

卢萍, 宇如聪, 周天军. 2009. 四川盆地西部暴雨对初始水汽条件敏感性的模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (2): 241–250. Lu Ping, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. 2009. Numerical simulation on the sensitivity of heavy rainfall over the western Sichuan basin to initial water vapor condition [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2): 241–250.

四川盆地西部暴雨对初始水汽条件敏感性的模拟研究

卢萍^{1, 2} 宇如聪³ 周天军²

1 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610071

2 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, 北京 100029

3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点试验室, 北京 100081

摘 要 基于区域暴雨数值预报模式 AREM, 针对 2003 年 8 月发生在四川盆地西部的多次局地强暴雨过程, 通过数值试验, 讨论了川西暴雨对初始水汽条件的高度敏感性, 揭示了川西暴雨过程独特的局地水汽循环特征。初始水汽条件不仅决定着暴雨的强度, 还对最大降水发生时间产生明显影响, 从而决定模式对降水日变化的模拟效果。局地初始水汽偏大, 不仅导致 24 小时降水总量的迅速增加, 甚至空报暴雨, 还使得主要降水时段明显提前, 使夜雨变为昼雨。局地初始水汽减少不仅会显著减小降水量, 甚至会致使暴雨消失, 还会使主要降水时段滞后。

关键词 川西暴雨 初始水汽 数值模拟

文章编号 1006–9895 (2009) 02–0241–10

中图分类号 P426

文献标识码 A

Numerical Simulation on the Sensitivity of Heavy Rainfall over the Western Sichuan Basin to Initial Water Vapor Condition

LU Ping^{1, 2}, YU Rucong³, and ZHOU Tianjun²

1 *Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610071*

2 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamic, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

3 *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract By using a regional model named AREM (Advanced Regional Eta-coordinate Model), which was developed by the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamic, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, several local heavy rainfall events happening over the western Sichuan basin during August 2003 are simulated and analyzed. The results indicate that the initial local water vapor condition is crucial to the happening and evolution of heavy rainfall events over the western Sichuan basin. Both the intensity of heavy rainfall and the time of maximum precipitation are highly sensitive to the initial condition of local water vapor. An increase of initial local water vapor would not only increase the 24-hour accumulated precipitation amount, but also lead to the main rainfall events happening earlier, resulting in a day-time rather than nocturnal rainfall events. Correspondingly, a decrease of initial water vapor would delay the maximum precipitation time and decrease the total precipitation amount.

收稿日期 2007–08–27, 2008–01–24 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40625014, 中国气象局成都高原气象研究所基本科研业务费专项经费项目 BROP200704, 成都高原气象开放实验室基金 LPM2006004, 2007 年度 LASG/IAP 开放课题 2702

作者简介 卢萍, 女, 1976 年出生, 博士, 主要从事中尺度数值模拟研究。E-mail: abc-123@mail.iap.ac.cn

Key words heavy rainfall over the western Sichuan basin, initial water vapor condition, numerical simulation

1 引言

复杂的海陆分布和青藏高原的共同作用使得中国东部夏季暴雨频发,但在 110°E 的东西两侧降水性质具有很大的差异(陈烈庭等, 1994)。在 110°E 以东地区,雨带的南北移动与夏季风的进退十分一致,形成了华南前汛期降水、长江中下游地区梅雨和华北降水,这三条典型夏季风雨带历来为我国学者所关注(丁一汇等, 1988; 施曙等, 1994; 贝耐芳等, 2002a, 2002b; 孙建华等, 2002a, 2002b; 孙建等, 2003)。在 110°E 以西的长江上游地区,受高原大地形的影响,其降水特征与东部地区明显不同,这具体表现在降水的日变化和季节内变化、影响降水的天气系统以及降水的时空结构等方面(李鲲鹏等, 2005; 李川等, 2006)。就气候平均意义而言,长江上游降水明显少于中下游地区,但也有例外,比如位居长江上游的四川盆地西部(简称川西地区)就存在着一个空间范围不大、但降水强度堪与长江下游地区媲美(甚至略强)的降水中心。川西地区的复杂地形是导致该区域形成强降水中心的原因之一。川西降水主要集中在 7、8 月份,具有局地性强、时间变异大、多夜雨等特征。位于川西的雅安以“天漏”而闻名,被称之为“雨城”(彭贵康等, 1994)。围绕“雅安天漏”现象所进行的观测分析和数值模拟表明,高原东坡的复杂地形边界层是导致“天漏”现象的重要因子(宇如聪等, 1994; 曾庆存等, 1994)。与“高原-盆地”这一复杂地形相联系的四川盆地边界层风场,与长江上游暴雨过程亦有着密切的联系(李跃清, 2000)。同时,对流复合体的活动也对四川盆地降水有显著影响(钟晓平等, 1994)。川西暴雨是开展地形降水研究、检验数值模式地形处理技术的理想对象(钱永甫等, 1994, 1995; 周天军等, 1996; 徐枝芳等, 2008)。目前,几乎所有的数值模式对川西降水的模拟能力都难尽人意,而原因则并不清楚(Yu et al., 2000; Zhou et al., 2002)。因此,为提高川西暴雨的预报能力,改进数值模式性能,有必要进一步探讨影响川西暴雨的因子。实际上,开展川西降水研究的意义还不局限于此。近期的研究发现,针对中国降水的日循环特征,沿着长江流域,最大降水的发生时

间自高原西部向长江中下游有时间上的滞后性,表现出“东传”的特征(Yu et al., 2007a, 2007b)。因此,对川西降水机理的理解,对于长江下游地区降水或许有前期预警意义。

2003 年 8 月,川西地区暴雨频发,暴雨日次超过十天,无论暴雨频数还是强度都为近几十年所罕见。本文以该月的强暴雨过程为个例,利用一个区域暴雨模式(AREM),通过数值试验,讨论了初始水汽条件对川西暴雨的影响。本文其他部分安排如下:第二部分扼要介绍了 AREM 模式和数值试验方案;第三部分检验了模式的性能;第四部分基于数值试验结果,讨论了川西暴雨对初值尤其是局地初始湿度场的敏感性。第五部分对全文进行总结。

2 模式简介及试验方案

本文所用的模式为中尺度暴雨模式 AREM,它是在原 ETA 坐标区域模式(REM)的基础上发展的区域暴雨数值预报模式,对中国区域暴雨具有较强的模拟和预报能力(徐幼平等, 1996; 吴秋霞等, 2007)。本文采用的模式区域范围为($10^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$)。模式的水平分辨率约为 37 km,垂直方向分为 32 层,模式层顶为 10 hPa。模式物理过程包括:显式云预报方案(Xu et al., 1998)、简化的 Betts 对流调整方案(Betts et al., 1986)、非局地大气边界层方案(Holtslag et al., 1993)、Berjamin and Seaman 的考虑地表辐射平衡的简单辐射参数化方案(Berjamin et al., 1985)。地表过程计算实现了与 CLM 陆面模式的耦合(Dai et al., 1998)。

季风区的降水异常,总是有相应的水汽输送异常与之对应(Zhou et al., 2005)。初始水汽条件是影响暴雨发生发展过程的重要因子之一(贝耐芳等, 2002b)。为考查水汽条件对川西暴雨发生发展过程的影响,本文利用 AREM 模式,设计了两组敏感性试验:在第一组的试验一(Ex-STN)中模式初始场采用台站观测资料,在试验二(Ex-NCEP)中模式初始场采用 NCEP/NCAR ($2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$)再分析资料;在第二组的试验一(Ex-dry)中将降水区域($28^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $101^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$) 700 hPa 以下的大气的初始湿度减少 10%,在试验二(Ex-wet)中将降水区域($28^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $101^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$)

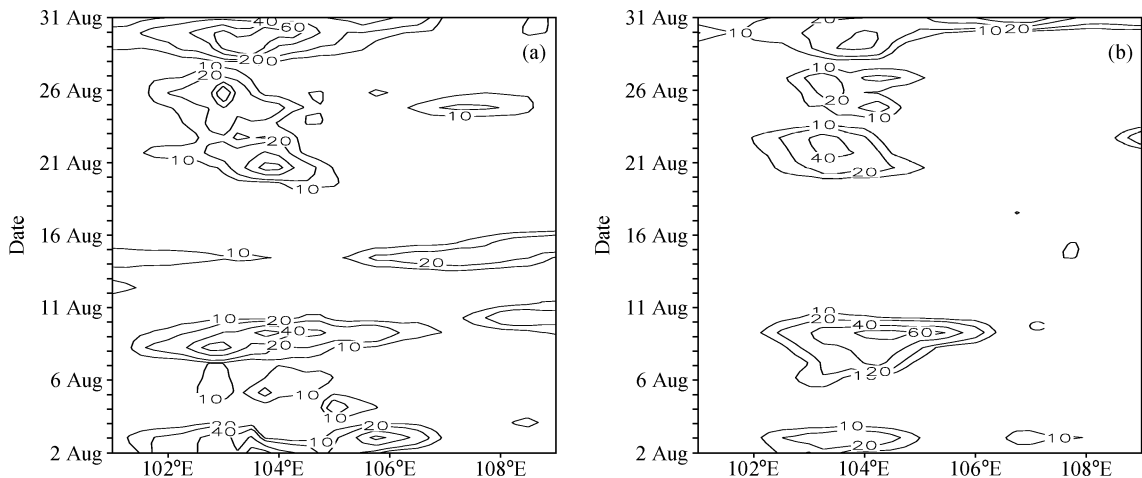


图1 川西(29.5°N~31°N)平均逐日降水的时间-经度分布图(单位: mm/d): (a) 观测; (b) 模拟结果

Fig. 1 Time-longitude cross sections of daily precipitation (mm/d) averaged over 29.5°N–31°N during Aug 2003: (a) Observation; (b) simulation

700 hPa 以下的大气的初始湿度增加 10%。第一组试验旨在检验模式预报结果对初值的敏感性;第二组试验旨在探讨局地初始水汽条件对预报结果的影响。

数值试验以每日 0000 UTC 时刻的台站观测资料作为初始场,侧边界采用固定边界条件。对 2003 年 8 月的天气过程进行逐日模拟(积分时段为 24 小时),开展后报和模拟研究。

3 模式性能检验

这里首先检验 AREM 模式对 2003 年 8 月川西地区多次暴雨过程的模拟能力。观测表明,川西降水主要集中在 8 月上旬和下旬,中旬几乎没有明显的降水过程。典型的暴雨过程包括“8.2”(即:2003 年 8 月 1 日 0000 UTC~2 日 0000 UTC,下同)、“8.3”、“8.9”、“8.10”、“8.21”、“8.22”、“8.25”、“8.26”、“8.29”、“8.30”这 10 次过程,采用台站资料作为初值的模式结果较好地再现了 8 月上旬和下旬的主要降水过程,只是对 8 月 24 日以后的几场暴雨过程的降水强度模拟得偏弱(图 1b)。

图 2 给出了台站观测分析和 AREM 模拟的 2003 年 8 月 10 次暴雨过程降水中心平均的逐时降水,观测事实表明这 10 次暴雨属于典型的夜雨过程,峰值出现在 1700 UTC(图 2a)。模拟的平均降水(图 2b)也集中在夜间,最大降水出现的时间是 1600 UTC,模拟的降水强度和日变化特征和观测事实比较一致。

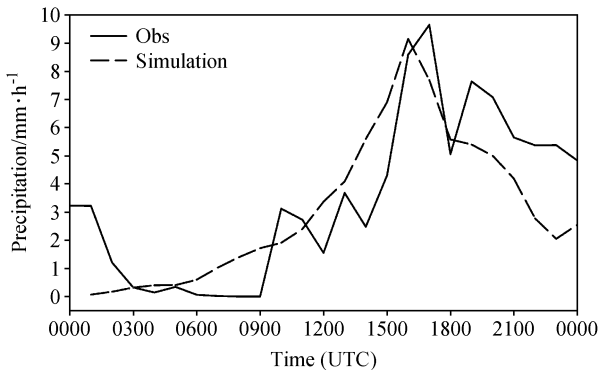


图2 2003 年 8 月的 10 场典型暴雨对应的降水中心平均降水日变化。实线:观测;长虚线:模拟结果

Fig. 2 The diurnal variation of precipitation averaged over the central area for ten heavy rainfall events during Aug 2003

由此可见,AREM 模式对 2003 年 8 月川西暴雨过程的模拟效果较好,一是合理再现了 8 月上、中、下旬分别出现的多雨、无雨、多雨的特征,模式对 8 月上旬暴雨过程降水分布的模拟效果,较之下旬的情况要好;二是模式能够较好地模拟出该地区“夜雨”这一降水日变化特征。

以上是对 2003 年 8 月整体暴雨过程模拟能力的检验。下面选取一个典型暴雨个例——“8.3”暴雨,检验模式对单个暴雨过程的模拟能力。2003 年 8 月 2 日 0000 UTC~3 日 0000 UTC,在西伸的西太平洋副热带高压以及西风槽的共同作用下,川西地区出现了一次局地性的大暴雨过程,降水中心位于四川盆地西部的雅安地区(30°N, 103°E),中心强度达到 124.30 mm/d,是一次典型的突发性局

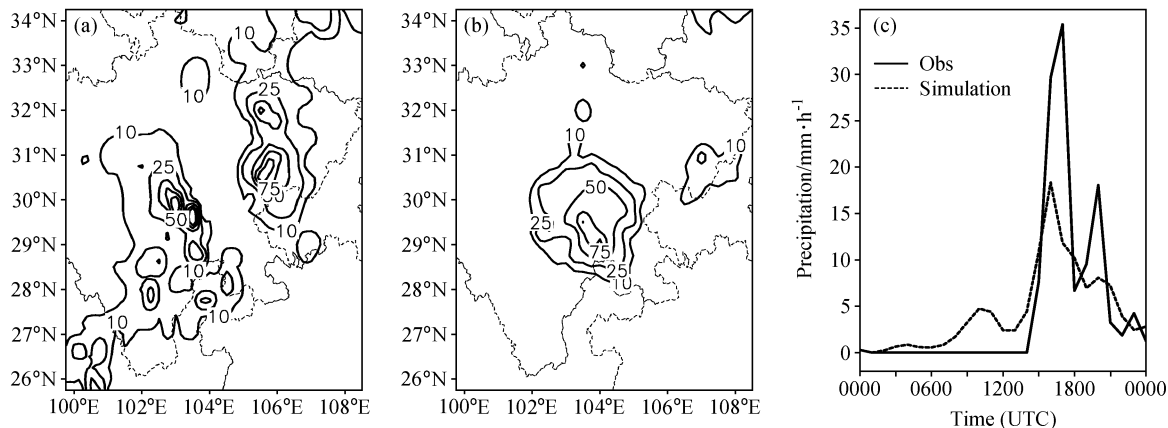


图3 (a) 观测和 (b) 模拟的“8.3”暴雨的日降水量分布 (单位: mm); (c) 中心降水的日变化 (单位: mm/h)。实线: 观测; 点线: 模拟结果

Fig. 3 The (a) observed and (b) simulated 24-h (from 0000 UTC 2 Aug 2003 to 0000 UTC 3 Aug 2003) accumulated precipitation over the western Sichuan basin (units: mm); (c) diurnal variation of the precipitation averaged over the rainfall center

地大暴雨 (图 3a)。

比较观测和模拟的降水分布 (图 3a、b) 可见, 模式能够较好地再现“8.3”暴雨过程的落区及强度, 模拟的降水中心强度为 109.69 mm/d, 与实况相当, 只是降水中心略偏南偏东。比较逐时降水的分布特征 (图 3c), 观测中降水过程主要发生在 2 日午夜至 3 日凌晨时分, 模拟的降水峰值同样出现在凌晨时分 (1600 UTC), 合理再现了观测降水的夜雨特征。不过, 实况的降水时段更集中、峰值更大。

此外, 我们还检验了 AREM 对其他几次暴雨过程的模拟结果, 发现模式能够较好再现暴雨过程的位置和时间变化特征 (图略), 证明 AREM 模式适合川西暴雨过程的模拟研究需要, 可用于本文设计的敏感性试验研究。

4 敏感性试验结果讨论

4.1 初值对川西暴雨模拟结果的影响

这里分别采用 NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996) 和台站观测资料作为模式初始场 (Ex-STN, Ex-NCEP), 比较它们对 2003 年 8 月川西暴雨过程模拟结果的异同。比较观测和模拟的逐日降水分布可见, 当采用台站资料作为初值时, 模式合理再现了 8 月上旬、下旬降水集中而中旬无降水这一特征, 对该月典型暴雨过程的模拟结果亦较好 (图 1a、b); 而当采用 NCEP/NCAR 再分析资料作为初值时, 模式空报的降水较多, 整个 8 月份几乎每天都有降水产生, 模拟降水中心几乎都

位于 (30°N, 103°E), 模拟的降水强度既高于观测结果, 又高于采用台站资料初值的模拟结果 (图 4a)。

比较观测和模拟的 10 次暴雨过程的平均降水日变化特征 (图 2、图 4b), 观测降水峰值约为 10 mm/h, 出现在 1700 UTC; 当采用台站资料作为初值时, 模拟降水峰值约为 10 mm/h, 出现在 1600 UTC, 呈典型“夜雨”特征, 与实况较一致; 而当采用 NCEP/NCAR 再分析资料为初值时, 模拟的降水日变化峰值却出现在白天, 强度为 16 mm/h, 明显大于观测事实。因此, 当采用台站资料为初值时, AREM 对 2003 年 8 月川西暴雨过程的模拟效果较好; 若采用 NCEP/NCAR 再分析资料做初值, 模拟结果则与观测相差甚远, “夜雨”特征消失。为理解造成这一偏差的原因, 我们比较了两种资料描述的 2003 年 8 月川西区域平均温度场和湿度场的垂直分布及其随时间的演变情况 (图略), 发现 NCEP/NCAR 再分析资料给出的中低层大气的温度和湿度, 较之台站资料都明显偏高, 最大偏差出现在 8 月中旬的低层大气中, 温度和湿度的偏差分别超过了 5 K 和 6 g/kg。

为进一步比较两种资料的差别, 图 5 给出 8 月份的月平均假相当位温的经度-垂直剖面。可见, 与台站资料相比, NCEP/NCAR 再分析资料给出的四川盆地西部假相当位温明显偏高, 低层大气的层结结构呈现明显的不稳定性, 这一热力条件非常有利于降水的产生。此外, 我们还比较了两种资料描述的动力场结构, 发现差异并不显著。因此,

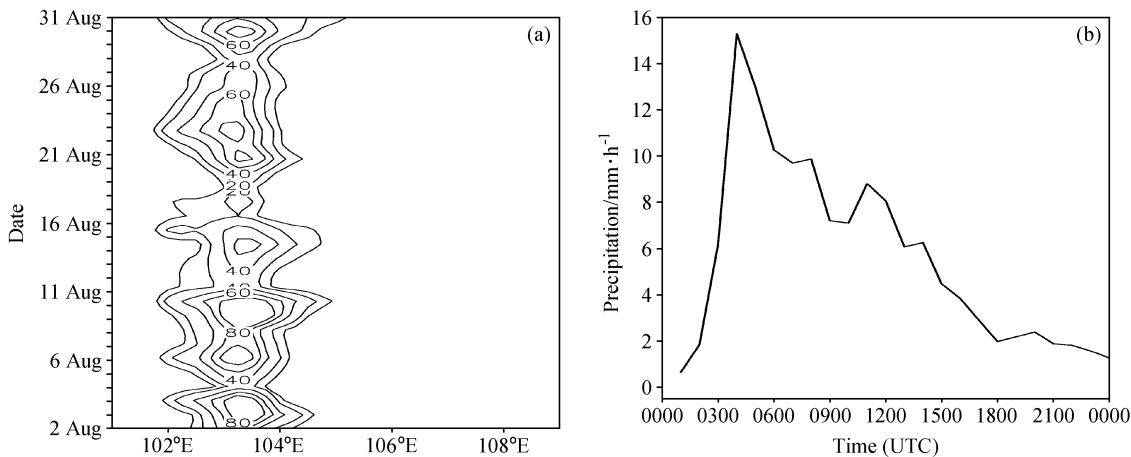


图 4 采用 NCEP/NCAR 再分析资料作初值的模拟结果：(a) 川西 (29.5°N~31°N) 平均逐日降水的时间-经度分布 (单位：mm/d)；(b) 2003 年 8 月的 10 场典型暴雨对应的降水中心平均降水日变化

Fig. 4 Model results employing an initial field from NCEP/NCAR reanalysis data: (a) Time – longitude cross section of daily precipitation (mm/d) averaged over 29.5°N – 31°N during Aug 2003; (b) the diurnal variation of precipitation averaged for 10 rainfall events during Aug 2003

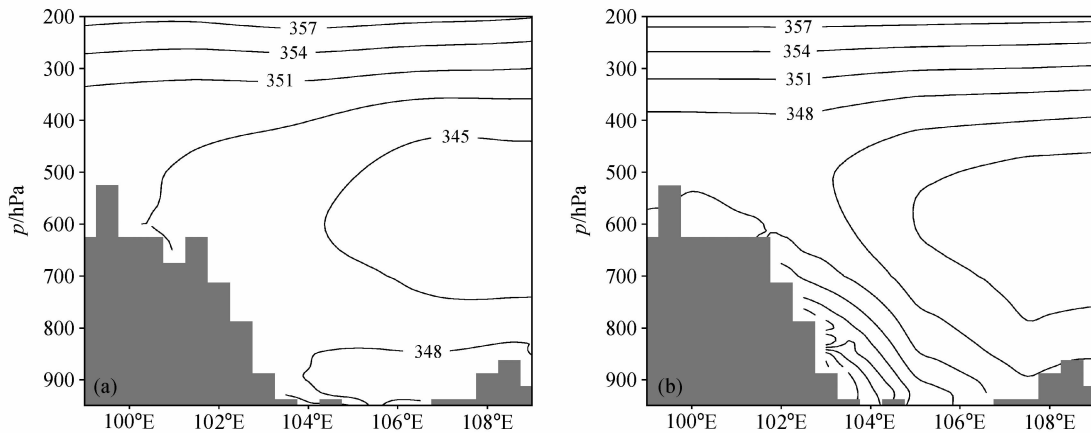


图 5 川西地区 (28°N~32°N) 2003 年 8 月份月平均假相当位温的经度-气压剖面图 (单位：K)：(a) 台站资料；(b) NCEP/NCAR 再分析资料

Fig. 5 Longitude – pressure cross sections of the monthly mean potential pseudo-equivalent temperature (K) during Aug 2003: (a) Station data; (b) NCEP/NCAR reanalysis data

NCEP/NCAR 再分析资料在盆地西部边坡地带的虚假不稳定层结结构，是造成 AREM 以它为初值时在雅安附近产生大量虚假白日降水的重要原因。换言之，两种资料的热力场差异是造成模拟结果不同的主要因素。上述结果还表明，模式模拟的降水量的多寡与初始场的热力条件关系密切。

4.2 局地初始湿度对川西降水的影响

探讨局地初始湿度对川西降水影响的敏感性试验 (Ex-drg, Ex-wet)。作者曾用近几年多次降水过程进行了试验，得到一些相似的结果。这里就以“8.3”暴雨过程为例进行阐述。比较两组试验模拟

的降水状况，控制试验模拟的“8.3”暴雨的降水中心位于 (29°N, 104°E) 附近，降水强度超过 100 mm/d (图 6a)；降水时段主要集中在夜间，最大降水发生在午夜的 1600 UTC，最大雨强约为 18.5 mm/h (图 7a)。当该地区初始湿度减小时，如 Ex-dry 试验结果所示，模拟降水中心较之控制试验偏西偏南 (28.75°N, 102.75°E)；降水日变化的时间位相和控制试验相似 (图 7b)，但降水强度急剧减弱，日降水量不足 50 mm (图 6b)。而当该地区初始湿度增加时，如 Ex-wet 试验结果所示，降水中心位于 (29.5°N, 104°E) 附近，更接近观测状况，中心强

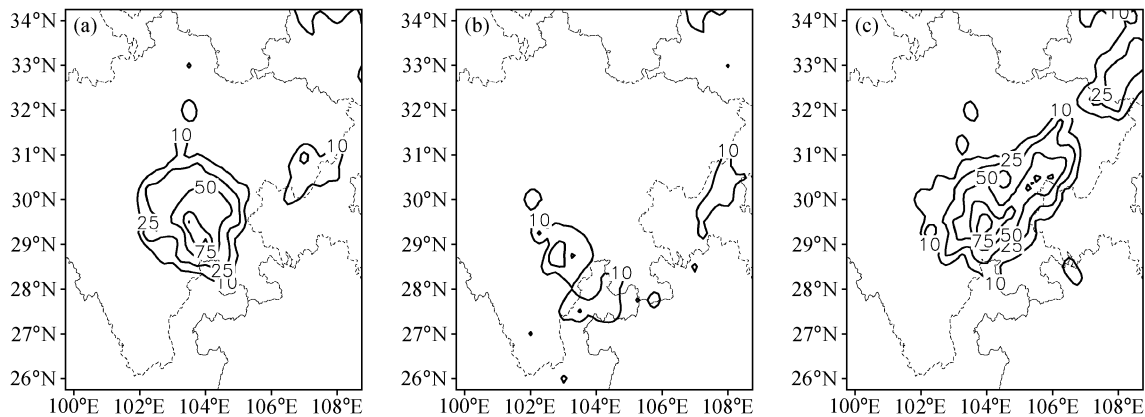


图 6 第二组敏感性试验模拟的“8.3”暴雨的日降水量分布(单位: mm): (a) 控制试验; (b) Ex-dry; (c) Ex-wet

Fig. 6 The simulated 24-hour accumulated precipitation (mm) over the western Sichuan basin: (a) Control run; (b) Ex-dry; (c) Ex-wet

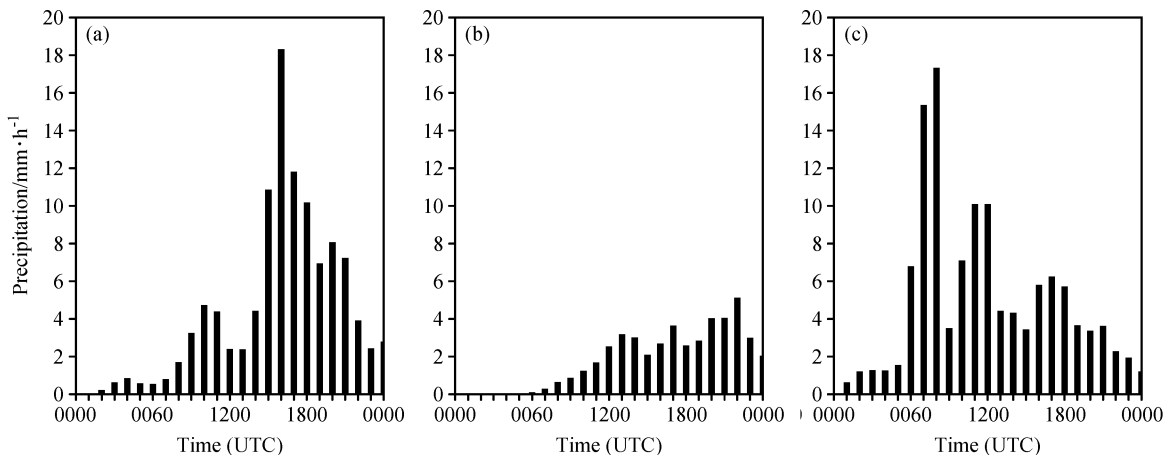


图 7 “8.3”暴雨的降水中心对应的逐时降水分布: (a) 控制试验 (29°N, 104°E); (b) Ex-dry (28.75°N, 102.75°E); (c) Ex-wet (29.5°N, 104°E)

Fig. 7 Diurnal variations of precipitation averaged over the rainfall centers of “8.3” heavy rainfall events: (a) Control run (29°N, 104°E); (b) Ex-dry (28.75°N, 102.75°E); (c) Ex-wet (29.5°N, 104°E)

度大于 100 mm/d, 较之控制试验的降水范围也略大(图 6c), 但是最大降水发生在白天, 实际的夜雨特征没有得到合理再现(图 7c)。

上述敏感性试验结果表明, 局地大气初始湿度的改变不仅会造成降水强度、位置和范围的明显变化, 同时还将改变降水的发生时间和达到峰值的时间, 这些结果都表明, 川西地区的局地水汽条件对该地区降水的影响非常显著。为认识大气湿度变化影响川西降水的机理和过程, 下面对该次“8.3”暴雨的演变过程做进一步分析。

假相当位温的垂直梯度是判别大气层结稳定性的重要参数。比较敏感性试验和控制试验中假相当位温的垂直廓线特征(图 8)可见, 当初始湿度改

变以后, 大气层结稳定性也随之发生变化, 伴随大气水汽含量的减少, 假相当位温也随之变小; 反之, 若大气湿度增加, 则假相当位温也增大, $\partial\theta_{se}/\partial p$ 的梯度也随之加大, 加剧大气的层结不稳定性。

对流有效位能是表征大气稳定度的另外一个重要物理量。比较不同试验中大气初始时刻的对流有效位能, 可见大气湿度的减少令对流有效位能相应减少; 与之相反, 若低层大气水汽含量增加, 对流有效位能则随之增长。从对流有效位能随时间的演变情况还可以看到, 大气初始湿度的变化将不仅改变对流有效位能, 还将影响此后对流有效位能的累积和释放过程。在适宜降水发生的天气条件下, 大气中初始对流有效位能越多, 对流有效位能越容易

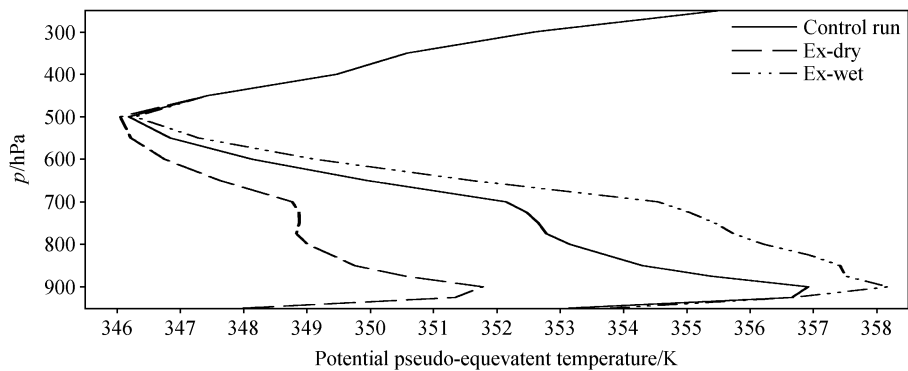


图 8 第二组数值试验中，川西（28°N~32°N，102°E~105°E）区域平均的初始（8 月 2 日 0000 UTC）假相当位温廓线
Fig. 8 Regional average (28°N~32°N, 102°E~105°E) of the potential pseudo-equivalent temperature profile at the initial time (0000 UTC 25 Aug)

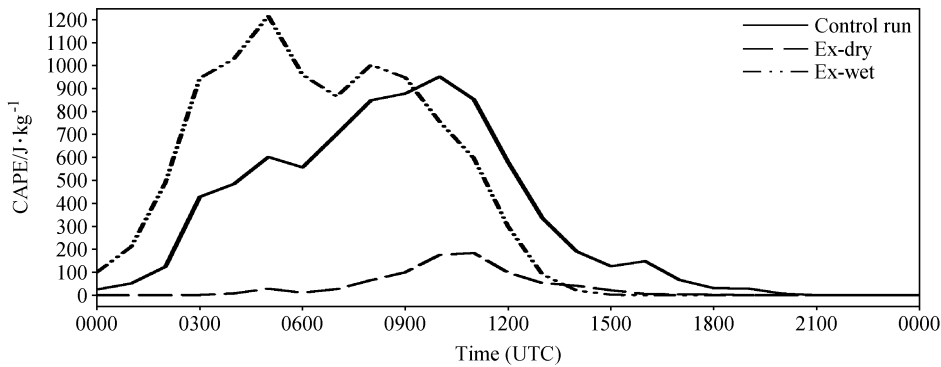


图 9 第二组敏感性试验中“8.3”暴雨降水中心对应的对流有效位能（CAPE）随时间的变化
Fig. 9 Diurnal variation of convective available potential energy (CAPE) averaged over the rainfall center

累积增长，而随后这些能量释放所造成的对流活动，必然带来更多更强的降水（图 9）。

为追踪此次暴雨的水汽来源，我们给出不同时刻到达降水中心的大气质点轨迹图（图 10）。下面依照从低到高的顺序，逐层分析降水中心（29°N，104°E）上方的水汽来源。首先分析低层 850 hPa 高度处的质点轨迹，可见不同时刻到达该位置的大气质点都来自降水中心方圆 200 km 范围内的低层（800 hPa 以下）大气中，降水时段（1500 UTC 至 1900 UTC）对应的质点几乎都是来自降水中心东侧不足 100 km 的低层大气中，最远的质点来自（31°N，104°E）附近的地区，历时 24 小时后到达该位置（图 10a）。

如图 10b 所示，700 hPa 高度上的质点也是来自四川盆地内部区域，其中，降水前期（0600 UTC）的质点从西南方向 700 hPa 以上的大气层中

运动而来，降水发生发展时刻对应的质点都来自降水中心东侧的 800 hPa 以下低层大气中，行程最长的质点历时 24 小时从（31°N，104.75°E）附近的地区来到该位置。

如图 10c 所示，500 hPa 高度上的质点同样来自四川盆地内部区域，降水前期（0600 UTC）的质点来自西南方 400 hPa 以上的大气层中，降水后期（第二天 0000 UTC）的质点来自西南的云贵高原上空 700 hPa 左右的大气层中，其他时刻（1000 UTC、1500 UTC、1900 UTC）质点都来自降水中心东侧 800 hPa 以下的低层大气。

图 10d 是到达降水中心上空 200 hPa 高度上的质点轨迹，由图可见，在 0600 UTC、1000 UTC 和 1500 UTC，上升运动没有发展到 200 hPa 高度层上，质点从东部地区随高层偏东风气流平流而来，对流发展到旺盛期（1900 UTC），上升运动才伸展

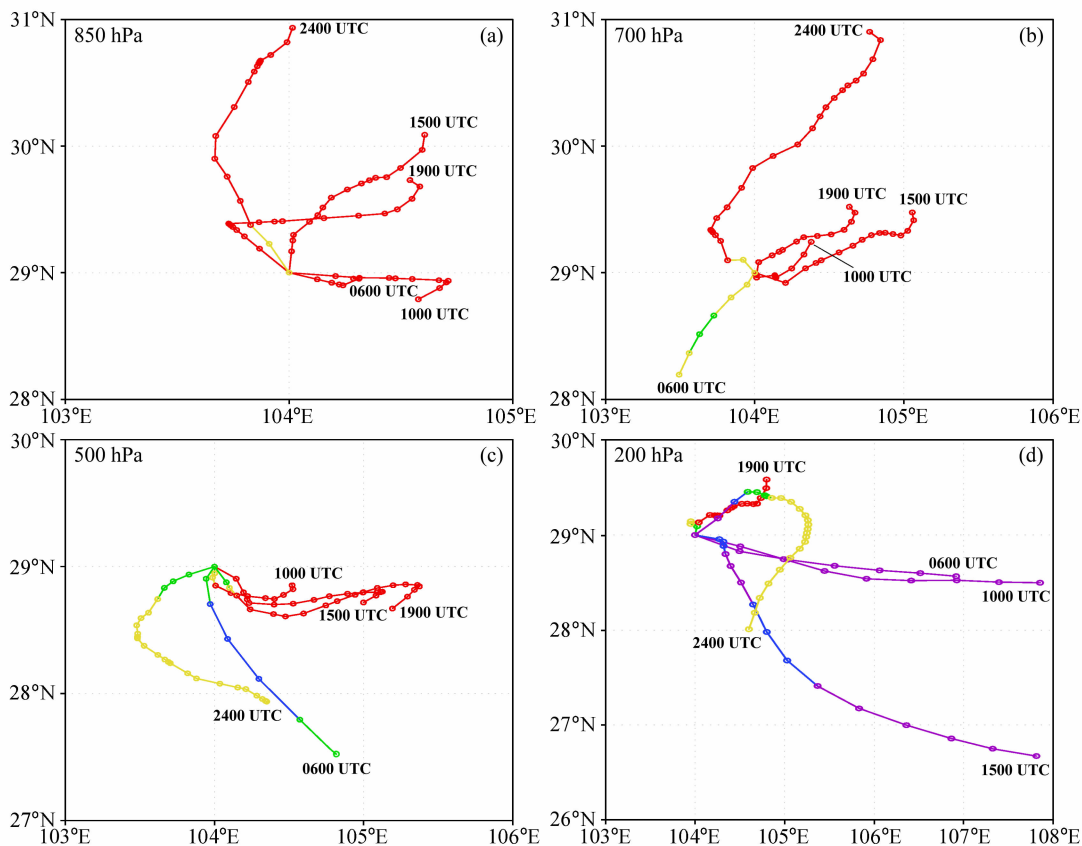


图 10 “8.3”暴雨过程中不同时刻抵达降水中心(29°N, 104°E)上空各个大气层上的质点轨迹: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 200 hPa。红、黄、绿、蓝、紫线分别表示质点位于 800 hPa 以下、800 hPa~600 hPa、600 hPa~400 hPa、400 hPa~300 hPa、300 hPa 以上的大气层中; 空心圆代表 1 小时间隔

Fig. 10 The tracks of atmospheric particles that reach the region above the rainfall center (29°N, 104°E) at different times for the “8.3” heavy rainfall event in the control run: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 200 hPa. Red, yellow, green, blue, and purple lines stand for the atmospheric particles below 800 hPa, 800–600 hPa, 600–400 hPa, 400–300 hPa, and above 300 hPa, respectively; hollow circle means an interval of one hour

到 200 hPa 高层大气中, 此时该高度上的质点也是从降水中心东侧的低层大气通过辐合上升运动输送而来。由此可见, 在这次暴雨的对流运动发生发展时期, 降水中心上空的高、低层水汽都由四川盆地内部的低层大气辐合而来。

综上所述, 大气初始湿度场对川西局地性降水过程有重要影响。大气初始水汽含量越高, 越接近饱和, 大气层结就越不稳定, 大气扰动和自身热力变化就越容易产生凝结、释放潜热, 这有利于中小尺度对流系统的发生、发展和维持。因此, 局地初始大气中水汽是否充沛, 是影响川西暴雨的重要条件, 它对川西暴雨的强度、落区范围、最大降水发生时间等都有显著影响。川西短时突发性降水的水汽主要依靠四川盆地内部的水汽供给, 体现了川西暴雨过程独特的局地水汽循环特征。

5 结论

四川盆地紧邻青藏高原, 四周都是山地, 与外界的水汽交换相对较弱, 水循环系数比我国其他地区大(王作述等, 1964; Yi, 1995; 张文君等, 2007)。川西地区的水循环特征引发我们对该区域水汽条件重要性的关注和思考。本文利用一个区域暴雨模式, 针对 2003 年 8 月发生在四川盆地西部的多次局地强暴雨过程, 通过数值试验, 讨论了初始水汽条件对暴雨的影响, 主要结论如下:

首先, 初值中的热力场对于川西暴雨的模拟有着显著影响, 热力场决定了大气的层结稳定性, 尤其是水汽场对低层大气的层结稳定度的影响尤为显著, 不同初值的试验结果证明了该地区降水对局地的热力条件相当敏感。

其次,暴雨的强度、最大降水发生时间,极大地依赖于初始水汽场。初始水汽增加不仅可增加 24 小时的降水总量和落区范围,还使得主要降水时段明显提前,使得夜雨变为昼雨,从而影响模式对降水日变化的模拟效果。初始水汽减少会使主要降水时段滞后,降水量减小。

第三,初始大气中充沛的局地水汽不仅是形成川西局地性暴雨天气的有利条件,还是川西降水的重要水汽源,川西短时降水的大部分水汽由四川盆地内部的水汽供给,即川西突发性强降水的水汽循环具有明显的局地性特征。

总之,由于高原与盆地的特殊地形环境,川西地区的降水天气过程有别于同纬度的东部平原地区,局地的水汽循环对于降水具有重要作用。因此,增加川西地区观测网的密度,提高川西地区的观测质量和精度,对于提高川西暴雨的预报准确率至关重要。

参考文献 (References)

贝耐芳, 赵思雄. 2002a. 1998 年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析 [J]. 大气科学, 26 (4): 526–540. Bei Naifang, Zhao Sixiong. 2002. Mesoscale analysis of severe local heavy rainfall during the second stage of the 1998 Meiyu season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 526–540.

贝耐芳, 赵思雄. 2002b. 初值及物理过程对“98·7”暴雨预报结果的影响 [J]. 气候与环境研究, 7 (4): 386–396. Bei Naifang, Zhao Sixiong. 2002. Effect of initial data and physical processes on the heavy rainfall prediction in July 1998 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (4): 386–396.

Berjamin S O, Seaman N L. 1985. A simple scheme for objective analysis in curved flow [J]. Mon. Wea. Rev., 113: 1184–1198.

Betts A K, Miller M J. 1986. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112: 677–691.

陈烈庭, 吴仁广. 1994. 中国东部的降水区划及各区旱涝变化的特征 [J]. 大气科学, 18 (5): 586–595. Chen Lieting, Wu Renguang. 1994. Climatic division of precipitation in eastern China and drought-flood variation in various regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18 (5): 586–595.

Dai Y J, Zeng Q C. 1998. A land-surface model (IAP94) for climate studies. Part I: Formation and validation in off-line experiments [J]. Adv. Atmos. Sci., 14: 433–460.

丁一汇, 王笑芳. 1988. 1983 年长江中游梅雨期的热源和热汇分析 [J]. 热带气象, 4 (2): 134–145. Ding Yihui, Wang Xiaofang. 1988. An analysis of distribution of apparent heat sources and

sinks over the middle reaches of the Yangtze River during the Meiyu season in 1983 [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 4 (2): 134–145.

Holtzlag A A M, Boville A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a configuration for a large-scaled model [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122: 689–719.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–472.

李川, 陈静, 何光碧. 2006. 高原东侧陡峭地形对一次强降水天气过程的影响 [J]. 高原气象, 25 (3): 442–450. Li Chuan, Chen Jing, He Guangbi. 2006. Impact of the steep terrain of eastern Qinghai-Xizang Plateau on the genesis and development of extreme heavy rainfall event [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (3): 442–450.

李鲲鹏, 徐幼平, 宇如聪, 等. 2005. 梅雨锋上三类暴雨特征的数值模拟比较研究 [J]. 大气科学, 29 (2): 236–248. Li Kun, Xu Youping, Yu Rucong, et al. 2005. Comparative studies of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front by numerical simulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (2): 236–248.

李跃清. 2000. 1998 年青藏高原东侧边界层风场与长江暴雨洪水的关系 [J]. 大气科学, 24 (5): 641–648. Li Yueqing. 2000. The PBL wind field at the eastern edge of the Tibetan Plateau and its relations with heavy rain-flood of the Changjiang River in 1998 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (5): 641–648.

彭贵康, 柴复新, 曾庆存, 等. 1994. “雅安天漏”研究 I: 天气分析部分 [J]. 大气科学, 18: 466–475. Peng Guikang, Chai Fuxin, Zeng Qingcun, et al. 1994. Research on “Ya-An-Tian-Lou”. Part I: Weather analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18: 466–475.

钱永甫, 周天军. 1994. 陡峭地形区气压梯度力的误差扣除法 [J]. 热带气象学报, 10 (4): 358–368. Qian Yongfu, Zhou Tianjun. 1994. Error subtraction method in computing pressure gradient force for high and steep topographic areas [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 10 (4): 358–368.

钱永甫, 周天军. 1995. 有地形模式中气压梯度力误差扣除法的模拟试验 [J]. 高原气象, 14 (1): 1–9. Qian Yongfu, Zhou Tianjun. 1995. Modelling tests of the error subtraction scheme for the pressure gradient force in models with topography [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 14 (1): 1–9.

施曙, 赵思雄. 1994. 梅雨锋上与强暴雨有关的中低压及其三维环流场的诊断研究 [J]. 大气科学, 18 (4): 475–484. Shi Shu, Zhao Sixiong. 1994. A diagnostic study of mesoscale on Meiyu (Baiu) front associated with heavy rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18 (4): 475–484.

孙健, 赵平. 2003. 用 WRF 与 MM5 模拟 1998 年三次暴雨过程的对比分析 [J]. 气象学报, 16 (6): 692–701. Sun Jian, Zhao

- Ping. Simulation and analysis of three heavy rainfall processes in 1998 with WRF and MM5 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, 16 (6): 692–701.
- 孙建华, 赵思雄. 2002a. 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 [J]. *大气科学*, 26 (4): 541–557. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002a. A study of meso-scale 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 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 26 (4): 541–557.
- 孙建华, 赵思雄. 2002b. 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 [J]. *大气科学*, 26 (5): 633–646. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2002b. A study of meso-scale 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 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 26 (5): 633–646.
- 王作述, 许熙. 1964. 长江上游地区盛夏季节的水分循环 [J]. *气象学报*, 34 (3): 345–353. Wang Z S, Xu X. 1964. An investigation on the water cycle in the basin of the up-Yangtze River in summer [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 34 (3): 345–353.
- 吴秋霞, 史历, 翁永辉, 等. 2007. AREMS/973 模式系统对 2004 年中国汛期降水实时预报检验 [J]. *大气科学*, 31 (2): 299–310. Wu Qixia, Shi Li, Weng Yonghui, et al. 2007. Verification for AREMS/973 real-time precipitation forecasts over China during the flood season in 2004 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (2): 299–310.
- 徐幼平, 夏大庆. 1996. 载水数值模式的实时预报试验 [J]. *应用气象学报*, 7: 257–266. Xu Youping, Xia Daqing. 1996. The real time forecasting experiments with the water-bearing numerical model [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 7: 257–266.
- Xu Y P, Xia D Q, Qian Y Y. 1998. The water-bearing numerical model and its operational forecasting experiments Part 2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 15: 321–336.
- 徐枝芳, 龚建东, 王建捷, 等. 2007. 复杂地形下地面观测资料同化 I. 模式地形与观测站地形高度差异对地面资料同化的影响研究 [J]. *大气科学*, 31 (2): 222–232. Xu Zhifang, Gong Jiandong, Wang Jianjie, et al. 2007. A study of assimilation of surface observational data in complex terrain. Part I: Influence of the elevation difference between model surface and observation site [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (2): 222–232.
- Yi L. 1995. Characteristics of the mean water vapor transport over monsoon Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 12 (2): 195–206.
- 宇如聪, 曾庆存, 彭贵康, 等. 1994. “雅安天漏”研究, II: 数值预报试验 [J]. *大气科学*, 18: 536–551. Yu Rucong, Zeng Qingcun, Peng Guikang, et al. 1994. Research on “Ya-An-Tian-Lou”. Part II: Numerical trial-forecasting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18: 536–551.
- Yu Rucong, Li Wei, Zhang Xuehong, et al. 2000. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (4): 503–518.
- Yu R, Zhou T, Xiong A, et al. 2007a. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01704, doi: 10. 1029/2006GL028129.
- Yu R, Xu Y, Zhou T, et al. 2007b. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13703, doi: 10. 1029/2007GL030315.
- 曾庆存, 宇如聪, 彭贵康, 等. 1994. “雅安天漏”研究 III: 特征、物理量结构及其形成机制 [J]. *大气科学*, 18: 649–659. Zeng Qingcun, Yu Rucong, Peng Guikang, et al. 1994. Research on “Ya-An-Tian-Lou”. Part III: The physical structure and possible mechanism [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18: 649–659.
- 张文君, 周天军, 宇如聪. 2007. 中国东部陆表水分收支的初步分析 [J]. *大气科学*, 31 (2): 329–345. Zhang Wenjun, Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2007. A preliminary analysis on the moisture budget of east China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (2): 329–345.
- 钟晓平, 杨淑群, 朱远琼. 1994. 青藏高原东部地区中尺度对流复合体的降水特征 [J]. *高原气象*, 13 (2): 113–121. Zhong Xiaoping, Yang Shuqun, Zhu Yuanqiong. 1994. The precipitation characteristics of mesoscale convective complexes over the eastern region of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 13 (2): 113–121.
- 周天军, 钱永甫. 1996. 地形效应影响数值预报结果的试验研究 [J]. *大气科学*, 20: 452–462. Zhou Tianjun, Qian Yongfu. 1996. An experimental study on the effects of topography on numerical prediction [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 20: 452–462.
- Zhou Tianjun, Li Zhaoxin. 2002. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM [J]. *Climate Dynamics*, 19: 167–180.
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. *J. Geophys. Res.*, 110, D08104, doi: 10. 1029/2004JD005413.