

一次罕见的华南大暴雨过程的 诊断与数值模拟研究*

孙建华 赵思雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 首先对 1994 年 6 月中旬的华南暴雨过程进行了诊断分析, 然后, 利用 PSU 和 NCAR 发展起来的有限区域中尺度模拟系统 MM5 进行了数值模拟研究。诊断结果表明: 此次过程长江以南的大部分地区具备大尺度的降水条件, 而在两广地区降水更强, 这可能是由地形等其他条件决定的。两广地区活动较强的对流云团是造成暴雨的主要中尺度系统, 而东部地区主要是锋面造成的连续性降水, 对流活动较两广地区相对较弱。数值模拟结果显示: MM5 模式对这次华南的强降水过程具有较好的模拟能力, 静力方案对大范围雨区的模拟比非静力方案要好一些, 但对大暴雨区的模拟非静力方案似乎更具优越性。对流参数化方案的试验表明, Kuo 方案能较好地模拟大范围的雨区, Grell 方案对强暴雨中心的模拟似乎比其他方案好。对行星边界层方案的试验显示, 边界层过程对强的对流性降水的模拟是不可忽略的。这些看法与已有的诊断结果是相符的。

关键词: 非静力模式; 暴雨; 数值模拟

1 前言

1994 年 6~8 月, 我国东部地区经历了历史上罕见的异常天气, 两广出现了 1915 年以来少见的洪涝灾害。6 月中旬珠江流域西、北两江同时发生建国以来的最大洪水, 造成了近 300 亿元的重大经济损失。这次强降水过程主要是由于 1994 年夏季风的异常活动造成的。

对华南暴雨过去有不少研究工作, 但主要针对大尺度背景场^[1~5]。本文探讨 6 月中旬引发两广地区持续暴雨的 β 中尺度对流系统的影响。从云图上看, 此次过程 β 中尺度云团活动频繁, 是造成暴雨的直接影响系统。而 β 中尺度系统的发生、发展的时间尺度和空间尺度均较小, 目前的观测网难以捕捉到它, 即使是加密观测实验取得的资料, 对研究 β 中尺度系统仍显不够。然而, 大尺度观测网的资料有可能提供 β 和 γ 中尺度系统发生的背景, 虽然这种资料不具备完善的中尺度系统的信息, 但只要模式可以容纳和描述所激发的中尺度特征运动, 是可能迅速呈现中尺度结构场的。Anthes 等^[6]采用 MM4 模式复制出了中尺度系统及其有关的现象, 如低空急流、高空急流的强风速中心、MCC、冷锋和暖锋的锋生、山脉波等。Zhang 等^[7~9]也利用 MM4 模拟了 1977

1999-01-18 收到, 1999-07-02 收到再改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040907 和国家自然科学基金资助项目 49735180 以及中国科学院重点基金项目 KZ952-J1-403 共同资助

年 7 月北美 Johnstown 的洪水, 模式对引起降水的跑线和 MCC 的位置、强度以及降水率都有较好的模拟。

然而, 相当一部分中尺度现象, 特别是较强烈发展的中尺度现象属于非静力过程, 静力模式难以真实地反应这种现象的物理本质。因此, 近年来发展了非静力模式, 在静力模式 MM4 基础上发展起来的非静力模式 MM5 便是其中之一^[10]。Doyle 和 Warner^[11]用此模式, 采用 5 km 的水平分辨率, 成功地模拟了海岸涡旋和锋生现象。Liu^[12]利用 MM5 模拟出了北美 Andrew 飓风的内部结构。

因此, 本文拟采用中尺度非静力模式 MM5 研究华南地区的中尺度系统发生、发展机制及其有关物理过程的相对重要性。首先对这次过程的大尺度背景场进行诊断分析, 然后用 MM5 对整个过程进行初步的模拟试验, 对模式描写这场罕见的华南暴雨过程的能力进行了检验, 并力图借鉴已有的部分分析结果作些比较。对较小的中尺度对流系统的模拟结果将在另文发表。

2 天气形势分析与资料来源

1994 年 6 月中旬华南的暴雨持续时间长, 降水强度大。根据广州区域中心整理的降水资料, 这段时间两广的过程降雨量大部分在 100 mm 以上, 其中在桂西北和粤北的过程降水量最大, 粤北一般在 200~450 mm 之间, 桂西北在 200~600 mm 之间 (图 1)。

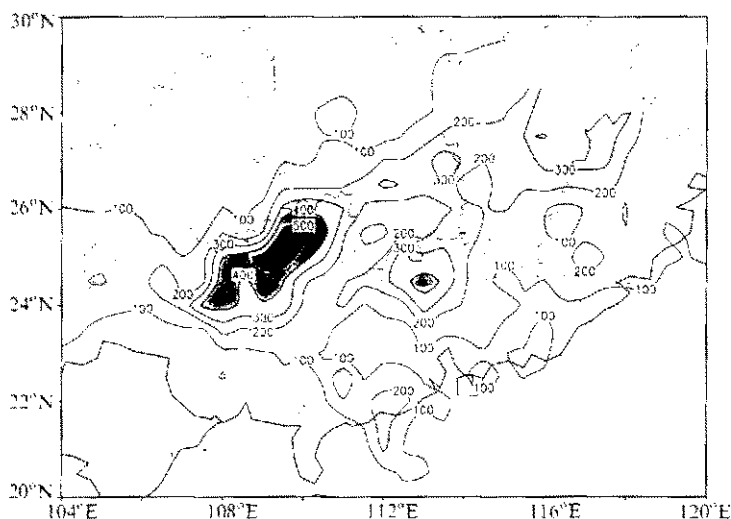


图 1 1994 年 6 月 12~17 日华南地区的总降水量 (单位: mm)

1994 年属于南亚季风活动异常强的年份。初夏, 季风偏弱, 华南前汛期推迟开始; 6 月中旬以后, 季风增强, 并比常年偏强; 6 月下旬, 西太平洋副热带高压突然北跳, 推进到黄淮。6 月中旬由于澳大利亚反气旋强烈发展, 南亚季风进一步加强 (图 2a)。同时 500 hPa (图 2b) 西太平洋副高脊在 15~18°N 之间活动, 而常年 6 月中旬

副高脊线平均在 20°N , 显然 1994 年副高比常年偏南偏西, 副高的偏南和西伸有利于其西侧西南气流的加强和输送, 而且高原东侧的偏北风 (即冷空气) 到达 24°N 。高层 200 hPa (图 2c) 南亚高压中心位于青藏高原的南侧, 华南上空盛行偏北风, 在暴雨区上空存在明显的辐散气流。

6 月中旬的降水是由中纬度两次高空槽从青藏高原东移造成的 (图 3a、b 分别是 12 日和 16 日 00 时的 500 hPa 高空图), 第一次过程是 11~13 日, 第二次过程是 13~17 日, 高空槽东移过程中, 冷空气南下侵入华南。从 850 hPa 的形势场看, 12 日在长江中下游至云贵高原一带形成东西向的切变线, 此后由于冷空气的不断补充和暖湿气流的输送, 此切变线一直维持。另外, 在贵州和广西北部有一低槽 (图略) 一直维持, 高原以东有冷空气不断南下, 对两广的暴雨有一定的作用。12~15 日广西北部出现大暴雨或特大暴雨, 16 日广西东部和北部、广东北部出现大暴雨。17 日冷空气推进到华南沿海, 18 日第二次高空槽东移出海, 相应的地面冷锋也东移出海, 降水过程基本结束。

所用资料为 1994 年 6 月 12~17 日的 00 时和 12 时的 NCEP 的格点资料、测站的地面及探空资料以及日本 GMS 卫星每小时一次的红外云图等。为方便叙述, 本文中的时间都为世界时。

3 1994 年 6 月中旬华南暴雨的诊断分析

3.1 温度场和湿度场的分析

对这段时期的温度场和湿度场作了分析, 从相当位温和相对湿度的分布来看 (图

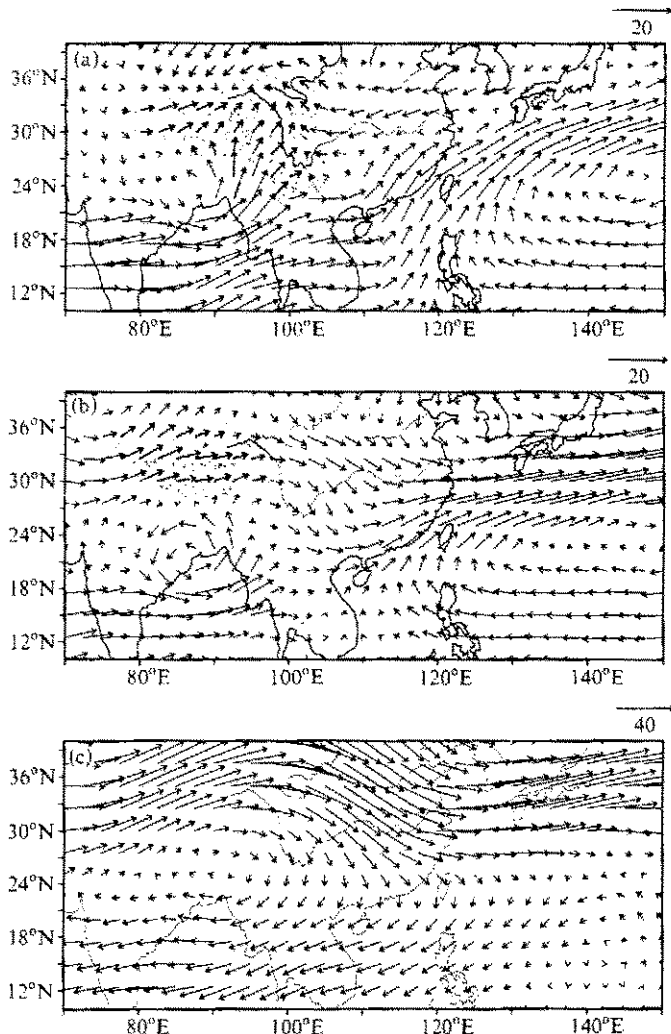


图 2 1994 年 6 月 12~17 日的平均风场
(a) 850 hPa (阴影为地形高度大于 1500 m);
(b) 500 hPa (阴影为地形高度大于 5000 m); (c) 200 hPa

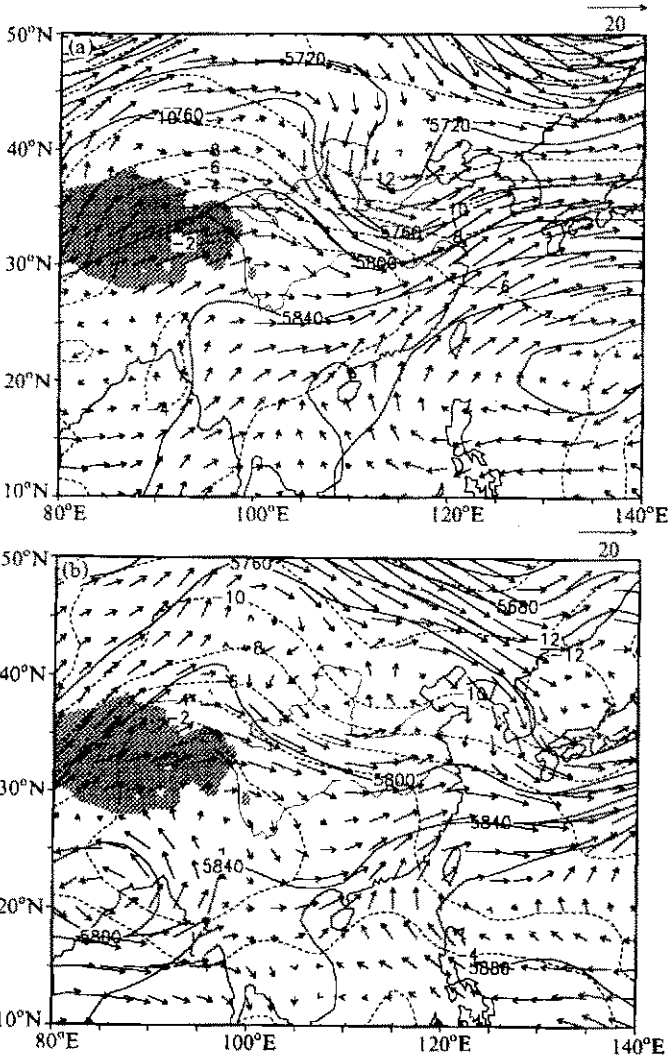


图3 1994年6月12、16日00时的500 hPa高度场、
温度场和风场（阴影为地形高度大于5000 m）
(a) 12日00时; (b) 16日00时

略)，整个江南地区为高位温（ $>345\text{ K}$ ）和高湿度（ $\text{RH}>80\%$ ）区域。这与大暴雨主要发生在广西及广东的西北部地区的实际观测结果是一致的。

3.2 中尺度对流云团的分析

MCS（中尺度对流系统）指的是一类深对流系统，其尺度远大于单体雷暴，并且在中高层对流层常有大片层状云砧，水平尺度广达数十乃至上百公里。这种云系的典型生命期达6至12小时，有时候系统的层状云砧能维持数日之久。此次华南暴雨过程 β 中尺度对流云团十分活跃，是造成暴雨的主要中尺度天气系统，这些云团镶嵌在华南静止锋云带中，它们产生在切变线南侧的暖湿偏南气流里。华南地区为什么有利于中尺度对流云团的生成，这是一个值得深入研究的问题。

利用日本GMS卫星每小时一次的红外云图，分析

了暴雨期对流云团的活动情况。从6月12~17日的整个降水过程来看，这几天中国的南方从长江口到广西的西部有一条东北—西南向的锋面（切变线）云系，这条云系中不断有较强的对流云发展。其中，云系的东段（福建、浙江和江西）的对流云尺度小，持续时间短；西段（广西、广东）每天都有较强的对流云团发展，云团持续的时间较长，一般在10小时左右，它们是造成广西强降水的主要中尺度系统。表1为12~17日广西、广东境内较强的对流云团活动的情况。

从表1可以看出，云团主要生成在下午和夜晚，且主要生成在两个区域：（ $104\sim109^\circ\text{E}$ ， $23\sim25^\circ\text{N}$ ）（广西北部）和（ $112\sim115^\circ\text{E}$ ， 24°N ）（广东北部）。由于大多数云团移动很慢或呈准静止，所以，这两个生成较多云团的地区与两广地区过程降雨量的两个大值中心一致（见图1）。

表 1 6 月 12 日 00 时~17 日 00 时（世界时）云团活动情况

序号	生成时间	生成地区	消亡时间	移动情况	影响地区	覆盖范围
1	12 日 05 时	(105.0°E, 25.0 °N)	12 日 14 时	稳定	广西	2°×2°
2	12 日 15 时	(109.5°E, 24.5 °N)	13 日 05 时	东北向移	广西、广东	5°×4°
3	12 日 16 时	(112.0°E, 22.0 °N)	13 日 05 时	东北向移	广东	1°×2°
4	13 日 08 时	(107.0°E, 23.5 °N)	13 日 19 时	稳定	广西	4°×4°
5	13 日 08 时	(105.0°E, 25.0 °N)	13 日 19 时	稳定	广西	
6	13 日 18 时	(109.0°E, 25.0 °N)	14 日 04 时	稳定	广西	3°×3°
7	14 日 09 时	(105.0°E, 24.0 °N)	14 日 16 时	东移	广西	2°×2°
8	14 日 11 时	(107.0°E, 23.5 °N)	15 日 03 时	东北向移	广西	4°×3°
9	14 日 14 时	(109.5°E, 24.0 °N)	15 日 03 时	东北向移	广西	
10	15 日 09 时	(104.5°E, 24.5 °N)	15 日 13 时	稳定	广西	1.5°×1.5°
11	15 日 12 时	(107.0°E, 24.0 °N)	16 日 01 时	东北向移	广西	5°×4°
12	16 日 06 时	(112.5°E, 24.0 °N)	16 日 16 时	东北向移	广西、广东	2°×2°
13	16 日 08 时	(109.0°E, 23.0 °N)	16 日 16 时	东移	广西、广东	2°×2°
14	16 日 16 时	(108.5°E, 23.0 °N)	17 日 04 时	东移	广西、广东	2°×2°

从云图上看，从 12~17 日高原以东的地区每天 05 时左右云系加强，然后东移，大约在 20 时左右整个云系减弱消散，而从长江口到华南地区有一条切变线云系，两广地区处于这两条云系的交汇处（图 4 为 12 日的 06 时和 20 时的云图）。每天当高原以东的云系开始增强时，广西地区的强对流云也开始发展，12~16 日广西都有强的对流云团发展，17 日由于切变线南移，切变线云系也南退到沿海地区，广西不再是两个云系的交汇处，因而广西没有强的对流云发展。高原以东的这条云系可能是低槽云系或低涡云系，但这条云系为什么会有这么有规律的日变化，以及为什么两条云系的交汇处就容易激发中尺度对流云团是值得深入研究的问题。

从这几天对流云团的发展过程来看，这几个强的对流云团是由一个小的对流云（ γ 中尺度）发展而来，开始时云图上只有一个亮点，然后逐渐增大；或者是由几个小的对流云合并发展而来，即开始时云图上有许多小的对流云发展，然后逐渐合并在一起并且发展增强。综上所述，这段时间的对流云发展是在有利的大背景下， γ 中尺度向 β 中尺度的尺度升级过程。对流云团的发展还有明显的日变化，一般在下午和晚上激发，几个强的对流云团基本是在晚上才发展起来的，这种明显的日变化是什么原因造成的呢，可能与边界层的日变化有关，也可能还有其他的因素影响。

另外，从地形分布上看，广西除南面地势较低外，其余三面环山，海拔较高，成为一个大的喇叭口地形，夏季，从喇叭口的西南面吹来的西南风和从东南面吹来的东南风，在此喇叭口中辐合，因此极易产生对流。迎风坡也是对流易发展的地方。对流云团的生成区域（108~110°E，23~25°N）就是位于此喇叭口中，另一个对流云团的生成区域（112~115°E，24°N）位于粤北的迎风坡。因而，喇叭口中的辐合和迎风坡的抬升可能是两广地区对流易于发展的原因之一。

4 MM5 模式系统简介

MM5 是 PSU 和 NCAR 发展起来的有限区域中尺度模拟系统，模式的主要特点：

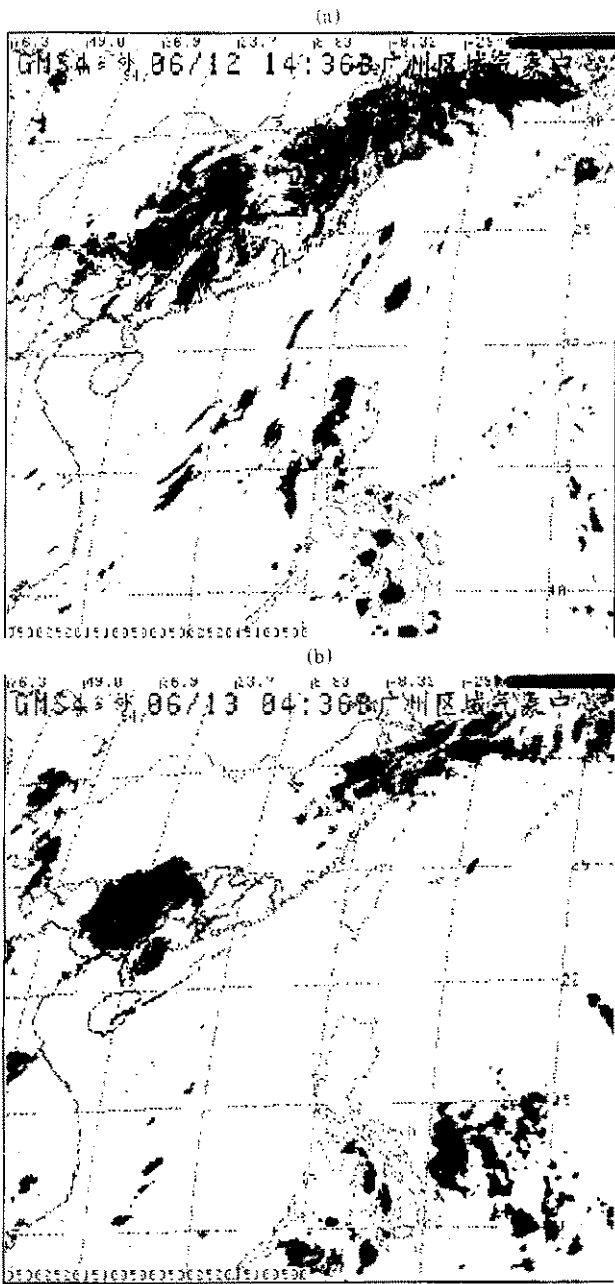


图 4 1994 年 6 月 12 日的 GMS 卫星云图
(a) 06 时; (b) 20 时

(1) 既有静力又有非静力的动力框架; (2) 具有云物理和边界层等多种物理过程; (3) 具有多重嵌套能力; (4) 有四维资料同化的能力。

除了主模式外, 模式系统还包括几个辅助程序, 这些辅助程序完成前处理和后处理的任务。MM5 的整个模拟系统如图 5 所示, 其中 TERRAIN 是处理地形和陆面参数的程序, 它可将各种分辨率的地形和陆面参数资料插值到模式的网格上。DATAGRID 可将一些中期预报模式 (NCEP、ECMWF 等) 的分析或预报场插值到模式网格上作为背景场。RAWINS 接入人探空和地面资料, 可利用 DATAGRID 产生的背景场向实际的探空和地面观测值进行张弛逼近。然后用 INTERP 程序将 P 面的值插值到 σ 面, 形成进入模式的初始场, 获得预报结果后, INTERP 程序将模式的输出值反插回 P 面供使用。

模式的物理方案: 降水物理方案分为显式方案和隐式方案两类, 显式方案用于可分辨尺度的降水, 隐式方案用于不可分辨尺度的降水, 这两类方案可同时使用。显式方案有两种: 简单冰相过程, 此方案在

低于 0°C 时, 云水作为云冰、雨水作为雪处理; 混合冰相过程, 此方案以前一个方案为基础, 但在零度以下可以有过冷却水存在, 零度以上可以有雪存在。隐式方案 (积云参数化方案) 包括: Kuo 方案、Arakawa-Schubert (A-S) 方案和 Grell 方案。行星边界层方案包括总体空气动力学参数化方案和高分辨率的 Blackadar 行星边界

层方案。

数值模拟的方案：计算区域为 (105~125°E, 15~35°N)，为了便于与观测资料比较，格距取为 30 km。模拟的初值采用 NCEP 的 2.5 × 2.5 格点资料作背景场，为了能包含更多的信息，再用常规的探空、地面测站资料在背景场的基础上作再分析，形成初始场。垂直方向分 23 层 (σ 坐标)：1.00、0.99、0.96、0.93、0.90、0.87、0.84、0.80、0.76、0.72、0.64、0.60、0.55、0.50、0.45、0.40、0.35、0.30、0.24、0.18、0.12、0.06、0.00。

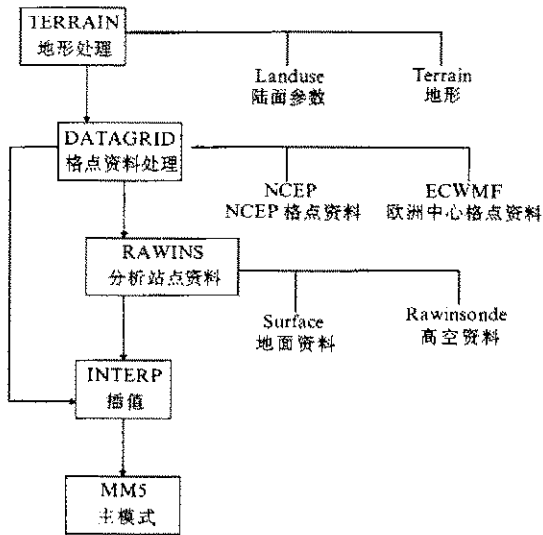


图 5 MM5 模式系统流程图

5 静力和非静力方案的对比

为了讨论非静力和静力方案的区别，我们进行了对比试验。非静力方案：张弛的流入/流出侧边界条件；总体行星边界层方案；上边界条件为辐射边界条件；水汽方案为隐式方案和显式方案合用，显式方案采用简单的冰相过程，隐式方案采用 Grell 积云参数化方案。静力方案：张弛侧边界条件；上边界条件为刚盖边界条件；其他的物理方案同非静力方案。

对 6 月 12~17 日分别采用静力和非静力方案作 24 小时模拟，为了作定量的对比，对模拟的 24 小时降水量作 T_s 评分， $T_s = N_a / (N_a + N_b + N_c)$ ， N_a ：模拟正确的格点数； N_b ：空报的格点数； N_c ：漏报的格点数。

表 2 1994 年 6 月 12~17 日模拟的 24 小时降水量的 T_s 评分表

		12 日	13 日	14 日	15 日	16 日	17 日	平均值
静力	10 mm	35.1	30.0	31.0	37.6	45.2	46.4	37.6
	25 mm	33.5	23.6	14.5	20.4	42.4	37.1	28.6
	50 mm	16.0	1.0	2.6	0.0	18.1	22.0	9.95
非静力	10 mm	37.9	27.7	31.8	32.5	42.2	37.6	35.0
	25 mm	37.7	16.4	14.7	9.3	37.3	35.1	25.1
	50 mm	21.3	9.9	10.0	8.6	24.0	29.2	17.2

从这 6 天的平均评分来看，静力方案在 10 mm 和 25 mm 的降水评分略比非静力方案高，而静力方案模拟的大范围雨区比实况大，非静力方案比实况小。对 50 mm 以上的暴雨区的模拟，静力方案显然不如非静力方案，这说明非静力方案在模拟强降水方面好于静力方案，这可能是因为，引起强降水的是较小尺度的对流系统，这类中尺度系统是非静力的。统计事实显示，在造成这次华南特大降水的云系中，强降水的确是主要发

生于积雨云区内^[13], 这与上述的模拟结果是一致的。尽管我们采用的格距似乎粗了一些, 本来静力方案和非静力方案之间的差别应当已经减小, 但时间积分的结果有可能把这种差别累积起来, 因而总的结果仍然有明显的差异。

从这几天的降水模拟来看, 以 16、17 日 (图 6) 的模拟最好, 其次是 12 日, 这三天模拟的 50 mm 的暴雨区与实况都大致相符。13、14 和 15 日这三天, 虽然整体的雨带和强中心大多能报出来, 但由于整个雨带较实况有所偏离, 所以评分相对较低。

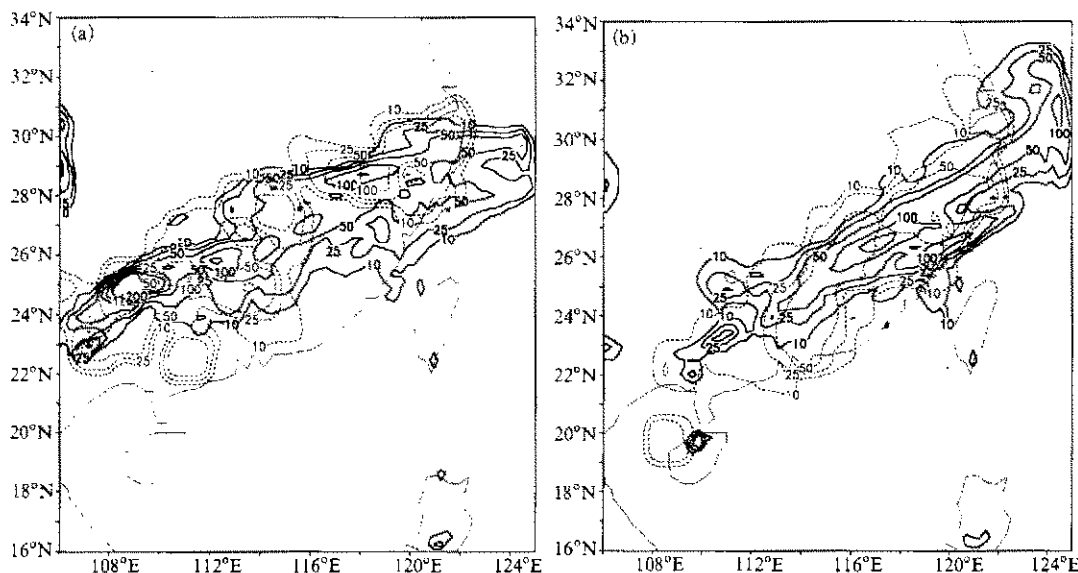


图 6 1994 年 6 月 16 和 17 日非静力方案预报的 24 小时降水和实况

(a) 16 日; (b) 17 日 (实线: 预报; 虚线: 实况)

综上所述, MM5 对这次暴雨过程有一定的模拟能力, 静力方案对大范围的雨区模拟较非静力方案略好, 但非静力方案对强暴雨中心的模拟较好。模拟的大于 50 mm 的雨区的平均 T_s 评分可达 17.2。

6 水物质方案和边界层方案的试验

MM5 模式设计了很多物理过程, 为了找出对华南降水过程起主要作用的物理因子, 将针对物理过程设计一些试验。

6.1 水物质方案的试验结果

水物质方案包括水汽、云水、雨水及冰晶等的描述。为了试验各种水物质方案对华南地区前汛期降水的模拟能力, 设计了以下五个试验 (控制试验为前面的非静力试验): 前三个试验显式方案都采用简单的冰相过程, 隐式方案分别采用下面的方案: 试验一采用改进的 Kuo 方案 (KUO); 试验二采用 Arakawa-Schubert 方案 (A-S); 试验三不采用对流参数化方案 (NCON); 为试验冰相过程的重要性, 试验四显式方案采用混和冰相过程, 隐式方案采用 Grell 方案 (MICE); 试验五为试验潜热释放在模拟

中的重要性, 去掉潜热释放 (NHEAT)。

由于对 16 日的个例模拟较好, 因而, 上面的几个试验采用 16 日的资料作初值。对试验所得的 24 小时降水作 T_s 评分 (见表 3)。

表 3 物理方案试验的 24 小时降水量的 T_s 评分表

编号		试验内容	T_s 评分			
			10 mm	25 mm	50 mm	100 mm
控制	试验零	控制试验	42.2	37.3	24.0	10.5
降水物理方案	试验一	Kuo 参数化方案 (KUO)	42.5	42.9	28.6	0.0
	试验二	Arakawa 参数化方案 (A-S)	38.8	35.2	21.2	7.7
	试验三	无对流参数化方案 (NCON)	35.8	35.2	21.2	7.7
	试验四	混合冰相过程 (MICE)	43.6	36.6	22.6	11.8
	试验五	无凝结潜热释放 (NHEAT)	38.1	37.4	17.2	0.0
边界层方案	试验六	高分辨行星边界层方案 (HPBL)	42.9	36.5	21.8	15.4
	试验七	无行星边界层方案 (NPBL)	39.8	36.4	20.1	0.0

模拟结果显示, 对于 Kuo 方案只有 100 mm 以上的评分比控制试验低, 从模拟的 24 小时雨量 (图 7a), 可以看到 Kuo 方案模拟的降水面积偏大, 10 mm 和 25 mm 的雨区都比实况大, 50 mm 的雨区的面积与实况差不多, 但位置稍有偏离, 对 100 mm 以上的暴雨区却未能模拟出来。这说明 Kuo 方案对大范围雨区的模拟能力较强, 但对较强的暴雨中心却缺乏必要的模拟能力。应当承认, 对暴雨 (50 mm) 的预报已属不易, 而对大暴雨 (100 mm) 雨区的预报, 其难度更是可想而知, 评分一般不会太高, 不能过分要求, 只能作为参考。但是, 如果要想今后进一步改进模式, 思考一下问题所在也是很有必要的。这可能是因为 Kuo 方案中的对流量是由大尺度的水汽辐合控制的, 所

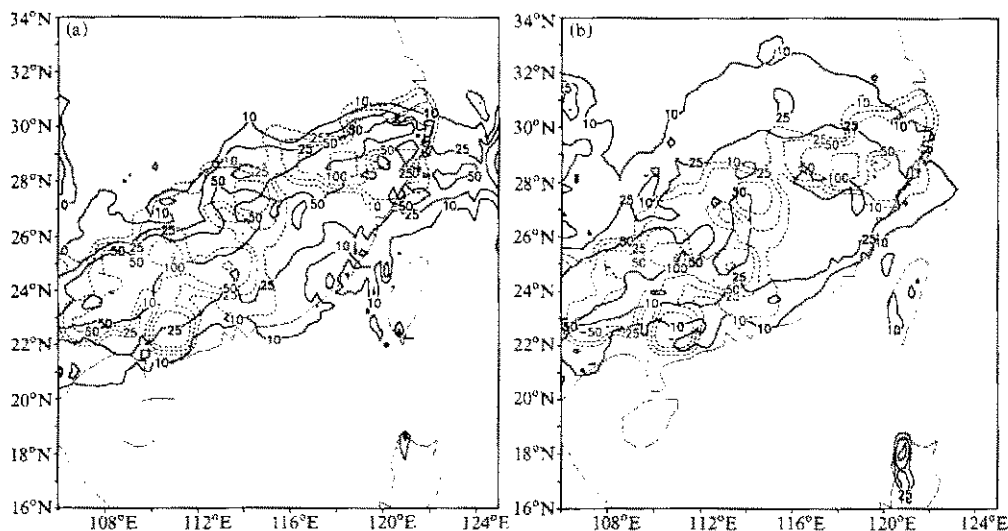


图 7 1994 年 6 月 16 日的预报的 24 小时降水和实况

(实线: 预报; 虚线: 实况)

(a) Kuo 方案; (b) 无潜热释放方案

以对局地暴雨的模拟能力要差些。虽然 Arakawa-Schubert 方案是目前较为复杂的对流参数化方案, 计算量也较大, 但对这个个例的模拟效果却不甚理想, 原因有待进一步分析。采用混合冰相过程的试验结果和控制试验的结果基本一致。

去掉潜热释放实验 (NHEAT) 的模拟结果显示, 各级 T_s 评分均有下降。从模拟的雨量 (图 7b) 上看, 未能模拟出大于 100 mm 的暴雨中心, 而降水的范围 (10 mm 雨量线) 比实况大得多。从对形势场的模拟来看, 即使与控制实验比, 低压的位置偏差较大, 强度也弱。控制实验和实况的 500 hPa 槽前都有大范围的上升运动区, 而该实验 500 hPa 槽前却无明显的上升运动区, 这说明去掉潜热后, 上升运动明显减弱。

6.2 边界层方案的试验结果

行星边界层 (PBL) 过程参数化是中尺度数值天气预报模式中的一个很重要的问题, 这是因为下边界的近地层和复杂地形, 对暴雨及其各类中尺度系统的发生和发展, 都有重要的强迫作用。由于控制试验中采用的是总体行星边界层方案, 将设计两个试验: 试验六采用 Blackadar 高分辨率的行星边界层方案 (HPBL); 试验七不采用行星边界层方案 (NPBL)。

模拟结果显示, 高分辨的行星边界层方案相对于总体行星边界层方案 (控制实验) 对改善暴雨中心的模拟确有作用, T_s 评分由 10.5 提高到 15.4, 而去掉边界层方案影响最大的就是强暴雨中心的模拟。从降水的模拟 (图略) 看, 对应于东部低压中心的 100 mm 以上的暴雨中心, 实验 HPBL 就模拟得较好, 而实验 NPBL (图略) 未能模拟出此中心。这不是偶然的, 已有的观测事实为上述结果提供了有力的支持, 例如, 在 925 hPa 上在桂北大暴雨中心附近生成和维持的中尺度辐合中心, 为暴雨区的边界层和低层持续输送了 78% 以上的暖湿空气, 成为主要的水汽供应来源, 并对位势不稳定层结的建立和维持, 特别是对暴雨的触发均有重要的贡献^[14]。

综上所述, 对 1994 年个例来说, 由于资料缺乏, 与更细的实况比较有困难, 作为第一步, 本例采用 30 km 格距, 在这种格距下, 仍然需要对流参数化方案, 它仍在一定程度上能改进模拟结果, 特别是降水的模拟。但对不同性质的降水需要选取不同的方案。潜热的释放对系统的发展有重要的作用。对于强的对流系统的降水模拟, 边界层过程也是不能忽略的。

7 结论

通过对 1994 年 6 月 12~17 日的华南暴雨过程的诊断分析与数值模拟, 得到如下初步的看法:

(1) 通过大尺度的诊断分析发现, 此次过程长江以南的大部分地区具备大尺度的降水条件, 但两广地区的降水强度却更强, 这可能是由地形等其他有利条件决定的。

(2) 观测资料表明, 此次过程两广地区对流云团活动强, 是造成暴雨的主要中尺度系统, 而东部地区主要是锋面造成的连续性降水, 对流活动较两广地区弱, 为什么两广地区容易产生中尺度对流系统值得深入研究。

(3) MM5 模式对这段时间的华南降水过程具有较强的模拟能力, 静力方案对大范围雨区的模拟比非静力方案要好一些, 但对大暴雨区的模拟, 非静力方案似乎更具优越

性。

(4) 对对流参数化方案的试验发现, Kuo 方案能较好地模拟大范围的雨区, 但对强暴雨中心的模拟能力尚显不足; Grell 方案对强暴雨中心的模拟似乎好一些。

(5) 对凝结潜热作用的试验表明, 没有潜热的释放, 低压系统的移动较慢, 强度也较弱。模拟的降水范围偏小, 强度偏弱。凝结潜热的释放对中尺度系统的发生、发展有重要的影响。

(6) 对行星边界层方案的试验发现, 边界层过程对强对流降水的模拟是不可忽略的。

(7) 在上面的成功模拟的基础上, 考虑到非静力过程对这次暴雨的作用, 以及强对流的潜热释放和边界层的显著作用, 可以认为, 这次罕见的华南大暴雨过程的确是由一系列对流云团引发。本文的结果是初步的, 如有可能, 今后将结合 1998 年华南暴雨试验的资料对这一地区(特别是广西)的 β 中尺度对流云团进行更细的模拟, 以研究其发生、发展的条件和过程。

致谢: 周晓平研究员、许焕斌研究员对本项研究工作提出宝贵的意见和建议, 谨此致谢。

参 考 文 献

- 1 陶诗言等, 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980.
- 2 陶诗言, 1994年东亚夏季风活动的异常与华南的特大洪涝灾害, I. 大气环流的异常, 1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 1~5.
- 3 《华南前汛期暴雨》编写组, 华南前汛期暴雨, 广州: 广东科技出版社, 1986.
- 4 李真光等, 华南前汛期暴雨的成因与预报问题, 华南前汛期暴雨文集, 北京: 气象出版社, 1981, 1~8.
- 5 汪永铭, “94.6”华南连续暴雨的分析, 1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 50~56.
- 6 Anthes, R. A., Y.-H. Kuo, S. G. Benjamin and Y.-F. Li, The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modeling results, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 1187~1213.
- 7 Zhang, D.-L. and J. M. Fritsch, Numerical simulation of meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part I: Model description and verification, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 1913~1943.
- 8 Zhang, D.-L. and J. M. Fritsch, Numerical simulation of meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex, *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**, 2593~2612.
- 9 Zhang, D.-L. and J. M. Fritsch, Numerical sensitivity experiments of varying model physics on the structure, evolution and dynamics of two mesoscale convective system, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 261~293.
- 10 Dudhia, J., A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**, 1493~1513.
- 11 Doyle, J. D. and T. T. Warner, Nonhydrostatic simulation of coastal mesobeta-scale vortices and frontogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**, 3371~3392.
- 12 Liu, Y. B. and D.-L. Zhang, A Multiscale numerical study of hurricane Andrew(1992). Part I: Explicit simulation and verification, *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**, 3073~3092.
- 13 邓雪娇, 黄浩辉, 吴兑, “94.6”广东汛期降水的云、雨特征, 1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 72~76.
- 14 梁志和, 边界层对“94.6”广西特大暴雨的作用, 1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 81~86.

A Diagnosis and Simulation Study of a Strong Heavy Rainfall in South China

Sun Jianhua and Zhao Sixiong

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Heavy rainfalls occurred in South China in the mid June of 1994. In this paper, a diagnostic study and numerical simulations using MM5 developed by PSU/NCAR have been conducted. The results of diagnosis show that there is enough moisture in the southeast and southwest parts of China, but the heavy rainfalls in Guangxi are severer than other areas, so the heavy rainfalls in Guangxi may be caused by terrain or other factors. The strong cloud clusters are the main mesoscale systems that cause heavy rainfalls in Guangxi. The results of simulations indicate the numerical model can successfully simulate the case, the hydrostatic scheme is better than nonhydrostatic scheme in simulating large scale rainband; on the contrary, in reproducing the maximum centers of heavy rainfalls the opposite is true. The simulation experiments on convective parameterization schemes indicated Kuo scheme can simulate the large scale area of rainfalls well and Grell scheme is better than Kuo scheme in simulating the centers of heavy rainfalls. In addition, the results also show that the PBL process could not be neglected in simulating severe strong rainfalls.

Key words: nonhydrostatic model; heavy rainfall; numerical simulation