

纯积云降水与积层混合云降水加热剖面的差异*

朱 彤 汪秀清** 朱 蓉

(中国气象科学研究院,北京 100081)

提 要

文章对1991年7月吉林省连续出现的两次较大的、不同性质的降水过程进行了诊断分析与数值模拟.分析发现,7月20日的在暖区中发展起来的中尺度对流复合体纯积云暴雨过程,其视热源(Q_1)的垂直剖面呈双峰状;7月21~22日,在稳定的气旋降水中嵌有中尺度积云对流降水,其视热源剖面峰值较低,位于550hPa左右.模拟结果表明,在不同的天气系统中积云加热剖面的峰值高度是不同的,而这一差异对大尺度环境流场的反馈作用也是不同的.

关键词:积云降水;加热剖面;数值试验.

1 引 言

关于纯积云降水和积层混合云降水,人们已从云物理过程等角度作了许多研究^{[1][2]},它们的显著差别是:纯积云降水,如对流单体、MCC等都发生在深厚的不稳定区.对流云垂直伸展高,降水强度大,持续时间短.积层混合降水的特点是:在大范围层状云回波中含有一些中尺度对流回波带和中尺度回波团,这种对流云通过积云对层云的播撒作用可以提高层云的降水率,而宽广湿润的层状云又有利于积云生命史的延长.在江淮梅雨和爆发性气旋中都存在这种降水过程.但是,对这两种降水过程的垂直加热场的特征及加热场对大尺度环流的影响,我们还不十分清楚.在天气尺度和中 α 尺度的数值天气预报模式中,郭晓岚提出的积云对流参数化方案被广泛运用.这个方案的一个缺点是它不能较好地再现观测的视热源和视水汽汇的垂直廓线^[3].在一部分数值模式中(如MM4),运用简化的参数化方案,其中加热和增湿廓线是给定的.很多研究都表明,数值模拟结果对加热廓线的选取非常敏感,因此有必要了解不同天气系统中积云对流加热廓线的特征,以及它们对大尺度环流的反馈作用.基于这一思想,本文对MCC中的纯积云降水和锋面气旋中的积层混合云降水的加热剖面分别进行了诊断分析和数值试验.

* 由国家“八五”攻关课题 9060806 资助. ** 现在吉林省气象台.

1993-08-23 收到,1994-02-26 收到再改稿.

2 天气过程和天气形势分析

7月20日08时500hPa图上,在赤塔东北部有一冷涡,东北地区处于槽前,副热带高压呈块状,脊线在30°N附近.200hPa东北地区位于高空急流出口区的左侧,形成了较好的上层辐散抽吸场.850hPa在槽前一个暖脊里,有一支从渤海湾伸向东北平原的低空西南风急流,最大风速为24m/s.地面从黄土高原到大兴安岭为一低压带,其中,有一条冷锋在赤塔到乌兰巴托、酒泉一线.从卫星云图上可以看到,在吉林省中部地区的晴空区产生了几对流单体,并迅速发展成中尺度对流复合体,云顶温度达到-54°C.这是一次在晴空区出现的单纯的中尺度强对流降水过程,其最大降水量为96mm(图1).

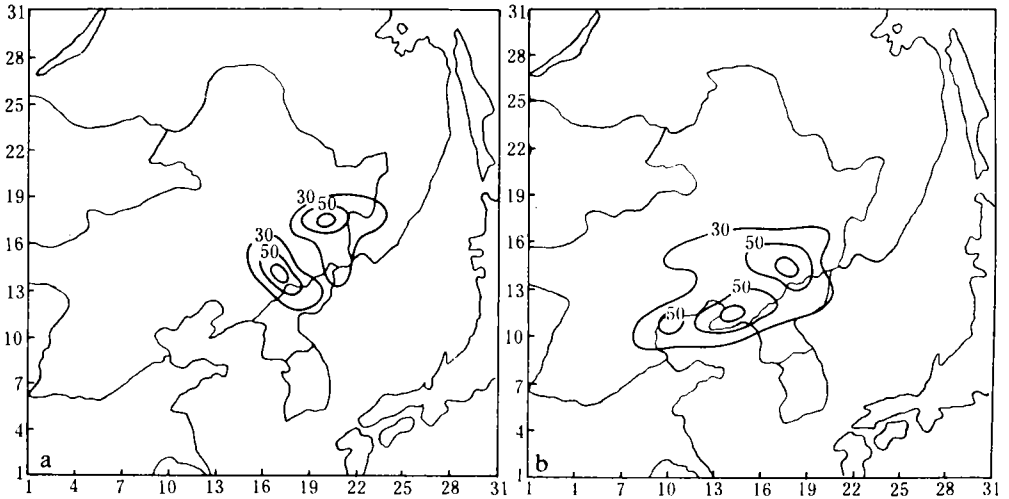


图1 (a)1991-07-21 0800UTC 纯积云降水 (b)1991-07-22 0800UTC 积层混合降水(间隔20mm)

Fig. 1 (a)cumulus precipitation at 0800UTC 21 July, 1991 (b)cumulus and stratus precipitation at 0800UTC 22 July, 1991(contour interval:20mm)

21日08UTC和22日08UTC的地面图上,蒙古气旋和华北气旋合并东移.从云图上可以看到气旋云系东移,暖锋云系北抬,东北地区主要受暖锋影响.在稳定的气旋降水中嵌有中尺度积云对流降水,24小时最大降水量为133mm.这是一次积层混合云降水过程.

3 视热源和视水汽汇诊断

利用国家气象中心12小时一次的常规地面和高空观测资料,用Cressman逐步订正的客观分析方法,得到格距90km的网格点资料,垂直运动是用O'Brien方法计算的.通过对 Q_1, Q_2 的诊断分析,发现积云对大尺度环流的影响,并为积云对流参数化提供了依据.

根据Yanai等^[4]的工作,区域平均的热力学方程和水汽方程可写为:

$$Q_1 \equiv \frac{\bar{\delta}}{\alpha} + \nabla \cdot \bar{s}\bar{v} + \frac{\bar{\delta}\bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + L(\bar{c} - \bar{e}) - \frac{\partial}{\partial p}(\bar{s}'\bar{\omega}') \quad (1)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \nabla \cdot \bar{q} \bar{v} + \frac{\partial \bar{q} \bar{w}}{\partial p} \right) = L(\bar{c} - \bar{e}) + L \frac{\partial}{\partial p} (\bar{q}' \bar{w}') \quad (2)$$

其中 $s = c_{pT} + gz$ 为干静力能, Q_R 是辐射冷却, c 和 e 分别是凝结和蒸发率, L 是凝结潜热, “-”表示大尺度面积平均, “'”表示次网格尺度量. 假设云水的含量只是高度的函数, 则对式(1)和(2)进行垂直积分:

$$\frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_s} (Q_1 - Q_R) dp = \frac{L}{g} \int_{p_T}^{p_s} (\bar{c} - \bar{e}) dp - \frac{1}{g} (s' \bar{w}') \Big|_{p_s}^{p_T} = Lp + Q_s \quad (3)$$

$$\frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_s} Q_2 dp = \frac{L}{g} \int_{p_T}^{p_s} (\bar{c} - \bar{e}) dp + \frac{L}{g} (\bar{q}' \bar{w}') \Big|_{p_s}^{p_T} = L(p - E_s) \quad (4)$$

其中 p, p_s 分别是地面和云顶气压, Q_s, E_s 分别是地面单位面积感热通量和蒸发量.

由式(3)、(4)可知, Q_1, Q_2 垂直积分的准确性可用实际降水资料直接检验. 结果发现, 7月20日2000UTC, Q_1 的垂直积分较好地诊断出了与实况(两个暴雨中心)对应的加热中心. 7月21日2000UTC, Q_1 的垂直积分也诊断出了一条东西向的加热带, 这与实况相符合.

图2a是7月20日2000UTC强暴雨中心附近的视热源和视水汽汇的垂直廓线.

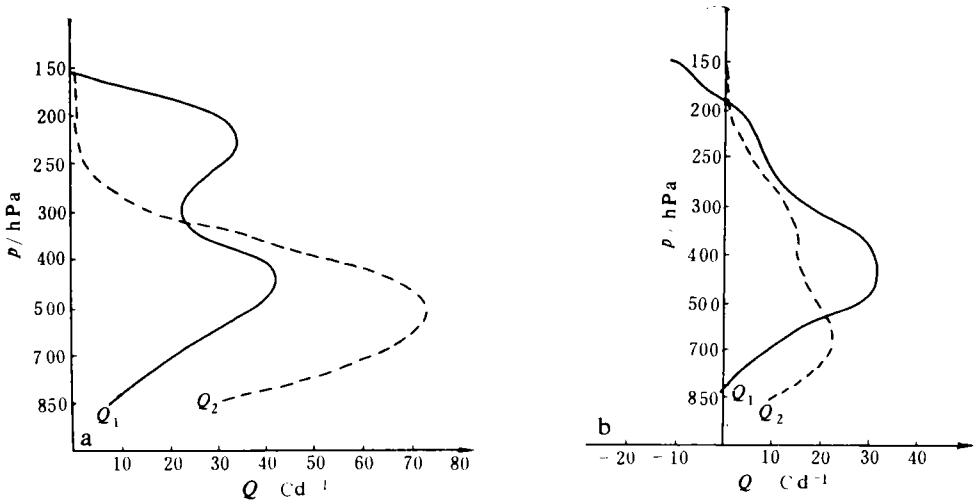


图2 Q_1, Q_2 垂直剖面图(a)1991-07-20 2000UTC (b)1991-07-21 2000UTC(单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

Fig. 2 The vertical cross-section of Q_1 and Q_2 (a)1991-07-20 2000UTC (b)1991-07-21 2000UTC(unit: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

其中 Q_1 的加热剖面呈双峰状, 最大加热中心分别在 450hPa 和 230hPa 附近, 这是一种典型的中纬度地区强对流系统中的加热剖面. 这种加热分布特征的产生可能是由于在对流云云体中部偏上的高度附近, 水滴和水汽向冰相转化而产生的. 此时 Q_2 的峰值在 500hPa 附近. 7月21日2000UTC(图2b) Q_1 的加热剖面为单峰状, 最大加热中心在 500hPa ~ 400hPa 之间, Q_1 的峰值明显高于 Q_2 的峰值高度, 这说明在这次气旋稳定性降水中仍然存在着一部分积云对水汽和热量的涡旋输送.

4 数值试验

本文用 PSU/NCAR 中尺度 MM4 模式^[5]对气旋的发展进行了数值模拟. 该模式是一个三维静力平衡的原始方程模式. 垂直方向为 σ 坐标, 物理参数化方案采用 Kou-Anthes 积云对流参数化方案.

4.1 积云对流参数化方案

当垂直气柱内水汽的水平辐合 M_i 大于某一临界值 M_c 时则发生积云对流降水:

$$M_i = -g^{-1}m^2 \int_0^1 \nabla \cdot \frac{p^* \vec{v} q_v}{m} d\sigma \quad (5)$$

式中 m 是地图放大因子, q_v 是比湿, $p^* = p_s - p_T$. 由积云对流引起的潜热释放及积云对热量和水汽的垂直输送作用可写为:

$$\left. \frac{\partial p^* T}{\partial x} \right|_c = \frac{L}{c_p m} N_h(\sigma)(1-b)gM_i \quad (6)$$

$$\left. \frac{\partial p^* q_v}{\partial x} \right|_c = N_m(\sigma)bgM_i + N_f(\sigma)(1-b)gM_i \quad (7)$$

式中 $(1-b)M_i$ 为凝结降水, 其中 b 是增湿因子. $N_h(\sigma)$ 为积云对流的凝结潜热加热和湍流感热通量的总作用在垂直气柱内各层的分配系数. $N_f(\sigma)$ 为积云对流对水汽湍流通量作用的垂直分配系数. $N_m(\sigma)$ 代表增湿作用的水汽在垂直方向上的分配系数. 在数值试验中, $N_h(\sigma)$ 和 $N_f(\sigma)$ 是给定的, $N_m(\sigma)$ 由相对湿度和比湿确定, 表 1 给出了两组 $N_h(\sigma)$ 和 $N_f(\sigma)$ 的垂直分布. A 栏的值是根据前面诊断分析得到的积层混合云降水中的 Q_1 、 Q_2 垂直剖面换算得到的. B 栏的值是取自典型强对流中的加热垂直分布. 可以看到, B 栏中的加热峰值高度较高, A 栏中的加热峰值偏低, 且主要加热量位于对流层中下层.

表 1 数值模拟中采用的两种加热垂直分布方案

Table 1 Two kinds of schemes for the heating vertical distribution used in the numerical modeling

Level	$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t}$		方案 A		方案 B	
	σ	$p(\sigma)$ hPa	$N_h(\sigma)$	$N_f(\sigma) \times 10^{-4}$	$N_h(\sigma)$	$N_f(\sigma) \times 10^{-4}$
1	0.00	150	0.167	0.00	0.705	5.00
2	0.12	252	0.923	8.75	1.411	7.50
3	0.25	363	1.280	6.33	1.740	1.90
4	0.44	520	1.968	2.62	1.411	-3.50
5	0.62	677	1.772	-2.16	1.035	-7.50
6	0.70	745	1.000	-5.87	0.705	-9.50
7	0.76	796	0.767	-9.67	0.400	-2.20
8	0.82	847	0.20	0.00	0.000	0.00
9	0.87	890	0.000	0.00	0.000	0.00
10	0.92	930	0.000	0.00	0.000	0.00
11	1.00	1000				

4.2 数值模拟试验

首先我们对 7 月 20 日 0800UTC ~ 7 月 21 日 0800UTC 的强对流降水个例进行控制

试验. 采用表 1 中对流参数化方案 B, 进行 24 小时模拟. 将模拟地面气压场与实际气压场比较可以发现(图略), 最低气压都是 977hPa 左右, 但气压中心偏南了 3 个纬度. 从降水上看, 比较图 3a 和图 1a 只报出了一个降水中心. 预报最大降水量为 63.7mm, 实况为 96mm. 如果考虑到模拟降水量代表的是网格尺度上平均的降水量, 而实况是单站降水量最大值, 则这一模拟的降水量是合理的. 但可能是由于网格距太大, 分辨率不够等原因, 造成了只有一个降水中心, 气压场中心也偏南了一些. 在敏感性试验中, 我们采用表 1 中对流参数化方案 A. 当加热中心下降后, 低层加热增加, 结果造成模拟的气压非真实地迅速下降, 发展成一个完整的气旋, 降水也增加, 但落区明显偏南(图略).

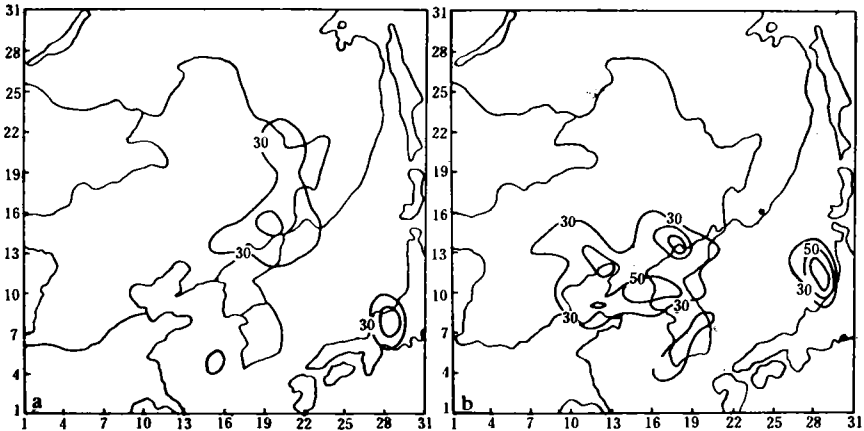


图 3 24 小时降水预报场 (a)1991-07-21 0800UTC (b)1991-07-22 0800UTC

Fig3 The forecast field of the 24h for precipitation (a)1991-07-21 0800UTC

($R_{\max}=63.7\text{mm}$) (b)1991-07-22 0800UTC($R_{\max}=88.6\text{mm}$)(contour interval:20mm)

在对 21 日 0800UTC ~ 22 日 0800UTC 这个气旋发展个例的模拟中, 我们采用参数化方案 A 作为控制试验, 较好地模拟出了这次过程. 与实况比较, 气压中心偏南 2 个纬度, 而强度是一致的. 降水的 3 个中心也都存在, 最大 88.6mm, 与实况 133mm 相比也是合理的(图 3b). 在敏感性试验中, 我们提高加热峰值, 采用参数化方案 B, 则气压加深不明显, 降水也较少. 由于在控制试验中, 我们把加热中心下降到 500hPa 附近, 这一高度接近于大尺度凝结降水释放潜热的高度. 为了验证运用积云对流参数化的必要性. 我们作了无积云参数化的试验, 结果发现气压没有加深, 降水减少, 特别是暖锋段上的降水减少明显(图略). 可以推想, 这是由于没能模拟出暖锋附近的中尺度对流云团的活动造成的.

5 结 论

通过诊断分析和数值模拟试验, 得到以下结论:

(1) 在对视热源和视水汽汇的诊断分析中发现, 纯积云降水和积层混合降水的加热峰值所在的高度不同, 前者较高, 在 250hPa 左右, 后者较低, 在 500hPa 左右.

(2) 在数值试验中发现, 对于这两次不同性质的降水过程必须采用不同的积云参数

化方案(加热高度不同).这样才能较好的模拟出这两次过程.

(3) 由于这两种积云降水过程都可能在不同的天气过程中出现,有必要在积云参数化方案中引入新的判别因子,来自动区分纯积云降水和积层混合云降水,并选取不同的参数化方案.这可能是提高业务预报模式准确性的一种有效方法.

参 考 文 献

- 1 胡志晋,严采繁.层状云微物理过程的数值模拟(I)微物理模式.气象科学研究所院刊,1986,1(1):37~52.
- 2 洪延超,胡朝霞,古谷军等.梅雨锋暴雨及其形成的物理机制.国际暴雨洪涝学术讨论会,1992,37~39.
- 3 Song J and Frank W M. Relationships between deep convection and large scale processes during GATE. *Mon Wea. Rev.*, 1983, **111**:2145~2160.
- 4 Yanai M, Sbensen S E and Chu J. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 1973, **30**:611~627.
- 5 Anthes R A, Hsie E Y and Kuo Y H. Description of the Penn. State/NCAR mesoscale model version 4(MM4), NCAR Tech. Note NCAR/TN-282+STR, 1987, 66.

THE DIFFERENCE OF THE HEATING VERTICAL PROFILE BETWEEN CUMULUS PRECIPITATION AND STRATUS-CUMULUS MIXING PRECIPITATION

Zhu Tong Wang Xiuqing Zhu Rong

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

Two cases of heavy rainfall occurred in Jilin province in July, 1991 are diagnosed and simulated by using MM2 and MM4 mesoscale models. The results of diagnostic analyses show that the case of 20th July is a mesoscale cumulus complex (MCC) developed in warm area. The vertical profile of the apparent heat source (Q_1) for this heavy rain from the only cumulus cloud has two peaks. However, for case of 21th to 22th July, MCCs embody in stable precipitation of cyclone with only one peak of Q_1 apparent heat source vertical profile. This single peak is over about 550 hPa and is lower than the upper peak of the former case. The results from numerical simulation indicate that the heights of cumulus heating peaks for different weather systems are different and, this different of heating peak heights may cause different feedback to large scale environmental field.

Key words: Cumulus precipitation; Vertical profile of the heating; Numerical experiment.