

东亚冬季风经向异常与后期嘉兴梅雨关系^{* 1}

陆琛莉¹⁾²⁾

¹⁾(浙江大学地球科学系,杭州 310027)

²⁾(浙江省平湖市气象局,平湖 314201)

摘 要

利用 1948—2005 年 NCEP/NCAR 再分析资料,定义了一个可以反映中高纬度间冬季风强弱差异的冬季风经向变化指数(WMMCI),该指数与东亚冬季风指数有较好的对应关系。强(弱)冬季风年后期嘉兴梅雨偏多(少)为主,年际、年代际关系对应为正相关,并对后期降水有持续影响,WMMCI 指数持续增强(减弱)2 年并处于强(弱)冬季风年时,后期嘉兴梅雨持续偏多(少),嘉兴梅雨降水升高或降低的变化趋势滞后于该指数变化。对 500 hPa 高度场距平合成分析表明:强(弱)冬季风年北正(负)南负(正)的距平分布使中高纬度经向(纬向)环流发展,有利(不利)于冷空气南下影响,并对后期大气环流产生持续影响,从而有利(不利)于降水。冬季风经向异常对嘉兴后期降水持续影响的一个可能解释是,持续增强(减弱)的强(弱)冬季风使赤道太平洋地区盛行风向发生改变,使赤道太平洋海温变化出现异常,触发 El Niño(La Niña)事件,从而对后期大气环流造成持续影响。

关键词: 冬季风经向变化指数;梅雨;持续影响

引 言

东亚冬季风不仅是全球最强大的冬季风,也是北半球最重要的环流系统,冬季风异常在短期气候变化中的作用日渐引起重视。研究表明^[1],冬季风的异常变化不但使同期大气环流形势产生差异,并且对后期大气环流造成持续影响,冬季风的异常能引起全球大气环流特别是中低纬度大气环流的变化。冬季风的持续强异常是激发 El Niño 的重要机制^[2-3],持续强东亚冬季风激发 El Niño 型暖事件,持续弱东亚冬季风激发 La Niña 型冷事件^[4],东亚冬季风与 ENSO 循环是相互影响、相互作用的^[5-7]。

嘉兴地处长江下游太湖流域,受季风气候影响显著,梅汛期降水一直是短期气候预测的焦点。梅雨是大气环流演变的产物,与前期大气环流背景有关,受多方面环流系统的共同作用。陶诗言等^[8]曾指出长江中下游梅雨的年际变化受到欧亚大陆环流的影响,与冬季欧亚地区 52°N 以南积雪面积有关;孙淑清等^[1]发现夏季江淮流域旱涝天气可追溯到前冬形势的异常,晏红明等^[9]探讨了强、弱冬季风年

后期长江中下游地区夏季降水异常的可能成因。魏凤英等^[10]研究发现,长江中下游梅雨偏多(少)的年代际尺度背景与北半球高纬地区和中纬地区海平面气压的反相分布结构较强(弱)有关。因此,进一步研究冬季风异常,特别是中高纬度间冬季风的强弱差异与后期梅雨的关系,对提高梅汛期降水的短期气候预测具有十分现实的意义。

1 资料和计算方法

1.1 资 料

本文使用的资料是 1948—2005 年 NCEP/NCAR 逐月再分析海平面气压(SLP)、500 hPa 高度场和 1000 hPa 风场资料。冬季定义为 12 月至次年 2 月(即 DJF)3 个月平均,计算的冬季风指数序列为 1948/1949—2004/2005 年。嘉兴梅雨是根据浙江省梅雨业务标准规定,资料时间为 1954—2005 年。文章中涉及到的气候平均指 1971—2000 年平均。

1.2 计算方法

对东亚冬季风强度指数的计算有许多方法^[9,11-14],本文根据文献[11]的方法计算了东亚冬

* 浙江省气象局课题(2005YB07)资助。
2006-10-08 收到,2007-07-25 收到再改稿。

季风强度指数(EAWMI)。以中纬度(30°~40°N,间隔5个纬度)标准化后的海陆间海平面气压差(110°E减160°E)的累积和减去高纬度(50°~60°N,间隔5个纬度)标准化后的海陆间海平面气压差的累积和,并同样将差值结果进行一次标准化处理来表征中高纬度间冬季风的强弱差异,本文称之为冬季风经向变化指数(WMMCI)。该指数强,则冷空气主体侵入中纬度地区;反之,冷空气主要影响高纬度地区。

2 WMMCI与东亚季风指数及后期嘉兴降水的关系

2.1 WMMCI与东亚冬季风指数的关系

冬季高空东亚大槽强,中高纬度经向环流明显,有利于冷空气频繁向南爆发,冬季风强,WMMCI也偏强;弱冬季风年则不利于冷空气的频繁南下,WMMCI指数偏弱。图1给出WMMCI和东亚冬季风指

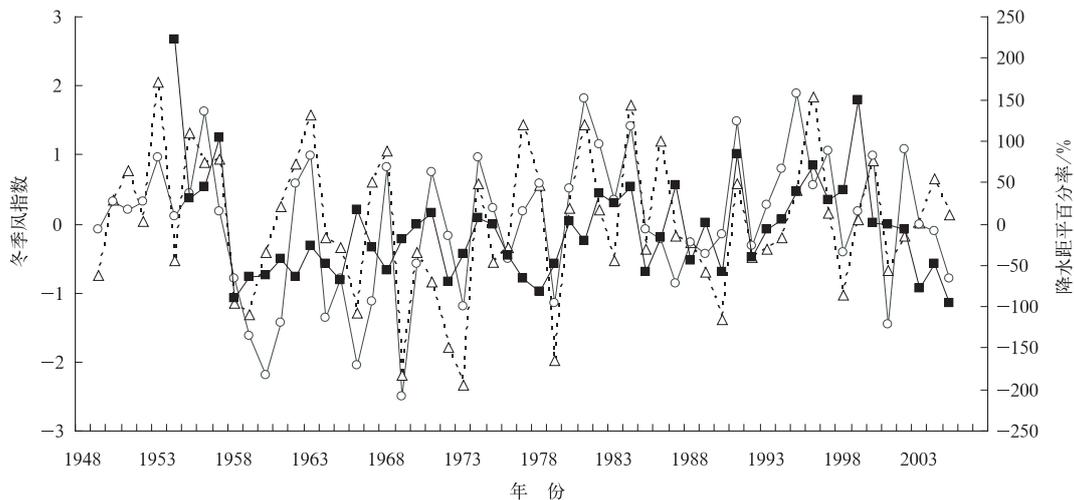


图1 冬季风经向变化指数(○)和东亚冬季风指数(△)的变化曲线(■为嘉兴梅雨降水距平百分率)

Fig.1 The curve of the winter monsoon meridional change index (○) and the East Asian winter monsoon index (△) (■ is for anomaly percentage of Meiyu precipitation in Jiaying)

数的年际变化曲线,可以看到,两个指数的变化基本一致,WMMCI偏强时,EAWMI指数一般也偏强,而EAWMI指数偏弱时,WMMCI指数一般也偏弱,两者的相关系数为0.624。

2.2 冬季风异常与后期嘉兴梅雨关系

将冬季风较强且影响偏南,即WMMCI值 >1.0 定义为强冬季风年;冬季风较弱或影响偏北,即WMMCI值 <-1.0 定义为弱冬季风年。在1948—2005年间,强冬季风年有1955/1956,1980/1981,1981/1982,1983/1984,1990/1991,1994/1995,1996/1997,2001/2002年;弱冬季风年有1958/1959,1959/1960,1960/1961,1963/1964,1965/1966,1966/1967,1968/1969,1972/1973,1978/1979,2000/2001年。对应后期嘉兴梅雨降水距平百分率可以看到(表1),强冬季风年后后期嘉兴梅雨偏多为主,弱冬季风年后后期嘉兴梅雨偏少为主,8年强冬季风年和10年弱冬季风年后后期分别有6年梅雨偏多

和7年梅雨偏少。

表1 强、弱冬季风年与后期嘉兴梅雨降水关系

Table 1 The relation between strong or weak winter monsoon years and the Meiyu precipitation of Jiaying in the next summer

强冬季风年份	后期梅雨降水距平百分率/%	弱冬季风年份	后期梅雨降水距平百分率/%
1955/1956	45(偏多)	1958/1959	-63(偏少)
1980/1981	-21(偏少)	1959/1960	-62(偏少)
1981/1982	36(偏多)	1960/1961	-42(偏少)
1983/1984	44(偏多)	1963/1964	-49(偏少)
1990/1991	84(偏多)	1965/1966	17(正常)
1994/1995	39(偏多)	1966/1967	-29(偏少)
1996/1997	28(偏多)	1968/1969	-19(正常)
2001/2002	-8(正常)	1972/1973	-36(偏小)
		1978/1979	-49(偏少)
		2000/2001	-1(正常)

注:降水距平百分率在-20%~20%间为正常, $\geq 20\%$ 为偏多, $\leq -20\%$ 为偏少。

2.3 冬季风异常对嘉兴梅雨的持续影响

冬季风经向异常对嘉兴后期降水有持续影响,嘉兴梅雨降水距平升高或降低的变化趋势与 WMMCI 变化趋势基本一致,但降水变化滞后于指数变化 1~3 年(图 1)。WMMCI 持续增强 2 年并且该指数值 > 1.0 处于强冬季风年时,后期嘉兴梅雨持续偏多,如 1957,1982,1996 年梅雨偏多较 1955/1956 年、1980/1981 年、1994/1995 年强冬季风年滞后 1 年;WMMCI 持续减弱 2 年且该指数值 < -1.0 处于弱冬季风年时,后期梅雨持续偏少,并且滞后 3 年才反映,如 1962,1963,1976 年梅雨偏少滞后 1958/1959,1959/1960,1972/1973 年弱冬季风年 3 年。弱冬季风年对后期降水的影响较强冬季风年的影响发生要慢。

对持续增强(减弱)的强(弱)冬季风年后期赤道东太平洋海温异常事件进行关注,El Niño 和 La

Niña 事件依据文献[15]标准确定。从表 2 中可以看到,WMMCI 指数持续增强 2 年并处于强冬季风年的后期(春季),往往有强的 El Niño 事件发生,如 1991 年春季开始的强 El Niño 事件在 1990/1991 年强冬季风年的后期发生,1957,1982 年春季开始的强 El Niño 事件在 1955/1956 年、1980/1981 年强冬季风年的次年春季发生。WMMCI 持续减弱 2 年并处于弱冬季风年的后期(次年或隔年的夏秋季),往往有 La Niña 事件发生,La Niña 事件发生滞后弱冬季风年 1~2 年。持续增强(减弱)的强(弱)冬季风年后期嘉兴梅雨出现持续偏多(偏少)的一个可能解释是,在 El Niño 发展过程中起决定作用的是异常风应力的持续时间^[4-7,16]。持续增强(减弱)的强(弱)异常冬季风年后期容易引发 El Niño(La Niña)事件,从而对大气环流产生持续影响,使降水变化滞后于 WMMCI 指数变化。

表 2 持续增强(减弱)的强(弱)冬季风对后期嘉兴梅雨的影响

Tabel 2 The influence of the continually strengthening (weakening) strong (weak) winter monsoon for the later Meiyu precipitation of Jiaying

	年份	后期梅雨降水距平百分率/%	后期 El Niño 或 La Niña 事件
强冬 季风年	1955/1956	1957 年 103(偏多)	1957-04—1958-03 强 El Niño 事件
	1980/1981	1982 年 36(偏多)	1982-05—1983-03 极强 El Niño 事件
	1990/1991	1991 年 84(偏多)	1991-05—1992-05 强 El Niño 事件
	1994/1995	1996 年 69(偏多)	1997-05—1998-05 极强 El Niño 事件
弱冬 季风年	1958/1959	1962 年 -64(偏少)	1961-07—1961-11 中等 La Niña 事件
	1959/1960	1963 年 -27(偏少)	1962-09—1963-02 弱 La Niña 事件
	1972/1973	1976 年 -39(偏少)	1974-09—1976-04 强 La Niña 事件

3 强、弱冬季风年 500 hPa 高度场和 1000 hPa 流场特征

3.1 同期冬季 500 hPa 高度场特征

对 8 年强、10 年弱冬季风年分别做冬季 500 hPa 高度场的距平合成分析,发现强、弱冬季风年冬季 500 hPa 高度场的纬向距平分布在东亚地区完全相反,显著差异在贝加尔湖和东亚大槽所在位置。强冬季风年,东亚地区距平分布为北正南负,弱冬季风年为北负南正。强冬季风年(图 2a),东亚大槽在中纬度显著加深南压和中高纬度阻塞高压的加强发展,使贝加尔湖到我国东部沿海的环流经向度加大,冷空气容易顺东亚槽后西北气流影响到长江下游 30°N 地区;弱冬季风年(图 2c),脊区负距平和槽区

的正距平配置,使中高纬度大气环流平直,东亚大槽北缩,强中心出现在鄂霍次克海地区,冷空气不易向南爆发,影响区域偏北。

3.2 后期 6 月 500 hPa 高度场特征

强冬季风年后期(6 月)(图 2b),西太平洋副热带高压偏强,鄂霍次克和乌拉尔山有强大的正距平,说明高纬度阻塞形势持续,而北太平洋上空低压的强烈发展使沿海东亚槽东移缓慢,江南到长江下游一带持续负距平。欧亚大陆经向环流的发展,有利于冷空气频繁南下与南方暖湿气流在 30°N 沿海附近交汇,产生持续降水。弱冬季风年后期(图 2d),西太平洋副热带高压偏弱,欧亚大陆大范围的负距平和阿留申的正距平是阻塞高压减弱,中高纬度盛行纬向环流的距平分布特征,这时冷空气活动偏弱,不易于冷、暖空气在长江下游地区交汇。

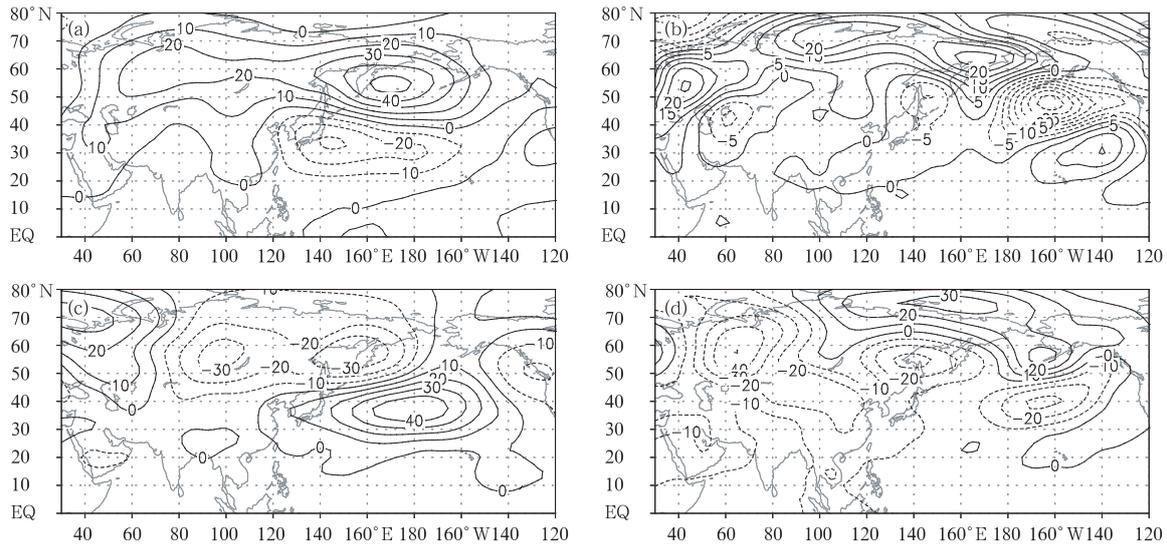


图2 强(a,b)、弱(c,d)冬季风年同期冬季(a,c)、后期6月(b,d)500 hPa高度场距平合成分析(单位:gpm)

Fig. 2 Composite winter (a,c) and later June (b,d) 500 hPa height anomaly fields(unit:gpm)

(a,b) strong winter monsoon years, (c,d) weak winter monsoon years

3.3 同期冬季 1000 hPa 流场距平特征

对持续增强出现的强冬季风年(4年)和持续减弱出现的弱冬季风年(3年)冬季 1000 hPa 流场距平合成分析(图略)发现,强冬季风年西北太平洋(20°~30°N, 120°~140°E)有异常北风,赤道太平洋地区(140°E~180°)有异常西风,这种风场对触发 El Niño 有利。弱冬季风年时,西北太平洋地区是异常南风,从北太平洋东部南下的异常北风将加强赤道中东太平洋地区的盛行东风,但这种作用没有强冬季风的作用明显。由此可见,持续增强或减弱的强、弱冬季风使赤道太平洋地区的盛行风向发生改变,使赤道太平洋海温变化发生异常,从而对后期大气环流造成持续影响。

4 小 结

本文定义了一个冬季风径向变化指数,该指数可以反映中、高纬度间冬季风的强弱差异,与东亚冬季风指数有较好的对应关系,对该指数与后期嘉兴梅雨的关系进行分析:

1) 东亚冬季风发生纬向异常变化时,后期嘉兴梅雨也异常变化,强(弱)冬季风年后后期嘉兴梅雨以偏多(少)为主。WMMCI 持续增强(减弱)2年并处于强(弱)冬季风年时,后期嘉兴梅雨持续偏多(偏少)。弱冬季风年对后期降水的影响较强冬季风年的影响要慢。

2) 大气环流分析显示,强冬季风年东亚地区距平分布为北正南负,使东亚大槽在中纬度明显加强,经向环流发展,有利于冷空气南下;而弱冬季风年相反的距平分布使中高纬度环流平直,不利于冷空气南下。

3) 强冬季风年后后期高纬度阻塞形势持续,中纬度环流经向度增大,有利于冷暖空气在长江下游的交汇,产生持续降水;弱冬季风年后后期,中高纬度纬向环流盛行,西太平洋副热带高压偏弱,不利于长江下游产生降水。

4) 持续增强(减弱)的强(弱)冬季风使赤道中太平洋地区的盛行风向发生改变,赤道太平洋海温变化发生异常,从而对后期大气环流造成持续影响。

致 谢:本文得到浙江大学汤燕冰教授指导,在此致以衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] 孙淑清,孙柏民. 东亚冬季风环流异常与中国江淮流域夏季旱涝天气的关系. 气象学报,1995,53(4):440-450.
- [2] 李崇银. 频繁强东亚大槽活动与 El Niño 的发生. 中国科学(B 辑),1988,18(6):667-674.
- [3] 李崇银,陈于湘,袁重光. El Niño 事件发生的一个重要原因——东亚寒潮的频繁活动. 大气科学,1988,12(特刊):125-132.
- [4] 李崇银,穆明权. 异常东亚冬季风激发 ENSO 的数值模拟研究. 大气科学,1998,22(4):481-490.
- [5] 陈文. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响. 大气科学,2002,26(5):595-610.

- [6] 穆明权. 东亚冬季风异常与 ENSO 循环关系的进一步研究. 气候与环境研究, 2001, 6(3): 273-285.
- [7] 徐建军, 朱乾根, 施能. 近百年东亚冬季风与 ENSO 循环的相互关系及其年代际异常. 大气科学, 1997, 21(6): 641-648.
- [8] 陶诗言, 朱文妹. 论梅雨的年际变化. 大气科学, 1988, 12(特刊): 2-3.
- [9] 晏红明, 段玮, 肖子牛. 东亚冬季风与中国夏季气候变化. 热带气象学报, 2003, 19(4): 367-376.
- [10] 魏凤英, 宋巧云, 韩雪. 近百年北半球海平面气压分布结构及其对长江中下游梅雨异常的影响. 自然科学进展, 2006, 16(2): 215-222.
- [11] 施能. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系. 应用气象学报, 1996, 7(2): 175-182.
- [12] 徐建军, 朱乾根, 周铁汉. 近百年东亚冬季风的突变性和周期性. 应用气象学报, 1999, 10(1): 1-8.
- [13] 王会军, 姜大膀. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异. 第四纪研究, 2004, 24(1): 19-27.
- [14] 陈隽, 孙淑清. 东亚冬季风异常与全球大气环流变化: I. 强弱冬季风影响的对比研究. 大气科学, 1999, 23(1): 101-111.
- [15] 郭艳君. 海温气候平均场的改变及其对 ENSO 事件划分的影响. 气象, 2003, 29(1): 39-42.
- [16] 杨辉, 陈隽, 孙淑清. 东亚冬季风异常激发 El Niño 现象的数值试验研究. 大气科学, 2005, 29(2): 321-333.

The Relationship Between East Asian Winter Monsoon Meridional Anomaly and Meiyu Precipitation of Jiaxing

Lu Chenli¹⁾²⁾

¹⁾ (Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027)

²⁾ (Pinghu Meteorological Bureau of Zhejiang Province, Pinghu 314201)

Abstract

Using NCEP/NCAR reanalysis monthly average SLP data, a winter monsoon meridional change index (WMMCI) is defined to show the intensity difference of winter monsoon between mid and high-latitudes. The index is well in accordance with the East Asian winter monsoon index (EAWMI). Generally, when WMMCI is strong, so is EAWMI. And WMMCI is weaker when EAWMI is weaker, too.

The correlation between WMMCI and Meiyu precipitation of Jiaxing is studied. The results show that the abnormal Meiyu precipitation in the coming summer is caused by the abnormality of East Asian winter monsoon and the influence lasts two or three years. There is a positive correlation between the WMMCI and later Meiyu precipitation of Jiaxing on both interannual and interdecadal scales. Jiaxing Meiyu precipitation is generally heavy (light) when preceding winter monsoon is strong (weak). The variation trend of the Jiaxing Meiyu precipitation is behind the index. The Meiyu precipitation of Jiaxing is continuously heavy (light) when WMMCI continuously strengthens (weakens) for 2 years and the winter monsoon is strong (weak). The effect on later precipitation caused by weak winter monsoon is slower than that caused by strong winter monsoon.

The composite anomalies of 500 hPa height show that the development of meridional (zonal) circulation over mid- and high-latitudes is favored by the pattern of north positive (negative) and south negative (positive). The southward movement of the cold air is benefited (not benefited) by the meridional (zonal) circulation. Also, the pattern has a persistent effect on the circulation, by which the Meiyu precipitation is favored (not favored). A possible explanation of the continuous effect of the winter monsoon meridional abnormality on the Meiyu precipitation of Jiaxing is that the abnormality of westerly (easterly) in the equatorial Pacific Ocean is caused by the continuously strengthening (weakening) strong (weak) winter monsoon, by which the occurrence of El Niño (La Niña) through abnormal variation in sea surface temperature is triggered.

Key words: winter monsoon meridional change index; Meiyu precipitation; continual influence