

热带太平洋表面水中 CO_2 对 El Niño 事件响应的数值模拟

邢如楠

王彰贵

(中国气象局培训中心, 北京, 100081)

(国家海洋环境预报中心, 北京, 100081)

摘要

文中用一个带生物泵的三维全球海洋碳循环模式模拟了热带太平洋表面水中 CO_2 总量 (T_{CO_2}) 在 El Niño 和 La Niña 事件期间的变化。试验结果表明, 西北太平洋 ($0 \sim 20^\circ \text{N}$, $120 \sim 150^\circ \text{E}$) 和赤道中东太平洋 ($10^\circ \text{S} \sim 10^\circ \text{N}$, $150^\circ \text{E} \sim 90^\circ \text{W}$) 两个海区在 El Niño 事件期间表面水 T_{CO_2} 和海气分压差 (P_{CO_2}) 的变化十分显著。El Niño 期间, 西北太平洋 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都增加; 赤道中东太平洋 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都减少; La Niña 期间, 它们的变化与 El Niño 期间相反。模拟的 El Niño 期间热带太平洋表面水中 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 的变化趋势与观测事实吻合得较好。

关键词: CO_2 , El Niño, 数值模拟, La Niña

1 引言

海洋是一个巨大的碳库, 其总体是大气 CO_2 的汇, 每年吸收大气中 CO_2 的数量约为 $1 \times 10^{12} \sim 3 \times 10^{12}$ kg 碳, 海洋吸收大气中碳的量约占由于燃烧石化燃料排放到大气中 CO_2 量的 40% ~ 50%。正是由于海洋对大气中 CO_2 的吸收作用, 大大减缓了由于大气中温室气体增加引起的全球气候变暖的趋势。热带海洋是一个大气 CO_2 的源区, 特别是在赤道东太平洋, 而西太平洋区则是一个弱的源区^[1]。在海气界面上, 海洋 CO_2 分压与大气 CO_2 分压的差, 即海气分压差 (P_{CO_2}) 的变化影响着海洋对大气 CO_2 的吸收以及大气中 CO_2 的含量。研究表明, 大气中 CO_2 浓度的变化与 ENSO 事件有关^[2-5], 虽然不完全清楚大气中 CO_2 浓度是如何随 ENSO 事件变化的, 但赤道太平洋海气界面上 CO_2 通量的变化与 P_{CO_2} 成正比被认为是一个主要原因^[2, 3]。要深入了解全球碳循环过程, 一定要了解海洋表面水中 CO_2 及海气界面上的 P_{CO_2} 是如何变化的。

El Niño 事件与热带太平洋海表的温度、上升流及生物活动变化相关联^[6, 7], 它们的变化可引起海洋表层水中碳化学量浓度的变化。最近几年来, ENSO 事件期间对海表水总 CO_2 (T_{CO_2}) 和 CO_2 分压 (P_{CO_2}) 的观测主要是在西太平洋和中太平洋海区。Inoue 等^[8] 和 Wong 等^[9] 对 1986 ~ 1987 年 El Niño 事件和 1988 ~ 1989 年 La Niña 事件赤道中太平洋的观测结果都表明, El Niño 期表层水 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都随海表温度 (SST) 的增高而减少; 而 La Niña 期 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都增加。Feely 等^[10] 的报告指出, 1982 ~ 1983 年 El Niño 事件期间,

在赤道中东太平洋表层水 P_{CO_2} 减少到接近与大气 CO₂ 分压平衡。西太平洋是 El Niño 事件的 1 个重要海区, 尤其对中国东部沿海区域气候变化有重要影响。自 1986 年 11 月至 1993 年 3 月, 中国海洋科技工作者多次参加了 TOGA 和 WOCE 在西太平洋进行的水中 CO₂ 及大气和水中 CO₂ 分压等的观测, 并在 1995 年 10 月至 1997 年 12 月参加了中日合作副热带环流的 4 次调查。从对 1986~1987, 1991~1992, 1995, 1997~1998 年的 El Niño 事件和 1988~1989 年的 La Nina 事件期间的测量结果表明, 在 El Niño 期间, 155 E 以西的西北太平洋上海洋表面水中 T_{CO_2} 和海气界面上的 P_{CO_2} 都是高值; 在 La Nina 期间, 两者都是低值。而在 155 E 以东的热带太平洋海区, 无论是在 El Niño 期间, 还是在 La Nina 期间, T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 的变化都与 155 E 以西的西北太平洋海区 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 的变化相反^[11~14]。Fushimi^[15] 的观测结果同样表明, 1982~1983 年的 El Niño 事件, 在西太平洋 134~137 E 之间, P_{CO_2} 平均增加了 20 atm, 而非 El Niño 的 1981, 1984 和 1985 年, 沿 130 E, 在 15 N 上的 P_{CO_2} 距平达 -25 atm。综合国内外 El Niño 期和 La Nina 期间对热带太平洋表面水 T_{CO_2} 、海气界面上 P_{CO_2} 的观测结果, 不难看出, 在 El Niño 期间, 西北太平洋和赤道中东太平洋两个海区表面水 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 的变化相反, 在 La Nina 期间, 这两个量的变化在这两个海区又都与 El Niño 期的变化相反。

为什么在 El Niño 期和 La Nina 期间, 西北太平洋和赤道中东太平洋表面水中碳化学量会发生这种相反的变化? 为研究这一问题, 文中用一个带生物泵的三维全球海洋碳循环模式模拟了热带太平洋 10 S~20 N, 120 E~90 W 区域内, El Niño 期和 La Nina 期海洋表面水中 T_{CO_2} 及 P_{CO_2} 的变化。模式模拟结果很好地验证了观测事实, 并进一步讨论了变化的机制, 表明了这种变化主要与上升流的减弱和加强有关。

2 模 式

带生物泵的三维全球海洋碳循环模式垂直方向分 8 层, 各层界面分别在 50 m, 150 m, 250 m, 450 m, 700 m, 1000 m, 2000 m 和 3000 m 处, 海洋总深度为 4500 m, 无海底地形, 有实际海岸线, 水平分辨率为 2 纬度和 5 经度, 时间步长 4 h。模式由全球海洋环流模式、全球海洋碳循环模式和全球海洋生物泵模式组成, 详见文献[16], 这里仅做简单介绍。

全球海洋环流模式为球坐标下的原始方程组, 用了静力近似和 Boussinesq 近似。该环流模式在大气年平均风应力^[17,18]和温度场强迫下积分 1200 a, 达到准平衡态。模式成功地模拟了全球海洋环流和温度场的年平均大尺度气候特征, 与观测结果基本一致。用此年平均的海洋流场和温度场驱动全球海洋碳循环模式。

全球海洋碳循环模式中, 海洋内部, T_{CO_2} 浓度、碱度 A 及溶解氧 O₂ 的浓度都作为一个示踪物被海洋环流输送, 并考虑了水平和垂直方向的扩散过程。

$$\frac{C}{t} + u \frac{C}{x} + v \frac{C}{y} + w \frac{C}{z} = k_H {}^2C + k_z \frac{{}^2C}{z^2} + C_b \quad (1)$$

$$\frac{A}{t} + u \frac{A}{x} + v \frac{A}{y} + w \frac{A}{z} = k_H {}^2A + k_z \frac{{}^2A}{z^2} + A_b \quad (2)$$

$$\frac{O_2}{t} + u \frac{O_2}{x} + v \frac{O_2}{y} + w \frac{O_2}{z} = k_H {}^2O_2 + k_z \frac{{}^2O_2}{z^2} + O_{2b} \quad (3)$$

这里, k_H 和 k_z 分别是水平和垂直方向的扩散系数, $k_H = 1.0 \times 10^8 \text{ cm}^2/\text{s}$, $k_z = 1.26 \text{ cm}^2/\text{s}$, C_b , A_b 和 O_{2b} 分别代表由海洋生物泵引起的海水总 CO_2 、碱度及溶解氧的浓度的变化。

在海气界面上, 大气与海洋交换 CO_2 , 其交换通量为:

$$Z = 0 \quad S = P_{\text{CO}_2} \quad (4)$$

其中, P 为交换系数, 它是风速的函数, 这里取作常数, $P = 0.05 \text{ mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{a} \cdot 10^{-6})$, P_{CO_2} 为海水 CO_2 分压与大气 CO_2 分压之差, 即

$$P_{\text{CO}_2} = P_{\text{CO}_2}(\text{sw}) - P_{\text{CO}_2}(\text{air}) \quad (5)$$

称为海气分压差。海气界面上 CO_2 交换通量每半个月计算一次。

全球海洋生物泵模式中, 海洋表层计算了由于光合作用产生的新生产力 P ($\text{mol}/(\text{kg} \cdot \text{a})$), 它与倾斜光因子 L_c 和碳酸盐浓度 C_{po_4} 有关^[19]。

$$P = L_c \frac{R R_c C_{\text{po}_4}}{H + R_c C_{\text{po}_4}} \quad (6)$$

其中, R 和 H 为参数, 取 $R = 20 \text{ mol/l}$, $H = 40 \text{ mol/l}$ 。 L_c 关于赤道是对称的, 与纬度有关, R_c 是碳对磷酸盐的 Redfield 比

$$C \quad N \quad P \quad O_2 = R_c \quad R_N \quad 1 \quad R_O = 105 \quad 15 \quad 1 \quad 175 \quad (7)$$

模式中假定新生产力全部下沉, 并在下沉过程中颗粒有机碳不断被氧化分解, 碳酸钙被缓慢溶解, 使下层的碳不断增加。在该模式中, 海洋表层除了计算因光合作用产生的新生产力之外, 还考虑了由于陆地江河流入海洋增加的碳。海洋生物泵过程每半个月计算一次。

3 试验及结果

带生物泵的三维全球海洋碳循环模式取初值大气 CO_2 分压为零, 在年平均气候态的流场和海温场驱动下, 经过 1200 a 的长期积分, 大气 CO_2 分压基本稳定在 280×10^{-6} , 达到了工业化前的水平。计算的准平衡态的新生产力、 T_{CO_2} 、碱度及溶解氧浓度的水平和垂直分布与观测实况基本相同, 如计算的热带中东太平洋是大气 CO_2 的源区, 西太平洋是一个弱的源区; 赤道东太平洋为高生产力区, 西太平洋为低生产力区; T_{CO_2} 浓度在垂直方向随深度增加而增加, 并在 1000 m 深处出现了一个极大值; 溶解氧浓度随深度的增加而减小, 在 1000 m 深处出现了一个极小值^[16]。

赤道太平洋上信风的减弱可以产生 El Niño 事件^[20], 即赤道中东太平洋海表温度的增暖。在本文的试验中, 改变热带太平洋上不同区域的气候风应力纬向分量 T_x 的大小(如表 1), 做了 3 组试验, 产生了模式模拟的 El Niño 事件的 3 个阶段。试验 代表 El Niño 爆发期。信风刚开始减弱; 试验 代表 El Niño 强盛期, 在整个热带太平洋上都是强西风距平; 实验 代表 La Niña 期, 热带太平洋上信风不但恢复, 而且进一步加强。每组试验都以全球海洋环流模式准平衡态的计算结果作为初始场, 用表 1 中相应的异常气候风应力场强迫积分 180 d, 得到气候异常期的流场和温度场, 再用此异常的流场和温度场计算带生物泵的海洋碳循环模拟, 从海洋碳循环模式的准平衡态开始, 积分 3 a, 得到了模拟 El Niño 不同阶段海洋碳化学量的分布, 将其积分最后一年的平均减去准平衡态的计算结果, 就可以得到在模式的 El Niño 爆发期、El Niño 强盛期和 La Niña 期的海温、洋流及

T_{CO_2} , P_{CO_2} 等的异常。

表 1 异常气候风应力 (10^{-5} N/cm^2)

试 验	纬向风应力 T_x	区 域
(El Niño 爆发期)	$T_x = 0.0$	10 S ~ 10 N, 160 E ~ 90 W
(El Niño 强盛期)	$T_x = 1.0$ $T_x = 0.7$	10 S ~ 20 N, 120 ~ 160 E 10 S ~ 20 N, 165 E ~ 90 W
(La Nina 期)	$T_x = -0.7$	10 S ~ 20 N, 120 E ~ 90 W

图 1 为模拟 El Niño 爆发期、强盛期和 La Nina 期 3 个时期, 在热带太平洋上表面水 T_{CO_2} 、海面温度 SST 和表层纬向流 U 的距平。从图上可以看到, 在 El Niño 爆发期赤道东太平洋开始增暖; 西北太平洋也是微弱的正海温距平。此时, 在整个热带太平洋上 T_{CO_2} 减少, 特别是在西北太平洋上出现 T_{CO_2} 的强负距平。

到了 El Niño 强盛期, 整个热带太平洋上海表温度的正距平以及表层纬向流正距平都明显加大, 大量的暖水自西向东流。此时, 十分明显的是在 150 E 以西的西北太平洋上 T_{CO_2} 距平转为正距平, 而赤道 150 E 以东的赤道中东太平洋上 T_{CO_2} 随海表温度的增加是减少的, 呈负距平。150 E 以西和以东的热带太平洋上表面水 T_{CO_2} 的变化是相反的。

在 La Nina 期, 由于信风的加强, 赤道流变强, 纬向流距平为负距平, 海表温度下降, 也转为负距平。150 E 以西的西北太平洋和 150 E 以东的赤道中东太平洋上的 T_{CO_2} 变化又是相反的, 西北太平洋上为负距平, 赤道中东太平洋上为正距平, 与 El Niño 强盛期 T_{CO_2} 的变化刚好相反。

图 2 是中国海洋科技工作者在 1986 ~ 1987 年的 El Niño 期间和 1988 ~ 1989 年的 La Nina 期间观测的西太平洋表面水中 T_{CO_2} 的距平^[12]。该图表明在 El Niño 爆发期观测到 150 E 以西的西北太平洋上 T_{CO_2} 为强负值, 而 El Niño 强盛期则明显转为正距平。此时, 在 150 E 以东的赤道太平洋上, T_{CO_2} 是负距平, 与西北太平洋上 T_{CO_2} 的变化相反。到了 La Nina 期, 150 E 以西和以东这两个海区 T_{CO_2} 的变化都与 El Niño 强盛期相反。对比模拟 (图 1) 和观测 (图 2) 的结果, 可以看到, 模式模拟的在 El Niño 事件的不同阶段热带太平洋表面水中 T_{CO_2} 的变化很好地再现了观测的 T_{CO_2} 的变化趋势。

模拟的 3 组试验, 和 计算的 P_{CO_2} (图 3a) 在西北太平洋 (虚线) 和赤道中太平洋 (实线) 上 El Niño 的不同阶段的变化与同期表面水中 T_{CO_2} 的变化 (图 1) 相同, 即在 El Niño 爆发期西北太平洋上 P_{CO_2} 是减少的, 在 El Niño 强盛期是增加的; 而此时赤道中太平洋 P_{CO_2} 是减少的; 到了 La Nina 期, 西北太平洋 P_{CO_2} 减少, 赤道中太平洋 P_{CO_2} 增加。图 3a 中虽然模拟的 P_{CO_2} 值比观测^[9, 12] (图 3b) 值小, 但其变化趋势与观测结果还是相当一致的, 例如模式模拟的 El Niño 强盛时期赤道中太平洋 P_{CO_2} 减少到零, 表明此表面水的 CO₂ 分压与大气 CO₂ 分压相平衡。Wong^[9] 观测到 1986 ~ 1987 年 El Niño 事件期间, 1987 年 7 月赤道中太平洋 P_{CO_2} 减少到只有 8 atm (图 3b)。此外, Feely 等^[10] 则指出, 在 1982 ~ 1983 年 El Niño 事件期间, 赤道中东太平洋表面水的 CO₂ 分压减少到接近与大气 CO₂ 分压相平衡。

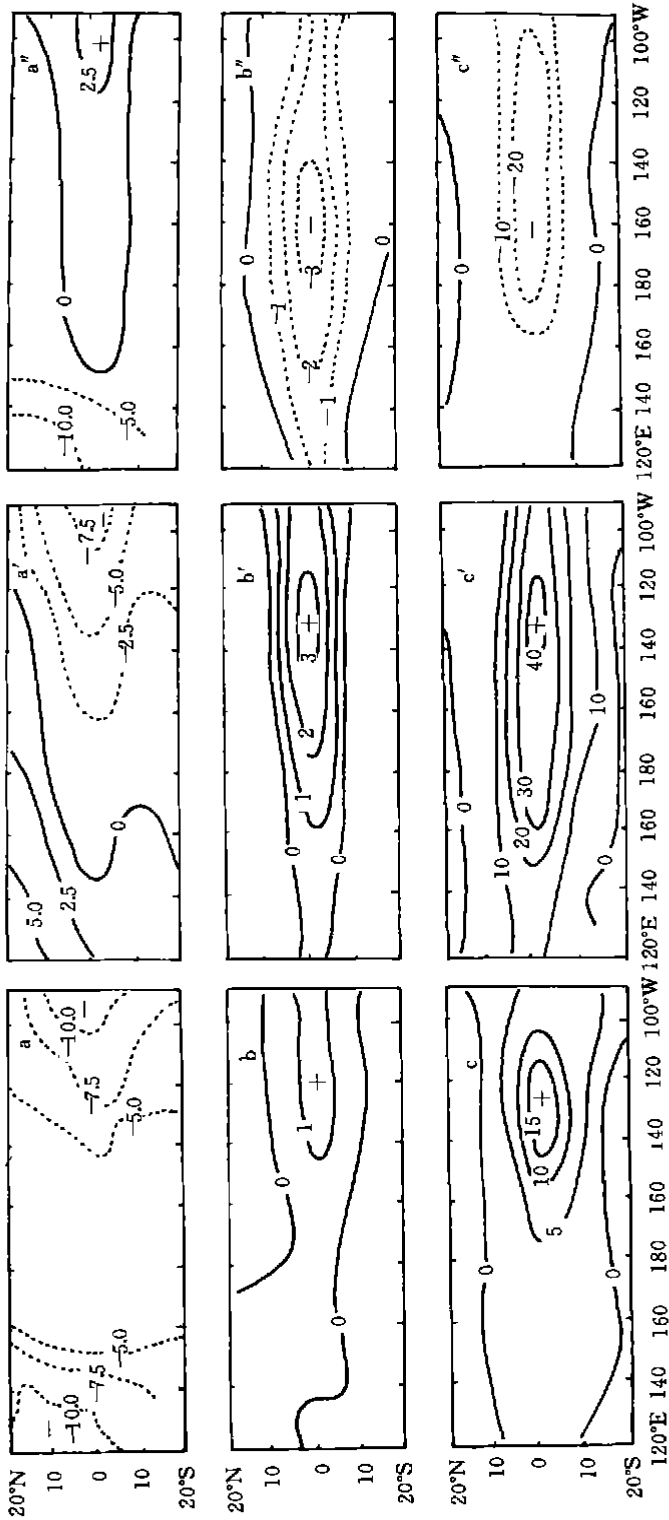


图 1 模拟的 T_{CO_2} ($\mu\text{mol}/\text{kg}$)、海表温度 SST ($^{\circ}\text{C}$) 和纬向流 U (cm/s) 的距平

(a~c: El Niño 爆发期, a'~c': El Niño 强盛期, a''~c'': La Niña 期; a, a', a'': T_{CO_2} 距平, b, b', b'': SST 距平, c, c', c'': 纬向流 U 距平)

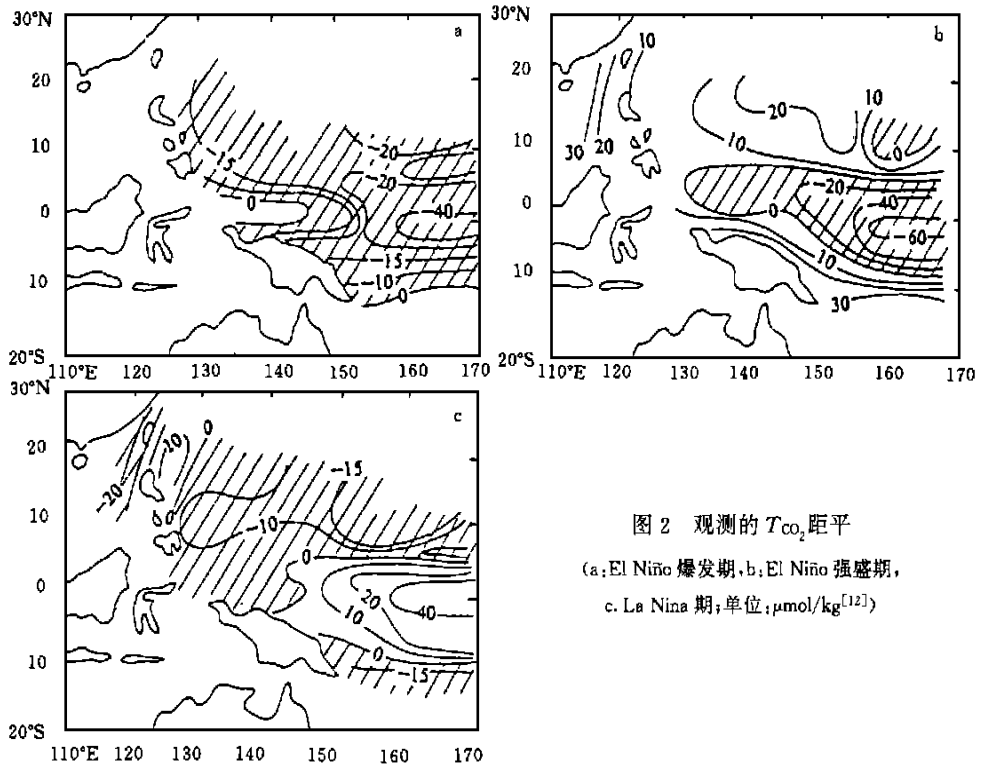


图 2 观测的 T_{CO_2} 距平
 (a, El Niño 爆发期, b, El Niño 强盛期,
 c. La Niña 期; 单位: $\mu\text{mol}/\text{kg}^{[12]}$)

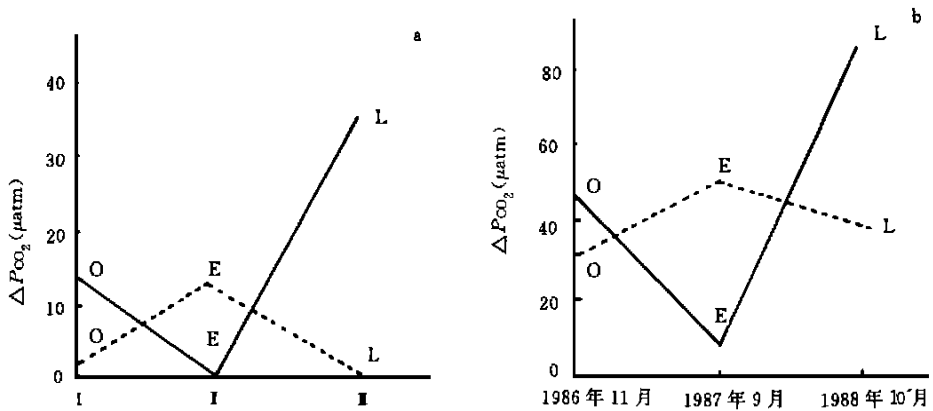


图 3 模拟(a)和观测(b)的 P_{CO_2}

(实线: 在赤道中东太平洋(5°N ~ 5°S, 180 ~ 170°W)的平均, 虚线: 在西北太平洋(18 ~ 20°N, 120 ~ 140°E)的平均; O El Niño 爆发期, E El Niño 强盛期, L La Niña 期)

在 El Niño 事件或 La Niña 事件期间, 热带太平洋表面水中 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 的变化与这期间热带太平洋上的海温场及流场发生的变化有关。图 4 是计算的热带太平洋上层垂直运动。从图 4 上可以看到, 在一般气候状态下, 赤道太平洋上, 特别是赤道中东太平洋是海水上升流区, 西北太平洋海区平均也是弱的上升流区。已知由于海洋生物泵过程将碳从表层向深层转移, 从而形成大洋中 T_{CO_2} 的垂直分布不是均匀的, 而是随深度增加而增加, 即深水

T_{CO_2} 浓度高于表面水 T_{CO_2} 浓度。赤道中东太平洋的上升流,不但形成了表层海水的冷水区,而且将下层高 T_{CO_2} 浓度的海水带到表层,使这一区域表面水 CO_2 分压较高, P_{CO_2} 为正,不断有 CO_2 向大气输送,形成大气 CO_2 的源区。El Niño 事件期间,赤道中东太平洋的上升流停止了,甚至变成了下沉流(图 4b),下层高 T_{CO_2} 浓度的水不能再被带到表层,使得这一区域在 El Niño 期间,表面水 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都明显减少。在赤道中东太平洋上升流减弱的同时,西北太平洋的上升流则进一步加强,下层高 T_{CO_2} 浓度的水被带到表层,使这一海区在 El Niño 期表面水 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都是增加的。同理,在 La Nina 期,无论是赤道中东太平洋,还是西北太平洋上,上层的垂直运动都与 El Niño 期的相反,赤道中东太平洋的上升流比气候值更强。因此,这时的表面水 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都增加。而在西北太平洋上,则因上升流的减弱,表面水 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 都减少。无论是 El Niño 期,还是 La Nina 期,表面水 T_{CO_2} 的变化可达上层几百米深(图略)。

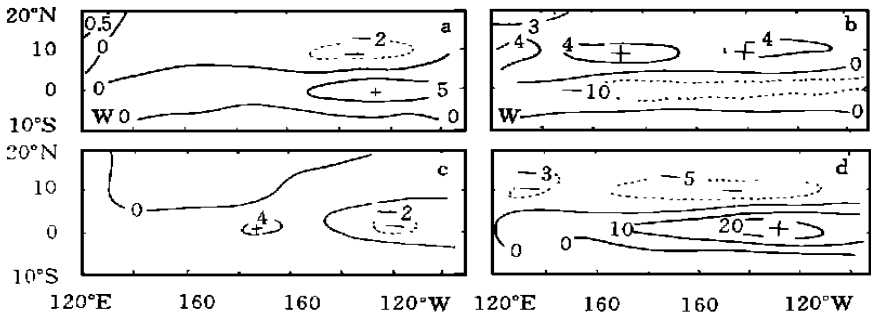


图 4 模拟的热带太平洋上层垂直运动

(a. 气候平均, b. El Niño 强盛期, c. El Niño 爆发期, d. La Nina 期; 单位: 10^{-4} cm/s)

试验中,将带生物泵的三维全球海洋碳循环模式关闭生物泵,忽略海洋生物泵过程与带生物泵的三维全球海洋碳循环模式相同的试验条件(表 1),模拟热带太平洋表面水 T_{CO_2} 对 El Niño 事件的响应,计算结果如图 5 所示。从图 5 上可以看到,在 El Niño 强盛期,150 E 以西的西太平洋 T_{CO_2} 距平虽然为正,但比带生物泵的情况下计算的结果(图 1a)小很多,在 160 W 以东的赤道东太平洋 T_{CO_2} 的减少是很微弱的,而在 150 E ~ 160 W 的赤道中太平洋上,与实际 T_{CO_2} 应减少的变化相反,为 T_{CO_2} 正距平区。La Nina 期,热带西太平洋海区,这时是 T_{CO_2} 的正距平区。而观测事实和在有生物泵的情况下的计算结果,这一海区 T_{CO_2} 应是减少的, T_{CO_2} 应为负距平(图 1c)。从带生物泵(图 1)、不带生物泵(图 5)和实测结果(图 2)的比较,可以清楚地看到不带生物泵的海洋碳循环模式不能正确地模拟出热带太平洋表面水 T_{CO_2} 对 El Niño 事件的响应。分析其原因是在实际海洋中由于海洋生物泵的过程,海水 T_{CO_2} 的垂直分布是不均匀的,下层水中 T_{CO_2} 浓度比上层的高,带生物泵的三维全球海洋碳循环模式正确地模拟了海洋中这一生物化学过程;而不带生物泵的无机碳循环模式,海水中 T_{CO_2} 的垂直分布是均匀的,表层水 T_{CO_2} 的浓度与深层的相差很少。因此,通过垂直运动将下层海水带到表层的多少,对表面水 T_{CO_2} 浓度的影响不大,其变化主要与平流和海表温度的变化有关, T_{CO_2} 很小,有的海区还与实际 T_{CO_2} 的变化相反。这一试验结果也进一步说明了,上升流这一物理过程在热带太平洋表面水中 T_{CO_2} 对 El Niño

事件或 La Niña 事件响应中的重要作用。

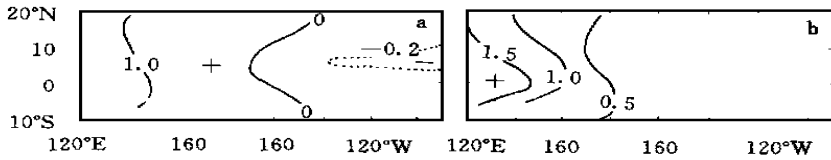


图 5 不带生物泵的碳循环模式模拟的表面水 T_{CO_2} 距平

(a. El Niño 强盛期, b. La Niña 期; 单位: mol/kg)

4 结 语

用带生物泵的三维全球海洋碳循环模式模拟了热带太平洋表面水 T_{CO_2} 对 El Niño 事件和 La Niña 事件的响应, 很好地验证了如下的观测事实: 无论是在哪个时期, 海气界面上 P_{CO_2} 的变化与表面水 T_{CO_2} 的变化是一致的, 并且在西北太平洋和赤道中东太平洋的变化相反。El Niño 爆发期, 西北太平洋表面水为大的负距平, P_{CO_2} 也为负距平。在 El Niño 强盛期, 西北太平洋上 T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 增加, 赤道中东太平洋则减少。在 La Niña 期, T_{CO_2} 和 P_{CO_2} 的变化在这两个海区都与 El Niño 强盛期相反, 西北太平洋上两者都减少, 在赤道中东太平洋上都增加。

本文的数值试验结果表明西北太平洋和赤道中东太平洋都是海水中 CO_2 对 El Niño 事件和 La Niña 事件的敏感区。El Niño 爆发期, 西北太平洋表面水 T_{CO_2} 强减少与其后的 El Niño 强盛期和 La Niña 期两个海区表面水 T_{CO_2} 有相反变化趋势一起, 对预报和监测 El Niño 事件的发生、发展都是有意义的。海气界面上 P_{CO_2} 的变化直接影响着海洋对大气中 CO_2 的吸收和大气中 CO_2 的含量, 这又进一步会影响全球的气候变化。因此, 包括海洋生物泵在内的海洋碳循环过程是全球气候变化的重要组成部分, 应进一步深入研究海气间的 CO_2 交换过程与全球气候变化的关系。

参考文献

- 1 Kelling C D. Carbon dioxide in surface ocean water 4. global distribution. J Geophys Res, 1968, 73: 4543 ~ 4553
- 2 Newell R E, Weare B C. A relationship between atmospheric carbon dioxide and Pacific sea surface temperature. Geophys Res Letters, 1977, 4: 1 ~ 2
- 3 Newell R E, et al. Long-term global sea surface temperature fluctuations and their possible influence on atmospheric CO_2 concentration. Pure Appl Geophys, 1978, 116: 351 ~ 371
- 4 Hanson K J, et al. On the influence of Pacific Ocean temperature on atmospheric carbon dioxide concentration at ocean weather station P. J Phys Oceanogr, 1981, 11: 905 ~ 915
- 5 Elliott W P, et al. Relation of atmospheric CO_2 to tropical sea and air temperatures and precipitation. Tellus, 1991, 43B: 144 ~ 155
- 6 Cane M A. Oceanographic events during El Niño. Science, 1983, 222: 1189 ~ 1195
- 7 Barber R T, Chavez F P. Biological consequences of El Niño. Science, 1983, 222: 1203 ~ 1210
- 8 Inoue H, Sugimura. Variations and distributions of CO_2 in and over the equatorial Pacific during the period from the

- 1986/1988 El Niño event to the 1988/1989 La Nina event. *Tellus*, 1992, 44B: 1 ~ 22
- 9 Wong C S, et al. Changes in equatorial CO₂ flux and new production estimated from CO₂ and nutrient levels in Pacific surface water during the 1968/1989 El Niño. *Tellus*, 1993, 45B: 64 ~ 79
- 10 Feely, et al. Distribution of chemical tracers in the eastern Equatorial Pacific during and after the 1982-1983 El Niño/Southern Oscillation event. *J Geophys Res*, 1987, 92: 6545 ~ 6558
- 11 Ma Liming, et al. The concentration of total dissolved CO₂ in surface water in ENSO event. *Acta Ocean Sinica*, 1995, 14(2): 209 ~ 223
- 12 马黎明. 热带西太平洋海-气 CO₂ 交换与碳化学量的分布. 见: 国家海洋局科学技术司编, 热带西太平洋海-气相互作用综合研究. 北京: 海洋出版社, 1993, 156 ~ 173
- 13 Ma Liming. Responses of carbon dioxide in western tropical Pacific to 1991-1993 event. *Acta Oceanogr Sinica*, 1997, 16(2): 201 ~ 214
- 14 邢如楠等. 西太平洋副热带海水中 CO₂ 对 El Niño 事件的响应. 见: 国家海洋局科学技术司编, 中国海洋学文集. 北京: 海洋出版社, 2000, 12: 208pp
- 15 Fushimi K. Variation of carbon dioxide partial pressure in the western North Pacific surface water during the 1982/83 El Niño event. *Tellus*, 1987, 39B: 214 ~ 227
- 16 邢如楠. 带生物泵三维全球海洋碳循环模式. *大气科学*, 2000, 24(3): 333 ~ 340
- 17 Hellerman S. An updated estimate of the wind stress on the world ocean. *Mon Wea Rev*, 1967, 95: 607 ~ 626
- 18 Hellerman S. An updated estimated of the wind stress on the world ocean. *Mon Wea Rev*, 1968, 96: 63 ~ 74
- 19 Bacastow R, et al. Ocean-circulation model of the carbon cycle. *Climate Dynamics* 1990, 4: 95 ~ 125
- 20 Wytek K. El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J Phys Oceanogr*, 1975, 5: 572 ~ 584

NUMERICAL SIMULATION OF THE RESPONSE OF CO₂ IN SURFACE WATER OF TROPICAL PACIFIC TO EL NIÑO EVENTS

Xing Runan

(*Training Center of Chinese Meteorological Administration, Beijing 100081*)

Wang Zhanggui

(*National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081*)

Abstract

The changes of total dissolved CO₂ in surface water in tropical Pacific (10 S–20 N, 120 E–90 W) during El Niño and La Niña events have been numerically simulated using a three-dimensional global ocean carbon cycle model with biota pump. The simulated results show that the changes of total dissolved CO₂ (T_{CO_2}) and partial pressure difference between sea and air (P_{CO_2}) in northwest Pacific (0–20 N, 120–150 E) and in central and east equatorial Pacific (10 S–10 N, 150 E–90 W) were noticeable. During El Niño events, T_{CO_2} and P_{CO_2} were increased in northwest Pacific and decreased in central and east Pacific; There were opposite changes in both regions during La Niña events. The simulated change trends of T_{CO_2} and P_{CO_2} are consistent with observations.

Key words: CO₂, El Niño, Numerical simulation, La Niña.