

全球和半球谱模式的比较*

张道民 纪立人 吴万里

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文将标准层结扣除下的谱模式用全球、北半球和全球、北半球交替方案对春、夏、秋、冬共5个实例做了5天的预报试验,比较了它们的预报结果,并做了一些理论分析.

关键词:谱模式;比较;试验;分析.

一、引 言

节省机时,提高预报时效是数值天气预报业务模式的基本要求,为了节省计算时间和比较谱模式中不同预报范围对预报效果的影响,进而了解中期预报中(5天左右)半球模式的适用程度,我们将标准层结扣除下的谱模式方案^[1]在预报范围取全球、北半球和全球、半球交替使用情况下做了5天的预报试验,并比较了它们的预报结果.模式在水平方向取21个波,垂直方向分为5层,共做了5个实例的预报,从500hPa高度场的倾向相关系数和均方根误差来看,其中有的全球模式比半球模式效果要好,有的则相反,有的个例有时全球好,有时半球好,但从总的情况看,全球模式效果比半球模式好,平均预报时效约好4小时左右,但计算机时间半球仅是全球模式机时的42%左右.

二、模式^[1]简介及做法

设模式大气温度和位势高度可以写为:

$$T(\lambda, \theta, p, t) = \tilde{T}(p) + T'(\lambda, \theta, p, t),$$

$$\phi(\lambda, \theta, p, t) = \tilde{\phi}(p) + \phi'(\lambda, \theta, p, t),$$

其中 $\tilde{T}(p)$, $\tilde{\phi}(p)$ 为标准大气的量, T' , ϕ' 为扰动量,并假定 $\tilde{T}(p)$, $\tilde{\phi}(p)$ 满足静力关系及标准层结近似^[2],即

$$\frac{\partial \tilde{\phi}}{\partial \ln p} = -R \tilde{T}, \quad (1)$$

$$\frac{R^2 \tilde{T}}{g} \left(\frac{g}{c_p} + \frac{d\tilde{T}}{dz} \right) = C_0^2. \quad (2)$$

取 $C_0 = 88.8 \text{ m/s}$, 对 $\sigma (= p/p_0)$ 坐标得标准层结近似下模式大气的控制方程组为^[1,4]

1988年10月18日收到, 1989年4月3日收到修改稿.

* 本文是国家“七·五”攻关项目——中期数值天气预报研究课题支持下的成果.

1) 这个方案后来由陈嘉滨等扩展为全球五层.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{1}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial F_v}{\partial \lambda} - \frac{1}{a} \frac{\partial F_u}{\partial \mu}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial F_u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial F_v}{\partial \mu} - \nabla^2 \left[\frac{U^2 + V^2}{2(1-\mu^2)} + \varphi \right], \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T'}{\partial t} = & - \left[\frac{1}{a(1-\mu^2)} \frac{\partial}{\partial \lambda} (UT') + \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \mu} (VT') + \dot{\sigma} \frac{\partial T'}{\partial \sigma} \right] + DT' \\ & - \left(\frac{R}{C_p} T' + \frac{C_v^2}{R} \right) \frac{\omega}{p}, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial (\ln p_s)'}{\partial t} = - \int_0^1 (D + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \varphi'}{\partial \ln \sigma} = -RT', \quad (7)$$

其中

$$\ln p_s = \widetilde{\ln p_s} + (\ln p_s)',$$

$$\frac{\omega}{p} = \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s - \frac{1}{\sigma} \int_0^\sigma (D + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma,$$

$$\dot{\sigma} = \sigma \int_0^1 (D + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma - \int_0^\sigma (D + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma,$$

$$F_u = V \cdot (f + \zeta) - \dot{\sigma} \frac{\partial U}{\partial \sigma} - RT' \frac{\partial \ln p_s}{a \partial \lambda},$$

$$F_v = -U \cdot (f + \zeta) - \dot{\sigma} \frac{\partial V}{\partial \sigma} - RT' (1 - \mu^2) \frac{\partial \ln p_s}{a \partial \mu},$$

$\mu = \sin \theta$, $U = u \sin \theta$, $V = v \sin \theta$, θ 为纬度, $\widetilde{\ln p_s}$ 完全由地形高度决定, 其他均为气象常用符号。若将所有的预报变量 $\zeta, D, T', (\ln p_s)'$ 在水平方向用球函数的有限项级数表示, 当取三角形截断时, 有

$$\chi(\lambda, \mu, \sigma, t) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=1}^M \chi_{mn}(\sigma, t) P_{mn}(\mu) e^{im\lambda}, \quad (8)$$

这里 $\chi_{mn}(\sigma, t)$ 是谱系数, $P_{mn}(\mu)$ 是连带勒让德多项式。将 (8) 式代入 (3) — (6), 而后将方程两边同乘球函数的共轭 $Y_{mn}^* (= P_{mn}(\mu) e^{-im\lambda})$, 再对全球积分, 最后得谱系数预报方程如下:

$$\frac{\partial \zeta_{mn}}{\partial t} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left[\frac{1}{a(1-\mu^2)} im F_{vm} P_{mn}(\mu) + \frac{1}{a} F_{um} \frac{dP_{mn}(\mu)}{d\mu} \right] d\mu, \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial D_{mn}}{\partial t} = & \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left[\frac{1}{a(1-\mu^2)} im F_{um} P_{mn}(\mu) - \frac{1}{a} F_{vm} \frac{dP_{mn}(\mu)}{d\mu} + \frac{n(n+1)}{a^2} \right. \\ & \left. E_m P_{mn}(\mu) \right] d\mu + \frac{n(n+1)}{a^2} (\varphi'_{mn} + R \underline{B} T'_{mn}), \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial T'_{mn}}{\partial t} = & \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left[\frac{1}{a(1-\mu^2)} im(UT')_m P_{mn}(\mu) + \frac{1}{a} (VT')_m \frac{dP_{mn}(\mu)}{d\mu} \right] d\mu \\
& + \int_{-1}^1 \left[DT' - \sigma \frac{\partial T'}{\partial \sigma} - \frac{R}{C_p} T' \frac{1}{\sigma} \int_0^\sigma D d\sigma \right. \\
& \left. + \left(\frac{R}{C_p} T' + \frac{C_0^2}{R} \right) \left(\vec{V} \cdot \nabla \ln p_* - \frac{1}{\sigma} \int_0^\sigma \vec{V} \cdot \nabla \ln p_* d\sigma \right) \right] P_{mn}(\mu) d\mu \\
& - \frac{C_0^2}{R} \frac{1}{\sigma} \int_0^\sigma D_{mn} d\sigma, \quad (11)
\end{aligned}$$

$$\frac{\partial (\ln p_*)'}{\partial t} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 \left[- \int_0^1 \vec{V} \cdot \nabla \ln p_* d\sigma \right] P_{mn}(\mu) d\mu - \int_0^1 D_{mn} d\sigma, \quad (12)$$

式中 $(\quad)_m = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (\quad) e^{-im\lambda} d\lambda$, $E = \frac{U^2 + V^2}{2(1-\mu^2)}$, $\underline{B}$ 是与(7)式垂直差分有

关的上三角矩阵。

若为半球模式, 则另一半球的格点值是假定 $U, T', \ln p_*, D$ 以赤道为对称, 而 V, ζ 以赤道为反对称, 同时利用 $P_{mn}(\mu)$ (或 $dP_{mn}(\mu)/d\mu$) 在 $n-m =$ 奇数以赤道为反对称 (或对称), $n-m =$ 偶数以赤道为对称 (或反对称) 的性质, 则(9)–(12)式中关于 μ 积分中的被积函数便以赤道为对称或反对称, 在被积函数为对称时, 其积分结果是从赤道到极地的两倍。而反对称时, 则其积分结果为零, 无需再做计算, 计算量大大减少。以(9)式为例, 对北半球模式, 则变为

$$\frac{\partial \zeta_{mn}}{\partial t} = \begin{cases} \int_0^1 \left[\frac{1}{a(1-\mu^2)} jm F_{vm} P_{mn}(\mu) + \frac{1}{a} F_{vm} \frac{dP_{mn}(\mu)}{d\mu} \right] d\mu, & \text{当 } n-m = \text{奇数时.} \\ 0, & \text{当 } n-m = \text{偶数时.} \end{cases} \quad (13)$$

不过关于 V 以赤道为反对称的假定, 必须要求 V 在赤道上为零, 因而需要对初值 V 在赤道附近做适当修改。

模式大气在垂直方向分为 5 层, 水平方向取 21 个波。

我们分别用全球模式 (简称 A 方案)、北半球模式 (简称 B 方案) 和全球、北半球交替模式方案 (简称 C 方案) 做了五个实例的 5 天预报。在用 C 方案时, 我们的做法是, 5

天预报的前两天用全球模式预报,而第二天预报结束后,将三个时间层的谱系数用全球模式方案变换到高斯格点上,再用北半球模式变换到谱空间,而后用北半球模式继续向前做预报。

三、试验结果

我们用 A, B, C 三种方案做了五个实例的 5 天预报(它们分别是以 1979 年 1 月 23 日、4 月 7 日、6 月 14 日、7 月 9 日和 11 月 5 日的资料为初始场)。从 500hPa 预报的高度场和观测场的倾向相关系数和均方根误差看,其中 7 月 9 日个例前 3 天的预报 B 方案反而比 A 方案好,而 6 月 14 日个例第 2, 3 两天的预报和 11 月 5 日个例第 2, 5 两天的预报 B 方案也比 A 方案好,但其余两个例子 A 方案始终比 B 方案要好。表 1 为 A, B, C 三种方案预报的 500hPa 高度场和观测场的均方根误差(RMS)和倾向相关系数(COR)及 1.23, 4.7, 6.14 和 11.5(它们分别代表冬春夏秋)四个例子的 RMS 和 COR 的平均值。一般说来,模式的预报能力随季节而异,这个平均值初步反映了模式的平均预报能力。从四个例子的平均看, A 方案比 B 方案预报效果要好, 500hPa 高度场平均的 RMS 之差(半球减全球, 单位: m)为

1 天	2 天	3 天	4 天	5 天
3.1	2.4	2.4	5.2	2.5

误差随预报时间增长反映了边界的影响。假定 RMS 随时间呈线性增长,由表 1 和上面的差值可以看出, 3.1m 相当于全球模式第一天 3.3 小时的预报误差,就是说,四个例子的平均全球模式比北半球模式效果约好 3.3 小时。同样第二天约好 3.0 小时,第三天约好 2.8 小时,第四天约 8.7 小时,而第五天约 3.5 小时,五天平均约好 4 小时。由表 1 还可以看出,用 C 方案,第三天的预报五个例子中有四个 RMS 和 COR 比单用 A 方案或 B 方案的效果要好。

表 2 为高纬(55—70°N)、中纬(35—50°N)和低纬(20—35°N)三个纬带用 A, B 两种方案预报的 500hPa 高度场与观测场的均方根误差。由表 2 可以看出,不论哪个纬带,也不论哪一天的预报,五个例子中都有 B 方案的 RMS 比 A 方案的 RMS 小的情况出现。从 RMS 平均值看, A, B 方案在低纬相差最大,中纬度次之,高纬度最小。例如, B 方案与 A 方案之差 5 天的平均值低纬为 3.26m,中纬 2.84m,高纬只有 1.26m。这说明半球模式边界的影响。在高纬全球模式比半球模式好不了多少,五个例子中,前 3 天竟有三个例子半球模式的 RMS 比全球模式的小。

由 A, B, C 三种方案对上述四个例子北半球 500hPa 高度场预报的均方根误差图还可以看出, A, B 两种方案第二天预报结果(图略)除 B 方案在赤道附近误差较大外,两者在中高纬度误差分布大致相同。例如,在 30—60°N 范围内库页岛附近、太平洋中部、美洲西海岸和美洲东部都有 80m 以上的大误差区,在欧洲西海岸和黑海、里海附近为 40m 以下的小误差区。但全球模式最大误差区在北美西面的太平洋上,而北半球模式则在北美的东部沿岸。

图 1 和图 2 分别为全球模式和北半球模式第五天的 500hPa 均方根误差图。可以看出除在非洲北部和太平洋中部 30°N 以南北半球模式预报误差稍大外,两者的误差中

表1 用不同谱模式方案预报的500hPa高度场和实况场的均方根误差(RMS)和倾向相关系数(COR)

个例日期	模 式	1 天		2 天		3 天		4 天		5 天	
		RMS	COR	RMS	COR	RMS	COR	RMS	COR	RMS	COR
1979 7月9日	全球模式	40.8	0.5957	51.2	0.6706	60.6	0.6450	68.3	0.5507	75.5	0.5149
	半球	34.2	0.6630	46.1	0.6969	56.8	0.6709	68.7	0.5646	83.5	0.4465
	全球 - 半球	40.8	0.5957	51.2	0.6706	59.4	0.6491	66.4	0.5796	78.2	0.4912
1月23日	全球	42.1	0.8277	61.1	0.7700	94.2	0.6239	117.9	0.5657	144.9	0.4919
	半球	49.9	0.7649	69.0	0.7142	97.8	0.5955	118.6	0.5555	149.4	0.4609
	全球 - 半球	42.1	0.8277	61.1	0.7700	92.7	0.6317	115.0	0.5750	147.2	0.4635
4月7日	全球	33.9	0.8430	47.3	0.8668	65.6	0.8110	86.1	0.7323	101.5	0.6634
	半球	36.2	0.8195	52.1	0.8374	72.5	0.7821	93.5	0.6943	104.8	0.6403
	全球 - 半球	33.9	0.8430	47.3	0.8668	67.3	0.8012	86.9	0.7239	100.4	0.6728
6月14日	全球	30.6	0.8322	49.5	0.7995	70.9	0.6833	73.9	0.6845	82.0	0.6298
	半球	32.4	0.8086	47.9	0.8129	68.9	0.7116	79.8	0.6493	85.0	0.6221
	全球 - 半球	30.6	0.8322	49.5	0.7995	65.7	0.7303	75.2	0.6747	84.9	0.6053
11月5日	全球	37.6	0.8847	63.1	0.8582	73.4	0.8330	83.8	0.7624	102.5	0.6401
	半球	38.4	0.8733	62.1	0.8588	74.6	0.8210	90.5	0.7912	101.7	0.6408
	全球 - 半球	37.6	0.8847	63.1	0.8582	72.8	0.8357	89.3	0.7267	104.7	0.6079
平均	全球	36.1	0.8469	55.3	0.8236	76.0	0.7378	90.4	0.6862	107.7	0.6063
	半球	39.2	0.8166	57.7	0.8058	78.4	0.7276	95.6	0.6546	110.2	0.5910
	全球 - 半球	36.1	0.8469	55.3	0.8236	74.6	0.7497	91.6	0.6751	109.3	0.5874

注：平均指1月23日，4月7日，6月14日，11月5日四个例子的平均。

表2 用全球和北半球谱模式预报的北半球500hPa高度场与实况场的均方根误差(m)

个例日期	模 式	1 天			2 天			3 天			4 天			5 天		
		高 纬	中 纬	低 纬	高 纬	中 纬	低 纬	高 纬	中 纬	低 纬	高 纬	中 纬	低 纬	高 纬	中 纬	低 纬
7月9日	全球	60.7	36.6	22.8	80.8	48.6	27.8	96.1	53.7	37.8	106.9	64.5	46.5	110.1	82.2	41.3
	半球	46.2	35.3	27.4	70.7	45.7	32.4	90.6	48.8	32.1	104.1	67.1	41.4	111.1	99.5	57.4
1月23日	全球	43.4	39.2	31.6	64.6	77.0	39.5	102.7	111.6	46.8	141.8	139.8	60.8	174.2	159.9	70.0
	半球	51.4	48.2	42.0	73.8	88.5	49.7	98.7	119.1	51.7	133.4	145.9	73.6	172.8	157.3	85.0
4月7日	全球	35.7	37.9	28.3	54.8	68.2	37.1	87.8	87.7	44.8	121.6	107.8	50.6	128.5	137.9	66.6
	半球	39.5	36.1	32.3	58.9	73.6	39.7	93.6	98.2	46.8	125.6	117.0	49.8	128.6	133.8	64.5
6月14日	全球	43.1	29.0	25.4	67.5	45.7	30.6	84.3	61.2	41.8	76.8	58.4	36.7	79.2	62.2	32.3
	半球	38.9	29.7	28.2	61.4	46.2	36.3	82.7	52.7	35.4	79.4	56.7	35.5	80.9	67.7	31.8
11月5日	全球	43.8	32.5	28.1	69.7	53.2	35.6	75.9	82.4	35.0	102.5	95.1	44.9	132.1	116.9	51.9
	半球	40.9	34.9	30.4	67.3	50.8	31.4	78.4	84.6	40.8	112.3	103.4	46.7	136.3	116.3	52.5
平均	全球	41.5	34.6	28.3	64.1	61.0	35.7	87.6	85.7	42.1	110.6	100.2	48.2	128.5	119.2	55.2
	半球	42.7	37.2	33.2	65.3	64.7	39.2	88.3	88.6	43.6	112.6	105.7	51.4	129.7	118.7	58.4

注：平均指1月23日，4月7日，6月14日，11月5日四个例子的平均。

心位置和强度都是很相似的。但是日本以东的误差全球模式比半球模式更大些，而加拿

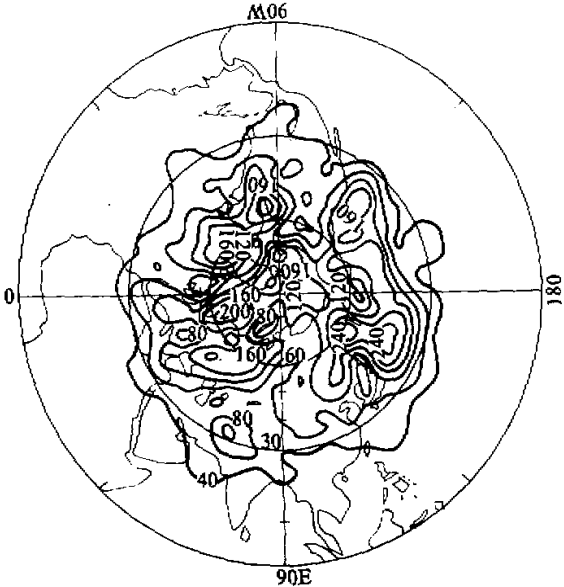


图 1 全球模式第 5 天预报的 500hPa 高度场均方根误差 (单位: m)

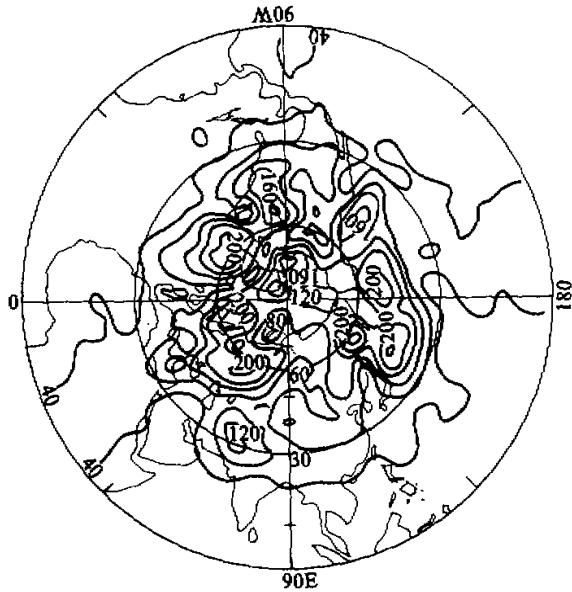


图 2 北半球模式第 5 天预报的 500hPa 高度场均方根误差 (单位: m)

大东海岸的误差则半球模式比全球的要大. 图 3 为用 C 方案预报的第五天的 500hPa 误差, 它与图 1 和图 2 大致相同, 但日本以东的误差区比 A 方案要小, 而加拿大东海岸

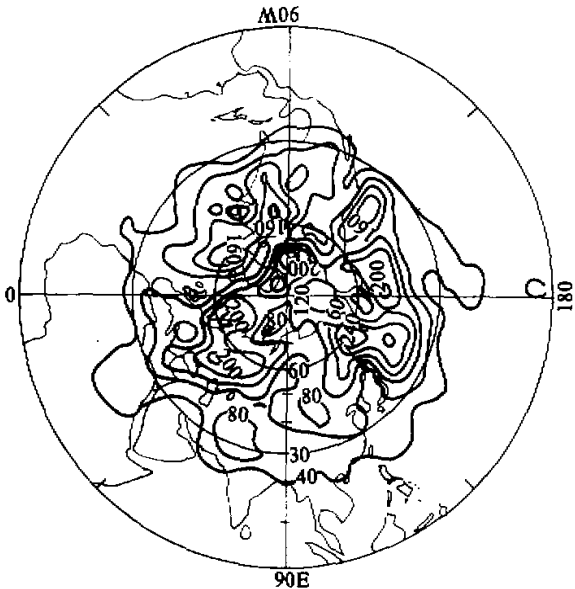


图 3 C 方案第 5 天预报的 500hPa 高度场均方根误差 (单位: m)

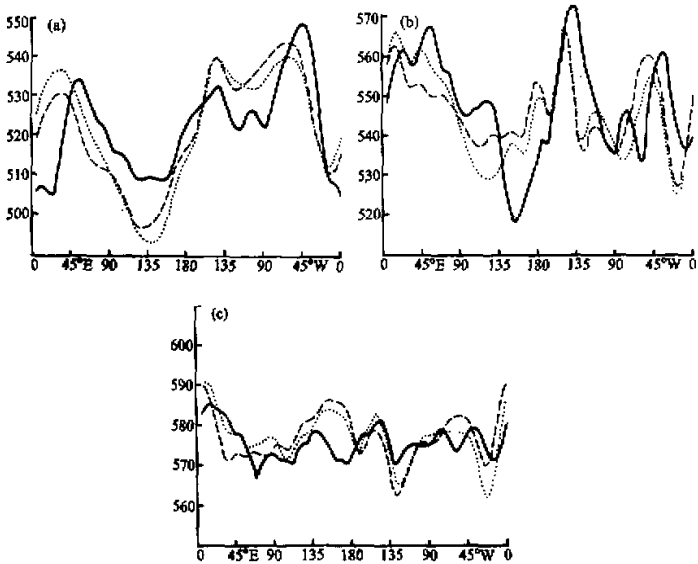


图 4 A (点线)、B (断线) 方案预报的 500hPa 高度场和观测场的高度在不同纬带沿纬圈的变化
(a) 高纬, (b) 中纬, (c) 低纬.

的误差则小于 B 方案.

我们还做了用 A, B 两种方案预报的 500 hPa 高度场和观测场在高、中、低纬带高度沿纬圈的变化. 在前三天预报场和观测场之间波的位相是比较吻合的, 振幅也相差不多. 由于预报偏慢, 后来位相与振幅的差异逐渐加大. 但是 A, B 两种方案预报结果之间的位相始终是比较一致的, 只是到第 4、5 两天它们之间的差异才逐渐明显. 图 4 是 1 月 23 日个例第 4 天的结果.

四、讨 论

从上面的 5 个例子已经看出, 有的个例全球模式的预报效果反而不如半球模式. Arpe 等人 (1987) 用 ECMWF 的模式做了 40 个例子的预报, 从 5 天的 500hPa 高度距平相关系数看也发现有 6 个例子 (其中冬天 4 个, 春天 2 个) 半球模式比全球模式预报效果要好. 看来这种情况并不是偶然的, 对格点模式来说一般是不会发生的. 为什么会出现这种情况, 我们估计这同谱方法——函数的谱展开有关. 由于北半球模式的计算实际上是在全球模式中令南半球的格点值以赤道为对称或反对称, 即由北半球的资料作偶开拓或奇开拓得到. 谱系数的预报方程 (以涡度方程为例) 在全球模式和半球模式时分别为 (9) 和 (13) 式, 这与富立叶展开式中的偶开拓和奇开拓相类似, 可以从富氏级数的收敛性进一步解释. 将函数 $f(x)$ 在 $(-\pi, \pi)$ 区间用富氏级数展开为

$$f(x) = \sum_{k=0}^{\infty} a_k \cos(kx) + \sum_{k=1}^{\infty} b_k \sin(kx), \quad (14)$$

式中

$$a_k = \frac{1}{\pi \delta_k} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \cos(kx) dx, \quad b_k = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) \sin(kx) dx, \quad \delta_k = \begin{cases} 2, & \text{当 } k=0 \text{ 时,} \\ 1, & \text{当 } k \neq 0 \text{ 时.} \end{cases}$$

而偶开拓时为

$$f(x) = \sum_{k=0}^{\infty} a_k \cos(kx), \quad (15)$$

$$\text{式中} \quad a_k = \frac{2}{\pi \delta_k} \int_0^{\pi} f(x) \cos(kx) dx, \quad \delta_k = \begin{cases} 2, & \text{当 } k=0 \text{ 时,} \\ 1, & \text{当 } k \neq 0 \text{ 时.} \end{cases}$$

在 $(-\pi, \pi)$ 区间的任何地方如果函数 $f(x)$ 或其导数出现不连续都会影响到级数在全区间的收敛速度, 也就是说, 某一区域如果要素分布十分不规则就会影响模式中函数的展开精度.

下面我们给出两组离散的函数 $f(x)$ 的格点值, 每组 57 个格点, 用 (14) 和 (15) 式作富氏级数展开. 一组 (A 组) 的图形左半边大致是半波长的正弦曲线, 而右半边与左半边完全呈轴对称. 另一组 (B 组) 的图形左半边与 A 组的左半边完全相同, 而右半边则是不规则的起伏较凌乱的曲线. 分别用 (14) 和 (15) 式去逼近这两组曲线的左半边, 结果表明, 对 A 组值, 不论 k 取什么值, 全级数展开 ((14) 式) 与原离散格点值的均方根误差总是比偶开拓 ((15) 式) 或奇开拓展开的误差要小 (图略). 但是对 B 组值则不同, 在有限截断的情况下, (14) 式展开的结果反而不如 (15) 式展开逼近的结果好. 图 5 为

用(14)、(15)式和奇开拓展开式对B组数据逼近的均方根误差随 k 的变化曲线。可以看出,在 k 足够大的情况下,仍然是用全级数展开的误差小,但当展开时所取波数(k)小于某个值(24个波)时,则偶开拓或奇开拓反而会比全级数逼近的RMS要小,这类类似于半球谱模式预报效果好于全球谱模式的个例,这说明,对全球谱模式仅从展开精度来说,保持南半球各要素场的光滑和合理性对改进北半球的预报是重要的。

再考察一下用不同展开式对A组值逼近的均方根误差随展开时所取波数(k)的变化。表3为所取波数值与相应的RMS,由于全级数展开(14)式与偶开拓(或奇开拓)(15)式在取相同的波数时,前者的计算时间是后者的两倍,若用相同的机时去考察不同展开的效果,由表3不难看出,当全级数展开所取波数小于12而大于8时,则在相同的机时条件下(偶开拓或奇开拓应取小于24而大于16)全级数展开还不如用偶开拓(或奇开拓)展开的精度高。当所取波数大于14时,全级数展开总比偶开拓(或奇开拓)展开的效果要好,这类类似于Arpe等人的结果,即当谱模式的水平分辨率低于某个波数(63波)时,在相同的机时条件下增加模式的水平分辨率比增加预报范围(从半球扩展到全球)所得到的预报效果要好。

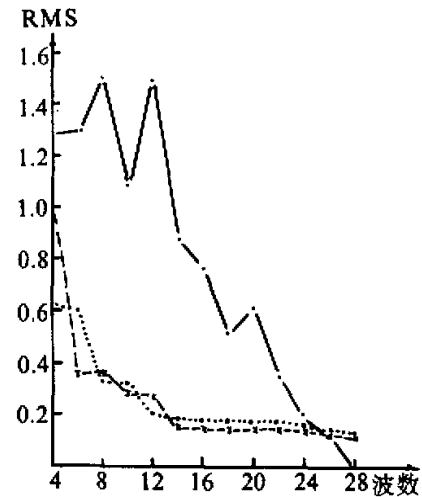


图5 全级数、偶开拓和奇开拓展开对B组数据逼近的均方根误差(RMS)
实线:全级数,点线:偶开拓,断线:奇开拓。

表 3

波数 展开类型	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28
全级数	0.649	0.347	0.198	0.185	0.183	0.159	0.103	0.098	0.091	0.088	0.066	0.051	0.005	0
偶开拓	4.820	0.636	0.601	0.338	0.328	0.213	0.187	0.181	0.181	0.177	0.177	0.154	0.154	0.122
奇开拓	1.156	1.034	0.378	0.363	0.289	0.278	0.152	0.149	0.147	0.147	0.142	0.130	0.130	0.106

我们再来看看将地形高度 H ,分别用全球和半球谱模式展开时的误差情况。将 H ,分别用全球和半球模式作谱展开,再回到高斯格点上,而后沿经圈求北半球用不同模式展开后得到的地形高度 H' 与 H ,的均方根误差,在64个经圈中有25%的经圈半球展开比全球展开的均方根误差要小,最大相差24.9m。表4为分别用全球和北半球谱模式对 H ,展开的误差 ΔH .(= H' - H) (对 $\lambda=73.125^\circ\text{E}$)随纬度的变化。就整个北半球而言,用全球模式展开后的 H' ,均方根误差为144.7m,而用北半球模式展开的为149.8m。对南半球来说,全球模式展开的均方根误差为104.1m,而用南半球模式展开的为104.2m,两者十分接近。

表 4 全球和北半球模式展开的误差 ΔH 。(单位: m)

纬度 方案	2.76	8.31	13.84	19.38	24.92	30.46	36.00	41.53	47.07	52.61	58.14	63.68	69.21	74.74	80.27	85.76
全球	-108.5	-64.6	86.7	-289.6	10.2	471.5	-522.9	-46.8	78.8	44.2	-15.3	-75.2	107.5	62.0	-21.3	3.0
半球	-71.7	-35.6	25.2	-214.6	63.1	397.5	-500.0	10.0	22.8	31.1	43.0	-72.5	88.7	48.0	-42.5	26.0

五、结 论

由上的预报个例和分析可以看出,从总的情况看,全球谱模式比半球谱模式预报效果要好,预报时效提高约 4 小时左右,这与 Arpe 等人(1987)的结果是一致的。全球模式比半球模式在低纬度改进较大,短期对高纬度改进较小。在计算机能力有限和水平分辨率比较低时,增加模式的水分辨率比增加预报范围可能更为重要。应该指出,我们这里所用的初始资料是用全球模式同化处理过的,即使用半球模式做预报,为得到更好的初始场仍可用全球模式做同化处理。

全球—半球谱模式交替使用的处理,类似于有限区域模式边界处理的嵌套方法。北半球模式预报需要的南边界条件,预报的前两天由全球模式提供,而后三天则取固定边界,这样做,部分考虑了南半球的影响又节省了一些机时,实际上是解决机时和边界影响矛盾的折中办法。从预报效果看,同全球预报很接近,是可行的。

参 考 文 献

- [1] Chen Jiabin (陈嘉滨), Ji Liren (纪立人), and Wu Wanli (吴万里), 1987, Design and test of an improved scheme for global spectral model with reduced truncation error. *Advances in Atmospheric Sciences*, 4, No. 2, 156-168.
- [2] 曾庆存, 1979, 数值天气预报的数学物理基础, 第一卷, 科学出版社, 22-25.
- [3] Arpe, K. and Dittmann, E., 1987, Comparison of forecast performances up to 5 days with a global and hemispheric model. *Beit. Phys. Atmos.* 60, No. 2, 193-209.
- [4] Baede, A. P. M., Jarraud, M. and Cubasch, U., 1980, Adiabatic formulation and organization of ECMWF's spectral model, Technical report No. 15.