

天气预报的相似-动力方法

邱崇践 丑纪范

(兰州大学大气科学系)

提 要

本文将预报对象分解为参考态和扰动态两部分,参考态根据与预报对象初始场相似的原则从历史观测资料中选定,其演变过程是已知的;扰动态的演变则用动力方法预报,用准地转正压模式作了若干模拟实验,结果表明,该方法能利用历史资料提供的信息部分弥补预报模式的缺陷,不要求参考态与预报对象有很高的相似性,其预报结果就明显优于现行的数值预报方法。

一、引 言

由于许多次网格过程不可能准确刻画,现有的数值天气预报模式不得不引入各种参数化近似,使得预报难免发生种种失误。目前,中期数值天气预报虽然已经取得很大进展,但5—10天的预报,其准确率仍然是不能令人满意的。因此,人们一直在努力改进模式,以图使之更为精确。不过,在现有的基础上要再前进一步所需付出的努力较之过去就更大。然而另一方面,尽管我们无法知道支配大气运动的准确方程,实际上却知道方程的一些足够准确的特解,这就是全球大气监测网提供的数十年的三维大气观测资料。利用这些“准确特解”提供的信息来弥补预报模式的缺陷,可能是改善数值预报结果的一个途径。顾震潮^[1]最早提出在数值预报中引入历史资料的重要性和可能性。随后丑纪范^[2]、郑庆林和杜行远^[3]给出了在准地转模式中具体实现的方法。最近我们又提出,可以利用观测的近期演变资料确定模式的未知部分^[4]。本文给出的相似-动力方法是在数值预报模式中利用历史资料的又一种方法。

众所周知,预报员经常利用相似原理作天气预报,并往往有一定成效。因为在相似的初始场和边界条件下,大气未来的演变在一段时间内常常仍是相似的。从Lorenz^[5]的统计研究中也可以清楚地看到这一点。不过,相似预报方法将未来看成是过去某段历史的简单重复,这显然不符实际。我们的想法是将相似方法和动力方法结合起来,“把要预报的场视为叠加在历史相似上的一个小扰动,就可以把天气学的预报经验吸收到数值预报中来”^[6]。这就是相似-动力预报的基本思想。本文将给出具体方法及用准地转模式进行模拟试验的结果。

二、方 法

控制大气运动的方程通常可写为:

$$\frac{\partial}{\partial t} F(t, x) + N(F) = \varepsilon(t, F), \quad (1)$$

这里 F 是描述大气状态的向量, 向量 x 表示空间坐标, N 是 F 的已知算子, ε 是未知函数, 即预报方程的误差. 换言之, 预报时采用方程

$$\frac{\partial}{\partial t} F_1(t, x) + N(F_1) = 0, \quad t > t_1 \quad (2)$$

初值

$$F_1(t_1, x) = g(x). \quad (3)$$

不考虑初值及计算误差, 则预报误差来源于方程的误差项 $\varepsilon(t, F)$, 一般而言, $\|\varepsilon\|$ 越大, 预报误差也越大.

从历史资料中选一参考态 $\tilde{F}$, 其起始时间为 $t = t_0$. 记 $\tau = t - t_1$, 令 $F(t, x) \equiv F(t_1 + \tau, x) = \tilde{F}(t_0 + \tau, x) + F'(\tau, x)$, $\tilde{F}$ 应满足方程 (1), 即

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \tilde{F}(t_0 + \tau, x) + N(\tilde{F}) = \varepsilon(t_0 + \tau, \tilde{F}), \quad \tau > 0 \quad (4)$$

$$\tilde{F}(t_0, x) = \tilde{g}(x). \quad (5)$$

不难看出, 扰动态 F' 满足的方程及初值是

$$\frac{\partial}{\partial \tau} F'(\tau, x) + N(\tilde{F} + F') - N(\tilde{F}) = \varepsilon(t_1 + \tau, \tilde{F} + F') - \varepsilon(t_0 + \tau, \tilde{F}) \equiv \varepsilon', \quad (6)$$

$$F'(0, x) = g(x) - \tilde{g}(x). \quad (7)$$

预报扰动态的近似方程应为

$$\frac{\partial}{\partial \tau} F'(\tau, x) + N(\tilde{F} + F') - N(\tilde{F}) = 0. \quad (8)$$

根据 (8) 和 (7) 式作出 F' 的预报后再叠加到对应时刻的 $\tilde{F}$ 观测值上得到最终预报, 这就是相似 - 动力预报的基本方法. 由上面的分析可看到, 相似 - 动力方法相当于在原预报方程的误差中扣除了一项 $\varepsilon(t_0 + \tau, \tilde{F})$. 若误差项为常量, ε 与 t 和 F 无关, 则无论怎样选择参考态, 相似 - 动力预报方法都将不出现误差. 这表明采用该方法可以消除模式中存在的定常误差. 若误差项不显含 F , 即 $\varepsilon(t, F) = \varepsilon(t)$, 这种情况可以被理解为模式只是在描述外界施于大气的某种强迫作用上存在误差, 此时相似 - 动力方法能否改进预报应与所选择的参考态 $\tilde{F}$ 本身无关, 而取决于 $t = t_0$ 与 $t = t_1$ 及以后一段时间内“强迫作用”的是否相似. 一般情况下, ε 是 t 和 F 的函数, 那么我们在选择参考态时应力求作到: (1) $\tilde{F}$ 的起始值与预报量 F 的初值相似, 即 $\|F(t_1, x) - \tilde{F}(t_0, x)\| \ll \|F(t_1, x)\|$; (2) $t = t_0$ 时的气候环境、边界状况等与 $t = t_1$ 时相近. 这样, 我们可以指望在预报时间不是很长时, $\tilde{F}$ 与 F 的相似仍能维持, $\varepsilon(t_1 + \tau, F)$ 与 $\varepsilon(t_0 + \tau, \tilde{F})$ 会存在一定的相

似性, 从而有 $\|\varepsilon'\| < \|\varepsilon(t, F)\|$. 如果情况果真如此, 这就意味着预报精度将会提高.

那么, 要求参考态有多高的相似性新方法才会优于现行方法; 在现有的历史资料中能否保证可以找到符合要求的参考态呢?

另外, 在对方程 (8) 积分时需要知道每一时间节点上的值, 显然这不能完全由观测值给出, 而需借助插值方法给出无观测记录的部分, 插值误差会给结果带来多大影响呢?

在将本方法用于实际预报之前, 我们用一个简单的数值模式作若干模拟实验, 以期能对上述问题作出初步回答.

三、模 拟 实 验

设控制大气运动的准确方程是带有强迫 - 耗散项的准地转正压涡度方程, 其无量纲形式是

$$\frac{\partial}{\partial t} (\zeta - \lambda^{-2} \psi) = J(\zeta + h, \psi) - 2 \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} + \mu (\zeta_e - \zeta), \quad (9)$$

其中 $\psi = \Phi / f_0$, $\zeta = \nabla^2 \Phi / f_0$, h 是无量纲地形高度, ζ_e 是强迫源, μ 是耗散系数, 其余符号均为惯用. 各个量的特征量同文献 [7]. 认为位势高度南北半球对称, 将其依球函数展开

$$\Phi = \sum_{n=|m|}^N \sum_{m=-M}^M K_n^m(t) Y_n^m(\lambda, \theta), \quad (10)$$

h, ζ_e 也作相应的展开, 截取 $N = M = 8$. 代入 (9) 式得到对系数 K_n^m 的常微分方程, 以 3 小时为时间步长, 按蛙跃格式作时间积分得到预报.

适当给定方程 (9) 中的各个参数及强迫源 ζ_e , 对给出的预报初值及参考态初值按上述方法积分 (9) 式, 所得结果分别认为是未来的“实况”及参考态. 在方程 (9) 中引入某种误差后作为预报方程, 再用通常的数值预报方法 (以下简称方法 G) 和本文所给方法 (以下简称方法 A), 对同一初值分别作出预报. 将预报结果和相应的“实况”比较即可判断二者的优劣.

在我们的实验中, 固定取 1984 年 12 月 16 日 20 时 (北京时) 北半球 500 hPa 位势高度作为参考态的初值. 预报时的初始场则是根据实验要求的不同的相似度, 在参考态起始场上叠加一个具有一定幅度的随机扰动构成. 这里, 我们将场 $\tilde{F}$ 和 F 之间的相似度定义为

$$r(F, \tilde{F}) = \|F - \tilde{F}\| / \|F - \bar{F}\|,$$

$\bar{F}$ 是 F 的平均值, r 越小, $\tilde{F}$ 与 F 越相似. 利用 ECMWF 的客观分析资料 (20°N 以北, 5°×5°经纬度网格), 我们统计了 1984 年 7 月 31 日与同年 7 月 1 日—8 月 31 日 (其中 7 月 26 日—8 月 5 日除外) 之间 500 hPa 高度场的相似度 r , 结果见表 1. 从这一粗略的统计可以看到, 从相距五天以上的实际观测资料中要找到相似度 $r < 0.25$ 的两个 500 hPa

高度场不会有什么困难, $r \leq 0.40$ 的情况则是很普通的. 以下我们就按 $r = 0.25$ 和 $r = 0.40$ 两种情况给出预报初值进行实验.

表 1 各类相似度出现次数的统计

r	≤ 0.25	0.26—0.35	0.36—0.45	0.46—0.55	0.56—0.65	> 0.65
出现次数	3	15	18	7	6	2
出现频率(%)	5.9	29.4	35.3	13.7	11.8	3.9

计算参考态时, 强迫源 $\tilde{\zeta}_E$ 是按照 48 小时的计算值与实际观测值 (即 12 月 18 日 20 时的分析场) 之差取极小值的原则, 按文献 [4] 给出的参数反演方法确定的. 计算“实况”时, 强迫源 ζ_E 是在 $\tilde{\zeta}_E$ 上随机地叠加一扰动而得. 扰动的幅度在不同实验中取了不同的值, 这在下面有说明.

我们在预报方程中分别引入三种类型的误差, 用方法 A 和方法 G 各自作了 48 小时的预报进行对比. 方法 A 中又包括两种方案: 一种是以 12 小时为间隔, 用二次插值方法计算参考态值 (简称方法 A_1); 另一种是直接利用积分得到的每一时间节点上的参考态值 (简称方法 A_2). 现将实验情况叙述如下:

试验 I 在预报方程的强迫源中引入误差

设预报期间准确的强迫源为 ζ_E , 且不随时间变化. 而在预报方程中略去该项, 即认为 $\zeta_E = 0$. 这是上节提到的误差项与 F 无关的特殊情况. 只要 $r(\tilde{\zeta}_E, \zeta_E) < 1$, 方法 A 就应有较小的误差, 而与 $r(\varphi, \tilde{\varphi})$ 无直接关系. 不妨取预报初值使 $r(\varphi, \tilde{\varphi}) = 0.25$, 控制在 $\tilde{\zeta}_E$ 上所叠加的随机扰动的幅度, 使 $r(\tilde{\zeta}_E, \zeta)$ 分别为 0.25, 0.50, 0.75 和 1.00. 对每种情况都用两种方法各作三次预报 (每次预报初值相同, 但 ζ_E 取不同的扰动). 图 1 是两种方法的均方误差平均值曲线, 方法 A 中只绘出了未插值的情况 (即 A_2). 试验结果证实了上面的分析, 预报误差随 $r(\tilde{\zeta}_E, \zeta_E)$ 的增加而增大, 但只要 $r(\tilde{\zeta}_E, \zeta_E) < 1$, 方法 A_2 的误差总小于方法 G, 两者 48 小时预报误差的比值为 0.44 ($r = 0.25$), 0.73 ($r = 0.50$), 0.87 ($r = 0.75$) 和 0.98 ($r = 1.0$). 对于初始场相似度 $r(\varphi, \tilde{\varphi}) = 0.40$ 的情况所作的试验结果也大体一样.

比较方法 A_1 和 A_2 的预报误差发现, 在目前这种截取波数较少的情况下, 参考态插值引起的误差是很小的, 表 2 给出了一次试验中每一时间节点上的插值均方误差及方法 A_1 、 A_2 的预报误差. 插值误差平均不足 1GPM (位势米). 在参考态有观测值的时刻 (12, 24 小时等), 方法 A_1 和 A_2 的预报误差几乎没有什么区别. 这说明如果以较大尺度

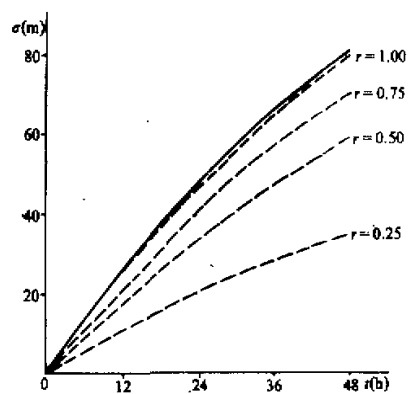


图 1 强迫源引入误差时方法 G (实线) 与方法 A_2 (点线) 的预报误差 (σ) 比较
 r 是计算参考态和“实况”时所用的强迫源之间的相似度.

的系统作为预报对象,那么在我们的方法中插值引起的误差不是特别值得忧虑的问题.

为了更具体地比较两种方法的优劣,下面给出一次实验实例.取 $r(\zeta_k, \zeta_k) = 0.50$, $r(\tilde{\zeta}, \tilde{\zeta}) = 0.25$. 图 2 给出了试验采用的初始场, 48 小时后的“实况”及两种方法(方法

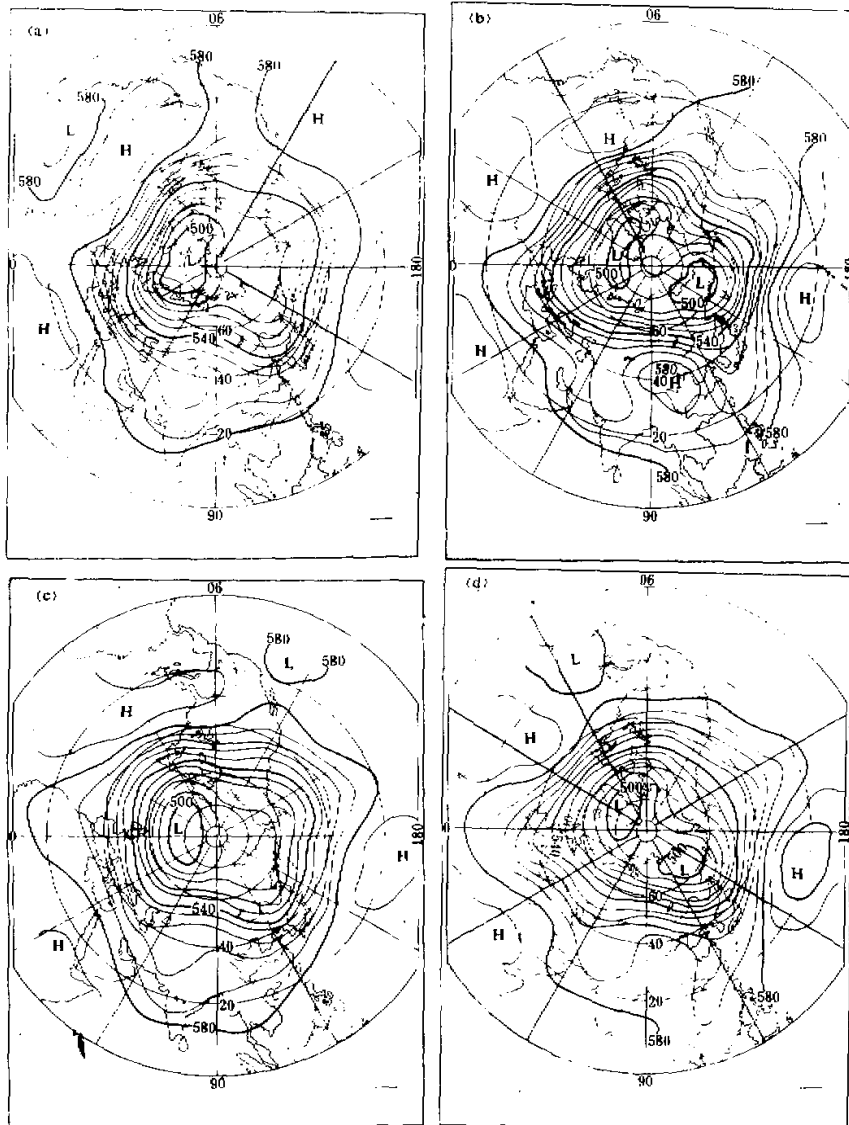


图 2 500 hPa 位势高度图

- a: 初始场
- b: 48 小时“实况”
- c: 方法 G 的 48 小时预报
- d: 方法 A_1 的 48 小时预报

G 和方法 A_1 的 48 小时预报, 为节省篇幅, 参考态图略去。

表 2 24 小时内参考态插值的均方误差及方法 A_1 、 A_2 的预报误差 (单位: GPM)

时间 (h)	3	6	9	12 *	15	18	21	24 *
插值误差	0.92	0.54	0.84	0	0.33	0.42	0.68	0
A_2 预报误差	3.6	6.8	9.5	12.3	14.3'	16.8	18.3	20.4
A_1 预报误差	9.6	6.9	10.4	12.4	13.5	16.0	16.1	20.6

比较图 2a 和 2b 可以看到, 在 48 小时内, 高度场变化的主要特点是槽、脊系统普遍加强了。例如在青藏高原地区形成一高压, 东亚槽明显加深, 美洲大陆西海岸附近的高压脊及北非的低压槽都大大加强了。而方法 G 的预报 (图 2c) 基本不能反映这种变化, 方法 A_1 所作的预报 (图 2d) 则有了很明显的改进。

试验 II 在预报方程的地形高度中引入误差

具体是在原地形高度上随机地叠加 25% 的扰动作为预报方程中的地形高度。这时, 方法 G 中的误差项为 $\varepsilon = J(\delta h, \psi)$, 而方法 A 中的误差项为 $\varepsilon' = J(\delta h, \psi')$ 。这里 δh 是地形误差。只要 $r(\psi, \tilde{\psi}) < 1$, 平均而言应有 $\|\varepsilon'\| < \|\varepsilon\|$ 。现对 $r(\psi, \tilde{\psi}) = 0.25$ 和 0.40 两种情况各作三次对比预报实验 (固定取 $r(\tilde{\zeta}_E, \zeta_E) = 0.50$), 结果见图 3。48 小时预报的均方误差, 方法 G 与方法 A_2 的比是 0.61 ($r = 0.25$) 和 0.68 ($r = 0.40$)。方法 A_1 与 A_2 的结果很接近, 不再给出。

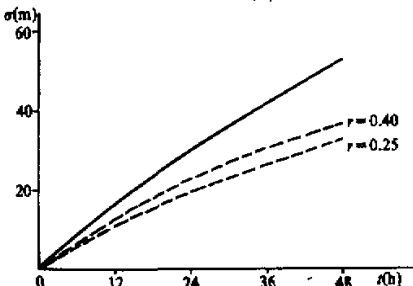


图 3 引入地形误差时方法 G (实线) 和方法 A_2 (点线) 的预报均方误差曲线。

r 是参考态与预报量初始时刻的相似度。

试验 III 预报方程中引入次网格误差

具体方法是在计算参考态及“实况”时截

取较高的波数 ($M = N = 11$), 而作预报时仍取原来的 $M = N = 8$ 。这时预报方程中的误差项将是一种很复杂的形式, 不能再用解析形式写出来。试验的结果见图 4。48 小时方法 G 与方法 A_2 的预报误差比是 0.72 ($r = 0.25$) 和 0.82 ($r = 0.40$), 方法 A 的改进是明显的。

四、结 论

上述分析和实验结果表明, 相似 - 动力预报方法可以利用历史资料提供的信息消除预报模式中的部份误差, 使预报准确率提高。这种好处随着参考态与预报量之间相似度的提高而增加, 但并不要求两者之间有很高的相似度, 本方法即可收到明显效益。在预报对象的空间尺度较大时, 参考态插值计算引起的误差对结果影响不大。当然, 这些结论还只是来自于数值模拟实验, 用于实际预报时可能还会有新的问题, 对此我们将作进一步的试验研究。

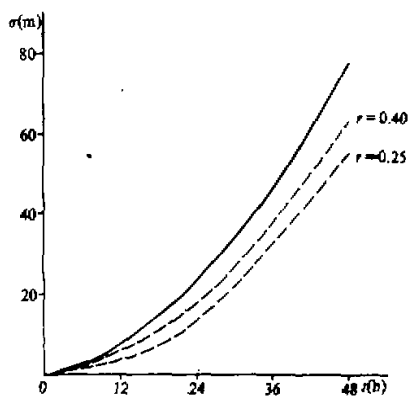


图4 引入次网格误差时两种方法预报的均方误差曲线
说明同图3

参 考 文 献

- [1] 顾震潮, 1958, 天气预报中过去资料的使用问题, 气象学报, Vol. 29, No. 3, 176—184.
- [2] 丑纪范, 1974, 天气数值预报中使用过去资料的问题, 中国科学, 635—644.
- [3] 郑庆林, 杜行远, 1973, 使用多时刻观测资料的数值天气预报新模式, 中国科学, 289—297.
- [4] 邱崇兴, 丑纪范, 1988, 预报模式识别的扰动方法, 大气科学, Vol. 12, No. 3, 225—232.
- [5] Lorenz, E. N., 1969, Atmospheric predictability as revealed by naturally analogues, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 26, 636—651.
- [6] 丑纪范, 1979, 关于长期数值天气预报的若干问题, 中长期水文气象预报文集, 水利电力出版社, 216—221.
- [7] Kallen, E., 1981, The nonlinear effects of orographic and momentum forcing in a low-order, barotropic model, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 38, 2150—2164.

※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※ ※

勘 误

本刊12卷2期有如下排校错误, 需作勘误:

页	行	误	正
169	公式(3)右端	$-\frac{R}{f_p}(\Delta T \cdot \nabla \omega)$	$-\frac{R}{f_p}(\nabla T \cdot \nabla \omega)$
186	2	$\frac{R_d Q}{e_p p dt}$	$\frac{R_d Q}{e_p p dt}$