

李阳春, 徐永福. 2013. 太平洋海气 CO₂ 通量对气候事件的响应 [J]. 气候与环境研究, 18 (5): 571–582, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11166. Li Yangchun, Xu Yongfu. 2013. Response of the air-sea CO₂ flux to climate events in the Pacific Ocean [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (5): 571–582.

太平洋海气 CO₂ 通量对气候事件的响应

李阳春 徐永福

中国科学院大气物理研究所大气边界层物理与大气化学国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 应用一个嵌套了海洋生物地球化学循环的太平洋环流碳循环模式, 分析了 1960~2000 年太平洋不同海区海气碳通量随时间的变化。模拟结果显示, 赤道太平洋为大气 CO₂ 的排放区, 南、北太平洋 (南、北纬 15°至模式计算区域南、北边界) 为吸收区。3 个海区海气碳通量随时间均存在显著的波动, 其中赤道太平洋海气碳通量年际波动最显著。3 个海区海气碳通量年际波动对气候事件的响应并不一致, 在 El Niño 年赤道太平洋冷舌的强度和总溶解无机碳 (DIC) 的浓度以及输出生产力均会受到上升流减弱的影响而降低, La Niña 年这些海气碳通量控制要素的分布情况则正好相反, 但在南北太平洋副热带以及高纬度海区, El Niño 和 La Niña 对这些要素带来的影响却并不一定相反, 对输出生产力的影响甚至是一致的。以海表温度 (SST) 为例考察海气碳通量与物理场之间的关系表明, 在赤道太平洋上升流对 DIC 的影响是控制海气碳通量变化的主要因素, 而在其他海区, 尤其是副热带海区, 由于垂直运动的年际变化较小, 且生物生产力水平较低, SST 的波动对海气碳通量年际变化的影响更加重要。

关键词 太平洋 海气碳通量 波动 海表温度 总溶解无机碳

文章编号 1006-9585 (2013) 05-0571-12

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11166

Response of the Air-Sea CO₂ Flux to Climate Events in the Pacific Ocean

LI Yangchun and XU Yongfu

State Key laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The variations of the air-sea CO₂ exchange flux with time in various regions of the Pacific Ocean from 1960 to 2000 are analyzed with a basinwide ocean general circulation model coupled with a simple biogeochemical carbon model. The simulated results show that the equatorial Pacific Ocean is a source of atmospheric CO₂, while both the North and South Pacific Ocean (from 15°N or 15°S to the northern or southern boundary of the model) are sinks of atmospheric CO₂. Variations of the air-sea CO₂ flux with time are obtained to be significant in these three regions, in which the variation in the equatorial Pacific Ocean is the most intense. The responses of the variations of the flux to the climate events in the three regions are different. During El Niño years, the intensity of cool tongue, total dissolved inorganic carbon concentrations, and export production in the equatorial Pacific Ocean are reduced because of a weakening of upwelling, while during La Niña years all variables that can control the air-sea carbon flux are enhanced. These phenomena do not exist in the North and South Pacific Ocean, and the responses of export production in these regions to the El Niño and La Niña events are similar. The relationship between sea surface temperature (SST) and the air-sea CO₂

收稿日期 2011-10-25 收到, 2012-02-13 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB951802, 国家自然科学基金项目 40730106、41075091、41105087

作者简介 李阳春, 女, 博士, 主要从事海洋碳循环数值模拟研究。Email: lych@mail.iap.ac.cn

通讯作者 徐永福, Email: xyf@mail.iap.ac.cn

flux shows that in the equatorial Pacific Ocean, the influence of the upwelling on the concentration of sea surface total dissolved inorganic carbon is a main factor controlling the air-sea CO₂ flux. In other regions, particularly in the subtropical regions, SST plays a more important role in the variations of the air-sea CO₂ flux.

Keywords Pacific Ocean, Air-sea CO₂ flux, Variations, SST, Total dissolved inorganic carbon

1 引言

自工业革命以来,因人类活动产生的 CO₂ (人为 CO₂) 约有一半滞留在大气中,另有约三分之一被海洋吸收。控制海洋对 CO₂ 吸收的所有过程均受气候影响,而影响的机制在很多海区还不清楚,因而了解海洋碳循环对气候事件的响应机制是研究海洋碳循环与气候变化以及大气 CO₂ 浓度波动三者之间相互关系的基础。Keeling et al. (1989, 1995) 对夏威夷莫纳罗亚山 (Mauna Loa) 观测站自 1958 年以来的大气 CO₂ 观测资料做了详细分析,指出大气 CO₂ 浓度存在一个明显的自然波动。Feely et al. (1999) 根据观测资料指出热带海洋尤其是赤道太平洋的海气碳通量的年际变化对该波动有重要影响。

Takahashi et al. (2002, 2009) 基于海气 CO₂ 分压差估计了全球热带海洋 (14°S~14°N) 每年往大气输送碳约 1.0 PgC, 其中该纬度带的太平洋海区贡献了约 0.7 PgC。同时,赤道太平洋海气碳通量由于受 ENSO 事件的影响,存在着明显的年际变化 (Le Quéré et al., 2000, 2002; Feely et al., 2002, 2006; Takahashi et al., 2003; McGillis et al., 2004; McKinley et al., 2004; Wetzel et al., 2005), 这使得全球海洋碳收支年际变化量主要集中在了赤道太平洋地区 (Le Quéré et al., 2000; Obata and Kitamura, 2003; Wetzel et al., 2005)。除赤道太平洋以外,北太平洋碳存储也存在着年际以及较弱的年代际变化 (Sabine et al., 2004; Fransson et al., 2006; McKinley et al., 2006; Midorikawa et al., 2006; Takahashi et al., 2006), 而且北太平洋在作为碳汇的强度上至今仍存在争议。因此,对太平洋碳收支年际变化的研究是了解全球海洋碳吸收与气候变化关系的一个重要组成部分。

许多基于观测资料或模式的研究对赤道太平洋 El Niño 事件影响海气碳通量的机制做了大量的分析 (Feely et al., 2002, 2006; Le Quéré et al., 2002; Takahashi et al., 2003; McKinley et al., 2004; 乔然等, 2005)。根据前人大量的研究结果可以知道,

在 El Niño 事件中赤道太平洋海气交换通量主要受到物理及生化等过程的影响,具体可以分为以下 4 个方面: (1) 赤道上升流减弱抑制了次表层高浓度总溶解无机碳 (DIC) 往海表的输送; (2) 高浓度 DIC 区域风速减弱,使得海气交换通量变小; (3) 中东赤道太平洋海表温度升高导致海水 CO₂ 分压升高; (4) 营养盐的供应减弱使得生产力减弱。后两种过程对海气通量的影响与前两种显然是相反的,但更具体的细节并不清楚,对未来这些过程可能变化的预估,首先需要对历史事件进行更深入的研究以期了解更多的过程机制。

目前用于研究海洋 CO₂ 吸收对气候变化响应的直接有效的信息比较缺乏 (Le Quéré et al., 2010), 对全球或海盆尺度的海气碳通量年际变化的直接定量估计依然比较困难,因为观测资料在时间和空间上往往是不连续的,因此对海盆以上尺度的海气碳通量的研究往往是通过大尺度海洋模式来进行的。海洋碳循环模式的发展者和使用者通过模拟的手段对过去几十年海洋碳通量的年际变化做了研究分析 (如: Le Quéré et al., 2000, 2002, 2010; McGillis et al., 2004; McKinley et al., 2004, 2006; Wetzel et al., 2005; Wang et al., 2006; 等)。这些工作进一步加强了海洋碳通量自然波动机制研究的基础,但模拟结果之间存在着较大的差异 (McKinley et al., 2004), 这些差异主要来源于物理模式的差异 (Doney et al., 2004) 和对碳的生化过程描述的差异 (Denman et al., 2007)。因此,增加更多的海洋模式进行海洋碳循环的研究,尤其是对海气碳通量对气候响应的机制研究,可以减少模式误差对海气碳通量估计的影响。

我们在中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 的准全球海洋环流模式 LICOM 的基础上构建了一个太平洋环流模式 (徐永福等, 2006), 并耦合简单生物地球化学过程模式发展了一个太平洋环流碳循环模式,利用该模式来研究太平洋碳循环在特定时期的状态,通过分析太平洋海气碳通量与海洋物理场随时间变化之间的关系,研究太平洋不同海区海气碳通量年际变化规律以及

控制这种规律的主要因素。

2 模式与试验介绍

2.1 模式介绍

太平洋物理模式范围包括 (79°S ~ 65°N, 98°E ~ 291°E) 的太平洋海区, 水平分辨率为 1.0° (纬度) × 1.0° (经度), 垂直分辨率不同于准全球模式 LICOM 的 30 层分层, 太平洋模式垂直共分 26 层, 其中前 10 层分辨率高于 LICOM 模式的每层 25 m, 为 10 m 一层, 最深为 5500 m。有关该模式的具体细节和参数设置以及模拟性能, 在徐永福等 (2006) 的文章中有详细描述。

生物地球化学过程模式可以大致分为两个部分, 一部分是 CO₂ 在海表的化学热力学过程, 主要影响海气碳交换, 另一部分为海洋内部物理以及生化过程对碳的转移转化和输送。海洋与大气的碳浓度相互调节过程是通过海气界面实现的, 该过程受大气 CO₂ 分压、海水中 CO₂ 体系的电离平衡、海表 CO₂ 溶解度等几个方面制约。通量公式取决于界面分压差:

$$F = k \times \alpha (p_{\text{CO}_{2a}} - p_{\text{CO}_{2o}}), \quad (1)$$

其中, k 是与风速有关的气体传输速度, 计算公式取自 Wanninkhof (1992); α 为海表 CO₂ 溶解度, 计算公式来自 Weiss (1974), 是海表温盐的函数; $p_{\text{CO}_{2a}}$ 和 $p_{\text{CO}_{2o}}$ 分别为大气和海水 CO₂ 分压, 其中海水 CO₂ 分压是 TA (总碱度)、DIC 浓度、温度 (T) 以及盐度 (S) 的函数。在给定的条件下, 海水中 CO₂ 分压可通过一个全化学热力学公式通过迭代的方法求得 (Xu, 1992)。

CO₂ 进入海洋后, 碳在海洋中的分布除了受平流项和湍流扩散项影响外, 也与局地生物源汇项有很大的关系, 控制方程如下:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla C = \nabla [A_1 \mathbf{K} \cdot \nabla C] + \phi(C), \quad (2)$$

其中, $\mathbf{v}$ 为欧拉流速与涡旋诱导速度之和, A_1 为 GM90 方案 (Gent and McWilliams, 1990; Gent et al., 1995) 中沿等位密度面的扩散系数, $\mathbf{K}$ 为一个三维二秩张量, $\phi(C)$ 为生物源汇项。

生物源汇项主要是来自两部分, 一部分是在真光层内光合作用将无机物转化为有机物, 第二部分为输送到真光层以下的有机物矿化溶解。该模式的生物化学过程包括 4 个预报状态变量, 分别是磷酸

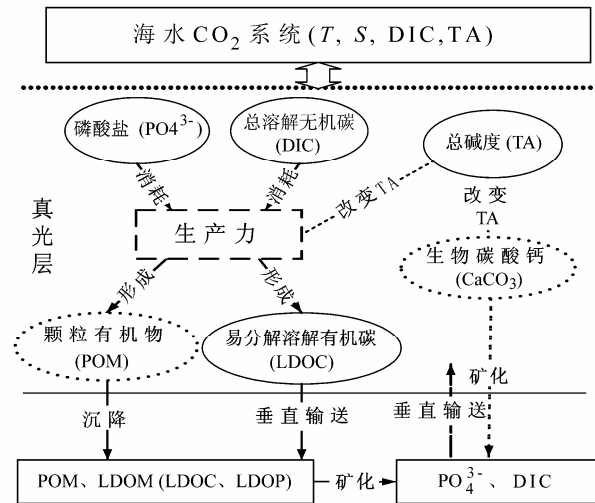


图 1 简单生物地球化学模式示意图

Fig. 1 Diagram of the simple biogeochemical model

盐 (PO_4^{3-})、易分解溶解有机物 (LDOC)、TA 和 DIC。图 1 为模式示意图, 其中实线椭圆形框内的变量为实际预报变量, 而虚线椭圆形框内的变量是中间变量, 参与生物地球循环, 但模式中只计算变量的变化量, 不实际预报变量的值。

在海洋内部, 碳循环模式的驱动力来源于磷酸盐 (Najjar et al., 1992, 2007; Anderson et al., 1995; Murnane et al., 1999), 真光层内的新生产 (在季节以上时间尺度上等价于能输出到真光层以下的那部分生产力, 主要由外部提供的营养盐来支持, 本文模式里以磷为参照) 由磷酸盐浓度的模拟值与观测值的差来决定:

$$A_1 = \frac{\delta_b}{\tau} (P_m - P_o), \quad (3)$$

其中, P_o 为磷酸盐观测值, P_m 为模拟值; τ 取 100 d; 当模拟值高于观测值时, δ_b 为 1, 即有新生产产生, 否则为 0; A_1 又可以分成两部分, 一部分为颗粒有机磷 (POP), 另外一部分为易溶解有机磷 (LDOP), 在本文模式里二者的比例为 1:1。在此基础上, 所有与碳有关的变量的生物源汇项均可通过新生产的大小以及碳氮磷在反应过程中的摩尔数比 (使用碳:氮:磷为 120:16:1) 直接或间接计算得出。

2.2 试验介绍

使用气候平均强迫场将太平洋碳循环环流模式在大气 CO₂ 分压 280 ppm 的强迫下积分了 5600 年, 碳模式的初始场 TA 和 DIC 使用的是由 GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Study) 资

料处理成的垂直廓线, LDOC 为太平洋整层平均值 $4.2 \mu\text{mol/kg}$, PO_4^{3-} 初始浓度来自 WOA2001 的年平均 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 资料 ([http://cdiac.ornl.gov/\[2007-08-01\]](http://cdiac.ornl.gov/[2007-08-01])), 与该资料来源一致的月平均磷酸盐数据是模式积分时所使用的营养盐恢复数据。经过 5600 年的积分, 海气碳通量达到了一个工业革命前的准平衡态。以该平衡态为基础, 将计算海气通量时所用的大气 CO_2 分压替换为随时间增长的大气 CO_2 历史浓度资料, 其他强迫场仍保持不变, 将模式从 1800 年积分到 2005 年。该试验做为控制试验, 本文的主要试验即气候变化试验是将控制试验 1957 年的 12 月 31 日最后输出的瞬时场作为初始场开始积分的, 强迫场资料替换为逐年月平均再分析资料, 如将用于表层恢复的多年平均气候态海表温度资料替换为 NCEP 随时间变化的海表温度资料[原始资料分辨率为 2° (纬度) $\times 2^\circ$ (经度), 时间为 1854~2002 年, 月平均资料, 本文截取了其中 1958~2002 年的一段, 并将其插值到模式所使用的 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 格点上], 将气候态热通量强迫资料 (包括净的短波辐射, 感热潜热通量等) 以及风应力资料替换为 ERA40 随时间变化的月平均资料[原资料为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 时间为 1957 年 9 月至 2002 年 12 月, 同样对所截选时间段对应的资料进行插值处理]。海表盐度因没有可用的观测资料, 所以本文工作同 McKinley et al. (2004)、Wetzel et al. (2005) 一样, 海表盐度继续向气候态恢复。为单独区分海洋物理场变化对太平洋碳循环以及海气碳通量的影响, 该试验的海气交换风速依然使用控制试验所用的气候态 10 m 高度风速 (Esbensen and Kushnir, 1981)。将该环流碳循环模式从 1958 年积分到 2002 年, 共 45 年。

3 结果与分析

3.1 不同气候状态下几个主要变量的海表分布特征

因海表盐度和总碱度随时间变化较小, 在海气交换风速为气候态多年平均值的情况下, 海气交换通量的变化主要受两方面影响, 一是由海表温度 (SST) 决定的溶解度, 二是海气 CO_2 分压差。海水 CO_2 溶解度与 SST 成反比, 较低的海水溶解度会抑制海洋吸收大气 CO_2 , 因而 SST 较高的区域如赤道海洋往往是大气 CO_2 的源区, 而 SST 较低的海区如高纬度海区往往是大气 CO_2 的汇区。除 SST

以外, 海水 DIC 也是影响海气碳通量的另一重要因素, 较高的 DIC 会导致较高的海水 CO_2 分压, 同样会抑制海洋吸收大气中的 CO_2 , 如东赤道太平洋 SST 尽管低于西赤道太平洋, 但由赤道上升流带至海表的较高浓度的 DIC 使得东赤道太平洋成为一个远强于西赤道太平洋的大气 CO_2 源区。此外, 由于海洋生物活动对海水 CO_2 体系的影响是不可忽略的, 因此作为海洋生物活动基础的营养盐的分布对海气碳通量也起着重要作用, 较高的营养盐浓度往往对应较高的生产力, 意味着较强的海洋吸收转移 CO_2 的能力。营养盐的分布主要受海洋垂直运动制约, 较强的上升流会将高浓度的营养盐带至真光层, 从而加大海洋初级生产力。基于以上原因, 海表 SST、DIC、营养盐以及影响这三者分布的海洋垂直运动是控制海气碳通量时空分布的关键。

本文首先选取了 3 个处于不同状态下的 12 月份 (北半球的冬季往往是 El Niño 或 La Niña 最强盛的季节) 模拟结果来查看不同气候状态下上升流尤其是赤道上升流的差异。这 3 个 12 月份分别来自 1 个 El Niño 年 (1997 年)、1 个 La Niña 年 (1998) 和多年气候平均 (1961~2000 年模拟结果的平均值)。

图 2 为 1997 年和 1998 年以及多年平均的 12 月月平均 35 m 垂直流速分布。图上的黑色粗线为 $2 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 等值线, 该等值线在 3 个不同时期下出现的位置有明显差异。在赤道海区, 多年平均的情况下赤道太平洋 160°E 以东均由上升流控制, $2 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 等值线主要圈定的是 110°W 到 175°W 的范围, 上升流中心位于 143°W 附近, 最大流速约为 $3 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 。在 1997 年 12 月, 原中赤道太平洋的上升流区域消失殆尽, 整个赤道仅存的几处上升流区零星分布在 160°E 、 170°W 和 120°W 的周围。到了 1998 年 12 月份, 赤道太平洋上升流再次活跃, 但较之多年平均不同的是, 上升流中心的位置偏西, $2 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 等值线主要圈定的范围为 157°E 至 146°W 的中赤道太平洋, 另外, 120°W 处仍有流速超过 $2 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 的上升流区。除赤道海区以外, 3 种状态下的南北半球中高纬度地区也表现出了一定的差异。如在多年平均情况下, 南北太平洋中高纬度除在某些边界处存在小范围的垂直平流外, 其他海域垂直流速很小, 而在 1998 年 12 月份, 南太平洋的垂直平流强度明显高于 1997 年以及多年平均态, 且北太平洋中高纬度无论是垂直

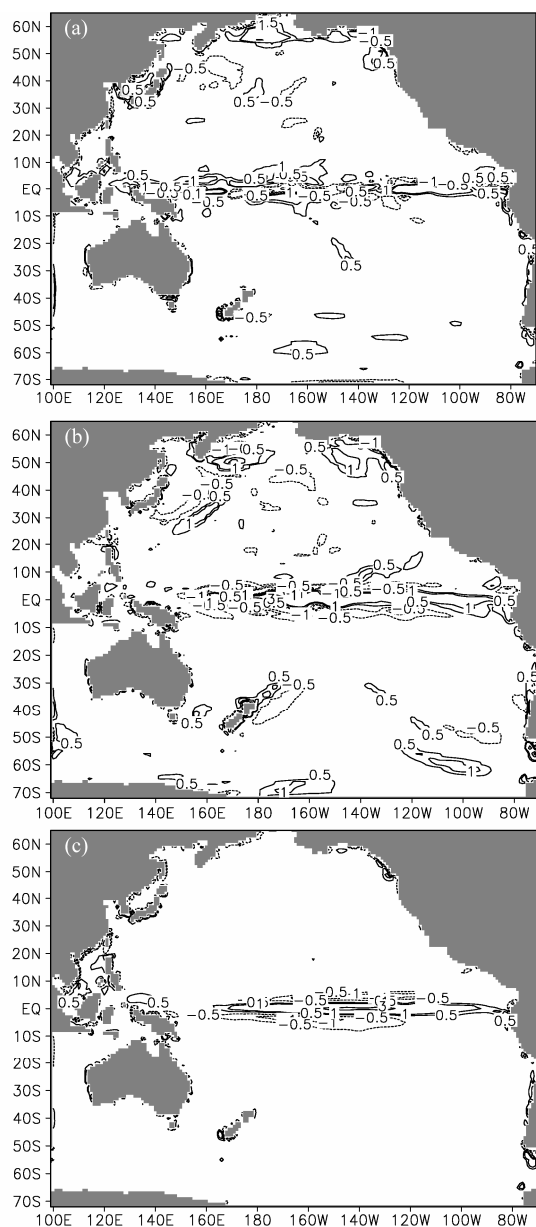


图2 12月35m垂直流速(单位: 10^{-5} m/s, 以向上为正): (a) 1997年; (b) 1998年; (c) 1961~2000年平均

Fig. 2 Vertical velocity at 35 m in December (units: 10^{-5} m/s, positive in upward direction): (a) 1997; (b) 1998; (c) 1961–2001 mean

洋流流速中心的大小抑或是位置也与1997年有明显差异。

相应的, SST在不同的气候事件中也存在明显差异。图3依次为1997年12月、1998年12月以及气候平均12月的月平均海表温度。1997年12月正处于1次El Niño的强盛期, 与气候态相比SST最大的变化出现在赤道地区, 西太平洋暖池的特征线 28.5°C 东伸到了赤道太平洋东岸, 与NCEP同期资料显示的特征一致(图略)。无论是观测资料还是模拟结果, 均显示整个赤道南、北纬 5° 之间

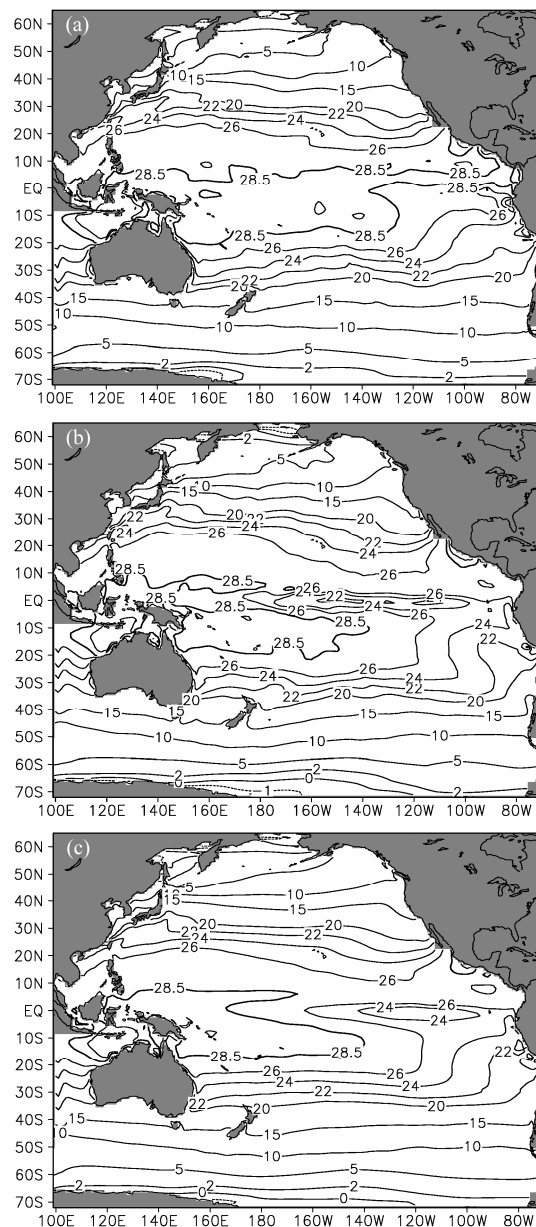


图3 12月月平均SST(单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 1997年; (b) 1998年; (c) 1961~2000年平均

Fig. 3 Distributions of monthly mean SST ($^{\circ}\text{C}$) in December: (a) 1997; (b) 1998; (c) 1961–2000 mean

SST均高于 27°C 。到1998年的12月, 此时已是La Niña时期, 东赤道太平洋冷舌再次强盛并西伸, 使得赤道上 28.5°C 等值线退到了 145°E 左右, 赤道太平洋冷舌中心也从 95°W 一直西伸到了西太平洋与中东太平洋的分界处(160°W)。虽然这两个年份模拟的赤道地区的变化与同期的NCEP资料相比, 在冷舌的强度上有一定偏差(模拟结果在La Niña年冷舌偏强, 而在El Niño年偏弱), 但所反映出的变化规律与观测事实吻合, 也与赤道上流的变化规律相吻合, 即在El Niño年上升流削弱后,

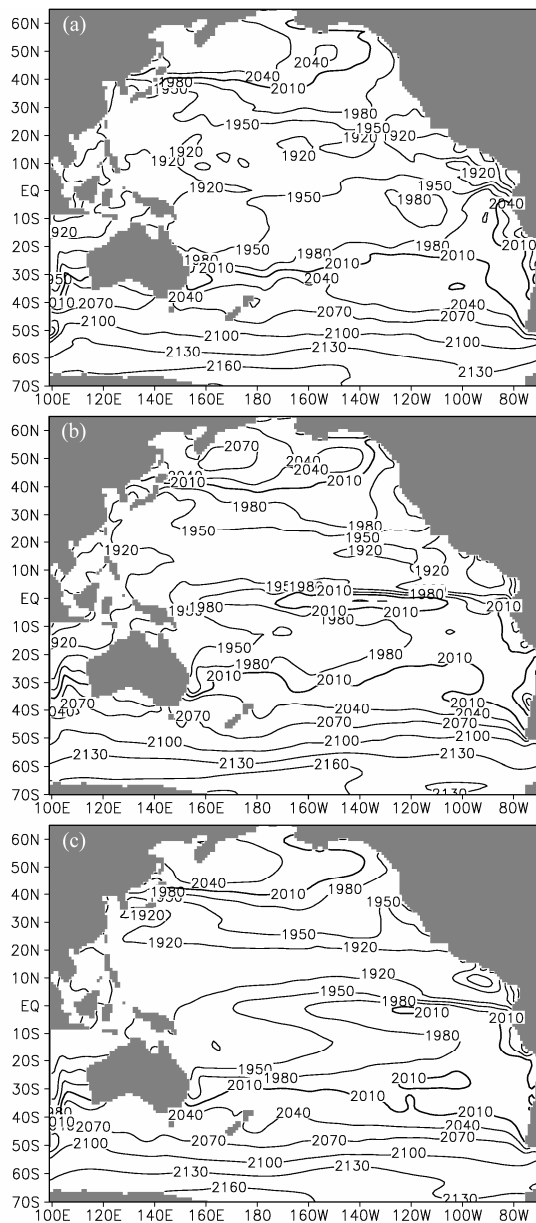


图4 12月平均海表DIC浓度分布(单位: $\mu\text{mol/kg}$): (a) 1997年; (b) 1998年; (c) 1961~2000年平均

Fig. 4 Distributions of the concentration of sea surface dissolved inorganic carbon (DIC) ($\mu\text{mol/kg}$) in December: (a) 1997; (b) 1998; (c) 1961–2000 mean

海表温度较高,而在 La Niña 年上升流再次强盛并中心西移使得中西赤道太平洋 SST 降低。除赤道地区 SST 在两个特殊时期存在较大差异以外,两半球的高纬度地区在这两个时期也存在一定的差异,从图 2a 和 2b 看,1998 年 12 月南半球的高纬度地区 SST 略低于多年平均,而 1997 年 12 月则略高于多年平均。

图 4 为除 SST 以外的另一个决定海气碳通量的主要因素——DIC 的海表分布情况。同样选取了

1997 年、1998 年和多年平均的 12 月来做对比说明。从图上看,在赤道海区冷舌最弱的 1997 年,赤道海区的 DIC 浓度也最低,而在冷舌最强的 1998 年 12 月,赤道大部分海区 DIC 浓度超过了 1980 $\mu\text{mol/kg}$ 。图中黑粗线表示浓度为 2010 $\mu\text{mol/kg}$ 的等值线,3 张图中,赤道海区该等值线圈定的范围在 1998 年 12 月最大,而在 1997 年 12 月该等值线未出现在赤道区域。这是因为赤道海区高 DIC 和高营养盐均是由赤道上升流从次表层带来的,当 El Niño 发生时,赤道上升流被削弱,导致了海表 DIC 的浓度偏低,而 La Niña 年正好相反。这与海表温度的变化情况相反。除赤道区域,其他海区 DIC 浓度随着时间的增长而有所增加,即与大气 CO_2 浓度增加的趋势一致。具体到 1997 年与 1998 年的 12 月,赤道外海区海表 DIC 浓度高于多年平均结果,1998 年也高于 1997 年,这两个时间的差异,一方面与大气 CO_2 浓度值随时间的增长有关,另一方面海表温度的变化在一定程度上影响了这种变化趋势。如南半球高纬度 1997 年海表温度高于 1998 年(图 3),此区域海表 DIC 分布表现出了与控制试验一致的变化,即 1998 年高于 1997 年,但增加幅度要大于控制试验的模拟结果(图略)。

营养盐的垂直分布特征与 DIC 相似,即浓度随着深度的增加而增加。在赤道、南大洋和处于冬季的西北太平洋等海区,由于上升流或者对流混合等垂直运动较为活跃,真光层以下的高浓度营养盐可以被带到真光层内,从而使得这些海区生产力较为旺盛。在另一方面,高浓度的营养盐到达真光层后并不会立即全部提供给生物使用进而转化为输出生产力,实际上生物生产需要一定的周期,因而本文选择了 1997 年和 1998 年次年 3 月的输出生产力作为考察对象,考察在海洋物理场异常对输出生产力的影响。图 5a 为 1961~2000 年所有 3 月的平均输出生产力,图 5b 和 5c 分别为 1998 年 3 月和 1999 年 3 月输出生产力与多年平均的差异,单位均调整为 $\text{mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$ 。从图上看,在 3 月模式模拟的太平洋输出生产力主要集中在南大洋和赤道太平洋,西北太平洋相对较弱。图 5b 显示 1998 年 3 月输出生产力与多年平均结果相比,在赤道海区偏弱,而在两半球的副热带海区则要略微偏强。这说明在 1998 年春季,生物生产力在赤道海区对转移海洋上层 DIC 的能力要弱于正常年份,而在副热带海区则增

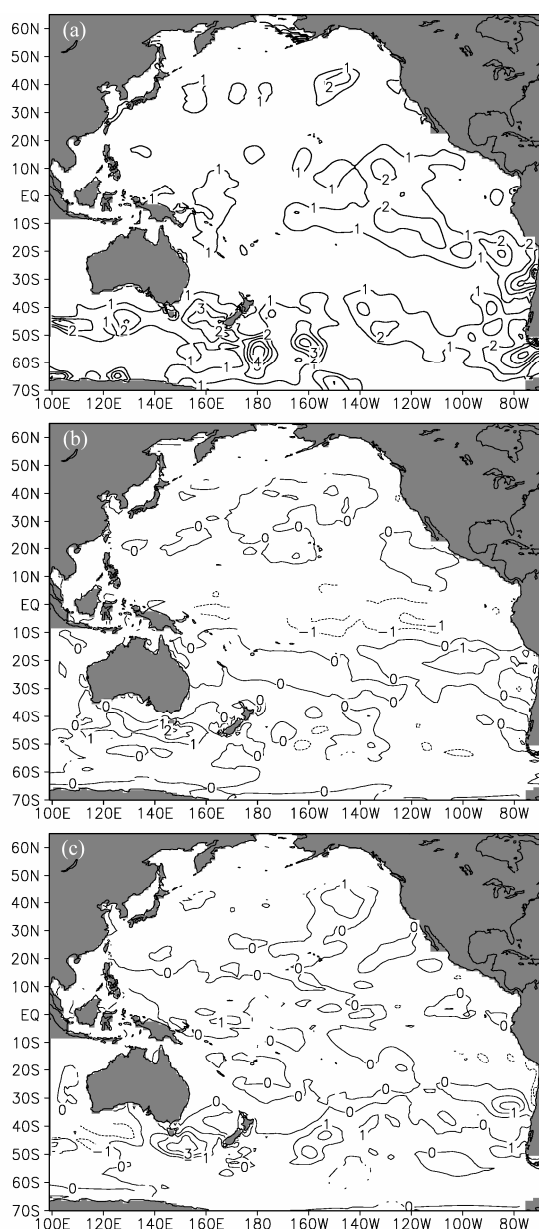


图 5 3 月真光层总输出生产力 (单位: $\text{mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$): (a) 1961~2000 年平均; (b) 1998 年减 1961~2000 年平均; (c) 1997 年减 1961~2000 年平均

Fig. 5 Accumulative export production ($\text{mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$) out of the euphotic zone in March: (a) 1961–2000 mean; (b) 1998 minus 1961–2000 mean; (c) 1997 minus 1961–2000 mean

加了 DIC 的垂直转移速率, 从而对这两个区域的海气碳通量产生相反的影响。1999 年 3 月太平洋输出生产力与多年平均结果相比, 热带海区的输出生产力明显强于多年平均, 在副热带海区也是略微偏强。1998 年 3 月赤道海区生产力较弱与 1997 年底上升流较弱从而导致上层海洋营养盐供应较弱有关, 而 1999 年 3 月的情况与之正好相反。El Niño 和 La Niña 引起的太平洋输出生产力的变化在赤道

太平洋相反而在副热带太平洋无显著差别, 这在一定程度上导致不同海区海气碳通量对气候事件的响应出现差异, 也增加了对太平洋碳通量年际变化机制研究的复杂性。

3.2 太平洋 CO₂ 海气通量和海表温度随时间的变化情况

太平洋不同海区影响海气碳通量的几个主要因素在不同的气候事件下表现不一致, 因此本文将太平洋海盆以南、北纬 15° 为界分为北太平洋、赤道太平洋和南太平洋 3 个区域 (东西均为 99°E~70°W) 对碳通量随时间变化情况进行分析。在影响海气碳通量的几个主要因素中, 因导致输出生产力年际变化的根本原因在于物理场的年际波动, 且在赤道海区生产力年际波动对海气碳通量的影响小于物理场其他因素的影响。SST 作为可以反应物理场状态的主要变量之一, 同时也是影响海气碳通量的重要要素之一, 因而接下来本文将着重讨论 SST 年际波动与碳通量波动的关系。图 6 为太平洋以及 3 个分区年平均海表温度与年总海气通量逐年变化图 (以下不做特别说明, 通量皆以吸收为正)。从图上看, 受气候变化的影响太平洋及各个分区 CO₂ 海气通量在保持吸收量上升趋势的同时存在明显的年际变化。整体的上升趋势是由大气 CO₂ 浓度逐年增加引起的, 年际波动则来自海洋物理场年际变化的直接和间接影响。

3 个不同海区海气碳通量随时间的变化规律存在一定的差别。北太平洋从 1961 年到 2000 年, 年平均吸收 CO₂ 0.56 PgC a^{-1} , 年吸收量最大值和最小值分别出现在 1992 年和 1963 年。碳通量最大和最小值出现的时间显然是由大气 CO₂ 浓度趋势和海洋物理场的年际波动规律同时决定的。值得一提的是 20 世纪 90 年代几次海气高通量值分别出现在 1992、1996、1998 年这些略滞后 El Niño 强盛期的年份 (均超过 0.61 PgC a^{-1}), 反映出气候事件对该地区的海气通量存在一定的影响, 但这些年份的碳通量相对大小与 El Niño 的相对强度大小并不完全一致, 这与北太平洋生产力的变化往往无法与 El Niño 的发生保持一致有一定的关系。南太平洋从 1961 年至 2000 年, 年平均交换通量为 0.80 PgC a^{-1} , 最大通量和最小通量分别出现在 1962 年和 1997 年。南太平洋与北太平洋的碳通量几个极值出现的时间除个别年份如 1980、1986、1992 年等, 其他大部分时间是不一致的, 说明南太平洋和北太平洋

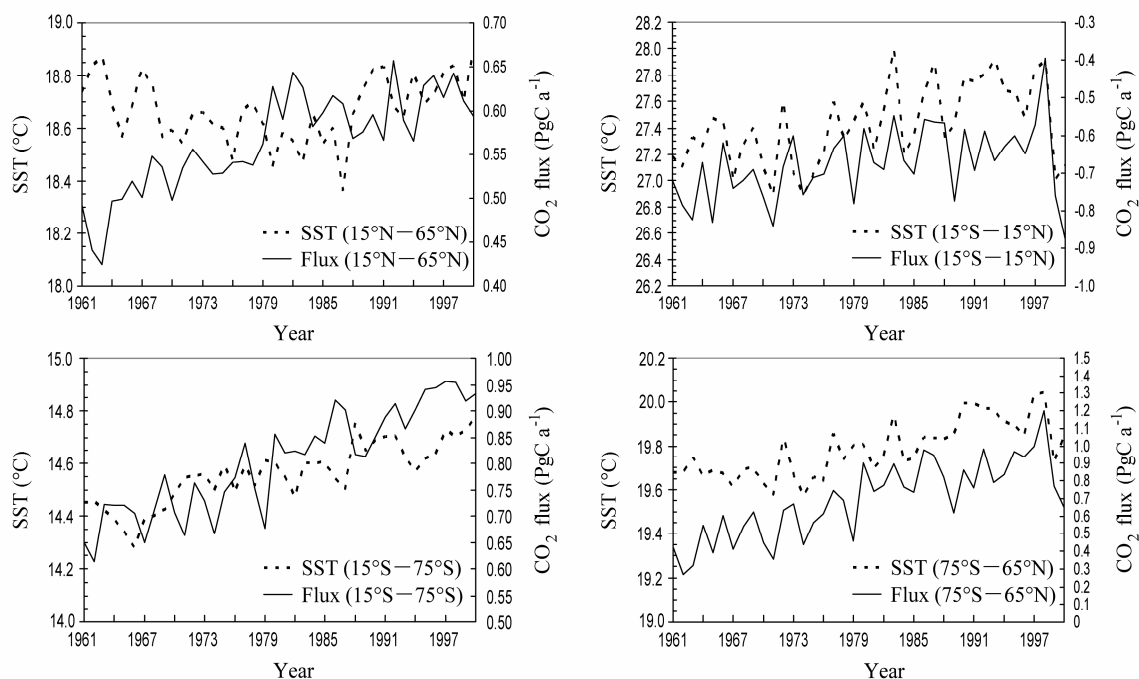


图6 太平洋各分区海气 CO_2 通量与平均海表温度随时间的变化: (a) $15^\circ\text{N}\sim 65^\circ\text{N}$; (b) $15^\circ\text{S}\sim 15^\circ\text{N}$; (c) $15^\circ\text{S}\sim 75^\circ\text{S}$; (d) $75^\circ\text{S}\sim 65^\circ\text{N}$

Fig. 6 Variations of the air-sea CO_2 exchange flux and area-mean SST in the different regions of the Pacific Ocean with time: (a) $15^\circ\text{N}\sim 65^\circ\text{N}$; (b) $15^\circ\text{S}\sim 15^\circ\text{N}$; (c) $15^\circ\text{S}\sim 75^\circ\text{S}$; (d) $75^\circ\text{S}\sim 65^\circ\text{N}$

控制碳通量年际变化的几个要素的年际波动规律不一致。

赤道太平洋无疑是这3个区域海气碳通量年际波动最为显著的。在平均年交换通量为 -0.68 PgC a^{-1} (即排放 0.68 PgC a^{-1}) 的情况下, 年最高排放量出现在2000年, 最低排放量出现在1998年。Wetzel et al. (2005) 模拟得到在1975~1977年的气候跃变时期, 赤道太平洋 ($10^\circ\text{S}\sim 10^\circ\text{N}$) 海气通量从1975年的 0.70 PgC a^{-1} (排放) 降到了1977年的 0.58 PgC a^{-1} 。我们的模拟结果显示1975年赤道太平洋 ($15^\circ\text{S}\sim 15^\circ\text{N}$) 排放量为 0.71 PgC a^{-1} , 到1977年降为 0.63 PgC a^{-1} , 1978年继续降为 0.60 PgC a^{-1} , 与Wetzel et al. (2005) 的估计比较吻合。与其他两个分区明显不同的是, 赤道太平洋最大和最小排放量出现时间均在1990年以后, 说明气候事件对赤道太平洋海气碳通量的影响是最显著的。整个太平洋海盆年平均海气交换通量为 0.69 PgC a^{-1} , 最小值和最大值分别出现在1962年和1998年。对太平洋交换通量随时间变化曲线做线性回归后得到了 $y=0.0149x+0.3857$ 的拟合线, 即在气候变化试验里太平洋自1961年开始, 每年 CO_2 吸收量增加约 $0.0149 \text{ PgC a}^{-1}$, 略低于控制实验中仅受大气 CO_2 浓度变化引起的年增加量 ($0.0158 \text{ PgC a}^{-1}$, 图略)。

从图6可以看出受大气 CO_2 浓度逐年增加的影响,

SST也在逐年增加, 但在不同海区增加速率不同, 且3个海区SST的波动规律也存在明显差异。北太平洋海表温度逐年变化曲线得到的拟合斜率仅达到 0.0015°C/a , 上升趋势与碳通量不是很吻合, 且年平均海表温度随时间的波动比较显著, 因此其确定系数 (R^2) 仅为0.02。尽管SST与碳通量的趋势并不吻合, 但SST对碳通量明显有着不可忽视的影响, 如从十年尺度上看, 20世纪70、80年代海表平均温度明显低于20世纪60年代和90年代, 尤其在1978年后, SST值形成一个低谷, 与此同时北太平洋海气通量在1979年后急剧增加, 出现一个明显的抬升。在1979年以前, 北太平洋海气碳通量低于 0.56 PgC a^{-1} , 而在之后的1980年北太平洋海气碳通量迅速增加到 0.62 PgC a^{-1} , 体现了一个对气候跃变略微滞后的响应。

在南太平洋, 区域平均SST从1961年到2000年, 40年间增加值超过了 0.30°C , 最小二乘法拟合后的斜率高达 0.0086°C/a , 数值的离散度也明显要低于北太平洋 ($R^2=0.73$)。南太平洋海表温度与海气碳通量的上升趋势相对于北太平洋要更加接近。与南太平洋不同的是赤道海区的年平均海表温度一方面存在一个更强于南太平洋的上升趋势, 拟合斜率为 0.0128°C/a , 另一方面也体现出强烈的年际波动, R^2 值小于南太平洋, 为0.24。与其强烈的

海气通量年际波动一样, 赤道海区 SST 的年际起伏也明显强过其他两个海区, 除 1980 年以外, 其他几个极高值的出现年份均与历史上记录的 El Niño 年相吻合, SST 的这些极值大部分略超前于海气碳通量的极值。3 个海区的共同作用使得太平洋海盆年平均海表温度与海气通量一样存在一个随时间增加而增加的趋势, 平均每年增加 0.0082 °C。与海气通量年际波动规律受赤道影响较大不同的是 (海气通量为总和, 而温度为面积平均值), 整个太平洋海盆平均海表温度的波动受其他两部分海区影响较大, 海表温度极高值出现的年份未发现与 El Niño 或 La Niña 年份存在较好的吻合性。

3.3 太平洋 CO₂ 海气通量的年际变化特征

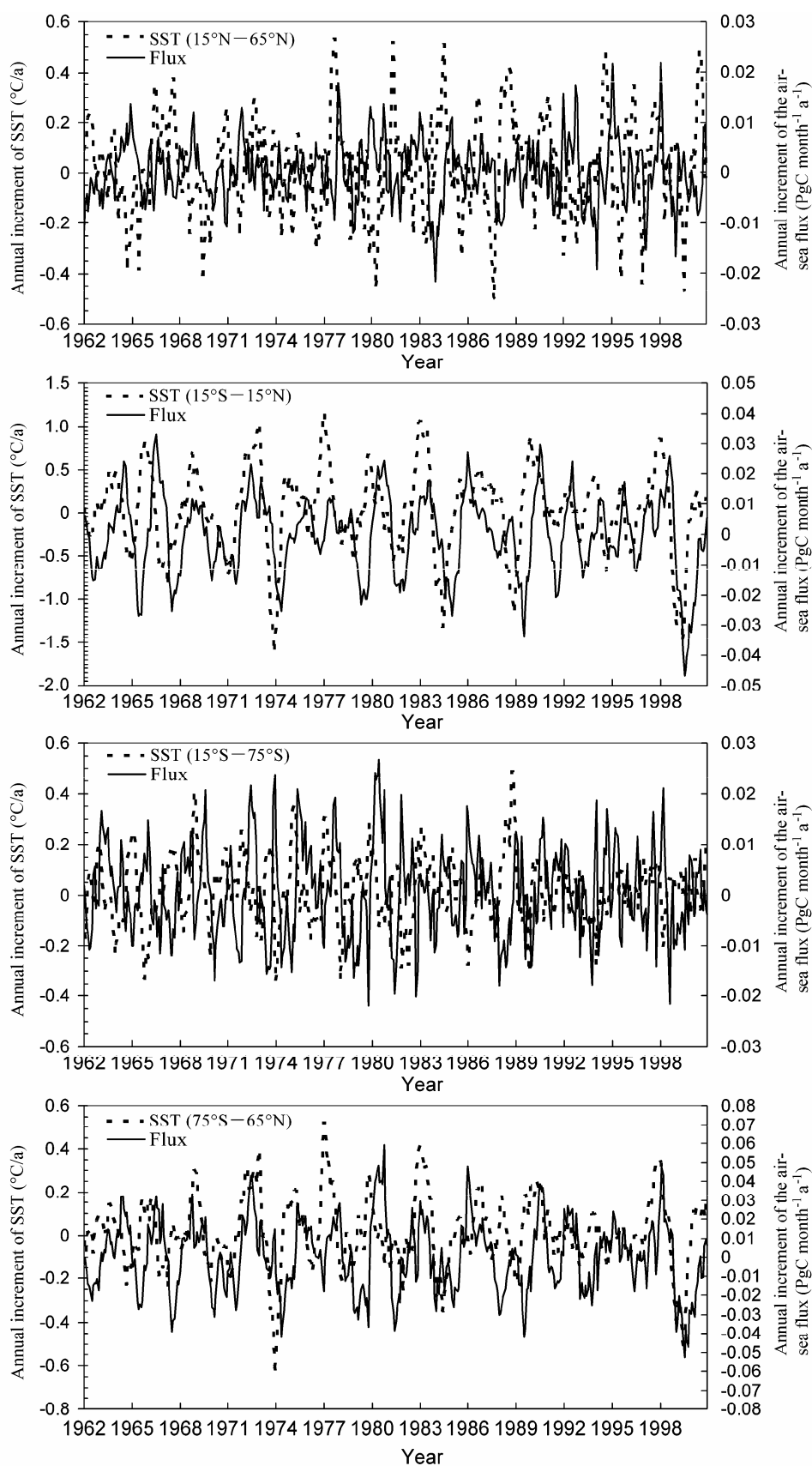
为了削弱长期趋势和自然季节变化所带来的影响, 本文使用逐月年际增长量来进一步考察太平洋 CO₂ 海气通量年际变化特征。逐月年际增长量定义为某一年的某一月的数据 (温度等的月平均结果或通量等的月累加结果) 减去上一年的相同月份的数据, 更具体的算法见李阳春等 (2005) 的工作。这种算法与事先去掉最小二乘法得到的长期趋势和季节变化的方法有相似的地方, 每个月的数据里所隐含的自然季节变化信息会因为与相邻年的同一月份相减而极大地减弱, 趋势也因为相邻年的差而被去掉, 因此逐月年际增长量主要体现的是年际的变化特征。需要注意的是, 这种方法对于持续时间较长的气候事件所带来的影响也会削弱, 但会更加突出气候事件转折时期的信号, 这在一定程度上有利于对碳通量年际变化控制因素的研究。

图 7 为太平洋与各分区海表平均温度与海区总 CO₂ 海气通量的年际增长量。南、北太平洋 (南、北纬 15°到两半球高纬度计算区域的边界) 相比于赤道海区, SST 区域平均值年际增长量的波动范围要小得多。北太平洋 SST 最大年际变化量 (绝对值) 出现在 1977 年 9 月, 最大增长量为 0.54 °C/a, 南太平洋最大年际变化量为 1988 年 10 月的 0.50 °C/a, 而赤道太平洋最大年际变化量为 1973 年 12 月的 -1.62 °C/a。赤道太平洋 SST 的最大年际变化量未出现在 20 世纪 90 年代与当时 El Niño 频发有关, 整个赤道太平洋长时间处于 SST 较暖时期, 在一定程度上削弱了相邻年份的变化量。整个太平洋海盆综合了这 3 个分区的特点, 其中赤道太平洋较大的年际波动使得太平洋 SST 最大年际变化量也出现在了 1973 年的 12 月份, 为 -0.64 °C/a。另外

SST 年际波动范围的相对大小从这 4 组数据的标准差上也可以得到同样的结论, 北太平洋、南太平洋、赤道海区和太平洋海盆 4 部分 SST 月平均年际增长量的标准差依次是 0.187、0.130、0.491 和 0.165 °C/a, 赤道海区无疑是离散程度最高的。

北太平洋海气碳通量年际最大变化量出现在 1995 年和 1998 年的 2 月, 均为 0.022 PgC month⁻¹ a⁻¹, 南太平洋为 1998 年 3 月的 0.021 PgC month⁻¹ a⁻¹, 而赤道太平洋则为 1999 年 7 月的 -0.047 PgC month⁻¹ a⁻¹ (多排放的量)。太平洋海盆海气通量最大年际变化量同样发生在 1999 年的 7 月, 为 -0.053 PgC month⁻¹ a⁻¹。从以上结果看, 无论是海气碳通量抑或是 SST, 对太平洋而言年际变化最关键的海区均为赤道太平洋。3 个海区的海气碳通量增长量标准差依次为北太平洋 0.006 PgC month⁻¹ a⁻¹、南太平洋 0.009 PgC month⁻¹ a⁻¹、赤道海区 0.013 PgC month⁻¹ a⁻¹、太平洋 0.019 PgC month⁻¹ a⁻¹。可以看出, 太平洋海盆海气通量年际波动值的标准差均高于 3 个分区, 这与 SST 情况不同, 因海气碳通量为区域累加值, 而 SST 为区域平均值。在赤道太平洋 SST 年际增长量最高时, 南北太平洋 SST 年际增长量均处于极高值出现后的 3 个月左右, 且这两部分海区的面积之和要明显大于赤道海区, 因而太平洋海盆平均 SST 的最大变量小于赤道地区, 而在赤道太平洋海气碳通量最大变化量出现时, 南太平洋海气碳通量年际波动在位相上与赤道太平洋正好一致 (指正负而言), 因而太平洋海气通量最大变化量绝对值要大于赤道海区。

在赤道太平洋, 海气碳通量几个年际变化量极值出现的位置总是出现在 SST 年际增长量极值出现时间的附近。如赤道太平洋 1999 年 6 月是 SST 的一次较大年际增长量 (绝对值) 的出现时间, 增长量为 -1.49 °C/a, 仅次于 1973 年 12 月的最大增长量。然而在北太平洋, 海气碳通量年际增长量的极值出现与 SST 年际增长量极值出现的时间相差则往往超过 4 个月。SST 与海气碳通量年际增长量之间的相互关系之所以会存在这样的差异, 是因为它们二者的关系并不是仅仅由化学热力学过程决定的, 而是在局地洋流或对流混合等物理过程的影响下, 海表 DIC 和生物过程均会对海气碳通量造成影响, 尤其是各个海区物理场在气候事件下的不同表现使得各海区 SST 与 CO₂ 海气通量之间的关系更为复杂。

图7 太平洋以及各分区海表平均温度年际增量与 CO₂ 海气通量年际增量Fig. 7 Interannual increment of SST and the air-sea CO₂ flux in the different regions of the Pacific Ocean

从模拟的几个海区 SST 与 CO₂ 海气通量二者年际增长量之间的同步相互关系结果看, 3 个海区所表现出来的 SST 对海气碳通量的影响差异显著。南、北太平洋比较相似, SST 与 CO₂ 海气通量的关系是负相关, 北太平洋得到的二者相关系数为 -0.24, 南太平洋为 -0.33, 均通过了 99% 的信度检验 (480 个样本量), 这说明南北太平洋 SST 对海气通量的直接影响是通过影响 CO₂ 的海水溶解度及碳酸盐体系的平衡态实现的, 因而表现的是二者的负相关。不同的是, 在赤道太平洋, 二者的相关系数为 0.30, 是正相关, 同样通过了 99% 的信度。这与 Feely et al. (2006) 根据观测资料得到的赤道太平洋 CO₂ 逸度年际变化与 SST 的年际变化成反比一致, 说明赤道地区赤道上升流异常导致了 DIC 和 SST 反向变化, 但 DIC 的变化在对赤道太平洋海水 CO₂ 分压的影响中占了主导地位, 抵消了 SST 对海水 CO₂ 分压的影响。

4 总结

应用一个嵌套了海洋生物地球化学循环的太平洋环流碳循环模式模拟了 1958~2002 年太平洋海区海气碳通量随时间的变化情况, 为避免强迫场改变带来的影响, 本文主要讨论了 1960~2000 年的海洋生物地球化学各要素和海气碳通量的模拟情况。从试验结果看, 在控制海气碳通量的几个要素中, DIC、输出生产力和 SST 在不同海区对气候事件的响应是不一致的。在 El Niño 年, 赤道上升流的削弱会降低赤道海区 SST 冷舌的强度以及 DIC 的浓度和随后一段时间内的输出生产力, La Niña 年则完全相反, 但在南北太平洋副热带以及高纬度海区, El Niño 和 La Niña 对这些要素带来的影响却并不一定相反, 对输出生产力的影响甚至是一致的。

将太平洋以南、北纬 15° 为界分成 3 个区域进行考察, 其中赤道太平洋为海洋 CO₂ 排放区, 南北太平洋 (南、北纬 15° 至模式计算区域南北边界) 为吸收区。3 个区域的海气碳通量在大气 CO₂ 浓度持续增加的情况下均保持了逐年增加 (赤道太平洋排放减弱) 的趋势, 整个计算区域海气碳通量每年约增加 0.0149 PgC a⁻¹, 但不同海区海气碳通量均存在年际波动, 其中赤道太平洋是这 3 个海区海气碳通量年际波动最为显著的区域。与海气碳通量密切

相关的 SST 也表现出逐年增加的趋势和较强的年际波动。在北太平洋, SST 的增加趋势比较弱, 而赤道太平洋 SST 增加趋势和波动均比其他两个海区明显。在赤道太平洋, SST 的增加对应着略微滞后的海气碳通量的增加, 而在南北太平洋则未出现海气碳通量滞后 SST 增加的规律, 相反的, 在 20 世纪 70 年代末北太平洋出现了 1 个 SST 的低值区, 同期的海气碳通量出现了略微滞后的急剧增加。

SST 与海气碳通量的年际增长量的最大绝对值均出现在赤道太平洋, 并且较强 SST 年际增长量与较强海气碳通量年际增长量几乎是同时出现的。SST 与海气碳通量年际增长量的同步相关系数表明, 在赤道太平洋, 上升流对 DIC 的影响是控制海气碳通量变化的主要因素, 而在其他海区, 尤其是副热带海区, 由于垂直运动的年际变化较小, 而生物生产力水平较低, SST 的波动对海气碳通量的影响更加重要。

参考文献 (References)

- Anderson L, Sarmiento J L. 1995. Global ocean phosphate and oxygen simulations [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 9 (4): 621–631.
- Denman K L, et al. 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry, in *Climate Change 2007: The physical science basis* [C]. // *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 499–588.
- Doney S C, Lindsay K, Caleira K, et al. 2004. Evaluating global ocean carbon models: The importance of realistic physics [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, doi:10.1029/2003GB002510.
- Esbensen S K, Kushnir Y. 1981. The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations [R]. Rep. 29, climate Res. Inst. Oregon State Univ., Corvallis.
- Feely R A, Wanninkhof R, Takahashi T, et al. 1999. Influence of El Niño on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO₂ accumulation [J]. *Nature*, 398: 597–601.
- Feely R A, Boutin J, Cosca C E, et al. 2002. Seasonal and interannual variability of CO₂ in the equatorial Pacific [J]. *Deep-Sea Res. II*, 49, 2443–2469.
- Feely R A, Takahashi T, Wanninkhof R, et al. 2006. Decadal variability of the air–sea CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JC003129.
- Fransson A, Chierici M, Nojiri Y. 2006. Increased net CO₂ outgassing in the upwelling region of the southern Bering Sea in a period of variable marine climate between 1995 and 2001 [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2004JC002759.
- Gent P R, McWilliams J C. 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation

- models [J]. *J. Phys. Oceanogr.* 20: 150–160.
- Gent P R, Willebrand J, McDougall T J, et al. 1995. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 463–474.
- Keeling C D, Bacastow R B, Carter A F, et al. 1989. Aspects of climate variability in the Pacific and the western Americas [C]. Peterson D H, ed., *Geophysical Monograph 55*, American Geophysical Union, Washington DC, 165–236.
- Keeling C D, Whorf T P, Wahlen M, et al. 1995. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980 [J]. *Nature*, 375, 666–670
- Le Quéré C, Orr J C, Monfray P, et al. 2000. Interannual variability of the oceanic sink of CO₂ from 1979 through 1997 [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 14 (4): 1247–1265.
- Le Quéré C, Bopp L, Tegen I. 2002. Antarctic circumpolar wave impact on marine biology: A natural laboratory for climate change study [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (10): 1407, doi:10.1029/2001GL14585.
- Le Quéré C, Takahashi T, Buitenhuis E T, et al. 2010. Impact of climate change and variability on the global oceanic sink of CO₂ [J]. *Global biogeochemical Cycles*, 24, doi:10.1029/2009GB03599.
- 李阳春, 杨昕, 王明星, 等. 2005. 降水、云与大气 CO₂ 浓度的年际波动 [J]. *中国科学院研究生院学报*, 22 (3): 394–399. Li Yangchun, Yang Xi, Wang Mingxing, et al. 2005. Precipitation, cloud, and atmospheric CO₂ interannual variability [J]. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences (in Chinese)*, 22 (3): 394–399.
- McGillis W R, Edson J B, Zappa C J, et al. 2004. Air–sea CO₂ exchange in the equatorial Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JC002256.
- McKinley G A, Michael J F, Marshall J. 2004. Mechanisms of air–sea CO₂ flux variability in the equatorial Pacific and the North Atlantic [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, doi: 10.1029/2003GB002179.
- McKinley G A, Takahashi T, Buitenhuis E, et al. 2006. North Pacific carbon cycle response to climate variability on seasonal to decadal timescales [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (C7), doi: 10.1029/2005JC003173.
- Midorikawa T, Ishii M, Nemoto K, et al. 2006. Interannual variability of winter oceanic CO₂ and air–sea CO₂ flux in the western North Pacific for 2 decades [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JC003095.
- Murnane R J, Sarmiento J L, Le Quéré C. 1999. Spatial distribution of air–sea CO₂ fluxes and the interhemispheric transport of carbon by the oceans [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 13: 287–305.
- Najjar R G, Sarmiento J L, Toggweiler J R. 1992. Downward transport and fate of organic matter in the ocean: Simulations with a general circulation model [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 6: 45–76.
- Najjar R G, Jin X, Louanchi F, et al. 2007. Impact of circulation on export production, dissolved organic matter, and dissolved oxygen in the ocean: Results from Phase II of the Ocean Carbon-cycle Model Intercomparison Project (OCMIP-2) [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 21 (3), doi:10.1029/2006GB002857.
- Obata A, Kitamura Y. 2003. Interannual variability of sea–air exchange of CO₂ from 1961 to 1998 with a global ocean circulation biogeochemistry model [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (C11), doi:10.1029/2001JC001088.
- 乔然, 王彰贵, 陈陟, 等. 2005. 太平洋中低纬海水中的二氧化碳分布特征及其与海洋环境条件的关系 [J]. *海洋学报*, 27 (6): 30–37. Qiao Ran, Wang Zhanggui, Chen Zhi, et al. 2005. Distribution of marine carbon dioxide and its relationship with other marine parameters and air–sea anomalies [J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 27 (6): 30–37.
- Sabine C L, Feely R A, Gruber N, et al. 2004. The ocean sink for anthropogenic CO₂ [J]. *Science*, 367–371.
- Takahashi T, Sutherland S C, Sweeney C, et al. 2002. Global sea–air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects [J]. *Deep-Sea Res. II*, 49: 1601–1622.
- Takahashi T, Sutherland S C, Feely R A, et al. 2003. Decadal variation of the surface water PCO₂ in the western and central equatorial Pacific [J]. *Science*, 302: 852–856.
- Takahashi T, Sutherland S C, Feely R A, et al. 2006. Decadal change of the surface water pCO₂ in the North Pacific: A synthesis of 35 years of observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JC003074.
- Takahashi T, Sutherland S C, Wanninkhof R, et al. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans [J]. *Deep-Sea Res. II*, 56: 554–577.
- Wang X, Christian J R, Murtugudde R, et al. 2006. Spatial and temporal variability of the surface water pCO₂ and air–sea CO₂ flux in the equatorial Pacific during 1980–2003: A basin-scale cycle model [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, C07S04, doi:10.1029/2005JC002972.
- Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 97: 7373–7382.
- Weiss R F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas [J]. *Marine Chemistry*, 2: 203–215.
- Wetzel P, Winguth A, Maier-Reimer E. 2005. Sea-to-air CO₂ flux from 1948 to 2003: A model study [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, doi:10.1029/2004GB002339.
- Xu Y F. 1992. The buffer capability of the ocean to increasing CO₂ [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 9: 501–510.
- 徐永福, 李阳春, 赵亮, 等. 2006. 一个太平洋海盆尺度环流模式及其模拟结果 [J]. *大气科学*, 30 (5): 927–938. Xu Yongfu, Li Yangchun, Zhao Liang, et al. 2006. A basinwide ocean general circulation model of the Pacific Ocean and its simulation results [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 927–938.