

末次冰期大气中 CO₂ 含量的变化及其海洋因素

CHANGES IN ATMOSPHERIC CO₂ AND ITS OCEAN FACTORS DURING THE LAST GLACIAL MAXIMUM PERIOD

刘敬圃

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

众所周知,大气中 CO₂ 的浓度的变化直接影响着全球气候的变化。近些年来,地球的温室效应引起了众多的科学家以及政府首脑的普遍关注。我们知道,作为温室气体之一的 CO₂,对于全球温度及环境的变化起了比较重要的作用,而且就目前的种种迹象表明,地球正在逐渐变暖。温室效应正在发挥作用,极地冰川在融化,山地冰雪在消融,海平面在上升,环境在恶化。气候模拟显示,如果下世纪 CO₂ 含量增加一倍的话,全球气温将上升 1.5 至 4.5℃^[3],而在高纬度的地区可能变得更暖。通过对最近极地冰盖的跟踪分析,从末次冰期到全新世,随着全球的变暖,大气中 CO₂ 的含量也由 200×10⁻⁶m 增加到 280×10⁻⁶m^[4~6]。而在这一变化过程中,冰川大量融化,海平面上升了 100 多米,全球的气候及环境发生了巨大的变化。

大气中 CO₂ 的浓度是否一直在增加?是否气温也在相应地升高?全球的环境会发生哪些变化等一系列问题及相关机制,都需要进一步的研究。但有一点是十分清楚的,自末次冰期以来,从所记录到的资料中(冰岩芯、海底沉积物、树木年轮、珊瑚等)认识到:大气中 CO₂ 含量大大增加了。全球气温发生了很大变化,海平面也发生了大幅度的升降波动。因此,了解和掌握这些变化过程及其相应的机制以及对环境所造成的后果,对于我们预测未来几十年、几百年的环境变化具有重要的意义。本文将对末次冰期大气中 CO₂ 含量的变化及其相应的环境演变作分析研究。

南极的冰岩芯记录表明,在过去的 160 000a 间,大气 CO₂ 含量的变化与全球温度变化成正比。在上次间冰期时大气中 CO₂ 含量高达 300×10⁻⁶m,而在末次冰期最盛时期,CO₂ 含量降低到 200×10⁻⁶m 左右,年平均气温低于现代 10~12℃ 以上,而且空气的干燥度大大高于现代,年降雨量不到现今的一半。全球环境发生了重大变化,世界范围的大冰川发育,全球受第四纪冰川作用的面积达 44×10⁶km²,占全球陆地总面积的 29%,而现代冰川仅为 11%。位于海洋性气候区的欧洲和北美,温度低、湿度大,有利于大冰川的形成和发育,如北美

的劳伦泰德大冰原,欧洲的斯坎地维亚冰原。在大陆性气候控制的亚洲大陆北部,气温虽然低,但湿度小,外加上青藏高原隆起的作用,不利于冰川的形成和发育。又因反气旋强盛,温度低,降雨少,古冬季风力作用占优势,冰川不发育而形成大面积的沙漠和黄土,即现代中纬度地区干燥的沙漠黄土带。^[1]多年冻土带向南推进,热带雨林面积大大减少。

自上次间冰期大气中 CO₂ 的含量 300×10⁻⁶m 降低到末次冰期的 200×10⁻⁶m,如此之多的 CO₂ 到哪里去了呢?由以上分析可知:末次冰期时,陆地上的热带雨林及植被覆盖大量减少,靠陆生植物的光合作用所吸收的 CO₂ 是十分有限的,况且占全球仅 30% 的陆地还大部分被冰雪所覆盖。这就使我们不得不考虑面积占 70% 的海洋性因素及其他因素。尽管当时海洋的面积也相对缩小了,各大洋的相互交流也大大减弱并发生了重大改变。但是,来自古海洋学的各项研究表明,海洋确实在其中起了至关重要的调节作用。

1980 年,Delmas 等人通过对格陵兰、南极等地的冰岩芯记录研究发现,末次冰期最冷时期(18 000a 左右),大气中 CO₂ 的含量(0.016%)是今天含量(0.033%)的一半^[5]。众多的资料数据表明,地质时期内大气中 CO₂ 确实发生过多次巨大的变化,由深海岩芯进一步确定,CO₂ 含量的变化先于全球冰盖范围的变化。如果说,据米柯兰维奇理论,地球轨道参数的变化是引起冰期-间冰期气候变化的最终原因的话,那么大气中 CO₂ 含量的变化将是其中间媒介之一^[7]。这对于大尺度的全球环境的变化问题的研究意义重大。

海洋对 CO₂ 的影响作用是由海洋的物理、化学状态,海洋环流以及海-气交换的过程等因素决定的。大气中 CO₂ 与大洋水之间不断进行着 CO₂, HCO₃⁻, CO₃²⁻ 的交换,使得大洋成为全球巨大的碳的储备库。大洋中的含碳量约为大气中的 60 倍^[2]。海洋碳循环(图 1)的变化会对大气造成巨大影响。冰岩芯的记录表明这种情况在过去的地质历史时期的确发生过(图 2)^[8]。据 Broecker^[9]与 Neftel 1982 年的研究表明,冰期时大气中的 CO₂

的含量变化主要集中于大洋的表层水体所发生的系列反应。经计算,末次冰期海水中 PO_4 平均含量为 $3.1 \text{ nl}/1\ 000\text{g}$, 而在全新世时期降为 $2.2 \text{ nl}/1\ 000\text{g}$ 。冰期时,由于海水中的磷、氮富集,使得大量生物繁殖增加,大洋中生物建造机体与骨骼时吸收了大量 CO_2 。另外,洋流循环加快,沿岸上升流加强,水体富含营养,生物量猛增,水体中的浮游 CO_2 含量大幅度减少,使得大气中 CO_2 的含量也相应减少。当间冰期开始时,温度升高,冰川融化,海平面上升,大量富含有机物的沉积物留在深海,大洋中的 PO_4 的含量大幅度降低,生物的含量骤减,大气中 CO_2 的含量逐渐回升。这种变动在深海生物沉积物的沉积速率的变化中得到佐证。冰期时,平均沉积速率约 $2 \text{ cm}/1000\text{a}$, 间冰期时仅为 $1.5 \text{ cm}/1000\text{a}$ (9)。因此,大气中 CO_2 含量的变化,不仅指示气候的变动,也标志

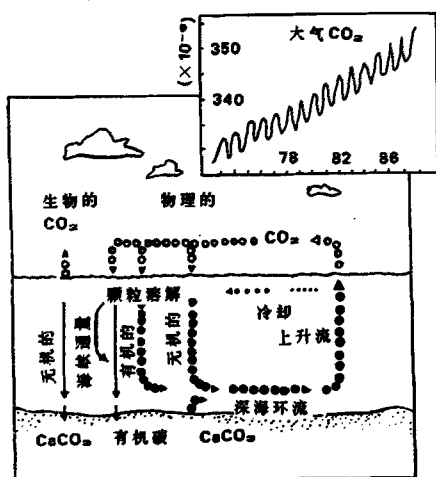


图1 生物和物理 CO_2 “泵”从表层海水中带走 CO_2 , 从而提供了海洋 C 循环的主要驱动力

海洋吸收了全球大约 2/3 的碳,而在冰期时,大量的 CO_2 集中于海洋中。另外,当时的多风和干旱环境造成大气粉尘含量在冰期时的增加,海气界面上的大气气溶胶的增加使 CO_2 向海洋的沉降增加。同时海洋在冰期时也接受了大量大气陆源风尘沉积物及生物有机沉积物。Berner 等人(1983)曾利用碳酸岩——硅酸岩的地球化学方法以及火山喷发等来解释这种大幅度的变化^[11]。

冰期之后,气候逐渐向冰后期转化,大气中 CO_2 也相应逐渐增加。当新仙女木事件发生时,大部分的冰川停止消融,有的还增长扩大,据格陵兰 $\delta^{18}O$ 研究发现,在这一快速而短暂的气候变化中,大气中 CO_2 浓度降低了约 $50 \times 10^{-6} \text{ m}^{[12]}$ 。之后,随着温度的几次波动,大气中 CO_2 的含量出现过几次小幅度的变动。值得注意的是近

1995 年第 1 期

着大洋生物量及有机沉积物沉积速率的变化。

Broecker(1982)研究利用不同时期的浮游有孔虫与底栖有孔虫 $\delta^{13}C$ 值之间的差值($\Delta\delta^{13}C$)间接地表征大气 CO_2 含量的变化。当表层水中 CO_2 含量减少时, $\delta^{13}C$ 的值相应增大,但大洋深水中 $\delta^{13}C$ 值一般保持稳定不变,所以,由不同深度的有孔虫壳体 $\Delta\delta^{13}C$ 的值可作为大气中 CO_2 含量变化的标志。Shackleton 等(1983)发现了 $\Delta\delta^{13}C$ 曲线在冰期时升高,在间冰期时下降的趋势^[10]。Neftel 等人研究了几万年大气中 CO_2 含量变化范围,也反映了有孔虫 $\Delta\delta^{13}C$ 值与大气中 CO_2 含量的变化关系。这些结论同过去根据冰期岩芯中的气泡的估计值是相符的。同样,这些变化与深海中不同时期“CCD”的变化也是一致的。

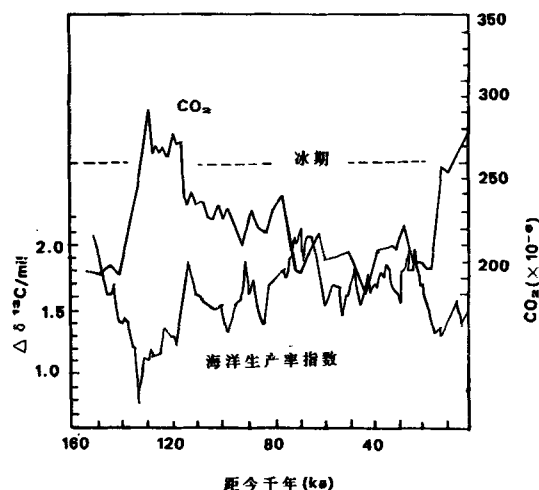


图2 过去 160 000a 大气中 CO_2 含量的变化与海洋中浮游植物生产率的 C 同位素指标密切相关 200 a 来的大气中 CO_2 含量呈现逐渐增加的趋势,以温室气体的效应对全球环境进行着影响。人类的活动(利用化石燃料、破坏森林等)更进一步加剧了这种效应对环境的影响。另外,多年冻土及冰川的伸缩扩张也对 CO_2 的吸放产生了影响。

存在的问题:

1. CO_2 与气候间的相互作用影响的机制是什么? 是环境变化引起 CO_2 的增加呢? 还是 CO_2 等温室气体引起气温变化?

2. 末次冰期盛时 CO_2 的减少与黄土中大量的钙质结核以及富集深海的碳酸岩的形成是否也是密不可分的呢?

从以上分析可知,海洋作为一个大气中 CO_2 及全球碳通量循环的重要储备库,为我们研究未来全球变化提

供了宝贵的资料。因此,在对过去全球变化的研究中,我们要十分重视海洋对全球变化的影响因素,尤其是自末次冰期以来的海洋性变动(海平面变化、黑潮及沿岸流、碳通量循环、陆架的沉积环境、古季风及台风的变迁、陆海相互作用等)。

参考文献

- [1] 李克让主编,中国气候变化及其影响。海洋出版社,7~32。
- [2] 同济大学海洋地质系编著,古海洋学概论。同济大学出版社,99~100。
- [3] National Research Council, 1983. *Changing Climate. Carbon-Dioxide Assessment Committee, National Academy Press, Washington, D. C. .496.*
- [4] Berner, W. H. Oeschger, and B. Stauffer, 1980. *Radiocarbon* 22; 227-235.
- [5] Delmas, R. J. , J. M. Ascenico, and M. Legrand. 1980. *Nature* 284; 155-157.
- [6] Neft, A. , H. Oeschger, J. Schwander, B. Stauffer, and R. Zumbunn, 1982. *Nature* 295; 220-223.
- [7] Kerr, R. A. , 1984. *Science* 223; 1 053-1 054.
- [8] Swedish National Committee for IGBP, 1991, Swedish Contributions to IGBP and WCRP, The Royal Swedish Academy of Sciences.
- [9] Broecker, W. S. 1982, *Prog. Oceanog* 11; 151-197.
- [10] Shackleton, N. J. *et al.* , 1983. *Nature* 306; 319-322.
- [11] Berner, R. A. , A. C. Lasaga, and R. M. Garrels, 1983. *Am. J. Sci.* 283; 641-683.
- [12] Harvey, L. D. D. , 1989. *Quaternary Science Review* 8; 137-149.