死亡的硅藻和摄食硅藻的浮游动物的排泄物离开真光层沉降到底底,硅离开了海水表层沉降到底底。因此,硅通过这样一个亏损过程:河流输入(起源)→浮游植物吸收和死亡(生物地球化学过程)→沉降海底(归宿),展现了沧海变桑田的缓慢过程。每当输入大量的营养盐硅,浮游植物的初级生产力都会出现高峰值,有时有水华产生。由于浮游植物吸收大量的硅,海水中硅的含量大幅度降低,由于硅的缺乏,浮游植物的生长受到严重的限制,产生了高的沉降率。这样,保持了海洋中营养盐硅的平衡和浮游植物生长的平衡。

通过营养盐的生物地球化学过程,当浮游植物吸收的营养盐耗尽时,营养盐氮、磷比硅的再生能力高得多,因此,作者认为,营养盐硅将会成为浮游植物的恒限制营养盐,即过去、现在和将来都是限制营养盐。而去讨论终极限制营养盐^[12]意义不大。

由此,海洋为了保持生态系统的稳定性和连续性会产生营养盐的平衡和浮游植物的平衡,通过氮、磷、硅的生物地球化学过程,在深海中,展现了营养盐氮、磷高,而浮游植物生物量却甚低的一个贫瘠海洋;在浅海中,展现了经常有浮游植物的水华,包括了硅藻和非硅藻(如甲藻)。作者认为,产生水华的主要原因

是由于营养盐硅的缺乏,与氮、磷的比例失去平衡。当营养盐硅一直过低,氮、磷过高,就会限制硅藻的生长,所形成的真空空间被非硅藻(如甲藻)迅速占据,产生非硅藻的水华。在极度缺乏硅的水域中,当营养盐硅突然大量提供时,硅藻会迅速增长,产生硅藻水华。假如此时进行水域调查,发现水域营养盐硅丰富,有硅藻水华产生。

因此,为了海洋生态系统的持续发展,维护海洋中营养盐氮、磷、硅的比例稳定,保持营养盐的平衡和浮游植物的平衡,人类最好减少氮、磷的输入,提高硅的输入。

参考文献

- 1 Bidle K. D. and Azam F. . Accelerated dissolution of diatom silica by marine bacterial assemblages, *Nature*, 1999, 397: 508 ~ 512
- 2 Dugdale R. C., Wilkerson F. P. . Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling, *Nature*, 1998, 391: 270 ~ 273
- 3 Kemp A. E. S., Pike J., Pearce R. B. et al. . *Deep Sea Res.* II, 2000, 47: 2129 ~ 2154
- 4 Kirchman D. L. . Phytoplankton death in the sea, *Nature*, 1999, 398, 293 ~ 294
- 5 Oguz T., Ducklow H. W., Milanotte-Rizzoli, P. et al. . A physical-biochemical model of plankton productivity and nitrogen cycling in the Black Sea, *Deep Sea Research I*, 1999 46: 597 ~ 636
- 6 Pondaven P., Ruiz-Pino D., Druon J. N. et al. . Factors controlling silicon and nitrogen biogeochemical cycles in high nutrient, low chlorophyll systems (the Southern Ocean and the North Pacific): Comparison with a mesotrophic system (the North Atlantic), *Deep Sea Research I*, 1999, 46: 1923 ~ 1968
- 7 Smetacek. The giant diatom dump, *Nature*, 2000, 406: 574 ~ 575
- 8 Smetacek V. . Bacteria and silica cycling, *Nature*, 1999, 397: 475 ~ 476
- 9 Tyrrell T. & Law C. S. . Low nitrate: phosphate ratios in the global ocean, *Nature*, 1997, 387, 793 ~ 796
- 10 Tyrrell T. & Law C. S. . Low nitrate: phosphate ocean ratios corrected, *Nature*, 1998, 393: 318
- 11 Tyrrell T. . The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production, *Nature*, 1999, 400: 525 ~ 531

(本文编辑:张培新)