

日本中尺度谱模式介绍

Akihide Segami, Kazuo Kurihara, Hajime Nakamura,
Mitsuru Ueno, Isao Takano, Yasuo Tatsumi

(日本气象厅数值预报组)

摘要 日本气象厅(JMA)改进并发展了日本谱模式(JSM),使之成为业务预报模式。这个有限区域谱模式在垂直方向有十九层,水平分辨率为40 km。模式的预报对象是中- α 尺度的天气现象以及地形扰动的细致结构。

该模式能非常好地预报天气尺度背景下的中尺度结构以及与极涡有关的中尺度云系的演变。对于梅雨季节的强降水过程,模式也非常有效。

降水预报在整个春季,甚至在预报的前几小时都很理想。然而夏季的情况则远不如春季。这可能是由于模式的积云参数化方案所造成。模式系统较慢的“自加速”(spin up)也是夏季预报的一个严重问题。

1. 引言

近来数值天气预报模式的发展使得长达3—4天的大尺度扰动预报结果越来越可靠。然而较好的大尺度预报结果并不总是意味着有适当的天气预报。对于中尺度现象,例如梅雨季节的暴雨以及中尺度对流系统的活动必须能准确地预报出来。另外,小尺度的地形效应也是很重要的。为解决这些问题,水平分辨率小于50 km的中尺度模式正在不断地改进、发展。

中尺度模式有如下三个基本要求:

- ① 为解决中尺度现象,模式应具有较高的水平、垂直分辨率;
- ② 合理的物理参数化方案,尤其是对于对流以及行星边界层的物理过程;
- ③ 中尺度初始场。

随着模式格距接近对流云尺度,对流参数化的处理也越加困难,而且常规的观测网不能有效地监视中尺度天气现象。尽管存在上述困难,仍有许多数值试验成功地模拟了中尺度现象(Anthes等人,1982; Ninomiya等人,1984; 张等人,1986; 等等)。这些研

究证实了用合理的数值模式是能够预报出中尺度天气的。正因为如此,一些数值预报中心已经将中尺度模式运用到业务或准业务预报中,例如法国气象中心(FWS)的Peridot系统(Imbard等,1987),英国气象局(UKMO)的中尺度模式(Golding,1987)等等。

日本气象厅(JMA)从1988年3月初开始对业务模式进行改进,并发展了一个称为“日本谱模式(JSM)”的中尺度业务模式。这个JSM(JMA·JSM 88)的目的是预报中- α 尺度天气以及地形扰动的细致结构。它每天运行计算两次,发布24小时的预报。

JSM的一个重要特性是在动力学部分采用了Tatsumi(1986)发展的区域谱方法。谱方法已经在许多数值天气预报中心广泛用于全球或半球模式。但是,由于在处理与时间有关的侧边界条件中存在着困难,直到Tatsumi(1986)第一次用非正交展开处理与时间有关的侧边界和用正交双傅氏展开处理刚壁边界后,区域谱模式才得以发展。Tatsumi(1986、1987等)用实际资料进行了一些谱模式与格点模式的比较,证实了区域谱模式

的优越性，如无截断误差，无计算频散，无混淆误差等。正是基于这些优越性，我们才采用区域的谱模式作为新的业务预报模式。

与以前的业务模式(13L-VFM)比较，此JSM的其他主要改进有：

- ① 提高了水平、垂直方向的分辨率；
- ② 初始场的垂直内插采用增量方法；
- ③ 采用非线性正规方法方法进行初始化；
- ④ 考虑了雨滴的蒸发效应；
- ⑤ 将土壤分为三层，以便更真实地预报地表温度。

本文将讨论的是(1)描述JSM的动力、物理框架；(2)讨论JSM的中尺度预报结果。其中首先检验降水预报并与降水持续性预报作比较；第二，我们讨论日本范围内经常观测到的属于不同扰动类型的三个中尺度预报个例；最后将讨论JSM中存在的问题。

2. 模式描述

本模式是十九层的有限区域模式，谱展开与Tatsumi 1986年的方案(以后称为TA86)相同。模式的主要目的是：

- ① 预报日本范围内的中- α 尺度天气，特别是那些受地面条件影响较大的天气；
- ② 向预报员提供有用的地面温度、风、降水预报的指导；
- ③ 提供航空用的高质量天气资料。

该模式每天运行计算两次，作24小时预报。

2.1 模式结构

a 垂直分层

该模式在垂直方向上采用 σ 坐标，分为十九层，如表1所示。模式在低层大气的分辨率较高，以便能够较好地模拟近地面层的扰动过程。

b 预报区域和转换格点

图1表示了JSM的预报区域及地形。与全球模式一样，这个有限区域的谱模式采用了格点转换法，在极射赤面投影面上，模式选取标准的方形转换格点(97 \times 97)，在60°N，格距为40km，而在预报中心地区，格距为

表1 JSM的垂直结构

层	σ 层(hPa)	U.V.T.Q层(hPa)	厚度(hPa)
	0		
19	60	30	60
18	120	90	60
17	180	150	60
16	240	210	60
15	310	275	70
14	380	345	70
13	460	420	80
12	540	500	80
11	620	580	80
10	700	660	80
9	770	735	70
8	830	800	60
7	880	855	50
6	920	900	40
5	950	935	30
4	970	960	20
3	985	977.5	15
2	995	990	10
1	1000	997.5	5

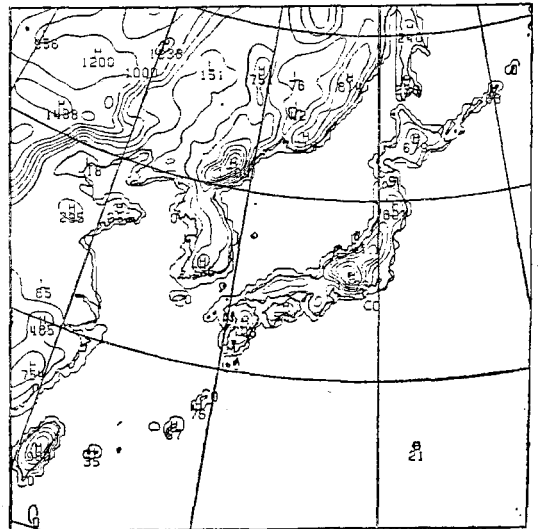


图1 预报区域及地形

34 km。

2.2 基本方程组

模式方程组由平流形式的动量、连续、水汽以及静力方程所组成，即有如下形式的原始方程组：

运动方程为：

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^*}{\partial t} = & -m^2 \left\{ u^* \frac{\partial u^*}{\partial x} + v^* \frac{\partial u^*}{\partial y} \right\} \\ & - \frac{1}{2} u^* \left\{ u^* \frac{\partial m^2}{\partial x} + v^* \frac{\partial m^2}{\partial y} \right\} \\ & - \dot{\sigma} \frac{\partial u^*}{\partial \sigma} - \left\{ \frac{\partial \phi}{\partial x} + RT_v \frac{\partial \pi^*}{\partial x} \right\} \\ & + v^* \left\{ f + \frac{1}{2} \left(u^* \frac{\partial m^2}{\partial y} \right. \right. \\ & \left. \left. - v^* \frac{\partial m^2}{\partial x} \right) \right\} \\ & + Du - \frac{g}{m p_s} \frac{\partial \tau_x}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v^*}{\partial t} = & -m^2 \left\{ u^* \frac{\partial v^*}{\partial x} + v^* \frac{\partial v^*}{\partial y} \right\} \\ & - \frac{1}{2} v^* \left\{ u^* \frac{\partial m^2}{\partial x} + v^* \frac{\partial m^2}{\partial y} \right\} \\ & - \dot{\sigma} \frac{\partial v^*}{\partial \sigma} - \left\{ \frac{\partial \phi}{\partial y} + RT_v \frac{\partial \pi^*}{\partial y} \right\} \\ & - u^* \left\{ f + \frac{1}{2} \left(u^* \frac{\partial m^2}{\partial y} \right. \right. \\ & \left. \left. - v^* \frac{\partial m^2}{\partial x} \right) \right\} \\ & + Dv - \frac{g}{m p_s} \frac{\partial \tau_y}{\partial \sigma} \end{aligned} \quad (2.2)$$

热力学方程为：

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_v}{\partial t} = & -m^2 \left\{ u^* \frac{\partial T_v}{\partial x} + v^* \frac{\partial T_v}{\partial y} \right\} \\ & - \sigma^* \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma} (T_v \sigma^{-\kappa}) \\ & + \kappa T_v \left\{ \frac{\partial \pi^*}{\partial t} + m^2 \left(u^* \frac{\partial \pi^*}{\partial x} \right. \right. \\ & \left. \left. + v^* \frac{\partial \pi^*}{\partial y} \right) \right\} \\ & + \frac{Q^*}{C_p} + \frac{g}{C_p p_s} \frac{\partial F_H}{\partial \sigma} + D_H \end{aligned} \quad (2.3)$$

水汽方程为：

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -m^2 \left\{ u^* \frac{\partial q}{\partial x} + v^* \frac{\partial q}{\partial y} \right\}$$

$$- \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + M + \frac{g}{p_s} \frac{\partial F_q}{\partial \sigma} + Dq \quad (2.4)$$

倾向方程和连续方程分别为：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi^*}{\partial t} = & - \int_0^1 m^2 \left\{ \frac{\partial u^*}{\partial x} + \frac{\partial v^*}{\partial y} \right\} d\sigma \\ & - \int_0^1 m^2 \left\{ u^* \frac{\partial \pi^*}{\partial x} + v^* \frac{\partial \pi^*}{\partial y} \right\} d\sigma \end{aligned} \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned} \dot{\sigma}_\sigma + \Delta_\sigma = & \dot{\sigma}_\sigma - m^2 \int_\sigma^{\sigma+\Delta\sigma} \\ & \left\{ \frac{\partial u^*}{\partial x} + \frac{\partial v^*}{\partial y} + u^* \frac{\partial \pi^*}{\partial x} \right. \\ & \left. + v^* \frac{\partial \pi^*}{\partial y} \right\} d\sigma - \Delta\sigma \frac{\partial \pi^*}{\partial t} \end{aligned} \quad (2.6)$$

静力方程为：

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma^*} = -C_p T_v \sigma^{-\kappa} \frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT_v}{\sigma} \quad (2.7)$$

这儿为了引入虚温订正，模式用虚温作为热力学方程的预报量。

2.3 谱展开

本模式采用TA 86中所描述的与时间有关的侧边界谱方法。由于TA 86有详细的叙述，这儿仅给出简要的概念。

如果一个物理量场满足刚壁边界条件，那么可以用正交双傅氏级数将它进行展开。但实际大气一般不满足刚壁边界条件，这就使在有限区域模式中引入谱方法产生困难。Tatsumi 的关于有限区域谱方法的基本思想是，从实际变量场(a)中减去满足依赖于时间的侧边界条件的大尺度场(a_N)，从而使差值部分(a_0)满足刚性边界条件，可以展开成双傅氏级数，即：

$$a - a_N = a_0 = \Sigma \Sigma A_{mn}^0 F_0(mx, ny) \quad (2.8)$$

这儿 A_{mn}^0 是正交波分量， F_0 是正交双傅氏函数。若在边界上使用外模式的数值或导数，非正交项 a_N 是可以满足边界条件的。预报量仅仅是 A_{mn}^0 ，并从(2.8)式可得，

$$\frac{\partial A_{mn}^0}{\partial t} = F_0^{-1} \left\{ \frac{\partial a}{\partial t} - \frac{\partial a_N}{\partial t} \right\} \quad (2.9)$$

其中 $F_0^{-1}(x)$ 代表 x 的反双傅氏变换。

截断方法采用的是椭圆型截断, 波数为 62。最小波长为 $3.1d$, d 为格距。

2.4 边界松弛

为了避免侧边界附近的虚假解, 我们采用了 Davies(1976) 提出的边界松弛技术。TA 86 方案中, 不仅采用了 Davies 型的边界松弛方案, 而且还用了拉普拉斯型的边界松弛方案。由于后者不适用于有限区域谱模式 (Mannouji, 1987), 这里仅使用了前者, 侧边界的 e 折倍松弛时间为 2 小时。

侧边界数据用 JMA 亚洲谱业务模式 (ASM) 每隔 3 小时的预报作线性插值。

2.5 水平扩散

模式用的水平扩散形式如下:

$$Du = -K_d \nabla^4 u^*$$

$$Dv = -K_d \nabla^4 v^*$$

$$DT = -K_d \nabla^4 \left\{ T_v - \sigma \left(\frac{\partial T_v}{\partial \sigma} \right) \pi^* \right\}$$

$$Dq = -K_d \nabla^4 q \quad (2.10)$$

这儿 (一) 代表 σ 面上的面积平均。温度扩散式子的第二项是为了避免陡峭地形造成的虚假垂直混合而作的 σ 面的高度差分。扩散系数 K_d 由下式给出:

$$K_d = \frac{1}{\tau_e} \left\{ \frac{(IM-1)d}{\pi K_{\max}} \right\}^4 \quad (2.11)$$

其中 $\tau_e (= 1800 \text{ sec})$ 是模式中最短波长波分量的 e 折倍时间, $IM (= 97)$ 是 x 方向的转换格点数, d 为模式的格距。

2.6 时间积分方案

为节约计算时间, 本模式采用 TA 86 中所述的半隐式时间积分方案。唯一的修正是参考温度 T_r 和参考地图因子 m_r , 我们令:

$$T_r(\sigma) = \bar{T}(\sigma) + 10.0$$

至于 m_r , 我们取为预报区域中地图因子的最大值。

2.7 物理过程

(a) 地表通量

用如下式子计算理量的地表通量:

$$\tau_x / \rho = C_m |V_a| u_a$$

$$\tau_y / \rho = C_m |V_a| v_a$$

$$u_*^2 = C_m |V_a|^2$$

$$H / \rho C_p = -C_h |V_a| (\theta_{va} - \theta_{vs})$$

$$= -u_* \theta_*$$

$$E / \rho = -C_h |V_a| \beta (q_a - q_{sat}(T_s))$$

$$= -u_* q_*$$

$$|V_a| = (u_a^2 + v_a^2)^{1/2} \quad (2.12)$$

这里 β 代表蒸散效应, 下标 a 及 s 分别表示第一层和地面。关于 C_m 和 C_h , 我们用 Louis 等人 (1980) 提出的公式, 这个公式考虑了不同的动量、热量 (水汽) 粗糙度参数。日本岛的地面粗糙度和 β 值由国家土地局和地理调查委员会提供的植被和常用地面资料所决定, 其它区域使用 NASA 资料 (Matthews, 1983)。细节见 Segami 等人 1989 年的工作。

(b) 地表层以上的垂直扩散

我们采用 Mellor 和 Yamada (1974) 提出的湍流闭合模式在第二层上的形式来处理垂直扩散, 只是原先的湍流交换系数需要加上一个常数 $1.0 \text{ m}^2/\text{s}$ 。模式的所有层都采用这种处理。为防止计算不稳定, 这儿采用全隐式的时间积分方案。

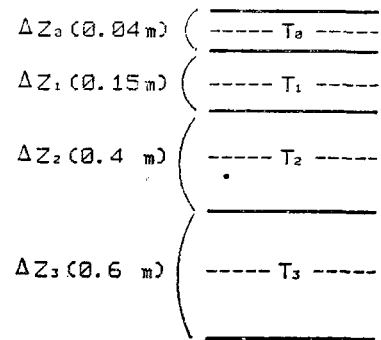


图 2 土壤层分层

(c) 地表温度

土壤层取为四层, 如图 2 所示, 预报方程有如下形式:

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = \frac{G_0}{\rho_g C_g \Delta Z_0} + \frac{2 \nu_g}{\Delta Z_0 (\Delta Z_1 + \Delta Z_0)} (T_1 - T_0)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_1}{\partial t} &= -\frac{2\nu_g}{\Delta Z_1(\Delta Z_1 + \Delta Z_0)}(T_1 - T_0) \\ &+ \frac{2\nu_g}{\Delta Z_1(\Delta Z_2 + \Delta Z_1)}(T_2 - T_1) \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} &= -\frac{2\nu_g}{\Delta Z_2(\Delta Z_2 + \Delta Z_1)}(T_2 - T_1) \\ &+ \frac{2\nu_g}{\Delta Z_2(\Delta Z_3 + Z_2)}(T_3 - T_2) \quad (2.13) \end{aligned}$$

T_3 在整个预报时段内取常数, G_0 代表进入土壤层的热通量, 由辐射量(Rnet), 感热(H_s)和潜热通量(LE)得出:

$$G_0 = Rnet + H_s + LE \quad (2.14)$$

这儿

$$\begin{aligned} H_s &= -\rho C_p C_h |V_a| (T_a - T_s) \\ LE &= -\rho L C_h |V_a| \beta (q_a - q_{sat}(T_s)) \quad (2.15) \end{aligned}$$

在地面热平衡中, 只考虑辐射过程, 并采用Kondo(1976)提出的经验公式来计算Rnet(NPD/JMA, 1986)。在计算地面辐射通量、热量通量时, 将 T_0 视为地面温度。

初始的土壤温度由气候资料给出, 而地表温度 T_0 则由预报方程解出。

单位体积土壤的热容量($\rho_g C_g$)以及热扩散系数(ν_g)为:

在无覆盖的地面上:

$$\begin{aligned} \rho_g C_g &= 2.3 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ K}, \\ \nu_g &= 7.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{sec} \end{aligned}$$

在有雪或冰覆盖的地面上:

$$\begin{aligned} \rho_g C_g &= 1.9 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ K}, \\ \nu_g &= 1.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sec} \end{aligned}$$

土壤温度的时间积分采用梯形隐式方案。

(d) 降水参数化

降水预报分为三个过程, 即大尺度凝结、湿对流调整和雨滴的蒸发。

当相对湿度超过100%时, 将调整水汽和温度, 使相对湿度为100%。

对次网格尺度的对流, 采用Gadd和kers(1970)提出的湿对流调整方案。当温度递减率增长到大于其临界值 Γ_c 时, 就调整温度和比湿, 使得在不改变相对湿度的前提下, 让温度递减率达到 Γ_c 。这里 Γ_c 是相对湿度的函数。这个方案一般在第五层以上使用。

雨滴蒸发的计算采用Ogura和Takaha-

shi(1971)的公式。

2.8 分析

JSM的分析方法由Kitade(1989)描述过, 客观分析在水平网格距为80 km的各高度上进行, 各高度值为1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa。位势高度值、风用三维多变量最优插值进行计算, 相对湿度则用单变量插值方法, 高度直到300 hPa。用全球谱模式(GSM)的12小时预报值作为猜测场, 100 hPa以上的平流层, 采用6小时前的全球分析。

海面温度同样每天作一次格点分析。

2.9 初始化

(a) 对模式网格分析场作插值

用二阶多项式对模式网格分析场作水平插值, 而用增量方法作垂直插值以改进模式的“自加速”(spin up)问题(Yokoyama和Segami, 1987)。

(b) 非线性正规化初值化

采用Takano等人(1989)的适合有限区域模式的非线性正规化初值化方法, 以抑制高频重力波噪音。假设地图因子和科氏参数为常数, 计算静止且水平温度分布均一的层结大气中模式的正规化。正规化的水平结构函数与前面谱展开所用的双傅氏函数相同。对六小时内的前四个垂直正规化进行初值化, 即令它们的时间倾向为零。用Machenhauer的方法进行四次初值化迭代。在计算正规化的时间倾向时不考虑物理过程。波分量的其它部分在迭代过程中不变。

3. 降雨预报检验

大尺度模式的评分方法, 如S1和气压场的均方根误差, 对中尺度模式是不合适的(Anthes, 1983)。中尺度模式的目的是提供实际的天气要素, 像降水、地表温度、风等等。因此必须将这些要素的预报与观测作直接比较。这儿我们仅作80 km格点范围(较原JSM大一倍)内降水预报的检验。观测资料来源于自动气象资料获取系统(AMeD-

表 2 T 评分及 B 评分的定义, 其中 FO、FNO、NFO、NFNO 为对 80km 网格事件出现的数目。

$$T \text{ 评分} = FO / (FO + NFO + FNO)$$

$$B \text{ 评分} = (FO + FNO) / (FO + NFO)$$

$$\text{假警报率} = FNO / (FO + FNO)$$

$$\text{未命中率} = NFO / (FO + NFO)$$

	观测到事件	未观测到事件
预报出现的事件	FO	FNO
预报不出现的事件	NFO	NFNO

AS). 降水的水平密度约每 17 平方公里有一个站。我们将用 T 评分(险恶天气评分)和 B 评分(系统性误差评分)来作为成功与否的度量标准。这两种评分的定义见表 2。T 评分说明了除没有观测到且没有预报出的事件以外的预报准确率, B 评分则代表预报数目与观测事件的比率。

图 3 表示了全日本 1988 年春季(3~5 月)和夏季(6~8 月)临界降水量分别为 1 mm 和 5 mm 的三小时降水的平均 B 评分曲线。

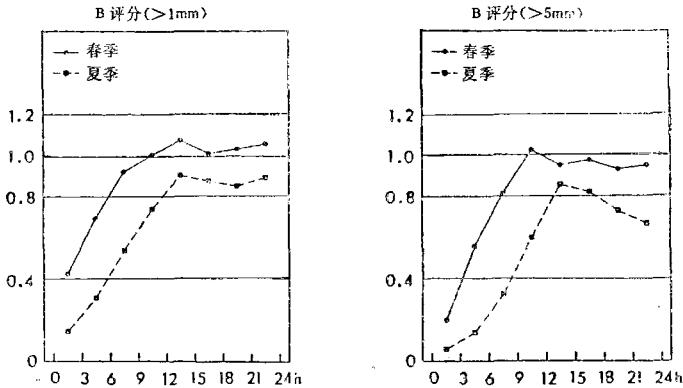


图 3 1988 年春季、夏季 80 km 网格区域内三小时降水的月平均 B 评分曲线, 左图降水量的起始值为 1 mm, 右图为 5 mm, 横坐标为预报时间

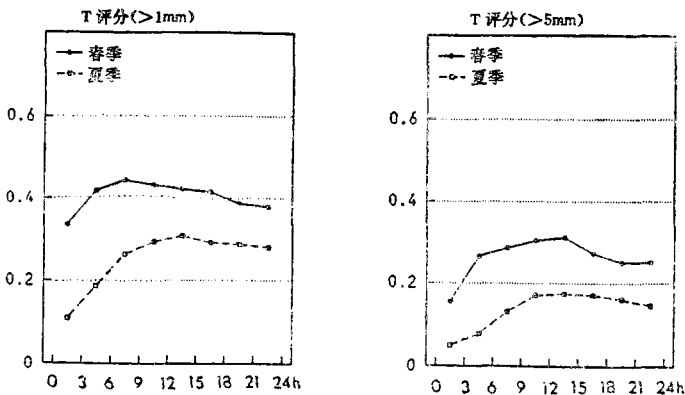


图 4 同图 3 说明, 但为 T 评分

这个评分说明在预报开始时段内, 尤其是夏季时, 评分较低, 说明模式的“自加速”特性较慢。夏季的预报中降水量较观测小, 12 小时后, 降水量才增加, 接近观测。另一方面, 春季的评分在预报六小时后超过 0.8, 且在九小时后, 评分趋于一致, 这说明模式春季的

“自加速”比夏季快, 并且对小雨和中雨, 降水量与之配合较好。而对于大雨(大于 20mm/3 hr), 两个季度的评分都小于 1 (图中没有给出)。

图 4 表示了 1988 年春、夏的 T 评分曲线。

由于在预报开始时段内, B 评分较低(或说未命中数目较大), 所以 T 评分同样表示了预报时段的早期预报不成功性。然而尽管存在着模式“自加速”问题, 春季前3—6小时的预报评分较 6 小时后的预报评分偏大或相同, 这意味着与气压场相关的降水型在前期

预报时间内还是比较准确的。因此, 在这个预报时段内虽然降水量偏小, 但 T 评分依然较好。夏季的情况不如春季, 这可能反映了 JSM 中对流降水处理的不足。

为了更好地评价 JSM 的技术, 我们作了两种评分与降水持续性评分的比较。图 5 表

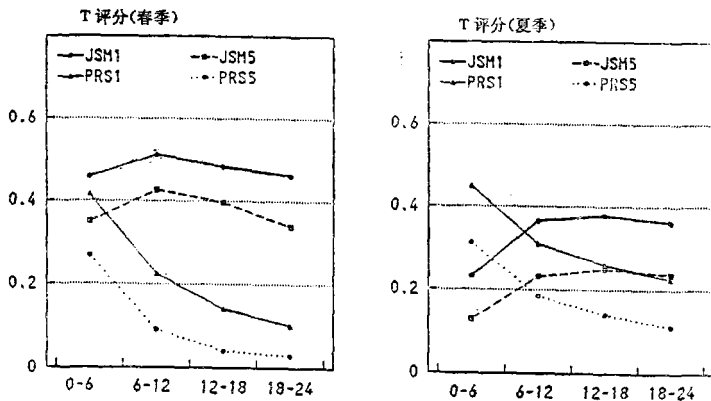


图 5 JSM 的春、夏两季六小时降水预报的 T 评分及持续性曲线, JSM 1 和 JSM 5 代表 1 mm 和 5 mm 的 T 评分, PRS 1 和 PRS 5 代表 1 mm 和 5 mm 的持续性评分

示了用 JSM 和持续性作 6 小时降水预报的 T 评分, 降水量界限值分别为 1 mm 和 5 mm。左图和右图分别表示春、夏两个季节的情况。持续性预报用 -6 至 0 小时的观测降水量作为每一预报时段的预报值。在春季, 即使在预报开始的时段内 JSM 也优于持续性预报。另一方面, 在夏季, JSM 预报在

开始时段不好, 6 小时之后转好。因此模式“自加速”问题在夏季是比较严重的。

苏晓冰编译自 «Journal of the Meteorological Society of Japan», Vol. 67, No. 5, 1989.

翟子航校