

夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动异常与中国降水

杨莲梅^{1, 2, 3} 张庆云¹

1 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

2 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐 830002

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 利用 1958~2003 年 NCAR/NCEP 再分析和中国 160 站月降水资料, 探讨沿东亚西风急流 Rossby 波扰动动能异常对东亚夏季风环流和中国夏季 (6~8 月) 降水的影响及其响应机理。研究发现: (1) 夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能加强 (减弱), 东亚西风急流位置偏南 (北)、强度偏强 (弱)。(2) 该扰动动能具有显著的年际和年代际变化特征, 1958~1978 年处于年代际偏弱阶段, 1979~1998 年处于年代际偏强阶段。(3) 该扰动动能加强 (减弱), 200 hPa 辐合区位于 30°N 以南 (以北) 西太平洋地区, 此时, 500 hPa 西太平洋副热带高压位于 30°N 以南 (以北), 850 hPa 反气旋性距平环流出现在东亚 30°N 以南 (以北) 地区, 而 30°N 以北 (以南) 为气旋性距平环流, 东亚热带季风环流加强 (减弱), 梅雨锋加强 (减弱), 夏季中国东部降水中间多、南北少 (中间少、南北多)。(4) 东亚高、中、低层大气环流对高层东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱响应由对流层上层散度场及垂直速度场变化完成。

关键词 东亚西风急流 Rossby 波扰动动能 中国雨型 东亚季风环流

文章编号 1006-9895 (2007) 04-0586-10

中图分类号 P461

文献标识码 A

Anomalous Perturbation Kinetic Energy of Rossby Wave along East Asian Westerly Jet and Its Association with Summer Rainfall in China

YANG Lian-Mei^{1, 2, 3} and ZHANG Qing-Yun¹

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

2 Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The response of East Asian circulation during summer to anomalous perturbation kinetic energy of Rossby wave along East Asian westerly jet and association with rainfall pattern in China are investigated using the NCAR/NCEP reanalysis dataset and 160 stations monthly rainfall in China during 1958-2003. Basic airflow field can be represented by zonal wavenumbers less than 3 at 200 hPa. Zonal wavenumbers more than or equal to 3 are assumed to be the perturbation to the basic airflow field, and perturbation kinetic energy index (PKEI) of Rossby wave along East Asian westerly jet is averaged longitudinally for 100°E-140°E and latitudinally for $\pm 5^\circ$ from the zonal wind maxima at each longitudinal grid. EAWJPI (East Asian Westerly Jet Position Index) is defined by the zonal wind difference averaged for 200 hPa between (35°N-40°N, 100°E-140°E) and (40°N-45°N, 100°E-140°E), and EAWJII (East Asian Westerly Jet Intensity Index) is defined by the zonal wind averaged over (35°N-45°N, 100°E-

收稿日期 2005-10-22, 2006-05-15 收修定稿

资助项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-SW-226、KZCX3-SW-221, 国家自然科学基金资助项目 200421102, 新疆气象科学基金 200609

作者简介 杨莲梅, 女, 1969 年出生, 副研究员, 博士生, 主要从事中高纬气候异常机理研究。E-mail: yanglm@idm.cn

140°E) at 200 hPa. The study focuses on the intensified or weakened anomalous perturbation kinetic energy of Rossby wave along East Asian westerly jet during summer. It is found that anomalous strong (weak) perturbation kinetic energy of Rossby wave along East Asian westerly jet in summer is related to the EAWJP (East Asian Westerly Jet Position) moved Southward (Northward) than normal as well as the EAWJI is stronger (weaker) than normal. The correlation coefficient is 0.42 between PKEI and EAWJP, and is 0.72 between PKEI and EAWJI during 1958–2003 summer respectively. The rainfall pattern in China, mid-high latitude circulation over East Asia and East Asian summer monsoon (EASM) circulation are discussed for the intensified or weakened anomalous perturbation kinetic energy of Rossby wave along East Asian westerly jet during summer. The results show that while PKEI is stronger than normal, the subtropical high over the western Pacific at 500 hPa moves southward than normal, which means East Asian summer monsoon circulation at 850 hPa is weaker than normal, the main rainfall belt in China occurs over the Yangtze River valley during summer, and while PKEI is weaker than normal, the subtropical high over the western Pacific at 500 hPa moved northward than normal, which means East Asian summer monsoon circulation at 850 hPa is stronger than normal, the main rainfall belt in China occurs over South China and North China during summer. It is found that the response of East Asian circulation in summer to anomalous perturbation kinetic energy of Rossby wave along East Asian westerly jet is caused by the changes of divergence–convergence over East Asia at 200 hPa and vertical velocity from lower to upper troposphere. When PKEI is stronger (weaker) than normal, the convergence area at 200 hPa and the subsidence area maxima move to south (north) of 30°N over East Asia, in the meantime the subtropical high over the western Pacific at 500 hPa moves to south (north) of 30°N, so EASM is weaker (stronger) than normal and more precipitation occurs along the Yangtze River and the Huaihe River valleys (in South China and North China).

Key words East Asian westerly jet stream, perturbation kinetic energy, rainfall pattern in China, East Asian summer monsoon

1 引言

亚洲西风急流是亚洲—太平洋地区最重要大气环流系统之一, 东亚天气气候变化与亚洲西风急流位置、强度变化密切相关。亚洲大气环流 6 月和 10 月的突变、南海夏季风的爆发、东亚梅雨的开始和结束等都与亚洲西风急流位置变化密切相关^[1~4]。亚洲西风急流位置的异常不仅对中国东部同期降水有影响, 甚至还影响后期降水^[5~8], 夏季亚洲西风急流位置异常偏南, 东亚夏季风环流偏弱, 长江中下游及江南、华南降水偏多, 位置异常偏北则相反。董敏等^[9]指出, 西风急流强度的年际变化与热带对流密切联系。陆日宇^[10]和林中达等^[11]研究了夏季季节内东亚西风急流南北位置变化与南亚高压、西太平洋副热带高压及雨带分布的关系。众多研究表明, 夏季亚洲西风急流位置的南北变化对东亚季风系统及天气气候变化有重要影响。

波流相互作用是大气动力学中一个基本问题。随着 EP 通量理论的提出及其不断地发展, 波流相互作用的研究逐渐进入一个全新的阶段, 如冉令坤等^[12]采用多时间尺度方法, 推导出一种新形式 Eli-

assen-Palm 通量, 其形式上比较简单, 而且物理意义明确, 某些研究成果已经被应用到业务预报中。急流是波流相互作用的一个重要载体, Ambrizzi 等^[13]认为亚洲西风急流是北半球夏季的一个波导, Terao^[14~16]指出沿亚洲急流上 Rossby 波活动控制北半球夏季中纬度地区季节变化的模态。陆日宇等^[17]研究了 7 月沿亚洲急流的静止 Rossby 波的年际变化, 指出亚洲西风急流可能是联系东亚季风和印度季风的机制, 并且急流上 Rossby 波活动和 ENSO 是两个相互独立的影响东亚气候的因子。Enomoto 等^[18, 19]研究认为, 亚洲急流上 Rossby 波异常传播是 8 月日本上空对流层相当正压结构 Bonin 高压形成的机制, 从而造成日本持续高温干旱气候异常。Ding 等^[20]认为夏季北半球沿西风急流存在环半球波列, 是中纬地区气候变化的一个重要影响源, 而 Tokyo-Chicago 快车、印度季风-东亚季风遥相关、西亚-中亚-日本波列均是环半球波列的局地表现, 可见夏季亚洲西风急流除了位置的变化外, 其亚洲西风急流上的波列活动是非常重要的。

迄今为止, 大多数的研究基本集中在西风急流位置南北变动与大气环流季节变化及其东亚天气气

候异常的分析上,对于亚洲西风急流的 Rossby 波活动与东亚季风环流关系,特别是量化、客观化描述东亚西风急流 Rossby 波动能异常与东亚夏季季风环流及中国雨型关系的物理机制方面的研究工作并不多。本研究首先把东亚西风急流扰动动能强弱进行量化,然后探讨东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱与大气环流以及中国雨型关系的成因机理。

2 资料和方法

本研究采用美国 NCEP/NCAR 1958 年 1 月至 2003 年 12 月再分析月平均资料,垂直空间层为 1000~100 hPa 共 12 层,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度网格;1958~2003 年各月中国 160 站的月降水资料由中国气象局气候中心提供。

图 1 是 1958~2003 年夏季(6~8 月)200 hPa 纬向风的标准差。亚洲西风急流区有 2 个最显著的方差大中心(见图 1),分别位于中亚($50^\circ\text{E} \sim 75^\circ\text{E}$)和东亚($115^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$),这里我们重点探讨东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强度变化。

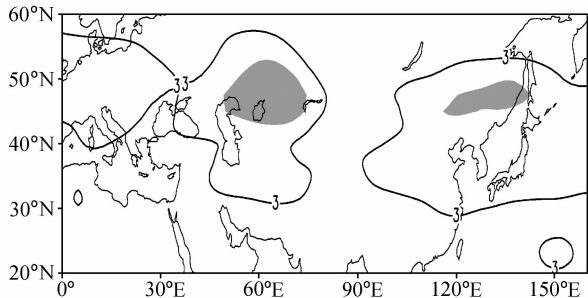


图 1 1958~2003 年夏季(JJA)200 hPa 纬向风的标准差(单位: m/s)。阴影表示置信度大于 95%

Fig. 1 The climatology standard deviation (m/s) of 200 hPa zonal wind in summer (JJA) averaged over 1958 - 2003. Shadings indicate statistical significance larger than 95%

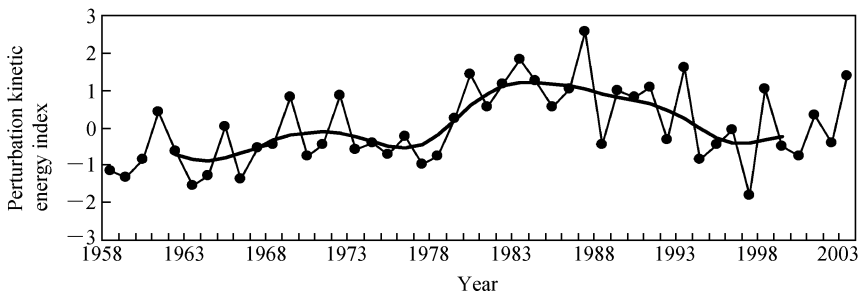


图 2 1958~2003 年夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能 E_k 标准化序列。粗实线为高斯 9 点滤波

Fig. 2 The interannual variations of normalized Rossby wave perturbation kinetic energy (E_k) along East Asian westerly jet in the summers of 1958 - 2003. Bold curve expresses Gauss 9 dots filter

为了使 Rossby 波扰动动能强度变化定量化和客观化,对 200 hPa 风速进行傅立叶(Fourier)变换,定义波数 $k < 3$ 为基本气流场(u_b, v_b); $k \geq 3$ 为 Rossby 波扰动,扰动风速 $(u', v') = (u, v) - (u_b, v_b)$,扰动动能 $E_k = (u' \cdot u' + v' \cdot v') / 2$,并把最大西风风速的纬度定义为西风急流轴,计算了东亚地区($100^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$)急流轴 ± 5 个纬度区域平均扰动动能(E_k)并进行标准化,因此, E_k 是包含了夏季东亚急流位置年际变化的 Rossby 波定常扰动动能。图 2 是 1958~2003 年夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能的标准化序列,图中粗实线是高斯 9 点滤波后的年代际变化。从图 2 可见,东亚西风急流 Rossby 波扰动动能(E_k)变化具有显著的年际和年代际变化,1958~1978 年 E_k 处于年代际偏弱阶段,1979~1998 年处于年代际偏强阶段。将 E_k 大于 1.0 标准差的年定义为东亚西风急流 Rossby 波扰动动能偏强年(1980、1982、1983、1984、1986、1987、1989、1991、1993、1998 和 2003 年),小于 -1.0 标准差的年定义为东亚急流 Rossby 波扰动动能偏弱年(1958、1959、1963、1964、1966、和 1997 年),从图 2 可见,偏弱年基本出现在 20 世纪 80 年代以前,偏强年都出现在 20 世纪 80 年代以后,这显然是年代际变化的反映,为了消除年代际变化的影响,本文定义的年代际变化是把年变化值减去相应年的年代际值,并把大于 0.8 个标准差的年定义为东亚急流 Rossby 波扰动动能偏强年(1965、1969、1972、1980、1987、1993、1998 年),小于 -0.8 个标准差年定义为东亚急流 Rossby 波扰动动能偏弱年(1988、1992、1994 和 1997 年),以下合成分析的强弱年均为此。

对东亚西风急流位置及强度变化进行量化,由于北半球夏季气候平均的急流轴的纬度位于 40°N

(图略), 因此用 ($35^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 与 ($40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 两个区域平均的 200 hPa 纬向风之差的标准化值代表东亚西风急流位置 (East Asian Westerly Jet Position, 简称 EAWJP) 变化, 差值为正表示西风急流位置偏南, 差值为负表示位置偏北; 用 ($35^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 区域平均的 200 hPa 纬向风之和的标准化值代表东亚西风急流强度 (East Asian Westerly Jet Intensity, 简称 EAWJI) 变化。计算了 1958~2003 年夏季 E_k 与 EAWJP、EAWJI 的相关系数分别为 0.42、0.72, 通过 0.01 和 0.001 的信度检验, 这表明东亚西风急流 Rossby 波扰动动能加强 (减弱) 与急流位置偏南 (北) 以及强度偏强 (弱) 有很好的正相关, 因此我们重点探讨夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱变化与东亚环流及夏季中国降水的关系。

3 夏季东亚西风急流扰动动能变化与夏季中国降水

图 3 是夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能 (E_k) 与中国 160 站夏季降水的相关分布, 图中阴影区是超过 0.05 信度检验。从图 3 可见, 江淮流域 (特别是长江流域上、中、下游) 及西北东部、东北北部都出现显著正相关区; 华南、华北、河套及内蒙中部为显著的负相关区。正、负相关系数的分布表明, E_k 偏强, 夏季中国降水呈中间多、南北

少, 即雨带位于江淮流域; E_k 偏弱夏季中国降水呈南北多、中间少, 即雨带位于华南、华北。 E_k 偏强年中国夏季降水距平百分率的分布 (图略) 表明, 江淮流域、西北东部和东北北部降水偏多 20%~40%, 而河套地区、华北和华南降水偏少 20%~30%, E_k 偏弱年降水分布则相反。夏季中国东部降水分布与东亚环流变化有关, 因此我们进一步探讨 E_k 异常强弱年东亚高、中、低层环流特征。

天气过程表明, 夏季中国东部降水为江淮流域降水型时, 有的年主雨带出现在长江流域 (如 1954、1998 年), 有的年主雨带出现在江淮流域 (如 2003、2005 年); 夏季中国东部降水为华南、华北型时, 有的年主雨带位于华南 (如 1994 年), 有的年主雨带位于华北 (如 1964 年)。这不仅与西风带急流位置有关还与西风带扰动动能强弱有关。根据东亚西风急流位置 (EAWJP) 的定义, 把 EAWJP 指数大于 1 个标准差定义为偏南, 小于 1 个标准差为偏北, ± 1 个标准差之内为正常, 根据定义我们分析了急流位置偏北、偏南和正常时的 Rossby 波扰动动能强弱变化与夏季中国东部雨型的关系。有关中国夏季雨型的分类^[21~24], 已有大量的工作, 本研究在他人工作基础上, 把夏季降水呈南北多、中间少定义为 1 类雨型, 其中主雨带位于黄河流域至华北为 1a 型, 主雨带位于华南、江南为 1d 型; 夏季降水南北少、中间多定义为 2 类雨型, 其中主雨带位于黄河与长江之间为 2b 型, 主

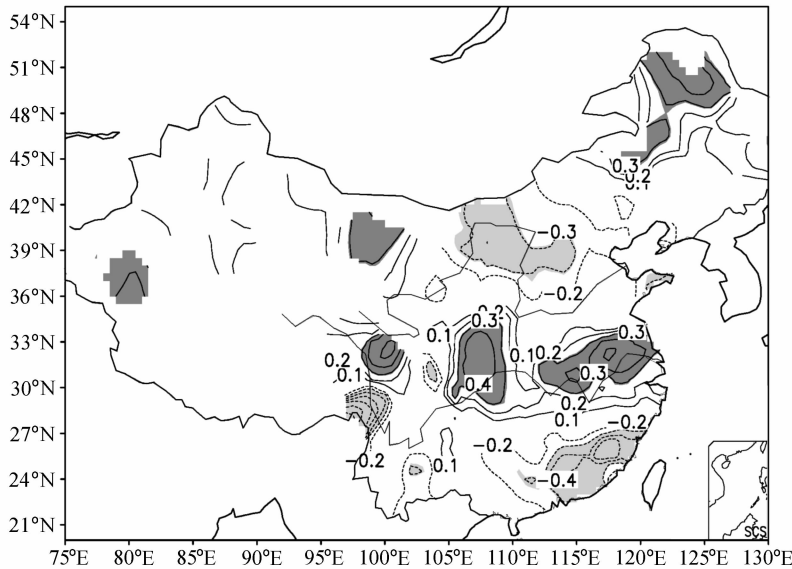


图 3 夏季东亚西风急流扰动指数与中国 160 站夏季降水相关分布。阴影区为超过 0.05 信度检验
Fig. 3 Linear correlation between E_k and the 160 stations summer rainfall of China. Shadings indicate statistical significance larger than 0.05

表 1 1958~2003 年夏季急流位置及扰动动能与中国东部雨型

Table 1 Eastern China rain types related to jet position and E_k in the summers from 1958 to 2003

EAWJP	E_k	东亚雨型及年份
异常偏南	异常偏强	1980 (2c), 1982 (2b), 1983 (2c), 1986 (2c), 1991 (2c), 1993 (2c), 1998 (2c)
	异常偏弱	
	正常	1968 (1a), 1992 (1d)
异常偏北	异常偏强	1984 (2b),
	异常偏弱	1966 (1a)
	正常	1961 (1a), 1972 (2b), 1975 (1a), 1978 (1a), 1981 (1a), 1994 (1d)
正常	异常偏强	1987 (2c), 2003 (2b)
	异常偏弱	1958 (1a), 1959 (1a), 1963 (2b), 1964 (1a), 1977 (1a)
正常偏南	正常	1960 (2b), 1962 (2b), 1965 (2b), 1969 (2c), 1970 (2c), 1974 (2b), 1989 (2b), 1999 (2c), 2000 (2b), 2001 (1d), 2002 (1d)
正常偏北	正常	1979 (1a), 1985 (1a), 1988 (1a), 1990 (1a), 1995 (1a), 1997 (1d), 1967 (1a), 1971 (2b), 1973 (1a), 1976 (1a), 1996 (2c)

雨带位于长江流域为 2c 型。

表 1 是 1958~2003 年夏季东亚西风急流位置偏北、偏南和正常（正常偏北、正常偏南）情况下 Rossby 波扰动动能强、弱和正常分别对应的夏季中国东部雨型的分布。由表 1 可见，东亚西风急流位置异常偏北或正常偏北，且 Rossby 波扰动动能正常，中国夏季降水基本是 1a 型，即主雨带位于黄河流域至华北，需要指出的是，1996 年急流位置属于正常偏北、扰动动能正常，虽然雨型划为 2c 型，但这年华北降水也偏多（图略），这表明急流位置偏北、Rossby 波扰动动能正常，有利华北地区降水偏多。从表 1 还可见，东亚西风急流位置正常偏南、扰动动能正常，夏季中国东部降水基本是 2b 型；但夏季急流位置异常偏南、扰动动能异常强，则长江流域易出现洪涝灾害（如 1980、1983、1991 和 1998 年夏长江流域都发生了大洪水）。统计分析表明，1958~2003 年急流位置在正常范围内有 29 年，占 63.0%；异常偏北为 8 年，占 17.4%，且大多数出现在 20 世纪 80 年代以前；急流位置异常偏南为 9 年，占 19.6%，且基本都出现在 80 年代以后，这说明 20 世纪 80 年代以来华北降水偏少、长江流域降水偏多的年代际变化趋势与东亚西风带急流位置偏南、 E_k 偏强的年代际变化趋势有关。

4 东亚季风环流与西风急流扰动动能异常的关系

上面分析表明，中国东部夏季降水型的年际和

年代际变化与西风急流扰动动能强弱及位置变化有较好的关系，因此，我们进一步探讨东亚西风急流 Rossby 波扰动动能异常年东亚季风环流特征。

4.1 西风急流扰动动能异常与 200 hPa 环流

图 4 是东亚西风急流 Rossby 波扰动动能偏强和偏弱年夏季 200 hPa 散度距平合成图。图 4a 为异常强年，在 40°E~180°E 的中纬度地区，即 35°N~45°N 的西风急流区呈现“一十—十”的辐合增强—辐散增强—辐合增强—辐散增强波列，地中海东部、里海和中国西部地区为距平辐合中心，中亚和东亚东部中纬度为辐散中心；110°E 以东的中国东部 30°N 以南的负距平区表明高空辐合，30°N 以北的江淮流域上空的正距平为高空辐散。图 4b 为 E_k 异常偏弱年，中纬度 35°N~45°N 的西风急流区自西向东呈现“十—十—”的辐散增强、辐合增强波列，中国东部（110°E 以东）30°N 以南的距平正中心为高空辐散增强，30°N 以北的距平负中心表明江淮流域上空为辐合增强区。

可见，东亚西风急流扰动动能强、弱年，东亚地区辐散、辐合区呈相反分布，扰动动能 E_k 强年（弱年），200 hPa 高度场东亚 30°N 以南为辐合增强（辐散增强）、30°N 以北江淮流域上空为辐散增强（辐合增强）。东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱年高空散度场变化对中、低层环流有何影响？

4.2 西风急流扰动动能异常与 500 hPa 环流

图 5a 是扰动偏强年夏季 500 hPa 位势高度距

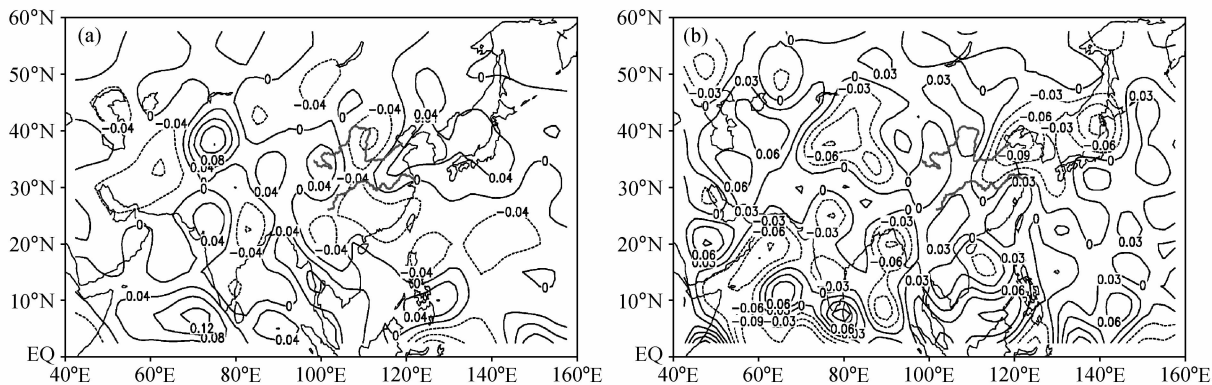


图 4 夏季 200 hPa 散度场合成距平 (单位: 10^{-6} s^{-1}): (a) 扰动强年; (b) 扰动弱年。
Fig. 4 Divergence anomalies (10^{-6} s^{-1}) at 200 hPa in summer in the strong E_k (a) and weak E_k (b) years

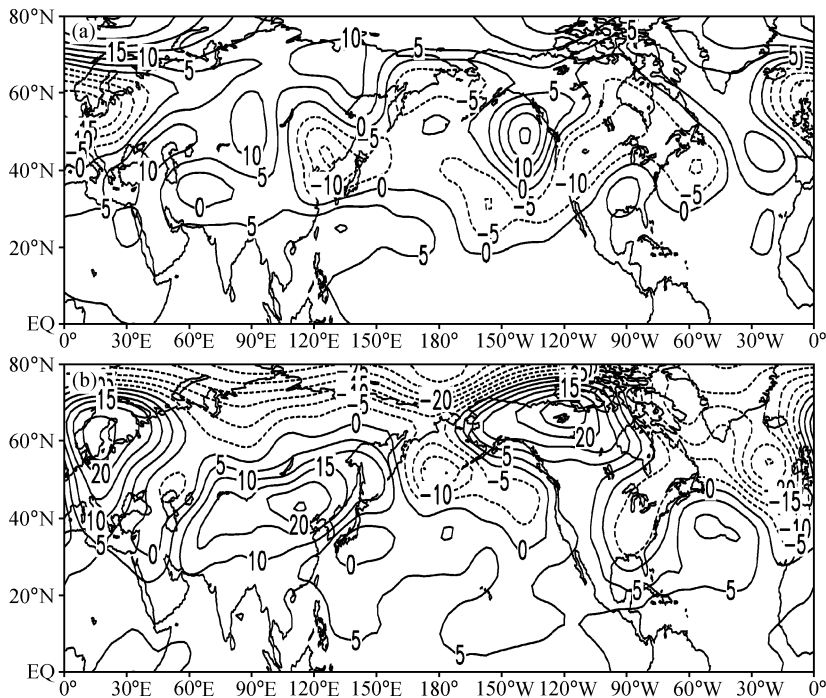


图 5 夏季 500 hPa 位势高度场距平合成 (单位: gpm): (a) 扰动强年; (b) 扰动弱年
Fig. 5 Geopotential height anomalies (gpm) at 500 hPa in summer in the strong E_k (a) and weak E_k (b) years

平合成, 北半球乌拉尔山和鄂霍次克海为正距平, 表明乌拉尔山和鄂霍次克海地区出现阻塞高压; 同时东亚低纬-中纬-鄂霍次克海-白令海-北美西岸-北美出现“+-+-+-”距平波列, 这类类似于热带西太平洋暖池偏冷激发出的东亚-太平洋遥相关波列^[25], 正距平区位于 30°N 以南的西太平洋地区, 说明西太平洋副热带高压位置偏南, 30°N 以南的西太平洋正距平区对应高层 30°N 以南的辐合区, 表明 500 hPa 位势高度场上西太平洋副热带高压位置偏南与高空辐合引起的下沉运动有关。扰动

弱年 (见图 5b) 北半球高纬乌拉尔山和鄂霍次克海为负距平, 即乌拉尔山和鄂霍次克海地区没出现阻塞型。500 hPa 高度上东亚-西太平洋 30°N 以北的正距平与高层辐合区对应, 这表明 500 hPa 位势高度场上西太平洋副热带高压位置偏北与 200 hPa 高空辐合位于 30°N 以北造成下沉运动区的位置偏北有关。

从上可见, 200 hPa 上空东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱年, 中层 500 hPa 高度场形势特别是西太平洋副热带高压位置受高空辐散、辐合场位

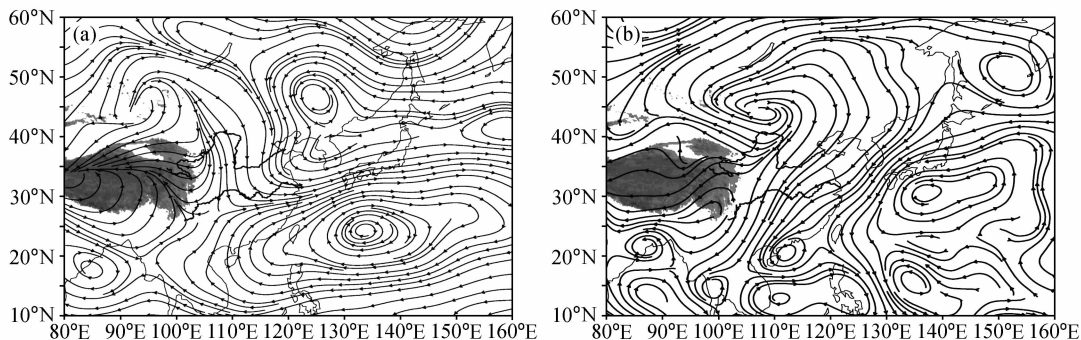


图6 夏季850 hPa流场合成距平:(a)扰动强年;(b)扰动弱年。阴影为青藏高原

Fig. 6 Composite anomalies of stream function at 850 hPa in summer for the strong E_k (a) and weak E_k (b) years. Shading indicates the Tibetan Plateau

置的影响,高空东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱年低层850 hPa环流有何特征?

4.3 西风急流扰动动能异常与850 hPa环流

图6a为 E_k 异常偏强年850 hPa矢量风距平合成,30°N以南的东亚-西太平洋热带地区呈反气旋性距平环流,表明东亚热带季风环流加强,而30°N以北的东亚-西太平洋热带地区出现气旋性距平环流,表明北方冷空气偏强,偏强的南方暖湿气流与偏强的北方冷空气交汇于江淮流域,东亚梅雨锋加强,有利于江淮流域降水偏多。 E_k 异常偏弱年(图6b),东亚30°N以南的热带地区出现气旋性距平环流,30°N以北的副热带呈反气旋性距平环流,这与500 hPa位势高度场上西太平洋副热带高压位置偏北、强度加强一致,表明东亚热带季风环流减弱、梅雨锋减弱,则江淮流域降水偏少。

东亚西风急流 Rossby 波扰动动能有显著的年变化,西风急流 Rossby 波扰动动能加强年,200 hPa高度场上辐合区位于30°N以南西太平洋地区,与此对应500 hPa高度西太平洋副热带高压位于30°N以南,850 hPa高度上反气旋性距平环流出现在东亚30°N以南地区、而30°N以北为气旋性距平环流(说明东亚热带季风环流加强、梅雨锋加强),夏季中国东部降水呈现中间多、南北少。东亚西风急流 Rossby 波扰动动能减弱年,200 hPa高度场辐合区位于30°N以北西太平洋地区,与此对应,500 hPa高度西太平洋副热带高压位于30°N以北,850 hPa高度气旋性距平环流位于东亚30°N以南地区、而30°N以北呈反气旋性距平环流(说明东亚热带季风环流减弱、梅雨锋减弱),夏季中国东部降水呈现中间少、南北多。

上述分析清楚表明,东亚西风急流 Rossby 波扰动动能加强(减弱),东亚大气环流响应特征表现为东亚夏季风环流减弱(加强),东亚 Rossby 波扰动动能与夏季风环流变化的这种关系是否有统计意义。为此进一步分析东亚急流 Rossby 波扰动动能变化与东亚夏季风强弱变化关系。东亚夏季风强弱通常用指数表示,不同的季风指数对东亚夏季风变化的描述各有不同侧重点,因此不同的东亚夏季风指数定义有不同物理意义,这里选用黄刚和严中伟^[26]定义的东亚季风指数,该指数反映了东亚EAP型的变化,能很好地反映长江中下游降水的变化。图7给出1958~2003年标准化的东亚急流 Rossby 波扰动动能和东亚夏季风指数变化,二者相关系数达-0.50,通过0.001的统计信度检验,这表明东亚急流 Rossby 波扰动动能 E_k 偏强(弱)年,东亚夏季风环流偏弱(强)及长江中下游降水偏多(偏少)有统计学意义。

5 西风急流 Rossby 波扰动动能异常与东亚大气环流响应机理分析

从上可见,东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱年,东亚大气环流及其降水存在显著差别,东亚大气环流的这种差别是通过什么过程完成?为此,分析夏季东亚西风急流扰动动能强弱年东亚东部(110°E~130°E平均)整层垂直速度变化。图8a是扰动动能加强年整层垂直速度距平合成, $\omega > 0$ 正距平(表示下沉运动)出现在30°N以南东亚地区, $\omega < 0$ 负距平(表示上升运动)出现在30°N以北东亚地区,与此对应的是,200 hPa、30°N以南东亚地区出现辐合,30°N以北东亚地区为辐散区

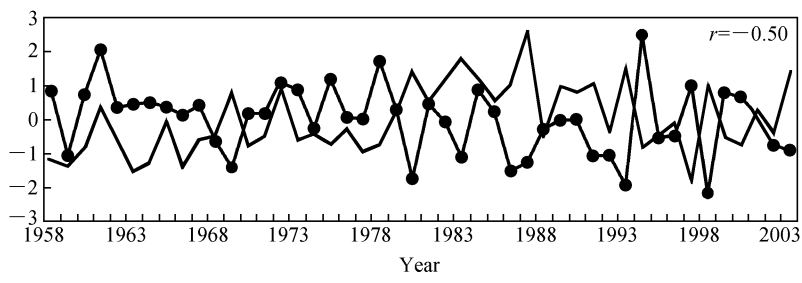


图 7 东亚西风急流 Rossby 波扰动动能指数 (实线) 与东亚夏季风指数 (实心圆线) 标准化序列, 图中 r 为两者之间线性相关系数

Fig. 7 Normalized E_k index (real line) and East Asian summer monsoon index (line with solid cycles), r is the linear correlation coefficient between them

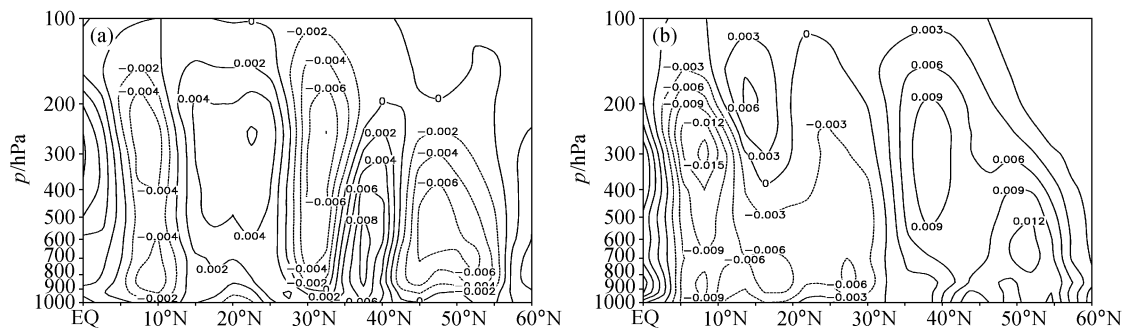


图 8 夏季 110°E~130°E 平均垂直速度距平合成纬度-高度剖面 (单位: Pa/s): (a) 扰动强年; (b) 扰动弱年

Fig. 8 Latitude-height cross section (averaged over 110°E-130°E) of anomalous vertical velocity (Pa/s) in summer for the strong E_k (a) and weak E_k (b) years

(图 4a); 500 hPa、30°N 以南东亚地区出现位势高度正距平 (表明西太平洋副热带高压位置偏南), 30°N 以北东亚地区为负距平 (图 5a); 850 hPa、30°N 以南的东亚热带地区呈反气旋性距平环流, 30°N 以北东亚地区出现气旋性距平环流 (图 6a)。东亚地区高、中、低层环流与整层垂直速度距平分布都有利东亚热带季风环流加强, 梅雨锋加强。图 8b 为扰动动能弱年, $\omega < 0$ 负距平出现在 30°N 以南东亚地区, $\omega > 0$ 正距平出现在 30°N 以北东亚地区, 与此对应的 200 hPa、30°N 以南东亚地区出现辐散, 30°N 以北东亚地区为辐合区 (图 4b); 500 hPa、30°N 以南东亚地区为位势高度负距平, 30°N 以北为正距平 (图 5b), 表明西太平洋副热带高压位置偏北; 850 hPa、30°N 以南的东亚热带地区呈气旋性距平环流, 30°N 以北为反气旋性距平环流 (图 6b), 东亚地区高、中、低层环流与整层垂直速度距平分布都有利东亚热带季风环流减弱, 梅雨锋减弱。从图 8 还清楚可见, 不论下沉运动出现在 30°N 以南或 30°N 以北, 强下沉运动中心都位于 500 hPa 高度以上, 这表明夏季西太平洋副热带高

压异常与高层西风带扰动动能强弱变化密切相关, 西太平洋副热带高压位置变化受高层强下沉运动中心变化影响。综上所述, 东亚高、中、低层大气环流对高层西风带扰动动能强弱响应过程, 由对流层上层散度场及垂直速度场变化完成。

6 结论

本文分析了夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能 (E_k) 变化与东亚西风急流位置、强度变化的关系, 探讨了东亚西风急流 Rossby 波扰动动能的变化与东亚地区对流层高、中、低环流特征及东亚季风环流强弱、中国夏季降水分布型的物理成因, 主要结论如下:

(1) 夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能加强 (减弱), 东亚西风急流位置偏南 (北), 东亚西风急流强度偏强 (弱)。

(2) 夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能 (E_k) 变化, 具有显著的年际和年代际, 1958~1978 年东亚急流 Rossby 波扰动动能处于年代际偏弱阶段, 1979~1998 年处于年代际偏强阶段。

(3) 夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动动能加强(减弱), 200 hPa 辐合区位于 30°N 以南(以北)西太平洋地区, 此时 500 hPa 西太平洋副热带高压位于 30°N 以南(以北), 850 hPa 反气旋性距平环流出现在东亚 30°N 以南地区(以北)、而 30°N 以北(以南)为气旋性距平环流, 东亚热带季风环流加强(减弱)、梅雨锋加强(减弱), 中国东部降水中间多、南北少(中间少、南北多)。

(4) 东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强(弱), 西风急流位置偏南(偏北), 强下沉运动距平出现在 30°N 以南(以北)东亚地区。东亚高、中、低层大气环流对高层东亚西风急流 Rossby 波扰动动能强弱响应由对流层上层散度场及垂直速度场变化完成。

参考文献 (References)

- [1] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 1958, **29** (4): 249~263
Yeh Tuchen, Dao Shihyen, Li Meitsun. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1958, **29** (4): 249~263
- [2] 陶诗言, 赵煜佳, 陈小敏. 东亚的梅雨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
Dao Shihyen, Zhao Yujia, Chen Xiaomin. The relationship between MayYu in Far East and the behaviour of circulation over Asia. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1958, **29** (2): 119~134
- [3] Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60~92
- [4] 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究. 大气科学, 2004, **28** (5): 641~658
Li Chongyin, Wang Jough-Tai, Lin Shi-Zhei, et al. The relationship between East Asian Summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2004, **28** (5): 641~658
- [5] 孙安健. 江淮旱涝年份准定常行星波分布于平均纬向风速的差异. 应用气象学报, 1994, **5** (1): 68~76
Sun Anjian. The differences in the zonal winds and quasi-stationary waves between the floods/droughts in Jianghuai Region. *Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1994, **5** (1): 68~76
- [6] Liang P D, Liu A X. Winter Asia jet stream and seasonal precipitation in East China. *Adv. Atmos. Sci.*, 1994, **11** (3): 311~318
- [7] Liang X Z, Wang W C. Association between China monsoon rainfall and tropospheric jets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1998, **124** (6): 2597~2623
- [8] 廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季风气候异常的影响. 地球物理学报, 2004, **47** (1): 10~18
Liao Qinghai, Gao Shouting, Wang Huijun, et al. Anomalies of the extratropical westerly jet in the North Hemisphere and their impacts on East Asian summer monsoon climate anomalies. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2004, **47** (1): 10~18
- [9] 董敏, 余健锐, 高守亭. 东亚西风急流变化与热带对流加热关系的研究. 大气科学, 1999, **23** (1): 62~70
Dong Min, Yu Jianrui, Gao Shouting. A study on the variations of the westerly jet and its relation with the tropical convection heating. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1999, **23** (1): 62~70
- [10] Lu R Y. Associations among the components of the East Asian summer monsoon systems in the meridional direction. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2004, **82** (1): 155~165
- [11] Lin Z D, Lu R Y. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer. *Adv. Atmos. Sci.*, 2005, **22** (2): 199~211
- [12] 冉令坤, 高守亭, 雷霆. 高空急流区内纬向基本气流加速与 EP 通量的关系. 大气科学, 2005, **29** (3): 409~416
Ran Lingkun, Gao Shouting, Lei Ting. Relation between acceleration of basic zonal flow and EP flux in the upper-level jet stream region. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29** (3): 409~416
- [13] Ambrizzi T, Hoskins B J, Hsu H H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the Austral winter. *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**: 3661~3672
- [14] Terao T. Barotropic disturbances on intraseasonal time scales observed in the midlatitudes over the Eurasian continent during the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1998, **76**: 419~436
- [15] Terao T. The zonal wavelength of the quasi-stationary Rossby waves trapped in the westerly jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, **77**: 687~699
- [16] Terao T. Relationships between the quasi-stationary Rossby waves in the subtropical jet and the mass and heat transport in the northern periphery of the Tibetan high. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, **77**: 1271~1286
- [17] Lu R Y, Oh J H, Kim B J. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer. *Tellus*, 2002, **54A**: 44~55
- [18] Enomoto T, Hoskins B J, Yoshihisa M. The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2003, **587**: 157~178

- [19] Enomoto T. Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian Jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2004, **82**: 1019~1034
- [20] Ding Q H, Wang B. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J. Climate*, 2005, **18**: 3483~3505
- [21] 廖荃荪, 赵振国. 我国东部夏季降水分布的季节预报方法. 应用气象学报, 1992, **3** (增刊): 1~9
Liao Quansun, Zhao Zhenguo. Seasonal forecast methods of summer rainfall distribution in East China. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 1992, **3** (Suppl.): 1~9
- [22] 王绍武, 叶瑾林, 龚道溢, 等. 中国东部夏季降水型的研究. 应用气象学报, 1998, **9** (增刊): 65~73
Wang Shaowu, Ye Jinlin, Gong Daoyi, et al. Study of summer rain pattern in East China. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 1998, **9** (Suppl): 65~73
- [23] 陈兴芳, 赵振国. 中国汛期降水预测技术的研究和应用. 北京: 气象出版社, 2000. 4
Chen Xingfang, Zhao Zhenguo. *Research and Application of Rainfall Prediction Technology in China*. Beijing: China Meteorological Press, 2000. 4
- [24] 孙林海, 赵振国, 许力, 等. 中国东部季风区夏季雨型的划分及其环流成因分析. 应用气象学报, 2005, **16** (增刊): 56~62
Sun Linhai, Zhao Zhenguo, Xu Li, et al. Study of summer rain pattern in monsoon region of East China and its circulation cause. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2005, **16** (Suppl): 56~62
- [25] 黄荣辉, 孙凤英. 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气候异常的影响. 大气科学, 1994, **18** (2): 141~151
Huang Ronghui, Sun Fengying. Impacts of the thermal state and the convection activities in the tropical western warm Pool on the summer climate anomalies in East Asia. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1994, **18** (2): 141~151
- [26] 黄刚, 严中伟. 东亚夏季风环流异常指数及其年际变化. 科学通报, 1999, **44** (4): 421~423
Huang Gang, Yan Zhongwei. Anomaly index of East Asia summer monsoon circulation and its annual variations. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 1999, **44** (4): 421~423