

距平模式月际旱涝异常的诊断及预测试验^{*}

罗 勇

(国家气候中心, 北京, 100081)

林本达 王绍武

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

摘 要

用地气耦合非定常距平模式对 24 个夏季旱涝月个例进行了诊断和预测试验。结果表明, 用这种动力与统计外部结合的 MOS 方法进行旱涝预测比较简易可行, 并且达到一定的准确率, 便于在短期气候预报的业务中推广应用。

关键词: 距平模式, 旱涝预测, 模式输出统计(MOS)。

1 引 言

中国夏季不少地区旱涝异常频繁发生, 给国民经济和人民生命财产造成巨大损失。旱涝异常的预测是短期气候预报所面临的重大、紧迫而艰巨的任务。

长期以来, 旱涝预测一直是以统计预报方法为主, 但由于缺乏物理基础, 预报的准确率较低, 而且预报性能提高缓慢且不稳定。这种状况使人们将短期气候预报准确率的提高寄希望于有较好物理基础的数值预报方法。近十多年来, 计算机技术及与之紧密相连的数值天气预报方法的飞速发展, 为短期气候预报新方法的探索开辟了很有希望的前景。目前, 虽然用复杂的 GCM 模式做月、季、年平均场集合预报已有成功的报导, 但与在实际预报业务中应用还有很大差距, 因而有必要从不同途径探索短期气候预报的有效方法。近年来, 以简化动力学方法为基础的距平模式有了很快的发展。距平模式由于以月平均距平为预报变量, 比较适合于做气候异常的预测, 又由于其运算所需的计算机时大大地少于 GCM 模式, 因此特别适合于中国现有的技术条件, 便于在短期气候预报的业务中推广应用。近年来距平模式已被运用来做了一系列距平场月或季预报的个例试验^[1~9], 还进行了准业务预报试验^[10], 也有一些作者对其进行了改进^[11~14], 结果显示该模式具有一定的月、季预报能力, 值得进一步加以改进。

但是, 以往用距平滤波模式及非定常距平模式所做的试验中, 所预报的都是等压面位势距平场 Φ 和地表温度距平场 T_s , 并不能预报降水距平, 因而不能直接用来做旱涝异常

* 初稿时间: 1996 年 4 月 24 日; 修改稿时间: 1997 年 7 月 17 日。

资助课题: “长江黄河流域旱涝规律成因与预测”课题。

的预测。为了能用距平模式来预测旱涝, 通常可采用如下几种方法:

(1) 用观测资料确定旱涝(降水距平)与各层 Φ 及 T_s 场的统计关系。利用这种关系, 由模式所预报的 Φ 和 T_s 场来间接地预测出旱涝异常。

(2) 在模式中加入水汽预告方程, 用模式所预报的水汽距平场来预测旱涝异常。

(3) 充分利用准地转模式的预告和诊断两种功能, 先用位势距平倾向方程和地面温度距平方程预告出 Φ 和 T_s 场, 再利用距平 ω 方程由预告的 Φ 和 T_s 场诊断出相应的垂直运动距平 ω 场, 然后利用垂直运动距平与降水异常的密切关系, 预测出旱涝异常。

方法(1) 要确定旱涝与 Φ , Φ_e , Φ_s 及 T_s 等多因子之间的统计关系, 比较复杂也比较困难。若只确定旱涝与其中某个因子的统计关系则不够全面。方法(2) 确定降水距平与水汽距平场之间的关系, 可能比较简单, 但是在距平模式中加进水汽距平的预告方程会大大增加模式的复杂性, 而且缺少月平均及气候平均的水汽资料, 因此这两种方法在实用性上都存在困难。而方法(3) 类似于预报业务中常用的 MOS 方法, 相对而言比较简单可行, 只要由原来的位势距平倾向方程再推导并求解距平 ω 方程即可。本文即介绍利用方法(3) 由地气耦合非定常距平模式做旱涝异常预测的试验。

2 距平模式的诊断方程(距平 ω 方程)

模式大气部分的支配方程是包含 Rayleigh 摩擦的准地转涡度方程和非绝热的准静力热力学方程。这里只给出其距平形式(推导和各变量的意义见文献[3]):

$$\frac{\partial}{\partial t} \cdot^2 \Phi + \text{TIC} [J(\Phi + \Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + f)] = f^2 \frac{\partial \omega}{\partial p} - \alpha \cdot^2 \Phi \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) + \frac{\text{TIC}}{f} \left[J \left(\Phi + \Phi, \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) + J \left(\Phi, \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] + \alpha \omega = \frac{\partial}{\partial p} (K + K_R) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} - \frac{1}{\tau_R} \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \frac{R}{p \tau_R} T_e - \frac{R}{p} T^* \zeta_g \quad (2)$$

式中 Rayleigh 摩擦系数 $\alpha = 5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$, 牛顿冷却系数 $\tau_R = 3 \times 10^6 \text{ s}$, $K = \rho^2 g^2 k$, 其中湍流导热系数 $k = 10 \text{ m}^2/\text{s}$; $K_R = \rho^2 g^2 k_R$, 其中辐射扩散系数 $k_R = 0.05 \text{ m}^2/\text{s}$ 。由方程(1)和(2)中消去时间导数项, 并在大气中取 $T_e = 0$, 可得如下准地转距平 ω 方程

$$\left(\cdot^2 + \frac{f^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = M \quad (3)$$

其中右边项 M 表示平流、摩擦和各种非绝热过程对垂直运动距平的强迫效应, 其形式为

$$M = \frac{1}{\sigma} \{ \cdot^2 \left[\frac{\partial}{\partial p} (K + K_R) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} \right] - \frac{1}{\tau_R} \cdot^2 \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \frac{R}{p} T^* \cdot^2 \zeta_g - \cdot^2 \frac{\text{TIC}}{f} \left[J \left(\Phi + \Phi, \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) + J \left(\Phi, \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] + \alpha \cdot^2 \frac{\partial \Phi}{\partial p} + \text{TIC} \frac{\partial}{\partial p} [J(\Phi + \Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + f)] \} \quad (4)$$

为了数值求解 ω 方程(3), 其中 $\frac{\partial^2}{\partial p^2}\omega$ 必须写成垂直差分形式, 对于如图 1 所示的大气分层, 并取边界条件

$$\omega = 0 \quad (5)$$

及

$$\omega_s = -\frac{\rho_0 g}{f} J(\Phi_s, \eta) \quad (6)$$

式中, η 为地形高度。有

$$\left(\frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2}\right)_1 = \frac{4}{\Delta p_1 \Delta p_2} \omega - \left(\frac{4}{\Delta p_1 \Delta p_2} + \frac{2}{\Delta p_1 \Delta p_{10}}\right) \omega \quad (7)$$

$$\left(\frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2}\right)_2 = \frac{4}{\Delta p_2^2} (\omega_s + \omega - 2\omega) \quad (8)$$

代入方程(3), 则对第 1 和第 2 层, 距平 ω 方程变成

$$\begin{cases} \sigma_1^2 \omega + \lambda_{11} \omega + \lambda_{12} \omega = M_1 - \lambda_{13} \omega_s \\ \sigma_2^2 \omega + \lambda_{21} \omega + \lambda_{22} \omega = M_2 - \lambda_{23} \omega_s \end{cases} \quad (9)$$

其中

$$\begin{cases} \lambda_{11} = -\frac{f^2}{\sigma_1} \left(\frac{4}{\Delta p_1 \Delta p_2} + \frac{2}{\Delta p_1 \Delta p_{10}} \right), & \lambda_{12} = \frac{4f^2}{\sigma_2 \Delta p_2^2} \\ \lambda_{12} = \frac{4f^2}{\sigma_1 \Delta p_1 \Delta p_2}, & \lambda_{22} = -2\lambda_{21} \\ \lambda_{13} = 0, & \lambda_{23} = \lambda_{21} \end{cases} \quad (10)$$

方程(9)右边的 ω_s 是 900 hPa 层的 ω , 将该层看作大气边界层顶, 则根据 Ekman 抽吸理论, 有

$$\omega_s = -\rho_0 g \frac{K}{2f} \zeta_g \sin 2\nu + \omega \quad (11)$$

其中 K 是涡旋粘性系数, 取 $K = 15 \text{ m}^2/\text{s}$, ν 为摩擦层内的地转偏差角, 在陆地上取 $\nu = 22.5^\circ$; 在海洋上取 $\nu = 15^\circ$; ω 是 ω 外延到 900 hPa 层的值(见文献[15])。方程(9)右边 M_1 和 M_2 的垂直差分形式为

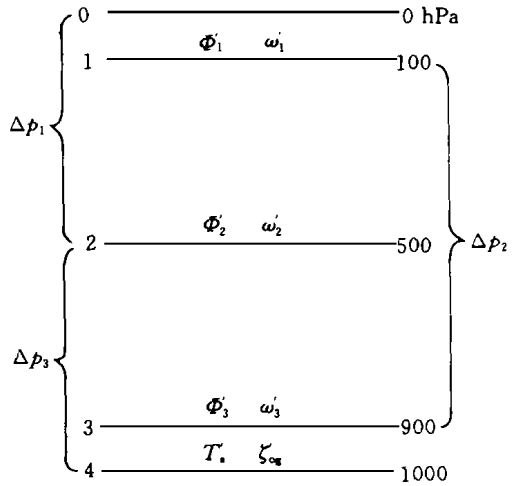


图 1 三层模式大气的垂直分层示意图

$$\left\{ \begin{aligned}
 M_1 &= \frac{1}{\sigma_1 \Delta p_1} \{ \text{cof}_{11} \cdot \Phi_1^2 + \text{cof}_{12} \cdot \Phi_2^2 + \text{cof}_{13} \cdot \Phi_3^2 + \text{cof}_{g1} \cdot \zeta_g^2 + \\
 &\quad \text{TIC}[J(\Phi_2 + \Phi_3, \zeta) + J(\Phi_2, \zeta + f)] - \\
 &\quad \cdot \frac{\text{TIC}}{f} [J(\Phi_1 + \Phi_2, \Phi_3) + J(\Phi_1, \Phi_3 - \Phi_1)] \} \\
 M_2 &= \frac{1}{\sigma_2 \Delta p_2} \{ \text{cof}_{21} \cdot \Phi_1^2 + \text{cof}_{22} \cdot \Phi_2^2 + \text{cof}_{23} \cdot \Phi_3^2 + \text{cof}_{T_s} \cdot T_s^2 + \\
 &\quad \text{cof}_{g2} \cdot \zeta_g^2 + \text{TIC}[J(\Phi_3 + \Phi_3, \zeta) + J(\Phi_3, \zeta + f)] - \\
 &\quad J(\Phi_1 + \Phi_2, \zeta) - J(\Phi_1, \zeta + f)] - \\
 &\quad \cdot \frac{\text{TIC}}{f} [J(\Phi_2 + \Phi_2, \Phi_3 - \Phi_1) + J(\Phi_2, \Phi_3 - \Phi_1)] \}
 \end{aligned} \right. \quad (12)$$

其中系数

$$\begin{aligned}
 \text{cof}_{11} &= \frac{4(K + K_R)_2}{\Delta p_2^2}, & \text{cof}_{12} &= -2\text{cof}_{11} - \frac{1}{T_R} + \alpha \\
 \text{cof}_{13} &= \text{cof}_{11}, & \text{cof}_{g1} &= -\frac{R \Delta p_1}{p_1} \tilde{T}_{(1)}^* \\
 \text{cof}_{21} &= \frac{(K + K_R)_3}{\Delta p_2 \Delta p_3} + (K + K_R)_1 \left[\frac{4}{\Delta p_1 \Delta p_2} + \frac{2}{\Delta p_1 \Delta p_3} \right] + \frac{1}{T_R} - \alpha \\
 \text{cof}_{22} &= -\frac{4(K + K_R)_1}{\Delta p_1 \Delta p_2}, & \text{cof}_{23} &= -\frac{(K + K_R)_3}{\Delta p_2 \Delta p_3} - \frac{1}{T_R} + \alpha \\
 \text{cof}_{g2} &= -\frac{R \Delta p_2}{p_2} \tilde{T}_{(2)}^*, & \text{cof}_{T_s} &= -\frac{R(K + K_R)_3}{\Delta p_3 p_4}
 \end{aligned} \quad (13)$$

由方程(9)及式子(12)看到, 距平 ω 方程的强迫项包含了 Φ_1 , Φ_2 , Φ_3 及 T_s 等各个距平场对垂直运动距平 ω , ω 的综合影响。式(9)是二维 Helmholtz 方程组, 可用超张弛法联立求出 ω 和 ω^* 的数值解, ω^* 则由式(11)确定。最后按 $W = -\frac{\omega}{\rho g}$ 换算成 Z 坐标的垂直速度距平 W_1, W_2 及 W_3 。

3 垂直速度距平与中国东部旱涝的关系

为了能通过垂直运动距平的计算来预测旱涝异常, 首先必须根据历史资料确定出垂直速度距平与降水距平之间的关系。本文目的在于做长江、黄河流域大旱大涝的预测, 所用的个例是重大自然科学基金项目“长江黄河流域旱涝规律成因与预测”所确定的 8 个大和次大旱大涝年, 即 1972, 1975, 1978, 1980, 1983, 1985, 1986 和 1988 年 6~8 月共 24 个月个例。对每个个例的实况计算出垂直速度距平 W , 然后利用这 24 个月垂直速度距平及对应的中国 160 站的降水距平百分率 P 资料建立它们之间的统计关系。由于计算出的垂直速度距平在中国区域是规则地分布在 2.5 格距的经纬网格点上, 而降水距平百

分率则是不规则分布在中国的 160 个测站上, 格点和站点之间不是呈一一对应的分布, 因此确定逐点的统计关系没有什么意义。为了较客观地确定垂直速度距平与中国夏季旱涝的关系, 参照文献[16]的作法, 将中国东部长江、淮河、黄河流域分成 8 个区, 如图 2 所示, 分别计算出各区降水量距平百分率及垂直速度距平的区域平均值, 来确定两者区域平均值之间的对应统计关系。这 8 个区的名称及求区域平均的站点及格点数如表 1 所示。

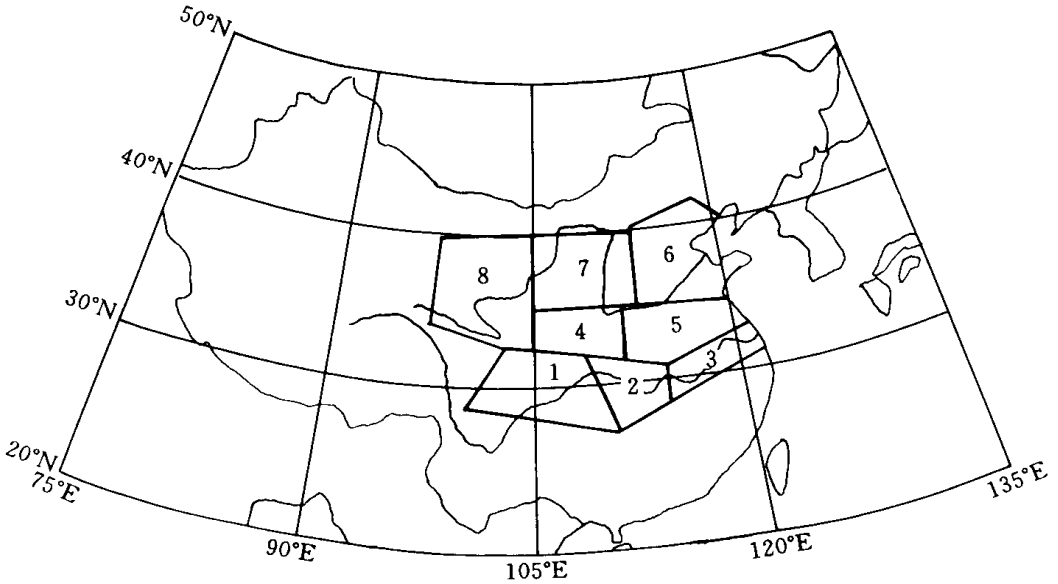


图 2 中国东部分区示意图

求出区域平均的降水距平百分率和垂直速度距平之后, 将两者都按强度分成 3 个级别, 其中区域平均的降水距平百分率按 $\pm 25\%$ 为上下临界值分成 3 个等级, 大于 25% 者定为 1 级, 代表涝异常; 小于 -25% 者定为 3 级, 代表旱异常; 介于 -25% 和 $+25\%$ 之间者定为 2 级, 代表正常。垂直速度距平的分级标准用统计方法确定, 即先任意选取两个上下界值, 当垂直速度距平 W 大于高界值 W_h 时定为 1 级, 小于低界值 W_l 时定为 3 级, 介于高低界值之间者定为 2 级。然后, 对选定的 24 个月个例, 由所确定的 W 级别和相应的 P 级别, 按如下公式计算出垂直速度距平级别对同期旱涝级别的拟合准确率

$$\text{FAR} = \frac{M}{N} \times 100\% \quad (14)$$

式中 M 为 W 与 P 同级别的个例数, N 为个例总数。然后变动 W_h 和 W_l 的值, 分别计算相应的拟合准确率, 最后选出与最佳拟合准确率所对应的 W_h 和 W_l 取作 W 的标准高低临界值, 作为以后由预报的垂直速度距平来定级并推测对应的旱涝等级的依据。表 2 是由所选择的 24 个月个例计算出的中国东部 8 个区区域平均垂直速度距平的标准高低临界值和用它们来拟合旱涝等级的准确率。

表 1 中国东部分区和求区域平均的站点及格点数

区号	区名	P 求平均的站点数	W 求平均的格点数
1	长江上游	9	7
2	长江中游	9	4
3	长江下游	10	5
4	汉渭流域	8	6
5	淮河流域	15	7
6	海河流域	10	7
7	黄河中游	9	12
8	黄河上游	8	10

表 2 中国东部 8 个区的 W 临界值及其拟合旱涝的准确率

区号	1	2	3	4	5	6	7	8	平均	
100 hPa	W_h	0.4	0.4	0.0	0.4	0.3	0.6	0.6	0.4	-
	W_l	-0.7	0.4	-0.1	-0.7	-0.6	0.6	0.6	-1.2	-
	准确率	83	42	42	42	50	46	38	67	51
500 hPa	W_h	1.4	2.0	0.2	0.5	0.6	1.5	2.2	0.6	-
	W_l	-1.1	1.6	0.1	-0.9	-0.6	-0.4	2.2	-1.0	-
	准确率	79	46	38	58	58	54	46	75	57
900 hPa	W_h	1.8	2.6	0.1	1.7	1.9	2.2	2.6	4.2	-
	W_l	-3.0	2.0	-0.2	0.1	-0.1	2.2	2.6	-3.5	-
	准确率	83	50	63	58	67	50	46	71	61

注: W 的单位为 10^{-1}cm/s ; 准确率单位为 %。

由表 2 可以看到如下一些特点:

(1) 从垂直层次来看, 900 hPa 的拟合准确率最高(8 个区平均达 61%), 500 hPa 次之(57%), 100 hPa 较差(51%)。但它们均高于随机准确率(1/3)。

(2) 从区域分布来看, 长江和黄河上游(1 区和 8 区)拟合准确率最高(83% 和 71%), 淮河和长江下游(5 区和 3 区)次之(67% 和 63%), 长江中游、海河流域和黄河中游(2 区、6 区和 7 区)最差(50%, 50% 和 46%)。这种差别可能是与各区的地理位置及影响降水的因子不同有关。

(3) 当 $W_h > 0$, $W_l < 0$, 且 W_h 与 W_l 差值愈大时(如 1 区和 8 区)拟合准确率愈高。这种情况下, 上升运动与涝, 下沉运动与旱有较好的对应关系。当 W_h 和 W_l 同号且差值小时(如 2 区、6 区和 7 区), 拟合准确率低。这种情况下, $W_l > 0$ (上升运动)仍可能对应旱, 这可能是由于水汽条件不足的缘故。

图 3 是各区降水级别的气候几率及 900 hPa 垂直速度距平拟合旱涝的准确率的比较。其中白柱表示气候几率, 黑柱表示拟合准确率。由图 3 可以看到, 对大多数区域的降水级别, 拟合准确率都超过气候几率。此外, 还可看到, 对多数区域旱(级别 3)或正常(级

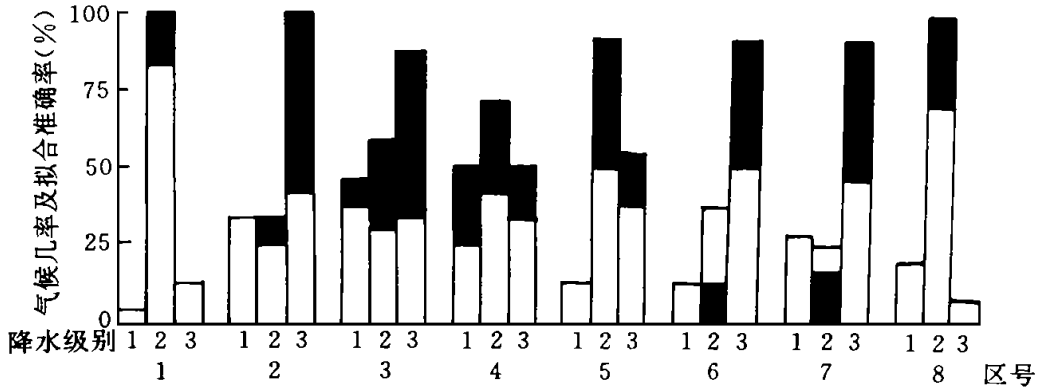


图3 各区降水级别的气候机率及拟合准确率

别2)的拟合准确率都超过气候几率,且有些区超过很多。相反涝(级别1)的拟合准确率超过气候几率的只有3和4区,且超过的不多。这表明,本模式对旱和正常的拟合较好,涝的拟合较差,其原因将在后面讨论。

此外,还设计了另外两种计算垂直速度的方案(略)。比较结果表明,用本文介绍的方案(方程(9)和(11))计算的垂直速度距平对同期旱涝级别的拟合准确率最高。

4 月际旱涝级别的预报试验

用距平模式对上述24个月个例进行了月际旱涝级别的预报试验。其方法是:(1)先对这些个例用该年5、6或7月的初始场通过距平模式的预报方程进行数值积分,分别计算出6、7或8月的 Φ , Φ_e , Φ_s 和 T_s 的预报场。(2)由这些预报的距平场,用距平 ω 方程计算出区域平均的垂直速度距平(取拟合效果最好的900 hPa层)。(3)参照表2所列的各区垂直速度距平 W_3 高低临界值确定出旱涝级别,即距平模式预报的旱涝级别。

表3即模式预报的旱涝级别与实况的对照表。表中预报级别中带括号者为预报正确(与实况同级)。由表3可以看出如下特点:

(1)总的来看,用这种方法预报的中国东部夏季旱涝月异常有一定的准确率,24个个例平均准确率为51%。其中1/3的个例(即1972年6月、1972年8月、1978年6月、1983年6月、1983年7月、1985年7月、1986年7月和1986年8月)8个区中预报正确的区数均在5个以上。但1978年7月、1980年6月和1988年7月预报效果最差,只报对2个区。

(2)从分区来看,以长江上游(1区)报得最好,准确率达88%;黄河上游(8区)次之,准确率达71%;长江下游(3区)和淮河流域(5区)报得最差,准确率只达33%和38%。

(3)从旱涝等级来看,60个实况旱中报对的有43个,准确率达72%,89个实况正常中报对的有50个,准确率为56%,而43个实况涝中报对的只有4个,准确率很低。

可见,与前面拟合效果相似,该模式对旱和正常的预报效果较好,而对涝的预报效果比较差。这可能与旱和涝的时空尺度不同有关。与涝相连的降水异常的空间尺度较小,因此,用这个粗网格的准干模式(虽包含蒸发、凝结的加热效应,但没有考虑水汽的演变)来预测与多降水相连尺度小的涝,效果就不大好。

表 3 距平模式预报的旱涝级别与实况的比较

个例时间	不同区域的降水距平/ 实况级别* 和垂直速度/ 预报级别**							
	1 区	2 区	3 区	4 区	5 区	6 区	7 区	8 区
1972 年 6 月	- 15/2*	- 43/3	- 3/2	- 2/2	46/1	- 70/3	- 26/3	- 11/2
	0.3/(2)**	- 0.5/(3)	- 1.1/3	0.3/(2)	- 0.8/3	- 0.7/(3)	0.0/(3)	1.3/(2)
1972 年 7 月	- 17/2*	- 64/3	- 36/3	- 7/2	- 1/2	- 15/2	- 25/2	- 32/3
	1.8/(2)**	1.6/(3)	- 0.3/(3)	2.1/1	0.1/(2)	- 1.0/3	1.4/3	1.9/2
1972 年 8 月	- 74/3*	- 85/3	34/1	- 42/3	- 19/2	- 42/3	- 28/3	12/2
	- 0.1/2**	- 0.5/(3)	- 0.7/3	- 0.1/(3)	- 0.6/3	0.2/(3)	0.0/(3)	0.0/(2)
1975 年 6 月	13/2*	20/2	27/1	- 27/3	40/1	- 29/3	- 24/2	- 14/2
	- 1.6/(2)**	- 1.8/3	- 0.6/3	- 2.3/(3)	- 1.2/3	- 0.6/(3)	- 1.9/3	- 2.6/(2)
1975 年 7 月	- 20/2*	- 43/3	- 5/2	5/2	- 36/3	7/2	23/2	7/2
	0.0/(2)**	- 0.1/(3)	0.5/1	- 0.2/3	- 0.5/(3)	- 1.1/3	- 0.6/3	- 0.2/(2)
1975 年 8 月	- 16/2*	30/1	30/1	- 29/3	34/1	- 34/3	- 30/3	- 27/3
	0.7/(2)**	0.4/3	0.0/2	0.8/2	0.2/2	- 0.1/(3)	0.6/(3)	0.6/2
1978 年 6 月	- 23/2*	- 11/2	- 43/3	- 19/2	- 24/2	- 24/2	- 39/3	11/2
	1.0/(2)**	0.1/3	- 1.7/(3)	0.6/(2)	- 1.6/3	- 0.8/3	0.1/(3)	2.3/(2)
1978 年 7 月	2/2*	- 52/3	- 69/3	46/1	- 42/3	2/2	44/1	33/1
	- 1.6/(2)**	- 1.0/(3)	0.0/2	- 1.2/3	- 0.1/2	- 0.1/3	- 0.7/3	- 0.7/2
1978 年 8 月	- 42/3*	- 41/3	- 61/3	- 53/3	- 47/3	17/2	18/2	21/2
	0.8/2**	0.6/(3)	- 0.4/(3)	0.2/2	- 0.5/(3)	- 0.7/3	- 0.4/3	1.2/(2)
1980 年 6 月	17/2*	46/1	18/2	78/1	98/1	45/1	14/2	- 24/2
	- 0.9/(2)**	- 0.8/3	- 1.1/3	- 1.0/3	- 0.5/3	0.0/3	- 0.6/3	- 0.8/(2)
1980 年 7 月	- 14/2*	64/1	29/1	- 6/2	- 2/2	- 65/3	- 22/2	- 10/2
	- 1.2/(2)**	- 0.7/3	- 0.3/3	- 1.3/3	- 0.3/3	- 0.2/(3)	- 0.6/3	- 1.3/(2)
1980 年 8 月	- 4/2*	163/1	164/1	46/1	12/2	- 24/2	- 38/3	- 10/2
	- 1.4/(2)**	- 1.3/3	- 0.1/2	- 1.3/3	- 0.5/3	- 0.2/3	- 0.5/(3)	- 0.6/(2)
1983 年 6 月	5/2*	45/1	46/1	28/1	6/2	- 38/3	41/1	5/2
	- 1.5/(2)**	- 0.5/3	1.4/(1)	0.3/2	1.4/(2)	1.3/(3)	1.6/3	- 1.5/(2)
1983 年 7 月	12/2*	81/1	39/1	36/1	15/2	- 38/3	- 37/3	- 8/2
	- 2.1/(2)**	- 0.7/3	1.1/(1)	- 0.8/3	1.4/(2)	1.3/(3)	1.0/(3)	- 1.7/(2)
1983 年 8 月	18/2*	- 21/2	- 59/3	4/2	- 15/2	- 48/3	- 37/3	57/1
	- 3.0/(2)**	- 1.6/3	1.8/1	- 2.5/3	1.3/(2)	0.7/(3)	- 1.1/(3)	- 2.6/2
1985 年 6 月	- 5/2*	- 35/3	- 39/3	0/2	- 37/3	- 39/3	- 17/2	35/1
	- 1.1/(2)**	- 0.9/(3)	0.3/1	- 1.0/3	0.0/2	0.6/(3)	- 0.3/3	- 1.0/2
1985 年 7 月	- 10/2*	5/2	1/2	- 27/3	- 24/2	7/2	- 37/3	- 12/2
	- 2.6/(2)**	- 1.3/3	- 0.1/(2)	- 1.9/(3)	0.0/(2)	1.1/3	- 0.4/(3)	- 2.1/(2)

个例时间	不同区域的降水距平/ 实况级别 [*] 和垂直速度/ 预报级别 ^{**}							
	1 区	2 区	3 区	4 区	5 区	6 区	7 区	8 区
1985 年 8 月	0/2 [*]	- 47/3	- 24/2	- 7/2	- 45/3	3/2	36/1	- 5/2
	- 2.4/(2) ^{**}	- 0.9/(3)	2.3/1	- 1.5/3	1.5/2	1.4/3	0.0/3	- 2.1/(2)
1986 年 6 月	- 4/2 [*]	- 2/2	49/1	12/2	0/2	32/1	39/1	59/1
	0.5/(2) ^{**}	0.5/3	0.4/(1)	1.2/(2)	0.7/(2)	0.4/3	1.3/3	1.4/2
1986 年 7 月	- 1/2 [*]	28/1	- 13/2	- 32/3	11/2	- 36/3	- 50/3	- 8/2
	- 1.7/(2) ^{**}	- 0.9/3	0.9/1	- 1.4/(3)	0.7/(2)	1.2/(3)	- 0.1/(3)	- 1.2/(2)
1986 年 8 月	- 25/2 [*]	- 58/3	- 39/3	- 49/3	- 53/3	- 43/3	- 34/3	- 24/2
	- 2.6/(2) ^{**}	- 1.3/(3)	1.1/1	- 1.5/(3)	0.7/2	0.1/(3)	- 0.3/(3)	- 0.9/(2)
1988 年 6 月	- 20/2 [*]	- 7/2	- 2/2	- 43/3	- 60/3	- 32/3	55/1	51/1
	- 1.0/(2) ^{**}	- 0.5/3	0.6/1	- 1.2/(3)	0.0/2	0.4/(3)	- 0.8/3	- 2.5/2
1988 年 7 月	33/1 [*]	- 55/3	- 49/3	27/1	- 17/2	36/1	52/1	- 2/2
	- 0.5/2 ^{**}	- 0.5/(3)	0.5/1	- 1.3/3	- 0.6/3	0.1/3	- 1.2/3	- 1.2/(2)
1988 年 8 月	0/2 [*]	93/1	52/1	5/2	- 33/3	- 8/2	36/1	- 12/2
	0.1/(2) ^{**}	0.6/3	2.0/(1)	0.4/(2)	1.3/2	0.9/3	0.5/3	0.3/(2)

注:表中除 1 区以外相同位置数据的“*”和“**”省略。加括号的预报级别为预报正确的。

降水距平单位: %; W 单位: 10^{-1}cm/s 。

5 结 语

本文用地气耦合非定常距平模式对中国东部长江、淮河及黄河流域 8 个区的 24 个夏季大和次大旱大涝异常的月个例进行了旱涝级别的诊断及预报试验,得到如下一些初步结论:

(1) 用距平模式的预报及诊断方程,采用动力与统计外部结合的 MOS 方法做中国东部夏季旱涝级别的预报达到了一定的准确率(大于 50%),特别是对旱异常及正常的区域个例,预报效果较好。但对涝异常的预报效果较差。如前所指出,这可能是与涝和降水正常相连的降水时空尺度较小,用粗网格的准干模式预报尺度小的现象难以报好有关。其次可能也与涝的个例数较少(总数 192 个中只有 43 个,占 22%),比旱(60 个,占 31%)和正常(89 个,占 47%)个例数少得多有关。由较少个例的实况来统计地确定与涝异常对应的垂直速度等级标准,其信度较差。如能选用更多的涝个例并更多地考虑水汽因子来确定拟合临界值,再做预报,效果可能会有提高。

(2) 各区各个个例拟合和预报准确率差别较大,以长江上游和黄河上游的预报效果最好,而长江下游和淮河流域较差。这种差别可能是与各区的地理位置及影响降水的因子不同有关,与各区的旱涝个例数分布不同也有关(如长江下游区的涝个例数占的比例很大,因而预报准确率很低),也可能与各区的面积不同因而求区域平均的格点数不同有关。此外,也可能与用超张弛法计算 W 的估计精度不高有关。

总之,本文只是用距平模式进行旱涝异常预测的初步尝试。结果表明,这种预测旱涝

的方法比较简易可行, 也具有一定的效果, 特别是对旱和正常个例的预报能力较好。

参考文献

- 1 长期数值天气预报研究小组. 长期数值天气预报的滤波方法. 中国科学, 1979, 1: 75 ~ 84
- 2 巢纪平, 王晓晔, 陈英仪等. 海-气耦合距平滤波模式的月季数值预报. 气象学报, 1986, 44: 417 ~ 425
- 3 Lin Benda, Xu Xiaodong and Wang Shaowu. Preliminary experiments from a nonsteady atmosphere-earth surface coupled anomaly model. Acta Oceanologica Sinica, 1988, 7: 369 ~ 380
- 4 林本达, 王谷, 王绍武. 地气耦合非定常距平模式的试验. 见: “长期天气预报理论、方法和资料库建立” 研究项目总课题组主编. 长期天气预报论文集. 北京: 气象出版社, 1990. 308 ~ 319
- 5 林本达, 肖玉华, 王绍武. 距平模式的夏季月预报试验. 见: 章基嘉主编. 长期天气预报论文集. 北京: 海洋出版社, 1992. 185 ~ 197
- 6 王允宽, 林本达. 距平模式的季预报试验. 见: 黄荣辉主编. 灾害性气候的模拟和预测. 北京: 气象出版社, 1996. 82 ~ 87
- 7 胡增臻, 黄荣辉. 北半球夏季环流的简化模式季节预报试验. 大气科学, 1997, 21: 205 ~ 213
- 8 叶笃正, 黄荣辉等. 黄河长江流域旱涝规律和成因研究. 济南: 山东科学技术出版社, 1996. 388pp
- 9 胡增臻, 黄荣辉. 简化动力学模式季节预报试验及误差分析. 见: 黄荣辉主编. 灾害性气候的模拟和预测. 北京: 气象出版社, 1996. 65 ~ 75
- 10 陈桂英, 李小泉, 林本达. 地气耦合非定常距平模式的准业务预报试验. 应用气象学报, 1990, 1: 24 ~ 31
- 11 余康元, 胡增臻. 多网格法在长期数值天气预报模式中的应用. 大气科学, 1996, 20: 763 ~ 766
- 12 林本达, 王允宽. 距平模式季预报时间过滤方案的探讨. 见: 黄荣辉主编. 灾害性气候的模拟和预测. 北京: 气象出版社, 1996. 76 ~ 81
- 13 王允宽, 林本达. 距平模式季预报初始场滤波及时间过滤方案的试验研究. 大气科学, 1996, 20: 556 ~ 564
- 14 胡增臻, 黄荣辉. 夏季北半球地气耦合非定常距平模式中瞬变量与定常量关系的诊断分析. 大气科学, 1997, 21 (4): 449 ~ 458
- 15 陶祖钰, 谢安. 天气过程诊断分析原理和实践. 北京: 北京大学出版社. 1989. 115 ~ 126
- 16 陈菊英. 中国旱涝的分析和长期预报研究. 北京: 农业出版社, 1991. 341pp

DIAGNOSTIC AND PREDICTION EXPERIMENTS OF DROUGHTS AND FLOODS IN SUMMER BY USING A NONSTEADY ATMOSPHERE AND EARTH SURFACE COUPLED ANOMALY MODEL

Luo Yong

(*National Climate Center, Beijing, 100081*)

Lin Benda Wang Shaowu

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing, 100871*)

Abstract

In this paper, a nonsteady atmosphere-earth surface coupled anomaly model is used to carry out diagnostic and prediction experiments of droughts and floods in summer for 24 monthly cases. The results show that this dynamic and statistical externally combined MOS method is convenient and easy to use for the prediction of droughts and floods and is of certain forecasting accuracy and hence is easily applicable for operational short-range climate forecasting. This method is of the potentiality for further developing and improving.

Key words: Anomaly model, Droughts and floods prediction, Model output statistics (MOS).