孙国荣,李昀英,寇雄伟,等. 2016. 不同分辨率 BCC_AGCM 模式对东亚区域垂直云量的模拟 [J]. 气候与环境研究, 21 (2): 175-187. Sun Guorong, Li Yunying, Kou Xiongwei, et al. 2016. Vertical cloudiness over East Asia simulated by different BCC_AGCM models [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (2): 175-187, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15148.

不同分辨率 BCC_AGCM 模式对东亚区域 垂直云量的模拟

孙国荣1 李昀英1 寇雄伟1 方乐锌1,2 高翠翠1

1 解放军理工大学气象海洋学院,南京 211101 2 96211 部队 84 分队,建水 654300

摘 要 基于 ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project)和 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)资料分析了 BCC_AGCM2.1 (Beijing Climate Center_Atmospheric General Circulation Model 2.1)和 BCC_AGCM2.2 模拟的云在东亚的垂直分布特点,并探讨了误差来源。两个模式大体上模拟出了总云量的分布形势,较好地模拟出了垂直方向上云量大值带随地形的变化特点,但模拟的总云量偏少。AGCM2.2 模拟的云量整体上小于 AGCM2.1,除复杂地形外 AGCM2.2 没有体现出高分辨率的优势。模式对中国东部环流场的模拟效果差导致模拟的云量偏少,尤其是 AGCM2.2。模拟的对流层高层相对湿度明显偏大导致高层云量偏大。模式在近海面模拟的相对湿度偏小,四川盆地及周围地区冷季模拟的水汽含量偏少,因而模拟的云量偏少。模式云量对相对湿度的响应能力较好,模拟出了云量对垂直速度和稳定度的响应,但地区差异不明显。模式的云参数化方案中云与相对湿度的关系系数需要调整,应更利于云的生成。

关键词 东亚 BCC_AGCM 模式 垂直云量
 文章编号 1006-9585 (2016) 02-0175-13
 doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15148

中图分类号 P426.5

文献标识码 A

Vertical Cloudiness over East Asia Simulated by Different BCC_AGCM Models

SUN Guorong¹, LI Yunying¹, KOU Xiongwei¹, FANG Lexin^{1, 2}, and GAO Cuicui¹

School of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101
 84 Team of PLA 96211 Unit, Jianshui 654300

Abstract The ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) and NCEP (National Centers for Environmental Prediction) datasets have been exploited to investigate the vertical cloudiness over East Asia simulated by BCC_AGCM2.1 (Beijing Climate Center_Atmospheric General Circulation Model 2.1) and BCC_AGCM2.2. The sources of errors are also explored in this paper. The two models generally can well simulate the distribution of total cloud amount and vertical changes in cloudiness along the topography, however, the simulated cloudiness is less than observations. The cloud cover simulated by AGCM2.2 is less than that by AGCM2.1. Despite the better representation of complex terrain, AGCM2.2 does not show any advantages of the high resolution. The poor performance of the model in the simulation of circulation fields in

收稿日期 2015-06-09; 网络预出版日期 2015-11-04

作者简介 孙国荣,男,1989年出生,硕士研究生,主要从事气候学研究。E-mail: sungr09@163.com

通讯作者 李昀英,女,博士生导师,主要从事云气候学与云动力学研究。E-mail: liyunying2005@163.com

资助项目 财政部/科技部公益类行业专项201306068,国家自然科学基金项目41475069、41075034,国家留学基金

Founded by China R&D Special Fund for Public Welfare Industry (Grant 201306068), National Natural Science Foundation of China (Grants 41475069 and 41075034), State Scholarship Fund from China Scholarship Council

eastern China leads to underestimation of cloudiness, particularly in the AGCM2.2 simulation. Meanwhile, the overestimation of relative humidity in the upper troposphere results in more simulated cloudiness than observations. The underestimation of relative humidity near the ocean surface and unrealistically small moisture content simulated by the model in Sichuan Basin and its surrounding area in the cold season lead to less cloud amount in the model result. The simulated cloudiness is sensitive to relative humidity. The response of cloudiness to vertical velocity and stability is significant but has little regional difference in both models. The coefficient in the relationship between cloudiness and relative humidity in the model needs to be adjusted and should be more conducive to the production of clouds. **Keywords** East Asia, BCC AGCM models, Vertical cloudiness

1 引言

等,2013)。

云在辐射平衡、能量平衡、水循环等方面对地 气系统起着重要作用,相对于温室气体、气溶胶等 因素,云对天气和气候的影响大得多,云在出现频 率、类型及分布上的较小改变,都可能影响地气系 统的能量平衡,从而影响天气和气候的变化(马占 山等,2008)。例如低云量增加4%,大气温度可降 低 2~3 K, 几乎可以抵消 CO2 倍增引起的气候效应 (Wetherald and Manabe, 1988)。IPCC 报告和很多 研究指出(Houghton et al., 2001), 云是影响气候 变化的诸多因子中非常重要却又最不确定的因子 之一, 气候模式间模拟的云量差异大是导致未来气 候不确定性的一个重要来源(Bony and Dufresne, 2005), 云的垂直分布的不确定性是研究云对气候 影响的最大障碍之一(Barker et al., 1999)。在过 去的几十年里,由于云模拟的不确定性,使得数值 天气预报及气候预测模式的发展受到了很大的限 制(Klein et al., 2013),而评估模式模拟结果,明 确误差来源是进一步发展气候模式的前提(董敏

Weare (1996, 2004) 指出参加 AMIP1 (phase one of the Atmospheric Model Intercomparison Project) 的各模式模拟的高云量偏多,低云量偏少, AMIP2 (phase two of AMIP) 模式对云的模拟能力 有很大的改进。Klein and Jakob(1999)表明 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)模式能大体上再现云的分布特点,但相对 于 ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) 云资料,模拟的高云光学厚度偏小,低云 光学厚度偏大。Lin and Zhang (2004) 研究表明,

CAM2 (Community Atmosphere Model) 模式在亚 热带地区低估了总云量,在热带辐合带高估了总云 量。Cesana and Chepfer (2012)研究表明,参加 CMIP5(phase five of Coupled Model Intercomparison Project)的模式除了 Arctic 模式外,其余模式一致 低估了总云量,各模式模拟的陆地(高、中、低) 云量差异大。Zhang and Li (2013)分析参加 CMIP3 和 CMIP5 的模式时发现,东亚地区是全球云短波 辐射强迫误差最大的地区之一,其误差来源于模式 中云的不确定性,而 CMIP5 相对 CMIP3 并无显著 改善,几乎所有的模式都不能很好地再现中国东部 层状云的特性。

东亚属于典型的季风气候区,地形独特复杂、 影响气候变化的因子众多、气候变化率大(符淙斌 和曾昭美, 1997), 一直以来, 东亚是检验模式模 拟结果的关键区域。东亚云的分布具有全球中、低 纬大陆上独一无二的特性(Li and Gu, 2006),是 陆地上层状云、雨层云分布最多的地区(Klein and Hartmann, 1993; Yu et al., 2001), 当今最先进的 气候模式对东亚气候的模拟能力都非常有限,其原 因之一是难以准确模拟东亚独特的云分布和云所 造成的辐射效应。因此检验模式对东亚区域云特性 的模拟效果,对发展模式具有重要意义。全球和区 域模式不断更新,水平和垂直分辨率不断提高,物 理过程参数化方案也同步改进,这些工作是否能提 高模式对东亚气候的模拟效果,尤其是对东亚区域 云的模拟效果,需要实践检验。Li et al. (2005) 评 估了 AREM (Advanced Regional Eta-coordinate Model)对中国东部云特性的模拟效果,研究表明 AREM 模式能很好地再现青藏高原下游层状云的 特性,但与 ISCCP 云资料相比, AREM 模式模拟的 云顶高偏低,光学厚度偏大。Zhang et al. (2014) 探讨了 CAM5 模式在中国东部模拟的层状云对水 平分辨率的敏感性,结果表明模拟的层状云云量偏 低是因为模拟的出云频率偏低,水平分辨率的提高 有助于改善地形效应产生的背景环流场,从而提高 层状云的出现频率,改进局地云量和云辐射强迫的 作用。张祎等(2012)评估了国家气候中心研发的

大气模式 BCC_AGCM2.1 (Beijing Climate Center_ Atmospheric General Circulation Model 2.1) 在中国 东部地区云辐射特征的模拟性能,指出模拟的层状 云偏少是云短波辐射强迫误差的主要来源。Wang et al. (2014) 评估了 BCC 两个不同分辨率的大气模 式模拟的云误差对辐射的影响,结果表明,与 CALIPSO-GOCCP 资料相比,除了 BCC_AGCM2.1 模拟的高云外,其余一致低估,分辨率较高的 BCC_AGCM2.2 模式模拟的云量总体上低于 BCC_AGCM2.1。

但目前对模式模拟东亚地区云特点的关注度 不高,尤其是云的垂直结构、季节变化等方面还有 待深入研究,缺乏对 BCC_AGCM 两个模式模拟云 误差来源的分析。为科学评价不同分辨率的 BCC_AGCM 模式模拟云的效果和为改善模式提供 科学依据,本文通过与 ISCCP D2 资料对比,从云 的水平分布、垂直分布、不同下垫面上空云垂直分 布的季节变化等方面分析 BCC_AGCM2.1 和 BCC_ AGCM2.2 模拟的云在东亚的分布特点,并与 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)再 分析资料对比,从环流和湿度等方面探究模拟误差

2 模式介绍和资料说明

的来源。

BCC_AGCM 大气环流模式是国家气候中心在 CAM 3 的基础上, 通过引入独特的参考大气、参考 地面气压、一系列最新参数化方案(最新质量通量 型积云对流参数化方案、整层位温守恒干绝热调整 方案、积雪面积覆盖度参数化方案等)研发的全球 谱模式,水平分辨率可调,垂直分为 26 层。模式 动力框架和物理过程介绍以及模式基本性能的评 估可参见相关文献(Wu et al., 2008, 2010; Wu, 2012; 董敏等, 2013; Xin et al., 2013)。该模式作 为耦合模式 BCC CSM 的大气模块参与 CMIP5 试 验, BCC_AGCM2.1(以下简称 AGCM2.1) 和 BCC AGCM2.2 (以下简称 AGCM2.2) 唯一的差异 是水平分辨率不同,分别为 T42 和 T106,大致相 当于 2.8125°(纬度)×2.8125°(经度)和 1.125° (纬度)×1.125°(经度)。按照 CMIP5 的设计要 求,BCC AGCM采用CMIP5统一提供的海面温度、 海冰等月变化边界条件运行并输出月平均模拟结 果,试验还用了CMIP5提供的温室气体、气溶胶、

臭氧、太阳常数和碳排放等外强迫场资料。模式的 网格云量计算采用了诊断法,即利用相对湿度、大 气稳定度和对流质量通量来诊断云量(Slingo, 1987),生成云的相对湿度阈值还随气压变化。次 网格对流云量的计算采用了向上质量通量函数法 (Xu and Krueger,1991)。为了将模拟结果与 ISCCP 卫星合成资料对比,将模拟的云资料利用 CFMIP (Cloud Feedback Model Intercomparison Project)研 发的 COSP (CFMIP Observation Simulator Package) 云模拟器按照 ISCCP 定义的云类标准进行了转换, 转换后的模式云量和各类云的定义与 ISCCP 的 定义一致。

ISCCP D2 月平均云资料和 NCEP 再分析资料 的月平均环流场、相对湿度资料作为对比分析的检 验场,两个资料集的水平分辨率都为 2.5°(纬度) ×2.5°(经度)。ISCCP 资料是 5 颗静止卫星和至少 1 颗极轨卫星合成的观测资料,根据云顶气压将云 分为 7 层。分云类时又按照云顶气压将云分为高、 中、低 3 层,即云顶气压小于 440 hPa 的云定义为 高云,云顶气压大于 680 hPa 的云定义为低云,云 顶气压居于两者之间的云定义为中云。又按照光学 厚度 τ 的大小($\tau \leq 3.6$, $3.6 < \tau \leq 23$, $\tau > 23$),将低 云细分为积云(Cu)、层积云(Sc)、层云(St), 将中云细分为高积云(Ac)、高层云(As)、雨层云

(Ns),将高云细分为卷云(Ci)、卷层云(Cs)、 深对流云(DC)。ISCCP 云资料集相对于地面观测 资料更适于揭露大范围地区的云气候特征(翁笃鸣 和韩爱梅,1998),因而被广泛地用于气候特征分 析和气候模式评估(Li et al., 2004, 2005, 2012; Li and Gu, 2006)。NCEP 再分析资料内容丰富、可 靠性强,因而广泛应用于气候诊断分析等研究中 (石彦军等,2012)。需要说明的是,模式资料的 时间段是 1979~2008年,因此截取了相同时间段 的 NCEP 再分析资料,但由于 ISCCP D2 资料本身 的时间段为 1983年7月至 2007年6月,考虑到季 节变化,只取了 1984~2006年的 ISCCP D2 资料, 但资料年限的差异对气候平均值的影响很小。

3 BCC_AGCM 模式对东亚区域云垂 直云量的模拟

3.1 总云量的模拟结果

东亚地区总云量(图1a)大值带从四川盆地延

伸至东南沿海,然后转向延伸至日本及其周边海 域,大值中心位于四川盆地、我国东南沿海、日本 及其周围海域。此外,50°N以北和15°N以南地区 总云量超过60%,该区域是经向环流的上升区域, 利于云的生成。40°N 左右有一条从塔里木盆地经甘 肃北部、内蒙古延伸至我国东北的低值云带,低值 云带对应的下垫面以沙漠为主。两个模式大体上模 拟出了云量的分布形势(图 1b、1c),模式对 50°N 以北的云带和低纬度云带模拟较好,但模拟的云量 偏少, AGCM2.2 比 AGCM2.1 模拟的云量整体上偏 少,和 Wang et al. (2014)的结论一致。模式模拟 的云量大值带不理想, 云量主体位于青藏高原, 中 国东部及海上云量模拟偏少,AGCM2.2 几乎没有 模拟出中国东部的云量大值带。AGCM2.2 在青藏 高原西北部模拟的云量较 AGCM2.1 明显减少,可 见在该区域有显著改进,除此之外,AGCM2.2 在 日本及其周围海域的模拟效果比 AGCM2.1 好。

3.2 云量的垂直分布

不同高度的云对气候的影响不同,一般情况 下,高云使大气和地面温度升高,中低云使大气和 地面温度降低,且不同地区不同高度的云量垂直分 布特点不同。东亚地区地形复杂,仅沿着 30°N 就 存在高原、盆地、平原、洋面等多种下垫面,因此 30°N 历来是分析云资料、评估模式的经典剖面。为 了对比不同纬度、不同下垫面上模式模拟云的效 果,还选取了以热带洋面为主的 20°N、中高纬度以 陆地为主的 45°N 两个剖面。从 45°N、30°N 和 20°N 3 个特定纬度 (图 2) 来看,平均云量在 20%以下。 模式大体上模拟出了云量的垂直分布特点,但模拟 的云量大值中心高度在低纬度偏高,中高纬度偏 低,模式模拟的高层云量明显偏大。

在 45°N 观测到的云量(图 2a)呈带状分布, 由西向东倾斜,超过 10%的云层在 70°E~90°E 从 700 hPa 延伸至 350 hPa,100°E 以东垂直方向上有 两个极值云带,较高层云随着经度的增加逐渐降 低,低层云带深厚且由西至东云层厚度增加,在东 北平原(120°E)与高层云带相连,从近地面一直 延伸到 500 hPa。模式模拟出了云量的地区差异, 且云与地形匹配较好,云量大值带随着地形的起伏 而升降(图 2b、2c),也模拟出了双层云的分布特 点,但模拟的云量偏少且大值带高度与实际观测存 在差异,模式模拟的云量大值带高度偏低。 AGCM2.1模拟的深厚的低层云在 600 hPa 以下,高 层云中心在 400 hPa 左右, AGCM2.2 模拟的高层云 比 AGCM2.1 更高,中心在 150 hPa 左右,低层云 量显著偏少,约是 AGCM2.1 的一半。

30°N 是一个地形复杂的剖面,云量主要分布在 青藏高原及以东地区(图 2d),且由西向东逐渐降 低,青藏高原上极值云带从600 hPa延伸到350 hPa, 在海面上降低至700 hPa以下。模式较好地模拟出 了云量大值带随地形的变化特点(图 2e、2f),青 藏高原上空云量与地形匹配较好但云量主体位置 略偏高。结合地形可知模式在中国大陆东部 (103°E~120°E)模拟的云量偏少,这与张祎等 (2012)的结论一致,AGCM2.2较AGCM2.1模拟 的云量更少。模式云量在低层海面上与实际观测的 一致,但中层云高度偏高。除中国东部外,AGCM2.2 模拟的云量及大值中心高度较 AGCM2.1 有明显的 改进,可见随着模式水平分辨率的提高能更好地刻 画地形,从而改进模式对复杂地形上空云量的模拟 效果。

ISCCP 资料显示, 20°N 垂直剖面上(图 2g) 高层云分布在 110°E 以西, 云量集中在 500~200 hPa, 低层云主要分布在 105°E 以东的洋面上, 高、 低层云在 100°E 左右相连。模式对低层云的模拟效 果较好(图 2h、2i), 但模拟的云层偏薄, 模式 AGCM2.2较AGCM2.1对低层云的模拟效果有明显 地提升。两个模式对较高层云的模拟效果较差,模 拟的云量显著偏大且集中在 300 hPa 以上, 对比模 式模拟的对流云发现, 这可能是模式将低纬度的浅 对流天气模拟成深对流天气, 一直向上发展至对流 层顶。

3.3 不同下垫面上空垂直云量的季节变化

东亚地形复杂,涵盖了各种复杂地形,受局地 大气环流、地形、水汽条件和层结稳定度的影响, 不同下垫面上的主导云类存在差异,例如,青藏高 原以高积云和高层云为主,四川盆地以层状云为 主,中国东部主要以雨层云和深对流云为主,洋面 上也是低层层状云的大值区。不同地形上空各类云 的云量、发生频率、持续时数都存在明显的季节变 化(高翠翠等,2015),不同下垫面上空云的分布 特点及其季节变化,还反映了地形对云的影响。为 了分析模式在不同下垫面上模拟云的能力,依据地 形分布,沿着云量大值区选取了高原、盆地、平原、 洋面4种不同下垫面区域,对比分析模式模拟云的 垂直分布及其季节变化。



Fig. 1 The spatial distribution of total cloud over East Asia: (a) ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project); (b) AGCM2.1 (Atmospheric General Circulation Model 2.1); (c) AGCM2.2



图 2 (a、b、c) 45°N、(d、e、f) 30°N、(g、h、i) 20°N 垂直剖面上 ISCCP(左)、AGCM2.1(中)和AGCM2.2(右) 云量的分布(斜线阴影部 分表示地形)

Fig. 2 Vertical distributions of cloudiness for ISCCP (left), AGCM2.1 (middel), and AGCM2.2 (right) along (a-c) 45°N, (d-f) 30°N, and (g-i) 20°N, shadow lines denote the topography

选取的高原(25°N~35°N,90°E~103°E)位 于青藏高原东侧,平均海拔超过4km,是中层云的 大值区。四川盆地(25°N~35°N,103°E~110°E) 是东亚陆地上空的云量大值区,较大的相对湿度 和深厚逆温层提供了成云条件,主要以层状云为 主。选取的平原(25°N~35°N,110°E~120°E)位 于青藏高原背风侧的华东平原,是陆地低层云的大 值区,受季风影响大。海上云量大值区(25°N~ 35°N,120°E~130°E)云的高度较低,主要是层积 云和层云。从各区域平均云量的垂直分布来看(图 3),陆地上空云量随着高度先增加后减少,高原、 盆地、平原的最大值分别出现在400、500、500 hPa, 模式模拟出了云量随高度的变化形势,尤其是在高 原上模拟结果与观测基本吻合,但模式在盆地和平 原上模拟的云量偏少,最大值高度偏高。海洋上空 云量随着高度的增加逐渐减少,模式在近海面的模 拟效果较好,变化形势与观测基本吻合,但模拟的 云量偏少,500 hPa 以上模拟的云量随高度增加反 而增加,与观测不符。此外,除了近海面外, AGCM2.2 模拟的云量小于 AGCM2.1,两个模式在 200 hPa 以上对云量的模拟能力较弱,云量随高度 的变化与观测不符。

各区垂直云量(图4)都存在明显的季节变化, 陆地上云量大值带夏季增高冬季降低,洋面上冬季 云层低而深厚,夏季云量减少但抬升明显。模式大 体上模拟出了上述特征,但模式模拟的云量高度偏 高,云量偏少,冬季模拟的云量显著偏少。

青藏高原东侧主要是来自孟加拉湾的湿热东 南气流爬坡抬升形成的高层云、高积云,以及高原 上空热对流形成的积状云。冬季云量大值区从 600 hPa 延伸到 350 hPa,夏季水汽输送随着南亚季风的 增强而增多,且对流天气增多,因而云量大值带抬 升至 500~200 hPa,且云量增多。两个模式模拟出了 云量极值带的季节变化趋势,但模拟的云量高度略偏 高。对比模式对各类云的模拟差异发现,模式对高积 云的模拟能力较弱,在高原上没有模拟出高积云的大 值区,模拟的高层云偏少。但夏季模拟的深对流云显 著偏多,这可能是模式将浅对流天气模拟成深对流天 气,从而模拟的夏季云带高度偏高。AGCM2.1 在冬 季模拟出了双层极值云带,AGCM2.2 较 AGCM2.1 有明显的改进,但 AGCM2.2 在冷季模拟的云量 偏少。

四川盆地主要以层状云为主,冬季逆温层较厚,低层辐合上升,中层辐散,因此云层深厚,夏季随着逆温层的升高云带逐渐升高(Li and Gu,2006)。模式模拟出了这一季节变化特点,但模拟的云带偏高偏薄,在冷季模拟的云量显著偏少,这是因为模式对青藏高东侧的环流形势和相对湿度模拟不佳的结果(张祎等,2012),AGCM2.2 在冬季没有模拟出大值云带,可见AGCM2.2 对盆地上空的层状云模拟效果更差。此外两个模式在600 hPa以下模拟出与观测相似的云带,只是模拟的云量较少。四川盆地是东亚陆地云量的大值区,可见改进模式对四川盆地上空冷季云量的模拟能力是提高模式对东亚区域云特性模拟的重要目标。

青藏高原背风侧的华东平原地区冬季以雨层 云为主,主要是来自北方的干冷气流与来自南方的 湿热气流交汇后形成的,雨层云持续时间长,产生 降水的概率大(高翠翠等,2015)。夏季偏南气流 控制了华东平原,主要以深对流云为主。1~6月云 层深厚,云带高度逐渐升高,云量基本不变,7月 云量突然减少到一半,位置迅速降低,8~12 月云 量缓慢增加,云带中心高度逐渐降低至 600 hPa,1 月云量迅速增加。模式很好地模拟出了上述季节特 点,但极值云带高度偏高,夏季模拟的云量偏大, 从模式模拟的各类云的分布来看,这主要是模拟的 深对流云较多所致。冬季模拟的云量偏少,这主要 是模式对雨层云的模拟能力弱,AGCM2.2 相对于 AGCM2.1 此弱点更为突出,因此模拟的云量更少。

海上云量大值区的高度较低,冬季云层深厚靠 近海面,极值云带在 1000~500 hPa,随着天气变 暖逐渐分为两层,近地面的极值云带变薄降低至 800 hPa 以下,上层云带迅速升高,6月从 500 hPa 延伸至 200 hPa,但 7~10 月突然消失,这与西太 平洋副热带高压季节性移动有关,当该区域被西太 平洋副热带高压控制时,天气晴好,云量较少。模 式较好地模拟出了上述季节变化,但模拟的低层云 层偏薄,夏季高层云量偏多,高度偏高,没有模拟 出高层云量 7~10 月突然减少的现象。

4 垂直云量模拟误差分析

水汽是产生云的基本条件,相对湿度是代表空 气中水汽饱和程度的物理量,与云量多寡直接相 关,大气环流通过创造成云环境或改变水汽分布而 成云致雨。模式对云的模拟效果很大程度上取决于 环流场和湿度场模拟效果。东亚对流层 20°N 以北 是平直的西风带, 30°N~60°N 的西风带在贝加尔 湖以东转向成西北气流之后,很快又转为西风气 流。10°N 以南基本以东风为主, 10°N~20°N 是东 西风过渡带。模式很好地模拟出了对流层中高层风 场(高度场)的分布特点(图略),但模拟的东风 气流偏弱。对流层低层相对湿度(图 5a)的大值区 位于 50°N 以北的中高纬度地区、10°N 以南的低纬 度地区、青藏高原东侧及其下游地区,模式较好地 模拟出了相对湿度场的分布特点(图 5b、5c),但 在 50°N 以北的中高纬度和西太平洋模拟的相对湿 度偏大,模式模拟的低纬度高层相对湿度明显偏大 (图略), 200 hPa 可达 80%, 是观测值的 3 倍, 这 可能是造成低纬度高层云量偏大的原因。风场(高 度场)和相对湿度的模拟结果 AGCM2.2 较 AGCM2.1 有明显的改进。模式很好地模拟出了对 流层低层来自阿拉伯海和孟加拉湾的西南气流(图 5a-5c),这是我国中部的主要水汽来源,对青藏高



图 3 (a) 高原、(b) 盆地、(c) 平原和(d) 洋面上 ISCCP、AGCM2.1 和 AGCM2.2 区域平均云量随高度的变化





图 4 (a、b、c) 高原、(d、e、f) 盆地、(g、h、i) 平原和 (j、k、l) 洋面上 ISCCP (左)、AGCM2.1 (中) 和 AGCM2.2 (右) 区域平均云量的 季节变化

Fig. 4 Seasonal variation of regionally averaged cloudiness for ISCCP (left), AGCM2.1 (middle) and AGCM2.2 (left) over (a-c) plateau, (d-f) basin, (g-i) plain, and (j-l) ocean

原附近的相对湿度场模拟的较好,因而对高原上云量的分布及其季节变化都模拟较好。模式模拟的西太平洋副热带高压位置偏东,东南气流还没到达中国东部陆地就转向北上,因而模拟的中国东部地区的相对湿度较小,这可能会影响模式对我国东部云量的模拟效果。西太平洋的相对湿度从高层到低层逐渐增大,模式虽然模拟出了这一特性,但850 hPa以上模式模拟的相对湿度偏大,1000 hPa 模拟的相对湿度却偏小,即模拟的洋面上相对湿度从高层到低层增大的趋势偏弱,而海洋上空的云主要在靠近海面的对流层低层,因此模式模拟的海洋上空的云量显著偏少,AGCM2.2较AGCM2.1有明显的改进,因此AGCM2.2在海面上模拟云的能力比AGCM2.1 强。

对流层低层辐合上升,高层辐散是产生云的有 利条件。15°N 以南的热带地区低层辐合上升,高层 辐散(图 5d、5g),因此有一条热带卷云带,模式 较好地模拟出了这一环流特性,但模式模拟的低层 辐合区域较大(图 5d-5i),导致低纬度地区模拟的 云量比 ISCCP 观测值偏大。从图中还可以看出,东 亚的低层辐合上升区位于青藏高原及周围地区,除 四川盆地具有独特的高、低层辐合,中层辐散的大 气结构外 (Li and Gu, 2006), 其余的区域低层辐 合上升,高层辐散,这种低层辐合上升高层辐散的 环流形势利于云的形成,因此云量的大值中心位于 该区域。模式大体上模拟出了该区域物理量场的分 布形势,但是无论是面积,还是辐合强度都比观测 弱,因而模式模拟的云量大值区小于观测。模式 AGCM2.2 的垂直速度场、散度场相对于 AGCM2.1 显示出了更多的细节(图 5d-5f),整体上比 AGCM2.1 更接近观测资料,这也体现了较高水平 分辨率的优势。108°E 附近有一条从 15°N~40°N 的高层辐合下沉、低层辐散带,这里是太行山、大 巴山、巫山、大娄山等丘陵地区,模式模拟的该区 域的散度和垂直速度与 NCEP 基本吻合, 但强度和 面积偏小。中国东部低层辐合高层辐散,中层正涡 度并对应着上升运动,这里是陆地上空云量的大值 区,以层状云为主。模式没有模拟出这一环流特性, 甚至部分地区模拟成与真实环流场相反的高层辐 合,低层辐散的环流形势(图 5d-5f),这是模式模 拟的我国东部地区云量显著偏少的主要原因, AGCM2.2 模拟的环流场形势比 AGCM2.1 更差,因 此 AGCM2.2 几乎没有模拟出这一云量大值区。模 式很好的模拟出了渤海周围地区高层辐合下沉、低层辐散的环流形势,但是强度和范围都偏小(图 5d-5f)。虽然渤海沿岸的环流形势不利于云的形成, 但通常有海上回流的低云或雾存在,模式没有模拟 出这类云的存在(图略),因而模拟的渤海地区云 量偏少。此外,模式对日本海西北岸、本州岛东南 的低层辐合上升的环流形势模拟较好,尤其是 AGCM2.2 与再分析资料基本吻合,因而这里云量 的模拟效果较好。

模式在部分地区模拟环流场较好,相对湿度场 偏大(图 5a-5c),但是模拟的云量偏少(图 1),可 能与模式的云参数化方案有关。东亚地区垂直方向 上云量大值带分布在 500 hPa 等压面附近,因此统 计了东亚 560~440 hPa 平均云量与垂直速度ω、相 对湿度 r 的相关系数及云量对垂直速度和相对湿度 的响应(图6)。其计算方法是将云量看成同一格点 的垂直速度和相对湿度的函数,以相对湿度和垂直 速度作为坐标把坐标面划分成小方格,将落入同一 方格内的云量平均后,绘制云量栅格图。模拟的云 量与垂直速度的相关系数接近观测值,都为-0.21 左右,但模拟的云量与相对湿度的相关系数大于观 测值(0.56),两个模式分别为 0.68 和 0.61, 且都 通过 99%的信度检验。图 6 表明云量对相对湿度的 响应大于对垂直速度的响应,模式模拟的云量对相 对湿度的响应能力较好,但对垂直速度的响应能力 较弱,即模拟的云量几乎不随垂直速度的变化而改 变,因此模式模拟的云量对垂直速度的响应能力有 待提高。此外,模式在整体相对湿度略偏大的情况 下,模拟的云量偏少,说明模式云参数化方案中云 与相对湿度的关系系数需要调整,应更有利于云的 产生。

因不同地区云的类型和垂直结构不同,云的成 因也存在差异,不同区域云对稳定度和垂直速度的 依赖程度也不同(Zhang and Li, 2013),为此参考 Yu et al. (2004)、Zhang and Li (2013)、Zhang et al. (2014)的方法,选择 500 hPa 垂直速度 ω_{500} 代表 大气的垂直运动,在盆地、平原、洋面上选择 500 hPa 与 850 hPa 的位温差($\theta_{500}-\theta_{850}$)代表大气稳定度, 因青藏高原地区海拔较高,选择 300 hPa 与 600 hPa 的位温差($\theta_{300}-\theta_{600}$)代表大气稳定度,统计了高 原、盆地、平原、洋面 560~440 hPa 平均云量对垂 直速度和稳定度的响应(图 7)。图 7 反映出各区云 量对垂直速度和稳定度的响应存在差异,高原(图



图 5 NCEP(左)、AGCM2.1(中)和AGCM2.2(右)的(a、b、c)850 hPa风场(矢量)和相对湿度场(填色)、(d、e、f)200 hPa散度场(等 值线,单位:10⁻⁶ s⁻¹)和850 hPa散度场(填色)、(g、h、i)500 hPa垂直速度场

Fig. 5 (a-c) 850-hPa wind field (vector) and 850-hPa relative humidity (shaded), (d-f) 200-hPa divergence (contours, units: $10^{-6} s^{-1}$) and 850-hPa divergence (shaded), and (g-i) 500-hPa vertical velocity from NCEP (left), AGCM2.1 (middle), and AGCM2.2 (right)



图 6 东亚区域 (a) ISCCP/NCEP、(b) AGCM2.1 和 (c) AGCM2.2 的 560~440 hPa 平均云量对 500 hPa 垂直速度和相对湿度的响应 Fig. 6 The response of 560-440 hPa averaged cloudiness to 500-hPa vertical velocity and relative humidity: (a) ISCCP/NCEP; (b) AGCM2.1; (c) AGCM2.2

7a) 云量依赖于垂直速度, 对稳定度的响应能力弱, 盆地(图 7d) 云量依赖于稳定度, 对垂直速度的响 应能力弱, 平原(图 7g) 云量同时依赖于垂直速度 和稳定度, 而洋面(图 7j) 云量虽然依赖于两者, 但是依赖性比平原弱。模式云量整体低于观测云 量,虽然模拟出了云量对垂直速度和稳定度的响 应,但地区差异不明显,模拟的高原云量过于依赖 稳定度(图 7b、7c),洋面上云量对稳定度的响应 较弱(图 7k-7l), AGCM2.1 模拟的盆地云量对垂直 速度的响应强于观测(图 7e), AGCM2.2 模拟的平 原云量对垂直速度的响应弱于观测(图 7i)。

模式模拟的云量偏少,突出体现在四川盆地、 中国东部平原及以东的海洋上空(图 1、2),进一 步分析不同下垫面上空云量的季节变化可知,模式 在冷季模拟的云量明显偏少(图 4)。为此选择 1 月 份代表冷季,分析 30°N 这个包含较多复杂地形的 典型剖面上各物理量场的分布形势。1 月青藏高原 东侧陆地地区对流层低层的温度比同高度其它地 区低 10 °C 左右(图 8a-8c),随着高度的增加,温 度递减且受地形的影响逐渐减弱,600 hPa 以上等



图 7 (a、b、c) 高原、(d、e、f) 盆地、(g、h、i) 平原和 (j、k、l) 洋面上 ISCCP/NCEP (左)、AGCM2.1 (中) 和 AGCM2.2 (右) 560~440 hPa 平均云量对垂直速度和稳定度的响应

Fig. 7 The response of 560-440 hPa averaged cloudiness to vertical velocity and stability over (a-c) plateau, (d-f) basin, (g-i) plain, and (j-l) ocean from ISCCP/NCEP (left), AGCM2.1 (middel), and AGCM2.2 (right)

温面趋于等压面。模式较好地模拟出了上述特征, 但与再分析资料相比,模拟的四川盆地及其周围地 区(103°E~113°E)对流层低层的温度偏低。85°E 以东、950 hPa 以上的对流层为正散度(散度为正 是辐散),其余地区为负散度,即青藏高原东侧的 中国大陆冷季低层辐合,中、高层辐散,模式对散 度的模拟与观测基本吻合(图 8d-8f)。30°N 剖面 上冷季 500 hPa 以上为正涡度,以下几乎是较弱的



图 8 1月 NCEP (左)、AGCM2.1 (中)和 AGCM2.2 (右)的 (a、b、c)温度场 (等值线,单位: °C)和垂直速度场 (填色,单位: 10⁻² Pa/s)、(d、 e、f)散度场 (等值线,单位: 10⁻⁶ s⁻¹)和相对湿度场 (填色)沿 30°的垂直剖面 (斜线阴影部分表示地形) Fig. 8 Vertical cross-section of (a-c) temperature (contours, units: °C) and vertical velocity (shading, units: 10⁻² Pa/s), (d-f) divergence (contours, units: 10⁻⁶ s⁻¹) and relative humidity (shaded) along 30°N from NCEP (left), AGCM2.1 (middle), and AGCM2.2 (right) in January (shadow lines denote the topography)

负涡度,模式对涡度的模拟与观测基本一致(图 略),这种低层正涡度、高层负涡度的环流形势利 于云的生成。30°N 对流层中、低层除四川盆地及周 围地区外,以下沉气流为主(图 8a),模式 AGCM2.1 对垂直速度的模拟结果与观测基本吻合(图 8b), 但模拟的垂直速度略偏弱,AGCM2.2 在中国东部 对垂直速度模拟不佳,模拟出了下沉气流。 AGCM2.2 在青藏高原上空模拟出了垂直速度由西 至东先增大、后减小、再增大的分布形势(图 8c), 但是模拟的变化趋势过于显著,即模拟的大值偏 大,小值偏小。30°N 冷季相对湿度随高度增加逐渐 减弱,其大值区位于四川盆地低层至 800 hPa、中 国东部近地面至850 hPa 和海洋上空950 hPa 至800 hPa,模式模拟的相对湿度的分布形势与 NCEP 资 料非常相似(图 8d-8f)。但在近地面模拟的相对湿 度偏小,AGCM2.2 较 AGCM2.1 模拟的更小,尤其 是四川盆地和东部平原地区。700 hPa 以上模拟的 相对湿度大,尤其是青藏高原上空模拟的相对湿度 明显偏大,在 700 hPa 以上 AGCM2.2 模拟的相对 湿度较 AGCM2.1 更接近 NCEP 再分析资料。值得 注意的是,四川盆地 700 hPa 以下两个模式模拟的 相对湿度偏小 10% 左右,而这里温度也模拟偏低 5°C 左右,可见模式在四川盆地冷季模拟的水汽含 量偏少是低层云量模拟偏少的一个原因。

从垂直剖面上的云量分布来看,云量的差异主 要在 800~400 hPa,从特定下垫面上空云量的季节 变化来看,模拟误差主要在冷季。模式在冷季模拟 的该高度层的温度、散度、涡度及垂直速度与 NCEP 再分析资料基本一致,只是模式在该高度层模拟的 相对湿度偏大,尤其是青藏高原上空相对湿度超过 55%的厚度延伸到 400 hPa 左右,而 NECP 资料显 示,该地区相对湿度在 35%以下。即使在这样的情 况下,模式模拟的云量甚至比观测的云量偏少,说 明需要调整模式云参数化方案中云与相对湿度的 关系系数,应更有利于云的产生。

5 讨论与结论

5.1 讨论

ISCCP 按照云顶气压和光学厚度将云分为 9

类,对比模式对各类云的模拟能力时发现(图略), 模拟云的光学厚度偏大,例如对比层积云(Sc)和 层云 (St) 发现模式将层积云的大值云带模拟成了 光学厚度较大的层云大值云带,即模式以偏大的光 学厚度来弥补云量模拟不足对辐射产生的影响(Li et al., 2005)。模式模拟的浅对流云(Cu)显著偏 少,除 50°N 外,模拟的浅对流云在 2%以下,而 ISCCP 资料显示大多数地区云量在 10%左右, 内蒙 古中部等地区甚至超过20%。模式模拟的深对流云 (DC)明显偏多,几乎所有地区模拟的深对流云超 过 10%, 尤其是 20°N~30°N 之间超过 20%, 而 ISCCP 资料显示大多数地区深对流云云量在 5%左 右,四川盆地及其下游地区深对流的发生频率较 高,但也不超过10%。由此可见,模式对对流云的 模拟能力较弱,模拟的深对流云偏多,几乎没有模 拟出浅对流云,这可能与模式的对流触发条件和对 流参数化方案有关。模拟的云量对垂直速度的响应 较小,与云量计算时没有考虑垂直速度有关,垂直 速度只隐含在对流质量通量中对云量起间接作用, 因此在诊断云量时增加垂直速度对云量的直接影 响可能会提高模式对云的模拟能力。

5.2 结论

云在地气系统中起着重要作用,云垂直分布的 不确定性是研究云对气候影响的最大障碍之一,东 亚地区云分布独特,检验模式对东亚垂直云量的模 拟效果对发展模式具有重要意义。本文通过与 ISCCP 资料对比,分析 BCC_AGCM2.1 和 BCC_ AGCM2.2 模拟的云在东亚的分布特点,并与 NCEP 资料对比,从环流、湿度场等方面探究模拟误差的 来源。

两个模式大体上模拟出了总云量的分布形势, 较好地模拟出了垂直方向上云量大值带随地形的 变化特点,但模拟的总云量偏少,AGCM2.2 模拟 的云量整体上小于 AGCM2.1。除青藏高原、日本 等复杂地形外,AGCM2.2 没有体现出高分辨率的 优势,其主要原因是 AGCM2.2 模拟的环流场比 AGCM2.1 差。

陆地上云量随高度先增加后减少,模式在高原 上模拟结果较好,但在盆地和平原上模拟的云量偏 少、最大值高度偏高。洋面上云量随高度递减,模 式在近海面与观测基本吻合,但650 hPa以上模拟 的云量随高度增加。陆地上云量大值带高度夏季增 高冬季降低,洋面上冬季云层低而深厚,夏季云量 减少但抬升明显,模拟的云量夏季略偏多,冬季显 著偏少,云量大值带高度偏高。模式在四川盆地及 其周围地区冷季模拟的温度偏低、水汽含量偏少, 因而模拟的云量偏少。

模式对青藏高原、日本附近的环流场、相对湿度场模拟较好,因而对云量的分布及其季节变化都模拟较好。模式在近海面模拟的云量偏少,是因为模拟的相对湿度从高层到低层逐渐增大的趋势偏弱,AGCM2.2较AGCM2.1有明显地改进。

模式对中国东部环流场的模拟效果差,尤其是 AGCM2.2。模拟的东风气流偏弱、西太平洋副热带 高压位置偏东,东南气流还没到达中国东部就转向 北上,因而模拟的中国东部的相对湿度偏小。共同 导致模式在中国东部模拟的云量偏少。

模式在对流层高层模拟的相对湿度显著偏大, 因而模拟的高层云量偏大,AGCM2.2 有较小的改 进。尤其是低纬度低层辐合区域较大,导致高层云 量显著偏大且集中在 300 hPa 以上。

模拟的云量对相对湿度的响应能力较好,模拟 出了云量对垂直速度和稳定度的响应,但地区差异 不明显。模式在中高纬度、青藏高原等地区模拟的 环流场较好,相对湿度场偏大的情况下模拟的云量 偏少,因此模式云参数化方案中云与相对湿度的关 系系数需要调整,应更有利于云的产生。

参考文献(References)

- Barker H W, Stephens G L, Fu Q. 1999. The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 125 (558): 2127–2152, doi: 10.1002/qj.49712555810.
- Bony S, Dufresne J L. 2005. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models [J]. Geophys. Res. Lett., 32: L20806, doi: 10.1029/2005GL023851.
- Cesana G, Chepfer H. 2012. How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models [J]. Geophys. Res. Lett., 39: L20803, doi: 10.1029/2012GL053153.
- 董敏, 吴统文, 王在志, 等. 2013. BCC_CSM1.0 模式对 20 世纪降水及其 变率的模拟 [J]. 应用气象学报, 24 (1): 1–11. Dong Min, Wu Tongwen, Wang Zaizhi, et al. 2013. Simulation of the precipitation and its variation during the 20th century using the BCC climate model (BCC_CSM1.0) [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 24 (1): 1–11, doi: 10.3969/j.issn.1001-7313.2013.01.001.
- 符淙斌,曾昭美. 1997. 季风区全球降水变化率最大的地区 [J]. 科学通 报, 42 (21): 2306-2310. Fu Congbin, Zeng Zhaomei. 1997. The largest variability of precipitation is located in monsoon region [J]. Chinese

Science Bulletin (in Chinese), 42 (21): 2306–2310.

- 高翠翠, 方乐锌, 李昀英, 等. 2015. 1985~2011 年中国不同类型云发生 频率、持续时数及伴随降水概率 [J]. 暴雨灾害, 34 (3): 206–214. Gao Cuicui, Fang Lexin, Li Yunying, et al. 2015. Cloud occurrence frequency, duration and accompanying rainfall probability in China during 1985– 2011 [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 34 (3): 206–214, doi: 10.3969/j.issn.1004-9045.2015.03.002.
- Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis [M]. United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 892–896.
- Klein S A, Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds
 [J]. J. Climate, 6 (8): 1587–1606, doi: 10.1175/1520-0442(1993)006
 1587:TSCOLS>2.0.CO;2.
- Klein S A, Jakob C. 1999. Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model[J]. Mon. Wea. Rev., 127 (10): 2514– 2531, doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<2514:VASOFC>2.0.CO;2.
- Klein S A, Zhang Y Y, Zelinka M D, et al. 2013. Are climate model simulations of clouds improving? An evaluation using the ISCCP simulator [J]. J Geophys. Res., 118 (3): 1329–1342, doi: 10.1002/jgrd.50141.
- Li Y Y, Gu H. 2006. Relationship between middle stratiform clouds and large scale circulation over eastern China [J]. Geophys. Res. Let., 33: L09706, doi: 10.1029/2005GL025615.
- Li Y Y, Sui X B, Yan J P. 2012. Horizontal and vertical distributions of cloud cover over eastern China and the east China sea[J]. Journal of Tropical Meteorology, 38 (3): 387–392.
- Li Y Y, Yu R C, Xu Y P, et al. 2004. Spatial distribution and seasonal variation of cloud over China based on ISCCP data and surface observations [J]. J. Meteor. Soc. Japan., 82 (2): 761–773, doi: 10.2151/jmsj.2004.761.
- Li Y Y, Yu Y C, Xu Y P, et al. 2005. AREM simulations of cloud features over eastern China in February 2001 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 22 (2): 260–270, doi: 10.1007/BF02918515.
- Lin W Y, Zhang M H. 2004. Evaluation of clouds and their radiative effects simulated by the NCAR community atmospheric model against satellite observations [J]. J. Climate, 17 (17): 3302–3318, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<3302:EOCATR>2.0.CO;2.
- 马占山, 刘奇俊, 秦琰琰, 等. 2008. 云探测卫星 CloudSat [J]. 气象, 34 (8): 104–111. Ma Zhanshan, Liu Qijun, Qin Yanyan, et al. 2008. Introductions to a new type cloud detecting satellite-CloudSat [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 34 (8): 104–111.
- 石彦军, 任余龙, 王式功, 等. 2012. BCC_CSM 气候模式对中国区域气候 变化模拟能力的检验 [J]. 高原气象, 31 (5): 1257–1267. Shi Yanjun, Ren Yulong, Wang Shigong, et al. 2012. Verification of simulation ability of BCC_CSM climate model in regional climate change in China[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 31 (5): 1257–1267.
- Slingo J M. 1987. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 113 (477): 899–927, doi: 10.1002/qj.49711347710.
- Wang F, Xin X G, Wang Z Z, et al. 2014. Evaluation of cloud vertical structure simulated by recent BCC_AGCM versions through comparison with CALIPSO-GOCCP data [J]. Advance in Atmospheric Sciences, 31

(3): 721-733, doi: 10.1007/s00376-013-3099-7.

- Weare B C. 1996. Evaluation of the vertical structure of zonally averaged cloudiness and its variability in the atmospheric model intercomparison project [J]. J. Climate, 9 (12): 3419–3431, doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<3419:EOTVSO>2.0.CO;2.
- Weare B C. 2004. A comparison of AMIP II model cloud layer properties with ISCCP D2 estimates [J]. Climate Dyn., 22 (2–3): 281–292, doi: 10.1007/s00382-003-0374-9.
- 翁笃呜, 韩爱梅. 1998. 我国卫星总云量与地面总云量分布的对比分析 [J]. 应用气象学报, 9 (1): 32–37. Weng Duwu, Han Aimei. 1998. Comparison between total cloudiness from satellite cloud pictures and ground observations over China [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 9 (1): 32–37.
- Wetherald R T, Manabe S. 1988. Cloud feedback processes in a general circulation model [J]. J. Atmos. Sci., 45 (8): 1397–1416, doi: 10.1175/ 1520-0469(1988)045<1397:CFPIAG>2.0.CO;2.
- Wu T W. 2012. A mass-flux cumulus parameterization scheme for large-scale models: Description and test with observations [J]. Climate Dyn., 38 (3–4): 725–744, doi: 10.1007/s00382-011-0995-3.
- Wu T W, Yu R C, Zhang F. 2008. A modified dynamic framework for the atmospheric spectral model and its application [J]. J. Atmos. Sci., 65 (7): 2235–2253, doi: 10.1175/2007JAS2514.1.
- Wu T W, Yu R C, Zhang F, et al. 2010. The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: Description and its performance for the present-day climate [J]. Climate Dyn., 34 (1): 123–147, doi: 10.1007/s00382-008-0487-2.
- Xin X G, Wu T W, Li J L, et al. 2013. How well does BCC_CSM1. 1 reproduce the 20th century climate change over China [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 6 (1): 21–26.
- Xu K M, Krueger S K. 1991. Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model [J]. Mon. Wea. Rev., 119 (2): 342–367, doi: 10.1175/1520-0493(1991)119<0342:EOCPUA>2.0.CO;2.
- 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, doi:10.1007/s00376-001-0025-1.
- 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, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<2702:CEOTDC>2.0.CO; 2.
- Zhang Y, Li J. 2013. Shortwave cloud radiative forcing on major stratus cloud regions in AMIP-type simulations of CMIP3 and CMIP5 models[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 30 (3): 884–907, doi: 10.1007/ s00376-013-2153-9.
- 张祎, 王在志, 字如聪. 2012. BCC_AGCM2.1 对中国东部地区云辐射特征 模拟的偏差分析 [J]. 气象学报, 70 (6): 1260–1275. Zhang Yi, Wang Zaizhi, Yu Rucong. 2012. Analysis of the biases in the cloud radiative feature simulations over eastern China as done by the BCC_AGCM2.1[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70 (6): 1260–1275.
- Zhang Y, Chen H M, Yu R C. 2014. Simulations of stratus clouds over eastern China in CAM5: Sensitivity to horizontal resolution[J]. J. Climate, 27(18): 7033–7052, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00732.1.