两种对流参数化方案对辐射能量收支的影响研究*

李立娟 王 斌

LI Lijuan WANG Bin

中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG),北京,100029 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China 2009-12-01 收稿, 2009-12-14 改回.

Li Lijuan, Wang Bin. 2009. Influence of two convection schemes on the radiative energy budget. Acta Meteorologica Sinica, 67 (6):1080-1088

Abstract The Grid-point Atmospheric Model of the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), version 1.0 (GAMIL1.0) was used to investigate impacts of two different convective schemes on the energy budget. The two convective schemes are presented by Zhang and McFarlance/Hack (ZM) and Tiedtke/Nordeng (TN). Two simulations are performed: one with the ZM scheme (EX_ZM) and the other with the TN scheme (EX_TN). The results indicate that, during the convective process, the assumption that the deep and shallow convection clouds can happen at the same time in the ZM scheme is the main reason for more consumption of vapor and more release of heat in the low layers in EX_ZM, while only one type of convection is allowed to take place in the TN scheme. Hence, the relative humidity of the atmosphere in EX_TN is larger than that in EX_ZM after the convection. The relative humidity of the atmosphere is very important for cloud formation and cloud microphysics processes: the larger the relative humidity is, the more cloud and more condensation there are. Therefore the moister atmosphere favors low cloud formation and large-scale condensation, and more low cloud fraction, cloud water mixing ratio and deeper cloud extinction optical depth are simulated, reflecting more solar radiation flux in EX_TN. This explains why the TN scheme underestimates the net shortwave radiation flux at the top of the atmosphere and at surface. In addition, convection influences longwave radiative, surface sensible and latent heat fluxes through changes in cloud emissivity and precipitation.

Key words Convection parameterization, Cloud fraction, Cloud optical thickness, Shortwave cloud radiative forcing

摘 要 利用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的格点大气环流模式(GAMIL) 1.0 版设计了两组数值模拟实验来研究两种不同的对流参数化方案对辐射能量收支的影响。这两种对流参数化方案分别是: Zhang and McFarlance/Hack 方案(简称 ZM)和 Tiedtke/Nordeng 方案(简称 TN)。对应的数值模拟实验分别取名为 EX_ ZM 和 EX_ TN。通过对实验结果的分析表明:在对流过程中,EX_ ZM 允许深对流和浅对流同时发生,因此两种对流同时在模式 低层消耗了更多的水汽,释放了更多的潜热,引起了更大的增温;EX_ TN 每次只允许一种对流发生,也就避免了不同类型的 对流在同一层同时消耗水汽的现象。因此对流过后,EX_ ZM 的环境空气相对湿度较小,而 EX_ TN 周围空气的相对湿度较 大,有利于低云云量的生成和大尺度的凝结,因此 EX_ TN 模拟的低云云量偏多,低层的云水含量偏高,模式低层的云光学厚 度偏大,这就使得 EX_ TN 中更多的太阳短波辐射通量被云反射掉,严重低估了模式对短波波段的辐射通量的模拟。此外,不同的对流参数化方案通过改变云的长波发射率和降水,进而影响了模式对长波波段的辐射通量、感热和潜热通量的模拟。

^{*} 资助课题:中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q11-04)、财政部/科技部公益性行业(气象)科研专项(GY-HY200806007、GYHY200806006、GYHY200906020)、中国科学院"十一五"信息化专项"超级计算环境建设与应用"(INFO-115-B01)、中国科学院大气物理研究所 LASG 自由探索项目。

作者简介:李立娟,主要从事大气模式物理过程的发展及评估。Email:ljli@mail.iap.ac.cn

通讯作者:王斌,主要从事模式发展、资料同化和算法研究等方面的工作。Email:wab@lasg.iap.ac.cn

关键词 对流参数化方案, 云量, 云光学厚度, 云短波辐射强迫 中图法分类号 P426

1 引 言

对流是大气环流中一个十分重要的物理过程, 它主要通过潜热的释放、热量、动量和水汽的输送及 产生的卷云影响着大气中水汽和能量的分布,并在 维持能量和水汽的平衡中起着重要作用(Zhang, 1995; 刘一鸣, 1998; 陈静等, 2003; Wu, et al, 2008)。同时,它还通过重力波间接地影响着平流层 大气(Tost, et al, 2006)。但是由于其很小的时空 尺度,在目前的大气环流模式中我们只能对其进行 参数化。

过去的几十年,对流参数化方案的研制取得了 很大的进展,涌现出了基于不同假设的各种对流参 数化方案(如:Arkawa, et al, 1974; Tiedtke, 1989: Gregory, et al, 1990: Hack, 1994: Zhang, et al, 1995; Donner, et al, 2001), 且这些方案在气 候模拟和天气预报中表现相当(Gregory, 2002; Tao, et al, 2003; Tost, et al, 2006)。例如,中国 科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体 力学数值模拟国家重点实验室(LASG)研制的格点 大气环流模式(GAMIL)中采用的两种对流参数化 方案: Zhang 和 McFarlance (1995)/Hack (1994) (简称 ZM)以及 Tiedtke (1989)和 Nordeng (1994) (简称 TN),尽管它们基于不同的假设,但都能较好 地再现气温、位势高度、湿度和风等基本变量场的分 布(Li, et al, 2007)。不过,这两种方案在包括云短 波辐射强迫在内的各种能量收支模拟中出现了一定 的偏差(Li, et al, 2008)。

众所周知,辐射能量收支的精确模拟对大气环 流模式是非常重要的,因为太阳入射和反射的辐射 能量分布是大气环流的基本驱动力。而云在辐射能 量的收支中扮演着很重要的角色,因为云大约反射 了 50 W/m² 的能量(Hartmann, 2000)。由此可 见,云辐射强迫的真实模拟对辐射能量收支是至关 重要的。由于模式中云辐射强迫与对流参数化和层 云参数化方案紧密相关(Gettelman, et al, 2008; Li, et al, 2008; Li and Zhang, 2008),因此,不同对 流参数化方案对能量收支的影响研究得到广泛关 注。如 Iacobellis 等 (2000a,2000b)、Zhang(1995) 和 Tost 等(2006)分别用单柱模式、大气环流模式和 海气耦合模式对此问题进行了探讨,结果表明,云 量、云的垂直分布和云光学性质的差异是不同对流 参数化方案对能量收支影响的重要原因之一 (Hack, 1998; Iacobellis, et al, 2000a; Collins, et al, 2003; Sengupta, et al, 2003; Li, et al, 2008), 这一结论也在观测中得到证实(Young, et al, 1992)。水汽的模拟偏差是另一个重要因素,因为水 汽在气候系统的辐射收支中也担当了重要角色,这 主要是由于水汽不仅作为一种温室气体,直接吸收 长波辐射,而且它还参与了云的形成(Bisson, et al, 1995; Stephens, 2005)。此外,对流还通过降水及 对流和大尺度环流的相互作用直接地和间接地影响 了地表潜热和感热通量(Wallance, 1992; Young, et al, 1992; Li, et al, 2008)。

但是在前人的工作中,并未详细给出不同对流 参数化方案如何引起云量和云各种辐射性质变化的 机制解释。因此本文利用格点大气环流模式1.0版 本(GAMIL1.0)对此问题进行了进一步探讨。我们 重点比较不同对流参数化方案模拟的温湿和云水廓 线的差别及它们对云量、云光学性质和云辐射强迫 的影响,并对此过程给出进一步的机制解释,为我们 改进模式模拟的云辐射强迫等提供理论依据。

2 模式介绍

GAMIL1.0的水平分辨率为2.8°×2.8°,垂直 方向分为26层,模式顶为2.194 hPa。其动力框架 严格保持总质量守恒,并在标准层结近似下保持总 有效能量守恒(Wang, et al, 2004)。其水汽平流方 案采用Yu(1994)的两步保形正定方案。其物理过 程参数化方案包括云和降水过程,辐射、陆面和海冰 模块,以及湍流混合方案等,具体介绍可参见Li等 (2007,2008)文章。由于云微物理方案和云量方案 对于本研究非常重要,而对流参数化方案又是本文 的重点研究对象,因此本节着重对它们进行介绍。

GAMIL1.0 中云量主要用相对湿度、垂直速 度、大气温度和对流质量通量进行诊断(Rasch, et al, 1998; Collins, et al, 2003)。模式中有3种类型 的云:低层的海洋性层云(C_{st}),对流云(C_{cir})和层状云 (C_c) 。由 700 hPa 和海表的位温诊断得到 C_{st} 的云量 $C_{st} = \min\{1,$

 $\max[0, 0.057 \cdot (\theta_{700} - \theta_s) - 0.5573] \}$ (1) 其中 θ_{700} 和 θ_s 分别是 700 hPa 和海表面位温。对流 云量 C_{cir} 与相对湿度(f)和 500 hPa 以上的对流质量 卷出率有关:

 $C_{cir} = \min\{f, \min[1, \max(0, 5D_u \times 10^4)]\}$ (2) D_u 是对流上升支质量卷出率,单位是 s⁻¹。由相对 湿度和垂直速度 750 hPa 以下的层状云云量计算

$$C_{\rm c} = \begin{cases} 0 & \omega > \omega_{\rm c} \\ \left(\frac{\omega_{\rm c} - \omega}{\omega_{\rm c}}\right) \left(\frac{f - f_{\rm min}^{\rm low}}{1 - f_{\rm min}^{\rm low}}\right)^2 & 0 \leqslant \omega \leqslant \omega_{\rm c} \\ \left(\frac{f - f_{\rm min}^{\rm low}}{1 - f_{\rm min}^{\rm low}}\right)^2 & \omega < 0 \end{cases}$$
(3)

ω。是垂直速度阈值,模式中设为 50 hPa/d,即允许 低云在弱下沉运动时可以形成。f^{low}为相对湿度阈 值,模式中在海洋上设为 0.9,陆地上设为 0.8。总 云量

$$C_{\rm tot} = \max(C_{\rm c}, C_{\rm cir}, C_{\rm st}) \tag{4}$$

在云微物理过程的参数化方案中(Rasch, et al, 1998; Zhang, et al, 2003),只有一个预报变量, 即云水和云冰含量的总和,它是悬浮在空气中的,方 案中忽略了其下落速度。在计算凝结到降水的转化 过程前,这个预报变量根据温度被拆分为两个变量: 云水含量和云冰含量。降水是诊断量,在0℃以上 为降水,0℃以下为降雪或霰。凝结率与云量和云 内凝结(云水和云冰)的变化密切相关(Zhang, et al, 2003),即云量越多,凝结率也就越高;云内凝结 越多,凝结率越低。

TN 对流参数化方案是一种总体型质量通量方 案,即它仅考虑网格内所有积云单体的总体效应 (Tiedtke,1989)。该方案包括了深对流、浅对流和 中层对流 3 种对流类型,每次只能发生一种对流,任 意层均可以发生卷入和卷出(Nordeng,1994)。TN 方案还考虑了下沉气流,起始于下沉气流起始层 (Level of Free Sinking, LFS)终止于云底,下沉气 流起始层的质量通量是云底质量通量的 0.3 倍(Li, et al,2007)。云底质量通量是由低层的大尺度水 汽辐合计算,当水汽辐合大于边界层湍流的水汽通 量时,对流发生。深对流和中层对流由大尺度的水 汽辐合维持,而浅对流由地表蒸发供给(Tiedtke, 1989)。Nordeng (1994)将其深对流的闭合方案替 换为一种调整型闭合假设:即云底质量通量跟对流 有效位能(CAPE)有关,并且在一定的调整时间内 将 CAPE 消除。文中所用的深对流闭合假设就是 基于 Nordeng (1994)方案。

ZM 方案也是一种总体型质量通量方案,但是 它仅考虑了深对流(Zhang, et al, 1995)。它的闭 合假设也基于以给定速率消耗对流有效位能 (CAPE),与 TN 方案中计算 CAPE 不同的是其浮 力取为气块与环境的虚温差后,在加 0.5 K,且不考 虑环境空气的夹卷混合。ZM 方案还假设所有云在 对流云底都有相同的上升质量通量。浅/中对流采 用的是 Hack(1994)方案。

3 实验设计

本文共进行了两组试验:一组采用 ZM 方案(记 为 EX_ZM),另一组采用 TN 方案(EX_TN),其他 方案完全相同。每组试验都按照大气模式比较计划 第 2 期(AMIP II)的方案设计,太阳常数、地球轨道 参数和温室气体浓度都设为 1990 年的值,海温包括 海冰资料来自 PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison) (Phillips, 1996)。 试验由 1980 年 1 月 1 日积分至 1983 年 12 月 31 日,取后 3 年的气候平均进行分析。所用到的模式 验证资料包括 CERES(Clouds and the Earth's Radiant Energy System)的云辐射强迫和 ISCCP 云量 (International Satellite Cloud Climatology Project)。

4 结果分析

由表1可看出 EX_ZM 试验在模式顶和模式底的能量收支基本达到了平衡,并且各辐射通量与 K-T 观测估计值更加接近。相对于 EX_ZM,EX_TN 试验模拟的长波辐射通量、感热和潜热通量差别约 2—5 W/m²,而短波辐射通量差别达到了十几 W/m²:在模式顶低估了 17 W/m²,模式底低估了 18 W/m² 左右,可见不同的对流参数化方案所导致的 辐射通量差别主要集中在短波波段。是什么原因造 成的这种差别呢? 表1 全球年平均的模式顶和底的能量辐射收支 Table 1 Globally averaged annual-mean top of atmosphere and surface energy budgets (W/m²)

	ZM	ΤN	K-T
模式顶			
净长波辐射通量	-228.1	-225.3	-235
净短波辐射通量	227.4	211.8	235
净辐射通量	-0.7	-13.5	0
模式底			
净短波辐射通量	158.8	141.3	168
净长波辐射通量	-63.1	-59.5	-66
感热通量	-18.1	-20.1	-24
潜热通量	-77.9	-74.7	-78
模式底净通量	-0.3	-13.0	0

注:K-T 代表 Kiehl 等(1997)的观测估计值(单位:W/m²)

我们首先从模式中的对流和云微物理过程引起的温、湿度和云水含量的垂直廓线进行分析(图 1), ZM 方案在对流过程中消耗了更多的水汽(图 1a), 尤其是模式的低层(24 层),造成周围环境中的水汽 大量减少,并释放了更多热量,引起了周围空气更剧 烈的增温(图 1b),因此发生完对流后,EX_ZM的环 境空气相对湿度较小,而 EX_TN 由于其对流过程 中消耗的水汽较少,增温幅度小,其相对湿度也就相 对较大。因此在随后的云微物理过程中,EX_TN 在相对湿度较大的环境中,更有利于凝结的发生,因 而消耗了更多水汽进行凝结(图 1d),并释放了更多 的潜热(图 1e),EX_ZM 正好与之相反。EX_ZM 在 模式低层消耗更多的水汽主要归因于其 ZM 深对流 和 Hack 浅对流共同的消耗造成(图 1a),而 TN 方 案本身只允许同一时刻一种对流的发生,即当浅对 流发生时,深对流不会同时被触发,这也就避免了像 ZM 方案那样同一时刻深、浅对流共同消耗水汽的 情况,此外对流卷出对温度和湿度的改变很小。

但就模式中这两个湿过程整体而言,它们消耗的 水汽和引起的增温基本相同(图 2),只是 ZM 在对流 过程中消耗了更多的水汽,剧烈地增温,而 TN 在云 微物理过程中消耗了更多的水汽,释放更多的潜热。



图 3 给出了两个对流参数方案模拟的年平均对

图 1 对流(a,b,c)和层云(d,e,f)过程中水汽(a,d)、温度(b,e)和云水含量(c,f)倾向的垂直廓线 (DEEP表示深对流、SHALLOW表示浅对流、DETR表示对流卷出。ZM和TN表示深、浅对流和对流卷出的总和) Fig. 1 Vertical profiles of the moistening (a,d), heating (b,e) and cloud water mixing ratio (c,f) changes in the convective (a,b,c) and stratiform (d,e,f) processes

(DEEP: deep convection; SHALLOW: shallow convection; DETR: detrainment from the convection. ZM and TN are the summations of the DEEP, SHALLOW and DETR)



图 2 模式中整个湿(对流和层云过程的总和)过程中水汽(a)和温度(b)倾向的垂直廓线 Fig. 2 Vertical profiles of total changes of water vapor (a) and temperature (b) in the two moist processes (convective and stratiform processes)



and total (e,f) precipitation rates simulated by the two schemes

流、层云和总降水的分布。与图 1 相对应, EX_ZM 在对流过程中消耗了更多的水汽,也就产生了更多 的对流性降水, EX_TN 在层云(或云微物理过程) 过程中消耗的水汽更多, 层云降水也就更多。所以 EX_TN 的对流降水强度(1.39 mm/d)远小于 EX_ ZM 的对流降水强度(1.98 mm/d), 其层云降水强 度 1.2 mm/d远大于 EX_ZM 的 0.72 mm/d。整体 而言, EX_TN 的总降水(2.59 mm/d)略小于 EX_ ZM 的总降水(2.7 mm/d)。从图 2 可知这两个方 案在整个降水过程中消耗的水汽相当, 而 EX_TN 的总降水小于 EX_ZM 的降水, 这就表明 EX_TN 的总降水小于 EX_ZM 的降水, 这就表明 EX_TN 中将有更多的云水(包括云冰)悬浮在大气中, 图 1f 也证实这一推论, EX_TN 中低层有更多的云水含 量,并且对流直接卷出的云水含量(图 1c)远小于云 微物理过程中的云水含量的改变。

> 0.0 (a) 0.2 0.4ŝ 0.6 —ZM - - TN0.8 1.0 -30 60 90 120 150 180 0 Cloud water path (g/m²) 0.0(c) 0.2 0.4 ŝ 0.6 -ZM-TN0.8 1.0-0.00 0.10 0.20 0.30 0.40

> > Cloud emissivity (fraction)

大气中云水含量直接影响了云的各种辐射性 质。云光学厚度、单次散射反照率和不对称因子是 影响云短波辐射强迫最重要的3个光学性质,云的 长波发射率是影响云长波辐射强迫的重要光学性 质。这几个光学性质参数在模式中主要由云滴有效 半径、云水路径计算得到,而云水路径在模式中由云 水含量的直接计算得到,云滴有效半径由温度诊断 (具体公式参见 Li, et al, 2008)。由于这两个试验 在整个湿过程中模拟的温度廓线相当,因此它们得 到的云滴有效半径也非常接近(图略),进而由云滴 有效半径直接计算得到的单次散射反照率和不对称 因子也基本一致(图略),在此不再赘述。

由上面分析得到两个试验中差别最大的就是云水含量,这也就意味着云水路径也存在很大差异(图4a),尤其在模式低层(特别是24层),EX_TN



图 4 云水路径(a)、云光学厚度(b) 和长波发射率(c)的垂直分布

Fig. 4 Vertical profiles of the cloud water path (a), liquid and ice cloud extinction optical depth (b) and cloud emissivity (c) 的云水路径远大于 EX_ZM,这与云水含量的差别 是一致的(图 1f)。云水路径的不同会造成云光学 厚度的很大差异(图 4b),尤其是模式低层,EX_TN 的云光学厚度很大。这也表明 EX_TN 将反射更多 的太阳辐射,造成进入大气的太阳短波辐射通量的 减小,同时也暗含着 EX_TN 将有更多的低云云量。 云水路径除了影响云的短波辐射性质,还影响了云 的长波发射率(图 4c)。EX_TN 除了在模式的第 24 层的长波发射率略大于 EX_ZM,其他层与 EX_ ZM 基本一致,这也是造成两个试验中长波辐射通 量差异较小的原因之一。

相比 EX_ZM,EX_TN 在热带大洋模拟出了 更多的低云,尤其是热带太平洋和印度洋(图略)。 如此多的低云一方面可以直接地反射更多的太阳辐 射,另一方面通过增加云光学厚度也能反射更多的 短波辐射。因此 EX_TN 在赤道太平洋和印度洋出 现了极强的云短波辐射强迫(图略),全球平均而言, EX_TN 比 EX_ZM 多反射了 15 W/m² 的太阳短 波辐射通量(图略),这也正是 EX_TN 严重低估模 式顶和底的短波辐射通量的原因(表 1)。

由式(3)和(4)也可得出,相对湿度越大,低云云 量也就越多。EX-TN试验中在对流发生后,环境 的相对湿度较大,更利于低云的生成,因而 EX-TN 中也就出现了更多的低云。而由云微物理过程可 知,云量越多,层云过程的凝结率也就越大,所以在 模式低层,EX-TN 在云微物理过程中云水含量更 高(图 1f)。

5 结论与讨论

本文利用 GAMIL1.0 设计了两组试验,探讨了 两个对流参数化方案对辐射能量收支的影响机制。 其机制解释主要归纳为(图 5):

(1) ZM 方案允许深对流和浅对流同时发生, 因此在模式低层两种对流消耗了更多的水汽,并释 放更多的潜热,在模式低层引起了剧烈的增温;而 TN 方案每次只允许一种对流发生,也就避免了不 同类型的对流在同一层同时消耗水汽的现象。因此 对流过后,EX_ZM 的环境空气相对湿度较小,而 EX_TN 周围空气的相对湿度较大。此外,对流卷 出对温湿改变的影响很小。

(2)相对湿度对云量和云微物理过程影响很大,相对湿度越大,云量越多,云内的凝结也就越多,

因此 EX_TN 在层云过程中消耗的水汽更多,引起 的增温较大。但就整个湿过程整体而言,两个方案 引起的温湿廓线的改变相当。



(3) EX_ZM 的对流降水较多,EX_TN 的层云 降水比 EX_ZM 的略多,总降水量小于 EX_ZM,这 说明 EX_TN 中将有更多的凝结物(云水和云冰含量的总和,简称云水含量)悬浮在大气中。

(4)相比 EX_ZM,EX_TN 方案中的云水含量 较多,云水路径偏大,云的光学厚度也就更厚,并且 低云云量偏多,因此在 EX_TN 中更多的太阳短波 辐射通量被反射回空间,造成 EX_TN 对短波辐射 通量的严重低估。不同对流方案对云的长波发射率 也有影响,因此不同的对流方案也影响了长波波段 的辐射通量。此外由于降水的不同,对流方案也影 响了感热和潜热通量的变化。

本文主要从水汽、云量和云光学性质方面考察 了不同对流参数化过程对辐射能量收支的影响,而 未涉及对流参数方案本身及其动力学方面的影响, 这些工作有待在以后的研究进一步完善。此外,云 的重叠对云的辐射强迫也是非常重要的,由于篇幅 所限,本文未加以讨论。由于本工作的数据量输出 很大,因此本文仅进行了4年的积分,分析了其中3 年的年平均结果。此后,我们完成了一组20年的积 分,结果与本文类似,在此不再作详细讨论。依据本 文的理论分析,我们通过更换改进的 Zhang 等 (2005)对流参数化方案和 Morrison 等(2008)云微 物理过程,明显地改进了 GAMIL 对各辐射收支能 量的模拟。

References

- Arakawa A, Schubert W H. 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with large-scale environment. J Atmos Sci, 31(3): 674-701
- Bisson S E, Goldsmith J E M. 1995. Measurements of daytime and upper tropospheric water vapor profiles by Raman lidar // Optical Remote Sensing of the Atmosphere, Vol. 2 of 1995 OSA Technical Digest Series Optical Society of America, Washington, D. C., 220-223
- Chen Jing, Xue Jishan, Yan Hong. 2003. The impact of physics parameterization schemes on mesoscale heavy rainfall simulation. Acta. Meteor Sinica(in Chinese), 61(2):203-218
- Collins W D, Hack J J, Boville B A. 2003. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2). National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO. 171pp
- Donner L J, Seman C J, Hemler R S. 2001. A cumulus parameterization including mass fluxes, convective vertical velocities, and mesoscale effects: Thermodynamic and hydrological aspects in a general circulation model. J Clim, 14:3444-3463
- Gettelman A, Morrison H, Ghan S J. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part II: Single-column and global results. J Clim, 21: 3660-3679
- Gregory D, Rowntree P R. 1990. A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. Mon Wea Rev, 118: 1483-1506
- Gregory D. 2002. The Mass-fulx Approach to the Parameterization of Deep Convection March 1997. Meterorological Training Course Lecture Series
- Hack J J. 1994. Parameterization of moist convection in the NCAR community climate model (CCM2). J Geophy Res, 99(3): 5551-5568

- Hack J J. 1998. Sensitivity of the simulated climate to a diagnostic formulation for cloud liquid water. J Clim, 11: 1497-1515
- Hartmann D L. 2000. Cloud forcing and feedback. http://www.atmos.washington.edu/~dennis/571_Cloud_Feedback_Notes. pdf
- Iacobellis S F, Somerville R C J, Lane D E. 2000a. Evaulation of cloud-radiation sentivities to alternative cloud and convection schemes. http://meteora.ucsd.edu/~iacob/./preprints/preprin
- Iacobellis S F, Somerville R C J, Lane D E. 2000b. SCM Sensitivity to microphysics, radiation, and convection algorithms. Tenth ARM Science Team Meeting Proceedings, San Antonio, Texas, March 13-17
- Kiehl J T, Trenberth K E. 1997. Earth's annual global mean energy budget. Bull Amer Met Soc, 78:197-208
- Li L J, Wang B, Wang Y Q, et al. 2007. Improvements in climate simulation with modifications to the tiedtke convective parameterization in the grid-point atmospheric model of IAP LASG (GAMIL). Adv Atmos Sci, 24: 323-335
- Li L J, Wang Y Q, Wang B, et al. 2008. Sensitivity of the gridpoint atmospheric model of IAP LASG (GAMIL1. 1. 0) climate simulations to cloud droplet effective radius and liquid water path. Adv Atmos Sci, 25(4):529-540
- Li G, Zhang G J. 2008. Understanding biases in shortwave cloud radiative forcing in the National Center forAtmospheric Research Community Atmosphere Model (CAM3) during El Niño. J Geophys Res, 113, D02103, doi:10.1029/2007JD008963
- Liu Yiming. 1998. Application of cumulus parameterization schemes in China. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 56(2):247-255
- Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests. J Clim, 21:3642-3659
- Nordeng T E. 1994. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the Tropics. ECMWF Tech. Memo. 206, 41 pp
- Rasch P J, Kristjánsson J E. 1998. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. J Clim, 11: 1587-1614
- Phillips T J. 1996. Documentation of the AMIP models on the World Wide Web. Bull Amer Meteor Soc, 77: 1191-1196
- Sengupta M, Clothiaux E E, Ackerman T P, et al. 2003. Importance of accurate liquid. water path for estimation of solar radiation in warm boundary layer clouds: An observational study. J Clim, 16: 2997-3009
- Stephens G L. 2005. Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. J Clim, 18: 237-273
- Tao W K, Starr D, Hou A, et al. 2003. A cumulus parameterization workshop. Bull Amer Meteor Soc, 84: 1055-1062

- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon Wea Rev, 117: 779-1800
- Tost H, Jockel P, Lelieveld J. 2006. Influence of different convection parameterisations in a GCM. Atmos Chem Phys, 6: 5475-5493
- Wang B, Wan H, Ji Z Z, et al. 2004. Design of a new dynamical core for global atmospheric models based on some efficient numerical methods. Sci China (Ser. A), 47: 4-21
- Wallace J M. 1992. Effect of deep convection on the regulation of tropical sea surface temperature. Nature, 357:230-231
- Wu X, Li X. 2008. A review of cloud-resolving model studies of convective processes. Adv Atmos Sci, 25(2): 202-212
- Young G S, Ledvina D V, Fairall C W. 1992. Influence of precipitating convection on the surface energy budget observed during a tropical ocean global atmosphere pilot cruise in the tropical Western Pacific ocean. J Geophys Res, 97(C6): 9595-9603
- Yu R C. 1994. A two-step shape-preserving advection scheme. Adv Atmos Sci, 11: 79-90
- Zhang M, Lin W, Bretherton C S, et al. 2003. A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR

community atmospheric model CAM2. J Geophys Res, 108 (D1): 4035, doi:10.1029/2002JD002523

- Zhang G J. 1995. The sensitivity of surface enegergy balance to convective parameterization in a general circulation model. J Atmos Sci, 52: 1370-1382
- Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. Atmos-Ocean, 33: 407-446
- Zhang G J, Mu M. 2005. Effects of modifications to the Zhang-Mc-Farlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3. J Geophys Res, 110, D09109, doi:10.1029/2004JD005617

附中文参考文献

- 陈静,薛纪善,颜宏. 2003. 物理过程参数化方案对中尺度暴雨数值 模拟影响的研究. 气象学报,61(2):203-218
- 刘一鸣. 1998. 中国关于积云参数化方案的应用. 气象学报,56(2): 247-255