

郭准, 周天军. 2012. 新旧两个版本 GAMIL 模式对 1997/98 强 El Niño 年西太平洋暖池区独特云辐射强迫特征的数值模拟 [J]. 大气科学, 36 (5): 863-878, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11211. Guo Zhun, Zhou Tianjun. 2012. The cloud-radiation forcing over the western Pacific warm pool during 1997/98 simulated by two versions of LASG/IAP atmospheric general circulation model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (5): 863-878.

新旧两个版本 GAMIL 模式对 1997/98 强 El Niño 年西太平洋暖池区独特云辐射强迫特征的数值模拟

郭准^{1,2} 周天军¹

1 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, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 1997/98 年强 El Niño 背景下西太平洋暖池区云辐射强迫的变化, 表现出诸多不同于以往的特征, 已经成为检验气候模式性能的一个重要标准。本文基于卫星资料, 分析了大气环流模式 GAMIL1.0 和 2.0 版对上述现象的模拟能力。结果表明, GAMIL1.0 模式对热带地区云辐射特征分布, 尤其对西太平洋暖池区的长(短)波云辐射强迫及其异常的模拟结果均和观测接近, 但其模拟的长(短)波云辐射以及净云辐射冷却作用的强度均偏强, 且模拟的 1998 年异常亦不如观测明显。GAMIL2.0 对热带云辐射强迫空间分布的模拟较 GAMIL1.0 存在一定改进, 但其未能模拟出 1998 年暖池地区云辐射强迫异常。对比观测发现, 暖池区云辐射强迫的模拟偏差主要源自模式对该处云量、云水路径及云垂直结构的模拟偏差。在 GAMIL1.0 中, 它们共同造成模拟的短波云辐射明显偏强, 而其相互补偿使长波云辐射模拟略好于前者, 导致模拟净云辐射冷却作用过强。在 GAMIL2.0 中, 高估的云水路径致使短波云辐射过强, 而其模拟云量、平均云顶高度偏低则导致长波云辐射强迫偏弱。模式的晴空短(长)波辐射通量过高(低), 亦对模拟短波云辐射强迫以及净云辐射冷却作用偏强有影响。

关键词 云辐射强迫 模式评估 El Niño 西太平洋暖池

文章编号 1006-9895(2012)05-0863-16

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11211

The Cloud-Radiative Forcing over the Western Pacific Warm Pool during 1997/98 Simulated by Two Versions of LASG/IAP Atmospheric General Circulation Model

GUO Zhun^{1,2} and ZHOU Tianjun¹

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The authors evaluated the performance of two versions of the Grid-point Atmospheric General Circulation Model of IAP/LASG (GAMIL1.0 and 2.0), by comparing the climatological patterns of the cloud-radiative forcings (CRFs), i.e., shortwave cloud radiative forcing (SF), longwave cloud radiative forcing (LF), and their ratio $N = -SF/LF$, as well as their contrasts between the 1997/98 El Niño years and the normal years over the tropical Pacific region in both the observations and simulations. The result shows that the spatial distributions of multi-year averaged cloud radiative

收稿日期 2011-11-04, 2012-02-20 收修定稿

资助项目 国家高技术研究发展计划(863 计划)项目 2010AA012304, 全球变化国家重大科学研究计划项目 2010CB951904

作者简介 郭准, 男, 1983 年出生, 博士研究生, 主要从事气候模拟和云辐射过程研究。E-mail: guozhun@mail.iap.ac.cn

通讯作者 周天军, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

forcing (CRF) and the anomalies of the strong 1997/98 El Niño over the tropical Pacific region is well produced by GAMIL1.0, especially over the western Pacific warm pool region. However, the magnitudes of climatological SF, LF, and their ratio N are all overestimated, and the differences between the strong 1997/98 El Niño years and the normal years are underestimated. Although GAMIL2.0 has better spatial patterns than GAMIL1.0, it loses the anomalies of strong 1997/98 El Niño in the warm pool. Analysis shows that the discrepancies in CRFs are caused by unrealistic cloud vertical structure (i.e. overestimates in deep convective clouds and middle clouds while underestimate in cirrus), in-cloud water path, and high cloud fraction. It is found that the simulation of LF is better than that of SF in GAMIL1.0. The better simulation of LF results from the opposite effect of biases in cloud vertical structure and high cloud fraction to LF and the joint effect of biases to SF. In GAMIL2.0, the overestimated in-cloud water path compensates the contributions of underestimated cloud cover and then leads to stronger SF. However, it has fewer effects on LF that mainly reflect the impact from the underestimated cloud cover. As a result, the value of N is overestimated by these two versions. In addition, the large discrepancies in the clear-sky fluxes at the top of atmosphere in GAMIL also lead to the overestimation of N value and the SF.

Key words cloud-radiation forcing, model evaluation, El Niño, western Pacific warm pool

1 引言

云作为气候系统的重要组成部分,在天气系统的辐射收支中起着非常重要的作用。云一方面通过吸收和反射太阳短波辐射冷却天气系统,另一方面吸收地表和对流层下层的长波辐射从而阻挡地球的长波损失,同时以自身较低的云顶温度向外释放长波辐射,从而最终加热天气系统。这两种效应的共同作用决定着云对天气系统能量平衡的影响。上述过程可利用大气层顶(top-of-the-atmosphere, 简称TOA)的云辐射强迫特征来进行描述(Ramanathan et al., 1989)。

云辐射收支在时间及空间上存在明显的差异,这种差异是大气环流的重要驱动力之一(Hartmann et al., 1992)。其中,西太平洋暖池深对流区因其独特的辐射特征而备受关注。早期研究表明,在该地区,长波云辐射强迫(longwave cloud-radiative forcing, 简称LF)对大气的增暖作用与短波云辐射强迫(shortwave cloud-radiative forcing, 简称SF)的冷却作用都很强,但是二者符号相反,总的效果近似互相抵消,即净云辐射强迫(net cloud-radiative forcing, 简称NF)约等于0(Kiehl and Ramanathan, 1990; Kiehl, 1994)。暖池区云辐射强迫的上述特点,随后被许多研究工作所陆续证实(Hartmann et al., 1992; Ockert-Bell and Hartmann, 1992; Rossow and Zhang, 1995; Zhang et al., 1995; Chen et al., 2001)。

暖池区的长、短波云辐射强迫的平衡,在某些特殊年份却被打破。Cess et al. (2001a, 2001b) 利用ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) 和

CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) 资料所进行的分析发现,不同于正常年(1985~1989年)的情况,在1997/1998强El Niño年,随着赤道太平洋东西向海温梯度减小,Walker环流减弱甚至崩溃,暖池区的云垂直结构(高度和光学厚度)发生显著变化,使得净云辐射强迫约为0的现象不复存在,代之以净云辐射强迫表现为冷却作用。

气候模式是理解气候演变机理、预测乃至预估未来气候变化的重要工具。但是,目前的气候系统模式在模拟、预测和预估未来气候变化方面,依然存在着很大的不确定性,其中云(云辐射)和气候之间的相互作用,是导致模拟不确定性的最重要因素(Potter and Cess, 2004)。在模式中合理描述观测中的云分布及其相关辐射通量,是提高气候模式模拟能力的重要途径(Webb et al., 2001)。暖池区独特的云分布和辐射特征、其在1997/1998异常年的独特表现,则为检验和改进气候模式提供了一个理想的参照标准。目前,对1997/1998强El Niño年西太平洋暖池区独特云辐射强迫特征的模拟,在国际气候模拟界,已经成为检验气候模式性能的通用标准。例如, Potter and Cess (2004) 基于ERBE观测资料(1985~1989年),评估了19个大气环流模式对西太平洋暖池以及东南太平洋区域云辐射强迫的模拟能力,指出所用模式均存在不同程度的偏差,这些偏差主要源于模式对云的高度、种类以及云量的模拟误差。Lu et al. (2004) 则利用HadAM3模式模拟了1997/1998年强El Niño发生时暖池区的云辐射强迫收支异常,验证了Cess et al. (2001a, 2001b) 的结论,即Walker环流的崩溃导致了暖池

区云辐射强迫收支的变化。

中国科学院大气物理研究所 (IAP) 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 长期致力于气候系统模式的发展 (Zhou et al., 2007; 周天军等, 2005; Yu et al., 2008)。LASG/IAP 发展的大气环流模式 GAMIL1.0、2.0, 被广泛地应用于 20 世纪气候变化 (李立娟等, 2007; Scaife et al., 2009; Kucharski et al., 2009)、东亚气候年代际变化 (Zhou et al., 2009c)、亚澳季风的年际变率 (Zhou et al., 2009a, 2009b) 等模拟研究中。不过, 关于该模式对云—辐射强迫过程的模拟能力, 此前的关注相对较少。本文旨在参照国际上近年来的作法, 以 1997/1998 强 El Niño 年西太平洋暖池区的云辐射强迫特征变化为对象, 检验该模式的模拟能力, 分析模拟偏差产生的原因。

本文其他部分安排如下: 第 2 节介绍分析资料和模式结果; 第 3 节比较模式对暖池区云辐射强迫、纬向环流、云量及垂直结构的模拟情况; 最后总结全文。

2 资料、模式和方法介绍

2.1 资料

本文用到的观测资料包括:

(1) ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) S-4G 逐月辐射资料, 水平分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 、时间跨度为 1985 年 1 月~1989 年 12 月 (Barkstrom and Smith, 1986)。其大气顶长波短波绝对精度分别为 1% 和 2%。该资料在本文被用于气候态正常年份的比较。

(2) TRMM 卫星的 CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) ES-4G 逐月辐射资料, 水平分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 、时间跨度为 1998 年 1 月~1998 年 8 月 (Wong et al., 2000)。其大气顶长波、短波的绝对精度分别为 0.5%、1%。该资料在本文被用于强 El Niño 异常年的分析。

(3) NCEP/NCAR 再分析资料中的风场资料, 水平分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 、时间跨度为 1985 年 1 月~1998 年 8 月 (Kalnay et al., 1996)。

(4) ISCCP 的逐月云资料, 水平空间分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 时间范围为 1985 年 1 月~1989 年 12 月以及 1998 年 1 月~1998 年 12 月共 6 年 (Doutriaux-Boucher and Sèze, 1998)。

对于 1997/1998 强 El Niño 事件而言, 1997 年 6

月到 1998 年 4 月是其成熟期, 且考虑到 CERES 资料的时间跨度, 故本文选取 1~4 月重点分析, 这也是国际上相关研究的通常作法 (Lu et al., 2004)。

本文的模拟数据来自“国际大气模式比较计划”(AMIP) 科学试验, 即利用 1979~1999 年的逐月的历史海温驱动大气环流模式, 进行模拟积分 (Zhou et al., 2009b)。

2.2 模式

本文所用模式是 LASG/IAP 格点大气环流模式 GAMIL (Grid-point Atmospheric Model of IAP/LASG) 的 1.0 版本 (以下简称 GAMIL1.0) 以及 2.0 (GAMIL2.0), 其水平分辨率为 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$, 垂直方向分为 26 层 (李立娟等, 2007)。GAMIL1.0 的动力框架保持了总质量、总有效能量守恒 (Wang et al., 2004)。除修改的 Tiedtke 对流参数化方案外 (Li et al., 2007), 模式的物理过程来自美国国家大气研究中心 (NCAR) 的大气模式 CAM2 (Collins et al., 2003)。

GAMIL2.0 是 GAMIL1.0 (王斌和季仲贞, 2006) 的改进版本 (王斌, 2011^①), 用于 IPCC 第五次评估报告相关科学试验。相对于 1.0, GAMIL2.0 主要做了以下改进: 第一, 积云参数化方案更新为 Zhang 方案 (Zhang and Mu, 2005); 第二, 云微物理过程引入双参数云微物理方案 (Morrison and Gettelman, 2008)。

两个模式版本的云量计算均采用 Slingo (1989) 方案, 并考虑与有效半径 (r_e) 以及云水路径 (C_{wp}) 有关的云光学属性 (光学厚度 τ 、反照率 ω 、不对称因子 g 和向外的散射因子 f), 来计算云对短波的反射和散射作用, 具体公式为 (Slingo, 1989):

$$\tau = C_{wp} \left(a^i + \frac{b^i}{r_e} \right) (1 - f_{ice}^i), \quad (1)$$

$$\omega = 1 - c^i - d^i r_e, \quad (2)$$

$$g = e^i + f^i r_e, \quad (3)$$

$$f = g^2, \quad (4)$$

其中, 系数 $a^i, b^i, c^i, d^i, e^i, f^i$ 由谱间断 i 决定 (Ebert and Curry, 1992), $0 \leq f_{ice} \leq 1$ 则代表冰云、水云的混合。对冰云而言, 公式 (1) 则替换为:

$$\tau = C_{wp} \left(a^i + \frac{b^i}{r_e} \right) f_{ice}^i. \quad (5)$$

①王斌. 2011. 863 计划重点项目“地球系统模式中的高效并行算法研究与并行耦合器研制”2010~2011 年研究进展. 中国科学院大气物理研究所学术年会, 2011 年 4 月 14~15 日, 北京.

云的长波放射效应 ε 定义为 (Collins et al., 2003):

$$\varepsilon = 1 - e^{-Dk_{\text{abs}}C_{\text{wp}}}, \quad (6)$$

其中, k_{abs} 代表长波吸收系数, D 为扩散系数。

GAMIL 模式还耦合了一个陆面过程模式 CLM (Dai et al., 2003)。

2.3 云辐射强迫计算方法

根据 Ramanathan et al. (1989) 以及 Harrison et al. (1990) 定义, 将长波 (短波) 云辐射强迫 LF (SF) 表示为:

$$\text{LF} = F_{\text{c}} - F, \quad (7)$$

$$\text{SF} = (S - R) - (S - R_{\text{c}}) = R_{\text{c}} - R, \quad (8)$$

其中, F 和 F_{c} 分别代表大气层顶 (TOA) 在全天以及晴空条件下所向外释放的长波辐射通量; S 代表总太阳辐射; R 和 R_{c} 分别表示在 TOA 全天和晴空条件下反射的短波辐射通量。前者对大气起增温作用, 后者相反。

进一步定义净云辐射强迫 NF, 以及辐射关系比率 N (Cess et al., 2001b; Potter and Cess, 2004; Lu et al., 2004):

$$\text{NF} = (S - R) - (S - R_{\text{c}}) - (F_{\text{c}} - F) = \text{SF} + \text{LF}, \quad (9)$$

$$N = -\text{SF}/\text{LF}. \quad (10)$$

若 SF 冷却作用大于 LF 加热作用, 则 $\text{NF} < 0$ 即净云辐射强迫冷却大气, $N > 1$; 反之, 若 SF 冷却作用小于 LF 加热作用, 则 $\text{NF} > 0$, 即净云辐射强迫加热大气, $N < 1$; 若两者作用相当, 则 $\text{NF} = 0$, $N \approx 1$ 。

2.4 云垂直结构与云辐射强迫 (CRF) 关系的分析方法

讨论云垂直结构分布对 CRF 的影响, 需要使用 “ N -NF” 散点分布图。在散点图中卷云 (光学厚度小) 集中在右下象限, 深对流云 (光学厚度大) 和中云则集中于左上象限。其原理概述如下:

Cess et al. (2001b) 基于 Fu-Liou 辐射传输模式 (Fu and Liou, 1999), 计算了高度分别为 15、9、6 km 而光学厚度为 0.1~128 的云的辐射特征, 指出对于高度为 15 km 的高云, 随着光学厚度增加, 云辐射系数和反照率均相应增加。在光学厚度增长到一定阈值前, 云辐射系数增长快于反照率, 即在此阶段 LF 增大于 SF; 随着光学厚度的进一步增加, 云反照率增长更快, 使其在此光学厚度范围内 $\text{NF} < 0$ 、 $N > 1$ 。

同样, 对于高度为 6、9 km 的中层云, 无论其光学厚度如何也均表现为 $\text{NF} < 0$ 、 $N > 1$ 。而类似于

海洋层积云等低云在暖池的贡献较前两者都小得多, 在本文可以忽略不计 (Cess et al. 2001b)。

因此, 深对流云和中云都出现在散点图的左上象限。但 Cess et al. (2001b) 指出暖池上空深对流云不应超过 $N \approx 1.3$, 并以此作为界定散点图中左上象限深对流云和中云的指标, 这较之 Kiehl (1994) 提出的 $N \approx 1$ 更为准确。

需要指出的是, 尽管收支比率 N 仅和云高度、光学厚度有关而不随云量变化 (Kiehl, 1994), 但 NF 却随云量线性变化。因此, N 与 NF 散点的垂直分布特征能反映云垂直结构, 而水平分布则反映云量变化。

3 结果分析

3.1 热带太平洋地区的云辐射强迫模拟

云辐射分布存在明显的地区差异 (Hartmann et al., 1992)。热带地区 1~4 月平均大气层顶 (TOA) 长、短波云辐射强迫 (LF、SF) 的水平分布如图 1、2 所示。观测中, 正常年份 (图 1a 和图 2a) 短波和长波云辐射大值区基本对应, 如西太平洋暖池、赤道非洲和南美洲大陆等地区不仅为 LF 的大值区所在, 同时也是 SF 的大值区; 1997/1998 强 El Niño 异常年, 赤道 CRF 大值区缩小, 且西移至赤道中太平洋。

GAMIL1.0 和 2.0 均合理再现观测中的大尺度 LF/SF 气候分布及其异常特征。两版本对气候态的模拟均优于 El Niño 年的异常情况, 对 SF 模拟优于 LF; 在空间分布方面, GAMIL2.0 较 GAMIL1.0 改进显著 (图 1d-f 和图 2d-f)。GAMIL2.0 模拟热带 LF 强度偏弱, GAMIL1.0 反之; GAMIL1.0 对强 El Niño 年 LF/SF 分布的模拟技巧较低。

由于 LF、SF 强度存在差异 (图 1、图 2), 云辐射强迫收支比率 N 呈现出明显的区域性差异。观测中, 正常年份 (图 3a) 最显著的 N 大值区域位于赤道东太平洋冷水区、东大西洋和我国东南部, 而西太平洋暖池则为低值区 ($N \approx 1$)。这是由于上述区域的云垂直结构不尽相同, 因此造成净云辐射强迫 (NF) 分布存在地区性差异。

东太平洋冷洋面上以低层云为主 (Kiehl and Ramanathan, 1990; Klein and Hartmann, 1993)。其相对较低的云顶对长波辐射影响小, 主要通过反射短波辐射冷却地球, 使此区域 $\text{NF} < 0$ ($N > 1$)。此外, 中国西南部长江流域是全球最大的具有高光学

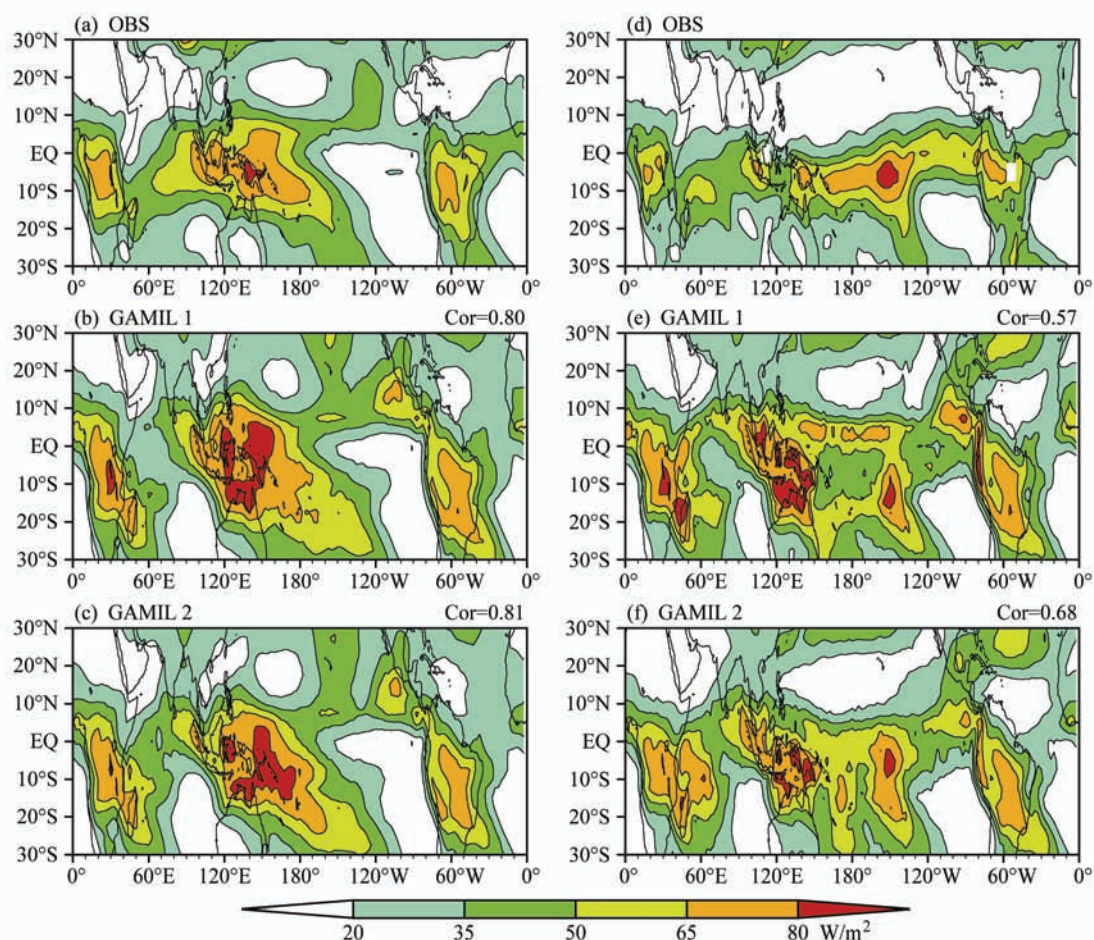


图 1 (a-c) 1985~1989 年正常年 (不包括 1987 年) 和 (d-f) 1998 El Niño 热带地区 1~4 月平均 LF (单位: W/m^2): (a, d) 观测; (b, e) GAMIL1.0 模拟; (c, f) GAMIL2.0 模拟。右上角的数字表示模式与观测的空间相关系数

Fig.1 The geographical distribution of JFMA (Jan-Apr) averaged LF (units: W/m^2) in (a-c) normal years (form 1985 to 1989, except 1987) and (d-f) 1998: (a, d) Observations; (b, e) GAMIL1.0; (c, f) GAMIL2.0. The spatial correlation coefficients between the model results and the observations are presented at the top right corner

厚度的中层云集中分布区域 (Yu et al., 2001, 2004), 独特的云结构造成了该处独特的云辐射强迫特征, 使 NF 强度可以达到与东南太平洋冷水区相当的程度。

与东太平洋和青藏高原下游不同, 西太平洋暖池区以深厚对流云和高层卷云为主 (Cess et al., 2001a, 2001b)。其深厚的云体对短波的反照率很大, 造成短波损失大; 加之其云顶高且温度低, 能起截流地球表面长波辐射通量作用, 从而更大地保留长波辐射。所以, 在西太平洋暖池区 LF 与 SF 强度相当, $\text{NF} \approx 0$ (Hartmann et al., 1992; Ockert-Bell and Hartmann, 1992; Rossow and Zhang, 1995; Zhang et al., 1995; Chen et al., 2001; Cess et al., 2001b)。

在 1998 年强 El Niño 时期, N 的强度和空间分

布相对于正常年均发生了显著变化。具体表现为, 西太平洋暖池 (赤道东太平洋冷水区) 的 N 值较正常年升高 (下降), 暖池附近部分低值区被高值取代, 强 N 值中心出现在赤道两侧的副热带地区 (图 3d)。

GAMIL1.0、2.0 对热带地区 N 值的模拟技巧较低, 模拟强度普遍偏强 (图 3b、c)。在正常年, 由于模式低估了暖池地区 LF (图 1c), GAMIL2.0 模式未能模拟出暖池地区 LF、SF 相互抵消的特征; GAMIL1.0 则高估了赤道东大洋的大值区的强度和范围。上述问题同样存在于对 El Niño 年异常分布的模拟中, 虽然东太平洋沿岸的大值带断裂、西伸现象改进明显, 但两个模式版本模拟的 N 仍明显偏大, 赤道东太平洋存在虚假大值中心, 1998 年暖池区 N 值异常亦不如观测明显。

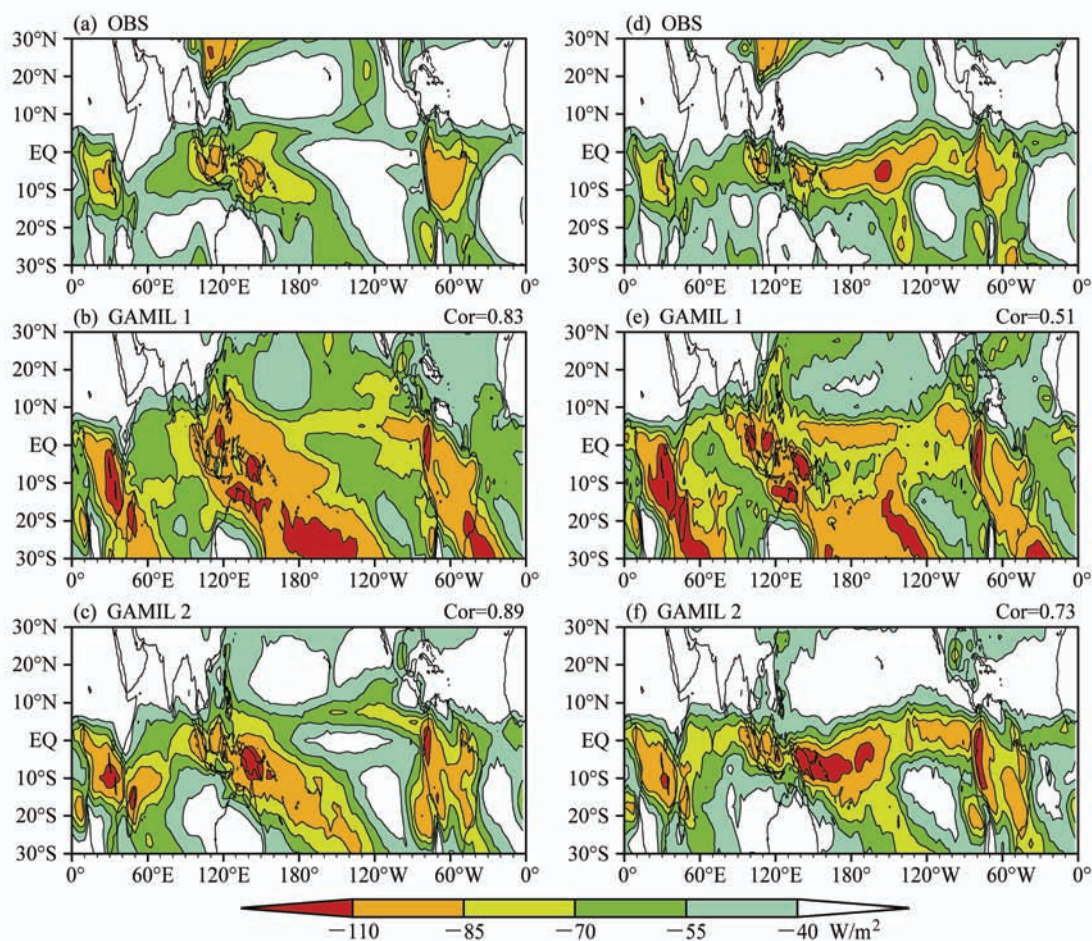


图2 同图1, 但为平均 SF

Fig.2 Same as Fig.1, but for SF

3.2 1998年暖池上空云辐射强迫变化

为讨论暖池地区云辐射强迫的变化, 本文选取 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim 165^{\circ}\text{E}$) 代表西太平洋暖池 (warm pool, 简称暖池), 同时该区域还是Walker环流上升支所在 (Cess et al., 2001b)。图4给出暖池区1~4月平均云辐射强迫及其在El Niño发生时的变化。卫星观测数据的特征与前人一致, 即在正常年份 (不包括1998年) 暖池地区的LF与SF几乎平衡, N 平均值约为1.07, 而1998年显著增强到1.40左右 (图4a)。不仅如此, 观测中1998年暖池区域LF、SF相对正常年均表现出明显减弱趋势 (图4b、c), 只是前者的幅度强于后者, 因此 N 仍表现出增大趋势。

研究表明, 1998年CRF异常的根本原因在于1998年大气环流背景改变, 进一步造成暖池区云高度、结构以及云量的共同变化 (Cess et al., 2001a, 2001b)。上述因素通过不同方式影响TOA CRF。一般认为, SF和LF均随云量呈线性变化, 相对而言

N 几乎不随云量变化 (Kiehl, 1994); 云顶高度下降导致云温度升高, 从而释放更多长波, 致使LF降低, 但云顶高度变化对SF的影响并不明显, 相应能使 N 值升高; 云垂直结构变化对辐射收支有显著影响, 且不为线性关系 (Cess et al., 2001b)。因此, 观测中1998年暖池地区SF异常主要源自该区域上空云量减少以及云垂直结构的变化; LF的减弱则反映该区域云高度、结构和云量变化的共同作用; N 异常主要由该区域云高度以及云垂直结构变化所致, 而几乎不反映云量变化 (Cess et al., 2001b)。

GAMIL1.0对暖池区 N 、SF以及LF的模拟结果, 呈现出与观测事实基本一致的变化特征, 但模拟偏差依然存在: 首先, 模式对上述三者 (尤其是 N 、SF) 的模拟均偏强; 其次, 模拟的1998年CRF距平不如观测明显。另外, GAMIL1.0对LF模拟优于SF。

GAMIL2.0虽模拟出暖池区 N 值在1998年的变化特征, 但未能合理再现LF/SF的变化特点。前文

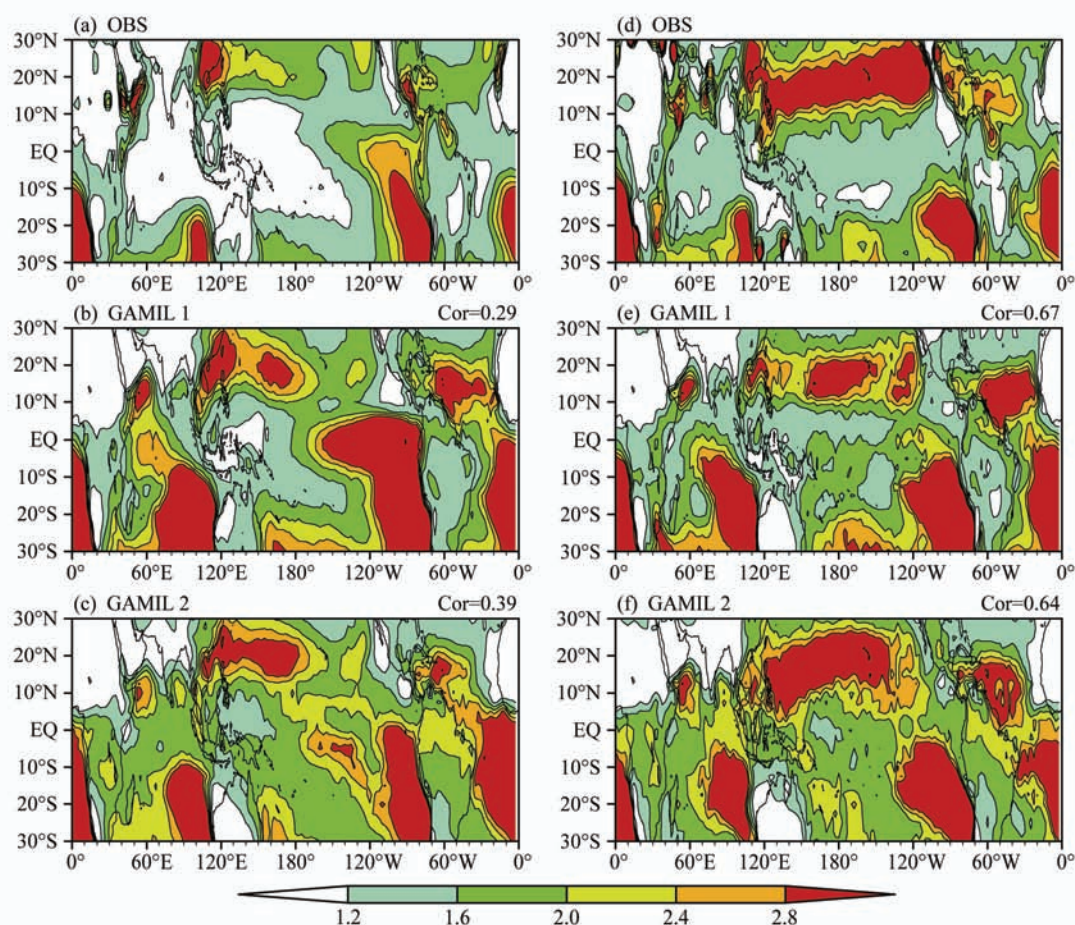


图3 同图1, 但为平均云辐射比率 $N = -SF/LF$

Fig.3 Same as Fig.1, but for cloud radiative forcing ratio $N = -SF/LF$

分析指出, 模式对暖池区CRF收支的模拟偏差, 很大程度上源自模式对该区域云高度、云量等方面的模拟偏差。暖池地区晴空长、短波辐射通量的模拟偏差亦对此有影响。如图4d、e所示, 两个模式版本均过低估计晴空长波辐射通量, 致使模拟 N 值偏大; 两个模式的行星反照率、晴空短波辐射通量过高, 同样导致高估 N 值以及 SF ; GAMIL2.0对上述现象略有改观。

3.3 模拟纬向环流场变化

如前文所述, 强El Niño背景下热带NF的空间分布发生显著变化, 其中暖池地区变化尤为显著。究其原因, 是因为在El Niño时期, 赤道东太平洋海温异常升高, 纬向温度梯度减弱, 导致Walker环流在垂直方向上减弱甚至崩溃, 令暖池上空云垂直结构发生显著变化, 云辐射收支随之改变 (Cess et al., 2001a, 2001b)。因此, 能否模拟出Walker环流崩溃现象是合理再现云辐射异常的关键前提条件 (Lu et al., 2004)。

Walker环流特征可以用纬向风场的垂直分布 (图5a、b)、200 hPa辐散风场 (图6a、b) 描述。如图5、6所示, 正常年Walker环流上升支 (200 hPa辐散中心) 位于暖池附近, 强上升运动利于云顶高度较高的卷云和深对流云维持, 导致该处 LF 相对较强 (与 SF 相当), 辐射收支近乎平衡。Walker环流下沉支 (200 hPa辐合中心) 位于赤道东太平洋冷水区, 相应此处以云顶高度较低的浅薄层云和层积云为主, 因而 LF 相对较小, N 值较高 (图3a)。在强El Niño年, 随着海温纬向梯度减弱, 暖池附近底层辐合、高层辐散 (图5b、6b) 的垂直结构减弱甚至崩溃, 上升运动随之减弱, 高层卷云和深对流云难以维持, 致使 LF 明显下降, 净辐射冷却作用有所加强 (N 显著增加)。

两个模式版本均能够再现正常年份Walker环流在暖池区低层辐合、高层辐散的垂直结构 (图5c、e和图6c、e) 及其在1998强El Niño年的显著变化 (图5d、f和图6d、f)。但是, 它们对正常年Walker

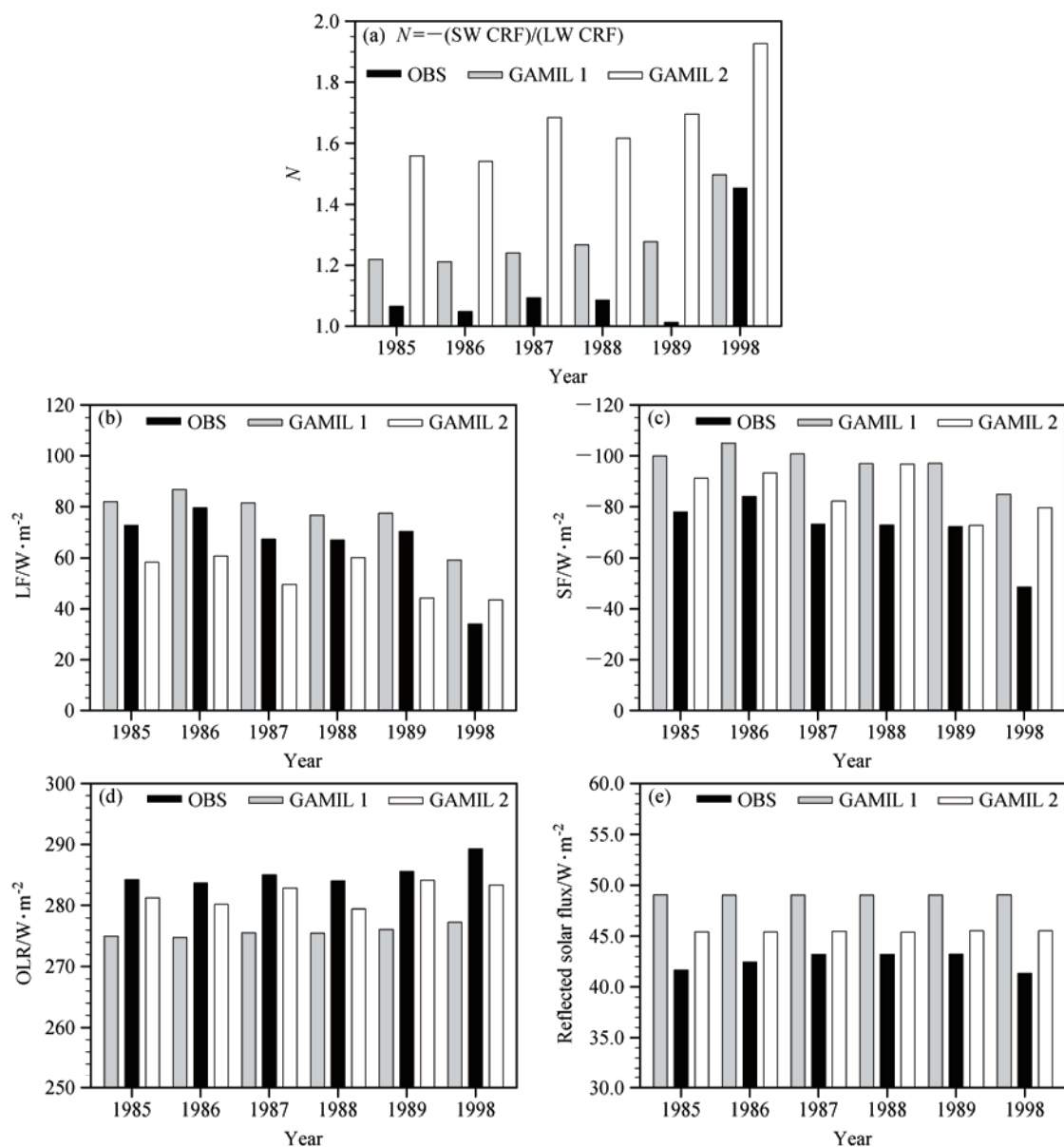


图4 暖池区域(5°S~5°N, 140°E~165°E) 1~4 月均值 [单位: W/m^2 (不包括 N)]: (a) $N = -SF/LF$; (b) LF ; (c) SF ; (d) 晴空长波辐射通量; (e) 晴空短波辐射通量

Fig.4 Four month means (JFMA) over the warm pool (5°S-5°N, 140°E-165°E): (a) $N = -SF/LF$; (b) LF ; (c) SF ; (d) OLR in clear sky; (e) reflected solar flux in clear sky. Units: W/m^2 (except N)

环流的模拟均偏强、范围过大 (图5c、6c)。更为重要的是, 它们均未能再现1998年Walker环流的崩溃现象, 即类似正常年的系统结构 (图5d、6d) 仍然存在。Walker环流的模拟偏差将造成暖池区垂直运动的模拟偏差, 后者直接决定了云的形成和垂直结构, 并最终影响对CRF收支的模拟。GAMIL两个版本模拟的Walker环流偏强, 高估了暖池区的垂直运动 (图略), 造成深对流云比重偏多。而模拟1998年Walker环流崩溃现象不彻底, 造成暖池地区虚假

的上升运动, 使得1998年相对于正常年的云垂直结构异常不如观测显著。下文将进一步讨论云垂直结构的模拟。

3.4 暖池上空云垂直结构变化的模拟

El Niño时期Walker环流崩溃将使暖池上空云垂直结构改变, 从而影响暖池区域的云辐射收支。因此, 本节通过云垂直结构, 进一步分析造成CRF模拟偏差的可能原因。

图7给出了观测与模拟的暖池区域上空辐射比

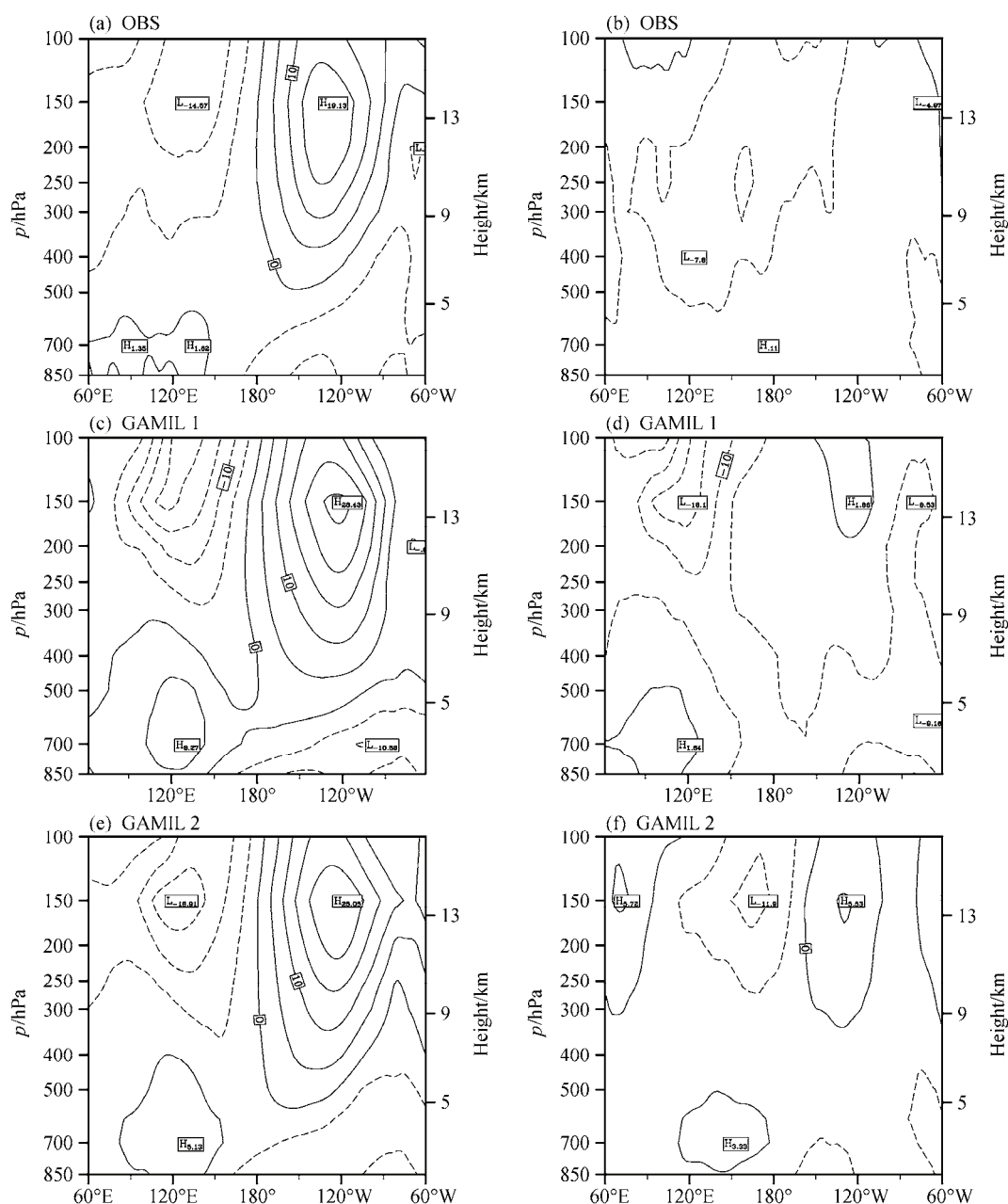


图5 (a、c、e) 正常年和 (b、d、f) 1998 El Niño 年 5°S~5°N 区域平均纬向风场垂直剖面图 (单位: m/s): (a、b) NCEP; (c、d) GAMIL1.0; (e、f) GAMIL2.0

Fig.5 JFMA means pressure-longitude cross sections of zonal wind (m/s) averaged from 5°S to 5°N in (a, c, e) normal year and (b, d, f) 1998 (units: m/s): (a,b) NCEP; (c,d) GAMIL1.0; (e-f) GAMIL2.0

率 N 对应NF的散点分布, 其中1985、1989为正常年个例。观测结果显示正常年份, 散点分布型与前文提到的高云辐射特征较为一致 (图7a、c): 在 $NF > 0$ 、 $N < 1$ 的区域 (右下象限), 散点分布呈现出光学厚度较低的高空卷云的辐射特征, 表明卷云的存在及其作用; $NF < 0$ 、 $N > 1$ 的部分 (左上象限) 表现出符合深对流云的辐射特征。散点超过 $N \approx 1.3$ 的部分, 代表中云, 但其量值很小。由此可见, 图

4a所显示的暖池区正常年份的辐射近似抵消现象是多种高云共同造成的, 如卷云和深对流云, 而非单一云种的作用 (Cess et al., 2001b)。

对于El Niño现象较弱的1987年, 散点分布与正常年的差异并不明显, 只是卷云偏少, 深对流云和中层云略有增加, 相应 N 值略有增大趋势。但是, 1998强El Niño年的散点分布则与前者大不相同: 卷云显著减少, 中云的比重增大 (N 大于1.3的散

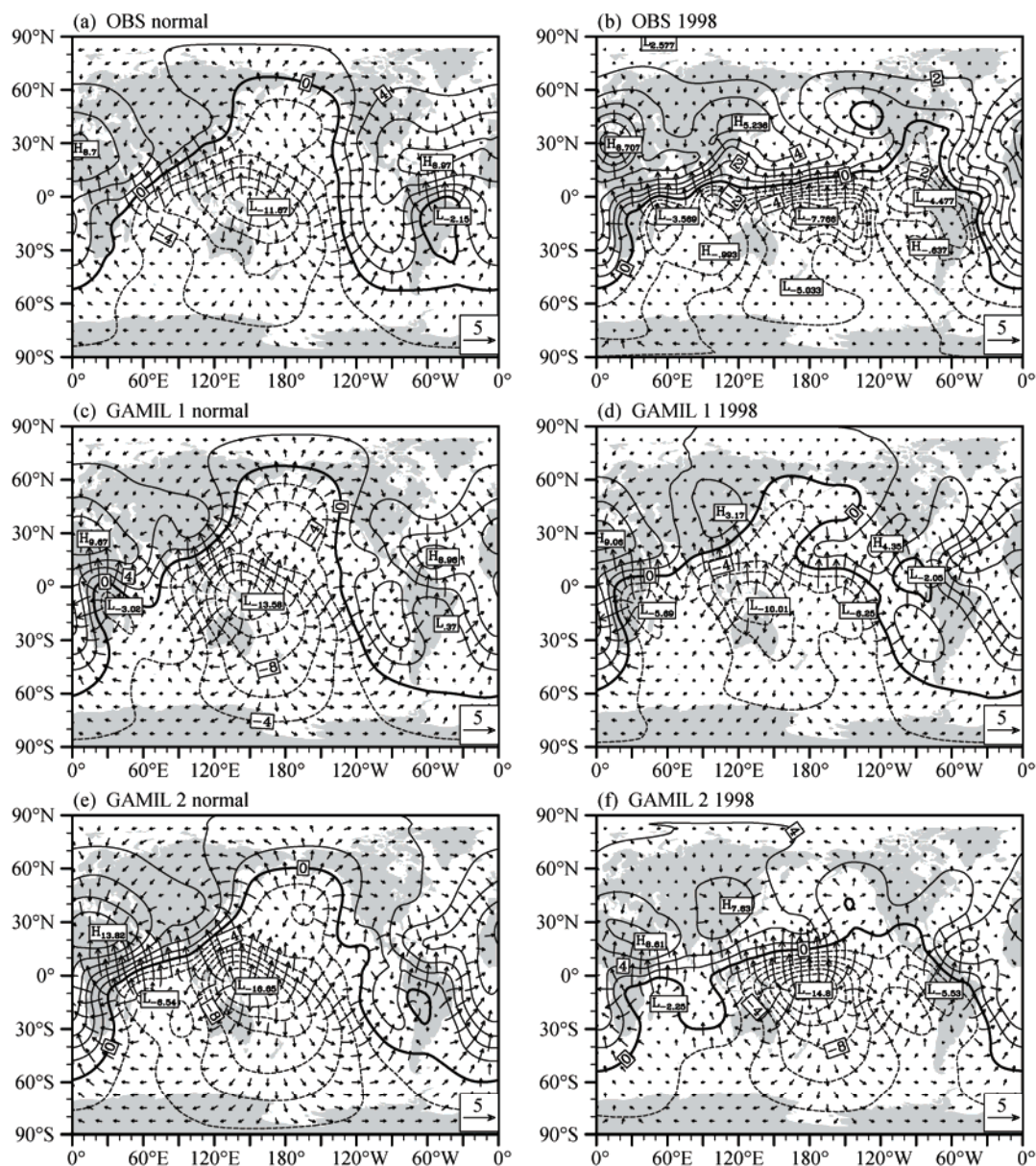


图6 热带地区1~4月平均200 hPa 势函数 ($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) 及散度风场 (单位: m/s) 水平分布, 其余同图5

Fig.6 Same as Fig.5, but for 200-hPa velocity potential ($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) and divergent wind (m/s)

点)。因此, 1998年暖池区 N 值的变化主要由暖池区云垂直结构改变引起的, 这与3.3节所展示的Walker环流垂直结构崩溃造成暖池上空上升运动大幅减弱有直接联系。不仅如此, 观测中1998年散点的水平分布靠近0线, 同时表明暖池区总云量明显减少。

GAMIL1.0模拟的云垂直结构存在偏差(图7)。在正常年份, 模拟的深对流云比重明显多于观测, 而对卷云模拟不足; 此外, 中层云比重 ($N>1.3$) 也多于观测。对于El Niño年, 模式高估了暖池地区深对流云以及中层云量, 而低估高层卷云, 尤其是

在1998强El Niño年, 表示高层卷云辐射特征(右下象限)的散点几乎不存在, 大部分散点均集中在左上象限以及 N 值大于临界值的区域。上述现象与3.3节指出的模式模拟的Walker环流系统性偏强、El Niño年崩溃不彻底以及模式中云诊断方案高估了深对流云有关。

GAMIL2.0的结果和GAMIL1.0相似, 无论正常年或El Niño年, 散点分布均出现在左上象限, 而具有卷云性质的散点几乎不存在, 平均云顶高度亦偏低(图7)。这可能与GAMIL2.0的对流方案加强了对流层中低层对流云量有关(图略)。GAMIL2.0

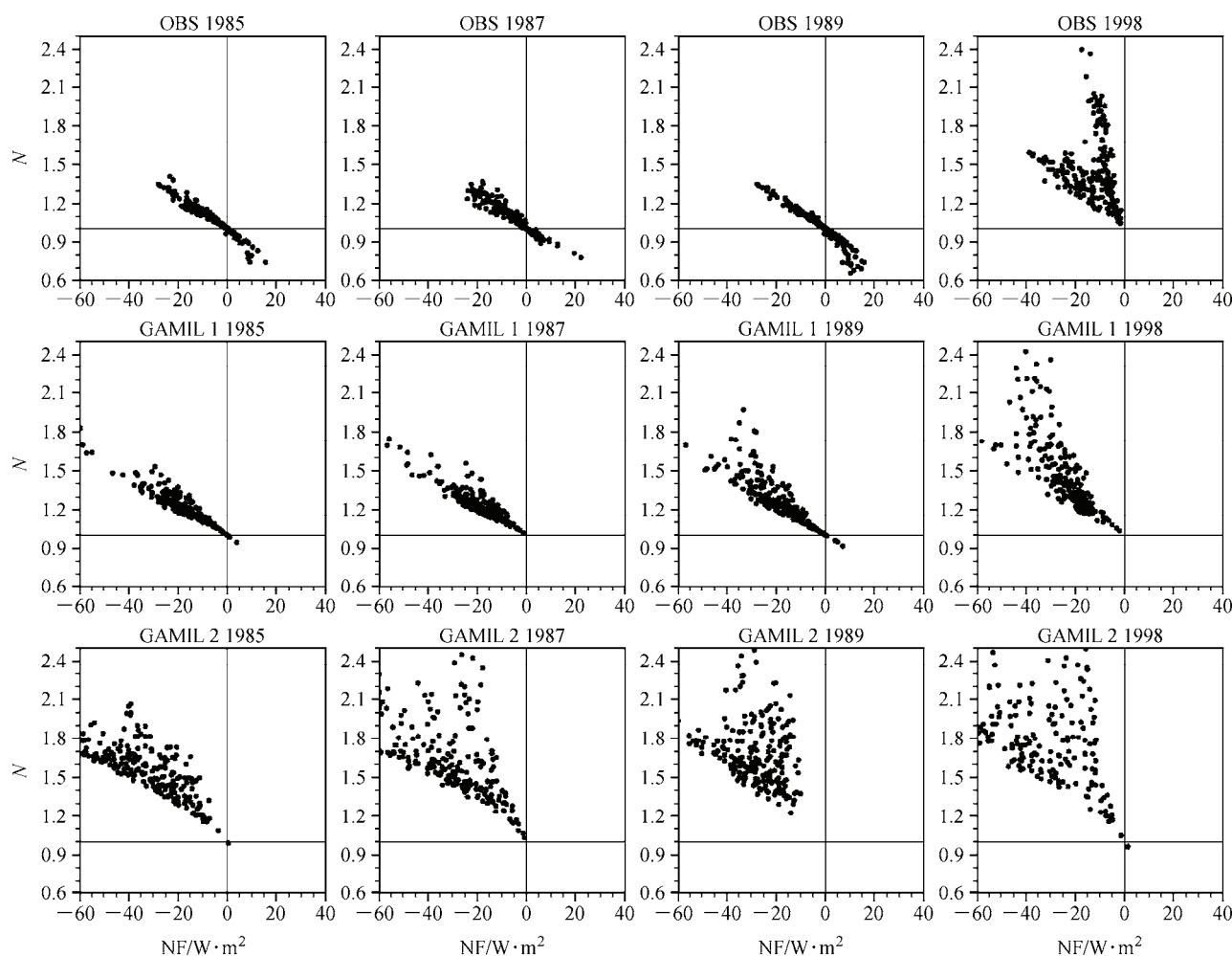


图7 (a-d) 观测、(e-h) GAMIL1.0和(i-l) GAMIL 2.0模拟的暖池上空 N 对应 NF 散点分布图: (a、e、i) 1985年; (b、f、j) 1987年; (c、g、k) 1989年; (d、h、l) 1998年

Fig.7 Scatter plots of N vs. NF over warm pool from (a-d) OBS, (e-h) GAMIL1.0, and (i-l) GAMIL2.0: (a, e, i) 1985; (b, f, j) 1987; (c, g, k) 1989; (d, h, l) 1998

模拟的1998年云垂直结构未出现显著异常, 相应地, LF/SF 也未表现出与观测一致的异常。

模式中, 暖池地区过多的深对流云造成云光学厚度及 SF 偏强, 而高估(低估)的中云(卷云)则使平均云顶高度和 LF 偏低。可见, 云垂直结构的模拟偏差是造成 N 、 SF 偏差的主要原因之一, 这与国际上其它模式的情况类似(Potter and Cess, 2004)。但是, GAMIL1.0高估了中云比重, 这理应导致模拟的 LF 偏弱, 与其模拟值大于观测的事实(图4b)不符; 同时两个版本模拟的1998年 SF 减弱现象均不如观测显著, 甚至未能模拟出该异常, 这意味着模拟的暖池区云量、尤其是高云云量可能也存在偏差(显著高估), 因此仅从云垂直结构改变不能完全解释模式的偏差。

3.5 暖池上空云量及云水路径变化的模拟

暖池区域总云量和云水路径变化及其模拟情况, 如图8所示。观测结果中, 随着对流的减弱, 1998年暖池区云量和云水相对正常年明显减少, 其中以高云变化最为明显, 这与前文给出的 SF 减小的观测事实相符(图4c)。由于暖池地区低云的作用不明显(Cess et al., 2001b), 故不在此讨论。

GAMIL1.0能模拟出总云量减少的事实, 但确如上一节的推测, 模式明显高估了暖池区的高云云量(以对流层中高层相对湿度表示), 如图9所示。GAMIL1.0云量偏多与前文所指出的云垂直结构的模拟偏差相叠加, 令模拟的 SF 远大于观测。不仅如此, 尽管云垂直结构的模拟偏差令 LF 偏小, 但由于模式模拟的高云云量偏多(主要表现在深对流云方

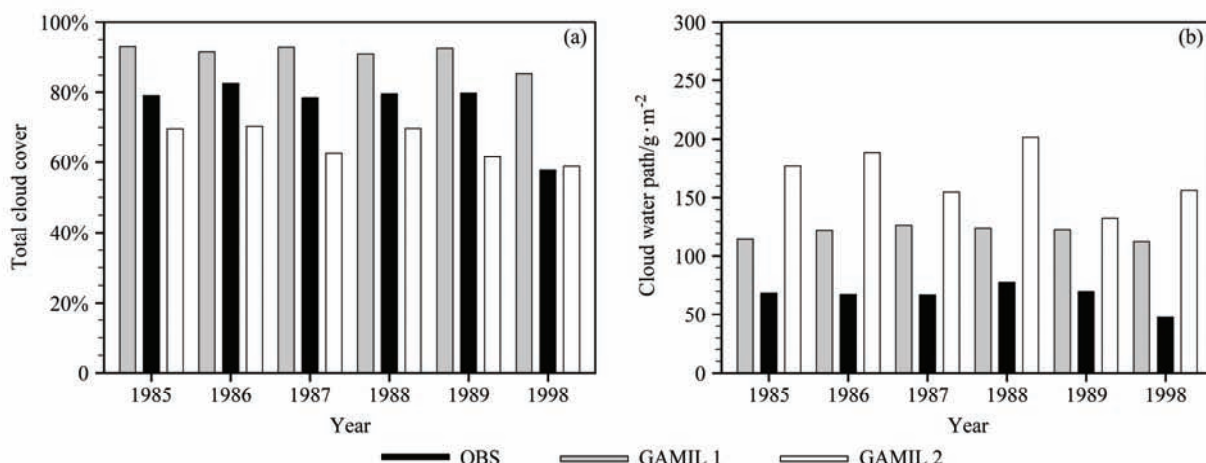


图8 暖池上空1~4月平均 (a) 总云量 (%); (b) 云水路径 (单位: g/m^2)

Fig.8 Four month means (JFMA) for (a) total cloud cover and (b) cloud water path over warm pool

面), 两者误差相抵, 使其模拟的暖池区域LF值(图4b)略好于SF, 最终导致N值模拟偏大。

GAMIL2.0也能再现1998年云量减少的观测事实, 但如图8所示, 无论正常年或异常年, 其模拟的暖池云量较观测偏少, 而云水却明显高于观测。云水对SF的影响呈指数增长, 因此, 两者相互补偿后仍使模拟的SF较之观测偏强。由公式(6)可知, 在云水超过一定量级后, 其对长波放射系数影响呈指数衰减, 即对LF的影响较少。因此, 在GAMIL2.0中, LF并未因显著高估的云水而被高估。相反, 在被低估的云量以及平均云高度的作用下, LF被显著低估。

为进一步验证前文结论, 图10给出暖池区LF和SF强度频次分布。观测中, 暖池地区正常年份与El Niño年CRF分布存在明显差异, 正常年SF和LF均集中分布在 $70 \text{ W}/\text{m}^2$ 附近; 而1998年CRF分布形式呈现多峰特征, 且LF在低值部分集中的现象较之SF更明显, 故N值明显增高。

GAMIL1.0模拟的正常年和El Niño年CRF的频次变化接近观测, 但其分布范围和中心值均较观测偏大, 特别是模拟的SF偏差较大, 令模拟N值较观测偏大。

GAMIL2.0模拟LF发生频率集中在低值区域, 而其模拟的SF频次分布比GAMIL1.0更为合理。虽然GAMIL2.0模拟的1998年SF发生频率峰值比GAMIL1.0更接近观测, 但其范围仍过大。而对LF发生频率分布, 两个模式均未做出合理模拟。图10也验证了前文所指出的暖池云垂直结构以及云量

的模拟偏差。

4 结论

本文针对1998强El Niño事件期间西太平洋暖池区的云辐射强迫特征的变化, 检验了LASG/IAP大气环流模式GAMIL1.0和2.0对云辐射强迫的模拟能力, 并分析了造成模式偏差的原因。主要结论如下:

(1) 观测中, 在正常年时, 赤道东南太平洋、东大西洋和中国东部为云辐射强迫(CRF)比率(N)的高值区, 西太平洋暖池则为低值区; 而在El Niño年, 赤道东南太平洋高值区减弱, 暖池区N显著增强, 长、短波云辐射强迫(LF、SF)均降低。Walker环流的异常造成暖池区云垂直结构改变, 从而导致观测中CRF异常。

(2) 两个版本GAMIL模式均能合理再现正常年热带地区云辐射强迫的空间分布以及大气环流特征, 其中2.0版较1.0存在较大改进。此外, 两版本都能模拟出El Niño异常年时暖池区云辐射收支异常。但两个版本均存在如下问题: 模拟N值系统性均偏强、大值中心范围过大且异常年的响应不如观测显著; 正常年Walker环流系统性过强、异常年崩溃不彻底。其中, GAMIL1.0模拟的暖池区LF、SF均偏强, 但前者的模拟效果好于后者; 而GAMIL2.0低(高)估了暖池区LF(SF)云辐射强迫。

(3) GAMIL1.0模式能够模拟出1998强El Niño发生时, 暖池区云的垂直结构和云量等要素的变化

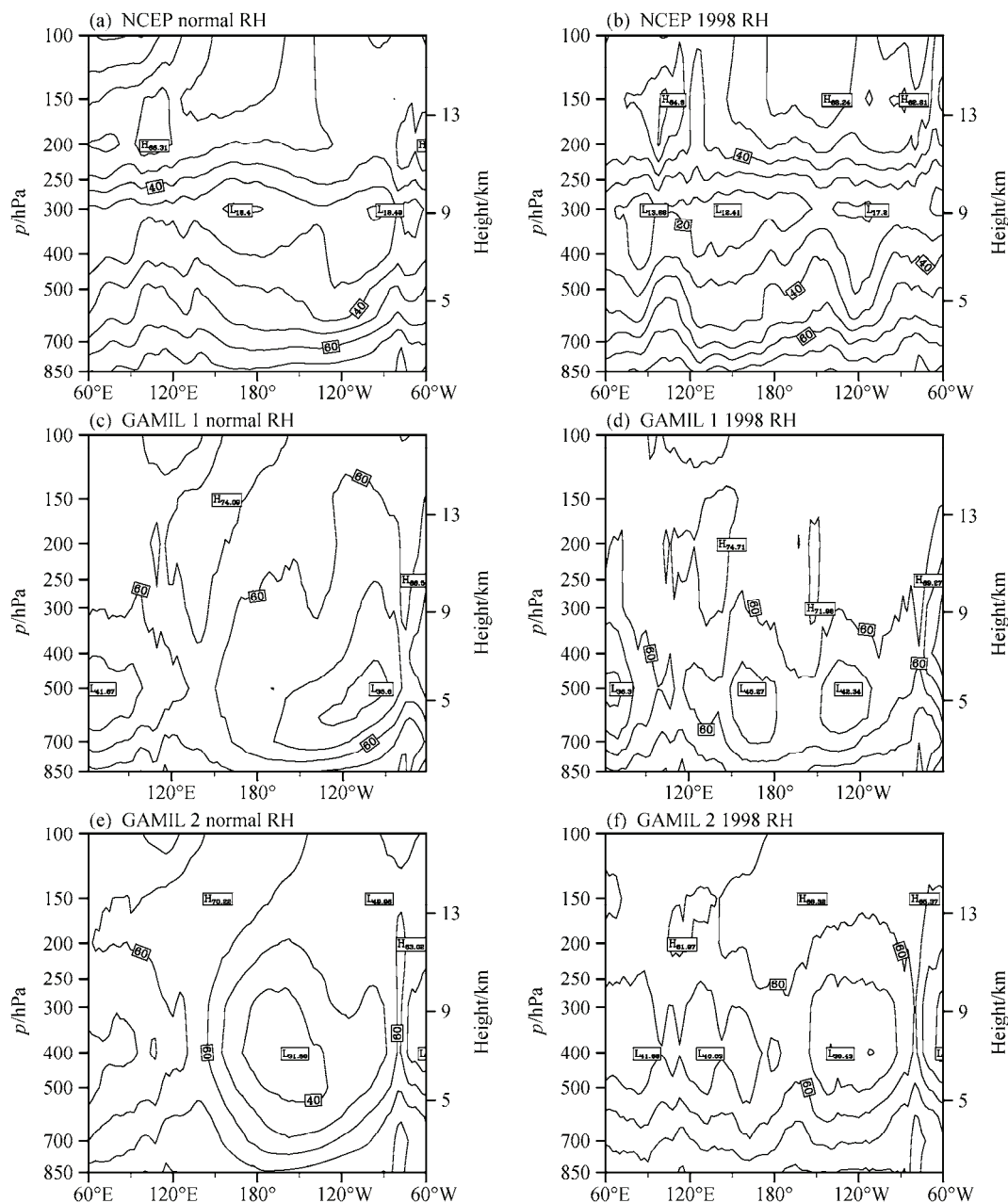


图9 同图5, 但为平均相对湿度(%)

Fig.9 Same as Fig.9, but for averaged relative humidity. Units: %

特征, 使其对强El Niño时的CRF收支异常具有一定模拟能力。GAMIL2.0未能模拟出强El Niño发生时, 暖池区云的垂直结构异常。因此, 尽管其对正常年CRF收支具有一定模拟能力, 但其未能模拟出强El Niño下的CRF响应, 即1998年N异常仅是误差叠加的结果。

(4) 造成暖池区CRF模拟偏差的原因包括: 首先, 模拟的云垂直结构有偏差, 两个版本均高估了

深对流云和中云、低估了高空卷云, 这与模拟的纬向环流系统性过强有关; 其次, 对云量、云水路径等存在模拟偏差。GAMIL1.0高估了暖池区云量, 与云垂直结构误差叠加后导致SF偏强, 同时也抵消了云垂直结构模拟偏差带来的对LF的低估, 最终令模拟的N值高于观测。GAMIL2.0高估了暖池地区云水, 即使其模拟的云量偏低, 两者补偿后仍造成SF偏强; 但云水大于一定量值后对LF影响较小, 故

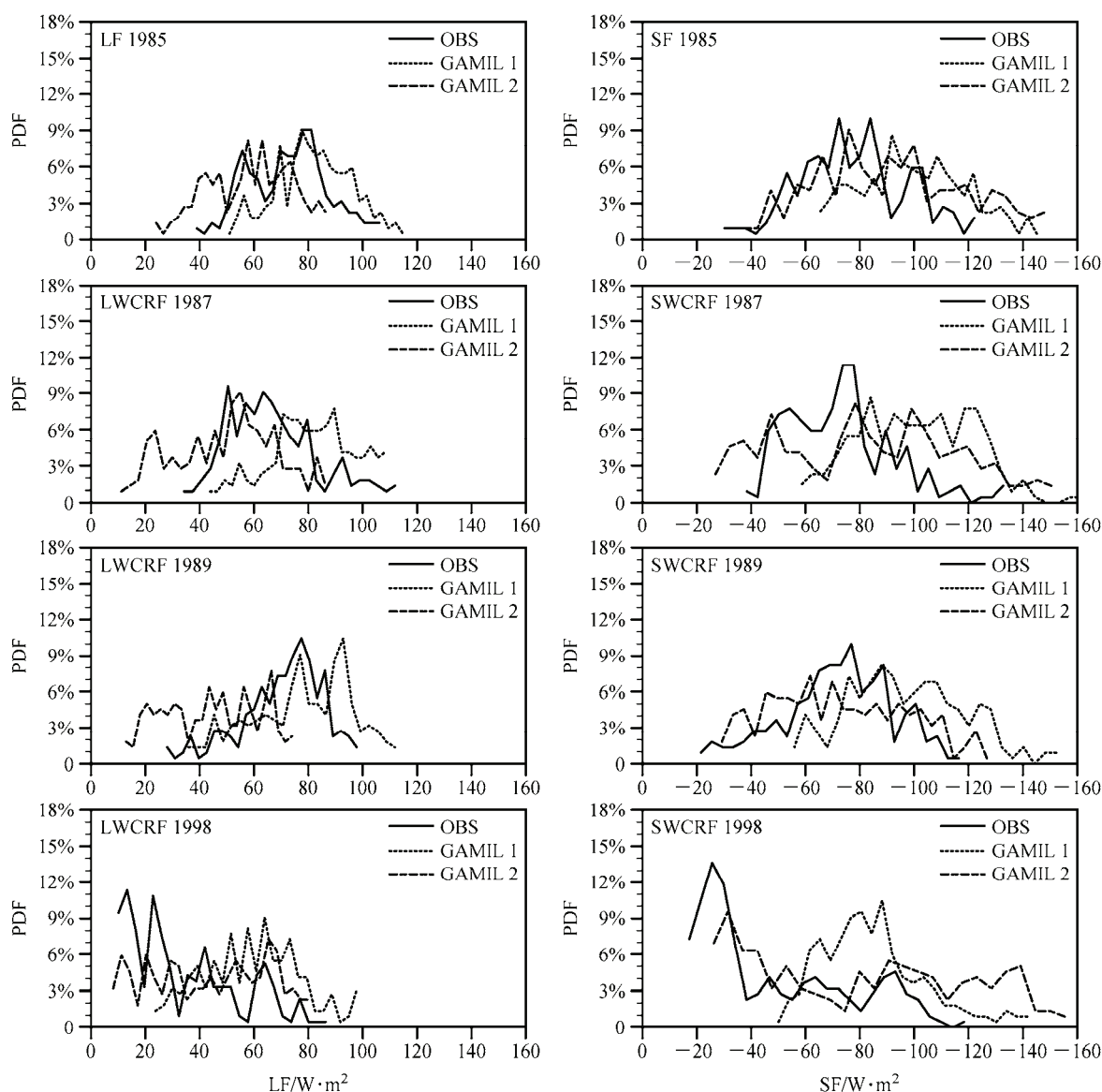


图10 观测和模拟 (a、e) 1985年、(b、f) 1987年、(c、g) 1989年、(d、h) 1998年暖池上空云辐射强度频次分布图: (a-d) LF; (e-h) SF
Fig.10 Probability Distribution Functions (PDF) of cloud radiative forcing over warm pool from both observations and simulations in (a, d) 1985, (b, f) 1987, (c, g) 1989, and (d, h) 1998: (a-d) LF; (e-h) SF

暖池区LF偏低主要由高云量偏少、云顶偏低所致。此外,模式的晴空CRF偏强对CRF模拟偏差亦有影响。

最后,需要指出的是,云辐射过程是当今气候模式不确定性最大的部分(IPCC AR4)。云辐射模拟存在偏差是当今许多气候模式所共同存在的问题,基于“云辐射强迫模式比较计划”(CFMIP)的分析结果充分说明了这一点(吴春强和周天军, 2011)。参照国际上近年来的通常作法,本文以1998年强El Niño年为关注对象,分析了GAMIL1.0和2.0模式的模拟能力。GAMIL模式在云辐射过程的上述模拟偏差,将影响到其对过去气候的再现能

力和其对未来气候变化的预估能力。从模式改进的角度,本文的研究结果表明, GAMIL模式的未来发展,需要着重改进其对云量、云垂直结构(如云高度、光学厚度)的模拟。而该模式模拟的1998年Walker环流的崩溃现象不够彻底,意味着该模式对热带海温异常的响应偏弱,这已经被CLIVAR C20C计划的多模式比较结果所证实(Scaife et al., 2009)。如何从Walker环流变化的角度,提高该模式对海温强迫的敏感性,亦是未来模式发展中亟待加强的工作。

致谢 感谢与国家卫星气象中心吴春强博士的有益讨论。感谢LASG/IAP王斌研究员课题组在GAMIL使用上给予的帮助。

参考文献 (References)

- Barkstrom B R, Smith G L. 1986. The Earth Radiation Budget Experiment: Science and implementation [J]. *Rev. Geophys.*, 24 (2): 379–390.
- Cess R D, Zhang M H, Wang P H, et al. 2001a. Cloud structure anomalies over the tropical Pacific during the 1997/98 El Niño [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 8 (24): 4547–4550.
- Cess R D, Zhang M H, Wielicki B A, et al. 2001b. The influence of the 1998 El Niño upon cloud-radiative forcing over the Pacific warm pool [J]. *J. Climate*, 14 (9): 2129–2137.
- Chen T, Rossow W B, Zhang Y C. 2001. Radiative effects of cloud-type variations [J]. *J. Climate*, 13 (1): 264–286.
- Collins W D, Hack J J, Boville B A, et al. 2003. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2) [M]. Boulder, Colorado: NCAR Technical Notes, Climate and Global Dynamics Division, 109–110.
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. 2003. The Common Land Model (CLM) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84 (8): 1013–1023.
- Doutriaux-Boucher M, Sèze G. 1998. Significant changes between the ISCCP C and D cloud climatologies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25(22): 4193–4196.
- Ebert E E, Curry J A. 1992. A parameterization of ice cloud optical properties for climate models [J]. *J. Geophys. Res.*, 97 (D4): 3831–3836.
- Fu Q, Liou K N. 1999. Parameterizations of the radiative properties of cirrus clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50 (13): 2008–2025.
- Harrison E P, Minnis P, Barkstrom B R, et al. 1990. Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment [J]. *J. Geophys. Res.*, 95 (D11): 18687–18703.
- Hartmann D L, Ockert-Bell M E, Michelsen M L. 1992. The effect of cloud type on earth-energy balance: Global analysis [J]. *J. Climate*, 5 (11): 1281–1304. 11
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Kiehl J T. 1994. On the observed near cancellation between longwave and shortwave cloud forcing in tropical regions [J]. *J. Climate*, 7 (4): 559–565.
- Kiehl J T, Ramanathan V. 1990. Comparison of cloud forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment with that simulated by the NCAR Community Climate Model [J]. *J. Geophys. Res.*, 95 (D8): 11679–11698.
- Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds [J]. *J. Climate*, 6 (8): 1578–1606.
- Kucharski F, Scaife A A, Yoo J H, et al. 2009. The CLIVAR C20C project: Skill of simulating Indian monsoon rainfall on interannual to decadal timescales. Does GHG forcing play a role? [J]. *Climate Dyn.*, 33 (5): 615–627, doi: 10.1007/s00382-008-0462-y.
- Li L J, Wang B, Wang Y Q, et al. 2007. Improvements in climate simulation with modifications to the Tiedtke convective parameterization in the grid-point atmospheric model of IAP LASG (GAMIL) [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24 (2): 323–335.
- 李立娟, 王斌, 周天军. 2007. 外强迫因子对 20 世纪全球变暖的综合影响 [J]. *科学通报*, 52 (15): 1820–1825. Li Lijuan, Wang Bin, Zhou Tianjun. 2007. Impacts of external forcing on the 20th century global warming [J]. *Chinese Science Bulletin*, 52 (22): 3148–3154.
- Lu R Y, Dong B W, Cess R D, et al. 2004. The 1997/98 El Niño: A test for climate models [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L12216; doi: 10.1029/2004GL019956
- Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. *J. Climate*, 21 (15): 3642–3659.
- Ockert-Bell M E, Hartmann D L. 1992. The effect of cloud type on Earth's energy balance: Result for selected regions [J]. *J. Climate*, 5 (10): 1157–1171.
- Potter G L, Cess R D. 2004. Testing the impact of clouds on the radiation budgets of 19 atmospheric general circulation models [J]. *J. Geophys. Res.*, 109: D02106, doi: 10.1029/2003JD004018.
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment [J]. *Science*, 243 (4887): 57–63.
- Rossow W B, Zhang Y C. 1995. Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets. 2. Validation and first results [J]. *J. Geophys. Res.*, 100 (D1): 1167–1197.
- Scaife A A, Kucharski F, Folland C K, et al. 2009. The CLIVAR C20C project: Selected 20th century climate events [J]. *Climate Dyn.*, 33 (5): 603–614, doi: 10.1007/s00382-008-0451-1.
- Slingo A. 1989. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (10): 1419–1427.
- 王斌, 季仲贞. 2006. 大气科学中的数值方法及其应用 [M]. 北京: 科学出版社, 北京, 208pp. Wang Bin, Ji Zhongzhen. 2006. Numerical Methods and Their Applications in Atmosphere Sciences (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 208pp.
- Wang B, Wan H, Ji Z Z, et al. 2004. Design of a new dynamical core for global atmospheric models based on some efficient numerical methods [J]. *Science in China (Series A: Mathematics)*, 47 (Suppl.): 4–21.
- Webb M, Senior C, Bony S, et al. 2001. Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models [J]. *Climate Dyn.*, 17 (12): 905–922.
- Wong T, Young D F, Haeffelin M, et al. 2000. Validation of the CERES/TRMM ERBE-like monthly mean clear-sky longwave dataset and the effects of the 1998 ENSO event [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4256–4267.
- 吴春强, 周天军. 2011. CFMIP 大气环流模式模拟的东亚云辐射强迫特征 [J]. *气象学报*, 69 (3): 381–398. Wu Chunqiang, Zhou Tianjun. 2011. Characteristics of cloud radiative forcings over East Asia as simulated by the AGCMs in the CFMIP [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 69 (3): 381–399.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 17 (13): 2702–2713.
- Yu R C, Yu Y Q, Zhang M H. 2001. Comparing cloud radiative properties between the eastern China and the Indian monsoon region [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18 (6): 1090–1102.
- Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. 2008. Coupled model simulations of climate

- changes in the 20th century and beyond [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25 (4): 641–654.
- Zhang G J, Mu M Q. 2005. Effects of modifications to the Zhang-McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3. [J]. *J. Geophys. Res.*, 110: D09109.
- Zhang Y C, Rossow W B, Lacis A A. 1995. Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets. 1. Method and sensitivity to input data uncertainties [J]. *J. Geophys. Res.*, 100 (D1): 1149–1165.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS-s [M]. 北京: 气象出版社, 288pp.
- Zhou Tianjun, Yu Ruchong, Wang Zaizhi, et al. 2005. The Atmospheric General Circulation Model SAMIL and the Associated Coupled Model FGOALS-s (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 288pp.
- Zhou T J, Yu Y Q, Liu H L, et al. 2007. Progress in the development and application of climate ocean models and ocean-atmosphere coupled models in China [J]. *Advances in Atmospheric Science*, 24 (6): 1109–1120.
- Zhou T J, Wu B, Scaife A A, et al. 2009a. The CLIVAR C20C project: Which components of the Asian-Australian monsoon circulation variations are forced and reproducible? [J]. *Climate Dyn.*, 33 (7–8): 1051–1068, doi: 10.1007/s00382-008-0501-8.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009b. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian-Australian monsoon? [J]. *J. Climate*, 22 (5): 1159–1173.
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009c. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. *J. Climate*, 22 (8): 2199–2215.