

郭准,周天军. IAP 近期气候预测系统海洋初始化试验中海表温度和层积云的关系[J]. 地球科学进展, 2017, 32(4): 373-381, doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2017.04.0373. [Guo Zhun, Zhou Tianjun. The simulation of stratocumulus and its impacts on SST: Based on the IAP near-term climate prediction system[J]. Advances in Earth Science, 2017, 32(4): 373-381, doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2017.04.0373.]

# IAP 近期际气候预测系统海洋初始化试验中海表温度和层积云的关系\*

郭 准<sup>1,2</sup>, 周天军<sup>1,3</sup>

(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. 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:**气候预测系统的海洋初始化积分试验考虑了海气相互作用, 可以视为一种弱耦合同化试验。海温(SST)和层积云的关系是检验海气相互作用过程模拟效果的重要参考。分析了基于耦合气候系统模式 FGOALS-s2 的中国科学院大气物理研究所近期气候预测系统 IAP DecPreS 的海洋初始化模拟实验(简称 EnOI-IAU 试验)所模拟的海温—云关系。结果表明, EnOI-IAU 试验较好地模拟出了 SST 和低云的气候态空间分布, 但在主要层积云区低估了低云云量和云水, SST 模拟偏高, 特别在副热带东大洋沿岸和南大洋。部分原因是这些地区实际影响海表温度模拟的是模式的内部过程, 而低云模拟不足导致了海表入射更多的短波辐射(强度约偏强  $20 \text{ W/m}^2$ ), 迫使局地 SST 模拟过高。分析显示, 低云模拟不足主要是由于 EnOI-IAU 试验不能再现合理的边界层逆温结构, 表现为大气垂直速度、温度和湿度过于集中在近地层, 使得边界层垂直热输送较弱、边界层无法充分混合, 进而无法有效模拟出层积云。这些结果表明, 未来引入大气观测数据同化, 特别是改善边界层结构的模拟, 对形成完整的耦合同化系统具有必要性。

**关键词:**初始化试验; 耦合气候系统模式; 海表温度; 层积云; 大气边界层

**中图分类号:** P426.5; P731.11      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1001-8166(2017)04-0373-09

## 1 引言

层积云的云体较为连续且覆盖面积广袤, 是全球发生频率最高的云种, 其覆盖海洋面积的 23% 和陆地面积的 12%<sup>[1]</sup>。由于其云顶高度相对较低, 对大气向外长波的保护作用有限, 同时它们连续的云体能很大程度地反射太阳辐射, 最终冷却地气系统。

前人研究表明, 大洋东侧、北太平洋、北大西洋和南大洋为层状云的密集区<sup>[1~3]</sup>。东大洋和北太平

洋层积云在季节、年际、年代际尺度上均表现出了与海表温度(Sea Surface Temperature, SST)之间正反馈的关系<sup>[4~6]</sup>。云量和海表温度之间的反相关现象已经在观测中得到了较好的证实, 诸如船测资料<sup>[7]</sup>和卫星资料<sup>[8]</sup>。

气候模式已经被广泛地用于未来气候预测预估中, 但当前模式在云的辐射反馈方面存在着较大差异, 部分模式甚至存在反馈符号的差异, 例如, 在相同二氧化碳强迫下, 美国地球流体力学试验室(Geo-

\* 收稿日期: 2016-11-07; 修回日期: 2017-02-28.

\* 基金项目: 公益性行业(气象)科研专项项目“基于 FGOALS-s, CMA 和 CESM 气候系统模式的年代际集合预测系统的建立与研究”(编号: GYHY201506012); 国家自然科学基金青年科学基金项目“云辐射反馈过程对东亚—西北太平洋地区海气相互作用的影响及其气候模式模拟的不确定性”(编号: 41405103)资助。

作者简介: 郭准(1983-), 男, 河南宜阳人, 副研究员, 主要从事云物理过程参数化研究. E-mail: guozhun@lasg.iap.ac.cn

physical Fluid Dynamic Laboratory, GFDL) 和美国国家大气研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 模式展现出了完全相反的低云响应<sup>[9]</sup>。这些差异被认为是影响模式气候敏感度和气候预测的主要原因<sup>[10,11]</sup>。

最近, Wu 等<sup>[12]</sup> 基于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 (IAP/LASG) 的气候系统模式 FGOALS-s2, 发展了新的海洋同化系统 EnOI-IAU, 从而构建起 IAP/LASG 近期气候预测系统。EnOI-IAU 同化了观测的海洋温度和盐度廓线资料, 能很大程度地改进气候系统固有的年代际变率的模拟和近期气候变化预测<sup>[13]</sup>。这类同化试验 (如 EnOI-IAU) 与单纯的耦合试验不同, 后者的模拟结果几乎完全依赖于模式内部的各种反馈过程, 其中包括云辐射反馈、冰雪反馈、水汽反馈等, 而前者能在观测订正的条件下一程度上限制模式内部反馈过程。考虑到同化系统并非将模拟结果完全向观测恢复, 其同化程度很大程度上依赖于模式和观测资料间的固有偏差, 若模拟结果和观测相差甚远, 最后的同化效果也会较弱。因此, 在观测资料相对匮乏或模式内部变率过强的区域, 观测资料对气候模拟和预测结果约束非常有限。这些地区 SST 模拟和预测更多地由包括云辐射反馈在内的模式内部过程所决定。因此, 围绕着 EnOI-IAU 方法和 IAP 近期气候预测系统的有效性, 需要从云和云辐射效应的角度来进行评估和检验。

本文的主要目的是, 从云和云辐射效应的角度, 分析 EnOI-IAU 初始化方案的性能, 讨论模式的系统性偏差和原因, 为改进预测系统、提升预测技巧提供依据。

## 2 模式、初始化方案和观测资料

### 2.1 模式

本文采用 FGOALS-s2 结果。FGOALS-s2 是 IAP/LASG 发展的耦合气候系统模式, 其大气分量是 IAP/LASG 开发的 SAMIL<sup>[14]</sup>, 垂直 26 层 ( $\ln\sigma$ -p hybrid) 由海表直到 2.19 hPa, 水平分辨率是菱形截断 42 波 (R42)。SAMIL 采用 Tiedtke<sup>[15]</sup> 积云对流参数化; 层云参数化采用 Slingo<sup>[16,17]</sup> 诊断层云方案, 主要基于稳定性和相对湿度; 边界层方案采用非局地扰动机制计算湍流通量和湍流输送<sup>[18]</sup>。此外, 辐射传输采用 Edwards-Slingo<sup>[19]</sup>。

FGOALS-s2 海洋分量是 IAP/LASG 开发的 LICOM, 其水平分辨率约为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 其中赤道区域加密

到  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ , 垂直方向 30 层<sup>[20]</sup>; 陆面模块为 CLM3<sup>[21]</sup>; 海冰模块为 CSIM5<sup>[22]</sup>。模式的耦合器采用 NCAR 的 CPL6。

### 2.2 EnOI-IAU 初始化方案

基于 EnOI-IAU 同化方案和耦合气候系统模式 FGOALS-s2 的初始化试验本质上是同化海洋观测资料, 进而通过海—陆—气耦合过程调整气候系统其他分量, 实现对整个气候系统初始化的弱耦合同化试验。

新发展的 EnOI-IAU 方案同化的观测资料是由英国哈德来气候中心 (Hadley Centre) 提供的, 经过质量控制的原始海洋次表层温度和盐度廓线资料 EN4\_v1.1 和格点化 SST 资料 HadISST1.1。EN4\_v1.1 数据时间跨度从 1900 年至今, 除了观测的盐度和温度外还提供了基于不确定性的客观分析<sup>[23]</sup>。同化区域设为  $70^\circ\text{S} \sim 70^\circ\text{N}$  (其中高纬度  $60^\circ \sim 70^\circ$  为缓冲区), 上层 700 m, 同化循环窗口宽度设为 1 个月。这里我们只简单介绍该方案的主要步骤, 详细流程见参考文献 [12]。在一个同化循环内, 首先由模式自由积分得到预报场 (背景场); 然后使用集合最优插值 (EnOI) 方法, 结合预报场和观测资料, 计算得到分析增量; 最后, 将模式回到同化循环的起始点, 重新积分, 并在积分过程中逐步引入分析增量。其中, 步骤 2 中的 EnOI 方法是基于集合卡尔曼滤波 (EnKF) 理论发展而来的, 可以视为 EnKF 的次优解, 其优点是不需要进行集合模拟。本工作中, 构造 EnOI 背景误差协方差矩阵所需集成员来自历史气候模拟试验, 具体细节参见参考文献 [13]。

EnOI-IAU 与 IAU 方案的主要区别是得到分析增量的方法。EnOI 的主要优势有 2 点: 首先它同时考虑了观测和模式误差, 因此得到的分析增量与模式更匹配; 另一方面, 它能够同化原始廓线资料, 不依赖于格点化资料。此外, 2 套方案的另外一个重要区别是, EnOI-IAU 方案采用的是全场同化策略; IAU 方案采用的则是异常场同化策略, 即只同化观测的距平场。

EnOI-IAU 初始化试验包含 3 个集成员, 积分时间为 1950—2015 年, 本文分析时段为 1984—2010 年。

### 2.3 观测数据

本文的大气层顶辐射资料采用热带测雨任务卫星 (Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM) 搭载的云和地球辐射能量探测器 (CERES) 资料, 时间跨度为 2002—2010 年 (<https://ceres.larc.nasa.gov>)。

云量和云廓线资料来自于 CloudSat 卫星上搭载

的云廓线雷达 CPR,首次实现了对云内部结构的垂直观测<sup>[24]</sup>。本文所使用的 CloudSat 资料包括二级云几何廓线产品(2b-GEOPROF 和 2b-GEOPROF-lidar)。时间跨度为 2006—2011 年,依据 CloudSat 的卫星轨道将数据插值到全球  $1^\circ \times 1^\circ$  水平网格上<sup>[25]</sup>。

云水资料取自 NASA's Water Vapor Project (NVAP),时间跨度为 1988—1999 年,水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ <sup>[26]</sup>。

### 3 试验结果

#### 3.1 海表温度和低云模拟全球分布

图 1 为 EnOI-IAU 试验模拟的 SST 空间分布及其与观测的对比。整体而言,EnOI-IAU 试验较好地模拟出了类似观测的 SST 空间分布,整体空间相关系数达到 0.78,具有较高模拟技巧的区域主要集中在赤道中太平洋赤道辐合带、副热带印度洋和热带大西洋(图 1)。然而,赤道东大洋和 中 高 纬 度 南 大 洋 则 存 在 明 显 的 SST 正 偏 差, 例 如 赤 道 东 大 西 洋, 赤 道 东 太 平 洋 的 秘 鲁 沿 岸 和 美 国 加 州 沿 岸。 在 这 些 区 域 里 SST 的 模 拟 偏 差 甚 至 达 到 5 K, 尤 其 是 赤 道 太 平 洋 秘 鲁 沿 岸 (图 1c)。考虑到上述区域多为层积云活跃区, SST 暖偏差很可能和模式对低云和边界层结构模拟不足有关。

图 2 给出了 EnOI-IAU 试验和 CloudSat 卫星资料年平均低云云量的对比。CloudSat 中低云云量的大值带集中出现在副热带大洋的东岸、南大洋和北太平洋,相反,低值带则多为对流多发的区域。这一分布与大气环流密切相关,即赤道东大洋的大尺度下沉气流更强,边界层相对稳定。整体而言,EnOI-IAU 试验对低云的空间分布具有一定模拟技巧,空间型和卫星观测较为一致,空间相关系数也达到了 0.7。但 EnOI-IAU 试验在低云模拟方面存在较大偏差,普遍低估了低云云量,该偏差在副热带洋面尤为明显(图 2c)。类似的偏差出现在云水路径的模拟当中(图 3)。NVAP 资料揭示的云水路径分布和低云云量分布类似,大值带位于低云多发区域。EnOI-IAU 试验低估了副热带低云区的云水路径,但高估了中高纬度云水路径。

云量、云水的偏差将直接影响低云的反射率及短波云辐射强迫(Shortwave Cloud radiative Forcing, SWCF)。SWCF 通常为负值,表明云对大气层顶入射短波的反射作用和对地气系统的冷却作用。图 4 给出了 EnOI-IAU 试验模拟的年平均 SWCF 空间分布及其和 CERES 卫星观测的对比。如 CERES 卫星所示,SWCF 的大值带位于副热带大洋东侧,与低云大值带相对应,揭示了低云在地气系统中的强冷却

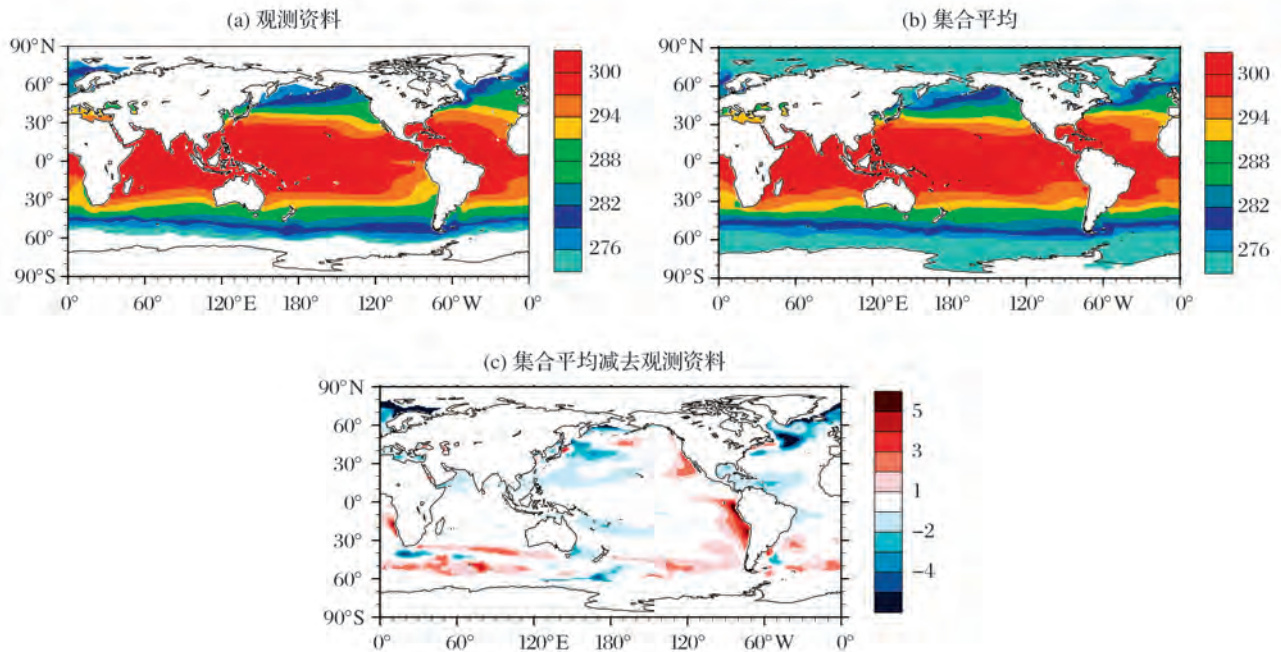


图 1 1984—2010 年平均海表温度对比(单位:K)

Fig. 1 Spatial pattern of surface sea temperature (K) averaged from 1984 to 2010

(a) HadISST; (b) ENOI 试验样本集合(MME); (c) ENOI 减去 HadISST  
(a) HadISST dataset; (b) Model results; (c) Model results subtract HadISST



作用。然而,受云水和低云量偏差的影响,副热带东大洋的层云偏少且光学厚度较弱,EnOI-IAU 模拟的 SWCF 在副热带东大洋整体偏弱,特别在秘鲁沿岸偏差超过  $30 \text{ W/m}^2$ 。这表明,该地区海表面入射的太阳辐射偏多,有利于形成局地暖海温一场。由于云水和云量偏差的相互补偿,中高纬度大洋上空并未表现出明显的 SWCF 正偏差。

尽管在 EnOI-IAU 试验中同化了海温和盐度,但一方面海洋观测数据在层积云区相对稀缺,另一方面这些区域存在较强的反馈过程很大程度受模式大气模拟偏差的影响,以至于观测数据不足以完全约束局地 SST 的发展和演变。因此,在实际模拟中, SST 可能更多反映的是模式内部局地反馈过程和海气相互作用的结果。

前文的对应关系表明,副热带东大洋低云模拟不足可能是造成 EnOI-IAU 试验 SST 暖偏差的主要原因。为此,本文进一步分析了层积云区的海表能量收支诊断:

$$H \cdot C_p \cdot \rho \frac{\partial \text{SST}}{\partial t} \approx \text{latent} + \text{sensible} + \text{SW} + \text{LW} + R$$

式中:  $\frac{\partial \text{SST}}{\partial t}$  是海表温度的变化趋势,是辐射通量和湍流热通量变化的结果;  $\rho$  为海水密度 ( $1000 \text{ kg/m}^3$ );  $C_p$  为热容量 ( $4000 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$ ),  $H$  为海混合层厚度;  $\text{SW}$  和  $\text{LW}$  分别为入射短波和长量辐射通量,而  $\text{latent}$  和  $\text{sensible}$  代表潜热和感热通,海洋的动力过程和残差项计作  $R$  [27]。

本文给出了方程右侧各通量的收支情况,如图 5 所示。需要指出的是,图 5 中所有通量均定义为向下为正;层积云区的定义为:大气低层稳定度 ( $\theta_{700} - \theta_{\text{surface}}$ ) 大于或等于  $18.5 \text{ K}$  的区域 [28,29]。由图 5 可知,在层积云区对 SST 最主要的正贡献来自短波辐射强迫;潜热、感热以及长波均对 SST 的变化趋势起负贡献。OAFUX 中,入射短波约为  $203 \text{ W/m}^2$ 。而在 EnOI-IAU 试验中,入射短波约为  $223 \text{ W/m}^2$ 。过强的短波辐射通量与低云模拟的不足密切相关(图 4c)。受 SST 暖偏差的影响,层积云区的向外长波和潜热/感热通量也大于对应的 OAFUX 参照值。

需要指出的是,层积云多发于海洋上翻流频繁的区域,海洋的动力过程对 SST 起重要作用。本文评估也发现,EnOI-IAU 试验中副热带东大洋上翻流的强度和深度均明显弱于观测,底层的冷海水无法有效到达表层,从而迫使 SST 暖偏差进一步增强。

可能的原因是,EnOI-IAU 试验 SST 经向梯度偏弱(图 1),一定程度上抑制了 Walker 环流及其低层的东风分量,从而导致海洋向西的经向平流减弱。

综上所述,EnOI-IAU 试验在大洋东侧等层积云区域模拟的 SST 偏高与其对低云刻画不足密不可分,后者导致了  $20 \text{ W/m}^2$  的入射短波,这大致是气候平均值的 10%。

### 3.2 层积云和边界层垂直结构的模拟

图 6 给出了秋季典型层积云区域的层积云模拟情况和 CloudSat 卫星资料的对比。本文选取  $20^\circ\text{S}$ ,  $180^\circ \sim 75^\circ\text{W}$  作为层积云典型区域;而秋季是该区域层积云最少的季节,分析秋季边界层结构能更大程度地反映出模拟的固有偏差。其他区域层积云区的情况与之类似。在 CloudSat 中,云量的大值带接近于秘鲁沿岸(约 70%),并向远离岸边的方向逐步减少;云量中心出现在岸边  $1 \text{ km}$  高度处,云带中心的高度随着经度向西递增。该现象反映的是层积云向积云过渡过程:在层积云区(岸边)表面热通量较弱,边界层混合较好,因此层积云较多、云顶高度相对较低;而在大洋深处,表面热通量更强、边界层混合更弱,对流活动更为频繁,导致云顶升高、云量变少 [29]。反观 EnOI-IAU 试验,整体云量均少于 CloudSat,且高度更低,岸边的云量中心接近于海表,且并未表现出如 CloudSat 般的云顶高度随经度升高的渐进过程,反而在  $135^\circ\text{W}$  以西云顶高度和云量中心陡然升高。前者反映了当前模式在边界层方案和层云方案的不足,后者则与积云对流参数化替代边界层方案作用于该地区有关。

低云特别是层积云的发展很大程度依赖于边界层的垂直结构和湍流混合。因此,图 7 给出了在  $20^\circ\text{S}$ ,  $75^\circ\text{W}$  区域 EnOI-IAU 试验和观测(ERA-Interim 和 CloudSat)中边界层垂直结构的对比,包括云廓线、垂直速度、比湿、温度、位温和相对湿度。在 ERA-Interim 中,从海表到距海表  $700 \text{ m}$  高度处,位温、比湿均为表现出明显的垂直梯度,同时温度廓线显示在  $700 \text{ m} \sim 1.1 \text{ km}$  处存在明显逆温层,垂直速度随高度递减直到距海表  $700 \text{ m}$  处,表明该地区的行星边界层混合较好,并未出现明显的解耦,利于层积云的发展。EnOI-IAU 试验并未形成明显的混合层,例如位温随高度递增的趋势贯穿整个大气层。同样,温度也未表现出逆温结构。水汽集中在大气层底层(参见图 7 相对湿度和比湿)。因此,EnOI-IAU 试验的水汽和热通量被限制在了近地层,不仅低估了边界层层积云,甚至并未模拟出真正意义上的“云”。这

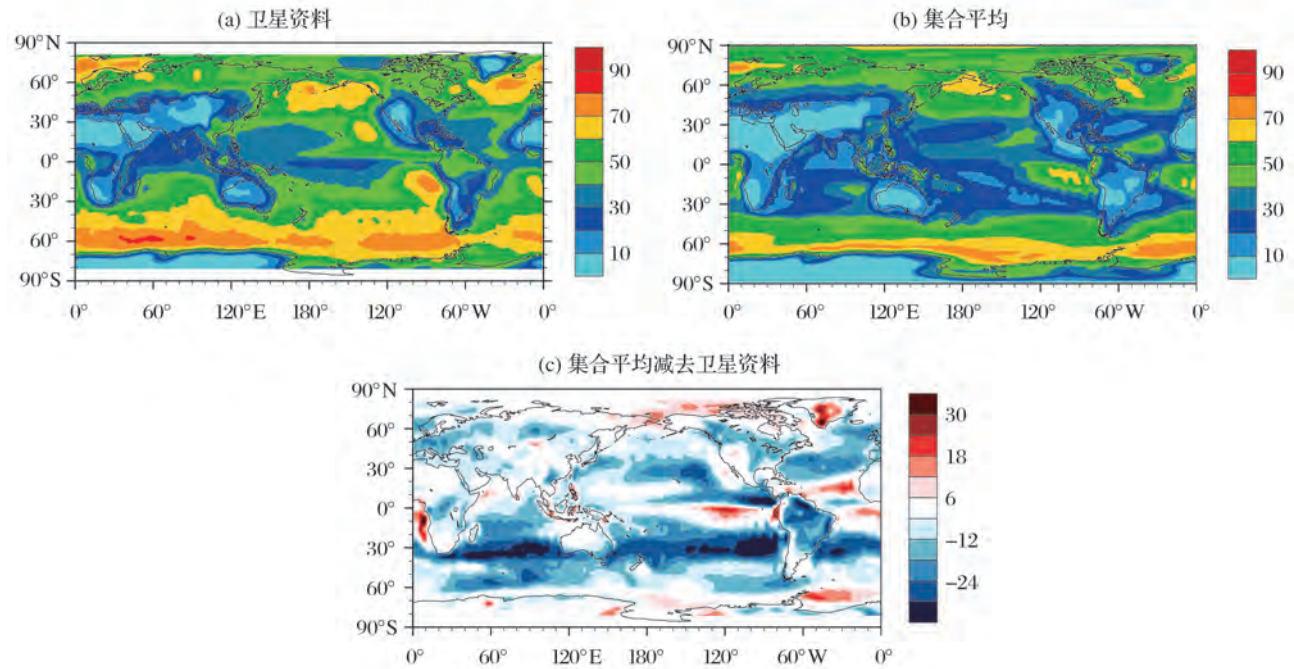


图2 全球年平均低云云量(单位: %)

Fig. 2 Spatial pattern of annual mean low-cloud fraction (unit: %)

(a) CloudSat; (b) ENOI 试验样本集合(MME); (c) ENOI 减去 HadISST; CloudSat 资料取自 2006—2011 年平均

(a) CloudSat dataset; (b) Model results and (c) Model results subtract CloudSat; CloudSat data is averaged from 2006 to 2011

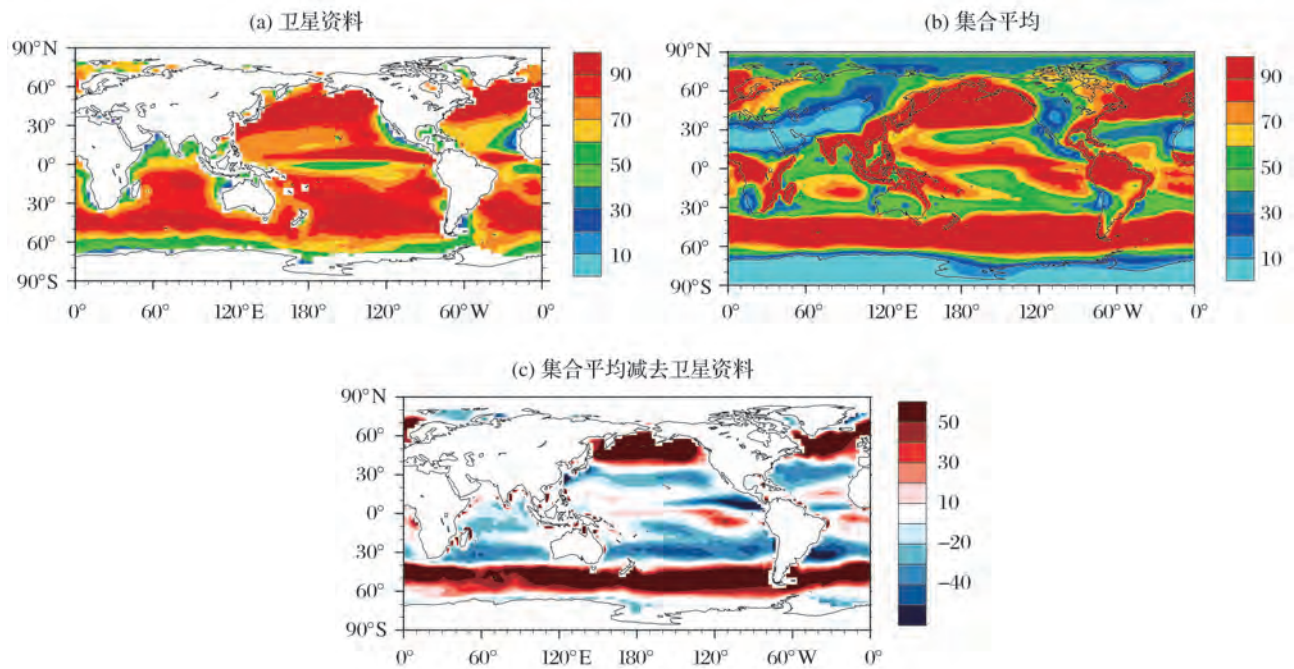


图3 全球年平均云水含量(单位: g/ m<sup>2</sup>)

Fig. 3 Spatial pattern of annual mean cloud liquid water path (unit: g/ m<sup>2</sup>)

(a) NVAP; (b) ENOI 试验样本集合(MME); (c) ENOI 减去 NVAP; NVAP 资料取自 1989—1999 年平均

(a) NVAP dataset; (b) Model results and (c) Model results subtract NVAP; NVAP data is averaged from 1989 to 1999



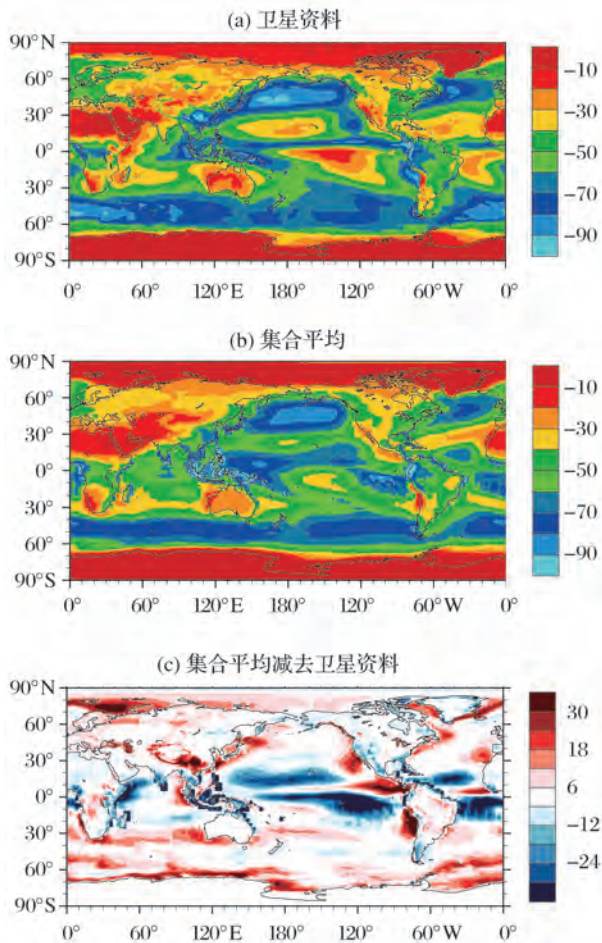


图 4 全球年平均短波云辐射强迫 (单位:  $W/m^2$ )

Fig. 4 Spatial pattern of annual mean shortwave cloud radiative forcing (unit:  $W/m^2$ )

(a) CERES; (b) ENOI 试验样本集合 (MME); (c) ENOI 减去 CERES  
 (a) CERES dataset; (b) Model results; (c) Model results subtract CERES

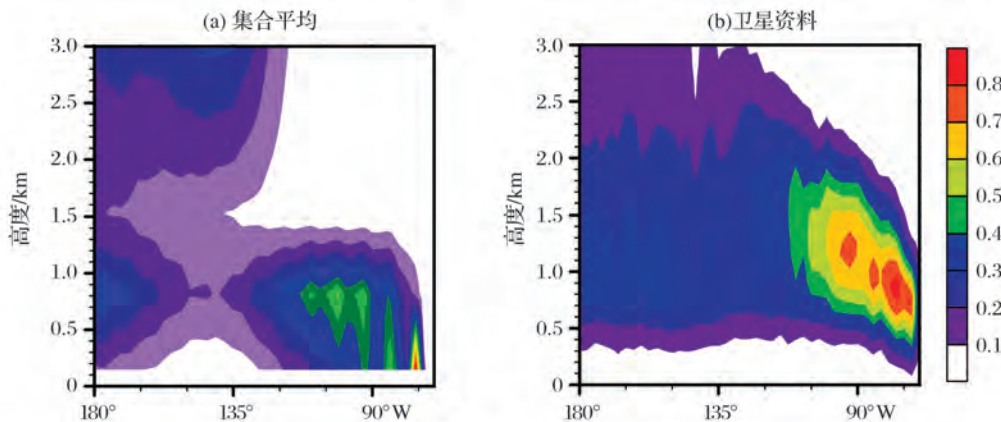


图 6 20°S 处秋季平均云量的经度—高度剖面

Fig. 6 Vertical cross sections of averaged cloud fraction (fraction) along the 20°S transect in SON

(a) 模拟结果, 取 1984—2011 年的平均; (b) CloudSat 卫星观测, 取 2006—2011 年的平均

(a) is derived from model result that is averaged from 1984 to 2011; (b) is derived from CloudSat, which is averaged from 2006 to 2011

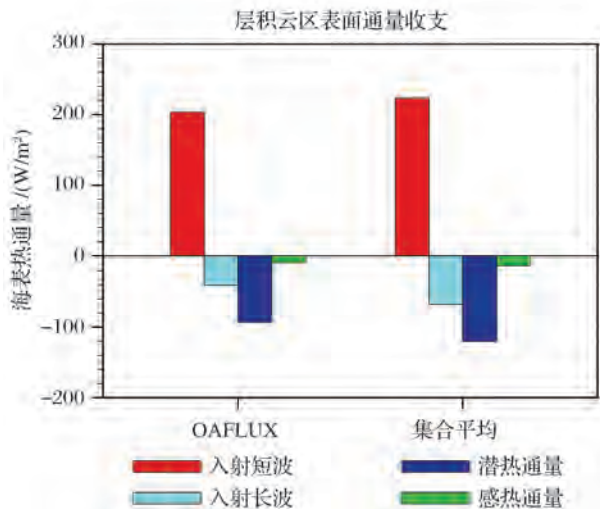


图 5 副热带 (30°S ~ 30°N) 海洋区域平均的层积云区的海表热通量收支 (向下为正)

Fig. 5 SST tendency budgets (down is positive) over subtropical stratocumulus regions

观测资料 OaFlux 和模式资料取 1984—2010 年的时间平均  
 Both OaFlux and model results are averaged from 1984 to 2010

种“雾状”云导致局地入射短波通量过多, SST 偏暖。

大气模式对层云特别是边界层结构的模拟不足是造成 EnOI-IAU 试验在层积云区模拟 SST 过高的主要原因。原因有 2 个, 一是该区域的海温观测资料自身不足, 即使采用了同化技术, 但依然不足以令模式预报的海温逼近观测; 二是单纯同化海温不足以合理反映边界层大气的变化, 未来有待同化大气资料提升耦合系统对大气边界层结构的模拟技巧。

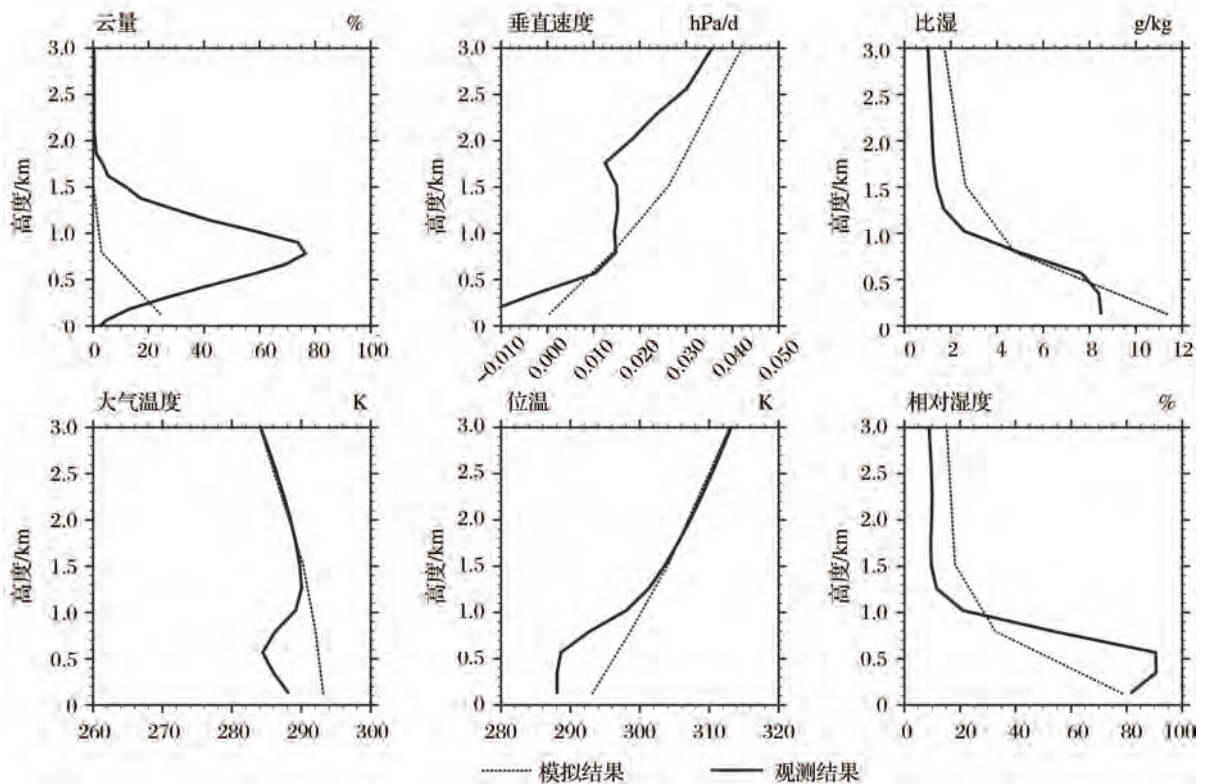


图7 秋季平均  $20^{\circ}\text{S}, 75^{\circ}\text{W}$  区域的边界层垂直结构

Fig. 7 Vertical profiles of autumn boundary layer at  $20^{\circ}\text{S}$  and  $75^{\circ}\text{W}$

实线为观测,分别取自 ERAIM 和 CloudSat 卫星;虚线为模拟结果,取 1984—2011 年的平均值

Observation/reanalysis data set is shown in dash lines; Cloud fraction is from CloudSat, while humidity, large-scale pressure vertical velocity, and potential temperature are from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim ReAnalysis (ERA-Interim). The model results are shown in solid line, which is averaged from 1984 to 2011

## 4 结 论

本文分析了气候系统模式 FGOALS-s2 的中国科学院大气物理研究所近期气候预测系统的 EnOI-IAU 同化试验结果。主要内容总结如下:

(1) EnOI-IAU 试验较好地重现了类似观测中的海表温度空间分布,但在层积云区域存在较大的暖偏差,特别是副热带东大洋的秘鲁沿岸、美国加州沿岸和南大洋,部分地区暖偏差超过 5 K。

(2) EnOI-IAU 试验较好地模拟出了全球低云和短波云辐射强迫空间分布,但普遍对层积云(包括云量和云水)模拟不足,主要偏差仍出现在热带东大洋和南大洋地区,与海表温度模拟偏差相对应。层积云区的海表能量收支揭示,受层积云偏少的影响,EnOI-IAU 试验过高估计了海表入射短波,偏差达到  $20 \text{ W}/\text{m}^2$ ,迫使局地海表温度偏强。

(3) 在主要的层积云区,EnOI-IAU 试验未能模拟出合理的边界层垂直结构;逆温层并未出现,水汽

和温度峰值均出现在海表面,使得水汽和温度垂直输送被限制在了近地层,边界层无法充分混合。因此,EnOI-IAU 试验实际并未模拟出真正意义上的层积云。

以上结果揭示模式的内部变率,特别是大气的反馈过程还存在较大不确定性,对同化系统的效果影响较大。未来可以通过改进模式和引入大气数据同化 2 个方面改进预测系统,特别是改善边界层结构等方面。

## 参考文献 (References):

- [1] Wood R. Stratocumulus clouds [J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140(8): 2 373-2 423.
- [2] Klein S A, Hartmann D L. The seasonal cycle of low stratiform clouds [J]. *Journal of Climate*, 1993, 6: 1 587-1 606.
- [3] Rozendaal M A, Leovy C B, Klein S A. An observational study of diurnal variations of marine stratiform cloud [J]. *Journal of Climate*, 1995, 8: 1 795-1 809.
- [4] Norris J, Leovy C B. Interannual variability in stratiform cloudiness

- and sea surface temperature [J]. *Journal of Climate*, 1994, 7:1 915-1 925.
- [5] Norris J, Iacobellis S F. North Pacific cloud feedbacks inferred from synoptic-scale dynamic and thermodynamic relationships[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18:4 862-4 878.
- [6] Clement A C, Burgman Norris R, Nowis J R. Observational and model evidence for positive low-level cloud feedback[J]. *Science*, 2009, 325 (5 939):460-464.
- [7] Hanson H P. Marine stratocumulus climatologies[J]. *International Journal of Climatology*, 1991, 11:147-164.
- [8] Weare B C. Interrelationships between cloud properties and sea surface temperatures on seasonal and interannual time scales[J]. *Journal of Climate*, 1994, 7:248-260.
- [9] Stephens G L. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(2):237-273.
- [10] Bony S, Dufresne J L. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models[J]. *Geophysical Research Letter*, 2005, 32, doi: 10. 1029/2005GL023851.
- [11] Williams K, Webb M. A quantitative performance assessment of cloud regimes in climate models[J]. *Climate Dynamics*, 2009, doi:10. 1007/s00382-008-0443-1.
- [12] Wu B, Chen X, Song F, et al. Initialized decadal predictions by LASG/IAP climate system model FGOALS-s2: Evaluations of strengths and weaknesses[J]. *Advances in Meteorology*, 2015, (6):1-12.
- [13] Wu Bo, Zhou Tianjun, Sun Qian. Impacts of initialization schemes of oceanic states on the predictive skills of the IAP near-term climate prediction system[J]. *Advances in Earth Science*, 2017, 32(4): 342-352. [吴波, 周天军, 孙倩. 海洋模式初始同化方案对 IAP 近期气候预测系统回报试验技巧的影响[J]. 地球科学进展, 2017, 32(4):342-352.]
- [14] Bao Q, Coauthors. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, spectral version 2; FGOALS-s2[J]. *Advance in Atmospheric Science*, 2013, 30:561-576.
- [15] Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models[J]. *Monthly Weather Review*, 1989, 117: 1 779-1 800.
- [16] Slingo J M. A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106:747-770.
- [17] Slingo J M. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds[J]. *Journal of the Atmospheric Science*, 1989, 46: 1 419-1 427.
- [18] Holtslag A A M, Boville B A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model[J]. *Journal of Climate*, 1993, 6:1 825-1 842.
- [19] Edwards J M, Slingo A. A studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1996, 122: 689-720.
- [20] Liu H, Lin P, Yu Y, et al. The baseline evaluation of LASG/IAP Climate system Ocean Model (LICOM) version 2.0[J]. *Journal of Meteorological Research*, 2012, 26(3): 318-329.
- [21] Oleson K W, Dai Y, Bonan G, et al. Technical description of the Community Land Model (CLM), NCAR Technical Note, NCAR/TN-461+STR[C]//National Center for Atmospheric Research. Boulder, 2004:173.
- [22] Briegleb B P, Bitz C M, Hunke E C. Scientific description of the sea ice component in the community climate system model, version three[C]//NCAR Technical Note, NCAR/TN-461+STR, National Center for Atmospheric Research. Boulder, CO., 2004.
- [23] Good S A, Martin M J, Rayner N A. EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118: 6 704-6 716, doi: 10. 1002/2013JC009067.
- [24] Stephens G L, Vane D G, Boain R J, et al. The CloudSat mission and the atrain—A new dimension of spacebased observations of clouds and precipitation[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2002, 83:1 771-1 790.
- [25] Guo Z, Zhou T. Seasonal variation and physical properties of Cloud System over southeastern China derived from CloudSat Products[J]. *Advance in Atmospheric Science*, 2015, 32(5), doi: 10. 1007/s00376-014-4070-y.
- [26] Randel D L, Greenwald T J, Vonder Haar T H. A new global water vapor dataset[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, 77(6):1 233-1 246.
- [27] Hong C C, Li T, Chen Y. Asymmetry of the Indian Ocean Basin-wide SST Anomalies: Roles of ENSO and IOD[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23:3 563-3 576.
- [28] Medeiros B, Stevens B. Revealing differences in GCM representations of low clouds[J]. *Climate Dynamics*, 2011, 36(12): 385-399.
- [29] Guo Z, Wang Minghui, Qian Yun, et al. Parametric behaviors of CLUBB in simulations of low Clouds in the Community Atmosphere Model (CAM)[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2015, 7 (3): 1 005-1 025, doi: 10. 1002/2014MS000405.



# The Simulation of Stratocumulus and Its Impacts on SST: Based on the IAP Near-Term Climate Prediction System \*

Guo Zhun<sup>1,2</sup>, Zhou Tianjun<sup>1,3</sup>

(1. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*

2. *Climate Change Research center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*

3. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)*

**Abstract:** The near-term climate prediction system (DecPreS) is built on the initialization of the ocean state, which can be regarded as a full-coupled system with “adjusted” air-sea interactions. The relationship between stratocumulus and Sea Surface Temperature (SST) is an essential part of air-sea interactions. In this study, we investigated such a relationship in DecPreS of the Institute of Atmospheric Physics, in which the merge of the Ensemble Optimal Interpolation (EnOI) and Incremental Analysis Update (IAU) scheme was employed. EnOI-IAU generally reproduces the spatial pattern of SST and low-clouds. However, the simulated cloud fraction/liquid water path are underestimated while the SST is overestimated in stratocumulus regimes, especially in the subtropical East Pacific and South Ocean. It is partly because the unrealistic air-sea interaction dominates these regions that the underestimated stratocumulus allows more input of incoming shortwave flux ( $20 \text{ W/m}^2$ ). The deficient stratocumulus is highly related to the unrealistic vertical structure of Atmospheric Boundary Layer (ABL), in which the moisture, temperature and vertical heat transports concentrate at the surface layer. Our results imply that stratocumulus and ABL be important in DecPreS. Clarifying the importance of ABL and stratocumulus will provide a possible way to improve the DecPreS.

**Key words:** near-term prediction; Coupled GCM; SST; Stratocumulus; Atmospheric boundary layer.

---

\* **Foundation item:** Project supported by the R&D Special Fund for Public Welfare Industry (Meteorology) “Development and research of ensemble decadal climate prediction system based on global climate models FGOALS-s, CAMS and CESM”; The National Natural Science Foundation of China “The role of cloud feedback in Air-Sea interaction over east asian-northwestern pacific ocean region and its simulating uncertainties” (No. 41405103).

**First author:** Zhun Guo (1983-), male, Yiyang City, Henan Province, Associate Professor. Research areas include cloud physics, cloud-climate interaction. **E-mail:** guozhun@lasg.iap.ac.cn