梅雨期 EAP 事件的中期演变特征与中高纬 Rossby 波活动

布和朝鲁¹, 施宁², 纪立人³, 卫捷⁴, 陶诗言⁵

¹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;

²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;

³南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

E-mail: buch@lasg.iap.ac.cn

2007-06-08 收稿, 2007-10-10 接受

国家重点基础研究计划(批准号: 2006CB403601)和国家自然科学基金(批准号: 40523001 和 40575024)资助项目

摘要 揭示了梅雨期 EAP(东亚/太平洋)事件的中期演变特征和中高纬 Rossby 波活动对它的作用。正负 EAP 事件的形成过程并不是简单的反位相演变过程。在对流层上层, Rossby 波能量在欧亚大陆中高纬地区及亚洲急流区向下游频散, 形成 EAP 事件中高纬度 2 个异常中心的基本形态。在这一层, Rossby 波能量也从中纬度异常中心向高纬度异常中心经向传播。在对流层中低层, 热带西太平洋暖池区对流活动异常可形成 EAP 事件的副热带异常中心, Rossby 波能量从这一中心的北界向北频散, 有利于中纬度异常中心的维持和加强。Rossby 波能量在对流层上层西风带背景环流中准纬向频散和在对流层中低层东亚夏季风环流中准经向频散, 其对应的异常环流在东亚沿岸地区相互作用和相互锁定, 形成正负 EAP 事件盛期的典型特征。

关键词

Rossby 波

中期过程

EAP 型事件

梅雨期

亚洲急流

夏季我国江淮流域中下游地区的旱涝与 EAP(东亚/太平洋)遥相关型密切相关^[1-3]。EAP 型反映 3 个关键环流系统的变化, 即西太平洋副热带高压、梅雨槽和东北亚地区(鄂霍茨克海及雅库茨克地区, 简称 OK 地区)高压系统的变化。EAP 型已成为我国夏季气候分析和短期气候预测时广为引用的模型。关于该遥相关型的成因, 研究^[1,2,4]指出, 西太平洋暖池区对流活动异常所激发的准定常行星波及其经向传播是一个重要原因, 并从理论分析和数值实验予以论证。这已是广泛引用的观点。然而, 令人困惑的是, 在夏季我国东部地区对流层高层存在纬向带状的急流波导区, 但并不存在经向带状的显著波导区。这启发我们在已有的研究基础上扩大视野, 进行考察。首先, 以球面 Rossby 波理论^[5]为代表的准定常波传播理论是基于纬向均匀的基本流, 有必要基于较为接近实

际的、非均匀的纬向和经向基本流来考察准定常波的传播。其次, 过去的研究重点放在毗邻东亚的西太平洋低纬地区。既然大气环流是一个整体, 应该会有来自上游欧亚大陆的影响。何况, 不论冬夏, 欧亚大陆高空均存在绵延几千公里的主要波导区, 有利于波动能量的传播和影响。这两点将成为本工作的依据和出发点。

OK 高压异常的稳定维持是亚洲大陆高纬异常环流及 EAP 型稳定维持的一个重要原因。至于该高压异常的维持机理, 过去获得了很多研究成果^[1,2,6,7]。潘婕等人^[1]发现, 与夏季 E 型持续异常事件有关的异常 OK 地区高压环流对类似于 EAP 型持续异常事件具有重要影响。至于上游的欧亚大陆环流异常所对应的 Rossby 波能量的传播如何影响 OK 高压系统, 以及该高压系统如何影响梅雨槽系统, 仍需要进一步

1) 潘婕, 布和朝鲁, 纪立人, 等. 夏季欧亚中高纬环流持续异常事件的 Rossby 波传播特征. 大气科学, 2008(已接收)

的动力学研究. 预报实践中, 往往由于对中高纬环流估计不准确而导致预报失误^[8]. 因此, 我们有必要再次强调中高纬环流系统对夏季江淮流域中下游地区旱涝预测的重要性.

近年来, 夏季环北半球异常环流所对应的上下游环流之间的联系引起进一步关注. Ding和Wang^[9]发现北大西洋和欧洲地区的环流异常可导致亚洲副热带急流(简称亚洲急流)区环流异常, 特别是在东亚梅雨槽区. 例如, 1994 年 7~8 月, 沿亚洲急流静止 Rossby 波及其与 PJ(太平洋/日本)型遥相关的共同作用使得在东亚上空出现持续性反气旋环流, 导致韩国和日本发生严重干旱^[10~12]. Enomoto 等人^[13]分析了 1985 年 8 月日本的西太平洋副热带高压北上过程, 认为这是由于沿亚洲急流静止 Rossby 波的能量传播过程所引起. 最近, 陶诗言和卫捷^[14]提出, 应将亚洲急流的 Rossby 波作为东亚夏季风系统的一个新成员的观点. 他们认为, 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的建立, 并使得西太平洋副热带高压朝长波脊方向伸展. 相反, 在我国沿海地区长波槽建立并稳定维持时西太平洋副热带高压南撤、东退. 上述研究表明, 沿亚洲急流 Rossby 波活动与 EAP 型(特别是其副热带活动中心)密切相关, 需要进一步深入考察和探究.

中期天气过程通常指 3 天至两周左右的天气过程. 近年来广为关注的 THORPEX 国际合作计划^[15]的目标就是提高 2 周以内的高影响天气预报. 过去更关注 EAP 型环流的年际变化研究, 对其中期过程的研究则比较少. 本文将探讨梅雨期 EAP 类型事件(简称 EAP 事件)的中期演变特征及其与欧亚中高纬地区和亚洲急流区 Rossby 波活动的关联.

1 资料和分析方法

本文所用数据为 1979~2005 年的 NCEP DOE AMIP-II 逐日再分析资料^[16], 其水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向分为 17 层.

依据 EAP 型 3 个活动中心的地理位置, 我们在中期时间尺度上定义了一个标准化指数(EAPI), 其计算步骤如下: () 在梅雨期(6 月 15 日至 7 月 14 日), 对 500 hPa 高度场进行滤波, 滤掉 8 d 以下的高频天气扰动; () 在 EAP 型的 3 个异常中心¹⁾地区分别选

取 3 个基点, 它们分别为 WP(20°N , 125°E), EA(37.5°N , 125°E)和 OK(60°N , 130°E), 依次代表西太平洋副热带地区、东亚中纬度梅雨槽区(分别简称 WP 地区和 EA 地区)和 OK 地区; () 对 3 个基点的逐日 500 hPa 位势高度(低通滤波部分)进行标准化, 得到标准化位势高度 H_{WP} , H_{EA} 和 H_{OK} , 由此给出一个指数 I ($=1/3 H_{\text{WP}} - 1/3 H_{\text{EA}} + 1/3 H_{\text{OK}}$). 然后, 对 I 再进行标准化得到逐日标准化指数 EAPI, 其长度为 810 d ($27 \text{ a} \times 30 \text{ d}$). 这里定义的指数与 Huang^[17]定义的指数相似, 尽管后者基于季度平均 500 hPa 位势高度资料.

本文从逐日 EAPI 中挑选出 $|EAPI| > 0.9$ 的中期事件, 以此界定正负位相 EAP 事件. EAPI 极值则对应峰值日(简称盛期). EAP 事件必须满足以下 3 个约束条件: () 相邻 2 个同一类型事件盛期的间隔必须 $> 8 \text{ d}$; () 正(负)EAP 事件中, 3 个基点的 500 hPa 位势高度异常场必须以 +, -, + (或 -, +, -) 的分布排列; () 每一个基点的位势高度异常的绝对值必须 $> 10 \text{ gpm}$ (位势米, 简称 m). 由此确认的正 EAP 事件为 14 个, 负 EAP 事件为 13 个, 其盛期的 EAPI、日期以及 3 个基点的位势高度距平分别列在表 1 中.

本文利用 Takaya 和 Nakamura^[18,19]推导出的三维波作用通量描述定常 Rossby 波的能量频散特征. 该通量在 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. 对应波作用通量(W)在对数气压坐标中的公式为

$$W = \frac{p}{2000|U|} \left[\begin{array}{c} U(v'^2 - \psi'v'_x) + V(-u'v' + \psi'u'_x) \\ U(-u'v' + \psi'u'_x) + V(u'^2 + \psi'u'_y) \\ \frac{f_0 R_a}{N^2 H_0} \{ U(v'T' - \psi'T'_x) + V(-u'T' - \psi'T'_y) \} \end{array} \right], \quad (1)$$

其中 ψ' 为准地转扰动流函数, $V' = (u', v')$ 为扰动准地转风, $\bar{U} = (U, V)$ 为基本流场, p 为气压(单位: mb), R_a 为干气体常数, H_0 为标高, N 为 Brunt-Väisälä 频率, T 为温度. 计算中, 以梅雨期(6 月 15 日至 7 月 14 日)气候平均场作为基本流场. 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值, 得到其距平场. 然后基于每个事件的峰值日对正负事件分别进行合成, 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风场和经向风场, 特别适合于夏季蜿蜒曲折的中高纬度背景环流.

1) 本文在中期时间尺度上称其为异常中心, 以此区别它与月或季度时间尺度上的对应名称“活动中心”

表 1 EAP 事件盛期的 EAPI 指数、日期以及 3 个基点位势高度距平(单位: m)

正 EAP 事件						负 EAP 事件					
序号	EAPI	日期	OK	EA	WP	序号	EAPI	日期	OK	EA	WP
1	2.93	1995-06-25	107.18	-96.21	15.20	1	-3.00	2004-06-28	-114.12	31.08	-77.54
2	2.10	1996-06-21	59.60	-89.35	19.66	2	-2.59	2000-07-05	-14.26	70.56	-65.68
3	2.10	1998-06-15	88.07	-43.58	27.24	3	-2.51	1994-07-09	-47.19	64.39	-36.93
4	1.99	2005-07-09	45.88	-34.10	38.31	4	-2.37	1997-06-16	-64.75	95.02	-28.38
5	1.93	1991-07-02	100.23	-36.25	24.40	5	-2.21	1997-06-26	-34.88	11.68	-75.09
6	1.81	1989-06-16	58.33	-85.54	13.86	6	-2.15	1985-06-20	-128.93	19.30	-47.14
7	1.66	1983-07-07	22.87	-86.04	11.42	7	-1.94	2001-07-03	-12.60	55.12	-48.56
8	1.54	1988-06-16	80.73	-29.76	17.83	8	-1.66	1989-06-22	-45.62	32.76	-36.73
9	1.54	1996-07-01	38.79	-27.16	36.76	9	-1.66	1988-07-08	-38.21	63.76	-12.44
10	1.38	1987-07-07	16.56	-20.53	33.06	10	-1.63	2000-06-15	-46.24	47.46	-22.47
11	1.25	1983-06-27	20.58	-29.76	25.14	11	-1.57	1999-06-15	-49.69	52.96	-17.42
12	1.21	1989-07-10	80.87	-12.24	19.00	12	-1.56	1981-06-19	-22.82	74.93	-24.12
13	1.14	1990-07-14	41.02	-22.42	17.62	13	-0.93	1989-07-14	-37.77	21.96	-11.20
14	0.94	1993-06-20	68.74	-16.74	12.90						

与中期过程对应的Rossby波源^[20]可写为

$$S = -\nabla_H \cdot [\bar{V}'_\chi (f + \bar{\zeta})] - \nabla_H \cdot [\bar{V}'_\chi \zeta'], \quad (2)$$

其中, $\bar{V}'_\chi = (\bar{u}'_\chi, \bar{v}'_\chi)$, $V'_\chi = (u'_\chi, v'_\chi)$, “-”和“ ”分别代表梅雨期气候平均及其异常(低频扰动), 下标“ χ ”和“ ψ ”分别代表辐散和旋转部分, “ H ”表示等压面, f 为科氏参数, $V = (u, v)$ 和 ζ 为水平风场和相对涡度.

2 EAP 事件的形成及其演变过程

图 1 为合成的正负 EAP 事件盛期的 300, 500 和 850 hPa 位势高度异常场. 在正负 EAP 事件盛期, 对流层的高层、中层和低层均存在 3 个活动中心, 分别位于东亚沿岸地区的 OK, EA 和 WP 地区. OK 地区和 EA 地区的异常中心在正负事件中均有正压结构, 而 WP 异常中心在正 EAP 事件中具有随高度向西倾斜的斜压结构, 在负事件中仍显正压结构. 在正 EAP 事件盛期, 乌拉尔山附近和东北大西洋地区存在正距平中心, 而在格陵兰地区出现一个负高度异常(简称负异常)中心. 在负 EAP 事件盛期, 从地中海至东欧出现正高度异常(简称正异常)中心.

2.1 正 EAP 事件

图 2 给出正 EAP 事件的形成、成熟和衰亡过程及其对应的 Rossby 波能量频散特征. 为方便起见, 将早于(晚于)盛期 N 天的日期简称作第 $-N(N)$ 天.

首先讨论对流层上层(300 hPa)的情况. 第-6 天(图 2(a)), 在东北大西洋和里海北侧至乌拉尔山地区存在一个大范围纬向伸展的正高度异常带, 其 2 个异常中心分别位于英国和乌拉尔山附近, 强度均为~60

m. 从乌拉尔山东侧至鄂霍茨克海地区 Rossby 波向下游的能量频散非常显著. 贝加尔湖和鄂霍茨克海地区分别由负异常环流和正异常环流所控制. 同时, 源自里海北侧的 Rossby 波能量频散使得伊朗高空形成了一个负异常中心. 第-4 天(图 2(b)), 乌拉尔山以西的正异常带分裂成 2 个正异常环流区, 乌拉尔山附近形成独立的正异常环流. 以 Rossby 波能量频散为纽带, 乌拉尔山、贝加尔湖和鄂霍茨克海地区形成了正、负、正的正常环流型, 显出 E 型持续异常环流的典型特征. 来自西侧和北侧的 Rossby 波能量使得伊朗负异常中心进一步加强, 而源自这一负异常中心的 Rossby 波使得原在(图 2(a))东亚沿岸的正异常区向西南方向扩展. 第-2 天(图 2(c)), 乌拉尔异常中心进一步加强(最大值超过 80 m), 其波作用通量显著辐散, 说明存在其他强迫机制使该中心加强. 这时, Rossby 波的能量频散使得伊朗异常中心减弱, 而在下游的青藏高原东麓至长江中上游地区形成了一个正高度异常中心, 它将进一步发展最终形成盛期 EAP 事件的副热带异常中心. 值得注意的是, 受来自该副热带异常中心与乌拉尔异常中心的 Rossby 波能量频散的共同作用, 形成盛期 EA 异常中心的基本形态. 与此同时, 分别来自贝加尔湖地区和 EA 地区的 Rossby 波能量传播的共同作用, 使 OK 地区形成了较强的正异常中心, 其中心最大值达 80 m. 在盛期(图 2(d)), EA 地区和 OK 地区的异常中心强度达到最强盛, 而副热带异常中心的位置和强度与两天前基本一致, 从而形成盛期 EAP 事件的典型特征. 而伊朗和贝加尔湖以北的负异常区的强度则显著减弱. 这些

图 1

(a)~(c)正 EAP 事件盛期的位势高度异常合成场(单位: m): (a) 300 hPa, (b) 500 hPa, (c) 850 hPa. (d)~(f)同(a)~(c), 但为负 EAP 事件盛期, 等值线间隔在图(c), (f)中为 10 m, 其余图中均为 20 m. 零线均已略去. 浅色和深色阴影分别表示 90%和 95%的置信度, 图正下方经纬度均为(90°E, 10°N)

特征与 Rossby 波能量的纬向和经向频散一致. 在第-2天和盛期(图 2(c)和(d)), 在梅雨槽区与副热带异常中心的过渡区, 波作用通量显出强烈辐散特征, 表明这里有波源存在. 而在梅雨槽区负异常环流中心处, 则波作用通量强烈辐合, Rossby 波能量被拦截, 有利于梅雨槽区负异常环流的维持和发展. 同样, 波作用通量在 OK 异常中心南部强烈辐合, 使雅库茨克正异常环流发展. 在盛期, Rossby 波能量自 OK 地区向东南方向频散, 使得梅雨槽区弯向东北方向. 第 2 天(图 2(e)), 一方面, EAP 事件的中高纬度及副热带 3 个异常中心与其上游之间的 Rossby 波能量(纬向)纽带基本消失; 另一方面, EAP 事件 3 个异常中心之间的经向 Rossby 波纽带也显著减弱, 这使得 EAP 事件的 3 个中心均有所减弱. 第 4 天(图 2(f)), 随着该事件的副热带和高纬度中心基本消失, EAP 事件灭亡.

在对流层中层(500 hPa), 正 EAP 事件的中高纬度 2 个异常中心的发展、成熟和衰减过程与对流层上层的情况基本一致(图 2(g)~(k)). 与 300 hPa 的情况相

比, 最大的差异出现在副热带异常中心处(图 2(g)~(i)). 由于青藏高原的存在, Rossby 波不能从伊朗负异常中心频散到青藏高原东部及长江中上游地区, 因此不能在这里形成正高度异常中心. 副热带异常中心处于我国华南沿岸附近, 其强度在第-4 天(图 2(h))已经与盛期的强度相当, 而且不存在来自西边的 Rossby 波活动与此对应, 说明其形成存在其他机制. 在南北方向, 从第-4 天到第 2 天(图 2(h)~(l)), Rossby 波能量从副热带异常中心的北界向北传播到 EA 地区, 其波作用通量在这一层明显强于 300 hPa (图 2(b)~(e)). 与 300 hPa 的情况相比, 从 EA 地区指向 OK 地区的波作用通量变得非常弱. 在 850 hPa 层上(图略), 对应 EAP 事件的 3 个异常中心, 其上游没有明显的 Rossby 波活动, 这与西风气流的显著减弱一致. Rossby 波能量从副热带异常中心的北界向北传播到 EA 地区, 其波作用通量更强于 500 hPa 层(图 2(h)~(l)). 而从 EA 地区指向 OK 地区的波作用通量很不明显, 同中高层很不一样, 这说明该层 OK 异常中

图 2

(a)~(f)正EAP事件中300 hPa高度异常场(单位: m, 等值线)的演变及其对应的波作用通量(单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 箭头): (a) 第-6天, (b) 第-4天, (c) 第-2天, (d) 盛期, (e) 第2天, (f) 第4天. 等值线(粗线)间隔为 20 m, 实(虚)线表示正(负)距平, 细实(虚)线代表 10(-10) m 高度距平, 零线均已略去, 深色(浅色)阴影表示波作用通量辐散(辐合)大于(小于) 3×10^{-6} (-3×10^{-6}) $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 的区域, 图正下方经纬度均为(90°E, 10°N). (g)~(l)同(a)~(f), 但为 500 hPa 层

心的形成主要受其对流层中上层异常中心的影响。

图 3(a)~(e)和图 3(f)~(j)分别给出正 EAP 事件 500 hPa Rossby 波源(公式(2))和 OLR 异常的分布. 与西太平洋副热带异常中心对应的波源(负涡度制造项)处于 20°N 以南, 并在东西方向呈带状, 由于东风带

的存在, Rossby 波能量不能从这里向北传播. 而其北侧的 $22^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 纬度带内存在一个带状波源(正涡度制造项), Rossby 波由这里向北传播到 EA 地区. 与 500 hPa 副热带异常中心对应(图 2(h)), 西太平洋暖池区的对流活动在第-4 天已显著减弱(图 3(f)). 从第-2

图 3

(a)~(e)正 EAP 事件中 500 hPa 层 Rossby 波源(单位: s^{-2})的分布. (a) 第-4 天, (b) 第-2 天, (c) 盛期, (d) 第 2 天, (e) 第 4 天. 等值线间隔为 $0.5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$. (f)~(j) 同图 3(a)~(e), 但为 OLR 距平(单位: W/m^2), 等值线间隔为 8 W/m^2 , 浅色和深色阴影区分别表示 90%和 95%的置信度, 零线均已略去

天至第2天(图3(g)~(i))对流活动进一步减弱,而且减弱区逐渐向西收缩.第4天,对流活动减弱区限于菲律宾与中南半岛之间.由OLR异常可见,西太平洋暖池区对流活动的减弱有利于在对流层中低层副热带异常中心的形成.

在正EAP事件中中期演变过程中,东亚沿岸的经向Rossby波活动具有以下特点:()波作用通量在EA中心附近强烈辐合,表明来自 $22^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 纬度带波源区的Rossby波能量在这里被阻截¹⁾,导致能量堆积,从而加强和维持局地负异常环流(图2(a)~(d)和(g)~(j)).()Rossby波能量从副热带异常中心北界向北传播到梅雨槽区的现象,在对流层中低层显著(图2(j)),尤其在对流层低层.而在对流层高层(图2(d)),对应的波作用通量相对较弱.这说明热带西太平洋暖池区对流活动异常(图3(f)~(j))通过对流层中低层Rossby波能量的向北传播,维持和加强梅雨槽区的负异常环流;()副热带异常中心从对流层中层到上层向西向北倾斜,有利于该地区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和发展.这说明,正EAP事件的副热带环流异常可能是热带西太平洋暖池区对流活动与沿亚洲急流Rossby波活动共同(或相互)作用的结果.

概括起来,一方面,欧亚大陆中高纬Rossby波能量向下游传播,最终达到亚洲东岸形成EAP事件中高纬度异常中心的基本形态.另一方面,Rossby波能量从里海北侧向亚洲急流区传播到东亚副热带地区,与西太平洋暖池区对流活动异常共同作用,形成该事件的副热带异常中心.在东亚地区,对流层中低层Rossby波能量从副热带地区向北频散,最终形成正EAP事件的典型特征.

2.2 负EAP事件

图4给出负EAP事件的中期演变过程.在300 hPa层上,第-6天(图4(a))叶尼塞河下游地区存在很强的负异常环流,其中心强度为 $\sim -80\text{ m}$.北欧至乌拉尔山地区出现一个正异常中心,其上游的东北大西洋则出现负异常中心.自东北大西洋到叶尼塞河下游地区,3个异常中心强度依次加强.波作用通量的指向和3个异常中心的强度表明,叶尼塞河下游地区强负异常环流是由Rossby波能量从东北大西洋异常

中心向下游频散到该地区所形成.这时里海和哈萨克斯坦各有一个弱正异常中心.第-4天(图4(b)),叶尼塞河下游地区负异常环流变形成为三核型异常环流,其南侧和东侧的异常中心分别位于哈萨克斯坦东部和勒拿河上游地区.原在(第-6天)哈萨克斯坦的正异常环流移到蒙古东部及其南侧.第-2天(图4(c)),来自东欧的Rossby波能量使得哈萨克斯坦负异常环流进一步发展并向东南扩展到我国新疆北部.由此,Rossby波能量沿2个方向继续传播:一方面传播到蒙古东部至渤海湾地区,使其正异常环流显著加强,另一方面向东北方向传播到雅库茨克地区,使其负异常环流进一步加强.这时,东亚沿岸的负EAP事件中高纬2个异常中心已有盛期的基本形态,它们的中心强度分别达 ~ 60 和 $\sim -80\text{ m}$.在负EAP事件的盛期(图4(d)),来自巴尔喀什湖一侧的Rossby波能量的传播加强了贝加尔湖西北侧的正异常中心.由此,Rossby波再进一步向OK地区传播,使那里的负异常中心达到最强.这时,渤海湾西北侧的正异常中心进一步加强(中心强度超过 80 m)并东扩到日本中南部,形成负EAP事件的EA异常中心.同时,Rossby波从EA地区向南频散,与此相应,华南与菲律宾之间出现一个负异常中心(中心强度为 $\sim -20\text{ m}$).值得注意的是,在负EAP事件盛期,Rossby波能量从EA区同时向高纬度和副热带2个异常中心频散.这与正EAP事件的情形明显不同.波作用通量在EA正异常环流区显著辐散,这里有波源存在.而波作用通量在雅库茨克地区显著辐合,说明Rossby波被阻截,加强局地异常环流.第2天,向下游的Rossby波能量频散使负EAP事件高纬异常中心显著减弱,而在其下游的鄂霍茨克海—白令海地区,正高度异常环流显著加强.EA异常中心的强度也明显减弱,但副热带中心强度基本不变.源自东地中海的Rossby波能量向下游传播,在伊朗和青藏高原上空分别形成负异常环流和正异常环流.第4天(图4(f)),3个异常中心进一步衰弱.从第6天开始(图略),随着中纬度异常中心移出渤海湾,该事件结束.陶诗言和卫捷^[14]所讨论的青藏高压与西太平洋副热带高压“相向而行”现象与本文负EAP事件中第2天至第4天(图4(e)和(f))的情形基本一致.

1) 准静止波数($K_s^2 = \frac{|\nabla Q|}{|U|}$),其中 U 和 ∇Q 分别为300 hPa水平风场和绝对涡度的水平梯度)相对低的区域成为波障碍区,阻截Rossby波(图略)

图 4

同图 2, 但为负 EAP 事件

在 500 hPa 上, 负 EAP 事件的中期演变特征在中高纬度地区与 300 hPa 的情形基本一致. 与 300 hPa 的情形不同, Rossby 波能量从 WP 异常中心的北界向北频散到 EA 异常中心(图 4(i)~(k)), 使这一中心得以

维持和加强. 需要指出, EA 异常中心的基本形态在第-2 天已经形成, 这时 Rossby 波能量从 WP 异常中心北界向北传播的特征不是很明显. 至于对流层中层副热带异常中心的形成, 我们注意到, 从第-4 天起(图 4(h)), 菲律宾东侧的副热带异常区向西缓慢移动和加强, 第-2 天(图 4(i))其中心位于菲律宾海, 在盛期(图 4(j))其中心介于菲律宾与我国华南之间, 之后(图 4(k)和(l))其中心位置稳定少动, 但其强度逐渐减弱. 在 850 hPa 上, 从第-2 天到第 2 天(图略)负 EAP 事件的副热带异常中心比其对流层中高层中心要强大. Rossby 波从这一异常中心的北界向北频散到 EA 异常中心. 波作用通量在对流层低层明显强于对流层中高层.

图 5(a)~(e)和图 5(f)~(j)分别给出与负 EAP 事件对应的 500 hPa 层 Rossby 波源和 OLR 异常分布. 由图 5(f)~(j)可见, 第-4 天在菲律宾海以东的强对流活动区向西缓慢移动和加强, 在盛期(图 5(h))时移到在菲律宾海附近, 第 4 天(图 5(j))到达我国南海. 这与对流层中低层副热带异常中心的演变过程一致, 说明西太平洋暖池区对流活动的加强有利于负 EAP 事件副热带异常中心的形成和维持. 负 EAP 事件的盛期, 在对流层高层和低层, Rossby 波能量在中纬度与副热带异常中心之间的传播方向相反, 这种相互作用使 2 个中心的强度及准定常性均得以加强. 值得注意的是, 在负 EAP 事件盛期之前(图 5(a)和(b)), 在渤海湾附近已经存在波源(负涡度制造项)并且其强度远大于 WP 地区异常中心的波源, 而且这时还没有形成 Rossby 波能量从 WP 异常区向北明显传播的特征. 这说明, 就 EA 异常中心的形成过程而言, 中高纬 Rossby 波的能量频散的作用应先于暖池区强对流活动的作用.

综上所述, 负 EAP 事件的中高纬度 2 个异常中心的发展成熟可以追溯到东北大西洋和欧洲的环流异常. 在对流层上层, Rossby 波能量大致沿东南和东北方向的弧形路径向下游频散, 最终达到亚洲东岸, 形成这 2 个异常中心的基本形态. 在东亚地区, 中纬度与副热带两个异常中心之间的经向 Rossby 波能量传播, 在对流层高层和低层方向相反, 说明这两个异常中心的相互作用和相互锁定最终形成负 EAP 事件的典型特征.

3 结论和讨论

本文利用 NCEP DOE AMIP- 逐日再分析资料,

探讨了梅雨期 EAP 事件的中期演变过程, 并得到如下结果: () 在正 EAP 事件的形成过程中, Rossby 波能量在欧亚大陆中高纬地区传播, 最终在亚洲东岸形成该事件中高纬度 2 个异常中心的基本形态. 同时, Rossby 波能量从里海北侧向亚洲急流区传播, 并到达东亚副热带地区, 并与西太平洋暖池区对流活动异常相互作用, 形成该事件的副热带异常中心. 在东亚地区, 对流层中低层 Rossby 波能量从副热带地区向北频散, 最终形成正 EAP 事件的典型特征; () 在负 EAP 事件的发展成熟过程中, Rossby 波能量从东北大西洋和欧洲沿东南方向频散到巴尔喀什湖地区, 然后一方面向东频散到东亚中纬度地区, 另一方面向东北方向频散到雅库茨克地区, 形成中高纬度 2 个异常中心的基本形态. 西太平洋暖池区强对流活动区向西移动并靠近我国华南沿岸, 有利于副热带异常中心的形成. 在东亚地区, 该事件的中纬度与副热带 2 个异常中心之间的 Rossby 波能量频散方向(经向)在对流层高层和低层相反, 2 个异常中心相互作用, 最终形成负 EAP 事件的典型特征.

至于 EAP 型的形成机理方面, 过去工作强调, 西太平洋暖池区对流活动异常可以激发 Rossby 波, 并向中高纬度地区传播所形成. 但就中期过程而言: () 正负 EAP 事件的中高纬度 2 个异常中心的最强振幅均处在对流层高层, 而西太平洋暖池区对流活动异常所对应的 Rossby 波能量频散作用主要在对流层中低层. 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不足以解释 EAP 事件的形成过程; () 正负 EAP 事件的中高纬度两个异常中心之间的 Rossby 波能量频散在对流层上层显著, 而对流层中低层并不明显. 由此可见, EAP 事件的高纬度异常中心主要由对流层上层 Rossby 波能量在欧亚大陆上传播和被阻截所形成, 西太平洋暖池区对流活动异常所对应的 Rossby 波能量的经向频散作用不明显; () 对流层上层西风带环流 Rossby 波能量的准纬向频散和对流层中低层东亚夏季风环流 Rossby 波能量的准经向频散在东亚沿岸地区相互作用和相互锁定过程是正负 EAP 事件盛期的主要特征.

如前所述, 选取正负 EAP 事件时, 附加了第 3 个约束条件: 当副热带异常中心的强度较弱而 EAPI 指数绝对值很高时, 我们未将这一事件作为 EAP 事件. 实际上, 这样的个例在高 EAPI 指数(绝对值)个例中所占比例近为 1/3, 其对应的中高纬 2 个异常中心完

图 5
同图 3, 但为负 EAP 事件

全由上游 Rossby 波的能量频散所形成。这进一步说明, 中高纬 Rossby 波能量的传播在 EAP 事件的形成过程中具有重要的作用。

最后需要指出, 对于月-季节尺度的 EAP 环流型, 中高纬 Rossby 波能量频散的贡献如何, 前述结论是否还成立, 还有待进一步研究证实。

参考文献

- Huang R, Li W. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia. *Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia*. April 10~15, 1987. Chengdu, China
- Huang R, Sun F. Impact of tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 243—256
- Lu R. Associations among the components of the East Asian summer monsoon system in the meridional direction. *J Meteor Soc Japan*, 2004, 82: 155—165 [\[DOI\]](#)
- Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J Meteor Soc Japan*, 1987, 65(3): 373—390
- Hoskins B J, Karoly D J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 1179—1196 [\[DOI\]](#)
- 吴国雄, 刘辉, 陈飞, 等. 时变涡动输送和阻高形成——1980 年夏中国的持续异常天气. *气象学报*, 1994, 52(3): 308—320
- Lu R, Huang R. Numerical simulation of the effect of the SST anomalies in the tropical western Pacific on the Blocking highs over the northeastern Asia. *Adv Atmos Sci*, 1996, 13(4): 411—424
- 张庆云, 陶诗言. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. *气象学报*, 1998, 56(2): 199—211
- Ding Q, Wang B. Circumglobal Teleconnection in the Northern Hemisphere Summer. *J Clim*, 2005, 18(17): 3483—3505 [\[DOI\]](#)
- Park C K, Schubert S D. On the nature of the 1994 East Asian summer drought. *J Clim*, 1997, 10(5): 1056—1070 [\[DOI\]](#)
- Yoo S H, Ho C H, Yang S, et al. Influences of tropical western and extratropical Pacific SST on East and Southeast Asian climate in the summers of 1993~1994. *J Clim*, 2004, 17(13): 2673—2687 [\[DOI\]](#)
- 吕俊梅, 琚建华, 张庆云, 等. 热带西太平洋海温距平与 Rossby 波传播对 1993 和 1994 年东亚夏季风异常影响的差异. *大气科学*, 2006, 30(5): 977—987
- Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. The formation mechanism of the Bonin high in August. *J Meteor Soc Japan*, 2003, 129: 157—178
- 陶诗言, 卫捷. 再论西太平洋副热带高压的西伸北跳. *应用气象学报*, 2006, 17(5): 513—525
- Shapiro M A, Thorpe A J. A global atmospheric research programme for the beginning of the 21st century. *WMO Bull*, 2004, 53(3): 222—226
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteor Soc*, 2002, 83(11): 1631—1643 [\[DOI\]](#)
- Huang G. An Index Measuring the Interannual Variation of the East Asian Summer Monsoon-The EAP Index. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(1): 41—52
- Takaya K, Nakamura H. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys Res Lett*, 1997, 24(23): 2985—2988 [\[DOI\]](#)
- Takaya K, Nakamura H. A formulation of a phase-Independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J Atmos Sci*, 2001, 58(6): 608—627 [\[DOI\]](#)
- Sardeshmukh P D, Hoskins B J. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J Atmos Sci*, 1988, 45(7): 1228—1251 [\[DOI\]](#)