

各种物理强迫激发的平均经圈环流特征及其 对数值天气预报模式系统误差的贡献

张绍晴 刘还珠

(中国气象局国家气象中心, 北京 100081)

摘 要 本文证明7种强迫作用激发经圈环流的线性叠加性, 分项考察了各种物理强迫激发经圈环流的特征, 通过考察一个数值模式的模式大气和实际大气各种物理强迫激发经圈环流的差异, 分析了模式系统误差的成因, 这种建立在动力背景之上的模式误差分析方法, 其物理意义明确, 具有较为普遍的适用性。

关键词 物理强迫 平均经圈环流 模式系统误差

1 引言

从发现平均经圈环流(MMC)开始, MMC在维持大气角动量和热量平衡中所起的作用, 一直受到气象学家的广泛重视。1926年, Jeffreys^[1]首先研究了地面风如何克服地表摩擦耗散而得以维持, 他指出, 这有赖于跨纬度的角动量输送; 后来 Starr^[2]进一步发现, 天气系统南北向轴线的水平倾斜能实现这种输送过程。Widger^[3]和 Mintz^[4]的计算表明, 存在着从热带指向中纬度的涡动动量通量; Oort 和 Rasmusson^[5]的进一步计算指出, 若无这种动量供应, 则由于涡动动量的辐散, 副热带急流将很快被耗散掉。同时, 有许多人^[6~10]计算过地球表面因摩擦或地形导致的角动量制造项, 结果显示, 热带和高纬地区为角动量源区, 而中纬度则为角动量汇区; 还有许多人^[11~14]对不同纬度带的收支进行计算, 结果表明, 山脉矩和摩擦矩基本上能被涡动动量通量的辐散所平衡。由于前者可以表示为地表风的函数 $F(u_s)$, 根据定常动量方程, 有

$$F(u_s) = - \int_0^\infty \cos\varphi \frac{\partial}{\partial\varphi} \overline{u'v'} \rho dz. \quad (1)$$

由于它是由地表风的分布来决定, 因此, White^[15]认为, 可通过对平均地表风的诊断去研究大气动量输送的行为, 分析NWP模式的误差。但根据上式, 地表风只能揭示动量输送的垂直积分, 不能揭示动量输送的内分布。另一方面, MMC是由于动量强迫及热量强迫的内部分布所决定的(参见下文式(2)), 它更能反映大气动量输送的行为。不少学者曾对MMC的性质进行研究^[16~19], 他们指出, 在绝对参照系中, 这种近地表的角动量制造向上层大气的传送主要是靠地转角动量的垂直输送来完成的。吴国雄、

Tibaldi^[20]在相对参照系中的计算表明, 在地球相对参照系中, 角动量的垂直输送并不重要, 大气中角动量和热量的守恒主要是通过 MMC 的调节实现的。一方面, MMC 的近地水平支平衡着角动量的制造, 其上层水平支则平衡着扰动动量通量的辐合辐散, 因此证明, MMC 对大气的内外强迫作用十分敏感, 是检验 NWP 模式系统误差的有效工具。

本文的目的是通过分析各种物理因子激发经圈环流的特征, 进一步认识平均经圈环流在大气热量和动量平衡中的作用, 并通过对一个数值模式 (T42L9) 的模式大气和实际大气中各种物理因子激发经圈环流的差异的比较分析, 探讨了 NWP 模式系统误差成因的分析方法。

2 原理

吴国雄等^[20, 21]从完整的原始方程出发, 得到原始方程系中的动量和热量变化方程:

$$[u]_t = f^{-1} C \psi_p + [f + 2a^{-1} u \tan \varphi]^{-1} B \psi_\varphi + f^{-1} (F_1 + F_2 + F_3), \quad (2a)$$

$$[\theta]_t = -(\alpha \cos \varphi)^{-1} [\theta]_\varphi \psi_p + (\alpha \cos \varphi)^{-1} [\theta]_\varphi \psi_\varphi + \frac{ap}{R} \left(\frac{p_0}{p}\right)^k (H_1 + H_2 + H_3). \quad (2b)$$

定义 A 、 B 、 C 及 F_1 、 F_2 、 F_3 、 H_1 、 H_2 、 H_3 分别为

$$A = -(a^2 \bar{\rho} \cos \varphi)^{-1} [\ln \theta]_p,$$

$$B = (a^2 \bar{\rho} \cos \varphi)^{-1} [\ln \theta]_\varphi,$$

$$C = (\cos \varphi)^{-1} f [f - (\alpha \cos \varphi)^{-1} (u \cos \varphi)_\varphi],$$

$$F_1 = -\frac{f}{\alpha \cos \varphi} [u^* v^* \cos^2 \varphi]_\varphi,$$

$$F_2 = -f [u^* \omega^*]_p,$$

$$F_3 = fF,$$

$$H_1 = -\frac{R}{ap} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k (\alpha \cos \varphi)^{-1} [v^* \theta^* \cos \varphi]_\varphi,$$

$$H_2 = -\frac{R}{ap} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k [\omega^* \theta^*]_p,$$

$$H_3 = \frac{R}{ap} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \theta_m.$$

(2)式中 ψ 是通过 $[v] = (\cos \varphi)^{-1} \psi_p$ 和 $[\omega] = -(\alpha \cos \varphi)^{-1} \psi_\varphi$ 来定义的, 以上诸式中, 下标 1、2、3 分别表达与水平涡动输送、垂直涡动输送和外源相联系的量; F 和 H 分别表示动量和热量强迫, 其他符号为气象上常用。作 $[f + 2a^{-1} u \tan \varphi] \times \frac{\partial}{\partial p} [2a]$

$-\frac{R}{ap} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \frac{\partial}{\partial \varphi} [\theta]_t$ 运算, 并利用热成风关系 $[f + 2a^{-1} u \tan \varphi][u]_p = \frac{R}{ap} \left(\frac{p}{p_0}\right)^k [\theta]_\varphi$, 并

注意到 $||u|| / (a\Omega\cos\varphi) \ll 1$, 则可得

$$(A\psi_{\varphi})_{\varphi} + 2B(\psi_{\varphi\varphi})_p + (C\psi_p)_p + B_p\psi_{\varphi} + B_{\varphi}\psi_p \\ = (F_1 + F_2 + F_3)_p + (H_1 + H_2 + H_3)_{\omega} = F_p + H_{\omega}. \quad (3)$$

从以上诸式可看出, 方程 (3) 的系数 A 、 B 、 C 仅与基本气流的状态有关, 与 ψ 本身并无关系, 因而 (3) 式满足线性叠加原理, 即: 整个大气在某段时间之内形成的平均经圈环流是等于该时段内各动力热力强迫因子分别激发的平均经圈环流之和。对于方程 (3), 大气环流参数总体满足 $B^2 - AC < 0$, 故而该方程在通常情况下为椭圆型方程。(3) 式中, 除动力外源 F_3 及热力外源 H_3 外, 其他各量均可通过对数值模式输出资料进行处理而获得, 而外源项可通过计算动量方程和热量方程的余差而获得, 其中热力外源又可通过对模式输出的水汽及温度资料进行处理, 而将大尺度水汽凝结潜热项分离出来。这样, 建立在一组数值模式输出资料的基础上, 我们可以获得激发经圈环流的 7 大强迫因子。

3 各种物理强迫所激发的平均经圈环流在大气角动量和热量收支中的作用

为考察各种物理因子所激发的经圈环流特征, 从国家气象中心存档的 T42L9 模式同化资料里提取 1992 年 1 月和 7 月的逐日资料, 首先计算出 (3) 式中实际大气在 1 月内的各种物理强迫累积, 再解方程 (3), 得到该物理强迫所激发出的平均经圈环流。

图 1 分别给出 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右), 通过月平均经向风和垂直速度求解纬向平均连续方程所得到的平均经圈环流 (a), 以及在所有物理因子月平均累积强迫下所激发出的平均经圈环流 (b)。图 1 表明, 前一计算方案, 由于是利用月平均的纬向平均经向风和垂直速度求解纬向平均连续方程而得到的结果, 反映了平均的经向质量通量, 因而, 经圈环流分布比较平滑; 后一计算方案, 由于是先计算逐日的强迫函数, 再

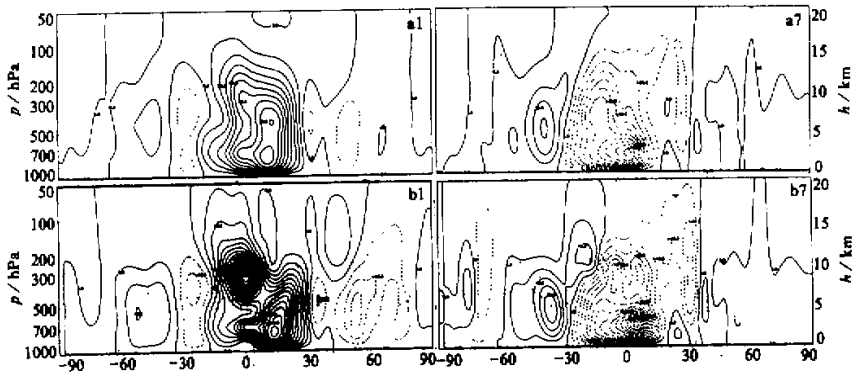


图 1 1992 年 1 月 (左列) 和 7 月 (右列) 月平均经圈环流

上图为通过月平均经向风和垂直速度求解纬向平均连续方程而得, 下图为在所有物理因子月平均累积强迫下求解 (3) 式而得。等值线间隔(a)为 $10.0 \times 10^6 \text{ t/s}$, (b)为 $20.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^3$

对强迫函数进行月累积, 求解 (3) 式得到其激发的经圈环流, 因而它在一定程度上更能反映环流中的细节。但从总体上看, 两者并无多大差异。这就说明, 尽管二者在流函数的计算方法上并不相同, 但物理实质是一致的。二者主要的差异是出现在热带地区。图 1b 中, 除了对流层低层的直接环流中心外, 在靠近对流层上层, 还有另一环流中心, 它的形成可能与不同的强迫源有关, 下面将作进一步分析。

3.1 动力强迫激发经圈环流的特征

图 2 给出 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) 所有动力强迫因子激发的经圈环流 (a), 以及动力外强迫激发的经圈环流 (b), 和动力内强迫激发的经圈环流 (c)。动力强迫激发的经圈环流集中分布于 200 hPa 以下, 其作用集中体现在冬半球低纬带的直接环流和中高纬带的间接环流; 夏半球以中高纬带的间接环流为主, 直接环流很弱。比较外强迫和内强迫所激发的经圈环流, 由图 2b 和 2c 可以看出, 总动力强迫中, 中心位置处于低层 850 hPa 处的强大直接环流是由于动力外强迫激发出来的, 其作用是使该环流近地层的水平支施加于大气的惯性矩与低纬近地层角动量的制造相平衡; 动力内强迫激发的经圈环流, 其中心位置处于对流层中高层, 在低纬带, 其数值大小比外强迫激发经圈环流小一个量级左右, 在中高纬带, 总的来讲, 动力强迫激发的经圈环流比较弱, 但分别考察动力内外强迫所激发的经圈环流并与总动力强迫激发的经圈环流作比较, 可以发现, 在该纬带是以动力内强迫所激发的经圈环流占主要, 它的作用是使该环流在上层水平支施加于大气的惯性矩与自由大气中的涡动角动量的水平辐散相平衡。动力强迫中的间接环流起着与中高纬自由大气中的水平涡动角动量辐散相平衡的作用。

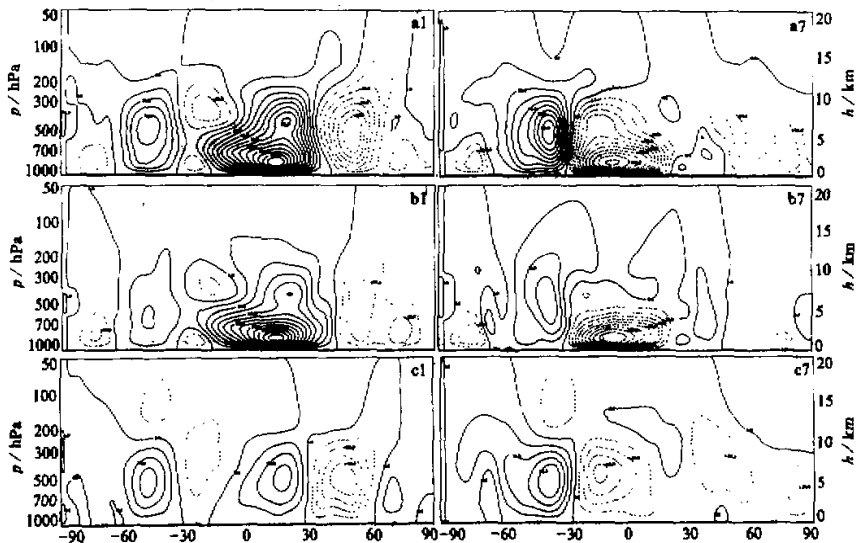


图 2 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) 动力强迫所激发的平均经圈环流
(a) 为包括了所有动力强迫的情形, (b) 为动力外强迫的情形, (c) 为动力内强迫的情形, 等值线间隔为 $10.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^2$

3.2 热力强迫激发经圈环流的特征

图 3 给出 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) 包括所有的热力强迫 (a)、除大尺度凝结潜热加热外的非绝热加热 (以下简称非绝热加热, 它包括感热加热、次网格尺度凝结潜热加热, 以下用 H31 表示) (b)、大尺度凝结潜热加热 (以下称网格尺度湿非绝热加热, 用 H32 表示) (c)、热力内强迫 (d) 所激发经圈环流的情形。总热力强迫激发的经圈环流, 其特征是在热带形成了一个强大的直接环流, 而且都有双中心, 其中心位置一个位于 600~700 hPa 附近, 另一个位于 250~300hPa 附近, 而且位于赤道附近的不同半球内, 1、7 月均如此。由此, 我们可以推知, 所谓双 Hadley 环流^[23]结构, 与热力强迫激发有关。吴国雄等^[19]曾指出, 平均经圈环流的作用之一是其垂直支的绝热加热将和大气的非绝热加热与涡动热通量的水平辐散相平衡。分别观察图 3 的 a、b、c、d, 可以看出, 热力强迫中各项的作用是这样的: 非绝热加热 H31 的热力强迫作用所激发出的经圈环流起了主要作用, 并且在热带、副热带地区更为突出, 其垂直支的绝热加热平衡大气中的非绝热加热; 网格尺度湿非绝热加热 H32 激发的经圈环流基本分布于低纬对流层中下层, 它的垂直支的绝热加热大气中的网格尺度湿非绝热加热相平衡; 热

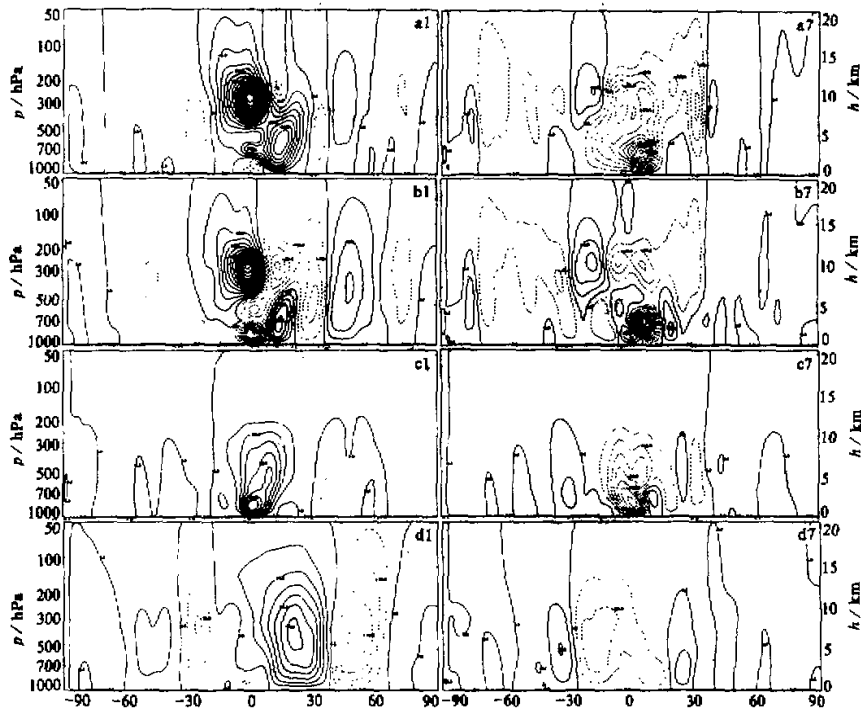


图 3 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) 热力强迫所激发的经圈环流

(a) 为总热力强迫的情形, (b) 为非绝热加热 H31 的情形, (c) 为网格尺度湿非绝热加热 H32 的情形, (d) 为热力内强迫的情形。等值线间隔 (a)、(b)、(c) 为 $20.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^3$, (d) 为 $10.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^3$

力内强迫激发经圈环流的垂直支绝热加热在中纬度与大气涡动热通量的水平辐散相平衡。

热力外强迫中的非绝热加热 H31 激发出的 Hadley 环流中心分别位于对流层中低层 (600~700 hPa 附近) 及对流层高层 (250~300 hPa 附近), 这种低层环流中心的形成机制, 可能与低层的感热和次网格的潜热加热有关, 赤道上空对流层上层环流中心的形成可能与深积云对流中释放的潜热加热有关。这一推测可以从热带地区经圈环流季节变化的特点中得到进一步证实。1 月份, 北半球的 Hadley 环流向南半球扩展, 对流层上层的 Hadley 中心强度很强, 反映了这里存在着较强的加热源区, 并与中心北面的另一反环流中心相对应。7 月份, 南半球的 Hadley 环流向北半球扩展, 低层 Hadley 中心位于北纬 10 度左右, 强度超过 1 月份的低空环流中心, 而对流层上层的另一中心却远远弱于 1 月份相应的中心值。这一季节变化的特点与当年气候变化特点是十分一致的, 即 1 月份热带海温偏高^[24], ENSO 事件处于盛期, 赤道中太平洋对流活动显著加强, 而 7 月份 ENSO 事件处于衰弱期, 热带海温显著下降, 赤道中太平洋上的对流活动明显减弱^[25], 因而, 在图 3b1 中, 赤道上空对流层上层的极强的正环流, 应与这里积云对流活动中潜热的释放有着密切的关系, 而在 7 月份, 由于对流活动减弱, 热带地区对流层上层的正环流强度减弱得多。其更深的激发机制, 还有待于进一步的探索。

以上分析表明, 当某一强迫项作用于大气的时候, 首先激发出经圈环流, 并通过其水平支施加于大气的惯性矩, 以及其垂直支的绝热运动使大气逐渐适应, 并最终达到平衡, 当然, 各种强迫激发的经圈环流相互配合, 协调作用。平均经圈环流在大气运动的角动量平衡和热量平衡中就是这样起着重要作用的, 它是大气运动的动力结构和热力结构密切联系的纽带。

4 各种物理因子激发经圈环流对 NWP 模式系统误差的贡献

数值天气预报的数学实质是求解一个柯西问题, 即给定大气的一个初始状态, 并给定大气动力和热力的强迫函数, 求解未来的大气状态; NWP 模式误差如文献[26, 27]里阐述的, 可用下式表示:

$$\overline{\Delta A}^T = \frac{\partial \tau}{\partial t} A_f - \frac{\partial \tau}{\partial t} A_a, \quad (4)$$

式中 $\overline{\Delta A}^T$ 表示模式在 T 时段内误差的平均变率, 右边第一项为模式大气在 T 时段内某量的平均变率, 第二项为该量在真实大气中 T 时段内的平均变率, 由于模式大气和真实大气具有相同的初始态, 则若平均经圈环流对各物理强迫满足线性迭加性的话, 我们可以通过分别考察各物理因子所激发的平均经圈环流在模式大气和真实大气中的差异来寻找模式系统误差的成因。图 4 为模式预报的平均经圈环流误差, (a) 是通过通常获取平均经圈环流的方式获得的误差分布, (b) 是在所有强迫作用下求解 (3) 式所得的误差分布。二者误差分布的特点基本相似, 这种误差的相似分布, 使我们可用 (3) 式来分解模式的误差。当然, 如第三节所述, 二者也存在一些差异, 一方面, 因为前者是后者的平滑形式, 另一方面, (3) 式中, 将时间微分改为时间差分也会引起一定的差异。

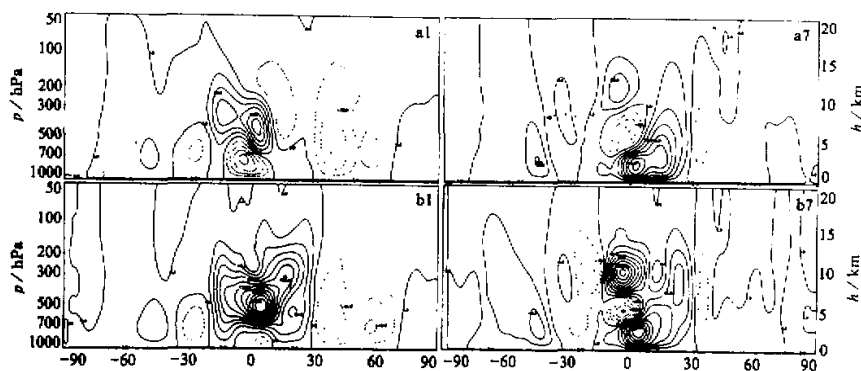


图 4 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) T42L9 模式大气与实际大气平均经圈环流的差异
(a) 为通过平均经向风和垂直速度求解纬向平均连续方程的情形, (b) 为所有强迫因子共同作用求解 (3) 式的情形。等值线间隔 (a) 为 $10.0 \times 10^6 \text{ t/s}$, (b) 为 $20.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^3$

4.1 动力强迫对模式误差的贡献

图 5 给出 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) 包括所有动力强迫所激发经圈环流模式大气与实际大气的差异 (a), (b) 为动力外强迫作用下两者的差异, (c) 为动力内强迫作用下两者的差异; 图中显示, 模式大气动力强迫激发的直 (间) 接环流均比实际大气要强, 其误差中心位于直接环流低层中心的上方和高层中心的的下方的对流层中低层 300 ~ 700 hPa 之间, 北半球偏强的反环流误差中心也位于反环流中心附近偏南的对流层低层, 这说明模式大气的动力强迫过强, 使得模式大气在低纬近地层获得了较多的角动量及自由大气中较强的角动量水平辐散, 为求其平衡, 必然有较强的动力外强迫作用激发的经圈环流 (图 5b) 和动力内强迫激发经圈环流 (图 5c), 其具体表现为模式在低纬近地层东风偏强, 中高纬对流层上层西风偏强。以上分析说明, 该模式误差主要是由外强迫引起的, 动量输送过程的影响较小。这表明, 改进模式的动量外强迫作用, 包括改进地形影响、次网格重力波应力以及积云对流和摩擦等, 将有助于改善模式的预报能力。

4.2 热力强迫对模式误差的贡献

图 6 给出 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) 热力强迫激发的经圈环流在模式大气中和实际大气中的差异, (a) 为总热力强迫作用所激发经圈环流的差异, (b) 为非绝热加热 H31 的情形, (c) 为网格尺度湿非绝热加热 H32 的情形, (d) 为热力内强迫的情形。在模式大气中, 热力强迫激发经圈环流的总体特征是, 1 月直接和间接环流偏强, 7 月直接环流偏弱, 间接环流偏强; 一般地, 误差主要集中在热带副热带地区, 非绝热加热 H31 的作用在纬度上可以达高纬甚至极地, 高度上可达大气顶, 而网格尺度湿非绝热加热 H32 的作用主要集中在热带副热带的对流层内, 且其误差与非绝热加热的误差有相互补偿的作用, 更进一步分析, 由图 6 可以看出, 总的热力强迫激发经圈环流的误差, 1 月份在对流层内的热带副热带地区, 主要由网格尺度湿非绝热 H32 所引起, 高层及高纬的误差主要由非绝热加热 H31 引起。而在 7 月份, 即使在对流层中低层,

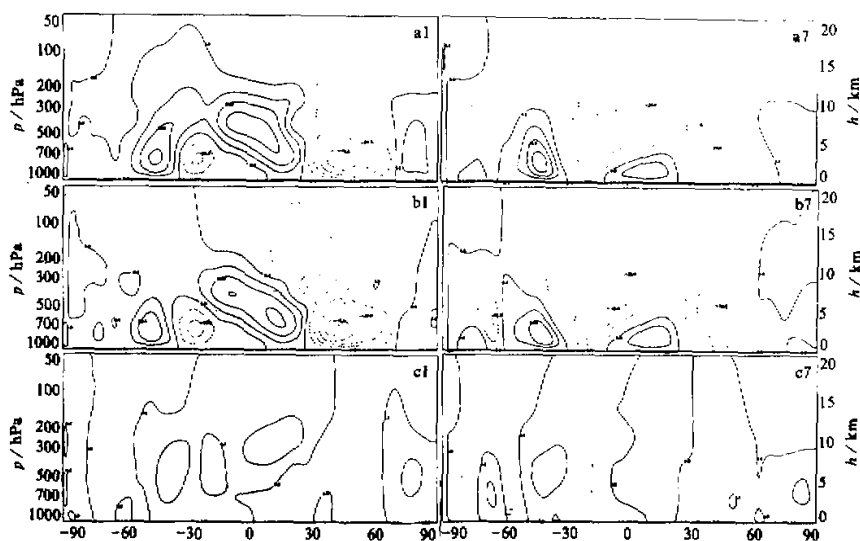


图 5 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) T42L9 模式大气和实际大气中
动力强迫激发的平均经圈环流差异
(a) 为总动力强迫的情形, (b) 为动力外强迫的情形, (c) 为动力内强迫的情形。
等值线间隔为 $10.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^3$

非绝热加热对激发经圈环流仍起着不可忽视的作用, 特别是在热带地区。这一季节性的差异对于非绝热加热所激发的经圈环流特点表现更为明显, 使得 7 月份除了与 1 月份有着相似的特点: 赤道附近对流层中低层为正偏差, 其南北两侧为负偏差外, 在赤道附近偏南半球的对流层上层和平流层下层存在着极强的正偏差, 表明模式大气在这里存在着与实际大气有较大差异的热源, 比较图 6 中 (a) 与 (b) 可知, 这一差异是非绝热加热引起的, 并由前面的分析, 可以认为, 这是与模式中热带地区较强的降水致使过多的潜热释放有关。从非绝热加热的情况看, 1 月 (图 6b1) 误差环流在赤道偏南及 30°N 偏南有上升支, 在 30°S 附近及 15°N 附近有下沉支, 7 月 (图 6b7) 在 15°S 及 30°N 有上升支, 在 30°S 偏北及 15°N 有下沉支, 误差环流的这些垂直支的绝热运动与模式大气过强的非绝热加热或热量输送相对应。网格尺度湿非绝热加热的情形亦类似。而热力内强迫激发的经圈环流误差特点是 1 月的直 (间) 接环流均偏弱, 7 月直 (间) 接环流略显偏强, 且其误差中心均处于对流层中高层的自由大气中, 可以设想, 这种误差分布与热量输送的强弱是有对应关系的。但其具体作用机制, 还有待于进一步的研究来揭示。

由以上的分析可见, 模式大气由于热力强迫作用所激发的经圈环流在热带地区与实际大气的差异无论冬夏都存在着较强的正误差, 即北半球的 Hadley 环流始终偏强, 南半球在 7 月正环流明显偏弱, 其偏差的原因与凝结潜热过强有较大的关系, 因此, 对辐射过程及积云对流参数化的改进是提高预报精度的重要方面。

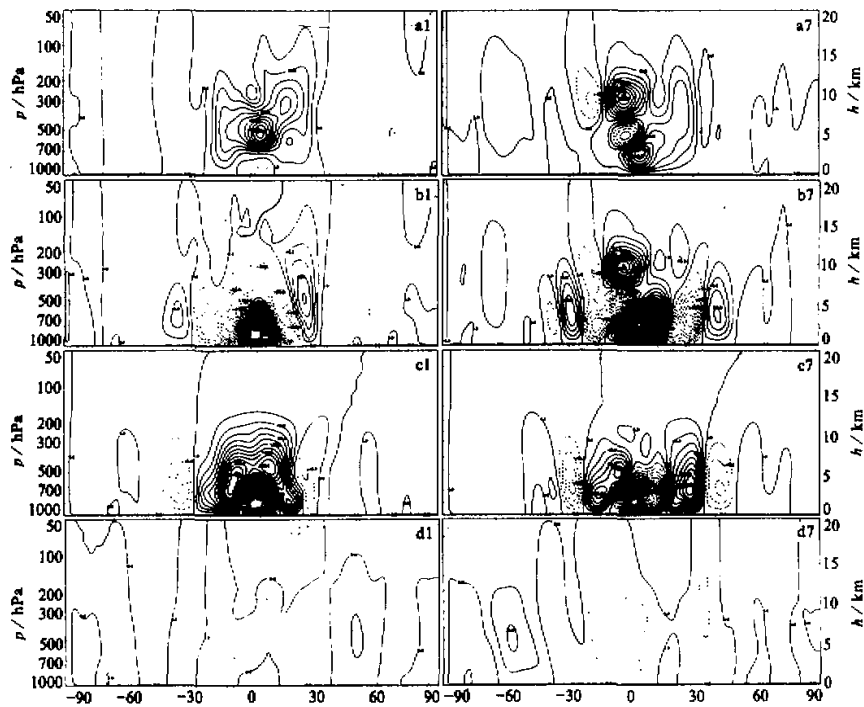


图 6 1992 年 1 月 (左) 和 7 月 (右) T42L9 模式大气与实际大气热力强迫激发经圈环流的差异
(a) 为包括了所有热力强迫的情形, (b) 为非绝热加热的情形, (c) 为网格尺度湿非绝热加热的情形,
(d) 为热力内强迫的情形。等值线间隔 (a)、(b)、(c) 为 $20.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^3$, (d) 为 $10.0 \times 10^2 \text{ kg/s}^3$

5 结论

(1) 各种物理强迫激发经圈环流的机制是这样的: 动力外强迫激发的经圈环流为其水平下支的惯性矩与近地层角动量的制造相平衡而被激发, 动力内强迫激发的经圈环流为其水平上支的惯性矩与自由大气中动量输送水平辐散相平衡而被激发; 干湿非绝热加热激发的经圈环流为其垂直支的绝热运动与干湿非绝热加热相平衡而被激发, 热力内强迫激发的经圈环流为其垂直支与自由大气中热量输送的辐散相平衡而被激发。各种强迫因子激发经圈环流相互配合, 共同在大气热量和动量平衡中起作用, 使大气重新恢复动量和热量的平衡状态。

(2) 分项观察各种物理强迫激发经圈环流的特征, 发现双 Hadley 环流中心与非绝热加热有关, 其双中心分别位于对流层中低层的 600~700 hPa 附近和对流层高层的 250~300 hPa 附近, 它的更深入的激发机制还需作进一步的研究。

(3) 各物理强迫激发的误差环流的特征是: 动力强迫误差环流以动力外强迫误差环

流为主, 说明模式的地形处理, 次网格重力波应力及积云摩擦效应等物理过程处理不当; 热力强迫误差环流, 在热带地区, 以湿非绝热加热激发的误差环流为主, 改进辐射过程及积云对流参数化方案对提高模式预报精度十分重要。各种物理强迫对总体误差贡献的相对大小次序为: 非绝热加热, 动力外强迫, 动力内强迫, 热力内强迫。

致谢: 本文在完成过程中得到吴国雄教授的精心指导, 作者在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Jeffreys, H., 1926, On the dynamics of geostrophic winds, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **52**, 85~104.
- 2 Starr, V. P., 1948, An essay on the general circulation of the earth's atmosphere, *J. Meteor.*, **5**, 39~43.
- 3 Widger, W. K., 1949, A study of the flow of angular momentum in the atmosphere, *J. Meteor.*, **6**, 291~299.
- 4 Mintz, Y., 1954, The observed zonal circulation of the atmosphere, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **35**, 208~214.
- 5 Oort, A. H. and E. M. Rasmusson, 1971, Atmosphere Circulation Statistics, NOAA, Professional Paper 5.
- 6 White, R. M., 1949, The role of mountains in the angular momentum balance of the atmosphere, *J. Meteor.*, **6**, 353~355.
- 7 Priestley, C. H. B., 1951, A survey of the stress between the ocean and atmosphere, *Australian J. Sci. Res.*, 315~328.
- 8 叶笃正, 杨大升, 1955, 北半球大气中角动量的年变化和它的输送机制, *气象学报*, **26**, 281~294.
- 9 Kung, E. C., 1968, On the momentum exchange between the atmosphere and earth over the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 337~341.
- 10 Newton, C. W., 1971, Mountain torques in the global angular momentum balance, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 623~628.
- 11 Kidson, J. W., D. G. Vincent and R. E. Newell, 1969, Observational studies of the general circulation of the tropics: long term mean values, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 215~246.
- 12 Newton, C. W., 1971, Global angular momentum balance earth torques and atmospheric fluxes, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1329~1341.
- 13 Newton, C. W., 1972, Southern Hemisphere general circulation in relation to global energy and momentum balance requirements, *Meteor. Monog.*, **13**, Chapt. 9, 215~246.
- 14 Oort, A. H. and H. D. Bowman, 1974, A study of the mountain torque and its interannual variation in the Northern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1974~1982.
- 15 White, A. A., 1977, The surface flow in a statistical climate model — a test of a parameterization of large-scale momentum fluxes, *Quart. J. Roy. Meteor.*, **103**, 93~119.
- 16 Palmen, E. and M. A. Alaka, 1952, On the budget of angular momentum in the zone between equator and 30°N, *Tellus*, **4**, 324~331.
- 17 Palmen, E. and C. W. Newton, 1969, *Atmospheric Circulation System*, Academic Press.
- 18 Palmen, E., 1955, On the mean meridional circulation in low latitudes of the Northern Hemisphere in winter and the associated meridional and vertical flux of angular momentum, *Scient. Rept. 9. Contract AF 19 (122)-48, Gen. Cir. Proj., U.C.L.A.*, 41pp.
- 19 叶笃正, 朱抱真, 1958, 大气环流的若干问题, 科学出版社, 159pp.
- 20 吴国雄, Tibaldi, S., 1988, 平均经圈环流在大气角动量和感热收支中的作用, *大气科学*, **12**, 8~17.
- 21 Wu Guoxiong and Chen Biao, 1989, Non-acceleration theorem in a primitive equation system, Part I: Acceleration of zonal mean flow, *Adv. Atmos. Sci.*, **6**, 1~20.
- 22 吴国雄, 陈彪, 1990, 原始方程系统中的无加速定理 II: 纬向平均温度的变化, *大气科学*, **14**, 143~154.
- 23 吴国雄, 刘还珠, 1987, 全球大气环流时间平均统计图集, 气象出版社, 212pp.
- 24 国家气象中心气候应用室, 气候监测公报, 1992年1月, 1~5.
- 25 国家气象中心气候应用室, 气候监测公报, 1992年7月, 1~5.
- 26 Zhang Saoqing, Liu Huangzhu, Wu Guoxiong and Yang Yunfeng, 1995, Diagnosis of NWP systematic forecast errors in zonal mean circulation, *Acta Meteorologica Sinica*, **9**, 288~301.
- 27 刘还珠, 张绍晴, 1994, NWP 模式纬向平均热量的动力诊断分析, *应用气象学报*, 428~435.

Characteristics of the Mean Meridional Circulations Induced by Various Forcing Factors and Their Contributions to Systematic Errors of Numerical Weather Prediction Model

Zhang Shaoqing and Liu Huanzhu

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract It is proved in this paper that the forcing function which induces the mean meridional circulation (MMC) can be split linearly into seven factors. Through employing this scheme, the characteristics of MMCs induced by these factors are investigated respectively and also, the systematic errors of numerical weather prediction (NWP) are analyzed by studying the differences of MMCs induced by these factors between the atmosphere in model and in reality. It is shown that the method with clear physical meaning is an effective tool for dynamically analysis of NWP systematic errors.

Key words forcing factors mean meridional circulation model systematic errors

大气边界层物理和大气化学国家重点实验室通过验收

受国家计委委托,中国科学院组织了验收专家委员会,于1995年9月21日、26日、27日三天对中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室(LAPC)进行了验收。验收专家委员会由11位来自不同部门的著名专家所组成,中国工程院院士任阵海任组长。

验收期间,专家们认真听取了实验室主任洪钟祥研究员关于实验室建设工作的总结报告,验收小组的检查报告以及黄美元、赵翼凌、徐永福、胡非等同志做的有关大气边界层探测技术、大气边界层物理、大气化学和酸雨等方面的学术报告。专家们还检查了各种实验设施,观看了以325米气象塔为主体的大气边界层综合探测系统的现场运行,以及较先进的大气化学分析系统。

验收专家们通过对实验室的研究方向、实验设备、学科特点、研究工作布局、研究队伍的组成、人才培养、建设期间的科研成果和经费使用等方面的认真细致的了解和检查,对实验室各方面的工作均表满意,一致认为实验室已经出色地完成了建设任务,同意通过验收并建议把大气边界层物理和大气化学国家重点实验室列为优秀实验室。

验收专家们着重对实验室在以下四个方面的工作做出具体的肯定:(1)实验室研究方向明确,研究目标符合国情,研究成果具有广泛的社会效益;(2)通过几年的建设,实验室设备已基本配套,具备了从事高水平科学研究的基本条件,是目前我国从事该领域探测与研究的重要基地;(3)近三年以来,实验室共发表论文150多篇、专著6部、国家专利1项,取得6项重大科研成果,整体上已进入该领域国际先进水平行列;(4)实验室已形成了一支年龄结构合理、学科配备齐全、团结协作、勤奋刻苦、朝气蓬勃的、跨世纪的、承前启后的科技队伍。验收专家们还就实验室的深化研究课题、完善实验设施、加强国际交流等方面提出了不少建设性的意见,并建议有关部门对实验室加大科研与探测仪器运行方面的经费支持。

大气边界层物理和大气化学国家重点实验室使用世界银行贷款,于1991年经中国科学院批准正式成立。1992年8月中国科学院组织有关专家评审,该实验室被列为第一批具有“边建设,边开放”条件的国家重点实验室之一。几年来,在各级领导的关怀和有关部门的支持下,全室同志通力协作,在取得一大批科研成果的同时,已顺利完成国家重点实验室的建设。实验室今后的总体构想是:在5年或稍长一点时间内,把实验室建设成为一个世界公认的大气边界层物理和大气化学研究中心,并在重要的国际学术研究中有一定的地位。

(李 军)