

郭准, 吴春强, 周天军, 等. 2011. LASG/IAP 和 BCC 大气环流模式模拟的云辐射强迫之比较 [J]. 大气科学, 35 (4): 739–752. Guo Zhun, Wu Chunqiang, Zhou Tianjun, et al. 2011. A comparison of cloud radiative forcings simulated by LASG/IAP and BCC atmospheric General Circulation models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 739–752.

LASG/IAP 和 BCC 大气环流模式模拟的 云辐射强迫之比较

郭准^{1,2} 吴春强^{1,2,3} 周天军¹ 吴统文⁴

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

3 中国气象局国家卫星气象中心, 北京 100081

4 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

摘 要 通过与 ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) 逐月辐射资料的比较, 本文从气候态和对 ENSO 响应的角度, 评估了国内的三个大气环流模式 BCC AGCM、IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 对云辐射强迫的模拟能力, 讨论了影响模拟结果不确定性的因素。分析表明, 三个模式均能较为合理地再现年平均长、短波云辐射强迫及净云辐射强迫的空间分布型, 其与 ISCCP 资料年平均结果的空间相关系数, 均超过了 1% 水平的信度检验。定量比较表明, 除部分区域外, 模式模拟的云辐射强迫的强度与 ISCCP 资料相比存在显著差异, 尤以副热带大洋最为显著。三个模式模拟的云净辐射强迫在赤道外北太平洋、热带东南和西南太平洋存在显著的偏差。分析表明, 造成上述模拟偏差的原因, 一是对流的模拟偏差, 二是云方案, 二者导致模式无法合理再现观测中的云量分布、云垂直结构 (云高度、云厚等) 和云光学属性, 最终导致云辐射强迫的模拟偏差。此外, 在年际变率方面, 模式基本模拟出 ENSO 期间云净辐射强迫“东正西负”的响应分布型, 但是 BCC AGCM 和 IAP SAMIL 在西太平洋的负响应偏强, 而 IAP GAMIL 的响应偏弱且中心位于赤道中太平洋。

关键词 大气模式 云辐射强迫 模式不确定性 云垂直结构

文章编号 1006-9895 (2011) 04-0739-14

中图分类号 P435

文献标识码 A

A Comparison of Cloud Radiative Forcings Simulated by LASG/IAP and BCC Atmospheric General Circulation Models

GUO Zhun^{1, 2}, WU Chunqiang^{1, 2, 3}, ZHOU Tianjun¹, and WU Tongwen⁴

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

3 National Satellite Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

4 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract Based on the radiation evidence from the monthly ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Pro-

收稿日期 2010-08-26, 2010-12-22 收修定稿

资助项目 财政部/科技部公益类行业专项 GYHY200706005, 国家科技支撑计划 2007BAC29B03, 国家自然科学基金资助项目 40890054、40821092

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

ject) data, the performances of three state-of-the-art Atmospheric General Circulation Models (AGCMs), namely BCC AGCM, IAP SAMIL, and IAP GAMIL, in simulating the cloud radiative forcings (CRFs) are evaluated in terms of climatology and the response to ENSO. It shows that all of the three models can reasonably simulate the spatial patterns of annual mean long-wave and short-wave cloud radiative forcings and net cloud radiative forcing. The spatial pattern correlation coefficients between the model results and ISCCP data are all statistically significant at the 1% level. However, the differences between models results and ISCCP data in the magnitude of cloud radiative forcings are significant over most of the regions, especially over the subtropical oceans. In addition, there exist significant discrepancies in cloud radiative forcings over the off-equatorial central northern Pacific as well as over the southeastern and southwestern Pacific in the three models. Further analysis shows that the discrepancies in cloud radiative forcings are caused by unrealistic cloud fraction and the vertical structure of cloud which are determined by the convection bias and choice of cloud parameterizations. The spatial patterns of the responses of net cloud radiative forcing to ENSO are well reproduced by the three models, except that the magnitude of the negative response over the tropical western Pacific is overestimated (underestimated) by BCC AGCM and IAP SAMIL (IAP GAMIL), and the location of negative response in IAP GAMIL shifts westward to the tropical central Pacific.

Key words AGCM, cloud radiative forcing, model uncertainty, cloud vertical structure

1 引言

云是气候系统的重要组成部分,它的存在显著地影响地气系统的辐射平衡。研究表明,低云量增加 4% 即可抵消 CO_2 加倍引起的 $2\sim 3^\circ\text{C}$ 的地表增温 (Randall et al., 1984)。因此,云的微小变化足以改变全球气候对人为温室气体、气溶胶等强迫的响应 (Cess and Potter, 1988),而云对辐射的影响常用云辐射强迫来度量。云辐射收支在时间及空间上均存在明显的差异,此差异是大气环流的重要驱动力之一 (Hartmann et al., 1992)。

气候模式是理解气候变化机理、预估未来气候变化的重要工具。然而,当前气候系统模式对未来气候变化情景的预估结果存在很大的不确定性,参加国际耦合模式比较计划 CMIP3 的 20 余个模式的气候敏感度在 $2\sim 5^\circ\text{C}$ 之间,云反馈的不确定性被认为是导致上述模式偏差的主要原因 (Randall et al., 2007)。为改进云反馈的模拟效果,国际气候模拟界长期以来进行着不懈的努力,许多学者从不同的侧面评估了模式对云辐射的模拟能力 (Harrison et al., 1990; Kiehl and Ramanathan, 1990; Webb et al., 2001; Lu et al., 2004),并讨论了可能的改进方案 (Williams et al., 2006)。近年来,不少学者利用对流层中层的垂直速度划分环境的动力特征,并在此基础上评估大气环流模式对不同动力条件下云辐射强迫的模拟能力 (Norris and Weaver, 2001; Bony et al., 2004; Yuan et al., 2008)。这方面的工

作为评估模式对云辐射强迫的模拟能力提供了新的思路。此外,研究表明云垂直结构(如云顶高度、云厚以及云的层次等)和云光学厚度等的模拟偏差影响大气层顶(TOA)云辐射强迫的模拟,是造成云辐射强迫的模拟存在很大不确定性的主要原因 (Potter and Cess, 2004; Williams et al., 2005; Su et al., 2010)。因此,大气模式能否合理再现不同动力条件下的云垂直结构和光学属性,已成为检验和完善气候模式性能的重要标准。

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)和中国气象局国家气候中心(BCC)均为我国气候系统模式的重要研发机构,其中LASG/IAP的气候模式参加了多次“政府间气候变化专门委员会”(IPCC)的模式预估实验(Zhou et al., 2007)。LASG/IAP和BCC的气候模式被广泛应用于气候变化(李立娟等, 2007)、亚澳季风(张丽霞等, 2008; Zhou et al., 2009; 王璐等, 2010)、东亚季风(陈昊明等, 2009)和海气相互作用(李博等, 2009)等方面的研究。当前,LASG/IAP和BCC正着力发展、完善其新版本的耦合模式,用于即将开始的IPCC第五次评估报告(AR5)气候模拟和预估实验。本文的目的是基于ISCCP FD (International Satellite Cloud Climatology Project Flux D Series) 辐射资料,从气候态和对 ENSO 的响应两个方面,检查 LASG/IAP 和 BCC 大气模式对云辐射强迫的模拟能力,讨论模拟偏差的成因,为改进

和完善当前模式提供科学依据。

2 观测、模式及方法介绍

2.1 模式和观测资料介绍

本文的分析工作用到了三个大气环流模式的结果,分别为 LASG/IAP GAMIL、SAMIL(分别记为 IAP GAMIL 和 IAP SAMIL)以及 BCC AGCM。三个模式的基本情况概述如下:

IAP GAMIL 是 LASG/IAP 发展的格点大气模式,采用中国科学院大气物理研究所自己发展的动力框架(Wang et al., 2004)和 NCAR CAM2.0 的物理过程(Li et al., 2008),其中包括 Slingo 型云量方案(Slingo, 1989)以及 Zhang & McFarlane 对流参数化方案(Zhang and McFarlane, 1995)。该模式在 65.58°S 和 65.58°N 之间采用高斯网格(水平分辨率相当于 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$),而高纬度和极地则采用加权等面积网格,垂直方向采用混合坐标,共 26 层。

IAP SAMIL 为 IAP/LASG 发展的大气谱模式,水平方向上采用 42 波数的菱形截断,相当于 $2.81^\circ \times 1.66^\circ$ 的分辨率,垂直方向共 26 层(吴国雄等, 1997; 周天军等, 2005)。该模式采用 Tiedtke 对流参数化方案、修改的 Slingo 型云量方案和 Edwards 和 Slingo 辐射方案(Tiedtke, 1989; Slingo, 1989; Edwards and Slingo, 1996)。

BCC AGCM 为中国气象局国家气候中心第二代大气环流模式 BCC AGCM2.0.1,其水平分辨率为 T42,垂直方向采用混合坐标,共 26 层。该模式在 NCAR 大气环流模式 CAM3.0 基础上,引进和发展了几个新的物理参数化方案(Wu et al., 2008),包括改良后的 Zhang & McFarlane 对流参数化方案(Zhang and Mu, 2005)以及 Slingo 型云量方案(Slingo, 1989)。

本文分析的是上述三个模式的 AMIP 试验积分结果,即利用逐月的历史海温驱动模式,进行 1979~2000 年的模拟积分。本文取后 16 年(1985~2000 年)的输出结果进行分析。

本文用到的观测资料包括:(1) ISCCP FD 逐月辐射资料(MPF),该资料基于 ISCCP D1 云信息结合模式计算得到,时间跨度 1984 年 1 月至 2005 年 12 月共 22 年,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Zhang et al., 2004),以下简称该资料为“ISCCP 资料”;

(2) NCEP/NCAR 再分析资料(NCEP1)中的垂直速度场资料(Kalnay et al., 1996),水平分辨率 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,时间跨度 1984 年 1 月至 2005 年 12 月共 22 年。

2.2 方法介绍

云对辐射的影响常用云辐射强迫(CRF)来表示。根据 Ramanathan et al. (1989) 的定义,将大气层顶(TOA)长波、短波、净云辐射强迫(F 、 Q 、 R)分别表示为:

$$F = O_c - O, \quad (1)$$

$$Q = S(\alpha_c - \alpha), \quad (2)$$

$$R = F + Q. \quad (3)$$

其中, O_c 、 O 分别代表晴空和全天大气层顶向上的长波辐射通量, S 表示入射太阳辐射通量, α_c 、 α 则分别表示晴空和全天 TOA 的反射率; Q 冷却大气, F 则加热大气。参照前人(Cess et al., 2001; Potter and Cess, 2004; Lu et al., 2004)的做法,进一步定义净云辐射强迫比率 N 为:

$$N = -Q/F. \quad (4)$$

2.3 云垂直结构与云辐射强迫关系的分析方法

研究表明, F 、 Q 均随云量增加而线性增加,即 N 不随云量变化;随着光学厚度增加,云发射率(主要影响 F)和反照率(主要影响 Q)均相应增加,在光学厚度增长到一定阈值之前(后),前者(后者)增长更快; F 随云顶高度递增,而 Q 几乎不随云顶高度变化(Kiehl, 1994)。根据上述特征,在 F 与 Q 的对应关系图中,从散点斜率可以直观诊断云高度的模拟情况;在 N 与 R 的对应关系图中,垂直分布特征能反映云高度、光学厚度,而水平分布则反映云量变化(Cess et al., 2001; Potter and Cess, 2004)。例如,在 N 与 R 图中,卷云的光学厚度较薄、高度较高,其 F 对地气系统的加热作用大于 Q 的冷却作用,故在散点图中表现为 $N < 1$ 、 $R > 0$;对于深对流云或中云等,因其光学厚度厚或云顶高度低, Q 强于 F ,故 $R < 0$ 、 $N > 1$ 。因此,本文借助 N 与 R 以及 F 与 Q 之间的对应关系,讨论模式对云垂直结构等属性的模拟状况。

3 结果分析

首先,讨论各模式对云辐射强迫气候态的模拟情况;随后,分析模拟偏差的可能成因;最后,考察各模式模拟的净云辐射强迫对 ENSO 响应的不

确定性。

3.1 气候态

首先统计全球年平均云辐射强迫的强度,结果如表 1 所示。长波云辐射强迫 (F) 的作用是加热地气系统,在 ISCCP 资料中,全球年平均 F 约 26 W/m^2 (表 1),IAP GAMIL 的结果与 ISCCP 资料无显著差异,而 BCC AGCM (IAP SAMIL) 较之 ISCCP 资料偏强 (弱)。

表 1 ISCCP 资料和三个模式模拟的全球年平均云辐射强迫 (单位: W/m^2)

Table 1 The global-averaged annual mean cloud radiative forcing from ISCCP data and three models (units: W/m^2)

	ISCCP	BCC AGCM	IAP GAMIL	IAP SAMIL
F	25.9	31.2	26.2	23.1
Q	-50.1	-52.1	-46.9	-49.6
R	-24.3	-20.9	-20.7	-26.5

图 1 给出了年平均 F 的空间分布。ISCCP 资料中 F 的高值区位于热带,其中在热带西太平洋、热带东印度洋、热带辐合带 (ITCZ)、南太平洋辐合带 (SPCZ)、亚马逊和赤道非洲地区, F 均可达 60 W/m^2 。此外,北半球中高纬度海洋 F 亦较大 ($30 \sim 40 \text{ W/m}^2$),而副热带海洋及全球大部分陆地均为低值区 (图 1a)。BCC AGCM、IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 均能较为合理地模拟出年平均 F 的空间分布特征,其与 ISCCP 资料的空间相关系数分别为 0.90、0.88 和 0.79,均通过了 1% 的显著性检验。尽管空间分布型与 ISCCP 资料基本一致,但模拟的 F 的强度与 ISCCP 资料存在显著差异。BCC AGCM 和 IAP SAMIL 中,除 F 高值区边缘区域外,模拟的年平均 F 的强度与 ISCCP 资料的差异均通过了 1% 的显著性检验。其中, BCC AGCM 在大部分海洋上偏高均超过 10 W/m^2 ,而 IAP SAMIL 中热带 (副热带) 海洋上空偏小 (大) 10 W/m^2 左右。相对而言, IAP GAMIL 的结果与 ISCCP 资料接近,如热带西太平洋、南北半球中高纬度的部分地区,模拟结果与 ISCCP 资料的差异均未通过 1% 的显著性检验 (图 1c)。但在全球其他区域, IAP GAMIL 与 ISCCP 资料的差异同样显著,如在副热带北太平洋模拟结果偏大超过 10 W/m^2 。

短波云辐射强迫 (Q) 的作用是冷却地气系统。在 ISCCP 资料中,全球年平均 Q 为 -50 W/m^2 ; 三

个模式的模拟结果与 ISCCP 资料相差 $0.7 \sim 3.2 \text{ W/m}^2$ (表 1),其中 IAP SAMIL 与 ISCCP 资料的差异最小,只有 0.7 W/m^2 。从空间分布型看, ISCCP 资料中热带区域 Q 的高值区与高 F 区对应。此外,中高纬度海洋、副热带区域各大洋东岸以及中国东部亦为 Q 的高值区,且部分区域 Q 的强度大于热带区域 (图 2a),而全球大部分陆地和副热带海区为 Q 低值区,其强度均小于 -40 W/m^2 。BCC AGCM、IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 模拟的年平均 Q 的空间分布型与 ISCCP 资料类似,其空间相关系数分别为 0.92、0.91 和 0.83,均大于 F 的相关系数且通过 1% 的显著性检验。尽管模拟的 Q 与 ISCCP 资料的空间相关显著,但是除 IAP GAMIL (BCC AGCM 和 IAP SAMIL) 在热带西太平洋及北半球中高纬部分地区 (Q 高值区的边缘区域) 外,模拟结果与 ISCCP 资料在强度上都存在显著差异。另外,三个模式的偏差存在共性,例如在副热带海区 (各大洋东岸及中国东部), Q 较之 ISCCP 资料都偏强 (弱)。

ISCCP 资料中全球平均净云辐射强迫 (R) 约 -24 W/m^2 ,故云的净辐射效应以冷却地气系统为主。全球平均而言, BCC AGCM 和 IAP GAMIL 模拟的 R 较之 ISCCP 资料偏弱,而 IAP SAMIL 则偏强,且三者与 ISCCP 资料的差异均通过了 1% 的显著性检验。ISCCP 资料中, R 的高值区主要位于热带外,其分布与 Q 基本一致 (图 3a)。另外,在热带区域特别是热带西太平洋因 Q 和 F 大致抵消,因此 R 为低值区 (图 3a)。总体而言, BCC AGCM、IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 均能再现年平均 R 的空间分布特征,其与 ISCCP 资料的空间相关系数分别为 0.86、0.89 和 0.72,均通过了 1% 的显著性检验。但各模式对 R 的模拟能力表现出明显的区域特征。其中, BCC AGCM 对北太平洋及南大洋中高纬部分地区 R 的模拟能力较强; IAP GAMIL 在欧亚大陆北部及北太平洋、北大西洋部分地区的模拟结果接近观测; IAP SAMIL 模拟的 R 较之 ISCCP 资料整体偏强,其中在副热带海洋上偏强达 20 W/m^2 以上。另外,三个模式中除 IAP GAMIL 能部分再现热带西太平洋区域 Q 和 F 相互抵消的特征外,其它两个模式模拟的 Q 均明显强于 F ,其中 IAP SAMIL 的 R 偏差甚至超过 -30 W/m^2 。

综上所述,三个模式均能较为合理地再现云辐

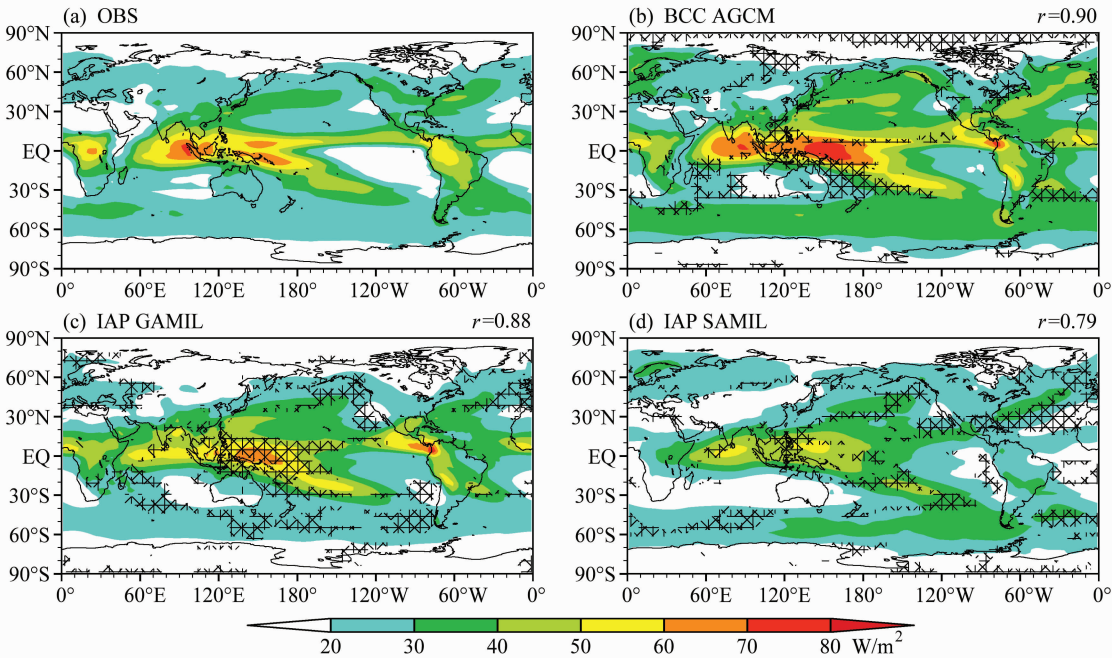


图 1 年平均云长波辐射强迫 (F) 的空间分布 (单位: W/m^2): (a) ISCCP 资料; (b) BCC AGCM; (c) IAP GAMIL; (d) IAP SAMIL。 (b-d) 斜杠表示模式与 ISCCP 资料平均值的差异未通过 1% 显著性检验的区域, 右上方的数字表示模式与 ISCCP 资料的空间相关系数 (r)
Fig. 1 The spatial patterns of the annual mean long-wave cloud radiative forcing from (a) ISCCP data, (b) BCC AGCM, (c) IAP GAMIL, and (d) IAP SAMIL. The regions where the differences between the model results and the ISCCP data are not statistically significant at the 1% significance level are marked with the cross and the spatial correlation coefficients (r) between the model results and the ISCCP data are presented at the right top corner in (b)-(d)

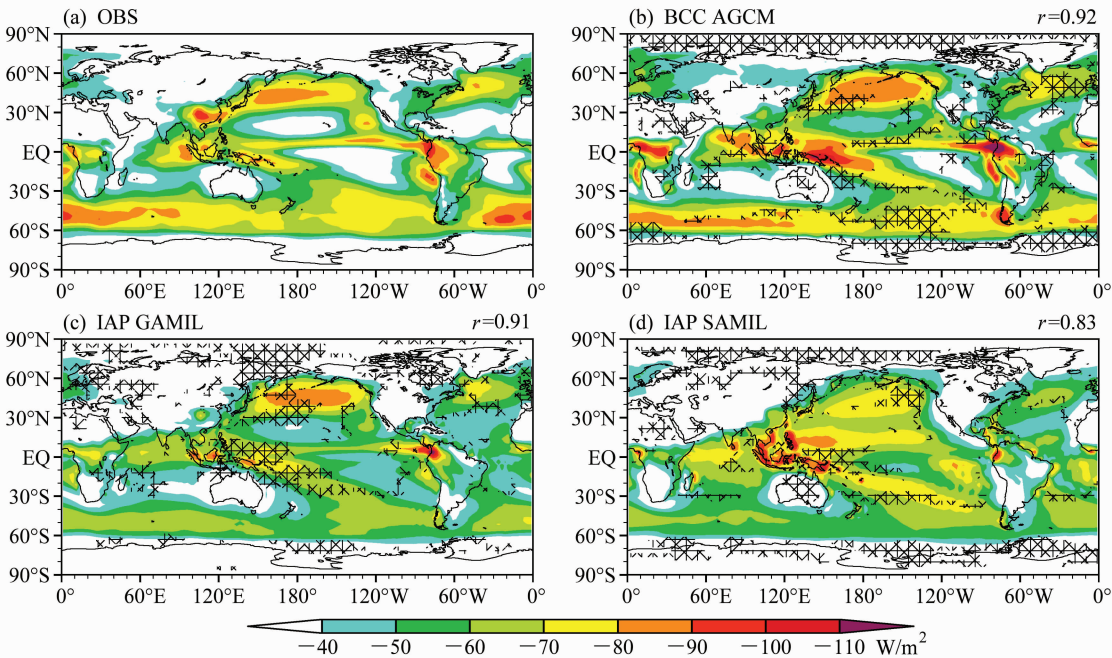


图 2 同图 1, 但为云短波辐射强迫 (Q)
Fig. 2 Same as Fig. 1, except for the short-wave cloud radiative forcing

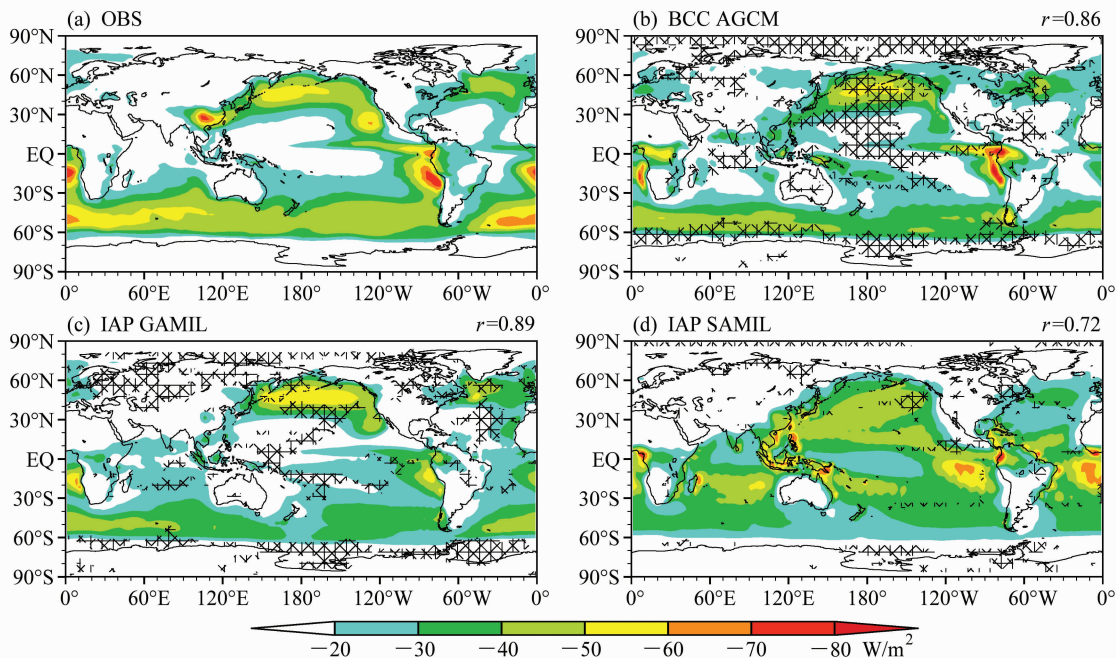
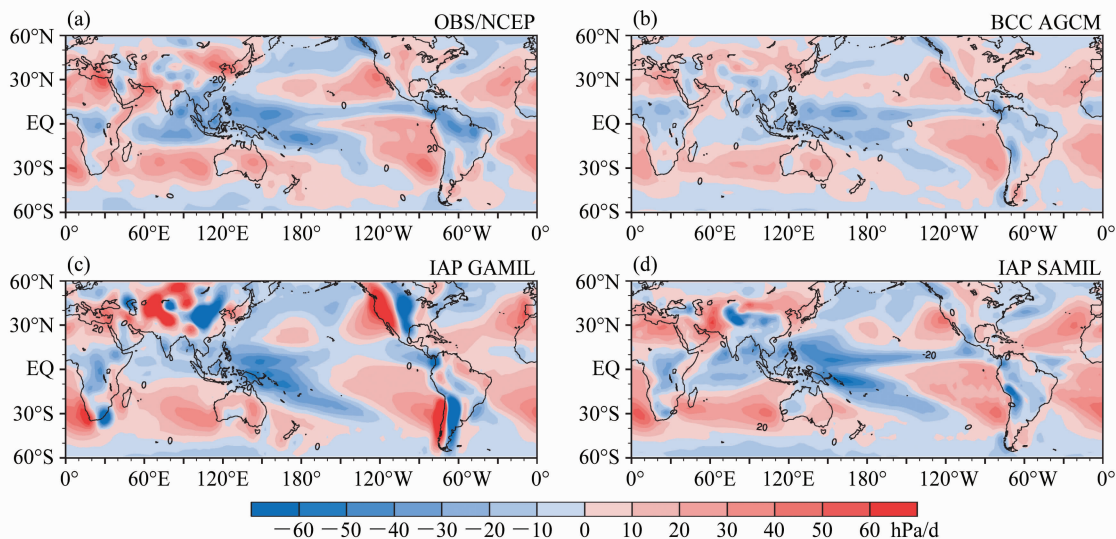
图3 同图1, 但为云净辐射强迫 (R)

Fig. 3 Same as Fig. 1, except for the net cloud radiative forcing

图4 年平均500 hPa垂直速度 ω 的空间分布(单位: hPa/d): (a) NCEP1; (b) BCC AGCM; (c) IAP GAMIL; (d) IAP SAMILFig. 4 The spatial patterns of annual mean vertical velocity at 500 hPa (ω) from (a) NCEP1 (NCEP/NCAR reanalysis data), (b) BCC AGCM, (c) IAP GAMIL, and (d) IAP SAMIL

射强迫场 (F 、 Q 和 R) 的空间分布型, 其与 ISCCP 资料的空间相关系数都通过了 1% 的显著性检验。定量比较, 模拟的云辐射强迫的强度与 ISCCP 资料普遍存在显著差异, 且又以副热带海洋上差异最为显著。

3.2 造成 CRF 模拟偏差的可能原因

下面进一步从对流、云模拟的角度, 讨论偏差

产生的成因。

模式对 CRF 的模拟受到云属性等诸多因素的影响, 其中云属性中又以云量、云光学厚度以及云顶高度对 CRF 的影响最为显著。而对流活动的模拟水平关系到模式能否合理再现上述云属性。相关研究表明, 500 hPa 的垂直速度 (ω) 是表征深对流

的重要物理量 (Norris and Weaver, 2001; Bony et al, 2004; Yuan et al, 2008; Su et al, 2010)。为此, 本文给出了 NCEP 和模式模拟的 ω 的空间分布。由图 4 可见, 再分析资料中 ω 负值的大值区主要位于热带, 对应于强的深对流活动; ω 正值的大值区主要位于副热带大洋的东侧。各模式均能较合理地模拟出 ω 的空间分布, 但强度与 NCEP 相比存在不同程度的差异, 在部分地区, 甚至在垂直运动方向上出现偏差。其中, BCC AGCM 模拟的 ω 较 NCEP 整体偏弱; IAP GAMIL 在美洲大陆西海岸、高原附近存在虚假大值区, 而在东亚地区 ω 与 NCEP 反向; IAP SAMIL 模拟的 ω 在东亚以及美洲大陆东岸等部分地区与 NCEP 反向。 ω 的模拟偏差从一个侧面反映了深对流的模拟偏差。对流的模拟偏差将导致模式无法再现与观测一致的云量、云垂直结构, 从而导致 CRF 的模拟偏差。例如, IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 模拟的东亚地区 ω 的方向与 NCEP 不一致, 对应地, 两个模式模拟的该区域的 CRF 存在显著偏差 (图 1 至图 3)。可见, 垂直运动的模拟偏差, 是造成 CRF 模拟偏差的重要原因之一。

深对流的偏差并不是造成 CRF 误差的唯一因素。即使在深对流模拟效果较好的地区, CRF 仍然存在模拟偏差, 而这一部分偏差更大程度上源自模式采用的云方案等其他方案的不确定性。因此, 模式中 CRF 的模拟偏差可能反映的是对流偏差、云方案共同作用的结果。

为确认误差来源, 这里讨论了 $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 范围内 ω 与 CRF 的对应关系 (图 5)。整体而言, 观测中深对流的作用使上升区内 ($\omega < 0$ hPa/d) 的云顶高度较下沉区 ($\omega > 0$ hPa/d) 更高、云量更多, 因此对流区内的 F 、 Q 较下沉区更强, 各模式能模拟出上述对应关系 (图 5a、b)。模式对不同动力条件下 CRF 的模拟能力各异。对 F 而言, 模式的模拟偏差主要集中在 $\omega < -20$ hPa/d 的强上升区, 而在其它区域模拟情况较好 (图 5a)。具体地, BCC AGCM 模拟的强上升区 F 偏强, 而 IAP GAMIL、IAP SAMIL 的结果则偏弱。与 F 的情况不同, 各模式对 Q 的模拟偏差主要集中于垂直运动较剧烈的区域 ($|\omega| > 20$ hPa/d)。其中, IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 的结果与观测较为接近, 而 BCC AGCM 模式高 (低) 估了上升 (下沉) 区的 Q 强

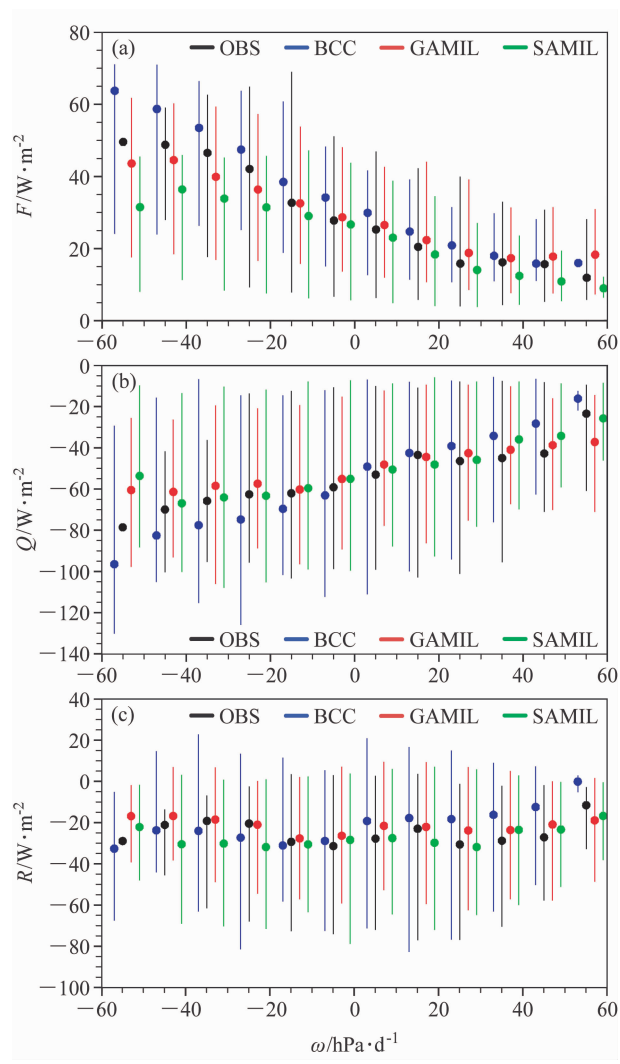


图 5 $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 年平均 500 hPa 垂直速度 (ω) 与 TOA 云辐射强迫 的对应关系: (a) F ; (b) Q ; (c) R 。圆点: 垂直速度范围内 CRF 的平均值; 竖线: CRF 的强度范围

Fig. 5 $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ cloud radiative forcing (CRF) at the top of atmosphere (TOA) stratified by vertical velocity (ω) at 500 hPa: (a) F ; (b) Q ; (c) R . The dots are the CRF average values and the vertical lines mean the ranges of CRF over each ω range

度。研究表明, 深对流区内 F 的强度与 Q 相当, 因此深对流区 R 对地气系统的冷却作用较弱; 在下沉区, Q 的强度明显强于 F , 所以 R 对地气系统有强烈的冷却作用 (Kiehl and Ramanathan., 1990; Kiehl, 1994)。前文指出, 各模式对 Q 、 F 的模拟能力在深对流、下沉区表现各异, 因此对 R 的模拟能力也各异 (图 5c)。在深对流区, 由于 IAP GAMIL (BCC AGCM) 模拟的 Q 、 F 较之观测均偏弱 (偏强), 故其模拟的 R 接近观测, 而 IAP SAMIL 模拟

的 R 较观测偏强。在下沉区, IAP SAMIL 模拟的 R 较为合理, 而 BCC AGCM 和 IAP GAMIL 分别低估和高估了下沉区的 R 。模式对云辐射特征的模拟偏差主要出现在垂直运动剧烈的区域, 其中包括热带深对流区以及副热带大洋东侧的下沉区, 与全球其他模式的结果一致 (Williams and Webb, 2009)。事实上, 在 500 hPa ω 所表征的下沉区中, 有部分区域具有浅对流特征, 它们对 500 hPa 下沉区的 CRF 模拟偏差有一定贡献。因此, CRF 偏差出现在垂直运动剧烈的区域, 一方面映证了前文的结论, 即各模式模拟对流活动 (包括深对流和浅对流) 存在差异, 是造成 CRF 模拟偏差的原因之一; 另一方面反映与对流有关的云属性的模拟偏差是造

成 CRF 模拟的重要原因。而后者则与对流参数化方案中的云模型以及云方案有关。下文将对此做进一步讨论。

上述分析表明, CRF 模拟的偏差主要出现在强烈上升和下沉的区域, 是对流偏差、云方案的不确定性导致云垂直结构模拟存在偏差造成的。为进一步检查云垂直结构的模拟偏差, 本文分别选取西太平洋 ($5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $117.5^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$) 和东南太平洋 ($10^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{S}$, $87.5^{\circ}\text{W}\sim 120^{\circ}\text{W}$) 作为上升和下沉区, 定性分析两类动力条件下模式对云垂直结构的模拟情况。对流区 F 与 Q 的对应关系如图 6 所示。在 ISCCP 资料中, 二者的强度基本相当 (散点分布斜率接近 45°), 表明该区域云顶高度较高。

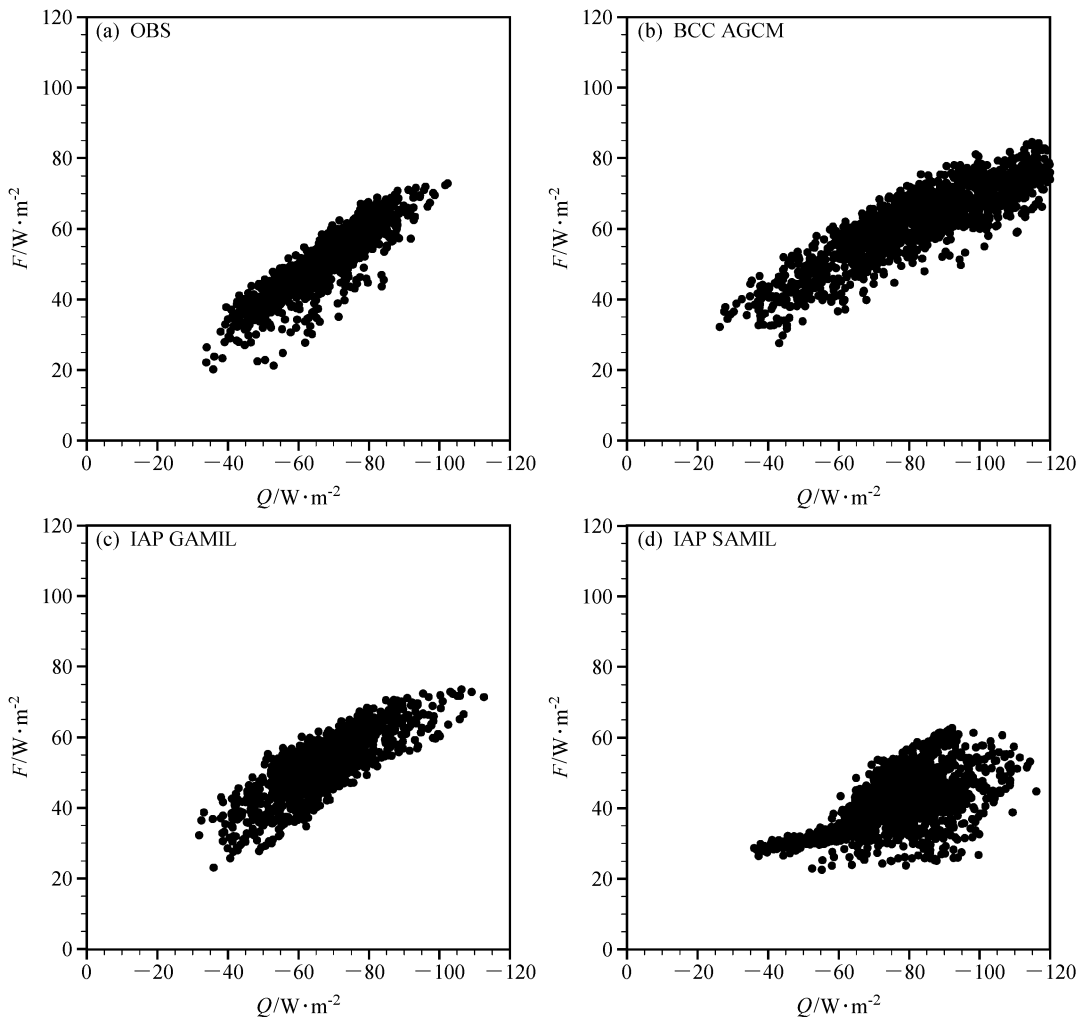


图 6 上升区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $117.5^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$) 内大气层顶 F 与 Q 的对应关系: (a) ISCCP 资料; (b) BCC AGCM; (c) IAP GAMIL; (d) IAP SAMIL

Fig. 6 The scatter diagram of TOA F vs. Q over the ascending region ($5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $117.5^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$) from (a) ISCCP data, (b) BCC AGCM, (c) IAP GAMIL, and (d) IAP SAMIL

IAP GAMIL、BCC AGCM 均较好地模拟出了这一特征,但较之观测,BCC AGCM 的模拟分布更靠近右上角(图 6b),即 CRF 量值偏大。同时,由于 BCC AGCM 模拟的 Q 和 F 均偏大,故模式的偏差可能与云光学厚度过厚或云量过多有关。不同于前二者,IAP SAMIL 模拟的 Q 与观测较为接近,但 F 相对偏弱,即散点分布更趋近于水平方向分布(图 6d),表明其模拟的该区域平均云顶高度可能较观测偏低。

云垂直结构的特征可进一步通过云辐射强迫比率(N)和净云辐射强迫(R)的关系诊断,结果如图 7 所示。比较 Cess et al. (2001) 基于理论计算的结果可见,ISCCP 资料的结果中上升区散点的分

布型与高云的辐射特征较为一致(图 7a): $R<0$ 、 $N>1$ 的部分(第二象限)表现出符合深对流云的辐射特征,散点超过 $N\approx 1.3$ 的部分则表明可能有中云存在,但比重较小。BCC AGCM 和 IAP GAMIL 中均能模拟出深对流云的存在(图 7b、c),但与观测相比模拟的卷云(第四象限)、中云偏多,后者导致平均云顶高度偏低, F 相应偏低。如图 7d 所示,IAP SAMIL 散点主要集中在 $N>1.3$ 的区域,而具有深对流云性质的散点几乎不存在,反映整体云顶高度模拟偏低,此种垂直结构将会造成对流区内 F 模拟偏低(图 5a)、 R 偏强(图 5c)。需要指出的是,虽然 BCC AGCM 和 IAP GAMIL 高估了本文选定区域中的卷云量($R>0$ 、 $N<1$),但总

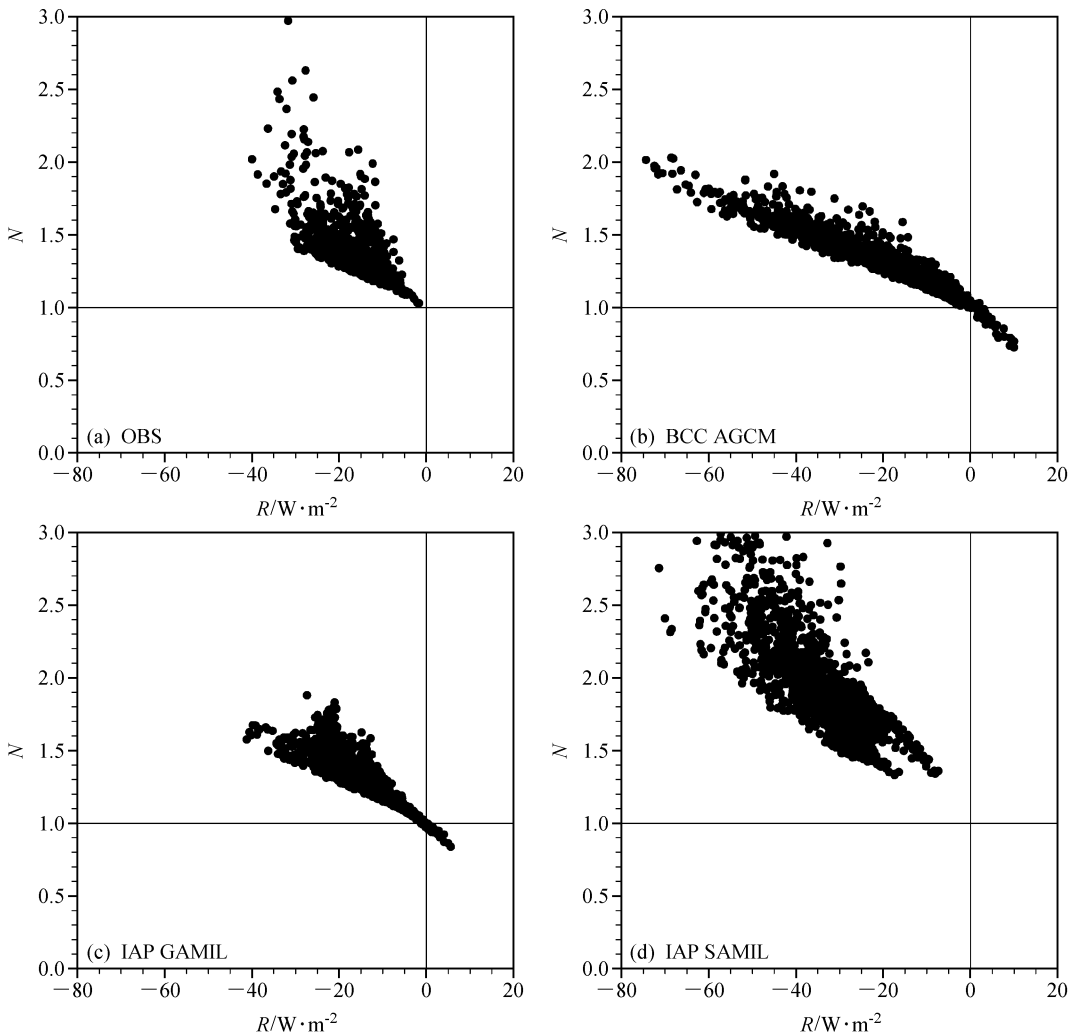


图 7 上升区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $117.5^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$) 内 TOA 云辐射强迫比率 N 与 R 的对应关系: (a) ISCCP 资料; (b) BCC AGCM; (c) IAP GAMIL; (d) IAP SAMIL

Fig. 7 The scatter diagram of N vs. R over the ascending region ($5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $117.5^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$) from (a) ISCCP data, (b) BCC AGCM, (c) IAP GAMIL, and (d) IAP SAMIL.

体来说,上述三个模式对暖池地区卷云的模拟能力普遍不足(图略),而对深对流云的比重估计偏高,造成模拟云光学厚度偏厚,因此模式中暖池的 R 冷却作用偏强。

不同于上升区,下沉气流的作用使该区域内以云顶高度较低的层云为主(Kiehl and Ramanathan, 1990; Potter and Cess, 2004; Lu et al., 2004),故 F 相对 Q 较弱,致使 R 对地气系统有较强的冷却作用。由 F 和 Q 的散点图可见,观测中散点的分布相对平直, F 维持在 15 W/m^2 明显弱于 Q (图 8a);同时,由 N 与 R 对应关系的散点图可见,散点主要集中在第二象限 $N>1.3$ 的区域(图 9a),上述散点的分布特征均反映出该区域以低云为主的特征。各模式对下沉区云的模拟情况迥异。虽然三个模式均使用 Slingo 云方案,但得益于其在东太平

洋低云区对云方案的改进,IAP SAMIL 能较为准确地模拟出该区域以低云为主的观测事实(图 8d、图 9d),因此其模拟的下沉区 CRF 较其它两个模式更为合理。其它两个模式对下沉区云的模拟均存在不同程度的偏差,共同表现为:部分散点具有类似于高云的特征,即 Q 与 F 量值相当(图 8b、c)。BCC AGCM、IAP GAMIL 模拟的下沉区高云偏多(或平均云顶偏高)导致模拟 R 较观测偏弱(图 5c)。

事实上,云垂直结构(云顶高度、光学厚度等)的模拟偏差只是造成 CRF 模拟偏差的众多因素之一。 Q 、 F 的强度均随云量线性增加(Kiehl, 1994),因此云量的模拟偏差也在其中起重要的调节作用。例如,各模式均在不同程度上高估了对流区的高云量,尤其是 BCC AGCM 模式(如图 7c 显

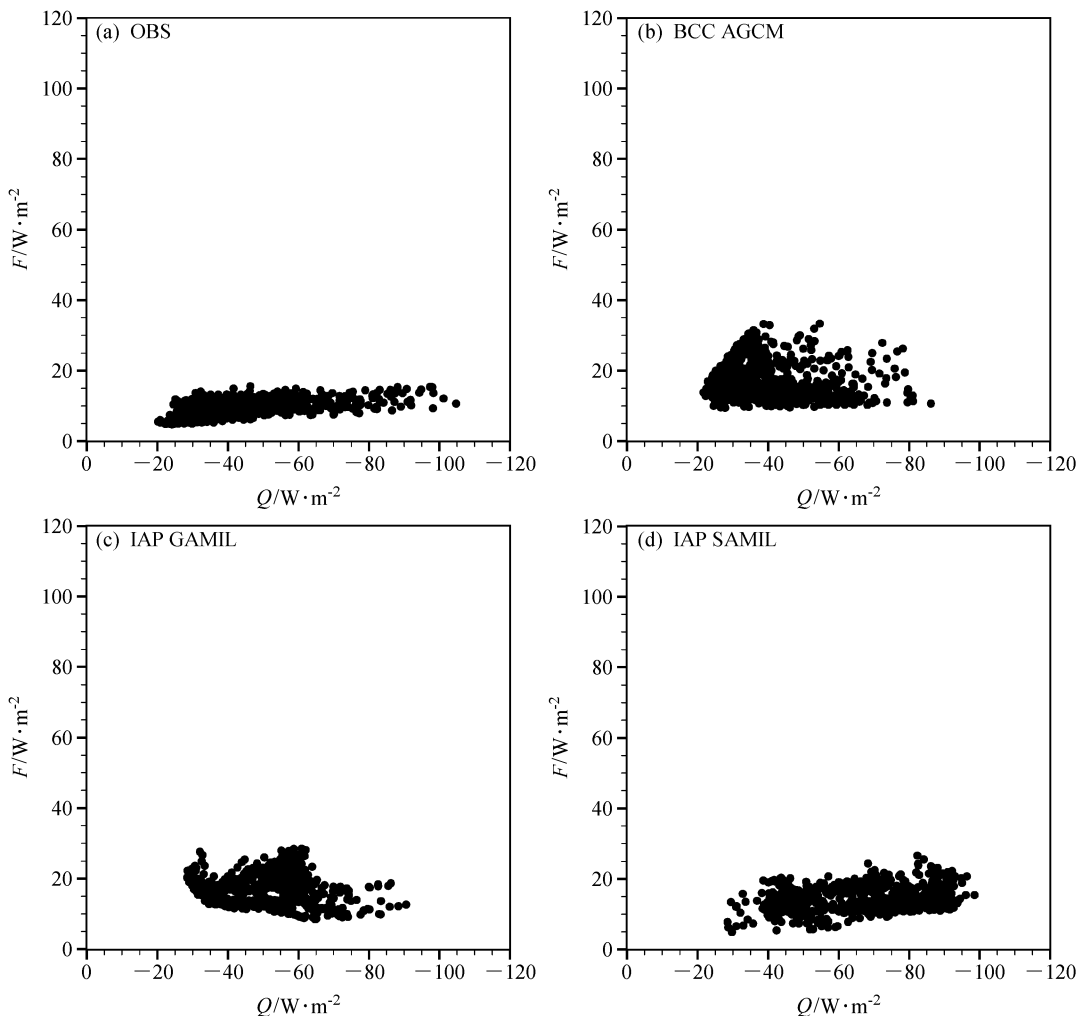


图 8 同图 6, 但为下沉区 ($20^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ}\text{W}\sim 87.5^{\circ}\text{W}$) 的结果

Fig. 8 The same as Fig. 6, but for the descending area ($20^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ}\text{W}\sim 87.5^{\circ}\text{W}$)

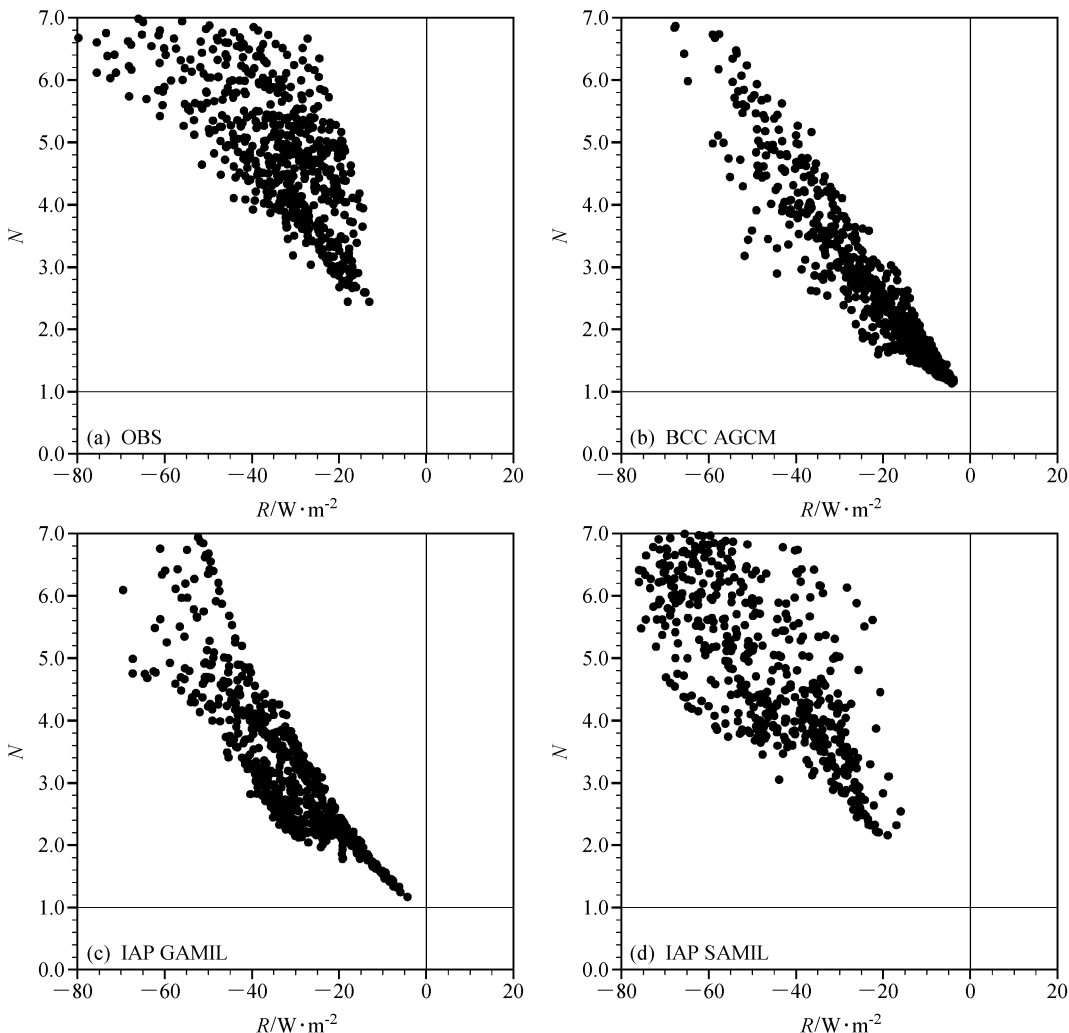


图 9 同图 7, 但是为下沉区 ($20^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ}\text{W}\sim 87.5^{\circ}\text{W}$) 的结果

Fig. 9 The same as Fig. 7, but for the descending area ($20^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ}\text{W}\sim 87.5^{\circ}\text{W}$)

示,其模拟对流区散点分布较观测更靠近 R 大值区,反映云量偏多),这在一定程度上能补偿模拟中云比重偏多、平均云顶高度偏低所带来的 F 负偏差(图略)。下沉区亦然。

综上,云垂直结构、云光学属性的模拟偏差是产生 CRF 偏差的重要原因,而模式中对流的模拟偏差以及云方案所存在的不确定性对云模拟偏差的产生具有重要影响。

3.3 对 ENSO 的响应

上文分析了三个气候模式对云辐射强迫气候态的模拟能力以及产生误差的可能原因。模式对当前气候的模拟结果是否合理,是评定其对未来气候预测准确性的重要指标,而检查模式对 ENSO 的响应是检验模式对当前气候模拟能力的重要途径(Sun

et al, 2006)。图 10 给出了热带太平洋区域 R 对 ENSO 的响应。ISCCP 资料中,伴随着 El Niño 的发生,赤道外中、东太平洋、秘鲁及加利福尼亚沿岸 R 减弱,而赤道西太平洋 R 增强,热带太平洋其他区域 R 的变化则不显著(图 10a)。BCC AGCM、IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 中 R 对 ENSO 响应的空间分布型与 ISCCP 资料存在显著的差异,其与 ISCCP 资料的空间相关系数分别只有 0.21、0.10 和 0.19。尽管三个模式均能大致模拟出赤道上“东正西负”的响应型,但与 ISCCP 资料相比,BCC AGCM 和 IAP SAMIL 中西太平洋的负响应偏强(图 10b、d),而 IAP GAMIL 中的负响应偏弱且中心位于赤道中太平洋(图 10c)。同时,三个模式均不能再现赤道外北太平洋的正响应特征。此外,

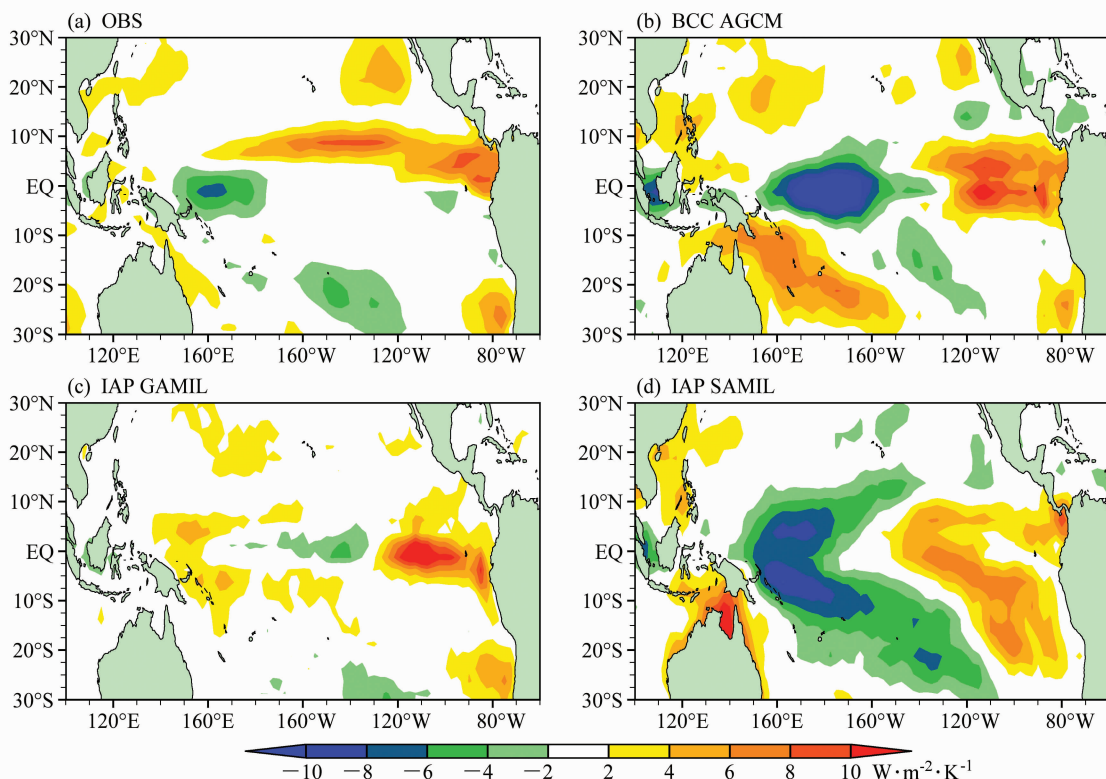


图 10 ISCCP 资料 (a) 和模式 (b–d) 中热带太平洋区域云净辐射强迫对 ENSO 的响应。彩色阴影: 云净辐射强迫与冷舌区域 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{W}$) 平均 SST 异常的回归系数

Fig. 10 The spatial pattern of the response of net cloud radiative forcing to ENSO. The shading shows the regression coefficient of net cloud radiative forcing on the SST anomaly averaged over the cold tongue region ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{W}$)

BCC AGCM 和 IAP SAMIL 在热带西南和东南太平洋存在虚假的正响应。

上面的分析表明, 气候模式中 R 对 SST 的响应呈现显著差异, 说明模式中辐射强迫的不确定性很大。模式对 ENSO 的响应反映了大气模式对外强迫的动力调整, 其与热力调整存在显著的差异 (Zhu et al., 2007), 而气候变化情景下气候系统的调整是热力和动力调整综合的结果, 所以未来需要进一步检验大气模式对外强迫的热力调整过程。

4 结论

本文从气候态和对 ENSO 的响应两个方面, 分析了 BCC AGCM、IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 三个气候模式对云辐射强迫的模拟能力, 并讨论了影响模拟结果不确定性的因素, 主要结果如下:

(1) BCC AGCM、IAP GAMIL 和 IAP SAMIL 模式均能够较为合理地再现年平均云辐射强迫 (包括长、短波云辐射强迫和净云辐射强迫) 的空间分

布型, 其与 ISCCP 资料结果的空间相关系数均通过了 1% 的显著性检验。模式能基本模拟出 ENSO 期间净云辐射强迫“东正西负”的响应分布型, 但是 BCC AGCM 和 IAP SAMIL 模拟的西太平洋的负响应偏弱, 而 IAP GAMIL 则偏弱且中心位于赤道中太平洋。三个模式模拟的净云辐射强迫的响应, 均存在显著的偏差。

(2) 模式模拟的云辐射强迫的强度和 ISCCP 资料相比存在显著差异。IAP GAMIL 模拟的热带西太平洋及南北半球中高纬度部分地区的年平均云长、短波辐射强迫、BCC AGCM 模拟的北太平洋大部分地区的年平均净云辐射强迫都接近与 ISCCP 资料。但在其他区域, 特别是副热带海洋, 模拟结果与 ISCCP 资料的差异均存在显著差异。总体来说, 各模式对 F 的模拟偏差主要出现在对流区, 而在下沉区模拟效果略好; IAP GAMIL、IAP SAMIL 与观测较为接近, 而 BCC AGCM 模拟的 Q 在对流区偏强, 在下沉区则偏弱。

(3) 对流的模拟偏差、云方案的不确定性是造

成模式对云辐射强迫的模拟偏差的重要原因,它们通过影响云的垂直结构等属性影响云辐射强迫的模拟。三个模式对云辐射强迫的模拟偏差主要集中在垂直运动相对剧烈的区域。在对流上升区, BCC AGCM 高估了高云云量和光学厚度, 导致 Q 、 F 模拟偏高; IAP SAMIL 低估了对流区的云顶高度, 致使 F 模拟偏弱, R 相应偏强; IAP GAMIL 模拟的对流区中云偏多, 致使 F 偏弱。在下沉区, BCC 模拟的高云偏多、中低云偏少, 造成 $F(Q)$ 偏强(弱), R 相应偏弱; IAP GAMIL 在下沉区存在虚假的高云, 导致 F 略强; 得益于其在赤道东太平洋低云区对云方案的改进, IAP SAMIL 模拟的下沉区的云辐射特征较为合理。

最后, 需要指出的是, 云辐射过程是当今气候模式中不确定性最大的部分。参照国际上近年来的通常作法, 本文以云辐射强迫为研究对象, 分析了 BCC AGCM、IAP GAMIL 以及 IAP SAMIL 的模拟能力。上述模式对云辐射过程的模拟偏差, 将直接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, 上述模式的未来发展, 需要着重改进其对云量、云垂直结构(如云高度、云厚、云层位置等)、光学属性以及垂直运动的模拟。此外, 如何从 ENSO 强迫的角度提高该模式对海温强迫的响应敏感性, 亦是未来模式发展中亟待加强的工作。

致谢 感谢李立娟和包庆博士提供 LASG/IAP 模式资料。

参考文献 (References)

Bony S, Dufresne J L, Le Treut H. 2004. On dynamic and thermodynamic components of the cloud changes [J]. *Climate Dyn.*, 22: 71–86.

Cess R D, Potter G L. 1988. A methodology for understanding and intercomparing atmospheric climate feedback processes in general-circulation models [J]. *J. Geophys. Res.*, 93: 8305–8314, doi: 10.1029/JD093iD07p08305.

Cess R D, Zhang M H, Wielicki B A, et al. 2001. The influence of 1998 El Niño upon cloud-radiative forcing over the Pacific warm pool [J]. *J. Climate*, 11: 2129–2137.

陈昊明, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的东亚夏季风 [J]. *大气科学*, 33 (1): 155–167. Chen H M, Zhou T J, Yu R C, et al. 2009. The East Asian summer monsoon simulated by coupled model FGOALS_s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (1): 155–167.

Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122: 689–719.

Harrison E F, 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: 18687–18703, doi: 10.1029/JD095iD11p18687.

Hartmann D L, Ockert-Bell M E, Michelsen M L. 1992. The effect of cloud type on earth's energy balance: Global analysis. [J] *J. Climate*, 5 (11), 1281–1304.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–471.

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: 11679–11698.

Kiehl J T. 1994. On the observed near cancellation between long-wave and shortwave cloud forcing in tropical regions [J]. *J. Climate*, 7: 559–565.

李博, 周天军, 吴春强, 等. 2009. 大气环流模式和耦合模式模拟的降水—海温关系之比较 [J]. *大气科学*, 33 (5): 1071–1086. Li B, Zhou T J, Wu C Q, et al. 2009. Relationship between rainfall and sea surface temperature simulated by LASG/IAP AGCM and CGCM [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (5): 1071–1086.

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 L J, Wang B, Zhou T J. 2007. Impacts of external forcing on the 20th century global warming [J]. *Chinese Science Bulletin*, 52: 3148–3154.

Li L J, Wang Y Q, Wang B, et al. 2008. Sensitivity of the Grid-point Atmospheric Model of IAP LASG (GAMIL1. 1. 0) climate simulations to cloud droplet effective radius and liquid water path [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 529–540.

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.

Norris J R, Weaver C P. 2001. Improved techniques for evaluation GCM cloudiness applied to the NCAR CCM3 [J]. *J. Climate*, 14: 2540–2550.

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.

Randall D A, Coakley J A, Lenschow D H, et al. 1984. Outlook for research on subtropical marine stratification clouds [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65: 1290–1301.

Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. Climate models and their evaluation [M]// Solomon S, Qin D, Manning M, et al.,

- Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 589–662.
- Slingo A. 1989. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1419–1427.
- Su W Y, Bodas-Salcedo A, Xu K-M, et al. 2010. Comparison of the tropical radiative flux and cloud radiative effect profiles in a climate model with Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) data [J]. *J. Geophys. Res.*, 115, D011105, doi: 10.1029/2009JD012490.
- Sun D Z, Zhang T, Covey C, et al. 2006. Radiative and dynamical feedbacks over the equatorial cold tongue: Results from nine atmospheric GCMs [J]. *J. Climate*, 19, 4059–4074.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1779–1800.
- 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 (A)*, 47: 4–21.
- 王璐, 周天军, 吴统文, 等. 2010. BCC 大气环流模式对亚澳季风年际变率主导模态的模拟 [J]. *气象学报*, 67 (6): 973–982.
- Wang L, Zhou T J, Wu T W, et al. 2010. Simulation of the leading mode of Asian–Australian monsoon interannual variability with the Beijing Climate Center atmospheric general circulation model [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (6): 973–982.
- 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: 905–922.
- Williams K D, Senior C A, Slingo A, et al. 2005. Toward evaluating cloud response to climate change using clustering technique i-identifications of cloud regimes [J]. *Climate Dyn.*, 24: 701–719.
- Williams K, Ringer M A, Senior C A, et al. 2006. Evaluation of a component of the cloud response to climate change in an intercomparison of climate models [J]. *Climate Dyn.*, 26: 145–165.
- Williams K D, Webb M. 2009. A quantitative performance assessment of cloud regimes in climate models [J]. *Climate Dyn.*, 33: 141–157.
- 吴国雄, 张学洪, 刘辉, 等. 1997. LASG 全球海洋—大气—陆面系统模式 (GOALS/LASG) 及其模拟研究 [J]. *应用气象学报*, 8 (增刊): 15–28.
- Wu G X, Zhang X H, Liu H, et al. 1997. Global ocean–atmosphere–land system model of LASG (GOALS/LASG) and its performance in simulation study [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, 8 (Suppl.), 15–18.
- Wu T W, Yu R C, Zhang F, et al. 2008. The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: Description and its performance for the present-day climate [J]. *Climate Dyn.*, 34: 123–147, doi: 10.1007/s00382-008-0487-2.
- Yuan J, Hartmann D L, Wood R. 2008. Dynamic effects on the tropical cloud radiative forcing and radiation budget [J]. *J. Climate*, 21: 2337–2351.
- Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model [J]. *Atmosphere Ocean*, 33: 407–446.
- Zhang G J, Mu M. 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, doi: 10.1029/2004JD005617.
- 张丽霞, 周天军, 吴波, 等. 2008. 气候系统模式 FGOALS_s1.1 对热带降水年循环模态的模拟 [J]. *气象学报*, 66 (6): 968–981.
- Zhang L X, Zhou T J, Wu B, et al. 2008. The annual modes of tropical precipitation simulated by LASG/IAP ocean–atmosphere coupled model FGOALS_s1.1 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (6): 968–981.
- Zhang Y, Rossow W B, Lacis A A, et al. 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data [J]. *J. Geophys. Res.*, 109, doi: 10.1029/2003JD004457.
- 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 T J, Yu R C, Wang Z Z, 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. 2007. Progress in the development and application of climate ocean models and ocean–atmosphere coupled models in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24: 1109–1120.
- Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon: Recent progress and state of affairs [J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 18 (4): 455–467.
- Zhu P, Hack J J, Kiehl J T, et al. 2007. Climate sensitivity of tropical and subtropical marine low cloud amount to ENSO and global warming due to doubled CO₂ [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, D17108, doi: 10.1029/2006JD008174.