

大洋“生物泵”——海洋浮游植物生物标志物

李 丽,汪品先

(同济大学 海洋地质教育部重点实验室,上海 200092)

摘要:海洋浮游植物承担着目前地球上光合作用的一半任务,对大气 CO₂ 浓度和全球碳循环有重要的调控作用。从“铁假说”到“硅假说”,反映了大洋“生物泵”尤其是海洋中的不同浮游植物群对过去气候变化的响应和反馈。根据不同浮游植物产生的特定生物标志物可以定量再造海洋浮游植物群落组成,如岩藻黄素、C₂₈ 甾醇主要来自硅藻;而 19-己酰氧基岩藻黄素、C₃₇-C₃₉ 烯酮主要来自定鞭藻中的颗石藻。许多研究已成功利用现代环境中的色素和古代沉积物中的类脂物质,恢复水体中不同浮游植物的生物量和群落组成。虽然目前海洋浮游植物与生物标志物之间的关系还有待完善,但与其他方法相比仍不失为一种快速、有效的方法,在未来的海洋环境检测和古气候研究领域有重要的应用前景。

关键词:海洋浮游植物;生物标志物;碳循环;古气候;大洋

中图分类号: P736.22

文献标识码: A

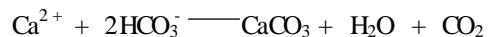
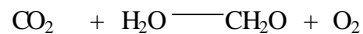
文章编号: 0256-1492(2004)04-0073-07

1 大洋“生物泵”与碳循环

极地冰心气泡中 CO₂ 浓度显示出与氧同位素相同的冰期旋回^[1],现代大气 CO₂ 浓度的增加又明显少于化石燃料燃烧的释出量^[2]。所有这些发现都使学术界的目光聚焦到海洋“生物泵”上。正是海洋中这些肉眼看不见的浮游植物吸收大气 CO₂,变成有机碳,通过直接或间接途径沉降到海底,将大气圈中的碳“泵”入岩石圈,调控着大气 CO₂ 的浓度。海洋浮游植物的含碳总量比陆地植被低上百倍,但生命期短,循环迅速,两者对大气 CO₂ 的影响基本持平,假如海洋的浮游植物全部死去,不出几百年就可以使大气 CO₂ 增多将近一半^[3]。科学家们曾设想:冰期时大洋“生物泵”加强,更多的碳被“泵”入海底,并以此来解释 CO₂ 浓度在冰期旋回中的变化。可惜这种过于简单的设想与地质记录的事实并不相符^[4]。

大洋“生物泵”强化造成冰期时 CO₂ 浓度大幅度下降,必须大量增加输出生产力,为此必须增加营养元素(如磷)的供应,但地质记录中并没有磷供应增加的证据,更没有输出生产力大幅度增加引起海底缺氧的现象^[4]。另一种方案是改变“生物泵”的推动者——海洋浮游植物的组成,硅藻类、颗石藻类是海洋初级生产力的主要代表,在碳循环中起着不同

的作用:硅藻是蛋白石(SiO₂·nH₂O)骨骼,其生长过程中只会吸收 CO₂,形成有机质并输送至海底;而颗石藻是方解石(CaCO₃)骨骼,其生长过程中除了吸收 CO₂,形成有机质之外,还会形成碳酸钙壳,而产生有机质和碳酸钙的过程对于大气 CO₂ 浓度的作用相反,前者吸收 CO₂,后者放出 CO₂:



据此提出了“沉积雨比例”(rain ratio)假说,只要改变海洋沉积物中输出的有机碳和无机碳的比例,无需增加生产力,就可以加强大洋生物泵吸收 CO₂ 的能力,提高大洋“生物泵”碳输出的效率^[5]。但难点在于找到使硅藻增多、颗石藻减少所需的硅来源^[6]。

针对冰期营养元素增加的困难,美国的 Martin J 提出“铁假说”,认为现代的东太平洋、南大洋等“高养低能”(HNLC,指营养盐高而生产力低)海区,是由于铁元素缺乏而限制了浮游植物的生长。冰期时风尘通量增加了数倍,大量铁元素输入大洋,可以大幅度提高输出生产力,导致大气 CO₂ 浓度下降。果然,近年来在赤道东太平洋、北太平洋、南大洋等地进行的“铁肥试验”成功地诱发了藻类勃发,使生产力提高达数十倍^[7-9]。将“铁肥试验”与“沉积雨比例”假说相结合,科学家又提出了“硅假说”^[6]或“硅质碱度泵假说”^[10]:风尘带来铁的同时也带来硅,回答了 Archer 等提出硅来源的难题;而且铁在海水中的滞留时间仅几十年,而硅有 15 ka^[11],符合冰期旋回万年等级的时间尺度。

与演化出现于中生代初期的颗石藻相比,出现

基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(G200078500)

作者简介:李丽(1974—)女,博士后,从事海洋生物有机地球化学研究,E-mail:lilijx@yahoo.com.cn

收稿日期:2004-03-15;改回日期:2004-07-20. 周立君编辑

于中生代晚期的硅藻更加适应当代地球上 CO₂ 的低浓度,在生存竞争中占有优势^[12]。在现代海洋里只要有溶解硅供应,首先繁殖的是硅藻,硅消耗尽了才轮到颗石藻。观测表明,生活在贫养暖水大洋中的“大个体”硅藻(如 *Rhizosolenia*, *Ethmodiscus*)有沉浮能力,可以利用表层以下的营养元素,一旦有溶解硅供应,可以突然发生大规模勃发,使数十千米内的海水变色,而硅藻聚成长链,结成网片,死后能迅速下沉到海底形成藻席^[13]。尽管此类勃发事件为时短暂,出没无常,难以为调查航次所发现,但在大洋地层中早已有所记载^[14]。由此形成的硅藻层往往于气候巨变前夕发生,无论 0.5 Ma 前的氧同位素 13 期或 6 Ma 前的“墨西拿”事件之前都有记录。

硅藻取代其他藻类,通过勃发将大量有机碳(而不是碳酸钙的无机碳)送入海底,就足以使大洋“生物泵”威力大振,使大气 CO₂ 下降,这就是“硅假说”或“硅质碱度泵假说”,这些假说很有可能是 CO₂ 呈现冰期旋回的机制,但是缺乏直接证据,主要问题在于硅质化石的保存问题。由于海水中的硅是不饱和的,组成硅藻壳体的生物硅中有 90% 溶于海水,到达海底的仅 10%,并且还会在成岩过程中继续溶化,只有 3% 可能保存进入地质记录^[15]。因此,依靠硅藻化石判断硅藻在浮游植物中的比例或硅藻的生产量都极其困难。科学界试用其他手段作为硅藻的替代标志,比如,加拿大的 Pederson T(2003, 面告)发现硅藻壳体中银元素富集,可以利用沉积物中的硫化银推算硅藻产量,但该方法仍在探索之中。前景比较明朗的是有机地球化学方法,利用不同藻类产生的不同有机化合物——生物标志物,能定量估算浮游植物群中不同藻类的组成。

2 海洋浮游植物的生物标志物

识别和应用生物标志物以定量再造古海洋植物群的组成,是海洋有机地球化学研究面临的挑战。这不仅是因为不少浮游藻类难以保存,显微镜下鉴定费时,而且还有微型浮游生物(pico-plankton)的问题。这些海洋初级生产力的重要成员由于个体过于细小(仅 0.2 ~ 2 μm),难以用普通显微镜观测,长期不被重视。巨球藻(*Synechococcus*)和原绿球藻(*Prochlorococcus*)是其中的重要成员,也包括能进行光合作用的细菌^[16]。它们在海洋中分布广,数量大,循环快,能有效利用海洋真光层中的微弱光进行光合作用,对海洋浮游植物总生产量贡献达 25% ~ 90%,对总初级生产力贡献可达 20% ~ 80%^[17]。由

于依靠形态鉴定统计微型浮游生物的困难,想要全面测定包括微型浮游藻类的海洋浮游生物群的组成需要借助于化学而非生物手段。

2.1 色素生物标志物

用于生物标志物的有机化合物主要有色素、类脂物。其中色素主要用于水体中藻类生物量和群落组成的测定。使用高效液相色谱法(HPLC)可以辨别来自不同的浮游植物群的四五十种色素,表 1 列出了海洋浮游植物的主要色素标志物,从这些色素中可以获得浮游植物组成的信息,如海水中绿藻和草绿藻等的存在就是由于检测到叶绿素 b 而得到确认,中国海区原绿球藻的最初确认也是根据其特征色素——二乙炔基叶绿素 a 而得到证实^[16,18]。需要注意的是这些色素也可能来自不同的植物,如岩藻黄素(fucoxanthin)虽主要来自硅藻,但颗石藻等也可产生此色素。因此,需要将各种色素浓度测定值与对应藻类对比后,进行综合分析,为此建立了专门的“化学系统分类”软件^[19]。目前这种方法被广泛采用,获得了不同藻类在浮游植物群中相对丰度的时空变化记录。比如在大西洋百慕大地区 11 年的观测发现,在上层 80 m 海水中,1991—1997 年和 1999—2000 年以绿藻为主(> 50%),而 1997—1999 年以蓝绿藻(> 40%)和颗石藻(> 30%)为主^[20]。再如南大洋 2000 年的“铁肥试验”结果引起了藻类勃发,生物量增加了 4 倍,但增加的主要是硅藻,颗石藻反而减少,而其他的藻类,如沟鞭藻、绿藻等几乎不受影响^[21]。利用 HPLC 测定色素、估算浮游植物组成的工作已相当广泛,在亚得里亚湾北部河口区,测得春秋河水泛滥期以硅藻为主,平时水体分层时以颗石藻为主^[22]。在西太平洋,沿东经 175 线从 48°N 到 8°S 的南北大剖面上,根据不同色素成分,将叶绿素 a 的总量分为定鞭金藻、金藻、硅藻、沟鞭藻与光合自养原核生物 5 类,显示出太平洋不同纬度区浮游植物群组成的差异^[23]。值得注意的是,这不仅估测了通常所说的藻类而且展示了原核生物,包括原绿球藻和蓝藻在内的微型浮游生物的贡献(图 1)。

沉积物中色素类物质容易降解转化为各种物质。其中叶绿素降解产物之一——卟啉是其中比较稳定的一种,但由于分离鉴定过程复杂,一般主要用于判别有机质的成熟度和沉积环境^[24]。未经变化的类胡萝卜素(carotenoids)在超过 2 万年的沉积中也有发现。因此,用色素估算浮游植物群组成的沉积记录主要限于近期的沉积,如密西西比河口外墨

西哥湾北部陆坡,在箱式柱状样的上部 20 m 地层中,发现厌氧光合硫细菌色素——细菌叶绿素 e (bacteriochlorophyll-e) 及其降解产物,结合放射性测年证明该区低氧现象始于 1960 年,属于人类活动的后果^[25]。

2.2 类脂生物标志物

与色素类物质相比,类脂物在地质体中要稳定得多,可在许多环境中长期存在,为研究藻类的组成和起源提供了重要的信息。例如,对沟鞭藻最早的化石记录在三叠纪,而这些藻类衍生的生物标志物,如甲藻甾烷的分布,表明沟鞭藻的祖先可能在泥盆纪或之前就已经出现^[26]。除沉积物中广泛检测到的低碳数饱和烷烃指示了藻类的贡献外,各种浮游植物还有各自特征的生物标记物。

目前已有多种生物标志物可表征海洋硅藻,如 C₂₈-甾烯醇(24-甲基-5-烯-3-胆甾醇、24-甲基-5,22E-二烯-3-胆甾醇、24-甲基-5,24(28)E-二烯-3-胆甾醇),虽然其他的浮游植物,如定鞭藻、金藻和绿藻等也可产生此类物质,但其在硅藻中最为丰富,常作为硅藻脂类的标志物^[27]。24-降胆甾烷(24-norcholestane)及其衍生物主要出现在现代或古生代的硅藻土以及硅质岩生成的原油中,说明硅藻可能是其直接或间接来源^[28]。此外,多不饱和脂肪酸,如 C_{18:2}、C_{20:4}、C_{20:2}、C_{22:4} 不饱和脂肪酸也主要来自硅藻^[29]。在某些硅藻属种中还存在着一些特殊的化合物,如 *Haslea ostrearia* 和 *Rhizosolenia setigera* 中的 C₂₅

和 C₃₀ 高度支链类异戊二烯烷烃化合物; *Skeletonema costatum* 中的 C_{18:1} 醇; *Navicula* 中的 C_{34:4} 醇^[27]。虽然这些物质主要在硅藻的某些属种中检出,可能也不仅限于这些种属。

与硅藻的多分子化石类脂标志物相比,颗石藻只有相对独特的一类分子化石:含 37~39 个碳、2~4 个 C=C 的长链甲基或乙基烯酮化合物、烯炔和酯类化合物,其中含 37 个碳的甲基烯酮化合物应用最广,并且根据其不饱和程度建立了 U₃₇^k—古温度指标,在古气候研究中具有重要意义^[30]。

其他藻类,如指示黄绿藻来源的类脂标志物目前主要为碳数 24 到 36、羟基或羰基官能团的取代位置主要位于中心位置的长链烷基二醇和酮醇化合物^[31-32]。其他的类脂化合物,如多不饱和脂肪酸、长链烷基醇等也可用于指示不同的藻类浮游植物^[27],使用相对较少,本文未详细讨论。表 1 中列出了浮游植物中常用的几种类脂生物标志物。

应用类脂生物标志物估测沉积物记录中古海洋浮游植物群组成的变化,已经有一些成功的实例。西非岸外北大西洋陆坡的 SU94-20bK 柱状样(25°N、16°W,水深 1 445 m)揭示了 15 ka 来的沉积记录^[33],根据生物标志物并参考微体古生物分析结果,可以看出明显的两段时期:前 60 ka 即深海氧同位素 6—4 期,含 37 个碳的甲基烯酮含量高,反映颗石藻占优势,而镜下鉴定也确定是颗石藻最为丰富;而后 60 ka 即深海氧同位素 1—3 期时甾醇丰富,尤其 2 期时最高,参照微体古生物分析也证实是硅藻

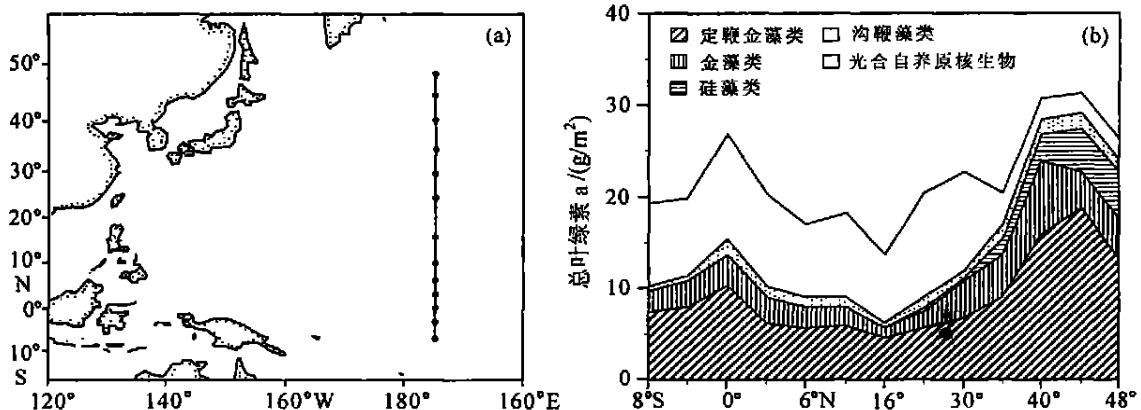


图 1 西太平洋南北剖面(48°N~8°S,175°E) (a) 1992 年 8—9 月上层海水(0~150 m)

中叶绿素 a 的生物量及其所反映的浮游植物组成 (b) (据文献[23]改绘)

Fig. 1 Chlorophyll a biomass of the surface water (0~150 m) and the partitioned phytoplankton taxa in the West Pacific (48°N~8°S,175°E) during Aug. to Sept. in 1992 (according to reference [23])

表 1 海洋浮游植物的生物标志物

Table 1. Biomarkers of the marine phytoplanktons

浮游藻类	色素标志物	类脂标志物
硅藻 (Bacillariophyceae)	岩藻黄素	C ₂₈ 甾醇及其衍生物, 24-降胆甾烷; C ₂₅ 和 C ₃₀ 高度支链类异戊二烯烷烃
绿藻 (Chlorophyceae)	叶绿素 b 叶黄素	C _{18:2} 、C _{18:3} 不饱和脂肪酸
草绿藻 (Prasinophyceae)	叶绿素 b 草绿黄素	
金藻 (Pelagophyceae)	19-丁酰氧基岩藻黄素	
定鞭金藻 (颗石藻为主) (Prymnesiophyceae)	19-己酰氧基岩藻黄素	C ₃₇ - C ₃₉ 烯酮、烯炔和酯类化合物
隐藻 (Cryptophyceae)	别黄素	C ₃₀ 甾醇
沟鞭藻 (Dinophyceae)	多甲藻黄素	4-甲基甾醇及其衍生物
黄绿藻 (Eustigmatophyceae)		C ₂₈ - C ₃₂ 二醇、酮醇
红藻 (Rhodophyceae)	红藻藻红素	
蓝藻 (Cyanobacteria)	玉米黄素	藿烷及其衍生物
原绿球藻 (<i>Prochlorococcus</i>)	二乙烯基叶绿素 a, b	

的贡献。由于总有机碳曲线与甾醇曲线几乎平行, 而根据 U₃₇^k测得的古温度在 5 期及其前较高, 可见早期温度高时浮游植物中颗石藻最为适应, 到后期, 尤其是 2 期温度下降时硅藻占优势, 使生产力上升 (图 2)。

较高分辨率的记录见于委内瑞拉岸外的 Cariaco 盆地^[34], 海槛 150 m, 是当今世界上仅次于黑海的第二大缺氧海盆, 而且浮游植物群在风场引起的上升流变化中最为强盛。ODP1002 孔取自水深 900 m 处的 6 m 长岩心, 记录了 12 ka 的历史, 而生物标志物展示了硅藻、沟鞭藻、颗石藻及浮游动物和陆源有机物的丰度变化, 较冷的新仙女木时期, 上升流强, 硅藻繁盛; 较暖的全新世, 上升流弱, 颗石藻占优势, 与目前该地强盛的冬季上升流所致的高生产力产生的较厚沉积中硅藻为主相对应。同时生物标志物的结果还说明, 碳酸盐在新仙女木时期的高堆积速率主要是浮游动物, 如有孔虫的贡献, 而不是颗石藻类, 而且微体化石的分析也表明在过去 12 ka 中, 颗石藻类对 Cariaco 盆地总碳酸盐的贡献在全新世比其他时期高 (图 3)。胡建芳等在南沙海区 17962 孔 (7°11' N、112°5' E) 利用 C₃₇烯酮和 C₃₀二醇生物标志物再造了南沙海区过去 30 ka 来颗石藻、黄绿藻的古生产力变化^[35]。

另一个成功的实例是地中海腐泥的分析。腐泥

层的产生是藻类勃发的结果, 生物标志物分析分出了不同腐泥层的主要藻类类型: S1 腐泥层主要是沟鞭藻, S6 和 S7 腐泥层则主要是颗石藻和蓝细菌, 而 S5 层主要是硅藻造成的^[36]。在文献中, 更多的工作是利用生物标志物分出外来陆源有机质和原地海洋生物产生的有机质的比例, 如 Madureira 等^[37]和 Hinrichs 等^[38]对大西洋晚第四纪沉积的研究。

3 生物标志物应用中的问题与前景

尽管生物标志物的应用已经取得了很大的成功, 但离方法的成熟还有一定的差距。关键在于不同的浮游植物可以产生相同的生物标志物, 而且大多数植物并没有经过生物标志物的专门分析, 如原来认为是 *Emiliana huxleyi* 一种石藻专有的 C₃₇甲基烯酮, 后来发现 *Gephyrocapsa oceanic* 及其他藻类也能产出, 而且各自的生物标志物对温度的响应并不相同, 从而给利用 U₃₇^k测古温度的结果带来了干扰^[39]。

另一个根本问题是生物标志物在水层和沉积物中的次生变化。浮游植物遗体进入海底沉积, 主要依靠浮游动物吞食后在其粪粒中快速沉降才不致在水层中破坏, 而浮游生物样品和沉积捕获器中粪粒的有机化学分析比较结果说明有机质在动物体内发生选择性降解, 粪粒中优势标志物的类型已经不是

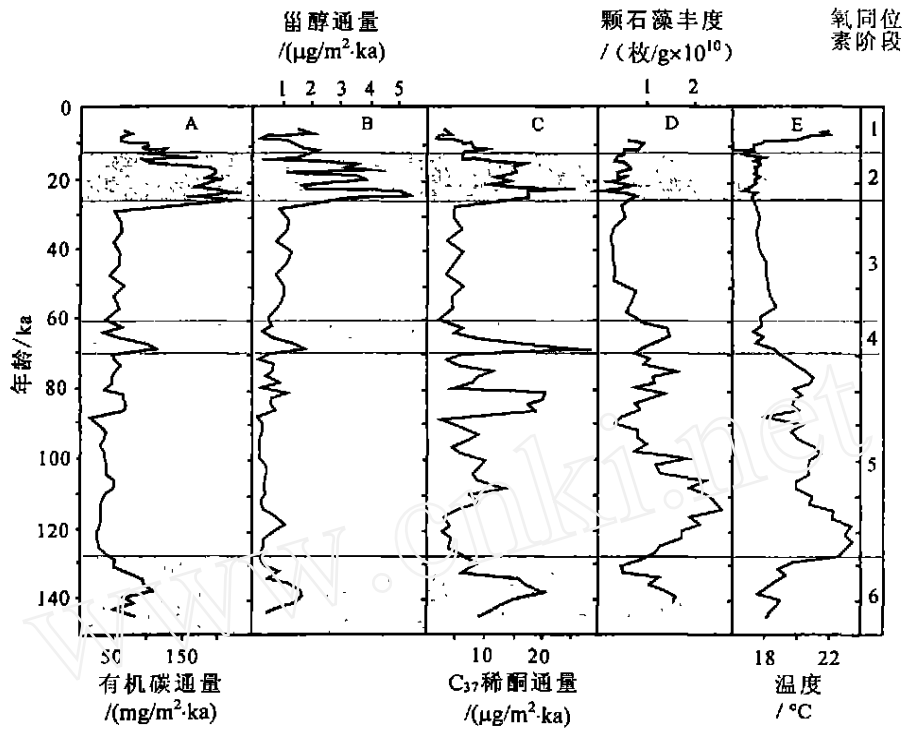


图 2 大西洋东北部 SU94-20bK 柱状样晚第四纪生物标志化合物记录 (据文献 [33] 改绘)

A. 有机碳通量; B. 所有甾醇通量; C. C₃₇烯酮通量; D. 颗石藻丰度; E. 根据 U₅₇ 估算的古温度; 灰色指冰期

Fig. 2 Biomarker recorder of core SU94-20bK in NW Atlantic (25°N, 16°W, 1 445 m deep) (according to reference [33])

A. Organic carbon MAR; B. Sterol MAR; C. C₃₇ alkenone MAR; D. Coccoliths MAR; E. Estimated temperature by U₅₇; Shade area indicates glacial stage

浮游植物体的优势类型^[40]。到达海底之后,有机物又立即经受早期成岩作用的改造。曾经用 1 mm 间距分层采样分析了北大西洋海底沉积,发现顶部 45 mm 范围内生物标志物有大幅度变化,10 mm 以下比顶部的丰度可以下降 4 倍^[41]。

目前对海洋浮游植物与生物标志物之间的关系了解还很不完善,一种生物标志物可能有多种来源,还有许多浮游植物的特征生物标志物还有待发现,而且利用这种方法除少数浮游植物能精确到属种外,一般只能鉴定到纲的级别。但随着现代分析仪器的不断发展,检测手段的不断提高,新的标志物的不断发现,浮游植物与生物标志物的关系将不断完善,应用生物标志物测定水体和恢复沉积物中浮游植物生产量和群落组成的方法将越来越准确快速。这将有利于我们了解浮游植物与气候变化的对应关系,及在全球碳循环中扮演的角色。解释碳循环在冰期旋回中的作用,已经成为古气候研究的攻关命题,而“硅假说”引出的浮游植物群成分的变化,很可能就是攻关的突破口。寻找浮游植物群成分的替代性标志,已经成为攻关问题的瓶颈。从目前的结果看,有机地球化学的生物标志物最有前景,应当作为重点

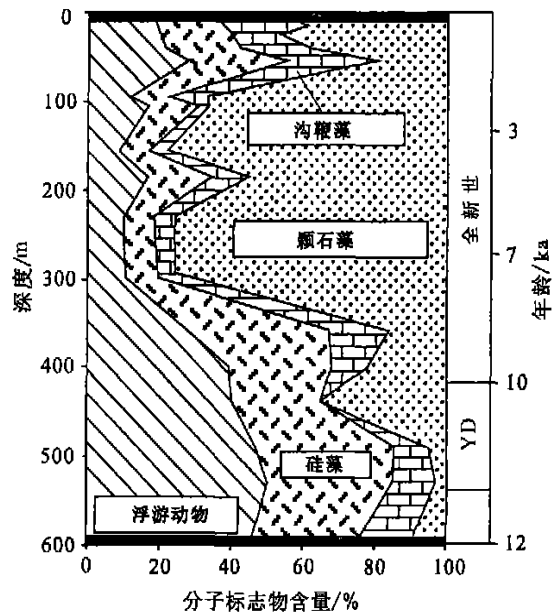


图 3 ODP1002 柱状样过去 12 ka 中浮游植物和浮游动物组成的相对变化 (据文献 [34] 改绘)

Fig. 3 The relative abundance of phytoplanktons and zooplanktons since 12 kaBP in ODP core 1002 (according to reference [34])

加以探索。

参考文献(References)

- [1] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica [J]. *Nature*, 1999, 399: 429—436.
- [2] Watson R T, Rodhe H, et al. Greenhouse gases and aerosols[A]. In Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J, eds, *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 1—40.
- [3] Falkowski P G. The ocean's invisible forest[J]. *Scientific American*, 2002(8): 38—45.
- [4] Sigman D M, Boyle E A. Glacial/interglacial variation in atmospheric carbon dioxide [J]. *Nature*, 2000, 407: 859—869.
- [5] Archer D, Winguth A, Lea D, et al. What caused the glacial/interglacial atmospheric $p\text{CO}_2$ cycles? [J]. *Reviews of Geophysics*, 2000, 38(2): 159—189.
- [6] Harrison K G. Role of increased marine silica input on paleo- $p\text{CO}_2$ levels[J]. *Paleoceanography*, 2000, 15(3): 292—298.
- [7] Martin J H, Coale K, Johnson K, et al. Testing the iron hypothesis in ecosystems of the equatorial Pacific Ocean[J]. *Nature*, 1994, 371: 123—129.
- [8] Boyd P W, Watson A J, Law C S, et al. A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization[J]. *Nature*, 2000, 407: 695—702.
- [9] Tsuda A, Takeda S, Saito H, et al. A mesoscale iron enrichment in the western subarctic Pacific induces large centric diatom bloom[J]. *Science*, 2003, 300: 958—961.
- [10] Nozaki Y, Yamamoto Y. Radium 228 based nitrite fluxes in the eastern Indian Ocean and the South China Sea and a silicon-induced "alkalinity pump" hypothesis[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15(3): 555—568.
- [11] Toggweiler J R. Oceanography: An ultimate limiting nutrient [J]. *Nature*, 1999, 400: 511—512.
- [12] Riebesell U, Zondervan I, Rost B, et al. Reduced calcification in marine plankton in response to increased atmospheric CO_2 [J]. *Nature*, 2000, 407: 364—367.
- [13] Shipe R F, Brzezinski M A, Pilska C, et al. Rhizosolenia mats: An overlooked source of silica production in the open sea[J]. *Limnol. Oceanogr.*, 1999, 44(5): 1 282—1 292.
- [14] Gardner J V, Burckle L H. Upper Pleistocene *Ethmodiscus rex* oozes from the eastern equatorial Atlantic[J]. *Micropaleontology*, 1975, 21(2): 236—242.
- [15] Nelson D M, Treguer P, Brzezinski M A, et al. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9(3): 359—372.
- [16] 焦念志, 杨燕辉. 中国海原绿球藻研究[J]. *科学通报*, 2002, 47(7): 485—491. [JIAO Nian-zhi, YANG Yan-hui. Ecological studies on *Prochlorococcus* in China Seas[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47(7): 485—491.]
- [17] 肖天. 海洋浮游细菌的生态学研究[J]. *地球科学进展*, 2001, 16(1): 60—64. [XIAO Tian. The study on marine bacterioplankton ecology [J]. *Progress in Geography*, 2001, 16(1): 60—64.]
- [18] 高洪峰, 焦念志. 通过藻类色素分析估测海洋浮游植物生物量和群落组成的研究进展[J]. *海洋科学*, 1997, 21(3): 51—54. [GAO Hong-feng, JIAO Nian-zhi. Research progress on marine phytoplankton biomass and community determined from algal pigment analyses[J]. *Marine Sciences*, 1997, 21(3): 51—54.]
- [19] Mackey M D, Mackey D J, Higgins H W, et al. CHEMTAX — A program for estimating class abundances from chemical markers: Application to HPLC measurements of phytoplankton[J]. *Marine Ecology Progress Series*, 1996, 144: 265—283.
- [20] Lochhead V C, Lomas M W, Lethaby P J, et al. Long-term variability of phytoplankton community structure at the Bermuda Atlantic Time-series Study (BATS) site based on pigment analyses using the "CHEMTAX" matrix (Abstract) [A]. Workshop "Pigments as a Tool to Estimate the Biomass of Different Phytoplankton Groups" [C]. Barcelona, 2001. 25.
- [21] Peeken I. Changes in phytoplankton community during the Southern Ocean Iron Fertilisation Experiment "EisenEx 1" based on marker pigments (Abstract) [A]. Workshop "Pigments as a Tool to Estimate the Biomass of Different Phytoplankton Groups" [C]. Barcelona, 2001. 28.
- [22] Ahel M, Terzi S. Pigment signatures of phytoplankton dynamics in the Northern Adriatic [J]. *Croat. Chem. Acta*, 1998, 71: 199—215.
- [23] Suzuki K, Handa N, Kiyosawa H, et al. Temporal and spatial distribution of phytoplankton pigments in the Central Pacific Ocean along 175°E during the boreal summers of 1992 and 1993 [J]. *Journal of Oceanography*, 1997, 53(4): 383—396.
- [24] 盛国英, 张干, 傅家谟, 等. 生物标志物及其古生物与古环境意义 [A]. *分子古生物学原理和方法* [M]. 北京: 科学出版社, 2003. 96—143. [SHENG Guo-ying, ZHANG Gan, FU Jia-mo, et al. Biomarkers and their significance on paleontology and paleoenvironment [A]. *Theory and Method of Molecular Paleontology* [M]. Beijing: Science Press, 2003. 96—143.]
- [25] Chen N, Bianchi T S, McKee B A, et al. Historical trends of hypoxia on the Louisiana shelf: application of pigments as biomarkers [J]. *Org. Geochem.*, 2001, 32(4): 543—561.
- [26] Moldovan J M, Talyzina N M. Biogeochemical evidence for dinoflagellate ancestors in the Early Cambrian [J]. *Science*, 1998, 281: 1 168—1 170.
- [27] Volkman J K, Barrett S M, Blackburn S I, et al. Microalgal biomarkers: A review of recent research developments [J]. *Org. Geochem.*, 1998, 29(5—7): 1 163—1 179.
- [28] Holba A G, Tegelaar E W, Huizinga B J, et al. 24-norcholestanes as age-sensitive molecular fossils [J]. *Geology*, 1998, 26: 783—786.
- [29] Volkman J K, Johns R B, Gillan F T, et al. Microbial lipids of an intertidal sediment-1. Fatty acids and hydrocarbons [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, 44: 1 133—1 143.
- [30] Brassell S C, Eglinton G, Marlowe I T, et al. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment [J]. *Nature*, 1986, 320: 129—133.

- [31] Volkman J K, Barrett S M, Blackburn S I. Eustigmatophyte microalgae are potential source of C_{29} sterols, C_{22} — C_{28} *n*-alcohols and C_{28} — C_{32} *n*-alkyl diols in freshwater environments [J]. *Org. Geochem.*, 1999, 30(5): 307—318.
- [32] Volkman J K, Barrett S M, Dunstan G A, et al. C_{30} — C_{32} alkyl diols and unsaturated alcohols in microalgae of the class Eustigmatophyceae [J]. *Org. Geochem.*, 1992, 18(1): 131—138.
- [33] Sicre M A, Terrois Y, Paterne M, et al. Biomarkers stratigraphic records over the last 150 kyrs off the NW African coast [J]. *Org. Geochem.*, 2000, 31(6): 577—588.
- [34] Werne J P, Høllander D J, Lyons T W, et al. Climate-induced variations in productivity and planktonic ecosystem structure from the Younger Dryas to Holocene in the Cariaco Basin, Venezuela [J]. *Paleoceanography*, 2000, 15(1): 19—29.
- [35] Hu J, Peng P, Jia G, et al. Biological markers and their carbon isotopes as an approach to the paleoenvironmental reconstruction of Nansha area, South China Sea, during the last 30 ka [J]. *Org. Geochem.*, 2002, 33(10): 197—204.
- [36] Haven H L, Baas M, Koo M, et al. Late Quaternary Mediterranean sapropels. III: Assessment of source input and paleotemperature as derived from biological markers [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, 51(4): 803—810.
- [37] Madureira L A S, van Krevelend S A, Eglinton G, et al. Late Quaternary high-resolution biomarker and other sedimentary climate proxies in a northeast Atlantic core [J]. *Paleoceanography*, 1997, 12(2): 255—269.
- [38] Hinrichs K U, Schneider R R, Muller P J, et al. A biomarker perspective on productivity variations in two Late Quaternary sediment sections from the Southeast Atlantic Ocean [J]. *Org. Geochem.*, 1999, 30(5): 341—366.
- [39] Volkman J K, Barrett S M, Blackburn S I, et al. Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: implications for studies of paleoclimate [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, 59(3): 513—520.
- [40] Hamm C, Reigstad M, Riser W C, et al. On the trophic fate of *Phaeocystis pouchetii*. VII. Sterols and fatty acids reveal sedimentation of *P. pouchetii*-derived organic matter via krill fecal strings [J]. *Marine Ecology Progress Series*, 2001, 209(1): 55—69.
- [41] Madureira L A S, Conte M H, Eglinton G. Early diagenesis of lipid biomarker compounds in North Atlantic sediments [J]. *Paleoceanography*, 1995, 10(3): 627—642.

MARINE “BIO-PUMPS”: BIOMARKERS OF MARINE PHYTOPLANKTON

LI Li, WANG Pin-xian

(MOE Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: Marine phytoplanktons (marine “bio-pumps”) bear half of the photosynthesis in the earth and play an important role in modulating the CO_2 concentration and global carbon cycle. The transition from the “iron hypothesis” to “silica hypothesis” reflects the responds and feedbacks of the “bio-pumps”, especially different marine phytoplanktons to the past climate changes. Different biomarkers produced by different phytoplanktons can be used to reconstruct marine phytoplankton community set-ups. For examples, fucoxanthin and C_{28} -sterols are mainly from Bacillariophyceae, whereas 19-Hexanoyloxyfucoxanthin and C_{37} - C_{39} alketones are mainly from Haptophyceae. Special pigments in the water and lipids in the sediments have been successfully used to reconstruct the phytoplankton biomass and communities. Although the relationship between the phytoplanktons and the biomarkers needs much improvement, it is still proved a fast and efficient method compared with other methods and will have an important prospect in the future marine detection and paleoclimate research.

Key words: marine “bio-pumps”; carbon cycle; paleoclimate; biomarker