

积云对流参数化方案对气候数值模拟的影响*

成 安 宁 陈 文 黄 荣 辉

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 利用一个“全球五层大气环流谱模式”, 试验和比较了三种不同积云对流参数化方案, 即 Manabe 方案, Kuo 方案和 Arakawa-Schubert (A-S) 方案, 对全球气候数值模拟的影响。数值模拟的结果表明了三种方案对全球降水的模拟差别较大, 差别比较明显的区域是东亚、北美和北非, 且夏季的差别比冬季大。与实况相比, 采用 Kuo 方案对东亚季风降水的模拟结果较好, 而采用 A-S 方案对热带西太平洋、热带印度洋与北美地区降水的模拟结果较好, 但采用 Manabe 方案却模拟不出东亚地区夏季风降水特征; 并且从环流数值模拟的结果看, 采用这三种方案均模拟出北半球冬、夏季中、高纬地区的环流结构, 但与实况相比, 采用 Kuo 方案能较好地模拟出冬季极涡分裂过程, 并能较好地模拟出中高纬地区和东亚地区的环流系统, 而采用 A-S 方案能较好地模拟出冬、夏季北美环流系统和太平洋副热带高压; 此外, 这三种方案对加热场与水汽场的描述方面也有很大不同, A-S 方案的结果呈现出不同于 Kuo 和 Manabe 方案结果的特征, 表明了 A-S 方案能反映强对流特征, 而 Kuo 方案和 Manabe 方案所描述的加热场和水汽场虽有相似之处, 但在 30°N 以南的副热带地区, Kuo 方案所描述的对流系统加热要比 Manabe 方案强。

关键词 积云对流参数化 气候 数值模拟 降水

1 引言

在实际大气中, 积云对流与大尺度大气环流的相互作用对大气环流与气候变化有着重要作用。对大气环流而言, 积云对流是一种次网格尺度的大气运动, 只能用参数化的方法来表示, 因此, 积云对流对大气环流与气候变化的作用只能通过网格尺度和次网格运动的相互作用来反映。

随着数值天气预报的发展, 积云对流参数化技术已广泛应用于数值天气预报模式和大气环流及气候数值模拟中, 并且已发展了几种不同的对流参数化方案, 主要有: (1) Manabe 对流调整方案^[1,2], 后来 Betts^[3]以及 Betts and Miller^[4]发展了这种方案; (2) 考虑水汽的辐合、辐散及大气不稳定的 Kuo 对流参数化方案^[5], 后来 Anthes 发展了这种方案^[6]; (3) 考虑积云与周围大气环境相互作用及质量通量的 Arakawa-Schubert 方案, 即 A-S 方案^[7], 后来 Tiedtke^[8], Hack^[9]发展了这种方案。

80 年代以前, 有的学者认为, 对流参数化方案对短期天气预报模式的结果有着重要影响, 对长期气候数值模拟结果影响可能不大。但情况并非如此, 由于积云对流对大

1996-11-25 收到, 1998-03-31 收到再改稿

* 本文部分得到中国科学院“九五”重大项目“KZ951-A1-203”和国家“九五”重中之重点项目“96-908”的资助

气环流的作用是一种非线性的作用, 不同的参数化方案反映的作用机制不一样, 相应的反馈机制也不一样, 必然导致模拟出不同的大气环流与气候。Leslie^[10]、Donner^[11]、Kuo 等人^[12]用气候模式研究了不同的参数化方案对两个月左右气候模拟的影响, 他们指出: 不同方案对水平平均风场、经圈平均环流、低纬降水、加热场、500 hPa 高度场、海平面气压场等的模拟效果差别较大。Numaguchi 和 Matsuno^[13]用“Aqua Planet”模式积分 60 天, 发现采用 Kuo 参数化方案能较真实描述了低纬的双 ITCZ, 并且指出采用 Kuo 方案对低纬的对流云团、30~40 天低频振荡的模拟结果与采用 Manabe 方案模拟的结果有较大差异。

本文研究上述三种不同的积云对流参数化方案对全球气候数值模拟的影响, 重点研究不同的积云对流参数化方案对北半球冬、夏季降水和 500 hPa 平均环流模拟的影响, 并从水汽场和加热的垂直分布来说明不同积云参数化方案对夏季降水和环流模拟影响的可能原因。

2 模式、参数化方案及试验方案

2.1 模式

本文所用模式是由“北京大学五层大气环流模式”(PKU 5-L AGCM)^[14]加以改进后的“全球五层大气环流模式”(ImPKU-AGCM)。此模式垂直方向为五层, 水平分辨率为 $5.625^\circ \times 5.625^\circ$, 动力框架引入参考大气, 它满足总能量、总角动量守恒。经过多次试验证明了此模式长时间积分能保证计算的稳定性。

2.2 参数化方案

在本研究中所采用的对流参数化方案有以下三种方案:

(1) Manabe 方案 (见文献[1])

这种积云对流参数化方案是一种干、湿对流调整方案。在此方案中, 如果预报的大气未达到饱和且温度递减率超过干绝热递减率, 则温度层结赋为干绝热递减率, 湿度场假设为在该过程中混合, 并取平均值; 而如果大气为饱和且温度递减率超过湿绝热递减率, 则温度和水汽同时调整, 使大气刚好达到饱和, 温度层结满足湿绝热递减率。

(2) Kuo 方案 (见文献[5])

此方案考虑了空气辐合及不稳定。它定义对流性层为条件不稳定层, 其中的绝热对流过程由水汽的净辐合造成。并且, 它假设对流性层底为抬升凝结高度, 层顶为无浮力层, 而云的温度是通过从抬升高度跟踪气块上升而得出, 云顶就是气块的虚温与环境虚温相等的高度。

(3) A-S 方案 (见文献[7])

该方案主要考虑了积云群与大尺度环境相互作用。在 A-S 参数化方案中所采取的闭合假设是: 湿对流不稳定是由于大尺度过程与积云群负反馈之间准平衡的破坏而产生。它把大尺度环境分为云下混合层和其上部两部分, 环境的时间变化是由上述两部分的热量和水汽收支方程及混合层厚度的预报方程所控制。在混合层上部的环境中, 积云对流影响大尺度温度场和水汽场是通过积云诱发的下沉运动和包含液态水、饱和空气卷出并在环境中蒸发而起作用; 而在云下混合层中, 积云对流不直接影响其温、湿场, 而

是通过积云诱发的下沉运动影响混合层厚度来间接影响的。

2.3 数值试验方案

为了研究不同积云对流参数化方案对全球气候数值模拟结果的影响,限于计算机能力的限制,在本研究中,我们分别选取了一个强季风年(1995年)和一个弱季风年(1987年)作为数值模拟的研究对象,其数值试验方案如下:

(1) 取1987年1月1日大气初始场分别用上述三种参数化方案积分至1987年3月1日(共2个月);

(2) 取1987年6月1日大气初始场分别用上述三种参数化方案积分至1987年9月1日(共3个月);

(3) 取1995年5月1日大气初始场分别用上述三种参数化方案积分至1995年9月1日(共4个月)。

3 不同的积云对流参数化方案对北半球降水数值模拟的影响

积云对流不仅通过潜热释放影响大气的热源,而且还通过辐射来影响大气的加热,因而积云对流参数化方案的不同不仅可以通过潜热的描述,而且还通过影响辐射来影响大气环流与降水的数值模拟结果。下面,将比较采用这三种参数化方案对冬、夏季降水模拟的差别。

积云对流参数化方案对降水数值模拟可以产生直接的影响,同一种层结,采用不同的对流参数化方案来描述积云对流活动可以产生不同的降水模拟结果。我们分别采用上述三种不同的对流参数化方案和试验方案(1)和(2)对ImPKU-AGCM积分并比较其降水数值模拟结果的差别和与实况的符合情况。

下面,分别给出采用上述三种对流参数化方案对冬、夏季降水数值模拟结果:

3.1 冬季

采用上述三种对流参数化方案和试验方案(1)对ImPKU-AGCM积分,并把所得到的模拟结果进行平均,就分别得到采用A-S、Kuo和Manabe三种方案所模拟的平均日降水量分布。图1a、b、c、d分别是1987年冬季1~2月平均的日降水量和采用A-S、Kuo和Manabe方案所模拟的冬季1~2月平均的日降水量分布。从图1b、c和d可以看到,采用这三种方案所模拟的日降水量分布在热带地区均出现一强降水雨带,而在中、高纬度地区采用不同方案,其降水的模拟结果有很大差别:采用A-S、Manabe方案其降水模拟结果在东亚和北美地区各出现一明显雨带;而采用Kuo方案所模拟的日降水量分布在中高纬地区没有出现明显的雨带,这与图1a所示的实况相近。

从图1也可以看到,采用这三种方案所模拟的热带地区的降水分布虽然从宏观看均出现一强降水雨带,但它们之间也有差别:采用A-S和Manabe方案,模拟的降水分布分别出现在热带西太平洋、南美和非洲南部;而采用Kuo方案,模拟的降水主要分布在非洲南部、印度洋和热带西太平洋。从模拟的降水量看,采用A-S、Manabe方案模拟的降水量要比采用Kuo方案的模拟结果大。与图1a所示的实况相比,采用A-S方案所模拟热带地区降水分布与实况较符合。

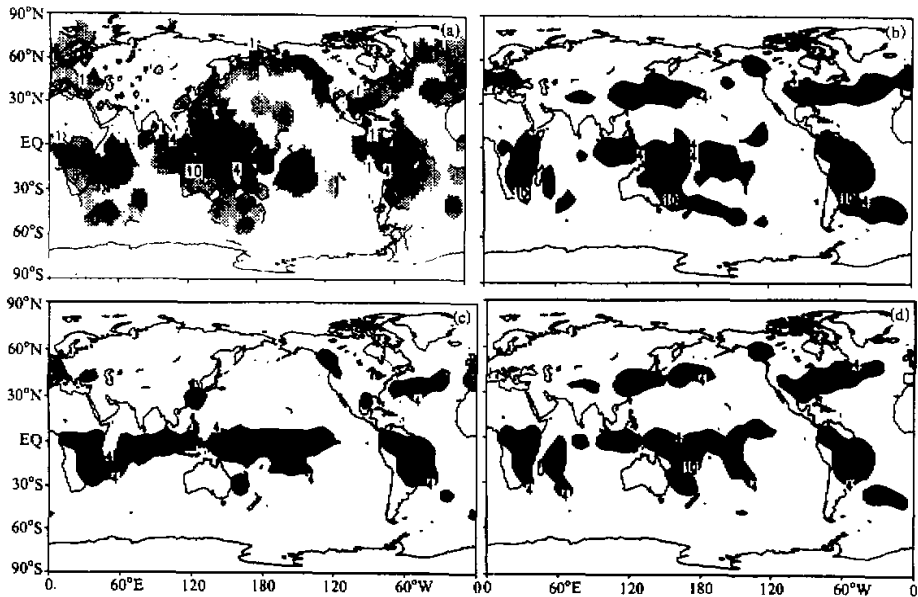


图 1 1987 年冬季 (1~2 月) 实测平均的日降水量 (a) 与分别采用 A-S (b)、Kuo (c) 和 Manabe (d) 对流参数化方案所模拟的平均日降水量分布 单位: mm/d

3.2 夏季

分别采用上述三种对流参数化方案和试验方案 (2) 对 ImPUK-AGCM 积分, 并把模拟出 6~8 月份 3 个月的日降水量进行平均, 从而分别得到 1987 年夏季采用 A-S、Kuo 和 Manabe 三种方案所模拟的平均日降水量分布。图 2a、b、c 和 d 分别是 1987 年夏季平均日降水量和采用 A-S、Kuo 和 Manabe 方案所模拟的夏季 (6~8 月) 平均日降水量分布。比较图 2b、c 和 d, 可看到采用这三种方案模拟的降水区差别位于东亚、北美和北非西部。采用 Kuo 方案所模拟的夏季降水在北非西部出现一雨区, 而采用 A-S 和 Manabe 方案所模拟的结果却偏于北非东部; 并且, 采用 A-S 和 Kuo 方案所模拟的结果, 在东亚的江淮流域可出现一强的雨带, 而采用 Manabe 方案则模拟不出强降雨带; 然而, 采用 Kuo 和 Manabe 方案却难以模拟在北美的雨区, 而采用 A-S 方案所模拟的降水在北美出现一雨区。

与图 2a 所示的实况相比, 夏季位于北非西部和东亚的雨带采用 Kuo 对流参数化方案能比较好地模拟, 但采用 Kuo 对流参数化方案则未能模拟出北美的雨区, 而采用 A-S 方案则能较好地模拟出北美的雨区; 并且, 采用这三种对流参数化方案虽均能较好地模拟出在热带西太平洋的强降水区, 但采用 A-S 方案所模拟的降水强度与实况更吻合, 而采用 Kuo 方案所模拟的降水强度在印度尼西亚附近似乎比实况偏弱; 此外, 采用这三种对流参数化方案所模拟的降水强度在青藏高原地区均比实况偏大, 因此, 在青藏高原地区降水的数值模拟仍需进一步研究。

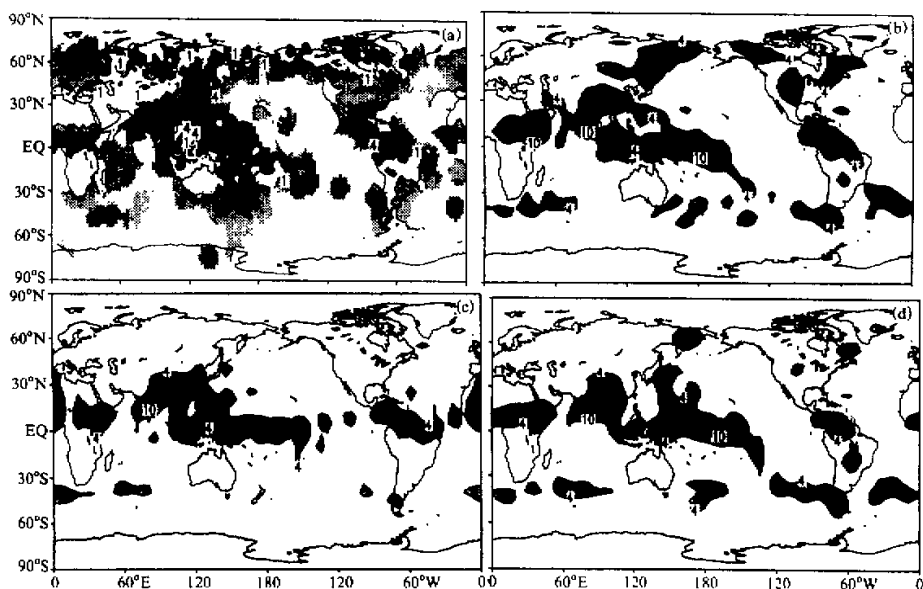


图2 1987年夏季(6~8月)实测平均的日降水量(a)与分别采用A-S(b)、Kuo(c)和Manabe(d)对流参数化方案所模拟的平均日降水量分布 单位: mm/d

我们还利用上述数值模式分别采用上述三种对流参数化方案和试验方案(3)对ImpKU-AGCM积分并把模拟出夏季6~8月的日降水量进行平均,从而得到1995年夏季采用A-S、Kuo和Manabe三种对流参数化方案所模拟的平均日降水量分布(图略)。按照Webster和Yang^[15]关于亚洲季风的定义,1987年是弱亚洲季风年,而1995年是强亚洲季风年。因此,我们把1995年夏季降水的模拟结果(图略)与1987年夏季降水模拟结果相比较,则其结果表明:采用Kuo方案比较好地模拟1995年东亚夏季风雨带,而另二种模拟结果较差,但是,采用A-S方案比较好地模拟北美地区、热带西太平洋和热带东印度洋地区的降水区,并且,在弱亚洲季风年,采用这三种方案所模拟的夏季降水分布的差别要比在强亚季风年它们之间的差别大。

4 不同的积云对流参数化方案对全球500 hPa高度场数值模拟的影响

由于积云对流不仅通过潜热影响大气热源,而且还通过云与辐射的相互作用来影响大气热源,因而不同的对流参数化方案对于环流系统的数值模拟将有严重影响。

下面,我们分别应用上述三种对流参数化方案对冬、夏季海平面气压和各高度场进行数值模拟,并比较采用这三种对流参数化对500 hPa高度场数值模拟结果之间的差别及与实况的符合情况。

4.1 冬季

图 3a、b、c 和 d 分别是 1987 年北半球冬季 1~2 月平均的 500 hPa 高度场和分别采用 A-S、Kuo 和 Manabe 对流参数化方案所模拟的北半球 1~2 月平均的 500 hPa 高度场分布。从图 3b、c、和 d 可以看到, 采用上述三种积云对流参数化方案都能够模拟出东亚大槽、欧洲西部槽和北美沿岸槽, 且与图 3a 所示的实测分布相近, 但在极涡的模拟结果上三者有明显差别。采用 Kuo 方案能较好地模拟极涡在北美与欧亚各中心的分布, 而采用 Manabe 方案虽也能模拟出这一特征, 但不如采用 Kuo 方案模拟的结果明显; 采用 A-S 方案则未能明显模拟出极涡在北美和欧亚各中心的分布特征。对于北太平洋副热带高压的模拟则采用 A-S 方案其模拟结果要比采用 Kuo 和 Manabe 方案的模拟结果好。此外, 在太平洋东部中高纬的浅槽, 采用 A-S 方案的模拟结果与实况更为吻合一些。

从以上模拟结果可以看到, 冬季由于对流活动并不剧烈, 因此, 对于中高纬度地区

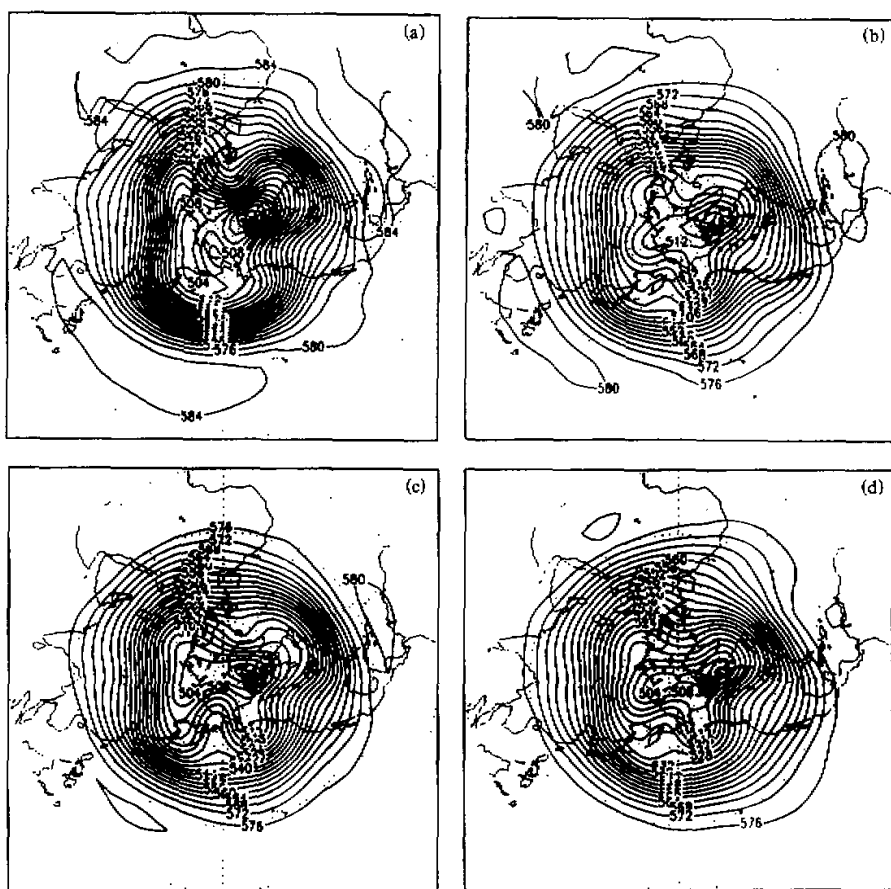


图 3 1987 年冬季 (1~2 月) 实测平均的 500 hPa 高度场 (a) 与分别采用 A-S (b)、Kuo (c) 和 Manabe (d) 对流参数化方案所模拟的 500 hPa 高度场分布 单位: 10 gpm

的大气环流数值模拟, 采用 A-S 方案并不能显示出其优势; 相反, 采用 Kuo 与 Manabe 方案对冬季中高纬环流的模拟结果较好; 然而, 采用 A-S 方案对于太平洋副热带高压和东太平洋槽的模拟结果较好, 这可能是由于 A-S 方案比较好地反映热带和副热带强盛积云对流活动与大尺度环流相互作用的缘故。

4.2 夏季

图 4a、b、c 和 d 分别是 1995 年北半球夏季 6~8 月平均的 500 hPa 高度场和分别采用 A-S、Kuo 和 Manabe 对流参数化方案所模拟的北半球 6~8 月平均的 500 hPa 高度场分布。从图 4b、c 和 d 可以看到, 采用上述三种对流参数化方案虽然都能模拟出北半球夏季四槽四脊的环流结构, 即贝加尔湖地区的槽、阿留申地区的槽、北美西岸的槽和大西洋地区的槽, 但与图 4a 所示的实测分布比较, 采用这三种对流参数化方案所模拟的北半球夏季中高纬环流系统还是有些区别, 并且采用这三种方案所模拟的西欧沿岸的槽比实况深。从中高纬地区环流系统的分布看, 似乎采用 Kuo 方案所模拟的结果与实况更符合一些; 并且关于副热带环流系统的模拟结果与实况也有较大差别, 采用 Kuo 和 Manabe 方案所模拟的伊朗高压比实况偏东, 但太平洋副热带高压却比实况偏弱, 而采用 A-S 方案所模拟的太平洋副热带高压其位置与实况相近, 但强度却比实况偏强。

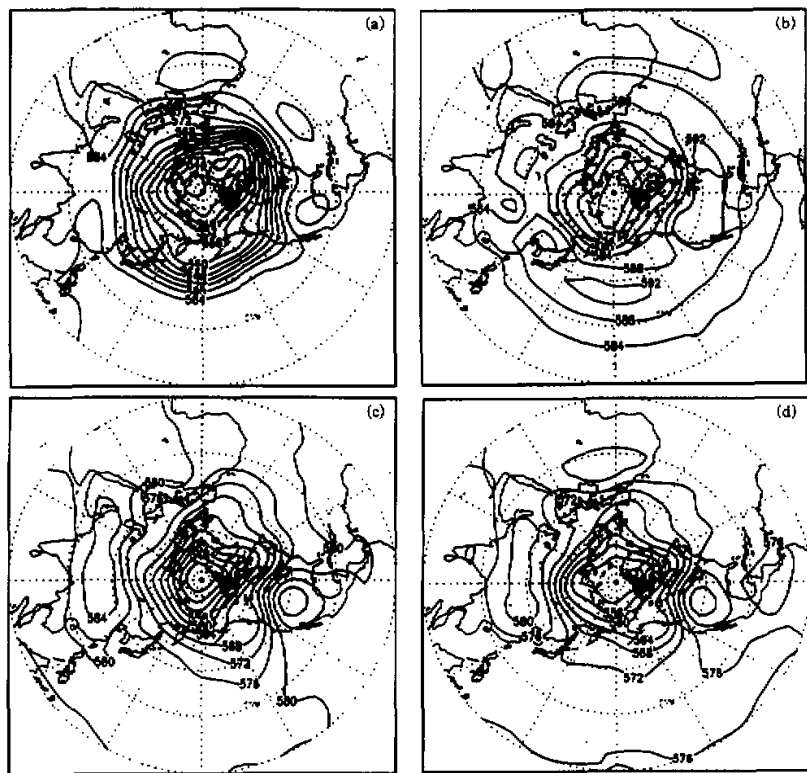


图 4 1995 年夏季 (6~8 月) 实测平均的 500 hPa 高度场 (a) 与分别采用 A-S (b)、Kuo (c) 和 Manabe (d) 对流参数化方案所模拟的 500 hPa 高度场分布 单位: 10 gpm

我们同样也采用上述三种参考数化方案对弱亚洲季风年 1987 年夏季 6~8 月的 500 hPa 高度场进行模拟。从所模拟的结果看, 采用这三种对流参数化方案同样也能模拟出夏季北半球中高纬地区的四槽四脊的环流结构, 但采用 Kuo 方案所模拟的中高纬地区 500 hPa 环流场与实况更相近一些, 而采用 A-S 方案所模拟的太平洋副热带高压与实况更符合。

5 不同的积云对流参数化方案对夏季加热场及水汽场数值模拟的影响

积云对流参数化的一个重要问题是研究积云对流对周围的加热及湿化问题, 这也是一般利用中尺度模式验证各种参数化方案差异的一个重要方面。在本节, 我们主要看一下气候模式中各种积云对流参数化方案对周围环境的加热及湿化的总体效应以及反馈之后的最后结果, 从而探讨造成采用各种积云对流参数化方案对气候数值模拟差异的原因。

图 5 给出 1995 年夏季平均得到的由于大尺度凝结和积云对流造成的对周围空气的减湿图。从图 5 可以看到, 除采用 A-S 方案所模拟的水汽场在 5°N、700 hPa 有一较大的减湿中心外, Kuo 和 Manabe 方案所模拟的水汽场的减湿中心偏于对流层 700 hPa 以下, 并分别在 60~30°S、0~30°N 出现较大减湿中心; 减湿的高度仍以采用 A-S 方案所模拟的减湿为最高, 这表明 A-S 方案所考虑的积云对流明显较强, 从减湿的大值中心看, Kuo 方案在 0~30°N 的 $10 \times 10^{-4} \text{ kg/kg} \cdot \text{d}$ 线伸展了最大的范围。

从图 5 所示的减湿可以推测 1995 年夏季由于大尺度凝结和积云对流造成的对周围空气的平均加热。从图 5 可看到, Kuo 方案和 Manabe 方案所描述的加热场比较相似, 分别在南半球 40°S、700 hPa 附近及北半球 10°N、700 hPa 附近出现两个加热中心。北半球的加热中心一直伸展到 100 hPa 附近, 这明显是由强对流引起的; 南半球的加热中心则为大尺度凝结所造成, 只到 500 hPa 附近, 这也是与南半球的雨带相对应的 (见图 2)。三种方案所描述的加热场的主要差别是 Kuo 方案在北半球的加热中心强, Manabe 方案是南半球加热中心强; A-S 方案的加热场表现为与 Manabe 方案及 Kuo 方案完全不同的性质, 即强对流型, 它在南半球 40°S 左右及北半球 10°N、200 hPa 都出现明显加热中心, 在 60°N 及 200 hPa 附近地区也出现明显加热中心, 在 30°N 附近的加热中心很明显偏于对流层底层。

综上所述, 由于 A-S 方案考虑了积云周围气流的卷出、卷入及强对流, 使得加热场与水汽场明显表现出强对流特征, 而 Manabe 方案及 Kuo 方案不明显。弱季风年各种对流参数化方案所描述的加热及湿化也可得出以上特征。

6 结论及讨论

本文利用一个五层大气环流谱模式 ImPKU-AGCM 分别研究了 A-S、Kuo 和 Manabe 三种不同的积云对流参数化方案对气候数值模拟的影响。由于不同的方案基于

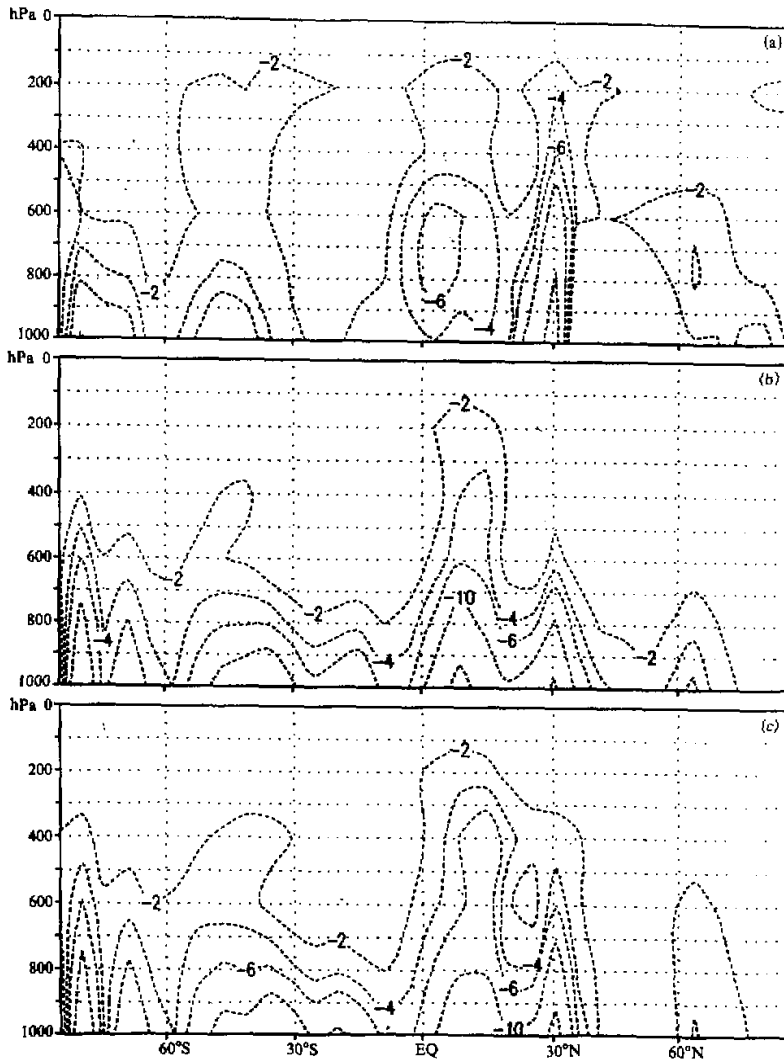


图5 1995年夏季, A-S (a)、Kuo (b) 和 Manabe (c) 方案所描述的大尺度凝结、积云对流所造成的减湿季节纬向平均的纬度-高度分布图 单位: $10^{-4} \text{ kg}/(\text{kg} \cdot \text{d})$

不同物理过程的考虑, 并采用不同的数学模型对积云对流进行描述, 因而, 它们在大气环流与气候数值模拟的效果也不一样。从采用这三种不同的对流参数化方案对北半球冬、夏季降水和环流系统模拟的结果可以得到以下结论:

(1) 从降水的模拟结果看, 采用 Kuo 方案对北半球中高纬地区和东亚地区降水的数值模拟的效果较好, 这可能因为这些地区的降水并非完全强对流降水, 而 Kuo 方案

所描述的积云对流较 A-S 方案弱, 因此, Kuo 方案较适合于北半球中高纬和东亚地区降水特性; 而采用 A-S 方案对北美和热带太平洋和印度洋地区的降水的数值模拟的结果与实况较相近, 这可能是这些地区积云对流强盛所致。

(2) 从环流系统的模拟看, 采用这三种方案虽均能模拟出冬、夏季北半球中高纬地区的环流结构, 但与实况比较, 采用 Kuo 和 Manabe 方案能较好模拟出冬季极涡的分裂过程, 而 A-S 方案对北美西部槽和北太平洋副热带高压模拟较好; 在夏季, 采用 A-S 方案对副高模拟结果较好。总的看来, 采用 Kuo 方案能较好地模拟出中高纬地区和东亚地区的一些系统, 而 A-S 方案对太平洋副热带高压和北美的环流系统模拟较好。

(3) 从加热场及湿化场描述来看, A-S 方案呈现出不同于 Kuo 方案及 Manabe 方案的特征, 这反映出该方案能描述强对流特征; 并且, Kuo 方案和 Manabe 方案所描述的加热场比较相似, 但 Kuo 方案描述的对流系统加热在 30°N 以南的副热带地区要比 Manabe 方案强。

(4) 此外, 采用不同对流参数化方案所模拟的东亚季风系统在弱季风年各种方案所得结果之间的差别较强季风年稍明显一些, 这可能是由于在弱季风年的夏季, 包括我国的江淮流域到朝鲜半岛南部和日本的东亚地区夏季降水反而强。

上述结果表明: 采用 Manabe, Kuo 和 A-S 对流参数化方案对降水和环流系统数值模拟的差异主要位于东亚、北美和北非三个区域以及对北太平洋副热带高压和热带西太平洋上空的强对流系统。因此, 针对不同降水特征采用不同参数化方案很有必要。并且, 上面数值模拟结果表明了采用不同参数化方案其气候模拟的结果差别是很显著的, 但究竟采用哪一种方案更好, 哪一种方案更适合于某些地区降水和环流系统的数值模拟, 尚需作进一步研究。

参 考 文 献

- 1 Manabe, S. and R. Strickler, 1964, Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 361~385.
- 2 Manabe, S., J. Smagorinsky and R. F. Strickler, 1965, Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle, *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769~798.
- 3 Betts, A. K., 1986, A new convective adjustment scheme, Part 1, Observational and theoretical basis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 677~691.
- 4 Betts, A. K. and M. J. Miller, 1993, The Betts-Miller scheme—The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr., No.46, Amer. Meteor. Soc., 107~121.
- 5 Kuo, H. L., 1965, On formations and intensification of tropical cyclone through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40~63.
- 6 Anthes, R. A., 1977, A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 270~286.
- 7 Arakawa, A. and Y. H. Schubert, 1974, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part 1, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 674~701.
- 8 Tiedtke, M., 1989, A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale motion, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779~1800.
- 9 Hack, J. J., 1994, Parameterization of moist convection in the National Center for Atmosphere Research community climate model (CCM2), *J. Geophys. Res.*, **99**, 5551~5568.

- 10 Lesie, L. M. 1981, Comparative performance of convective parameterization schemes in a short-term prognosis model, *Beitrage zur physik der Atmosphere*, **54**, 173~85.
- 11 Donner, L. J. H. L. Kuo and E. Picher, 1982, The significance of thermodynamic forcing by cumulus convection in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2159~2181.
- 12 Kuo, H. L. et al., 1988, Numerical simulation of the 1981 sichuan flood, Part I: Evolution of a mesoscale southwest vortex, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2481~2504.
- 13 Numaguchi, A. and T. Matsuno, 1992, Interaction between convection and large-scale flow fields in the tropics-numerical experiments with an "Aqua Planet" model, *Climate Variability*, edited by Ye, D. Z. et al., China Meteorological Press, 156~161.
- 14 罗勇, 1994, PKU5-LAGCM的设计及短期气候的数值模拟与预测研究, 北京大学博士论文.
- 15 Webster, P. J. and S. Yang, 1992, Monsoon and ENSO: selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877~926.

Influence of Convective Parameterization Schemes on Climate Numerical Simulation

Cheng Anning, Chen Wen and Huang Ronghui

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract In this paper, a 5-level AGCM is used to examine and compare the influence of three kinds of convective parameterization schemes (Manabe's scheme, Kuo's scheme and Arakawa-Schubert (A-S) scheme) on the numerical simulation of global climate. The results of numerical simulations show that there are large differences among the global rainfalls simulated by using these three kinds of cumulus parameterization schemes. The obvious differences are in East Asia, North America and North Africa, and the differences in summer are larger than those in winter. Compared with the observations, the monsoon rainfall in East Asia, simulated by using Kuo's scheme is better simulated, while the rainfall in the tropical western Pacific, the tropical Indian Ocean and North America can be well simulated by using A-S's scheme. However, the characteristics of the summer monsoon rainfall cannot be simulated by using Manabe's scheme. Moreover, it may be seen from the numerical simulation of circulation, the circulation structure over the middle and high latitudes during the Northern Hemisphere winter and summer can be simulated by using these three kinds of cumulus parameterization schemes. However compared with the observations, the splitting process of polar vortex and the circulation systems over the middle and high latitudes and East Asia in winter can be well simulated by using Kuo's scheme, while the circulation systems over North America and the Pacific subtropical high in winter and summer can be well simulated by using the A-S's scheme. Beside, there are also larger differences among the descriptions of heating and water vapor fields with these three convective parameterization schemes. The features of heating and water vapor described by using A-S's scheme are different from that described by using Kuo and Manabe's schemes, which may show that A-S's scheme can reflect the characteristics of strong convective activities. Although the characteristics of heating and water vapor described by using Kuo's scheme is the same as that described by using Manabe's scheme in some aspects, the heating due to the convective system described by using Kuo's scheme is stronger than that described by using Manabe's scheme in the subtropical region to the south of 30°N.

Key words convective parameterization scheme climate numerical simulation rainfall