施宁, 布和朝鲁, 纪立人, 等. 2009. 中高纬 Rossby 波活动对盛夏东亚/太平洋事件中期演变过程的影响 [J]. 大气科学, 33 (5): 1087-1100. Shi Ning, Bueh Cholaw, Ji Liren, et al. 2009. Impacts of mid- and high-latitude Rossby wave activities on the medium-range evolution of East Asia/Pacific events during the mid- and late summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 1087-1100.

中高纬 Rossby 波活动对盛夏东亚/太平洋事件 中期演变过程的影响

施宁1 布和朝鲁2,3* 纪立人2,3 王盘兴1

1南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所灾害性气候研究与预测中心,北京 100029

3 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 100029

摘 要 在中期时间尺度上探讨了 Rossby 波活动对盛夏东亚太平洋 (EAP) 事件的影响。正负 EAP 事件的形成 过程不是简单的反位相过程,但这一时期的气候平均流波导结构决定了两者在 Rossby 波能量频散特征上有许多 相似之处。在对流层中上层,源自上游东北大西洋或东欧平原的 Rossby 波能量经巴尔喀什湖附近向东北方向频 散,它对东北亚异常中心的形成和维持起重要作用。由于盛夏东亚急流位置偏北,我国华北-东北地区成为波导 区,Rossby 波能量从贝加尔湖附近向该波导区频散,形成了 EAP 事件的东亚中纬度异常中心。在 EAP 事件的三 个异常中心中,东北亚异常中心最先形成,西太平洋副热带异常中心则最后出现。在对流层上下层波导结构有明 显差异,它导致了 Rossby 波能量在东亚沿岸中高纬地区的反向经向传播特征。在负事件的对流层低层,西太平 洋副热带异常中心和中纬度两个异常中心间的经向 Rossby 波链接较为明显。在东亚地区,盛夏月平均尺度上 EAP 型的 Rossby 能量频散特征与中期 EAP 事件基本一致。

关键词 EAP 事件 中期过程 Rossby 波 文章编号 1006 - 9895 (2009) 05 - 1087 - 14 **中图分类号** P433 **文献标识码** A

Impacts of Mid- and High-latitude Rossby Wave Activities on the Medium-range Evolution of East Asia/Pacific Events during the Mid- and Late Summer

SHI Ning1, Bueh Cholaw2, 3 \ast , JI Liren2, 3, and WANG Panxing1

1 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Center for Disastrous Climate Research and Prediction, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Impacts of Rossby wave activities on the evolution process of the East Asia/ Pacific (EAP) events during the post-Meiyu period are investigated on the medium-range time scale. The life cycles of positive and negative EAP

* 通讯作者 E-mail: bueh@lasg. iap. ac. cn

收稿日期 2008-07-09, 2009-03-09 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2006CB403601, 国家自然科学基金资助项目 40523001、40575024

作者简介 施宁,男,1982年出生,博士,研究方向:短期气候预测。E-mail: shining0826@homail.com

events cannot be simply regarded as "mirror" each other, but the same structure of westlies waveguide makes them bear some similarities in terms of the dispersion of Rossby wave energy. In the upper and middle troposphere, Rossby wave packet, which is originated from the upstream northeastern Atlantic or East European plateau, propagates through Lake Balkhash, and then turns northeastward to northeastern Asia. It plays an important role in the formation and maintenance of the northeastern Asian anomaly center of the EAP event. Due to the northward shift of the East Asian jet during this period, North China-Northeast China becomes the waveguide area. As a consequence, Rossby wave packets emanating from Lake Baikal propagate to this waveguide area, leading to the formation of the East Asian mid-latitude anomaly center. Among the three anomaly centers, the northeastern Asian one appears foremost, while the western Pacific subtropical one is lattermost. Along the East Asian coastal region, the reversed meridional propagation of Rossby wave packets in the upper and lower troposphere results from the distinct difference between the westerly waveguide structures of the upper and lower troposphere. The northward propagation of Rossby wave packets from the western Pacific subtropical anomaly center, via the East Asian mid-latitude anomaly center, to the northeastern Asian anomaly center is apparent only in the negative event and in the lower troposphere. During the mid- and late summer, the characteristic of Rossby wave activity over East Asia for the EAP teleconnection pattern on a monthly-mean time scale is basically similar to that for the EAP event on the medium-range time scale.

Key words EAP event, medium-range process, Rossby wave

1 引言

我国气象工作者根据长期的天气实践发现,夏 季江淮流域的降水异常通常与 500 hPa 上东亚地区 相伴出现的三个位势高度异常场密切相关:当副热 带西太平洋地区、东亚中纬度地区和东北亚地区 (雅库茨克及鄂霍次克海地区)上空,由低纬到高 纬高度异常呈现出正、负、正分布时,江淮流域多 雨;当上述三个地区出现反相的环流形势时,江淮 流域少雨。Huang et al. (1987)首次将这种高度场 分布称之为东亚-太平洋遥相关型(EAP型)。至 于该遥相关型的形成机理,Huang et al. (1987)和 黄荣辉等(1994)提出,热带西太平洋暖池区对流 活动可以触发夏季北半球 Rossby 波列,从而形成 EAP型。这一观点已在我国短期气候研究和预测 中广为引用。

Ding et al. (2005) 指出,印度-巴基斯坦西北 部季风降水异常可引起 Rossby 波沿亚洲急流波导 区向下游频散,进而对东亚中纬度地区异常环流的 形成产生重要影响。陶诗言等(2006)认为,亚洲 急流上的准静止 Rossby 波可以激发出我国沿海地 区长波脊或长波槽的建立,进而影响西太平洋副热 带高压的移动。以上研究启发我们,夏季北半球上 游异常环流以及在急流波导区中的 Rossby 波传播 可能会对东亚沿岸地区的 EAP 型的形成起着重要 的作用。

近年来广受关注的 THORPEX (THe Observing system Research and Predictability EXperiment) 国际合作计划 (Shapiro et al., 2004) 就把提 高 2 周以内的中期时间尺度上的高影响天气过程的 预报作为其主要目标。既然构成 EAP 环流型的三 个活动中心中的两个中心在中高纬度地区,并且中 高纬度环流又有鲜明的中期过程特点,那么 EAP 环 流型的中期过程特征及其机理无疑值得深入研究。

Tsuyuki et al. (1989) 指出, PJ 型 (与 EAP 型 类似, 但不包括东北亚异常中心) (Nitta, 1987; Kosaka et al., 2006) 作为一种季内现象, 更易于在 梅雨期之后的盛夏出现。Tsuyuki et al. (1989) 和 黄荣辉等 (1994) 的个例研究均是针对盛夏时段的 EAP 型 (或 PJ 型) 环流。因此, 盛夏的 EAP 事件 的中期过程特征及其影响值得进一步研究。

对应正 EAP 型的高纬度环流系统是东北亚阻 塞高压异常,潘婕等(2008)发现在夏季对流层中 上层,源自上游中高纬度的准纬向 Rossby 能量频 散对该地区的阻塞异常具有重要影响。琚建华等 (2008)发现在东亚夏季风区的对流层低层,大气 季节内振荡(ISO)的传播可分为纬向传播和经向 传播。可见在夏季东亚地区,环流能量或位相的准 纬向传播十分重要。布和朝鲁等(2008)从中期过 程角度出发,研究了梅雨期 EAP 事件(称之为 EAP事件,以区别于基于月季尺度上的 EAP 遥相 关型)的形成过程,发现对流层上层中高纬 Rossby 波能量在欧亚大陆上准纬向频散与对流层中低层东 亚沿岸的准经向 Rossby 波能量频散在该事件的形 成过程中具有同等的重要性。那么,对于梅雨期之 后的 EAP 事件而言,又是哪一种 Rossby 波能量频 散过程更为重要?

为此,本文将在中期时间尺度上从 Rossby 波能量频散角度探讨盛夏 EAP 事件的演变特征及其相关机理。

2 资料、EAP 指数和分析方法

本文所用数据为 1979~2005 年的 NCEP-DOE AMIP-II 逐日再分析资料(Kanamitsu et al., 2002),要素场包括高度场、温度场、水平风场,其 水平分辨率均为 2.5°×2.5°,垂直方向分为 17 层。 对所有变量场资料进行逐层低通滤波,滤去 8 天以 下的高频天气扰动。

依据 EAP 型三个活动中心的地理位置 (Huang et al., 1987; 黄荣辉等, 1994; Huang, 2004), 我 们在中期时间尺度上定义了一个标准化的 EAP 型 指数 (I_{EAP}),其计算步骤如下: (1) 将 7 月 15 日至 8月31日定为盛夏;(2)在EAP型的三个异常中 心地区分别选取三个基点,它们分别为 WP(20°N, 125°E)、EA(37.5°N, 125°E) 和 YO(60°N, 130° E),依次代表西太平洋副热带地区(简称 WP 地 区)、东亚中纬度地区(简称 EA 地区)和东北亚地 区 (简称 YO 地区); (3) 对三个基点的逐日 500 hPa 位势高度(低通滤波部分)进行标准化,得到 标准化的位势高度 Hwp、HEA和 Hyo,由此给出一 个指数 $I(I=1/3H_{WP}-1/3H_{EA}+1/3H_{YO})$; (4) 对 I再进行标准化,得到逐日标准化指数 I_{EAP} ,其长度 为1296天(27年×48天)。这里定义的指数与 Huang (2004) 定义的指数非常相似,只是后者所定 义的指数是基于季度平均 500 hPa 位势高度资料。

本文从逐日 *I*_{EAP}中挑选出 | *I*_{EAP} | >1.5 的极值 日期,以此代表正负位相的 EAP 事件的峰值日 (简称盛期),并在此基础上进一步确定出每一个正 负 EAP 事件。EAP 事件必须满足以下三个约束条 件:(1)相邻的两个同一类型事件的盛期间隔必须 大于 8 天,若存在间隔小于 8 天的两个同一类型事 件,则将 | *I*_{EAP} | 小的事件并入 | *I*_{EAP} | 大的事件中; (2) 正(负) EAP 事件中, 三个基点的 500 hPa 位势 高度异常场从低纬至高纬必须以+-+(-+-)的 分布排列;(3)每一个基点的位势高度距平的绝对 值必须大于10 gpm。由此确认的正、负 EAP 事件 均为 15 个。另外, 我们把一个事件的起始和结束 日期之间的间隔定义为该事件的持续日期。其中, 起始(结束)日期定义为, 由 EAP 事件盛期日期开 始向前(向后)找出一个至少有两个异常中心的绝 对值大于10 gpm 的日期。EAP 事件盛期时所对应 的 *I*_{EAP}、日期、起始结束日期、持续日期以及三个 基点的位势高度距平分别列在表格1中。

本文利用三维波作用通量(Takaya et al., 1997, 2001)(简称 T-N 通量)描述准定常 Rossby 波的能量频散特征。该通量在 Wentzel-Kramers-Brillouin(WKB)近似假定下与波位相无关,且与 定常 Rossby 波列的局地群速度方向一致。波作用 通量(W)在对数气压坐标中的公式为:

$$W = \frac{p}{2000 \mid \boldsymbol{U} \mid} \left\{ \left[u(v'^{2} - \boldsymbol{\Psi}'v'_{x}) + v(-u'v' + \boldsymbol{\Psi}'u'_{x}) \right] \boldsymbol{i} + \left[u(-u'v' + \boldsymbol{\Psi}'u'_{x}) + v(u'^{2} + \boldsymbol{\Psi}'u'_{y}) \right] \boldsymbol{j} + \frac{f_{0}R_{a}}{N^{2}H_{0}} \left[u(v'T' - \boldsymbol{\Psi}'T'_{x}) + v(-u'T' - \boldsymbol{\Psi}'T'_{y}) \right] \boldsymbol{k} \right\},$$
(1)

其中, Ψ' 为准地转扰动流函数,V' = (u',v')为扰 动准地转风,U = (u,v)为基本流场(盛夏气候平 均场),p为气压(单位:hPa), R_s 为干气体常数, H_0 为标高, N^2 为Brunt-Väisälä频率,T为温度, i, j, k分别为纬向、经向、垂直地表方向的单位矢 量。计算中,基本流场取为27年(1979~2005)平 均的盛夏(7月15日至8月31日共48天)平均 场,距平场取为从每一个 EAP 事件的逐日低通滤 波气象场中减去其逐日气候平均场。然后,根据表 1中每个正、负 EAP 事件的盛期日期,分别对其前 后 8天进行逐日合成,得到公式(1)中的准地转扰 动场。该通量公式的基本流场中包含了纬向不均匀 的纬向和经向风场,特别适合于夏季蜿蜒曲折的中 高纬度背景环流。

本文还以盛夏气候平均西风气流的波导结构来 探讨 Rossby 波的水平传播特征。波导被定义为局 地静止波波数(K_s)的大值区。与 Karoly (1983) 及 Nishii et al. (2004)的定义一致,在对数气压坐 标中 K_s 为 表1 EAP事件盛期 IEAP、盛期日期、起始结束日期、持续时间(天)以及盛期三个基点位势高度距平(A,单位:m)

Table 1 I_{EAP} , date, 500-hPa height anomalies (A, units: m) at the three base points for the peak time, and starting, ending dates, duration (days) of the East Asia/ Pacific (EAP) events

正 EAP 事件									负 EAP 事件										
序号	$I_{\rm EAP}$	年	起始 日期	盛期 日期	结束 日期	持续 天数	$A_{ m YO}$	$A_{\rm EA}$	A_{WP}	序号	$I_{\rm EAP}$	年	起始 日期	盛期 日期	结束 日期	持续 天数	$A_{ m YO}$	$A_{\rm EA}$	A_{WP}
1	2.44	1988	07 - 19	07 - 24	07 - 26	8	175.9	-39.7	30.4	1	-2 . 68	1979	08-08	08 - 13	08 - 16	9	-166.5	23.7	-65 . 2
2	2.26	1980	07 - 22	07 - 26	08-02	12	121.4	-35.3	26.8	2	-2 . 46	2005	07 - 15	07 - 18	07 - 24	10	-52 . 5	97.4	-43 . 7
3	2.08	1980	08 - 10	08 - 15	08 - 21	12	76.8	-64.8	34.3	3	— 2.45	1984	08-01	08 - 08	08 - 14	14	-160.1	73.5	-21 . 3
4	2.07	1993	07 - 30	08-02	08 - 05	7	52.3	-61.5	32.8	4	-2 . 44	1985	08 - 19	08 - 24	08 - 31	13	-14 . 2	95.8	-31.1
5	1.87	2003	07 - 15	07 - 18	07 – 23	9	100.0	-60.7	16.7	5	-2 . 41	1981	07 - 15	07 - 16	07 - 22	8	-102.3	99.4	-23 . 3
6	1.86	2005	08 - 21	08 - 25	08 - 27	7	94.8	-23 . 3	29.6	6	-2.34	1979	08 – 21	08 - 23	08 - 25	5	-107.7	51.9	-29.6
7	1.85	1998	08 - 21	08 - 26	08 - 31	11	69.6	-63.1	22.2	7	-2 . 26	1990	08 - 15	08 - 18	08 - 18	4	-29.0	12.6	- 84.5
8	1.79	1998	07 – 25	08-02	08 - 11	18	121.7	-13.2	29.3	8	-2 . 10	1996	07 – 25	07 - 31	08 - 02	9	-82 . 2	51.7	-55.1
9	1.74	1991	07 - 30	08-03	08 - 09	11	46.8	-40.5	30.8	9	-2.00	1994	07 - 15	07 - 20	07 - 24	10	-77.4	55.5	-32.2
10	1.72	1997	08-09	08 - 11	08 - 13	5	88.5	-30.1	41.5	10	-1 . 98	1984	08 - 25	08 - 27	08 - 30	6	-15.5	75.3	-55.7
11	1.70	1988	08 - 22	08 - 28	08 - 31	10	57.9	-88.7	21.6	11	-1.97	1997	07 - 20	07 - 23	07 - 26	7	— 83.4	68. 4	-27.3
12	1.66	1998	08 - 11	08 - 15	08 - 21	11	45.5	-19.3	54.0	12	-1 . 79	2004	08-06	08 - 11	08 - 14	9	-46 . 8	58.0	-40.4
13	1.58	2005	07 - 26	07 – 28	07 - 31	6	20.9	-57.9	38.1	13	-1 . 78	1990	07 - 23	07 – 27	07 - 31	6	-144.7	21.9	-16.6
14	1.52	1981	08-07	08-09	08 - 12	6	63.5	-63 . 7	17.0	14	-1.65	1981	07 - 30	08-02	08-04	6	-115.9	13.4	-24.5
15	1.51	1983	08 - 20	08 - 21	08 - 26	7	50.3	-40.1	20.6	15	-1.57	1997	08 - 24	08 - 26	08 - 29	6	-66.8	30.2	-31.6

$$K_{s}^{2} = \frac{|\nabla \mathbf{Q}|}{|\mathbf{U}|} - \frac{f_{0}^{2}}{4N^{2}H_{0}^{2}} \left(1 - 4H_{0}N\frac{\mathrm{d}N^{-1}}{\mathrm{d}z} + 4H_{0}^{2}N\frac{\mathrm{d}^{2}N^{-1}}{\mathrm{d}z^{2}}\right), \qquad (2)$$

其中, U 和 ∇Q 分别为水平风场和准地转位涡的水 平梯度,由盛夏的气候平均水平风场计算,其余变 量的含义与公式(1)一致。准静止 Rossby 波的能 量频散路径为由 K_s 低值区折向高值区。在 WKB 假定下,与两大洋急流相对应的带状 K_s 极大值区 表示 Rossby 波的局地波导区。根据 Chen et al. (1992),除对流层顶的不连续区域外, N 值在整个 对流层中的垂直变化很小。N 值在对流层顶随高 度的突然增加,会使 K_s^2 变成负值,这通常会造成 Rossby 波能量垂直耗散或在对流层顶被阻截。但 实际上, K_s^2 在对流层顶为负值的厚度很薄,它对 波能量频散的耗散或阻截作用十分有限。基于上述 原因,我们在计算 K_s 时略去了公式(2) 右端括号 中的第二、第三项。

3 EAP 事件的中期演变过程

图 1 给出正、负 EAP 事件盛期时 300 hPa、500 hPa 和 850 hPa 位势高度距平场,可以看出,

东亚沿岸的 YO、EA 和 WP 地区在整个对流层中 均存在异常中心。在正事件中,EA 异常中心在对 流层中低层随高度向西倾斜(图 1b、c),这有利于 盛夏平均有效位能向扰动有效位能转换,进而有利 于该异常中心的维持。其余异常中心在正、负事件 中均有相当正压结构。YO、EA 异常中心强度在 正、负事件中均随高度逐渐增强。而 WP 异常中心 则不同:在正事件盛期,它在整个对流层中基本保 持了 20 gpm 左右的强度;而在负事件盛期,它随 高度逐渐减小。上述盛期 EAP 事件的空间结构与 过去基于月或季度平均资料得出的 EAP 型结构基本 一致(Huang et al., 1987;黄荣辉等, 1994; Huang, 2004)。

在中高纬度地区环北半球的异常环流与 EAP 事件相伴出现。在正事件盛期,东欧平原有一个显 著的正异常环流中心。在负事件盛期,在巴尔喀什 湖-贝加尔湖地区存在一个负异常环流,它与 YO 负异常中心连成一片。在正负事件中,下游的北太 平洋/北美西岸均出现了正负相间的异常环流中心。

3.1 正 EAP 事件

图 2、3 给出正 EAP 事件的中期演变特征及其 Rossby 波能量频散过程。图 4 则给出盛夏局地静



图 1 (a~c) 正、(d~f) 负 EAP 事件盛期时的位势高度异常合成场: (a、d) 300 hPa; (b、e) 500 hPa; (c、f) 850 hPa。等值线间隔: 20 gpm (已略去零线); 浅、深阴影: 0.1、0.05 的显著性水平

Fig. 1 Composite height anomalies (gpm) at the peak time of (a - c) positive and (d - f) negative EAP events: (a, d) 300 hPa; (b, e) 500 hPa; (c, f) 850 hPa. Contour interval: 20 gpm (zero lines omitted); light (dark) shading: the region with 0.1 (0.05) significance level

止波波数 K_s 及气候平均纬向风。为方便讨论,将 早(晚)于盛期 N 天的日期称作第一N(N)天,同 时将 EAP 事件的演变过程大致分为三个阶段,即 初始阶段、成熟阶段和衰亡阶段。

首先讨论对流层上层 (300 hPa, 图 2) 的情况。

第一8~一6天(图 2a 和 2b)可视为正 EAP 事件的 初始阶段。该阶段中,地中海东部-黑海、巴尔喀 什湖南侧及我国西北地区分别出现了正、负、正的 异常环流。在它们之间,Rossby波能量沿着急流 波导区(图 4a 和 4d)向下游频散的特征十分明显。



图 2 正 EAP 事件中 300 hPa 高度异常场 (等值线) 的演变及其对应的波作用通量 (箭头): (a~i) 第-8、-6、-4、-2、盛期、2、4、6、8 天。等值线间隔: 20 gpm, 细虚线: -10 gpm, 细实线: 10 gpm; 深(浅) 阴影: 波作用通量辐散大于 3×10^{-6} m/s² (辐合小于 -3×10^{-6} m/s²) Fig. 2 300-hPa height anomalies (contours) and wave activity fluxes (arrows) during the evolution of the positive EAP event: (a-i) Days -8, -6, -4, -2, 0 (peak time), 2, 4, 6, 8. Contour interval is 20 gpm, thin dashed (solid) line: -10 gpm (10 gpm); dark (light) shading: the divergence of wave activity flux is more than 3×10^{-6} m/s² (less than -3×10^{-6} m/s²)

另外,波能量从巴尔喀什湖南侧负异常中心向其东 北方向贝加尔湖西侧 K。相对较高的波导区频散, 并在此辐合(浅阴影),在第-6天时形成了一个较强的正高度异常中心(+60gpm),其南伸特征十



图 3 同图 2, 但为正 EAP 事件 (a~c) 500 hPa 和 (d~f) 850 hPa: (a、d) 第一2 天; (b、e) 盛期; (c、f) 第 2 天 Fig. 3 Same as Fig. 2, but at (a-c) 500 hPa and (d-f) 850 hPa at (a, d) day -2, (b, e) peak time, and (c, f) day 2 of the positive EAP event

分明显。渤海湾地区在第一6天时形成了一个负异 常中心(-10gpm)。后面将看到,贝加尔湖附近 的正异常中心和渤海湾负异常中心将分别演变成正 EAP事件盛期的 YO 正异常中心和 EA 负异常中 心。在初始阶段中,以贝加尔湖地区形成正高度异 常中心为其主要特征。

第一4~4 天 (图 2c~2g)可视为正 EAP 事件 的成熟阶段。第一4 天时,贝加尔湖附近的正异常 中心以及渤海湾地区的负异常中心均有所增强,其 中心强度分别达到+80 gpm 和一20 gpm。第一2 天至盛期,从日界线附近频散出的 Rossby 波能量 几乎贯穿了整个环北半球的异常中心。但由于斯堪 的纳维亚半岛附近为 K_s 较小的波障碍区,Rossby 波能量在此被阻截,它加强和维持着东欧平原的正 异常中心。同时,Rossby 波在该正异常中心处重 新激发,但由于巴尔喀什湖北侧地区存在着波障碍 区(图4a),因此波能量绕过该波障碍区:先往东南 频散至巴尔喀什湖北侧形成负异常中心后,再折向 其东北方向的波导区频散。它使得贝加尔湖地区的 正异常中心逐渐增强并向东移,在盛期时演变成正 EAP事件中典型的 YO 异常中心。我们注意到, 在 YO 异常中心的西部存在着波作用通量的辐散区 (深阴影),说明这里存在 Rossby 波源,并存在着 其它机制与之对应。至于 EA 异常中心的发展,则 主要与源自 YO 异常中心的 Rossby 波能量频散有 关。由于盛夏东亚急流位置偏北(图4d),我国华 北-东北地区是 K_s相对大的波导区(图4a),波能 量从 YO 异常环流处向 EA 异常中心频散,并在其 中心处辐合。第2~4 天,上游的异常环流有所减 弱,YO 异常中心的强度也随之减弱(+60 gpm)。



图 4 盛夏局地静止波波数 K_s(a~c) 及气候平均纬向风 (d~f): (a、d) 300 hPa; (b、e) 500 hPa; (c、f) 850 hPa。浅(深) 阴影: K_s大 于 8 (小于 3) 或纬向风速大于 20 m/s (小于 0 m/s) 的区域

Fig. 4 (a-c) Local stationary Rossby wave number K_s and (d-f) climatological zonal wind (m/s) for the midsummer period: (a, d) 300 hPa; (b, e) 500 hPa; (c, f) 850 hPa. The light (dark) shadings in (a-c) and (d-f) indicate the regions with K_s more than 8 (less than 3) and zonal wind speed more than 20 m/s (less than 0 m/s), respectively

但 Rossby 波能量从 YO 异常中心向 EA 异常中心 频散的特征仍十分明显。在成熟阶段, 东欧平原正 环流异常的发展和稳定维持以及波作用通量从 YO 异常中心指向 EA 异常中心是其主要特征。

第6~8天(图2h~2i)可视为正 EAP 事件的 衰减阶段。上游原东欧平原地区的正异常环流逐步 被负异常环流带所替代。EAP 事件的典型形态也 随着 EA 异常中心的东移减弱而消失。

至于 300 hPa 层 WP 异常中心,它主要出现在 第一4~2 天。在其发展演变过程中,它与 YO、EA 异常中心之间 Rossby 波链接并不明显。从图 4d 中可以看出,由于欧亚大陆上的西风带位于 30°N 以北,WP 异常中心恰好位于东风带中。因此, Rossby 波能量既不能从中高纬向 WP 异常中心处 频散,也不会从 WP 异常中心处往中高纬频散。因 此,WP 异常中心的形成可能是由其它机制引起。

在 500 hPa上 (图 3a~c), Rossby 波能量频散 特征与 300 hPa上的基本一致,但其频散强度整体 偏弱。需要指出的是,在成熟阶段,WP 异常中心 的北侧出现了较强的向北的波作用通量,这有利于 EA 异常中心在该层的加强和维持。

850 hPa上的波导结构(图 4f)和对流层中上 层有较大的差异,这就决定了该层上的波能量频散 特征(图 3d~f)与对流层中上层的频散特征有所不 同。由于东亚沿岸出现了经向波导区,在第-2~2 天(图 3d~f),波作用通量从 EA 异常中心指向 YO 异常中心南部的特征十分明显。WP 异常中心 与 YO、EA 异常中心间的 Rossby 波能量频散关系 仍不紧密。

从正 EAP 事件盛期前后 8 天的 OLR 异常场 (图略)上可以发现,在正 EAP 事件中,西太平洋 暖池区的对流活动的确在盛期之前异常偏弱,且菲 律宾-台湾之间的 Rossby 波能量频散强度的变化 与该地区的异常对流活动基本一致。因此,WP 异 常中心在对流层低层的形成和发展可能与暖池区对 流活动异常所激发出的 Rossby 波有关 (Huang et al, 1987;黄荣辉等, 1994)。

总之,在这三个异常中心出现的先后顺序上, YO异常中心最先形成,WP异常中心最后出现。 对流层中上层,源自YO正异常中心及WP正异常 中心北侧的波能量频散对EA异常中心的发展和维 持起着重要的作用。在对流层低层,从EA异常中 心向北频散出Rossby能量对YO异常中心的南部 起着一定的作用。至于WP异常中心的成因,它可 能与西太平洋暖池区对流活动异常有关。

3.2 负 EAP 事件

图 5、6 给出了负 EAP 事件的中期演变特征。 同样的波导结构 (图 4),决定了 Rossby 波能量的 频散特征在负 EAP 事件中与其在正事件中有一些 相似。

对流层上层 (300 hPa,图 5),第一8~-6天 (图 5a、b)可视为负 EAP 事件的初始阶段。在英 国至喀拉海地区存在一正异常环流,Rossby 波能 量从该正异常环流处往东南方向频散,有利于其下 游的地中海-叶尼塞河的负异常环流及里海-巴尔喀 什湖正环流异常的维持与发展。第一6天时,与正 事件类似,Rossby 波能量从里海-巴尔喀什湖正环 流异常的东侧向其东北方向波导区频散,同时由于 喀拉海地区正异常环流的波能量频散,贝加尔湖地 区逐渐形成负异常环流,并与中心位于切尔基山脉 的负异常环流打通,形成一个"V"字型负环流异 常带。由此可见,YO地区较早就出现了负异常环 流,这是初始阶段的主要特征。

第一4~4 天 (图 5c~g) 可视为负 EAP 事件的 成熟阶段。在该阶段中,里海-巴尔喀什湖地区的 正异常环流虽逐渐减弱,但其中心位置基本稳定维 持,波作用通量从该异常环流的东部指向其东北波 导区方向,这有利于贝加尔湖地区负异常环流的维 持,并使其与 YO 地区的负异常中心连成一片。 YO 异常中心在第一4 天时就有所增强(-80 gpm), 它与上游原喀拉海地区的正异常环流因能 量频散而消失相对应。但应当注意到,在第一2天 ~ 盛期, 东北亚大片地区存在着波作用通量辐散 区,说明存在其它强迫机制使中心加强。由于东北 亚的波作用通量辐散区位于 K。相对较小地区,有 利于从此激发的 Rossby 波能量向下游频散,其频 散特征与正事件中类似:从YO异常中心处至贝加 尔湖附近向东亚中纬度急流波导区频散, 它导致我 国东北-日本海地区的正异常环流逐步向西移动并 增强,最终在盛期时形成典型的 EA 异常中心。第 2~4 天,波能量从 EA 异常中心的东部往北及东北 方向频散,使得 YO 负异常中心与北太平洋上的负 异常中心逐渐打通。由于波能量向下游的频散, YO、EA 异常中心逐步减弱。总之,在成熟阶段 中,波能量从 YO 异常中心及贝加尔湖负异常环流 处向 EA 异常中心频散是其主要特征。

第6~8天(图5h、i)可视为负EAP事件的衰 减阶段。Rossby 波活动在东亚地区大为减弱。在 第8天时,负EAP事件的三个异常中心仅剩YO 异常中心(绝对值大于10gpm),负EAP事件结 束。

与正事件类似,由于 WP 异常中心位于东风带中,它在形成中与 EA、YO 异常中心之间并不以 Rossby 波能量频散为纽带。

Rossby 波在 500 hPa 上的传播与其在 300 hPa 上的情况略有不同。其中东亚地区最为明显的不同 之处在于,从盛期到第 2 天 (图 6b、c), Rossby 波 从 WP 异常中心的北侧往北频散,并在 EA 异常中 心辐合,从而有利于 EA 中心的形成和维持。

850 hPa上,没有明显的上游欧亚大陆 Rossby 波活动与负 EAP 事件中高纬的两个异常中心相对 应。与正事件类似,从盛期到第2天(图 6e、f), Rossby 波能量从 WP 异常中心向北频散,经 EA 异常中心,最终到达 YO 异常中心。因此,对流层 低层波能量的经向频散有利于 EA 和 YO 异常中心 的加强和维持。

从负 EAP 事件盛期前后 8 天的 OLR 异常场 (图略)上可以发现,与正事件类似,在成熟阶段 WP 异常中心的形成与西太平洋暖池区对流活动的 加强关系密切,且对流层中低层 Rossby 波在东亚



图 5 同图 2, 但为负 EAP 事件 Fig. 5 Same as Fig. 2, but for the negative EAP event

沿岸的经向频散特征与黄荣辉等(1994)的结果基本一致。

综上所述,在对流层中上层,YO异常中心最 先出现。随后来自东欧平原的 Rossby 波能量经巴 尔喀什湖向贝加尔湖地区频散,导致该处负异常环 流得以发展加强,并与YO异常中心连成一片。在成熟阶段中,Rossby波能量从YO地区至贝加尔湖地区的负异常环流处向我国华北-东北波导区频散,有利于EA异常中心的形成和发展。在EAP事件三个异常中心中,WP异常中心最后出现,它



图 6 同图 3, 但为负 EAP 事件 Fig. 6 Same as Fig. 3, but for the negative EAP event

与 EA、YO 异常中心之间 Rossby 波链接在对流层 高层并不明显,而在对流层低层较为明显。

4 结论与讨论

本文利用 NCEP-DOE AMIP-II 逐日再分析资料,根据三维波作用通量和西风波导结构,在中期时间尺度上探讨了 Rossby 波活动对盛夏正、负 EAP事件的影响。正、负 EAP 事件在形成过程中 有相似之处:YO 异常中心最先形成,而 WP 异常 中心则在最后形成。三处波导区对 Rossby 波能量 频散过程(如图 7 所示)起着重要的作用:一是对 流层中上层巴尔喀什湖东北侧至贝加尔湖西侧的波 导区,由于该波导区的西侧及东侧均是波障碍区, 源自上游东北大西洋或东欧平原的 Rossby 波能量 先频散至巴尔喀什湖附近再折向该波导区,它对 YO 异常中心偏西部分的形成和维持起重要作用; 二是东亚急流波导区,它有利于 Rossby 波能量向 东亚中纬度地区频散,进而形成 EA 异常中心;三 是对流层下层、东亚沿岸的经向波导区,与正(负) 事件对应,Rossby 波从 EA (WP)异常中心向 YO 异常中心频散,这与对流层中上层的频散相反。至 于 WP 异常中心的形成,在对流层中上层,由于该 异常中心位于东风带中,它与 YO、EA 异常中心之 间的 Rossby 波链接并不明显;而对流层低层,它 的形成可能与西太平洋暖池区的异常对流活动有 关。另外,在对流层中层,波能量也从 WP 异常中 心的北侧向北频散,这对 EA 异常中心的维持也起 着一定的作用。

在对流层上下层,波导结构的不同导致了 Rossby波能量在东亚中高纬地区经向传播方向相 反,这可能有利于 YO、EA 异常中心相互作用、相 互锁定,进而使 EAP 环流型在亚洲沿岸长期维持



图 7 EAP 事件及其 Rossby 波能量频散示意图。双实线箭头: Rossby 波在对流层中上层的传播; 实(虚)线箭头:在正(负) EAP 事件中对流层低层的传播

Fig. 7 A schematic diagram of the EAP event and the corresponding Rossby wave energy dispersion. The double solid line arrows indicate the Rossby wave propagation in the upper- and middle-troposphere, and the single solid (dashed) line arrow denotes that in the lower troposphere for positive (negative) EAP events

(布和朝鲁等,2008)。另外值得注意的是,在日界 线附近的北太平洋地区始终维持着一个较强的异常 中心(图2、3、5、6),它可能也对YO异常中心的 稳定维持起着重要的作用。但这些推断需要进一步 验证。

在对我国东部降水的影响上,我们根据表1中 正负事件的平均持续时间为8~9天,分别计算出 盛夏正、负EAP事件盛期前后4天的平均降水距 平百分率(图略)。正EAP型,江淮流域多雨,华 北和华南少雨;负EAP型,则相反。这与前人基 于月季资料的结论基本一致。

为方便与过去工作进行比较,我们计算了 27 年逐年盛夏(7月15日~8月31日)的平均 I_{EAP}指 数,并挑出了 | I_{EAP} | >0.9的正负 EAP 型各 5个, 分别进行了合成,同时计算出其波作用通量(图 8)。结果发现,在东亚地区,正负 EAP 型的 Rossby 波频散特征与前述中期时间尺度上的特征基本 一致,即 YO 异常中心和 EA 异常中心之间的 Rossby 波在对流层上下层反向经向传播,在对流 层上层 WP 异常中心与 Rossby 波的水平传播的关系并不明显。在 90°E 以西的欧亚大陆上, EAP 环流型的中期特征并没有反映在图 8 中。

最后,我们在中期时间尺度上对华南前汛期 (施宁等, 2008)、梅雨期(布和朝鲁等, 2008)以及 盛夏 EAP 事件进行比较发现, 在这三个时期中, 中高纬两个异常中心的最强增幅均在对流层上层, 而与西太平洋暖池区对流异常所对应的经向 Rossby 波能量频散主要出现在对流层中低层。且在对 流层中上层, YO 异常中心的形成均与源自上游欧 亚大陆的 Rossby 波能量频散有关。因此, 仅仅西 太平洋暖池区对流活动异常所对应的 Rossby 波能 量传播过程本身并不能完全解释 EAP 事件的形成 过程。另外, EAP 事件的形成在盛夏与其在前两 个时期中也有显著的不同。一是在前两个时期中, 上游的俄罗斯北部地区的准静止波波数相对于盛夏 较大,成为弱波导区。因此,在华南前汛期和梅雨 期,源于斯堪的纳维亚半岛或东欧地区的异常中心 的波能量更易于直接从乌拉尔山地区向贝加尔地区 频散,进而对 YO (华南前汛期)和 EA (梅雨期) 的形成起着重要的作用,这与盛夏时(图7)波能 量从东欧地区经巴尔喀什湖再指向贝加尔湖的频散 特征不同。二是 WP 异常中心与 YO、EA 异常中 心间的 Rossby 波链接特征不同,这主要与东亚急 流的位置联系在一起。华南前汛期及梅雨期, 对流 层中高层东亚急流的位置偏南,急流波导区也相对 偏南,位于副热带地区,YO、EA 和 WP 之间 Rossby波链接比较明显。尤其是在华南前汛期, 波作用通量从 YO 经过 EA 一直指向 WP, 这对 WP的形成有重要的作用。但随着急流位置的不断 北抬, WP 在盛夏时已位于急流南侧的东风带中, 该中心与 YO、EA 间的 Rossby 波链接不再明显。

那么在盛夏中,WP异常中心为什么能和YO、 EA 异常中心一同出现在亚洲沿岸,进而形成EAP 事件?另外,我们也注意到,无论是在中期时间尺 度上还是在月平均尺度上,EAP环流型中的东北 亚(YO)异常中心的形成和加强也并不完全由上 游 Rossby能量频散所导致。是什么样的机制导致 该 YO 异常中心发展和维持?负事件中,在对流层 中低层,为什么WP与EA中心间的 Rossby 波链 接更加明显?这些问题仍值得我们进一步深入思考 和研究。 (a) 300 hPa

10°N, 90°W





图 8 盛夏平均的 (a~c) 正、(d~f) 负 EAP 型中各高度异常场 (等值线)及其对应的波作用通量 (箭头): (a、d) 300 hPa; (b、e) 500 hPa; (c、f) 850 hPa。等值线间隔: 300、500 hPa为 10 gpm, 850 hPa为 5 gpm; 深(浅) 阴影: 波作用通量辐散大于 0.5×10⁻⁶ m/s² (辐合小于-0.5×10⁻⁶ m/s²)

Fig. 8 The midsummer mean height anomalies (contours) and the corresponding wave activity fluxes (arrows) for (a - c) the positive EAP pattern and (d - f) the negative EAP pattern. Contour interval: 10 gpm at 300 hPa and 500 hPa, 5 gpm at 850 hPa; dark (light) shading: the region with the divergence of wave activity flux more than 0.5×10^{-6} m/s²(less than -0.5×10^{-6} m/s²)

致谢 感谢两位匿名审稿人的宝贵意见,这对本文质量的提高有 很大的帮助。

参考文献 (References)

布和朝鲁,施宁,纪立人,等. 2008. 梅雨期 EAP 事件的中期演变

特征与中高纬 Rossby 波活动 [J]. 科学通报, 53 (1): 111-121. Bueh Cholaw, Shi Ning, Ji Liren, et al. 2008. Features of the EAP events on the medium-range evolution process and the midand high-latitude Rossby wave activities [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 53 (1): 111-121.

- Chen P, Robinson W A. 1992. Propagation of planetary waves between the troposphere and stratosphere [J]. J. Atmos. Sci., 49 (24): 2533-2545.
- Ding Q, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. J. Climate, 18 (17): 3483-3505.
- Huang G. 2004. An index measuring the interannual variation of the East Asian summer monsoon—The EAP index [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 21 (1): 41-52.
- Huang R, Li W. 1987. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia [R]. Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia.
- 黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对 流活动对东亚夏季异常的影响[J]. 大气科学, 18 (2): 141-151. Huang Ronghui, Sun Fengying. 1994. Impact of the thermal state and convective activities in the western tropical Pacific warm pool on the summer climate anomalies in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 18 (2): 141-151.
- 据建华,孙丹,吕俊梅. 2008. 东亚季风区大气季节内振荡经向与 纬向传播特征分析[J]. 大气科学, 32 (3): 523 - 529. Ju Jianhua, Sun Dan, Lü Junmei. 2008. The relay character analysis of the zonal and longitudinal propagations of the atmospheric intraseasonal oscillation in the East Asian monsoon region [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 523 - 529.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83 (11): 1631-1643.
- Karoly D J. 1983. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere [J]. Dyn. Atmos. Oceans, 7: 111-125.
- Kosaka Y, Nakamura H. 2006. Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan (PJ) teleconnection pattern [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 132 (619): 2009 – 2030.
- Nishii K, Nakamura H. 2004. Lower-stratospheric Rossby wave trains in the Southern Hemisphere: A case-study for late winter of

1997 [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 130 (596): 325-345.

- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65 (3): 373-390.
- 潘婕, 布和朝鲁, 纪立人, 等. 2008. 夏季欧亚中高纬环流持续异常 事件的 Rossby 波传播特征 [J]. 大气科学, 32 (3): 615 - 628. Pan Jie, Bueh Cholaw, Ji Liren, et al. 2008. Characteristics of Rossby wave propagation associated with the summertime persistent anomaly events of mid- and high-latitude Eurasia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 615 - 628
- Shapiro M A, Thorpe A J. 2004. A global atmospheric research programme for the beginning of the 21st century [J]. WMO Bull., 53 (3): 222 – 226.
- 施宁,布和朝鲁,纪立人,等. 2008. 中高纬 Rossby 波活动对华南 前汛期 EAP 事件中期演变过程的影响 [J]. 气象学报,66(6): 1020-1031. Shi Ning, Bueh Cholaw, Ji Liren, et al. 2008. The impact of mid- and high-latitude Rossby wave activities on the medium-range evolution of EAP event in the pre-rainy period of South China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (6): 1020-1031.
- Takaya K, Nakamura H. 1997. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow [J]. Geophys. Res. Lett., 24 (23): 2985-2988.
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow [J]. J. Atmos. Sci., 58 (6): 608 – 627.
- 陶诗言, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳 [J]. 应用气象学报, 17 (5): 513-525. Tao Shiyan, Wei Jie. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (5): 513-525.
- Tsuyuki T, Kurihara K. 1989. Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 67: 231–247.