doi:10.11676/qxxb2017.020 气象学报

一个新的东亚副热带夏季风指数的定义*

晏红明[1] 胡 娟[2] 周建琴[1] 姚 愚[1] 孙丞虎[3]
YAN Hongming[1] HU Juan[2] ZHOU Jianqin[1] YAO Yu[1] SUN Chenhu[3]

1. 云南省气候中心,昆明,650034
2. 云南省气象台,昆明,650034
3. 国家气象信息中心,北京,100081
1. *Yunnan Climate Center*, *Kunming* 650034, *China*
2. *Yunnan Meteorological Observatory*, *Kunming* 650034, *China*
3. *National Meteorological Information Center*, *Beijing* 100081, *China*
2016-04-29 收稿,2016-12-21 改回.

晏红明,胡娟,周建琴,姚愚,孙丞虎. 2017. 一个新的东亚副热带夏季风指数的定义. 气象学报, 75(2):193-210
Yan Hongming, Hu Juan, Zhou Jianqin, Yao Yu, Sun Chenhu. 2017. Definition of a new East Asian subtropical summer monsoon index. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(2):193-210

Abstract Based on precipitation data collected at 486 observational stations in China and NCEP / NCAR reanalysis atmospheric circulation data from 1958 to 2014, the relationship between summer precipitation in China and winds at low and high levels is investigated first. A new East Asian subtropical summer monsoon index is then defined using 200 hPa zonal winds that are closely related to three types of summer rainfall pattern in eastern China. The results show that the new index can well reflect not only the integrated impact of circulations over the high and low latitudes, but also the characteristics of summer precipitation difference between northern and southern China. In strong East Asian summer monsoon years, the upper westerly jet strengthens, cold air activity is located to the north, the low-level West Pacific subtropical high intensifies and shifts northward, resulting in strong southwesterly flows over eastern East Asian, and pattern Ⅰ rainfall occurs in eastern China; the circulation pattern in weak East Asian summer monsoon years is opposite to that in strong monsoon years, and pattern Ⅲ rainfall occurs in eastern China. Compared with the existing East Asian summer monsoon indices, the new index has a great advantage in reflecting the precipitation difference between the north and south of eastern China.
Key words East Asian subtropical summer monsoon, Three types of summer rainfall pattern in eastern China, Circulation anomalies over the northwestern Pacific, Upper westerly jet in East Asian

摘 要 利用1958—2014年夏季NCEP/NCAR大气环流资料和中国486站降水观测资料,通过多种统计诊断方法,从与夏季中国东部3类不同雨型分布相联系的东亚高低层风场变化特征出发,依据与雨带变化密切联系的高层200 hPa纬向风定义了一个新的东亚副热带夏季风指数。分析表明,该指数不仅能反映夏季东亚大气环流的变化特征,兼顾北方冷空气活动和南方东亚夏季风环流变化,同时还能反映夏季中国东部降水南北差异的年际特征。强东亚副热带夏季风指数年,高层中纬度西风急流位置偏北,低层西太平洋副热带高压偏强偏北,有利于冷空气活动位置偏北和东亚东部西南暖湿气流向北推进,中国东部多以Ⅰ类雨型为主;弱东亚副热带夏季风指数年的环流变化刚好相反,中国东部多以Ⅲ类雨型为主。与现有东亚夏季风指数的对比分析表明,该指数在反映中国东部南北区域降水变化的差异方面有很大改进。
关键词 东亚副热带夏季风指数,中国东部夏季3类雨型,西北太平洋环流异常,东亚高空西风急流

---

* 资助课题:公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406018、GYHY201206017)、国家自然科学基金面上项目(41575097)、云南省自然科学基金重点项目(2016FA041)、西南区域重点项目(2014-4)。
作者简介:晏红明,主要从事天气气候研究。E-mail: y-hm@netease.com

中图法分类号 P462

1 引 言

东亚夏季风是亚洲季风系统的一个主要成员，对中国夏季降水有十分重要的影响，因此东亚夏季风一直备受关注。但由于东亚夏季风不仅受到全球大气环流的影响，同时还受到海洋、陆地和青藏高原大地形的共同作用，时空变化十分复杂，如何定量描述东亚夏季风活动目前仍是一个争议较大的问题。许多学者根据研究需要，定义了不同的东亚夏季风指数，这些夏季风指数由于侧重点不同，所反映的东亚夏季风活动特征也存在很大的差异。郭其蕴(1983)选取 10°—50°N 范围内 110°E 与 160°E 海-陆气压差来表征东亚夏季风的强度；施能等(1996)在郭其蕴定义基础上，选取 20°—50°N 范围内每 5 个纬距 110°E 与 160°E 海平面气压差标准化之和的系列作为东亚季风指数；Webster 等(1992)利用(10°—40°N，110°—140°E)的 850 和 200 hPa 高低层纬向风差值定义亚洲夏季风指数；祝从文等(1998)综合郭其蕴(1983)的纬向气压差和低纬度纬向风切变定义了一个复杂的东亚夏季风指数；黄刚等(1999)根据东亚-太平洋遥相关型(EAP)用 500 hPa 高度定义东亚夏季风指数；Li 等(2002)通过考察风向的季节变率来定义亚洲夏季风指数；孙秀荣等(2002)则利用东西向和南北向的海-陆热力差异综合定义了东亚季风指数；Wang 等(1999)用(5°—15°N，90°—130°E)和(22.5°—32.5°N，110°—140°E)的 850 hPa 纬向风的差值定义西北太平洋夏季风指数；张庆云等(2003)也用类似的方法选取(10°—20°N，100°—150°E)和(25°—35°N，100°—150°E)的纬向风差值定义东亚夏季风指数；赵平等(2005)根据蒙古低压和西太平洋副热带高压的环流特征定义东亚副热带夏季风指数。这些季风指数在某一方面能够很好地反映东亚夏季风活动的特征，但由于东亚夏季风活动的多变性及其影响因子的复杂性，目前还没有一个公认的既能合理地反映东亚夏季风强度，又能很好反映中国雨带变化的东亚夏季风指数。例如，2013 年中国雨带位置偏北，降水为Ⅰ类雨型，但目前中国国家气候中心业务应用的季风指数均反映东亚夏季风偏弱，指数反映的季风强弱与中国雨带位置的变化不匹配。Wang 等(2008)对现有的 25 个东亚夏季风指数进行了分类，指出现有的东亚夏季风指数可以分成 5 种类型：(1)海平面气压差异表征的东西热力差异型；(2)纬向风垂直切变表征的南北热力差异型；(3)南北纬向风梯度表征的切变涡度型；(4)850 hPa 西南风定义的西南季风指数；(5)南海季风指数。并与东亚季风环流系统以及东亚地区降水特征进行了对比分析，结果进一步表明现有指数对东亚夏季风活动特征及其东亚地区降水主要分布的表征能力存在很大的差异。因此，有必要进一步探讨东亚夏季风的活动特征，定义更加合理并能够很好衡量东亚夏季风活动的指标。

季风的本质表现是风或是雨？实际上风的变化和降水是密切联系的，一直以来，均试图寻找既合理又简单的指标来衡量季风的变化。对于印度夏季风而言，用印度全区域的降水变化来定义印度季风(Mooley，et al，1984；Parthasarathy，et al，1992)，主要原因是因为该区域降水一致性变化的特征比较明显。而对于东亚季风区而言，由于降水变化的区域差异相当大，很难用一个区域平均的降水来表征东亚夏季风的活动。但是，由于降水和大尺度季风环流的密切联系，是否可以考虑从与降水分布密切联系的大尺度环流特征出发来定义一个既能反映季风活动又能够反映东亚降水变化特征的东亚季风指数呢？基于这一考虑，本研究根据中国 3 类雨带相应的高低层风场特征，定义了一个新的东亚副热带夏季风指数，并进一步探讨了该指数的物理意义及其与东亚夏季高低层季风环流变化的联系，以及对中国夏季降水异常分布的表征能力。

2 资料和方法

利用 1958—2014 年中国 486 个气象观测站的月平均降水资料；1958—2014 年美国国家环境预测中心和大气研究中心(NCEP/NCAR)的高低层经向风与纬向风、位势高度和地面气压等月平均再分析资料(Kalnay，et al，1996)，网格分辨率为 2.5°×2.5°。气候平均统一采用 1981—2010 年的气候平均值。

使用方法有多变量方差分析，显著性检验采用 F 检验方法；经验正交函数(EOF)分解、奇异值分解(SVD)、相关分析、合成分析等诊断方法，显著性检

验采用 t 检验方法。

3 东亚副热带夏季风指数的定义

3.1 中国夏季降水的特征

中国东部夏季降水不仅受东亚和南亚夏季风的影响，与中高纬度地区的环流变化也有密切联系，故中国东部地区夏季雨带位置的变化比较复杂。廖荃荪等(1981)根据1952—1974年6—8月降水距平百分率分布特征，以长江和黄河为界将中国东部地区夏季降水变化分为3种类型：Ⅰ类雨型，主要多雨区位于黄河流域及其以北，江淮流域大范围少雨，江南南部至华南为次多雨区；Ⅱ类雨型，主要多雨区位于黄河和长江之间，黄河以北及长江以南大部分地区少雨；Ⅲ类雨型，主要多雨区位于长江流域及江南，淮河以北大范围地区及东南沿海少雨。廖荃荪等(1992)进一步分析了中国3类雨型及与环流和海温等外强迫因子的关系，明确指出3类雨型能够很好地概括中国东部地区降水的主要特征；魏凤英等(1988)通过对1951—1985年中国东部40站夏季降水的经验正交函数分解，并根据经验正交函数前几个模态时间系数的综合信息提出了中国降水雨带类型的客观分类法，这种分类方法得到的结果与廖荃荪等(1992)的分类结果基本一致。王绍武等(1998)和孙林海等(2005)提出了更客观细致的分类方法，从预报、气候和成因等角度，根据多种统计方法找出中国夏季降水的主要模态，并根据经验订正，分别将中国雨带划分为6类和4类。但就预报而言，雨带类型分得太细，有些雨型产生的环流背景又比较相似，反而很难找到合适有效的预报因子。相比之下，3类雨带基本概括了中国东部夏季降水的主要特征，并作为中国夏季降水预测的主要对象之一，在业务中得到了广泛的应用。为了能够抓住中国降水的主要特征及环流差异特征，文中根据赵振国(1999)、廖荃荪等(1981)、陈兴芳等(2000)定义的3类雨型及分类结果，1951—2014年典型的Ⅰ类雨型年有1953、1958、1959、1960、1961、1964、1966、1967、1973、1976、1977、1978、1981、1985、1988、1992、1994、1995、2004、2012和2013年；Ⅱ类雨型年有1956、1957、1962、1963、1965、1971、1972、1975、1979、1982、1984、1989、1990、1991、2000、2003、2005、2007、2008、2009和2010年；Ⅲ类雨型年有1951、1952、1954、1955、1968、1969、1970、1974、1980、1983、1986、1987、1993、1996、1997、1998、1999、2001、2002、2006、2011和2014年。图1分别

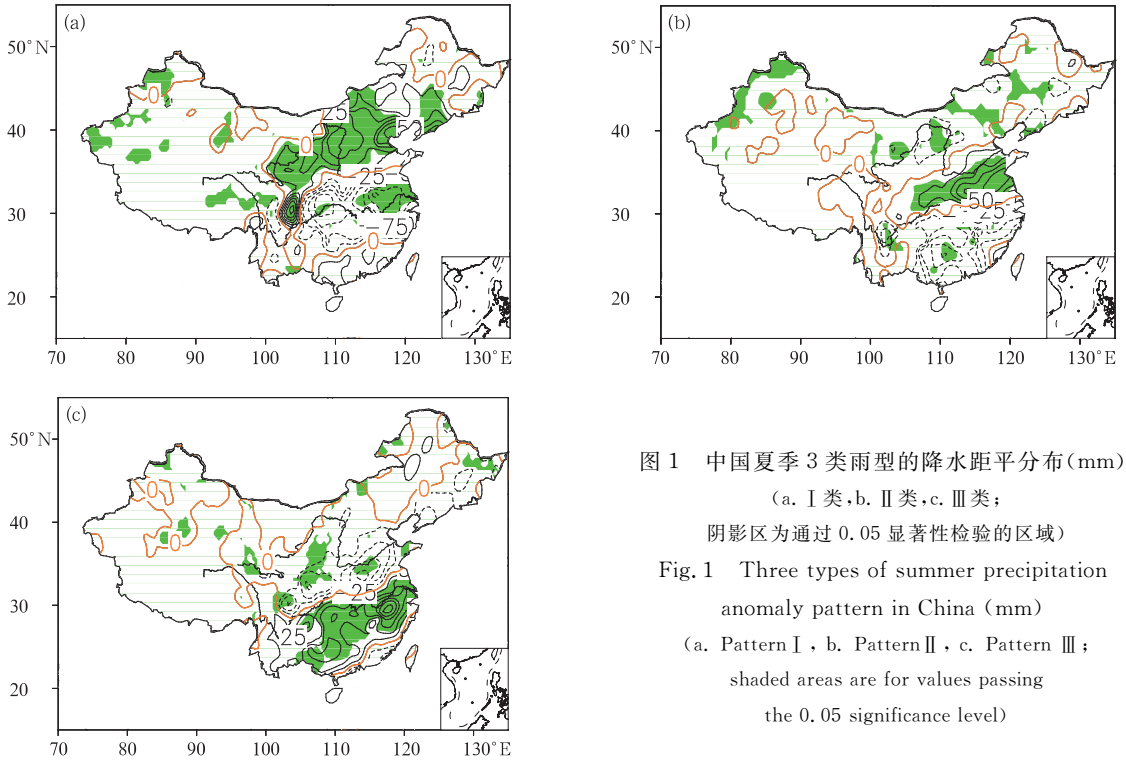

图1 中国夏季3类雨型的降水距平分布(mm)
(a. Ⅰ类，b. Ⅱ类，c. Ⅲ类；
阴影区为通过0.05显著性检验的区域)
Fig. 1 Three types of summer precipitation anomaly pattern in China (mm)
(a. Pattern Ⅰ, b. Pattern Ⅱ, c. Pattern Ⅲ; shaded areas are for values passing the 0.05 significance level)

为相应中国夏季3类不同雨型中国486站降水距平的分布,可以看到,Ⅰ类雨型的多雨区位于黄河流域及以北地区,江淮流域大范围少雨,正负降水区域均通过0.05的显著性检验;Ⅱ类雨型的多雨区位于江淮流域,长江以南大范围少雨;Ⅲ类雨型的大范围多雨区位于长江以南,江南和西南明显多雨,少雨区位于江淮流域和华北西部。以上不同类型的多降水区域均通过了0.05的显著性检验。

3.2 3类雨型相应的高、低层风场变化特征

中国夏季降水变化与东亚夏季风和西南夏季风有密切联系(张庆云等,1998;黄荣辉等,2008;吕心艳等,2011)。高低层大尺度风系的变化在很大程度上可以表征季风的活动,为了认识与中国不同雨带相关的季风活动特征,首先分析中国3类雨带相应的低层风场变化(图2a、c、e)。相应不同雨带类型的850 hPa距平风场,东亚地区均为明显的异常西南气流,该西南气流不仅与来自孟加拉湾—中南半岛的偏西气流在北部湾附近转向沿东亚地区北上的西南气流有关,还与西北太平洋异常反气旋环流西侧的西南气流有关,但相应不同雨带类型的变化,该西南气流的强弱和向北伸展的位置是有差异的。相应Ⅰ类和Ⅱ类雨型,异常西南气流向北推进的纬度明显偏北,从20°N向北推进至60°N附近,而对于Ⅲ类雨型,由于东亚40°—50°N附近为蒙古高原异常反气旋环流南侧的异常偏东气流控制,阻挡了异常西南气流的向北推进,西南风距平仅向北伸展到40°N附近,比Ⅰ类和Ⅱ类雨型异常西南气流向北推进的位置偏南20个纬距,且强度明显偏弱。此外,相应3类雨型的850 hPa距平风场,差异比较明显的还有西北太平洋地区的环流变化:Ⅰ类雨型时异常反气旋位置明显偏北,位于35°—45°N的东亚沿海附近;Ⅱ类雨型异常反气旋位置稍偏南偏东,位于20°—40°N,强度偏弱;Ⅲ类雨型西北太平洋地区的环流变化与Ⅰ类和Ⅱ类雨型明显不同,西北太平洋地区转为异常气旋,中心位于黄海附近。由于西北太平洋环流异常与西太平洋副热带高压的强弱及南北位置的变化密切联系,西北太平洋反气旋环流有利于西太平洋副热带高压加强和向偏北移动,异常气旋环流将使西太平洋副热带高压减弱和向偏南移动。以上分析表明,对应3类不同雨型,低层西太平洋副热带高压有明显不同的变化特征。此外,从3类雨型对应的距平风场看到东亚—西北太平洋区域(25°—35°N,115°—140°E)纬向风变化的差异较大,特别是对于Ⅰ类和Ⅲ类雨型:Ⅰ类雨型时为异常反气旋南侧的东风距平,Ⅲ类雨型时为异常气旋南侧的西风距平。东亚25°—35°N范围是梅雨锋活动的区域(张庆云等,2003),表明了梅雨锋异常与中国雨带位置变化的重要联系。Wu等(1997)曾用850 hPa经向风距平的区域(20°—30°N,110°—130°E)平均来表征东亚季风活动,而从3类雨型对应的低层风场来看,经向风变化的差异并不明显,特别是对于Ⅰ类和Ⅱ类雨型,这一定义可能很难反映东亚副热带夏季风变化对中国雨带影响的差异。相反,用纬向风定义东亚夏季风指数则有可能不仅很好地反映中国雨带位置的变化,还有可能更好地反映与西太平洋副热带高压密切联系的东亚夏季风活动。

200 hPa,与3类雨型相应的距平风场差异最明显的区域主要出现在东北亚地区的蒙古高原东南部—日本:Ⅰ类雨型时该区域为较强的异常反气旋;Ⅱ类雨型时同样为异常反气旋,但异常反气旋的强度与Ⅰ类雨型时相比较弱,且中心位置稍偏南偏西;Ⅲ类雨型时该区域的环流变化与Ⅰ类和Ⅱ类雨型相比完全相反,为异常气旋。进一步综合比较图2b、d、f可以看出,相应不同雨带类型亚洲低纬度地区高层200 hPa异常风场的差异并不明显,最明显的差异主要出现在与东北亚地区异常气旋和反气旋相联系的风场变化,特别是纬向风场变化的差异。在与低层梅雨锋相应的高层200 hPa东亚20°—35°N区域,Ⅰ类雨型时为异常反气旋环流南侧的距平东风;Ⅲ类雨型时为异常气旋环流南侧的距平西风;Ⅱ类雨型时,该区域纬向风变化比较类似于Ⅰ类雨型,但强度却明显偏弱。与低层同一区域纬向风的变化相比非常一致,体现了该区域高低层风场变化的正压性特征。

多变量方差分析可以用来探讨一个或多个效应因子如何影响一组反映变量的。为了进一步客观分析东亚地区高、低层纬向风与中国3种类型雨型变化的关系,参照严华生等(2007)的计算和检验方法,对3类雨型相应的850和200 hPa纬向风进行多变量方差分析(图3),可以看到在东亚—西北太平洋区域,850和200 hPa分别有4个区域(图3方框表示)的纬向风活动与3类雨型密切联系,4个区域分别为:850 hPa区域(22.5°—32.5°N,115°—130°E)和(45°—52.5°N,120°—150°E),200 hPa区域(25°—35°N,115°—135°E)和(40°—52.5°N,

112.5°—135°E)。比较图 2 和 3 可以看出，低层 850 hPa纬向风多变量方差分析通过 95%信度检验的两个区域均与西北太平洋异常气旋和反气旋相联系。同样，200 hPa 纬向风多变量方差分析通过 95%信度检验的两个区域也与东亚中纬度异常气旋和反气旋的变化有关。

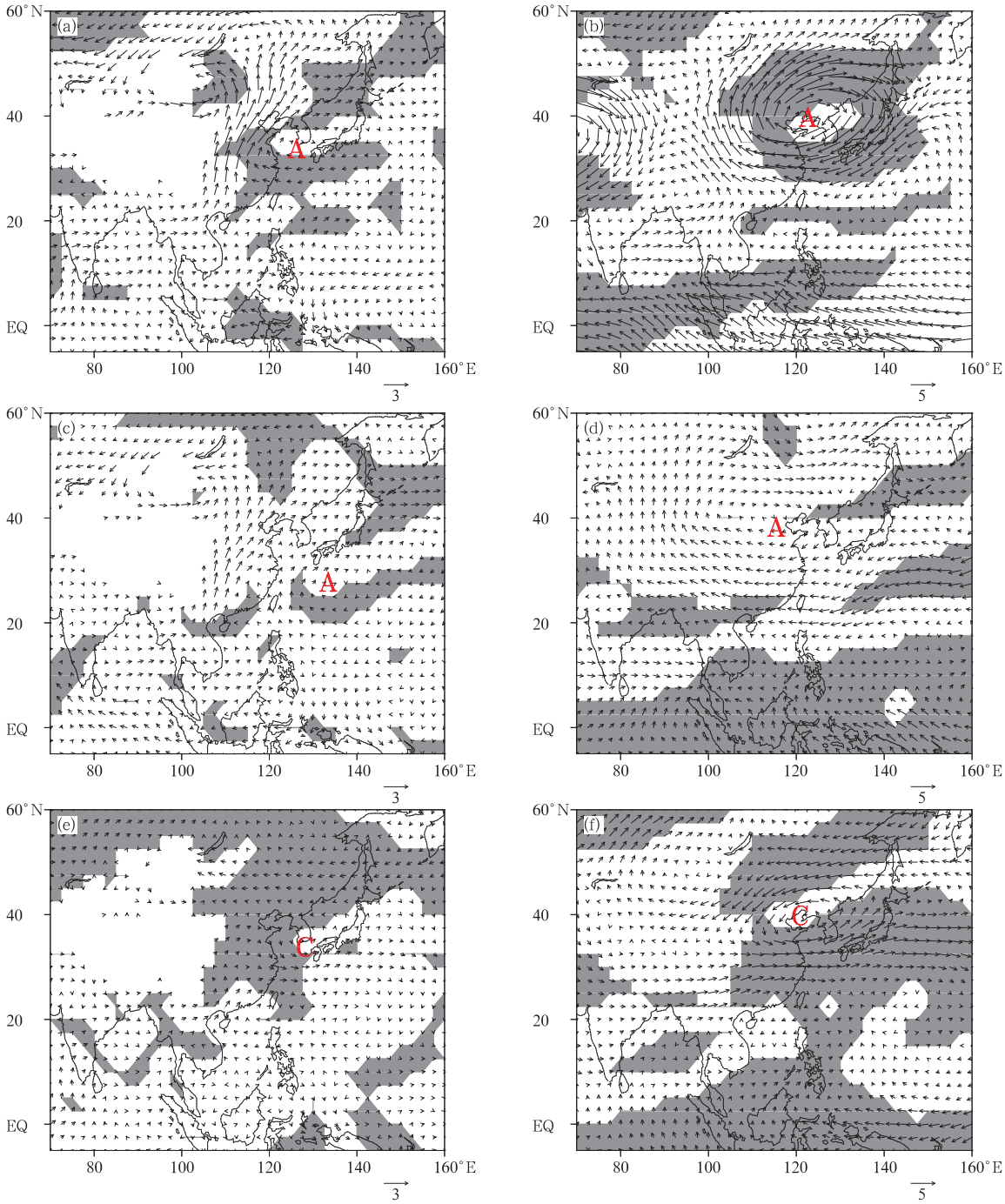

图 2　与中国 3 类雨型对应的 850 hPa(a、c、e)和 200 hPa(b、d、f)距平风场(单位：m/s)

(a、b. 第Ⅰ类雨型，c、d. 第Ⅱ类雨型，e、f. 第Ⅲ类雨型；阴影区为通过 0.05 显著性检验的区域)

Fig. 2　Wind anomalies at 850 hPa (a, c, e) and 200 hPa (b, d, f) corresponding to the three types of rainfall pattern in China (unit: m/s)

(a, b. Pattern Ⅰ; c, d. Pattern Ⅱ; e, f. Pattern Ⅲ; shaded areas denote the values passing the 0.05 significance level)

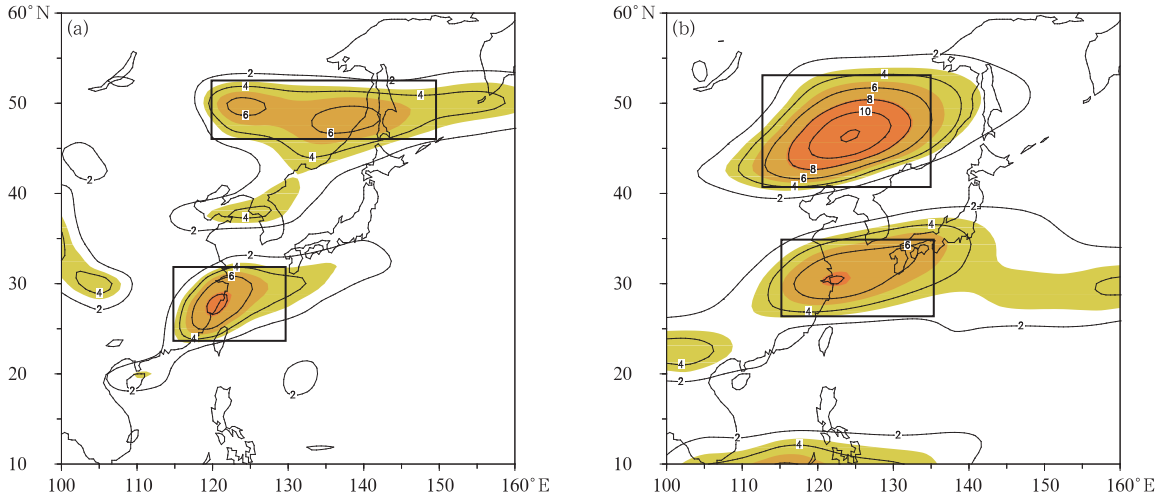

图 3 相应 3 类雨型的 850 hPa(a)和 200 hPa(b)纬向风多变量方差分析

(由浅到深的阴影区分别为通过 95%、99%和 99.9%显著性检验的区域)

Fig. 3 Multivariate variance analysis of zonal winds at 850 hPa (a) and 200 hPa (b) corresponding to the three types of rainfall pattern

(Shallow and deep shaded areas are for values passing the significant test at the 95%, 99% and 99.9% confidence levels respectively)

3.3 东亚副热带夏季风指数的定义

Wang 等(1999)在考虑西北太平洋反气旋变化的基础上,用 850 hPa(5°—15°N,90°—130°E)和(22.5°—32.5°N,110°—140°E)纬向风的差值来定义西北太平洋夏季风指数;张庆云等(2003)则是根据东亚夏季风系统中季风槽和副热带辐合带梅雨锋强度的反向趋势特征,以及长江流域夏季降水偏多和偏少年风场变化的特征来定义夏季风指数。类似于 Wang 等(1999)的定义,选取季风槽(10°—20°N,100°—150°E)区域和梅雨锋(25°—35°N,100°—150°E)区域的 850 hPa 纬向风区域平均的差值来定义东亚夏季风指数。以上两个指数定义本身的出发点主要考虑了热带地区的环流变化。而文中的分析表明,夏季中国东部不同区域的降水不仅与中低纬度地区的环流变化有关,而且与中纬度地区环流变化的联系更紧密,特别是与 200 hPa 东北亚地区环流的异常变化关系更紧密。

由于 850 和 200 hPa 多变量方差分析通过信度检验的区域分别与低层西北太平洋地区和高层东亚中纬度地区的异常气旋或反气旋活动有关。文中类似于 Wang 等(1999)的方法,除了分别选取通过信度检验的 4 个区域的纬向风区域平均外,还分别用 850 和 200 hPa 南北两个区域的纬向风差来定义季风指数,南北两个区域的差值所代表的切变涡度分别可以反映低层西北太平洋和高层东亚中纬度地区异常气旋或反气旋的活动(图 2)。定义的 6 个东亚副热带夏季风指数分别为

$$\begin{cases} I_{\mathrm{EASM1}} = \overline{U}_{850(22.5°-32.5°\mathrm{N},115°-130°\mathrm{E})} \\ I_{\mathrm{EASM2}} = \overline{U}_{850(45°-52.5°\mathrm{N},120°-150°\mathrm{E})} \\ I_{\mathrm{EASM3}} = \overline{U}_{200(25°-35°\mathrm{N},115°-135°\mathrm{E})} \\ I_{\mathrm{EASM4}} = \overline{U}_{200(40°-52.5°\mathrm{N},112.5°-135°\mathrm{E})} \\ I_{\mathrm{EASM5}} = I_{\mathrm{EASM2}} - I_{\mathrm{EASM1}} \\ I_{\mathrm{EASM6}} = I_{\mathrm{EASM4}} - I_{\mathrm{EASM3}} \end{cases} \tag{1}$$

式中,$\overline{U}$ 表示纬向风的区域平均,为了使新定义的东亚副热带夏季风指数不仅能够反映夏季风活动特征,还能够很好地反映中国东部雨带的变化,首先考察夏季以上 6 个季风指数分别与同期中国 486 站降水的关系(图 4)。对比发现 6 个指数与中国长江流域,特别是与长江中下游地区的降水有很好的相关,其中,用 200 hPa 纬向风定义的 I_{EASM3}、I_{EASM4} 和 I_{EASM6} 与中国 486 站降水的相关不仅能反映长江流域夏季降水的变化,同时还能反映黄河流域以北地区的降水变化,总体反映了中国东部南北区域降水变化相反的差异特征。进一步比较图 4c、d 和 f 可见,I_{EASM6} 不仅与长江中下游地区降水有明显的负相关,与黄河及以北地区降水的正相关也很明显,最大正相关中心相关系数超过 0.4,通过 0.05 信度检验的范围也更大。此外,1958—2014 年 I_{EASM6} 与 I_{EASM3} 和 I_{EASM4} 的相关分别为 −0.91 和 0.94,3 个指数之间的相关非常强。东亚 25°—30°N 区域是副热

带辐合带（梅雨锋）活动的区域，图 2 表明相应 3 类雨型，该区域高低层的纬向风异常有非常明显的一致性特征，高层该区域纬向风的活动有可能与梅雨锋的变化有关。因此，为了既能考虑中纬度系统的影响，又能考虑副热带系统的作用，最终选定 I_{EASM6} 为新的东亚副热带夏季风指数进行讨论。I_{EASM6} 为正表示东亚副热带夏季风偏强，向北推进的位置偏北，华北降水偏多；反之，指数为负表示东亚副热带夏季风偏弱，东亚夏季风活动位置偏南，长江中下游地区降水偏多。Lau 等（2000）曾用 200 hPa 两个区域（40°—50°N，110°—150°E）和（25°—35°N，110°—150°E）的区域平均纬向风差值来定义东南亚季风指数，并与南亚季风活动进行对比，指出该指数可以很好表征东南亚环流的活动特征。文中定义的指数与该指数非常类似，两者的相关系数高达0.95。

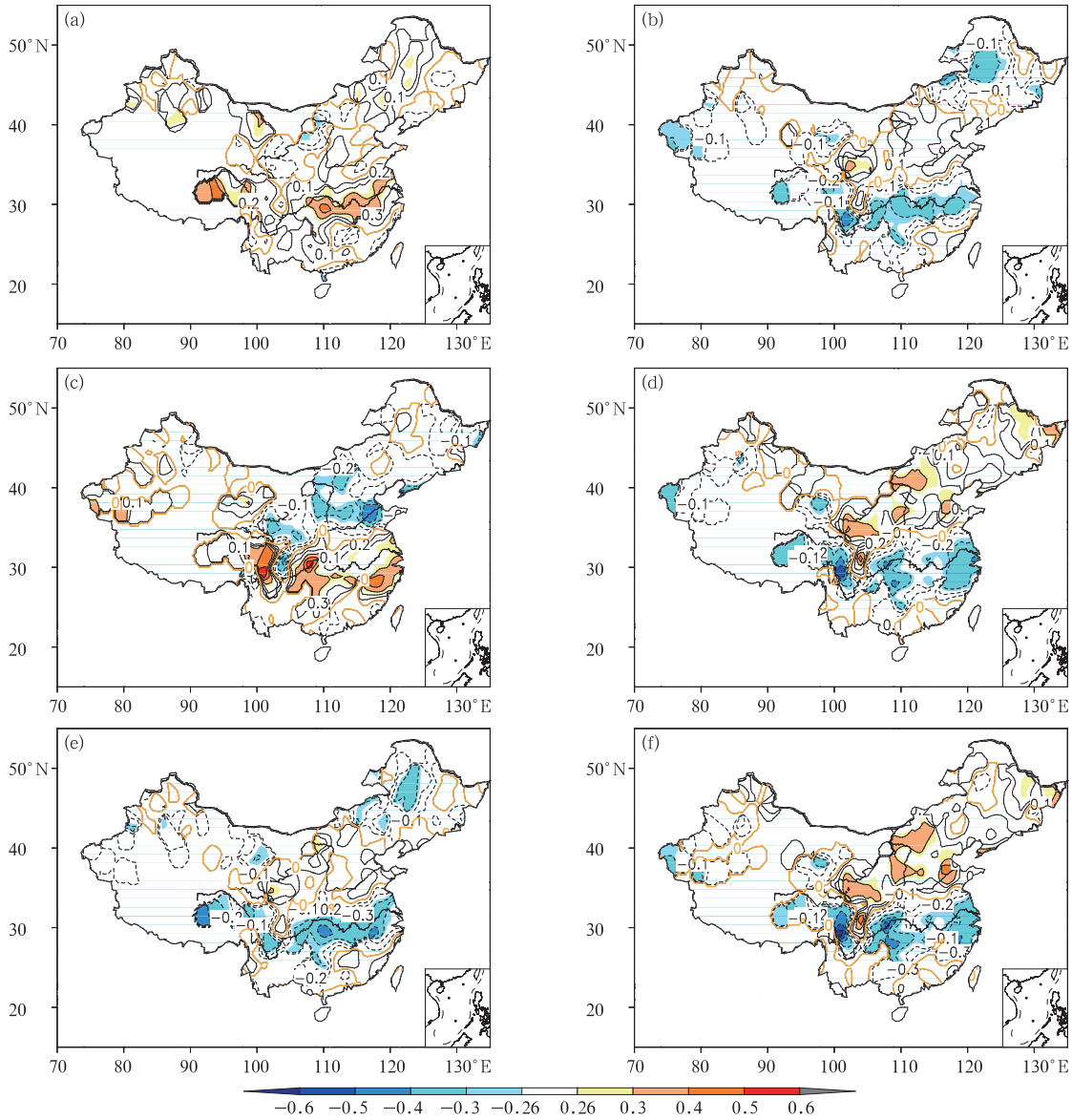

图 4　1958—2014 年不同东亚夏季风指数与夏季中国 486 站降水的相关系数

（a. I_{EASM1}，b. I_{EASM2}，c. I_{EASM3}，d. I_{EASM4}，e. I_{EASM5}，f. I_{EASM6}；阴影区表示通过 0.05 显著性检验的区域）

Fig. 4　Correlation distributions between different East Asian summer monsoon indexes and summer precipitation at 486 stations in China from 1958 to 2014

（a. I_{EASM1}，b. I_{EASM2}，c. I_{EASM3}，d. I_{EASM4}，e. I_{EASM5}，f. I_{EASM6}；shaded areas indicate the values passing the 0.05 significance level）

4 新的东亚副热带夏季风指数的物理意义及其时间变化

4.1 新指数的物理意义

由于200 hPa通过95%信度检验的两个区域与东亚中纬度异常环流的变化密切联系(图3),南北两个区域纬向风区域平均的差值在很大程度上就反映了高层东亚中高纬度地区异常气旋或反气旋的活动,指数本身具有十分明确的物理意义。在200 hPa纬向风气候平均场上(图略),除低纬度地区的纬向东风带外,中纬度(30°—50°N)范围有风速大于20 m/s的西风急流带。东亚夏季高空西风急流是东亚夏季风系统的一个重要组成部分(陶诗言等,2006;陈隆勋等,1991;Huang,et al,2012;陆日宇等,2013),很多研究(Lau,et al,2000;朱艳峰,2008)表明,由于该急流南北位置的变化与中高纬度冷空气的活动密切联系,急流位置偏北有利于冷空气活动位置偏北,反之有利于冷空气活动位置偏南。东亚中纬度(30°—50°N)蒙古高原—日本附近异常气旋或反气旋的活动在多年气候平均场上的叠加将会影响东亚地区高空西风急流位置的变化,反气旋性活动有利于西风急流位置偏北,气旋活动则有利于急流位置偏南(Lau,et al,2000)。高空西风急流南北位置的异常变化会相应影响冷空气活动位置的异常。由此,新定义的东亚副热带夏季风指数I_{EASM6}的强弱变化在很大程度上还表征了中高纬度冷空气的活动及东亚中纬度高空西风急流南北位置的变化。

由于大范围降水主要与冷暖空气的交汇有关,尤其是中国雨带位置的变化。进一步根据中国不同雨型主要多雨区所在的位置(图1),选取105°E以东3个不同纬度带内中国区域的站点,计算区域降水平均时间系列,3个区域为A区(35°—40°N,105°E以东)、B区(30°—35°N,105°E以东)和C区(25°—30°N,105°E以东),分别代表了Ⅰ、Ⅱ和Ⅲ类雨型的降水变化。3个区域平均降水与200 hPa纬向风的相关进一步表明了中国不同雨型与200 hPa纬向风的密切联系:A区降水与东亚纬向风的显著相关区位于中国东北、日本及其南部附近海洋,相关分布为北正南负,表明中国Ⅰ类雨型与东亚西风急流偏北活动有关;B区降水与东亚纬向风的相关刚好相反,为北负南正,表明中国Ⅱ类雨型时中纬度西风急流位置偏南;C区降水与东亚纬向风的相关比较类似于B区降水的相关,但显著相关区的位置明显偏西偏南,大致位于(20°—50°N,90°—130°E)。比较图5a—c,发现从Ⅰ类至Ⅲ类雨型,显著相关区的位置逐渐向西向南移动,尤其是Ⅰ类和Ⅲ类雨型相关显著区域的位置差异较大,Ⅲ类雨型南正北负相关显著的区域位于中国大陆区域。以上分析表明,影响中国降水雨带位置变化的不仅是中纬度西风急流南北位置的变化,急流中心东西位置的变化对中国降水异常也有重要影响,这方面的关系及其影响尚待进一步研究。

此外,东亚地处著名的亚洲季风区,风的季节转换非常明显,冬季受东亚冬季风的影响,低层一般盛行东北气流,夏季受西南夏季风和东亚夏季风的影响,低层盛行西南和东南气流,东亚地区低层大范围经向风的变化在很大程度上可以很好地反映东亚冬、夏季风的季节转换。图6分别为东亚地区夏季低层850 hPa经向风和200 hPa纬向风SVD分析的第1模态分布(占总协方差贡献的40%),相应的模态相关系数为0.62。可以看到左场850 hPa东亚地区的经向风与右场200 hPa东亚中高纬度地区纬向风的变化密切联系,即当低层850 hPa经向南风活跃时,对应高层200 hPa中纬度(20°—40°N)西风减弱和高纬度(40°—55°N)西风加强(东亚中纬度高层出现异常反气旋环流),与之相反,当低层850 hPa经向南风减弱时,高层200 hPa中纬度(20°—40°N)西风加强且高纬度(40°—55°N)的西风减弱(东亚中纬度高层出现异常气旋环流)。SVD右场中200 hPa纬向风相关显著的区域非常类似于图3b多变量方差分析显著性检验相关较高的区域,表明了夏季200 hPa东北亚中纬度高层异常气旋或反气旋的活动与低层大尺度季风风系变化是密切联系的。

综上分析,东北亚中纬度地区夏季200 hPa纬向风的异常变化,即新定义的东亚副热带夏季风指数I_{EASM6}的强弱变化在很大程度上不仅与东亚中纬度高空西风急流的经向偏移和冷空气活动相联系,同时与东亚地区低层经向风的变化也有密切相关。在东亚冬季风定义中,朱艳峰(2008)曾用500 hPa中高纬度纬向风切变定义了东亚冬季风指数,指出该定义能够很好地兼顾北方和南方环流状况,客观地反映了中国冬季平均气温的变化。从文中分析同

样可以看到，用夏季高层 200 hPa 东亚中纬度纬向风切变定义的东亚夏季风指数同样可以兼顾北方冷空气和南方低层东亚夏季风的活动，并能够客观地反映中国东部夏季南北降水反相差异的变化特征。

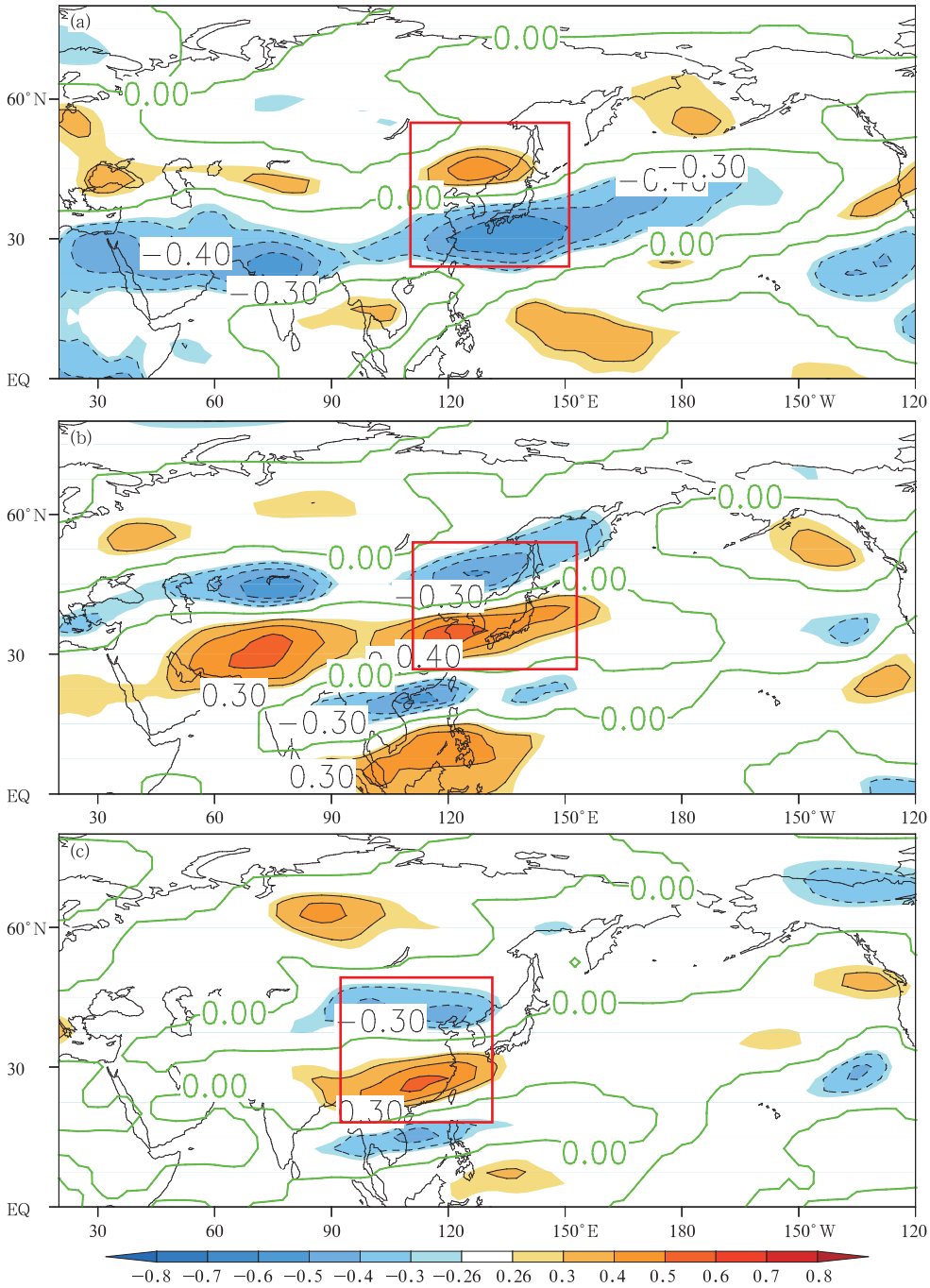

图 5　1958—2014 年夏季中国不同区域平均降水与同期 200 hPa 纬向风的相关

（a. A 区，b. B 区，c. C 区；阴影区为通过 0.05 显著性检验的区域）

Fig. 5　Correlation distributions between averaged rainfall in different regions and zonal winds at 200 hPa from 1958 to 2014

(a. region A, b. region B, c. region C; shaded areas indicate the correlation passing the 0.05 significance level)

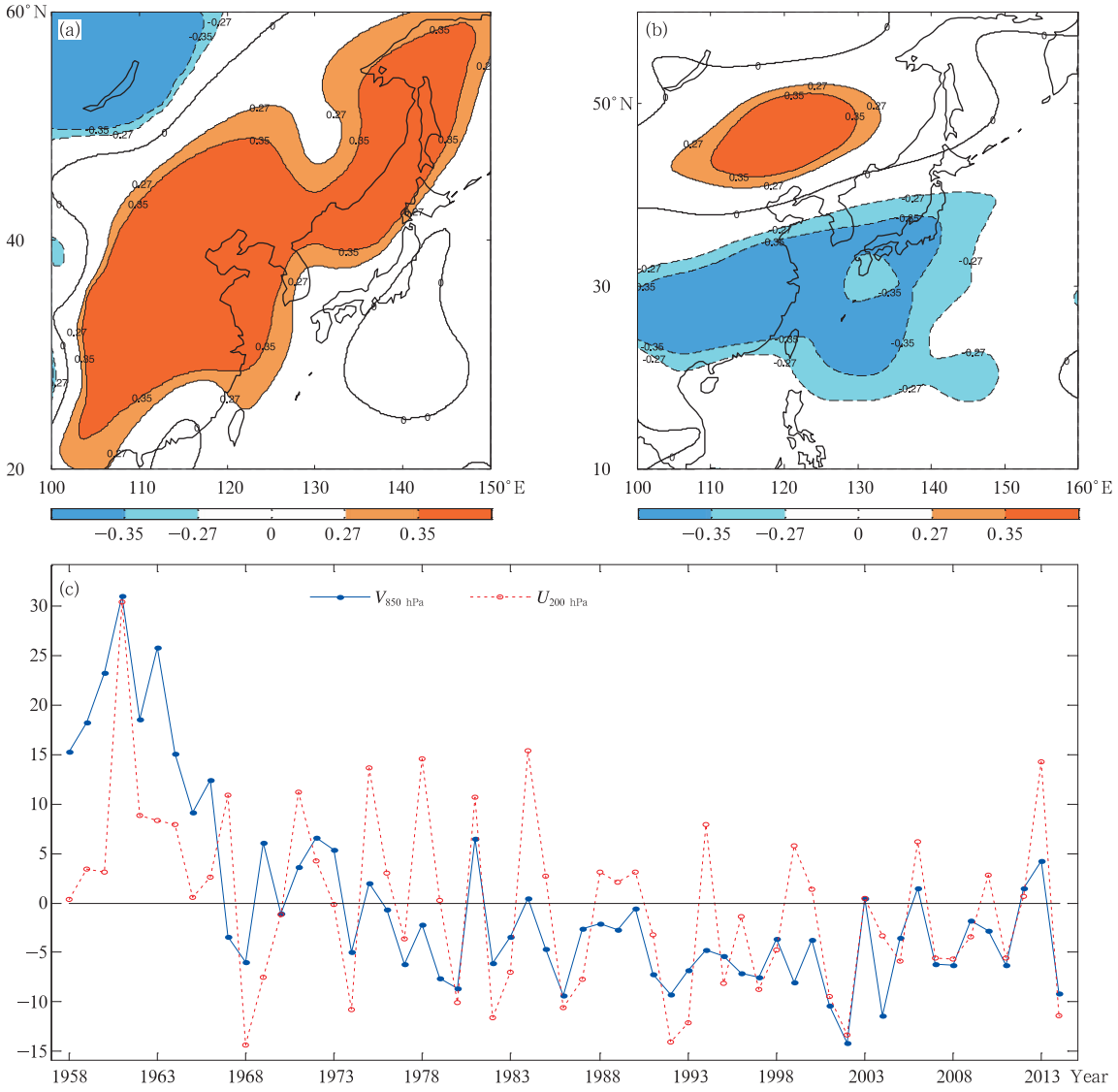

图 6 1958—2014 年夏季低层 850 hPa 经向风(a)与 200 hPa 纬向风(b)SVD 第 1 模态分布及模态时间系数(c)

(阴影区为通过 0.05 显著性检验区)

Fig. 6 The first leading SVD modes of summer 850 hPa meridional winds (a) and 200 hPa zonal winds (b) and the time coefficients of 850 hPa meridional winds (solid line) and 200 hPa zonal winds (dashed line) from 1958 to 2014 (c)

(Shaded areas indicate the correlation passing the 0.05 significance level)

4.2 新指数的时间变化及与中国东部降水类型的对应关系

图 7 为 1958—2014 年 I_{EASM6} 距平标准化时间序列变化,表明 1958—2014 年东亚夏季风不仅强度呈现出由强到弱的年代际变化,年际波动的幅度也呈现出由大到小的年代际变化特征。许多研究(Torrence, et al, 1999; Wang, 2001; Ding, et al, 2008;张人禾等,2008)表明,对应中国夏季雨带南移,东亚夏季风在 20 世纪 70 年代末和 90 年代初分别发生了两次年代际减弱,对比本文 I_{EASM6} 变化,东亚夏季风在 90 年代初之后的减弱变化相对比较明显,特别是在 1991—1993 年和 1998—2002 年东亚夏季风连续 3 a 和连续 5 a 偏弱,I_{EASM6} 变化趋势与过去的研究成果基本一致。东亚夏季风除了由强到弱的年代际变化外,其年际波动的幅度在 1985 年之后也呈现出明显减弱的趋势,1985 年之后指数强度

的变化多在标准差±1 范围内，而近两年年际波动的幅度又呈现出增大的趋势，东亚夏季风在 2013 年明显偏强，2014 年明显偏弱。

表 1 为 1958—2014 年东亚副热带夏季风指数 I_{EASM6} 距平标准化（已从强到弱排列）及对应的雨型，可以看到，在 I_{EASM6} 为正值的 31 a 中，Ⅰ类雨型有 15 a（48%），Ⅱ类雨型 10 a，Ⅲ类雨型 6 a，中国降水主要以第Ⅰ类雨型为主，Ⅲ类雨型最少；而在 I_{EASM6} 为负值的 25 a 中，Ⅰ类雨型 4 a，Ⅱ类雨型 6 a，Ⅲ类雨型 12 a（48%），中国降水主要以第Ⅲ类雨型为主，Ⅰ类雨型最少。从正、负季风指数年中 3 种雨带类型出现的几率来看，Ⅰ类和Ⅲ类雨型与季风强、弱的变化有比较好的对应关系，一般而言，季风偏强对应Ⅰ类雨型，而偏弱对应Ⅲ类雨型。但对于Ⅱ类雨型而言，在季风偏强和偏弱的年份均有出现，其几率分别为 32%和 24%，因此，通过季风的强、弱变化来预测Ⅱ类雨型的变化相对而言是比较困难的。如果以 +0.8和 −0.8 个标准差分别作为东亚夏季风偏强和偏弱的标准，强东亚夏季风年有 1961、1963、1964、1967、1971、1972、1975、1976、1978、1981、1984、1990、1994、2006 和 2013 年；弱东亚夏季风年有 1968、1974、1980、1982、1986、1992、1993、1998、2002 和 2014 年。对比东亚夏季风强、弱和中国东部雨带类型，发现东亚夏季风偏强和偏弱变化与中国雨带位置的南北移动有更加密切联系：强东亚夏季风年主要以Ⅰ类雨型为主，15 个强的东亚夏季风年中Ⅰ类雨型 8 a（50%），Ⅱ类雨型 6 a（40%），仅有 1 a 为Ⅲ类雨型；弱东亚夏季风年主要以Ⅲ类雨型为主，10 个弱的东亚夏季风年中，Ⅲ类雨型 8 a（占 80%），Ⅱ类雨型 1 a，Ⅰ类雨型 1 a。

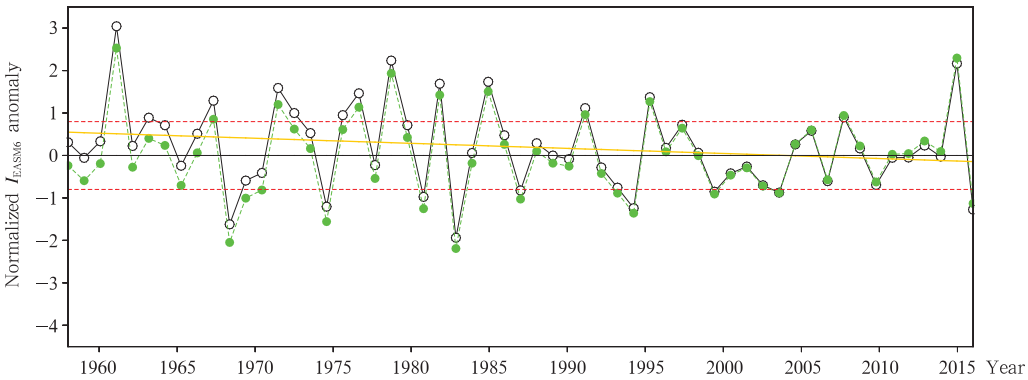

图 7　1958—2014 年 I_{EASM6} 距平标准化原始系列（黑色实线）和清除线性趋势之后（绿色虚线）的变化

（黄色实线为线性趋势，红色虚线为标准差 +0.8 和 −0.8）

Fig. 7　The original series of normalized I_{EASM6} anomaly (black solid line) and the series after removing its linear trend (the green dashed line) from 1958 to 2014

(the yellow solid line shows the linear trend. The red dashed lines show +0.8 and −0.8 standard deviation)

此外，根据施能等（1996）文献，1962、1969、1980、1983、1987、1998 年为长江中下游大涝年，1958、1961、1966、1967、1968、1978 年为长江中下游大旱年。比较这些年相应的东亚副热带夏季风指数，大涝年 1969、1980、1998 年对应的夏季风指数为负，而另外 3 个大涝年（1962、1983、1987 年）的标准化夏季风指数均为低于 0.4 的正距平值，特别是 1987 和 1983 年，标准化距平仅为 0.19 和 0.03。大旱年中有 5 a 相应的季风指数为正距平，特别是 1961 和 1978 年的季风指数正距平分别排列为 1958 年以来的第 1 和第 2 大值，仅有 1968 年季风指数为负距平。进一步表明了季风强、弱与中国东北部雨带南北位置变化的密切关系。

以上分析表明，文中定义的东亚副热带夏季风指数强、弱变化与中国雨带位置的南北变化有一定的对应关系，强季风年中国东部雨带偏北的可能性较大，而弱季风年则有利于雨带位置偏南，长江中下游地区的几个大旱年基本上发生在东亚副热带夏季风偏强的年份。

表 1 1958—2014 年 I_{EASM6} 标准化距平及雨型

Table 1 Standardized I_{EASM6} anomalies and rainfall patterns from 1958 to 2014

年	强度	雨型	年	强度	雨型	年	强度	雨型
1961*	3.05	1	1966*	0.47	1	1977	−0.23	1
1978*	2.32	1	1985	0.45	1	1991	−0.23	2
2013	1.98	1	1958*	0.43	1	1970	−0.26	3
1984	1.73	2	1960	0.40	1	1999	−0.26	3
1994	1.64	1	1962**	0.36	2	2009	−0.33	2
1981	1.60	1	2007	0.24	2	2005	−0.53	2
1971	1.57	2	1995	0.22	1	2008	−0.62	2
1967*	1.33	1	2011	0.20	3	1969**	−0.68	3
1976	1.32	1	1987**	0.19	3	2001	−0.70	3
1990	1.08	2	1997	0.18	3	2002	−0.82	3
1975	1.03	2	2003	0.14	2	1992	−0.84	1
1972	0.99	2	2010	0.05	2	1986	−0.89	3
1963	0.89	2	1983**	0.03	3	1980**	−0.99	3
2006	0.81	3	2012	0.01	1	1998**	−1.00	3
1964	0.80	1	1988	0.00	1	1974	−1.07	3
2004	0.76	1	1959	−0.1	1	1993	−1.35	3
1979	0.75	2	1989	−0.16	2	2014	−1.37	3
1973	0.67	1	2000	−0.18	2	1968*	−1.55	3
1996	0.63	3	1965	−0.19	2	1982	−1.83	2

注：* 为长江中下游大旱年，** 为长江中下游大涝年。

5 东亚副热带夏季风指数与夏季高、低层大气环流变化的关系

下面进一步考察新定义的东亚副热带夏季风指数与高、低层大气环流变化的关系(图 8)。从 I_{EASM6} 与 500 hPa 高度场的相关可见，乌拉尔山至西太平洋有明显的呈西北—东南向的正—负—正—负相关波列，表明强东亚夏季风年乌拉尔山阻高加强、贝加尔湖低槽加深、西太平洋副热带高压位置偏北、南亚和东南亚低纬度地区高度场明显偏低，环流变化有利于冷、暖空气交汇区位置偏北和热带低值系统生成发展。廖荃荪等(1981)在划分中国 3 类雨型时就指出，当第Ⅰ类雨型出现时，除了黄河流域及以北的多雨区，江南南部至华南还有一个次多雨区，Ⅰ类雨型时黄河流域及以北的多雨区与冷、暖空气交汇区位置偏北有关，而江南南部至华南的次多雨区可能与强东亚夏季风期间低纬度活跃的低值系统有关。弱东亚副热带夏季风年 500 hPa 乌拉尔山至西太平洋地区高度场的变化刚好相反，呈负—正—负—正的高度距平场变化，冷空气活动位置和西太平洋副热带高压均偏南，冷暖空气交汇位置相应也偏南。比较图 8a 的正、负相关区和 A、B 和 C 区降水分别与 500 hPa 高度场的正、负相关区(图略)，发现图 8a 中从乌拉尔山至西北太平洋地区正—负—正—负的相关波列与 A 区降水和高度场的相关波列非常类似，而与 B 和 C 区降水和高度场的负—正—负—正相关波列的分布刚好相反。对比结果表明，I_{EASM6} 的强、弱变化确实能够很好地反映中国东部不同类型降水的高度场特征。

季风指数与海平面气压场的相关波列(图 8b)在中高纬度比较类似于与 500 hPa 高度场的相关(图 8a)，从乌拉尔山至西北太平洋呈正—负—正的波列分布，表明强东亚夏季风年低层冷空气活动位置及西太平洋副热带高压位置偏北；弱东亚副热带夏季风年，东亚低层环流场的变化刚好相反，低层冷空气活动位置和西太平洋副热带高压位置偏南。此外，从图 8b 还可以看到，I_{EASM6} 与海平面气压场的相关在 20°—50°N 范围内为东正西负，反映了东亚大陆和西北太平洋东、西海平面气压场反相变化的差异，强东亚副热带夏季风年西太平洋的气压比东亚大陆上的气压高，弱东亚副热带夏季风年西太平洋的气压比东亚大陆上的气压低。将图 8b 与 A、B 和 C 区降水分别与海平面气压场的相关对比(图略)，发现相关波列的分布也非常相似。

I_{EASM6} 与低层(850 hPa)风场的相关(图 8c)进一步反映了新指数与东亚地区低层大气环流变化的密切联系，尤其是与西北太平洋地区的环流异常，同时与东亚中高纬度地区环流异常也密切相关。强东亚

副热带夏季风年，东亚东部中高纬度地区从北至南为异常气旋(C)—异常反气旋(A)的环流异常，西北太平地区的环流异常与西太平洋副热带高压的异常变化有关，此时，异常反气旋环流将使得西太平洋副热带高压位置偏北，而中高纬度地区的异常环流将会影响北方冷空气的活动；弱东亚副热带夏季风年东亚由北至南经向波列的变化则刚好相反。

I_{EASM6} 与高层200 hPa风的相关系数(图8d)不仅反映了新指数对东亚中纬度环流的异常有很强的表征能力，同时还表明了新指数与南亚热带地区和欧亚中高纬度地区环流异常的关系。强东亚副热带夏季风年，从欧亚中高纬度至南亚热带地区为异常气旋(C)—异常反气旋(A)—异常气旋(C)的异常经向波列，欧亚中高纬度地区和南亚热带地区分别为异常气旋环流，东亚中纬度黄海附近为异常反气旋性环流；弱东亚副热带夏季风年，从欧亚中高纬度至南亚热带地区的异常经向波列刚好相反。

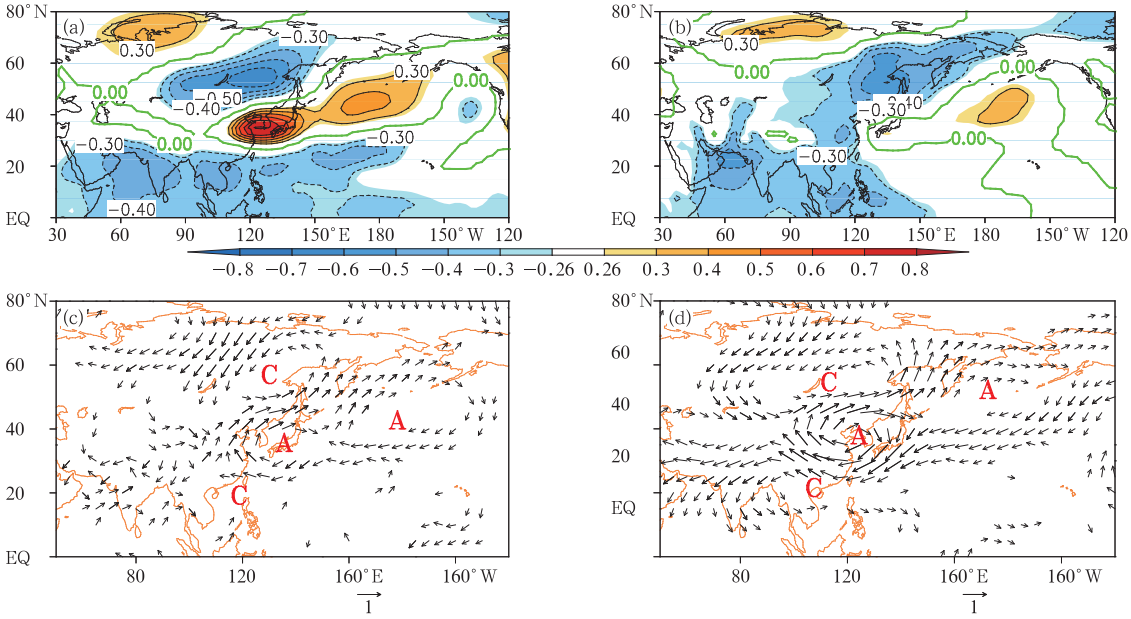

图 8 1958—2014 年 I_{EASM6} 与 500 hPa 高度(a)、海平面气压(b)、850 hPa(c)和 200 hPa(d)风的相关系数(已去除线性趋势)

Fig. 8 Correlation maps of I_{EASM6} with 500 hPa height (a), SLP (b), winds at 850 hPa (c) and 200 hPa (d) respectively from 1958 to 2014 (the linear trend is removed)

综上分析可知，作为连接高纬度和低纬度的过渡地带，东亚中纬度地区的环流变化与高、低纬度地区的环流变化均有十分密切的联系。文中用东北亚中纬度高层 200 hPa 纬向风切变定义的新指数与高、低纬度的环流变化有十分紧密的联系，其强、弱变化能够更加显著地反映高纬度至低纬度地区异常经向波列的活动，这些异常波列与亚洲地区的热带季风环流、副热带季风环流及中高纬度冷空气的活动有关。由此可见，新指数不仅如前文分析的能够反映东亚高空西风急流经向偏移及相关的冷空气活动南北位置的异常变化，在很大程度上还能够反映亚洲热带季风环流和欧亚中高纬度地区大气环流的异常。由于欧亚中高纬度地区的环流异常与西伯利亚冷高压有关，该区域的环流异常能够反映西伯利亚冷高压和中高纬度地区冷空气的强弱变化。

6 不同东亚夏季风指数的对比分析

目前东亚夏季风指数定义种类繁多，Wang 等(2008)通过对比分析现有的多种东亚夏季风指数对东亚地区环流变化的表征能力，指出类似于本研究用风场变化来定义的季风指数中，Wang 等(1999)(I_{WF})、张庆云等(2003)(I_{zhang})、Li 等(2002)(I_{LZ})定义的指数较好，与东亚地区环流经验正交函数分析第 1 模态时间系数的相关系数超过 0.9，中国国家气候中心业务中也主要用这 3 种指数对东亚夏季风强、弱变化进行监测。下面就将文中定义的新指数与这 3 种指数进行对比(表 2)，考察其对东亚夏季

风和中国东部夏季主雨区变化的表征能力。

表 2 I_{EASM6} 与不同东亚夏季风指数的相关系数

Table 1 Correlation coefficients between I_{EASM6} and different East Asian summer monsoon indexes

	I_{EASM6}	I_{WF}	I_{Zhang}	I_{LZ}
I_{EASM6}	1.00	0.29	0.19	0.36
I_{WF}		1.00	0.90	0.83
I_{Zhang}			1.00	0.76
I_{LZ}				1.00

注:$r=\pm0.26$ 通过 0.05 显著性检验。

可以看出 I_{EASM6} 与 I_{WF} 和 I_{LZ} 的相关相对较好,通过 0.05 的显著性检验,与 I_{Zhang} 的相关较差,未通过 0.05 信度检验。而其他 3 个指数 I_{Zhang}、I_{WF} 和 I_{LZ} 之间的相关却较强,系数均超过 0.70,特别是 I_{Zhang} 和 I_{WF} 的相关最强。究其原因,I_{Zhang} 是在考虑热带季风槽和梅雨锋反向变化的基础上定义的指数,I_{WF} 是在考虑西北太平洋夏季风变化的基础上定义的指数,两个指数均主要集中考虑热带地区的环流变化,所选取区域范围的差异很小。I_{LZ} 是考虑东亚区域风的季节性变化定义的指数,选取的区域为(10°—40°N,110°—140°E),位于东亚热带地区,主要反映了热带地区风的季节转换。比较以上 3 个指数与 500 hPa 高度场和 200 hPa 风场的相关(图略),发现 3 个指数与 500 hPa 高度场的相关显著的区域主要呈现为东亚东部高纬度至低纬度负—正—负经向波列的变化,与图 7a 中高纬度地区呈西北—东南向的相关波列明显不同,图 7a 中高纬度地区相关波列反映的高度场异常变化更能反映冷空气活动对中国的影响。此外,3 个指数与 200 hPa 风的相关也主要反映了与中低纬度风场的变化,对东亚中高纬度高空西风急流南北位置的变化反映不明显。因此,从对高、低纬度环流变化以及对冷空气活动表征能力的角度而言,新指数具有一定的优势。同时,由于东亚中纬度高层 200 hPa 纬向风与东亚中低纬度低层 850 hPa 经向风的密切联系,在与其他 3 个指数比较时,I_{EASM6} 与 I_{LZ} 的相关最强,0.36 的正相关系数通过了 0.01 的显著性检验。

进一步考察以上标准化指数系列的年际变化(图 9)可以看出,1998 年长江流域出现洪涝,夏季各个指数变化对 1998 年东亚夏季风强度偏弱的反映比较一致,其中 I_{Zhang}、I_{WF} 和 I_{LZ} 反映东亚夏季风偏弱比较明显,而 2002 和 2013 年 I_{EASM6} 和其余 3 个指数(I_{Zhang}、I_{WF} 和 I_{LZ})反映的东亚夏季风强度却出现了明显差异。对比 2002 和 2013 年各指数反映的东亚夏季风活动和中国东部雨型变化:2002 年为Ⅲ类雨型,雨带位置偏南,指数 I_{EASM6} 反映东亚夏季风偏弱,而其他 3 个指数反映的东亚夏季风均偏强;2013 年为Ⅰ类雨型,雨带位置偏北,I_{EASM6} 反映东亚夏季风明显偏强,而其他 3 个指数反映的东亚夏季风均偏弱。这里以这两年为例来进一步考察几个季风指数的合理性,图 10 分别为 2002 和 2013 年夏季 850 hPa 距平风场,可见 2002 年夏季菲律宾海盆为异常气旋,西北太平洋为异常反气旋,东亚东部为菲律宾海盆异常气旋西侧和西北侧明显的异常北风,不利于东亚夏季风向北扩展,相应有利于中国东部雨带位置偏南。而 2013 年东亚—北太平洋地区的环流变化刚好相反,菲律宾海盆为异常反气旋,西北太平洋为异常气旋,东亚东部为菲律宾海盆异常反气旋西侧和西北侧的异常南风,有利于东亚夏季风向北扩展,相应有利于中国东部雨带位置偏南。根据 2002 和 2013 年以上 4 个指数的强、弱变化,I_{EASM6} 反映了 2002 年东亚夏季风偏弱和 2013 年东亚夏季风偏强,对比这两年东亚东部低层风的活动,I_{EASM6} 能够更好地反映低层东亚夏季风的活动特征,相应反映的夏季风活动与中国东部主雨带位置的南

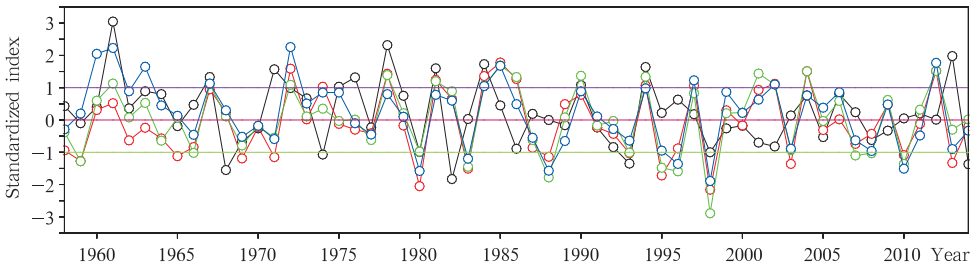

图 9 I_{EASM6}(黑色)、I_{Zhang}(红色)、I_{WF}(绿色)和 I_{LZ}(蓝色)指数标准化系列的变化

Fig. 9 Time series of standardized I_{EASM6} (black line), I_{Zhang} (red line), I_{WF} (green line) and I_{LZ} (blue line)

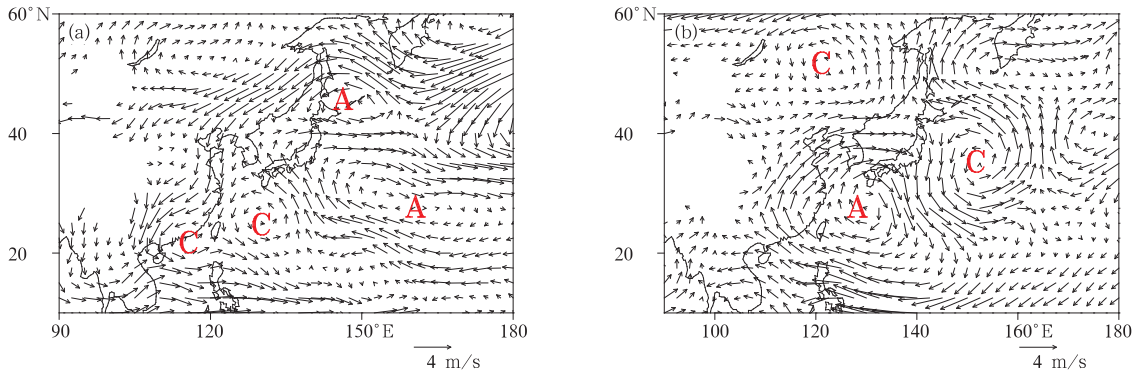

图 10　2002 年(a)和 2013 年(b)夏季 850 hPa 距平风场

Fig. 10　Summer wind anomalies at 850 hPa in 2002 (a) and 2013 (b)

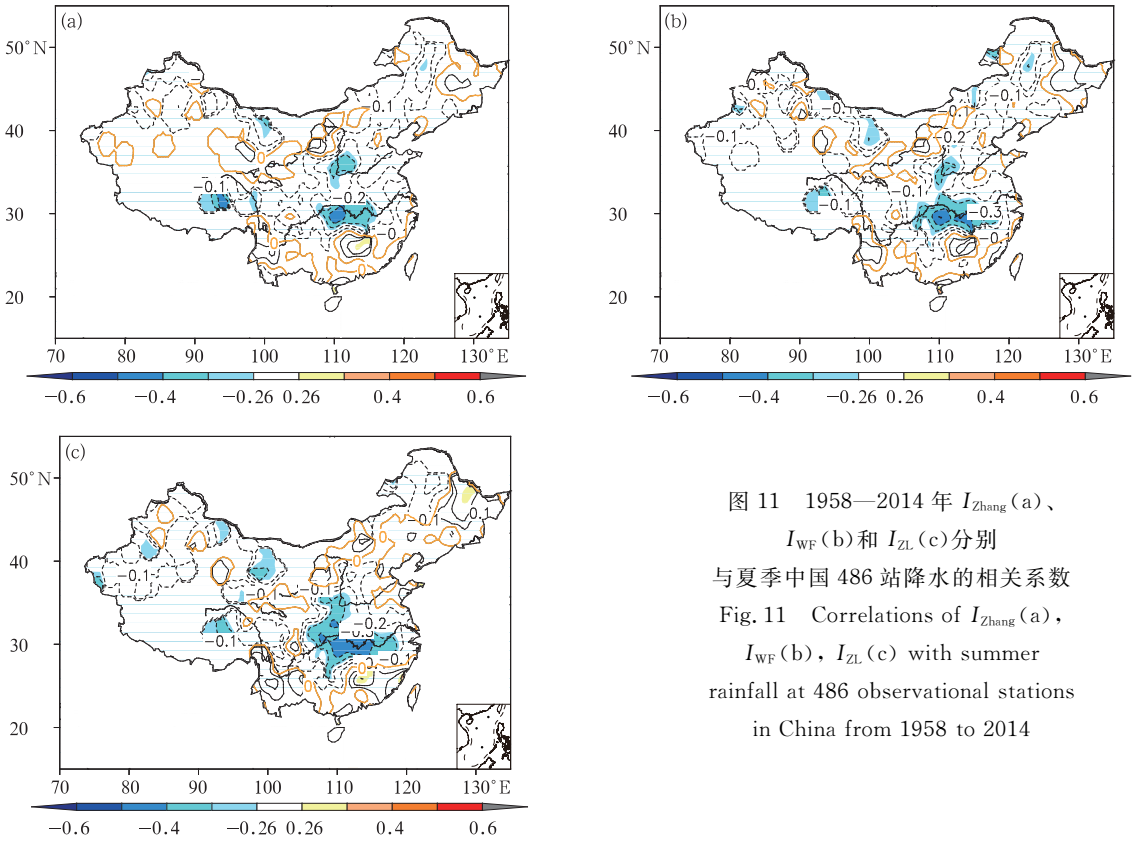

图 11　1958—2014 年 I_{Zhang}(a)、I_{WF}(b)和 I_{ZL}(c)分别与夏季中国 486 站降水的相关系数

Fig. 11　Correlations of I_{Zhang}(a), I_{WF}(b), I_{ZL}(c) with summer rainfall at 486 observational stations in China from 1958 to 2014

北变化也是比较一致。

图 11 分别为夏季 I_{Zhang}、I_{WF} 和 I_{LZ} 与中国 486 站降水的相关系数，表明 3 个指数均能表征中国长江中下游地区的降水变化，其中 I_{LZ} 的表征能力较强，但 3 个指数均不能反映华北地区的降水变化，更不能反映中国东部南北区域降水变化的差异。对比图 4f 与图 11，I_{EASM6} 对长江中下游地区降水变化的表征能力不仅优于 I_{Zhang}、I_{WF} 和 I_{LZ}，还能够很好地反映河套至华北地区的降水变化。

7　结论和讨论

通过分析与中国东部 3 类雨带变化密切联系的高、低层风场特征，发现高层(200 hPa)纬向风活动与中国 3 类雨型的变化有很好的联系，由此定义了一个新的东亚副热带夏季风指数，分析了该指数的强弱变化与中国雨带位置变化及其与高、低层大气

环流变化的关系,并与目前常用的几个东亚夏季风指数进行对比,得到以下几点结论:

(1)夏季中国东部雨带位置的变化不仅与低层(850 hPa)西北太平洋副热带高压南北位置的变化有关,而且与200 hPa东亚中高纬度异常风场的变化也有更加密切的联系。Ⅰ类雨型时低层西北太平洋及高层东亚中高纬度为异常反气旋;Ⅱ类雨型时高低层异常风场的变化比较类似于Ⅰ类雨型,但异常反气旋的强度偏弱,位置偏南偏东;Ⅲ类与Ⅰ类和Ⅱ类雨型的环流异常刚好相反,低层西北太平洋和高层东亚中高纬度转为异常气旋。

(2)利用高层(200 hPa)(40°—52.5°N,112.5°—135°E)和(25°—35°N,115°—135°E)纬向风区域平均的差值定义了一个新的东亚副热带夏季风指数 I_{EASM6},该指数计算简单,具有明确的天气学意义,不但能够反映夏季东亚高空西风急流和低层经向风活动的特征,还能更好地表征中国东部南北区域降水差异的变化。

(3)新指数不仅与高层东亚中纬度高空西风急流南北位置的变化有关,而且与中高纬度的冷空气活动、西太平洋副热带高压、低纬度的热带季风环流均有密切联系。强东亚副热带夏季风年,东亚高空西风急流位置及相应的东亚中高纬度冷空气活动位置偏北,西太平洋副热带高压偏北偏强,有利于低层东亚夏季风向北推进;弱东亚夏季风年的环流变化刚好相反。

(4)与目前常用的东亚夏季风指数的对比分析表明,新定义的指数能够更好地反映夏季中国东部南北降水差异的变化,并能合理地反映低层经向南风强、弱变化的特征。

由于季风活动的复杂性,目前季风指数的定义仍然是国际上季风研究中广泛关注的重要问题。一般情况下,季风爆发带来的大量水汽使得受影响的地区降水激增,因此有的研究用印度区域的降水来定义印度季风指数(Mooley, et al, 1984; Parthasarathy, et al, 1992),而对于东亚地区而言,目前定义的指数中多用风的变化来表征东亚夏季风的活动(Wu, et al, 1997; Wang, et al, 1999; Wang, 2002; Li, et al, 2002; 张庆云等, 2003)。西太平洋副热带高压是东亚夏季风系统的重要成员,其西侧和西北侧的西南气流与东亚地区的环流异常密切联系,一般认为当东亚夏季风较强时,副热带高压位置偏北,相反,当东亚季风较弱时,副热带高压位置偏南。因此,有的指数定义通过考虑低层西太平洋地区的环流异常来定义东亚夏季风强弱。但是,风带来的水汽输送仅是降水产生的条件之一,大范围的降水变化与冷暖空气的交汇活动是分不开的,特别是对于东亚地区而言。本研究的对比分析表明东亚夏季风指数对长江中下游降水有一定的反映能力,但却不能反映中国东部南北区域降水的差异,这可能与指数定义中所选的区域主要表征热带风场的活动,而对中高纬度冷空气的表征能力较弱有关。文中用高层(200 hPa)纬向风定义的新东亚副热带夏季风指数,从分析结果来看,不仅能反映热带和副热带东亚夏季风的活动,在很大程度上还能反映高空西风急流变化及相应冷空气活动的影响,因此在反映中国东部南北区域降水的差异方面具有一定的优势。

文中对比了新定义的东亚副热带夏季风指数的强弱变化与中国东部3类雨型的对应关系,尽管新指数与中国东部Ⅰ类和Ⅲ类雨型的对应关系很好,但对于主降水位于江淮地区的Ⅱ类雨型而言,季风指数有正有负,很难找到二者的对应关系。此外,在相关工作中也计算了文中提到的A、B、C 3个区域降水的相关,3个区域分别代表了3种雨型的降水,发现Ⅰ类与Ⅱ类和Ⅲ类雨型均呈显著的负相关,相关系数分别为-0.38和-0.56,而Ⅱ类和Ⅲ类雨型却为显著的正相关(0.57),表明这两个区域的降水有比较强的一致性。很多研究也指出Ⅱ类雨型和Ⅲ类雨型有时非常接近,很难区分,划分结果也往往存在争议。进一步分析图2,Ⅰ类与Ⅱ类雨型相应的风场是比较相似的,差异最大的是Ⅲ类雨型的风场,其高、低层风场变化与Ⅰ类和Ⅱ类雨型相比几乎完全相反,那么,为什么Ⅱ类和Ⅲ类雨型在完全相反的环流背景下,两个区域的降水反而会有很好的一致性呢?这是值得进一步研究的问题,也可能是根据环流变化来定义一个即能反映风又能反映雨的季风指数所面临的最大困难。总之,由于东亚地区影响系统的复杂性,东亚副热带夏季风指数的适用性和合理性还有待于进一步的改进和完善。

致 谢:非常感谢张庆云老师对本文提出的宝贵意见和建议,使本文的质量得到很大提高,深表谢意!

参考文献

陈隆勋,朱乾根,罗会邦等. 1991. 东亚季风. 北京:气象出版社,

28-49. Chen L X, Zhu Q G, Luo H B, et al. 1991. East Asian Monsoon. Beijing: China Meteorological Press, 28-49 (in Chinese)

陈兴芳，赵振国. 2000. 中国汛期降水预测研究及应用. 北京：气象出版社，241pp. Chen X F, Zhao Z G. 2000. The Flood Season Precipitation Prediction Research and Application in China. Beijing: China Meteorological Press, 241pp (in Chinese)

郭其蕴. 1983. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析. 地理学报，38(3)：207-217. Guo Q Y. 1983. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation. Acta Geogr Sinca, 38(3): 207-217 (in Chinese)

黄刚，严中伟. 1999. 东亚夏季风环流异常指数及其年际变化. 科学通报，44(4)：421-424. Huang G, Yan Z W. 1999. The East Asian summer monsoon circulation anomaly index and its interannual variations. Chinese Sci Bull, 44(14): 1325-1329

黄荣辉，顾雷，陈际龙等. 2008. 东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展. 大气科学，32(4)：691-719. Huang R H, Gu L, Chen J L, et al. 2008. Recent progresses in studies of the temporal-spatial variations of the East Asian monsoon system and their impacts on climate anomalies in China. Chinese J Atmos Sci, 32(4): 691-719 (in Chinese)

廖荃荪，陈桂英，陈国珍. 1981. 北半球西风带环流和我国夏季降水//长期天气预报文集. 北京：气象出版社，103-114. Liao Q S, Chen G Y, Chen G Z. 1981. The northern hemisphere westerlies circulation and summer precipitation in China // Long-Term Weather Forecast. Beijing: China Meteorological Press, 103-114 (in Chinese)

廖荃荪，赵振国. 1992. 我国东部夏季降水分布的季度预报方法. 应用气象学报，3(增刊)：1-9. Liao Q S, Zhao Z G. A seasonal forecasting scheme on precipitation distribution in summer in China. Quart J Appl Meteor Sci, 3(Sup): 1-9 (in Chinese)

陆日宇，林中达，张耀存. 2013. 夏季东亚高空急流的变化及其对东亚季风的影响. 大气科学，37(2)：331-340. Lu R Y, Lin Z D, Zhang Y C. 2013. Variability of the East Asian upper-tropospheric jet in summer and its impacts on the East Asian monsoon. Chinese J Atmos Sci, 37(2): 331-340 (in Chinese)

吕心艳，张秀芝，陈锦年. 2011. 东亚夏季风南北进退的年代际变化对我国区域降水的影响. 热带气象学报，27(6)：860-868. Lv X Y, Zhang X Z, Chen J N. 2011. The interdecadal variability of north-south movement of East Asian summer monsoon and its effect on the regional rainfall over China. J Trop Meteor, 27(6): 860-868 (in Chinese)

施能，朱乾根，吴彬贵. 1996. 近40年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学，20(5)：575-583. Shi N, Zhu Q G, Wu B G. 1996. The East Asian summer monsoon in relation to summer large scale weather-climate anomaly in China for last 40 years. Scientia Atmos Sinica, 20(5): 575-583 (in Chinese)

孙林海，赵振国，许力等. 2005. 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，16(增刊)：56-62. Sun L H, Zhao Z G, Xu L, et al. 2005. Study of summer rain pattern in monsoon region of east China and its circulation cause. Quart J Appl Meteor Sci, 16(Sup): 56-62 (in Chinese)

孙秀荣，陈隆勋，何金海. 2002. 东亚海陆热力差指数及其与环流和降水的年际变化关系. 气象学报，60(2)：164-172. Sun X R, Chen L X, He J H. 2002. Index of land-sea thermal difference and its relation to interannual variation of summer circulation and rainfall over East Asian. Acta Meteor Sinica, 60(2): 164-172 (in Chinese)

陶诗言，卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳. 应用气象学报，17(5)：513-525. Tao S Y, Wei J. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer. Quart J Appl Meteor Sci, 17(5): 513-525 (in Chinese)

王绍武，叶瑾林，龚道溢等. 1998. 中国东部夏季降水型的研究. 应用气象学报，9(增刊)：65-74. Wang S W, Ye J L, Gong D Y, et al. 1998. Study on the patterns of summer rainfall in Eastern China. Quart J Appl Meteor Sci, 9(Sup): 65-74 (in Chinese)

魏凤英，张先恭. 1988. 我国东部夏季雨带类型的划分及预报. 气象，14(8)：15-19. Wei F Y, Zhang X G. 1988. The classification and forecasting of summer rain-belt in the east part of China. Meteor Mon, 14(8): 15-19 (in Chinese)

严华生，胡娟，范可等. 2007. 近50年来夏季西风指数变化与中国夏季降水的关系. 大气科学，31(4)：717-726. Yan H S, Hu J, Fan K, et al. 2007. The analysis of relationship between the variation of westerly index in summer and precipitation during the flood period over China in the last 50 years. Chinese J Atmos Sci, 31(4): 717-726 (in Chinese)

张庆云，陶诗言. 1998. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水. 应用气象学报，8(增刊)：17-23. Zhang Q Y, Tao S Y. 1998. Tropical and subtropical monsoon over East Asia and its influence on the rainfall over eastern China in summer. Quart J Appl Meteor Sci, 8(Sup): 17-23 (in Chinese)

张庆云，陶诗言，陈烈庭. 2003. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. 气象学报，61(4)：559-568. Zhang Q Y, Tao S Y, Chen L T. 2003. The inter-annual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. Acta Meteor Sinica, 61(4): 559-568 (in Chinese)

张人禾，武炳义，赵平等. 2008. 中国东部夏季气候20世纪80年代后期的年代际转型及其可能成因. 气象学报，66(5)：697-706. Zhang R H, Wu B Y, Zhao P, et al. 2008. The decadal shift of the summer climate in the late 1980s over East China and its possible causes. Acta Meteor Sinica, 66(5): 697-706 (in Chinese)

赵平，周自江. 2005. 东亚副热带夏季风指数及其与降水的关系. 气象学报，63(6)：933-941. Zhao P, Zhou Z J. 2005. East Asian subtropical summer monsoon index and its relationships to rainfall. Acta Meteor Sinica, 63(6): 933-941 (in Chinese)

赵振国. 1999. 中国夏季旱涝及环境场. 北京：气象出版社，297pp. Zhao Z G. 1999. The Summer Drought and Flood in China and

Environmental Field. Beijing: China Meteorological Press, 297pp (in Chinese)

祝从文，何敏，何金海. 1998. 热带环流指数与夏季长江中下游旱涝的年际变化. 南京气象学院学报，21(1)：15-22. Zhu C W, He M, He J H. 1998. Tropical circulation index and its-relation to interannual variation of Yangtze flood/drought. J Nanjing Inst Meteor, 21(1): 15-22 (in Chinese)

朱艳峰. 2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数. 气象学报，66(5)：781-788. Zhu Y F. 2008. An index of East Asian winter monsoon applied to description the Chinese mainland winter temperature changes. Acta Meteor Sinica, 66 (5): 781-788 (in Chinese)

Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part Ⅰ: Observed evidences. Int J Climatol, 28(9): 1139-1161

Huang R H, Chen J L, Wang L, et al. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system. Adv Atmos Sci, 29(5): 910-942

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-471

Lau K M, Kim K M, Yang S. 2000. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. J Climate, 13(14): 2461-2482

Li J P, Zeng Q C. 2002. A unified monsoon index. Geophys Res Lett, 29(8): 1274

Mooley D A, Parthasarathy B. 1984. Fluctuations in all-India summer monsoon rainfall during 1871-1978. Climatic Change, 6 (3): 287-301

Parthasarathy B, Rupa Kumar K, Kothawale D R. 1992. Indian summer monsoon rainfall indices: 1871-1990. Meteor Mag, 121 (1441): 174-186

Torrence C, Webster P J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. J Climate, 12(8): 2679-2690

Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices. Bull Amer Meteor Soc, 80(4): 629-638

Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. J Climate, 21 (17): 4449-4463

Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. Adv Atmos Sci, 18(3): 376-386

Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relations. Adv Atmos Sci, 19(1): 1-11

Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Quart J Roy Meteor Soc, 118(507): 877-926

Wu A M, Li Y Q. 1997. The influence of Tibetan Plateau on the interannual variability of Asian monsoon. Adv Atmos Sci, 14(4): 491-504