

张百超, 郭准, 周天军, 等. 2020. FGOALS2 两个模式版本对青藏高原东侧冬季层云的模拟特征 [J]. 大气科学, 44(3): 487–502. ZHANG Baichao, GUO Zhun, ZHOU Tianjun, et al. 2020. Characteristics of Stratiform Cloud over the East of Tibetan Plateau Simulated by Two Versions of the FGOALS2 Climate System Model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(3): 487–502. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1903.18249

FGOALS2 两个模式版本对青藏高原东侧 冬季层云的模拟特征

张百超^{1,2} 郭准^{3,2} 周天军^{2,4} 陈晓龙² 黄昕^{2,4}

1 南京信息工程大学, 南京 210044

2 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

3 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

4 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 冬季青藏高原东部 (22°N~32°N, 102°E~118°E) 层云区是唯一存在于副热带陆地的层云密集区, 环流特征较为复杂, 大多数耦合气候系统模式对该地区层云的模拟存在较大的偏差。对该地区层云模拟能力的系统分析评估是改进模式性能的重要基础。本文基于国际卫星云计划 (ISCCP) 卫星资料, 评估了中国科学院大气物理研究所两个版本的气候系统模式 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 的大气环流模式试验 (AMIP) 对青藏高原东侧层云的模拟能力。通过分析云辐射强迫等相关特征、大气环流、稳定性、以及地表气温和云的关系, 探讨了模式偏差的可能原因。结果表明, 两个模式都不同程度地低估了青藏高原东侧的低层云量和云水含量。在垂直结构模拟方面, FGOALS-s2 模式能较好地模拟出高原东侧低云主导的特征, 其模拟的云顶高度与卫星资料更为接近; 而 FGOALS-g2 模式则高估了该地区的平均云顶高度。分析表明, 两个模式均低估了高原东侧的低层稳定性, 同时不同程度地低估了该地区中低层水平水汽输送, 导致层云云量的模拟偏少。此外, FGOALS-g2 高估了高原东侧的上升运动和垂直水汽输送, 使得模拟的低云偏少而云顶高度偏高。

关键词 耦合气候系统模式 大气环流模式试验 (AMIP) 层云 云辐射强迫 青藏高原东侧

文章编号 1006-9895(2020)03-0487-16

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1903.18249

Characteristics of Stratiform Cloud over the East of Tibetan Plateau Simulated by Two Versions of the FGOALS2 Climate System Model

ZHANG Baichao^{1,2}, GUO Zhun^{3,2}, ZHOU Tianjun^{2,4}, CHEN Xiaolong², and HUANG Xin^{2,4}

1 Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

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

3 Climate Change Research center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

收稿日期 2018-11-02; 网络预出版日期 2019-07-14

作者简介 张百超, 男, 1994 年出生, 硕博联读研究生, 主要从事卫星云资料与云模拟等研究。E-mail: zhangbc@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 郭准, guozhun@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41775102、41420104006、41330423、41605057, 中国科学院“国际伙伴计划—国际大科学计划培育专项”134111KYSB20160031, 国家重点研发计划项目 2017YFA0604004

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41775102, 41420104006, 41330423, 41605057), International Partnership Program of Chinese Academy of Sciences (Grant 134111KYSB20160031), National Key Research and Development Program of China (Grant 2017YFA0604004)

Abstract Eastern China, on the east of Tibetan Plateau (22°N–32°N, 102°E–118°E), is covered by stratiform clouds in winter time. This cloud type is unique to like latitudes of the global subtropical continent. A reasonable simulation of these clouds over the leeside of the Tibet Plateau remains a challenge for the current state-of-the art climate models. In this study, we compared the Cloud radiation forcing and other cloud properties and their radiative forcing at the top of the atmosphere from two LASG/IAP climate system models, Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) of Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System-s2 and g2 (FGOALS-s2 and FGOALS-g2), and observations from the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). It was found that both models underestimated the strength of shortwave cloud forcing, cloud water path, and cloud fraction over Eastern China. FGOALS-s2 can reproduce the domination of low stratiform clouds over Eastern China, while FGOALS-g2 overestimated the proportion of high clouds. Such bias in the simulation of stratiform clouds is related to weak lower tropospheric stability and insufficient low-level moisture. In addition, the overestimated average cloud top height in FGOALS-g2 was explained as an unrealistic updraft, which produced stronger vertical moisture transports over the east of Tibetan Plateau.

Keywords Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System (FGOALS), Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP), Stratiform cloud, Cloud radiation forcing, East of Tibetan Plateau

1 引言

冬季青藏高原东侧是副热带存在的唯一大陆层云区, 密集的层云使得该地区出现同纬度最强的短波云辐射冷却效应 (Klein and Hartmann, 1993; Yu et al., 2004; Wang et al. 2004; Wood, 2012)。前人研究表明, 高原东侧层云的维持受到大气低层稳定性与大气低层垂直运动的共同作用: 受到青藏高原对西风的摩擦、绕流影响, 高原东侧中层大气环流辐散而在低层辐合, 在低层大尺度抬升和高层下沉的配合下水汽凝结产生深厚的雨层云; 同时低层的冷却与中层的升温共同作用, 提高了低层稳定性。冬季地表气温与层云相关性, 是此层云区维持的重要因素 (Yu et al., 2004; Li and Gu, 2006; Zhang et al., 2014)。该区域的低云带和其引起的强短波云辐射冷却效应, 在冬季产生后可以一直维持到春季乃至东亚夏季风爆发前 (Guo and Zhou, 2015; Li et al. 2017)。此外, 前人对此区域层云进行了分类, 并且发现冬季不同层云类型的昼夜变化也不同, 其特征具体表现为雨层云多发于白天而高层云多发于夜间 (Zhang et al., 2013)。考虑到青藏高原东侧层云的强辐射冷却效应和较长的持续时间, 理解其成因及其模拟能力, 对于东亚气候预测预估具有重要意义。

气候模式被广泛地应用于气候模拟、预测和预估等工作。云与辐射的相互作用被认为是当前模式模拟偏差最大的部分之一, 而准确再现云的分布、特征与辐射性质, 是气候模式准确的对未来气候做出预估的必要条件 (Webb et al., 2001)。云的内部

物理过程及其辐射影响非常复杂, 目前模式对云反馈过程的模拟较差, 导致模式对云的模拟与观测事实存在很大差异。IPCC 第五次评估报告总结指出, 云的辐射参数化过程, 是制约气候模式发展的原因之一, 所以研究其与观测之间的差距及偏差产生原因是发展和完善模式的重要依据 (Randall et al., 2007)。虽然当前模式对全球尺度的云辐射分布有较好的刻画, 且对东亚气候的模拟能力稳步提升 (Song et al., 2014a; Song et al., 2014b), 但在东亚地区仍存在对低云云量低估、短波云辐射冷却效应不足等问题 (Li et al. 2009; Klein et al. 2013; Wang and Su, 2013)。与国际上关注东太平洋层云相比 (Eastman et al., 2011), 现有研究工作对青藏高原东侧层云的模拟关注相对不足。吴春强和周天军 (2011) 针对参加“云反馈模式比较计划” (Cloud Feedback Model Intercomparison Project, 简称 CFMIP) 的气候模式, 分析评估了其对东亚层云分布的模拟效果, 指出 CFMIP 模式在冬季能再现中国东海沿岸的总云量大值中心, 但模拟的总云量偏少, 原因是不同模式对四川盆地地区低层辐合、中层辐散这一环流特征的模拟存在偏差, 导致其对中低云的模拟偏少。有能力合理再现此环流特征的模式, 基本能合理模拟中低云的分布。Zhang and Li (2013) 针对参加“全球耦合模式比较计划”第三阶段与第五阶段 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 and 5, 分别简称 CMIP3 与 CMIP5) 的气候模式, 分析了不同气候模式对中国东部层云区短波云辐射强迫的模拟效果, 指出 CMIP3 与 CMIP5 中不同模式对中国东部层云的模拟仍具有

很大不确定性, 高分辨率模式对此层云区的模拟没有明显的优势。综上所述, 位于青藏高原下游的东亚冬季陆地层云是检验气候模式性能的一个重要标准。

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)长期致力于发展气候系统模式, 其发展的两个版本的气候系统模式 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 参加了 CMIP5 (Zhou et al., 2014; 周天军等, 2014)。关于两个版本的 FGOALS 模式的模拟性能, 此前从 20 世纪增暖、ENSO、季风等角度已经有过大量的分析和评估 (Zhou et al., 2018)。但是, 关于两个模式版本对东亚冬季层云的模拟能力, 此前尚缺少系统的分析和评估工作。

本文的目的是: (1) 基于卫星资料, 揭示青藏高原东侧层云区云的垂直结构等特征, 据此来分析和评估 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 对青藏高原东侧层云的模拟能力; (2) 分析讨论造成模式层云模拟偏差的原因, 为后续发展和完善模式提供依据。

本文的内容安排如下: 第二节为资料与方法介绍, 第三节为研究青藏高原东侧冬季层云区云的性质, 并评估模式对冬季青藏高原东侧层云区的模拟性能, 第四节讨论模式云模拟产生偏差的可能原因, 第五节总结全文。

2 资料和方法

2.1 卫星资料、观测资料和再分析资料

本文用到以下卫星和环流资料:

(1) 国际卫星云气候计划 (International Satellite Cloud Climatology Project, 简称 ISCCP) 提供的云资料和大气层顶的辐射资料。其中云资料包括整层累计云水, 即格点积分云水路径和总云量, 版本是 ISCCP-D2, 时间跨度为 1984 年 1 月到 2007 年 12 月, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Doutriaux-Boucher and Sèze, 1998)。大气层顶 (TOA) 的辐射资料来自 ISCCP 格点化气候云辐射资料集 (简称 ISCCP-FD), 水平分辨率与 ISCCP-D2 相同, 时间跨度也为 1984 年 1 月到 2007 年 12 月 (Zhang et al., 2004)。

(2) 英国气候研究中心资料 (Climatic Research Unit Timeseries 3.10, 简称 CRU TS 3.10) 提供的地表气温观测资料, 时间跨度为 1984 年 1 月到

2007 年 12 月, 水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Jones et al., 2012)。

(3) 欧洲中期天气预报中心第二代再分析资料 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts re-analysis-Interim 简称 ERA-Interim) 提供的三维风场、大气温度、比湿、相对湿度。其水平分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, 含有 37 层垂直分层。所使用的资料时间段为 1984 年 1 月到 2007 年 12 月。需要说明的是, ERA-Interim 再分析资料同化了最新的 NOAA 系列卫星的辐射数据, 以及 EOS-Terra、EOS-Aqua 等 MODIS 云卫星资料, 在涉及到比较卫星资料的研究工作中被广泛使用 (Simmons et al., 2006)。

2.2 模式数据介绍

由于本文主要讨论陆地层云区, 为了避免海气耦合过程产生的影响, 使用了观测海温驱动 FGOALS 两个版本的大气环流模式的试验 (Atmosphere Model Inter-comparison Project, AMIP), 模拟时段为 1979~2008 年。本文使用的 FGOALS2 模式, 是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) 发展的最新海气耦合模式, 其中包含两个版本的大气环流模式, 即格点模式 GAMIL2 (Li et al., 2013) 和谱模式 SAMIL2 (Bao et al., 2013)。两个模式版本所使用陆面模块 (CLM3) 相同。SAMIL2 的分辨率为 2.81° (经度) $\times 1.66^\circ$ (纬度)、包含 26 层垂直层; GAMIL2 的分辨率为 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ 、包含 26 层垂直层。关于两个模式版本的技术细节参见 Li et al. (2013) 和 Bao et al. (2013)。

2.3 云垂直结构的分析方法

云既可以通过反射太阳短波辐射冷却大气, 同时也会作用于大气中的长波辐射来加热大气, 云对整层大气的影响可以用大气层顶的云辐射强迫来表示。Cess et al. (2001) 通过使用 Fu-Liou 辐射传输模型指出, 利用大气层顶云辐射强迫比率 N ($N = -$ 大气层顶短波云辐射强迫/大气层顶长波云辐射强迫) 和净云辐射强迫之间的关系可以给出云辐射强迫和云垂直结构之间的联系: 对于云顶高度相同的云系, 随着云光学厚度的增加, 云对长波辐射、短波辐射的影响同时增加。云光学厚度较小时, 云对长波辐射影响占主导, 即大气层顶产生的长波云辐射强迫强度要较短波云辐射强迫偏强, 造成净云辐射强迫大于 0 W m^{-2} ; 而对于具有很大光学厚度的

深对流结构而言,云对短波辐射影响占主导,使得净云辐射强迫小于 0 W m^{-2} ,并且随着云光学厚度不断增加,净云辐射强迫将继续减少。对于云顶高度不同的云系,其在大气层顶产生的云辐射强迫受到光学厚度变化影响不同:云顶高度越低,大气层顶产生的云辐射强迫受到光学厚度变化影响越大。

因此,通过绘制 N 与净云辐射强迫的散点图,可以判断云的垂直结构,散点图中右侧象限中的点代表光学厚度较小的云系,如卷云,此时净云辐射强迫大于 0 W m^{-2} ;左象限中的点代表云系具有较高光学厚度,即净云辐射强迫小于 0 W m^{-2} 的深对流云系。同样 N 的变化,对应净云辐射强迫的值变化越大,则代表其云顶高度越低。使用这个方法研究云的三维结构被前人广泛应用 (Potter and Cess, 2004; 郭准等, 2011)。由于当前两个模式并未直接输出云模拟器结果,本文利用此方法来分析云的三维结构。

2.4 水汽收支诊断计算方法

水汽收支诊断被广泛用于检查区域水汽分布与变化 (Chou and Lan, 2012),区域水汽收支可以表示为

$$\bar{P} = -\overline{\langle \partial_t q \rangle} - \overline{\langle \nabla \cdot (\mathbf{V}q) \rangle} - \overline{\langle \partial_p \omega q \rangle} + \bar{E}, \quad (1)$$

在气候态的研究中,趋势项 $-\overline{\langle \partial_t q \rangle}$ 的量值远小于其他项,在计算时其贡献可以忽略; $-\overline{\langle \nabla \cdot (\mathbf{V}q) \rangle}$ 代表水平水汽输送项,其贡献又分成纬向水汽输送项 $-\overline{\langle \partial_x (uq) \rangle}$ 与经向水汽输送项 $-\overline{\langle \partial_y (vq) \rangle}$; $-\overline{\langle \partial_p \omega q \rangle}$ 代表垂直水汽输送项。水平水汽输送项与垂直水汽输送项的贡献之和为水汽输送对水汽收支的贡献。 $\bar{E}$ 为蒸发项的贡献,由于在陆地,蒸发项贡献同样远小于其他项,在计算时其贡献可以忽略。计算中,将 1000 hPa 与 300 hPa 之间的整层大气的水汽收支垂直积分,可以得到整层大气不同输送项对水汽收支的贡献。

2.5 云—地表气温辐射反馈计算

经过对理想化的海表温度与短波云辐射强迫之间的关系模型 (Lloyd et al., 2012) 进行改善,短波云辐射强迫与地表气温的反馈关系 (Li et al., 2014) 可表示为

$$\alpha_{\text{SWCRF}} = \frac{\partial \text{SWCRF}}{\partial \text{CLD}} \frac{d\text{CLD}}{dT_s} + \frac{\partial \text{SWCRF}}{\partial \text{LWP}} \frac{d\text{LWP}}{dT_s}, \quad (2)$$

公式 (2) 中, α_{SWCRF} 为短波云辐射强迫对地表气

温反馈指数,等号右边第一项 $(\partial \text{SWCRF} / \partial \text{CLD}) \cdot (d\text{CLD} / dT_s)$ 为总云量 (CLD) 响应项,其中 $\partial \text{SWCRF} / \partial \text{CLD}$ 代表大气层顶短波云辐射强迫对总云量的响应, $d\text{CLD} / dT_s$ 代表总云量对地表气温的响应;等号右边第二项 $(\partial \text{SWCRF} / \partial \text{LWP}) (d\text{LWP} / dT_s)$ 与第一项类似,但为格点积分云水路径 (LWP) 响应项。计算中,使用标准化后的线性回归系数来定量描述两个变量之间的响应。使用公式 (2) 定量化描述反馈效果,能更加直观地对比观测与模式中云辐射反馈的强度以及各个云相关特征对地表气温的响应强度。

3 模式对青藏高原东侧层云基本特征的模拟

层云因较为连续的水平分布和对短波辐射较强的反射作用,使地气系统冷却,其较低的云顶高度导致其对向外长波辐射的保护作用较弱,因此模式对层云的模拟效果能通过大气层顶的短波云辐射强迫反映。图 1 分别给出了卫星观测资料与模式模拟的冬季短波云辐射强迫及两者差异。如图 1a 所示,观测显示出青藏高原东侧 ($22^\circ\text{N} \sim 32^\circ\text{N}$, $102^\circ\text{E} \sim 118^\circ\text{E}$) 存在一个短波云辐射强迫的高值区,即冬季青藏高原东侧层云区,其中心位于 ($25^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$, $105^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$),强度超过 -100 W m^{-2} ,对应该地区深厚的低层云系统。因此本文将这个青藏高原东侧层云区作为主要研究区域。

FGOALS-s2 与 FGOALS-g2 两个模式都能模拟出青藏高原东侧的短波云辐射大值中心,但是其模拟得到的量值、分布与范围与卫星资料差异较为明显。就青藏高原东侧层云区的区域平均而言,FGOALS-s2 模拟的短波云辐射强迫区域平均值比观测偏低约 32 W m^{-2} (表 1),且模拟偏差较大的区域主要位于四川盆地的西侧 (图 1d); FGOALS-g2 模拟的短波云辐射强迫区域平均值比卫星资料偏低 41 W m^{-2} (表 1),其模拟偏差则覆盖整个青藏高原东侧层云区 (图 1e)。

大气层顶产生的短波云辐射强迫受云量与云光学厚度共同影响。图 2 和图 3 分别给出了 ISCCP 与模式模拟的青藏高原东侧总云量和云水路径以及两者差异,表 1 给出了青藏高原东侧层云区内,观测与模式中短波云辐射强迫、总云量与云水路径的平均值。与短波云辐射强迫一致,卫星资料显示在

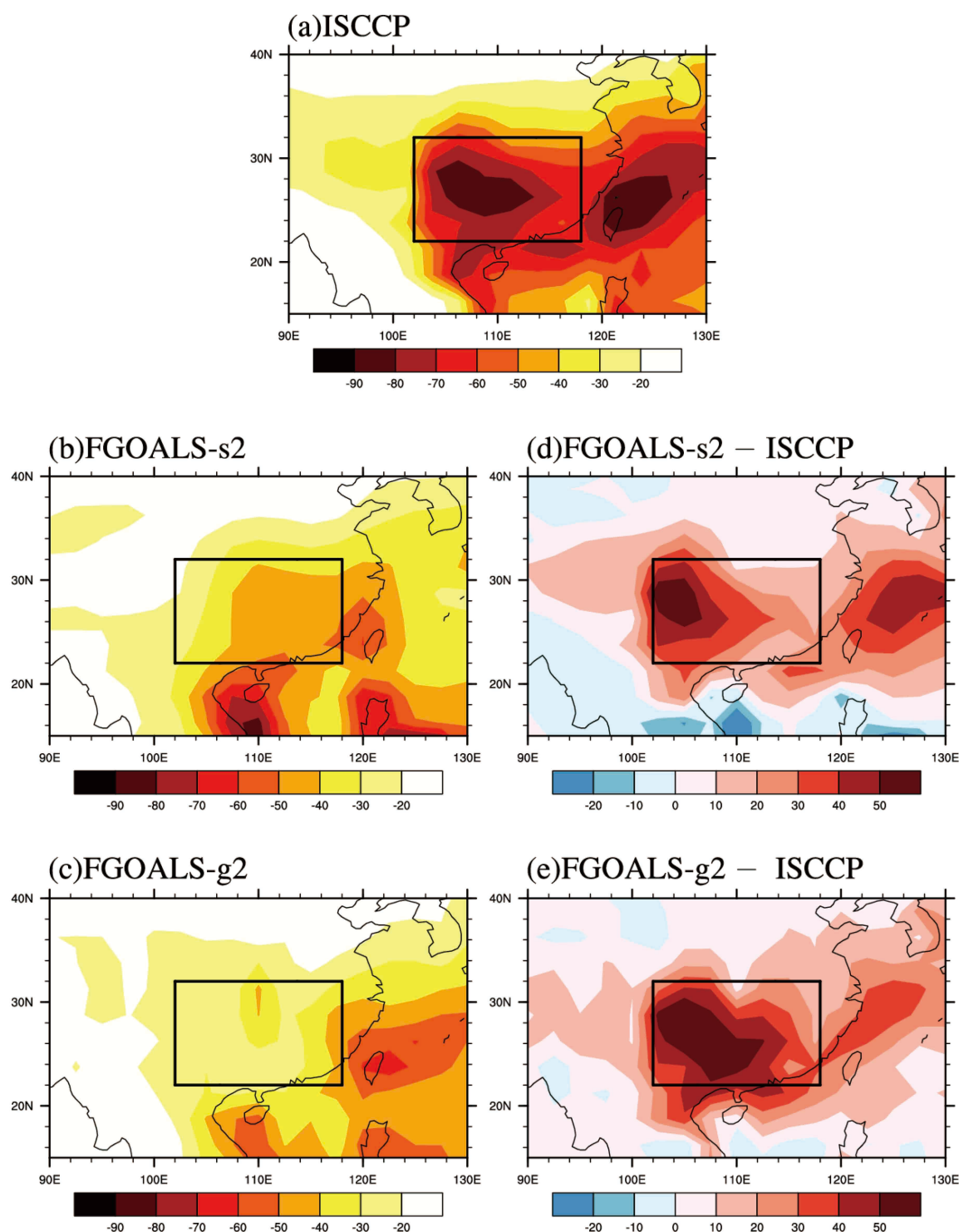


图1 1984年1月至2007年12月冬季青藏高原东侧大气层顶的短波云辐射强迫(SWCRF)的地区分布(阴影,单位: W m^{-2}): (a) ISCCP的观测结果; (b) FGOALS-s2的模拟结果; (c) FGOALS-g2的模拟结果; (d) FGOALS-s2的模拟结果减去ISCCP结果的差值; (e) FGOALS-g2的模拟结果减去ISCCP结果的差值。图中黑色方框表示研究区域($22^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $102^{\circ}\text{E}\sim 118^{\circ}\text{E}$), 下同

Fig. 1 Geographical distribution of shortwave Cloud radiative forcing (shading, units: W m^{-2}) at the top of the atmosphere during winter time from Jan 1984 to Dec 2007 on the east of Tibetan Plateau: (a) Observation results of ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) data; (b) simulation results of FGOALS-s2 (Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System) model; (c) simulation results of FGOALS-g2 (Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System) model; (d) differences between FGOALS-s2 and ISCCP, (e) differences between FGOALS-g2 and ISCCP. Black boxes are the east of Tibetan Plateau ($22^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $102^{\circ}\text{E}\sim 118^{\circ}\text{E}$), the same below

表 1 观测与 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 模拟的青藏高原东部层云区 (22°N~32°N, 102°E~118°E) 平均冬季大气层顶短波云辐射迫 (SWCRF)、云量 (CF) 与云水通量 (LWP)。

Table 1 Regional means of short wave radiative forcing (SWCRF) at the top of atmosphere, cloud fraction (CF), and grid-box integrated liquid water path (LWP) within the stratiform cloud region on the east of Tibetan Plateau (22°N~32°N, 102°E~118°E) during winter time from observations and the simulations of FGOALS-s2 and FGOALS-g2

	SWCRF/W m ⁻²	CF	LWP/g m ⁻²
观测	-70	65%	148
FGOALS-s2	-38	47%	114
FGOALS-g2	-29	41%	75

青藏高原东侧存在一个云量的高值中心 (图 2a), 中心强度超过 70%。FGOALS-s2 与 FGOALS-g2 两个模式都能够模拟出青藏高原东侧冬季的云量中心, 但是其云量模拟都有不同程度的低估。其中 FGOALS-s2 在青藏高原东侧层云区内对云量低估 18% (表 1) 主要位于青藏高原东侧层云区西部, 这与图 1d 揭示的短波云辐射强迫模拟偏差分布一致; FGOALS-g2 模式在青藏高原东侧层云区内对云量低估 24% (表 1), 其偏低的区域广泛分布在青藏高原东侧整个区域内 (图 2d-e)。

格点积分云水路径的空间分布与前者类似, 卫星资料显示云水路径的大值中心位于高原东侧 (图 3a), 中心强度在 180 g m⁻² 以上。对上述空间分布, FGOALS-s2 与 FGOALS-g2 两个模式对冬季青藏高原东侧云水路径均有不同程度的低估, 其中 FGOALS-s2 模式对云水路径的低估主要集中在 110°E 以西, 即青藏高原东侧层云区的西部, 低估幅度约为 60~80 g m⁻², 在整个青藏高原东侧层云区内区域平均值低估 34 g m⁻² (表 1), 占观测中季节平均的 25% 左右; FGOALS-g2 模式在整个青藏高原东侧层云区都有低估, 大部分地区低估均超过 100 g m⁻², 区域平均值低估达 73 g m⁻² (表 1), 接近观测中季节平均的 50%。

空间分布上, 两个模式对云量和云水路径模拟偏差均与其短波云辐射强迫的模拟偏差相吻合, 可见两个模式对高原东部云水和云量的低估能一定程度解释其对短波云辐射的低估。

云的垂直结构是影响云辐射强迫的另一个主要

因素。本文采用辐射比率 N 和净云辐射强迫的对应关系诊断云的垂直结构。如图 4 所示。ISCCP 资料显示, N 的范围为 2 到 8 之间, 大部分值大于 4, 对应的净云辐射强迫的范围为 -20 W m⁻² 到 -80 W m⁻² 之间, 反映了该区域云顶高度普遍较低、云量较大的观测事实。FGOALS-s2 模式模拟的散点分布与 ISCCP 资料较为接近, N 的范围在 2 到 8 之间, 其对应的净云辐射强迫散点大部分集中在 -60 W m⁻² 以下, 即 FGOALS-s2 能模拟出低云为主的特征, 但是其模拟的云量和光学厚度偏低, 与前文结论一致。FGOALS-g2 模式模拟得到的散点 N 值多集中在 4 以下, 对应的净云辐射强迫的范围为 0 W m⁻² 到 -60 W m⁻² 之间, 反映高原东侧高云所占比重过多, 且云量、云水偏少。FGOALS-g2 模式偏高的云顶高度对其低估短波云辐射强迫也有一定程度的贡献。

综上所述, FGOALS2 的两个模式对青藏高原东侧层云三维结构刻画还存在不足: 均低估了云量和云水路径, FGOALS-g2 还高估了该地区的云顶高度, 使得两个模式模拟该地区云对气候的冷却效应不足。其中, FGOALS-g2 的偏差更为明显。

4 模式模拟偏差的机制分析

前人工作指出, 高原东侧层云的形成和维持可能受两方面影响: (1) 大气环流, 即青藏高原对西风气流的摩擦、绕流作用, 对大气稳定度以及水汽输送产生影响; (2) 云辐射和地表气温反馈作用影响层云区的维持 (Yu et al., 2004, Zhang et al., 2014)。因此, 本文将从这些方面分析模式在此处层云模拟偏差的产生原因。

4.1 高原东部水汽输送的模拟

充足的水汽是大量低层云形成的必要条件, 高原对西风的扰流作用导致水汽在高原东侧辐合以及其中低层触发大尺度抬升, 是产生局地低层云的一个主要原因。通过给出青藏高原东侧层云区内的水汽收支情况能够分析摩擦、绕流作用对水汽收支的影响。

图 5 给出了青藏高原东侧冬季 (DJF) 整层水汽收支受到水汽输送项与蒸发项的影响情况。如图所示, ERA-Interim 中, 青藏高原东侧层云区西部 (100°E~110°E) 有一个水汽的辐合区 (图 5a), 其中心强度超过 4 mm d⁻¹, 此区域的水汽辐合主要是由水汽输送项中的经向分量主导的, 此经向水汽

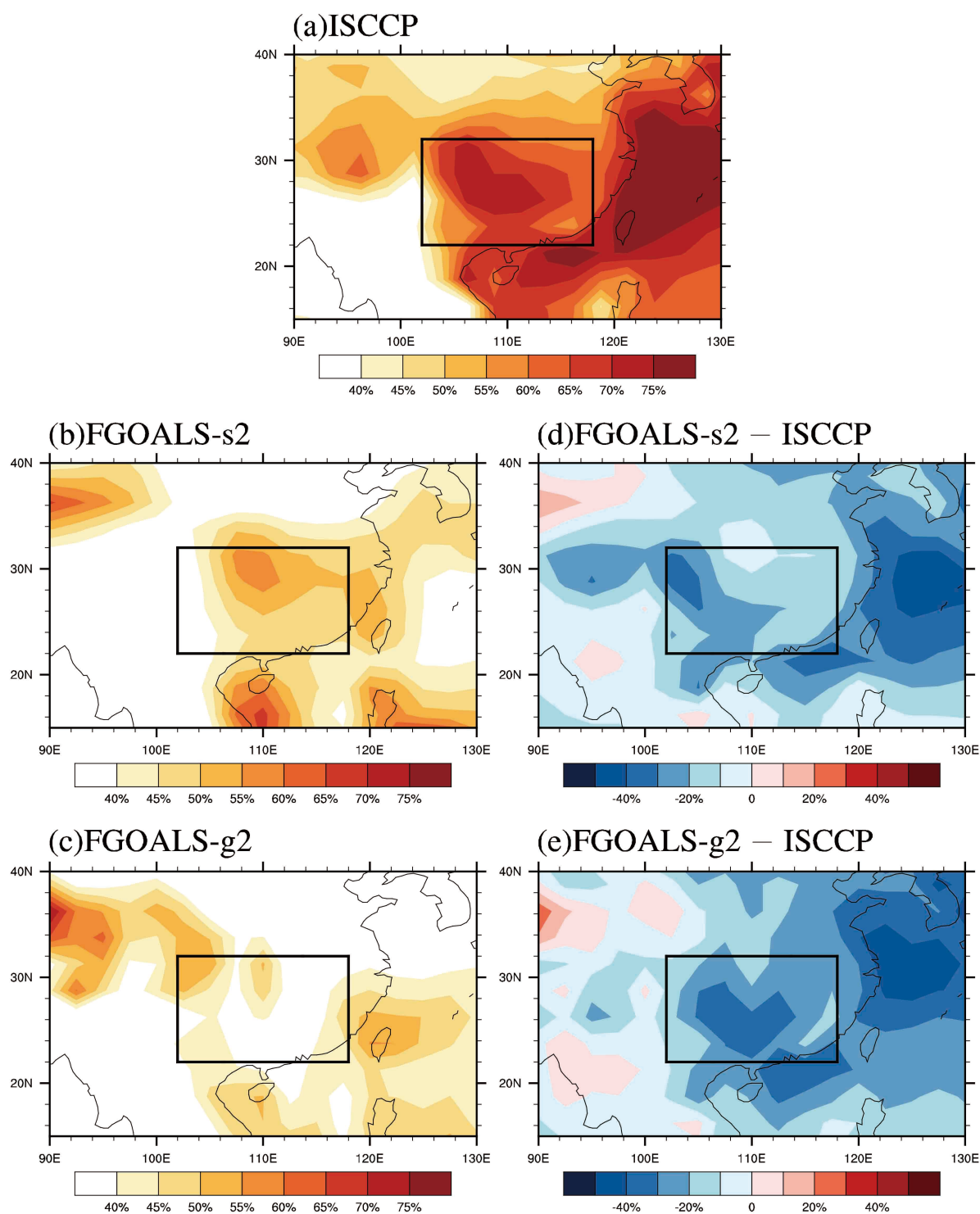


图2 同图1, 但为总云分数(阴影)

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for total cloud fraction (CF, shading)

输送与青藏高原对西风的扰流有关。经向水汽输送为高原东侧带来了充足的水汽(图5g)。对于纬向水汽输送, 由于青藏高原影响自西向东减小, 恢复的西风使得区域内水汽向东输送, 造成中国东部产生水汽辐散(图5d)。纬向的水汽辐散与经向

的水汽辐合在高原东侧尤其是中国东部沿海相互抵消(图5a)。与水平水汽输送相比, 垂直水汽输送与蒸发项的贡献相对较小(图5j, 5m)。

整体而言, FGOALS-s2 与 FGOALS-g2 都能模拟出水汽在高原东侧四川盆地辐合的特征, 其中

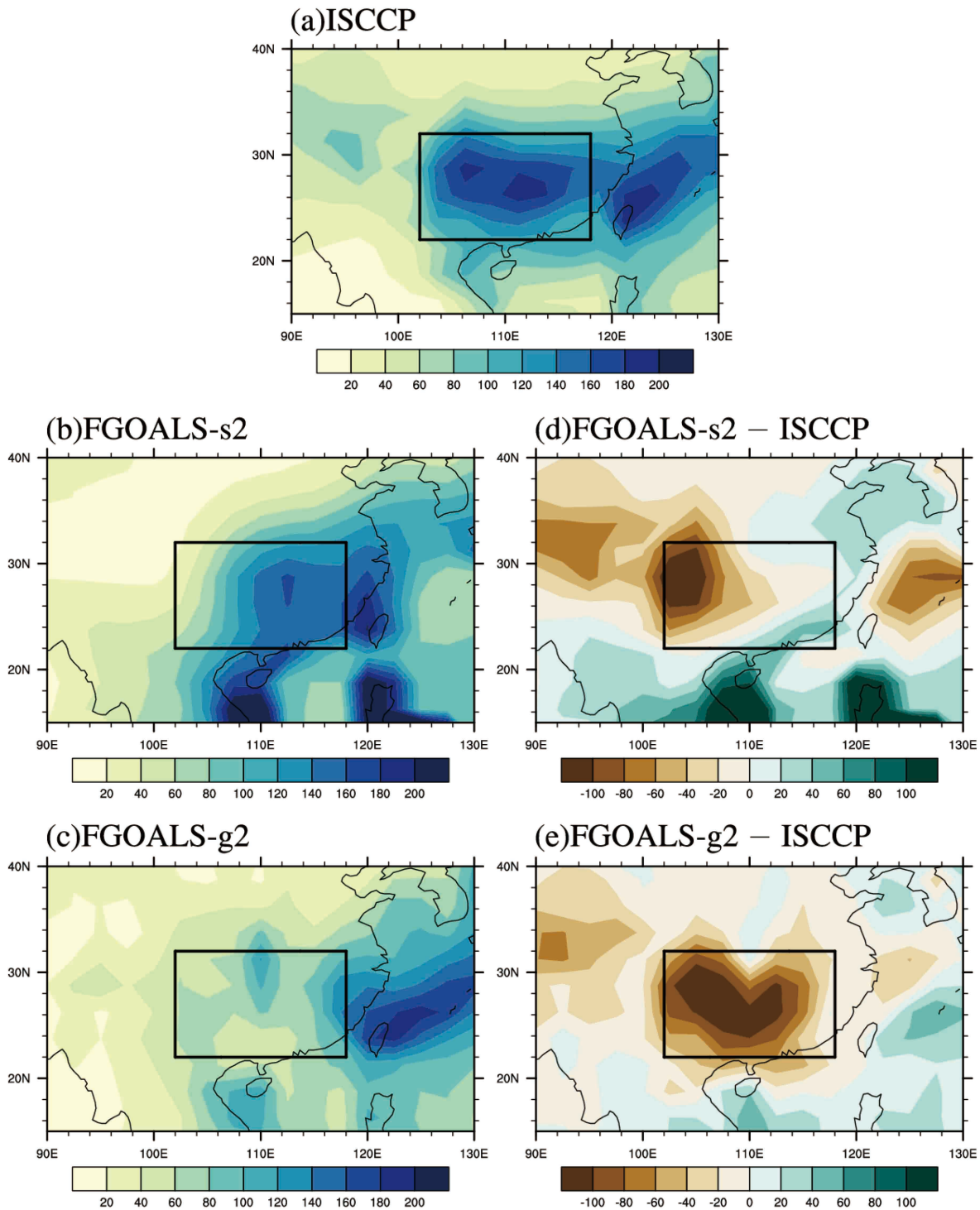


图3 同图1, 但为格点积分云水路径(阴影, 单位: g m^{-2})

Fig. 3 Same as Fig. 1, but for grid-box integrated liquid water path (LWP, shading, units: g m^{-2})

心强度超过 4 mm d^{-1} , 与再分析资料较为接近。但就水汽各项分量的贡献而言, 模式的模拟结果与再分析资料差别较大。FGOALS-s2 模拟的水汽辐合区位置较再分析资料偏北(图 5b), 此偏北主要是由于 FGOALS-s2 所模拟的经向水汽辐合偏北导

致的(图 5h), 其中心位于 30°N 以北, 大部分已不在青藏高原东侧层云区内, 而再分析资料显示, 经向辐合是该区域内低层水汽的主要来源, 这可能会导致 FGOALS-s2 在区域内的低层水汽供应不足。在 FGOALS-g2 中, 水平水汽输送对青藏高原东侧

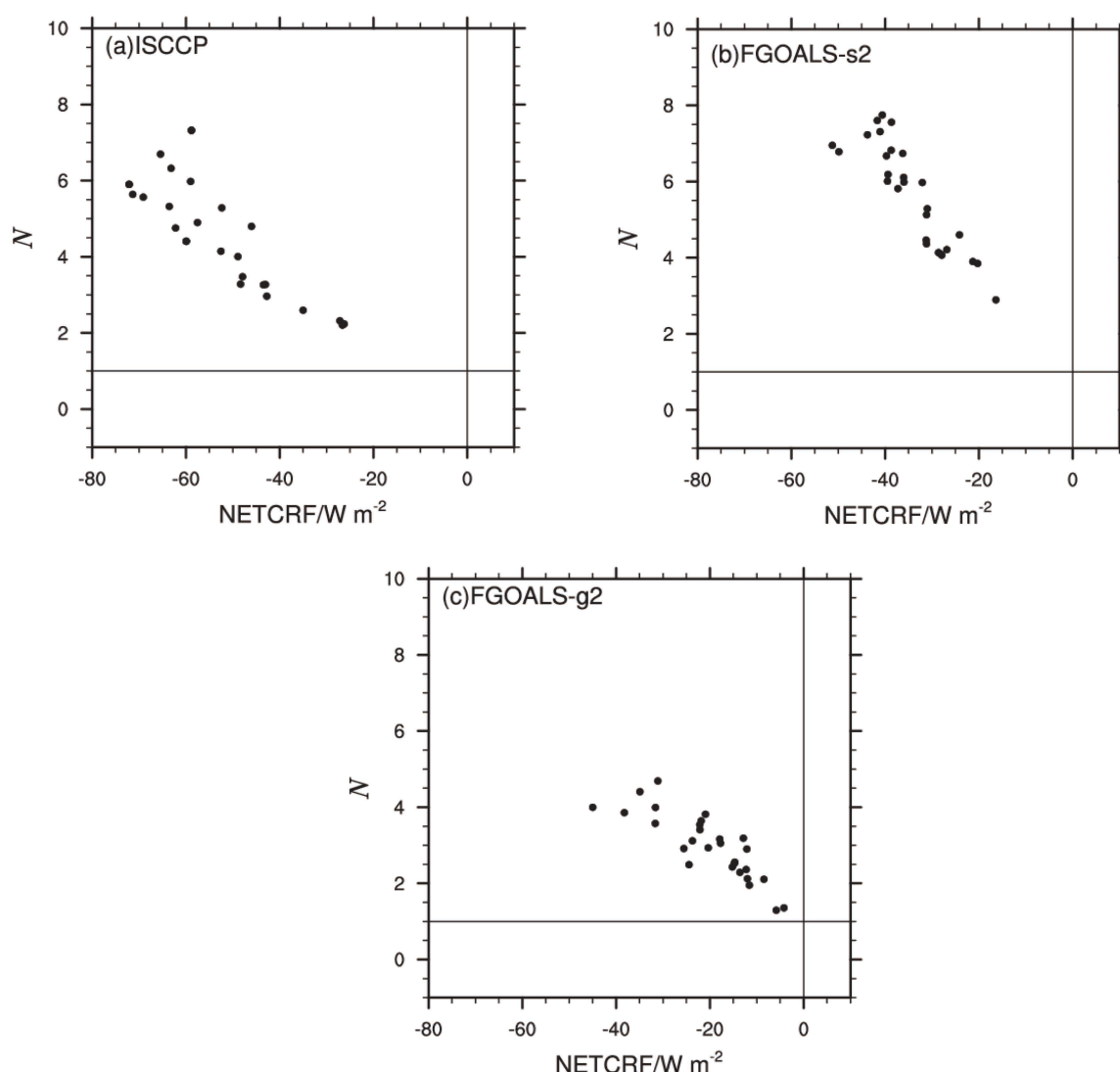


图4 1984年1月至2007年12月青藏高原东侧(22°N~32°N, 102°E~118°E)层云区内冬季 N ($-SWCRF/LWCRF$)对净云辐射强迫(NETCRF, 单位: $W m^{-2}$)的散点图: (a) ISCCP的观测结果; (b) FGOALS-s2的模拟结果; (c) FGOALS-g2的模拟结果

Fig. 4 N vs. NETCRF ($N = -SWCRF/LWCRF$, $NETCRF = SWCRF + LWCRF$) from (a) the observation results of ISCCP, (b) the simulation results of FGOALS-s2, (c) the simulation results of FGOALS-g2 within the stratiform cloud region to the east of Tibetan Plateau (22°N~32°N, 102°E~118°E)

层云区内水汽收支的影响小于再分析资料(图5f, i), 即垂直输送过程主导了水汽收支(图5l)。过强的水汽垂直输送, 迫使水汽在高层集中, 有利于高云的形成, 不利于低层云的形成与维持。这可能与FGOALS-g2模拟高原东侧垂直运动垂直梯度过强有关, 我们将在后文进一步讨论。

由本节可知, 由青藏高原摩擦、绕流作用导致青藏高原东侧南部中低层西风有一个南风分量, 进而带来南方大洋的水汽可能是维持冬季青藏高原东侧层云的因素之一。模式虽然对青藏高原东侧整层的水汽收支模拟效果较好, 但是其水汽辐合区的位置和不同水汽输送的贡献与再分析资料有较大差

异, 会导致模式青藏高原东侧层云区内的低层水汽模拟有偏差, 进而导致低云模拟不足, 这点我们在后文会继续讨论验证。

4.2 低层稳定度

层云的产生与大气低层的稳定度关系密切(Klein et al., 1993)。因此, 本文使用700 hPa的位温减去地面位温来表示低层稳定度, 对比了两个模式对低层稳定度的模拟效果, 如图6所示。再分析资料中青藏高原东侧低层稳定度较强, 青藏高原东侧层云区内平均稳定度为16.4 K, 最大值超过20 K, 表明该地区有较为稳定的层结(图6a)。同时, 850 hPa风场显示了该地区低层经向风辐合,

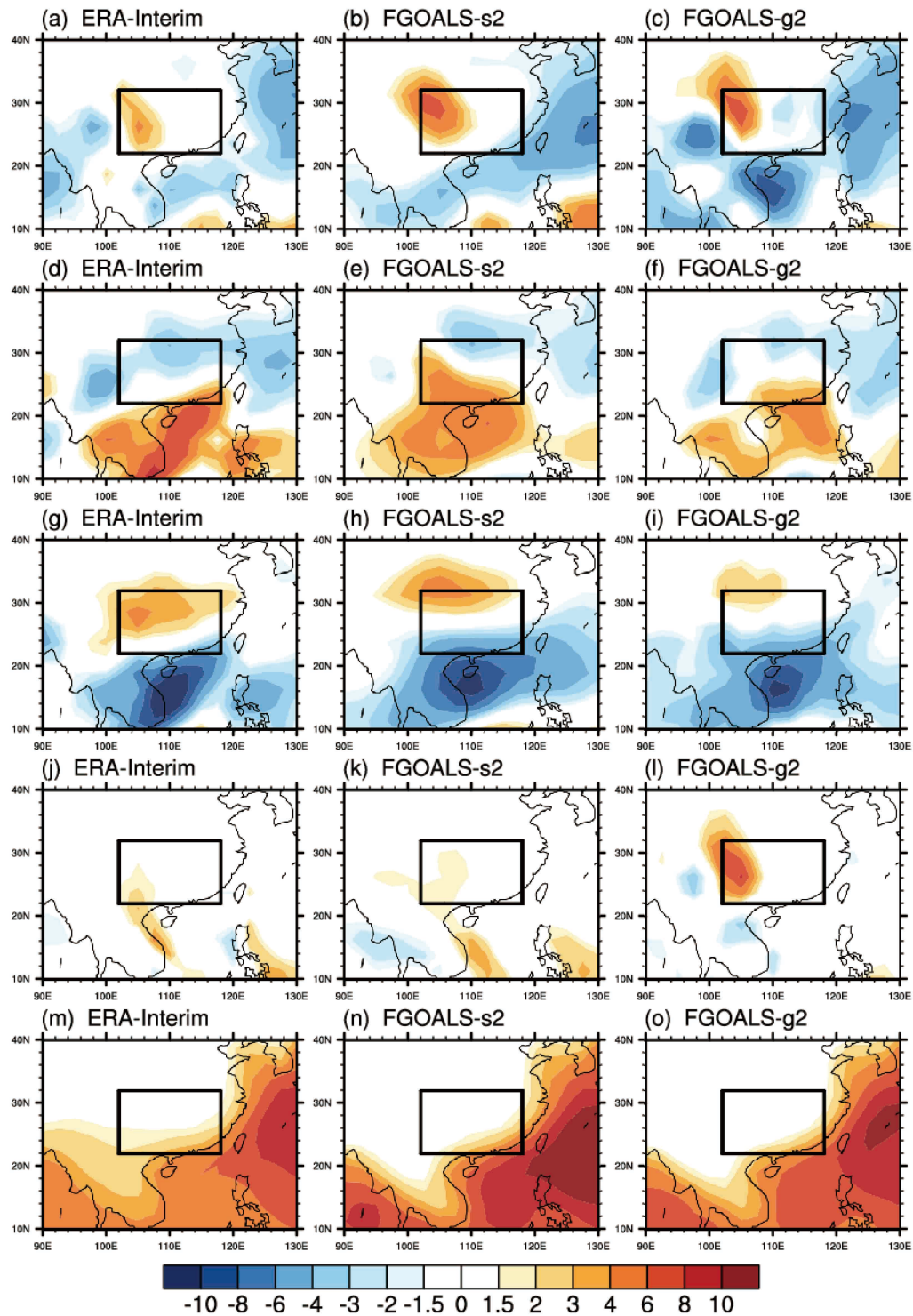


图5 1984年1月至2007年12月冬季青藏高原东侧整层积分的水汽收支诊断(阴影,单位: mm d^{-1}): (a-c) $-\langle \nabla(vq) \rangle$ 垂直积分水汽输送通量的总贡献; (d-e) $-\langle u \cdot \partial_x q \rangle$ 纬向水汽输送通量的贡献; (g-i) $-\langle v \cdot \partial_y q \rangle$ 经向水汽输送通量的贡献; (j-l) $-\langle \partial_p \omega q \rangle$ 垂直水汽输送通量的贡献; (m-o) 蒸发项的贡献。左列为ERA-Interim的结果,中列和右列分别为FGOALS-s2和FGOALS-g2的模拟结果

Fig. 5 Climatology of December–February vertically integrated moisture budget from Jan 1984 to Dec 2007 on the east of Tibetan Plateau (shading, units: mm d^{-1}): (a–c) The contribution of vertically integrated moisture convergence flux $-\langle \nabla(vq) \rangle$; (d–e) The contribution of zonal moisture convergence flux $-\langle u \cdot \partial_x q \rangle$; (g–i) The contribution of meridional moisture convergence flux $-\langle v \cdot \partial_y q \rangle$; (j–l) The contribution of vertical moisture convergence flux $-\langle \partial_p \omega q \rangle$; (m–o) The contribution of evaporation. Left: results of ERA-Interim reanalysis data, middle: simulation results of FGOALS-s2, right: simulation results of FGOALS-g2

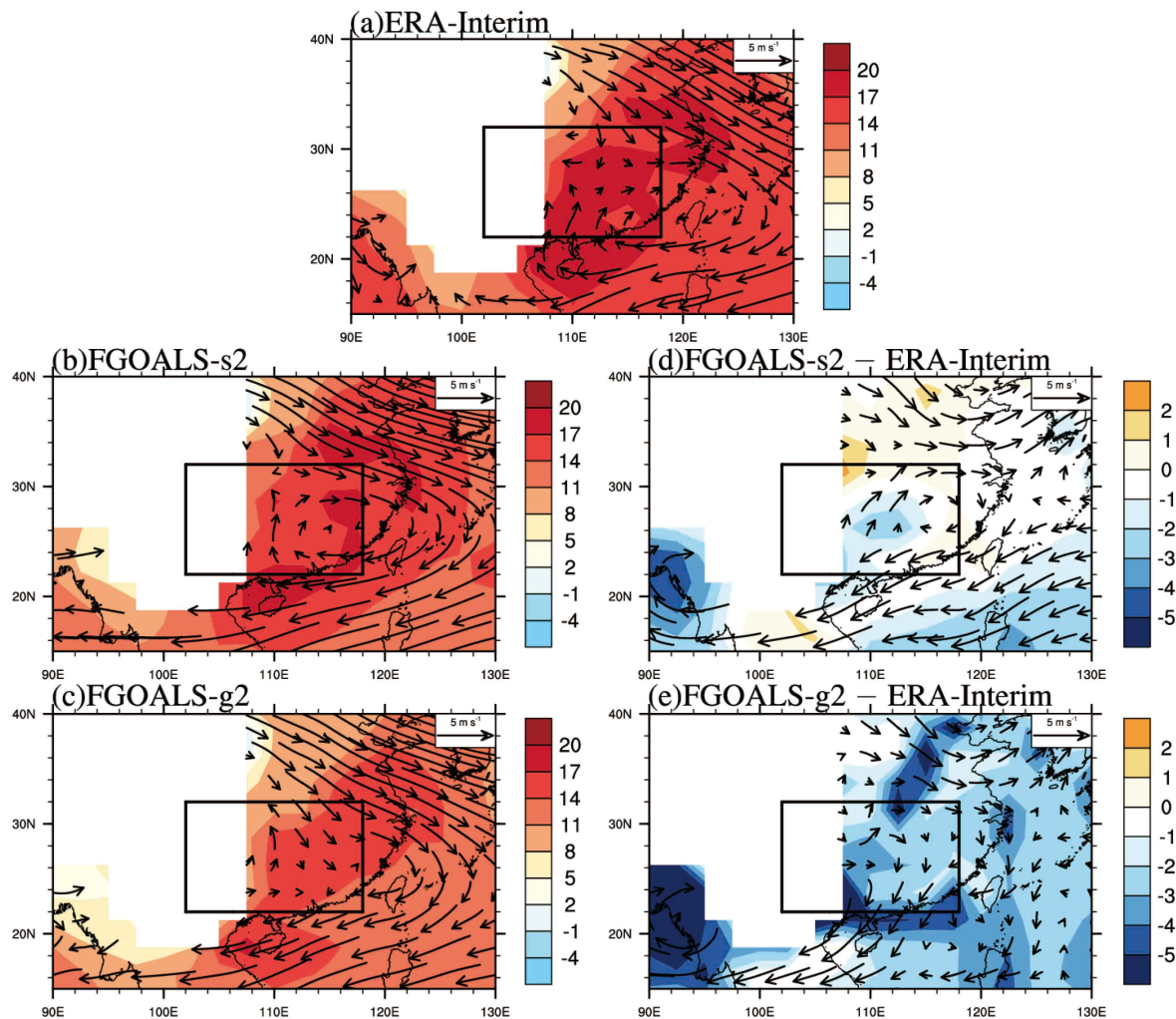


图6 1984年1月到2007年12月冬季青藏高原东侧平均大气低层稳定度(阴影; 700 hPa位温与地面位温的差值, 单位: K)与850 hPa的风场(矢量, 单位: m s^{-1})。 (a) ERA-Interim的结果与(b) FGOALS-s2、(c) FGOALS-g2模式的模拟结果; (d) FGOALS-s2模式、(e) FGOALS-g2模式与再分析资料的差值。地面高度超过700 hPa区域的结果并未在图中给出

Fig. 6 Climatology of December-February low-level tropospheric stability from Jan 1984 to Dec 2007 on the east of Tibetan Plateau (shading, differences of potential temperature between 700 hPa and surface, units: K) and 850 hPa winds (arrow, units: m s^{-1}). (a) Results of ERA-Interim, (b) the simulation results of FGOALS-s2, (c) the simulation results of FGOALS-g2; model biases of (d) FGOALS-s2 and (e) FGOALS-g2 from ERA-Interim. Results in the region with surface pressures less than 700 hPa is not shown

纬向风辐散的事实(图6a), 与前文水汽输送部分的结论一致。模式能在一定程度上模拟出高原东侧低层稳定度的分布, 但是强度与再分析资料相比有一定的偏差: 其中 FGOALS-s2 模拟得到的区域平均值为 15.6 K, FGOALS-g2 为 13.5 K; FGOALS-s2 模式模拟的低层稳定度低于再分析资料, 但是相较 FGOALS-g2, 与再分析资料更为接近, 且在青藏高原东侧层云区东部略高于观测(图6d); 而 FGOALS-g2 模式对稳定度有较大的低估, 且低估分布在青藏高原东侧层云区内(图6e)。FGOALS-s2 模式模拟的经向风辐合区较再分析资

料偏北; 而 FGOALS-g2 在青藏高原东侧层云区无法模拟出类似于观测的经向风辐合, 与前文水汽输送部分的结论一致。

为进一步说明大气层结的模拟偏差, 图7给出了再分析资料与模式模拟的青藏高原东侧层云区内区域平均温度、位温、比湿、相对湿度与垂直速度的垂直廓线。

从温度上来看, FGOALS-g2 模拟的大气较再分析资料偏冷, 这一偏差在高层更为明显; FGOALS-s2 则在大气低层略偏暖, 但随着高度增加温度开始明显降低, 这与 Zhang et al. (2014) 中指出观测中低

层偏冷/中层偏暖的结构相反,造成模式在青藏高原东侧层云区内模拟的层结稳定性不足。此外,两个模式的温度、位温的垂直梯度在大气低层均小于再分析资料,即两个模式在大气低层的层结稳定性较再分析资料偏弱。其中 FGOALS-s2 的偏差较小,而 FGOALS-g2 的偏差较大(图 7a、b)。

在 600 hPa 以下的对流层低层,两个模式模拟的大气较再分析资料明显偏干,尤其 FGOALS-g2 模式模拟的比湿较再分析资料偏弱越 25% (图 7c),两个模式的相对湿度比再分析资料偏低 10% (图 7d)。大气低层过少的水汽不利于低层云的形成。此外,在 600 hPa 以上,两个模式模拟的比湿超过再分析资料,并且由于两个模式模拟的高层大气较再分析资料偏冷,导致高层的相对湿度较再分析资料分别偏强 10%~20% (图 7d)。这印证了 4.1 节中的猜想,虽然两个模式的总水汽收支接近于再分析资料,但是对于低层,两个模式模拟的水汽较再分析资料偏低。两个模式对低层水汽模拟偏低的原因不同,在 FGOALS-s2 中是因为经向水汽辐合中心偏北,离开了青藏高原东侧层云区;而在 FGOALS-g2 中是因为水汽的垂直输送使得低层水汽向高层汇聚,

导致其低层水汽含量偏低。

再分析资料中低层存在明显的上升运动,高层则被较强的下沉运动所控制。FGOALS-s2 模拟的垂直速度在低层与再分析资料非常接近,并且在 600 hPa 之上同样呈现下沉运动,不利于高层云的形成,这可能是 FGOALS-s2 对云高模拟较为准确的原因。FGOALS-g2 在对流层中层存在虚假的上升运动,于 500 hPa 达到峰值,此垂直分布会产生较强水汽垂直输送(图 5j),从而减少低层水汽含量。

由本节可知,FGOALS-s2 与 FGOALS-g2 两个模式对冬季青藏高原东侧层云区低层稳定度与低层水汽的模拟不足,是造成低云模拟不足的原因之一。对于 FGOALS-s2,其在青藏高原东侧层云区内的低层稳定度较再分析资料低 0.8 K;并且由于其经向水汽辐合区偏北超出青藏高原东侧层云区,导致其在该区域内低层水汽模拟不足,不利于低层云的形成与维持,使得 FGOALS-s2 模拟的低层云云量与观测差距较大,而 FGOALS-s2 在高层模拟的下沉运动不利于高云的形成,这可能是 FGOALS-s2 模拟云高与观测相似的原因。FGOALS-g2 在青藏高原东侧层云区内低层稳定度较再分析资料低 2.9 K,

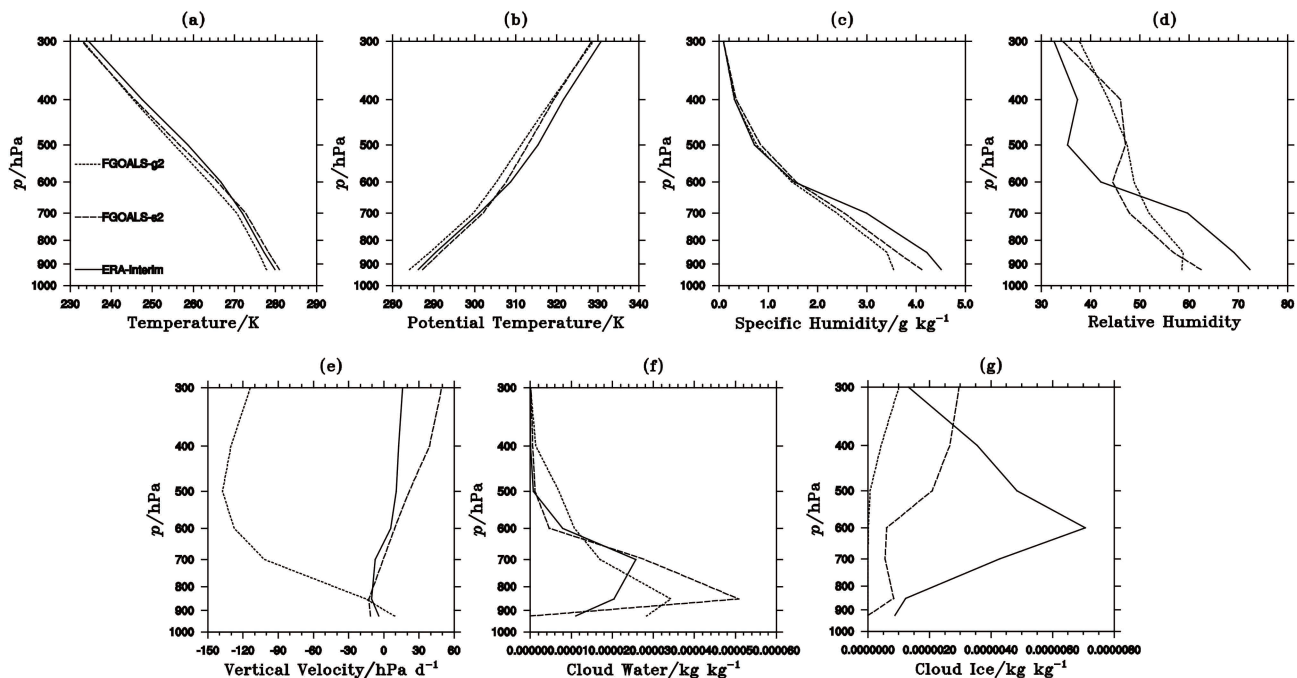


图 7 1984 年 1 月到 2007 年 12 月冬季青藏高原东侧 (22°N~32°N, 102°E~118°E) 区域平均的垂直廓线: (a) 温度 (单位: K); (b) 位温 (单位: K); (c) 比湿 (单位: g kg^{-1}); (d) 相对湿度 (单位: %); (e) 垂直速度 (单位: hPa d^{-1}) 的垂直廓线

Fig. 7 December-February mean vertical profiles from Jan 1984 to Dec 2007 on the east of Tibetan Plateau (22°N~32°N, 102°E~118°E): (a) Temperature (units: K); (b) potential temperature (units: K); (c) specific humidity (units: g kg^{-1}); (d) relative humidity (units: %); (e) vertical velocity (units: hPa d^{-1})

并且在低层水汽模拟情况较差,同时在中高层呈现强烈的抬升运动,带走了低层水汽的同时,也不利于低层云的形成与维持,这可能是 FGOALS-g2 对云量、云高模拟不足的主要原因。

4.3 模式模拟的“层云—地表气温”对应关系

地表气温与层云云量之间存在负相关关系 (Yu et al., 2004),由此产生的短波云辐射强迫和地表气温的正反馈机制可能是青藏高原东侧冬季层云维持的重要因素。本文通过公式 (2) 检查了模

式模拟中地表气温与层云的对应关系,图 8 给出了卫星资料与模式中青藏高原东侧 α_{SWCRF} 的分布,以及总云量响应项与云水路径响应项对 α_{SWCRF} 的贡献。

观测资料显示,冬季青藏高原东侧层云区西部存在云短波辐射和地表气温的正反馈,此反馈主要是由云量的响应项所主导 (图 8a 和 8d),其中,总云量与地表温度之间的响应为 -0.25 (表 2),这与 Yu et al. (2004) 的结论相一致。随着经度东移,

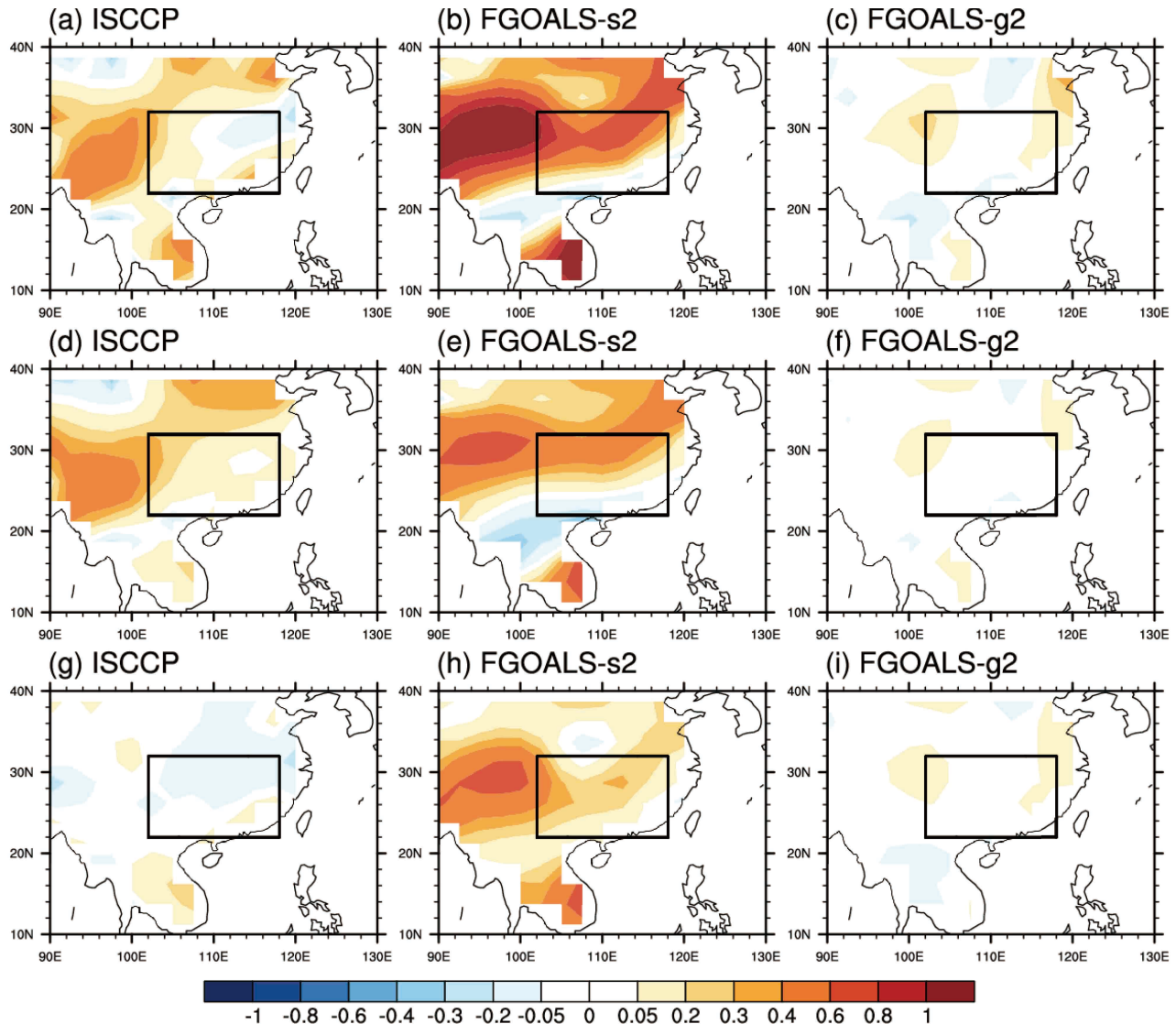


图 8 1984 年 1 月至 2007 年 12 月冬季青藏高原东侧平均云—地表气温辐射反馈 (阴影): (a–c) α_{SWCRF} [见公式 (2)]; (d–f) 公式 (2) 中第一项 $(\partial \text{SWCRF} / \partial \text{CLD})(d\text{CLD} / dT_s)$ 的贡献; (g–i) 公式 (2) 中第二项 $(\partial \text{SWCRF} / \partial \text{LWP})(d\text{LWP} / dT_s)$ 的贡献。 (a、d、g) 观测资料的结果, (b、e、h) FGOALS-s2 的模拟结果, (c、f、i) FGOALS-g2 的模拟结果。云观测资料来自 ISCCP-D2, 地表观测资料来自 CRU TS3.10

Fig. 8 SWCRF- T_s (Surface Temperature) feedback from Jan 1984 to Dec 2007 on the east of Tibetan Plateau (shadings): (a–c) α_{SWCRF} (equation 2); (b–f) item1: $(\partial \text{SWCRF} / \partial \text{CLD})(d\text{CLD} / dT_s)$; (g–i) item2: $(\partial \text{SWCRF} / \partial \text{LWP})(d\text{LWP} / dT_s)$; (a, d, g) results from observation data; (b, e, h) simulation results from FGOALS-s2; (c, f, i) simulation results from FGOALS-g2. Cloud data are from ISCCP-D2 and surface data are from CRU TS3.10

表 2 1984 年 1 月至 2007 年 12 月冬季青藏高原东侧 (22°N~32°N, 102°E~118°E) 在公式 (2) 中各项的区域平均值
Table 2 Winter regional mean of budget terms in equation (2), i.e., $\partial\text{SWCRF}/\partial\text{CLD}$, dCLD/dT_s , $\partial\text{SWCRF}/\partial\text{LWP}$, dLWP/dT_s on the east of Tibetan Plateau (22°N–32°N, 102°E–118°E) from Jan 1984 to Dec 2007

	$\frac{\partial\text{SWCRF}}{\partial\text{CLD}}$	$\frac{\text{dCLD}}{\text{dT}_s}$	$\frac{\partial\text{SWCRF}}{\partial\text{LWP}}$	$\frac{\text{dLWP}}{\text{dT}_s}$
观测	-0.73	-0.25	-0.40	0.2
FGOALS-s2	-0.92	-0.32	-0.94	-0.28
FGOALS-g2	0.12	0.06	0.13	0.02

总云量响应项逐渐减弱 (图 8d); 云水路径响应项则在青藏高原东侧层云区内表现出一致的负贡献 (图 8g), 云水路径项的负贡献是由云水路径与地表气温的正相关导致的。

两个模式对此反馈关系模拟情况不同, 其中 FGOALS-s2 所模拟的正反馈相较观测偏强, 其总云量响应项与云水路径响应项都要强于观测 (图 8e, h), 在云量响应项中, $\partial\text{SWCRF}/\partial\text{CLD}$ 与 dCLD/dT_s 两项都要强于观测 (表 2)。而在云水路径响应项中, 不同于观测中云水路径与地表气温的正相关, FGOALS-s2 模拟得到的 dLWP/dT_s 为负值; 同时, 对于短波云辐射强迫与云水通量的负相关, FGOALS-s2 模拟的 $\partial\text{SWCRF}/\partial\text{LWP}$ 为 -0.94, 大于观测中的 -0.4, 使得云水路径响应项呈现出与观测相反的正贡献。而上述关系在 FGOALS-g2 中并不显著 (表 2), 表明 FGOALS-g2 不能模拟出类似观测中的正反馈机制。

经检查, 两个模式模拟的地表气温与观测非常接近。但 FGOALS-s2 并没有因为较强的反馈产生出较 ISCCP 更多的层云量和更强的短波云辐射强迫, 反而是较少的云量和短波云辐射强迫。我们猜测, 此反馈过程并不是产生 FGOALS-s2 层云模拟偏少的主要原因, 而主要是由低层稳定性与低层水汽输送模拟不足所致。

5 结论

本文利用 ISCCP 卫星资料和再分析资料 ERA-Interim, 评估了中国科学院大气物理研究所两个版本气候系统模式 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 对冬季青藏东侧层云及其对辐射效应的模拟能力, 并进一步对产生偏差的可能原因进行了分析。主要结论如下:

(1) FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 均不同程度的低估了冬季青藏高原东侧的短波云辐射强迫。两个模式情况类似, 短波云辐射强迫的低估是由总云量和格点积分云水路径模拟不足所致, 其中 FGOALS-g2 模式的偏差更为明显。不仅如此, 模式模拟短波云辐射强迫偏弱还与它们对高原东侧低云为主导的云垂直结构模拟不足有关。例如, FGOALS-s2 模式能很好的模拟出低层云为主的垂直分布, 而 FGOALS-g2 模式则高估了高原东侧的高云所占的比重和平均云顶高度。

(2) 前人研究指出, 影响高原东部层云模拟得因素可能三个: 大气低层稳定性、大尺度环流引起得水汽输送以及“层云—地表气温”的相互作用。本文针对上述三个机制分别进行了检验。结果发现: ① FGOALS2 两个版本对青藏高原东侧冬季层云区的大气低层稳定性存在不同程度的低估。②在水汽输送方面, 再分析资料显示经向水汽输送对低层水汽起主要贡献, 经向水汽输送在高原东侧辐合, 从而为层云形成提供了充足的水汽。FGOALS-s2 中, 经向水汽辐合中心位于 30°N 以北, 较再分析资料偏北, 考虑到经向水汽辐合是低层水汽的主要来源, 这一偏差导致模式在高原东侧层云区总云量模拟偏少、云水偏低; 在 FGOALS-g2 中, 对流层中层虚假的上升运动引起过强的水汽垂直输送主导了高原东侧的水汽收支, 并使得其低层水汽减少、高层水汽增多, 这可能是 FGOALS-g2 中低云模拟不足, 平均云顶高度偏高的主要原因。③此外, 两个模式对“层云—地表气温”的相互作用模拟情况不同, FGOALS-s2 由于对地表气温与云水路径之间响应模拟偏强, 导致其对“层云—地表气温”正反馈模拟偏强; 而 FGOALS-g2 则无法模拟出与观测类似的“层云—地表气温”正反馈关系。“层云—地表气温”反馈的模拟偏差, 可能不是两个模式模拟层云偏少的主要原因。

FGOALS2 两个版本气候系统模式对青藏高原下游层云模拟还存在较大偏差, 未来可以通过对模式的水汽输送与低层稳定性模拟等方面进行完善, 来提高模式对青藏高原下游层云的模拟机巧。

参考文献 (References)

- Bao Qing, Lin Pengfei, Zhou Tianjun, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, spectral version 2: FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(3): 561–576. doi:10.1007/s00376-012-

- 2113-9
- Cess R D, Zhang M H, Wielicki B A, et al. 2001. The influence of the 1998 El Niño upon cloud-radiative forcing over the Pacific warm pool [J]. *J. Climate*, 14(9): 2129–2137. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2129:tieten>2.0.co;2
- Chou C, Lan C W. 2012. Changes in the annual range of precipitation under global warming [J]. *J. Climate*, 25(1): 222–235. doi:10.1175/jcli-d-11-00097.1
- Doutriaux-Boucher M, Sèze G. 1998. Significant changes between the ISCCP C and D cloud climatologies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25(22): 4193–4196. doi:10.1029/1998gl900081
- Eastman R, Warren S G, Hahn C J. 2011. Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface observations, 1954–2008 [J]. *J. Climate*, 24(22): 5914–5934. doi:10.1175/2011jcli3972.1
- 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. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.04.13
- Guo Zhun, Zhou Tianjun. 2015. Seasonal variation and physical properties of the cloud system over southeastern China derived from CloudSat products [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32(5): 659–670. doi:10.1007/s00376-014-4070-y
- Jones P D, Lister D H, Osborn T J, et al. 2012. Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010 [J]. *J. Geophys. Res.*, 117: D05127. doi:10.1029/2011jd017139
- 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, Zhang Yuying, 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 Lijuan, Lin Pengfei, Yu Yongqiang, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(3): 543–560. doi:10.1007/s00376-012-2140-6
- Li L J, Wang B, Zhang G J. 2014. The role of nonconvective condensation processes in response of surface shortwave cloud radiative forcing to El Niño warming [J]. *J. Climate*, 27(17): 6721–6736. doi:10.1175/jcli-d-13-00632.1
- Li J D, Wang W C, Dong X Q, et al. 2017. Cloud-radiation-precipitation associations over the Asian monsoon region: An observational analysis [J]. *Climate Dynamics*, 49(9-10): 3237–3255. doi:10.1007/s00382-016-3509-5
- Li Jiandong, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2009. Cloud radiative forcing in Asian monsoon region simulated by IPCC AR4 AMIP models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26(5): 923–939. doi:10.1007/s00376-009-8111-x
- Li Yunying, Gu Hong. 2006. Relationship between middle stratiform clouds and large scale circulation over eastern China [J]. *Geophysical Research Letters*, 33(9). doi:10.1029/2005GL025615
- Lloyd J, Guilyardi E, Weller H. 2012. The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. Part III: The shortwave flux feedback [J]. *J. Climate*, 25(12): 4275–4293. doi:10.1175/jcli-d-11-00178.1
- 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(D2): D02106. doi:10.1029/2003jd004018
- Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. Climate models and their evaluation [M]//Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (FAR). Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 589–662.
- Simmons A S, Uppala D, Kobayashi S. 2006. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards [J]. *ECMWF Newsletter*, 110: 25–36.
- Song Fengfei, Zhou Tianjun. 2014a. Interannual variability of East Asian summer monsoon simulated by CMIP3 and CMIP5 AGCMs: Skill dependence on Indian Ocean–western Pacific anticyclone teleconnection [J]. *J. Climate*, 27(4): 1679–1697. doi:10.1175/jcli-d-13-00248.1
- Song Fengfei, Zhou Tianjun. 2014b. The climatology and inter-annual variability of East Asian summer monsoon in CMIP5 coupled models: Does air–sea coupling improve the simulations? [J]. *J. Climate*, 27(23): 8761–8777. doi:10.1175/JCLI-D-14-00396.1
- Wang W C, Gong Wei, Kau W S, et al. 2004. Characteristics of cloud radiation forcing over East China [J]. *J. Climate*, 17(4): 845–853. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0845:cocrf>2.0.co;2
- Wang Hailan, Su Wenying. 2013. Evaluating and understanding top of the atmosphere cloud radiative effects in Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fifth Assessment Report (AR5) Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) models using satellite observations [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(2): 683–699. doi:10.1029/2012jd018619
- 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 Dynamics*, 17(12): 905–922. doi:10.1007/s003820100157
- Wood R. 2012. Stratocumulus clouds [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(8): 2373–2423. doi:10.1175/mwr-d-11-00121.1
- 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): 381–399. 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. doi:10.11676/qxxb2011.033
- Yu Rucong, Wang Bin, Zhou Tianjun. 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 C, 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(D19): D19105. doi:10.1029/2003jd004457
- Zhang Yi, Yu Rucong, Li Jian, et al. 2013. Dynamic and thermodynamic relations of distinctive stratus clouds on the leeward side of the Tibetan Plateau in the cold season [J]. *J. Climate*, 26(21): 8378–8391. doi:10.1175/jcli-d-13-00009.1
- Zhang Yi, Li Jian. 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
- Zhang Yi, Chen Haoming, Yu Rucong. 2014. Vertical structures and physical properties of the cold-season stratus clouds downstream of the Tibetan Plateau: Differences between daytime and nighttime [J]. *J. Climate*, 27(18): 6857–6876. doi:10.1175/jcli-d-14-00063.1
- 周天军, 邹立维, 吴波, 等. 2014. 中国地球气候系统模式研究进展: CMIP 计划实施近 20 年回顾 [J]. *气象学报*, 72(5): 892–907.
- Zhou Tianjun, Zou Liwei, Wu Bo, et al. 2014. Development of earth/climate system models in China: A review from the Coupled Model Intercomparison Project perspective [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 72(5): 892–907. doi:10.11676/qxxb2014.083
- Zhou Tianjun, Chen Xiaolong, Dong Lu, et al. 2014. Chinese contribution to CMIP5: An overview of five Chinese models' performances [J]. *J. Meteor. Res.*, 28(4): 481–509. doi:10.1007/s13351-014-4001-y
- Zhou Tianjun, Wang Bin, Yu Yongqiang, et al. 2018. The FGOALS climate system model as a modeling tool for supporting climate sciences: An overview [J]. *Earth and Planetary Physics*, 2(4): 276–291. doi:10.26464/epp2018026