0577-6619/2009/67(6)-1101-12 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

CAM3 模式海气湍流通量参数化的改进及其应用*

李忠贤 孙照渤 陈海山 倪东鸿
LI Zhongxian SUN Zhaobo CHEN Haishan NI Donghong

南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室，南京，210044
Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, *China*
2008-07-17 收稿，2009-02-28 改回.

Li Zhongxian, Sun Zhaobo, Chen Haishan, Ni Donghong. 2009. Improvement of sea surface turbulent fluxes parameterization scheme in CAM3 and its impact on climate simulation. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(6): 1101－1112

Abstract The parameterization scheme of sea surface turbulent fluxes in CAM3 (Community Atmosphere Model Version 3) was improved by the parameterization for wind gustiness, which considers the contribution to sea surface fluxes by the boundary free convective and precipitation convective. The new parameterization scheme is named CAM3 ME (Mesoscale Enhancement) scheme. Using the observational SST data, the interannual variability of the general circulation was simulated by the CAM3 model with the original parameterization scheme and the ME of sea surface turbulent fluxes. Results show that the CAM3 ME scheme simulates the interannual variability of winter (DJF) and summer (JJA) general circulation more reasonable than the original scheme, especially over North Pacific and North America in winter (DJF) and over the southern hemisphere oceans in summer (JJA).
Key words CAM3 model, Sea surface turbulent fluxes parameterization, Climate simulation

摘 要 通过对流性阵风参数化方法，在 CAM3 原有海气湍流通量参数化方案(CAM3 方案)中引入边界层自由对流和降水深对流对海表湍流通量的贡献，改进了 CAM3 模式的海气湍流通量参数化方案(CAM3 ME 方案)。在此基础上，利用观测海温积分改进的 CAM3 模式，分析改进模式对冬(DJF)、夏季(JJA)大气环流异常的模拟性能。结果表明，采用改进的海气湍流通量参数化方案，模式对冬(DJF)、夏季(JJA)大气环流异常年际变化的模拟能力有了很大提高，尤其是冬季(DJF)北太平洋和北美大陆地区以及夏季(JJA)南半球海洋上空。
关键词 CAM3 模式，海气湍流通量参数化，气候模拟
中图法分类号 P435

1 引 言

地球表面热通量直接决定着大气环流运动(张强等，2001)，因此，海表通量模拟的准确性将在很大程度上决定大气环流模式对大气环流和气候变化的模拟水平。大尺度数值模式中，海表湍流通量参数化通常采用整体空气动力学方法。该方法基于 Monin-Obukhov 相似理论，假定在网格尺度上参数是水平均匀的。其实大尺度模式中每个网格内的风速并不一定是水平均匀的，在网格内可能由于中尺度对流运动而产生风速的水平变化(阵风)。产生阵风的中尺度对流运动主要有边界层自由对流和降水深对流两类物理过程，它们的时空尺度和对流类型各不相同，往往将这两种对流活动的参数化分开处理(Gaynor, et al, 1979; Johnson, et al, 1983; Young, et al, 1995; Jabouille, et al, 1996; Saxen, et al, 1998)。

* 资助课题：国家自然科学基金项目(40905045)，教育部留学回国人员科研启动基金项目，江苏省“六大人才高峰”计划资助项目，江苏省气象灾害重点实验室资助项目(KLME05001)和江苏省高校自然科学基础研究面上项目(07KJB170067)。
作者简介：李忠贤，主要从事海气相互作用、短期气候预测等方面研究。E-mail: lizhongxian@nuist.edu.cn

对于晴空对流,边界层底部加热产生上升运动是贯穿整个边界层湍流输送的原因。Dupuis 等(1997)提出通过在零风速时直接增大湍流交换系数 C_θ、C_q 值的方法来处理自由对流运动引起的表面湍流通量的增加。Stull(1994)提出直接用代表边界层对流强度的自由对流速度尺度 w_*(Deardorff,1970)和推广的整体湍流交换系数取代平均风速及经典的整体输送系数来计算表面湍流通量。然而,这种方法在中等风速和大风速条件时不能适用。另一种方法是假设模式网格内的水平风速的非均匀变化可以用对流运动的强度来表示,这样就可以对平均风速进行修正。根据此方法,Godfrey 等(1991)提出,用自由对流速度尺度 w_* 和一个经验参数 β 来表示这种中尺度对流运动对平均风速的影响。

Jabouille 等(1996)提出将降水深对流引起的次网格水平风速变化(对流性阵风)与对流强度联系起来,并指出降水深对流引起的风速增加通常在 3 m/s左右。因此,在 UAGM 气候模式中,将降水深对流运动产生的表面平均风速增加直接考虑为 3 m/s(Louis,et al,1982;Wang,et al,2002)。Emmanuel 等(1999)提出用云底上曳气流质量通量来参数化这种降水深对流运动引起的水平风速变化。Redelsperger 等(2000)提出,应该用对流降水强度或者云底上曳气流质量通量来参数化表示降水深对流引起的对流性阵风。Zeng 等(2002)提出,需要综合考虑边界层内自由对流运动和降水深对流运动引起的总对流性阵风对表面平均风速的影响,降水深对流运动引起的对流性阵风可以利用对流降水强度或者层云覆盖量来参数化表示。

观测资料分析(Ledvina,1993;Esbensen,et al,1996)表明,由中尺度对流运动引起的月平均海面热通量约占总量的 10%,在赤道西太平洋暖池和其他主要降水带,当风速较弱且多变时,甚至可占总量的 30%以上。Miller 等(1992)利用 ECMWF 模式进行研究,结果表明,考虑自由对流运动对表面通量的影响后,模式对印度夏季风环流和热带降水分布的模拟都有很好的改进。尽管人们很早就认识到中尺度对流运动对海表湍流通量具有重要影响,但是由于大气环流模式一般很难直接考虑这种次网格尺度的影响,所以很少有大气环流模式系统考虑这种影响。

针对这一问题,本文拟以 CAM3 模式为基础,通过对流性阵风参数化的方法,在其海气湍流通量参数化中综合考虑边界层自由对流和降水深对流运动对海表湍流通量的贡献,以达到改进 CAM3 模式中海气湍流通量参数化方案的目的。在此基础上,分析海气湍流通量参数化改进对 CAM3 模式气候模拟能力的影响。

2 CAM3 海气湍流通量参数化方案简介及其改进

CAM3 模式中海气界面的湍流通量计算采用整体空气动力学方法(Collins,et al,2004),即

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho C_D U^2 \tag{1}$$

$$H = -\rho c_p u_* \theta_* = -\rho c_p C_H (\theta_a - \theta_s) U \tag{2}$$

$$E = -\rho L_e u_* q_* = -\rho L_e C_E (q_a - q_s) U \tag{3}$$

其中:H 为感热通量;E 为潜热通量;τ 为由上向下的动量通量;L_e 为蒸发潜热;ρ、θ_a 和 q_a 分别为模式最底层大气的空气密度、位温和比湿;U 为模式最底层大气的水平风速;θ_s 和 q_s 分别为海表面温度 T_s 的位温和饱和比湿;c_p 为空气定压比热;C_D、C_H、C_E 分别是动量、感热和潜热通量的整体交换系数,依赖于大气稳定度和动量、热量以及水汽粗糙度长度。

$$C_D = \kappa^2 [\ln(\frac{z}{z_0}) - \Psi_m]^{-2} \tag{4}$$

$$C_H = \kappa^2 [\ln(\frac{z}{z_0}) - \Psi_m]^{-1} [\ln(\frac{z}{z_{0h}}) - \Psi_h]^{-1} \tag{5}$$

$$C_E = \kappa^2 [\ln(\frac{z}{z_0}) - \Psi_m]^{-1} [\ln(\frac{z}{z_{0q}}) - \Psi_h]^{-1} \tag{6}$$

其中:Ψ_m、Ψ_h 为动量和标量(位温和湿度)稳定度函数,表达式为

$$\Psi_m = \ln\frac{1+x^2}{2} + \ln(\frac{1+x}{2})^2 - 2\mathrm{arctg}x + \frac{\pi}{2} \tag{7}$$

$$\Psi_h = 2\ln(\frac{1+x^2}{2}) \tag{8}$$

其中 $x=(1-16\frac{z}{L})^{\frac{1}{4}}$。

海表面的动量粗糙度长度为

$$z_0 = 10\exp[-\kappa(C_1 u_{10m}^{-1} + C_2 + C_3 u_{10m})^{1/2}] \tag{9}$$

式中,u_{10m} 为 10 m 高度处的中性层结风速;$C_1 = 0.0027$;$C_2 = 0.000142$;$C_3 = 0.0000764$。而热量和水汽粗糙度 z_{0T}、z_{0q} 则取为

$$\begin{aligned} z_{0T} &= 2.2\times10^{-9}\,\mathrm{m} \quad \frac{z}{L} > 0 \\ z_{0T} &= 4.9\times10^{-5}\,\mathrm{m} \quad \frac{z}{L} < 0 \\ z_{0q} &= 9.5\times10^{-5}\,\mathrm{m} \end{aligned} \tag{10}$$

同时考虑海水盐度对水汽压的影响,$q_s = 0.98 \cdot q_{sat}(T_s)$。式中:$T_s$ 是海水表面温度;$q_{sat}(T_s)$ 为 T_s 的纯水饱和比湿。并设定模式最底层大气的最低风速为 1 m/s,即 $u = \max[(u_x^2 + u_y^2)^{1/2}, 1]$。

许多研究表明中尺度对流运动对海表湍流通量具有明显的增强效应,但是目前 CAM3 模式中并未考虑这种效应。中尺度对流运动对海表湍流通量的影响,通常是通过直接修正整体交换系数或者通过对流性阵风参数化等方法来实现的。在实际应用中,前一种方法难以作为参数化方案来应用(张强等,2001);后一种方法是假设网格内水平风速的非均匀变化可以用对流性阵风来表示,利用对流性阵风对"中尺度对流运动影响海表湍流通量的效果"进行参数化,并通过对表面风速的修正将中尺度运动的影响引入到了数值模式中,即在式(2)、(3)中将表面风速 U 更换为 S,式(1)中 U^2 更换为 US。其中,$S = \sqrt{U^2 + U_g^2}$,U_g 为中尺度对流运动引起的对流性阵风。该方法已被广泛应用到大尺度数值模式的海气湍流通量参数化方案中(Brunke,et al,2003)。目前大尺度数值模式通常仅考虑边界层自由对流对海表湍流通量的影响。Zeng 等(2002)提出了一种综合考虑边界层自由对流和降水深对流运动对海表湍流通量增强作用的参数化方法。即中尺度对流运动引起的对流性阵风表示为:$U_g = \sqrt{U_{gb}{}^2 + U_{gr}{}^2}$,其中 U_{gb} 和 U_{gr} 分别为由边界层自由对流和降水深对流运动引起的对流性阵风。参照 Zeng 等(2002)提出的参数化方法,本文将上述两种对流运动对海表湍流通量的贡献引入到 CAM3 海气湍流通量参数化方案中。在模式积分过程中,当模式网格点上最低层大气处于不稳定状态时,取 $U_g = \sqrt{U_{gb}{}^2 + U_{gr}{}^2}$;当模式最低层大气处于稳定状态时,取 $U_g = 0$。

晴空对流时,边界层底部加热产生的上升运动是贯穿整个边界层湍流输送的原因,而对流边界层的输送过程与对流强度有关,后者可用 w_* 表示自由对流速度尺度,所以自由对流运动引起的对流性阵风可表示为

$$U_{gb} = \beta w_* = \beta\left(-g\frac{z_i}{\theta_v} \cdot \overline{w'\theta'_v}\right)^{1/3}$$

其中 $\overline{w'\theta'_v}$ 是海表湍流浮力通量(感热通量);g 是重力加速度;θ_v 是模式最底层大气的虚位温;z_i 是对流边界层厚度,通常取为 1000 m;根据 Mondon 等(1998)、Redelsperger 等(2000)的研究结果,经验比例系数 β 值取为 0.65。对于降水深对流运动引起的次网格水平风速变化,通常将其与对流降水强度、云底下曳气流质量通量或者积云含量等联系起来。本文采用 Redelsperger 等(2000)提出的方法,即利用对流降水强度来表示深对流引起的水平风速变化,$U_{gr} = \lg(1 + 67R - 0.48R^2)$。$R$ 为对流降水强度(单位:cm/d),是 CAM3 模式的预报量。其他部分与 CAM3 模式中海气湍流通量参数化原方案一致,未作特别处理。在 CAM3 模式原有海气湍流通量参数化方案的基础上,引入了中尺度对流运动对海表湍流通量的增加作用,将改进方案命名为 CAM3 ME(Mesoscale Enhancement)方案,简称为"ME 方案"。

利用模式携带的 9 月 1 日大气初始场以及 1979 年 1 月至 2001 年 8 月逐月观测海温资料,对 CAM3 模式进行两组积分试验,比较海气湍流通量参数化改进前、后模式气候模拟性能的差异。两组积分试验的唯一差别是,海气湍流通量参数化分别采用 CAM3 模式原方案(CAM3 方案)和 ME 方案。

所用观测资料为欧洲中期天气预报中心再分析资料(ERA40),包括 1979 年 1 月至 2001 年 8 月逐月海平面气压场以及各标准等压面上的位势高度场。文中冬季和夏季分别指北半球冬季(DJF)和北半球夏季(JJA)。

3 冬、夏季海平面气压场气候平均态的模拟

3.1 冬季平均海平面气压场的模拟

比较模拟结果与再分析资料的差值(图 1b、1c)可以发现,在阿留申低压附近至北太平洋副热带高压、亚速尔高压一带,模式模拟的海平面气压偏高于观测资料,而北太平洋、北美和北大西洋以北的北极附近,模拟的海平面气压偏低于观测资料。由 ME 方案与 CAM3 方案的差值分布(图 1d)可知,ME 方案模拟的北太平洋和北大西洋海平面气压比 CAM3 方案有明显的改进。ERA40 再分析资料中冬季阿留申低压区域(45°—60°N,160°E—160°W)平均的海平面气压为 1000 hPa,CAM3 方案、ME 方案模拟的该区域海平面气压分别为 1004、999 hPa,

可见 ME 方案能更好地模拟冬季阿留申低压的强度。ERA40 再分析资料中冬季西风漂流区(30°—45°N ,140°E—120°W)平均的海平面气压为 1012 hPa,CAM3 方案、ME 方案模拟的该区域海平面气压分别为 1019、1015 hPa。CAM3 方案和 ME 方案模拟的冬季冰岛低压区域(60°—65°N ,20°—60°W)平均的海平面气压分别为 994 和 996 hPa,再分析资料中冰岛低压海平面气压为 999 hPa,可见 ME 方案模拟的结果更接近再分析资料。此外,ME 方案模拟的南极大陆上的海平面气压比 CAM3 方案更接近再分析资料,再分析资料显示南极大陆(65°—90°S)区域平均的海平面气压为 991 hPa,CAM3 方案、ME 方案模拟的该区域海平面气压分别为 996、994 hPa。上述分析表明,与 CAM3 方案相比,ME 方案能更合理地模拟出冬季北太平洋和北大西洋区域的分布特征。

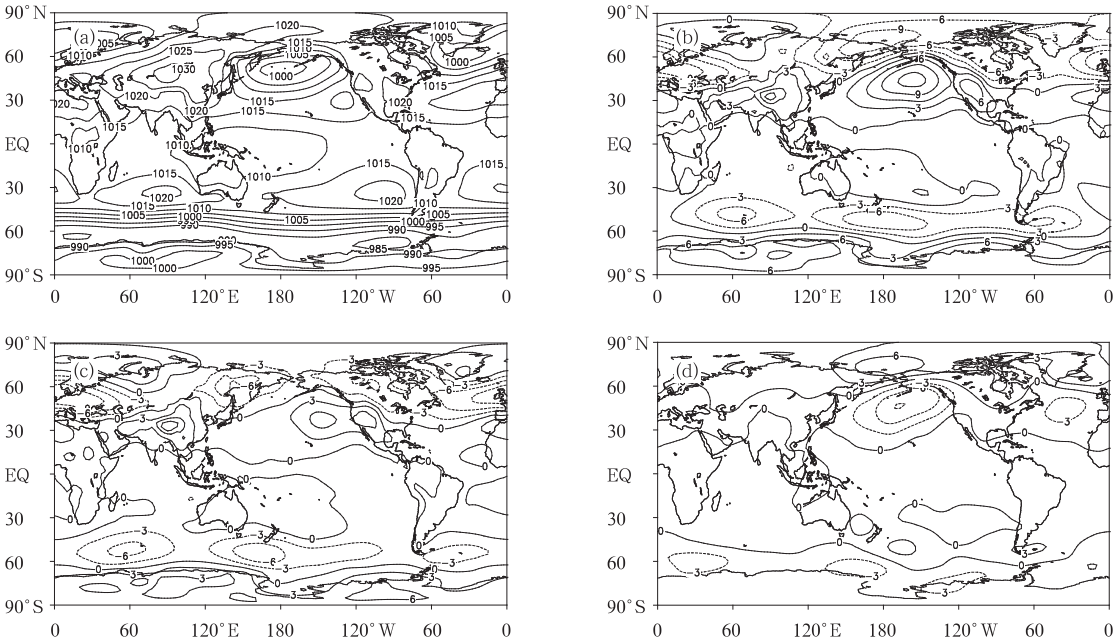


图 1 ERA40 再分析资料冬季平均海平面气压场(a)以及 CAM3 方案模拟结果与 ERA40 再分析资料的差异(b)、ME 方案模拟结果与 ERA40 再分析资料的差异(c)和 ME 方案模拟结果与 CAM3 方案模拟结果的差异(d)(单位:hPa)

Fig. 1 (a) The DJF mean sea level pressure from ERA40 reanalysis data, and the differences between (b) CAM3 and ERA40 reanalyses, (c) ME and ERA40 reanalyses, and (d) ME and CAM3 (units: hPa)

3.2 夏季平均海平面气压场的模拟

由图 2b、2c 可见,模式基本上能够模拟出夏季海平面气压的空间分布特征,但模拟的南北半球副热带高压均比观测资料偏高,而模拟的南极大陆上的海平面气压要低于观测资料。由 ME 方案与 CAM3 方案的差值分布(图 2d)可以看出,ME 方案对夏季(JJA)南印度洋、澳大利亚高压和南极大陆海平面气压的模拟效果比 CAM3 方案有所改善。在 ERA40 再分析资料以及 CAM3 方案和 ME 方案的模拟结果中,南印度洋(35°—65°S,0°—90°E)区域平均的海平面气压依次为 1003、996 和 999 hPa;ERA40 再分析资料中澳大利亚高压区域(25°—35°S,120°—150°E)平均的海平面气压为 1020 hPa,CAM3 方案、ME 方案模拟的海平面气压分别为 1024、1022 hPa;ERA40 再分析资料、CAM3 方案和 ME 方案模拟的夏季(JJA)南极大陆区域(65°—90°S,0°—90°E—180°)平均的海平面气压分别是 998、988 和990 hPa。

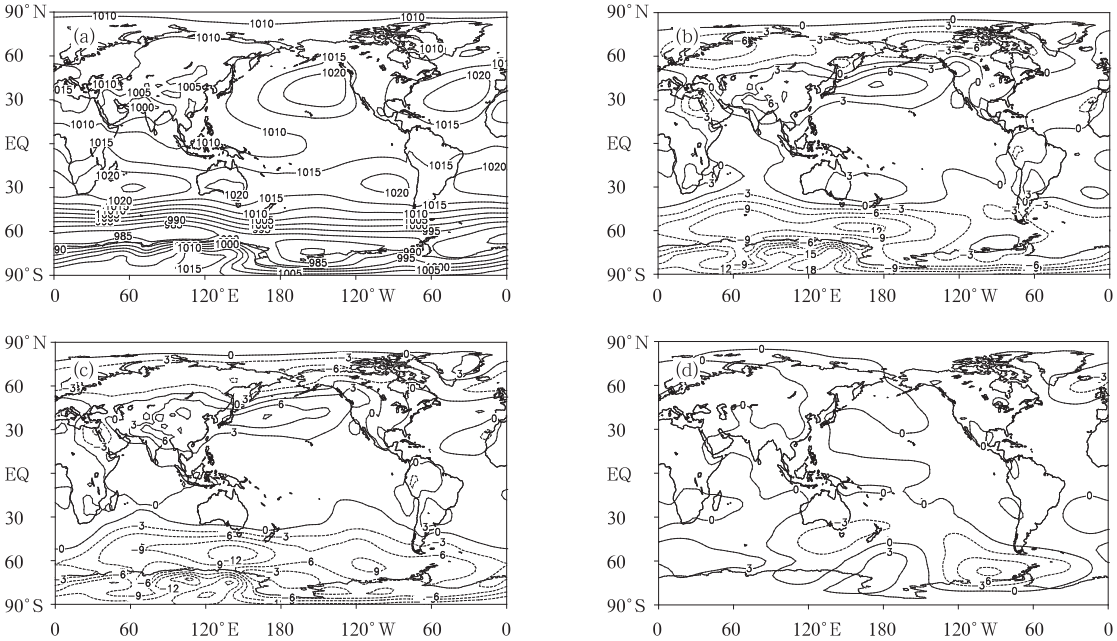


图 2 同图 1,但为夏季

Fig. 2 Same as Fig. 1 but for summer (JJA)

4 冬季(DJF)大气环流异常年际变化的数值模拟

4.1 海平面气压场

图 3 给出了 CAM3 方案和 ME 方案模式模拟的冬季海平面气压与 ERA40 再分析资料的相关系数分布(为了更清楚比较两种方案模拟结果的显著差异,本文只画出了相关系数不小于 0.3 的等值线,下同)。由图 3 可以看出,ME 方案模拟的西太平洋海平面气压年际变化好于 CAM3 方案,与 ERA40 再分析资料的相关系数达 0.9(图 3b),而 CAM3 方案模拟的冬季西太平洋海平面气压与 ERA40 再分析资料的相关系数为 0.8(图 3a)。由图 3 还可以看到,ME 方案模拟的北太平洋、北美地区以及热带大西洋海平面气压更接近 ERA40 再分析资料,尤其是热带大西洋。CAM3 方案模拟的热带大西洋海平面气压与观测资料的相关系数低于 0.3,说明两者相关不显著;ME 方案模拟的结果与观测资料的相关系数超过了 0.4,最大相关系数为 0.6,通过 0.01 的显著性水平检验。

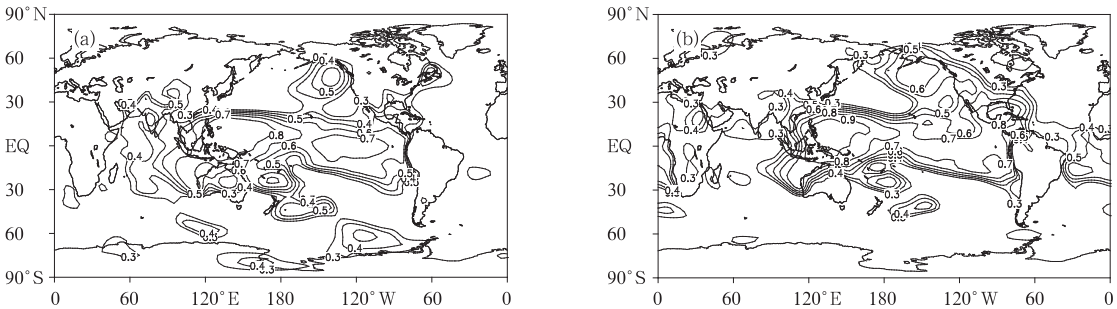


图 3 ERA40 资料冬季海平面气压与模式模拟结果的相关系数(a. CAM3 方案模拟, b. ME 方案模拟)

Fig. 3 Correlation coefficients of winter sea level pressure between ERA40 data and model simulations (a. CAM3 scheme simulation, b. ME scheme simulation)

4.2 500 hPa 位势高度场

图 4 给出了模式模拟与 ERA40 再分析资料冬季 500 hPa 位势高度场的相关系数分布。对比图 4a 与 4b 可见,ME 方案模拟的冬季北太平洋至北美地

区 500 hPa 位势高度异常年际变化明显好于 CAM3 方案。在北美大陆上,CAM3 方案模拟的 500 hPa 位势高度与 ERA40 再分析资料的相关系数基本在 0.3 以下,而 ME 方案模拟的 500 hPa 位势高度与 ERA40 再分析资料的相关系数基本都超过了 0.5,最大可达 0.7。在北太平洋上,CAM3 方案模拟的 500 hPa 位势高度与 ERA40 再分析资料相关性较好的区域位于东北太平洋;而 ME 方案模拟的结果与 ERA40 再分析资料相关性在北太平洋区域都较显著,两者的相关系数可达 0.7。此外,ME 方案模拟的南美洲北部、热带大西洋和非洲大陆 500 hPa 位势高度与再分析资料的相关性也明显高于 CAM3 方案的模拟结果。ME 方案模拟的冬季 500 hPa 位势高度与 ERA40 再分析资料的相关系数在北太平洋至北美地区形成四个高值中心,分别位于北太平洋副热带地区、东北太平洋地区、北美西北部和北美南部,类似于 PNA 遥相关型的空间结构。这说明 ME 方案对 PNA 遥相关型的模拟优于 CAM3 方案。

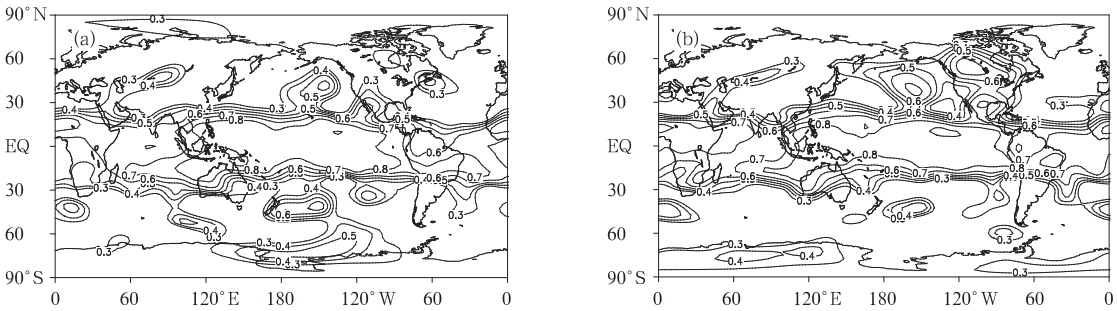


图 4 ERA40 再分析资料冬季 500 hPa 位势高度场与模式模拟结果的相关系数

(a. CAM3 方案模拟, b. ME 方案模拟)

Fig. 4 Correlation coefficients of winter 500 hPa geopotential height between ERA40 data and model simulations

(a. CAM3 scheme simulation, b. ME scheme simulation)

4.3 200 hPa 位势高度场

由模式模拟的冬季 200 hPa 位势高度场与 ERA40 再分析资料的相关系数分布(图略)可见,在热带印度洋和热带太平洋上空,ME 方案对 200 hPa 位势高度异常年际变化的模拟能力明显优于 CAM3 方案。在印度洋和西太平洋上空,ME 方案模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数超过了 0.8;在印度洋和西太平洋上空,CAM3 方案模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数为 0.7,且 160°E—180°的相关系数仅为 0.5 左右。ME 方案模拟的南美洲北部 200 hPa 位势高度异常年际变化也好于 CAM3 方案。此外,CAM3 方案对北太平洋和北美中高纬度冬季 200 hPa 位势高度场的模拟能力较差;ME 方案对上述地区冬季 200 hPa 位势高度异常年际变化的模拟能力有明显提高,ME 方案模拟的阿留申群岛以南中纬度地区 200 hPa 位势高度异常与 ERA40 再分析资料的相关系数达 0.7,通过了 0.001 的显著性水平检验,说明 ME 方案对冬季北太平洋和北美中高纬度地区对流层上层的模拟效果比 CAM3 方案有较大提高。

4.4 阿留申低压强度异常的年际变化

阿留申低压是冬季北半球低层大气环流的重要大气活动中心,阿留申低压的强弱变化对气候变化具有重要的影响(Chen, et al, 1992; Lau, 1997)。图 5 为模式模拟和 ERA40 再分析资料冬季(45°—60°N, 160°E—160°W)区域阿留申低压海平面气压

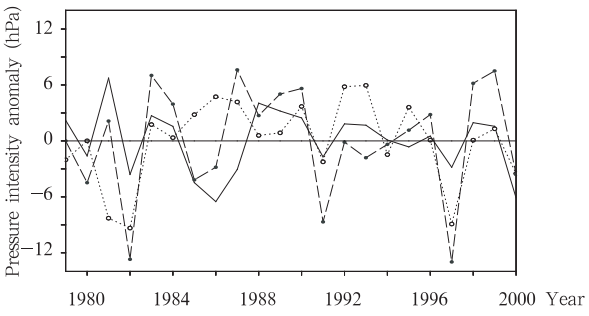


图 5 冬季(DJF)阿留申低压强度距平的年际变化

(实线:ERA40 资料; 点线:CAM3 方案模拟; 虚线:ME 方案模拟; 单位:hPa)

Fig. 5 Interannual variations of winter (DJF) Aleutian low pressure intensity anomaly (hPa)

(solid line: ERA40 data; dot line: CAM3 scheme simulation; dash line: ME scheme simulation)

距平的年际变化。由图 5 可见,ME 方案模拟的冬季阿留申低压强度距平的年际变化比 CAM3 方案更接近 ERA40 再分析资料。ME 方案模拟的阿留申低压与 ERA40 再分析资料的相关系数为 0.564,通过了 0.01 的显著性水平检验,而 CAM3 方案模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数仅为 0.02。由此可见,CAM3 方案对冬季阿留申低压强度异常的模拟结果较差,而 ME 方案则能较好地模拟出冬季阿留申低压强弱的年际变化。

许多研究指出,冬季北太平洋的海气相互作用主要表现为大气对海洋的强迫作用(Zhou,et al,2002;Kushnir,et al,2002),而海洋对大气存在反馈作用。鉴于本文是利用海温观测资料驱动大气环流模式以期分析模式对大气环流异常的模拟能力的事实,所以下文侧重探讨冬季海洋对大气的加热作用。

钱诚等(2006)认为,北太平洋区域(30°—50°N,160°E—150°W)的凝结加热与阿留申低压的强度变化存在显著正相关关系,北太平洋低层辐合上升水汽凝结释放的加热增多使阿留申低压强度加强。而海表潜热通量变化将直接影响其上层大气的水汽凝结加热状况,根据 ERA40 再分析资料计算结果,冬季阿留申低压强度与北太平洋区域海表潜热通量的相关系数为−0.645,通过了 0.001 的显著性水平检验。这说明冬季北太平洋海表潜热通量变化与阿留申低压强度变化具有密切联系。ME 方案对阿留申低压强度年际变化模拟的改进可能是由于模式对北太平洋区域海表潜热通量模拟能力的提高而造成的。从模拟与观测的冬季北太平洋区域海表潜热通量距平的年际变化(图 6)可见,ME 方案对上述区域海表潜热通量年际变化的模拟水平比 CAM3 方案有较大提高,ME 方案模拟的北太平洋海表潜热通量异常与观测资料的相关系数为 0.513,通过了 0.02的显著性水平检验,而 CAM3 方案模拟的该区域海表潜热通量与观测资料的相关系数仅为0.398,未通过 0.05 的显著性水平检验。由此可见,ME 方案对北太平洋海表潜热通量异常模拟水平的提高,可能是导致阿留申低压强度异常模拟效果得到改进的一个重要原因。

从模式模拟的(45°—60°N, 160°E—160°W)区域阿留申低压不同等压面上位势高度距平与 ERA40 再分析资料相关系数的垂直分布(图 7)可见,CAM3方案模拟的冬季阿留申低压位势高度距平与 ERA40 再分析资料的相关系数,从对流层底部到平流层底部均为 0.1 左右,表明 CAM3 方案对阿留申低压位势高度异常年际变化的模拟能力较差;而 ME 方案模拟的阿留申低压位势高度距平与 ERA40 再分析资料的相关程度有了明显提高,

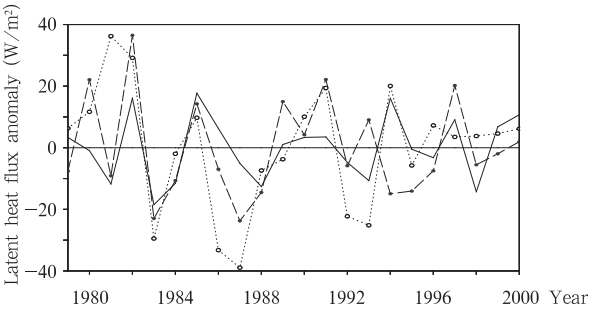


图 6 冬季(DJF)北太平洋潜热通量距平的年际变化

(实线:ERA40 资料;点线:CAM3 方案模拟;虚线:ME 方案模拟;单位:W/m²)

Fig. 6 Interannual variations of winter (DJF) latent heat flux anomaly (W/m²) in North Pacific (solid line: ERA40 data; dot line: CAM3 scheme simulation; dash line: ME scheme simulation)

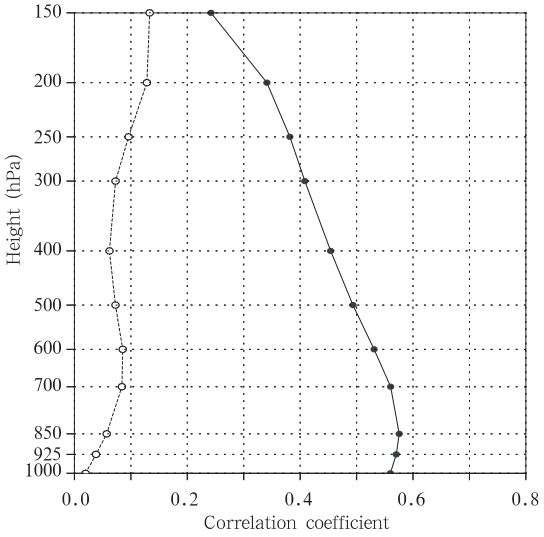


图 7 CAM3 方案(虚线)及 ME 方案(实线)模拟的冬季(DJF)阿留申低压位势高度距平与 ERA40 再分析资料相关系数的垂直分布

Fig. 7 Vertical correlation coefficient distributions of Winter (DJF) geopotential height anomaly of eutian low pressure between ERA40 data and CAM3 scheme (dash line), and ME scheme simulations (solid line)

1000—300 hPa 两者相关系数均超过 0.4,特别是在 500 hPa以下,相关系数大于 0.5,通过了 0.02 的显著性水平检验,可见 ME 方案能够较好地模拟出各标准等压面上阿留申低压位势高度异常的年际变化。

4.5 500 hPa 上 PNA 遥相关型的年际变化

PNA 遥相关型是低纬度海洋-大气环流异常影响中高纬度大气环流异常的重要途径。那么,CAM3 模式对 PNA 遥相关型的模拟能力如何呢?ME 方案对 PNA 遥相关型的模拟是否有所提高?下面将具体分析模式模拟的 500 hPa 位势高度场上 PNA 遥相关型指数的年际变化。

Horel 等(1981)定义了 PNA 遥相关型指数,即

$$I_{\mathrm{PNA}} = \frac{1}{4}[Z^*_{(20°\mathrm{N},160°\mathrm{W})} - Z^*_{(45°\mathrm{N},165°\mathrm{W})} + Z^*_{(55°\mathrm{N},115°\mathrm{W})} - Z^*_{(30°\mathrm{N},85°\mathrm{W})}]$$

式中:上标“*”表示标准化距平值。由图 8 可看出,虽然 CAM3 方案基本模拟出 PNA 遥相关强度和位相的年际变化,但是 CAM3 方案对 20 世纪 80 年代 PNA 遥相关型的模拟效果较差,而 ME 方案能较好地模拟出该时期的 PNA 遥相关型变化。ME 方案模拟的 PNA 遥相关型指数与 ERA40 再分析资料的相关系数为 0.791,通过了 0.001 的显著性水平检验。CAM3 方案模拟的 PNA 遥相关型指数与 ERA40 资料的相关系数仅为 0.436,通过了 0.05 的显著性水平检验。显然,ME 方案比 CAM3 方案能更好地模拟出 PNA 遥相关型的年际变化特征。

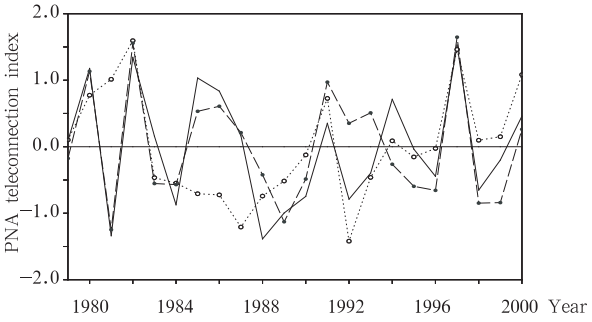


图 8 模式模拟和 ERA40 再分析资料的冬季(DJF)PNA 遥相关型指数年际变化

(实线:ERA40 再分析资料;点线:CAM3 方案模拟结果;虚线:ME 方案模拟结果)

Fig. 8 Interannual winter (DJF) PNA teleconnection index from observations and simulations

(solid line: ERA40 data; dot line: CAM3 scheme simulation; dash line: ME scheme simulation)

5 夏季(JJA)大气环流异常年际变化的数值模拟

5.1 海平面气压场

图 9 为模式模拟的夏季海平面气压与 ERA40 再分析资料的相关系数分布。对比图 9a 和 9b 可见,ME 方案模拟的赤道地区海平面气压异常变化更接近观测资料,特别是在赤道西太平洋,ME 方案模拟的夏季海平面气压与观测资料的相关系数超过了 0.5,而CAM3方案模拟结果与观测资料的相关系数不足 0.3。CAM3 方案模拟的夏季南北半球中高纬度海平面气压异常与再分析资料的相关性较差,ME 方案模拟的夏季北美北部地区海平面气压变化比 CAM3 方案有改进,与再分析资料的相关系数为 0.5 左右;同时,ME 方案模拟的夏季 30°S 以南的南半球中高纬度地区海平面气压变化与再分析资料有较好的相关性,靠近南极大陆的南太平洋高纬度地区的相关系数可达 0.6—0.7。由此可见,

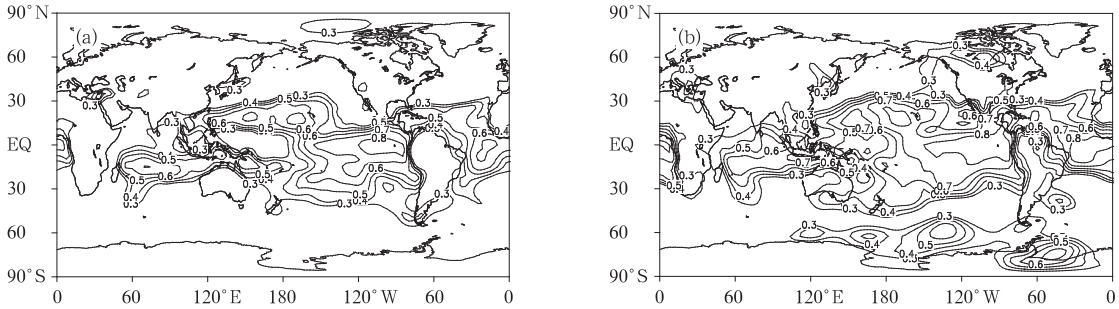


图 9 ERA40 资料夏季海平面气压与模式模拟结果的相关系数(a. CAM3 方案模拟, b. ME 方案模拟)

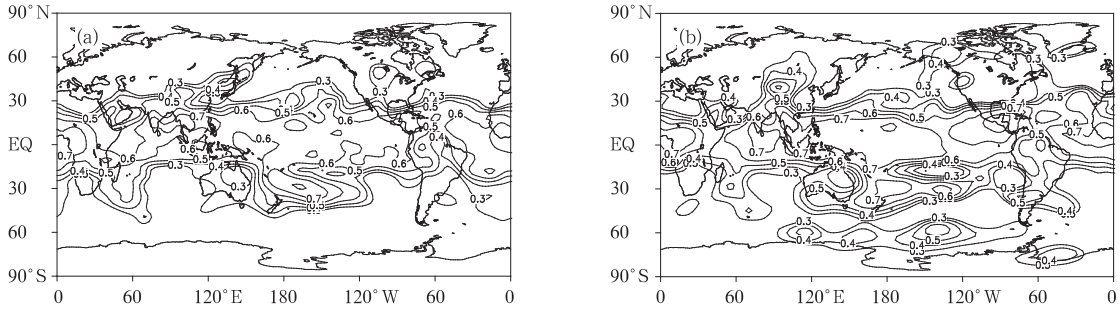
Fig. 9 Correlation coefficients of summer sea level pressures in the ERA40 data and model simulations

(a. CAM3 scheme simulation, b. ME scheme simulation)

ME 方案比 CAM3 方案能更好地模拟热带和南半球中高纬度大气环流的年际变化。

5.2 500 hPa 位势高度场

图 10 为模式模拟的夏季 500 hPa 位势高度场与 ERA40 再分析资料的相关系数分布。对比图 10a 和 10b 可以发现,在赤道附近,CAM3 方案模拟结果与再分析资料的相关系数为 0.6 左右,而 ME 方案模拟结果与再分析资料的相关系数为 0.7—0.8。在图 10a 中,澳大利亚和南太平洋 60°S 附近的值基本小于 0.3,而图 10b 中相应区域的值为 0.4—0.5。由相关系数的大小可以看出,ME 方案对热带地区、南太平洋和澳大利亚附近夏季 500 hPa位势高度年际变化的模拟能力强于 CAM3 方案。



10 ERA40 资料夏季 500 hPa 位势高度场与模式模拟结果的相关系数(a. CAM3 方案模拟, b. ME 方案模拟)

Fig. 10 Correlation coefficients of summer 500 hPa geopotential heights in the ERA40 data and model simulations (a. CAM3 scheme simulation, b. ME scheme simulation)

5.3 200 hPa 位势高度场

模式模拟的夏季 200 hPa 位势高度与 ERA40 再分析资料的相关系数分布(图略)表明,ME 方案对热带地区夏季 200 hPa 位势高度年际变化的模拟能力优于 CAM3 方案。在热带中东太平洋、南美北部和热带大西洋地区,CAM3 方案模拟的夏季 200 hPa位势高度与 ERA40 再分析资料的相关系数为 0.7 左右,而 ME 方案模拟结果与再分析资料的相关系数达 0.8 左右。此外,ME 方案比 CAM3 方案能更好地模拟澳大利亚地区上空 200 hPa 位势高度异常的年际变化。此外,CAM3 方案对南半球高纬地区位势高度异常的模拟能力较弱,而 ME 方案的模拟结果有较大程度改善。

5.4 澳大利亚高压和马斯克林高压强度异常的年际变化

夏季澳大利亚高压和马斯克林高压是南半球低层大气环流的重要环流系统。Tao 等(1987)认为,澳大利亚高压是东亚夏季风的主要成员。黄士松等(1987,1988)利用观测资料分析表明,马斯克林高压也是东亚夏季风系统的关键成员。因此,澳大利亚高压和马斯克林高压的强度变化对南北半球大气环流相互作用起着十分重要的作用。据此,下面分析模式模拟的夏季马斯克林高压(25°—35°S,40°—90°E)和澳大利亚高压(25°—35°S,120°—150°E)的强度异常年际变化情况。

由 1979—2001年夏季澳大利亚高压和马斯克林高压强度距平的年际变化曲线(图 11)可见,夏季澳大利亚高压和马斯克林高压强度的年际变化特征非常显著。对比图 11a 和 11b 中的实线(ERA40 再分析资料)可以看到,澳大利亚高压和马斯克林高压强度的年际变化关系非常密切,两者的相关系数为 0.581,通过了 0.01 的显著性水平检验,说明夏季澳大利亚高压与马斯克林高压强度年际变化确实存在密不可分的内在联系。夏季澳大利亚高压偏强年份,马斯克林高压也易偏强;反之亦然。CAM3 方案模拟的澳大利亚高压与马斯克林高压强度异常的相关系数为−0.146,与观测事实不符;而 ME 方案模拟的澳大利亚高压与马斯克林高压强度异常的相关系数为 0.534,通过了 0.01 的显著性水平检验。观测资料和 ME 方案模拟结果均表明,夏季澳大利亚高压与马斯克林高压年际变化的相关性非常显著;而 CAM3 方案未能模拟出这种密切关系。ME 方案模拟的夏季澳大利亚高压与 ERA40 再分析资料的相关系数为0.385;CAM3方案模拟的夏季澳

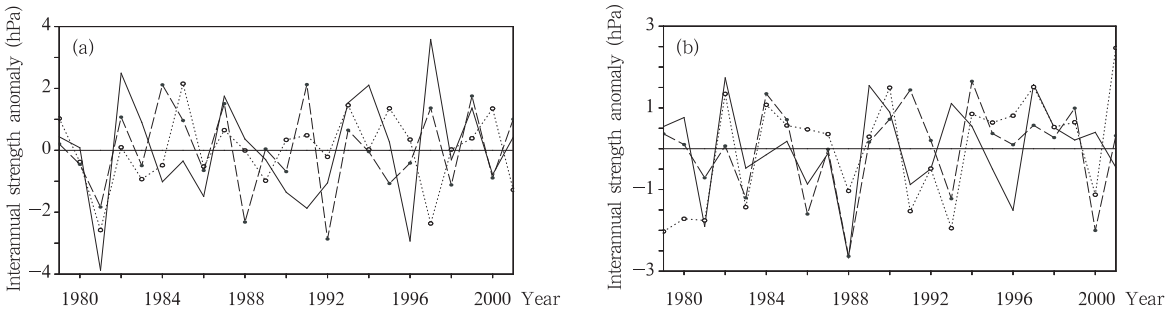


图 11 1979—2001 年夏季(JJA)澳大利亚高压(a)和马斯克林高压(b)强度距平的年际变化

(单位:hPa;实线为 ERA40 再分析资料;点线为 CAM3 方案模拟结果;虚线为 ME 方案模拟结果)

Fig. 11 Interannual strength anomalies of JJA Australian High (a) and Mascarene High (b) in 1979—2001

(solid line for ERA40 data; dot line for CAM3 scheme simulation; dash line for ME scheme simulation; units: hPa)

大利亚高压与 ERA40 再分析资料的相关系数仅为 0.062。ME 方案模拟的夏季马斯克林高压与 ERA40 再分析资料的相关系数为0.364;CAM3 方案的模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数仅为 0.236。综上所述,两种模式对夏季马斯克林高压和澳大利亚高压年际变化的模拟均不十分理想,其中 CAM3 方案模拟效果较差,ME 方案模拟效果有一定程度提高。值得注意的是,ME 方案能成功模拟出夏季澳大利亚高压与马斯克林高压年际变化所具有的高相关性,并与观测资料一致;而 CAM3 方案未能成功模拟出这种高相关性。

6 结论与讨论

海洋影响大气主要通过海气界面湍流通量交换来进行,这些加热不但能形成驱动大气运动的边界强迫源,而且通过积云对流的凝结加热可以形成大气的三维空中热源。因此,在大气环流模式中如何准确描述海洋表面热通量非常关键,尤其是准确估算赤道西太平洋暖池、赤道东太平洋冷舌、ITCZ 及信风带等关键区的洋面热通量(张强等,2001)。中尺度降水对流在以上关键海域频繁发生,降水深对流系统出现时,对流系统中向上的对流运动引起局地风场辐合,导致海表风速增大;同时,与对流系统密切联系的下沉气流将上层干冷空气输送到海表面,使得海气之间的温度差和湿度差增大,海表湍流交换加强,从而引起海表湍流通量增加。另一方面,当大气边界层处于强不稳定时,达到自由对流状态,海表加热使得边界层内湍涡尺度得到发展,海表湍流交换加剧,导致海表湍流通量增加。这种由中尺度运动引起的海表湍流通量增加通常被称为中尺度加强(Saxen,et al,1998)。显然,要提高大气环流模式对气候变化的模拟能力,有必要在模式中考虑这种中尺度加强作用。

本文针对 CAM3 模式原有海气湍流通量参数化方案(CAM3 方案)存在未考虑中尺度对流运动对海表湍流通量影响的不足,在 CAM3 方案中引入边界层自由对流和降水深对流运动对海表湍流通量的贡献,改进了 CAM3 模式的海气湍流通量参数化方案。在此基础上,利用 1979 年 1 月至 2001 年 8 月观测海温积分 CAM3 模式,比较海气湍流通量参数化改进前、后模式对冬(DJF)、夏(JJA)季大气环流异常的模拟性能,得到如下结论:

(1) ME 方案模拟的冬季热带地区和北太平洋—北美地区大气环流异常年际变化比 CAM3 模式原方案有明显改善。ME 方案能更好地模拟出冬季阿留申低压异常的年际变化,其模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数为 0.564,而 CAM3 方案的模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数仅为0.02。ME 方案模拟的冬季 500 hPa 上 PNA 遥相关型指数年际变化明显优于 CAM3 方案,前者与 ERA40 再分析资料的相关系数为 0.791,通过了 0.001的显著性水平检验,后者与 ERA40 再分析资料的相关系数仅为 0.436,通过了 0.05 的显著性水平检验。

(2) ME 方案模拟的夏季热带地区和南太平洋大气环流异常年际变化比 CAM3 方案有明显的提高。ME 方案对夏季马斯克林高压和澳大利亚高压异常年际变化的模拟效果比 CAM3 方案有改进,

ME 方案模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数分别为0.364和0.385,而 CAM3 方案模拟结果与 ERA40 再分析资料的相关系数仅为0.236 和 0.062。

(3) 从全球范围来看,模式对大气环流异常年际变化的改进效果,冬半球要优于夏半球。本研究工作表明,引入中尺度加强作用后,CAM3 模式对洋面加热大气的物理过程刻画得更为准确,CAM3 模式对中尺度活动频繁发生区域(如热带东、西太平洋)的大气环流异常年际变化的模拟水平有了明显提高;而热带外地区(如北太平洋—北美地区)大气环流异常年际变化模拟能力的改善,可能也与模式对海洋加热作用的刻画得到改进有关。当然,海气湍流通量参数化方案的设计涉及到大气层结稳定度、海表粗糙度等因素,CAM3 海气湍流通量参数化方案对大气层结稳定度和海表粗糙度的考虑较为简单。本文的研究还是初步的,要建立更为准确的海气湍流通量参数化方案需要作进一步深入研究。

References

Brunke M A, Fairall C W, Zeng Xubin. 2003. Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent fluxes ? J Clim, 16(4): 619-635

Chen T C, Vanloon H, Wu K D, et al. 1992. Change in the atmospheric circulation over the North Pacific-North America area since 1950. J Meteor Soc Japan, 70: 1137-1146

Collins W D, Rasch P J. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3. 0) Tech. Rep. NCAR/TN-464_STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO

Deardorff J W. 1970. Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and for Rayleigh convection. J Atmos Sci, 27: 1211-1213

Dupuis H, Taylor P K, Weill A, et al. 1997. The inertial dissipation method applied to derive turbulent fluxes over the ocean during the Sofia/Astex and Semaphore Experiments with mow to moderate wind speeds. J Geophys Res, 102: 21-115

Emanuel K A, Ivkovic-Rothman M Z. 1999. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. J Atmos Sci, 56: 1766-1782

Esbensen S K, McPhaden M J. 1996. Enhancement of tropical ocean evaporation and sensible heat flux by atmospheric mesoscale systems. J Clim, 9: 2307-2325

Gaynor J E, Ropelewski C F. 1979. Analysis of the convectively modified GATE boundary layer using in situ acoustic sounder data. Mon Wea Rev, 107: 985-993

Godfrey J S, Beljaars A C M. 1991. On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. J Geophys Res, 96: 22043-22048

Horel J D, Wallace J M. 1981. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. Mon Wea Rev, 129 (4): 813-829

Huang Shisong, Tang Mingmin. 1987. On the structure of the summer monsoon regime of East Asia. Scientia Meteor Sinica (in Chinese), 7(3): 1-14

Huang Shisong, Tang Mingmin. 1988. Medium-range oscillations of the atmospheric circulation systems over the northwestern Pacific and southern Indian Oceans and their teleconnection. Scientia Meteor Sinica (in Chinese), 8(4): 1-13

Jabouille P, Redelsperger J L, Lafore J P. 1996. Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. Mon Wea Rev, 124: 816-837

Johnson H J, Nicholls M E. 1983. A composite analysis of the boundary layer accompanying a tropical squall line. Mon Wea Rev, 111: 308-319

Kushnir Y, Robinson W A, Blade I, et al. 2002. Atmospheric GCM response to extrotropical SST anomaly: Synthesis and evaluation. J Clim,15(16): 2233-2256

Lau N C. 1997. Interaction between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. Bull Amer Meteor Soc, 78: 21-33

Ledvina D V, Young G S, Miller R A, et al. 1993. The effect of averaging on bulk estimate of heat and momentum fluxes for the tropical western Pacific Ocean. J Geophys Res, 98: 20211-20217

Louis J F, Tiedtke M, Geleyn J F. 1982. A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF // Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, Shinfield Park, Reading, Berkshire. UK, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 59-79

Miller M J, Beljaars A C, Palmer T N. 1992. The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. J Clim, 5(5): 418-434

Mondon S, Redelsperger J L. 1998. A study of a fair weather boundary layer in TOGA-COARE: Parameterization of surface fluxes in large scale and regional models for light wind conditions. Bound-Layer Meteor, 88 : 47-76

Qian Cheng, Fu Congbin. 2006. Variation of the condensation heating in the region of the Aleutian low during the last 50 years. Clim Environ Res (in Chinese), 11(3): 340-346

Redelsperger J L, Guichard F, Mondon S. 2000. A parameterization

of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models. J Clim, 13(2): 402-421

Saxen T R, Rutledge S A. 1998. Surface fluxes and boundary layer recovery in TOGA COARE: Sensitivity to convective organization. J Atmos Sci, 55: 2763-2781

Stull R. 1994. A convective transport theory for surface fluxes. J Atmos Sci, 51: 3-22

Tao Shiyan, Chen Longxun, 1987. A review of recent research of the East Asian summer monsoon in China//Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology. London: Oxford University Press, 60-92

Wang S P, Wang Q, Doyle J. 2002. Some improvements to Louis surface parameterization//15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence. Amer Meteor Soc, Wageningen, Netherlands

Young G S, Perugini S M, Fairall C W. 1995. Convective wakes in the equatorial western Pacific during TOGA. Mon Wea Rev, 123: 110-123

Zeng Xubin, Zhang Qiang, Johnson D, et al. 2002. Parameterization of wind gustiness for the computation of ocean surface fluxes at different spatial scales. Mon Wea Rev, 130(8): 2125-2133

Zhang Qiang, Zeng Xubin, Dickinson R E, et al. 2001. The study of influence of mesoscale enhancement on subgrid-scale sea surface fluxes of large-scale model. Acta Oceanol Sinica (in Chinese), 23(3): 133-141

Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Zhaoxin. 2002. ENSO-dependent and ENSO-independent variability over the mid-latitude North Pacific: Observation and air-sea coupled model simulation. Adv Atmos Sci, 19(6): 1127-1147

附中文参考文献

黄士松,汤明敏. 1987. 论东亚夏季风体系的结构. 气象科学,7(3): 1-14

黄士松,汤明敏. 1988. 西北太平洋和南印度洋上环流系统的中期振荡与遥相关. 气象科学,8 (4): 1-13

钱诚,符淙斌. 2006. 近 50 年阿留申低压地区凝结加热的变化. 气候与环境研究,11(3): 340-346

张强,Zeng Xubin,Dickinson R E 等. 2001. 强对流过程对大尺度模式洋面通量加强的参数化研究与进展. 海洋学报,23(3): 133-141