

董海萍, 赵思雄, 曾庆存. 低纬高原地区一次强降水过程的中尺度雨团数值模拟研究. 大气科学, 2008, 32 (5): 1159~1173

Dong Haiping, Zhao Sixiong, Zeng Qingcun. A numerical simulation study of mesoscale rainy-cluster producing heavy rainfall in lower latitude plateau during early summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (5): 1159~1173

低纬高原地区一次强降水过程的中尺度雨团数值模拟研究

董海萍¹ 赵思雄² 曾庆存²

1 空军气象中心, 北京 100843

2 中国科学院大气物理研究所国际气候环境中心, 北京 100029

摘要 对 2001 年 5 月 31 日~6 月 1 日发生于低纬高原地区的一次强降水过程进行了数值模拟, 在确定大尺度环流形势场、降水过程及雨团模拟正确的基础上, 对引发强降水的主要雨团 A, 利用模式输出的高分辨模拟结果进行了深入的再诊断分析研究。结果表明: 虽然雨团 A 所在区域未发现有明显的气旋系统(或扰动), 但在其发展强盛期, 仍具有明显的中尺度动力和热力结构特征; 中低层正涡度中心先于降水系统的发展, 而垂直上升运动是低层气流辐合抬升的结果; 雨团 A 的形成与近地层气流辐合线密切相关, 并与云南特殊的地形地貌密切相关; 南风分量对强降雨团 A 的产生和发展具有重要的作用; 同时, 受其大尺度环流场的影响, 雨团 A 的发展演变与印缅槽的形成和发展密切相关。对中尺度雨团 A 的水汽来源分析表明: 在中尺度系统发展成熟前有较强的向雨团 A 区域的水汽输送, 并且水汽主要来源其西南侧, 即孟加拉湾。

关键词 强降水 中尺度雨团 低纬高原 数值模拟

文章编号 1006-9895(2008)05-1159-15

中图分类号 P445

文献标识码 A

A Numerical Simulation Study of Mesoscale Rainy-Cluster Producing Heavy Rainfall in Lower Latitude Plateau during Early Summer

DONG Haiping¹, ZHAO Sixiong², and ZENG Qingcun²

1 Air Force Meteorological Center, Beijing 100843

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on the successful diagnostic study, numerical simulation was conducted for better understand of heavy rainfall in lower latitude plateau from 0000 UTC 31 May to 0000 UTC 1 June 2001. Due to successful reproducing of large-scale circulation, precipitation and rainy-cluster area, there existed the probability to study one of the rainy-clusters causing heavy rainfall by using the high resolution output data from the numerical model. It shows that the obvious mesoscale dynamical and thermodynamic structure inside the rainy-cluster defined as rainy-cluster A can be found during its development even though there was no obvious closed vortex in the wind field. The positive vortex maximum occurred earlier than rainy-cluster A, and the intensifying of ascending motion resulted from the horizontal convergence in the lower troposphere. The formation of rainy-cluster A was related not only to mesoscale convergence lines near the ground, but also to the special topography in the lower latitude plateau, especially, in

收稿日期 2007-01-29, 2007-05-22 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418301, 国家自然科学基金资助项目 40233027

作者简介 董海萍, 女, 1965 年出生, 博士, 主要从事中尺度强对流天气研究。E-mail: donghaiping@mail.iap.ac.cn

Yunnan Province. The southern wind played an important role in the formation and the development of rainy-cluster A. And the appearance and evolution of rainy-cluster A was also related closely to the Indian-Myanmar trough at 500 hPa. The analysis of water vapor shows, there existed the pronounced horizontal and vertical water vapor convergence before the mature stage of rainy-cluster A, and the water vapor came mainly from the Bay of Bengal.

Key words heavy rainfall, mesoscale rainy-cluster, Yunnan Province, numerical simulation

1 引言

云南有着特殊的地理位置,它地处我国的西南边陲,东部与贵州、广西两省(区)为邻,北部与四川省相连,西北部与西藏自治区毗邻,西部及西南部与缅甸、南部与老挝及越南接壤。近年来,随着经济的发展,对以云南为中心的这一区域的灾害天气的研究和预报提出了很高的要求,而过去我国暴雨的研究,多集中于东部地区,对西南部云贵地区暴雨的研究相对薄弱。同时,云南地区的暴雨又有很大的特殊性,它既受高原的影响,又受季风的影响。通常而言,按降水的情况,云南有明显的干季和雨季之分,干季(11月至次年4月)受西方干暖气团控制,天气晴朗,降水很少。雨季(5~10月)受海洋暖湿气流控制,常产生降水天气,约占全年降水的80%~90%。但若按我国通常的四季定义而言,其中夏季(6~8月)占全年降水的50%~65%,冬季(12月至次年2月)降水最少,一般占全年降水的2%~6%。云南又是多条河流的发源地,位置十分重要。它既有太平洋(南海)的水汽输送,又有印度洋(孟加拉湾)的水汽输送,是一个影响错综复杂的地区。为弄清云南暴雨发生发展的机理,从而更好地为预报服务,很有必要对该地区的暴雨作深入研究。

虽然大量的观测事实和研究表明,强降水是多尺度系统相互作用的产物,但中尺度系统是直接造成强降水产生和发展的关键。由于常规的地面和高空观测资料的时空分辨率较低,难以捕捉和分辨中尺度系统的发生发展过程,因此对中尺度系统形成机制进行研究,尤其是要提前做出预报的难度较大,而利用数值模式在获得合理的模拟结果的基础上来进行研究,是一条值得尝试的途径。进入20世纪90年代以来,一些中尺度模式和模拟系统已有较快的发展,已经可以利用模式输出的较为“接近实况”的高时空分辨率的资料来分析各种与暴雨系统相联系的天气过程,并使得分析中尺度系统的结构和发生发展过程也成为可能。近年来,国内一

些学者利用中尺度数值模式对暴雨和中尺度系统的特征进行了多方面的研究^[1~13],如赵思雄等对1975年8月特大暴雨的数值实验表明,初始风场对于暴雨的发生有相当大的影响,要想得到较好的预报结果应设法使用实测风为初始资料^[1];还用数值模拟手段,对高原东侧的锋生过程进行了研究^[5]。周晓平等对梅雨锋上中尺度低压过程进行了数值模拟,发现这种中尺度系统的形成至少应划分为发生和发展两个阶段^[2];还发展了用于暴雨模式的一维积云模式^[6]。孙建华等^[9,10]除了对1994年6月中旬的华南暴雨过程进行了诊断分析和数值模拟研究外,还选取1994年6月12~13日过程对华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场进行了研究。对1998年我国夏季特大暴雨也有较多的诊断及模拟研究^[14~18],并对2003年江淮流域大暴雨,甚至其中小尺度结构特征亦做了分析研究^[19]。但上述这些诊断和模拟研究大多是针对华南和长江中下游地区,而针对低纬高原地区,虽然对引起云南洪涝灾害的天气系统进行了整理和详尽的分析^[20,21],探讨了在气候变化的大背景环境下,云南天气气候变化及其对国民经济、社会发展等方面的影响,取得了很有意义的成果。但同时我们也应看到,由于云南特殊的地理和气候条件,使对这一地区强降水天气的研究和预报具有一定的挑战性,特别是利用数值模式对云南地区中尺度系统的模拟研究却相对较少^[22,23]。

在2001年5月31日~6月2日的云南强降水过程中,东亚槽位置偏西,冷空气不断南下侵入云南;同时,随着印缅槽(印缅边境90°E的位置经常维持的一小槽)的形成加深,暖湿气流从云南的西南部输入,致使冷暖空气不断在云南地区汇合,这是此次强降水过程的大尺度环流形势。而强降水过程的中尺度对流系统的产生和发展则与低空急流及近地层中尺度辐合线关系密切。在降水期间,近地层主要有两条中尺度辐合线存在,而强降水区基本位于两条中尺度辐合线的交汇处,降水与两条辐合线似乎存在较明显的联系。对这次强降水过程已有专门的诊断分

析^[24], 此处不再作更多的叙述。本文从数值模拟的结果对该过程作一探讨, 以利于对引起强降水的中尺度天气系统是如何发生发展的有一清楚的认识, 从而进一步了解云南初夏强降水产生、发展的原因和机制。应当强调, 由于直接造成此次强降水的对流系统主要是由多个中尺度对流云团所致, 而我们所能获取的观测资料的时空分辨率较低, 难于很细致地分析中尺度对流系统的发生、发展过程, 因此在模拟结果基本合理的基础上, 利用高分辨数值模式输出结果来对此次强降水过程进行再分析, 是一种行之有效的研究方法。

2 数值模拟方案和结果

从云南部分测站的逐时降水资料和分辨率为 0.06×0.06 的逐时 GMS5 红外云图可知, 此次云南强降水中心的产生主要集中在两天内, 其中第一天以南华 ($25^{\circ}11'N$, $101^{\circ}17'E$) 为强降水中心的产生与维持少动的 β 中尺度云团有很好的对应, 且云团的产生、发展和消散主要集中在 2001 年 5 月 31 日 07~13 时 (国际协调时, 下同)^[24]。同时, 鉴于中尺度模式 MM5V3 非静力版^[25, 26] 对强对流天气有较好的模拟和预报效果^[27~30], 因此, 选取 MM5V3.6 模式对此次强降水过程进行更为细致的模拟分析。模拟时段选为 2001 年 5 月 30 日 12 时~6 月 1 日 00 时, 对引发第一天强降水中心产生的对流雨团进行模拟研究, 进一步分析强降水产生的原因和机制。

模拟方案选取二层嵌套, 内外区域格距分别为 10 km 和 30 km, 中心点分别为 ($25^{\circ}N$, $101^{\circ}E$) 和 ($25^{\circ}N$, $95^{\circ}E$), 格点数分别为 91×91 和 153×153 , 垂直分辨率 23 层; 初估场资料为 NCEP 每 6 小时一次的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的格点资料, 加入实时的常规探空 (00 时和 12 时) 和地面 (每 3 小时) 观测资料; 主要物理过程为: 张弛逼近侧边界条件、显式水汽方案-混合冰相、MRF 高分辨行星边界层方案、云辐射方案, 积云对流参数化外区采用 Kain-Fritsch、内区为 Grell; 又采用 Noah Land-Surface Model 土壤模式; 四维同化方案为 Newtonian relaxation。

从模拟输出的 500 hPa 形势场与实际对比可看到 (图 1), 青藏高原上模拟的低涡和印缅槽的位置都与实况有较好的对应, 只是模拟低涡的强度略较实况偏强; 且模拟的各高度层风场、低层水汽通量辐合以及

近地层 (地面上 10 m) 的流线分布与相对应时次的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ NECP 再分析场也都较为吻合 (图略), 由此可见, 模拟结果能较好地再现大尺度环流场的演变状况。

从模拟的 24 小时降水量与实况的对比 (图 2) 可看到, 两者也较为一致。云南中部、南部和西部的较强降水中心均模拟出来, 特别是模拟所得的云南中部 80 mm 的和南部 40 mm 两个降水中心的位置和强度分别与实况较一致。从造成雨团 A 的南华 ($25^{\circ}11'N$, $101^{\circ}17'E$) 和姚安 ($25^{\circ}32'N$, $101^{\circ}14'E$) 的逐时降水与模拟结果的时序变化 (图 3) 也可看到。南华和姚安的强降水主要发生在 5 月 31 日 07 时~13 时, 且降水的趋势和强度与实际值都比较一致。

无论从形势场, 还是 24 小时的总降水量和逐时降水的演变都可以看到, 此次云南强降水过程的模拟比较成功, 据此, 可利用模式输送的较为密集的高分辨模拟结果对此次强降水过程的中尺度系统做进一步的分析研究。另外, 由于内外区域的嵌套采用的是互为反馈型, 因此内外区域的模拟结果是有相互作用的, 即外区域模拟结果的好坏与内区域的动力框架是有影响的。而模式中细网格 (10 km) 区域的大尺度环流模拟结果与粗网格 (30 km) 区域的结果相类似, 同时, 由于云南地势较为复杂, 也致使细网格区域的降水模拟结果有一些虚假现象 (图略), 因此下面只利用粗网格区域的模拟结果来做更多的分析。

3 强降水过程中雨团的形成和中尺度系统结构特征

强降水的产生一般是在有利的大尺度环流形势下, 由中尺度对流系统所致。从此次强降水过程中云的逐时演变可知, 强降水发生的时段和位置都与 β 中尺度云团有很好的对应, 为此, 利用模拟输出的逐时降水来进一步分析产生强降水的对流系统的结构特征及演变机制。

3.1 雨团的形成和演变

从模拟的逐时降水量与 GMS (Geostationary Meteorology Satellite) 5 静止卫星所得到的云顶亮温 TBB (Temperature of Black Body) 的演变 (图 4) 可看到, 虽然模拟的某些雨团与实际云团的位置有某些偏差, 但模拟的降水强度和降水区域基本上与卫星云图的强降水云团有较好的对应关系, 且模拟的强降雨区基本上都位于实际云顶亮温的中心区或温度

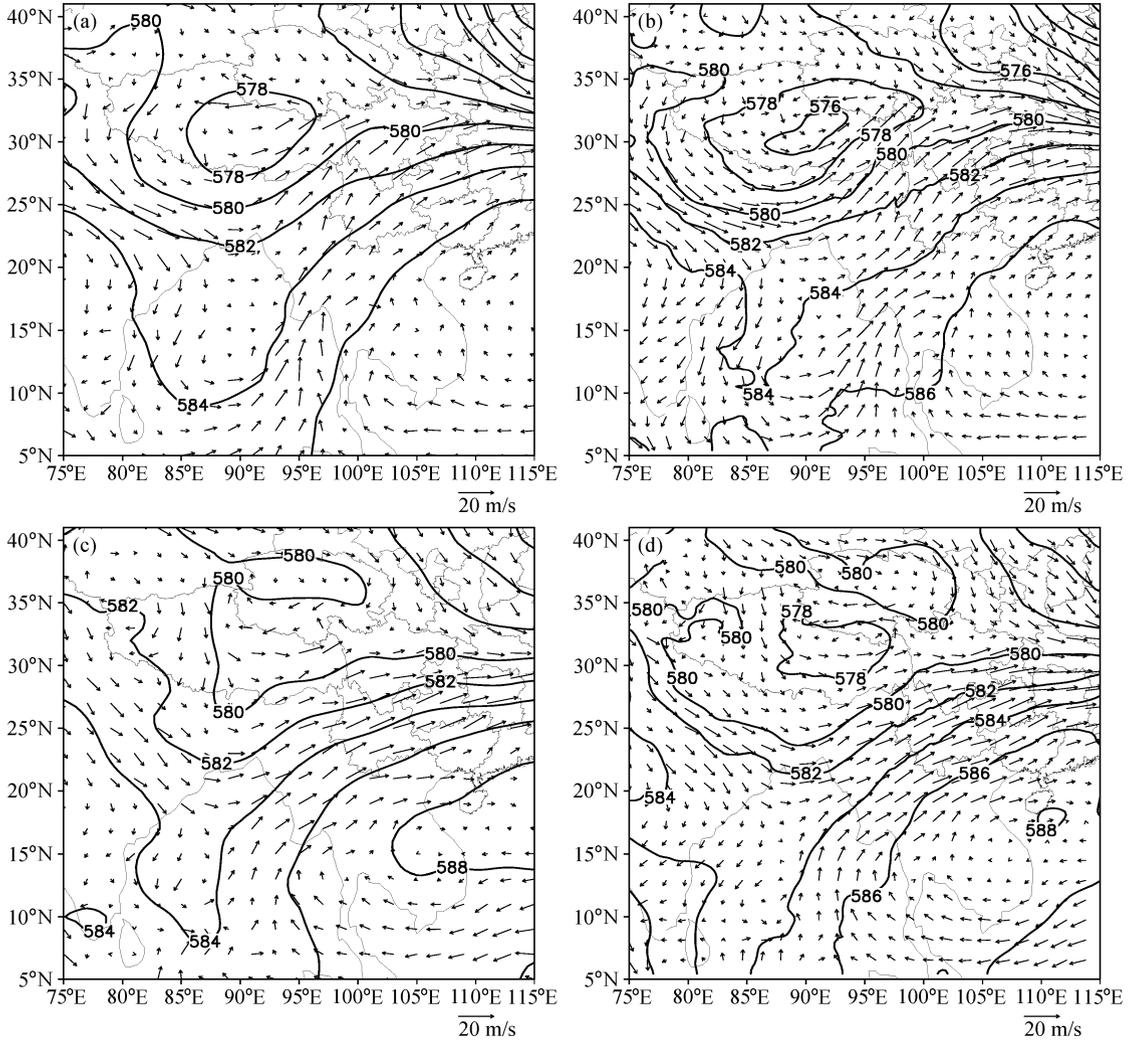


图1 实测 (a, c) 和模拟输出 (b, d) 的 500 hPa 高度场 (单位: dagpm) 和风场的演变: (a, b) 5 月 31 日 00 时; (c, d) 6 月 1 日 00 时
Fig. 1 (a, c) Observed and (b, d) simulated geopotential height (dagpm) and wind at 500 hPa; (a, b) 0000 UTC 31 May 2001; (c, d) 0000 UTC 1 Jun 2001

梯度较大的区域上。雨团 A (25°N, 101°E) 随着西南方云团的移近而逐渐形成和加强, 5 月 31 日 10 时降水达到最强, 形成了以南华为中心的强降水区, 后随着云团的减弱, 雨团 A 也逐渐减小。

陶诗言^[31]曾指出, 雨团的活动是造成强降水的直接原因, 它的维持和发展一方面决定于雨团和周围环境场的相互作用 (如夹卷过程、风的垂直切变、地形等), 另一方面还与雨团本身的特征及其中微物理过程有关, 它们集中出现在低空风场的辐合区中。因此, 可以说雨团的发展演变是强降水过程中的中尺度对流系统的体现^[19]。为此, 下面将着重对雨团所在区域的中尺度系统进行分析。

3.2 中尺度系统的结构特征和发展演变

从雨团 A (24°N~26°N, 100.5°E~101.5°E) 所在区域的中尺度系统发展较为强盛时 (5 月 31 日 10 时) 各物理量的垂直分布 (图 5) 可看到, 此 β 中尺度系统在 400 hPa 以下为气流的辐合, 最大辐合区位于 750 hPa, 达 $-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; 在 550 hPa 以下为正气旋涡度, 最大正涡度区位于 650 hPa, 达 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; 并且系统内部气流为一致的垂直上升运动, 最大值位于 400 hPa (图 5a)。同时系统处于西南气流中, 且低层南风较强, 而西风随高度的抬升增长较快, 即在 480 hPa 以下为南南西气流, 而在 480 hPa 以上为西南西气流 (图 5b)。系统中的水汽在不同的高度有不同的分布, 从低到高依次为雨

水、云水和雪水，雨水的最大值位于 650 hPa，云水的最大值位于 500 hPa，而雪水的最大值位于 350 hPa，且从近地层至 450 hPa 都有雨水的产生 (图

5c)。水汽通量散度的垂直剖面显示 (图 5d)，大量的水汽集中在 600 hPa 以下的范围内，最大水汽通量辐合位于 800 hPa~750 hPa，达 $-8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ，说明强降水发生时，在对流层低层的 β 中尺度系统内有较明显的水汽集中过程。从 θ_{se} (假相当位温) 和相对湿度的垂直剖面分布可看到 (图 5e、f)，此 β 中尺度系统是一个高湿气柱，气柱的层结是弱对流不稳定，750 hPa 以下为暖湿气流，而其上转为较冷的湿空气，这也说明在有利的环境下即使有较弱的不稳定机制，一旦 β 中尺度系统被触发，就会有不稳定能量的产生和发展。

对应雨团 A (24°N~26°N, 100.5°E~101.5°E) 的 β 中尺度系统垂直结构随时间的演变 (图 6) 显示，正涡度的极值中心出现在 5 月 31 日 07 时~11 时，中心强度为 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，且随着时间的推移，正涡度区不断向上延伸，但极值中心高度反而降低，平均高度约为 650 hPa (图 6a)。低层辐合中心极值出现在 5 月 31 日 08 时~10 时，中心强度为 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，并且低层辐合区也不断向上延伸，同时高空辐散区也相应增强 (图 6b)。 β 中尺度系统内的上升运动在 5 月 31 日 10 时也达到极值中心，

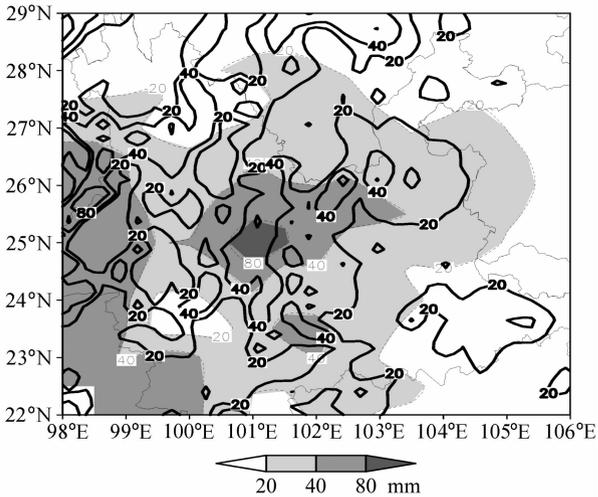


图 2 降水过程中模拟 (30 km) 的 2001 年 5 月 31 日 00 时~6 月 1 日 00 时累计降水 (实线) 与实况 (阴影及虚线) 对比 (单位: mm)
Fig. 2 The contrast between simulated (solid line) and observed (shaded area and dashed line) accumulative precipitation (mm) from 0000 UTC 31 May to 0000 UTC 1 Jun 2001

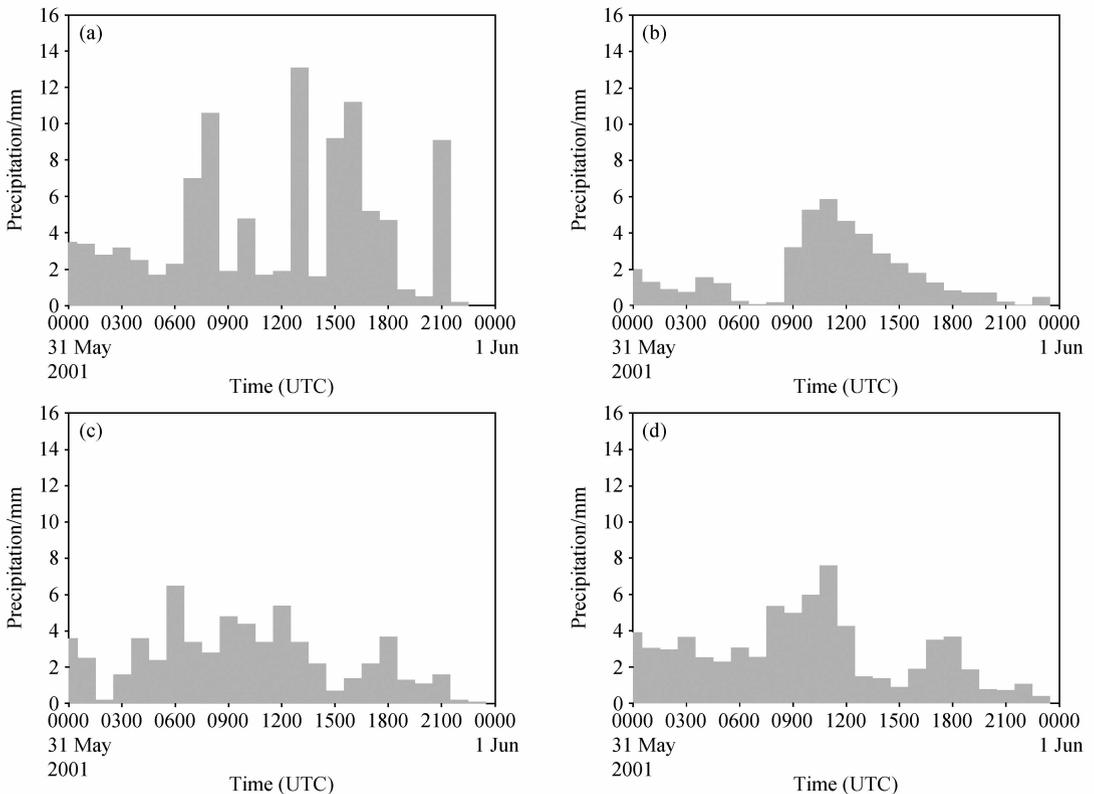


图 3 南华 (a、b) 和姚安 (c、d) 观测站的逐时降水 (a、c) 与模拟结果 (b、d) 的对比
Fig. 3 The contrast between (b、d) simulated and (a、c) observed hourly precipitation at (a、b) Nanhua and (c、d) Yaoan

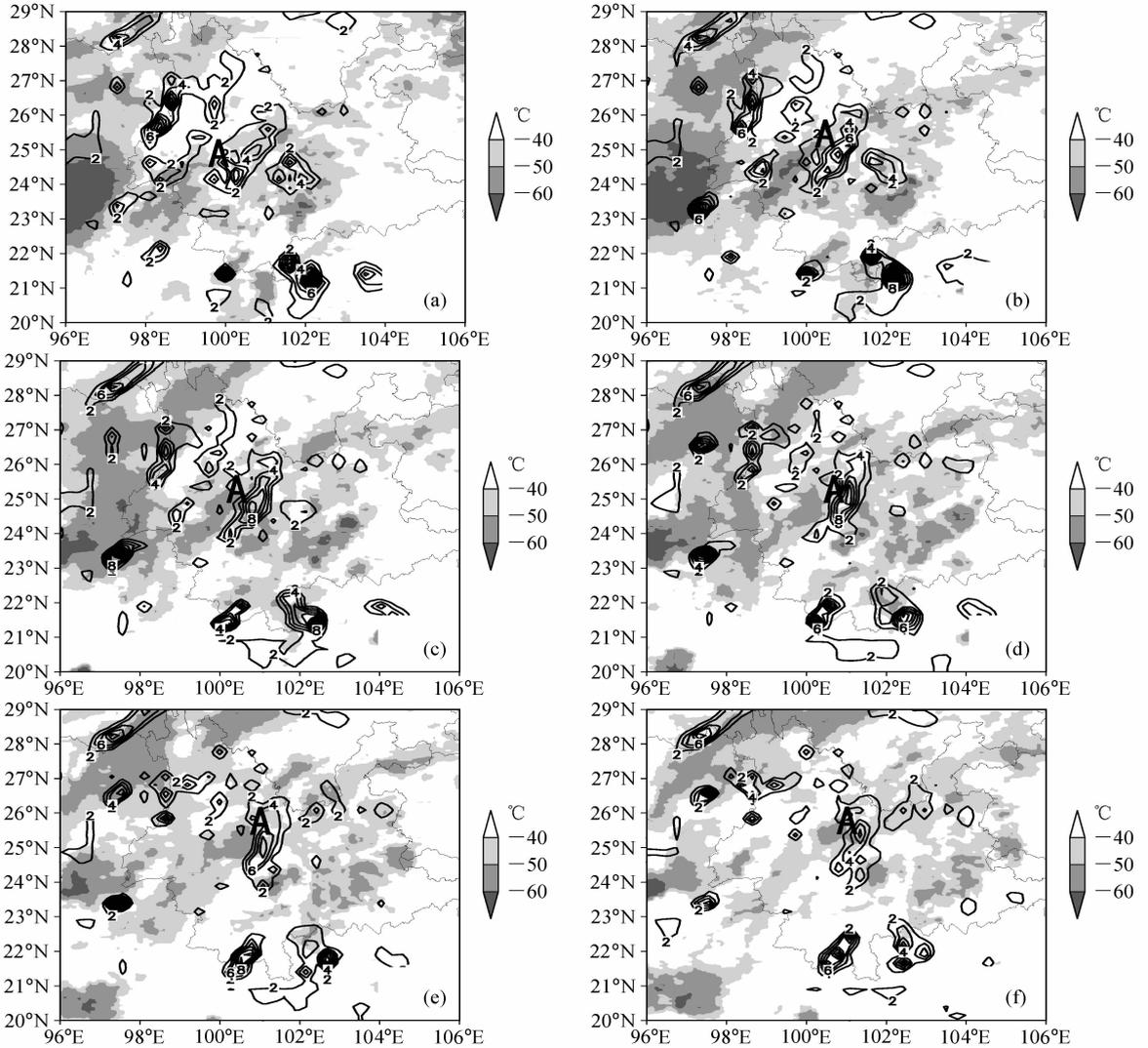


图4 5月31日GMS5卫星红外云图的云顶亮温TBB(阴影)与模拟(30 km)的降水量(单位:mm)逐时对比图:(a)08时;(b)09时;(c)10时;(d)11时;(e)12时;(f)13时

Fig. 4 The hourly contrast between the TBB (Temperature of Black Body) of GMS5 (shaded area) and the simulated (30 km horizontal interval) precipitation amount (mm) at (a) 0800 UTC, (b) 0900 UTC, (c) 1000 UTC, (d) 1100 UTC, (e) 1200 UTC, (f) 1300 UTC on 31 May

为 $2.2 \times 10^{-1} \text{ m/s}$, 高度为 400 hPa (图 6c); 并且此系统为层结不稳定, 在 5 月 31 日 09 时在 750 hPa 有一暖中心存在, 其上为相对的冷区 (图 6d)。从系统中雨水的演变可看到 (图 6e), 中心极值出现在 5 月 31 日 09 时~10 时, 中心强度为 $10 \times 10^{-5} \text{ kg/kg}$, 高度约为 650 hPa; 低层水汽通量辐合的中心极值出现在 5 月 31 日 09 时, 强度达 $-8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 且高度较低, 约为 800 hPa (图 6f)。

由此可见, 此系统约在 5 月 31 日 09 时~10 时发展成熟期, 正涡度的极值中心出现得比其他物理量的极值中心要早, 而系统内上升运动的极值中心

出现得最晚, 并且雨水的极值中心出现得也较晚。这说明中低层正涡度中心的出现对降水系统的发展有先兆性, 这可能表明在暴雨中尺度系统的发生阶段, 其动力作用是很显著的^[1, 2]。同时, 低层气流的水平辐合和水汽通量水平辐合以及不稳定层结都为系统的进一步发展提供了能量, 而垂直上升运动可以认为是低层气流辐合抬升的结果。

4 中尺度系统发生发展的机制分析

4.1 近地面层中尺度扰动

从雨团 A 的逐时演变 (图 4) 可见, 降水多为

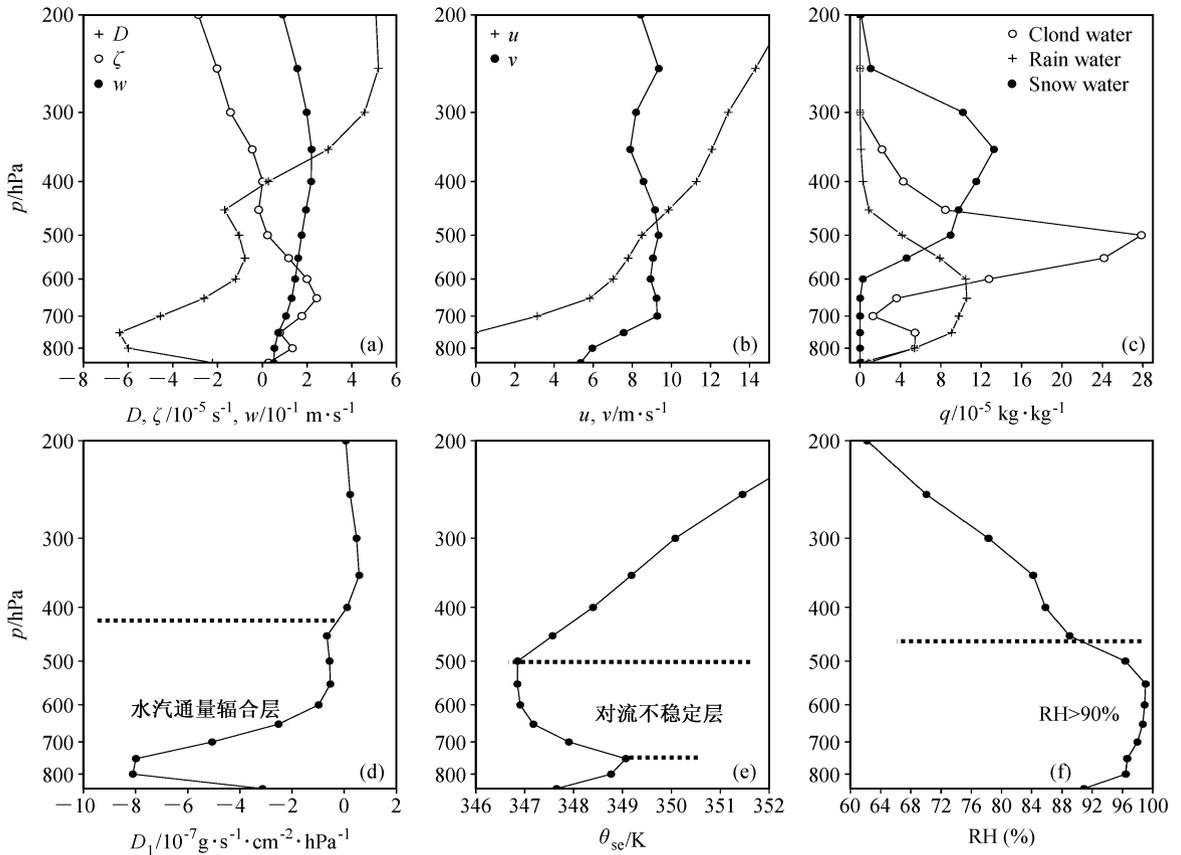


图5 模拟 (30 km) 的 5 月 31 日 10 时在 (24°N~26°N, 100.5°E~101.5°E) 范围内各物理量的平均垂直分布: (a) 散度 (D) 和涡度 (ζ) 以及垂直速度 (w); (b) 速度 u 和 v ; (c) 云水、雨水和雪水混合比 (q); (d) 水汽通量散度 (D_1); (e) θ_{se} ; (f) 相对湿度 (RH)

Fig. 5 The vertical distribution of simulated physical quantities averaged over (24°N~26°N, 100.5°E-101.5°E) at 1000 UTC 31 May 2001: (a) Divergence (D) and vorticity (ζ), vertical velocity (w); (b) wind u and v ; (c) mixing ratios (q) of cloud water, rain water and snow water; (d) divergence of moisture flux (D_1); (e) θ_{se} ; (f) relative humidity (RH)

局地性，雨团基本在原地产生、加强和减弱，少移动，这是否与局地中尺度系统的产生和维持相关联呢？

云南地处低纬高原，南北地势差别显著，从对此次强降水过程的诊断分析可知^[24]，降水的产生似乎与云南的地形特征相关联。当云南地区具备有利的大尺度环流形势时，其独特的地形地貌致使在其近地层经常会有一些中尺度辐合线生成。而当具备水汽来源和不稳定能量的触发机制时，就会有中尺度对流系统在该辐合线附近频繁产生，且大多为 β 中尺度系统，造成局地性强降水。从对此次强降水过程的模拟结果可知，近地层的流线分布与实际比较相似（图略），为此，选取模拟输出的地面上 10 m 的流线与降水落区的分布来做进一步的分析。

从模拟输出的近地层（地面上 10 m）气流扰动与雨团 A 的逐时降水量的对比（图 7）可以看到，

在雨团形成的初期（图 7a），一部分冷空气沿四川盆地进入云南，并与东南气流形成一条东西向的辐合线，而另一部分冷空气则沿云贵高原绕流，从云南的东南侧进入，并与沿红河河谷北上的气流汇合，形成气流的汇合区，即西北-东南向辐合线；同时由于印缅槽的形成与维持，在云南的西南部不断有暖湿气流的流入，致使雨团 A 形成、发展，并且雨团 A 处于上面两条辐合线的交汇区。随后，由于印缅槽的不断加深并略向东移，进入云南的暖湿气流加强（图 7b），也使气流在雨团 A 处的汇集不断加强，雨团 A 随之加强发展。之后，西南暖湿气流随印缅槽的发展而继续加强（图 7c、d），使雨团 A 处为东北气流、东南气流和西南气流的汇合区，并约在 5 月 31 日 10 时达到最强。最后，随着西南暖湿气流减弱，雨团 A 也随之逐渐减弱并东移（图 7e、f）。

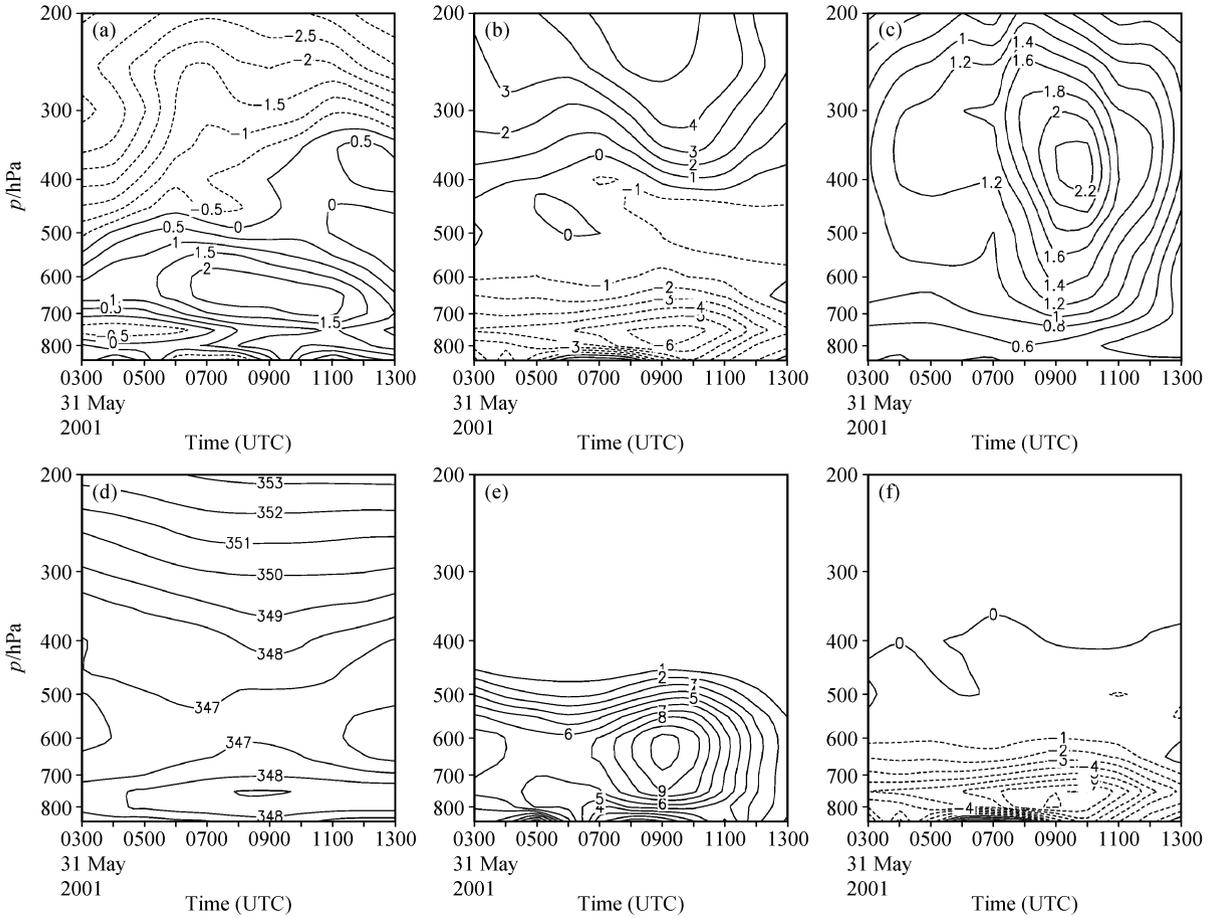


图6 模拟(30 km)的在区域($24^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $100.5^{\circ}\text{E}\sim 101.5^{\circ}\text{E}$)范围内各物理量的平均垂直分布:(a) 涡度(单位: 10^{-5}s^{-1}); (b) 散度(单位: 10^{-5}s^{-1}); (c) 垂直速度(单位: 10^{-1}m/s); (d) θ_{se} (单位: K); (e) 雨水混合比(单位: 10^{-5}kg/kg); (f) 水汽通量散度(单位: $10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$)

Fig. 6 The vertical distribution of simulated physical quantities averaged over ($24^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$, $100.5^{\circ}\text{E}\sim 101.5^{\circ}\text{E}$): (a) Vorticity (10^{-5}s^{-1}); (b) divergence (10^{-5}s^{-1}); (c) vertical velocity (10^{-1}m/s); (d) θ_{se} (K); (e) rain water mixing ratio (10^{-5}kg/kg); (f) divergence of moisture flux ($10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$)

由此可见,雨团A的形成与近地层气流辐合线密切相关,并且云南南部沿红河河谷的气流辐合线及沿澜沧江北上的气流辐合线的形成和维持虽与环流形势的演变相关,但也与云南特殊的地形地貌紧密相联,雨团A往往在气流辐合线的交汇区,即气流辐合区形成并发展。

4.2 低空急流的不稳定性分析

对大量强降水的分析表明,低空急流与暴雨和强对流天气有密切的关系^[32]。对于强降水天气的形成,低空急流在不稳定能量的蓄积、输送和释放等方面都起着不可替代的作用。

对此次强降水过程中低空急流的诊断分析^[24]可知,在强降水发生期间,从孟加拉湾至云南的西

南部有一支较强的低空急流带,并且在急流带上伴有尺度较小的强风速中心;随着强风速中心移入云南并在局地加强,导致了云南局地一次又一次强降水中心的产生。从此次过程中风场的模拟结果(图略)可以看到,雨团A的位置与低空急流有很好的配置关系,雨团的中心基本上都位于急流中心的左前方,并且雨团的强度也随着急流的增减而增减。同时,从750 hPa等压面沿 100°E 上的风速随时间的演变(图8a)也可看到,雨团A产生的初期,在其西南侧有一相对较大的风速核自南向北移动,至5月31日08时,风速核移至 24.2°N ,强度达最大,为9 m/s。与之相对应,在雨团A的西南侧不断有对流雨团并入,使雨团A不断加强,并于5月31

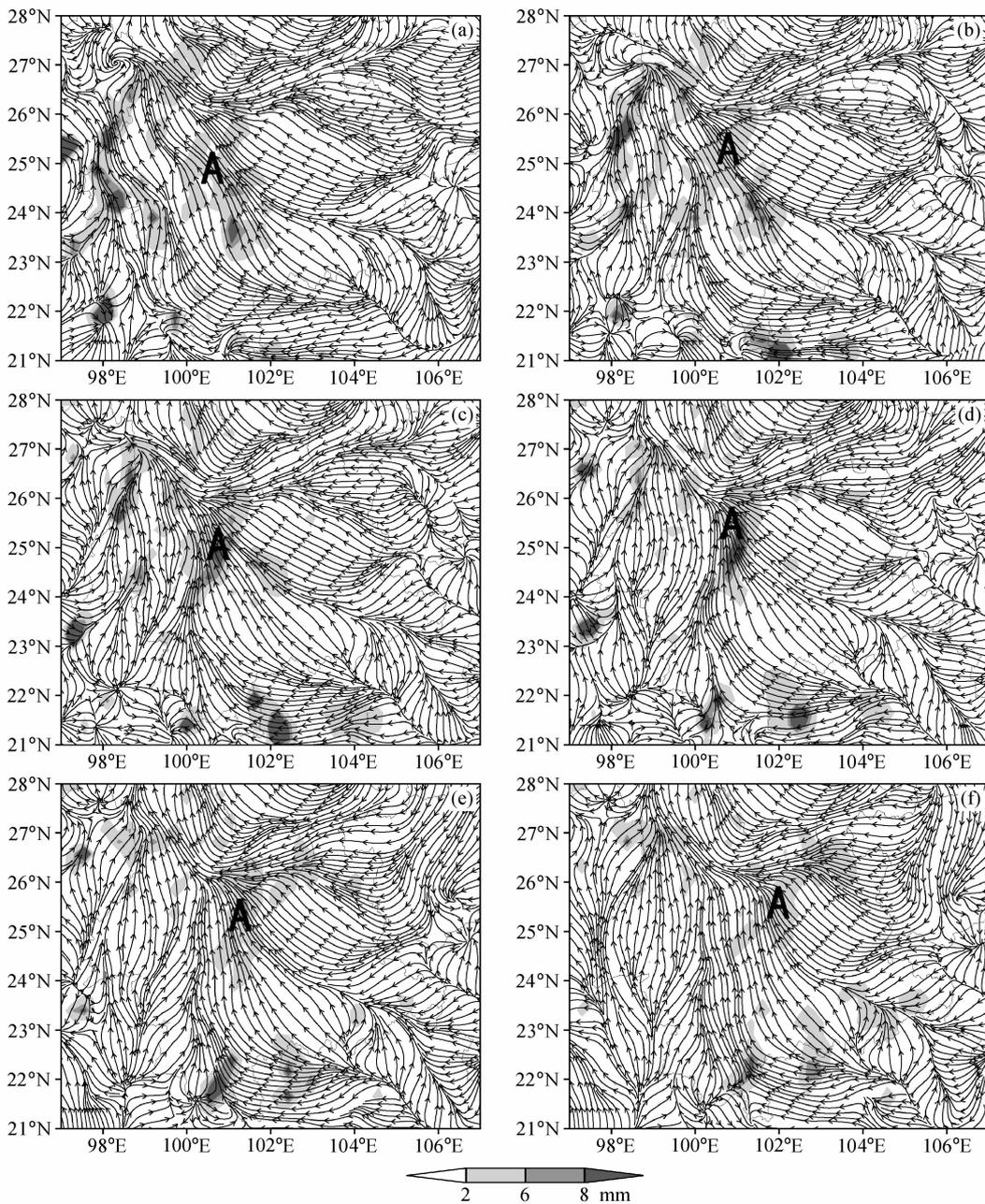


图7 5月31日模拟(30 km)的近低层(地面上10 m)气流扰动与逐时降水量(阴影): (a) 04时; (b) 06时; (c) 08时; (d) 10时; (e) 12时; (f) 14时

Fig. 7 The simulated air streamlines disturbance at 10 m above ground and hourly precipitation amount (shaded area) at (a) 0400 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 0800 UTC, (d) 1000 UTC, (e) 1200 UTC, (f) 1400 UTC on 31 May 2001

日 10 时, 在极大风速核的左前方, 雨团 A 发展至最强(图 7)。由此可知, 雨团 A 的产生和发展与其西南侧的低空急流扰动密不可分, 它是其西南低空急流不断向东北移动的结果。并且西南低空急流的移入和加强使雨团 A 得到进一步的发展, 低空急流的减弱使雨团 A 迅速衰减。从对低空急流的东西

风分量和南北风分量的模拟结果(图 8b、c)可进一步看到, 在雨团 A 产生前, 东西风分量就已由东风转为西风, 并且西风风速在同一时刻的南北相差不大; 而从南北风分量的变化可知, 有一南风极大风速核自南向北移动, 且全风速的变化主要由南风分量决定。因此, 南风分量对雨团 A 的产生和发展具

有重要的作用。同时，由于低层南风分量的增长速度大于西风分量的增长，也可引致气旋性环流形成，导致低层局地气流的辐合和上升运动，使局地对流系统产生和发展，这也许是雨团 A 的西南侧不

断有对流雨团产生和发展的原因之一。

从 750 hPa 沿 101°E 上的散度和涡度随时间的演变 (图 9) 也可看到，随着时间的推移，低层不断有气流的辐合与正涡度区从南至北移动，即有对流系统不断并入雨团 A (25°N)，使雨团 A 逐渐加强发展，并于 09 时~10 时雨团 A 低层的气流辐合和正涡度都达到极值。

4.3 低涡东移与副热带高压西进

从上述分析表明，雨团 A 的产生和发展与近低层中尺度辐合线和低空急流都有着直接的关联，而这两者又都是在有利的大尺度天气系统下形成的。从此次强降雨过程大尺度形势场的分析表明^[24]，低空急流的发展演变与印缅槽的形成和加强密切相关，而印缅槽的形成和加强，一方面是由于青藏高原上的低涡东移加强，另一方面则是由于伊朗高压不断向青藏高原的西北部挺进，而副热带高压又不断西进的结果。为此通过 500 hPa 形势场的模拟演变来进一步分析雨团 A 的形成及演变的可能原因。

从模拟的 500 hPa 上沿 32°N 和沿 15°N 的位势高度场随时间的演变 (图 10) 可看到，在强降雨过程中，青藏高原上有一低涡自西向东移动 (图 10a)，并且在移动过程中经历了加强至减弱的过程。低涡的东移使印缅槽形成，而低涡的加强又使印缅槽进一步加深，由此对应槽前出现了较强的西南低空急流。同时，低涡的西部有一高压也自西向东移上青藏高原 (10a)，而副热带高压又不断西进 (图 10b)，这样两高压间的辐合加强，进一步促使印缅槽维持并发展，也使槽前的偏西气流加强，从而造成了以南华为中心的强降雨雨团 A 的产生和加强；随后，低涡的东移减弱和副热带高压继续西伸加强致使印缅槽向北收缩，同时气流转为偏西，雨团 A 也随着气流辐合的减弱而消散。

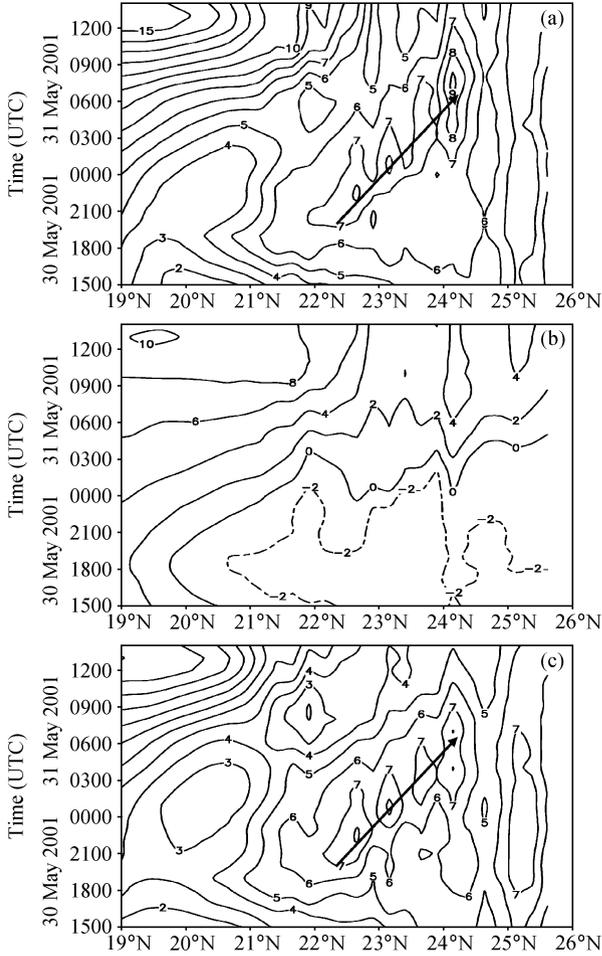


图 8 模拟 (30 km) 的 750 hPa 等压面沿 100°E 上的风速随时间的演变 (单位: m/s): (a) 全风速; (b) u 风量; (c) v 风量
Fig. 8 The time series of simulated 750-hPa wind (m/s) along 100°E: (a) Wind speed; (b) u wind speed; (c) v wind speed

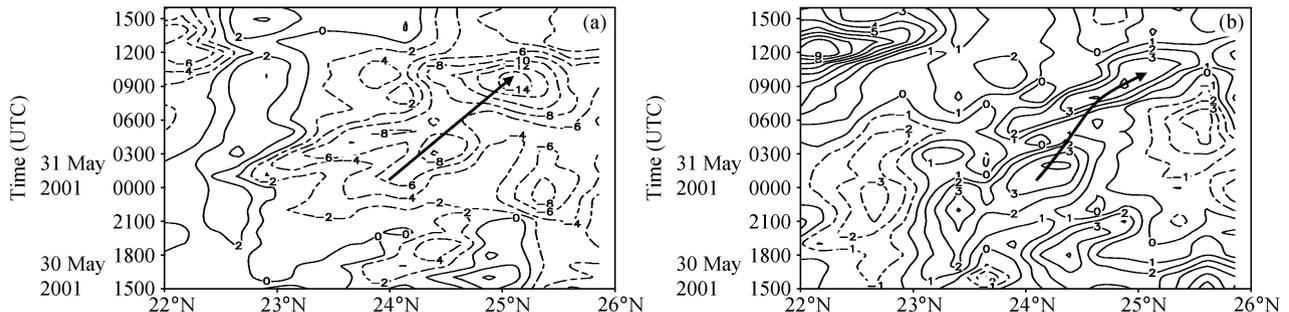


图 9 模拟 (30 km) 的 750 hPa 等压面沿 101°E 上的散度 (a) 和涡度 (b) 随时间的演变 (单位: $10^{-5} s^{-1}$)
Fig. 9 The time series of simulated 750-hPa (a) divergence and (b) vorticity along 101°E ($10^{-5} s^{-1}$)

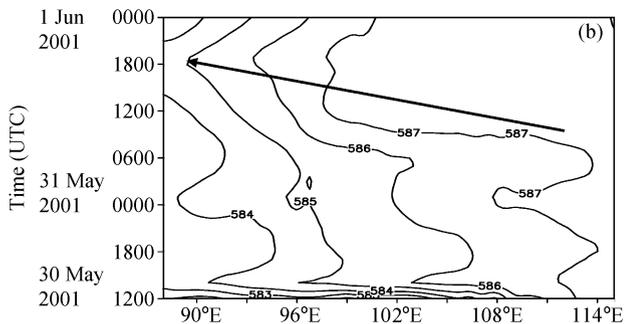
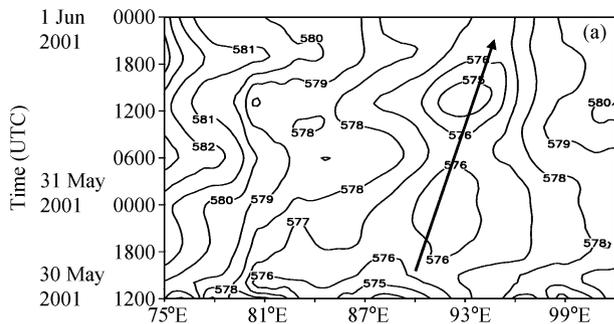


图 10 模拟 (30 km) 的 500 hPa 上的位势高度场随时间的演变 (单位: dagpm): (a) 沿 32°N; (b) 沿 15°N
 Fig. 10 The time series of simulated 500-hPa geopotential height (dagpm) along (a) 32°N, (b) 15°N

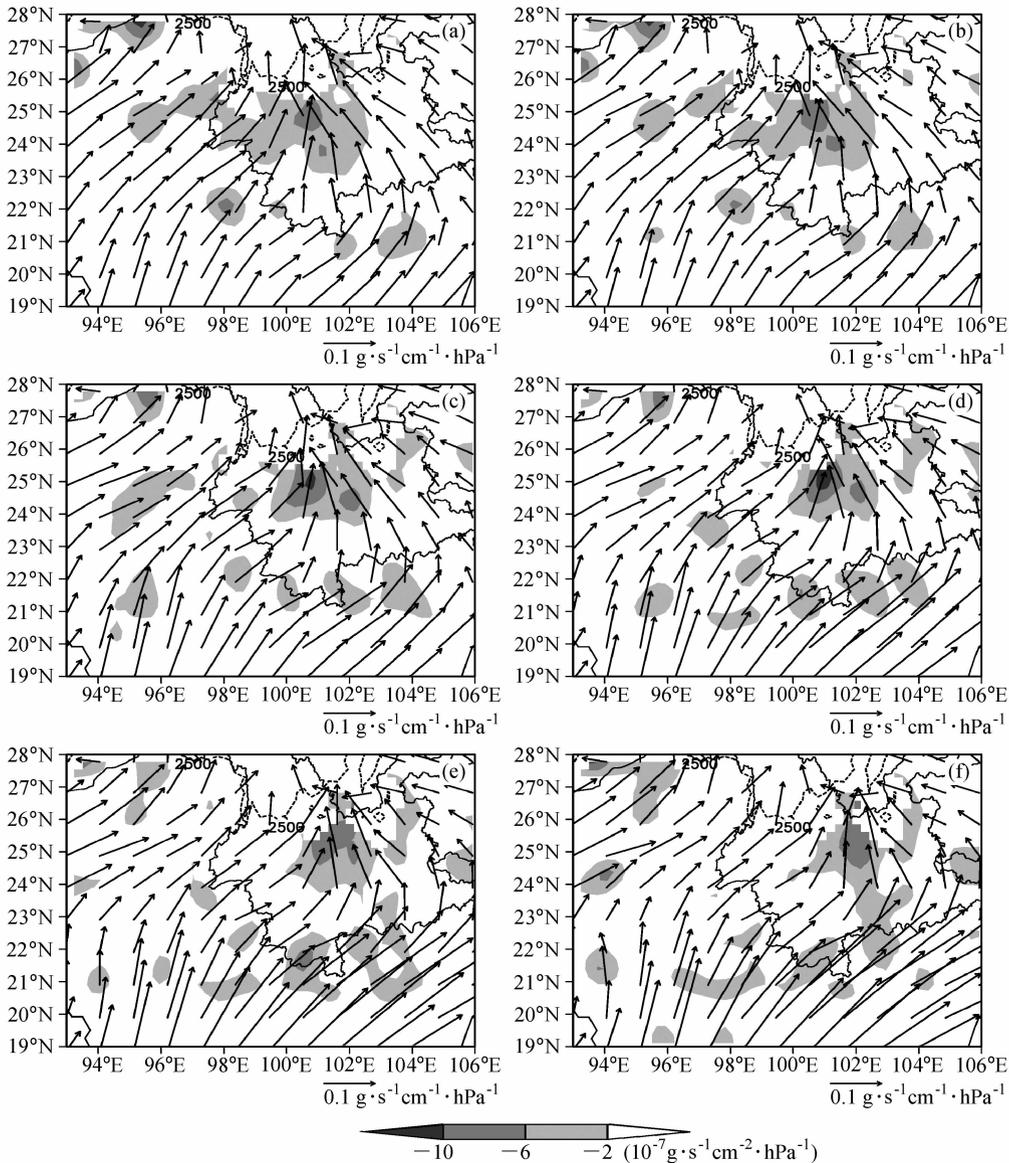


图 11 5 月 31 日模拟 (30 km) 的 750 hPa 上的水汽通量及水汽通量散度 (阴影): (a) 04 时; (b) 06 时; (c) 08 时; (d) 10 时; (e) 12 时; (f) 14 时。虚线包围的区域为高度大于 2500 m 的地形

Fig. 11 Simulated Moisture Flux (MF) (vector) and divergence of MF (shading) at 750 hPa on 31 May: (a) 0400 UTC; (b) 0600 UTC; (c) 0800 UTC; (d) 1000 UTC; (e) 1200 UTC; (f) 1400 UTC. The area surround by dashed line is the terrain higher than 2500 m

由此可见,虽然强降水产生的直接原因是中尺度系统,但天气尺度系统可以为中尺度系统的发生提供有利的环境场,有时是其发生发展的重要条件。

4.4 水汽的汇合

雨团的产生是水汽汇合的结果,从模拟的雨团 A 形成加强过程中水汽的散度情况可以进一步证实,强降水产生的确与水汽的汇合有很好的相关性(图 11)。在雨团 A 形成初期(图 11a、b),进入云南地区的水汽输送主要有两支,分别从云南的西南部和东南部进入,并在云南的中西部汇合,产生水汽的辐合,且辐合强度不断增强,至 5 月 31 日 08 时,中心强度达 $-12 \times 10^{-7} \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ (图 11c),并且至 5 月 31 日 10 时,中心范围略有扩大(图 11d);随后,由于副热带高压的西伸北抬,气流逐渐转为偏西,从云南西南部进入的水汽

通量减弱,水汽辐合区的中心强度也随之减弱并逐渐东移,雨团 A 也随之减弱消散。

为进一步了解雨团 A 的水汽来源,对进入雨团 A 各个侧面的水汽收支进行计算。从各层在东、西、南、北各方向上的水平水汽输送状况随时间的演变(图 12)可清楚地看到,在西侧低层 700 hPa 以下(图 12a),在 2001 年 5 月 31 日 03 时以前,水平水汽输送是从区域内向外输出(即从东向西),而在其后,水平水汽输送是从区域外向内输送(即从西向东),且水汽输送量增加较快,至系统发展成熟时(5 月 31 日 10 时),水汽输送已达到 $6 \times 10^3 \text{t/s}$ 。在东侧低层 700 hPa 以下(图 12b),在系统发展成熟前,水平水汽输送都是从区域外向内输送(即从东向西),但其输送量是逐渐减少的,可见在系统发展成熟前,雨团区域内东西向的水平水汽输送是辐合的。在南侧 700 hPa 上(图 12c),水平

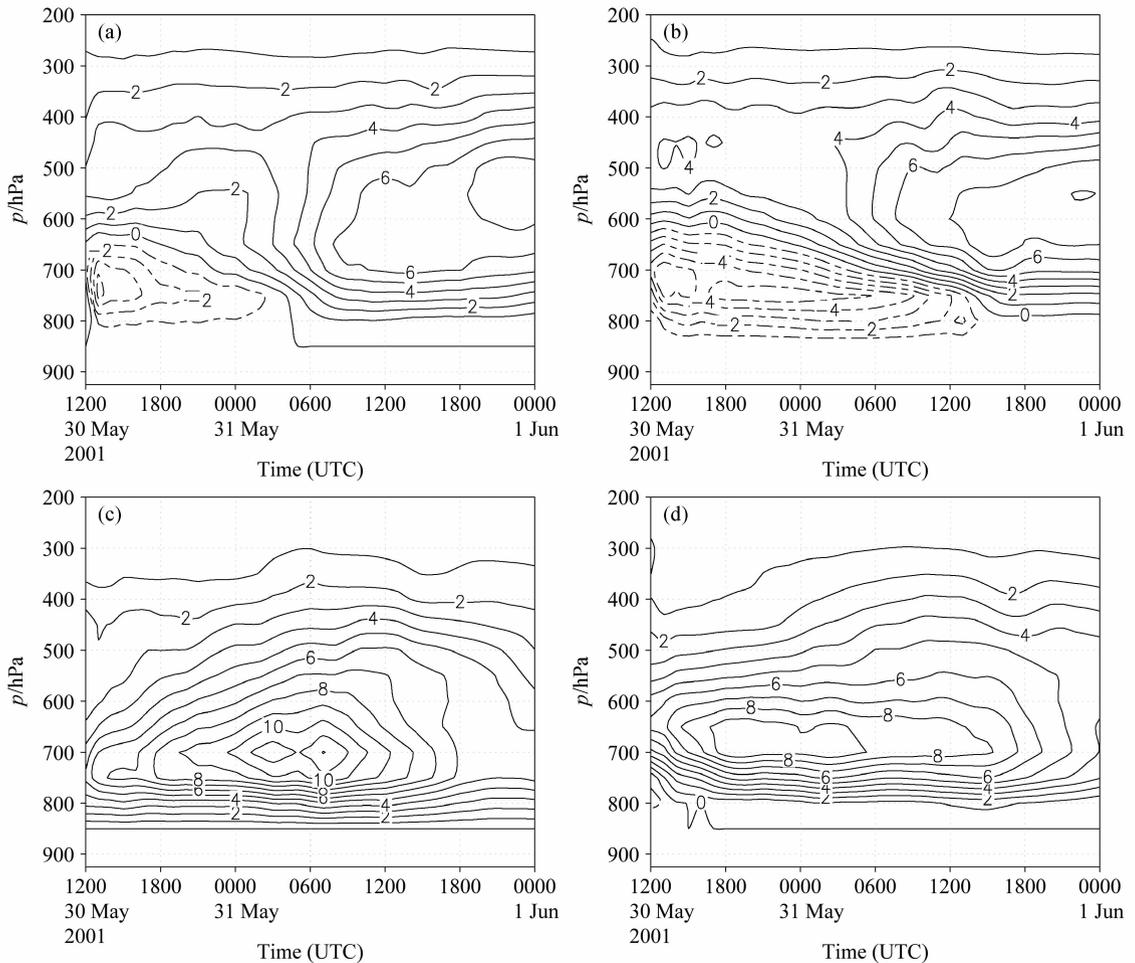


图 12 模拟的雨团 A 区域西 (a)、东 (b)、南 (c)、北 (d) 方向的水平水汽通量辐合的高度-时间剖面图(单位: 10^3t/s)

Fig. 12 Time-pressure cross sections of the simulated horizontal moisture flux divergence (10^3t/s) in rainy-cluster A for (a) the west, (b) the east, (c) the south and (d) the north

水汽输送从区域外向内的输送(即从南向北)为最大,且在5月31日07时,水平水汽输送达到最大,为 $11 \times 10^3 \text{ t/s}$ 。而在北侧700 hPa上(图12d),水平水汽输送从区域内向外输送(即从南向北),但在系统发展成熟前,水平水汽的向外输送是逐渐减小的,并且在雨团区域内南北向的水平水汽输送也是辐合的。从中可看到,雨团A内的水平水汽来源于其西、东和南侧,并且在系统发展成熟前,其南侧和西侧的水汽输送增强较大,而东侧的水汽输送是减弱的。由此可见,雨团A内的水汽主要来源于其西南侧。

5 结论与讨论

本文对2001年5月31日~6月2日低纬高原强降水过程进行了模拟,在较好地复制了中尺度雨团的形成及演变的基础上,对造成此次云南强降水中心的雨团A的中尺度系统结构、发展演变特征及机制进行了较为细致的分析。从中可看到,雨团A的形成与云南特殊的地形地貌紧密相连,雨团往往在近地层气流辐合线的交汇区形成并发展;同时,雨团A的产生和发展与其西南侧的低空急流扰动密不可分,它是其西南低空急流不断向东北移动的结果,并且南风分量对强降雨团A的产生和发展具有重要的作用;中尺度系统的生成和发展也离不开其有利的大尺度环流场的影响,印缅槽的形成、加深和副热带高压的不断西进,也致使槽前西南暖湿气流的形成、加强和向暴雨区输送;对雨团A的水汽来源分析可知,它的水汽通量主要有两支,分别从云南的西南部和东南部进入云南,但其水汽主要来源于西南侧,且在中尺度系统发展成熟前就有了较强的水平辐合和垂直向上输送;对雨团的结构分析可知,虽然在雨团发展的强盛期,未见风场有明显的气旋扰动,但雨团仍具有明显的中尺度动力和热力结构特征,且中低层正涡度中心的出现先于降水系统的发展。上述模拟结果的再分析,进一步支持了由实测资料诊断所得的主要结论^[24],这再次表明,我国低纬高原地区强降水过程与我国东部地区的强降水过程存在一定的差异^[31],即前者更强调近地层的地形辐合线,印缅槽与孟加拉湾水汽的作用。

应当指出,由于云南地形的复杂性以及其所处位置的特殊性,强降水的预报一直是气象工作者面

临的难题,对它的数值预报有时也不尽如人意。本文虽然对影响云南的一次强降水过程得到了较好的模拟效果,并对形成强降水中心的雨团结构及机制做了进一步的分析,但影响云南的降水因子是复杂的,特别是在有利的大尺度环流下,地形对暴雨的产生和发展的作用等方面仍将是非常重要的研究内容,今后还需开展进一步的研究。

致谢 本文承蒙陶诗言院士提出宝贵意见和建议,特此致谢。

参考文献 (References)

- [1] 赵思雄,周晓平. 风场在预报暴雨发生中的作用——1975年8月上旬特大暴雨的数值实验. 大气科学, 1984, **8** (1): 1~6
Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping. The effect of wind field disturbances on the forecast of rainstorm formation. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1984, **8** (1): 1~6
- [2] 周晓平,赵思雄,张宝严. 梅雨锋上中尺度低压发生的数值模拟实验. 大气科学, 1984, **8** (4): 353~361
Zhou Xiaoping, Zhao Sixiong, Zhang Baoyan. A numerical simulation of the meso-low formation on Mei-Yu front. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1984, **8** (4): 353~361
- [3] 徐文俊,马骥德,解东,等. 对流运动中水平旋转气流动力作用的数值分析. 大气科学, 1985, **9** (1): 82~91
Xu Wenjun, Ma Jide, Xie Dong, et al. A numerical analysis of dynamical effects of horizontal rotating current on convective movement. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1985, **9** (1): 82~91
- [4] 徐华英,吉武胜,黄美元. 风切变对积云发展影响的数值模拟研究. 大气科学, 1988, **12** (4): 405~411
Xu Huaying, Ji Wusheng, Huang Meiyuan. Numerical simulation of the effects of vertical wind shear on the development of cumulus clouds. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1988, **12** (4): 405~411
- [5] 赵思雄. 用10层准拉格朗日有限区域模式对高原东侧锋生过程的数值模拟. 大气科学, 1991, **15** (5): 40~50
Zhao Sixiong. Numerical simulation of frontogenetical process of the east of the Tibetan Plateau by quasi-Lagrangian limited area model. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1991, **15** (5): 40~50
- [6] 周晓平,曾朝霞. 暴雨预报模式中的一维积云模式. 台风、暴雨数值预报新技术的研究. 北京: 气象出版社, 1996. 149~157
Zhou Xiaoping, Zeng Zhaoxia. One dimensional cumulus model in heavy rainfall numerical prediction model. *Study on New Technology of Typhoon and Heavy Rainfall Numerical Prediction Model* (in Chinese). Beijing: China Meteorological

- logical Press, 1996. 149~157
- [7] 朱洪岩, 陈联寿, 徐祥德. 中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究. 大气科学, 2000, **24** (5): 669~675
Zhu Hongyan, Chen Lianshou, Xu Xiangde. A numerical study of the interactions between typhoon and mid-latitude circulation and its rainfall characteristics. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2000, **24** (5): 669~675
- [8] 冯伍虎, 程麟生, 程明虎. “96.8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟. 气象学报, 2001, **59**: 294~307
Feng Wuhu, Cheng Linsheng, Cheng Minghu. Nonhydrostatic numerical simulation for the “96.8” extraordinary heavy rainfall and developing structure of mesoscale system. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **59**: 294~307
- [9] 孙建华, 赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的 β 中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学, 2002, **26** (4): 541~557
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall of South China. Part I: A numerical simulation study of meso- β convective system inducing heavy rainfall. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2002, **26** (4): 541~557
- [10] 孙建华, 赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用. 大气科学, 2002, **26** (5): 633~646
Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China. Part II: Effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso- β convective system. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2002, **26** (5): 633~646
- [11] 毕宝贵, 刘月巍, 李泽椿. 2002年6月8~9日陕南大暴雨数值模拟研究. 大气科学, 2005, **29** (5): 814~826
Bi Baogui, Liu Yuewei, Li Zechun. Numerical simulations of extremely heavy rain in the southern Shaanxi Province during 8~9 June 2002. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29** (5): 814~826
- [12] 矫梅燕, 毕宝贵, 鲍媛媛, 等. 2003年7月3~4日淮河流域大暴雨结构和维持机制分析. 大气科学, 2006, **30** (3): 475~490
Jiao Meiyen, Bi Baogui, Bao Yuanyuan, et al. Thermal and dynamical structure of heavy rainstorm in the Huaihe River basin during 3~4 July 2003. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30** (3): 475~490
- [13] 夏茹娣, 赵思雄, 孙建华. 一类华南锋前暖区暴雨 β 中尺度系统环境特征的分析研究. 大气科学, 2006, **30** (5): 988~1008
Xia Rudi, Zhao Sixiong, Sun Jianhua. A study of circumstances of meso- β -scale systems of strong heavy rainfall in warm sector ahead of fronts in South China. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2006, **30** (5): 988~1008
- [14] 程麟生, 冯伍虎. “987”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟. 大气科学, 2001, **25** (4): 465~478
Cheng Linsheng, Feng Wuhu. Analyses and numerical simulation on an abrupt heavy rainfall and structure of a mesoscale vortex during July 1998. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2001, **25** (4): 465~478
- [15] 王建捷, 李泽椿. 1998年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 2002, **60** (2): 146~155
Wang Jianjie, Li Zechun. Numerical simulation and diagnostic analysis on mesoscale convective systems of a torrential rain case in Meiyu period of 1998. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60** (2): 146~155
- [16] 贝耐芳, 赵思雄. 初值及物理过程对“98.7”暴雨预报结果的影响. 气候与环境研究, 2002, **7** (4): 386~396
Bei Naifang, Zhao Sixiong. Effect of initial data and physical processes on the heavy rainfall prediction in July 1998. *Climatic and Environmental of Research* (in Chinese), 2002, **7** (4): 386~396
- [17] 贝耐芳, 赵思雄, 高守亭. 1998年“二度梅”期间武汉一黄石突发性暴雨的模拟研究. 大气科学, 2003, **27** (3): 399~418
Bei Naifang, Zhao Sixiong, Gao Shouting. A numerical simulation of sudden heavy rainfall occurred in Wuhan and Huangshi during July of 1998. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2003, **27** (3): 399~418
- [18] 董佩明, 赵思雄. 边界层过程对“98.7”长江流域暴雨预报影响的数值试验研究. 气候与环境研究, 2003, **8** (2): 230~240
Dong Peiming, Zhao Sixiong. Numerical experiments of effects of planetary boundary layer processes on prediction of heavy rain in the Yangtze River in July 1998. *Climatic and Environmental of Research* (in Chinese), 2003, **8** (2): 230~240
- [19] 孙晶, 楼小凤, 胡志晋, 等. 梅雨期暴雨两个例模拟及其中小尺度结构特征分析研究. 大气科学, 2007, **31** (1): 1~18
Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, et al. A numerical simulation on torrential rain during the Meiyu period and analysis of mesoscale structure of convective systems. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2007, **31** (1): 1~18
- [20] 秦剑, 琚建华, 解明恩. 低纬高原天气气候. 北京: 气象出版社, 1997. 210pp
Qing Jian, Ju Jianhua, Xie Ming'en. *The Climatology in Lower Latitude Plateau Area* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1997. 210pp
- [21] 秦剑, 解明恩, 刘瑜. 云南气象灾害总论. 北京: 气象出版社, 2000. 250pp
Qing Jian, Xie Ming'en, Liu Yu. *Introduction about Meteorological Disasters in Yunnan* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2000. 250pp

- [22] 邓崧, 琚建华, 吕俊梅. 低纬高原上中尺度模式的积云参数化方案研究. 高原气象, 2002, **21** (4): 414~420
Deng Song, Ju Jianhua, Lü Junmei. Study on mesoscale model cumulus parameterization scheme over low latitude plateau. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2002, **21** (4): 414~420
- [23] 晏红明, 肖子牛, 张晓玲, 等. 低纬高原地区南支槽强降水中尺度 MCS 系统的模拟与分析. 高原气象, 2005, **24** (5): 672~684
Yan Hongming, Xiao Ziniu, Zhang Xiaoling, et al. Numerical simulation of mesoscale convective system of southern branch trough heavy rainfall in Yunnan region. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2005, **24** (5): 672~684
- [24] 董海萍, 赵思雄, 曾庆存. 我国低纬高原地区初夏强降水天气研究 I. 2001 年 5 月印缅槽维持期间云南暴雨及其中尺度特征. 气候与环境研究, 2005, **10** (3): 443~459
Dong Haiping, Zhao Sixiong, Zeng Qingcun. Study of strong heavy rainfall in low latitude plateau area in China during early summer. Part I: A case study of heavy rainfall in Yunnan under influencing of Indian-Myanmar trough. *Climatic and Environmental of Research* (in Chinese), 2005, **10** (3): 443~459
- [25] 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
- [26] Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+ STR, 1994. 138
- [27] Wang W, Seaman N L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 252~278
- [28] Cox R, Bauer B L, Smith T. A mesoscale model intercomparison. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1998, **79**: 265~283
- [29] 张大林. 各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用. 大气科学, 1998, **22** (4): 548~561
Zhang Dalin. Roles of various diabatic physical processes in mesoscale models. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1998, **22** (4): 548~561
- [30] Colle B A, Mass C F, Westrick K J. Mesoscale modeling of precipitation in complex orography along the coast of North America. 8th Conf. on Mountain Meteor. AMS, 1998. 5~8
- [31] 陶诗言, 等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
Tao Shiyan, et al. *Rainstorms in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 225pp
- [32] 丁一汇. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 1991. 792pp
Ding Yihui. *Advanced Synoptic Meteorology* (in Chinese). Beijing, China Meteorological Press, 1991. 792pp