

1991年夏季持续性异常环流的 共轭敏感性分析*

杨 燕 李志锦 纪立人

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 在共轭敏感性分析的基础上发展了最敏感扰动的概念。用共轭模式对江淮流域大水 1991 年东亚夏季环流的持续异常特征, 包括乌拉尔阻塞高压、鄂霍次克海偶极子型阻塞以及副热带高压的变动过程进行了分析, 分别得到了对这些过程影响最大的初始扰动。结果从新的角度揭示了这些系统最重要的影响因子, 也显示了共轭敏感性分析方法在大气环流物理过程诊断中的有效性和应用前景。

关键词 共轭敏感性分析 最敏感扰动 持续异常

1 引言

1991 年 5~7 月我国江淮流域发生了严重的持续性特大暴雨和洪涝。这一年的梅雨入梅之早, 持续之长, 雨量之大, 影响之广, 皆为本世纪所罕见, 造成了人民生命财产和国民经济的严重损失。因此 1991 年以后, 我国的气象工作者对这次异常梅雨的成因从气候背景直到中小尺度系统的各个尺度上都进行了大量的分析研究^[1]。

1991 年的洪涝是东亚大范围的环流持续异常造成的。主要的大尺度异常特征有:

(1) 西太平洋副热带高压 (以下简称副高) 北跳早, 且持续偏强, 初夏其位置偏北, 盛夏偏南。副高从 5 月第 6 候第一次北跳, 比常年提早约半个月, 而第二次北跳跃过 25°N 则在 7 月第 4 候, 又比常年晚 1~2 候。在这期间副高脊线一直维持在 19~24°N 之间, 因此我国主要雨带一直徘徊于江淮流域。

(2) 在中高纬度, 乌拉尔及东亚鄂霍次克海地区阻塞形势异常发展, 环流稳定。特别是 7 月 1~12 日, 东亚西风带盛行偶极子型阻塞 (即阻塞南侧伴有低压环流), 它使得西风带分支, 引导冷空气活动以 15~20 天振荡的形式南侵, 与副高西北侧的暖湿气流交汇于江淮地区, 造成频繁的降水天气。

弄清这些持续性异常的活动规律和影响因子, 无疑对于了解 1991 年洪涝的成因以及提高灾害性天气的中长期预报水平都是很关键的。目前对于这些环流异常的原因已提出了许多机制进行解释。如一些研究指出, 1991 年青藏高原初夏季节性增暖过程比往年早, 造成副高提早北跳; 夏季由于 ENSO 事件的影响, 热带西太平洋的海温偏低, 菲律宾附近对流活动弱, 又不利于副高第二次北跳, 使得副高脊线长久维持在 20~

1996-06-20 收到, 1996-09-24 收到修改稿

* 本工作由中科院大气物理所所长基金及国家自然科学基金共同资助

24°N 之间^[1]。

在天气学分析的基础上,还有一些工作利用各种数值模式对这些环流异常进行了数值模拟和敏感性分析。如赵其庚^[1]用全球原始方程谱模式对乌拉尔阻高的加强和东亚阻高的建立过程进行了分析。王坚等^[2]利用耦合模式研究了科威特油井大火对 1991 年洪涝的影响,结果认为其影响不明显。

以上这些基于数值模式的敏感性研究,都是采用进行一系列对比实验的方法,每次改变一个因子或初值,然后通过比较这些实验的结果来考察各因子的影响。这是分析物理因子的一种直接的方法,它适合于考察某一因子或某种初始状态的改变对多个过程或环流特征的影响。但它有一个明显的缺陷,就是当研究者事先并不清楚哪些因子对他所关心的过程较为重要时,这种方法就有一定盲目性。而且它不易给出各种因子影响的相对重要性的定量比较。如果我们希望对各种影响因子有比较全面的了解,并找出最重要的因子,那么从理论上就必须对所有的参数组合或各种可能的初值都进行试验。这对于大气或海洋的数值模式这样自由度极高的系统几乎是不可能的。70 年代以来发展起来的利用共轭模式(又称伴随模式)进行敏感性分析的方法(以下简称 ASA 方法),在这方面有显著的优越性。

前苏联学者 Marchuk^[3]最早将 ASA 方法应用于大气科学中的简单的线性模式。Cacuci^[4]则将 ASA 的理论推广到非线性模型及普遍的算子型的响应函数。Hall 等^[5]将此方法应用于辐射-对流模式。Errico 和 Vukicevic^[6]则在一个实际的中尺度模式中研究了气旋产生对于初始条件的敏感性。Zou 等^[7]用两层等熵模式研究了阻高指数对初始扰动的敏感性。这些工作显示了 ASA 方法是大气和海洋科学中进行敏感性分析的有效工具,有着巨大的应用潜力。

实际上,伴随模式的积分能够给出数值模式的一个输出参数(在敏感性分析中称为响应)对于所有模式输入参数(包括可调参数及初值等)的变化梯度。因此对于某一给定的响应来说,它对于所有模式参数和模式变量的敏感性可以通过共轭模式的一次积分而得到。而且,它还可以给出不同模式参数或初始扰动对于某一响应的重要性的定量估计。

在另一个工作中^[8],我们在共轭敏感性分析理论的基础上,提出了最敏感扰动的概念,就是对某一特定的预报对象影响最大的初始扰动。利用这一概念,分析了在气候平均基流下乌拉尔山阻高、东亚偶极子型阻塞以及副热带高压的变动过程各自的最敏感扰动。本文将进一步发展这一概念,并着重分析 1991 年的异常环流背景下的最敏感扰动,从新的角度对 1991 年的阻塞形势和副高的异常机制进行探讨。

2 共轭敏感性分析(ASA)的理论和方法

ASA 方法是基于共轭方程理论而发展起来的。我们考查如下非线性系统

$$\frac{d\vec{X}}{dt} - F(t, \vec{X}, \vec{\alpha}) = 0, \quad (1)$$

1) 赵其庚, 1992, 1991 年 6 月末江淮暴雨过程中大尺度环流演变的数值模拟试验, 全国暴雨研究学术交流会报告

它可以代表我们的数值模式, 对于所关心的物理过程或环流系统, 可以用一个“响应函数” R 来表征。首先考虑 R 是某种泛函形式:

$$R(\bar{X}, \bar{\alpha}) = \int_0^T r(t; \bar{X}, \bar{\alpha}) dt, \quad (2)$$

这里, $\bar{X}$ 是所有模式格点的变量值或所有模式谱系数组成的一个矢量, $\bar{\alpha}$ 是所有模式参数组成的矢量, t 是时间。例如可以取

$$\begin{aligned} \bar{X} &= \bar{\Psi}, \\ r(t; \bar{\Psi}) &= \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^B w_{i,j} \psi_{i,j}(t), \end{aligned}$$

代表某一区域流函数值的加权平均, w 是权重。或者可以定义 r 为阻塞指数:

$$\begin{aligned} r(t; \bar{\Psi}) &= [\psi_{ol}(\lambda, t) - \psi_{ph}(\lambda, t)] H[\psi_{ol}(\lambda, t) - \psi_{ph}(\lambda, t)], \\ H(x) &= \begin{cases} 1, & x > 0, \\ 0, & x \leq 0, \end{cases} \end{aligned}$$

用来分析影响阻塞强度的参数或初始扰动。还可以定义如下的响应函数:

$$r = [\bar{X}(t) - \bar{X}_{\text{obs}}(t)] W [\bar{X}(t) - \bar{X}_{\text{obs}}(t)],$$

其中 $\bar{X}_{\text{obs}}$ 是观测值, $\bar{X}$ 是对应的模式输出, W 是权重矩阵。它代表了在某一预报时段内预报与实况的误差。这样我们就可以分析预报误差对哪些区域的模式变量或哪些模式参数敏感。

由于模式变量或模式参数的小扰动 $\delta\bar{X}$ 或 $\delta\bar{\alpha}$ 所引起的 R 的变化为

$$\delta R = \int_0^T (r'_{\bar{X}} \cdot \delta\bar{X} + r'_{\bar{\alpha}} \cdot \delta\bar{\alpha}) dt, \quad (3)$$

显然我们所关心的是那些能造成相对较大的 δR 的变量或参数。

在通常的直接敏感性分析中, 每次给定一个 $\delta\bar{X}$ 或 $\delta\bar{\alpha}$, 经过积分模式, 再与控制实验比较得到 δR 。这种方法适合于讨论少数几个因子的改变对多种响应函数的作用。例如可以研究海温异常或 CO_2 加倍对不同区域的环流的影响等等。但有时我们在实验前并不知道所选的因子对我们所关心的过程是否重要, 而且还常常需要知道对于某个过程影响最大的因子。这样为了获得较全面的认识, 就必须进行大量的实验。对于大气或海洋模式这样大自由度的系统来说, 理论上讲可能的模式参数或模式状态的组合几乎是无限的, 这种方法的代价就无法接受。因此我们必须借助共轭模式。

对 (1) 式进行微分, 就得到切线性模式 (tangent-linear model)

$$\left(\frac{d}{dt} - \frac{\partial F}{\partial \bar{X}} \right) \delta\bar{X} - \frac{\partial F}{\partial \bar{\alpha}} \delta\bar{\alpha} = 0. \quad (4)$$

用某一矢量 $\bar{q}$ 乘以 (4) 式并分部积分, 便得到

$$\begin{aligned} \int_0^T \bar{q} \cdot \frac{\partial F}{\partial \bar{\alpha}} \delta\bar{\alpha} dt &= \int_0^T \bar{q} \cdot \left(\frac{d}{dt} - \frac{\partial F}{\partial \bar{X}} \right) \delta\bar{X} dt \\ &= (\bar{q} \cdot \delta\bar{X}) \Big|_0^T - \int_0^T \delta\bar{X} \cdot \left[\frac{d}{dt} + \left(\frac{\partial F}{\partial \bar{X}} \right)^* \right] \bar{q} dt. \end{aligned} \quad (5)$$

根据定义, $(\partial F / \partial \bar{X})^*$ 就是算子 $(\partial F / \partial X)$ 的共轭算子。现定义共轭模式如下:

$$\begin{cases} \frac{d\bar{q}}{dt} + \left(\frac{\partial F}{\partial \bar{X}} \right)^* \bar{q} = \bar{r}_{\bar{X}}, \\ \bar{q}(T) = 0 \end{cases} \quad (6)$$

则 (5) 式变为

$$\int_0^T (\delta \bar{X} \cdot \bar{r}_{\bar{X}}) dt = \int_0^T \bar{q} \cdot \frac{\partial F}{\partial \bar{X}} \delta \bar{\alpha} dt + \bar{q}(0) \cdot \delta \bar{X}(0). \quad (7)$$

将 (7) 式代入 (3) 式, 得到

$$\delta R = \int_0^T \bar{q}(t) \cdot \frac{\partial F}{\partial \bar{\alpha}} \delta \bar{\alpha} dt + \int_0^T \bar{r}_{\bar{\alpha}} \cdot \delta \bar{\alpha} dt + \bar{q}(0) \cdot \delta \bar{X}(0), \quad (8)$$

其中 $\bar{q}(0)$ 是共轭模式 (6) 式在 $t=0$ 时刻的解。因为 (6) 式与 $\delta \bar{X}$ 无关, 对每一个 R , 只需要积分 (6) 式 1 次便得到 $\bar{q}(t)$ 。又因为模式的参数远小于 $\bar{X}$ 的自由度, $(\partial F / \partial \bar{\alpha}) \delta \bar{\alpha}$ 和 $\bar{r}_{\bar{\alpha}} \cdot \delta \bar{\alpha}$ 很容易计算, 因此通过积分 1 次 (6) 式便可以得到 R 对于各种形式的 $\delta \bar{X}(0)$ 或 $\delta \bar{\alpha}$ 的敏感性, 并可给出各种 $\delta \bar{X}(0)$ 和 $\delta \bar{\alpha}$ 相对重要性的定量估计。

如果不考虑模式参数的扰动, 即 $\delta \bar{\alpha} = 0$, 那么,

$$\delta R = \bar{q}(0) \cdot \delta \bar{X}(0), \quad (9)$$

δR 就是 R 对于初值 $\delta \bar{X}(0)$ 的敏感性。(9) 式说明 $\bar{q}(0)$ 是 R 对于 $\delta \bar{X}(0)$ 扰动的梯度, 因此当 $\delta \bar{X}(0)$ 平行于 $\bar{q}(0)$ 时, δR 达极大, 就是说, 它使 R 的变化最大。我们就称这样的 $\delta \bar{X}(0)$ 为关于某一响应函数 R 的最敏感扰动 [optimal sensitivity perturbation (OSR)]。

在许多情况下, 我们需要考虑算子型的响应, 它可能是如下的时间函数

$$R = R[\bar{X}(t), t, \bar{\alpha}],$$

其变分为

$$\delta R = \bar{R}'_{\bar{X}} \cdot \delta \bar{X} + \bar{R}'_{\bar{\alpha}} \cdot \delta \bar{\alpha}. \quad (10)$$

为了引入共轭算子, 需要构造 $\delta \bar{X}$ 与其它某个矢量的内积。我们选择一组完备正交基函数 $\{g_m(t)\}$ ($m = 1, 2, \dots, M$) 并将 $\bar{R}'_{\bar{X}} \cdot \delta \bar{X}$ 展开如下:

$$\begin{aligned} \bar{R}'_{\bar{X}} \cdot \delta \bar{X} &= \sum_{m=1}^M C_m g_m(t), \\ C_m &= \int_0^T \bar{R}'_{\bar{X}} \cdot \delta \bar{X} g_m(t) dt. \end{aligned}$$

定义 M 个共轭模式

$$\begin{cases} \frac{d\bar{q}_m}{dt} + \left(\frac{\partial F}{\partial \bar{X}} \right)^* \bar{q}_m = -\bar{R}'_{\bar{X}} g_m(t), \\ \bar{q}_m(T) = 0, \end{cases} \quad m = 1, 2, \dots, M. \quad (11)$$

与前面同样推导可得

$$\delta R = \sum_{m=1}^M [\bar{q}_m(t) \cdot \frac{\partial F}{\partial \bar{x}} \delta \bar{x} + \bar{q}_m(0) \cdot \delta \bar{X}(0)] g_m(t) + \bar{R}_{\bar{x}} \cdot \delta \bar{x}. \quad (12)$$

如果 $\delta \bar{x} = 0$, 我们也可以得到 $\delta \bar{X}(0)$ 对 δR 的贡献

$$\delta R = \sum_{m=1}^M \bar{q}_m(0) \cdot \delta \bar{X}(0) g_m(t).$$

同样当 $\delta \bar{X}(0)$ 与 $\bar{q}_m(0)$ 平行时, δR 达到最大。这个 $\delta \bar{X}(0)$ 就是对于特定的时间演变 $g_m(t)$ 的最敏感扰动, 也就是说, 这样的初始扰动分布对于我们所定义的环流演变过程影响最大。

本文中响应函数定义为

$$R = \sum_{\lambda, \varphi} W(\lambda, \varphi) \xi(\lambda, \varphi) g(t), \quad (13)$$

其中, W 是权重函数, ξ 可以是流函数、高度场或涡度场等, $g(t)$ 是如下时间演变函数:

$$g(t) = \left[\sin\left(\frac{t}{2T} \pi\right) \right]^2. \quad (14)$$

这个函数粗略代表了系统的迅速发展阶段。

下面用这个方法分析 1991 年的异常环流背景下的最敏感扰动。我们所用的模式为全球正压原始方程谱模式, 取三角形截断 T21 波。用作基本场的资料是取自国家气象中心 1991 年 5~7 月的逐日观测资料。

3 1991 年异常环流的最敏感扰动分析

3.1 5 月份副高的北跳

1991 年梅雨异常的一个重要特点就是由于副高北跳异常早, 形成了 5 月下旬的早黄梅, 使得 1991 年整个梅雨期长度比气候平均的长度延长了一倍多。为分析影响副高北跳的因子, 我们以 5 月 17~31 日共 15 天的平均风场和高度场作为基流, 积分共轭方程 (11) 得到 5 月份副高变动的最敏感扰动。

取 (13) 式中的权重 W 为

$$W = \begin{cases} \left[1 + \sin\left(\frac{\lambda - \lambda_W}{\lambda_E - \lambda_W} \pi - \frac{\pi}{2}\right) \right] \sin\left(\frac{\varphi - \varphi_L}{\varphi_H - \varphi_L} \pi - \frac{\pi}{2}\right), & \begin{cases} \lambda_W < \lambda < \lambda_E, \\ \varphi_L < \varphi < \varphi_H, \end{cases} \\ 0, & \text{其他,} \\ \dots\dots\dots, & \end{cases} \quad (15)$$

它代表中心点北部为正, 南部为负的分布。范围取 $\lambda_W = 100^\circ\text{E}$, $\lambda_E = 150^\circ\text{E}$, $\varphi_L = 14^\circ\text{N}$, $\varphi_H = 26^\circ\text{N}$, 可粗略反映副高的北移。时间函数取为 (14) 式。

图 1a、b 分别是 1991 年 5 月 $T=4\text{ d}$ 和 $T=8\text{ d}$ 的涡度场的最敏感扰动。图 2a、b

是相应的气候平均流下的结果。分别比较图 1a、图 2a 和图 1b、图 2b, 可以看到图 1a 和图 2a 中, 在我国青藏高原以东都有一大的扰动中心, 而 1991 年的扰动更强些。从图 1b、图 2b 看出这些扰动源自青藏高原以北的欧亚大陆中部。说明这一带的扰动对初夏副高的北跳过程有重要影响。这显示了中高纬与副热带系统的相互作用。另外图 1a、b 中在太平洋的扰动中心比对应的图 2a、b 中的中心更偏向中太平洋。特别是在 $T=8\text{ d}$ 的图上反映更明显。在流函数场上 (图略) 也是如此。这可能是由于 1991 年受 ENSO 事件影响, 西太平洋暖池的海温明显偏低, 菲律宾附近的对流活动也明显偏弱, 对流中心移向中太平洋造成的。图 1、图 2 上都显示, 在热带太平洋, 前期副高区域北部的负涡度扰动及其南部的正涡度扰动有利于副高的北跳。这反映了热带太平洋的对流活动驱动的 Hadley 环流对副高活动有很大影响。

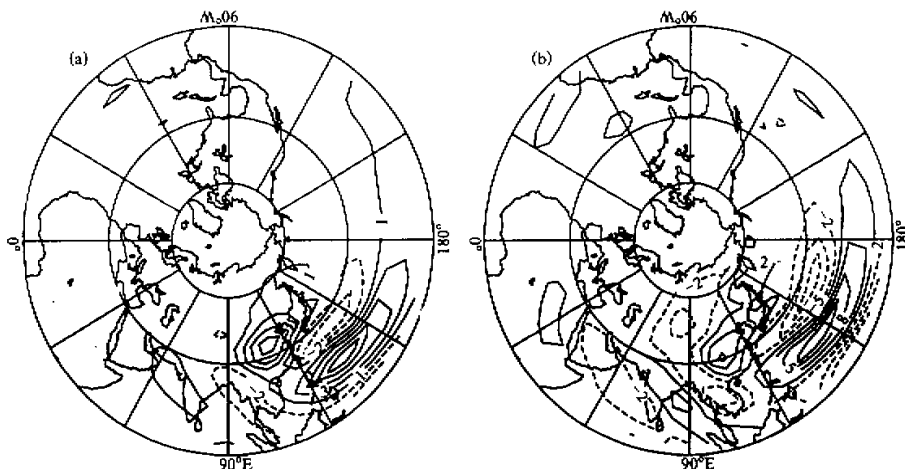


图 1 1991 年 5 月副高北跳涡度场上的最敏感扰动
(a) $T=4\text{ d}$; (b) $T=8\text{ d}$

以上结果说明, 1991 年副高的提早北跳, 既与欧亚大陆中高纬的扰动有关, 又与热带太平洋上的对流活动有关。

3.2 6 月份副高及乌拉尔阻塞的维持

1991 年 6 月份副高虽然有两次南压又北抬的过程, 但总的来看其脊线比较稳定地维持在 20°N 附近, 这里我们取响应函数 (13) 式中的权重 W 为

$$W = \begin{cases} \left[1 + \sin\left(\frac{\lambda - \lambda_w}{\lambda_E - \lambda_w} \pi - \frac{\pi}{2}\right) \right] \left[1 + \sin\left(\frac{\varphi - \varphi_L}{\varphi_H - \varphi_L} \pi - \frac{\pi}{2}\right) \right], & \begin{cases} \lambda_w < \lambda < \lambda_E, \\ \varphi_L < \varphi < \varphi_H \end{cases} \\ 0, & \text{其他,} \\ \dots\dots\dots \end{cases} \quad (16)$$

范围取 $\lambda_w = 100^\circ\text{E}$, $\lambda_E = 150^\circ\text{E}$, $\varphi_L = 5^\circ\text{N}$, $\varphi_H = 35^\circ\text{N}$ 。

图 3a 为 1991 年 6 月份平均流下的 $T=8\text{ d}$ 的流函数场的最敏感扰动分布, 图 3b 则

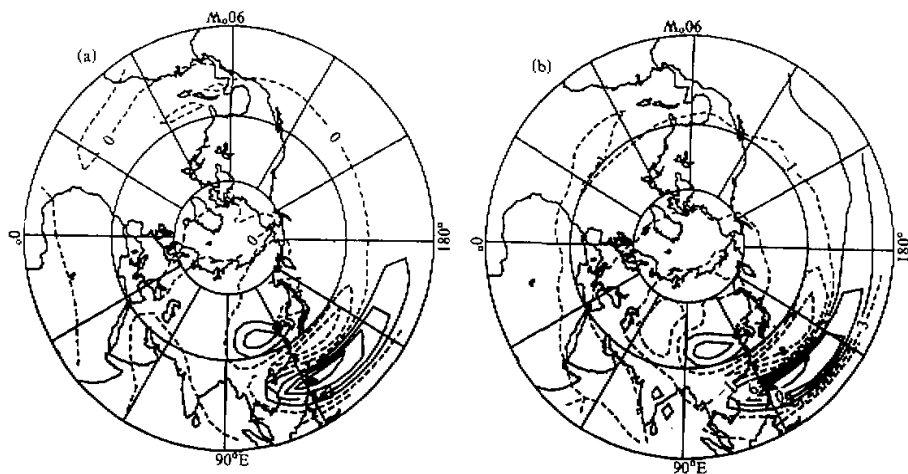
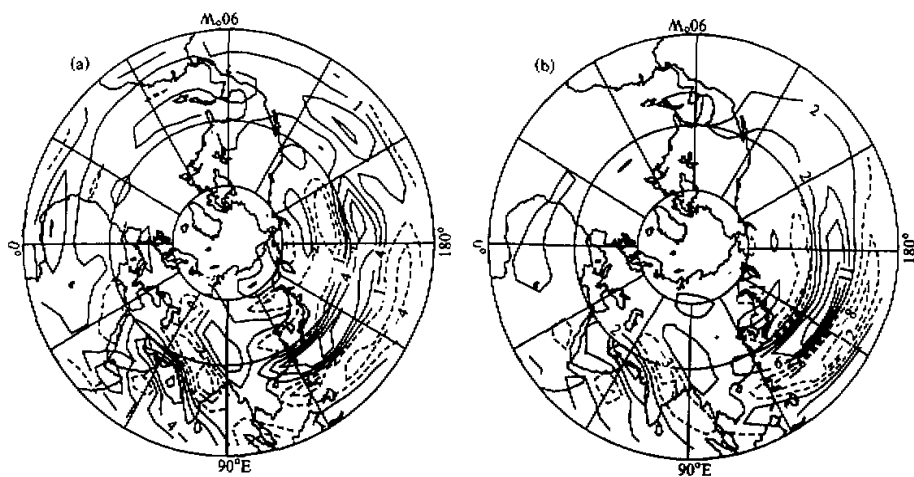


图 2 同图 1, 但为气候平均流下的结果

(a) $T=4\text{ d}$; (b) $T=8\text{ d}$ 图 3 关于副高维持的流函数场的最敏感扰动, $T=8\text{ d}$

(a) 1991 年 6 月基流; (b) 气候平均流下的结果

为对应的气候平均流下的结果。比较这两张图可以发现, 1991 年的图 3a 中, 西太平洋的扰动比图 3b 中有所减弱, 而中太平洋 180° 以东则有较强的经向波列状的扰动。这再次反映了 1991 年 ENSO 事件造成的西太平洋对流中心东移对副高活动的影响。ENSO 事件造成了 1991 年平均环流的异常, 它使得扰动容易在某些特定区域发展。另一方面, 图 3a 中南亚季风区的一支扰动波列也明显强于图 3b 中。在 5 月份副高北跳的流

函数场上的最敏感扰动分布中(图略)也发现此特征。这说明 1991 年南亚季风区和孟加拉湾地区的扰动对副高的影响比常年更强。

多年资料的分析表明, 4~6 月孟加拉湾地区的强热带风暴往往与我国夏季雨带偏南相联系, 而其中大多数年份副高脊点偏西, 江淮有明显雨带。1991 年正是这种情况, 孟加拉湾地区扰动活跃, 特别是 4~5 月有强热带风暴和超级云团活动^[1], 它作为水汽和潜热的源, 会对副高等系统的活动产生影响。

研究工作中还发现, 热带太平洋海温异常与我国东部夏季旱涝有密切关系。如黄荣辉等^[9]从观测分析和数值实验中说明了热带西太平洋海温和菲律宾附近的对流活动异常会激出行星波, 引起东亚上空大气环流的异常, 从而影响我国东部夏季降水。吴仁广和陈烈庭^[10]也发现在长江中下游地区多雨年, 中、东太平洋和印度洋的海温偏高, 西太平洋的海温则偏低, 而少雨年正相反。1991 年的情况与这个结论是一致的。徐予红和陶诗言^[11]对 1980、1991 年两个典型涝年的 1981、1985 年两个典型旱年的对比分析说明, 涝年夏季热带表面的海表温度(SST)距平分布呈现类似 El Niño 阶段的特征, 即西太平洋 SST 偏低, 东太平洋为正距平, 导致对流中心由菲律宾附近东移向中太平洋。而旱年夏季正相反, 对流中心偏西。我们的结果与他们的发现是一致的, 并且说明 SST 是通过影响副高的变动, 进而影响我国的雨带分布。他们还指出, 在涝年江淮流域为明显的西南风距平, 来自孟加拉湾和南海的西南气流的影响比常年要强, 而在旱年则江淮流域主要受来自副高西侧的东南气流的影响, 来自孟加拉湾的影响却相对很弱。我们的结果也反映了这一事实。

图 4a、b 分别是 1991 年 6 月 500 hPa 平均高度场距平和平均纬向风等风速线。图 4a 中在乌拉尔地区有一个正距平中心, 其上游为一很强的负距平中心。所以 1991 年 6 月乌拉尔阻塞形势的维持是中高纬环流的一个显著特征。它使得这段时期内东亚中高纬环流非常稳定, 造成江淮流域持续性降水。以下我们计算关于乌拉尔阻塞的最敏感扰动。权重同(16)式, 但范围取 $\lambda_w = 43^\circ\text{E}$, $\lambda_E = 77^\circ\text{E}$, $\varphi_L = 43^\circ\text{N}$, $\varphi_H = 77^\circ\text{N}$ 。

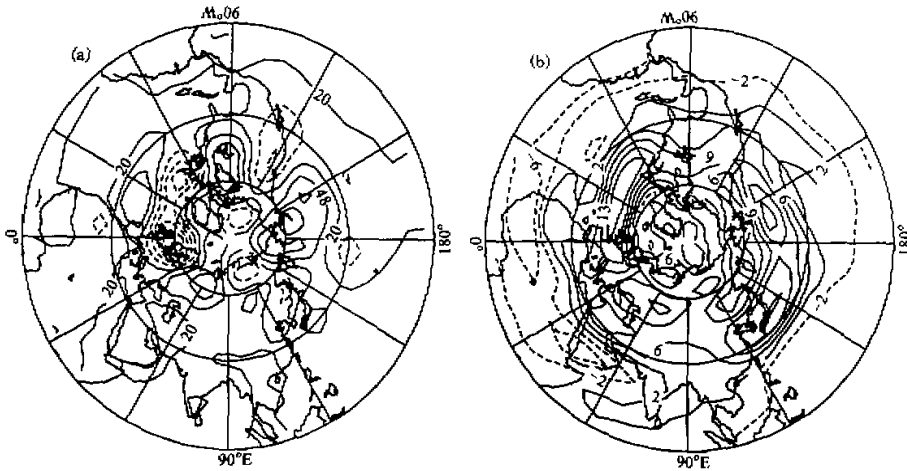


图 4 1991 年 6 月 500 hPa 平均高度场距平 (a) 及平均纬向风等风速线 (b)

图 5a、b 分别是 1991 年 6 月平均场下关于乌拉尔阻高在 $T=4$ d 和 $T=8$ d 涡度场上的最敏感扰动分布。图 6a、b 则是对应的气候平均流下的结果。图 6a、b 中扰动有比较强的局地特征。而图 5a、b 与它们有较大差别, 扰动波列主要呈纬向分布, 向上游伸展得较远。 $T=8$ d 时, 在图 6b 中有两支波列来自低纬度, 而图 5b 中扰动可追溯到大西洋的西岸。这可能与图 4a 中乌拉尔地区上游的几个强的距平中心有关。注意在图 6b 中从阿拉伯半岛向北的一支波列在图 5b 中不清楚。说明对 1991 年的过程来说, 来自西亚地区的扰动的的影响相对不太重要, 而上游扰动的影响则不可忽略。

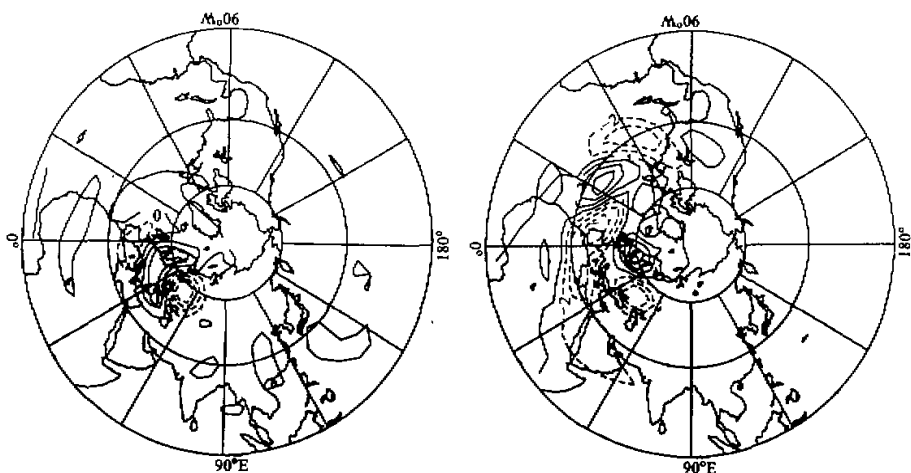


图 5 1991 年 6 月乌拉尔阻高涡度场上的最敏感扰动
(a) $T=4$ d; (b) $t=8$ d

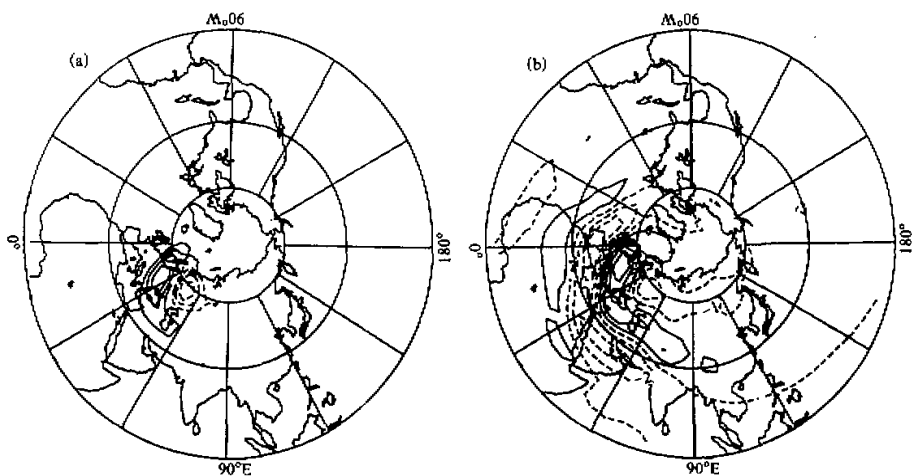


图 6 气候平均流下乌拉尔阻高涡度场上的最敏感扰动
(a) $T=4$ d; (b) $t=8$ d

进一步分析图 5 和图 4 看出, 4 天前的扰动主要位于大西洋上空急流中心下游的出口区, 而 8 天前的扰动则沿着急流轴南侧发展, 这些扰动都呈所谓“导式”结构。这种结构的扰动能够从基流获得能量而发展^[12], 因此它们最终使下游的乌拉尔地区发展起强的阻塞形势。而且我们这里得到的最敏感扰动与李金龙等^[13]分析的夏季持续异常环流的 WNSU 型(前苏联西北部至新地岛附近)的前期扰动分布很相似。这进一步说明我们得到的最敏感扰动能有效地吸收基流的能量而发展起来, 形成较稳定的异常环流型。另外图 4b 中的风场与气候平均相比(图略), 急流中心偏东且明显加强。这可能就是 1991 年的乌拉尔阻塞发展更多地受到上游扰动影响的原因。

为验证敏感分析的结果, 我们将以上所得的 $T=8$ d 的最敏感扰动作为初始扰动, 在 1991 年 6 月的平均基流下积分线性方程, 考查扰动的发展情况。图 7 是 $T=8$ d 的高度场上的响应。可以看到乌拉尔地区的确发展起一个很强的高中心, 而其东、西面的位势高度都明显降低。因此它较好地反映了阻高的加强过程。这表明我们所得的最敏感扰动的确有利于阻塞形势的发展。

3.3 7 月份东亚偶极子型阻塞

亚洲中高纬地区的阻塞是梅雨时期的典型环流形势之一。多年统计分析表明^[1], 梅雨期的强降水主要出现在亚洲地区有偶极子阻塞的形势下, 其中又以东亚的阻塞为最多。林学椿^[14]对 1954 年和 1972 年强、弱季风年的分析表明, 这两年乌拉尔地区都有阻塞形势异常发展, 说明欧洲阻塞的维持是环流的稳定因子, 是东亚大范围持续性旱涝的先决条件。但不同的是, 1954 年在鄂霍次克海地区偶极子型阻塞强烈发展, 而 1972 年则不发展, 亚欧地区维持一脊一槽型。1991 年的形势与同是江淮流域大水的 1954 年很相似, 尤其是在 7 月 1~12 日, 东亚鄂霍次克海地区盛行偶极型阻塞形势。图 8 是 1991 年 7 月 1~15 日 500 hPa 的平均高度场距平。其中最显著的特征就是堪察加半岛和鄂霍次克海地区北正南负的一对偶极子型距平中心。这种阻塞形势造成西风急流分

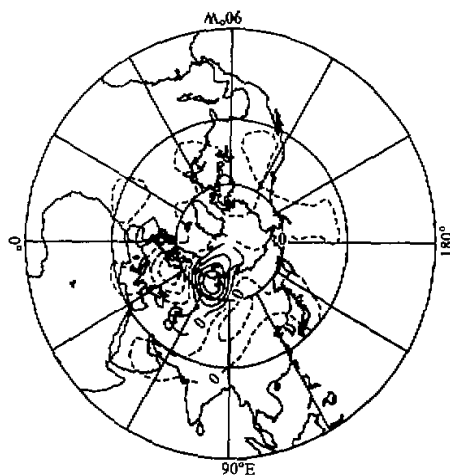


图 7 以最敏感扰动为初值, 积分线性方程
 $T=8$ d 的高度场扰动

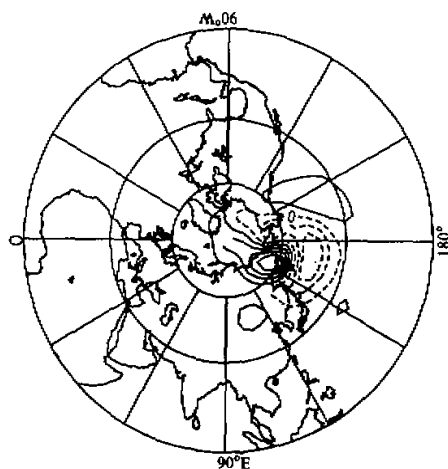


图 8 1991 年 7 月 500 hPa 平均高度场距平

支, 南支气流携带冷空气南下, 与副高西北侧的暖湿气流交汇于江淮流域, 是造成持续性暴雨的直接条件。

我们取 1991 年 7 月 1~15 日的平均场作为基流, 计算了东亚阻高的最敏感扰动。响应函数的权重采用 (15) 式的形式, 但中心点位于 (150°E , 60°N)。图 9a、b 分别是 $T=4\text{ d}$ 和 $T=8\text{ d}$ 的最敏感扰动的涡度场分布, 图 10a、b 则是对应的气候平均场的结果。这些图上都显示西北太平洋的扰动对鄂霍次克海的阻塞有重要影响。但 1991 年与

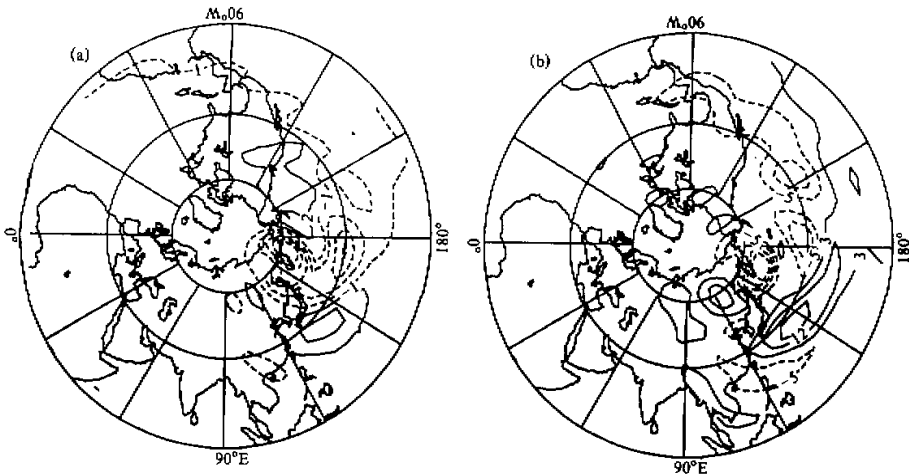


图 9 1991 年 7 月偶极型阻塞涡度场上的最敏感扰动

(a) $T=4\text{ d}$; (b) $T=8\text{ d}$

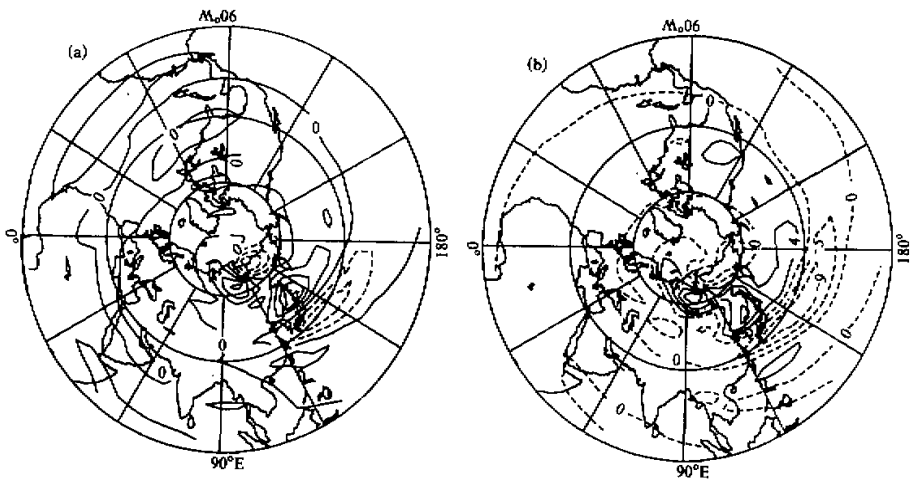


图 10 同图 9, 但为气候平均流下的结果

(a) $T=4\text{ d}$; (b) $T=8\text{ d}$

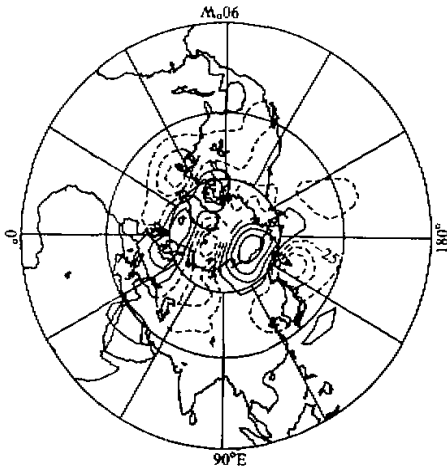


图 11 以最敏感扰动为初值, 积分线性方程 $T=4$ d 的高度场扰动

的负变高中心, 说明偶极型阻塞在加强。 $T=8$ d 的结果与之很相似, 而且它们都与图 8 中东亚地区的距平分布很一致, 这说明我们得到的最敏感扰动的确对东亚阻塞发展有重要作用。

4 小结与讨论

共轭敏感性分析是用数值模式研究物理过程及影响因子的有力工具。可以这样理解: 以前通常的敏感性分析方法是研究某一因子的改变对多个响应的影响, 而共轭敏感性分布则是研究不同的因子对同一个响应的作用。本工作在这一方法的基础上发展了最敏感扰动的概念, 它就是对我们所关心的某一特定的环流系统变化影响最大的初始扰动。我们分析了 1991 年夏季的持续异常环流背景下的乌拉尔阻塞、东亚偶极型阻塞及副热带高压的变动过程各自的最敏感扰动, 并与气候平均环流下的结果进行比较, 得到以下结论:

(1) 1991 年 5 月副高提早北跳既与欧亚大陆中高纬的扰动有关, 又与热带太平洋及印度洋和孟加拉湾的扰动有关;

(2) 由于 1991 年 ENSO 事件的影响, 西太平洋的 SST 较低, 对流活动弱, 中心东移, 因而副高的活动以及东亚偶极子型阻塞的发展都更多地受到中太平洋区域扰动的影响, 而西太平洋的影响相对较弱, 同时南亚季风区的扰动对副高的影响比正常年份强;

(3) 1991 年乌拉尔阻塞与气候平均流下相比更多地受上游扰动的影响, 扰动波列沿急流轴南侧发展, 结构与有利发展扰动相一致, 而来自西亚的扰动相对不太重要。

用以上得到的最敏感扰动作初值, 积分线性方程进行了检验, 说明我们得到的最敏感扰动的确对异常环流的发展起了重要作用。

气候平均流下的结果还有显著不同。气候场下的扰动主要集中于西太平洋北部, 而 1991 年的敏感扰动分布比较偏东, 最强的扰动中心位于日界线附近。这看来是由于 ENSO 事件的影响, 中太平洋 SST 升高, 对流活动加强引起的。另外气候场下的扰动基本上是南北向的正负相间的波列形式, 而 1991 年则在太平洋 30°N 以北有大片负涡度扰动, 即这一带的反气旋性环流加强, 有利于鄂霍次克海偶极型阻塞发展。

为验证以上结果, 图 11 中给出以图 9a 的最敏感扰动为初值积分线性方程的结果, 它是 $T=4$ d 的高度场上的响应分布。可以看出在鄂霍次克海和堪察加半岛附近, 北部有强的正变高中心, 南部有强

本工作从新的角度揭示了1991年东亚夏季环流持续异常的影响因子。与气候平均流下的结果进行比较说明, 最敏感扰动对基本流是敏感的。本文的结果显示了用共轭方程进行敏感性分析在大气和海洋物理过程诊断中的优越性以及巨大的应用潜力。例如, 它还可以用于数值模式的四维同化中, 研究某些特定的环流型下对预报误差影响最大的区域及初始扰动分布等等。我们今后将在这方面作进一步的工作。

以上结果对于短、中期数值预报也有一定意义。既然我们已说明某些区域的初始扰动对特定的环流系统的演变有重要影响, 它也就意味着在数值预报中, 这些环流系统的预报误差对这些区域的初值误差很敏感。所以在预报这些关键系统时就要对其敏感区域的初值质量给予充分的注意。

还需指出的是, 共轭敏感性分析方法可以通过较少的试验, 找出可能的影响区域和影响因子, 减少直接敏感性实验的盲目性, 但它也有一定的局限性。如要分析影响的具体物理过程, 仅靠此方法就不够, 还必须再借助通常的直接方法进行敏感性实验。有时用此方法对一个环流系统可能找到多个影响区域(比如对于副高), 要说明它们的相对重要性, 也需要用其它方法作进一步分析。这种方法结果的好坏极大地依赖于模式的性能及所包含的物理过程。本工作采用的是正压原始方程模式。对于中高纬度的持续异常, 因其具有较好的相当正压性, 所以用此模式是适宜的。但对于副热带系统, 由于斜压性明显, 且低纬对流加热的作用较大, 故用正压模式可能存在一定问题。我们以后还将用斜压模式进行分析。

参 考 文 献

- 1 丁一汇主编, 1993, 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究, 北京: 气象出版社。
- 2 王坚等, 1992, 科威特油井大火和菲律宾及日本火山爆发对气候影响的敏感性试验, 应用气象学报, 3, 10~17。
- 3 Marchuk J. I., 1974, *Numerical Solution of the Atmospheric and Oceanic Problems*, Gidrometeoizdat, Leningrad. (in Russian)
- 4 Cacuci, D. G., 1981, Sensitivity theory for nonlinear systems, I: Nonlinear functional analysis approach, *J. Math. Phys.*, 22, 2794~2802.
- 5 Hall, M. C. G. and D. G. Cacuci, 1983, Physical interpretation of the adjoint functions for sensitivity analysis of atmospheric models, 40, 2537~2546.
- 6 Errico, R. M. and T. Vukicevic, 1992, A sensitivity analysis using an adjoint of the PSUNCAR Mesoscale Model, *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1644~1660.
- 7 Zou, X., A. Barcilon et al., 1993, An adjoint sensitivity study of blocking in a two-layer isentropic model, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2833~2857.
- 8 Yang Yan, Li Zhijin and Ji Liren, 1997, Adjoint sensitivity analyses on the anomalous circulation features in east Asian summer monsoon, *Advances in Atmospheric Sciences*, 14, 111~124.
- 9 黄荣辉、李维京, 1988, 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制, 大气科学(特刊), 107~116.
- 10 吴仁广、陈烈庭, 1996, 长江中下游地区夏季降水与行星尺度大气环流和热带地区海温变化的关系, 灾害性气候的过程及诊断, 北京: 气象出版社。
- 11 徐予红、陶诗言, 1996, 东亚夏季风的年际变化与江淮流域梅雨期旱涝, 灾害性气候的过程及诊断, 北京: 气象出版社。
- 12 Zeng Qingcun, 1982, On the evolution and interaction of disturbances and zonal flow in rotational barotropic atmosphere, *J. Met. Soc. Japan*, 60, 24~31.

- 13 李金龙、李志锦、纪立人, 1998, 北半球夏季环流持续性异常及其发展特征, 大气科学, 22(1), 57~68.
14 林学椿, 1987, 强夏季风年的诊断分析, 气象科学技术集刊, 10, 70~80.

Adjoint Sensitivity Analyses on the Persistent Anomalous Circulation during the Summer of 1991

Yang Yan, Li Zhijin and Ji Liren

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

Abstract The concept of optimal sensitivity perturbation is developed basing on analyses to adjoint sensitivity. The persistent anomalous features of the East Asian summer circulation in 1991, including the Ural blocking, the East Asian dipole blocking and the variation of the subtropical high pressure, which have caused severe floods in the Yangtze River and Huaihe River valleys are analyzed with the adjoint model. Every initial perturbations with the strongest influence upon the above each anomaly, respectively, are obtained. The results revealed the most important factors in these systems form a new aspect and showed the efficiency and great potential of further applications of the method of the adjoint sensitivity analysis in the diagnoses of the physical processes of atmospheric general circulation.

Key words adjoint sensitivity analysis optimal sensitivity perturbation persistent anomaly