

一个载水预报模式的业务预报应用试验

闫之辉 郭肖容 赵俊英

(国家气象中心, 北京 100081)

张玉玲

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

提 要

该文在国家气象中心现行有限区域业务预报模式(LAM)的基础上, 把模式的水平分辨率由 $1^\circ \times 1^\circ$ 提高到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬度网格, 垂直层次由15层变为20层. 在原有物理过程中引入显式降水方案, 并使用HLAFS业务系统的实时资料对1997年8月的一次登陆台风造成的强降水过程进行了个例预报试验, 取得了较为合理的预报效果.

关键词: 载水预报模式 显式降水方案 捕获率 碰并过程

引 言

大气中的降水过程, 尤其是强降水过程的形成是十分复杂的, 它既受大尺度环流背景的支配, 同时也受到水汽条件、中小尺度过程、地形地貌等的影响, 是多种尺度共同作用的结果. 在数值预报模式中, 对于降水物理过程的描写与模式的分辨率有关. 一般说来, 对于模式水平分辨率在50 km以上的大尺度数值预报模式多采用静力平衡模式. 降水过程多以饱和凝结法处理稳定性的大尺度降水, 即当模式中气层被抬升后饱和并发生凝结, 凝结水作为降水立即降落到地面, 其相变过程产生的潜热释放使大气增温, 降水过程中并不考虑云的存在. 对于小于网格尺度的小尺度降水过程如积云对流等, 模式中多采用参数化方法用可分辨的格点尺度变量对积云对流的总效果加以描述. 而对于格点尺度较小的中 γ 尺度的数值预报模式(水平分辨率至少在5 km以下)多采用非静力平衡模式. 这一类模式在时间和空间尺度上可以用显式方法直接描述包括积云对流在内的全部湿过程. 在这类模式中, 水汽凝结后可作为云水存在于大气中, 云水、雨水等作为模式的预报变量由质量守恒定律加以描述, 模式中水汽的相变过程、降水过程中各种微物理过程等多采用Kessler^[1](1969)的方案.

而对介于上述两种分辨率之间的中 α 和中 β 尺度的数值预报模式而言, 随着模式分

* 本文由中国气象局“台风、暴雨监测预报研究成果业务化和推广应用研究”课题及国家气象中心“九五”课题(ZX95-01)共同支持.

1998-06-11 收到, 1998-08-04 收到修改稿.

分辨率的增加,模式可描述的大气运动尺度越来越小,静力平衡假定的使用显然已不再适合,而对大尺度降水过程的处理也越来越不适应,这主要表现在模式中计算垂直速度(ω)的虚假增加和由此产生的降水量的虚假增长.这种虚假增长是由静力假设和缺少液体水的拖曳作用造成的.对于两者的作用,日本学者 Kato^[2](1995)的试验证明,对于水平格距大于 10 km 的数值预报模式而言,模式中引入载水方案比非静力假定更为重要.目前这一类数值预报模式中,降水物理过程多采用大尺度降水和积云对流参数化相结合的方案,其中,积云对流参数化方案与大尺度模式中的方案相似.在大尺度降水过程的处理上,由于模式的分辨率有较大差别,所使用的方案也有明显不同,有的仍采用如前所述的大尺度方法,有的则采用显式降水方案,如加拿大学者 Pudykiewicz^[3](1992)在水平分辨率为 100 km 的区域模式中成功地引入了简单的显式降水方案(只考虑了云水预报方程),NCAR 的 MM4 和 MM5 模式中也都采用了较为复杂的显式降水过程^[4].

目前国家气象中心的业务有限区域模式的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度网格(约 100 km).但随着计算机资源的改善和并行技术的使用,水平分辨率还可望提高到 50~30 km.对于这种尺度的模式引入显式降水过程及有关微物理过程应该是模式改进的一个重要方面.本文采用水平分辨率为 50 km 的网格,在 LAM 模式中引入显式降水方案及有关微物理过程,并进行了实时资料的预报试验.同时对模式中的基本计算方案、显式降水物理过程作详细介绍,并给出对实时资料预报试验结果的分析.

1 基本预报方程

预报模式为球坐标原始方程模式,垂直方向采用 σ 坐标, σ 的定义由下式表示:

$$\sigma = p/p_s$$

σ 坐标下的垂直速度定义为:

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$$

球坐标中的运动方程可写成如下形式:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= \frac{1}{\cos\theta} Z p_s u \cos\theta - \frac{1}{a \cos\theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\phi + E) - RT \cdot \frac{1}{a \cos\theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\ln p_s) - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + F_u \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= - Z p_s v - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} (\phi + E) - RT \cdot \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} (\ln p_s) - \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + F_v \end{aligned}$$

其中, Z 为绝对位涡度, E 为动能, Z 、 E 的定义与原模式中相同^[5].

引入显式降水过程后,模式中的水分可分为三种形式,即水汽 q_v 、云水 q_c 和雨水 q_r .模式中热力学方程、水汽、云水和雨水的连续方程可写成如下形式:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= - \frac{1}{p_s} \left[\frac{1}{a \cos\theta} (p_s u \frac{\partial T}{\partial \lambda} + p_s v \cos\theta \frac{\partial T}{\partial \theta}) + p_s \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \frac{\kappa T}{\sigma} \omega \right] \\ &+ F_T + \frac{L}{C_p} (P_{con} - P_{re}) + Q \end{aligned}$$

其中 ω 为气压坐标下的垂直速度.

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = - \frac{1}{p_s} \left[\frac{1}{a \cos\theta} (p_s u \frac{\partial q_v}{\partial \lambda} + p_s v \cos\theta \frac{\partial q_v}{\partial \theta}) + p_s \dot{\sigma} \frac{\partial q_v}{\partial \sigma} \right] - P_{con} + P_{re} + F_{q_v}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_c}{\partial t} = & - \frac{1}{p_s} \left[\frac{1}{a \cos \theta} (p_s u \frac{\partial q_c}{\partial \lambda} + p_s v \cos \theta \frac{\partial q_c}{\partial \theta}) + p_s \sigma \frac{\partial q_c}{\partial \sigma} \right] \\ & + P_{con} - P_m - P_{rc} + F_{qc} \\ \frac{\partial q_r}{\partial t} = & - \frac{1}{p_s} \left[\frac{1}{a \cos \theta} (p_s u \frac{\partial q_r}{\partial \lambda} + p_s v \cos \theta \frac{\partial q_r}{\partial \theta}) + p_s \sigma \frac{\partial q_r}{\partial \sigma} \right] \\ & + P_m + P_{rc} - P_{re} - \frac{1}{p_s} \frac{\partial v_f \rho g q_r}{\partial \sigma} + F_{qr} \end{aligned}$$

由于水物质的拖曳作用, 相应的静力学方程可变为如下形式:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln \sigma} = - R_d T_v \left(\frac{1 + q_v}{1 + q_v + q_c + q_r} \right)$$

以上各式中, P_{con} 为饱和凝结过程中水汽的凝结率, P_{re} 为雨水下落过程中的蒸发率, P_m 为雨水下落过程中对云滴的捕获率, P_{rc} 为云水向雨水的自动转换率, v_f 为雨滴的下落速度. $F_u, F_v, F_T, F_{qv}, F_{qc}, F_{qr}$ 为上述各项的扩散率, $T_v = T(1 + 0.608q_v)$ 为虚温. 而运动方程和热力学方程中的 T . 则是考虑了水相拖曳后的量, 它由下式表示:

$$T_v = T \frac{1 + q_v}{1 + q_v + q_c + q_r}$$

除上述基本方程外, 模式的变量分布、差分方案、嵌套方案和侧边界条件以及时间积分方案均与原业务模式相同^[5]. 模式的水平分辨率由 $1^\circ \times 1^\circ$ 提高到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 垂直层数由 15 层变为 20 层, 时间步长为 30 s.

2 模式中的微物理过程

模式中除大尺度凝结过程以外, 其它物理过程如积云对流参数化、边界层过程、地面土壤过程和辐射等都与原业务方案相同^[6]. 在显式降水过程中, 微物理过程的处理与 MM4 模式中方案^[4]基本相同, 主要包括: 云水向雨水的自动转换过程, 雨水下落过程中与云水的碰并过程, 云水雨水的蒸发和雨滴下落速度的参数化. 模式中液体水和冰的相变过程未被考虑.

(1) 水汽的凝结过程 设未考虑凝结过程时的变量记为 T^* 、 q_v^* 和 q_c^* , 那么, 由凝结过程产生的水汽场的变化为:

$$\Delta M = q_v^* - q_{vs}^*$$

其中, q_{vs}^* 为 T^* 温度下的饱和比湿. 凝结可分为以下三种情况:

① $\Delta M > 0$, 即为饱和状态. 此时有凝结发生, 凝结率为:

$$P_{con} = \frac{r_1 \Delta M}{\Delta t}$$

其中,

$$r_1 = \frac{1}{1 + \frac{L_v^2 q_{vs}^*}{R_v C_{pm} T^{*2}}}$$

式中, L_v 为水汽的凝结潜热, R_v 为湿空气的定压比热, $C_{pm} = C_p(1 + 0.8q_v)$.

② $\Delta M < 0$, 且 $q_c^* > 0$, 此时气柱未饱和, 但大气中有云水存在, 将产生蒸发. 为了保证蒸发总量不超过云水总量, 蒸发分为两种情况:

$$\text{当 } (q_c^* + r_1 \Delta M) \geq 0 \text{ 时, } P_{con} = \frac{r_1 \Delta M}{\Delta t}$$

$$\text{当 } \Delta(q_c^* + r_1 \Delta M) < 0 \text{ 时, } P_{con} = \frac{q_c^*}{\Delta t}$$

③ $\Delta M < 0$, 且 $q_c^* = 0$, 此时, 大气未饱和且无云水存在, $P_{con} = 0$.

由上述过程产生的凝结水作为云水储存于气柱中, 并随空气一起运动. 积云对流过程产生的水汽变化由对流参数化方案另行处理, 并不包含在此过程中.

(2) 云水向雨水的自动转换过程 当气柱中所含水汽饱和并发生凝结时, 凝结的液体水就成了云水. 随着凝结过程的增强, 大尺度动力过程的辐合作用等, 云水密度不断增大, 当云水密度超过某临界值时小云滴就开始聚集逐渐变成为雨滴. 云水向雨水的转换与云水密度临界值之差成正比.

(3) 碰并过程 由于雨滴的尺度大于云滴, 其下落速度也比云滴快, 在下落过程中雨滴不断与其下落路径中的云滴相碰撞, 并逐渐增大, 当雨滴降落到地面时就形成了雨水. 雨水对云水的捕获率正比于云水和雨水密度.

(4) 云水和雨水的蒸发 在云水的运动过程中如所遇空气所含水汽不饱和时将产生蒸发, 使其周围的环境大气增湿、冷却, 直至周围的大气完全饱和或云水完全被蒸发为止. 雨水在下落过程中如遇到不饱和层时, 由于雨水的下落速度较快, 仅有部分雨水被蒸发, 其蒸发率被表示为相对湿度、气温和气压的函数.

(5) 雨滴下落速度 由于雨滴的质量较大, 在随空气团的运动过程中, 具有相对于空气团的下落运动. 一般说来, 这一下落速度大于环境空气的垂直运动. 雨滴的下落速度与雨水的密度成正比.

3 1997年11号台风造成暴雨过程的数值试验

为了检验模式载水方案的合理性及对强降水过程的预报能力, 我们选择了1997年第11号台风在我国东南沿海登陆后北上, 在东北地区造成的一次大暴雨过程进行个例预报试验. 1997年8月18日前后, 11号台风在我国浙江沿海登陆, 登陆后由于受到地面摩擦等作用, 中心气压迅速减弱, 并沿东部地区北上, 穿过华东、华北部分地区和渤海湾, 于20日在我国辽宁省第二次登陆并造成了强降水过程. 根据常规观测站(辽宁黑山站)观测到的降水记录, 此次降水过程的中心最大降水量为160 mm/24 h. 我们以8月20日00:00(UTC)为初始场, 使用HLAFS系统的实时资料进行了预报试验. 试验中, 初始场和侧边界条件在水平方向上采用双线性插值方案, 从 $1^\circ \times 1^\circ$ 插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬度网格, 垂直方向上采用 $\ln p$ 线性插值方案, 由15层插值到20层等 σ 面. 对于云水和雨水, 积分的初始时刻取为0.

图1a为8月20日00:00到21日00:00的24 h降水观测实况, 图1b用业务预报模式(方案1)以8月20日00:00为初始场作出的降水量24 h预报, 图1c和图1d分别为业务模式高分辨率版本(方案2)和引进显式方案后的载水模式(方案3)相应的降水量24 h预报结果. 三个方案都成功地预报了东北地区的这次强降水过程, 可以说载水方案并未显示出

明显的优势. 但是, 对于浙江沿海的一个较弱的降水中心(最大降雨量为 28 mm), 尽管方案 2 的预报比实况强, 方案 2 和方案 3 的预报都优于业务模式的预报, 在该区域报出了 25 mm 以上的降水中心, 而业务预报在这一地区只报出了小雨. 对于我国华南地区的降水中心(最大降水量为 25 mm), 三方案对雨区的预报位置偏北且强度偏强, 尤其是方案 2 的预报最大降水量达 100 mm 以上, 这显然是由于缺少水项物质的拖曳作用而产生的虚假增长.

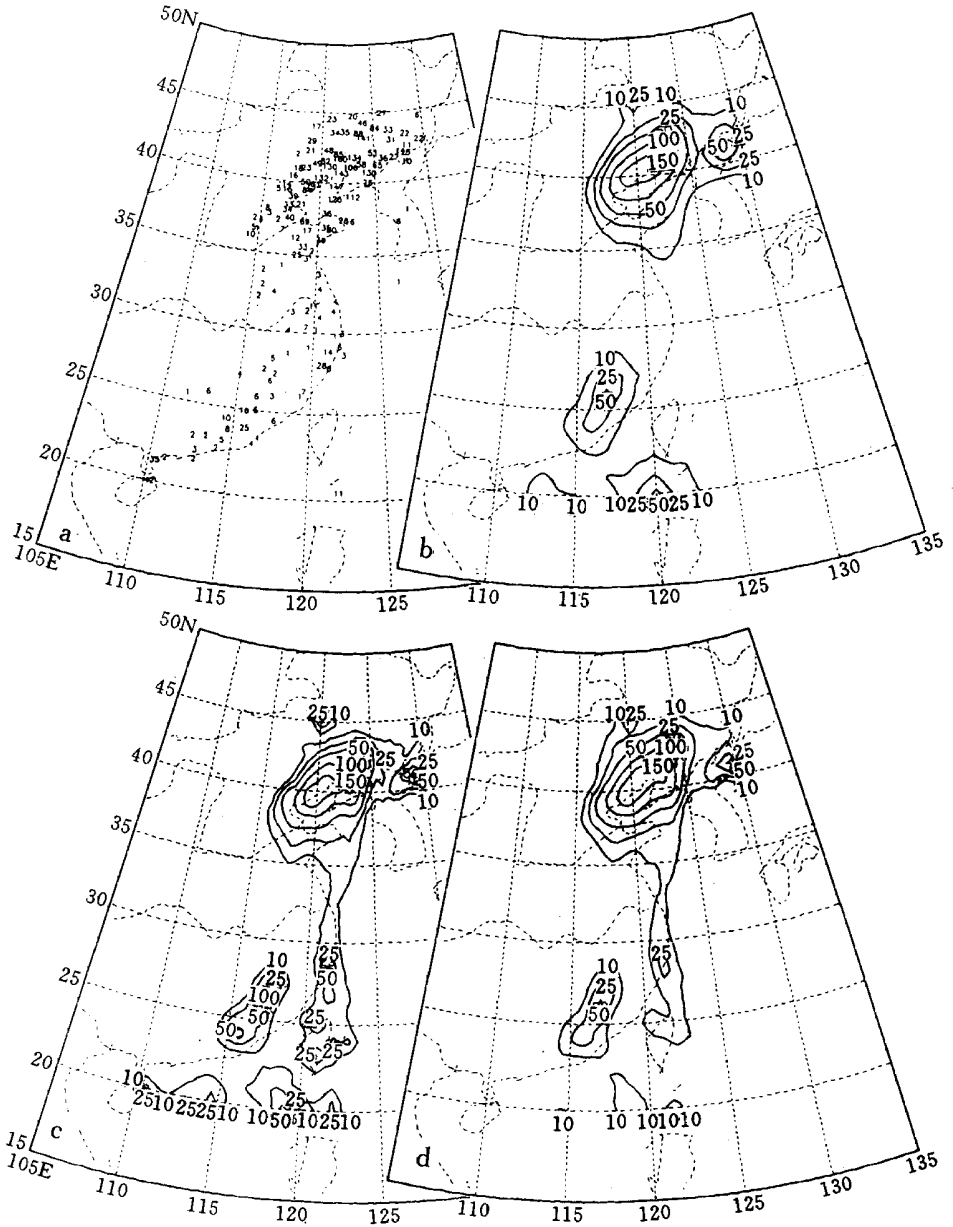


图1 (a)1997年8月20日00:00~21日00:00降水实况
(b)(c)(d)分别为方案1、方案2、方案3 24 h 降水量预报

表1中给出了三个方案的24h降水预报的 T_s 的评分.从 T_s 评分情况可以看出,对于24h预报除1mm这一量级外,方案3的预报结果明显优于另外两个方案.值得注意的是,由方案2作出的预报总的看来还不如方案1的预报结果.

表1 以1997年8月20日00:00为初始场的24h降水量预报 T_s 评分对比

降水量(mm)	方案1	方案2	方案3
1	0.498	0.418	0.438
10	0.430	0.422	0.489
25	0.446	0.431	0.505
50	0.474	0.483	0.519
100	0.400	0.400	0.500

联系图1的分析,是否可以认为单纯提高模式的分辨率,而不考虑云水和雨水的拖曳作用则会使模式中计算的垂直速度和降水量虚假的增长,过强的降水量预报可能使得 T_s 下降.因此,当水平格距减小到50km后引入显式降水过程看来是十分必要的.

图2给出了三个方案24h中心降雨量预报结果的对比.图中从左到右分别为方案1、方案2和方案3的预报结果,RT为总降水,RL为可分辨尺度降水,RC为对流降水.从图中可以看出,随着分辨率的增加,对流降水在总降水中所占比重有所降低,而可分辨尺度降水有所增加,当分辨率增加后原来意义上的次网格对流降水的一部分无疑要转化为可分辨尺度降水,这是可以理解的.

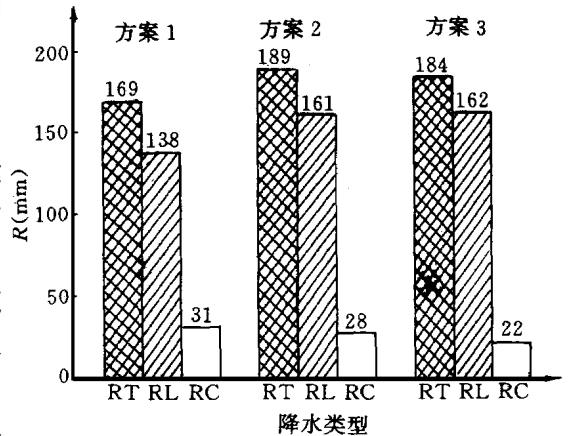


图2 方案1,方案2,方案3
24h中心降雨量预报

图3a给出了位于 $41^{\circ}\text{N}122^{\circ}\text{E}$ 强降水中心云水含量 q_c 随时间的变化情况.图中垂直坐标为等 σ 面的层次序号,水平坐标为预报时效, q_c 的单位为 g/kg .从图中可以看出:由于初始时刻 q_c 为0,在预报初期的一段时间里 q_c 随时间逐渐增大,大约1个多小时以后,云水含量达到 $0.5\text{g}/\text{kg}$,并开始向雨水转化.从初始时刻到18h这段时间里,云层逐渐变厚,云顶可达200hPa以上,超过 $0.5\text{g}/\text{kg}$ 的云水含量区位于500hPa以上,而且随时间的增加变厚,最大云水含量在 $0.6\text{g}/\text{kg}$ 以上,出现在12h前后.18h后,云顶迅速降低,云层变薄.与该降水中心较近的锦州站的降水观测结果(见图3b)表明,最大降水出现在第6到12h,12h后降水强度明显减弱,降水过程在18h后逐渐结束.云水分布的变化与降水实况的演变基本上是一致的.

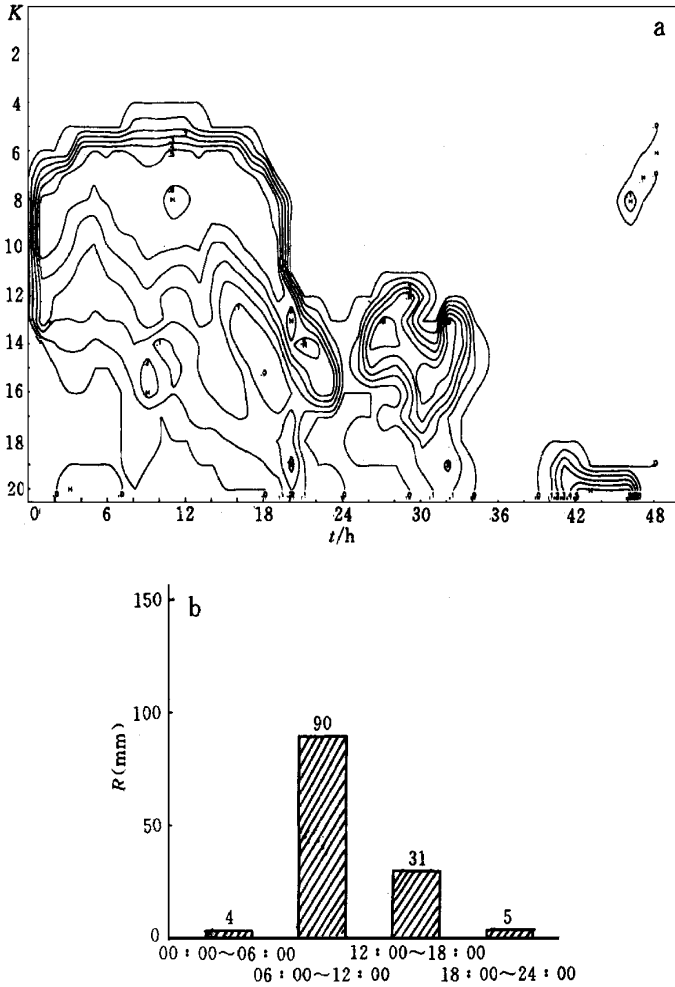


图 3 (a)41°N 122°E 处强降水中心云水含量随时间的演变

(b)锦州 1997 年 8 月 20 日 00: 00~ 21 日 00: 00 6 h 降水量

图 4 中给出了以 1997 年 8 月 19 日 00: 00 为初始场由方案 3 作出的 24 h 云水预报结果与对应的卫星云图的对比. 图 4a 为 1997 年 8 月 19 日 23: 33 的红外云图, 图中实线所围的区域为模式预报的输出范围. 图 4b 和图 4c 分别给出了 300 hPa 和 500 hPa 等压面上模式作出的 24 h 云水含量预报. 由图可见, 由模式作出的 24 h 云水预报与红外云图上覆盖华北及东北地区的低涡云系的分布基本上是一致的, 只是向南一直延伸到台湾地区狭长云带的预报较实况略为偏西, 此外, 日本南部琉球群岛附近的一条亮云区, 预报图上也有反映, 但位置也明显偏西.

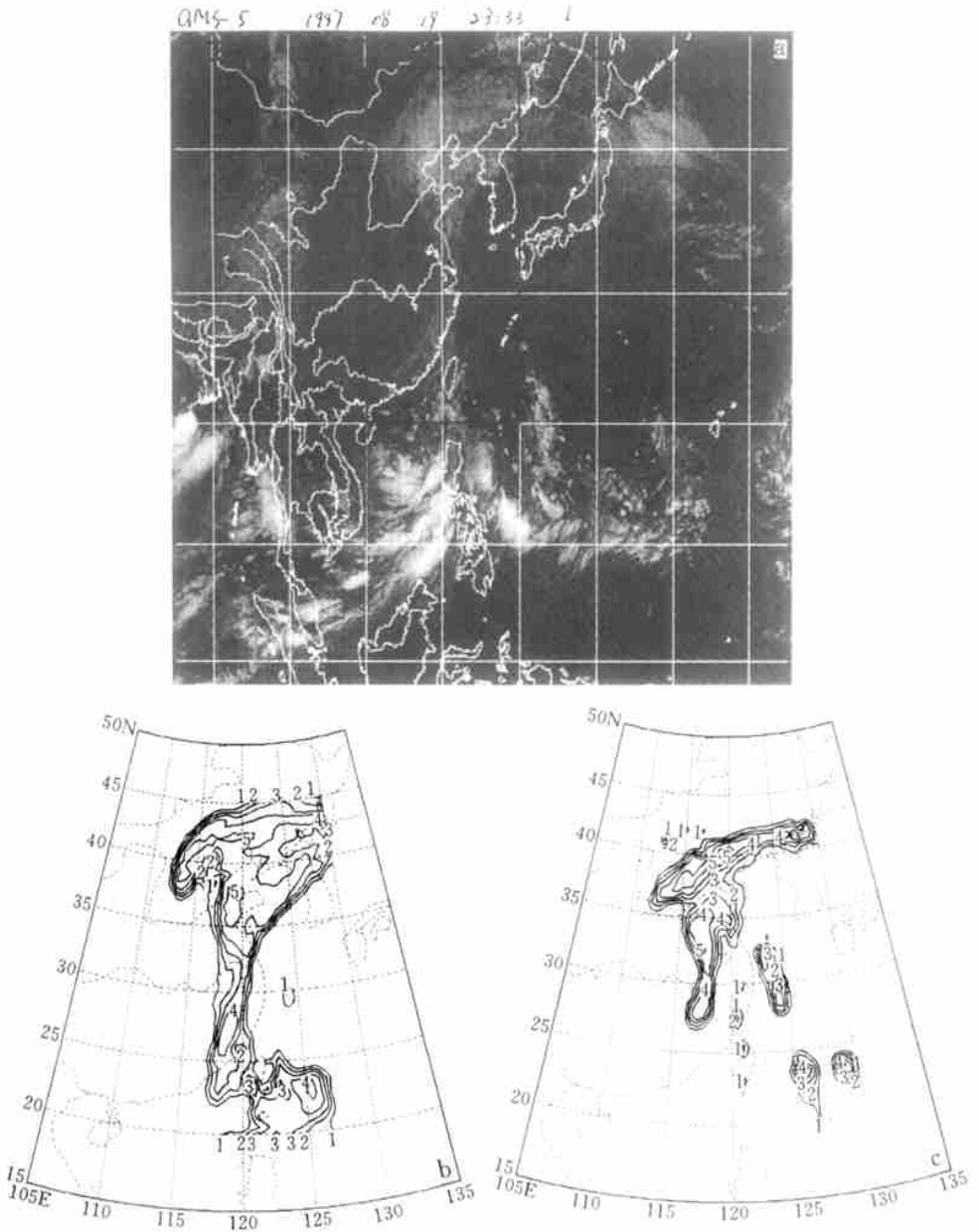


图4 1997年8月19日23:33红外云图(a)
与相对应的300 hPa(b)和500 hPa(c)的24 h云水预报对比

4 结 论

(1) 模式水平分辨率提高(50 km 以下)时,引入显式物理过程是十分必要的,它对于动力过程的描述更加精确,对大尺度凝结过程和云物理过程的描写更为细致、合理.

(2) 模式的个例预报试验结果也表明,改进后的载水模式能够合理地描述模式大气中

的云水分布和云水发展的时间演变, 大尺度降水与对流降水的比例等, 对于降水量预报和强降水落区的预报也较业务预报模式有所改进, 尤其对于 24 h 的降水预报改进更为明显.

(3) 由于在业务预报模式中首次引入载水方案, 方案本身的一些参数仍有待调整, 在载水方案与积云对流参数化方案、辐射方案等物理过程的协调性, 云水雨水初始场的形成等方面也需要进一步完善.

参 考 文 献

- 1 Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, 1969, **10**(32): 1~ 84.
- 2 Kato T. Hydrostatic and non-hydrostatic simulations of moist convection: applicability of hydrostatic approximation to a high-resolution model. International workshop on limited area and variable resolution models. Beijing, 1995. 91~ 95.
- 3 Pudykiewicz J, Benoit R and Mailhot J. Inclusion and verification of a predictive cloud water scheme in a regional numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **120**(4): 612~ 626.
- 4 Anthes R A, Hsieh E Y and Kuo Y H. Description of the Penn State/NCAR mesoscale model Version 4 (MM4). NCAR/TN- 282+ STRNCAR technical note. 1987.
- 5 Yan Zhihui, Guo Xiaorong, Xheng Guoan, et al. The limited area analysis and forecast system and its operational application. *Acta Meteorologica Sinica*, 1996, **10**(3): 295~ 308.
- 6 闫之辉, 赵俊英, 朱琪, 等. 高分辨率有限区域业务数值预报模式及其降水预报试验. *应用气象学报*, 1997, **8**(4): 393~ 401.

FORECAST EXPERIMENT FOR OPERATIONAL APPLICATION OF WATER LOADING PREDICTION MODEL

Yan Zhihui Guo Xiaorong Zhao Junying

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Zhang Yuling

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract

This paper is based on the operational limited area prediction model run in National Meteorological Center. The horizontal resolution was increased from $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ to $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ grid in latitude and longitude. The vertical layer was increased from 15 to 20, and the explicit precipitation scheme was introduced into the model physical processes. Using the improved model, a case of forecast experiment on heavy rainfall caused by a landing typhoon in August, 1997 was made, and the results are reasonable.

Key words: Water loading prediction model Explicit precipitation scheme Capture rate Collection process