

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*

董佩明 赵思雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 通过 ETA 模式对“98·7”长江流域暴雨过程的数值试验研究, 讨论了行星边界层过程对暴雨数值预报的影响, 结果表明边界层过程在这次暴雨预报中有重要作用。具体结论为: (1) 降水大范围落区是受大尺度流场所决定的, 但边界层过程对暴雨预报具有重要的作用; (2) 不考虑边界层过程会影响对天气系统的正确预报, 包括影响大气低层的运动场、水汽及大气不稳定性, 从而影响暴雨的预报; (3) 从时间层次上看, 由于地表通量有着显著的日变化, 边界层过程的作用不仅与暴雨本身发生发展及消亡的阶段有关, 也与各阶段的时间(白天或夜间)有联系; (4) 在空间范围内, 边界层过程对大气的影晌是通过大气流场重新分布来影响降水的环境条件, 故地表通量分布和低层流场的相互配置作用十分重要。长江南北的情况有所不同, 长江流域南侧区是地表通量的大值区, 也是长江流域雨区水汽和不稳定能量的源区, 它对长江流域的暴雨可能有着更为重要的作用。

关键词: 长江流域; 暴雨; 边界层过程; 数值试验

1 引言

暴雨问题是一个十分重要而又相当困难的课题。至今人们已对暴雨进行了大量的研究并已取得可喜的进展, 这些成果不仅大大加深了人们对暴雨的认识, 也为人们正确预报暴雨, 趋其利而避其害起到了积极的促进作用。但是也应看到, 由于暴雨的复杂性, 至今许多问题依然没有解决或者认识得还不够, 仍需进一步深入研究。

对于 1998 年长江流域的大暴雨, 不少学者已从气候背景、大尺度环流、天气系统以及中尺度对流系统进行了研究^[1~4]。但是, 对影响因子, 尤其是关于一些重要物理过程对暴雨预报影响方面的研究还不多见^[5]。在影响暴雨预报的诸多因子中, 边界层过程是重要因子之一, 它对暴雨中尺度系统的演变及其相伴暴雨的雨强及分布可能有着明显的影响^[6~8]。过去的研究将边界层过程对暴雨的作用归纳为 3 个主要方面^[9]: (1) 供应暴雨所需的水汽; (2) 建立并维持暴雨的大气位势不稳定性层结; (3) 触发不稳定能量的释放。当然, 边界层过程的作用具体到各个不同的天气过程和天气形势又有着不同的体现, 以往的个例研究表明边界层过程对暴雨数值预报结果有影响^[6,9,10]。对于

2002-01-21 收到, 2003-03-26 收到修改稿

* 国家科学技术部重点基础研究项目“我国重大天气灾害形成机理和预测理论研究”(G1998040907)及国家自然科学基金项目 49735180 资助

1998年7月“二度梅”这样突发的强烈暴雨情况又如何?这就要求我们对具体个例进行分析研究,以期获得深入和全面的认识。

本研究中,就“98·7”长江流域暴雨过程中边界层过程的作用进行了分析与数值试验,尝试回答下述问题:(1)行星边界层过程对“98·7”暴雨的预报结果是否有影响;(2)如果有,它是通过什么具体方式对暴雨预报结果产生影响的;(3)它的影响与地理区域等因素是否有关。

2 天气过程、数值模式和边界层方案简介

1998年夏季我国长江流域发生了自1954年以来最大的洪涝灾害,特别是1998年7月下旬的“二度梅”,因为长江中下游的水位受前期降水影响居高不下,“二度梅”的强降水使得长江流域防洪险象环生,对人民的生命和财产构成了重大威胁。

长江流域从6月11日入梅,6月12日~7月3日是第一阶段的梅雨,7月3日~19日随着副热带高压的北跳,雨带北移。而在7月20日,副高却又南撤导致了长江流域出现“二度梅”。特别是21日凌晨武汉市出现了近百年罕见的特大暴雨。研究和分析发现,“二度梅”期间与暴雨直接相关的天气系统是位于四川东部及重庆的低涡及该低涡东部沿长江流域呈东西向的切变线^[4]。在暴雨过程中,该低涡和切变线一直维持,在长江中游不断有中 β 尺度系统发生、发展,引发了长江流域的强降水。

文中采用的模式与文献[5]相同,即IAP-ETA模式。由于用ETA坐标作为垂直坐标来处理地形,克服了Sigma坐标系在陡峭地形下容易引起计算误差的缺点。计算范围取(90~130°E, 10~50°N),水平分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$,因所用的是交错E网格,实际水平分辨率约75 km,垂直分层为8层。

行星边界层参数化方案归纳起来有3类:(1)总体参数化方案,这种方案是将行星边界层作为一个简单的混合层处理,能体现出边界层的总体特性,并且计算简便;(2)高分辨率的参数化方案,它在近地层采用相似理论,Ekman层用K理论来处理湍流通量,这种方案计算量不是太大,又可描述复杂下垫面条件下边界层的垂直结构及气象变量的垂直梯度,但是对混合长的大小选择较为敏感;(3)高阶闭合方案,这种方案理论推论较完备,可要求求解的方程太多。ETA模式采取方案(1)。

3 边界层过程对“98·7”长江流域暴雨预报结果的影响

为了说明边界层过程对“98·7”长江流域暴雨降水预报的影响,我们自7月20日起至7月25日,每日从0000UTC开始作24 h预报,共计6个时次的预报,比较有无边界层过程结果的差别。

对降水预报效果的评价采用通常的作法,由Ts评分表示(见表1)。为突出长江流域的降水情况,评分区域取为(100~120°E, 20~40°N),并分为10 mm、25 mm、50 mm 3级。由表可见,除25日0000UTC 10 mm降水在二者评分均很高的情况下,有边界层过程的结果稍低外,考虑行星边界层方案的降水预报结果均好于无边界层过程的结果。换言之,去掉边界层过程,对这6个时次24 h 10 mm、25 mm、50 mm降水预

报的 Ts 评分都有影响,并且对 50 mm 以上的降水影响最为严重,这在此次“二度梅”最强降水时段的 20 日和 21 日预报中表现得更为明显。

表 1 24 h 降水预报的 Ts 评分

降水等级	20 日	21 日	22 日	23 日	24 日	25 日
10 mm	26.1/24.9	28.2/23.0	45.1/38.8	44.8/43.4	39.2/30.6	45.3/45.6
25 mm	22.5/17.3	27.5/22.1	34.3/29.4	27.3/23.8	25.1/12.8	27.5/24.7
50 mm	13.4/3.2	26.2/5.5	20.9/17.2	14.2/12.7	7.7/4.5	13.7/10.3

注:每格数据斜线左方的为有边界层方案 Ts 评分,右侧的为无边界层方案 Ts 评分。

比较降水预报与实际降水分布形势可见(图 1,这里仅给出 7 月 21 日 0000UTC 24 h 预报有、无边界层过程的结果),大范围的降水区在有、无边界层过程的条件变化较小,而 50 mm 以上暴雨区的预报结果则受边界层过程的影响较大。在有边界层过程的试验中,长江流域 50 mm 降水区,沿东西方向呈带状伸展,而无边界层过程的试验中,50 mm 的雨带显著收缩,尤其是雨带的西端与实况差异更大。这清楚表明,边界层过程对暴雨数值预报结果的影响是很明显的。

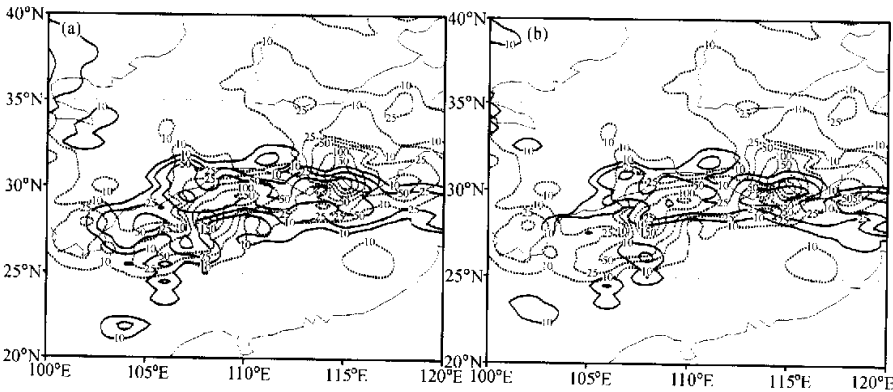


图 1 7 月 21 日 0000UTC 有、无边界层过程 24 h 降水预报(实线)和实况(虚线)(单位: mm)
(a) 有边界层过程; (b) 无边界层过程

4 边界层过程作用的分析

以 7 月 21 日为例,我们进一步分析边界层过程的具体作用。取包含边界层过程的计算为控制试验,与不含边界层过程的试验结果对比分析。

4.1 控制试验

首先看一下此次过程云区的分布特征。图 2 是 7 月 21 日 0000UTC、0600UTC、1200UTC 和 1800UTC 的 TBB(黑体辐射云顶温度)云图,可以看出,7 月 21 日 0000UTC 长江流域东西各有一片对流云区,西面云区(105~110°E)对应为低涡云区,东面的对流云中心位于(115°E, 30°N)附近,是造成 7 月 21 日武汉地区大暴雨的对流云系。0600UTC 东西两片对流云区都有所发展。至 1200UTC 发展得更强盛,几乎连成一条对流云带,且位置有所南压。到 1800UTC,对流已趋衰弱。因此,从本

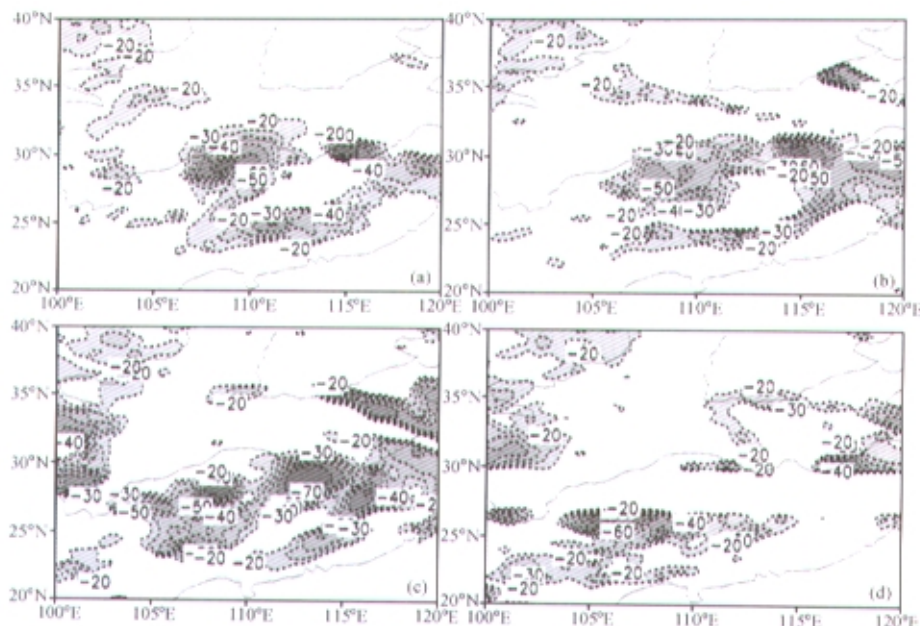


图2 7月21日的TBB云图

(a) 0000UTC; (b) 0600UTC; (c) 1200UTC; (d) 1800UTC

质上看, 东西两片云系似乎应是两个相互独立的系统, 从武汉地区附近始终有 TBB 低值区存在看, 表明一直有中 β 尺度的对流云团维持。

用控制试验 500 hPa 的垂直运动表征预报的对流活动情况 (图 3)。3 h 的结果表明模式开始时刻就反映出了沿长江流域的垂直运动区, 西面的中心位于 (105°E , 30°N), 上升速度最大值为 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$, 对应武汉地区对流区的垂直运动强度为 $-4 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 。6 h 的预报图上, 东西两个垂直运动区都有所发展, 特别是 (115°E , 30°N) 的垂直运动中心明显强盛起来, 中心数值达 $-7 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 。12 h 垂直运动区已发展连成一条覆盖长江流域的上升运动带, 强度为 $-(6 \sim 7) \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 。而到了 18 h, 上升运动区明显减弱。

控制试验 24 h 的降水预报与实况 (图 1a) 比较可见, 整个预报的雨带走向和位置与实况较为一致, 预报长江流域东西各有一个降水的大值中心, 与实际情况的降水中心吻合得较好, 预报的最大雨量约是实际的三分之二, 偏小一些。从预报的垂直运动场上看, 虽然西部的上升运动在积分后期也有南压的趋势, 但 24 h 预报降水中心较实况偏北。

总的说来, 控制试验较为成功地模拟出了实际对流云区及其降水发展减弱的过程, 在时间和空间分布上与实况吻合得较好。

4.2 有、无边界层过程的对比分析

不含边界层过程的降水预报情况 (图 1b) 在第 3 节已作介绍。与控制试验相比,

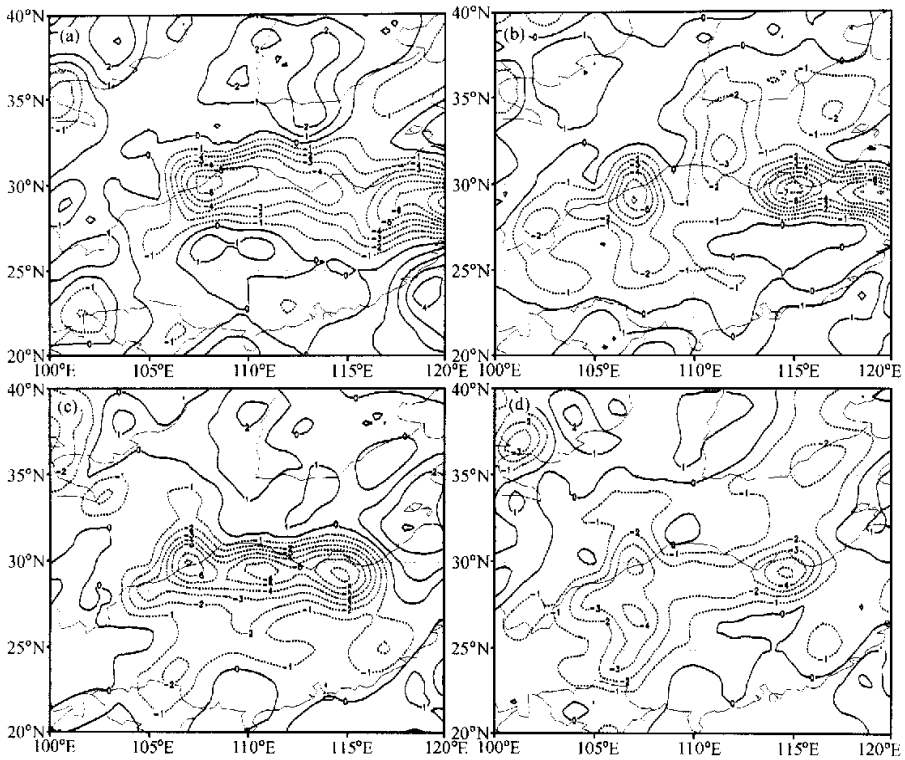


图3 控制试验预报的500 hPa垂直速度场(单位: $10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$)

(a) 3 h; (b) 6 h; (c) 12 h; (d) 18 h

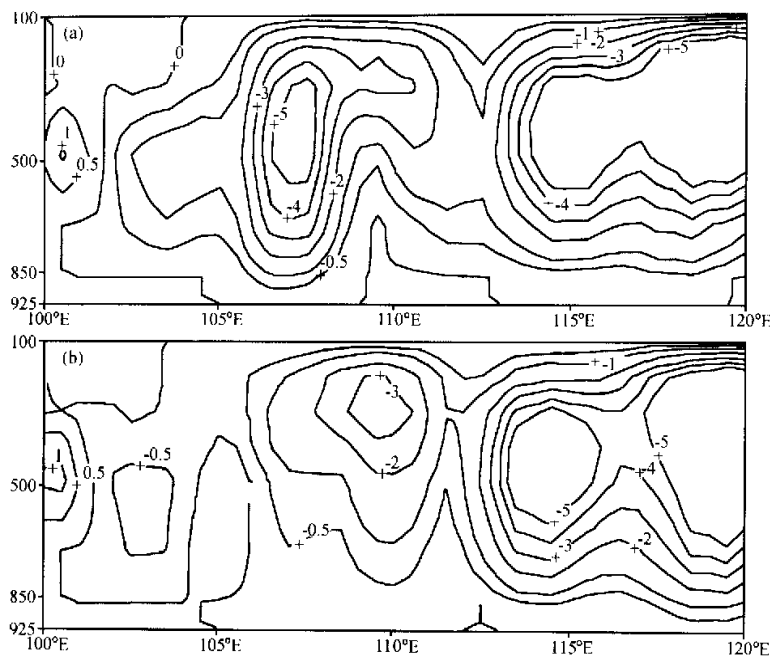
东面对应武汉附近的降水大值区仍在, 但范围有所减小, 西面降水影响较为明显, 控制试验预报50 mm的降水区, 无边界层过程仅为25 mm。

4.2.1 运动场的分析

对结果的分析发现, 去掉边界层过程会影响大气低层的运动场和辐合辐散, 从而引起垂直运动和降水的变化。为从垂直层次上看出这种变化, 沿 29.5°N , 即雨带走向作一东西剖面, 对比有、无边界层过程散度及垂直速度的情况。

3 h的结果(图略), 控制试验中大气低层 $105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 都为辐合, 最大辐合数值为 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 在700 hPa附近。对应低涡及武汉附近的对流云区, 剖面上大气低层东西各有一个辐合中心。相应的垂直上升运动带从 105°E 延伸到 120°E , 400 hPa附近垂直运动最大值达 $-5 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$ 。在此时刻不考虑边界层过程的结果和控制试验差不多, 仅有一些微小的差别。

到6 h(图4, 这里仅给出垂直速度的剖面图)。控制试验剖面图上(图4a), 东西两片对流发展起来, 低层辐合及垂直运动都有所加强。但是, 无边界层过程的剖面图上(图4b), 西部 $105^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{E}$ 的对流却没有发展起来, 相应的垂直运动中心数值约 $-3 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$, 位于300 hPa附近。东部 115°E 的对流中心发展起来, 强度较控制

图4 6 h垂直速度剖面(单位: $10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$)

(a) 控制试验; (b) 无边界层过程

试验还强一些。

12 h (图略), 控制试验中大气低层 $105^{\circ}\text{E} \sim 115^{\circ}\text{E}$ 已形成一强的辐合带, 相应的垂直运动场亦成为带状。而无边界层过程的结果虽在 $105^{\circ}\text{E} \sim 115^{\circ}\text{E}$ 的大气低层也形成一辐合带, 但强度明显较控制试验的要弱, 特别是在 $105^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{E}$, 由此, 西部的垂直上升运动也较弱。无边界层过程中, 东部的辐合及上升运动中心在该时刻仍维持发展, 但范围较控制试验要小。

18 h 控制试验的结果 (图略), 大气低层的辐合带强度已经减弱, 垂直运动带分开为东西两个中心。无边界层过程大气低层的辐合衰减得更快, 垂直运动场上同样分为东西两个更弱的中心。

由以上描述可见, 不考虑边界层过程对大气低层运动场有明显的影响, 使得长江流域西部的对流没能复制出来。从整个降水发展和减弱的特征看, 控制试验与无边界层过程都反映出了发展与消弱这一过程, 但后者减弱更快, 对西部对流的描写明显较差。

为什么低层会出现这种变化? 进一步分析发现, 这是由于对大气低层低涡及其东部切变线形势的预报误差所引起的。不考虑边界层过程的结果 (图略), 低涡南部的西南气流较控制试验平直, 引起其东南侧流场辐合减弱, 同时也影响了低涡东部的切变线。这种差别随着预报的时效逐渐变大。

已有的研究表明, 无边界层过程对低涡的位置、强度预报均有影响^[6]。另外, 华南暴雨的个例研究中^[10], 不考虑边界层过程也是对低层风场的影响最明显。甚至在台

风的研究中,没有边界层过程会使台风的移动路径及强度产生较大偏差^[9],当然,此种情况下下垫面为洋面,边界层的作用要更大一些。我们的个例研究进一步确认了边界层过程的这种影响。

4.2.2 水汽的分析

与降水紧密联系的另一个要素是水汽,因为如果没有足够的水汽,强烈的降水就难于发生。比较控制试验和无边界层过程 850 hPa 的水汽场(图略),无边界层过程在大气的低层表现出水汽含量减少,这种减少不仅仅是在雨区,而是整个区域。暴雨过程中需要有大量的水汽补充维持,其中一部分来自当地边界层的垂直输送,另一部分则是依靠平流作用由雨区周边广大地区水平输送维持。不考虑边界层过程,不仅影响了雨区大气低层的水汽含量,也使得雨区周边地区低层的水汽受到影响。水汽和低层流场配合,影响了以后的降水。从整层大气水汽通量散度图(图略)上可见,与控制试验相比,无边界层过程试验中西部对流云区的水汽通量辐合减少了许多,这当然会使降水减少。

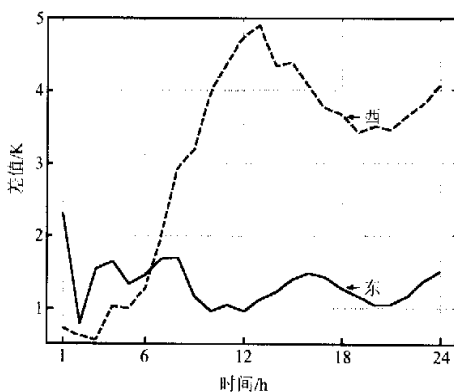


图5 东西降水区两点无边界层过程与控制试验
 $\theta_{500-850}$ 之差随时间变化的曲线

4.2.3 大气不稳定度的分析

大气不稳定度是影响降水的另一个重要因子,从 $\theta_{500-850}$ 的分布看,降水区处于 $\theta_{500-850}$ 水平梯度大值区,由于降水的缘由,雨区呈偏弱的稳定层结,其南侧区为强的位势不稳定区。同水汽场一样,暴雨过程中,大气不稳定度与雨区边界层的作用有关,也与上游高温、高湿及高不稳定能量空气的输送紧密联系。由选取的东西降水区两点无边界层过程与控制试验 $\theta_{500-850}$ 之差随时间变化的曲线(图5)可见,东部大气不稳定度两者的差别随时间变化不大,故对降水影响不大,而西部无边界层过程的大气随

时间变得越来越稳定,从而不利于降水的维持与发展。

5 不同时段及长江南北边界层过程作用的数值试验

为了进一步讨论边界层过程的作用,设计了表2中的一组数值试验。

表2 边界层过程数值试验

试验名称	试验内容
Exp 1	全场前 12 h 有边界层过程,后 12 h 无
Exp 2	全场前 12 h 无边界层过程,后 12 h 有
Exp 3	长江流域南侧区(30°N 为界)无边界层过程,北区有
Exp 4	长江流域北侧区(30°N 为界)无边界层过程,南区有

Exp 1 和 Exp 2 24 h 降水预报见图 6a、6b, 可以看到 Exp 1 的降水与控制试验的十分相近, 而 Exp 2 的结果又和无边界层过程的结果相似。在模式中 7 月 21 日 0000UTC 至 1200UTC, 即相当于前 12 h 的时段, 对应的是降水维持¹⁾与发展阶段, 此后降水逐渐减弱, 这说明边界层过程在降水发生发展的前期影响较大, 后期作用减小。

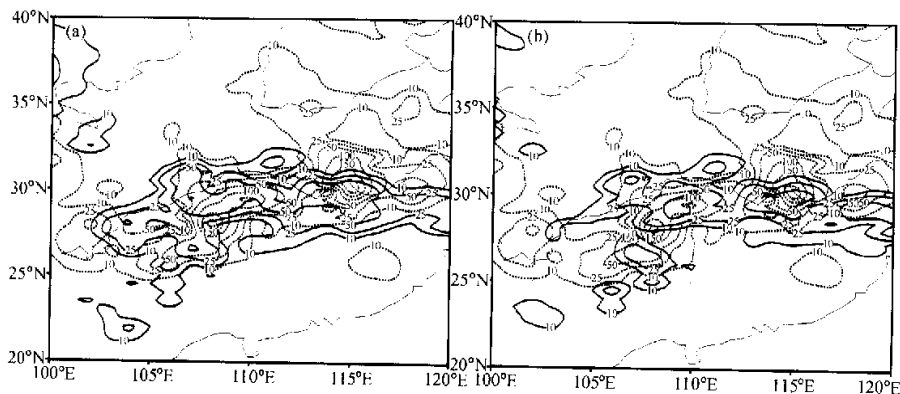


图 6 数值试验 24 h 降水预报 (实线) 和实况 (虚线) (单位: mm)

(a) Exp1; (b) Exp2

对上述试验结果的解释还应该考虑到另一方面。图 7 给出了控制试验计算的 7 月 21 日 0000~1200UTC 和 1200~2400UTC 地表感热通量与地表潜热通量的累计量, 从中可见 7 月 21 日长江流域地表热通量的分布特征。地表潜热通量昼夜都呈南北强中间弱的东西向分布, 雨区对应为潜热通量的小值区, 无论白天还是夜间潜热通量都为正值, 即向上输送; 地表感热通量的空间分布白天也是如此, 但晚上形势恰好相反, 数值上白天为正, 夜晚为负, 亦即向下输送。从辐射的角度看, 太阳短波辐射不是直接加热大气, 而是先加热地面, 然后通过湍流交换过程加热其下层的空气。在雨区因为云层的缘故, 到达地面的辐射少, 故而地面吸收的太阳能少, 地表温度偏低, 地气温差和湿度差减小, 感热潜热通量亦少; 而夜间又因云的存在, 地表辐射降温小于非雨区, 向下的感热通量也小。以上表明, 雨区当地的地表能量通量主要是在该区域降水前对环境条件作用明显, 而在降水发生后作用减小; 非雨区特别是雨区上游区的地表通量大值区, 则对降水的前后期都会通过与低层流场的配置起作用。地表潜热通量在各个时刻都远大于相应时间的地表感热通量, 说明潜热通量远较感热通量重要。

此外, 另一个明显的特点就是地表通量显著的日变化^[11,12]。早晨日出之后, 地面不断增热, 地气温差也越大, 从而地表潜热感热通量也逐渐增大; 至正午前后, 地气温差最大, 地表通量也达最大值; 之后逐渐减小, 日落后, 地面开始冷却, 地气温差减小, 地表通量亦随之减小, 午夜出现最小值。所以图 7 中 0000~1200UTC 地表潜热通量的累计量远大于 1200~2400UTC 的累计, 地表感热通量 1200~2400UTC 的累计量由 0000~1200UTC 的正值变为负值。所以, 对于通常发生在傍晚到夜间的暴雨, 地表通量尤其是前期白天的通量大, 因而对降水具有较大影响^[13,14]。对于发生在白天的降水, 如本个例, 降水在 0000~1200UTC 维持发展, 考虑地表通量在此时段具有较大

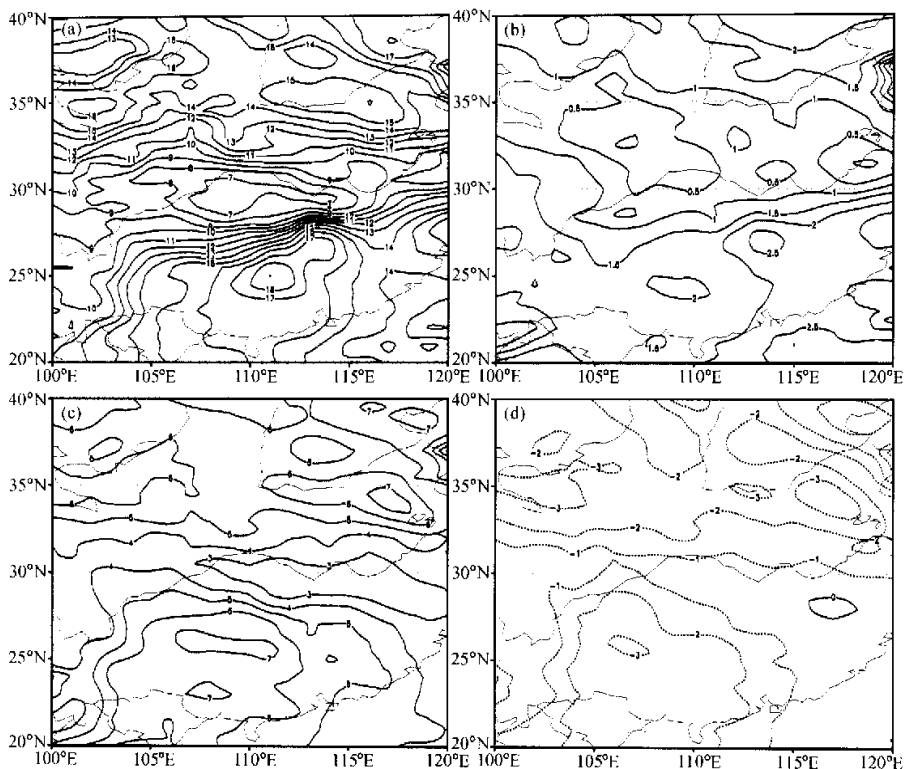


图7 控制试验计算的7月21日地表感热通量与

地表潜热通量的累计量(单位: 10^2 W m^{-2})

(a) 0000~1200UTC 地表潜热通量; (b) 0000~1200UTC 地表感热通量;

(c) 1200~2400UTC 地表潜热通量; (d) 1200~2400UTC 地表感热通量

的数值, 其对降水也会有较大的影响。由此可以看出, 边界层过程的作用不仅与暴雨发生、发展及消亡阶段本身有关, 而且还与各阶段的时间(如白天或夜间)相关联。

Exp 3 和 Exp 4 24 h 降水预报(图略), 长江流域南侧区无边界层过程的 Exp 3 结果和整个区域不考虑边界层过程的结果非常一致, 长江流域北侧区无边界层过程的 Exp 4 24 h 降水预报则表现为影响甚小。这验证了由于长江流域南侧区是地表通量的大值区, 同时也是长江流域雨区水汽、不稳定能量的水平输送源区, 南侧区的边界层过程对下游的降水有着更重要的作用。

6 小结

通过 IAP—ETA 模式对“98·7”长江流域暴雨过程所作的数值分析与试验, 就边界层过程的作用得到如下几点结论:

(1) 降水大范围落区是受大尺度流场所决定的, 但边界层过程对降水预报有影响,

特别是对暴雨的预报具有重要的作用。

(2) 不考虑边界层过程会影响对大气系统的正确预报, 包括影响大气低层的运动场、水汽及大气不稳定度, 从而影响暴雨的预报结果。

(3) 在时间上, 考虑到地表通量有着显著的日变化, 边界层过程的作用不仅与暴雨自身发生、发展及消亡的阶段有关, 也与各阶段的时间(白天或夜间)有联系。

(4) 在空间上, 边界层过程对大气的影响是通过大气流场的重新分布来影响降水的环境条件, 故地表通量分布和低层流场的相互配置作用就十分重要。长江流域南侧区是地表通量的大值区, 也是长江流域雨区水汽、不稳定能量的源区, 它对长江流域的暴雨可能有着更为重要的作用。

上述结论仅是对“98·7”特殊个例分析得到, 并且采用的是总体边界层参数化方案, 虽然也能解释和说明一些问题, 但似乎还显粗糙。今后的工作应采用高分辨率的参数化方案以便更深入地讨论行星边界层对暴雨预报结果的影响。

参 考 文 献

- 1 黄崇辉、徐子红、王鹏飞等, 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 300~313.
- 2 陶诗言、张庆云、张顺利, 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和人尺度环境条件, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 290~299.
- 3 李泽椿、郭进修、董立清, 天气预报在 1998 年夏抗洪防灾中的作用——暴雨成灾引起的气象科学问题的思考, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 333~338.
- 4 赵思雄、孙建华、陈红等, 1998 年 7 月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 368~381.
- 5 陈红、孙建华、贝耐芳等, 1998 年 IAP 汛期暴雨短期数值预测, 气候与环境研究, 1998, 3 (4), 383~389.
- 6 Cheng Lingshen, and Kuo Yinhua, Mesoscale numerical simulation of the influence of PBL parameterization and moist process on development of a shear line vortex, *C. J. Atmos. Sci.*, 1992, 16, 90~100.
- 7 Kuo Yinhwa, R. J. Reed, and S. Low-Nam, Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, 1991, 119, 457~476.
- 8 Nuss, W. A., and S. I. Kamikawa, Dynamics and boundary layer processes in two Asian cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118, 755~771.
- 9 王康玲、何溪澄、杜华武, 用于台风及热带数值预报的行星边界层参数化方案的试验研究, 台风、暴雨数值预报新技术的研究, 北京: 气象出版社, 1996, 45~50.
- 10 孙建华, 华南“94.6”特大暴雨的小尺度对流系统及其环境场研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1999, 131~132.
- 11 吴晓斌、丁一汇、马淑芬, 1991 年江淮暴雨地气通量与混合层结构的研究, 中尺度天气和动力学研究, 北京: 气象出版社, 1996, 269~280.
- 12 马淑芬、丁一汇、祁立新等, 暴雨系统与地表通量的数值试验, 暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究, 北京: 气象出版社, 1996, 286~291.
- 13 高坤、翟国庆, 地面热通量对江淮气旋暴雨影响的模拟试验, 暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究, 北京: 气象出版社, 1996, 292~302.
- 14 翟国庆、高坤, 江南地面热通量对江淮气旋暴雨影响的模拟, 中尺度天气和动力学研究, 北京: 气象出版社, 1996, 282~292.

Numerical Experiments of Effects of Planetary Boundary Layer Processes on Prediction of Heavy Rain in the Yangtze River in July 1998

Dong Peiming, and Zhao Sixiong

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

Abstract The effects of planetary boundary layer processes on the prediction of heavy rain in the Yangtze River in July 1998 are studied by utilizing the ETA model. It is demonstrated that boundary layer is important in the forecast of heavy rain. The major results are as follows: (1) Large scale location of rainband is decided by the large-scale flow patterns. However, boundary layer plays an important role in the prediction of heavy rain. (2) Without boundary layer processes, it is impossible to predict the weather system accurately because the flow patterns, moisture and instability in lower troposphere could not be described correctly, sequentially the forecast of heavy rain is unsuccessful. (3) The surface fluxes assume a significant diurnal variation. So, the effects of boundary layer processes relate not only with the stages of formation, development and dissipation of heavy rain, but also the time (day or night) of formation, development and dissipation. (4) The conditions between north and south area of the Yangtze River are quite different. There are the strong surface fluxes and sources of moisture and instability energy for the rain in south area of the Yangtze River. This area may has more important effects on the rain occurred in the Yangtze River.

Key words: Yangtze River; heavy rain; planetary boundary layer; numerical experiment