

暴雨数值预报试验的一些情况

谢 齐 强

(武汉暴雨研究所)

提要 本文就暴雨数值预报试验中所看到的一些情况进行了综合、分析和讨论。多次试验证实,大气物理所的细网格降水数值模式预报的雨带比较好,其客观、定量和准确性令人鼓舞,但是要解决暴雨的落区、强度预报还有不少工作要做。其形势场的预报不如降水预报好。文中还对其高原地形下的初值处理、边界、初值和格距波等问题作了简短的讨论。

我所用大气物理研究所的细网格降水数值模式^[1]到1986年为止,已作了20次模拟试验(这里指用过去的资料所做的试验),13次实际暴雨预报试验。本文对这批结果作了部分归纳,对模式的性能有些认识。

一、降水预报

对实际天气预报说来,降水预报特别重要。不少文章已经指出,大气物理所的细网格降水数值模式对降水落区预报较好。这批试验同样说明这点。

1983年6月下旬—7月上旬8次12—36小时模拟预报试验中,有一天未报暴雨,实况也未出现。其余7天中,有3天预报雨带同实际相当吻合,4天预报与实况有一定差距。按湖北省的预报分区(全省分5个区,见表2)逐区评定有无暴雨,7天中报对的有10次,报错(空报、漏报)13次,TS评分为44%。

12小时预报时段评定的TS值如表1。

表1 不同时段预报评定(TS%)

预报时段(h)	0—12	12—24	24—36	平均
$R \geq 15\text{mm}$	65	66	58	63
$R \geq 30\text{mm}$	36	38	26	37

由表1可见:

1. 三个预报时段中以12—24小时报得

最好,0—12小时次之,24—36小时预报准确率明显下降。

2. 预报雨量大于等于30mm的准确率大大低于大雨的准确率。

3. 三个预报时段中,前二个时段的预报准确率有持续性。0—12小时报得好,12—24小时也报得好,到24—36小时则下降到平均水平。

我省分5个区统计的12小时预报评分如表2。以鄂西南评分比较高。在暴雨预报中,鄂东北的评分最低。

表2 分区评定(%)

	鄂西北	鄂东北	鄂西南	江平	汉原	鄂东南
$R \geq 15\text{mm}$	33	75	73	68	55	
$R \geq 30\text{mm}$	40	29	42	31	43	

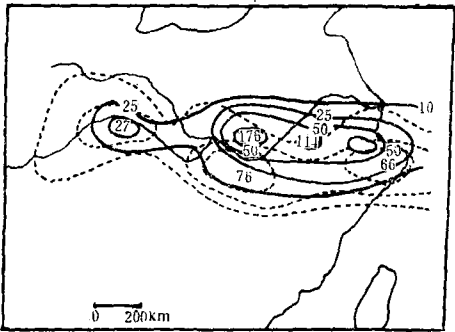


图1 1983年6月29日08时—30日08时雨量预报(虚线)及实况(粗线)图(单位:毫米)

将降水预报落区与实况对比后,可以看出:

1. 预报雨带走向与实况走向非常一致(如图1),雨区外形亦比较相似,如预报雨区为椭圆形,实况往往也接近椭圆形。

2. 预报雨区比实际雨区大,中心强度则比实际暴雨强度小,预报中心与实况中心相距一般在200公里以内,也有出现300、400公里的(如图2)。

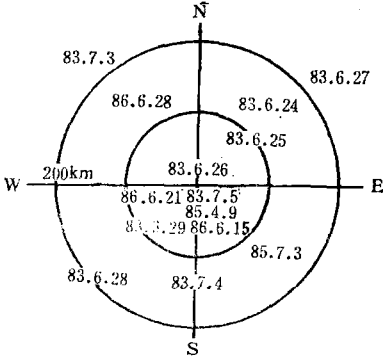


图2 鄂东暴雨预报落区(漏报1次。图中以实况暴雨为圆心,标出每次预报中心的相对位置及日期)

3. 模式对雨区的生消、移动也具有预报能力,并非只有持续性暴雨才预报得好。如1985年5月11—12日郑州、徐州附近的暴雨区预报及实况均出现在11日20时以后。图3表明1984年6月6日08时—7日08时长江流域每6小时预报雨区与实况雨区的对比。0—6小时四川雨区以后消失,18—24小时鄂东到江苏雨区的生成均报出来了。

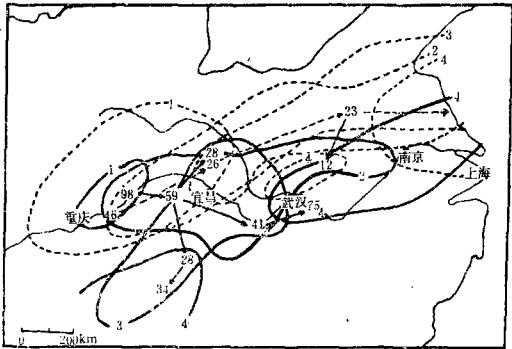


图3 1984年6月6日08时—7日08时雨量预报(虚线)及实况(粗线)图(图中为10毫米等值线及雨量中心,1,2,3,4分别代表0—6、6—12、12—18、18—24小时时段)

4. 试验主要在梅雨季节进行。但是对春季(4、5月)、秋季(9月)或盛夏(1986年7月中旬)所做的暴雨试验,效果也不错。说明模式的预报能力受季节影响比较小。这是天气学方法难以做到的。

5. 我们曾经讨论了武汉、北京和东京的三种有限区域降水数值预报对长江中游暴雨的预报能力^[2],结果看到武汉预报的雨带、降水中心位置和强度都比北京和东京的预报要好些。这可能与武汉提供的初值较好;模式用了实测风能较好地描写辐合、辐散、垂直运动、水汽通量辐合;网格较细能刻画中尺度系统,模式抓住了产生暴雨的主要物理过程等有关。

二、流场、气压场、温度场的预报

从1983年6月下旬4次850百帕流场预报看来,该模式对切变线、低涡及低空急流具有预报能力。

由1983年6月28日08时预报的29日08时850百帕图上基本上报出了切变线,但是比实况偏南50—100公里。对我省降水影响较大的低空急流由河内伸到长沙、武汉一带,武汉实测风为WSW风、13米/秒。而预报的急流偏弱、偏南,武汉为9米/秒的SSW风。6月30日08时的切变线位于汉口附近,急流较强,北端到了安庆(SW风20米/秒)。由6月29日08时资料作出的24小时预报也报出切变线,较实况偏北100多公里,但是预报的急流仍偏弱、偏南,安庆只有8米/秒的WSW风。

由初始风场和模式预报的流场计算的水汽通量辐合中心和上升运动区与雨区和暴雨云团的位置配合比较好。

模式预报的24小时高度场、气压场十分光滑。低值中心比实况偏西、偏南,距离往往大于400公里,比降水预报效果差。1983年6月28日—7月7日这期间的24小时预报的气压场,其中有20次预报偏低,6次预报偏高。地面气压和200百帕高度一般预报都

是偏低,500百帕高度偏差较小。

1983年6月28日、29日预报的温度场同实况相比,中、上层(500—200百帕)偏低,低层(850百帕)以偏高为主,700百帕偏高、偏低都有。分布上同实况不大一样。

三、地形问题

我们现在用的模式尚未引入地形,假设大气运动在海平面上展开。而青藏高原大地形由西侧边界伸到计算区域内。故假设高原地形下面为一静止的干冷空气堆,气压比周围相对低一些。具体做法有两种:一是由周围的温、湿场在等压面上向高原内延伸,逐渐干冷。另一种是假设高原内为等温气层,将高原上地面温度直接延伸到海平面上。两种做法结果有所不同,在等压面上延伸时,地面上的 θ_{se} 锋区呈东西向伸到高原内,容易造成西北角空报降水。后者的干冷中心比前者强, θ_{se} 锋区沿高原东侧向南伸展绕过高原(图4),以致西南角空报降水的机会较多。如果在等压面上延伸时,高原内的空气特干,结果也使 θ_{se} 锋区南移。

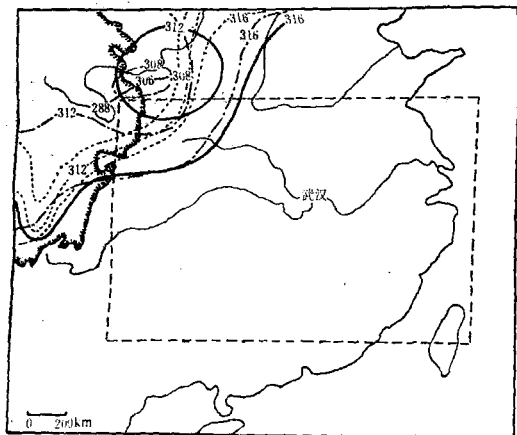


图4 高原地形及边界影响域(左上角为 θ_{se} 值。
虚线0时,点划线12时,粗实线24时)

我们用 θ_{se} 考察了预报期限内干冷空气堆的变化。以1983年6月29日为例,08时海平面 θ_{se} 低值中心在玛沁,为288 K, θ_{se} 锋区很强(图4中虚线),12小时后(图4中点划线),中心向东北移了250公里, θ_{se} 升高到

306 K, θ_{se} 锋区变稀疏。24小时后,中心只东移了100公里, θ_{se} 升高到308 K,锋区东侧的316线变化很小(图4中粗实线)。由此可见,干冷空气堆在进入模式的前12小时作了剧烈调整,变化较大,后12小时就比较稳定了。它不是象常见的冷空气移动那样快。由图4看出,这种做法还是可行的。实际工作中应该注意干冷的变化要缓慢些,避免造成虚假锋区。

应当指出,这种做法有不足之处,例如不满足静力学方程。新的高原地下资料处理原则是:①干燥、稳定、静止的空气堆;②不要求气压比周围低。这种处理方法有人正在试验。

四、边界和初值的一个试验

模式在有限区域(图4)上展开,在预报期间,用的边界值仍是初始时刻给定的。这种不符合实际大气的边界影响将随预报时限逐渐向区域内波及。究竟影响到哪个区域?我们作了边值试验。

考虑模式对风场最敏感^[1],我们设计一种边界,它与原来的边界只是风有所不同。显然,边界上的风值也不能任意给定。我们用风的订正法,由标准经线115°E向东、西两侧逐渐增大风向的订正角度,在边界上可以达到10—15度。此时的 U 、 V 分量与原来的有明显差别,以1983年6月29日08时为例,500百帕东西两侧边界上的 U 、 V 分量与原来值相差 $\pm 2-3$ 米/秒。风速越大,差别越大。到200百帕则达到 ± 10 米/秒。应当注意,这种做法也使初始风场有所不同,由标准经线向东西两侧的差异逐渐变大。即使在标准经线附近,由于小数值的舍入,两者的差值也可以达到 ± 1 米/秒。也就是说,风的订正与否所提供的边界值和初值都是不同的。

我们计算了两种方法引起降水预报的差异。在计算区域内,由外向内逐圈计算降水的均方差(图5)。结果很有意思,0—12小时的均方差由第2圈到第7圈逐渐减小,第8

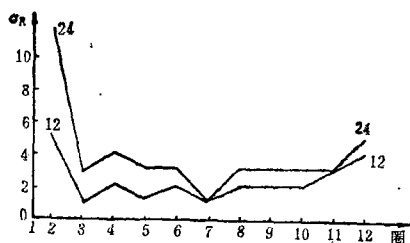


图 5 由外向内逐圈均方差的变化

圈起开始增大。0—24小时降水均方差与0—12小时的均方差变化趋势一致。就均方差的增值看来，第2圈增加最大，以后逐渐减小，到第7圈时，增值为0，第8圈以后开始增大，到最内一圈又达到一高值。这说明，一方面由于边值的不同和初值风场由外向内的差别逐渐减小，对降水的影响由第2圈到第7圈逐渐减小。另一方面，第8圈以后的降水差异加大主要是初值风场的微小差异造成。由于区域中心是预报的主要降水区，稍有不同，往往就会产生比较大的均方差。因此，可以认为第7圈(图4，虚线圈)以内的24小时降水预报基本上不受边界值的影响。它包括了长江中、下游的广大地区。

两种风的差别及引起降水预报的差异亦说明，对风的订正，即将风的经纬向分量改为模式中的 V 、 U 分量是应该的。

五、客观分析和格距波

最初几次用手工分析读出网格点值作降水的数值模拟试验，效果较好，促使我们去更多的模拟试验和在实际预报中试验。但是手工分析太费人力和时间，必须用客观分析。我们用的是一种比较简便的方法——有限元法。由三个测站组成三角形而计算出其中的网格点值。

开始把客观分析结果作初始场用模式预报降水时，严重的格距波竟使预报雨区混淆不清。G. J. 哈庭纳^[3]指出，人为的侧边界会产生各种误差，原始方程比过滤方程更严重。我们用的模式正是五层原始方程模式，再加上人为的侧边界，使格距波出现。赵思

雄等^[4]进一步指出，这是由于模式中引入实测风后产生的。因而格距波难以完全避免。但是我们用手工分析作初始场时，格距波没有这么严重。为此，我们重新检查了客观分析，将有限元中的三角形排得合理些，测站的坐标值精确计算后，新计算的格距波(图6中虚线)便大大减小。可见采用较好的客观分析法是能抑制一部分格距波的。

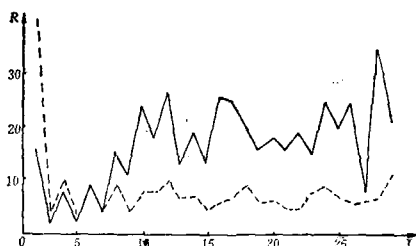


图 6 二种格距波之比较(1983.6.29降水)

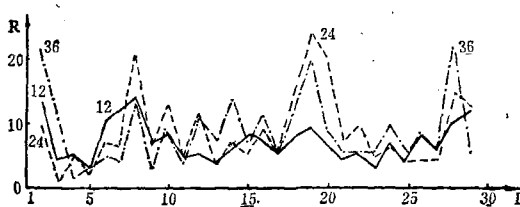


图 7 不同时段 I 向格距波
(实线为 0—12 h, 虚线为 12—24 h, 点划线为 24—36 h)

我们在试验中还看到：格距波越近边界越严重，I 方向格距波比 J 方向明显，I 方向以偶数格点降水大(图6、7)。当我们把网格向西、向南移动 150 公里后，仍然是靠近边界的偶数格点降水大(图6中虚线)，说明格距波仅仅相对于网格是固定的，是一种计算上的假象。分别计算 0—12 小时、12—24 小时、24—36 小时的格距波(图7)后，可以看到格距波并非随时间减少。多次试验表明，预报的降水量小时，格距波往往比较小，预报的降水量越大，格距波也越明显。采用适当的光滑方案，亦能抑制格距波^{[1][4]}。

六、错误的初值问题

大量计算个例和实际预报试验时，难免提供了有错误的初值。然而，这个模式都能

算下去,说明模式抑制噪音的能力较强。但是预报的雨量差别很大。

1984年6月5日、6日500百帕温度偏低10度左右(如图8),结果在起始场上的上升运动区域内产生了200—300毫米的降雨中心。1985年7月3日在云南思茅附近(接近西侧边界)的500百帕温度较周围低50°C,初始时刻又为上升运动区,结果12—24小时预报雨量达409毫米。12—36小时达698毫米。但是个别站点错值对降水的影响常常局限在一定范围内。

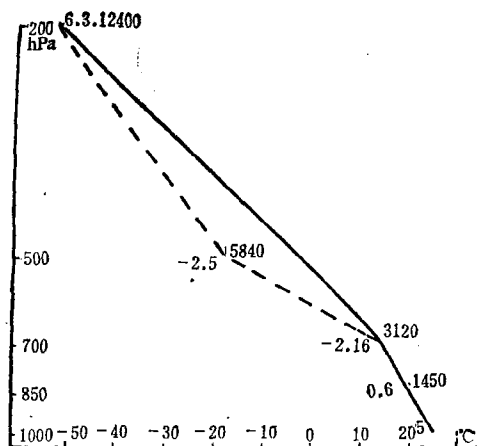


图8 1984.6.5.08时(15、9)格点层结曲线(虚线)

七、讨论

这批试验,尤其是13次实际预报试验中的降水落区预报较好,引起广大预报员的重视。每当天气复杂时,数值预报一出来,预报员都争先恐后,以先睹为快。说明其客观、定

量和准确性已在预报员中有了良好的印象。值得在日常业务中分析应用。也要说明,其形势场的预报,不如降水预报好。

为了作出较准确的预报,应提供一个较好的初始场。可以说,这是我们前段时间的一项主要工作。我们的体会是,首先要输入正确的测站记录。在我们的计算区域内,一个站点的纪录可以影响到20个格点的初值。其次,要有较好的客观分析方案。认真考虑,反复核对每一步骤,分析每一个可疑点都是必要的。

应当指出,尽管现在降水区域已经报得比较好,但是,具体作暴雨预报还有不少困难。例如,预报中心与实况中心位置、强度还存在一定差异,预报雨量一般偏小,究竟出现什么样的中心就报暴雨呢?即使报暴雨,该报在什么地方?为了使暴雨落区、强度报好要做大量工作(如网格改细,增加层次,提高分辨率,加对流参数化,引入地形,模式改进等)。

(注:原稿1986年在第四届全国数值预报会上宣读,这次修改时与胡伯威同志进行了有益的讨论,对他的热情帮助深为感谢!)

参考文献

- [1] 中国科学院大气物理所六室,细网格天气数值模式的说明,油印本,1980年。
- [2] 谢齐强,三种数值降水预报对长江中游暴雨预报能力的讨论,湖北气象增刊,1986年。
- [3] G. J. 哈庭纳,数值天气预报,科学出版社,1975年。
- [4] 赵思雄、周晓平,风场在预报暴雨发生中的作用,大气科学,第8卷第1期,1—6,1984年。