

东亚地区夏季大气环流季节循环进程 及其在区域持续性降水异常形成中的作用^{*}

廖清海 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 利用 32 年 (1968~1999 年) 月平均 NCAR/NCEP 再分析资料, 分析了东亚地区夏季大气环流的季节循环进程, 并以 1991/1994 年为例, 探讨了东亚地区夏季 7~8 月对流层上层环流的季节循环提前和延迟与气候平均的季节循环的差异, 以及在江淮流域持续性降水异常过程中的作用, 证实东亚地区季节循环的变异对形成我国东部地区持续性降水异常, 特别是 7 月旱涝起着重要作用, 江淮流域旱涝一般是和东亚地区大气环流季节循环的提早或推迟一个月左右相对应。通过波作用量的动力学诊断分析, 研究了欧亚大陆沿副热带西风急流传播的异常准静止波的传播特征, 并从以副热带西风急流为波导的准静止波 (或者遥相关) 角度对东亚地区夏季 7~8 月环流季节循环进程提前和延迟的可能机制作了分析。

关键词: 季节循环; 欧亚大陆波型; 旱涝

文章编号 1006-9895 (2004) 06-0835-12 **中图分类号** P462 **文献标识码** A

1 引言

亚洲夏季风基本上是大气环流对欧亚大陆及其邻近海洋之间不均匀热力差异的响应, 但由于亚洲季风区地形分布复杂而特殊, 使得这一区域的大气环流不仅受到海陆之间不均匀的热力差异的影响, 而且还受到中高纬地区的侧向强迫的作用, 甚至是南半球大气环流变异的作用^[1~4]。此外, 大气内部复杂的各种时空尺度的运动和物理过程之间的相互作用, 也使得亚洲季风区的大气环流往往呈现出复杂的季节变化。通常东亚季风演变大致是同季节循环锁相结合的, 6 月上旬以前, 雨带位于华南和江南南部, 6 月中旬雨带第一次向北迅速推进至长江流域, 即进入梅雨期, 梅雨期约为 20 余天, 到 7 月中, 雨带再一次向北推进, 经过黄淮, 7 月下旬到达河套、华北、东北一线, 江淮流域梅雨结束, 之后一直维持到 8 月中旬^[2]。但是由于东亚大气季节循环偏离其气候平均的季节循环进程的现象也是非常常见的, 因此, 东亚夏季风的季节演变偏离气候平均状态而导致东亚季风区出现水文—气象灾害 (如洪涝和干旱) 的情况也并不少见。陶诗言和徐淑英^[1]曾指出, 江淮地区大水期间, 该年的大气环流季节变化推迟一个月左右。Park 等^[5]的研究结果也表明, 中国东部、日本列岛及朝鲜半岛南部降水明显偏少时, 季节循环往往提早。可见季节循环进程在决定我国东部地区雨带位置中起

2003-08-26 收到, 2004-01-04 收到修改稿

^{*} 国家杰出青年基金项目 40125014 (部分) 和国家自然科学基金资助项目 40105010 共同资助

着极其重要的作用，研究东亚地区夏季季节变化的形成机理具有重要的实际意义。

本文根据陶诗言和徐淑英^[1]最早提出的东亚大气环流气候性的季节循环进程的提前、延迟概念，利用 NCAR/NCEP 再分析资料，细致分析了 7 月至 8 月东亚大气环流变化的特征，并以 1991/1994 年为个例，比较了它们和合成的东亚大气环流季节循环进程的提前、延迟与气候季节循环的差异，然后进一步探讨季节循环的提前和延迟与我国江淮流域区域持续性降水异常过程之间的联系，并对其可能的形成原因作诊断分析。

2 东亚地区夏季环流季节循环的气候进程

为了研究东亚夏季气候季节循环进程的提前或延迟，有必要分析气候夏季季节变化对应的环流变化特征。图 1 为 5~8 月份的 200hPa 涡动高度 (Eddy Height) 的气候平均图，采用平均的年份为 1980~1996 共 17 年。与 5 月份上层环流相比，6 月南亚高压由中南半岛向西北方向移动至青藏高原东南部，位于朝鲜半岛附近的东亚大槽较 5 月份有所减弱，而北太平洋中部低值中心有所加强，说明东亚大槽与 5 月相比是减弱东移的，阿拉伯半岛上 7 月 200 hPa 环流不同于 6 月的最大之处在于 6 月位于青藏高原东南部的南亚高压中心继续西移。在里海南部伊朗境内发展出一较强的西部中心，此外，整个南亚高压与 6 月相比有所收缩加强。6 月位于鄂霍次克的弱高压中心，到了 7 月份强度大大加强，而位于东亚地区的低槽到了 7 月份强度进一步减弱西移，并在贝加尔湖南侧形成一低压中心。位于太平洋中部的大洋中槽 7 月份则大大加强，范围也有所扩大。8 月环流继续演变，与 7 月相比，8 月份环流的最大变化是在日本列岛附近。7 月这一地区的低值带，到了 8 月则由高压中心替代，位于贝加尔湖南侧的低值中

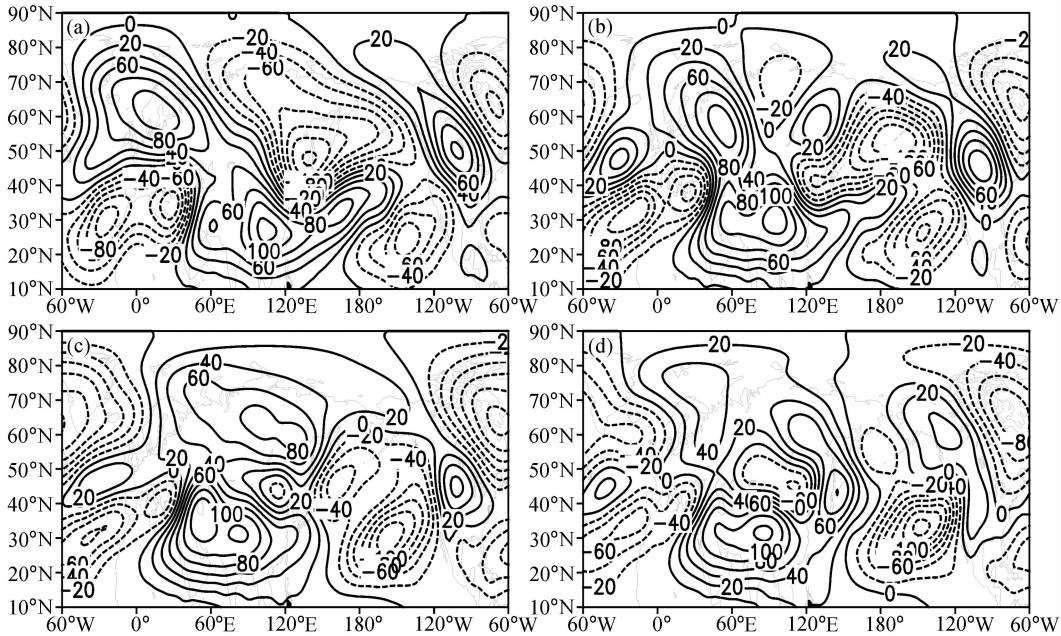


图 1 夏季 200 hPa 涡动位势高度的气候平均图，等值线间隔为 20 位势米
(a) 5 月；(b) 6 月；(c) 7 月；(d) 8 月

心也有所发展，形成一条由大西洋经地中海至贝加尔湖南侧的低压带，阿留申群岛附近的北太平洋7月份为低压控制，到了8月则为高压控制，由以上分析可见，北半球夏季上层环流的季节变化有较强的纬向平均分量，同时还有较显著的纬向非对称分量，这意味着存在着显著的纬向非对称的强迫作用，至于纬向非对称强迫的形成原因，我们将在以后加以分析。

由图1可见，7月到8月东亚夏季上层环流的季节变化主要体现在以日本列岛为中心的低值区由高值区所代替，同时贝加尔湖以南地区的低值中心进一步加强。图2为40°N 6、7和8月气候平均的涡动高度场的经度—气压剖面图，8月较7月最显著的季

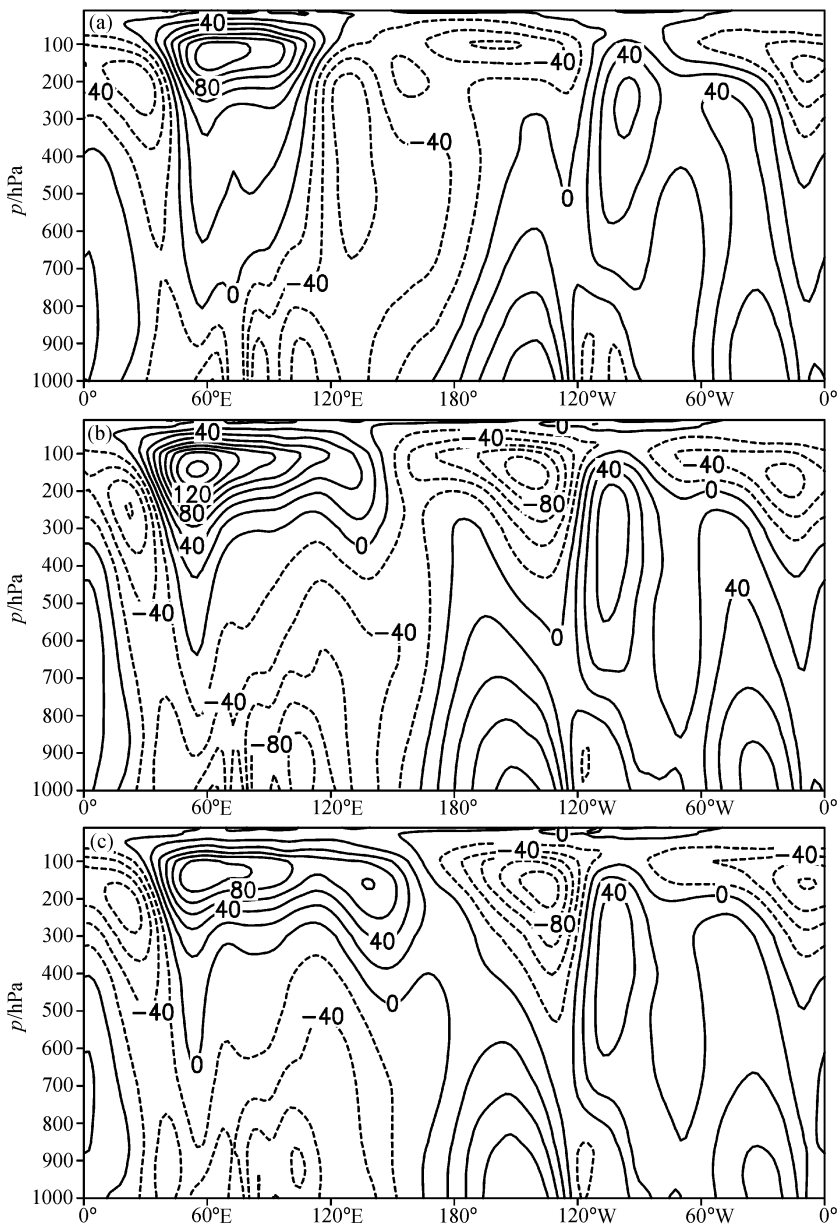


图2 40°N 气候平均的涡动高度场的经度—气压剖面图，等值线间隔为 20 位势米
(a) 6月；(b) 7月；(c) 8月

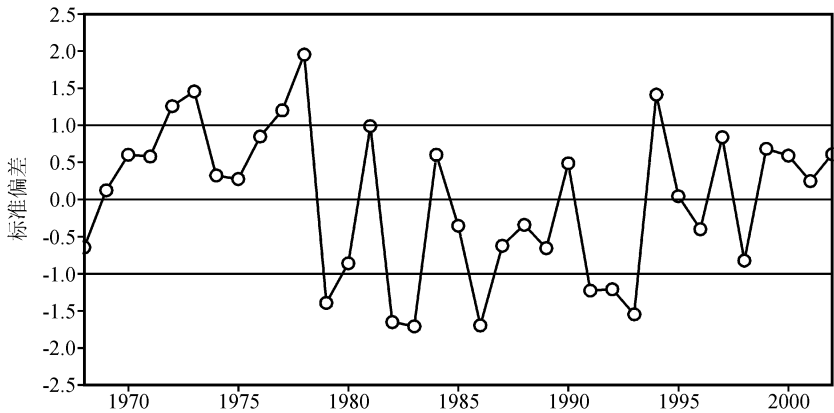


图 3 1968~1999 年 7 月 (30~50°N, 120~160°E) 平均的 200 hPa 涡动高度正规化时间序列

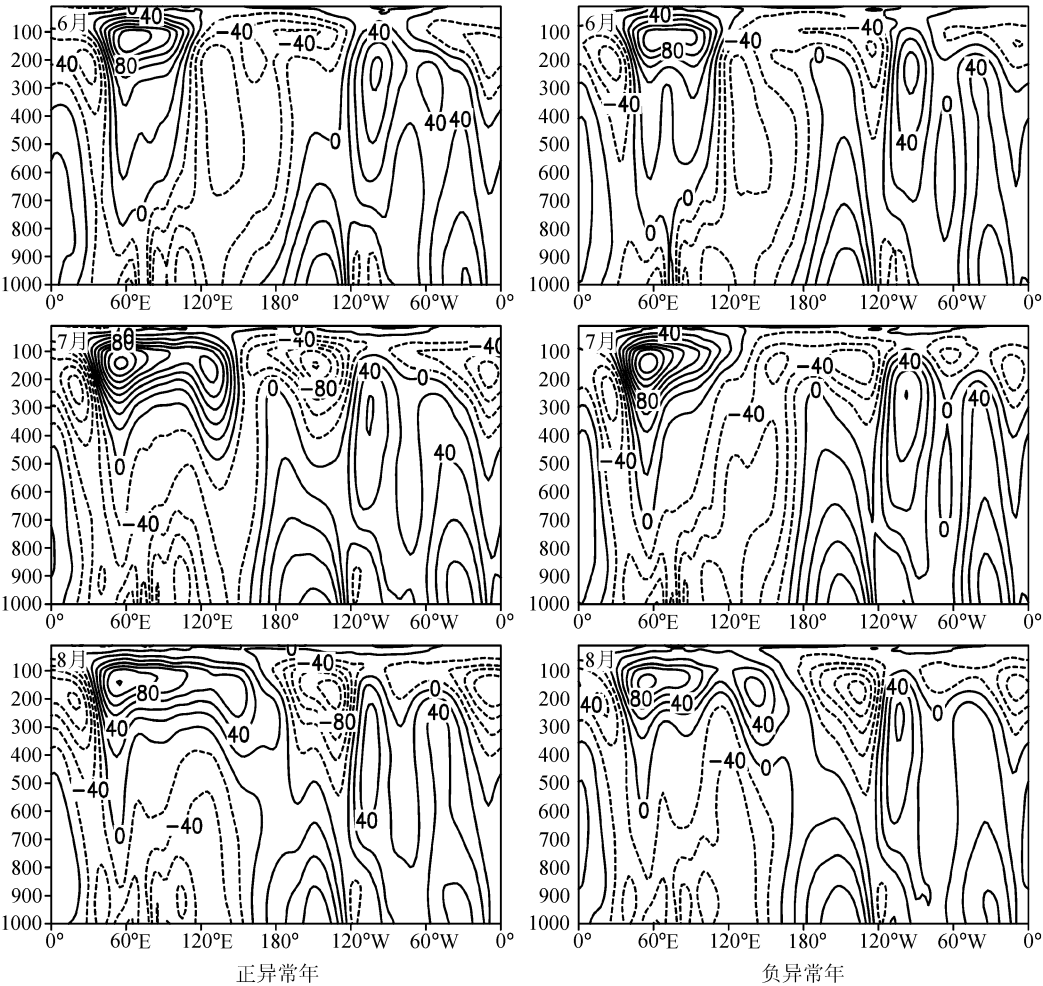


图 4 正异常年 (1972、1973、1977、1978、1981、1994) 和负异常年 (1979、1980、1982、1983、1986、1991、1992、1993) 合成的 40°N 涡动高度场的经度—气压 (单位: hPa) 剖面图

节变化是 150°E 反气旋的快速发展，从而显著改变了中纬度大气环流的分布和垂直结构。另外， 130°W 附近的大洋中槽继续发展。如果某年 7 月平均的大气环流型类似于 6 月的气候环流型，那么我们可以认为该年的夏季季节循环进程延迟了；反之，如果某年 7 月平均的大气环流型类似于 8 月的气候环流型，那么可以认为该年的夏季季节循环进程提前了。在东亚夏季风期间，季节循环延迟意味着季风和雨带维持在江淮和长江中下游地区，季节循环提前则意味着江淮和长江中下游梅雨及夏季风提前结束。图 3 给出了 1968~1999 年 7 月 ($30\sim 50^{\circ}\text{N}$ ， $120\sim 160^{\circ}\text{E}$) 平均的 200hPa 涡动高度正规化时间序列。我们选取大于或等于 1 的年份为正异常年份，即 1972、1973、1977、1978、1981、1994；而小于或等于 -1 的年份为负异常年份，即 1979、1980、1982、1983、1986、1991、1992、1993。图 4 同图 2 但为正、负异常年份合成。正异常年 7 月 150°E 处有反气旋强烈发展，与 8 月气候平均类似。负异常年 7 月环流分布则与 6 月气候平均状况较接近， 150°E 处无反气旋发展，大洋中槽较该月气候平均显著偏弱。

3 1991/1994 年东亚大气环流的季节循环进程

1991 年 5~8 月，江淮地区发生了历史上罕见的特大暴雨洪涝灾害^[4]，其中在 5 月 18 日~5 月 26 日，6 月 2 日~6 月 20 日，6 月 30 日~7 月 13 日，以及 8 月 1 日~8 月 8 日发生了四次持续时间较长的暴雨，这一年的夏季季节循环与气候的季节循环进程有何差异，这种差异对形成这几次持续性暴雨过程中起了什么作用，本节将加以分析。1994 年江淮地区出现了大范围高温干旱天气^[5,6]，持续高温之长仅次于 1934 年，甚于 1978 年，淮河干流基本断流，洪泽湖等湖泊水位均接近于死水位，其中 6 月 19 日~7 月 10 日，7 月下旬~8 月中旬为两段持续时间较长的高温干旱期。这两年江淮地区的 7 月降水基本上呈相反分布，是江淮流域两个典型的旱涝年份。细致分析这两个个例年份的夏季季节循环进程，并比较它们存在的差异和形成这种差异的原因，必将加深对我国东部地区持续性降水异常过程及早涝机理的理解。图 5 同图 4 但为 1991 和 1994 年的月平均图。1991 年 7 月环流与气候分布差异较大，而与 6 月份环流分布较为相似，8 月份环流也与气候状况较为一致， 150°E 附近的高压较弱，这表明 1991 年的夏季季节循环比常年推迟了一个月左右。1994 年 6、8 月与气候平均的 6、8 月环流较为相似，但是该年 7 月环流明显不同于 7 月气候分布而是与 8 月气候平均流相似，说明 1994 年夏季季节循环较常年提早了一个月左右，正是由于我国东部地区至日本海一带的多次持续性强正异常造成了该年上述地区的严重干旱。

1991 年和 1994 年 7 月上旬分别对应江淮流域一次较强的持续性降水异常正事件和负事件^[7]。图 6 为上述过程对应的涡动位势高度异常分布，由图可见，1991 年的异常正事件主要是由位于东亚地区的负距平中心造成的，鄂霍次克地区为正距平，而贝加尔湖东南为负距平区，这种分布有利于冷空气持续南下，形成持续性降水。1994 年江淮地区即日本列岛周边地区为正高度距平控制，鄂霍次克为负距平，贝加尔湖以南地区为正距平控制，这种分布不利于冷空气南下。此外，1994 年江淮地区更多地受到欧亚大陆沿副热带急流传播的波列的影响，并且这种作用机制在正、负异常事件中有所差异，在负异常事件中其作用表现得尤为明显。

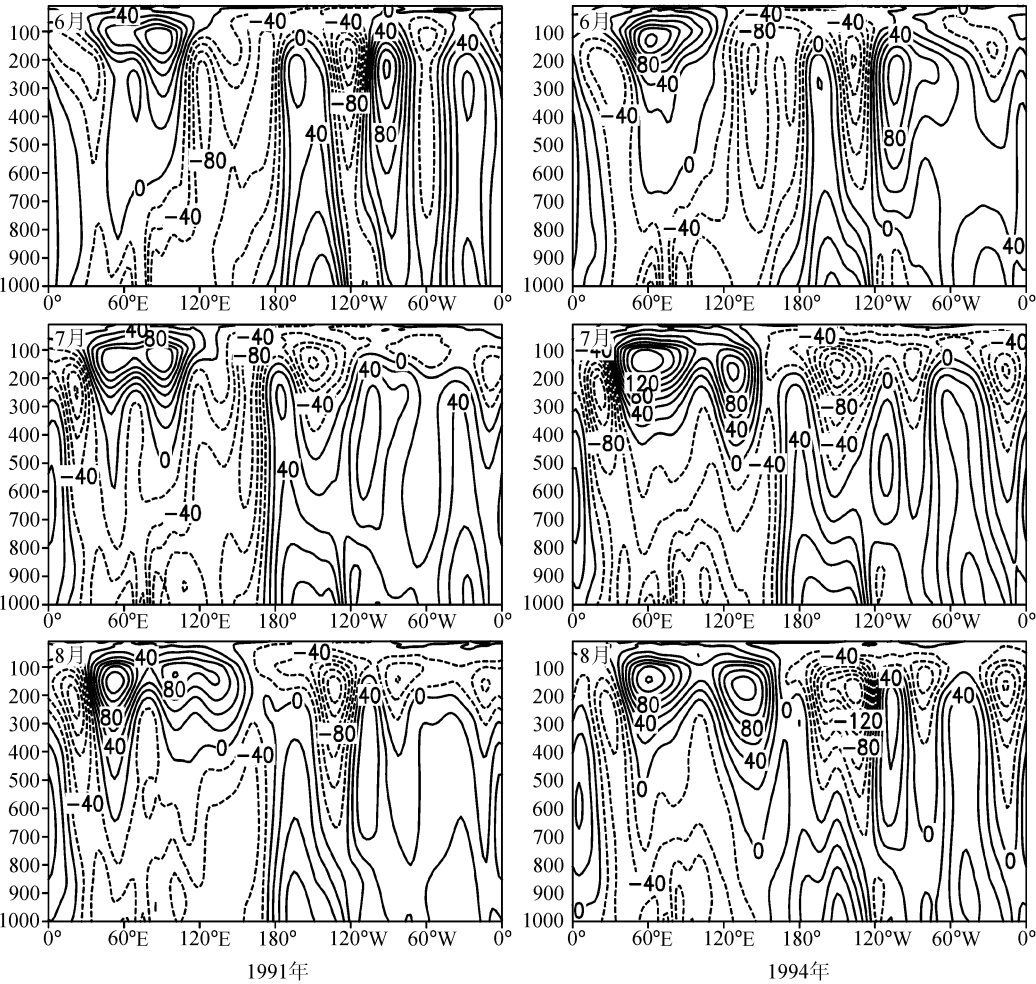


图 5 同图 4, 但为 1991 和 1994 年

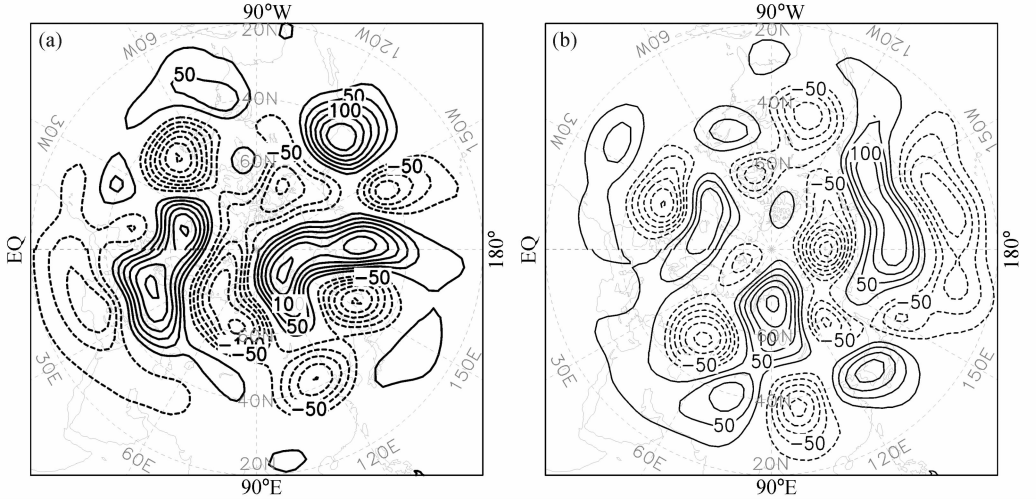


图 6 7 月 1 日~10 日平均的 200 hPa 波动高度异常 (位势米)
(a) 1991 年; (b) 1994 年

4 东亚夏季环流季节循环进程提前和延迟的可能机制

以上分析表明，7月到8月东亚夏季上层环流的季节变化主要体现在我国东部及以日本列岛为中心的反气旋发展以及贝加尔湖以南地区的低值带的进一步加强，证实江淮流域涝年时，东亚地区夏季季节循环往往推迟一个月，而早年则提早一个月左右。欧亚大陆上沿副热带急流传播的波列（Wave Patterns）对其形成有重要作用，为了证实这种欧亚波列的存在，同时分析这种欧亚波列和东亚地区的这种位势高度异常持续发展之间的联系，我们计算了1991及1994年7月上旬的200 hPa波作用量及其散度异常。

根据文献 [8]，球面静止波的 E-P 通量（Eliasson-Palm flux）可以表述为

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} F_\lambda \\ F_\phi \\ F_z \end{pmatrix} = \frac{p}{p_s} \cos\phi \times \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin(2\phi)} \frac{\partial (v'\Phi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin(2\phi)} \frac{\partial (u'\Phi')}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega \sin\phi}{S} \left(v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin(2\phi)} \frac{\partial (T'\Phi')}{\partial \lambda} \right) \end{pmatrix}. \tag{1}$$

波作用量散度的定义为

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial F_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial (F_\phi \cos\phi)}{\partial \phi} + \frac{\partial F_z}{\partial z}, \tag{2}$$

其中，

$$\begin{aligned} S &= \frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} + \frac{K\bar{T}}{H}, \\ u' &= -\frac{1}{fa} \frac{\partial \Phi'}{\partial \phi}, \\ v' &= \frac{1}{fa} \frac{\partial \Phi'}{\partial \lambda}, \end{aligned}$$

式中， u' ， v' ， Φ' ， T' 为涡动扰动纬向、经向速度、位势高度和温度， λ 为经度， ϕ 为纬度， a 是地球半径， p_s 为1000 hPa， p 为气压， Ω 为地球自转加速度， H 为高度尺度，取为8 km， $Z = -H \ln p / p_s$ ， $\bar{T}$ 为平均温度。

波作用量的主要意义如下：

- (1) 对静止而守恒的波而言，波作用量散度为零；
- (2) 对平面波而言，波作用量散度平行于波的群速度；
- (3) 对静止波而言，如果存在非零波作用量散度，则意味着存在波源和波汇。

图7为1991和1994年7月上旬对应的E-P通量及其散度的异常分布。1991年7月上旬波作用量异常矢量一是从乌拉尔山沿60°N极锋急流向东流向阿拉斯加；二是经贝加尔湖西南与由青藏高原向东北方向流出的波作用量汇流后沿副热带急流继续向东，波作用量异常的辐散辐合在急流下游形成波状分布，表明中高纬静止波可以影响沿副热带西风急流传播的静止波异常波列的活动，造成如图6a所示的异常波列型。1994年上旬中纬度静止波呈明显的波状分布，尤其以副热带地区从青藏高原西部至日本以东洋面的波作用量的辐散辐合异常的波列最为清晰，并且在急流出口区出现分叉，一是

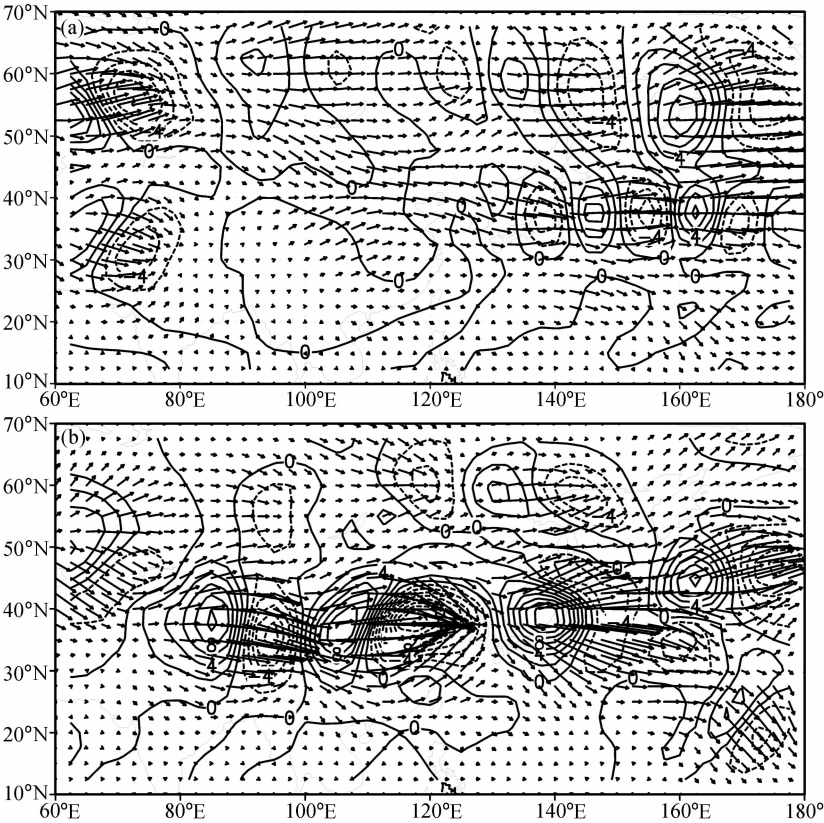


图 7 7 月 1 日~10 日平均的 200 hPa E-P 通量及其散度异常 (等值线间隔为 $2.0 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)
(a) 1991 年; (b) 1994 年

继续沿副热带急流向东频散,二是向低纬的赤道中太平洋传播,影响到热带中太平洋的对流活动。值得注意的是,1991 和 1994 年 7 月上旬在以日本海—日本列岛为中心的地区,波作用量异常呈相反分布,这与上述地区的涡动高度异常分布特征很吻合(图 6)。正、负异常年合成的 7 月 E—P 通量散度异常的分布特征与此相似(图略)。表明欧亚大陆上沿副热带西风急流传播的静止波存在并且与东亚夏季环流季节变化关键区的高度异常有直接联系。

图 8a 给出了 1968~1999 年 7 月 ($30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 平均的 200 hPa 涡动高度正规化时间序列(图 3)与 200 hPa 经向风的相关分布。由该图可见,与 7~8 月季节变化直接关联的 200 hPa 高度场的变化与沿副热带西风急流从北非—东亚地区自西向东的 200 hPa 经向风遥相关有密切联系,同时也与西北—东南向的另一经向风遥相关有联系。为了反映这两个经向风遥相关,我们分别选取 (42.5°N , 105°E) 和 (27.5°N , 12.5°E) 为基点,分别求线性相关。图 8b 揭示出沿副热带西风急流从北非—东亚地区东西向分布的遥相关型,大值中心位于北非—里海南部—中亚—东亚,呈波列状,波长约为 60° ,该波列以低频(周期 30 天以上)为主, Lu^[10] 等对这种遥相关的特性做了很细致的分析。而图 8c 则揭示出西北—东南向分布的另一遥相关型,表明我国南部地区对流层上层如果出现低压异常,在这个低压的东部,偏南气流将涡度值较低的空气

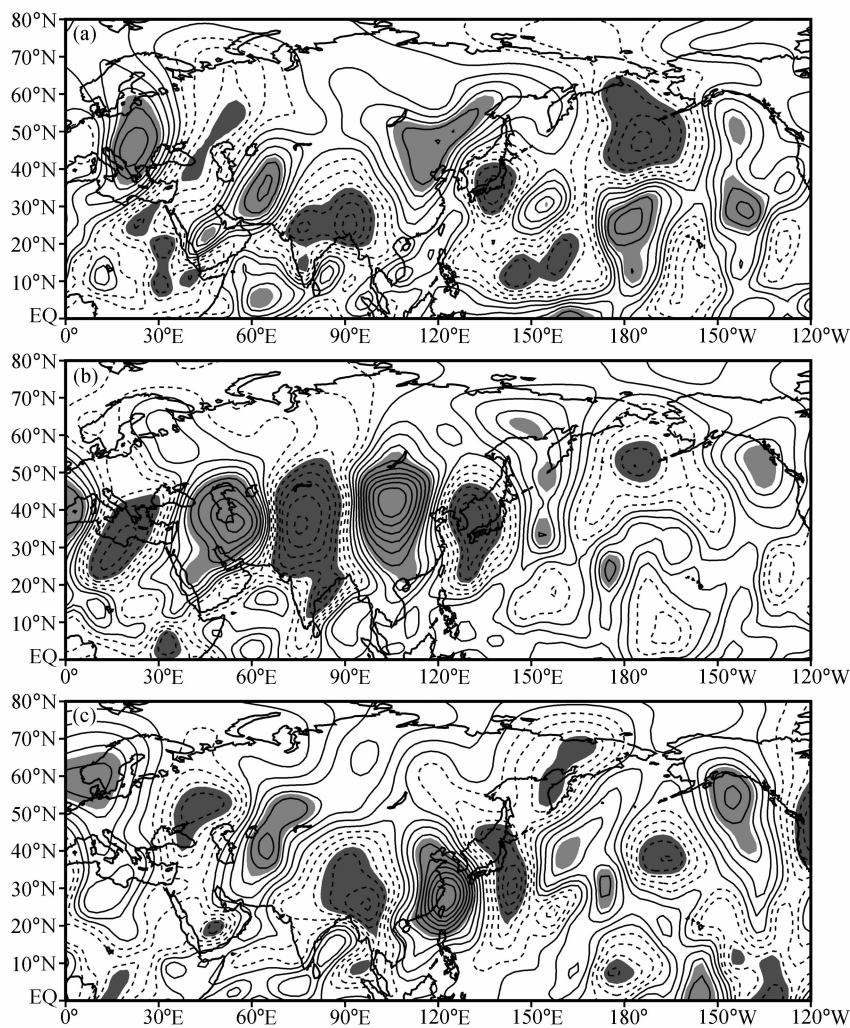


图 8 (a) 7 月 (30~50°N , 120~160°E) 平均的 200 hPa 涡动高度与 200 hPa 经向风的同时相关分布；
(b) 200 hPa 经向风点相关图，基点为 (42.5°N, 105°E)；(c) 同 (b) 但基点为 (27.5°N, 122.5°E)
阴影区表示达到 95%置信度的区域，浅阴影区表示负相关，深阴影表示正相关区

从南面向东北面输送，这将有助于以日本海为中心的东亚地区出现反气旋异常，表明上述西北—东南向分布的遥相关型同东亚地区 7~8 月夏季后半段的季节变化有紧密联系，而这个时段正好对应于东亚地区梅雨结束。有关这两个遥相关的特性和形成机制，我们将在后续工作中进一步讨论。

图 9a、b 给出了正、负异常年合成的 5~8 月 (37.5~42.5°N) 平均的 200 hPa 涡动高度的经度—时间 (候) 演变图。对东亚地区夏季 7~8 月季节循环提前 (图 9a) 而言，东亚地区 (115~150°E) 7~8 月出现明显的高度场持续性正异常，而东亚地区夏季 7~8 月季节循环延迟的情形与上述特征相反。1991 和 1994 年东亚地区 200 hPa 高度场具有上述特征，而且 1994 年 7 月初东亚地区的高度场正异常是和前期沿副热带西风急流传播的波列自西向东传播直接相关的，1991 年 7 月初的负高度异常也有相似特征。以上分析表明，沿 40°N 传播的波列或遥相关是造成东亚地区夏季 7~8 月季节循

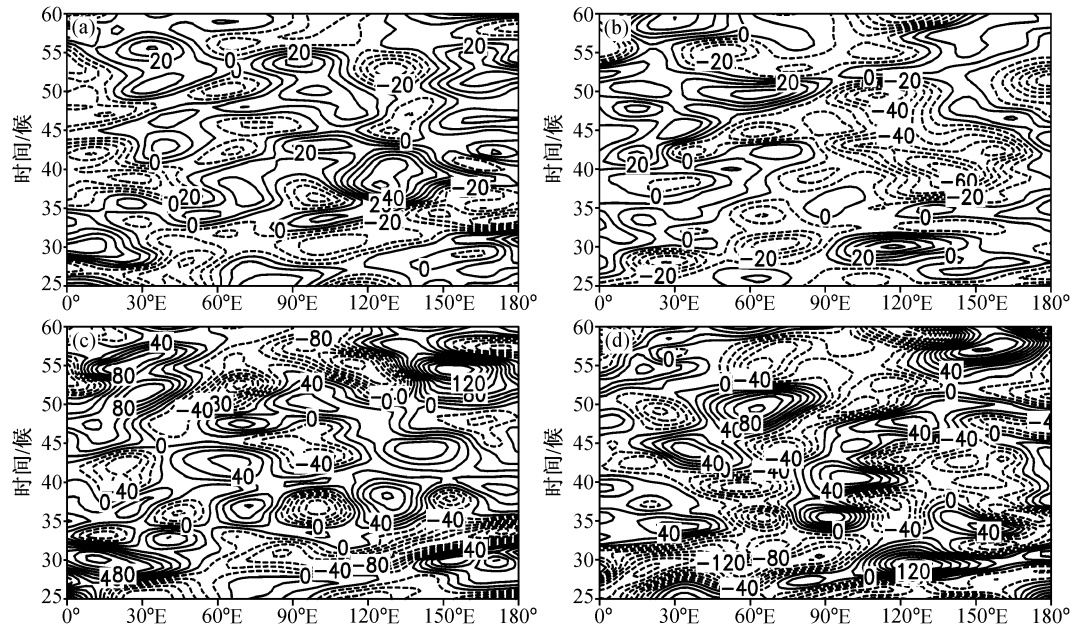


图9 200 hPa 正负异常年合成及 1991、1994 年的 200 hPa 涡动高度异常 (m s^{-1}) 的经度—时间演变
(a) 正异常; (b) 负异常; (c) 1994; (d) 1991

环提前或延迟的一个主要原因。

5 结论与讨论

本文分析了东亚夏季 7~8 月大气环流的季节循环进程,探讨了东亚夏季 7~8 月对流层上层环流的季节循环提前和延迟与气候平均的季节循环的差异及其在江淮流域持续性降水异常过程中的作用,证实东亚地区季节循环的变异对形成我国东部地区夏季持续性降水异常,特别是 7 月旱涝起着决定性的作用,旱、涝一般是和东亚地区大气环流季节循环的提早或推迟一个月左右相对应。此外,通过波作用量的动力学诊断分析,研究了欧亚大陆沿副热带西风急流传播的异常准静止波的传播特征,并从以副热带西风急流为波导的准静止波角度对东亚夏季 7~8 月大气环流季节循环进程提前和延迟的可能机制作了分析,指出沿副热带西风急流传播的准静止波异常是造成东亚夏季 7~8 月大气环流的季节循环进程提前和延迟的主要原因。值得一提的是,东亚夏季 7~8 月对流层上层环流的季节循环的提前和延迟正好对应着东亚地区梅雨的结束。

已有模式研究表明^[11],东南亚地区深厚的非绝热加热可以再现青藏高原和大部分南亚低层环流,6 月到 7 月的季节变化是以整个北半球增温为特征的,而 7 月到 8 月的环流变化则伴随着副热带西太平洋地区的对流增强,说明低纬度及热带地区非绝热热源的变异或对流活动在东亚地区夏季 7~8 月环流季节循环进程的提前和延迟过程中也起着重要作用。Park 和 Schubert^[5]也研究了 1994 年的朝鲜半岛和日本列岛南部的创纪录的高温干旱天气的成因,指出气候性的青藏高原东部的对流层上层反气旋异常发展是主要成因,而弱的热带强迫不足于强迫出如此强的对流层上层反气旋异常,中纬度

海温异常似乎是对上述异常的响应，因此他们认为青藏高原东侧的地形强迫是其主要成因。然而，相反的情况，如 1991 年，在该文中并未涉及。至于 5~6 月江淮流域发生的持续性降水的原因仍然需要从其他方面加以研究。欧亚大陆上的波列对季节循环异常的形成也有很大作用，说明江淮流域夏季降水异常的预测也依赖于中高纬季节内扰动^[5,10,12,13]，特别是以副热带急流为波导的欧亚波列的准确模拟和预报。有关东亚夏季环流季节循环进程提前和延迟的机理仍须在以后的工作中结合模式试验加以更深入细致地研究。

参 考 文 献

1 陶诗言、徐淑英，夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征，气象学报，1962，**32**（1），1~18.

2 陈隆勋、朱乾根、罗会邦等，东亚季风，北京：气象出版社，1991，362pp.

3 丁一汇，1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究，北京：气象出版社，1993，1~254.

4 叶笃正、黄荣辉等，长江黄河流域旱涝规律和成因研究，山东：山东科学技术出版社，1996，120~245.

5 Park, C.-K. , and S. D. Shubert, On the nature of the 1994 East Asian summer drought, *J. Climate*, 1997, **10** (5), 1056~1069.

6 研讨会技术组，1994 年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集，北京：气象出版社，1996，282pp.

7 廖清海，区域持续性降水灾害的成因及其数值模拟，中国科学院大气物理所博士论文，1999，27.

8 黄荣辉，引起我国夏季旱涝的东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究，旱涝气候研究进展，北京：气象出版社，1990，37~50.

9 Plumb, R. A. , On the three-dimensional propagation of stationary waves, *J. Atmos. Sci.* , 1985, **42**, 217~229.

10 Lu Riyu, J. -H. Oh, and B. -J. Kim, A teleconnection pattern in upper level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer, *Tellus*, **54A**, 44~55.

11 Ose, T. , Seasonal change of Asian summer monsoon circulation and its heat source, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1998, **76** (6), 1045~1063.

12 丁一汇、村上树人，亚洲季风，北京：气象出版社，1994，263pp.

13 李崇银，大气低频振荡，北京：气象出版社，1995，210pp.

The Seasonal March of Atmospheric Circulation over East Asia in the Late Summer and Its Role in the Formation of the Regional Persistent Precipitation Anomaly

Liao Qinghai and Tao Shiyan

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract Based on the NCAR/NCEP monthly reanalysis dataset of 1968—1999, and the cases of 1991 and 1994, the progress of seasonal cycle of the summer atmospheric circulation in the East Asia during July—August, both advancing and delaying, and their roles in the processes of regional persistent precipitation anomalies in the Changjiang River and the Huaihe River valleys are analyzed and compared with that of climatology. The results show that the progress of seasonal cycle is advanced about a month ahead of the climatological time when floods occur in the Changjiang River and the Huaihe River valleys, while it is delayed about a month when droughts appear in the same region. Eliasson-Palm flux diagnosis confirm that the wave patterns over the Eurasian continent along the subtropical jet have important impacts on the formation of the advancing and delaying of the East Asian summer atmospheric circulation during July—August, and thus on the floods and droughts in the Changjiang River and the Huaihe River regions. However, further study is need on the origin and variation of the wave patterns and the mechanism of the summer seasonal cycle in East Asia.

Key words: seasonal cycle; wave patterns over the Eurasian continent; flood and drought