

林中达. 2011. 盛夏两类东亚高空西风急流北跳的动力过程 [J]. 大气科学, 35 (4): 631–644. Lin Zhongda. 2011. Dynamical processes of two categories of northward jumps of the East Asian upper-tropospheric jet stream in mid summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 631–644.

# 盛夏两类东亚高空西风急流北跳的动力过程

林中达

中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

**摘 要** 在气候态上, 7 月底东亚高空西风急流中心突然从  $40^{\circ}\text{N}$  北跳到  $45^{\circ}\text{N}$  以北。逐年统计分析显示此次急流北跳存在两类典型方式: 急流北侧西风强度增强引起的北跳 (第一类) 和急流中心西风强度的减弱引起的北跳 (第二类)。本文基于 1958 年到 2002 年的 NCEP/NCAR 再分析资料, 采用波活动通量诊断这两类典型北跳相应的动力过程, 进一步探讨了其北跳的物理机制。在第一类急流北跳过程中, 对流层高层远东高纬度地区形成的低压槽和中纬度南亚高压向东亚地区的伸展导致两者之间的鄂霍次克海上空位势高度经向梯度加强, 从而西风增强, 东亚高空西风急流北进; 进一步的动力诊断分析结果表明, 其中远东高纬度地区的低压槽是由源于西欧和北大西洋上空的波活动通量沿着欧亚大陆北部地区传播到远东地区形成负位势高度异常所致, 而南亚高压向东亚地区的延伸主要和热带西北太平洋强降水激发的“太平洋-日本 (PJ)”波列导致东亚地区形成正位势高度异常有关。第二类急流北跳主要受到沿着亚洲副热带西风急流传播的波活动影响: 东传的波活动在东亚地区累积形成高压脊, 导致东亚地区位势高度经向梯度减弱, 东亚高空西风急流减弱北跳。

**关键词** 东亚高空西风急流 盛夏北跳 西太平洋副热带高压 南亚高压 波活动

**文章编号** 1006-9895 (2011) 04-0631-14 **中图分类号** P434 **文献标识码** A

## Dynamical Processes of Two Categories of Northward Jumps of the East Asian Upper-Tropospheric Jet Stream in Mid Summer

LIN Zhongda

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

**Abstract** The East Asian upper-tropospheric jet stream (EAJS) jumps northward abruptly in late July with its center shifting from  $40^{\circ}\text{N}$  to north of  $45^{\circ}\text{N}$  in climatology. Year-by-year statistics showed that there are two categories of typical northward jumps; The first is characterized by enhanced westerly to the north of the EAJS's axis and the second is by the weakened westerly in the EAJS's axis. In this study, the physical mechanisms for the two categories of northward jumps of the EAJS are investigated by using the NCEP/NCAR reanalysis data from 1958 to 2002 and the dynamical process is diagnosed based on the wave activity flux. The trough over the high-latitude Far East and the northeastward extension of the South Asia high in the upper troposphere, together leads to meridional gradient of geopotential height enhancing and then the westerly enhancing over the Okhotsk Sea between them, and results in the first category of northward jump of the EAJS. Actually, the high-latitude trough is contributed by the eastward propagating Rossby wave, which is originated from West Europe and the North Atlantic, along the north edge of Eurasian continent, and the extension of the South Asia high is mainly related to the “Pacific-Japan (PJ)”

**收稿日期** 2010-08-28, 2011-01-12 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40905025, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006019, 国家自然科学基金资助项目 40975046

**作者简介** 林中达, 男, 1981 年出生, 博士, 主要从事东亚季风方面的研究。E-mail: zldin@mail.iap.ac.cn

teleconnection pattern induced by the positive rainfall anomaly over the tropical western North Pacific. The second category of northward jump, however, is mostly attributed to the Rossby wave along the Asian subtropical jet stream in the upper troposphere. The eastward propagating Rossby wave is blocked over East Asia and forms an in-situ ridge, reducing the meridional gradient of geopotential height and the westerly over East Asia and leading to northward jump of the EAJS.

**Key words** East Asian jet stream, mid-summer northward jump, western Pacific subtropical high, South Asia high, wave activities

## 1 引言

东亚夏季高空西风急流是东亚季风系统的重要成员,对于东亚地区天气和气候有着重要的影响(Tao and Chen, 1987; 陶诗言和卫捷, 2006)。在季节演变的时间尺度上,其经向移动与东亚夏季风的逐步推进相一致,呈现出阶段性北跳的特征(叶笃正等, 1958; 李崇银等, 2004; 董丽娜等, 2010a, 2010b)。在从冬到夏的季节转换过程中(5~6月),东亚高空西风急流经历两次北跳过程,分别对应南海夏季风和梅雨期的建立:其中第一次北跳出现在5月初,急流中心从 $25^{\circ}\text{N}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 之间北跳到 $30^{\circ}\text{N}$ 以北,领先于南海夏季风的建立;而第二次北跳发生在6月初,急流中心从大约 $32^{\circ}\text{N}$ 北跳到 $35^{\circ}\text{N}$ 以北,领先于我国江淮梅雨期的建立(李崇银等, 2004)。此后,在7月初我国东部地区( $110^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{E}$ )急流中心进一步北推到 $37.5^{\circ}\text{N}$ 以北,对应我国江淮梅雨的结束(陶诗言和陈隆勋, 1957; Yeh et al., 1959; 董丽娜等, 2010a, 2010b)。日本的一些气象学家也发现日本梅雨的结束和其上空西风急流的消失密切相关(Murakami, 1951; Suda and Asakura, 1955)。值得注意的是,在急流季节性经向移动过程中,东亚高空西风急流还存在显著的纬向进退;在梅雨期间,急流中心从西北太平洋上西移到青藏高原的北侧(Zhang et al., 2006),导致我国东部夏季降水异常变化(杜银等, 2009)。

最近, Lin and Lu (2008) 利用多年的再分析资料,进一步统计分析了急流的季节演变过程中的突跳特征。他们的研究工作指出,在7月末,东亚高空西风急流也存在一次显著的北跳过程,这次北跳过程与初夏两次北跳(李崇银等, 2004)存在显著差异:前两次北跳过程分别出现在初夏(5月初和6月初),而该次北跳出现在盛夏(7月末);前

两次北跳主要发生在亚洲大陆上空( $120^{\circ}\text{E}$ 以西地区),而该次北跳主要出现在东亚沿海地区( $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ );前两次急流北跳发生位置偏南( $40^{\circ}\text{N}$ 以南地区),而在该次急流北跳过程中,急流中心从 $40^{\circ}\text{N}$ 北进到 $45^{\circ}\text{N}$ 以北地区。而与董丽娜等(2010a, 2010b)揭示出的7月初急流北进相比, Lin and Lu (2008) 提出的7月末发生的急流北跳幅度更大,并且位置偏东偏北。

Lin and Lu (2008) 的分析也指出,根据北跳前后急流自身强度的变化特征,7月末东亚高空西风急流的北跳存在两类主要的方式:一类是由于急流北侧西风增强引起的急流北跳;另外一类则对应于急流中心西风减弱引起的急流北跳。根据以往研究,东亚高空西风急流异常可能主要与沿着三支西风急流传播的波列活动有关,包括亚洲副热带西风急流、欧亚大陆北部高纬度地区的极锋急流,以及位于对流层低层的东亚低空西风急流。首先,地中海东部和里海上空的波源有利于激发出沿着亚洲西风急流波导东传的 Rossby 波列,并在接近日本地区的急流出口区累积起来,导致相当正压的高压脊、东亚高空西风急流偏北(Lu et al., 2002; Enomoto et al., 2003; Enomoto, 2004)。其次,在欧亚大陆中高纬度地区, Wakabayashi 和 Kawamura (2004) 指出存在两个主要的遥相关型,这两个遥相关通过影响鄂霍次克海高压异常变动,进而影响东亚高空西风急流变异。施宁等(2009)分析了盛夏东亚环流的中期演变过程,指出沿着欧亚大陆北部中高纬度地区东传的波活动对于东亚高空急流变化也有着重要影响。最后, Nitta (1987) 以及黄荣辉和李维京(1988)、黄荣辉和孙凤英(1992)指出在东亚—西北太平洋存在“太平洋—日本(PJ)”或者称之为“东亚—太平洋”的遥相关型。该遥相关型和热带西北太平洋对流活动强度密切相关:当西北太平洋对流活动偏强,东亚地区出现近似正压

的反气旋异常环流, 有利于东亚高空西风急流北移。

虽然我们前面的工作 (Lin and Lu, 2008) 指出盛夏东亚高空西风急流北跳存在两类主要方式, 但是这两类北跳过程对应的大尺度环流转变特征尚不清楚。此外, 是什么样的动力过程导致这两类急流北跳的差异? 其中沿着三支西风急流传播的波活动在两类急流北跳过程中又分别起到什么样的作用? 这些问题都需要进一步的研究。因此, 在本文中, 我们将在前面工作的基础上, 进一步通过对东亚高空西风急流两类北跳过程中大气内部过程, 特别是波活动动力诊断的对比分析, 揭示两类急流北跳的物理机理。

## 2 数据资料和方法

### 2.1 数据资料

本文中所采用的数据来自于 NCEP/NCAR 再分析的逐日资料 (Kalnay et al., 1996), 所使用的变量包括 17 层等压坐标下的纬向风、经向风和位势高度场, 时间选取为 1958~2002 年。候数据定义为 5 天平均, 每年包括 73 候。此外, 还使用了 GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 逐候的降水数据 (Huffman et al., 1997; Adler et al., 2003), 时间为 1979~2002 年。

### 2.2 急流盛夏北跳定义和两类典型北跳

与 Lin and Lu (2008) 定义一致, 当东亚夏季高空急流满足以下两个条件定义为一次急流盛夏北跳事件:

- (1) 急流中心位置在一候时间内北移超过  $5^\circ$ ;
- (2) 北跳之后急流中心位置位于  $45^\circ\text{N}$  以北。

相应地, 急流北跳发生的当候定义为北跳候。根据上述定义, 在 1958~2002 年共 45 年中, 挑选出 27 个急流北跳事件。

进一步, 根据 27 个北跳候  $120^\circ\text{E}\sim 150^\circ\text{E}$  纬向平均 200 hPa 纬向风异常随纬度变化曲线的相似性, 我们对急流北跳事件进行聚类, 得到急流北跳的两类主要方式, 具体过程请参考 Lin and Lu (2008)。一类是由于急流北侧强西风异常和南侧弱东风异常引起的北跳, 北跳后急流中心西风强度增强; 另一类是由于急流南侧强东风异常和北侧弱的西风异常引起的北跳, 北跳后急流中心西风强度减弱。其中在 27 个北跳事件中, 第一类北跳事件共

有 8 次, 第二类北跳事件共有 10 次 (如表 1)。在下面的分析中, 合成分析主要是针对急流北跳候, 急流北跳当候定义为第 0 候, 之前为负, 之后为正。

表 1 两类北跳事件

Table 1 Two categories of northward jump events

第一类北跳 (8 次)		第二类北跳 (10 次)	
年份	北跳候 (日期)	年份	北跳候 (日期)
1964	44 候 (8 月 4~8 日)	1958	38 候 (7 月 5~9 日)
1968	41 候 (7 月 20~24 日)	1959	45 候 (8 月 9~13 日)
1976	41 候 (7 月 20~24 日)	1960	40 候 (7 月 15~19 日)
1977	41 候 (7 月 20~24 日)	1970	41 候 (7 月 20~24 日)
1984	42 候 (7 月 25~29 日)	1972	42 候 (7 月 25~29 日)
1990	41 候 (7 月 20~24 日)	1973	37 候 (6 月 30 日~7 月 4 日)
1996	42 候 (7 月 25~29 日)	1974	41 候 (7 月 20~24 日)
1999	41 候 (7 月 20~24 日)	1979	45 候 (8 月 9~13 日)
		1989	41 候 (7 月 20~24 日)
		1997	41 候 (7 月 20~24 日)

### 2.3 波活动通量

为了探讨大气内部动力过程对于急流盛夏北跳的可能影响, 引入了 Takaya and Nakamura (2001) 定义的波活动通量来定量估计准静止 Rossby 波传播特征, 在水平面上二维波活动通量  $\mathbf{W}$  定义为:

$\mathbf{W} =$

$$\frac{1}{2|\mathbf{u}|} \left( \overline{u}(\overline{\psi}'^2_x - \overline{\psi}'\psi'_{xx}) + \overline{v}(\overline{\psi}'\psi'_y - \overline{\psi}'\psi'_{xy}) \right),$$

其中,  $\mathbf{u} = (u, v)$  表征水平风速度,  $\psi$  为流函数; “ $\overline{\quad}$ ” 表示基本态, “ $'$ ” 表征异常场。在空间缓变介质中, 该矢量方向平行于局地群速度, 这意味着该矢量的方向描述了对应 Rossby 波能量传播的方向, 进而推断出局地扰动的发展。在本研究中, 由于急流的北跳均发生在 7 月和 8 月, 因此选取 1958~2002 年 7~8 月气候平均为基本场; 而候异常定义为该候与对应候气候态之差, 其中候气候态为 1958~2002 年共 45 年候平均。

## 3 两类急流北跳对应的大尺度环流转变

图 1 给出了两类急流北跳前二候到北跳后二候东亚高空西风急流轴位置的演变特征。其中急流轴位置是 200 hPa 纬向风速度最大值所在的纬度。北

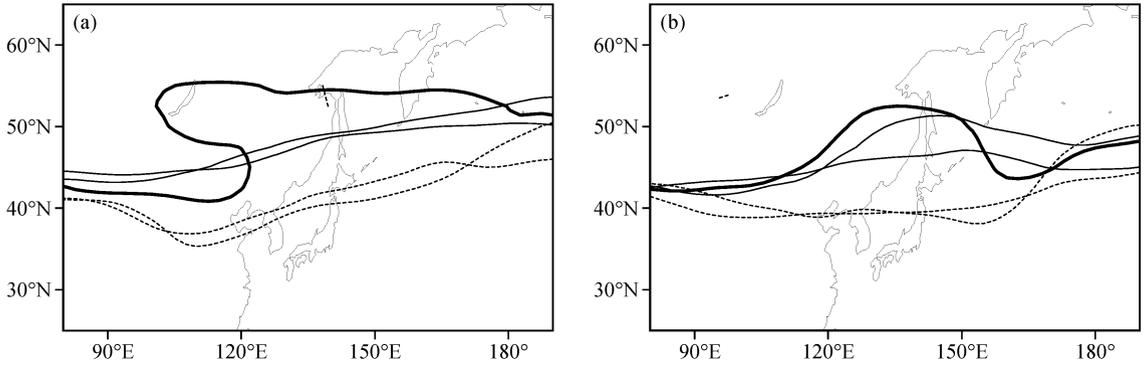


图1 两类盛夏急流北跳前后东亚高空西风急流轴位置变化:(a) 第一类;(b) 第二类。细虚线:北跳前两候;细实线:北跳后两候;粗实线:北跳候

Fig. 1 March of the axes of East Asian upper-tropospheric jet stream (EAJS) for the (a) first and (b) second categories of northward jumps. The thin dashed (solid) lines are for two pentads before (after) northward jump, and the thick solid line for the pentad with northward jump

跳之前,对应两类北跳,急流中心位置在东亚地区均稳定地维持在 $40^{\circ}\text{N}$ 左右。而在北跳之后,虽然两类急流北进均主要出现在 $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 之间,但其经向北跳强度以及推进过程存在显著的差异。对于第一类急流而言,急流轴中心迅速北跳到约 $55^{\circ}\text{N}$ 的东北亚地区,并且在此后的两候内,急流的中心稳定维持在 $45^{\circ}\text{N}$ 以北。而与第一类北跳相对比,第二类急流轴的中心略微偏南,出现在 $50^{\circ}\text{N}$ 左右,维持时间为两候。此后急流中心逐步向南移动到约 $45^{\circ}\text{N}$ 。

这两类急流北跳过程的差异在其空间分布场上可以看得更加清楚(图2)。对第一类急流北跳,在急流北跳的前一候(图2a),东亚副热带高空西风急流中心从我国的山东半岛穿过朝鲜半岛,一直延伸到日本北部地区及其以东的洋面上。与此同时,在其上游的青藏高原北侧出现另外一个中心。此外,在其北部贝加尔湖地区以北的远东地区出现另外一支西风急流,这与夏季极锋急流的位置接近(图2a)。在北跳发生的当候,副热带西风急流和极锋急流在鄂霍次克海上空汇合,西风强度增强,中心风速超过 $25\text{ m/s}$ (图2b)。两候之差的纬向风结果显示风场的变化趋势主要出现在东亚到高纬度的远东地区,呈现明显的三极结构:西风在鄂霍次克海上空增强,而在其南北两侧的东亚和高纬度地区上空减弱(图2d)。北跳后,急流中心向南移动到我国东北地区上空,其强度进一步增强,中心风速超过 $30\text{ m/s}$ (图2c)。

在第二类急流北跳之前,东亚副热带高空西风急流中心位置出现在日本北部地区上空,其中心强度超过 $25\text{ m/s}$ 。此外,一支弱的极锋西风急流出现在其北侧(图2e)。其分布特征与第一类急流北跳事件中类似。在急流北跳当候,急流中心北移到我国东北北部及其以东的俄罗斯地区上空,其强度明显减弱,中心强度约为 $20\text{ m/s}$ 。与前一候相比,其高层纬向风变化趋势的空间分布呈现出三极结构,但主要出现在中纬度地区( $20^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ ):日本上空西风显著减弱,而其南侧东风减弱,北侧西风增强(图2h)。北跳后,急流中心稳定维持在我国东北地区上空(图2g)。

对流层高层的南亚高压和对流层低层的西太平洋副热带高压(简称西太副高)是控制东亚天气气候变化的两个最主要的大尺度环流系统。以前的研究指出南亚高压在7月底向东北方向伸展,在东亚上空形成一个独立的高压中心(Bonin高压)(Enomoto et al., 2003);而在对流层低层,西太副高7月下旬显著的西伸北进(Lu, 2001)。这两个高压系统的此次变化与气候态上东亚高空西风急流盛夏北跳发生的时间基本一致。在两类不同类型的急流北跳过程,南亚高压和西太副高演变又如何演变?

图3描述的是两类急流北跳前后 $200\text{ hPa}$ 位势高度的演变特征。在第一类急流北跳之前(图3a),南亚高压脊线在东亚地区上空位于 $25^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间,而在其北部的我国华北地区上空形成一个浅的低压槽。在亚洲大陆高纬度地区,位势高度呈现两

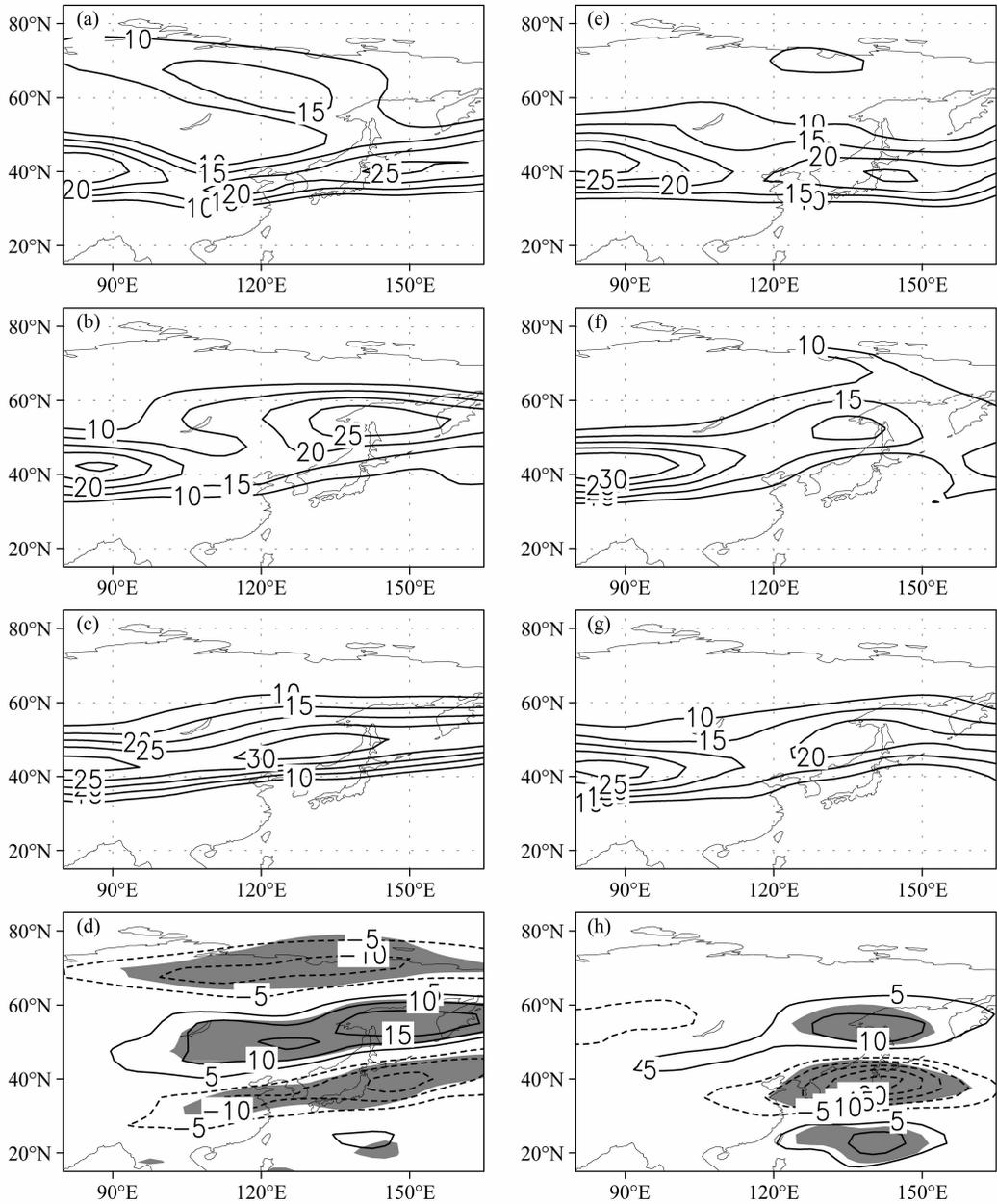


图2 第一类 (a-d) 和第二类 (e-h) 急流北跳前后 200 hPa 纬向风的演变特征 (单位: m/s): (a, e) 北跳前一候; (b, f) 北跳候; (c, g) 北跳后一候; (d, h) 北跳候相对北跳前一候纬向风的趋势变化。阴影为纬向风 95% 信度区域

Fig. 2 200-hPa zonal winds (m/s) related to the (a-d) first and (e-h) second categories of northward jumps at (a, e) the first pentad before northward jump, (b, f) the northward jump pentad, and (c, g) the first pentad after northward jump. (d) and (h): Differences of 200-hPa zonal winds at the northward jump pentad from that at the first pentad before. Shading denotes the significant zonal wind anomalies at the confidence level of 95%

槽一脊的分布特征: 高压脊位于贝加尔湖, 导致其北侧出现异常的西风急流中心 (图 2a); 而两个低压槽分布位于其上游地区及其下游的鄂霍次克海以东地区。当急流北跳时, 南亚高压迅速向北推进, 其脊线北移到 30°N。同时, 北跳前华北地区上空

的低压槽和贝加尔湖地区上空的高压脊均消失, 低压槽向西移动到鄂霍次克海北部地区 (图 3b)。与北跳前相比, 东亚地区和日本以东洋面位势高度增加, 而其北侧位势高度显著减弱 (图 3d), 南北位势梯度的增加, 导致鄂霍次克海上空西风强度增强

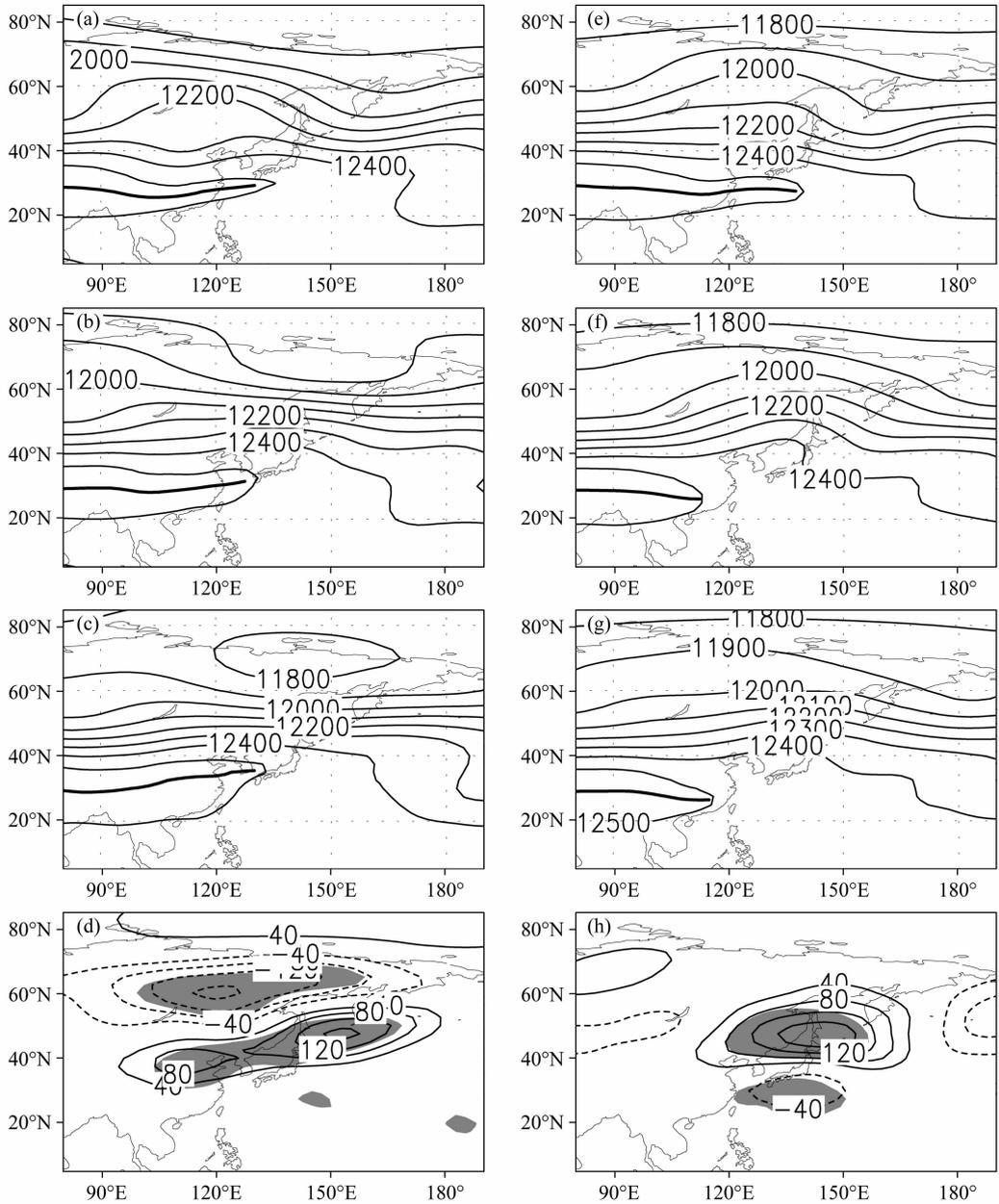


图3 同图2, 但为200 hPa位势高度(单位: gpm)。粗实线: 南亚高压脊线位置

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for 200-hPa geopotential heights (gpm). The thick solid line denotes the ridge of South Asia high

(图2d)。北跳之后, 南亚高压中心继续北进, 同时鄂霍次克海北部的低压槽进一步加深, 并形成独立的低压中心(图3c), 西风强度进一步增强(图2c)。

在第二类急流北跳之前, 位势高度的分布特征与第一类基本类似(图3e), 这与前面分析指出的纬向风分布特征一致(图2a和2e)。当急流北跳时, 位势高度的变化与第一类之间存在显著的差异。对应第二类急流北跳, 贝加尔湖以东的高压脊

进一步加深(图3f), 我国东北地区到鄂霍次克海地区上空位势高度显著增强, 而其南侧位势高度显著减弱(图3h)。东亚地区南北位势梯度的减弱导致东亚西风急流强度显著减弱(图2h)。此时, 青藏高原上空的南亚高压主体并无显著变化(图3h)。在北跳之后, 位势高度基本不变(图3g)。

而在对流层低层, 在第一类急流北跳之前(图4a), 西太副高西伸脊线出现在长江以南地区。伴随着急流的北跳, 副高西伸脊线迅速向北推进到我

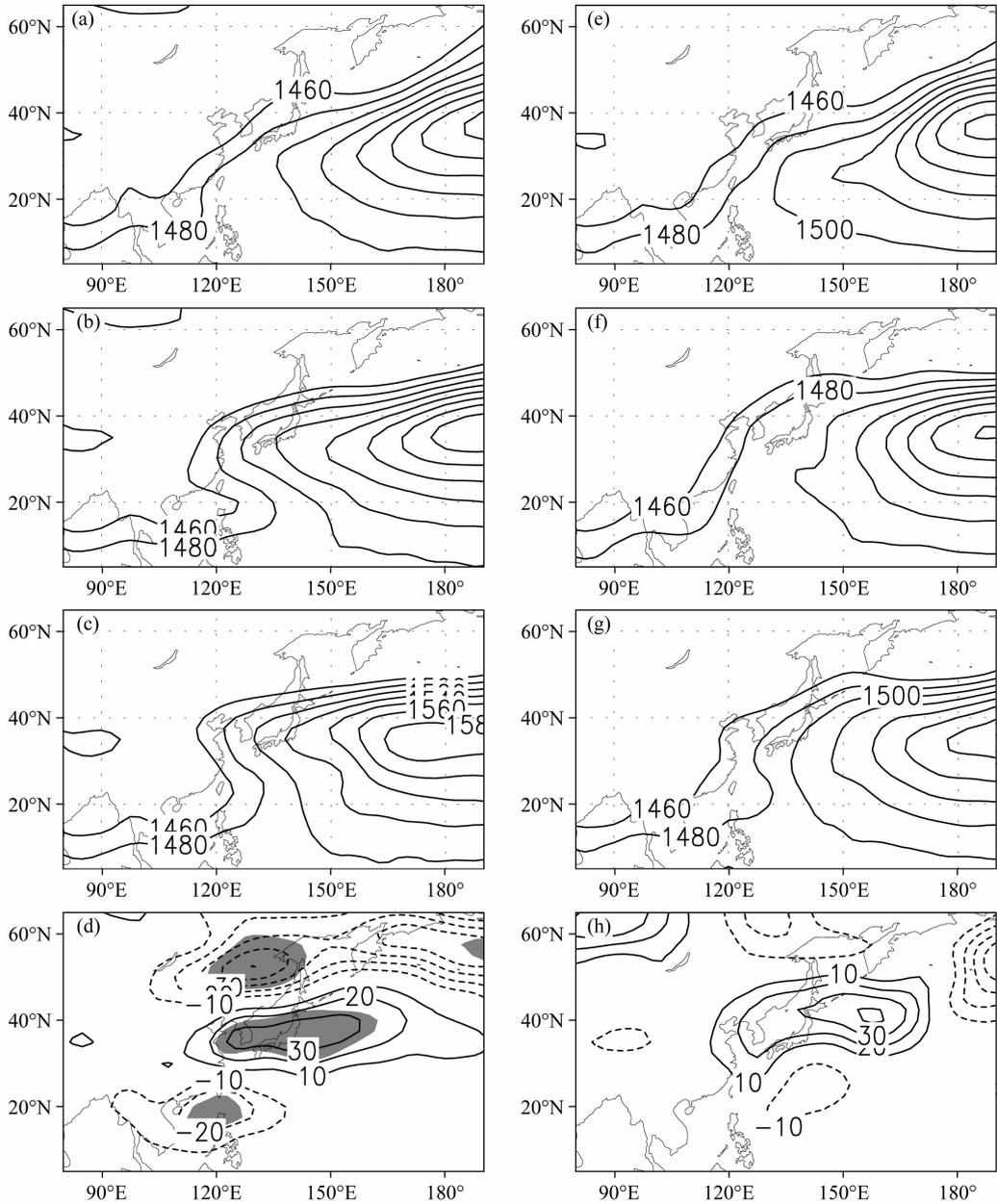


图 4 同图 2, 但为 850 hPa 位势高度 (单位: gpm)

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for 850-hPa geopotential heights (gpm)

国华北地区, 并且副高的主体向西伸展 (图 4b 和 4c)。值得注意的是, 对应副高的西伸北进, 季风槽在南海地区加深并且向东面的菲律宾海延伸 (图 4b 和 4c)。与北跳前相比, 急流北跳时东亚地区上空位势高度显著增强, 而南海地区位势高度显著减弱; 这种南北位势高度的反位相变化与 Nitta (1987) 以及黄荣辉和李维京 (1988)、黄荣辉和孙凤英 (1992) 提出的菲律宾海对流激发的“PJ”遥相关型类似, 这暗示急流的北跳可能受到菲律宾海

对流异常变化的影响, 这一点在后面会详细分析。而对于第二类急流北跳而言, 西太副高脊线也具有类似的变化特征, 但是与第一类相比, 其变化的幅度要显著减弱。这一点从急流北跳候与前一候的位势高度变化趋势中可以清楚看到: 东亚—西北太平洋地区位势高度并无显著的增强或者减弱特征 (图 4h)。

综上所述, 第一类急流的北跳主要是远东高纬度地区低压槽的建立以及南亚高压向东北方向伸

展, 导致鄂霍次克海地区上空经向位势梯度增加, 因而西风加强所致。而第二类急流的北跳则与东亚上空高压脊建立导致东亚地区位势高度经向梯度减弱、西风减弱有关。在下面的分析中, 将进一步探讨是什么样的物理过程导致上述位势高度的异常变化。

## 4 两类急流北跳的波活动通量诊断

### 4.1 第一类急流北跳

图 5 显示的是第一类急流北跳过程前后 200

hPa 等压面上的位势高度异常以及对应的波活动通量。在急流北跳之前, 东北亚地区上空受到正位势高度异常的控制, 而东亚地区为负位势高度异常控制。对应的波活动通量从东北亚地区向东北和东南两个方向传播 (图 5a)。此外, 值得注意的是在其上游地区, 源于西欧上空的波活动向东穿过东欧地区上空, 沿着欧亚大陆北部向东传播到高纬度的远东地区。这种东传的波活动通量在急流北跳候继续维持, 鄂霍次克海北部位势高度异常减弱 (图 5b)。

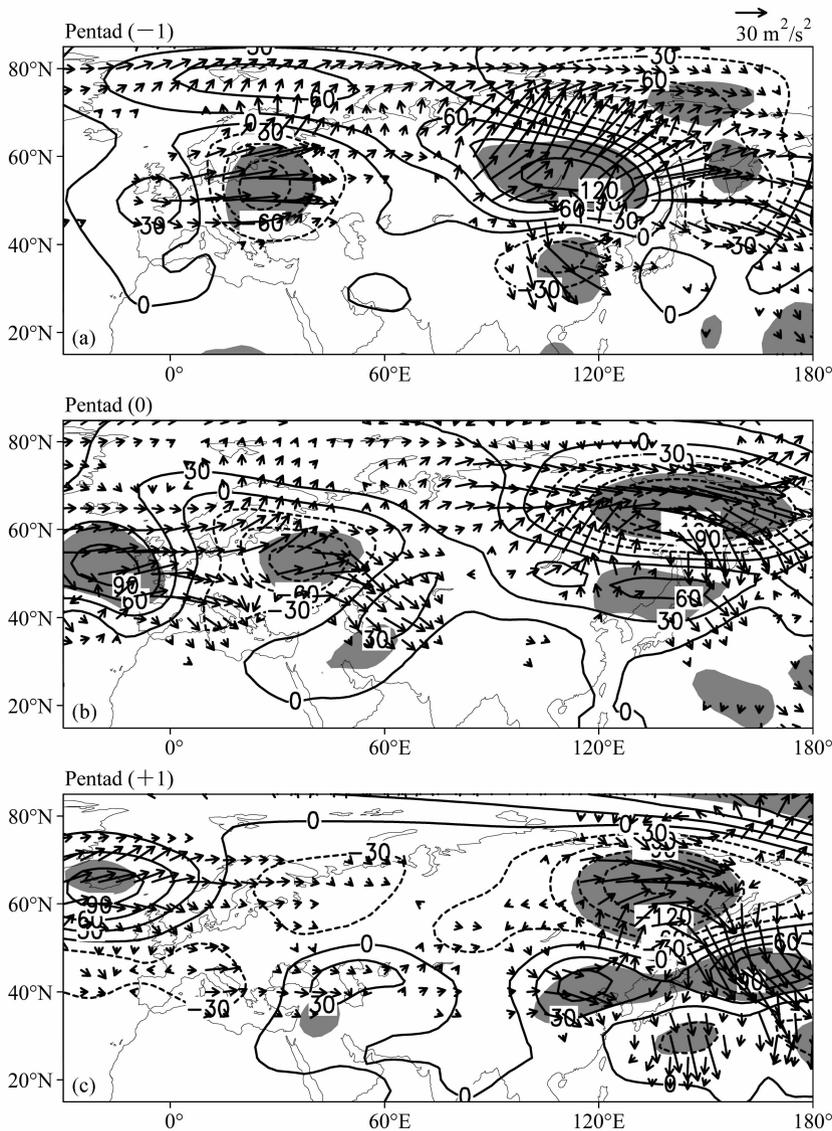


图 5 第一类急流北跳前后 200 hPa 位势高度异常 (等值线, 单位: gpm) 及其波活动通量 (矢量, 单位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ): (a) 北跳前一候; (b) 北跳候; (c) 北跳后一候。阴影: 位势高度异常的 95% 信度区域

Fig. 5 200-hPa geopotential height anomalies (contour, units: gpm) and wave activity flux (vector) related to the first category of northward jump at (a) the first pentad before northward jump, (b) the northward jump pentad, and (c) the first pentad after northward jump. Shading denotes the significant geopotential height anomalies at the confidence level of 95%

在其南侧的我国东北及其以东地区上空出现正的位势高度异常, 同时在其东侧为向南传播的波活动通量, 这可能由热带西北太平洋对流引起的“PJ”遥相关 (Kosaka and Nakamura, 2006) 所致。而在其上游地区, 源于西欧和北大西洋上空的波活动通量除了沿着欧亚大陆北部地区继续向东传播以外, 还出现从东欧向东南方向到西亚地区的波活动通量。而在急流北跳之后 (图 5c), 欧亚大陆北部向东传播的波活动通量在远东地区持续维持, 而在其上游迅速消失。与此同时, 受到西亚地区沿着 40°N 东传的弱波活动通量和日本东部地区向南传播的波活动通量进一步增强的影响, 东亚地区正的位势高度

进一步加强。

在对流层的低层, 急流北跳前从东北地区向东传播的弱波活动通量与对流层高层一致 (图 6a)。而在急流北跳发生时, 波活动通量从南海和菲律宾海西部的异常低压中心向北传播到东亚地区, 东亚地区位势高度增强 (图 6b), 有利于西太副高的北进。苏同华和薛峰 (2010) 也指出到 7 月下旬 (第 41 候和第 42 候) 西太副高的北进与西北太平洋暖池地区向东北方向传播的 Rossby 波列有关。这种西北太平洋 (南海和菲律宾海地区) 和东亚地区位势高度异常的反位相变化、低层北传的波活动通量以及高层南传的波活动通量与 Kosaka 和 Nakamu-

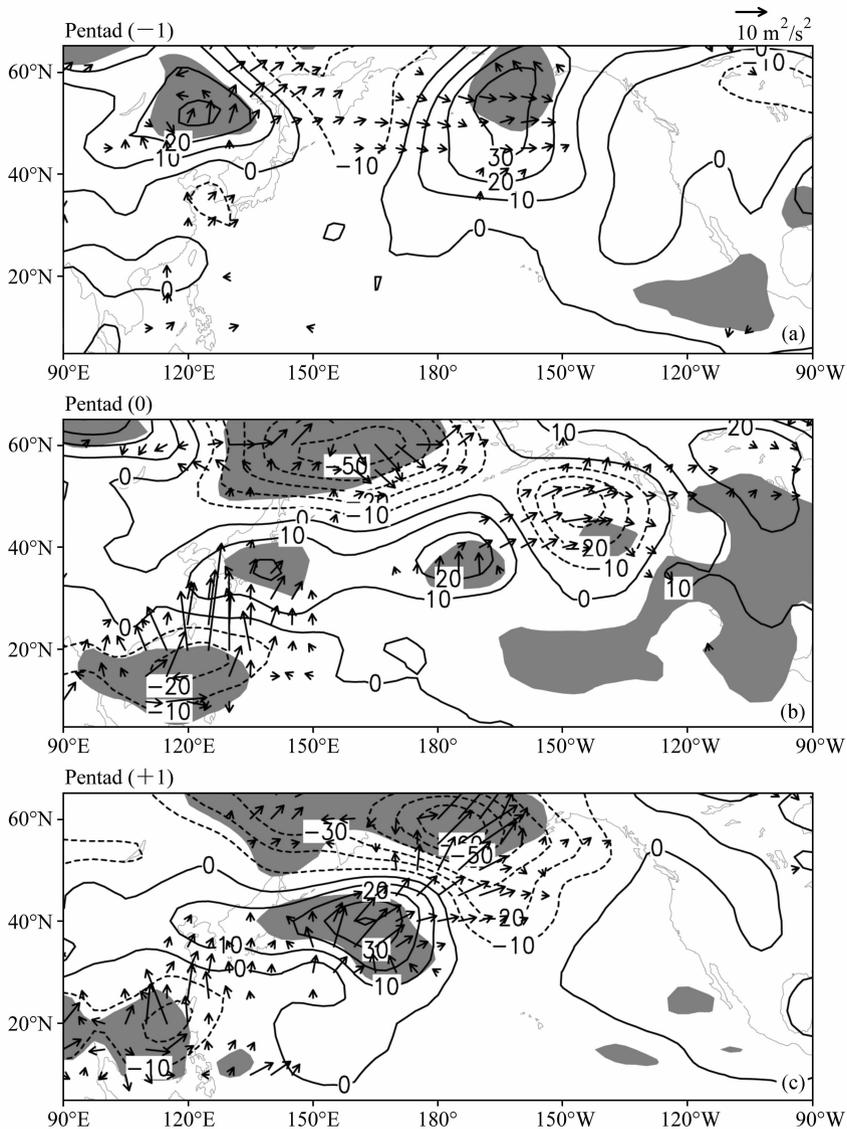


图 6 同图 5, 但为 850 hPa

Fig. 6 Same as Fig. 5, but at 850 hPa

ra (2006) 揭示的“PJ”遥相关对应的波活动通量一致。图 7 给出了对应的异常降水合成结果。由于全球的降水数据是从 1979 年开始, 因此, 在合成分析中我们仅仅采用了 1979 年以后的四个个例 (表 1)。由于个例数少, 相应地, 这里没有给出对应的可信度。在急流发生北跳时, 强的正降水异常出现在热带西北太平洋上 (图 7b), 导致在其西北侧激发出异常的气旋性环流 (负位势高度异常, 图 6b)。而在之前, 该地区并无明显的大范围的均一性降水异常 (图 7a)。这进一步支持了西北太平洋对流加热对该类急流北跳具有重要的影响的结论。在急流北跳之后, 热带西北太平洋持续的正降水异常 (图

7c) 导致该地区向东亚地区北传的波活动通量稳定维持, 并且向东北方向传播到北太平洋的北部地区 (图 6c)。

因此, 第一类急流北跳主要受到源于西欧和北大西洋上空沿着欧亚大陆北部东传的波活动以及西北太平洋地区异常降水激发的波活动控制。东传的波活动有利于在高纬度的远东地区形成负位势高度异常, 而西北太平洋对流激发的波活动有利于东亚地区正位势高度异常的建立, 南北位势梯度的增加有利于在鄂霍次克海上空西风增强和急流北跳。而沿着  $40^{\circ}\text{N}$  从西亚向东传播的波活动有利于东亚地区正位势高度异常的维持, 但对于急流北跳的建立而言, 其作用是次要的。

#### 4.2 第二类急流北跳

与第一类急流北跳不同, 除了东亚—西北太平洋以外, 第二类急流北跳前后合成的 200 hPa 位势高度和波活动通量并无显著的异常 (图 8)。在东亚—西北太平洋地区, 急流北跳发生时, 正位势高度异常出现在东北亚地区, 而负位势高度异常出现在副热带西北太平洋上空, 对应的波活动通量从高压中心指向南侧的低压中心。此外, 在其上游地区  $45^{\circ}\text{N}$  出现弱的从西亚向东传播的波活动通量。

值得注意的是, 北半球中纬度地区由于存在强的副热带西风急流, 夏季沿着副热带西风急流传播的平均纬向波数为 5~6 波 (Ding and Wang, 2005), 并且其波数随着夏季基本态的年际变动而改变。因此, 直接将第二类急流北跳的 10 个个例进行合成, 可能导致不同波数的 Rossby 之间的相互抵消。对第二类急流北跳的 10 个个例的单独分析显示, 在其中的 7 个个例中可以清楚地看到沿着  $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$  (夏季亚洲西风急流中心所在纬度) 从西亚向东传播到东亚地区的波活动通量 (如图 9)。Enomoto et al. (2003) 基于观测和数值试验结果提出, 盛夏沿着亚洲西风急流东传的波活动在东亚沿岸累积有利于东亚地区上空正位势高度异常的建立 (图 3f)。东亚上空正位势高度异常的建立导致东亚地区西风急流强度减弱, 其北侧的我国东北地区上空西风加强, 东亚高空西风急流北跳。

该类西风急流的北跳与热带西北太平洋对流活动并无显著联系 (图 10)。合成的 850 hPa 位势高度异常在急流北跳前后并无显著的变化, 这与前面分析中指出的急流北跳时西太副高以及季风槽无显

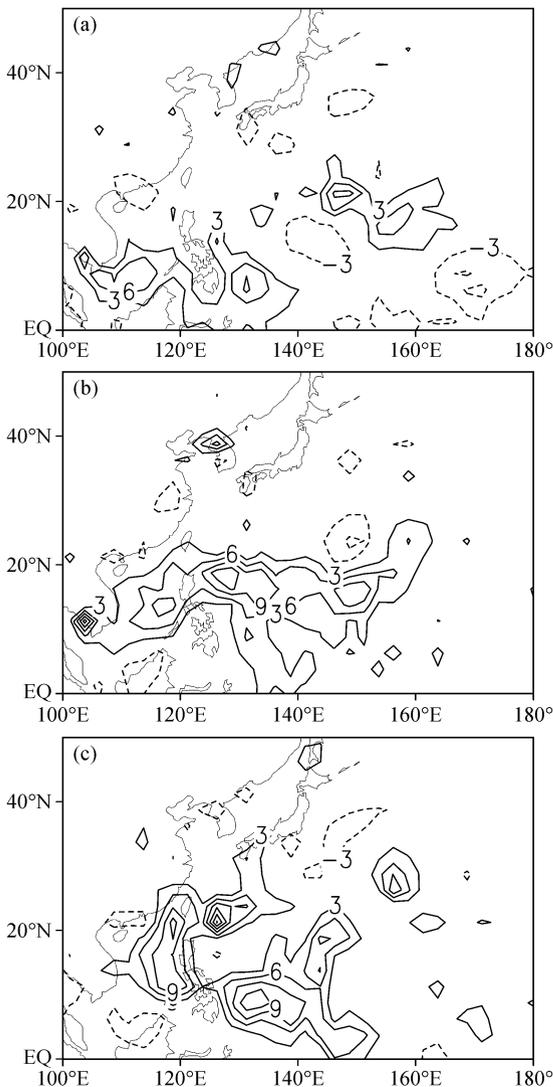


图 7 同图 5, 但为 GPCP 降水异常 (单位: mm/d)  
Fig. 7 Same as Fig. 5, but for GPCP precipitation anomalies (mm/d)

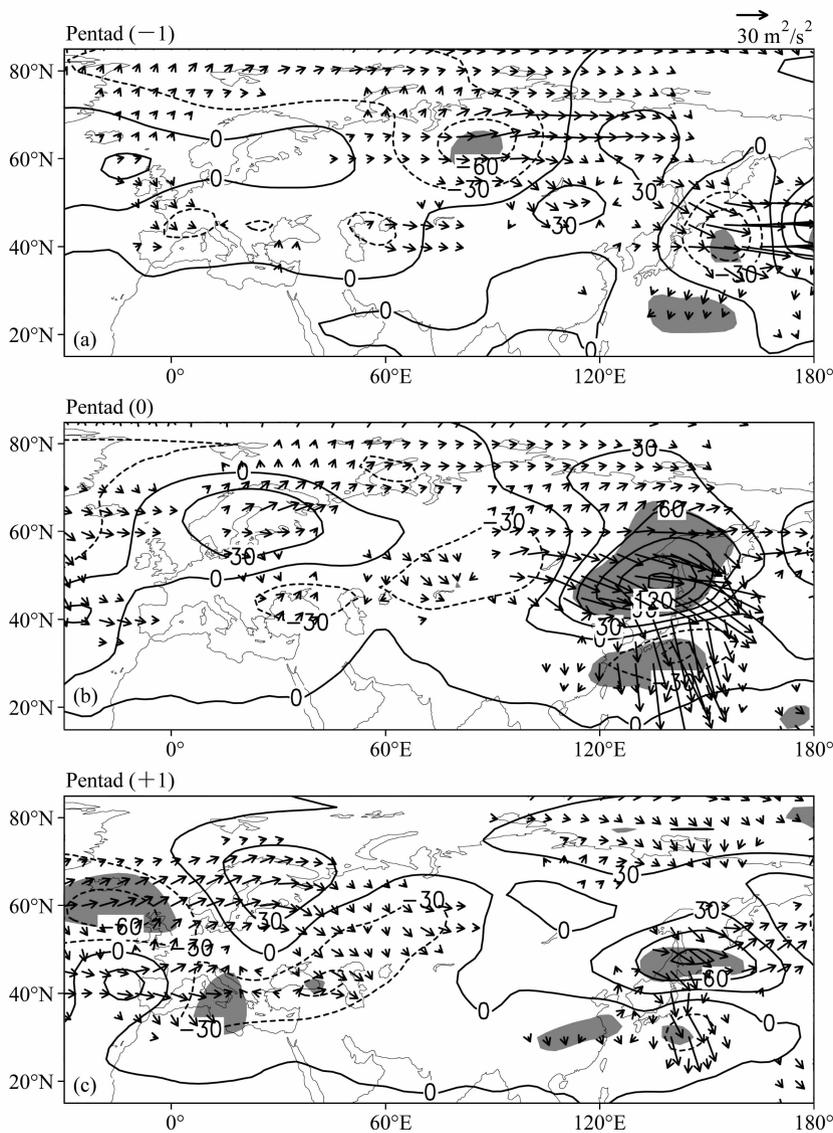


图 8 同图 5, 但为第二类急流北跳

Fig. 8 Same as Fig. 5, but for the second category of northward jump

著变化一致(图 4h)。对异常降水的合成分析也表明,在急流北跳时热带西北太平洋并无大范围的均一性降水异常(图略)。

综上所述,第二类急流北跳主要与沿着亚洲副热带西风急流从西亚向东传播到东亚的波活动有关。东传的波活动在东亚地区累积形成正位势高度异常,导致东亚地区经向位势梯度减弱,西风强度减弱,东亚高空西风急流北跳。

### 5 结论

采用 NCEP/NCAR 提供的 1958~2002 年共 45 年的再分析资料,本文讨论了东亚高空西风急

流两类北跳[由于急流北侧西风异常增强引起的北跳(第一类)和由于急流自身强度显著减弱引起的北跳(第二类)]过程中大尺度环流的变化特征。在第一类急流北跳过程中,对流层高层远东高纬度地区出现低压槽,而中纬度的南亚高压显著地向东亚地区伸展;对流层低层西太副高西伸北进。而第二类急流北跳和东亚地区强的高压脊建立密切相关。

进一步,我们利用波活动通量诊断了引起上述大尺度环流变化的大气动力过程。诊断分析结果表明,第一类急流北跳过程中远东地区高纬度低压槽的形成是由源于西欧和北大西洋上空的波活动通量

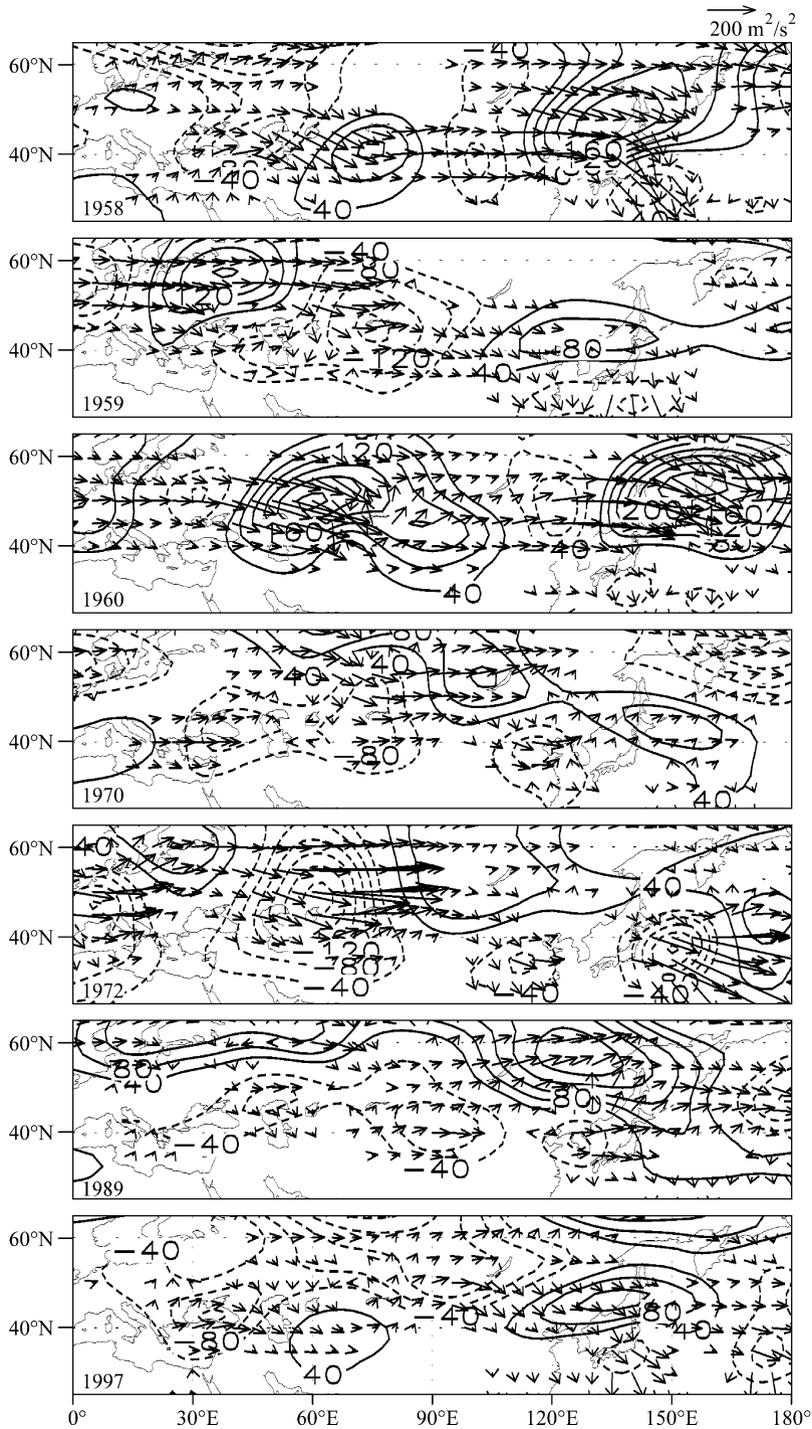


图9 第二类急流北跳中7个个例对应的200 hPa位势高度异常(实线,单位:gpm)和波活动通量(矢量,单位: $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

Fig. 9 200-hPa geopotential height anomalies (contour, units gpm) and wave activity flux (vector) for seven events of the second category of EAJ's northward jump

沿着欧亚大陆北部地区传播到远东地区形成负位势高度异常所致,而南亚高压向东亚地区的延伸主要和热带西北太平洋对流激发的“PJ”波列导致东亚地区形成正位势高度异常有关。东亚地区的正异常

与远东高纬度地区的负异常加强了鄂霍次克海上空的位势高度经向梯度,导致该地区西风增强,东亚高空西风急流北进。第二类急流北跳过程中,对流层高压脊的建立是沿着亚洲副热带西风急流传播的

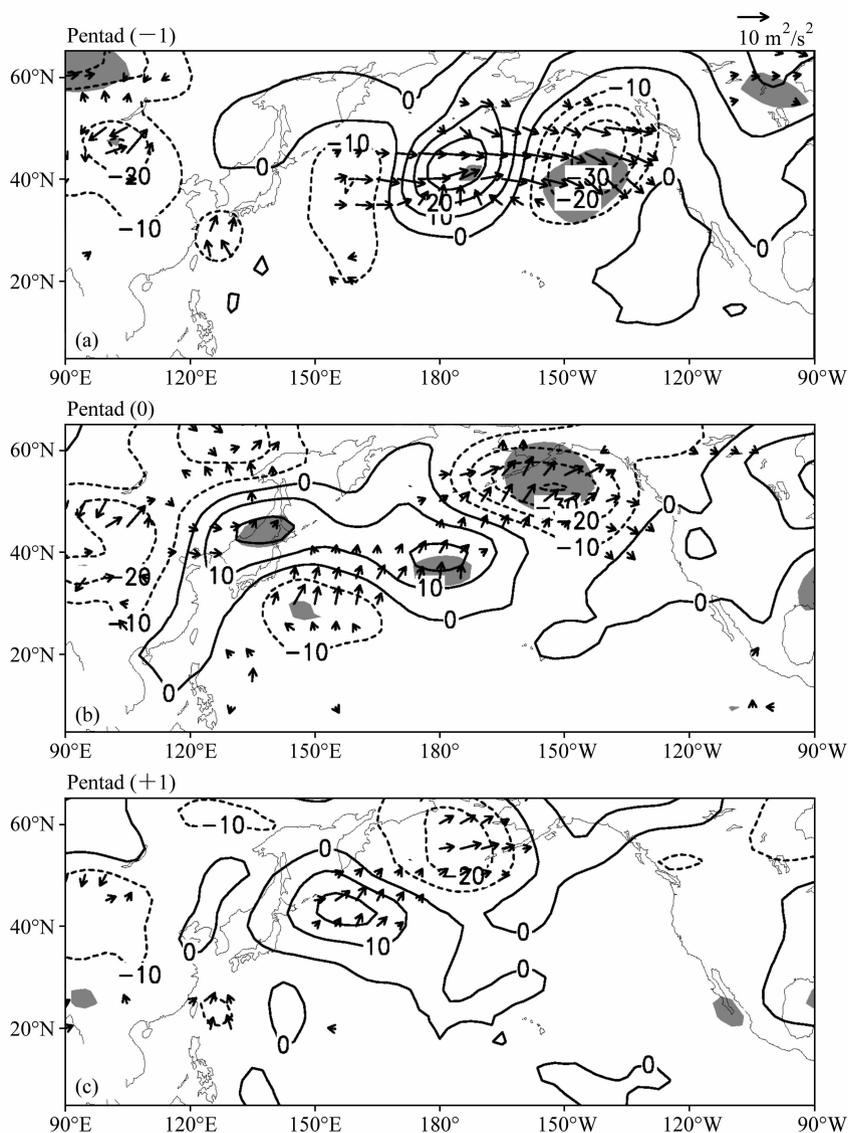


图 10 同图 8, 但为 850 hPa

Fig. 10 Same as Fig. 8, but at 850 hPa

波活动在东亚地区累积所致。高压脊的建立导致东亚地区位势高度经向梯度减弱, 东亚高空西风急流减弱北跳。

### 参考文献 (References)

- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) [J]. *J. Hydrometeorol.*, 4: 1147–1167.
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. *J. Climate*, 18: 3483–3505.
- 董丽娜, 郭品文, 王鹏祥, 等. 2010a. 7 月东亚高空西风急流变化对我国雨带的影响 [J]. *高原气象*, 29: 286–296. Dong L N,

- Guo P W, Wang P X, et al. 2010a. Impacts of the variation of westerly jets over East Asian in July on the precipitation of East China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 29: 286–296.
- 董丽娜, 郭品文, 张福颖. 2010b. 初夏至盛夏东亚副热带西风急流变化与江淮出梅的关系 [J]. *大气科学学报*, 33: 74–81. Dong L N, Guo P W, Zhang F Y. 2010b. Relationship between variations of East Asian subtropical westerly jet from early summer to midsummer and withdrawal of Mei-Yu from Jianghuai region [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33: 74–81.
- 杜银, 张耀存, 谢志清. 2009. 东亚副热带西风急流位置变化及其对中国东部夏季降水异常分布的影响 [J]. *大气科学*, 33: 581–592. Du Y, Zhang Y C, Xie Z Q. 2009. Location variation of the East Asia subtropical westerly jet and its effect on the summer precipitation anomaly over eastern China [J]. *Chinese Jour-*

- nal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33: 581–592.
- Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. 2003. The formation mechanism of the Bonin high in August [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129: 157–178.
- Enomoto T. 2004. Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82: 1019–1034.
- 黄荣辉, 李维京. 1988. 夏季热带西太平洋上空的热源异常及对东亚上空副热带高压的响应及其物理机制 [J]. *大气科学*, 12 (特刊): 107–116. Huang R H, Li W J. 1988. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 12 (Special Issue): 107–116.
- 黄荣辉, 孙凤英. 1992. 北半球夏季遥相关型的年际变化及其数值模拟 [J]. *大气科学*, 16: 52–61. Huang R H, Sun F Y. 1992. Interannual variation of the summer teleconnection pattern over the Northern Hemisphere and its numerical simulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 16: 52–61.
- Huffman G. J., Alder R F, Arkin P, et al. 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 5–20.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–471.
- Kosaka Y, Nakamura H. 2006. Structure and dynamics of the summertime Pacific–Japan teleconnection pattern [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132: 2009–2030.
- 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 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 [J]. *大气科学*, 28: 641–658. Li C Y, Wang J T, Lin S Z, et al. 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28: 641–658.
- Lin Z D, Lu R Y. 2008. Abrupt northward jump of the East Asian upper-tropospheric jet stream [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86: 857–866.
- Lu R Y. 2001. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79: 771–783.
- Lu R Y, Oh J H, Kim B J. 2002. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer [J]. *Tellus*, 54A: 44–55.
- Murakami T. 1951. On the study of the change of the upper westerlies in the last stage of Baiu season (rainy season in Japan) [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 29: 162–175.
- 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: 373–390.
- 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: 1087–1100. Shi N, Bueh C L, Ji L R. 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: 1087–1100.
- 苏同华, 薛峰. 2010. 东亚夏季风环流和雨带的季节内变化 [J]. *大气科学*, 34: 611–628. Su T H, Xue F. 2010. The intraseasonal variation of summer monsoon circulation and rainfall in East Asia [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34: 611–628.
- Suda K, Asakura T. 1955. A study on the unusual “Baiu” season in 1954 by means of Northern Hemisphere upper air mean charts [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 33: 233–244.
- 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: 608–627.
- 陶诗言, 陈隆勋. 1957. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构 [J]. *气象学报*, 28: 234–247. Tao S Y, Chen L X. 1957. Atmospheric circulation structure over the Asian continent in summer [J]. *Acta Meteorological Sinica (in Chinese)*, 28: 234–246.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China // Chang C P, Krishnamurti N. *Monsoon Meteorology [M]*. New York: Oxford University Press, 60–92.
- 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: 513–525. Tao S Y, Wei J. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the West Pacific in summer [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 17: 513–525.
- Wakabayashi S, Kawamura R. 2004. Extraction of major teleconnection patterns possibly associated with the anomalous summer climate in Japan [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82: 1577–1588.
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象 [J]. *气象学报*, 29: 249–263. Ye D Z, Tao S Y, Li M C. 1958. The abrupt change of atmospheric circulation over the Northern Hemisphere during June and October [J]. *Acta Meteorological Sinica (in Chinese)*, 29: 249–263.
- Yeh T C, Dao S Y, Li M T. 1959. The abrupt change of the circulation over the Northern Hemisphere during June and October // Bolin B. *The Atmosphere and the Sea in Motion [M]*. New York: Rockefeller Inst. Press, 249–267.
- Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L11708, doi: 10.1029/2006GL026377.