

1991 年夏东亚阻塞高压形成的诊断分析*

王亚非 宋永加

(国家气候中心开放试验室, 北京, 100081)

摘 要

文中将 1991 年夏季在东亚地区发生的阻塞高压分为发展期, 旺盛期及衰亡期等 3 个阶段进行了细致的诊断分析。发现在东亚阻塞高压的第一、二阶段其上游有明显的波活动通量与 2~6 d 尺度的 E 矢量通量传播。即定常罗斯贝波的传播与天气尺度扰动的共同作用有利于东亚阻塞高压的维持。第一阶段西风气流的分支处有比第二阶段更为明显的南北向分布的涡动位势涡度的辐散辐合偶极子说明了天气尺度扰动给阻塞高压的发展提供了很重要的能源, 显然天气尺度扰动在阻塞高压的发展阶段起着比旺盛阶段更为显著的作用。本文还注意到乌拉尔阻塞高压的崩溃与东亚阻塞高压形成的某些联系。

关键词: 阻塞高压, 罗斯贝波, 天气尺度扰动。

1 引 言

有关研究东亚夏季阻塞高压的文章从 20 世纪 50 年代就可发现。例如陶诗言^[1, 2]通过个例分析曾认为乌拉尔山与鄂霍茨克海附近的阻塞高压对中国梅雨可能有重要影响。Wang^[3]对欧亚的夏季阻塞高压进行了大量的统计发现 120~160 hPa 范围内出现的阻塞高压(东亚阻塞高压)的维持天数与梅雨量, 梅雨天数有正相关。1991 年 5 月中旬到 7 月中旬长江中下游的平均雨量就超过 500 mm。部分地区出现历史上罕见的暴雨。其中最强的一个时段的降水发生在 6 月底和 7 月上旬(图 1)。这段时间在天气图上东亚高纬地区为非常宽广的阻塞高压。图 1 是 1991 年 6 月 23 日—7 月 22 日的南京, 上海, 安庆, 九江和汉口的平均日降水量与东亚阻塞高压指数的变化(阻塞高压指数的算法请见第 2 节)。6 月底到 7 月中旬阻塞高压指数都维持较高的数值。有趣的是从图 1 中可见东亚阻塞高压维持阶段恰巧对应长江中下游梅雨的连续降水。至于为什么出现这种情况, 这不属于本篇文章研究范围之内。但由此可见研究东亚阻塞高压的成因对预报梅雨至关重要。

有关阻塞高压成因的观点非常多, Okawa^[4]曾经指出初夏西伯利亚地表的迅速增温与白令海表面的相对低温所形成的东西温度梯度对东亚阻塞高压的形成有利。Wang^[3]和 Wang and Yasunari^[5]在研究 1982 年的个例时发现东西伯利亚附近有罗斯贝波源存在, 定常罗斯贝波的传播对鄂霍茨克海附近的东亚阻塞高压有增幅作用。这一结果似乎支持

* 初稿时间: 1996 年 12 月 3 日; 修改稿时间: 1997 年 3 月 25 日。

资助课题: 气候中心开放实验室 1996 年度开放课题费资助。

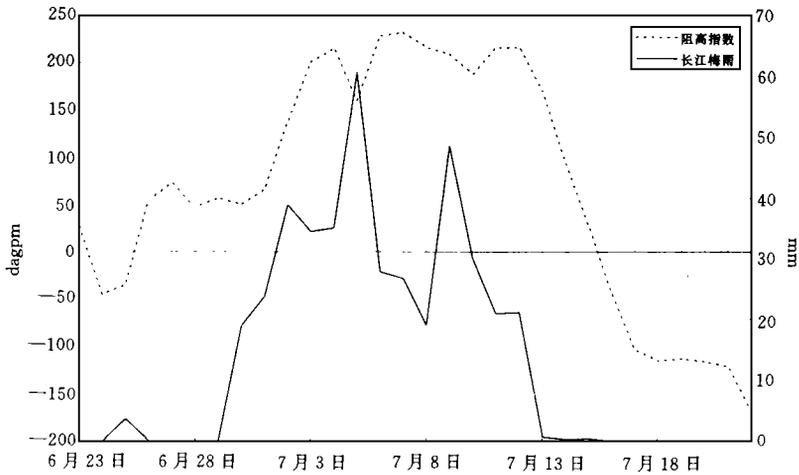


图 1 东亚阻塞高压指数与长江中下游 5 站降水量

Okawa^[4]观点,即此处的非绝热加热是东亚阻塞高压形成的有利条件。另一方面,比较流行的观点是 Hoskins, et al.^[6], Shutts^[7]和 Mullen^[8]等,他们认为天气尺度的斜压波的能量输送是阻塞高压维持的关键。作为支持此观点的例子,Ilari^[9]则进一步发现 1976 年的阻塞高压上游的瞬变位涡度平流作为扰动源分别给高(低)压内部输送负(正)位涡。毕慕莹和丁一汇^[10]也在分析 1980 年东亚阻塞高压时得到了类似的结论。由于以上的研究大多偏重于北半球冬季的情况,针对东亚夏季阻塞高压成因的诊断的工作还不够,许多阻塞高压成因机制的观点尚未成熟,所以极有必要多做几个例分析。本文力求在以上工作的基础上,通过 1991 年夏季发生的持续时间较长的阻塞高压个例的诊断来弥补这个不足。

2 资料与方法

分析所用的高度、温度和风的数据为欧洲中期预报中心(ECMWF)的 2.5×2.5 网格距的客观分析资料。图 1 中降水量是来自国家气象中心。所采用的具体诊断工具为:

(1) 定常波的波活动通量的水平分量: 即为 Plumb^[11]提出的定常罗斯贝波传播的诊断工具。具体计算公式如下:

$$F = \frac{P}{P_s} \cos \Phi \times \left\{ \begin{array}{l} v^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\Phi} \frac{\partial v \Phi}{\partial \lambda} \\ - u v + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\Phi} \frac{\partial u \Phi}{\partial \lambda} \end{array} \right\} \quad (1)$$

上式中“ $\bar{}$ ”为纬圈平均的距平, u, v 分别是地转风的 x, y 方向的分量, 其它为常用气象符号。

(2) E 矢量通量的水平分量: 为 Trenberth^[12]提出的瞬变波的 EP 通量。具体为:

$$E = \left\{ \frac{1}{2} v^2 - u^2, u v \right\} \times \cos \Phi \quad (2)$$

上式中 u, v , 为地转风分量的时间平均的距平值。

(3) 滤波工具的选用: 为了了解天气尺度系统对阻塞高压的形成以及维持的贡献, 采用了 2~6 d 的滤波器。其各权重系数为:

$$\omega = 0.333 \quad \omega = 0.155 \quad \omega = -0.124 \quad \omega = -0.166$$

$$\omega = -0.044 \quad \omega = 0.015 \quad \omega = 0.000 \quad \omega = -0.003$$

(4) 阻塞高压指数的确定: 即东亚阻塞高压中心高度值与其南方的切断低压中心高度值之差(可参照图 2b)。

(5) 位势涡度场的计算:

采用 Illari^[9] 的计算方法, 即, 在准地转的假定下等压面上的位势涡度为:

$$q = \zeta + f - f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\delta T}{S(p)} \right) \quad (3)$$

式中

$$S(p) = -T_0(p) \frac{\partial}{\partial p} \ln \Theta(p)$$

为静力稳定度, $T_0(p)$ 和 $\Theta(p)$ 为纬圈平均的温度和位温, f_0 为 45 N 的科利奥力数, δT 为 T_0 的距平值, ζ 为相对涡度的垂直分量, 在此用客观分析的风矢量和温度来计算。

3 东亚阻塞高压各阶段诊断

3.1 东亚阻塞高压的形成与定常波传播

通过参考阻塞高压指数和天气图将 6 月 23—7 月 2 日称为东亚阻塞高压发展期(第一阶段), 将 7 月 3 日—7 月 12 日称为阻塞高压旺盛期(第二阶段), 7 月 13—7 月 22 日为其衰亡期(第三阶段)。

图 2a—c 即这 3 个阶段的 300 hpa 的等高线(实线)和在各阶段时间平均图上的定常波的波活动通量的水平分量(矢量线)。

在第一阶段鄂霍茨克海附近隆起一高压, 东亚阻塞高压正处于开始形成时期。在乌拉尔山附近为一较强的阻塞高压, 在两个高压之间的贝加尔湖附近对应为一槽, 在中国东北地区也有一小槽; 勘察加半岛附近为一低压。在中高纬度(50~60 N)主要的一支强向东传播的定常波活动通量伸展范围很长, 中间虽然有较弱的矢量但还是从 20 E 一直伸展到 170 E, 另一支是从 20 E 向东南伸展到青藏高原上空。另外从渤海开始还有小股向东南方向传播的通量。整个分布显示了东亚地区正处于大范围的环流调整期。

在第二阶段, 原在乌拉尔山附近的阻塞高压已然崩溃。在 70 E 附近有一较深的槽。东亚地区的 60 N 以北被庞大的阻塞高压盘踞着, 其西风急流的分支与汇合点的东西跨度竟达 110 个经度。相比之下中心位于其以南的(50 N, 160 E)的切断低压的范围就较小。高压与低压恰好为一偶极子型。东亚阻塞高压正处于极为旺盛阶段。与第一阶段相比主支的波活动通量被分成两段, 东边一段是从鄂霍茨克海(偶极子的中间)一直向偏东方向传播, 西边一段被截断在 60 E 附近, 此处恰为西风急流的分支处。在东亚阻塞高压内部没

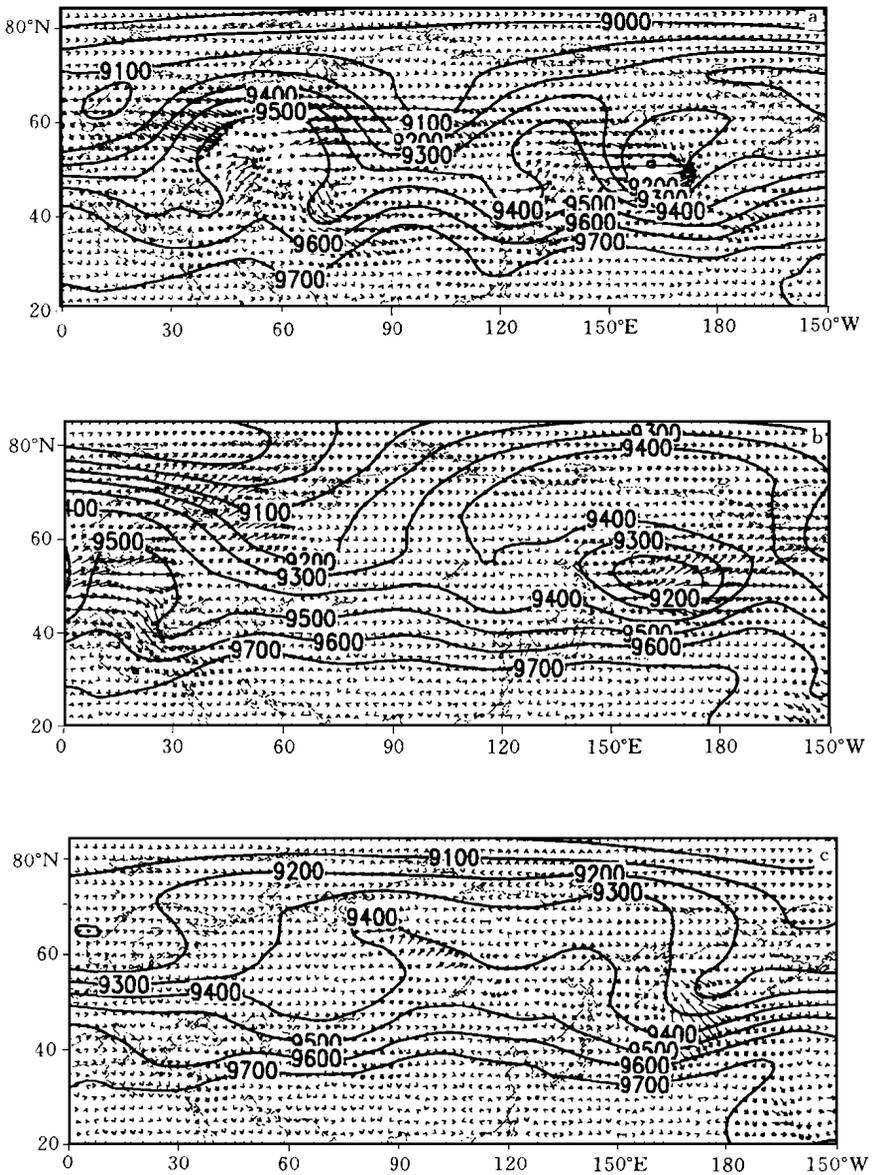


图 2 东亚阻塞高压第一阶段(a), 第二阶段(b)和第三阶段(c)的 300 hPa 面上的高度(单位: gpm, 实线)和定常波活动通量(单位: m^2/s^2 , 矢量线)

有什么定常波的传播。这与 1982 年夏季的鄂霍茨克高压的传播形式显然不太一样(见 Wang and Yasunari^[5]), 后者盛期时阻塞高压内部有明显的矢量传播, 所相同的是两者上游乌拉尔山附近都有明显的矢量传播。

中、高纬西风气流比较平直是第三阶段的特点。东亚阻塞高压正处于崩溃期, 一较深的槽从阿拉斯加向西南伸展到日本东部海面上。与第一、二阶段相比, 定常波在中高纬度的传播不那么盛行了(矢量较小)。除了在 80°E 附近有小范围的向东传播的矢量外, 最为

明显的向东南传播的波活动通量是从鄂霍茨克海经勘察加半岛一直传播到副热带地区。

值得注意,在东亚阻塞高压发展期,上游向东传播的波活动通量显得很强烈,而在东亚阻塞高压的崩溃期其下游的波活动通量却显得非常强上游反而很弱。这至少可以说明上游定常罗斯贝波的向东传播对东亚阻塞高压的形成与崩溃有着不可忽视的影响。

3.2 天气尺度扰动的作用

图 3a—c, 图 4a—c 和图 5a—c 分别是上述三阶段的 2~6 d 滤波后的 300 hPa, 850

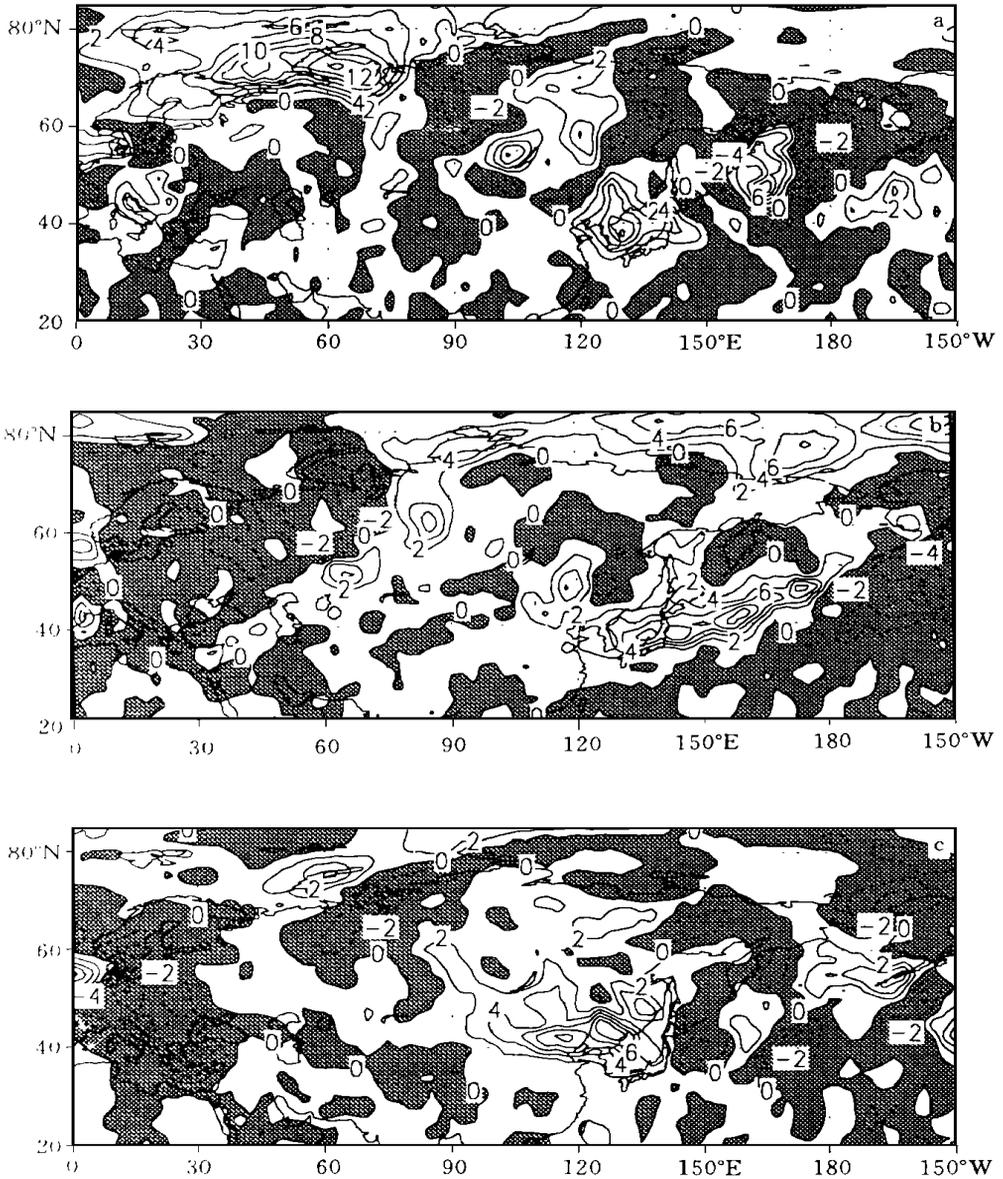


图 3 300 hPa 面上东亚阻塞高压 2~6 d 向北的感热输送通量 (vT)

(a. 第一阶段; b. 第二阶段; c. 第三阶段。单位: $K \cdot m/s$, 阴影部为负值)

hPa 面上的 2~6 d 向北的感热输送通量 \overline{vT} (阴影部为负值), 和 300 hPa 面上的 E 矢量的水平分量分布图。图 6~8 是各阶段 300 hPa 面上的平均位势涡度 \bar{q} , 平均水平位势涡度平流 $\nabla \cdot \bar{q}$ 和水平涡动作用力项 $\overline{V \cdot q}$ (阴影部为负值)。注意在准地转, 绝热无摩擦条件下位涡在等压面上是守恒的, 因此可以认为后两项的和近似为零。Hoskins, et al.^[13] 曾指出, 虽然位势涡度在 p 坐标系中是一个三维守恒量但这并不等于在等压面上可以推断 300 hPa 面附近的等熵能量传输。由于 $\overline{V \cdot q}$ 在准地转条件下可以被认为是

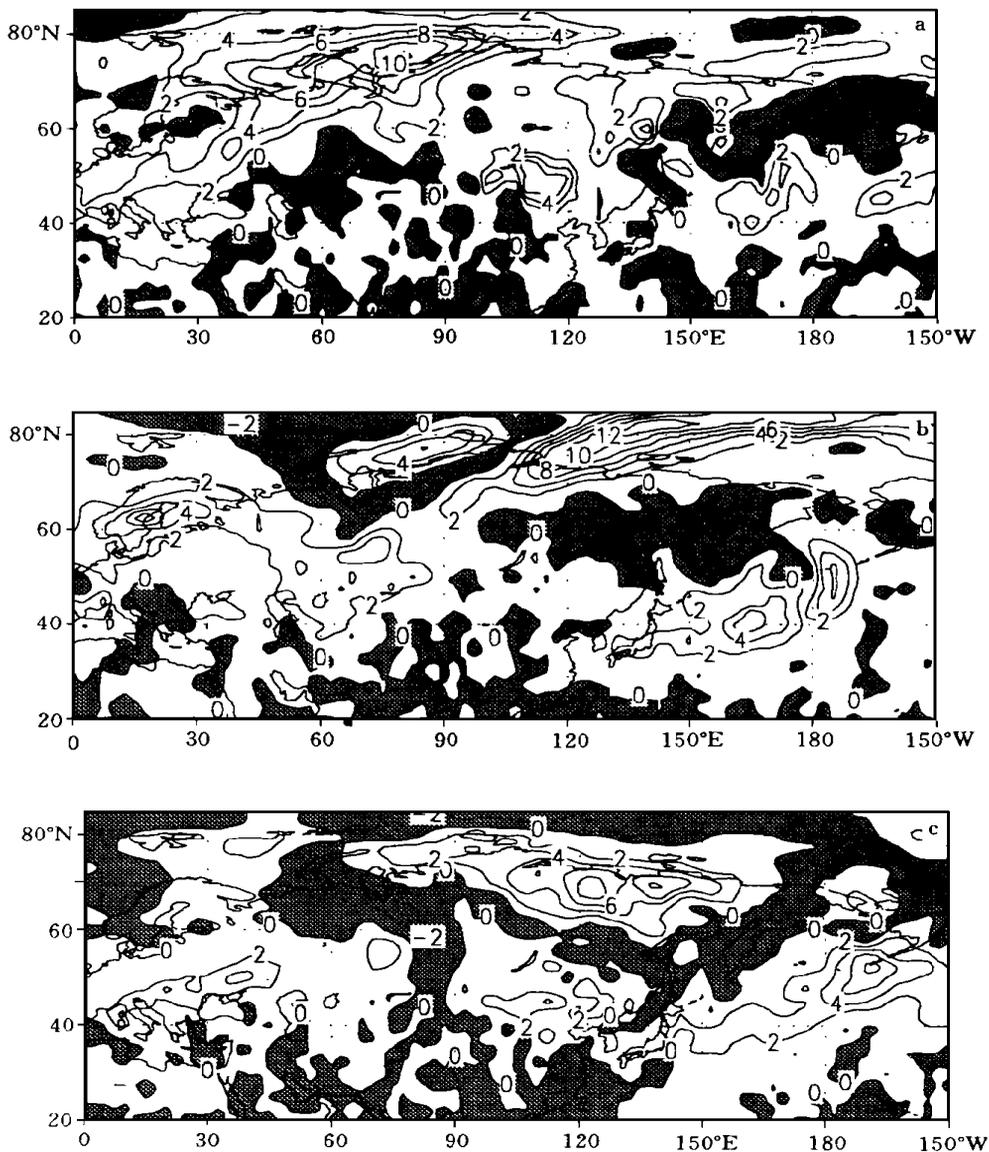


图 4 850 hPa 面上东亚阻塞高压 2~6 d 向北的感热输送通量 \overline{vT}

(a. 第一阶段; b. 第二阶段; c. 第三阶段。单位: $K \cdot m/s$, 阴影部为负值)

$\nabla \cdot (\overline{Vq})$, 因此也称其为水平涡动位势涡度散度项。

第一阶段里与乌拉尔阻塞高压相联系的低层(850 hPa 面上)较大向极的感热输送通量(图 4a)分布在巴伦支海到俄罗斯西北部,鄂霍茨克海西北部和蒙古也存在正的中心这一带的低层有天气尺度扰动引起的暖气流的输送有利于高压脊的发展。对照 300 hPa 上的感热输送通量分布(图 3a),可发现东亚地区向极感热通量的大值区随高度向西倾斜,斜压特征明显。从图 5a 可以看到,在乌拉尔山阻塞高压上游出现较大的 E 矢量通量。即

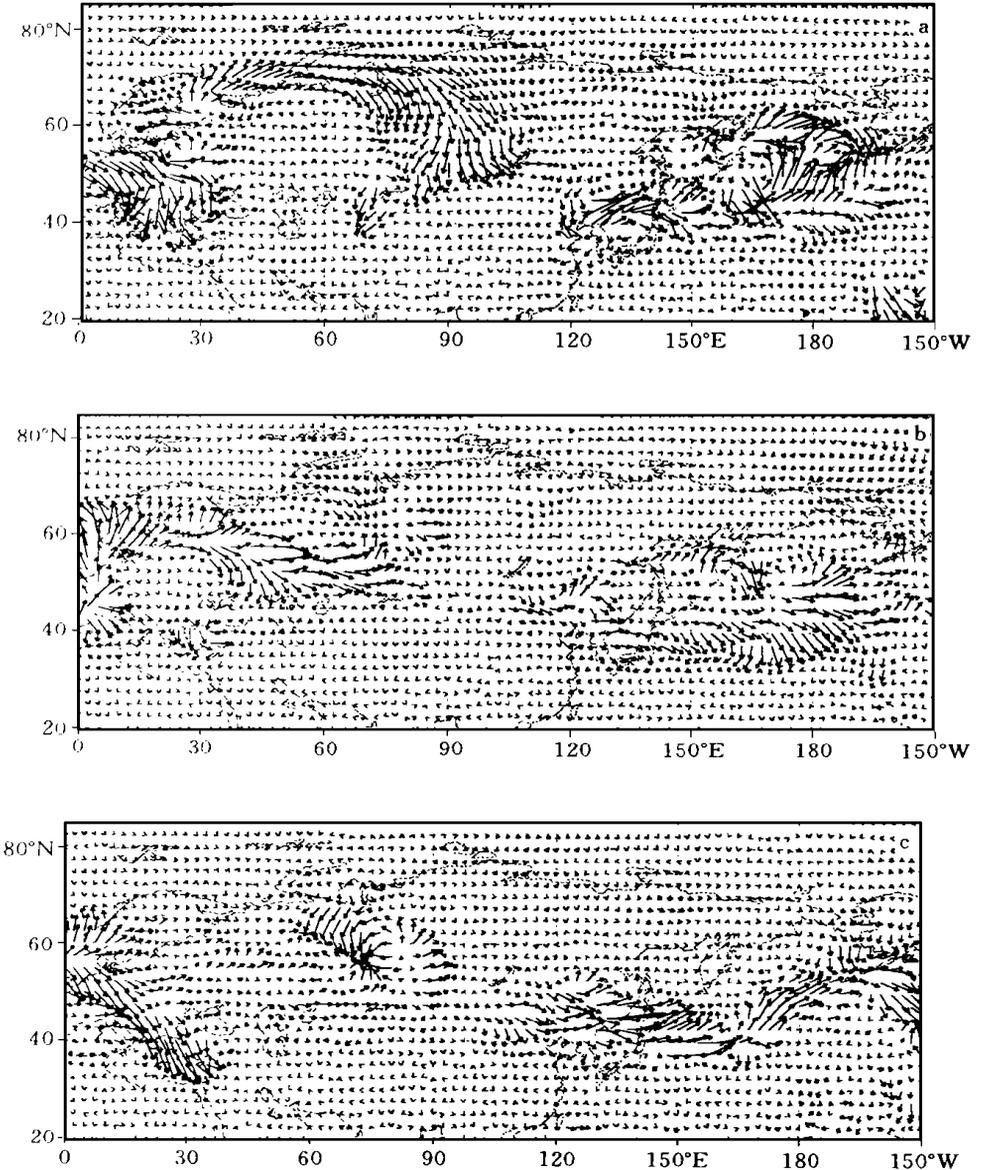


图 5 300 hPa 面上东亚阻塞高压 E 矢量的水平分量分布

(a. 第一阶段; b. 第二阶段; c. 第三阶段。单位: m^2/s^2)

涡动的 EP 通量引导着接近阻塞高压(Hoskins, et al^[6]语)。从乌拉尔山北部到贝加尔湖即距鄂霍茨克高压大约 20 个经距附近有明显的向东南的 E 矢量通量, 此处正好是西风气流的分支点。从中国渤海经日本北海道以东海域到阿拉斯加为较大范围的明显的向北和向南的矢量通量分布。可认为这一部分对应着中纬度低压的活动。另外, 在东亚地区的中纬度附近有较小的向南的矢量通量甚至到达江淮流域。对照图 2a 与图 6a 可见乌拉尔

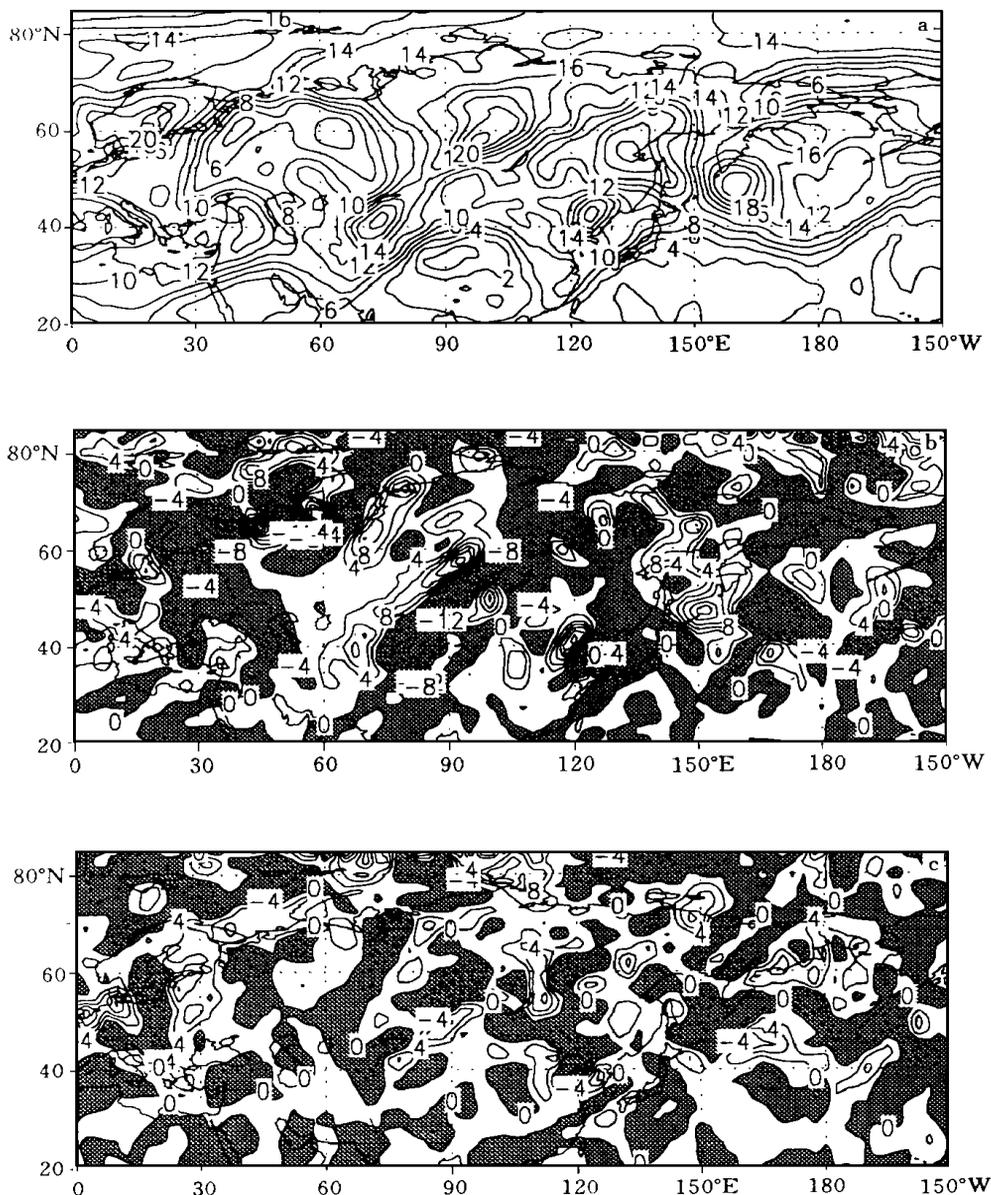


图 6 第一阶段 300 hPa 面上的平均位势涡度(a)、平均水平位势涡度平流 $\nabla \cdot \overline{q}$ (b)、水平涡动作用力项 $\overline{V \cdot q}$ (c)
(阴影部为负值; 单位: $10^{-5} s^{-1}$)

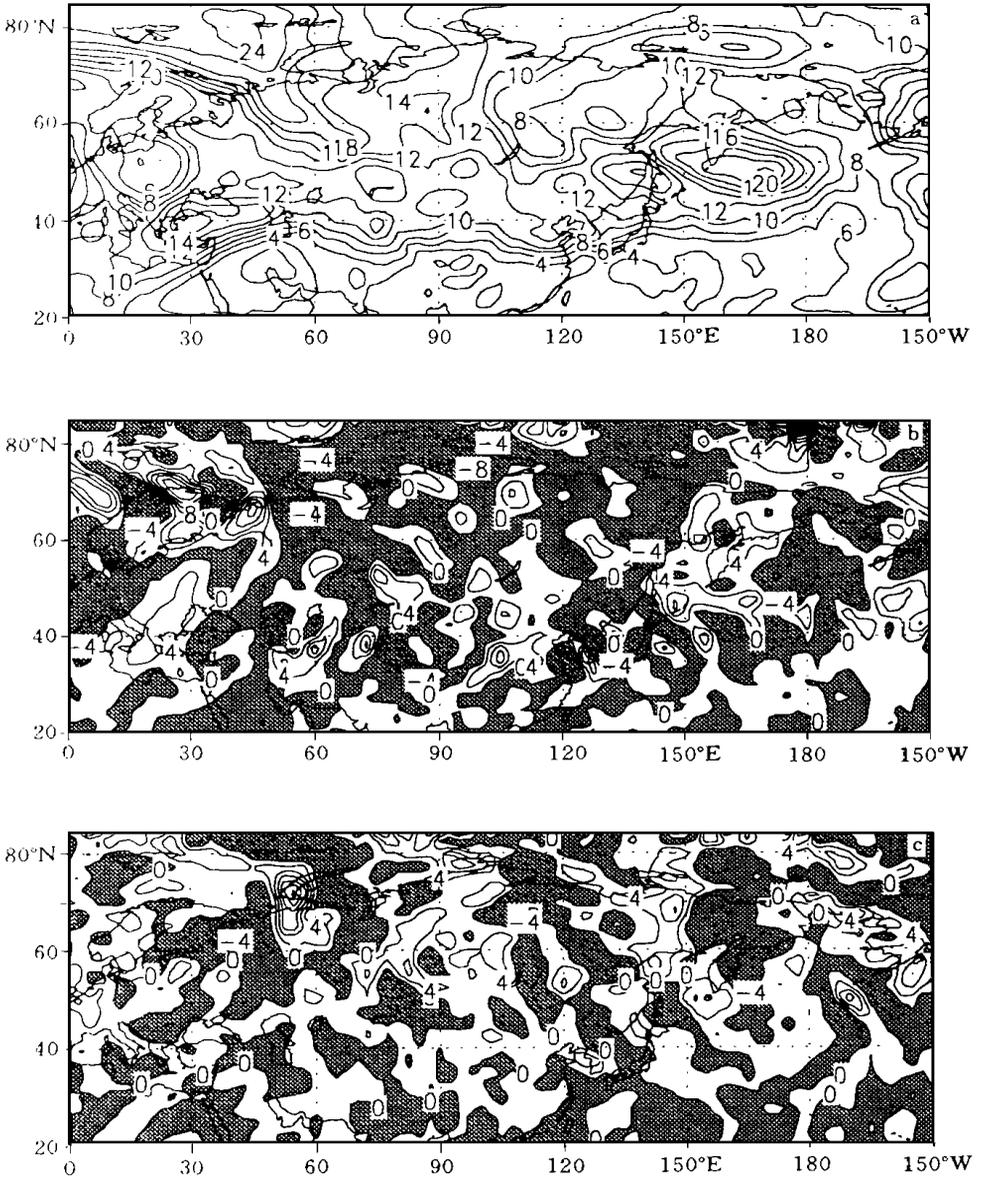


图 7 第二阶段 300 hPa 面上的平均位势涡度 \bar{q} (a)、平均水平位势涡度平流 $\nabla \cdot \bar{q}$ (b)、水平涡动作用力项 $\overline{V \cdot q}$ (c) (阴影部为负值; 单位: $10^{-10} s^{-2}$)

山高压中心与鄂霍茨克海高压中心附近明显呈现低位势涡度中心, 而低槽附近对应着高闭合等 \bar{q} 中心。图 6b 与图 6c 中的值大致是正负相抵消的, 鄂霍茨克海以西存一正的 $\overline{V \cdot q}$ 区, 配合指向东南的 E 矢量通量, 在西风气流的分支点 (100 E) 附近及其紧挨着的上游 (80 E) 附近存两对南北向分布的位势涡度辐散、辐合的偶极子, 这与 Illary^[9, 14] 的分析是一致的。Illary^[14] 曾认为在西风气流的分支处向南指的 $V \cdot q$ 配合一北面辐散南面辐

合的涡动位势涡度偶极子有利于其下游的阻塞高压的维持。可以证明 Illary^[14]所使用的 \overline{Vq} 与 E 矢量通量的方向是一致的, 所以上述的 E 矢量与 $\overline{V \cdot \nabla q}$ 的辐合辐散偶极子配置恰好说明了天气尺度系统在西风气流的分支点处的活动给其下游的鄂霍茨克海高压提供发展能源。这也与 Shutts^[7]所描述的涡动作用力的位置一致, 他曾说过: “形成阻塞高压的涡动作用力是在阻塞高压上游大约 $\pi/2$ 的地方。”

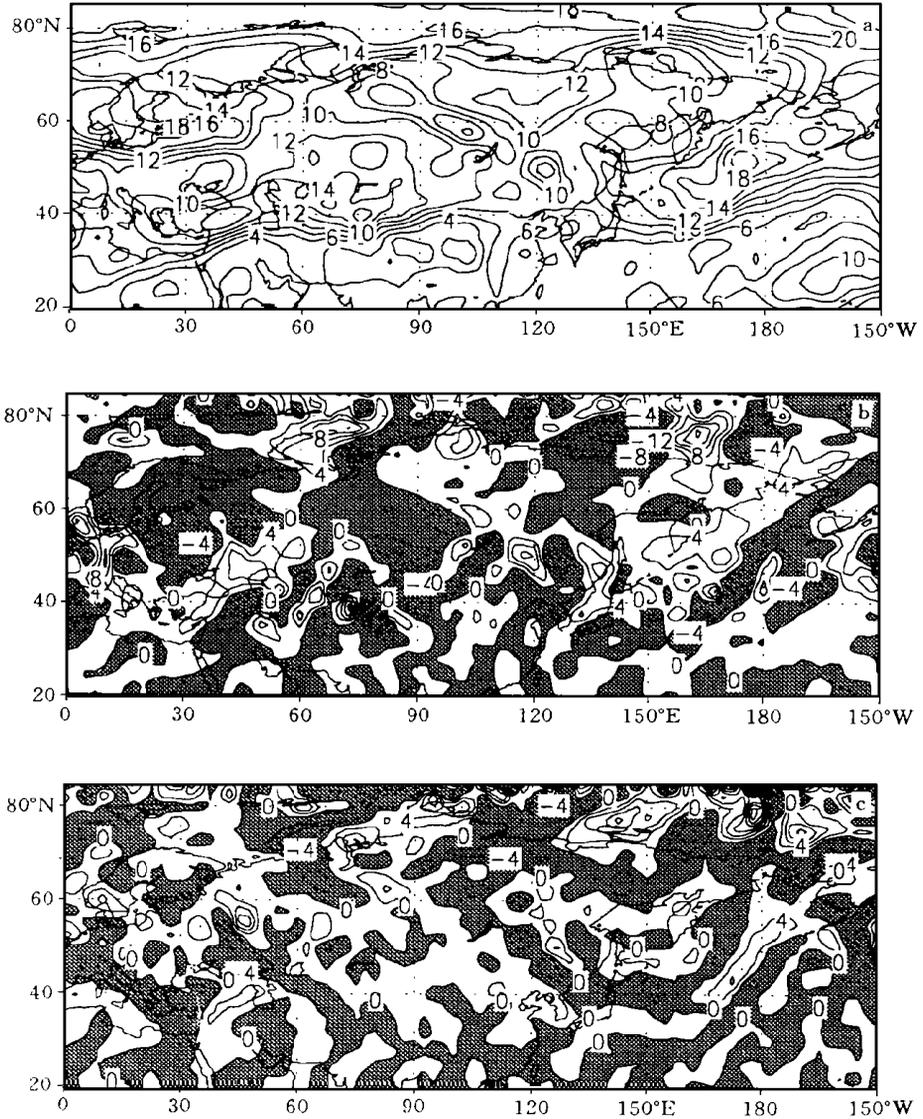


图 8 第三阶段 300 hPa 面上的平均位势涡度 q (a)、平均水平位势涡度平流 $\nabla \cdot \overline{Vq}$ (b)、水平涡动作用力项 $\overline{V \cdot \nabla q}$ (c)
(阴影部为负值; 单位: 10^{-10}s^{-2})

在第二阶段里, 低层和高层(图 4b 和 3b) 的由天气尺度扰动引起的暖空气输送同时集中在 80°N , 140°E 附近, 此处恰为东亚阻塞高压的脊后。南边的低层向极感热通量势力显得较弱范围也比高层小得多, 主要集中在日本以东洋面上, 这些意味着东亚地区存在着非常深厚的系统并具有明显的准正压特性。图 5b 中在 $90^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 的 60°N 以北的区域里(东亚阻塞高压域内)几乎见不到天气尺度扰动的活动。而在东亚阻塞高压周围天气尺度系统活动频繁, 在其上游有明显的向东通量矢量, 在西风气流的分支点(70°E)附近也存在指向东南的 E 矢量通量但显得比第一阶段弱, 这种传播一直到达东亚阻塞高压的脊的后部。在阻塞高压南部有明显的向北的通量传播, 在其东部有明显的向西的通量的传播。由于这种分布可视为 E 矢量向阻塞高压内域的辐合*, 所以可以认为, 这种倾向有使西风减弱, 东风加强的趋势。在图 7a 中的闭合低值等 \bar{q} 线与东亚阻塞高压中心位置一致, 在西风气流的分支点附近也存在北面辐散南面辐合的涡动位势涡度偶极子, 但显然比第一阶段的范围小(图 7c)。

第三阶段, 850 hPa 面上的主要向极感热通量集中在喀拉海到东西伯利亚海之间, 另外在阿留申群岛附近还有一块向极感热通量。此时, 东亚地区斜压特征又变得十分明显。与中纬度低压相联系的向东传播的 E 矢量通量继续存在, 与第二阶段相比似有减弱倾向。向高压内部的 E 矢量的辐合现象消失了。引人注目的是来自高压上游 E 矢量通量变得很小。随着东亚阻塞高压的衰退, 图 8a 中的低值闭合中心被分裂成两个分别位于 72.5°N , 155°E 和贝加尔湖的西北部。西风气流的分支点处也没有发现 $\overline{V \cdot \nabla q}$ 的南北向的偶极子分布(图 8c)。可以肯定地说, 天气尺度扰动在东亚阻塞高压衰亡期对其的贡献减小了。

4 总结与讨论

通过以上的分析大致了解了 1991 年夏季东亚阻塞高压的形成, 发展和消亡等阶段的有关能量传输与分布情况。经过细致的诊断, 发现如下事实:

(1) 伴随着乌拉尔阻塞高压的崩溃, 在东亚阻塞高压的发展期和旺盛期, 其上游存在明显的定常罗斯贝波的传播。东亚地区在第一阶段为斜压, 第二阶段为准正压状态。

(2) 在东亚阻塞高压的发展期天气尺度扰动比旺盛期活跃, 在发展期西风气流的分支处有更为明显的南北向分布的涡动位势涡度的辐散辐合偶极子。另一方面, 在旺盛期, 阻塞高压内部还有 E 矢量的辐合。

(3) 上游的波活动通量及 E 矢量通量传播的消失是东亚阻塞高压衰亡期的特征。

因此, 似乎可以推论在东亚阻塞高压的第一阶段天气尺度扰动提供了其迅速发展的能源, 尤其在西风气流的分支处, 天气尺度扰动一面向北输送低位势涡度另一面向南输送高位势涡度, 在低层还有由天气尺度扰动引起的暖空气的向脊输送, 从而使得高压不断的膨胀, 发展壮大, 这种机制对东亚阻塞高压的发展显得很重要。而在第二阶段尽管阻塞高压内部有 E 矢量通量的辐合显然小得多, 还是可以确认天气尺度扰动对东亚阻塞高压第二阶段维持有贡献。Illyar^[9] 仅仅是确认了天气尺度扰动对阻塞高压的维持所做的贡献,

* 对较短时段来说, 直接求 E 矢量的散度其误差往往很大(Trenberth^[12])。

本文的研究证实了至少 1991 年的个例显示天气尺度扰动作为能量源对阻塞高压的发展比维持起着更为重要的作用。为确定天气尺度扰动究竟起多大作用将来还应作出具体的估算。另一方面,伴随着乌拉尔山阻塞高压的崩溃,东亚阻塞高压才完全建立起来。Wang^[3]在进行 1982 年夏季鄂霍茨克海阻塞高压的个例分析时就曾发现乌拉尔阻塞高压的崩溃与定常波活动通量的传播导致了鄂霍茨克海阻塞高压的形成,他在进行有关阻塞高压统计分析时也有过许多乌拉尔阻塞高压的消伴随东亚阻塞高压的长的印象。毫无疑问,可以把上游定常波的传播归结于乌拉尔阻塞高压的崩溃导致的大范围环流的调整从而造成的罗斯贝波的频散。但这种崩溃是否在某种程度上与天气尺度扰动的激发有关,还需要进一步的研究。无论如何,似乎可以认为在上游的定常罗斯贝波的传播及天气尺度扰动的共同作用下东亚阻塞高压才得以发展和维持,在东亚阻塞高压的崩溃期两者的作用都趋于消失就是其最好的解释。

至于其他因素,例如,Okawa^[4]提出的海陆温差的对比所起的作用也应该在以后进一步进行分析。对所有诸因素的数值模拟在将来也是必须的。

谢辞: 本文的完成曾经得到丁一汇教授的指教,谨在此表示谢意。

参考文献

- 1 陶诗言等. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 1958, 29(2): 119 ~ 134
- 2 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225
- 3 Wang Y. Effects of blocking anticyclones in Eurasia in the rainy season (meiyu/baiu season). J Meteor Soc Japan, 1992. 70: 929 ~ 951
- 4 Okawa T. Growth mechanism of the Okhotsk high (in Japanese). J Meteor Res, 1973. 25: 65 ~ 77
- 5 Wang Y and Yasunari T. A diagnostic analysis of the wave train propagating from high-latitudes to low-latitudes in early summer. J Meteor Soc Japan, 1994. 72: 269 ~ 279
- 6 Hoskins B J, James I N and White G H. The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. J Atmos Sci, 1983, 40: 1595 ~ 1612
- 7 Shutts G J. The propagation of eddies in diffluent: jetstreams eddy vorticity forcing of "blocking" flow fields. Quart J Roy Meteor Soc, 1983, 109: 737 ~ 761
- 8 Mullen L. Transient eddy forcing of blocking flows. J Atmos Sci, 1987, 44: 3 ~ 22
- 9 Illari L. A diagnostic study of the potential vorticity in a warm blocking anticyclone. J Atmos Sci, 1984: 41, 3518 ~ 3526
- 10 毕慕莹, 丁一汇. 1980 年夏季华北干旱时期东亚阻塞形势的位涡分析. 应用气象学报, 1992, 3(2): 145 ~ 156
- 11 Plumb R A. On the three dimensional propagation of stationary waves. J Atmos Sci, 1985, 42: 217 ~ 229
- 12 Trenberth K E. A assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. J Atmos Sci, 1986, 43: 2070 ~ 2087
- 13 Hoskins B J, McIntyre M E and Roberson A W. On the use and significance of isentropic potential-vorticity maps. Quart J Roy Meteor Soc, 1985, 111: 877 ~ 946
- 14 Illari L and Marshall J C. On the interpretation of eddy-fluxes during a blocking episode. J Atmos Sci, 1983, 40: 2232 ~ 2242

A DIAGNOSTIC ANALYSIS ON THE GROWTH MECHANISM OF THE EAST ASIA BLOCKING HIGH IN 1991

Wang Yafei Song Yujia

(*National Climate Center, Beijing, 100081*)

Abstract

The whole period of the blocking anticyclone occurring in East Asia in the summer of 1991 is divided into three parts which include developing stage, maintained stage and degenerated stage respectively. The East Asia blocking high We analyzed with related diagnostic tools in detail. There are obvious stationary Rossby wave propagation and 2 ~ 6 days transient eddy propagation upstream of the East Asia blocking high in the first and second stages, which means both kind of propagation play an important role in increasing and keeping energy of the blocking high. There is more obvious divergence-convergence, north-south dipole of \overline{Vq} near westerly split point in the first stage than that in the second stage. This shows that synoptic disturbance can provide more energy source for developing the blocking high. It is worth noticing that there are some relationship between the collapsing of another blocking high around Ural Mountains and the formation of the East Asia blocking high just downstream of it.

Key words: Blocking anticyclone, Rossby wave, Synoptic disturbance.