

文章编号: 1000 0534(2006) 03 0382 08

东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响

况雪源, 张耀存

(南京大学大气科学系, 江苏 南京 210093)

摘 要: 利用 NCEP/NCAR 200 hPa 月平均风场再分析资料, 定义东亚大陆对流层上层不同经度上最大西风所在位置的平均纬度为东亚副热带西风急流轴线指数, 该指数能准确反映东亚副热带西风急流位置的南北变化及其对长江中下游降水的影响, 并能较好地体现东亚夏季风盛行期间对流层低层与高层的纬向风场变化特征。分析表明, 该指数的时间变化具有与长江中下游夏季降水较一致的年代际变化及年际振荡特征。对东亚副热带西风急流位置异常年的大气环流差异分析表明, 急流异常偏北时, 南亚高压偏弱, 位置偏北偏西, 呈伊朗高压型; 西太平洋副热带高压(下称西太副高)偏弱、位置偏东偏北; 气流的辐合上升区北移至华北一带, 而长江流域低层风场为辐散异常, 上升气流较常年偏弱, 降水偏少。急流异常偏南时, 南亚高压偏强, 位置偏南偏东, 呈青藏高压型; 西太副高偏强、位置偏西偏南; 长江流域地区上空低层有较强辐合上升气流, 高层有较强的气流辐散, 对流旺盛, 雨带在此维持, 容易引发洪涝。

关键词: 东亚高空副热带西风带急流; 急流轴线位置异常; 长江中下游降水

中图分类号: P422 **文献标识码:** A

1 引言

我国地处东亚季风区, 东亚夏季风的异常往往造成我国夏季降水异常, 导致旱涝灾害的发生。研究表明^[1], 在行星尺度上有两个大的环流系统影响着东亚夏季风降水, 一是中高纬上空对流层高层的东亚副热带西风急流, 另一个是中低纬上空对流层中低层的西太副高。东亚副热带西风急流通常与高空锋区相对应, 而锋区内扰动的发展和风暴的生成往往会带来降水, 东亚大气环流的季节转换、我国大部分地区雨季的开始和结束都与东亚副热带西风急流位置的南北移动及强度变化有着密切的关系。长期以来, 人们非常重视西太副高的形成机制及其对气候的影响, 但对东亚副热带西风急流的研究却相对较少。随着近年来高层资料的积累及数值模式的改进, 东亚副热带西风急流在夏季风降水特别是在暴雨形成过程中的作用引起了人们的重视^[2~4]。例如, 游性恬等^[5]模拟了不同基本气流对低纬和中

纬地区涡源扰动的强迫响应, 讨论西风急流在大尺度流场强迫扰动中的作用。葛明等^[6]指出, 低空急流是产生中尺度扰动和次天气尺度黄河气旋的必要条件, 高空急流为气旋的产生提供了必要的环境场。蒋后硕等^[7]利用原始方程模式探讨了高空西风急流和低空南风急流中锢囚锋环流的演变和增强机制, 指出在干大气中, 高空西风急流的存在使锢囚锋非地转环流和锋区上升速度迅速变化、增强, 有利于重力内波的垂传播。徐海明等^[8]探讨了高空急流轴的倾斜对急流出口处右侧辐散场形成的作用, 表明高空急流轴走向的变化对于暴雨的发生发展具有很好的指示意义。王小曼等^[9]研究表明, 梅雨暴雨与高空急流关系密切。周兵等^[10]发现高空西风急流增强(减弱)有利于加强(减弱)低空急流, 引起的暴雨中心位置偏南(偏北)。

另一方面, 东亚副热带西风急流对东亚气候的影响也非常显著。叶笃正等^[11]研究发现, 东亚大气环流的季节转换有明显的突变, 而突变的主要特

收稿日期: 2004 11 26; 改回日期: 2005 03 31

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40333026, 40233037)资助

作者简介: 况雪源(1971—), 女, 贵州赫章人, 博士研究生, 主要从事气候变化及数值模拟研究。E-mail: xykuang@21cn.com

征之一就是东亚副热带西风急流的北跳和南移过程。陶诗言等^[12]指出, 东亚梅雨的开始和结束与亚洲上空南支西风急流的二次北跳过程密切相关。董敏等^[13]研究了北半球 500 hPa 纬向西风的年际变化, 指出东亚地区夏季西风指数与我国初夏梅雨的年际变化有密切的关系。Liang 等^[14]利用观测资料和 CCM3 的模拟结果, 研究了东亚季风降水与对流层急流的联系, 指出北部的东亚副热带西风急流与南部的哈得来环流是影响东亚区域降水的显著系统。Yang 等^[15]研究了东亚西风急流与亚洲—太平洋—北美气候的关系, 指出相对于 ENSO 而言, 急流对亚太地区气候的影响更为显著。钟海玲等^[16]的研究表明, 东亚西风急流对我国沙尘暴天气亦有重要影响。

由于东亚副热带西风急流位置的北跳和南移与东亚地区大气环流季节转换的突变现象有密切关系, 并伴随着许多重要的气候异常信号如东亚季风异常、我国雨带分布异常等, 因此了解和研究东亚副热带西风急流活动的基本特征和变化规律、急流位置和强度变化及其异常活动机理对于提高东亚区域尤其是我国天气和气候变化的模拟和预测水平具有重要的科学意义和应用价值。但过去由于缺乏较长时间的高空资料序列, 限制了对东亚副热带西风急流形成机制及气候影响等方面的深入研究, 尚未提出能较好地表征急流变化的参数。而高层环流变化具有较好的整体性和预示性^[17], 所以, 本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料的 200 hPa 风场, 提出了一个表征东亚副热带西风急流位置南北变化的定量指标, 用以研究急流位置异常对我国长江中下游降水的影响。

2 资料和方法

本文所用资料: (1) NCEP/NCAR 再分析月平均资料, 时间为 1961—2000 年, 所选时段为夏季(6~8 月), 所选要素包括风场、高度场、垂直速度场, 资料的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直方向为 17 层, 所选区域为 $50^{\circ} \sim 150^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{N}$; (2) 同期中国 714 个站点的夏季降水实测资料, 并通过 Cressman 方法插值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格点上。

3 东亚副热带西风急流轴线指数的定义

3.1 定义

长江中下游位于季风盛行区, 是东亚季风进退

的必经之地, 降水年际变化显著, 旱涝灾害频繁发生。选取长江中下游地区 ($105^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ} \sim 32^{\circ}\text{N}$) 区域平均夏季降水量, 与同期 200 hPa 纬向风场求相关, 从相关系数分布图中可看到(图 1), 对流层高层风场与长江中下游降水有较高的相关, 主要相关区从低纬到高纬呈正负相间的分布: 在 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 地区为显著负相关, $25^{\circ} \sim 38^{\circ}\text{N}$ 地区为显著正相关, 而在 $42^{\circ} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 地区为显著负相关, 且相关系数均达到 0.5 以上, 通过 0.001 显著性水平检验。图中阴影区域为夏季多年平均东亚副热带西风急流 ($u \geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域^[18]) 所在位置, 位于青藏高原北侧 40°N 左右的上空, 急流南、北侧分别为显著正、负相关区。据此可推断, 当急流位置偏南时, 40°N 南侧西风增强, 40°N 北侧西风减弱, 长江中下游降水增多; 反之, 当急流位置偏北时, 长江中下游降水减少, 即东亚副热带西风急流位置的变化与长江中下游降水有密切联系, 因此定义一个描述东亚副热带西风急流位置南北移动的指数具有重要意义。

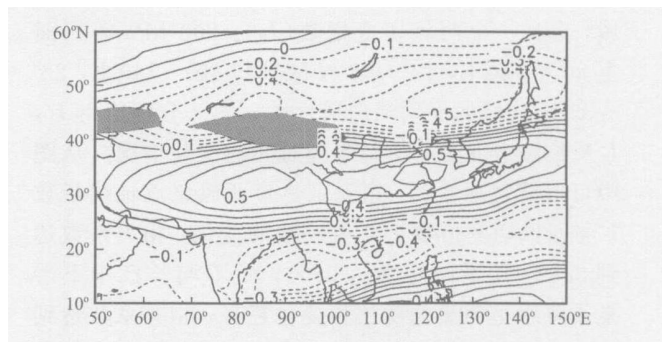


图 1 长江中下游夏季降水与同期 200 hPa 纬向风场相关分布

Fig. 1 Simultaneous correlation between the summer rainfall averaged over the middle lower reaches of the Yangtze River and zonal wind component at 200 hPa

指数的选取主要基于两方面的考虑: 一是能够准确描述夏季东亚副热带西风急流位置的南北变化, 二是能较好地反映急流对降水的影响。东亚副热带西风急流具有明显的季节变化, 夏季急流位于 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 之间, 急流轴移至 40°N 左右, 急流中心移至青藏高原北侧上空, 所以用急流轴的位置来表示急流的南北变动具有明确的意义。但由于海陆分布不均及青藏高原的影响, 急流轴的季节变化具有东西向的不一致性。所以, 我们参照图 1 中急流的多年平均位置及降水与风场的高相关区, 定义东亚副热带西风急流轴线指数(I_1): 200 hPa 等压面上

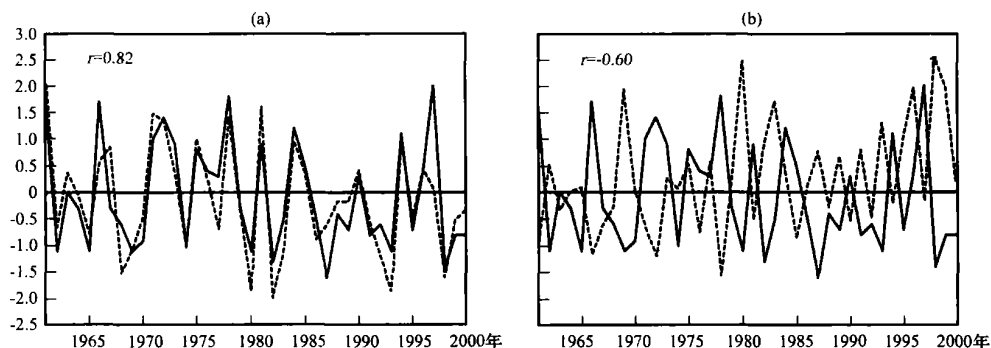


图 2 东亚副热带西风急流轴线指数(实线)与西风切变指数
(a) 长江中下游夏季降水(虚线), (b) 随时间变化曲线(虚线, 均为标准化数值)

Fig. 2 Normalized time series of the axis index of East Asian subtropical westerly jet (solid line), the shear index of zonal wind (a; dashed line) and the summer rainfall averaged in the middle lower reaches of the Yangtze River (b; dashed line)

$70^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$, $30^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$ 区域内最大西风所在纬度的平均值。

为检验此指数定义的合理性, 参照 Lau 等^[19]对东亚夏季风指数的定义, 依据图 1 中主要相关区域, 定义一个西风切变指数(I_2): 200 hPa 等压面上 $80^{\circ} \sim 140^{\circ} \text{E}$, $43^{\circ} \sim 48^{\circ} \text{N}$ 区域与 $80^{\circ} \sim 140^{\circ} \text{E}$, $28^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}$ 区域的平均纬向风之差。图 2 分别给出 I_1 , I_2 及长江中下游夏季降水随时间的变化情况。从图中可以清楚地看到, 东亚副热带西风急流轴线指数 I_1 与西风切变指数 I_2 具有一致的变化, 相关系数达到 0.82, 距平同号率达 95%; 而 I_1 与长江中下游夏季降水呈明显的反位相变化趋势, 相关系数达到 -0.601, 均通过 0.001 显著性水平检验。这表明东亚副热带西风急流轴线指数较好地反映急流的南北变化及其对长江中下游降水的影响: 当指数偏大时急流偏北, 长江中下游降水偏少; 当指数偏小时急流偏南, 长江中下游降水偏多, 定义合理且有明确的意义。

3.2 东亚副热带西风急流位置的年际及年代际变化

图 2 给出了 1961—2000 年标准化的东亚副热带西风急流轴线指数的变化情况。从 40 年的平均情况可知, 东亚副热带西风急流轴的平均位置为 40.5°N 。1997 年急流轴位置最偏北, 位于 42.9°N ; 其次是 1978 年, 位于 42.6°N 。1987 年急流轴位置最偏南, 位于 38.6°N ; 其次为 1998 年, 位于 38.8°N 。东亚副热带西风急流轴的南北摆动在 4 个纬度左右。由图 2 还可看出, 急流的位置移动具有年代际变化特征, 20 世纪 60 年代急流多偏南, 70 年代多偏北, 80 年代以后多偏南, 这与长江流域 20 世

纪末多洪涝灾害是相对应的。对序列进行最大熵谱分析, 得知急流位置变化有 2.67 年左右的振荡周期, 这与长江中下游降水的准两年振荡较为一致, 表明东亚副热带西风急流位置变化在年代际及年际尺度上都对长江中下游夏季降水有明显的影

3.3 东亚副热带西风急流轴线指数与东亚夏季风的关系

东亚副热带西风急流是东亚夏季风的一个重要成员, 其位置的变化是否与东亚夏季风有较好的对应呢? 人们通常针对所研究的问题从不同的要素出发定义不同的指数来研究东亚夏季风的年际变化, 本文选取三种较为典型的东亚夏季风指数进行比较^[20]。

(1) 施能等^[21]从气压场定义的东亚夏季风指数(SZWI):

$$I = \sum_{i=20^{\circ} \text{N}}^{50^{\circ} \text{N}} (\text{SLP}_{160^{\circ} \text{E}, i}^{*} - \text{SLP}_{110^{\circ} \text{E}, i}^{*}),$$

$$\text{SZWI} = \frac{I - \bar{I}}{\sigma_I}.$$

(2) 张庆云等^[22]从 850 hPa 风场定义的东亚夏季风指数(ZTCI):

$$\text{ZTCI} = u'_{850 \text{ hPa}}(10^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{N}, 100^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{E})$$

$$- u_{850 \text{ hPa}}(25^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}, 100^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{E}).$$

(3) Lau 等^[19]从 200 hPa 风场定义的东亚夏季风指数(LauI):

$$\text{LauI} = u_{200 \text{ hPa}}(40^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}, 110^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{E})$$

$$- u_{200 \text{ hPa}}(25^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}, 110^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{E}).$$

这三个指数分别从海平面气压场、对流层低层及高层风场定义了东亚夏季风指数，具有较好的代表性。表 1 给出了东亚副热带西风急流轴线指数与这三个指数的相关系数。从表 1 中可看出，东亚副热带西风急流轴线指数与这三个指数都为正相关，其中，与 I_1 的相关最大，为 0.664，通过了 0.001 显著性水平检验，这是因为二者都用 200 hPa 风场定义的缘故；其次，与 $ZTCI$ 的相关为 0.495，亦通过 0.001 显著性水平检验；与 $SZWI$ 的相关较低，为 0.164。这是由于纬向风场的变化反映的是大气加热的经向不均匀性，而 $SZWI$ 主要体现的是大气加热的纬向不均匀性。与此同时，我们亦求出了各夏季风指数之间的相关，其中相关最大为 0.276，未通过 0.05 显著性水平检验。表明三个夏季风指数之间相关较小，相互比较独立。由上述分析可知，东亚副热带西风急流轴线指数与东亚夏季风有较好的对应关系，且较好地体现了东亚季风区高低层风场的变化。当东亚夏季风强时，急流偏北；反之，当夏季风弱时，急流偏南。

表 1 东亚副热带西风急流轴线指数与东亚夏季风指数的相关

Table 1 Correlations between the axis index of East Asian subtropical westerly jet and East Asian summer monsoon index

相关系数	I_1	$SZWI$	$ZTCI$	$LauI$
I_1	1.00	0.164	0.495	0.664
$SZWI$	0.164	1.00	-0.09	0.260
$ZTCI$	0.495	-0.09	1.00	0.276
$LauI$	0.644	0.260	0.276	1.00

4 东亚副热带西风急流位置变化对中国雨带进程的影响

从上述分析可知，东亚副热带西风急流轴线指数不但准确体现了急流位置的南北变化及其对长江中下游降水的影响，而且与东亚夏季风有较好的对应关系。前人的研究表明^[21, 23]，中国东部地区雨带的移动与东亚夏季风的推进是一致的，东亚夏季风偏强时，雨带向北推进明显，华北及华南沿海降水偏多，而江淮流域降水偏少；东亚夏季风偏弱时，雨带停滞在江淮流域，造成江淮流域的多雨，而华北及华南沿海地区降水偏少。既然东亚副热带西风急流轴线指数与东亚夏季风有较好的对应关系，那么雨带的这种变化是否也能从急流位置的南

北移动中体现出来呢？下面将对此问题进行讨论。从东亚副热带西风急流轴线指数与中国夏季降水的相关图上可看出(图 3)，显著相关区主要位于长江流域，相关系数在 -0.5 以上，通过 0.001 显著性水平检验，华北大部及华南沿海地区为正相关区。这表明东亚副热带西风急流位置变化对中国雨带的影响与东亚夏季风一致，当急流偏南时，雨带位于长江中下游地区；当其偏北时，雨带推进到华北地区，同时在华南沿海出现一个副雨带。

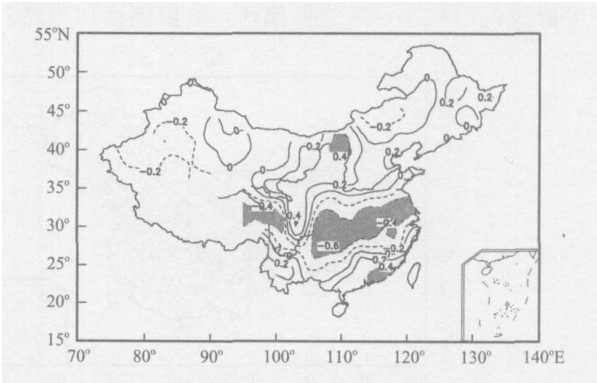


图 3 东亚副热带西风急流轴线指数与中国夏季降水同期相关

阴影区通过 0.01 显著性水平检验

Fig. 3 Simultaneous correlation between the axis index of East Asian subtropical westerly jet and summer rainfall of China. Shaded areas have passed the significant level at 0.01

选取东亚副热带西风急流轴线指数及西风切变指数标准化距平均>1 的年份为东亚副热带西风急流异常偏北年份：1961，1971，1972，1978 和 1981 年；以东亚副热带西风急流轴线指数及西风切变指数标准化距平均<-1 的年份为东亚副热带西风急流异常偏南年份：1969，1980，1982，1993 和 1998 年。分别对上述年份做中国夏季降水的合成分析(图 4)，从分析得知：东亚副热带西风急流异常偏北年，长江中下游夏季平均降水较常年偏少 2~3 成，而黄河流域特别是河套地区及华南沿海较常年偏多；急流异常偏南年，长江中下游夏季平均降水较常年偏多 2~4 成，而华北大部及华南沿海较常年偏少，尤其是河套地区更为明显。

5 影响机制探讨

上述分析表明，东亚副热带西风急流位置的南北移动对中国降水特别是长江中下游地区降水的影响非常显著。下面将对东亚副热带西风急流位置异

常年份进行环流的合成分析, 试图揭示东亚副热带西风急流位置影响中国夏季降水特别是长江中下游地区降水的机制。

5.1 高度场

热力性的南亚高压是对流层高层影响东亚气候的主要系统, 从 100 hPa 位势高度场的对比来看 (图 5), 南亚高压在东亚副热带西风急流位置异常年份有明显的不同: 急流异常偏北年, 南亚高压脊线位于 30°N 以北, 中心强度偏弱, 16800 gpm 闭合等值线范围较小, 且位置偏西, 呈伊朗高压模式;

而在东亚副热带西风急流异常偏南年, 南亚高压脊线位于 30°N 以南, 中心强度达到 16850 gpm, 中心位置偏东, 呈青藏高原高压模式, 16800 gpm 闭合等值线范围较大, 东至长江中游上空。从偏北年与偏南年的差异图上来看 (图略), 30°N 以南的低纬均为负值区, 而正值区域位于 80°E 以东的中纬地区上空, 而不是纬向一致的。这表明急流位置偏北年与偏南年南亚高压不但在南北位置上不同, 而且在型态上也有差异。

从 500 hPa 层来看 (图 6), 西太副高的强度和

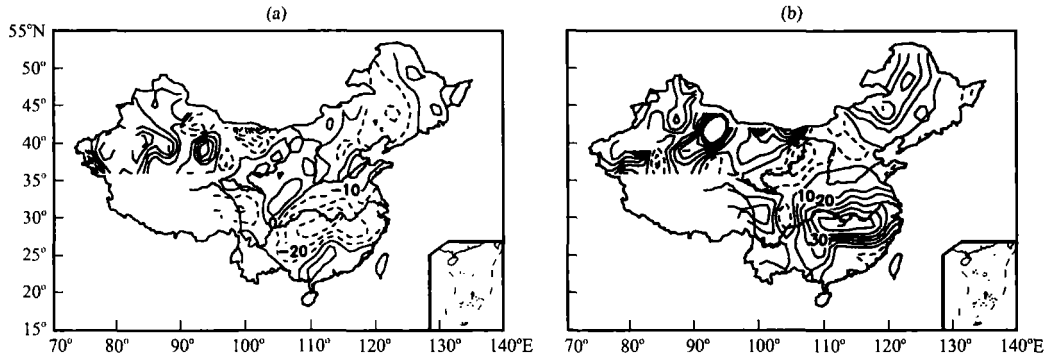


图 4 东亚副热带西风急流异常偏北年 (a)、偏南年 (b) 中国降水距平百分率 (%) 合成分布
Fig. 4 Composite rainfall anomaly percentage (%) of China in the abnormally northward (a) and southward (b) years of the East Asian subtropical westerly jet

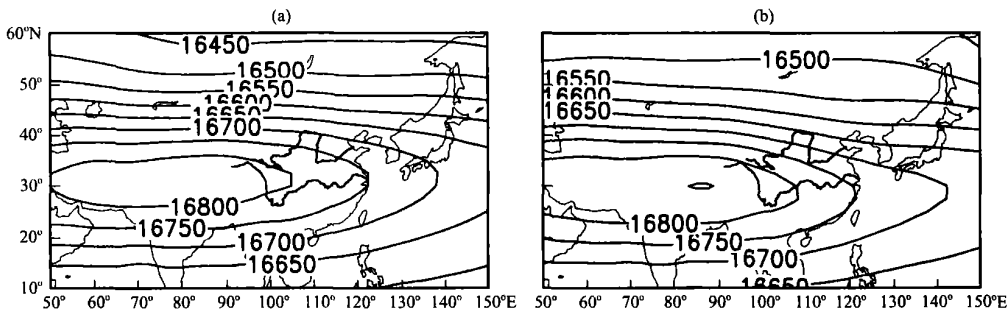


图 5 东亚副热带西风急流异常偏北年 (a)、偏南年 (b) 100 hPa 位势高度合成分布 (单位: gpm)
Fig. 5 Composite geopotential height at 100 hPa level in the abnormally northward (a) and southward (b) years of the East Asian subtropical westerly jet. Unit: gpm

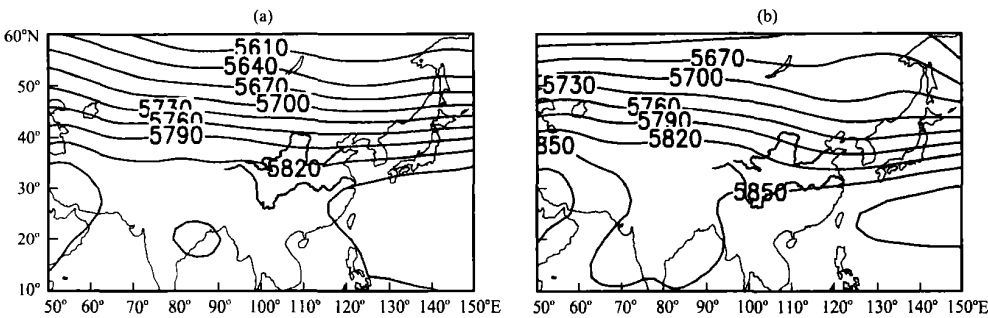


图 6 同图 5, 但为 500 hPa
Fig. 6 The same as Fig. 5, but for 500 hPa

位置对气候的影响是至关重要的。急流异常偏北年，等高线平直，5850 线西伸到 115°E 左右，北扩至日本南部。这表明副高强度偏弱，中心位置偏东，脊线偏北。反之，在急流异常偏南年，等高线经向度加大，在东亚地区向东南倾斜，冷空气易南下，5850 线控制了长江以南的大部分地区，北扩至日本以南洋面，通常用于定义副高的 5880 线已伸至台湾以东的洋面上，北侧位于长江以南。表明副高偏强，中心位置偏南偏西，南下的冷空气与副高边缘的暖湿气流交绥，增强了长江中下游的降水。

5.2 风场

从 200 hPa 纬向风场的合成图来看(图略)，东亚急流异常偏北年，急流轴几乎是平直的，位于 40°N 以北，急流轴线指数为 42.1°N，较平均值偏北 1.6 个纬距，急流中心位置偏西，南侧的等值线较稀疏；而在急流异常偏南年，急流轴倾斜，呈现出西北—东南走向，特别是青藏高原以东的地区急流轴明显偏南，位于 40°N 以南，急流轴线指数值为 39.0°N，较平均值偏南 1.5 个纬距，其南侧的等值线较为密集，长江流域上空为较强的西风切变。从偏北年与偏南年的差异图上来看，东亚地区 40°~50°N 地区上空为明显的正值区，而在 25°~40°N 地区上空为明显的负值区。表明西风急流北抬，引起 40°N 北侧的西风增强，40°N 南侧的西风减弱。

这与前面对急流轴线指数的分析结果是一致的。

从 200 hPa 风场距平图上可看到(图 7a~b)，与 100 hPa 高度场相对应，急流异常偏北年，长江流域上空为明显的东风距平，减弱了南亚高压所对应的反气旋环流；而在急流异常偏南年则相反，长江流域上空为明显的西风距平，且在 80°~130°E 左右有从西到东增强的趋势，这相当于加强了高层气流的辐散，相应地必然有低层的气流辐合加强相对应。

从低层 850 hPa 风场距平图中可看到(图 7c~d)，在东亚副热带西风急流异常偏北年，长江流域上空为南风距平，说明东亚夏季风偏强，距平风场辐合区在 40°~45°N 左右地区，加强华北地区气流的辐合上升。而在急流异常偏南年，30°~40°N 地区为较强的北风距平，表明西风指数低，环流经向度强，东亚夏季风弱，冷空气南下明显，而 20°~30°N 为较弱的北风距平，长江流域冷暖空气交绥，低空为气旋式距平环流，引起辐合上升气流加强，对应 200 hPa 高层的辐散气流加强，从而引起大量的降水。

5.3 垂直环流

文献[12]指出，在东亚副热带西风急流的南侧出现辐合上升，而在北面则出现下沉。为了分析东

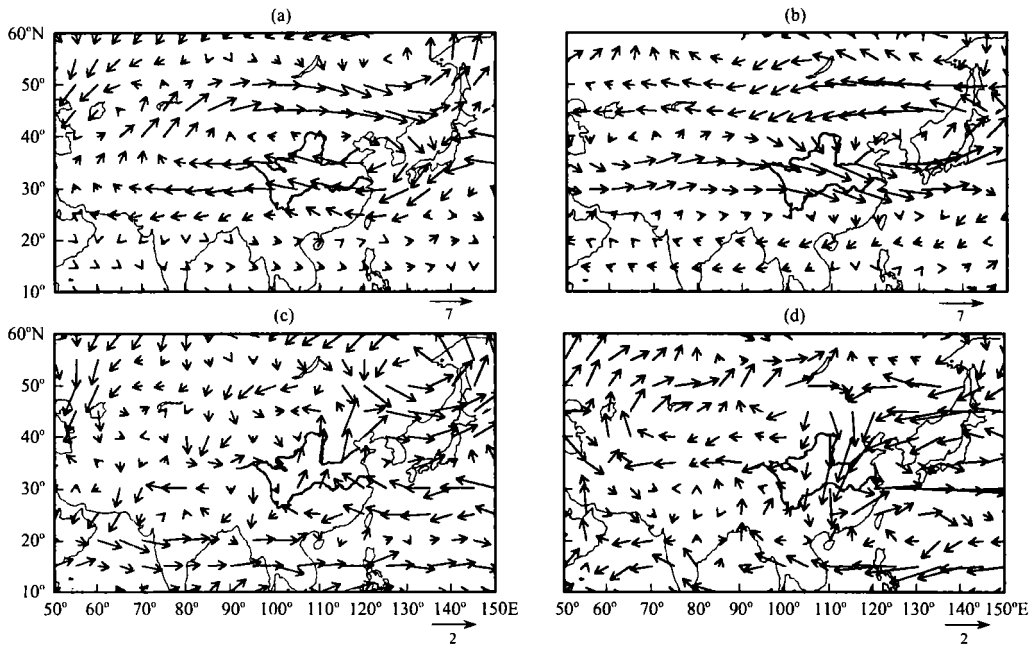


图 7 东亚副热带西风急流异常偏北年((a) 200 hPa 和(c) 850 hPa)，偏南年((b) 200 hPa 和(d) 850 hPa)距平风场

Fig. 7 Composite wind anomaly vectors in the abnormally southward ((a) 200 hPa, (c) 850 hPa), northward ((b) 200 hPa, (d) 850 hPa) years of the East Asian subtropical westerly jet

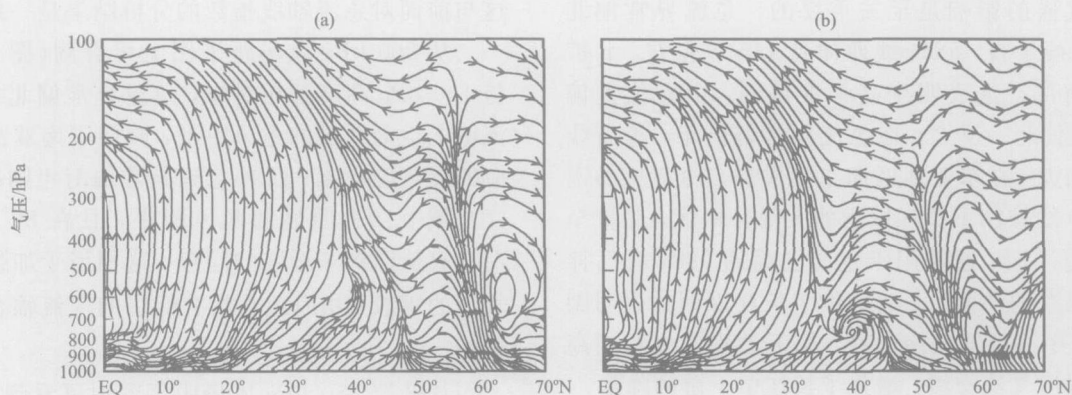


图 8 同图 6, 但为 $105^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$ 平均经向垂直环流
其中垂直速度放大 100 倍

Fig. 8 The same as Fig. 6, but for meridional circulation averaged between $105^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$. Vertical velocity has been multiplied 100

亚副热带西风急流位置异常年份急流附近垂直环流的差异, 图 8 给出了东亚副热带西风急流异常年 $105^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$ 平均的经向垂直环流。对比分析可知, 在西风急流异常偏南年, 气流的辐合上升区位于 35°N 以北, 上升的强度偏弱, 所以降水中心偏北, 强度偏弱。在急流异常偏南年, 辐合上升区位置偏南, 约在 32°N 左右, 比前者偏南了 2~3 个纬距(这与急流的位置差异刚好对应), 对流旺盛, 在 800~300 hPa 之间对流层均有明显的辐合上升, 强度偏强, 导致降水中心偏南, 强度偏强。

6 结论与讨论

本文通过分析东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游降水的影响, 得到以下结论:

(1) 利用东亚地区对流层上层 200 hPa 等压面上不同经度最大西风所在的平均纬度定义的东亚副热带西风急流轴线指数, 能准确地反映东亚副热带西风急流位置的南北变化及其对长江中下游降水的影响, 且与东亚夏季风有较好的对应关系, 较好地体现了东亚季风区高低层纬向风场的变化特征, 具有较高的应用价值。

(2) 从东亚副热带西风急流轴线指数的变化情况来看, 20 世纪 60 年代急流多偏南, 70 年代多偏北, 80 年代以后多偏南, 这与长江流域 20 世纪末多洪涝灾害是相对应的。急流轴线指数还具有 2.67 年左右的年际振荡周期, 这与降水的准两年振荡亦较一致, 表明东亚副热带西风急流位置南北变化在年代际及年际尺度上都对长江中下游夏季降水有明显的影

(3) 东亚副热带西风急流位置的异常偏北年及偏南年, 大气环流在对流层高中低层都表现出显著的差异, 这种差异导致气流辐合区的强度和位置不同, 从而引起降水区域和量级的差别。急流异常偏北时, 南亚高压偏弱, 位置偏北偏西; 西太副高偏弱, 位置偏东偏北; 气流的辐合上升区移至华北一带, 从而引起华北降水偏多, 长江流域上空上升气流较常年偏弱, 不易降水。急流异常偏南时, 南亚高压偏强, 位置偏南偏东; 西太副高较常年偏强, 位置偏西偏南; 长江流域地区上空低层有较强辐合上升气流, 高层有较强的气流辐散, 对流旺盛, 雨带在此维持, 容易引发洪涝。

在本文的分析中, 明确地指出了东亚副热带西风急流的位置异常将对中国降水造成明显的影响, 还分析了因大气环流的差异而导致的降水差异。但是何种原因造成了急流位置的异常呢? 寻求影响急流位置变化的前期影响因子将对中国降水的预测有重要意义, 龚道溢等^[24] 提出春季北极涛动的年际变化对急流位置有明显的预测意义。此外, 青藏高原地形的热力和动力作用有多大? 海气相互作用的强信号 ENSO 的作用如何? 这些问题我们将作进一步的研究。

参考文献

- [1] 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 长江流域夏季降水与前期 AO 的相关[J]. 科学通报, 2002, 47(7): 546-549
- [2] 刘子臣, 张健宏. 黄土高原上两次低空急流大暴雨的诊断分析[J]. 高原气象, 1995, 14(1): 107-113
- [3] 何光碧, 陈静, 李川. 低涡与急流对“04.9”川东暴雨影响的分析与数值模拟[J]. 高原气象, 2005, 24(6): 1012-1023

[4] 何华, 孙绩华. 高低空急流在云南大范围暴雨过程中的作用及其同特征[J]. 高原气象, 2004, 23(5): 629 – 634

[5] 游性恬, 熊廷南, 朱禾等. 关于西风急流在强迫扰动中作用的数值试验[J]. 高原气象, 1992, 11(1): 23 – 30

[6] 葛明, 陆端军, 蒋尚城. 一次黄河气旋暴雨大尺度高低空急流影响的数值试验[M]. 暴雨·灾害, 1997 (1): 89 – 98

[7] 蒋后硕, 吕克利. 高、低空急流中的锢囚锋环流[J]. 高原气象, 2000, 19(3): 265 – 276

[8] 徐海明, 何金海, 周兵. “倾斜”高空急流轴在大暴雨过程中的作用[J]. 南京气象学院学报, 2001, 24(2): 155 – 161

[9] 王小曼, 丁治英, 张兴强. 梅雨暴雨与高空急流的统计与动力分析[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(1): 111 – 117

[10] 周兵, 韩桂荣, 何金海. 高空西风急流对长江中下游暴雨影响的数值试验[J]. 南京气象学院学报, 2003, 26(5): 595 – 604

[11] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象[J]. 气象学报, 1958, 29(4): 249 – 263

[12] 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 东亚的梅雨与亚洲上空大气环流季节变化的关系[J]. 气象学报, 1958, 29(2): 119 – 134

[13] 董敏, 朱文妹, 魏凤英. 欧亚地区 500 hPa 上纬向风特征及其与中国天气的关系[J]. 气象科学研究院院刊, 1987, 2(2): 166 – 173

[14] Liang Xin – Zhong, Wang Wei – Hyung. Associations between China monsoon rainfall and tropospheric jets[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1998, 124: 2597 – 2623

[15] Yang S, K M Lau, K M Kim. Variations of the East Asian jet stream and Asian Pacific American winter climate anomalies [J]. J Climate, 2002, 15: 307 – 325

[16] 钟海玲, 李栋梁. 中国北方 4 月沙尘暴与西风环流的关系[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 104 – 111

[17] 张琼. 南亚高压的演变规律、机制及其对区域气候的影响 [D]. 南京大学博士学位论文, 1999

[18] 盛承禹等. 中国气候总论[M]. 北京: 科学出版社, 1986. 538

[19] Lau K M, K M Kim, S Yang. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian Summer Monsoon[J]. J Climate, 2000, 13(14): 2461 – 2482

[20] 高辉, 张芳华. 关于东亚夏季风指数的比较[J]. 热带气象学报, 2003, 19(1): 79 – 86

[21] 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 近 40 年东亚夏季风及我国大尺度天气气候异常[J]. 大气科学, 1996, 20(5): 575 – 583

[22] 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流[J]. 气象学报, 2003, 61(4): 559 – 568

[23] 徐建军, 朱乾根, 周铁汉. 东亚夏季风与中国夏季降水年际异常的分型研究[J]. 南京气象学院学报, 1998, 21(3): 313 – 320

[24] 龚道溢. 北极涛动对东亚夏季降水的预测意义[J]. 气象, 2003, 29(6): 3 – 6

Impact of the Position Abnormalities of East Asian Subtropical Westerly Jet on Summer Precipitation in Middle Lower Reaches of Yangtze River

KUANG Xue yuan, ZHANG Yao cun

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: An axis index of the East Asian subtropical westerly jet is defined as the mean location (latitude) of the 200 hPa maximum westerly at various longitudes over East Asia using the NCEP/NCAR monthly reanalysis data. The index can reasonably reflect the interannual variation of the meridional migration of the East Asian subtropical westerly jet and its impact on the precipitation in the middle lower reaches of the Yangtze River. Moreover, the index has good correspondence with the East Asia summer monsoon and its interdecadal and interannual changes are consistent with the variations of the rainfall in the middle lower reaches of the Yangtze River. Comparisons of the circulation differences of the East Asian westerly jet position anomalous years show that when the jet is abnormally northward, the intensity of South Asian high is weaker and the location is far north westward; and the intensity of the western Pacific subtropical high is weaker and its position is far east southward in comparison with normal condition. As a result, the anomalous convergence areas of air flows migrate to the regions over the North China, which results in more precipitation there. While the jet is abnormally southward, the South Asia high is too strong and far south eastward, and the western Pacific subtropical high is stronger and far west southward, resulting in stronger convergent and ascending flows over the Yangtze River valley, which can easily lead to heavy precipitation and floods.

Key words: Upper subtropic westerly jet over East Asian; Jet axis position abnormality