

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*

胡增臻

黄荣辉

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学
数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 本文用 ECMWF 的 10 年资料对北半球夏季 (6~8 月) 地气耦合非定常距平模式中瞬变量与定常量的相关关系进行了诊断分析。并指出 $J(\Phi', \xi')$ 与 $J(\Phi, \xi) + J(\Phi, \xi + \eta)$, $J(\Phi', \partial\Phi'/\partial p)$ 与 $J(\Phi, \partial\Phi/\partial p) + J(\Phi, \partial(\Phi + \Phi)/\partial p)$ 以及 $J(\psi_s', T_s')$ 与 $J(\psi_s, T_s) + J(\psi_s, \bar{T}_s + T_s)$ 间存在着明显的负相关, 相关的空间尺度均比较小, 瞬变量是距平模式方程中的大项。计算还表明, 瞬变量对定常量的作用不是一种随机过程, 而是一种较强的负反馈式的相互作用过程, 显著的负相关位于中高纬度, 与夏季西风带的位置基本一致。此外, 在瞬变量与定常量的相关中, 气候基本态以及它与月平均距平态间的相互作用有着十分重要的贡献。在地气耦合非定常距平模式中进行瞬变量的参数化研究, 对于提高模式预报准确率是十分有意义的。

关键词 地气耦合非定常距平模式 瞬变量 定常量

1 引言

在长期天气 (月、季) 预报中, 我们希望能够个别地预报长期的大尺度天气特征。个别地预报大尺度过程 (天气) 和只能用统计方法描述的小尺度过程 (湍流) 的界限对不同的预报期限是不同的^[1]。相对于月季尺度的预报, 瞬变量被定义为相对月平均的偏差是合理的。这与最近研究工作中的通常做法^[2]也是一致的。突破天气过程个别可预报期限的可能途径是建立类似于湍流理论中的雷利或弗里德曼-克列尔方程, 来描述个别天气过程整体的统计特征。要建立类似这样的方程, 必须首先对大气动力学方程中的瞬变量与定常量的关系进行诊断分析。White^[3]计算了 1950 年的 $[\overline{V'T'}]$, 结果表明, 从低层到 200 hPa 感热的涡动通量是向极输送的, 即从高温区向低温区输送。此外, 在大气中经常有扰动动能转化为基本气流动能, 也就是能量逆转问题, Starr^[4]称之为负粘性现象。Hasselmann^[5]认为大气的低频变化无非是对高频扰动 (类似于布朗运动) 的随机强迫作用的一种响应, 因此在“气候”变量演变的线性方程中用随机强迫项来代表“天气”变化整体效应, 建立了考虑了“天气”对“气候”的随机强迫整体效应的简化气候模式^[5]。这显然是一个十分粗糙的参数化工作。Holopainen 等^[6]通过分析准地转位涡局地收支中的有关项, 研究了热量和动量的瞬变涡旋水平输送对时间平均流的影响。文献[2]系统

1995-03-18 收到, 1995-12-10 收到修改稿

* 博士后科学基金和中国科学院联合资助课题

总结了瞬变波、定常波的观测事实以及瞬变波对定常波的强迫理论。Holopainen 等^[13]通过了解瞬变涡旋是怎样强迫北半球热带外地区的定常涡旋等压面高度方差,从而研究了瞬变涡旋对定常涡旋的影响。戴新刚和丑纪范^[8]用两层准地转谱模式的模拟结果讨论了涡动热通量 $[V'T']$ 与纬向平均温度梯度 $[\partial T/\partial y]$ 的关系,并用 1982 年 12 月和 7 月的 ECMWF 7 层分析资料对上述关系进行了验证。Van Loon^[9]以及 Van Loon 和 Williams^[10]研究了冬季定常与瞬变涡旋感热输送间的关系及与纬向平均温度梯度的关系^[9,10]。总之,大量研究均认为,瞬变涡旋通量会大大改变系统的时间平均状态,进而对大气异常演变产生重大影响。本文利用 ECMWF10 年资料对一个 4 层地气耦合非定常距平模式中的瞬变涡旋输送(简称瞬变量)与定常涡旋输送(简称定常量)的关系进行的诊断分析,不仅可为本模式的瞬变量参数化试验提供依据,而且对进一步了解瞬变量与定常量的关系也有一定的普遍理论意义。

2 地气耦合非定常距平模式及瞬变量的推导和资料

2.1 地气耦合非定常距平模式及瞬变量的推导

本文利用在文献[11]基础上发展的地气耦合非定常距平模式^[12]方程组作为出发方程,导出瞬变项。

$$\text{涡度方程: } \frac{d}{dt}(\xi + f) = f \frac{\partial w}{\partial p} - \alpha' \nabla^2 \Phi,$$

$$\text{热力学方程: } \frac{dT}{dt} - \sigma_p w = \frac{\partial}{\partial p}(k + k_R) \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{1}{\tau_R}(T - T_c) + \tilde{T}^* \zeta_{og} + \frac{k'}{\rho c_p} S,$$

$$\text{地表温度距平方程: } \frac{\partial}{\partial t} T_s + \delta J(\psi_s, T_s) = k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}.$$

将变量做如下分解: $A = \hat{A}_{\text{气候月平均}} + A_{\text{月距平}} + A'_{\text{逐日偏差}}$, 同时取准地转近似; 用 $\hat{A} + A + A'$ 满足的方程减去 $\hat{A}$ 满足的方程, 并取月平均, 则得

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \Phi + J(\hat{\Phi}, \xi) + J(\Phi, \hat{\xi} + \xi + f) + \overline{J(\Phi', \xi')} = f \frac{\partial w}{\partial p} - \alpha \nabla^2 \Phi, \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) + \frac{1}{f} J(\hat{\Phi}, \frac{\partial \Phi}{\partial p}) + \frac{1}{f} J(\Phi, \frac{\partial(\hat{\Phi} + \Phi)}{\partial p}) + \frac{1}{f} J(\Phi', \frac{\partial \Phi'}{\partial p}) + \frac{R}{p} \sigma_p w \\ = \frac{\partial}{\partial p} (k + k_R) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial p^2} - \frac{1}{\tau_R} \frac{\partial \Phi}{\partial p} - \frac{R}{p \tau_R} \tau_c - \frac{R}{p} \tilde{T}^* \zeta_{og}, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} T_s + \delta [J(\psi_s, T_s) + J(\psi_s, \hat{T}_s + T_s) + \overline{J(\psi_s', T_s')}] = k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}, \quad (3)$$

其中, ζ_{og} 表示摩擦层顶的地转涡度, T_c 为参考温度, $\sigma_p = (r_d - r) / (\rho g)$ 为静力稳定度, $k_R = \frac{8\sigma \hat{T}^3}{c_p k_s} \rho g^2$, $\tau_R = \frac{\rho c_p}{8(1-r)\sigma \hat{T}^3 k_w}$, k_s 和 k_w 分别为吸收物质在强和弱吸收区的平均吸收系数, k' 为空气对短波辐射的吸收系数, s 为太阳的短波辐射, $\tilde{T}^*_{(p)} = \frac{L}{c_b} r \frac{d \ln \hat{e}_s}{d \hat{T}} l_b \hat{q}_s(p)$, l_b 为行星边界层厚度, $\hat{e}_s$ 为平均饱和水汽压, $\hat{q}_s$ 为平均饱和比湿,

$k = \rho^2 g^2 k_T$, k_T 为感热的湍流导热系数, α 为雷诺摩擦耗散系数, 对海洋 $\delta = 1$ 、对陆地 $\delta = 0$, ψ_s 为洋流的流函数距平, T_s 为地表温度距平, k_s 在海洋中为湍流导温系数, 在陆地为一般导温系数。雅可比项上面的“-”代表月平均, 各变量上面的“ $\cdot$ ”代表气候月平均。雅可比 $J(a, b) = \frac{\partial a}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial a}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial x}$, 其余变量为气象上常用。将模式分为 300 hPa, 500 hPa, 700 hPa 以及地表 (1000 hPa) 共 4 层 (图略)。

方程 (1) 中瞬变项为 $J(\Phi', \zeta') = \bar{f} \bar{\nabla}'_g \cdot \nabla \zeta'$ 表示地转风的逐日偏差对涡度逐日偏差的平流; 方程 (2) 中瞬变项为 $J(\Phi', \partial \Phi' / \partial p) = \bar{f} \bar{\nabla}'_g \cdot \nabla (\partial \Phi' / \partial p)$ 表示地转风的逐日偏差对温度逐日偏差的平流; 方程 (3) 中瞬变项为 $J(\psi_s', T_s')$ 表示地面气 (洋) 流逐日偏差对地面气 (海) 温逐日偏差的平流。这些瞬变量的月平均与模式中相应的月平均定常量的关系是本文诊断分析的对象。目前, 在地气耦合非定常距平模式中, 瞬变量的作用或没有考虑^[1], 或仅在相应的定常项前加一个只随纬度变化, 而不随高度、经度、要素和时间变化的参数, 而且此参数的取值也远不够客观^[12]。模式中缺乏瞬变量的作用可能是地气耦合非定常距平模式预报准确率低的一个主要原因。对模式中这些瞬变量的分析, 一方面可以为地气耦合非定常距平模式中瞬变量的参数化研究提供依据, 另一方面对进一步了解瞬变量与定常量的关系有一定的普遍理论意义。

2.2 资料

本文使用的资料是 ECMWF10 年 (1980~1989 年) 6、7、8 月, 2.5×2.5 网格 7 层中的 1000 hPa、700 hPa、500 hPa、300 hPa 北半球世界时 00 时资料。根据逐月计算发现, 瞬变量与相应定常量的关系在 6、7、8 月的月际变化不大, 同时也为了增加统计样本, 本文将 6、7、8 月资料作为同一个样本的资料集。文献[8]以及其他许多工作中的诊断分析都是使用的该资料集。

3 对与涡度有关的瞬变量诊断分析结果

$\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 代表地转风的逐日偏差对涡度逐日偏差平流的月平均值。诊断分析表明, 在 700 hPa、500 hPa、300 hPa 层上, 方程 (1) 中的 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \xi + \zeta + \eta)$ 的相关关系 (图略) 在北半球绝大部分区域为负, 但达到显著相关 ($\alpha = 0.1$, 相关系数绝对值大于等于 0.301) 的区域空间尺度均比较小, 但相关显著的点数在高中低纬是有明显差异的。这从图 1 可以清楚地看出。在图 1 中, 三条曲线十分相似: 30~75°N 之间负相关比较明显, 在高纬 (75°N 以北) 和低纬 (30°N 以南), 相关不明显, 从赤道到 30°N 和 75°N 到北极相关曲线变化很大。负相关明显的纬度范围正好与高空强西风带的夏季位置 (40~70°N) 是一致的, 这说明, 瞬变量与定常量的关系在强西风带中较在非西风带中更密切。作为实例, 图 2 给出的 1985 年 6 月 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \xi + \zeta + \eta)$ 的纬向平均曲线也证实了这一点。由图 2 可以看出, 瞬变量和定常量反位相的程度在各纬度是有差异的, 中纬度反位相程度最好, 高纬度和低纬反位相程度差些。此外, 由图 2 也可看出瞬变量和定常量的变化随纬度增加而增大, 但瞬变量和定常量振幅的比值却是在中纬度最大。

瞬变量 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与定常量 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \xi + \zeta + \eta)$ 的关系在高低层也是有差异的。在

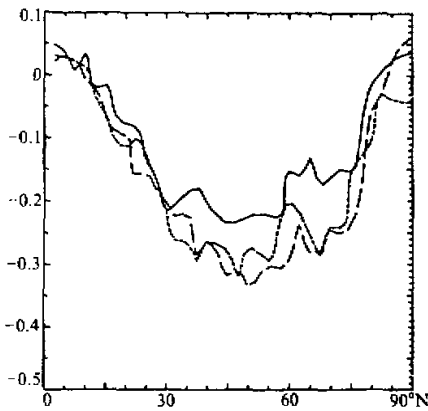


图1 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \eta)$ 相关的纬向平均值随纬度的变化曲线。实线、虚线、断线分别表示 700 hPa、500 hPa 和 300 hPa

关(图略),发现两者相关不明显,这说明气候平均量以及它与月平均距平量的相互作用,对于 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \eta)$ 的联系有很大贡献。这与黄荣辉等^[13]通过数值模拟和动力学理论分析指出的大气响应强烈依赖于基本气流的结论是一致的。

分析方差贡献发现,纬向平均的 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \eta)$ 方差贡献相比,在 700 hPa、500 hPa、300 hPa 层上,前者约是后者的 0.7~1.0 倍,这可从图 2 中的曲线变化大致看出。这说明 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 在方程中是一个大项,略去此项是会产生明显误差的。

4 对与温度有关的瞬变量的诊断分析结果

与温度有关的瞬变量有两个,分别在方程(2)和(3)中,它们是 $J(\Phi', \partial\Phi'/\partial p)$ 和 $J(\psi_s', T_s')$, 下面分别予以分析。

4.1 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi'/\partial p)}$

此项代表地转风的逐日偏差对温度逐日偏差平流的月平均值。在 700 hPa、500 hPa、300 hPa 层上,方程(2)中的 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi'/\partial p)}$ 与 $J(\Phi, \partial\Phi/\partial p) + J(\Phi, \partial(\Phi + \Phi)/\partial p)$ 的相关(图略)在北半球绝大部分区域为负,且达到显著相关的区域的空间尺度均较小。和 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \eta)$ 的相关所不同的是,这一负相关在中高纬也十分显著。这在图 4 中表现很明显。在图 4 中,700 hPa、500 hPa 和 300 hPa 曲线十分相似:赤道附近的相关系数为零,相关系数随纬度增加近似线性增长,到高纬地区,负相关十分显著。相关随高度的变化不明显,在 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi'/\partial p)}$ 与 $J(\Phi, \partial\Phi/\partial p) + J(\Phi, \partial(\Phi + \Phi)/\partial p)$ 的相关场中,达到信度 $\alpha=0.1$ 的点数占总点数的 49%(700 hPa), 49%(500 hPa), 46%(300 hPa)。从图 5 中可更清楚地看到这一点。显著负相关位于 30~90°N 之间,靠近赤道为弱的正相关,高低层的差异不明显。这种垂直结构与文献[7]

$\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \eta)$ 的相关场中达到 $\alpha=0.1$ 信度的点数占总点数的 30% (700 hPa), 35% (500 hPa), 37% (300 hPa), 由此可见达到显著相关的点数随高度增加而增多。由图 3 也可以看出,在中高纬度 (30~80°N), 相关高层比低层明显,强相关区位于 300 hPa 的 50°N 附近;在 70°N 附近, 500 hPa 和 300 hPa 有次强相关中心。在低纬 (30°N 以南) 高低层相关差异不大。

在定常量 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \eta)$ 中既包括了气候平均量 (Φ, ζ) 的作用, 也包括了月平均距平量 (Φ, ζ) 的作用, 以及二者的相互作用。为了探讨这些量作用的差异, 本文还计算了 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta)$ 的相

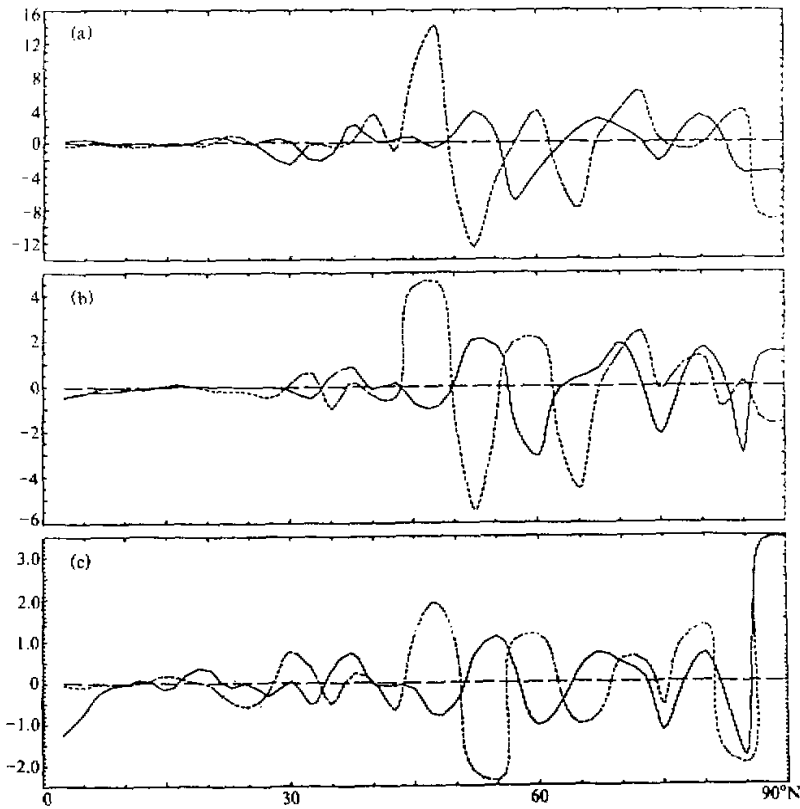


图2 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ (虚线) 和 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \beta)$ (实线) 的纬向平均曲线
a、b、c 分别指 300 hPa、500 hPa 和 700 hPa, 单位 10^{-15} s^{-1}

的低通滤波结果(低频瞬变强迫与高度无关), 有一致性。与图 3 不同的是, 在图 5 的高纬为比较明显的负相关。由图 5 同时可以看到, 负相关显著的区域与高空西风带的夏季位置也存在一定的对应关系。作为一个实例, 从图 6 给出的 1985 年 6 月 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi'/\partial p)}$ 与 $J(\Phi, \partial\Phi/\partial p) + J(\Phi, \partial(\Phi + \Phi)/\partial p)$ 的纬向平均曲线中, 上述特性都可以看到; 此外, 该瞬变量和定常量的变化也是随纬度增加而增大; 但瞬变量与定常量振幅的比值随纬度增加变化不大, 这说明各个纬度二者都存在明显的相互作用, 在模式中瞬变量 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi'/\partial p)}$ 的作用是不能忽略的。

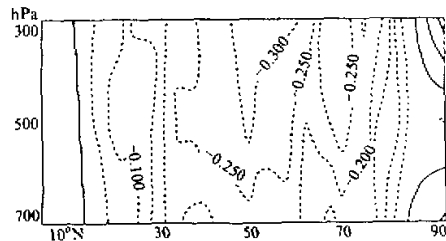


图3 $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ 与 $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta + \zeta + \beta)$ 相关的
纬向平均值随纬度和高度的变化

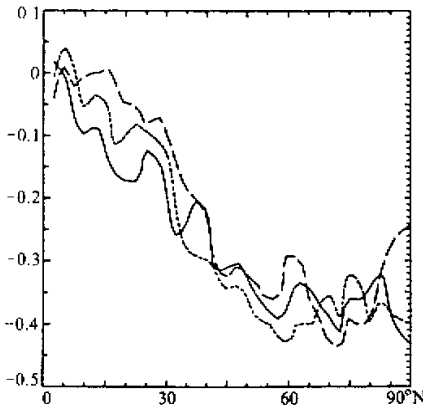


图4 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi / \partial p)}$ 与 $\overline{J(\Phi, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\Phi + \Phi) / \partial p)}$ 的相关。其余同图1

4.2 $\overline{J(\psi_s', T_s')}$

$\overline{J(\psi_s', T_s')}$ 表示地面气(洋)流逐日偏差对地面气(海)温逐日偏差平流的月平均。在准地转近似情况下,用 Φ' / f , Φ / f 和 $\hat{\Phi} / f$ 分别代替 ψ_s' , ψ_s 和 $\hat{\psi}_s$ 。在 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $\overline{J(\hat{\Phi} / f, T_s)} + \overline{J(\Phi / f, \hat{T}_s + T_s)}$ 的相关中达到 $\alpha = 0.1$ 信度的点数占总点数的28%。绝大部分区域为负相关,达到信度水平的显著相关区域的尺度也比较小,但显著相关在高中低纬是有明显差异的。这可从相关的纬向平均曲线(图7)中清楚看出,相关明显的区域主要集中在 $40 \sim 85^\circ\text{N}$, 其他区域相关均很弱。与图2和图4相比,图7给出的 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $\overline{J(\hat{\Phi} / f, T_s)} + \overline{J(\Phi / f, \hat{T}_s + T_s)}$ 的相关较弱,这可能与地面摩擦较大,准地转性差等有关。图7中负相关显著的区域与夏季西风带的平均位置也有比较好的对应关系。这些特点可从图8给出的1985年6月 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $\overline{J(\hat{\Phi} / f, T_s)} + \overline{J(\Phi / f, \hat{T}_s + T_s)}$ 的纬向平均曲线看出。与图2和图6明显不同的是,在图8中瞬变量与定常量的变化在高低纬差异不十分明显,但瞬变量与定常量振幅的比值随纬度增加而增大。说明瞬变量 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 在高纬度较低纬度更重要。

同样在定常量 $\overline{J(\hat{\Phi} / f, T_s)} + \overline{J(\Phi / f, \hat{T}_s + T_s)}$ 中既包括了气候平均地面气(洋)流和地面地(海)温度 $(\hat{\Phi} / f, \hat{T}_s)$ 的作用,也包括了地面气(洋)流和地面地(海)温月平均距平 $(\Phi / f, T_s)$ 的作用以及二者的相互作用,为了探讨这些量作用的差异,本文还计算了 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $\overline{J(\Phi / f, T_s)}$ 、 $\overline{J((\hat{\Phi} + \Phi) / f, T_s)}$ 、 $\overline{J(\Phi / f, \hat{T}_s)}$ 的相关(图略)。从中发现: $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $\overline{J(\Phi / f, \hat{T}_s)}$ 的相关最好,达到显著相关的点数占总点数24%,

同样在定常量 $\overline{J(\hat{\Phi}, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\hat{\Phi} + \Phi) / \partial p)}$ 中既包括了气候平均量 $(\hat{\Phi}, \partial\hat{\Phi} / \partial p)$ 的作用,也包括了月平均距平量 $(\Phi, \partial\Phi / \partial p)$ 的作用以及二者的相互作用,为了探讨这些量作用的差异,本文计算了 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 与 $(\Phi, \partial\Phi / \partial p)$ 的相关(图略)发现,相关场随纬度的变化与图4十分相似,但相关场中达到显著水平的点数仅为图4中的40%左右。由此可见,气候基本态 $(\hat{\Phi}, \partial\hat{\Phi} / \partial p)$ 以及它与月平均距平量 $(\Phi, \partial\Phi / \partial p)$ 间的相互作用,对于 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 与 $\overline{J(\hat{\Phi}, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\hat{\Phi} + \Phi) / \partial p)}$ 间的联系起着十分重要的作用,这也与文献[13]一致。

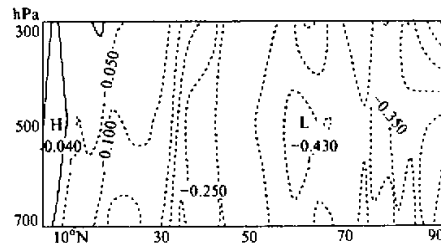


图5 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 与 $\overline{J(\Phi, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\Phi + \Phi) / \partial p)}$ 的相关。其余同图3

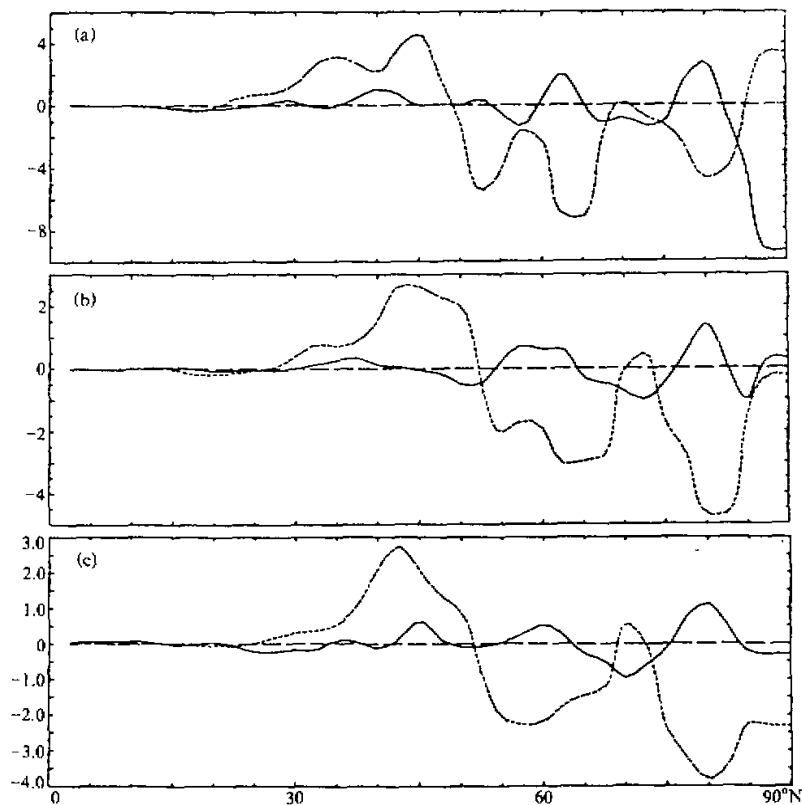


图6 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ (虚线) 和 $J(\hat{\Phi}, \partial\hat{\Phi} / \partial p) + J(\Phi, \partial(\hat{\Phi} + \Phi) / \partial p)$ (实线) 的纬向平均曲线
单位: $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-4}$ 。a、b 和 c 分别指 300 hPa、500 hPa 和 700 hPa

而且相关场随纬度的变化型式和相关系数数值的大小均与图 7 相像。而 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $J(\hat{\Phi} / f, T_s)$ 、 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $J((\hat{\Phi} + \Phi) / f, T_s)$ 的相关均不明显。这说明在 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $J(\hat{\Phi} / f, T_s) + J(\Phi / f, \hat{T}_s + T_s)$ 的联系中, 地面地转气 (洋) 流月距平值对气候平均地 (海) 温的平流起了主导作用。

分析方差贡献发现, 纬向平均 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 与 $J(\hat{\Phi}, \partial\hat{\Phi} / \partial p) + J(\Phi, \partial(\hat{\Phi} + \Phi) / \partial p)$ 的方差贡献相比, 在 700 hPa 和 300 hPa 层上, 两者大致相当, 在 500 hPa 层上, 前者约是后者的 1.5 倍; 纬向平均 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 与 $J(\hat{\Phi} / f, T_s) + J(\Phi / f, \hat{T}_s + T_s)$ 的方差贡献相比, 前者是后者的 0.7~0.8 倍。这可从图 6 和图 8 中的曲线变化大致看出。由此可以看出, 在距平模式中瞬变量 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 和 $\overline{J(\Phi' / f, T_s')}$ 的月平均也不是小项, 舍去瞬变量的作用是有明显缺陷的。

5 结论和讨论

通过本文对北半球夏季 (6~8 月) 地气耦合非定常距平模式中瞬变量和定常量相

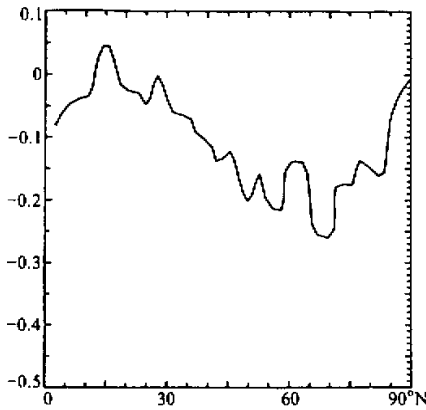


图7 $\overline{J(\Phi' / f_s T_s')}$ 与 $J(\Phi / f_s T_s) + J(\Phi / f_s \hat{T}_s + T_s)$ 相关的纬向平均值随纬度的变化曲线

关系的诊断分析, 得到以下几点结论:

(1) $\overline{J(\Phi', \zeta)}$ 与 $J(\hat{\Phi}, \zeta) + J(\Phi, \hat{\zeta} + \zeta + \beta)$, $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 与 $J(\hat{\Phi}, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\hat{\Phi} + \Phi) / \partial p)$ 存在明显的负相关; 显著的相关分别集中在 $30 \sim 75^\circ\text{N}$ 和 $30 \sim 90^\circ\text{N}$ 之间, 与夏季西风带位置比较一致; 前者相关随高度增加而增加, 后者相关随高度的变化不明显。 $\overline{J(\Phi' / f_s T_s')}$ 与 $J(\hat{\Phi} / f_s T_s) + J(\Phi / f_s \hat{T}_s + T_s)$ 也以负相关为主; 显著的负相关位于 $40 \sim 85^\circ\text{N}$ 之间。这说明瞬变量与定常量之间是一种负反馈式的强相互作用过程, 而不是随机过程或阻尼过程。同时相关的空间尺度比较小, 这与瞬变量空间分布的局地性是有关系的^[14]。

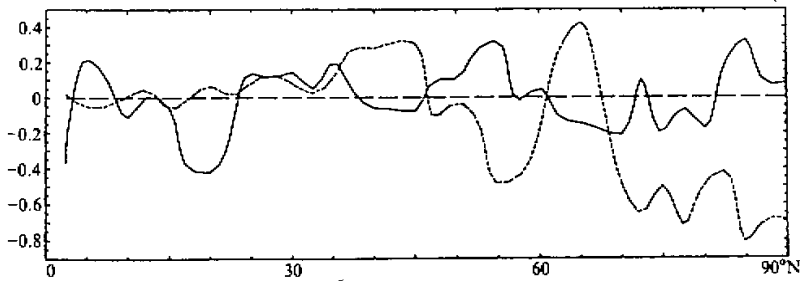


图8 $\overline{J(\Phi' / f_s T_s')}$ (虚线) 和 $J(\Phi / f_s T_s) + J(\Phi / f_s \hat{T}_s + T_s)$ (实线) 的纬向平均曲线
单位: 10^{-5} K s^{-1}

(2) 三种相关中, $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 与 $J(\hat{\Phi}, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\hat{\Phi} + \Phi) / \partial p)$ 的相关最好, $\overline{J(\Phi', \zeta)}$ 与 $J(\hat{\Phi}, \zeta) + J(\Phi, \hat{\zeta} + \zeta + \beta)$ 的相关次之, $\overline{J(\Phi' / f_s T_s')}$ 与 $J(\hat{\Phi} / f_s T_s) + J(\Phi / f_s \hat{T}_s + T_s)$ 的相关最差。此外, 纬向平均 $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ 与 $J(\hat{\Phi}, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\hat{\Phi} + \Phi) / \partial p)$ 和 $\overline{J(\Phi', \zeta)}$ 与 $J(\hat{\Phi}, \zeta) + J(\Phi, \hat{\zeta} + \zeta + \beta)$ 的振幅随纬度增加而增大; 而纬向平均 $\overline{J(\Phi' / f_s T_s')}$ 与 $J(\hat{\Phi} / f_s T_s) + J(\Phi / f_s \hat{T}_s + T_s)$ 的振幅随纬度增加变化不十分明显。这表明, 与温度有关的瞬变量和相应的定常量的相关比与涡度有关的瞬变量和相应的定常量的相关更显著。产生这种差异意味着与温度有关的瞬变量与相应的定常量的相互作用过程可能不同于与涡度有关的瞬变量与相应的定常量的相互作用过程。产生这种差异的具体物理机制有待于进一步的探讨。

(3) 所有瞬变量与定常量的相关中, 气候基本态以及它与月平均距平态间的相互作用有着十分重要的贡献。对模式中瞬变量与相应的定常量的方差贡献比较分析发现, 瞬变量在方程中并不是小项, 舍去瞬变量是有明显误差的。因此, 进行瞬变量的参数化试

验研究对提高距平模式的预报准确率是十分必要的。

本文利用 30 个月的资料, 通过对地气耦合非定常距平模式中瞬变量与定常量相关关系的统计诊断分析, 得到了与前人个例分析^[3,8]类似的结论。本文的结果揭示了舍去瞬变量的作用是地气耦合非定常距平模式的一个重要误差源。为今后改进该模式提供了依据。作者曾用上述的诊断关系, 就瞬变量的参数化进行了一些初步的数值试验, 发现把上面的诊断关系用一元线性回归的参数化形式加入到模式中, 并不能使模式预报效果改进。得到这一失败的结果是显然的。这是因为用一元线性回归的方法进行参数化, 实际上等于把瞬变量看作只对定常量起一种阻尼作用, 而没有考虑二者的相互作用和反馈。由此可知, 尽管非定常距平模式在设计思想上比定常距平模式有改进, 但由于前者积分步长短(一般为几小时), 做月、季预报需要积分许多步, 因此忽略瞬变量与定常量的相互作用导致的误差的积累十分严重; 相比之下, 定常距平模式积分步长长(一般为一个月或三个月), 做月、季预报只需要积分一步或三步, 因此忽略瞬变量与定常量的相互作用导致的误差积累也小。最终使得前者比后者预报效果改进不大, 甚至变差。因此, 瞬变量参数化可能是进一步提高距平模式预报效果的一个关键。陈英仪、佟建平^[15]用实际资料对一个正压平均环流距平模式中各项所做的诊断分析也发现, 瞬变涡旋的作用不能忽视, 时间越长, 它的作用越显著, 而且其作用主要是改善短波段的预报。由此看来, 进行距平模式的瞬变量参数化试验, 首先需要搞清瞬变量与定常量联系的物理机制, 这也是我们下一步要探讨的问题。另外, 本文是对一个准地转模式中瞬变量做的诊断分析, 由此所得结论与对原始方程模式中瞬变量做诊断分析得到的结论可能会有一定差异。

参 考 文 献

- 1 A. C. 莫宁 (林本达、王绍武译), 1981, 天气预报——一个物理学的课题, 北京: 科学出版社, 1~165.
- 2 Hoskins, B. and R. Pearce, 1983, *Large-scale Dynamical Process in the Atmosphere*, Academic Press, 1~397.
- 3 White, R. M., 1954, The counter-gradient flux of sensible heat in the lower stratosphere, *Tellus*, 6(2), 177~179.
- 4 Starr, V. P., 1966, *Physics of Negative Viscosity Phenomena*, McGraw-Hill, 1~255.
- 5 Hasselmann, K., 1976, Stochastic climate models, Part I, *Tellus*, 28, 473~485.
- 6 Holopainen, E. O., L. Rontu and N. C. Lau, 1982, The effect of large-scale transient eddies on the time mean flow in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1972~1984.
- 7 Holopainen, E. O., C. Fortelius and K. Ruosteenoja, 1988, The effect of transient eddies on the stationary eddy isobaric height field, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1760~1769.
- 8 Dai Xingang and Chou Jifan, 1990, Some features of heat transfer in rotating fluids, Annual Report (1990), Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Science and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, 36~48.
- 9 Van Loon, H., 1979, The association between latitudinal temperature gradient and eddy transports, Part I: transport of sensible heat in winter, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 525~534.
- 10 Van Loon, H. and J. Williams, 1980, The association between latitudinal temperature gradient and eddy transports, Part II: relationships between sensible heat transport by stationary waves and wind, pressure and temperature in winter, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 604~614.
- 11 Chao Jiping, Wang Xiaoxi, Chen Yingyi and Wang Lizhi, 1987, An atmosphere-ocean / land-coupled anomaly model for monthly and seasonal forecast, in: *The Climate of China and Global Climate* (edited by Ye Duzheng, Fu Congbin, Chao Jiping and M. Yoshino), China Ocean Press, Springer-Verlag, 371~381.

- 12 Lin Benda, Xu Xiaodong and Wang Shaowu, 1988, Preliminary experiments from a nonsteady atmosphere-earth surface coupled anomaly model, *Acta Oceanologica Sinica*, 7, 369~380.
- 13 黄荣辉、严邦良、岸保勘三郎, 1991, 基本气流在 ENSO 对北半球冬季大气环流影响中的作用, *大气科学*, 15(3), 44~54.
- 14 Oort, A. H., 1975, On the variability of the general circulation of the atmosphere as deduced from aeological data, GARP Publications Series, No. 16, 95~105.
- 15 陈英仪、佟捷平, 1992, 平均环流的诊断和预报, *大气科学*, 16(6), 698~706.

Diagnostic Analysis for the Transient Terms and Steady Terms in a Nonsteady Atmosphere-Earth Surface Coupled Anomaly Model in the Northern Summer

Hu Zengzhen

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Huang Ronghui

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract The correlation between transient terms and steady terms in a nonsteady atmosphere-earth surface coupled anomaly model in the Northern summer (June, July and August) has been diagnosed with 10 year ECMWF analysis data. It is pointed out that there are obvious negative correlations between $\overline{J(\Phi', \zeta')}$ and $J(\Phi, \zeta) + J(\Phi, \zeta' + \zeta + \bar{\zeta})$, $\overline{J(\Phi', \partial\Phi' / \partial p)}$ and $J(\Phi, \partial\Phi / \partial p) + J(\Phi, \partial(\Phi + \bar{\Phi}) / \partial p)$, and $\overline{J(\psi_s', T_s')}$ and $J(\psi_s, T_s) + J(\psi_s, T_s' + T_s + \bar{T}_s)$, respectively; space scales of all the correlations are small; the transient terms are large terms in the anomaly equations. It is also pointed out that the effect of the transient terms on the steady terms is not a random process but a strong negative feedback interaction process and significant negative correlations are in the middle-high latitudes which agree with the position of the westerlies in summer. In addition, the effect of climate states and the interaction between the climate state and monthly mean anomalies are very important in the correlations between the transient terms and the steady terms. Thus studying transient parameterization in the nonsteady atmosphere-earth surface coupled anomaly model is very meaningful to improve the model prediction level.

Key words nonsteady atmosphere-earth surface coupled anomaly model transient terms
steady terms