

异模式嵌套及中期降水数值预报的试验*

甘少华 张立凤 张 铭

(解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

摘 要 成功地将一有限区域细网格模式嵌套在 $T_{63}L_9$ 全球谱模式中, 并利用该嵌套模式做了降水中期数值预报的试验。结果表明, 嵌套的细网格模式预报的中期降水明显地优于该谱模式。要做好中期降水预报, 使用嵌套模式是必要的。

关键词: 数值预报; 嵌套; 降水

1 引言

降水是一种重要的天气现象, 暴雨和持续性降水经常造成重大的灾难和经济损失。目前, 以数值预报方法为主, 包括天气学、统计学等方法制作的短期降水预报质量令人鼓舞, 短期降水数值预报也已投入业务预报。但对降水的中期预报大多采用天气学、天气统计学等方法, 随着中期数值预报质量的提高, 以数值预报形势场为基础的统计预报, 即动力-统计预报, 也成为中期降水预报的一种重要方法^[1]。

近年来, 随着微机性能的大幅度提高, 在高档微机平台上制作中期数值预报已成为可能^[1]。目前我们已在微机上研制成功了 $T_{63}L_9$ 全球中期谱模式, 其预报形势场可用天数已达 5 d; 然而由于该 $T_{63}L_9$ 谱模式的分辨率仍较粗, 尚难制作质量较高的中期降水数值预报, 因此在现有模式及计算条件下, 采用套网格模式制作中期降水预报则是一个可行的方案。

套网格方案从 60 年代提出后就引起了人们的注意, 并在国内外数值预报业务中得到广泛应用^[2]。套网格方案在边界附近容易产生寄生波^[3,4], 为克服边界附近的寄生波, 人们提出了不少办法, 主要有海绵边界条件、辐射边界条件、Davis 物理量松弛法和 Perkey 倾向松弛边界条件等^[5,6]。特别是对两异模式的嵌套, 来自两模式间的变量不协调总是难免的。这种不协调主要来自两模式的水平、垂直插值误差和两模式中物理过程差异所造成的系统性误差, 故异模式的嵌套在嵌套模式的制作中难度较大。

为达到既能预报天气形势, 又能制作质量较高的中期降水数值预报, 本文将一个有限区域细网格模式单向嵌套在 $T_{63}L_9$ 谱模式中, 并利用嵌套模式, 对 1994 年 5 月的一次降水过程进行了数值模拟。该两模式的嵌套属于难度较大的异模式嵌套。

1999-08-10 收到, 1999-11-22 收到修改稿

* 空军专项课题“微机航空中期数值天气预报业务系统”资助

1) 张立凤等, 中期数天气预报在微机上的实施, 江苏省 98 气象学术交流会论文摘要汇编

2 模式简介

2.1 全球中期谱模式

本文采用的全球中期谱模式 $T_{63}L_9$ 是在中国科学院大气物理研究所的 $T_{42}L_9$ 谱模式基础上开发研制的¹⁾。该模式水平方向采用球坐标系, 转化为谱空间时采用三角形截断, 截断波数为 63。模式垂直方向采用 σ 坐标系, $\sigma = p/p_s$, 这里 p 为气压, p_s 为地面气压。模式垂直分为 9 层, 层顶气压 $p_t = 0.0$ hPa, δ 放在半层上, 其余各变量放在整层上。该模式采用的是半隐式时间积分格式, 该格式将原始方程组中的快慢过程分别处理, 这样时间步长可以放大, 计算量却小得多。为避免用中央差分格式引起的计算波, 采用了线性时间滤波。该模式包含的物理过程与 $T_{42}L_9$ 类似, 其有辐射、垂直扩散、地面过程、大尺度降水、积云对流参数化、次网格地形重力波参数化等等。

该模式的输入为 12 层标准等压面 (50、70、100、150、200、250、300、400、500、700、850、1 000 hPa) 上的位势高度场 (H)、风场 (u, v) 和 6 层标准等压面 (300、400、500、700、850、1 000 hPa) 上的相对湿度场; 模式的输出为 7 层标准等压面 (1 000、850、700、500、300、200、100 hPa) 的位势高度场、风场、温度场、比湿场、海平面气压场和降水量等。

2.2 有限区域细网格模式

本文嵌套所采用的有限区域细网格模式为 MM4 (以下简称为细网格模式)。模式水平网格系统为地图投影直角坐标系, 采用“Arakawa B”形网格, 这种网格将动量

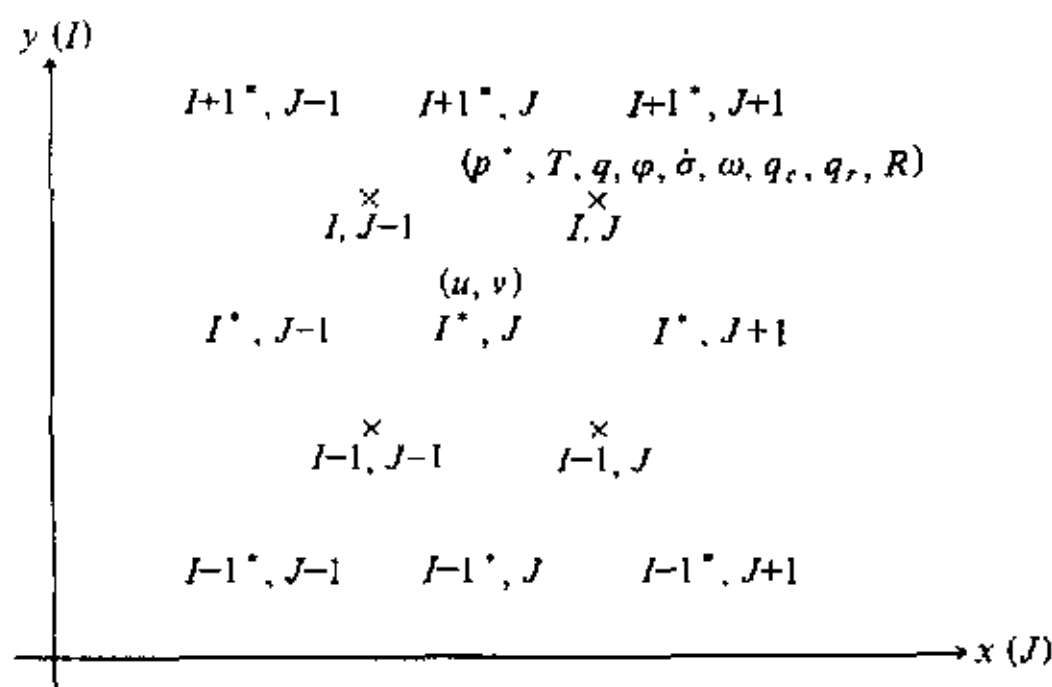


图 1 MM4 模式中 σ 面上网格变量的配置

(p^*u)、(p^*v) 定义在 DOT 点 (圆点) 上, 而其他变量定义在 CROSS 点 (叉点) 上 (参见图 1)。模式的水平区域及格点总数是可变的, 本文采用 41×31 网格点, 网格距取 80 km。该模式也采用 σ 坐标系, 但 $\sigma = p^*/(p_s - p_t)$, 这里 p_s 为地面气压, p_t 为模式层顶气压, 其值取为 100 hPa, $p^* = P - p_t$, p 为气压。为了与高分辨率边界层相互协调, 该模式垂直分为 15 层, 并采用不等距分层, 大气低层分得细一点。各变量在垂直方向

也是交替分布的, 其中垂直速度 δ 放在整 σ 层上, 而其他变量放在半 σ 层上。为了减小计算波引起的高频能量堆积, 时间积分中采用了 Asselin 滤波方案进行时间滤波, 该方案的时间积分步长要比经典的蛙跃方案大 1.6 到 2 倍。模式包含垂直扩散、辐射、边界层过程、Kuo-Anthes 的对流参数化方案、对流调整等物理过程。该模式是一个有限区域模式, 可采用固定、时变、流入流出及海绵等侧边界。该模式的详细情况则可参见

1) 纪立人等, 全球中期谱模式 $T_{42}L_9$ 技术说明, 1993。

Erh-Yu Hsie 的模式说明¹⁾。

该模式的输入为 15 层等 σ 面的 p^*u 、 p^*v 、 p^*T 、 p^*q ，以及格点地形高度、地面气压、地面温度和投影系数等；而模式的输出则为 15 层等 σ 面的 p^*u 、 p^*v 、 p^*T 、 p^*q 以及地面气压、地面温度和降水量等，这里 T 为气温， q 为比湿。

3 模式嵌套实施方案

3.1 两模式的差别

由前简介可知，该细网格模式水平方向采用的是地图投影直角坐标系，而全球谱模式水平方向则采用的是球坐标系。垂直方向虽然两模式都采用 σ 坐标系，但两模式在垂直方向上的模式层顶、模式分层及变量分布都不一样。另外，两模式的输入、输出以及预报变量也不一样。表 1 给出了两模式的主要不同之处。

表 1 两模式的主要差别

项目 \ 模式	全球谱模式 $T_{63}L_9$	有限区域细网格模式
坐标系	水平球坐标系，垂直 σ 坐标， $\sigma = p/p_s$	水平地图投影直角坐标系，垂直 σ 坐标， $\sigma = (p - p_t)/(p_s - p_t)$
垂直分层	9 层，模式层顶为 0 hPa， σ 在半层，其余变量在整层	15 层，模式层顶气压 $p_t = 100$ hPa， σ 在整层，其余变量在半层
输入	12 层等压面的 H, u, v ，6 层等压面的相对湿度	15 层等 σ 面的 $p^*u, p^*v, p^*T, p^*q, p^*$ 等
输出	7 层等 p 面的 H, u, v, T, q 等	15 层等 σ 面的 $p^*u, p^*v, p^*T, p^*q, p^*$ 等

由表 1 可以见，两模式的输入和输出对数据的要求存在明显差异。谱模式的球面经纬网格输出场须经过合适的坐标变换、水平插值和垂直插值，才能构成在水平方向为地图投影平面直角网格分布、垂直方向为 15 层 σ 面的细网格模式的数据输入场。

3.2 有限区域细网格模式的初值形成

(1) 坐标变换和水平插值

首先，根据所用资料场的球面经纬网格分布特征，结合关注地点的经纬度值，挖取部分球面经纬网格资料，使关注地点的经纬度值尽可能处于挖取资料的中心，本文取有限区域预报的中心点为 (120°E, 35°N)。其次，采用 Lambert 投影方式，将挖取的部分球面经纬网格资料转换为地图投影直角平面资料。因规则的经纬网格点上的资料投影到地图投影直角平面上后，不在该直角平面的网格点上。最后，采用逐步订正的客观分析方法，将其订正到细网格模式的直角平面网格点上。

(2) 地面气压场 p_s 的计算

通常各种资料中（包括谱模式的输出场）只提供了温、压、湿、风和海平面气压场，而地面气压场 p_s 缺省。但 p_s 是 σ 坐标系中关键的变量，且细网格模式预报方程中的变量大都是以物理量乘以 $(p_s - p_t)$ 来表示，因此必须求取地面气压 p_s 场。而求取 p_s 场则首先须算得细网格模式格点上的地形高度。为此，根据已有的北半球 5' × 5' 的高分

1) Erh-Yu Hsie, MM4 Penn State / NCAR Mesoscale Model Version 4 Documentation, 1987.

分辨率经纬网格地形资料, 采用文献[1]中同样的步骤, 算得细网格模式各个网格点上的地形高度场 h_s 。然后利用求得的 h_s , 海平面气压 p_0 , 850 hPa、700 hPa 和 500 hPa 的高度、温度等因子来计算 p_s 。

(3) 垂直插值

变量的垂直插值采用内插和外插。内插采用对数气压线性插值。外插的一般准则是给外插场一个常数值, 即高于模式最高层的所有格点赋予模式最高层的值, 低于模式最下层的所有格点赋予模式最下层的值。

由谱模式输出的经纬网格资料, 采用上述水平和垂直插值后就可得细网格模式的格点值, 再乘以 p^* , 这样就得到了细网格模式的输入初始场。

3.3 侧边界嵌套处理方案

对有限区域细网格模式边界的取法, 近年来虽有不少讨论, 但至今还没有令人满意的结论。从经验来看, 一个好的侧边界条件应当是: 在流入处, 天气尺度的波能准确地确定; 在流出处, 这种波能通过边界而不产生大波幅的反射波; 在细网格内产生的快速重力惯性波应能通过边界, 至少不会因边界的反射而使其波幅过分增强。

一般制作单向套网格预报, 大多在内边界附近建立一个“过渡区”, 采用物理量松弛或物理量倾向松弛的办法使粗细网格预报量逐步过渡。由于这里将差分模式嵌套于谱模式中, 两模式的水平、垂直插值误差和两模式中物理过程差异, 以及由两模式分辨率不同引起的地形坡度不同所造成的系统性误差, 总是存在的。为了减小这些误差的影响, 本文在做嵌套网格预报时, 在边界上采用了物理量倾向松弛技术, 其具体做法如下:

(1) 将谱模式 $T_{63}L_9$ 预报值以 δT 的时间间隔进行输出, 并按照上面所述的方法进行坐标变换、水平插值和垂直插值, 得到细网格模式边界过渡区中网格点上的值 \bar{F} 。

(2) 在 δT 的时间间隔内, 在细网格模式网格点上, 按下式计算由谱模式提供的边界倾向值:

$$\left(\frac{\partial \bar{F}}{\partial t}\right)^{(c)} = \frac{\bar{F}(\tau + \delta T) - \bar{F}(\tau)}{\delta T} \quad (1)$$

(3) 在 δT 的时间间隔内, 在细网格模式积分每一时步, 将由(1)式计算得到的谱模式提供的物理量倾向与细网格模式提供的物理量倾向 $\partial F / \partial t$ 按下式进行加权平均, 从而得到细网格模式网格点上新的物理量倾向, 即

$$\left(\frac{\partial \bar{F}}{\partial T}\right)_{i,j}^{(c)} = W(N) \left(\frac{\partial F}{\partial T}\right)_{i,j}^{(c)} + [1 - W(N)] \left(\frac{\partial \bar{F}}{\partial t}\right)_{i,j}^{(c)} \quad (2)$$

其中 N 、 $W(N)$ 分别为边界过渡区格点数和倾向松弛系数。对变量 p^*u 、 p^*v , 边界过渡区取5圈格点, 其余变量取4圈格点, 即

$$N = \begin{cases} 4 & \text{在CROSS点,} \\ 5 & \text{在DOT点.} \end{cases} \quad (3)$$

而倾向松弛系数 $W(N)$ 从边界向内依次取值:

$$W(N) = \begin{cases} 0.0, 0.4, 0.7, 1.0, & \text{在CROSS点,} \\ 0.0, 0.25, 0.5, 0.75, 1.0, & \text{在DOT点.} \end{cases} \quad (4)$$

时间间隔 δT 的选取即要考虑到预报效果好, 又要考虑到计算量的大小, 两者权衡, 经

试验这里 δT 以 3 h 为最佳。

上述模式嵌套方案实施后, 该有限区域细网格模式可以稳定积分 5 d 以上, 天气系统可自由出入边界。

4 嵌套模式对一次降水过程的模拟试验

利用以上嵌套模式, 对 1994 年 5 月 11 日到 14 日的一次降水过程作了模拟试验。

4.1 天气过程介绍

1994 年 5 月 11 日 20 时, 我国东部地区上空从低层到高层受高压脊控制, 700 hPa 高度上脊线位于 116°E 附近。24 h 后, 即 5 月 12 日 20 时, 700 hPa 高度上高压脊东移至 126°E 附近, 长江流域上空低层到高层受高压脊后的深厚西南暖湿气流控制。48 h 后, 即 5 月 13 日 20 时, 汉口以东有一低压槽, 江淮流域上空受此槽前西南气流控制。72 h 后, 即 5 月 14 日 20 时, 此低压槽东移发展, 在朝鲜半岛生成一闭合低压, 700 hPa 高度上低压槽位于 121°E 附近。

在该有利的空中环流形势诱导下, 5 月 12 日 20 时, 江淮地区有一气旋生成, 苏北沿海一带出现降水。5 月 13 日 08 时, 气旋中心略有东移, 长江中下游出现大片降水。红外卫星云图上, 长江中下游地区上空出现明显的对流降水云系。13 日 14 时, 气旋东移, 降水区随之东移至长江口附近。红外卫星云图上可见对流降水云团略有东移, 杭州一带出现大片雷暴, 且地面最大风速观测到 14 m/s 。14 日 02 时, 气旋中心东移至 (120°E , 32.5°N), 降水区向山东半岛北伸。

图 2 是根据 11 日 08 时至 14 日 08 时常规天气图的测站记录描绘的 3 个时段的 24 h 降水量图。

从图 2 可见: 11 日 08 时至 12 日 08 时, 降水区域主要集中于日本九州岛和四国岛附近; 另外, 长江三峡附近和河套地区东南部也有降水。12 日 08 时至 13 日 08 时主要降水出现在苏北、山东半岛一带和长江三峡附近, 从天气图上可以统计出有 3 个降水中心, 24 h 降水量分别为 48.7 mm 和 34.2 mm 和 41.2 mm 。13 日 08 时至 14 日 08 时 24 h 降水则集中于我国东部长江口沿海一带, 出现 3 个降水中心, 其中九江附近出现的 24 h 最大降水量达 107.1 mm ; 长江口观测到的降水中心值为 32.9 mm ; 另一个降水中心位于安庆以西, 降水中心值为 64.8 mm 。

4.2 嵌套模式对形势场的预报

为了解嵌套于 $T_{63}L_9$ 中的细网格模式对这次降水过程的预报能力, 本文利用 1994 年 5 月 10 日 20 时的同化资料, 按照前面介绍的计算方案积分 84 h, 考虑到降水主要和低空的形势场密切相关, 故首先分析 700 hPa 高度上的环流形势。

在 700 hPa 高度场上, 24 h 预报与实况相比, 位于 116°E 附近的高压脊、对马海峡附近的低压槽的位置与实况非常接近, 只是强度略有偏弱; 48 h 预报的天气系统和实况相比, 位于 126°E 附近的高压脊已预报出, 位置和实况接近, 预报区域北部的浅槽的位置报的也很接近实况, 只是这两个系统的强度报的略有偏弱; 72 h 预报与实况相比, 主要的系统, 如江淮流域的低压槽和河套地区以西的高压脊, 均已报出, 只是江淮流域的低压槽强度报的偏弱, 位置偏北。但总的说来, 72 h 700 hPa 上西风带系统的

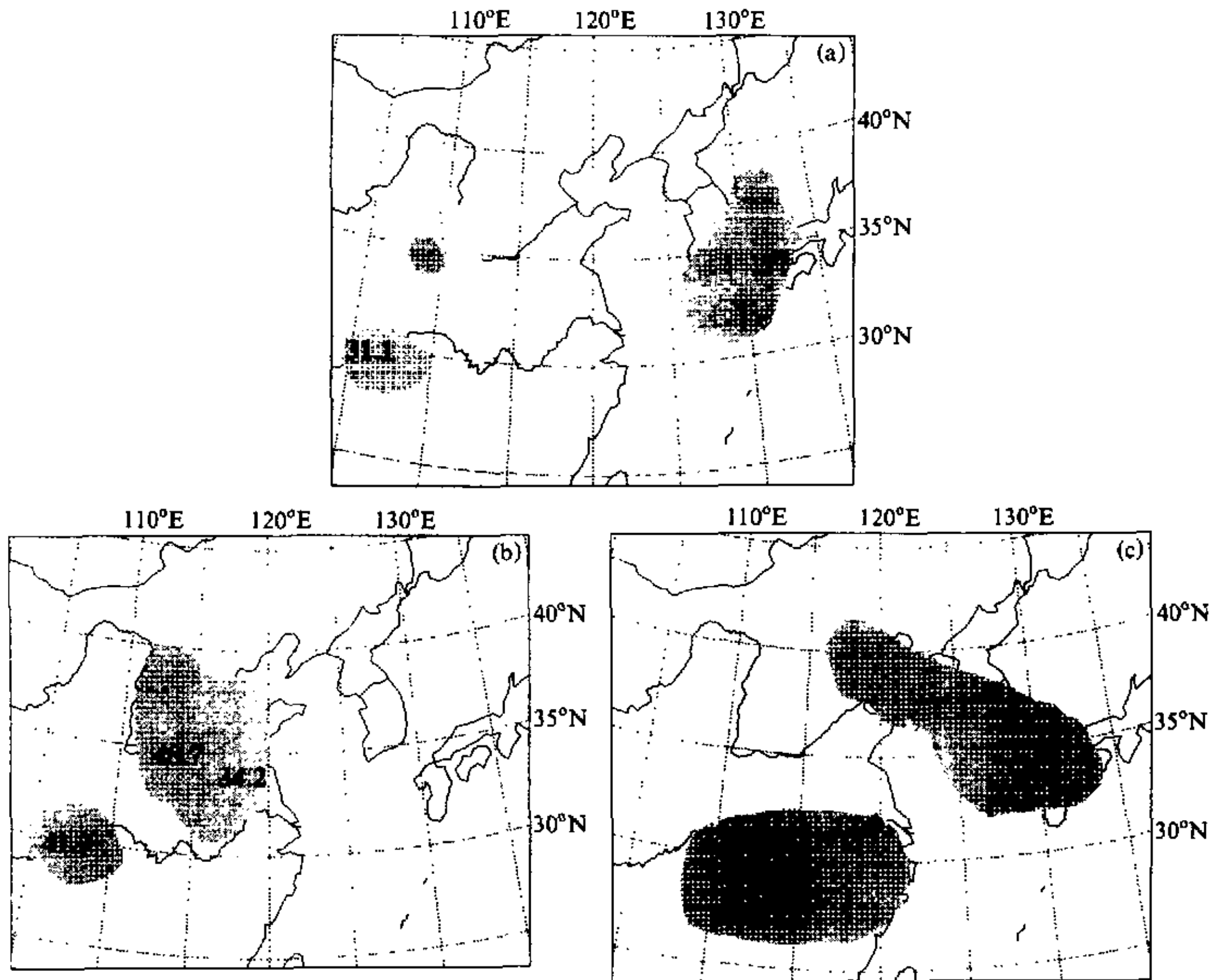


图2 (a) 11日08时至12日08时、(b) 12日08时至13日08时和
(c) 13日08时至14日08时实况降水图
阴影代表降水区, 降水量单位: mm

预报仍具有参考价值(图3a和b), 此外还可见预报的700 hPa西风带槽脊系统可自由出入边界(图略)。

4.3 嵌套模式对降水的预报

从11日08时到12日08时降水的预报结果看, 该时段的主要降水区均预报出来了, 长江三峡主要降水区的分布与实况较符合, 降水中心实况为31 mm而预报为25 mm, 河套地区东南部的降水则预报得偏北, 在日本九州岛附近的降水因缺乏实况资料无法比较(图2a和图4a)。

在12日08时到13日08时的降水预报中, 预报的主要降水区位于山东、河北沿海附近, 与实况较符合。实况图上位于苏北的降水中心预报比实况偏弱4 mm, 偏北约2个纬度; 皖北的降水中心实况雨量为48.7 mm, 预报雨量则为20 mm左右, 位置也偏北了1个纬度多; 渤海湾以西的降水报得偏强, 其中心降水预报值达50 mm以上; 位于长江三峡巫山附近中心降水量达41.2 mm的降水区也已报出, 只是位置报得略偏东, 该降水中心的降水量预报值为28 mm, 报得略偏弱(图2b和图4b)。

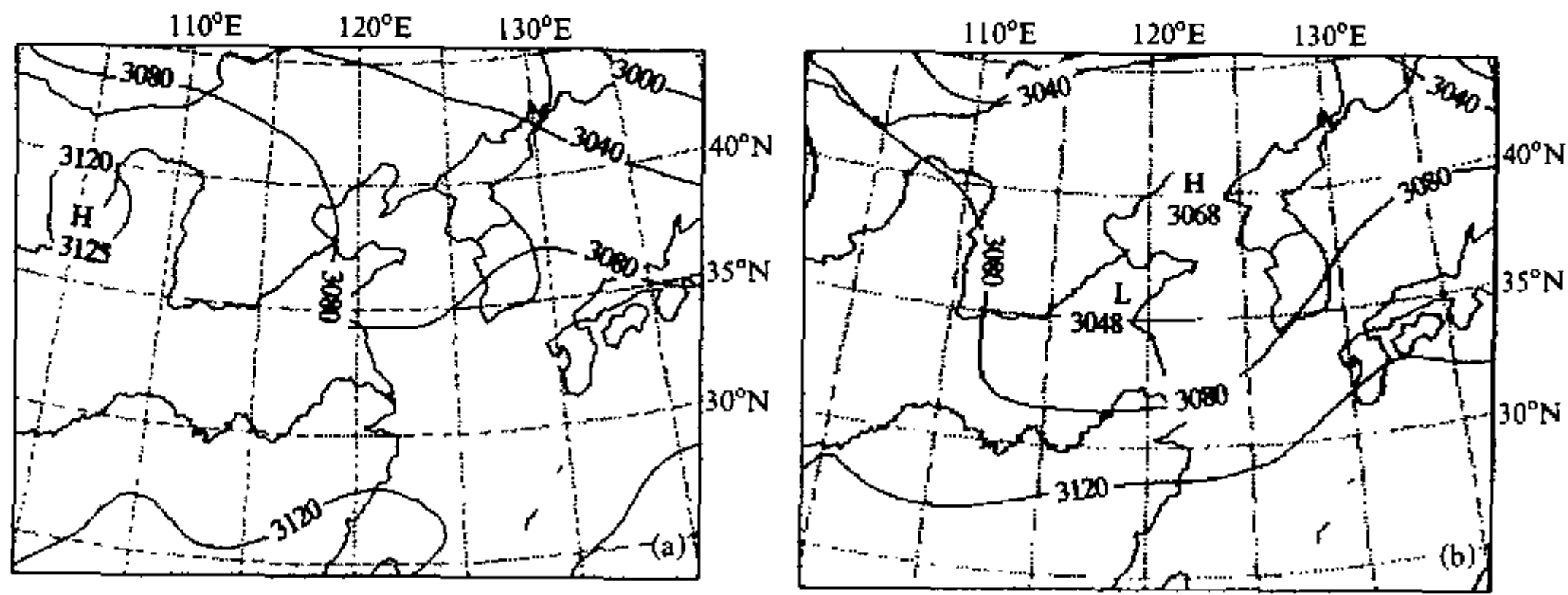


图3 13日20时700 hPa高度场72 h预报(a)和实况(b)
单位: 位势米

在13日08时到14日08时的降水预报中, 预报的降水区主要位于长江中下游和日本九州岛附近, 和实况较一致。赣中的降水中心实况为107.1 mm 预报成38 mm, 且位置报得略偏东; 武汉以北64.8 mm的降水中心仅报成20 mm, 位置也报得略偏东; 在朝鲜半岛以南的洋面上, 预报出一个强降水中心, 中心值在60 mm以上, 尽管没有实况资料与这个降水中心进行对比, 但和红外卫星云图对照, 可以发现降水区与洋面上的对流云团配合得较好(图2c和图4c)。

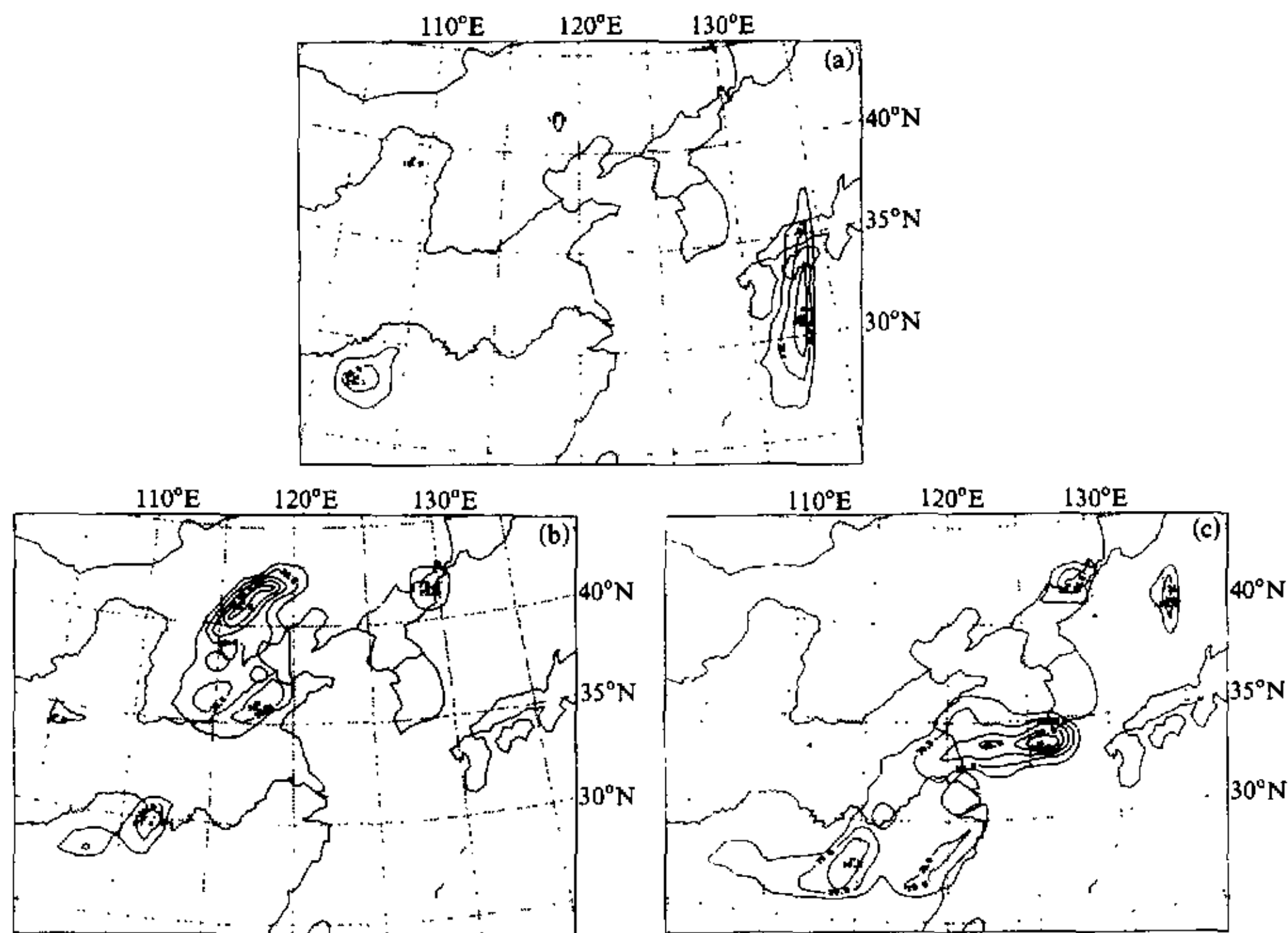


图4 (a) 11日08时至12日08时(24 h预报)、(b) 12日08时至13日08时(48 h预报)和
(c) 13日08时至14日08时(72 h预报)预报降水图
单位: mm

从嵌套模式对降水的中期预报结果看, 利用嵌套模式可以实现降水的中期数值预报, 其雨区的位置预报的接近实况, 但降水强度偏弱, 特别是随着预报时段的增长, 偏弱的幅度增大。

4.4 谱模式 $T_{63}L_9$ 的降水预报

图 5 给出了谱模式 $T_{63}L_9$ 相应的降水预报结果。由图 5 可见, 这次降水过程中, 主要的降水, 尤其是在长江口的降水, 谱模式 $T_{63}L_9$ 未能报出, 这表明该谱模式降水预报的能力尚有限, 其他与裘国庆等人对谱模式 $T_{42}L_9$ 降水预报能力的评论相一致^[7]。与细网格模式的降水预报对比还可看出, 嵌套于其中的细网格模式的降水预报明显优于该谱模式。

以上模拟试验表明, 对于降水的中期数值预报, 仅依靠分辨率较低的全球模式是不行的。在现有的计算机条件下, 行之有效的方法就是在该谱模式中嵌套一个有限区域细网格模式。

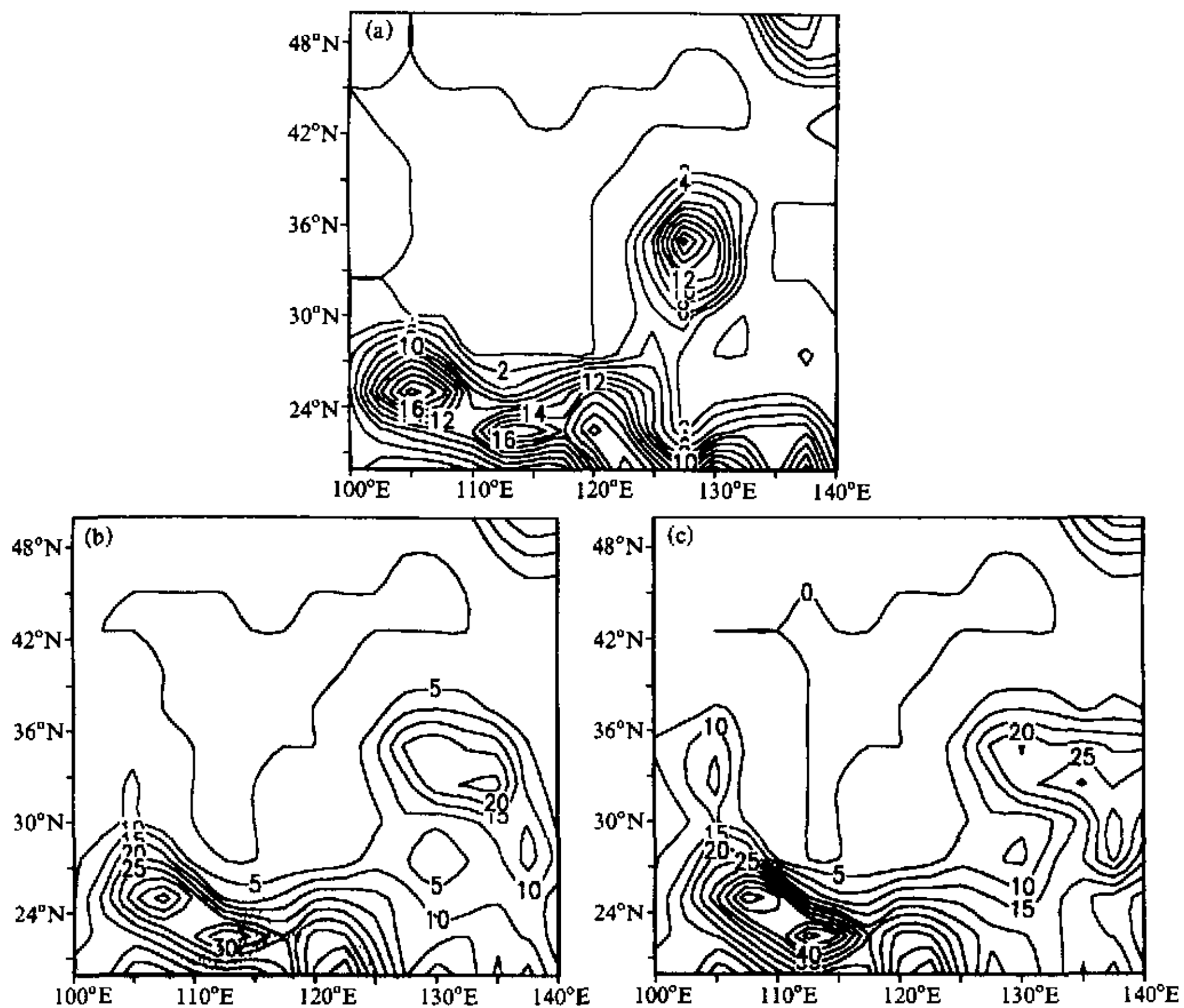


图 5 (a) 11 日 08 时至 12 日 08 时 (24 h 预报)、(b) 12 日 08 时至 13 日 08 时 (48 h 预报) 和 (c) 13 日 08 时至 14 日 08 时 (72 h 预报) 预报降水图
单位: mm

5 结束语

本文成功地将一有限区域细网格模式嵌套在 $T_{63}L_9$ 全球谱模式中, 并利用该嵌套模式对一次降水的中期预报作了模拟试验, 结论如下:

(1) 采用单向的物理量倾向松弛边界条件, 将一有限区域细网格模式嵌套于 $T_{63}L_9$ 谱模式中, 经预报检验, 细网格模式能稳定地积分 5 d, 西风带系统能自由地流入流出细网格区域的边界, 故模式嵌套是成功的。

(2) 对 1994 年 5 月份的一次中期降水过程的数值模拟试验表明, 嵌套后细网格模式预报的短期降水和中期降水其参考价值均优于 $T_{63}L_9$ 谱模式, 模式嵌套后改善了降水预报的质量, 故对降水的中期数值预报, 仅依靠分辨率较低的全球模式是不行的, 而在其中嵌套一个有限区域细网格模式则是一种行之有效的方法。

由于资料等的限制, 本文只对一次降水过程的中期数值预报进行了试验, 这是不够的, 对该嵌套模式的预报能力还有待于用更多的个例进行试验, 另外各种边界嵌套的技术也还有待于试验, 而这些均是我们今后要做的工作。

参 考 文 献

- 1 仇永炎, 中期天气预报, 北京: 气象出版社, 1985.
- 2 廖洞贤, 近十年来数值天气预报的回顾和展望, 应用气象学报, 1992, 3(3), 241~247.
- 3 曾庆存、李荣凤, 不等距差分格式的计算紊乱问题, 大气科学, 1982, 6(4), 345~354.
- 4 李荣凤, 再论不等距差分格式的计算紊乱问题, 大气科学, 1987, 11(2), 221~226.
- 5 Davies, H. C., A lateral boundary formulation for multi-level prediction models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1976, 102, 405~418.
- 6 Perkey, D. J. and C. W. Kreitibery, A time-dependent lateral boundary scheme for limited area primitive model, *Mon. Wea. Rev.*, 1976, 104(6), 744~745.
- 7 袁国庆等, T42准业务系统的性能分析, 中期数值天气预报研究成果汇编(三), 北京: 气象出版社, 1990.

A Nesting of Two Different Models and Numerical Experiments of Mid-Range Precipitation Forecast

Gan Shaohua, Zhang Lifeng and Zhang Ming

(Meteorological College, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101)

Abstract A numerical experiment on nesting two different models is successfully done by the use of a global spectral model and a limited-mesh model. And the numerical forecast of mid-range precipitation is also done by use of the nesting grid model. The results show that the forecasting of the mid-range precipitation by use of the nesting model is observably better than by the spectral model. Therefore, it is necessary to forecast the mid-range precipitation by the nesting model.

Key words: numerical forecast; nesting; precipitation