

高笃鸣, 李跃清, 蒋兴文, 等. 2016. WRF 模式多种边界层参数化方案对四川盆地不同量级降水影响的数值试验 [J]. 大气科学, 40 (2): 371–389. Gao Duming, Li Yueqing, Jiang Xingwen, et al. 2016. Influence of planetary boundary layer parameterization schemes on the prediction of rainfall with different magnitudes in the Sichuan Basin using the WRF model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (2): 371–389, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14323.

# WRF 模式多种边界层参数化方案对四川盆地 不同量级降水影响的数值试验

高笃鸣<sup>1,2</sup> 李跃清<sup>2</sup> 蒋兴文<sup>2</sup> 李娟<sup>1,2</sup> 吴遥<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> 成都信息工程学院大气科学学院, 成都 610225

<sup>2</sup> 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

**摘 要** 利用中尺度模式 WRF 三种边界层参数化方案 (MYJ、YSU 和 ACM2), 对 2012 年四川盆地夏季连续 40 天逐日降水量进行数值试验, 并检验评估了不同边界层参数化方案下模式对分级降水量和边界层结构的模拟能力, 分析了各参数化方案对降水量模拟差异的可能原因。结果表明: 三种边界层参数化方案对较小量级 (小雨和中雨) 降水量的模拟, 24 h 时效优于 48 h, ACM2 方案效果较好; 对较大量级 (大雨和暴雨) 降水的模拟, 48 h 时效优于 24 h, YSU 方案模拟效果较好。对比分析温江站加密探空观测与模式模拟的大气边界层结构表明, ACM2 方案对少量级降水时边界层结构的模拟较为准确, 而 YSU 方案更适合于温江站大量级降水时边界层结构的模拟。不同边界层参数化方案对各量级降水量模拟差异的可能原因是边界层湍流混合强度的不同, MYJ 方案湍流混合作用较弱, 导致底层大量水汽积聚, 不稳定性强, 容易产生虚假降水, 因此对各量级降水模拟能力均有限; YSU 方案具有强烈的垂直混合强度, 有利于局地水汽的向上输送, 更易达到大量级降水发生发展的条件, 适用于盆地较大量级降水的模拟; ACM2 方案在保证足够湍流混合强度的同时, 在较稳定条件下会关闭非局地输送, 不致于产生过强降水, 适合盆地较小量级降水的数值模拟。

**关键词** 边界层参数化 WRF 模式 不同量级降水 TS 评分 BS 评分

文章编号 1006-9895(2016)02-0371-19

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14323

## Influence of Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes on the Prediction of Rainfall with Different Magnitudes in the Sichuan Basin Using the WRF Model

GAO Duming<sup>1,2</sup>, LI Yueqing<sup>2</sup>, JIANG Xingwen<sup>2</sup>, LI Juan<sup>1,2</sup>, and WU Yao<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> College of Atmospheric Science, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

<sup>2</sup> Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072

**Abstract** The skill of the Weather Research and Forecasting (WRF) model in predicting rainfall in the Sichuan Basin

收稿日期 2014-11-21; 网络预出版日期 2015-03-20

作者简介 高笃鸣, 男, 1989 年出生, 硕士研究生, 主要从事中尺度数值模拟和大气资料同化研究。E-mail: 307285424@qq.com

通讯作者 蒋兴文, E-mail: xingwen.jiang@yahoo.com

资助项目 国家自然科学基金 91337215、41275051, 公益性行业 (气象) 科研专项经费项目 GYHY201406001、GYHY201206039、GYHY201006053, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB417202

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grants 91337215, 41275051), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grants GYHY201406001, GYHY201206039, GYHY201006053), National Basic Research Program of China (973 Program, Grant 2012CB417202)

during 21 June to 30 July 2012, with three different Planetary Boundary Layer (PBL) parameterization schemes [Mellor–Yamada–Janjic (MYJ), Yonsei University (YSU), and the asymmetric convective model, version 2 (ACM2)], was assessed. Results showed that WRF possessed the highest skill amongst the PBL schemes in the 24-h lead prediction for light rain and moderate rain when adopting ACM2. However, the model showed higher skill in the 48-h lead prediction for heavy rain and torrential rain when using the YSU scheme. To investigate the possible causes of the different skill levels with different PBL schemes, we compared the profiles of potential temperature and relative humidity from the observation and simulation at Wenjiang Station. The results showed that the PBL structure was only simulated well by WRF when using the ACM2 scheme during periods of light rain and moderate rain. However, it was captured well by WRF when using the YSU scheme during periods of heavy rain and torrential rain. The different skills of the three schemes in the prediction of rainfall with various magnitudes may be related to their differences in vertical mixing strength. This characteristic is too moist and unstable near the surface in the output of the MYJ scheme. Due to its insufficient vertical mixing, it produces too much spurious rainfall, and so there is a limited ability for the MYJ scheme to simulate rainfall with different magnitudes. Local moisture away from the surface is more easily transported upward by the YSU scheme because its vertical mixing is strong, satisfying the conditions of torrential rain and heavy rain. Therefore, the YSU scheme is suitable for the simulation of heavier rainfall in the Sichuan Basin. The ACM2 scheme features sufficient turbulent mixing strength and, besides, non-local transport will be closed by ACM2 under stable conditions. Therefore, this scheme cannot produce too much precipitation, and is thus more suited to simulating light rainfall and moderate rain in the Sichuan Basin.

**Keywords** Planetary boundary layer parameterization, WRF model, Precipitation, Threat score, Bias score

## 1 引言

大气环流对地球表面(陆面/水面)及其温湿特性和非均匀性强迫产生强烈响应,形成地—气系统之间极为复杂的非线性相互作用,行星边界层(PBL)在这种相互作用过程中扮演着十分重要的角色。受地面热力和动力作用影响,边界层内大气运动为明显的湍流性,是动量汇、湿热源、动量、热量和水汽的湍流输送尤为突出(杨大升等,1983;叶笃正等,1988;赵鸣等,1991;伍荣生,2002)。然而由于对边界层湍流运动观测的困难性导致相应的理论并不成熟(沈桐立等,2003),加之当前中小尺度模式的可分辨尺度(几千米到几十千米)还远远达不到湍流输送的特征尺度(十米到一百米),模式中往往采用边界层参数化方案来描述湍流运动。

边界层物理过程的参数化技术直接或间接地影响着数值预报效果,选择和评估适合不同季节、不同区域、不同模式与不同预报对象的边界层物理过程参数化方案愈来愈引起人们的高度重视,特别在边界层参数化方案对降水的影响方面,国内外学者做了大量工作。Jankov et al (2005, 2007)使用WRF模式进行了多组不同物理参数化方案的敏感性试验,指出了边界层参数化方案对暴雨模拟的重要影响。徐慧燕等(2013)使用WRF模式中7种边界层参数化方案对三次长江下游地区暴雨过程进行了模拟,表明QNSE方案的模拟能力最优。肖

玉华等(2010)利用MM5模式的4种边界层方案对四川盆地两次暴雨过程进行模拟,发现ETA方案对雨带的预报能力最弱,MRF方案对雨带的预报能力相对最强。沈新勇等(2014)使用WRF单气柱模式中的MYJ和YSU边界层参数化方案对TWP-ICE试验期间的个例进行了模拟,指出在季风活跃期,YSU方案降水率偏小,MYJ方案模拟的降水更接近实况。赵鸣(2008)总结了近些年我国学者的研究指出:边界层和陆面过程主要影响暴雨的强度和暴雨中心位置,而大尺度动力过程才是暴雨发生发展的主要因子。

由于不同边界层参数化方案对不同情形大气的考虑有所不同,各种方案对不同类型、不同区域降水的模拟应该存在差异。从以前的研究中可以看出,尽管人们在边界层参数化方案对降水影响的研究上涉及物理过程及其量化处理的各个环节,但大部分研究仅针对一至两个个例,且预报对象大多为暴雨,并未就边界层参数化方案对不同量级降水的模拟性能进行分析,而本文试图就这一问题进行相关讨论。

四川盆地位于青藏高原东部,由于其特殊的地理地形,边界层动力和热力作用十分复杂,目前对适合四川盆地夏季降水量模拟的边界层方案的认识和选择上还有许多工作要做。因此,选择、评估模式的边界层参数化方案对更有效的提升四川盆地夏季降水量的预报能力具有积极意义。这里,利用中尺度模式WRF对四川盆地2012年6月21日

到 7 月 30 日逐日降水量进行数值模拟试验, 分析评估 MYJ、YSU 和 ACM2 三种边界层参数化方案对夏季四川盆地各量级降水数值模拟效果的影响, 为 WRF 边界层参数化方案的本地化深度应用提供依据。

2 模拟时段主要降水过程及洪涝事件

由于大气环流异常(王遵娅等, 2013; 王有民等, 2013)与四川盆地多雨期叠加, 盆地 2012 年 6 月 21 日到 7 月 30 日的 40 天内除 6 月 22 日、7 月 6 日、11~13 日、19~20 日、24~25 日和 30 日为分散性降水, 7 月 14 日无降水外, 其余时间均有系统性降水, 其主要降水过程和洪涝事件出现情况见表 1。表中显示, 试验期间四川盆地共出现 7 次主要降水过程, 其中 6 月 29 日~7 月 4 日、7 月 7~10 日、15~18 日和 7 月 21~23 日分别出现区域暴雨到大暴雨, 达到区域洪涝标准。图 1 分析了试验期间四川盆地 133 个监测站点的累计降水量, 发现主要累计雨量区位于四川盆地东北部、中部和西南部, 呈东北—西南向带状分布, 有 5 个明显、独立的累计雨量中心, 分别在广元、南充、内江、乐山和凉山州, 最大中心位于乐山到雅安一带, 中心强度超过 600 mm, 在盆地东南部和西北部分别为小于 230 mm 的相对少雨区, 形成了明显的“鞍”型分布特征。

表 1 2012 年 6 月 21 日至 7 月 30 日四川盆地主要降水过程及洪涝事件

Table 1 Main precipitation processes and flood events in the Sichuan Basin from 21 June to 30 July 2012

| 主要过程时段            | 出现区域         | 强度            | 洪涝 | 灾害程度 |
|-------------------|--------------|---------------|----|------|
| 6 月 22 日          | 盆地西南部        | 暴雨            | 一般 | 小    |
| 6 月 25~27 日       | 盆地东部         | 暴雨            | 一般 | 小    |
| 6 月 29 日至 7 月 5 日 | 盆地大部分<br>地区  | 持续性暴雨<br>到大暴雨 | 严重 | 大    |
| 7 月 7~10 日        | 盆地东北部到<br>中部 | 持续性暴雨<br>到大暴雨 | 严重 | 大    |
| 7 月 15~18 日       | 盆地中东部        | 暴雨            | 一般 | 小    |
| 7 月 21~23 日       | 盆地大部分地区      | 暴雨到大暴雨        | 严重 | 大    |
| 7 月 27~28 日       | 盆地西部         | 暴雨            | 一般 | 小    |

3 试验设计与边界层参数化方案简介

3.1 试验方案设计

采用美国中尺度数值模式 WRFv3.3, 模拟使用 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)

6 h 分辨率的 1°×1°全球再分析 FNL (Final Operational Global Analysis)资料作为模式的初边界条件, 积分时间步长为 45 s, 垂直方向分为 40 层, 模式层顶取 50 hPa。模拟采用两层嵌套, 粗细网格水平方向格距分别为 15 和 5 km。其中细网格区域能覆盖到整个四川盆地(图 1)。两层嵌套区域除水平格距外均使用相同设置, 具体参数见表 2, 其中辐射方案每隔 30 分钟调用一次。模式运行的初始时刻为 2012 年 6 月 21 日到 7 月 30 日的每日 00 时(协调世界时, 下同), 每次积分 49 h, 本文使用模式输出的最内层嵌套区域, 分 24 h (0~24 h) 和 48 h (24~48 h) 两个时效的 24 h 累积降水量进行分析。

表 2 模式配置和参数设置

Table 2 Model configuration and parameters

| 试验方案      | 区域 1 (D01)                                                                                          | 区域 2 (D02)                                      |
|-----------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| 区域设计方案    | 分辨率 15 km, 格点数 214×151                                                                              | 分辨率 5 km, 格点数 166×142                           |
| 积云对流参数化方案 | Kain-Fritsch (Kain and Fritsch, 1990, 1993)                                                         | Kain-Fritsch                                    |
| 短波辐射方案    | Dudhia (Dudhia, 1989)                                                                               | Dudhia                                          |
| 长波辐射方案    | RRTM (Mlawer et al., 1997)                                                                          | RRTM                                            |
| 表面层方案     | Janjic Eta (Janjic, 1996) (MYJ), MM5 Monin-Obukhov (Janjic, 2001; Beljaars, 1994) (MYJ) (YSU, ACM2) | Janjic Eta (MYJ), MM5 Monin-Obukhov (YSU, ACM2) |
| 微物理参数化方案  | WSM3 (Hong et al., 2004)                                                                            | WSM3                                            |
| 陆面过程参数化方案 | Noah (Chen and Dudhia, 2001)                                                                        | Noah                                            |
| 边界层参数化方案  | MYJ, YSU, ACM2                                                                                      | MYJ, YSU, ACM2                                  |

模拟试验选用 MYJ、YSU 和 ACM2 三种边界层参数化方案, 生成对应的三套试验方案 MYJ、YSU 和 ACM2, 为了分析结果的可比性, 每套方案的模式配置和参数选择均相同。试验设计目的主要有两个方面: 一是检验评估三套模拟试验方案总体上对四川盆地夏季逐日降水量短期时效的模拟能力; 二是分析 MYJ、YSU 和 ACM2 三种边界层参数化方案对盆地夏季日降水量模拟的影响机制, 为 WRF 中尺度模式在四川盆地进一步本地化提供参考。

3.2 边界层参数化方案简介

在 WRF 模式中, MYJ、YSU 和 ACM2 三种边界层参数化方案都是基于近地层方案, 主要是对 PBL 内气流的运动特征、能量的交换和输送进行局

地闭合和非闭合描述。闭合是通过宏观的平均量来表达微观的湍流量,使得湍流属性(如动量、热量等)方程闭合可解。其中,局地闭合方案考虑物质和通量交换仅在相邻的模式格点上发生,在强不稳定层结时,主要由大涡传输完成,此时闭合方案效果较差;非局地闭合方案不仅考虑物质和通量交换在相邻的模式格点上发生,同时也考虑发生在其他层次,通过将非局地项或交换项的参数化来实现高阶湍流属性方程的闭合(Pleim, 2007)。因此,不稳定条件的差异与湍流属性方程的闭合选择是构造不同边界层参数化方案的主要条件,其发展始终围绕提高边界层属性量的精度而进行。WRF 模式中 MYJ 为局地闭合模型,YSU 和 ACM2 为非局地闭合模型。MYJ 边界层参数化方案在近地面以上的湍流区域内采用 Mellor-Yamada2.5 阶局地闭合模型(Mellor and Yamada, 1982),边界层高度定义为湍流动能(TKE)的生成不能平衡其耗散的最低模式层高度,适用于稳定和弱稳定层结;YSU 边界层参数化方案由 MRF 参数化方案改进而来,相比 MRF 方案对夹卷过程有了更精确的描述,增加了由热力驱动的自由对流混合强度,减少了机械动力强迫性对流的混合强度(Hong et al., 2006),边界层高度由浮力廓线决定;ACM2 方案结合了 ACM 对流方案和涡动扩散模型,边界层高度由临界 Richardson 数得出,其特点是通过调节湍流扩散项和非局地项之间的比例系数来实现从稳定条件下的涡动扩散算法到不稳定条件下局地和非局地输送算法的平缓转换(Pleim, 2007),适合于模拟大气物理量及边界层湍流属性量的传输。

### 3.3 降水量资料与试验效果检验方法

采用四川省气象局提供的四川盆地 2012 年 6 月 21 日 00 时~7 月 30 日 00 时的 133 个自动站逐时降水量资料和中国气象局成都高原气象研究所提供的西南涡加密观测试验期间温江站的 L 波段雷达探空资料。对 24 h 累积降水量进行 5 级划分即,小雨(0.1~9.9 mm)、中雨(10.0~24.9 mm)、大雨(25.0~49.9 mm)、暴雨(50~99.9 mm)和大暴雨(100.0 mm 以上)。使用双线性插值方法将模式输出的格点降水量插值到所选取的 133 个自动站点(图 1),并与站点实况降水量进行比对。对模拟日降水量等级的检验采用 TS (Threat Score) 和 BS (Bias Score) 评分法,评估时段为 0~24 h 和 25~48 h。TS 分值介于 0~1 之间,主要反映模拟降水

量的准确程度,TS 值愈高则模拟降水量的效果愈好。BS 分值介于 0~+∞ 之间,用于衡量模式高估或低估某一量级降水频率的程度,BS 评分大于 1,表示模式高估降水频率,即空报大于漏报;其值小于 1,表示模式低估降水频率,漏报大于空报,BS 评分越接近 1,表示模式预报的降水频率与观测降水频率越接近。TS 和 BS 评分定义如下:

$$TS = N_a / (N_a + N_b + N_c), \quad (1)$$

$$BS = (N_a + N_b) / (N_a + N_c), \quad (2)$$

采用了两种方式计算评分:在空间上对单站降水量进行 TS 和 BS 评分,其中, $N_a$  表示单站观测和预报同时出现某量级降水(即正确预报)的天数, $N_b$  表示该站预报出现某量级降水而观测未出现该量级降水(即空报)的天数, $N_c$  表示该站观测出现某量级降水而预报未出现该量级降水(即漏报)的天数;在时间上对逐日的 24 h 降水量进行 TS 评分,其中, $N_a$  表示 24 h 内观测和预报同时出现某量级降水(及正确预报)的站点数, $N_b$  表示预报出现某量级降水而观测未出现该量级降水(即空报)的站点数, $N_c$  表示观测出现某量级降水而预报未出现该量级降水(即漏报)的站点数。

## 4 结果分析

### 4.1 累积降水落区的比较分析

对试验期间不同边界层参数化方案下,试验模拟的逐日格点降水量进行累加,得到各试验方案不同时效的累积模拟降水量分布(图 2)。图中显示:与实况(图 1)相比各方案模拟降水量普遍偏大,盆地北部和南部偏大尤为突出。各方案均模拟出了盆地东北部和西南部的降水量中心,模拟的盆地中部多雨中心以及西北部和东南部少雨中心的位置差异较大,总体上能显示出降水量分布的“鞍”型结构,模拟的累积降水量分布形态 48 h 时效较 24 h 更接近实况。

在 24 h 时效,MYJ、YSU 和 ACM2 方案模拟的盆地累积降水量分布形态差异不大,北部到东北部多雨中心强度偏强、面积偏小,西南部多雨中心向西扩展、形态偏差较大,在成都西部模拟出了一个虚假大值中心,在盆地西北部模拟出一个虚假的西南—东北向狭窄雨带,盆地东北经中部到西南部的累积多雨带由于没有模拟出盆地中东部独立的多雨中心而显得强度弱、面积窄。对于盆地东南部的少雨区 ACM2 方案模拟效果较好,MYJ 和 YSU

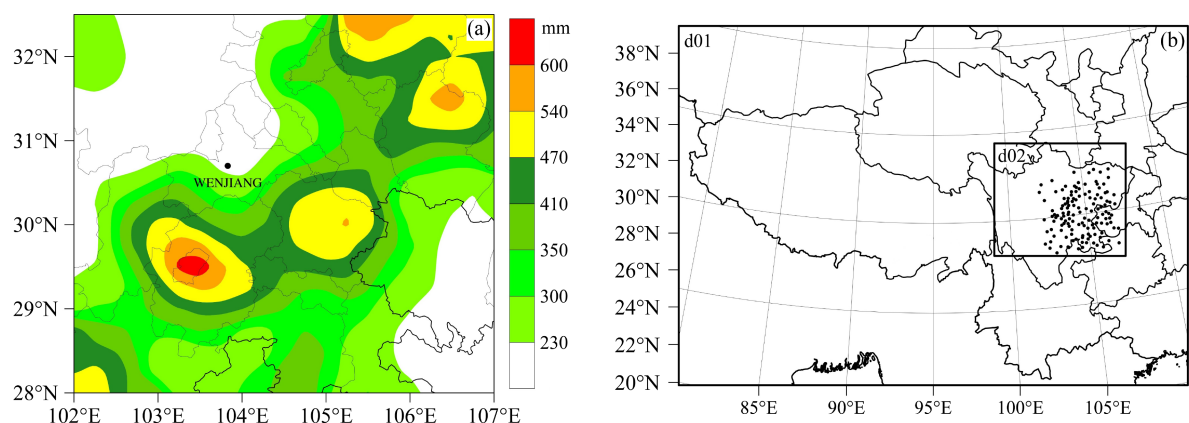


图 1 (a) 2012 年 6 月 21 日至 7 月 30 日累积降水量分布 (单位: mm; 小圆点代表成都温江站); (b) 模式区域和站点实况选取  
 Fig. 1 (a) Distribution of 40-d accumulated precipitation from 21 June to 30 July 2012 (units: mm); (b) simulation domains and locations of observation sites

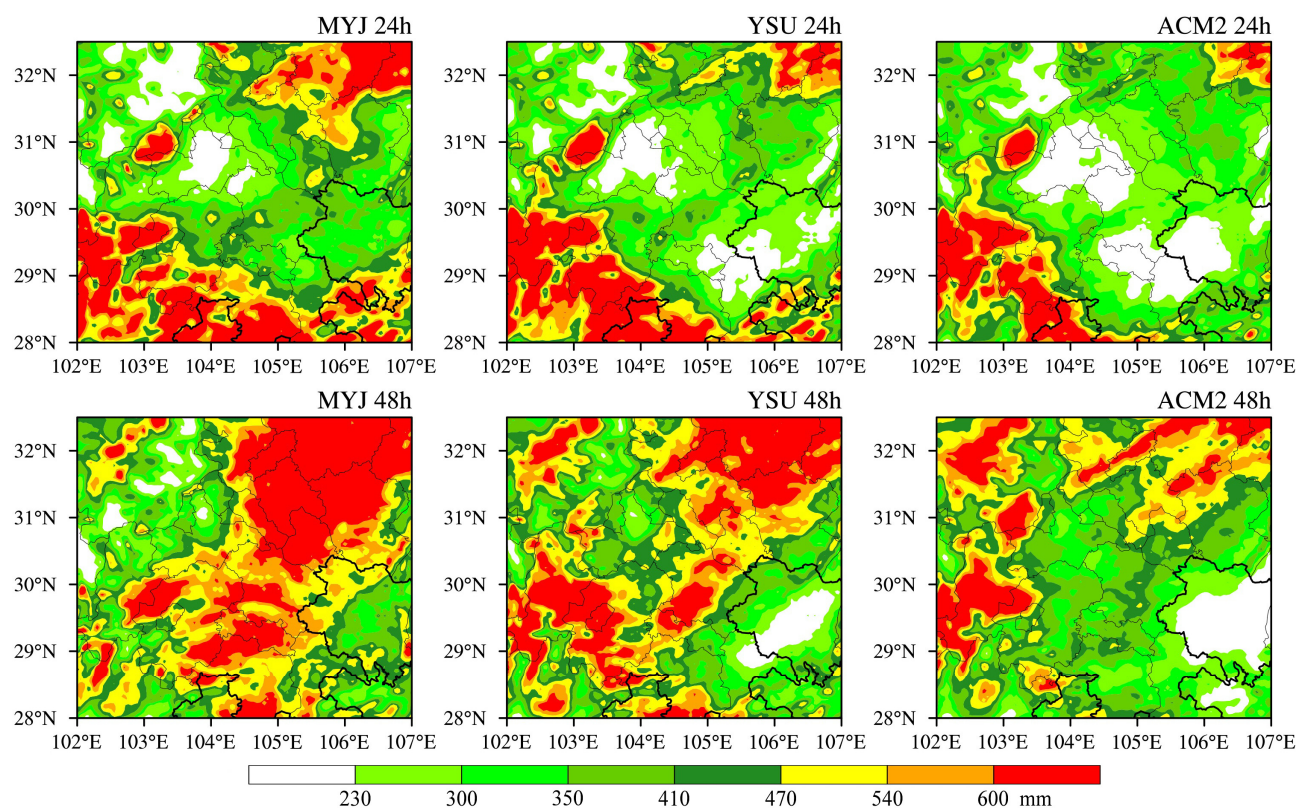


图 2 三种边界层参数化方案模拟的试验期间累积降水量分布 (单位: mm)  
 Fig. 2 Distribution of accumulated precipitation simulated using the three PBL (planetary boundary layer) schemes (units: mm)

方案则夸大了盆地东南部的降水。相较 24 h, 48 h 时效模拟的累积降水量偏多, 大量级降水落区更为宽大, 各方案之间的差异较大。MYJ 方案中超过 600 mm 的累积雨区自盆地东北到西南几乎连成一片, 过强过大的估计了川东北的累积雨区。YSU 方案模拟的川东北、盆地中东部和西南部的累积雨区轮廓分明, 强度和落区都更接近实况分布, 且能很

好的模拟出乐山西北部的强降水中心。ACM2 方案模拟的累积雨量比另外两方案要小, 没有模拟出盆地中部独立的累积雨区, 盆地西北部的虚假降水中心较多。

总之, 各参数化方案对盆地夏季降水量模拟的影响主要表现为降水强度和落区范围的差异。总体上能显示出累积降水量分布的“鞍”型结构, 模拟

出了盆地北部到东北部和西南部累积降水量中心,但中心强度偏强、面积偏大,累积降水量分布形态 48 h 时效较 24 h 更接近实况,48 h 时效的 YSU 方案模拟效果最好,ACM2 方案对盆地东南少雨落区的模拟能力较强。

#### 4.2 TS 评分的空间分布对比分析

为了检验 WRF 模式的三种边界层参数化方案对四川盆地夏季不同地区、不同时效和不同强度降水的模拟性能,以下分析了三种方案对各级降水量的 TS 评分在盆地的分布特征。

小雨等级降水量模拟的 TS 评分地理分布(图 3)表明:三种方案在 24 h 时效 TS 评分高值区( $\geq 0.4$ )的面积和分值均大于和高于 48 h 时效,在盆地 103°E 以西地区,无论是 24 h 还是 48 h 时效,模拟降水量评分的高值区面积和分值都普遍大于和高于盆地中、东部地区,TS 低值区在成都到内江一带;对于不同的边界层参数化方案,在 24 h 和 48 h 两个时效,ACM2 模拟的降水量评分高值区面积和平均分均大于和高于 YSU、MYJ 方案的 TS 评分最低;总体上,三种边界层参数化方案对小雨等级降水量模拟效果 24 h 时效好于 48 h、盆地西部好于东部,ACM2 方案最好,YSU 方案次之,MYJ 方案较差。

图 4 是三种方案对中雨等级模拟降水量的 TS 评分。图中显示,三种方案在 24 h 和 48 h 两个时效 TS 评分均较小雨等级模拟降水量评分低,且高值区分布较分散;24 h 时效 TS 评分高值区面积和分值依旧大于和高于 48 h;在 24 h 时效,三种方案模拟效果较好的地区是盆地西南部和盆地东北部,在盆地中部和南部,ACM2 方案 TS 评分较高,其他方案评分较低;对于 48 h 时效,三种方案中只有 ACM2 方案在盆地西部和南部存在较明显的 TS 评分高值区;ACM2 方案模拟降水量的 TS 评分高值区面积和平均值在不同时效中均高于 YSU 和 MYJ 方案。总之,三种边界层参数化方案对中雨等级降水量的模拟效果区域差异明显,24 h 时效好于 48 h,ACM2 模拟效果最好。

图 5 为三种方案对大雨等级模拟降水量的 TS 评分分布图。从图中看出,三种方案在两个时效的 TS 评分均较中雨级别降水模拟评分低,除 MYJ 方案外,YSU 和 ACM2 两种方案在 24 h 时效 TS 评分高值区面积都小于 48 h 时效;对于 24 h 时效,MYJ 和 YSU 方案在川东北和盆地西南的模拟降水

量评分明显高于 ACM2 方案,而 MYJ 方案在雅安、乐山和凉山州东北部一带的模拟效果强于 YSU 方案。因此,24 h 时效 MYJ 方案较好,YSU 方案次之,ACM2 方案较差;对于 48 h 时效,MYJ 和 YSU 方案在成都北部和泸州东部均有一评分超过 0.3 的高值区,而 YSU 方案 TS 平均值最高,总体看来,48 h 时效 YSU 对大雨等级降水模拟效果最好。

暴雨等级模拟降水量的 TS 评分(图 6)表明:无论是 24 h 还是 48 h 时效,MYJ 和 ACM2 方案 TS 评分在盆地均存在一个西北—东南向的大片 0.0~0.1 低值区域,说明 MYJ 和 ACM2 方案对这些地区的暴雨模拟能力有限。YSU 在两个时效的评分高值区面积和平均值均大于和高于其他两种方案,模拟较好的区域主要分布在盆地实况累积雨量高值区。在 24 h 时效,YSU 方案对盆地西南部、东南部、西北部和东北部的暴雨模拟能力较好。在 48 h 时效,YSU 方案对盆地东北部、中部和西南部的暴雨模拟与实况累积降水量高值中心和高值区形态基本接近。总之,YSU 对盆地暴雨有较好的模拟能力,尤其是在 48 h 时效优势明显。

三种边界层参数化方案在 24 h 时效对大暴雨等级降水量的 TS 评分为零(图略),这可能与试验期间大暴雨发生次数较少导致的样本数偏少有关。在 48 h 时效只有 YSU 和 ACM2 方案对大暴雨降水量的 TS 平均评分大于零(图 7)表明三种边界层参数化方案在 24 h 时效对试验期间的大暴雨过程预报能力较低。在 48 h 时效,YSU 和 ACM2 方案分别对盆地西南部和东部大暴雨敏感区有一定的模拟能力。

表 3 三种边界层参数化方案对各量级降水的 BS 评分平均值

Table 3 Mean bias score (BS) of different magnitudes of precipitation simulated using the three PBL schemes

| 降水量级 | 24 h 时效 BS |              |              | 48 h 时效 BS |              |              |
|------|------------|--------------|--------------|------------|--------------|--------------|
|      | MYJ        | YSU          | ACM2         | MYJ        | YSU          | ACM2         |
| 小雨   | 1.342      | 1.437        | <b>1.292</b> | 1.458      | 1.409        | <b>1.359</b> |
| 中雨   | 2.082      | 1.696        | <b>1.602</b> | 2.579      | 2.074        | <b>1.656</b> |
| 大雨   | 1.620      | 1.229        | <b>1.094</b> | 1.960      | 1.616        | <b>1.606</b> |
| 暴雨   | 0.779      | <b>0.794</b> | 0.497        | 0.935      | <b>1.017</b> | 0.746        |
| 大暴雨  | 0.038      | 0.038        | 0.038        | 0.154      | <b>0.288</b> | 0.038        |

注:黑色加粗数字为最优方案。

TS 评分能对模式模拟降水量的准确程度做出定量评估,但其不能判断误差来源,即模式空、漏报的情况,BS 评分则能很好的反映这一点。为此,

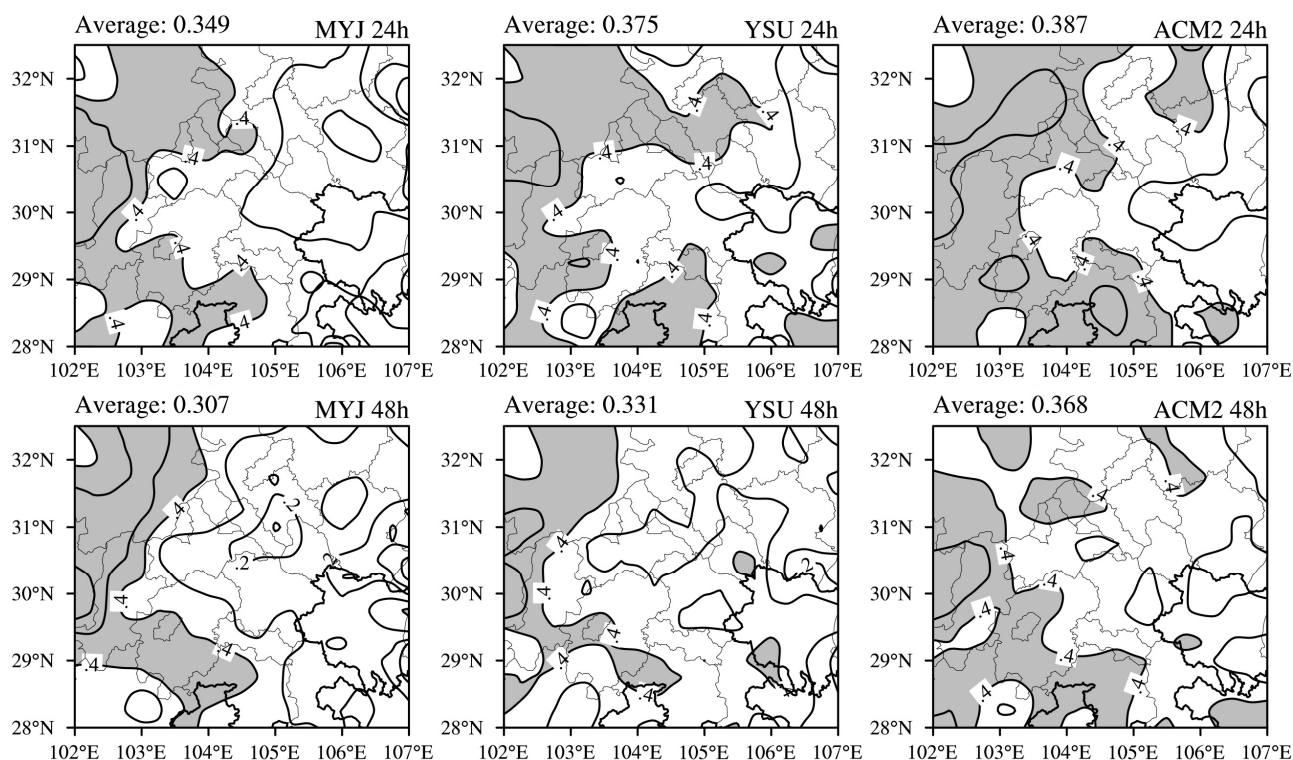


图 3 不同边界层方案模拟小雨等级降水量的 TS 分布 (上: 24 h 时效, 下: 48 h 时效; 阴影区为  $TS \geq 0.4$ )

Fig. 3 Threat score (TS) distribution of light rain simulated using the different PBL schemes (upper panels: 24 h simulation; lower panels: 48 h simulation; shaded areas:  $TS \geq 0.4$ )

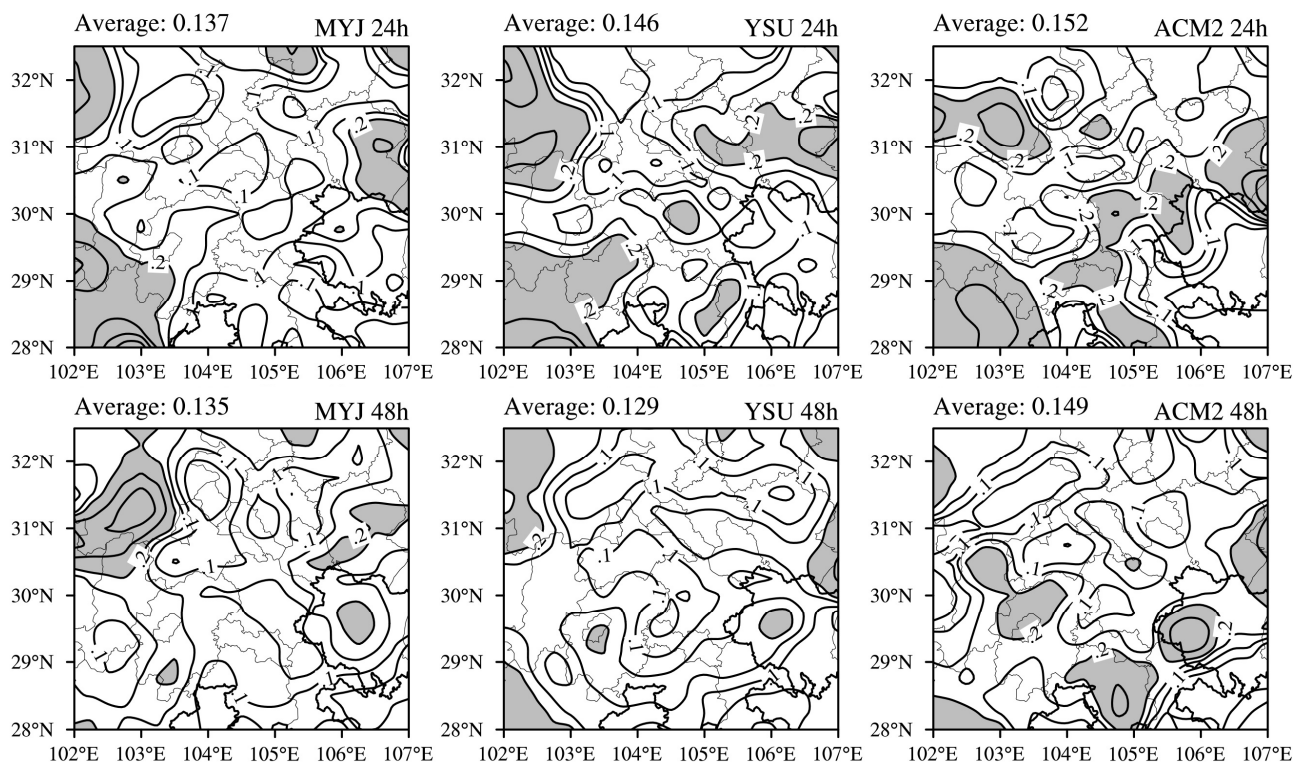
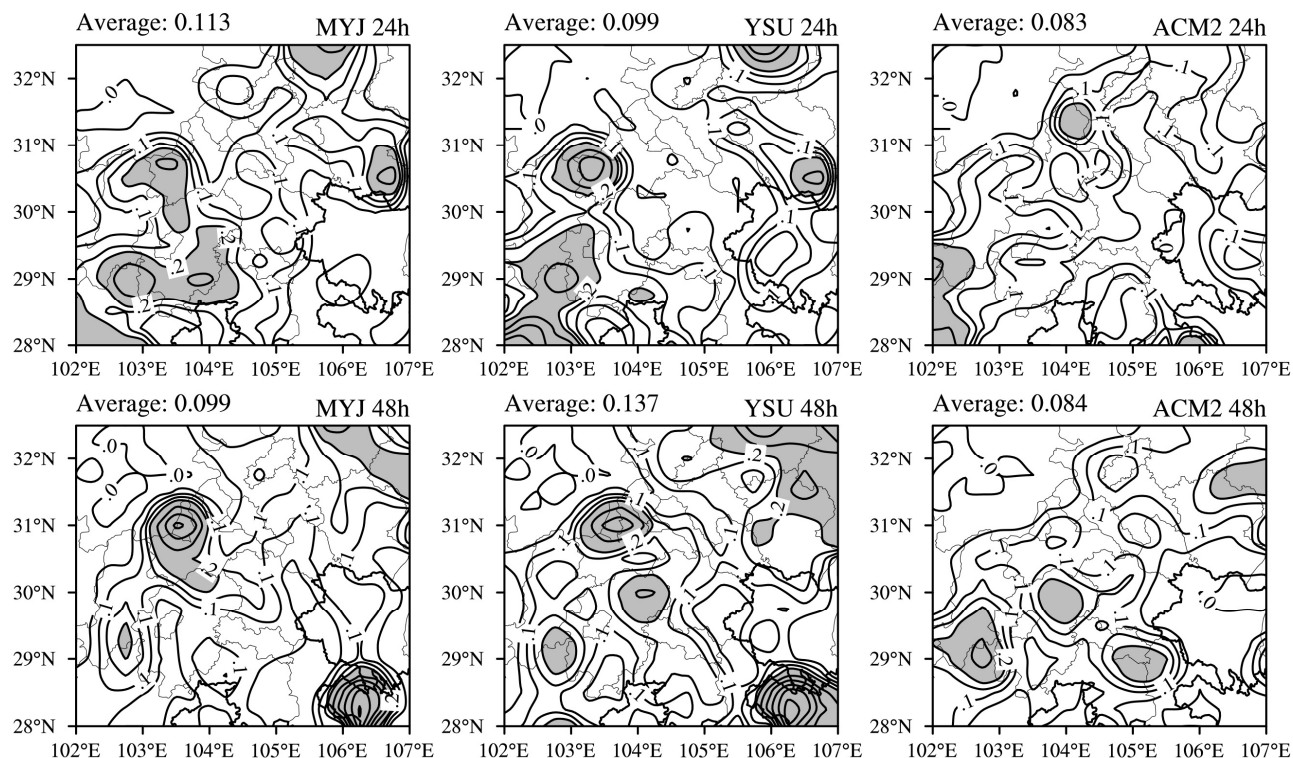
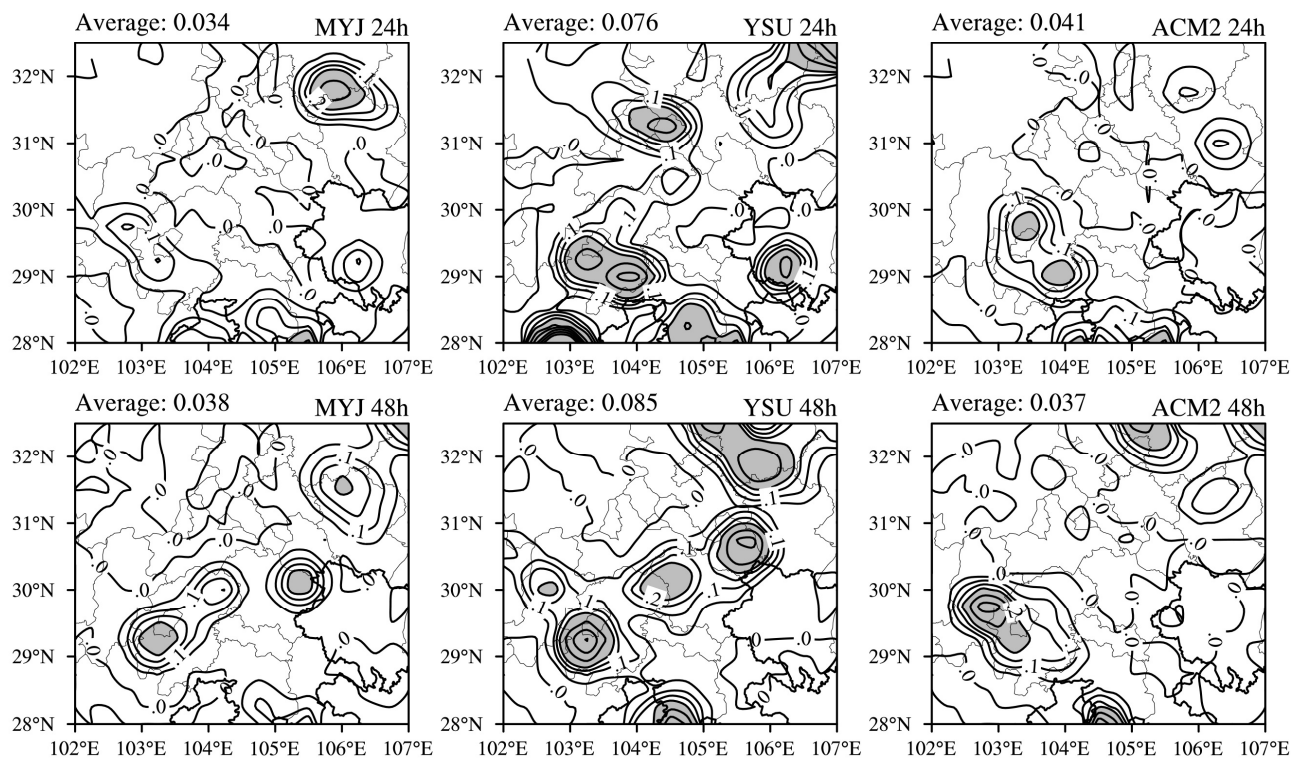


图 4 同图 3, 但为中雨 (阴影区为  $TS \geq 0.2$ )

Fig. 4 As in Fig. 3, but for moderate rain (shaded areas:  $TS \geq 0.2$ )

图 5 同图 3, 但为大雨 (阴影区为  $TS \geq 0.2$ )Fig. 5 As in Fig. 3, but for heavy rain (shaded areas:  $TS \geq 0.2$ )图 6 同图 3, 但为暴雨 (阴影区为  $TS \geq 0.2$ )Fig. 6 As in Fig. 3, but for torrential rain (shaded areas:  $TS \geq 0.2$ )

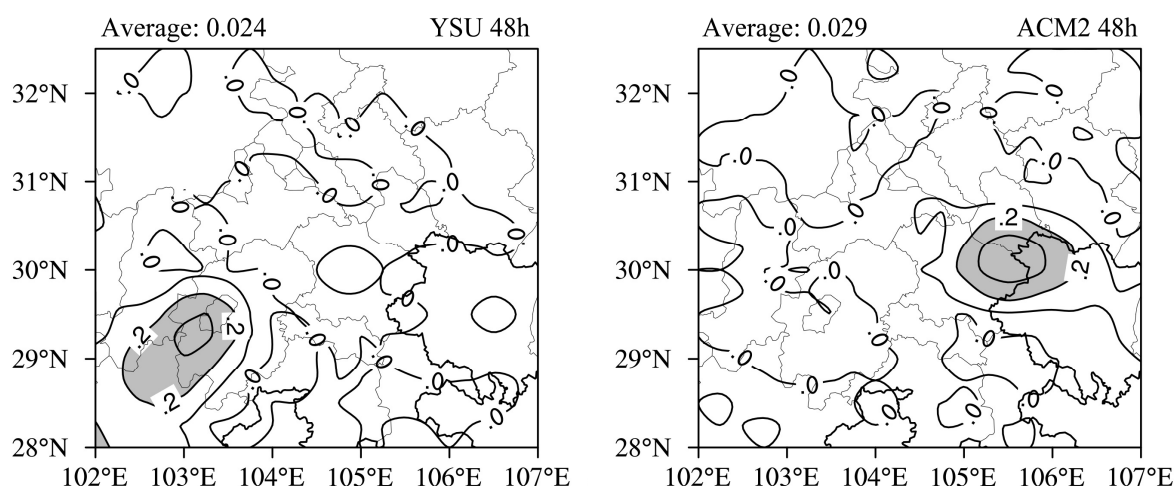
图7 同图3, 但为大暴雨(阴影区为  $TS \geq 0.2$ )Fig. 7 As in Fig. 3, but for severe torrential rain (shaded areas:  $TS \geq 0.2$ )

表3给出了三种方案对各量级降水的区域平均BS评分,表中显示:无论24h时效还是48h时效,对于小雨到中雨等级降水,三种方案均高估了降水频率,24h时效内ACM2方案模拟的小雨和中雨的降水频率更接近观测,MYJ方案空报现象严重,YSU方案则介于其他两个方案之间;对于大雨等级降水,MYJ方案空报现象依然严重,YSU和ACM2方案略高估了大雨等级降水频率,但两者差别不大;对于暴雨等级降水,48h时效内的YSU方案模拟效果最好,模拟的降水频率几乎和观测相等,MYJ和ACM2方案则存在着不同程度地漏报现象;三种方案对大暴雨等级降水的BS评分都接近0,表明模式容易漏报大暴雨等级降水,但考虑到试验期间大暴雨样本个数较少,对于大暴雨的评分结果还有待商榷。

综上所述,三种边界层参数化方案对盆地较小量级(小雨和中雨)降水量的模拟空间差异显著,盆地西部较东部好,24h时效好于48h,ACM2方案模拟效果较好;对较大量级(大雨和暴雨)降水量的模拟效果48h时效优于24h,盆地优势区域不明显,YSU方案有较好的模拟能力;三种边界层参数化方案在24h时效对试验期间的大暴雨过程的预报能力较低,在48h时效,仅YSU和ACM2方案对盆地西南部 and 东部大暴雨敏感区有一定的模拟效果;随着降水量等级的提高,各时效和各边界层参数化方案的模拟能力逐渐降低,空间差异也越来越大。

#### 4.3 TS评分的逐日对比分析

为了分析各边界层参数化方案对四川盆地日

降水量的模拟效果,给出三种边界层参数化方案在试验期间逐日区域平均的TS评分及相应的降水量时间序列(图8),图中折线间断部分表示评分为零或模拟结果与实况同时无该等级降水不进行TS评分的情况。分析显示:在批量试验时段盆地地区日平均降水量大于10mm的降水过程共7次(图8a,柱状图),7月4日和22日前后的降水过程最强,区域日平均降水量超过了20mm,各试验方案对这些重要降水过程均有不同程度的模拟能力。对较小量级降水(小雨和中雨)的评分表明,在24h时效各方案对各降水过程的模拟差异不大,总体上ACM2方案评分较高。在48h时效,三种方案评分差异开始增大、分值有不同程度的降低,YSU和MYJ方案较ACM2方案敏感,其评分下降幅度也较大,ACM2方案模拟能力较强。对于较大量级(大雨和暴雨)的降水过程,三种方案、两个时效的TS评分集中分布在0.0~0.4之间,较准确的模拟出了盆地日平均降水量大于10mm的7次主要降水过程。三种方案在24h时效对大暴雨的评分均为零(图略),在48h时效,YSU和ACM2方案分别对盆地“7.21-23”和“7.2-5”致洪大暴雨过程有一定模拟能力(图略)。

总之,对于较小级别降水过程各方案模拟效果差异不大,ACM2方案略好,YSU方案在较高等级降水的模拟中显示出明显优势。不同边界层方案模拟的降水量,随着降水级别的增大TS评分迅速降低,差异也加大。不同边界层方案模拟的降水量TS评分除小雨、中雨等级降水量48h时效较24h略

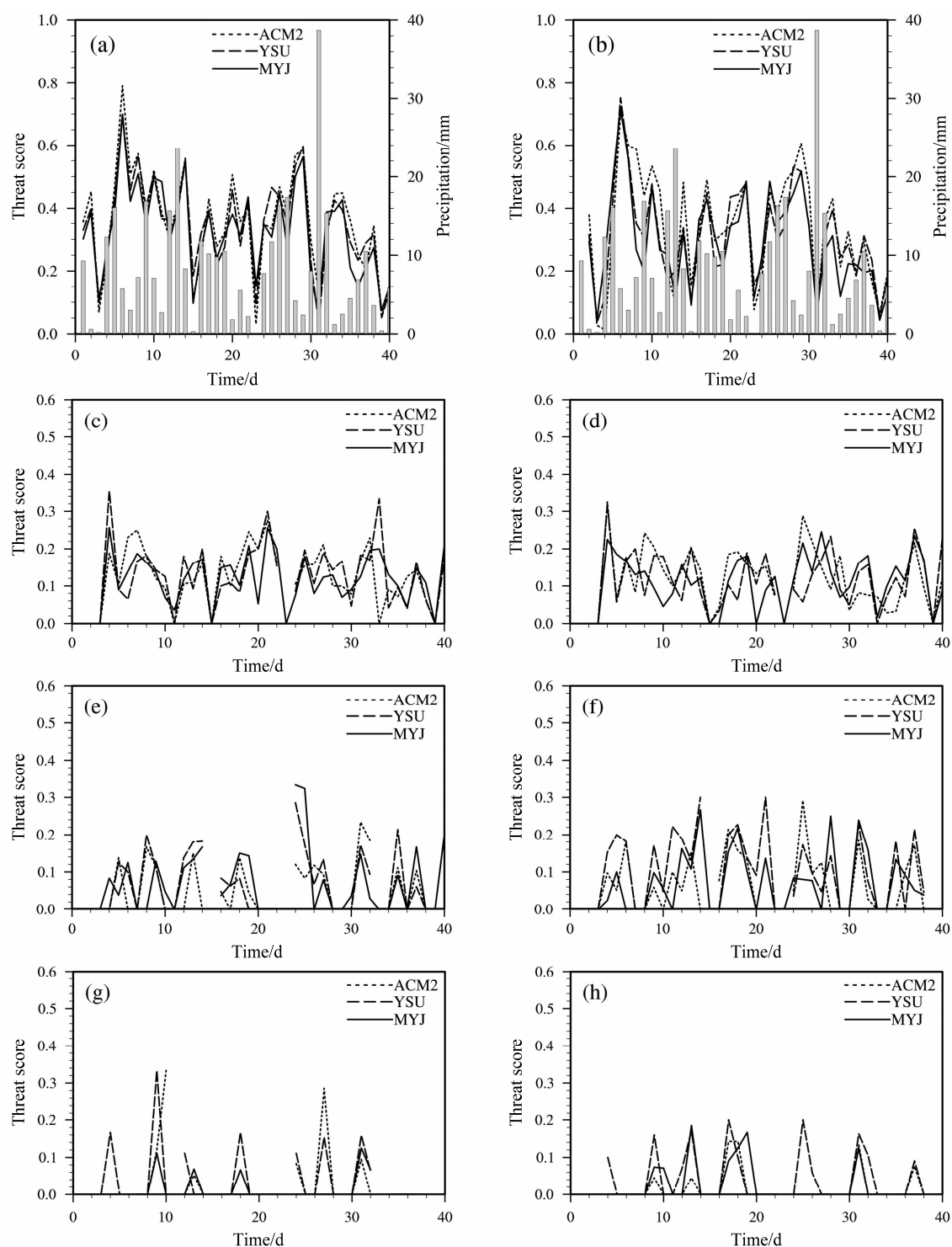


图 8 细网格区域平均降水量(柱状图)和不同边界层参数化方案模拟各级降水量的逐日 TS 评分(折线): (a、c、e 和 g) 分别为 24 h 时效小雨、中雨、大雨和暴雨等级; (b、d、f 和 h) 分别为 48 h 时效小雨、中雨、大雨和暴雨等级

Fig. 8 Area-average rainfall (histogram) over nested-domain and daily threat score (line) of different precipitation magnitudes simulated using the three PBL schemes for 24 h (left-hand panels) and 48 h (right-hand panels): (a, b) Light rain; (c, d) moderate rain; (e, f) heavy rain; (g, h) torrential rain

低外, 其余等级 48 h 时效均较 24 h 略高。

#### 4.4 分级累积降水量分布的比较分析

从 TS 和 BS 评分的评估结果中知道不同参数化方案在不同时效对不同量级降水量的模拟能力不同。为了说明不同边界层参数化方案对试验期间累积格点降水量分布的主要影响, 把逐日降水量分成小量级(小雨到中雨)和大量级(大雨到暴雨)两个等级进行讨论, 并分别将各观测站点的逐日分级降水量进行累加, 统计得到试验期间观测的盆地大、小量级累积降水量空间分布及其对应的模式累积降水量分布(图 9)。鉴于不同时效对不同量级降水的模拟能力不同, 对于小量级降水过程, 观测和模拟累积降水量仅给出 24 h 结果, 而大量级降水过程的观测和模式累积降水量仅给出 48 h 结果。从图 9 中可以看出, 对于小量级降水, MYJ、YSU 和 ACM2 方案模拟的累积降水量总体分布形态相似, 和观测相比各方案模拟的降水量普遍偏大, 盆地西部、西南部和东北部偏大尤为突出。MYJ 模拟的盆地东南部和盆地北部的累积降水量较观测和另外两个方案均偏大许多, 形成了过多的虚假降水。因此, 对小量级降水的模拟能力较差。YSU 方案模拟的盆地西北经中部到东南部的累积小量级雨带过于分散, 仅模拟出了几个零散分布的小量级雨区, 相比之下 ACM2 方案模拟的这条雨带较为连续, 更接近实况, 因此 ACM2 方案对小量级降水模拟能力较好。

与小量级降水不同, 各方案模拟的大量级降水量较观测有所偏少, 三种方案总体上能显示出降水量分布的基本结构, 但各方案之间差异较大。MYJ 方案模拟的盆地东北部降水比较接近实况, 但其基本没有模拟出位于盆地西南部的累积降水中心, 且低估了位于盆地中部降水区的降水量。YSU 方案模拟的川东北、盆地中部和盆地西南的累积雨区轮廓分明, 降水强度较其他方案更接近实况。ACM2 模拟的东北部大量级雨区最为狭窄, 没有模拟出盆地中部的累积雨区, 位于盆地西南的大量级降水中心向西北偏离了约一个经纬距, 其模拟的总体降水强度较其他方案观测偏小更多。

总之, 不同边界层参数化方案对盆地大、小量级累积降水量模拟的主要差异表现在降水强度和落区范围上。对于小量级降水, 三种方案对于盆地西北部到东南部的小量级雨区的模拟有明显差别, ACM2 方案更接近实况; 对于大量级降水, 各方案

总体上能显示出累积降水量分布的基本结构, YSU 方案较另外两方案更接近实况。

#### 4.5 边界层结构分析

模式对降水的准确模拟往往依赖其对降水物理过程的精确描述。在 WRF 模式中, 三种边界层参数化方案所使用的表面层方案不尽相同(MYJ 采用 Janjic Eta 表面层方案, YSU 和 ACM2 使用 Monin-Obukhov 表面层方案), 其中涉及的下垫面陆气过程和边界层物理过程必然有所差异。研究表明, 地表潜热通量主要通过改变低层大气的层结结构对降水强度和出现时间产生影响(卢萍和宇如聪, 2008)。为此, 需要对不同边界层参数化方案在试验期间模拟的平均地表潜热通量分布特征(图 10)进行对比分析, 考虑到通常在降水时期计算的潜热通量并不准确, 因此本文不与观测计算结果比对。分析结果显示: 各方案模拟的盆地内地表潜热通量均为东高西低、呈阶梯型、沿地形分布, MYJ 方案模拟的潜热通量最大, YSU 方案次之, ACM2 方案最小。不同时效地表潜热通量差异不大, 48 h 时效较 24 h 时效略高。说明采用 Janjic Eta 表面层方案的 MYJ 边界层方案计算的地表潜热通量比采用 Monin-Obukhov 表面层方案的 YSU 和 ACM2 方案计算的通量值显著偏高, 使 MYJ 方案对低层大气层结不稳定性估计过高, 可能是其产生过多虚假降水的一个原因。ACM2 模拟的地表潜热通量最小, 对大气层结不稳定性贡献较小, 有利于模拟盆地稳定性、小量级降水过程。YSU 方案模拟的潜热通量值介于 MYJ 和 ACM2 方案之间, 更接近盆地大量级降水时期实际的地表潜热通量, 有利于盆地不稳定性、大量级降水过程的数值模拟。此外, 各边界层方案模拟的潜热通量差别最大的地区集中在盆地西南、中部和东部, 这些地区正是三种方案对盆地累积降水量模拟差别最大的地区。因此, 模拟降水的强度和分布对地表潜热通量具有一定的敏感性。

边界层参数化方案对下垫面通量交换过程的不同模拟效果是各方案对降水模拟能力不同的一个因素, 当地表通量进入大气以后, 其在边界层内的输送主要受边界层方案控制。所以, 对边界层中气象要素的垂直分布特征进行了分析。

相对湿度能很好的反映边界层湿空气的饱和程度, 成为模式判断是否降水的重要因子。因此, 分别给出了温江探空站模拟和观测的大、小两个量

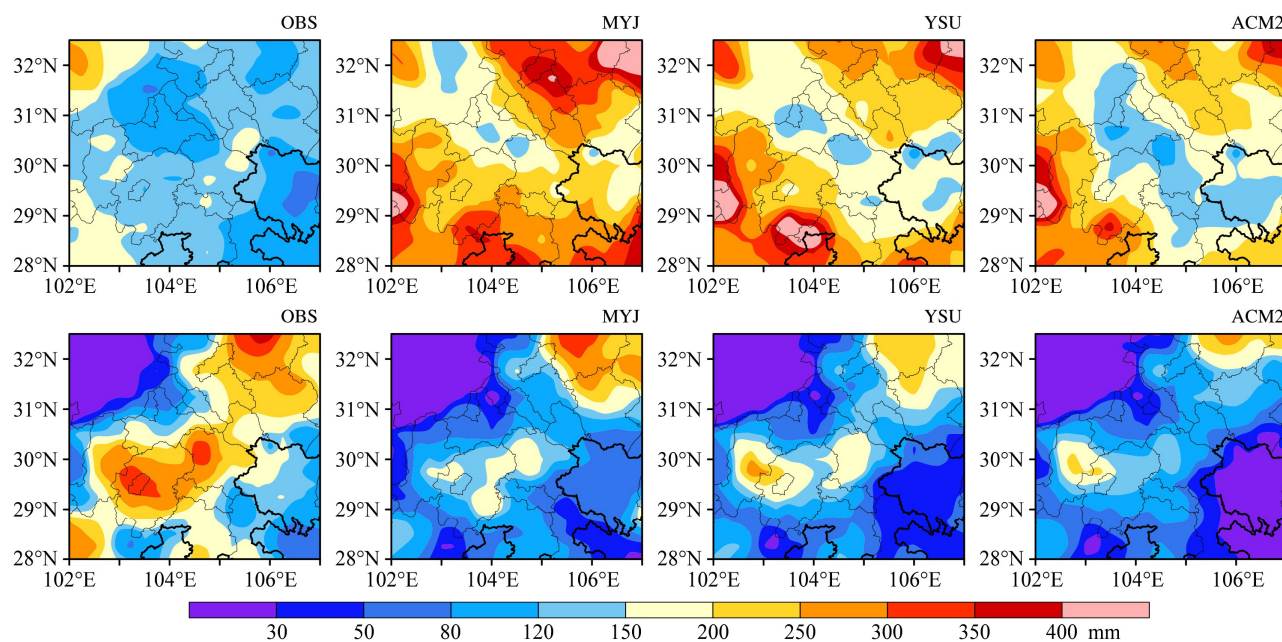


图9 观测 (OBS) 和各试验方案的分级累积降水量分布 [上: 小量级降水 (小雨和中雨); 下: 大量级降水 (大雨和暴雨); 单位: mm]

Fig. 9 Observed (OBS) and simulated (MYJ, YSU, ACM2) distributions for accumulated different precipitation magnitudes (upper panels: light rain and moderate rain; lower panels: heavy rain and torrential rain; units: mm)

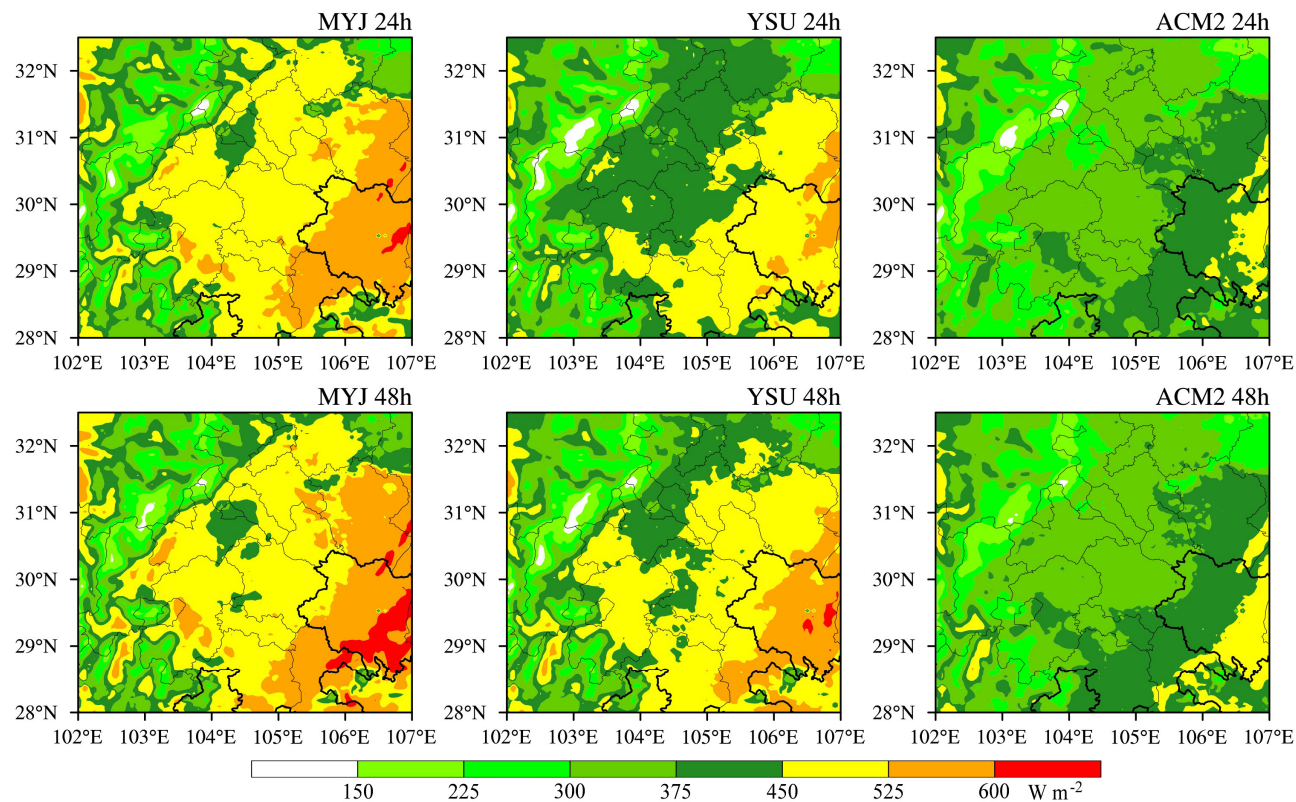


图10 各试验方案模拟的40天平均地表潜热通量分布 (单位:  $\text{W m}^{-2}$ )

Fig. 10 Distribution of 40-d average surface latent heat fluxes simulated using the different PBL schemes (units:  $\text{W m}^{-2}$ )

级降水过程的平均相对湿度、位温廓线(图 11、12),并选取了 12 时和 18 时两个时次进行分析。结果表明:对于小量级降水,12 时观测平均相对湿度在 1 km 以下随高度迅速减小,三种方案均没有模拟出这一特征,且较观测偏干,但 ACM2 方案在量值上最接近观测。1 km 之上观测平均相对湿度随高度缓慢增加,在 2.4 km 左右达到极大值,三种方案大致模拟出了这一特征,但 MYJ 方案偏干,ACM2 和 YSU 方案偏湿。同为 12 时,观测的平均位温随高度递增(图 11b),三种方案虽然都能模拟出这一特点,但在位温的垂直结构上有较大差异,MYJ 和 YSU 方案在约 2 km 以下位温递增率很小,说明两

种方案在边界层存在较强的垂直混合,这和观测位温廓线区别较大。相比之下,ACM2 方案模拟的位温廓线更接近观测。

18 时观测平均相对湿度廓线和 12 时类似,在 1 km 以下随高度减小迅速,ACM2 和 MYJ 方案大致模拟出了这一特征,但高度较观测低,ACM2 方案最接近观测。1 km 以上,随着高度的增加,观测平均相对湿度以较小的递增率增大,而 YSU 和 ACM2 方案模拟的相对湿度增加过快,湿空气饱和度比观测大很多,1 km 以上 MYJ 方案更接近实况。三种方案模拟的位温在 1.5 km 以上差别不大,1.5 km 以下 ACM2 方案更接近观测,综合来看,ACM2

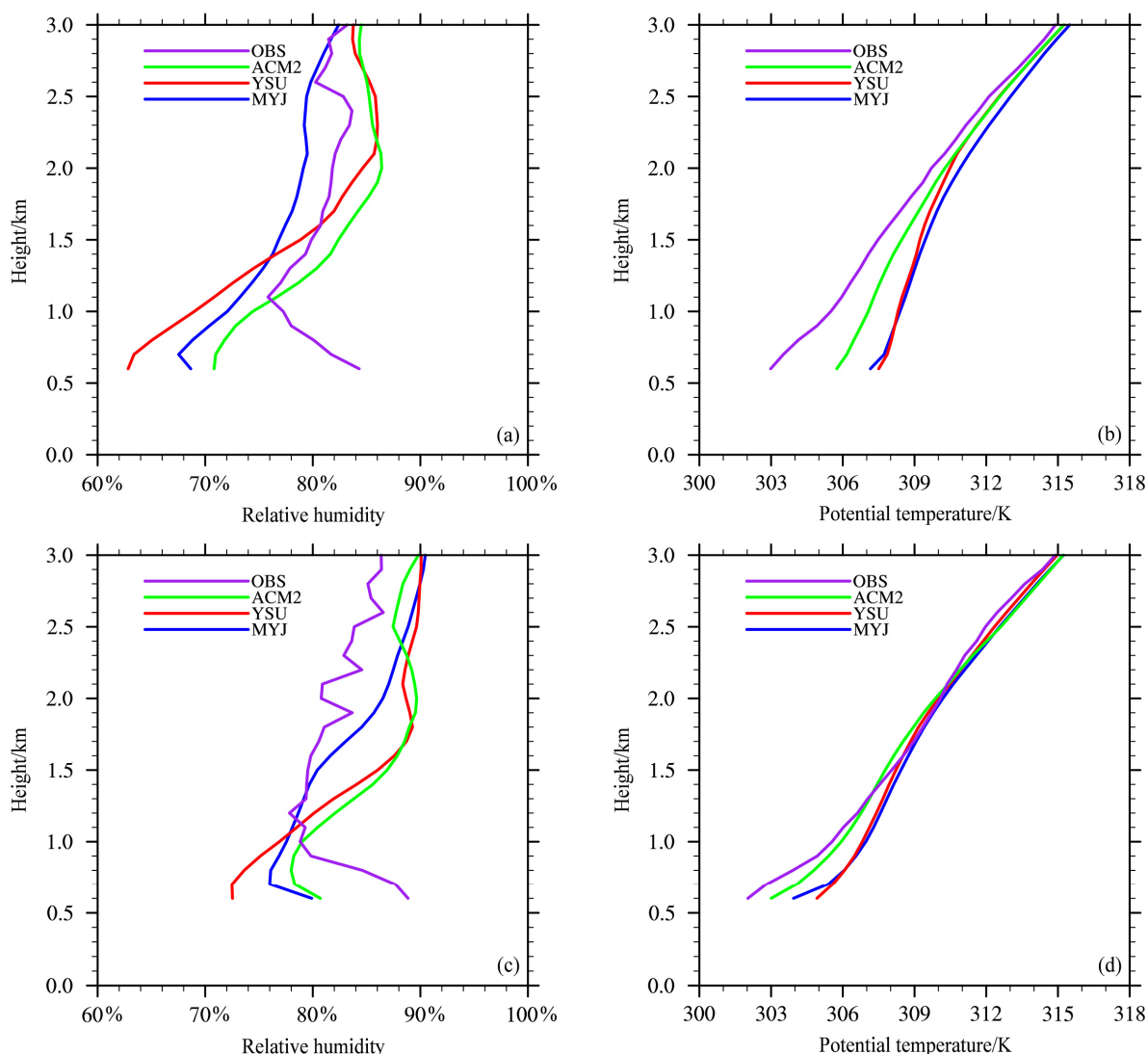


图 11 温江站小量级降水过程期间的观测和模拟的气象要素廓线:(a) 12 时(协调世界时,下同)平均相对湿度;(b) 12 时平均位温;(c) 18 时平均相对湿度;(d) 18 时平均位温

Fig. 11 Mean profiles of observed and simulated variables during periods of light rain and moderate rain at Wenjiang station: (a) Relative humidity at 1200 UTC; (b) potential temperature at 1200 UTC; (c) relative humidity at 1800 UTC; (d) potential temperature at 1800 UTC

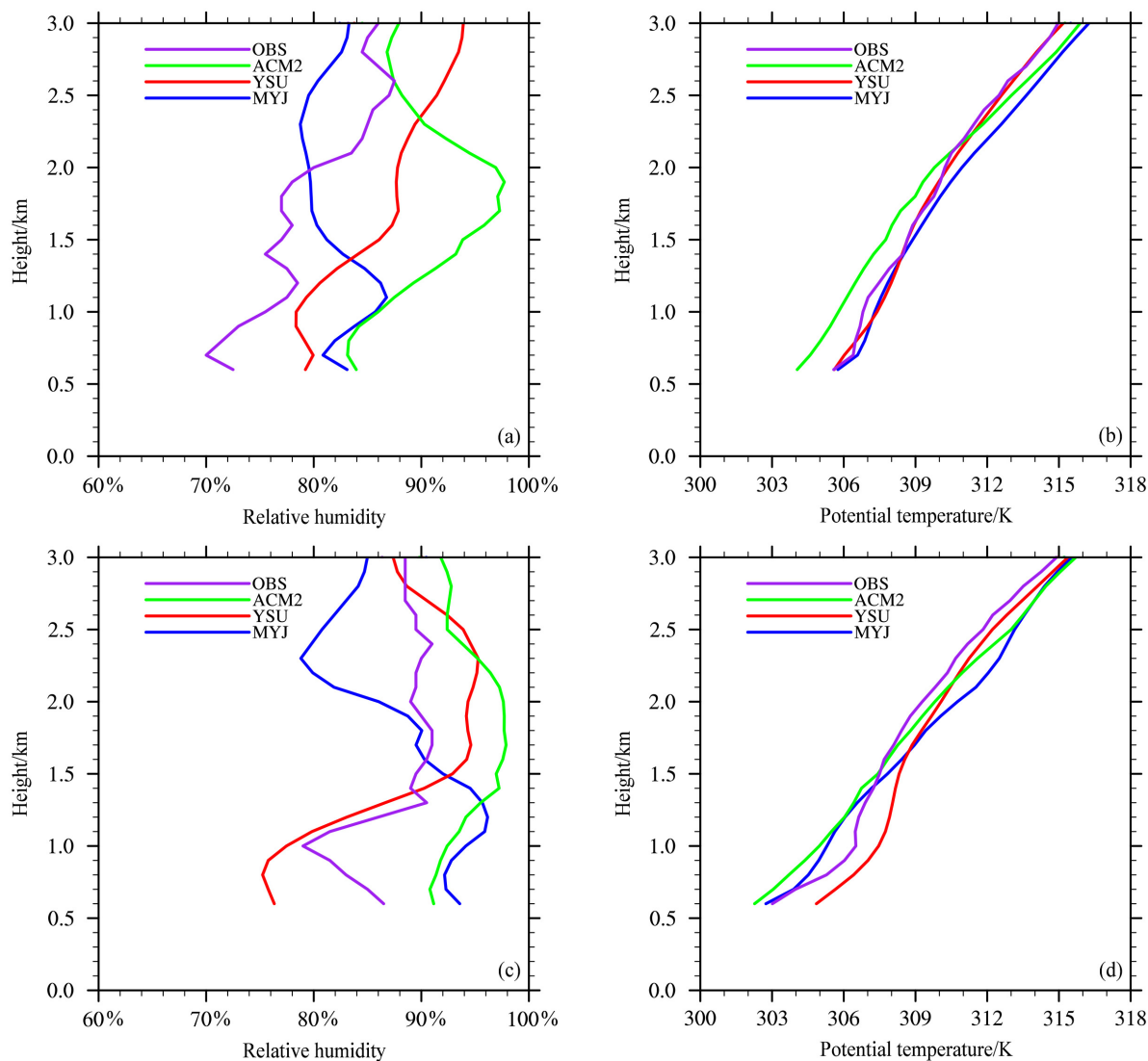


图 12 同图 11, 但为大量级降水过程期间

Fig. 12 As in Fig. 11, but for the periods of heavy rain and torrential rain at Wenjiang station

方案模拟的效果最好。

对于大量级降水过程, 12 时温江站观测的平均相对湿度 (图 12a) 随高度几乎一直增大, 表明湿空气随高度越来越饱和。YSU 方案和观测值的变化趋势相吻合, 但比观测值略大。MYJ 方案模拟的相对湿度在 1 km 以下随高度增大, 然后在 1.5 km 处减小到 80% 左右, 以上变化不大。ACM2 方案模拟的相对湿度先随高度增大, 在约 1.9 km 处到最大值后开始减小, 其模拟的相对湿度值较观测和另外两种方案都大, 导致其模拟的降水量偏大 (图略)。位温的垂直变化表明, 三种方案模拟的结果和观测的变化趋势基本一致, 其中 YSU 方案和观测值几乎重合, ACM2 方案在 2.1 km 以下有明显冷偏差,

MYJ 方案在 1.5 km 以上有明显暖偏差。

18 时, 温江站观测平均相对湿度 (图 12c) 在 1 km 以下随高度减小, 1 km 到 1.3 km 随高度迅速增加, 在此高度上相对湿度一直维持在 90% 左右。三种方案模拟的该时次相对湿度廓线有较大差异: MYJ 方案在低层相对湿度已经达到 90% 以上, 在 1.2 km 之上随高度快速降低, 与观测相比存在较大误差; ACM2 方案在整个边界层内都维持 90% 以上的准饱和状态, 且变化不大, 和观测的相对湿度垂直分布有很大出入; YSU 方案虽然较观测在底层偏干高层偏湿, 但偏差不大, 在整个边界层内的变化特征几乎与观测一致, 故 YSU 方案模拟的相对湿度廓线最接近实况。由于夜间地表辐射冷却, 观测

位温廓线在 1.2 km 附近逆温现象更为明显, 三种方案均模拟出了这一特征, 但观测廓线在 1 km 以下位温递增率明显大于 1 km 以上的位温递增率, 三种方案中只有 YSU 方案较好的模拟出了这一特征。

综上所述, 对于小量级降水过程, ACM2 方案较好地模拟出了实际边界层的结构, 对于大量级降水过程, YSU 方案模拟的边界层物理量的垂直分布更接近观测, 说明这两种方案对不同量级降水量模拟能力的差异主要源自其对不同量级降水大气层结的精确描述, 边界层湿、热物理量通过改变大气层结结构来影响参数化方案对降水量模拟的效果。

#### 4.6 边界层参数化方案对降水模拟的可能影响机制

四川盆地大量级降水主要是湿热对流驱动的。边界层物理过程必须考虑局地湿对流和复杂地形作用, 地面非绝热加热的不均匀、地形造成的边界层辐合分布和西南低空急流产生的气流切变及湿热能输送, 都可能对边界层物理过程和边界层顶的垂直运动产生强烈影响, 从而增大混合层的厚度和边界层顶的垂直运动。

Hong and Pan (1996) 曾对非局地方案和局地闭合方案进行了一系列的敏感性试验, 指出改变垂直扩散模型不仅会影响降水总量, 还会影响降水落区, 并发现非局地闭合方案较之局地方案对降水的模拟有明显改善。为了进一步说明各试验方案对四川盆地降水模拟的差异, 分析了试验时段位于累积降水量大值区的盆地东北部 ( $31^{\circ}\text{N}\sim 32.5^{\circ}\text{N}$ ,  $105.2^{\circ}\text{E}\sim 107^{\circ}\text{E}$ )、中部 ( $29.5^{\circ}\text{N}\sim 30.5^{\circ}\text{N}$ ,  $104.5^{\circ}\text{E}\sim 105.5^{\circ}\text{E}$ ) 和西南部 ( $29^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $103^{\circ}\text{E}\sim 104^{\circ}\text{E}$ ) 三个区域各层次的平均比湿在 24~48 h 时效内的 06 h、12 h、18 h 和 24 h 四个时次的垂直廓线 (图 13)。图中显示: 三个区域各时次的比湿在低层都较大, 随着高度的升高比湿廓线存在一个快速降低的拐点, 这个拐点高度对于不同的试验方案和不同的地区各不相同, 拐点愈高混合层愈厚, 湍流混合强度愈强。但是, 对于拐点位置的判断因人而异, 为了得到湍流混合强度的定量表征, 选取边界层高度作为参考, 边界层高度越高, 湍流混合作用越强。在 WRF 模式中不同的边界层参数化方案使用不同的方法计算边界层高度: MYJ 方案边界层高度由 TKE 廓线得出 (Janjić, 2001); ACM2 (Pleim, 2007) 和 YSU (Hong et al. 2006) 方案均使用临界 Richardson 数得出。为了便于对比, 统一采用 Nielsen-Gammon et al. (2008) 提出的 “1.5-theta-

increase” 方法, 即将边界层高度定义为位温首次超过最低位温 1.5 K 的高度, 计算得到了四个时次各方案在三个区域内的平均边界层高度 (表 4)。表中显示: 对于 MYJ 方案, 边界层高度在盆地三个区域均较另外两个方案低, 故其混合层厚度略薄, 湍流混合强度较弱。Hu et al. (2010) 在其研究中指出 MYJ 方案缺少足够的垂直混合强度来进行水汽的湍流输送, 这与本文研究结果相同。此外, 图 13 中 MYJ 方案在低层模拟比湿虽然较大, 但其较高层比湿反而不及其他两个方案, 说明 MYJ 方案有大量的水汽在较低层已经凝结形成了模式降水, 图 2 中 MYJ 方案模拟的过强累积降水量能很好地印证这一点, 所以, MYJ 方案对盆地夏季降水量的模拟准确度较低。对于 ACM2 方案, 边界层高度在三个区域 4 个时次的值均低于 YSU 方案, YSU 方案在边界层的垂直混合作用强于 ACM2 方案, 加之 ACM2 方案在整层的比湿都较 YSU 方案小, 导致 YSU 方案向上输送水汽的能力强于 ACM2 方案, 因此, YSU 方案在 48 h 时效对三个区域的大量级降水的模拟能力较 ACM2 方案更强。

另外, 值得注意的是, 在 06 时, ACM2 和 YSU 方案都能维持较强垂直混合。12 时以后, ACM2 方案较高层 (1.5~2.5 km) 的比湿在盆地西南和盆地中部会迅速降低, 直到 18 时与 MYJ 方案重合, 这一点在表 4 中也很明显, 12 时以后, ACM2 方案模拟的边界层高度更接近局地闭合的 MYJ 方案, 这可能是由于夜间边界层混合较弱, ACM2 方案减小或者关闭了非局地输送, 减弱了水汽的向上输送。但是在四川盆地特殊地形和多云的条件下, 更有利于夜间大气层结不稳定性增强和维持, 常出现 “巴山夜雨” (徐裕华, 1991)。根据统计出的试验期间盆地平均降水量日变化和夜雨比率可知 (图 14), 夜雨比率大值区和 YSU 方案对暴雨 TS 评分高值区基本吻合, 说明夜间边界层混合强度的差异可能使得 YSU 方案更适合于盆地夜雨的模拟。

综上所述, 不同边界层参数化方案对盆地夏季降水量数值模拟的可能影响原因主要表现为边界层内垂直混合强度的不同, 非局地闭合算法比局地闭合算法好, YSU 方案由于较强的垂直混合作用, 有利于局地水汽的向上输送, 更易达到大量级降水发生发展的条件, 适合于模拟盆地大量级降水过程, ACM2 方案在保证一定水汽输送的同时, 在稳定或弱稳定条件下会关闭非局地输送, 不至于产生

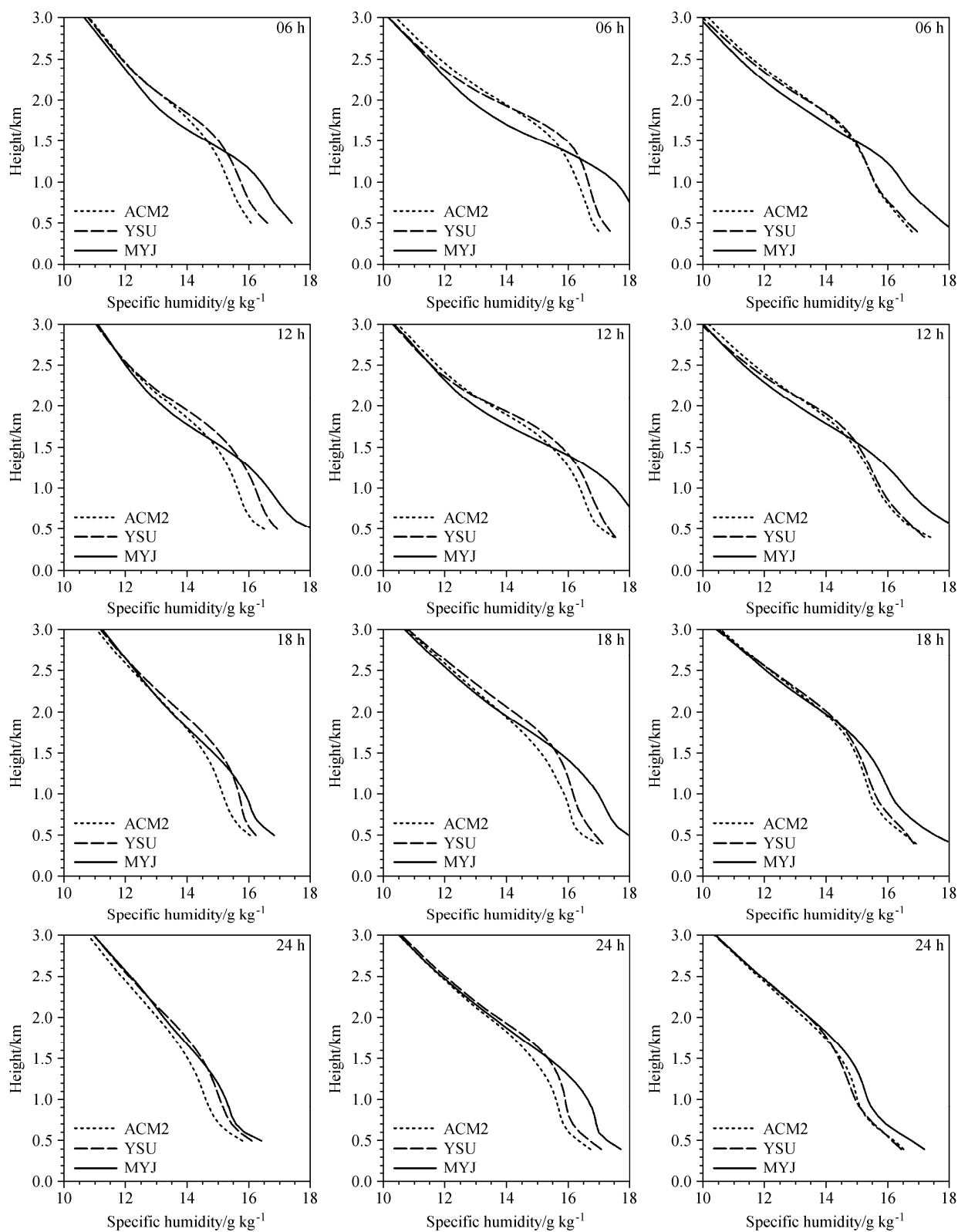


图 13 三种方案在盆地不同区域 06、12、18 和 24 时的平均比湿垂直廓线 (左: 盆地西南部, 中: 盆地中部, 右: 盆地东北部)

Fig. 13 Mean profiles of specific humidity at 0600, 1200, 1800 and 0000 UTC in different areas using the different PBL schemes (left-hand panels: southwestern Sichuan Basin; middle panels: central Sichuan Basin; right-hand panels: northeastern Sichuan Basin)

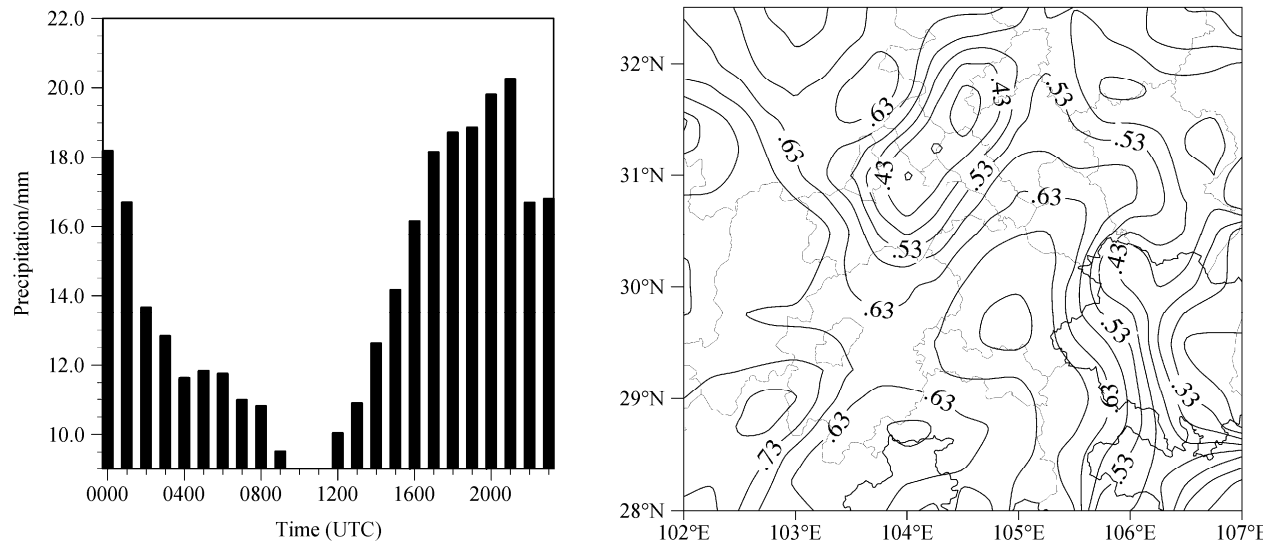


图 14 2012 年 6 月 21 日到 7 月 30 日四川盆地逐时平均降水量 (左, 单位: mm) 和夜雨率 (右)  
Fig. 14 Hourly mean precipitation (left, units: mm) and nighttime precipitation rate (right) in the Sichuan Basin from 21 June to 30 July 2012

过强降水, 适合于盆地小量级降水的数值模拟, MYJ 方案由于湍流混合较弱, 不利于局地水汽的向上输送, 导致其底层水汽含量过高、不稳定性强, 容易产生虚假降水, 因此对各量级降水的模拟能力均有限。根据降水对象的特点选择合适的边界层参数化方案, 模拟降水量的效果可有明显的改进。

表 4 三种方案在盆地不同区域的平均边界层高度 (单位: m)  
Table 4 Mean PBL height in different areas using the three PBL schemes (units: m)

| 时次   | 盆地西南部平均边界层高度 |             |      | 盆地中部平均边界层高度 |             |      | 盆地东北部平均边界层高度 |             |      |
|------|--------------|-------------|------|-------------|-------------|------|--------------|-------------|------|
|      | MYJ          | YSU         | ACM2 | MYJ         | YSU         | ACM2 | MYJ          | YSU         | ACM2 |
| 06 h | 955          | <b>1137</b> | 1034 | 1043        | <b>1356</b> | 1157 | 1143         | <b>1383</b> | 1227 |
| 12 h | 581          | <b>858</b>  | 692  | 611         | <b>1014</b> | 790  | 530          | <b>987</b>  | 691  |
| 18 h | 284          | <b>456</b>  | 348  | 196         | <b>350</b>  | 213  | 245          | <b>448</b>  | 255  |
| 24 h | 358          | <b>476</b>  | 404  | 307         | <b>423</b>  | 323  | 356          | <b>527</b>  | 391  |

注: 黑色加粗数字为边界层高度最高的方案。

5 结论与讨论

本文利用 WRF 模式分析三种不同边界层参数化方案对夏季四川盆地不同量级降水数值模拟的影响, 通过评估模拟效果、对比边界层结构和分析影响机制, 得到以下主要结论:

(1) 三种边界层参数化方案对盆地较小量级降水量的模拟区域差异明显, 四川盆地西部好于东部, 中部到北部较差, 24 h 时效优于 48 h, ACM2 方案效果较好; 对较大量级降水量的模拟效果盆地

优势区域不明显, 48 h 时效优于 24 h, YSU 方案模拟效果较好、ACM2 方案次之。

(2) 不同边界层参数化方案对四川盆地各量级降水量模拟的影响主要表现为降水强度和落区范围的差异。对于小量级降水, 三种方案差别不大, ACM2 方案更接近实况; 对于较大量级降水, 各方案总体上能显示出累计降水量分布的基本结构, 模拟出了盆地东北部的累计大量级雨量中心, 累计降水量的强度和落区 YSU 方案较另外两方案更接近实况, ACM2 方案模拟效果较差。

(3) 边界层结构分析表明, 对于温江站小量级降水过程, ACM2 方案较好地模拟出了实际边界层的结构, 对于大量级降水过程, YSU 方案模拟的边界层物理量的垂直分布更接近观测, 说明这两种方案对不同量级降水量模拟能力的差异主要来自对边界层大气层结的精确描述, 边界层湿、热物理量通过改变大气层结结构影响参数化方案对降水量模拟的效果。

(4) 不同边界层参数化方案对四川盆地夏季降水量数值模拟的可能影响原因主要表现为不同的湍流混合强度。YSU 方案具有较强的垂直混合强度, 有利于水汽的向上输送, 适用于盆地大量级降水的数值模拟; ACM2 方案在保证一定水汽输送的同时, 在稳定或弱稳定条件下会关闭非局地输送, 不至于产生过强降水, 适合于盆地较小量级降水数值模拟; MYJ 方案湍流混合强度较弱, 使得底层湿

度大, 在较低的层结中就已经形成了降水, 模拟准确性较低, 因此降水量数值模拟能力有限。

边界层参数化方案通过改变大气层结的温、湿特性直接对降水产生影响, 除此之外, 大气温度、湿度场的变化引起的大尺度背景场的改变又能决定降水的大范围落区, 因此, 边界层过程对降水量的影响是多尺度系统的相互作用, 降水的形成往往与大气多种物理过程相联系, 深入研究边界层特征与降水的关系还需要更为密集的资料。由于四川盆地探空站点稀少, 文中对边界层结构进行的模拟和观测的对比分析仅局限于温江站, 对盆地关键降水区的平均比湿廓线分析也未能同观测资料进行对比。文中仅对四川盆地 2012 年西南涡加密观测试验期间的降水量进行模拟检验和评估, 因此今后有必要对更长时期的降水量开展数值模拟和对比, 以期获得更有代表性的研究结果。

### 参考文献 (References)

- Beljaars A C M. 1995. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121 (522): 255–270.
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface hydrology model with the Penn State NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129 (1): 569–585.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077–3107.
- Hong S Y, Pan H L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124 (10): 2322–2339.
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (1): 103–120.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (9): 2318–2341.
- Hu X M, Nielsen-Gammon J W, Zhang F Q. 2010. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49 (9): 1831–1844.
- Janjic Z I. 1996. The surface layer in the NCEP Eta Model [C]//Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, 19–23 August 1996. Boston, MA: Am. Meteor. Soc., 354–355.
- Janjic Z I. 2001. Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso Model [C]. NCEP Office Note, 61 pp.
- Jankov I, Gallus W A Jr, Segal M, et al. 2005. The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall [J]. *Wea. Forecasting*, 20 (6): 1048–1060.
- Jankov I, Schultz P J, Anderson C J, et al. 2007. The impact of different physical parameterizations and their interactions on cold season QPF in the American River basin [J]. *J. Hydrometeor.*, 8 (5): 1141–1151.
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47 (23): 2784–2802.
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain–Fritsch scheme [M] // *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*. Boston, MA: American Meteorological Society, 24: 165–170.
- 卢萍, 宇如聪. 2008. 地表潜热通量对四川地区降水影响的数值分析 [J]. *高原山地气象研究*, 28 (3): 1–7. Lu Ping, Yu Rucong. 2008. Numerical analysis on the impacts of surface latent heat flux transport on Sichuan rainfall process [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese)*, 28 (3): 1–7.
- Mellor G L, Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems [J]. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20: 851–875.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated- $k$  model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663–16682.
- Nielsen-Gammon J W, Powell C L, Mahoney M J, et al. 2008. Multisensor estimation of mixing heights over a coastal city [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47 (1): 27–43.
- Pleim J E. 2007. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46 (9): 1383–1395.
- 沈桐立, 田永祥, 葛孝贞, 等. 2003. 数值天气预报 [M]. 北京: 气象出版社, 303–304. Sheng Tongli, Tian Yongxiang, Ge Xiaozhen, et al. 2003. *Numerical Weather Prediction (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 303–304.
- 沈新勇, 黄文彦, 王卫国, 等. 2014. 利用 TWP–ICE 试验资料对比两种边界层参数化方案 [J]. *应用气象学报*, 25 (4): 385–396. Shen Xinyong, Huang Wenyan, Wang Weiguo, et al. 2014. Contrastive study on two boundary layer parameterization schemes using TWP–ICE experiment data [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 25 (4): 385–396.
- 王有民, 叶殿秀, 艾婉秀, 等. 2013. 2012 年中国气候概况 [J]. *气象*, 39(4): 500–507. Wang Youmin, Ye Dianxiu, Ai Wanxiu, et al. Climatic characteristics over China in 2012 [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 39 (4): 500–507.
- 王遵亲, 任福民, 王东肝, 等. 2013. 2012 年海洋和大气环流异常及其对中国气候的影响 [J]. *气象*, 39 (4): 508–515. Wang Zunya, Ren Fumin, Wang Dongqian, et al. 2013. Anomalies of ocean and atmospheric circulation in 2012 and their impacts on climate in China [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 39 (4): 508–515.
- 伍荣生. 2002. 大气动力学 [M]. 北京: 高等教育出版社, 165–203. Wu Rongsheng. 2002. *Atmospheric Dynamics (in Chinese)* [M]. Beijing: Higher Education Press, 165–203.
- 肖玉华, 何光碧, 顾青源, 等. 2010. 边界层参数化方案对不同性质降水模拟的影响 [J]. *高原气象*, 29 (2): 331–339. Xiao Yuhua, He Guangbi, Gu Qingyuan, et al. 2010. Impact of boundary layer parameterization schemes on numerical simulation of different property precipitation [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 29 (2): 331–339.
- 徐慧燕, 朱叶, 刘瑞, 等. 2013. 长江下游地区不同边界层参数化方案的

- 试验研究 [J]. 大气科学, 37 (1): 149–159. Xu Huiyan, Zhu Ye, Liu Rui, et al. 2013. Simulation experiments with different planetary boundary layer schemes in the lower reaches of the Yangtze River [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 37 (1): 149–159.
- 徐裕华. 1991. 西南气候 [M]. 北京: 气象出版社, 140–143. Xu Yuhua. 1991. A Series of Climate for China: Climate of Southwest China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 140–143.
- 杨大升, 刘余滨, 刘式适. 1983. 动力气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 332–357. Yang Dasheng, Liu Yubin, Liu Shikuo. 1983. Dynamic Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 332–357.
- 叶笃正, 李崇银, 王必魁. 1988. 动力气象学 [M]. 1988. 北京: 科学出版社, 138–153. Ye Duzheng, Li Chongyin, Wang Bikui. 1988. Dynamic Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 138–153.
- 赵鸣, 苗曼倩, 王彦昌. 1991. 边界层气象学教程 [M]. 北京: 气象出版社, 1–366. Zhao Ming, Miao Manqian, Wang Yanchang. 1991. A Course in Boundary Layer Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–366.
- 赵鸣. 2008. 边界层和陆面过程对中国暴雨影响研究的进展 [J]. 暴雨灾害, 27 (2): 186–190. Zhao Ming. 2008. A review of the research on the effects of boundary layer and land surface process on heavy rain in China [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 27 (2): 186–190.