

湿过程对北半球夏季大气环流的作用

李麦村

罗哲贤

(中国科学院大气物理研究所) (甘肃省气象局)

提 要

本文在 Lorenz 低谱湿模式^[1]中,引进温度和全露点温度垂直递减率随空间、时间的变化,积云对流调整和地形,设计与实施了十个时间积分大于 90 天的数值试验。结果指出:小尺度湿对流与大尺度环境场的相互作用,使对流上层增暖,下层变干,平均纬向风速极大值减小,非绝热加热场水平梯度加大,流型经向度及副热带高压强度增加。

从不同的初始场,不同的湿对流调整范围、不同的副热带高压强度演变方向所进行的试验均表明:湿过程与大尺度环境场的相互作用,使模拟的副热带高压加强。这意味着湿过程在夏季副热带高压的形成、发展和维持方面,可能有着实质性的作用。

一、引 言

大气作为一个非绝热系统,其能量来源的一个主要部份是潜热的释放。因而,与潜热释放相联系的湿过程,理应对大气环流有着重要的影响。以往的研究^[2-6],一般用干、湿模式对比的一组试验来辨别湿过程的作用。

根据动力系统的理论,只实施一组干、湿模式的对比试验,并不能辨别湿过程影响的全貌。为了能够实施多组试验,限于计算条件,模式必须足够简单,例如用低谱模式。但是,若取比湿为湿度变量,对比湿场进行高截谱展开,将带来严重的缺陷,即在某些区域比湿会出现负值,而在另外区域,比湿与温度场不协调,出现过饱和态等。近来, Lorenz^[7]提出了以全露点温度为湿度变量的低谱湿模式,该模式大气的成分包括三种:空气、气态水和液态水。如将某时刻的液态水全部转化为气态水,并与原气态水相加,即得到全水汽含量。 Lorenz^[7]定义相应于这个全水汽含量而不是相应于气态水含量的露点温度为“全露点温度”。以全露点温度作为湿度变量,可以克服上述缺陷。

关于 Lorenz 低谱湿模式(LMM)的构造,文献[7]已有详述。本文对 LMM 作了以下改动: 1)温度垂直递减率 λ_T 、全露点温度垂直递减率 λ_W 是 x, y, z 的函数,这里,仍假设温度 T 、全露点温度 W 分别在 P^{1T} 与 P^{1W} 空间呈线性分布。为此,热力学方程与全露点温度方程必须分别写在 250、750hPa 上。与 LMM 相比,增加了 14 个作为基本未知函数的谱系数。2)引进了积云对流调整方案。3)引进了地形。下一节将对改进后的 LMM

做进一步的叙述。

二、模式描述

将准地转涡度方程、热力学方程、全露点温度方程分别写在 250、750hPa 上,构成准地转模式的基本方程组:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \phi_1 + J(\phi_1, \nabla^2 \phi_1 + \beta^* \gamma) = f_0 \frac{\omega_2}{\Delta P} - K'_d \nabla^2 (\phi_1 - \phi_3) \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \phi_3 + J(\phi_3, \nabla^2 \phi_3 + \beta^* \gamma) + f_0 H^{-1} J(\phi_3, h) \\ &= -f_0 \frac{\omega_2}{\Delta P} + K'_d \nabla^2 (\phi_1 - \phi_3) - K_d \nabla^2 \phi_3 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \theta_1}{\partial t} + J(\phi_1, \theta_1) + \nabla \cdot (\theta_1 \nabla x_1) + \left(\frac{\partial}{\partial P} (\omega \theta) \right)_1 \\ &= \frac{1}{c'_{p1} + c'_{q1}} (Q_1 - L v_{w1} G_1 + L k_{p31} v_{w1} \mu_1 \omega_1) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \theta_3}{\partial t} + J(\phi_3, \theta_3) + \nabla \cdot (\theta_3 \nabla x_3) + \left(\frac{\partial}{\partial P} (\omega \theta) \right)_3 \\ &= \frac{1}{c'_{p3} + c'_{q3}} (Q_3 - L v_{w3} G_3 + L k_{p33} v_{w3} \mu_3 \omega_3) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial W_1}{\partial t} + J(\phi_1, W_1) + \nabla x_1 \cdot \nabla W_1 + \omega_1 \left(\frac{\partial W_1}{\partial P} \right)_1 \\ &= v W_1 \omega_1 \frac{1}{P_1} + v W_1 G_1 \frac{1}{\omega_1} \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial W_3}{\partial t} + J(\phi_3, W_3) + \nabla x_3 \cdot \nabla W_3 + \omega_3 \left(\frac{\partial W_3}{\partial P} \right)_3 \\ &= v W_3 \omega_3 \frac{1}{P_3} + v W_3 G_3 \frac{1}{\omega_3} \end{aligned} \quad (6)$$

其中, ϕ 为地转流函数, x 为速度势, θ 为位温, W 为全露点温度, ω 为垂直速度, Q 、 G 为非绝热加热及水汽源汇项, h 为下边界地形面高度, K'_d 、 K_d 分别为垂直内摩擦系数及地面摩擦系数, $\beta^* = \frac{df}{dy}$, f 为科氏参数, H 为均质大气高度, L 为凝结潜热, β 平面南

北边界为 $y = 0, \pi$, β 平面中线处 $\varphi = 40^\circ \text{N}$ 。

v_w, v_u 的表达式为:

$$v_w = v(u - v) / [w(u - v) + u(w - v)]$$

$$v_u = v(w - v) / [w(u - v) + u(w - v)]$$

u, v, w 分别为水汽饱和和混合比, 水汽混合比和全水汽混合比, $(w - v)$ 表示模式液态水含量。令

$$\begin{aligned}\phi_1 &\equiv \phi + \tau & \phi_3 &\equiv \phi - \tau \\ \theta_1 &\equiv \theta + \sigma & \theta_3 &\equiv \theta - \sigma\end{aligned}\quad (7)$$

略去热力学方程的辐散风平流, 则(1)–(6)式为:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \nabla^2 \phi}{\partial t} &= -J(\phi, \nabla^2 \phi) - J(\tau, \nabla^2 \tau) - J(\phi, \beta^* y) - \frac{1}{2} f_0 H^{-1} J(\phi, h) \\ &\quad + \frac{1}{2} f_0 H^{-1} J(\tau, h) - \frac{1}{2} K_d \nabla^2 \phi + \frac{1}{2} K_d \nabla^2 \tau\end{aligned}\quad (8)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial \nabla^2 \tau}{\partial t} &= -J(\phi, \nabla^2 \tau) - J(\tau, \nabla^2 \phi) - J(\tau, \beta^* y) + \frac{1}{2} f_0 H^{-1} J(\phi, h) \\ &\quad - \frac{1}{2} f_0 H^{-1} J(\tau, h) + f_0 \frac{\omega_2}{\Delta P} - 2K'_d \nabla^2 \tau + \frac{1}{2} K_d \nabla^2 \phi - \frac{1}{2} K_d \nabla^2 \tau\end{aligned}\quad (9)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta}{\partial t} &= -J(\phi, \theta) - J(\tau, \sigma) - \frac{\sigma}{2H} J(\phi, h) + \frac{\sigma}{2H} J(\tau, h) \\ &\quad + \frac{\sigma \omega_2}{\Delta P} + \frac{1}{2} (H_1 + H_3) + \theta_{cn}\end{aligned}\quad (10)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial \sigma}{\partial t} &= -J(\phi, \sigma) - J(\tau, \theta) + \frac{\sigma}{2H} J(\phi, h) - \frac{\sigma}{2H} J(\tau, h) \\ &\quad + \frac{1}{2} (H_1 - H_3) + \sigma_{cn}\end{aligned}\quad (11)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial W_1}{\partial t} &= -J(\phi, W_1) - J(\tau, W_1) - \frac{\omega_2}{2} \left(\frac{\partial W}{\partial P} \right)_1 \\ &\quad + \nu W_1 \omega_2 \frac{1}{2P_1} + \nu W_1 G_1 \frac{1}{\omega_1} + W_{1cn}\end{aligned}\quad (12)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial W_3}{\partial t} &= -J(\phi, W_3) + J(\tau, W_3) - \frac{\omega_2}{2} \left(\frac{\partial W}{\partial P} \right)_3 + \nu W_3 \omega_2 \frac{1}{2P_3} \\ &\quad + \nu W_3 G_3 \frac{1}{\omega_3} - \frac{\omega_4}{2} \left(\frac{\partial W}{\partial P} \right)_3 + \frac{\omega_4}{2} \frac{1}{P_3} \nu W_3 + W_{3cn}\end{aligned}\quad (13)$$

其中, $\nu = \frac{1}{\bar{\mu}}$, $\bar{\mu} \approx 20$ (见文献[7]), θ_{cn} , σ_{cn} , W_{1cn} , W_{3cn} 表示对流调整项, ω_2 由下式诊断决定:

$$\begin{aligned}&\frac{1}{k_{p42} \Delta P} \nabla^2 (\sigma \omega_2) - \frac{f_0}{\Delta P} \omega_2 \\ &= -\frac{1}{2k_{p42} H} \nabla^2 (\sigma (J(\tau, h) - J(\phi, h))) \\ &\quad - J(\phi, \nabla^2 \tau) - J(\tau, \nabla^2 \phi) - J(\tau, \beta^* y) + \frac{1}{2} f_0 H^{-1} J(\phi, h) \\ &\quad - \frac{1}{2} f_0 H^{-1} J(\tau, h) - 2K'_d \nabla^2 \tau + \frac{1}{2} K_d \nabla^2 \phi - \frac{1}{2} K_d \nabla^2 \tau \\ &\quad + \frac{1}{k_{p42}} \nabla^2 J(\phi, \theta) + \frac{1}{k_{p42}} \nabla^2 J(\tau, \sigma) - \frac{1}{2k_{p42}} \nabla^2 (H_1 + H_3)\end{aligned}\quad (14)$$

由(11)式可见, σ 的局地变化由右端五项决定, 即 σ 水平分布不均匀形成的地转风

平流项, θ 水平分布不均匀形成的热成风平流项, 地形项, 非绝热项及对流调整项。在 LMM^[3] 中, σ 取为常数。

注意到

$$\nabla^2 \tau = k_c \nabla^2 \theta \quad (15)$$

其中

$$k_c = \frac{\Delta P}{2P_2} \frac{R}{f_1} \left(\frac{P_2}{1000} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

令

$$\begin{aligned} & (x, y, t, \phi, \theta, \sigma, \omega_2, W_1, W_3, G_1, G_3, H_1, H_3, h) \\ &= (Dx', Dy', f_0^{-1}t', D^2f_0\phi', D^2f_0R^{-1}\theta', D^2f_0R^{-1}\sigma', P_1f_0\omega_2', \\ & D^2f_0R^{-1}W_1', D^2f_0R^{-1}W_3', D^2f_0R^{-1}c_pL^{-1}G_1', \\ & D^2f_0R^{-1}c_pL^{-1}G_3', D^2f_0R^{-1}H_1', D^2f_0R^{-1}H_3', Hh') \end{aligned} \quad (16)$$

并令

$$\begin{aligned} & (u, v, w, s, K_d, K_d', \beta^*) \\ &= (D^2f_0R^{-1}c_pL^{-1}u', D^2f_0R^{-1}c_pL^{-1}v', D^2f_0R^{-1}c_pL^{-1}w', \\ & D^2f_0R^{-1}c_pL^{-1}s', 2f_0K, f_1K', f_1D^{-1}\beta_n) \end{aligned} \quad (17)$$

将(15)–(17)式代入(8)–(14)式, 可得 $\phi, \theta, \sigma, W_1, W_3$ 为未知函数的基本方程组及 ω 方程的无量纲形式。

令

$$(\phi, h, \omega_2) = \sum_i (\phi_i, h_i, \omega_i) F_i \quad (18)$$

$$\begin{aligned} & (\theta, \sigma, W_1, W_3, H_1, H_3, B_T, A_T) \\ &= \sum_j (\theta_j, \sigma_j, W_{1j}, W_{3j}, H_{1j}, H_{3j}, B_Tj, A_Tj) F_j \end{aligned} \quad (19)$$

$$(i = A, K, L, C, M, N) \quad (j = 0, A, K, L, C, M, N)$$

其中, B_T, A_T 为 ω 方程中非线性项, F_j 的具体形式见文献[7]。

(18)–(19)式代入无量纲的基本方程组及 ω 方程, 可得基本方程组及 ω 方程的谱展式。该谱展式是一个包含 34 个基本未知函数 ($\phi_i, \theta_j, \sigma_j, W_{1j}, W_{3j}, i = K, L, A, M, N, C; j = 0, K, L, A, M, N, C$) 的非线性自治系统。该自治系统还包括六个未知量 ω_i, ω_i 由 ω 方程的谱展式诊断决定。为了计算源汇项, 还必须已知地面温度, 在大陆区域, 地面温度由热量平衡方程决定。在海洋区域, 由海洋模式决定。模式中引进的物理过程包括辐射、感热、水汽相变、水份循环、积云对流调整、垂直内摩擦及地面摩擦、地形作用、陆面热量平衡及海洋差异, 这些过程以及模式结构, 可参见文献[8]。

三、试验设计

模式的外部热力强迫为夏半年平均的太阳辐射加热, 取气候值, 仅是纬度 φ 的函数。模式海洋洋面温度的初值场, 据北太平洋海温资料, 取夏半年纬圈平均的气候值。陆面温

度的初值场与同纬度洋面温度相同, 下边界温度 T_s 的初值场也只是纬度 φ 的函数。令 $t = 0$ 时, $\lambda_{T_1} = \lambda_{w_0} = 0.175$, $W_{10} = 0.96T_{10}$, $W_{30} = 0.96T_{30}$ 。下边界海拔高度 h 由(18)式决定。这里, $h_k = 0.1$, $h_i = 0$ ($i \approx K$)。模式大陆中线处为地形脊, 海洋中线处为地形槽。

据观测资料^[9], 北半球夏季对流层内纬向平均温度差值 ΔT 在 10—15K 之间。模式积分从等温等湿静止流场启动。随着积分时间的增加, ΔT 从零逐渐增加。35—40 模式日的平均 ΔT 值在 10—15K 之间。下面, 以第 40 个模式日作为对比试验的初始场, 做了五个试验 (EX_1 — EX_5)。

EX_1 : 引入干对流调整。在积分的每个步长, 对每个格点检查层结。如果 $r > r'_d$, 同时 $R_2 < 0.50$, 则实施干对流调整, 调整后的 r 等于 r'_d 。这里, $R_2 = \frac{1}{2} (R_1 + R_3)$, R_1 ,

R_3 分别为 250, 750 hPa 相对湿度。注意到 LMM 一个格点代表相当大的一个区域范围, r'_d 取略小于干绝热递减率 r_d 的值, 我们还将对 r'_d 的取值做参数敏感性试验。

EX : 在积分的每个步长, 对每个格点检查层结。在两种情况下均进行调整: 1) $r > r'_d$, 同时 $R_2 < 0.50$, 实施干对流调整, 调整后的 r 等于 r'_d 。2) $r'_d > r > r_c$, 实施湿对流调整, 调整后的 r 等于 r_c , r_c 是 R_2 的函数。据文献[10],

$$r_c = r_d \left(\frac{1 - R_2}{1 - R} \right) + r_m \left(\frac{R_2 - R}{1 - R} \right)$$

其中, $R = 0.5$, r_m 为湿绝热递减率。

EX_2 : 这是一个参数敏感性试验。 EX_2 与 EX_1 完全相同, 只是用 r'_d 代替 r'_d , 这里, r'_d 略大于 r_d 。

EX_4 : 在 LMM 中, 全水汽混合比 w 与全露点温度 W 是通过下式建立联系的^[7]

$$w = c' \left(\frac{W}{P} \right)^k$$

如果人为地减小 c' 的取值, 可以使湿过程的作用减小。取 c' 的正常值与减小值做对比试验, 可以判别大尺度凝结过程的影响。 EX_4 与 EX_1 完全相同, 只是 c' 的取值为 $EX_1 c'$ 取值的 1/2。

EX_5 : 由于时间积分的每个步长均进行 Fourier 空间与格点空间的转换, 相当于进行一次空间滤波。即使不实施对流调整, 一般而言, 计算也是稳定的。 EX_5 与 EX_1 完全相同, 只是 EX_5 含干、湿对流调整, EX_1 不含干、湿对流调整。与湿对流调整相比, 干对流调整只占一个很小的比例, 因此, EX_5 与 EX_1 结果的差别, 主要是由湿对流造成的。

以上五个试验, 均从等温等湿静止流场启动。积分约一个月以后, 在副热带, 虽然出现了高低压区域相间的流型, 但并未形成闭合高压中心。随着积分时间的推移, 副热带高压的强度均逐渐增强, 即 EX_1 — EX_5 是在副热带高压由弱向强演变的趋势中进行的。注意到时间单向性的概念^[11], 设计了 EX_6 与 EX_7 。 EX_6 、 EX_7 从强经向型启动, 在 250 hPa, 该初值场副热带高低压区域位势差的最大值大于 40 位势什米。与实测相比, 该差值显然太大, 故可以断定, 随着积分时间的增加, 副热带高压的强度会减弱。实际上, 积分一个月后, 位势差的最大值已下降到 25 位势什米左右。从第 40 个模式日起, 对引入 (EX_7) 与

不引入 (EX_6) 湿对流调整进行对比, 可以估计湿对流在副热带高压由强向弱演变趋势中所起的作用。

EX_1-EX_5 的初值场是等温等湿静止状态, EX_6-EX_7 的初值场是强经向流型。介于两者之间, 从弱纬向流型启动 ($\phi_{i0} = 0.01$, $\phi_{i0} = 0$, $i = K, L, M, N, C$) 做三个试验 EX_8-EX_{10} 。除了初值场不同外, EX_8 与 EX_2 相同, EX_9 与 EX_3 相同, EX_{10} 与 EX_4 相同。我们试图了解, 在这些初值不同的试验中, 是否存在某些湿过程的共同效应。

四、湿过程对模拟的温度场、湿度场和纬向风场的效应

图 1 是试验第 41—70 模式日, 即加入湿对流调整后一个月, EX_2 与 EX_1 , 250 hPa 纬向平均温度差 $\Delta\bar{T}_1$ 及 750 hPa 纬向平均比湿差 $\Delta\bar{q}_1$, 这里, $\Delta\bar{T}_1 = \bar{T}_1^{(2)} - \bar{T}_1^{(1)}$, $\Delta\bar{q}_1 = \bar{q}_1^{(2)} - \bar{q}_1^{(1)}$, 角标 (2), (1) 分别代表 EX_2, EX_1 。显然, 对所有的纬度, $\Delta\bar{T}_1 > 0$, $\Delta\bar{q}_1 < 0$ 。说明湿对流使对流上层增暖, 下层变干。图 2 是第 41—70 模式日, EX_1, EX_2 纬向平均风速 \bar{u}_1 随纬度的变化。可见, 湿对流使中高纬纬向风速减弱。这与文献 [6] 的结果是一致的。

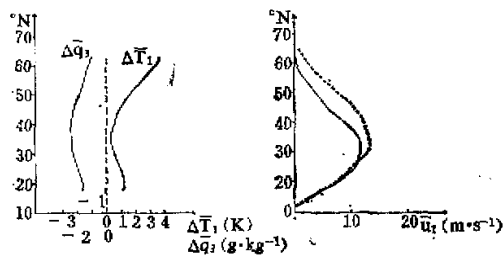


图 1 第 41—70 模式日平均 $\Delta\bar{T}_1, \Delta\bar{q}_1$ 演变曲线

图 2 第 41—70 模式日平均纬向风速 \bar{u}_1 随纬度的变化
虚线: EX_1 , 实线: EX_2

五、湿过程对模拟的副热带流型的影响

(1) EX_4 与 EX_2 的对比。从 EX_4, EX_2 第 61—90 模式日 250hPa 平均位势高度场 (图 3、图 4) 可见, EX_4 副热带高压的强度比 EX_2 要弱得多。如上述, 在 EX_4 中, c' 取值为 EX_2 的一半。即使某一时刻作为状态变量的全露点温度在 EX_2, EX_4 中相等, EX_4 中的全水汽混合比相应地要比 EX_2 小一半, 湿过程的作用就要明显减弱。由此可以推论, 湿过程可以使副热带高压增强。在文献 [1], 也曾经指出类似的现象。

(2) EX_1 与 EX_4 的对比。 EX_1 与 EX_4 第 61—90 模式日 250 hPa 平均位势高度场 (图 4、图 5) 的对比说明: 1) 无论是 EX_2 还是 EX_1 , 在 25°N 附近均形成了副热带高压的闭合中心。但是, 湿对流使副热带高压明显加强。2) EX_1 的副热带高压仍然维持在大陆区域上空, 但 EX_2 的副热带高压中心已东移到海洋区域上空, 表明湿对流对副热带高压的东西位置可能有一定的影响能力。

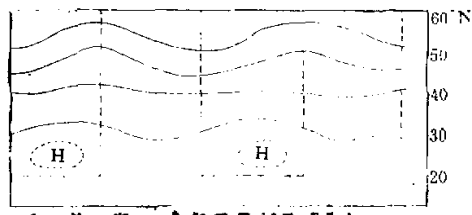


图3 EX_1 第61—90模式日平均的250hPa位势高度场
虚线表示大陆范围, 以下图同

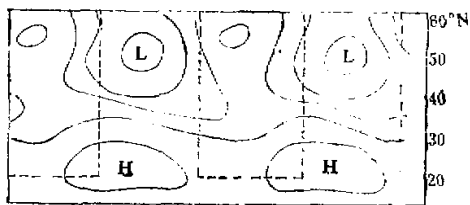


图4 EX_2 第61—90模式日平均的250hPa位势高度场

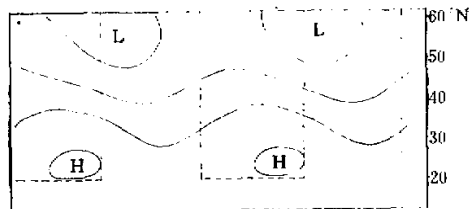


图5 EX_3 第61—90模式日平均的250hPa位势高度场

(3) EX_3 与 EX_2 对比, EX_3 、 EX_2 第61—90模式日250hPa副热带区域位势高度场(图6、图4)表明, EX_3 副热带高压已整个地位于海洋区域上空, 副热带闭合高压与其间低压区的差值进一步加大。 EX_3 (图6)、 EX_2 (图4) 与 EX_1 (图5) 比较, EX_3 与 EX_2 又是相似的: 副热带高压均比 EX_1 增强, 副热带高压中心均从大陆上空移到了海洋上空, 进一步表明了湿对流调整对副热带流型的影响能力。



图6 EX_4 第61—90模式日平均的250hPa位势高度场

(4) EX_4 不包含干、湿对流调整, 第61—90模式日250hPa副热带区域平均位势高度场(图略)表明, 副热带高压的强度与 EX_1 (图5) 相似, 副热带高压的位置也在大陆上空, 但位于大陆西部上空。因此, 似乎可以认为, 干对流调整对于副热带高压的强度, 不一定

能够产生实质性的影响,湿对流调整有可能使副热带高压显著增强。对流调整对于副热带高压强度的效应,其主要部份是湿对流调整的效应。

(5) EX_6 、 EX_7 的积分从 $\phi_K = 0.050$, $\phi_A = 0.010$, $\theta_A = 0.033$, 其余谱分量为零的状态启动。与该状态相应的副热带区域呈现高低压区域相间的流型,大陆上空为高压区域,海洋上空为低压区域,沿 31.3°N 、 25.5°N 纬圈最大位势差值分别为 40、25 位势什米。积分到第 40 个模式日(对比试验的初始场),在副热带区域,显示出闭合高低压中心,高压中心在大陆上空,低压中心在海洋上空,沿 31.3°N 、 25.5°N 纬圈最大位势差值分别为 23、24 位势什米,意味着这个对比试验的初始场是一个非常强的副热带高压的流型。从这个对比试验的初始场出发,引进湿对流调整的试验(EX_7),第 61—90 模式日 250 hPa 位势高度的平均场显示,沿 31.3°N 、 25.5°N 纬圈最大位势差值分别为 24、20 位势什米,与对比试验初始场的流型十分接近。未引入湿对流调整(EX_6),相应的最大位势差值分别为 14、10 位势什米,与对比试验初始场相比,副热带高压的强度明显减弱。这说明:从强的副热带高压流型启动,湿对流调整使该流型易于维持。据此,似乎可以推断:在实际大气中,湿对流调整对于维持一个发展强盛的副热带高压的流型,可能有一定的作用。

需要说明的是, EX_6 、 EX_7 的对比试验中,副热带高压中心的位置都在大陆上空,这与 EX_1 、 EX_2 的对比情况不同。

(6) EX_8 第 61—90 模式日 250 hPa 平均位势高度场上(图略),副热带高压的位置仍在大陆上空,而不是象 EX_2 (图 4)那样在海洋上空,表明了该平均场对初始场的敏感性。但是, EX_6 、 EX_7 副热带高压的强度都比无湿对流调整的情况 EX_1 (图 5)要强。

EX_9 、 EX_{10} ,除 $\phi_A = 0.01$ 外,其余试验条件完全与 EX_6 、 EX_7 相同。如上所述,包含湿对流调整的 EX_9 (图 6)与不包含湿对流调整的 EX_8 (图略)相比,副热带高压强度加强,位置偏东。 EX_9 、 EX_{10} 也显示了相似的结果(图略)。

上面,为了认识湿过程对副热带流型的作用,分析了十个时间积分大于 90 天的试验结果。其中,一组试验是对比试验(EX_1 、 EX_2),试验结果说明湿过程使副热带高压显著增强。尽管只是一组对比试验的结果,但该结果与文献[1]是一致的。除 EX_1 外,其余九个试验相应于不同的初值场,不同的湿对流调整范围,不同的副热带高压强度演变方向,均显示出湿对流使副热带高压强度增加的现象。在一定的条件下,湿对流并能影响到副热带高压中心的东西位置。由于这些试验设计考虑了比较广泛的范围,我们似乎可以认为,实际大气的湿对流对于副热带高压的加强、维持与东西位置,可能有一定的影响能力。

另外,据分析,我们初步认为,湿对流引起的非绝热加热场水平梯度的变化,是副热带高压加强的一个直接原因。湿对流引起的热量通量幅合和绝热项的变化,以及间接的动力作用,与副热带高压的加强可能也有一定的联系。

六、结果与讨论

湿过程对大气环流的影响,这是一个物理学课题。一般通过干、湿对比试验的途径来研究。与干、湿模式相应的,是两个结构不同的非线性动力系统。这个物理学课题的数学

本质是, 判别这两个非线性动力系统解的全部属性的差异, 包括解的渐近性质、吸收集、极限制、各型分支、突变, 以及解对参数的敏感性。因此, 我们不能期望只是通过时间尺度为几十天的一组对比试验就能了解这两个非线性动力系统解的属性的全貌, 并进而了解湿过程对大气环流影响的全貌。这时, 需要实施尽可能多的对比试验。限于计算条件, 只能使用足够简单的模式, Lorenz^[7] 提出的低谱湿模式 (LMM) 即是这样的一类模式。

本文对 LMM 做了进一步的改善: 1) 温度及全露点温度的垂直递减率随时间和空间而变化, 增加了 14 个作为基本未知函数的谱系数。2) 引进积云对流调整参数化。3) 引进地形。因而, 这里所用模式与 LMM 两者结构不同。但是, 不同的初值场, 不同的湿对流调整范围, 不同的副热带高压强度演变方向的十个试验的结果与文献[1]十分类似, 这就证实了李麦村^[1]关于湿过程在大气环流经向流型的形成中起着重要作用的结论。

小尺度湿对流与大尺度环境场之间的相互作用对模拟的北半球夏季大气环流有着明显的影响: 1) 对流上层增暖。2) 对流下层变干。3) 纬向风速极大值减小。4) 非绝热加热场水平梯度加大。5) 流型经向增加。6) 副热带高压增强。7) 一定条件下, 能够改变副热带高压的东西位置。

因而, 湿过程对北半球夏季副热带流型的形成、发展和维持, 可能有着重要的作用, 这是湿过程对大气环流影响的一个重要的环节。

注意到本文模式在垂直方向上只有两层, 这种垂直结构不能比较好地描述实际大气中深厚的积云对流。试验结果与观测研究的对比分析也是欠缺的。这些都有待继续研究, 以使得 LMM 进一步完善。

致谢: 曾庆存教授对本文仔细审阅并做了重要修改, 吴国雄同志提出审稿意见, 谨致深切谢意。

参 考 文 献

- [1] Li, M. T., Experiments with a low order model of a moist general circulation, (即将发表)。
- [2] Smagorinsky, J., et al., 1965, Numerical results from a nine-level general circulation model of atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 727—768.
- [3] Manabe, S. J., et al., 1965, Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle, *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769—798.
- [4] Kasahara, A., and W. M. Washington, 1971, General circulation experiment with a six-layer NCAR model including orography, cloudiness and surface temperature calculations, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 657—701.
- [5] Webster, P. J., et al., 1980, Seasonal structure of a simple monsoon system, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 354—367.
- [6] Donner, L. J., H. L. Kuo, and E. J. Pitcher, 1982, The significance of thermodynamic forcing by cumulus convection in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2159—2181.
- [7] Lorenz, E. N., 1982, Low-order models of Atmospheric circulations, *J. Met. Soc. Japan.*, **60**, 255—267.
- [8] 李麦村、罗哲贤, 1986, 阻塞形势形成的数值模拟, *高原气象*, **5**, 101—115.
- [9] Palmen, E., and C. W. Newton, 1969, *Atmospheric Circulation System*, Academic Press.
- [10] Gadd, A. J., and J. F. Keers, 1970, Surface exchanges of sensible used latent heat in a 10-level model atmosphere, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **96**, 297—308.
- [11] 李麦村、罗哲贤, 1983, 6 月和 10 月大气环流突变的非线性机制, *中国科学*, B 辑, 187—192.

EFFECTS OF MOIST PROCESSES ON GENERAL CIRCULATION OVER NORTHERN HEMISPHERE DURING SUMMERTIME

Li Maicun

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Luo Zhexian

(Meteorological Bureau of Gansu Province)

Abstract

The Lorenz's moist low order spectral model is improved by introducing new physical processes into it, which contain the variations of the vertical lapse rate of the temperature and the total dew point temperature with space and time, the adjustment of the large scale for the effects of moist convection and orographic forcing. By the improved model, ten experiments, simulated days of which are all more than 90, are designed and performed. The results of the experiments demonstrate further the conclusion drawn by Li about important roles of moist processes in the formation of meridional flow patterns of general circulation.

The interactions between moist convection and large scale flow warm the upper troposphere, dry the lower troposphere, decrease the maximum of average zonal wind velocities, increase the horizontal gradient of diabatic heating field, strengthen the meridional degree of flow pattern and subtropical highs. On certain conditions, the interaction can also create the oscillation of subtropical highs along zonal cycle direction.

The experiments, starting from various initial fields, corresponding to various parametric ranges of adjustment of moist convection and various evolutionary directions of strength of subtropical highs, all show that the interaction of moist processes with large scale flow strengthen the simulated subtropical highs, which means that the effects of moist processes play probably important roles in the formation, development and duration of subtropical highs during the summertime.