

海洋在 CO₂ 增暖事件中的作用 *

张学洪

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文以海洋在 CO₂ 引起的增暖事件中的作用为线索, 评介了近几年来国外利用大洋环流模式和海 - 气耦合模式所进行的若干研究工作, 其中包括海洋对大气热异常的响应, 海洋热输送作用对模式气候敏感性的影响, 热异常向海洋中渗透的物理机制, 和海 - 气耦合模式对 CO₂ 增加的平衡响应, 以及对于 CO₂ 突然增加和逐渐增加的两类迁延响应的差异。

关键词: CO₂ 增暖效应; 大气 - 海洋耦合模式; 气候敏感性; 海洋响应。

一、引 言

海洋和大气之间通过海 - 气界面上动量、热量和水质量的交换而相互作用, 因此, 大气中 CO₂ 浓度增加所引起的增暖效应, 不仅要受到大气中各种反馈过程的影响, 而且会引起大洋环流的变化, 并受到由此而产生的反馈过程的制约。

海洋上层三米的热容量相当于整个大气的热容量, 因此, 海洋对于气候变化可能有巨大的缓冲作用, 按照 Bryan^[1] 等人的看法, 气候系统变化的速率依赖于大气中产生的热异常向海洋渗透的速度有多快。这里有两种极端情况, 一种是根本没有热量向海洋渗透, 那么在几年之内大气就可以对 CO₂ 增加产生完全的响应; 另一种是热异常完全混合进入整个海洋 (即热异常已到达海底), 这样, 即使对于 CO₂ 突然增加只达到部分响应也需要几个世纪。对瞬变示踪物质氡和 ¹⁴C 的研究表明海洋中垂直混合的强度介于上述两种极端情况之间, 海表属性混合到主斜温层的时间尺度是几十年, 但在这样的时间尺度上只有一小部分表层水到达深海。

本文主要介绍国外利用三维数值模式 (单纯的海洋模式或海 - 气耦合模式) 所作的一些典型试验, 从数值模拟的角度来揭示海洋在 CO₂ 引起的增暖事件中的作用。

二、海洋对全球表面温度异常的响应

Bryan 等^[2] 利用单一的大洋模式来模拟海表热异常的传播及其对温盐环流的影响, 计算区域为全球, 海洋的几何特点比较真实, 模式初条件是用规定的表面温度、盐度和风应力所得到的平衡解。表面边界条件是

$$Q = \mu \rho C_p (\theta^* - \theta) \Delta Z$$
$$P - E = -\mu (S^* - S) \Delta Z / S_0$$

1989 年 9 月 29 日收到, 1990 年 2 月 7 日收到修改稿。

* 国家自然科学基金资助项目

其中 ΔZ 是表层厚度, $S_0 = 35 \text{‰}$, $\mu^{-1} = 30$ 天, 温度和盐度的表面参考值 θ^* 和 S^* 取自 Levitus (1982) 的资料, 但沿南极大陆的 S^* 被人为地加大 (相当于大陆架的盐水而不是海表盐水), 这是为了模拟出海冰的形成, 改变 θ^* 的值就相当于在海表加进热异常。

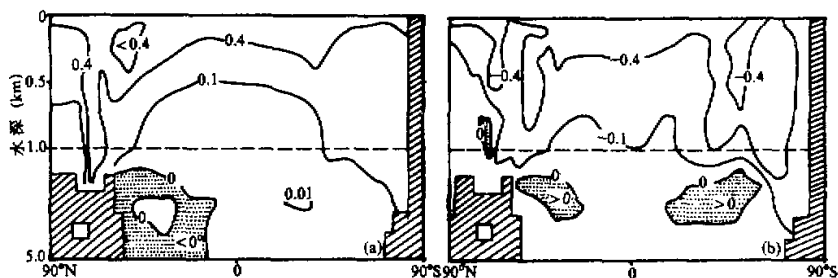


图1 模式的纬圈平均位温场对 $+0.5^\circ\text{C}$ (a) 和 -0.5°C (b) 表面热异常的响应^[2]

$+0.5^\circ\text{C}$ 和 -0.5°C 的表面热异常在积分 50 年之后的穿透情况见图1. 这两种情况下最大的穿透都发生在高纬度, 那里较弱的层结提供了一个热异常向下传播的通道. 高纬地区垂直热输送的主要机制是对流, 而对流对于表面加热或冷却的微小变化都极为敏感。

$+0.5^\circ\text{C}$ 和 -0.5°C 情形的一个明显不同是海表温度结构: 前者增温, 后者降冷. 另外, 前者在赤道地区的穿透相对较弱, 而后者穿透则深得多. 利用模拟的经圈环流可对此作一个大致的解释. 总的看来, $+0.5^\circ\text{C}$ 的热异常使经圈环流减弱, 而 -0.5°C 的热异常使之加强, 而且, 后者加强的程度超过前者减弱的程度. $+0.5^\circ\text{C}$ 的异常引起的变化为 $1-3\text{Mt/s}$, 大约是未扰环流的 $10-30\%$; 负异常情况下在 50°S 1km 深处有一个很强的环流, 对水平温度和速度的分析表明, 它主要局限于南美附近的南太平洋. 和负异常情况不同, 正异常情形下赤道地区的温度异常等值线向上弯曲, 这可能是由于赤道上翻区的差别引起的. 负异常情形上翻加强产生降冷, 使得负异常的下传更加有效。

三、海洋热输送对海—气耦合模式气候敏感性的影响

对于大气—海洋耦合模式来说, 由于海洋的热惯性很大, 即使经过一千年甚至更长一些时间, 也不可能达到平衡态. 因此, 虽然用加速收敛方法可以得到模式海洋对 CO₂ 增加的平衡响应, 但更有意义的乃是它经历的长时期演变过程——称之为“迁延”响应过程。

Bryan 等^[3] 以及 Spelman 等^[4] 利用一个耦合的大气—海洋模式 (其范围相当于北半球), 先对正常的 CO₂ 含量积分到一个平衡态, 然后将 CO₂ 浓度突然增加到四倍, 用同步方式进行长时间积分, 所得到的时间演变过程称为“第一类迁延响应”. 为了将迁延响应和平衡响应 (这只能用非同步积分方法得到) 加以比较, 定义了一个温度的百分比响应

$$R \equiv \frac{T - T_0}{T_\infty - T_0}$$

式中 T 是按面积平均的温度, T_0 是其初始平衡值, T_∞ 是其“最终”平衡值. 图 2 是海洋和陆地表面纬圈平均气温 R 值的纬度-时间分布. 开始时热带响应比高纬度快 (尤其是海表气温), 大约经过 10 年 (陆地表面) 和 25 年 (海洋表面) 后, R 值在各个纬度上都达到了 60%, 此后则呈缓慢增长趋势.

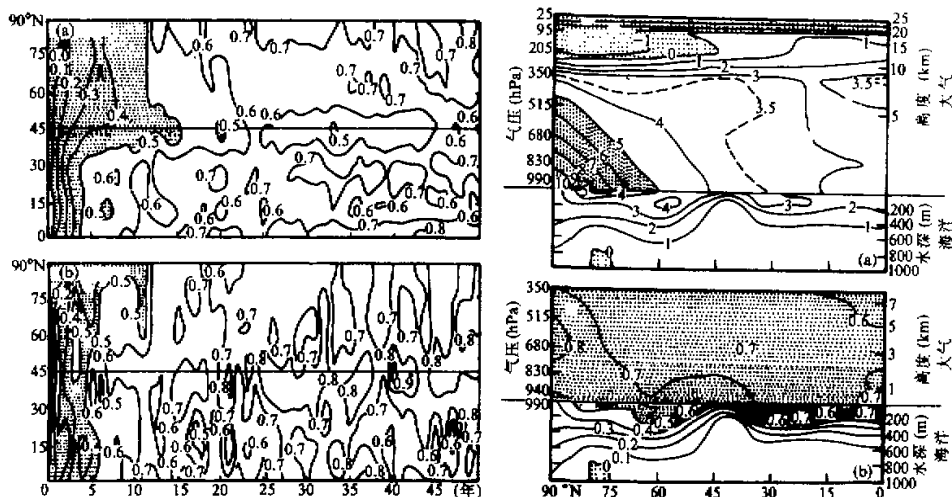


图 2 纬圈平均的海表气温 (a) 和陆地气温 (b) 图 3 海-气耦合模式第一类迁延响应试验第 25 年百分比响应的纬度-时间分布^[4]
(a) 与初始温度之差; (b) 百分比响应 R ^[4]

如果把 30—50 年之间的 R 值加以平均, 那么陆地表面和海洋表面的百分比响应分别是 0.75 和 0.67.

图 3 是第 25 年纬圈平均的大气和上层海洋 (1000m) 温度变化的垂直和纬向分布. 在整个对流层中 R 值随纬度变化很小, 在浅薄的海洋表层 (除极地外) R 值的纬向变化也很小. 极地的冰阻断了大气强增温对海洋的影响, 在海冰边缘 (约为 75°), 海温增加只限于浅表层, 这是因为“盐跃” (halocline) 产生的稳定层结使表层水和深层水隔绝的缘故. 由于海冰和盐跃层的影响, 使高纬地区大气同热容量很大的深海几乎不相耦合——大气增温很大, 而海洋次表层温度增加很少, R 值随水深增加而迅速减小, 只有 60° 附近热异常穿透较深一些 (20° — 30° 之间的穿透也相对较深一些). 总之, 大气和海洋表层的迁延响应是和平衡响应相似的, 而深海则非常不同. 这意味着积分了 25 年之后热异常尚未穿透到深海, 而主要影响到海洋表层.

和迁延响应不同, 在平衡响应中, 深海增温达 7.5°C , 相当于 65° — 70° 海洋表层的最大增温, 而且整个深海的平均增温明显高于表层的平均增温. 海表低纬度地区增温最小, 75° 附近增温最大, 但由于盐跃层作用它只限于非常浅薄的一层, 不直接影响深海 (图略).

四、海-气耦合模式模拟结果的分析

Schlesinger 等^[5] 对 OSU 海-气耦合模式 (和 Bryan 等所用的模式不同, 这个模

式包含了实际的地理分布、陆地和海底地形、太阳辐射的年循环和云-辐射相互作用)模拟结果的分析表明,全球温度变化过程首先是大气迅速增暖,接着是海洋和大气的缓慢增暖。这个模式积分了 20 年,海温随时间的变化见图 4。以后又用一个一维的气候/海洋模式积分了 200 年,得到的平衡温度变化是 2.82℃。对迁延响应的分析表明,海表达到平衡温度响应 $(1-1/e)$ 倍的时间大约是 75 年,而气温达到平衡温度响应 $(1-1/e)$ 倍的时间大约是 50 年。

OSU 的海-气耦合模式给出的海洋表面增暖是从热带向两半球中纬度增加的,而且在副热带和中纬度比在赤道地区向下穿透的深度大。从海洋动力学的观点来看,应该提出这样一个基本问题: CO₂ 引起的增暖是通过什么途径和哪些物理过程向海洋中渗透的?

为回答这个问题,对模拟的第 12 年全球的和纬圈平均的热通量(包括经向平流和扩散,垂直平流和扩散,以及对流热通量)进行了分析,并同 GFDL 模式的第 20—30 年的结果(Bryan 和 Spelman^[6])作了对比。

全球分析表明,由于 CO₂ 加倍,海洋获得的热量约为 3W/m²,相当于整个海洋每年增温 0.005℃。不过这种增暖首先从海表开始,逐渐渗透到海洋内部。到第 20 年末的增温情况是: 0—50m: 1.2℃, 50—250m: 0.9℃, 250—750m: 0.5℃, 750—1550m: 0.1℃, 1550m 以下增暖为 0。可以看出,存在着一个全球平均的净的向下的热通量,这主要是由于对流的作用。

OSU 模式和 GFDL 模式的全球平均热输送状况有许多相似之处(虽然 GFDL 的 4×CO₂ 试验以及 OSU 的 1×CO₂ 和 2×CO₂ 试验均未达到平衡),特别, CO₂ 增加引起的热通量是向下的,而且其中对流输送起到了主要作用,这一点甚至在定量上两个模式也是一致的。

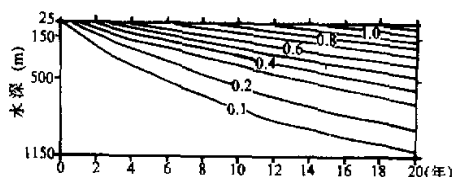


图 4 CO₂ 增加时海温随水深和时间演变^[5]
(单位:℃)

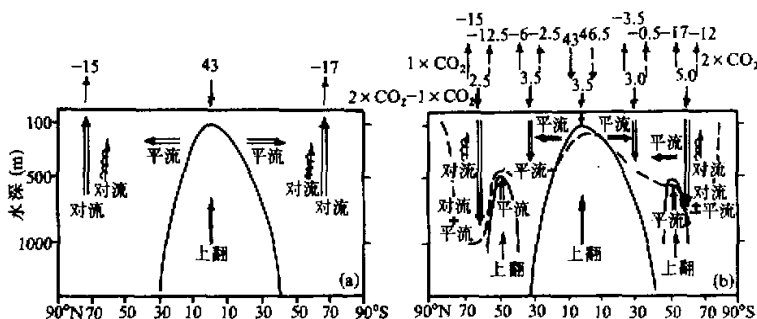


图 5 正常情况下的热输送过程(a)和 CO₂ 加倍引起的加热途径(b)^[5] (单位: W/m²)

纬圈平均的热收支分析也表明, CO₂ 诱发的海洋增暖主要是通过向下的热输送产生

的, 经向热通量只是第二位的, 图 5 是热量向海洋穿透的一个示意图. 在海洋表面, CO_2 产生的加热处处都是进入海洋的, 不过它随纬度的分布不均匀, 最大加热产生在 60°N 、 35°N 、 0° 、 40°S 和 60°S 附近. 由于冷水上翻的作用, 这种加热在热带向下穿透的深度最小. 由于质量守恒的约束, 在赤道上翻区的两侧的洋流是指向极地的, 它们把一部分 CO_2 引起的热带海洋加热向极地方向输送, 到副热带地区又被下沉流向下输送. 由于两半球西风带和赤道东风带的驱动, 副热带地区海流是反气旋性的, 摩擦作用使得洋流向反气旋性涡流的中心流动 (Ekman 输送过程), 质量守恒要求产生下沉运动. 正是这种下沉流使得从热带海表输送来的热量进入副热带海洋的内部, 这就是 Charney 提出的向下热输送的机理. Charney 认为只考虑这种发生在混合层海洋中的过程就可以使得气候系统的平衡响应被推迟. 然而, 海-气耦合模拟的结果表明, CO_2 引起的海表加热在两半球的高纬度比其它地方向海洋的穿透深得多.

在高纬地区, 受到抑制的对流过程对于 CO_2 引起的加热向海洋的穿透起了重要作用. 在正常的 CO_2 浓度下, 海洋在热带地区从大气获得热量, 又在高纬地区将热量还给大气, 后者正是通过对流过程与海表冷却的平衡来实现的. 可是, 当 CO_2 浓度增加时, 高纬地区海表增暖使海洋层结不稳定性减弱, 从而减少了对流翻腾的强度. 这样就减少了海洋在高纬度把热量还给大气的能力, 或者换句话说, 增加了全球海洋捕获热量的能力.

五、第二类迁延响应

Washington 和 Meehl^[7] 利用 NCAR 的九层大气环流模式和四层大洋环流 (包括热力学海冰) 模式以同步方式互相耦合研究了海-气耦合系统对 CO_2 突然加倍和逐渐增加的迁延响应. 为了将 CO_2 浓度突然增加和逐渐增加这两种情况加以区别, 我们称海洋对后者的响应为“第二类迁延响应”.

先将海洋模式用观测的大气强迫积分约 50 年, 其中第一年用观测的随纬度分布的温度和盐度分布来强迫, 这种人为的强迫减少了从带状温、盐分布到大体同观测一致的分布所要求的时间. 同时, 九层大气模式先同个厚 50m 的混合层模式耦合, 积分 15 年; 然后将九层大气模式和四层大洋 (包括海冰) 模式耦合, 在正常 CO_2 浓度下积分 16 年. 大气模式提供给海洋的是年平均风应力 (在模式的底层上)、降水与蒸发之差以及向下的净热通量; 海洋提供大气的是年平均海表温度和海冰范围. 大气模式 (时间步长 40 分钟) 和海洋模式 (时间步长 30 分钟) 之间的这种相互作用每天进行一次. 在 16 年积分过程中, 海洋的扩散系数有几次调整.

最后, 再用耦合模式分别对 $1 \times \text{CO}_2$ 、 $2 \times \text{CO}_2$ 和 CO_2 浓度以每年 1% 的速率线性增加这三种情况分别积分 30 年, 得到控制试验、第一类迁延响应和第二类迁延响应. 在这过程中, 海洋的扩散系数不再改变.

在第 30 年末, $2 \times \text{CO}_2$ 试验中全球平均的地面气温增加了 1.6°C , 而 CO_2 逐渐增加的试验 (到第 30 年 CO_2 含量从 330ppm 增加到 429ppm) 的增温是 0.7°C .

同先前的用 50m 深的混合层海洋模式所得到的结果 (平衡增暖是 3.5°C) 相比, 耦合模式的敏感性偏低, 这与海温和海冰模拟的误差有关. 气候系统对于 CO_2 加倍的实际敏感性可能介于二者之间.

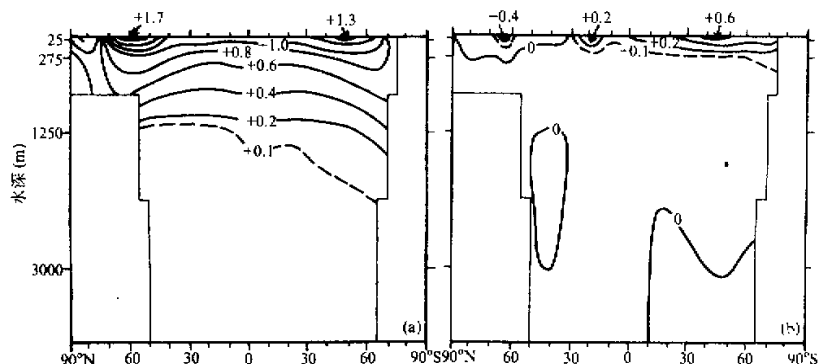


图6 第一类迁延响应(a)和第二类迁延响应(b)第26—30年平均的海洋增温状况(单位: $^{\circ}\text{C}$)^[1]

海洋的大部分增暖限于水深1250m以内,而最大增暖则在海表 50°S — 60°N 之间($2\times\text{CO}_2$ 试验第26—30年平均状况见图6a).第二类迁延响应的第26—30年平均的海洋增暖甚至只限于上层275m以内(见图6b),增暖范围和幅度比 $2\times\text{CO}_2$ 试验第6—10年的平均状况还小。 $2\times\text{CO}_2$ 试验结果,两半球高纬度盐度降低,副热带盐度升高。高纬度地区暖而淡的表层海水使层结变稳并且削弱了温盐环流,使得响应可在较短的时间内达到较深的海洋中。

虽然第二类和第一类迁延响应有许多相似之外,但也有明显的区别,以海温变化为例,第二类迁延响应的增温仅限于上层海洋的一个薄层内,而且从 30°N 以北都是相对较冷的,最大降冷为 -0.4°C ,在 65°N 附近。这可能同大气—海洋—海冰系统对于 CO_2 浓度逐渐增加的调整过程有关。

当 CO_2 缓慢增加时,它给予气候系统的是一个长时间尺度的连续演变的强迫。结果气候系统中不同时间尺度运动之间可能产生重要的非线性作用。因此,了解 CO_2 引起的气候变化不能完全依靠从 CO_2 突然加倍试验给出的信息。

六、小 结

(1) 数值试验的结果表明, CO_2 增加所引起的地面—对流层大气的热异常不仅可以进入海表,而且可以向斜温层乃至深海缓慢渗透,因此海洋可以延缓 CO_2 增加所诱发的大气增暖过程。由于南半球海洋面积远大于陆地面积,特别是南极绕极环流的存在,这种延缓作用就更为显著(详见文献[1])。

(2) 在热带和中纬度地区,热异常主要是通过大气对海洋的直接加热作用、上层海洋中的Ekman输送过程以及有关的环流向海洋中渗透的;在高纬度(不包括海冰区)则不同,大气热异常主要通过抑制海洋中的对流翻腾过程使得海洋从大气捕获热量的能力得到增强。这样,热异常在高纬地面往往渗透得更深。

(3) 由于计算机能力的限制,早期的数值模拟研究只着眼于大气—海洋系统对 CO_2 浓度增加的“平衡响应”,因而不能给出关于增暖事件的时间尺度估计;第一类“迁延”响应考虑了增暖的过程,不过,由于这类试验中 CO_2 浓度还是“突然”增加的,所以也

会夸大增暖的速率;随着计算能力的提高,已经有可能进行第二类“迁延”响应试验(其中 CO_2 浓度是逐渐增加的),由于长时期连续演变的强迫可能引起气候系统中不同时间尺度的过程之间产生非线性相互作用,这种方法看来更为合理。

(4)应当指出,和大气环流模式不同,现有的大洋环流模式中存在的 uncertainty 还远未被揭示出来,这同观测资料的贫乏和模式发展的不充分是密切有关的。因此,本文提及的海洋在 CO_2 引起的增暖事件中的作用,只是就现有模式的试验结果而言的。为了对 CO_2 增加引起的气候变化(特别是这种变化的时间尺度)给出更可靠的估计,进一步发展大洋环流数值模式无疑是未来研究工作的主要任务之一。

参 考 文 献

- [1] Bryan, K., S. Manabe, and M. J. Spelman, 1988, Interhemispheric asymmetry in the transient response of a coupled ocean-atmosphere model to a CO_2 forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 851—867.
- [2] Bryan, K., F. G. Komro, and C. Rooth, 1984, The ocean's transient response to global surface temperature anomalies, in: *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophys. Monogr., 29, Maurice Ewing Vol. 5, edited by J. E. Hansen and T. Takahashi, pp. 29—38, AGU, Washington, D. C., 1984.
- [3] Bryan, K., F. G. Komro, S. Manabe and M. J. Spelman, 1982, Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide, *Science*, **215**, No. 4528, 56—58.
- [4] Spelman, M. J. and S. Manabe, 1984, Influence of Oceanic Heat Transport Upon the Sensitivity of a model climate, *J. Geophys. Res.*, **89**, 571—586.
- [5] Schlesinger, M., and X. Jiang, 1988, The transport of CO_2 -induced warming in to the ocean: an analysis of simulations by the OSU coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Climate Dynamics*, **3**, 1, 1—18.
- [6] Bryan, K. and M. J. Spelman, 1985, The ocean's response to a CO_2 induced warming, *J. Geophys. Res.*, **90**, E6, 11679—11688.
- [7] Washington, W. M., and G. A. Meehl., 1989, Climate sensitivity due to increased CO_2 : experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model, *Climate Dynamics*, **4**, 1, 1—38.