0577-6619/2011/69(2)-0219-33 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

东亚夏季风年际变率及其与中、高纬度大气环流以及外强迫异常的联系*

武炳义 张人禾
WU Bingyi ZHANG Renhe

中国气象科学研究院,北京,100081
Chinese Academy of Meteorological Sciences, *Beijing*, 100081 *China*
2009-10-08 收稿, 2010-04-14 改回.

Wu Bingyi, Zhang Renhe. 2011. Interannual variability of the East Asian summer monsoon and its association with the anomalous atmospheric circulation over the mid-high latitudes and external forcing. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(2):219-233

Abstract Using the ERA-40 data (1968－2002), this study investigated the second and third dominant modes of the East Asian summer monsoon (EASM) variability and their associations with the atmospheric circulation and external forcing in the boreal mid-high latitudes by means of the complex vector empirical orthogonal function method. Both the second and third dominant modes are closely related to atmospheric circulation anomalies in the boreal mid-high latitudes, and their accumulative covariance exceeds the leading mode of the EASM variability. The second mode accounts for 13% of the covariance, and contains two different sub-modes (P21 and P22). They correspond respectively to the anomalous dual-blocking high pattern (the Ural Mountains and the Okhotsk Sea) and the northern Eurasian teleconnection pattern. The third mode accounts for 8.2% of the covariance, and contains also two sub-modes (P31 and P32), which correspond respectively to the two Eurasian teleconnection patterns. These EASM modes affect Chinese summer rainfall variation, particularly in north and northeast China. In recent decades, the two decadal variations of Chinese summer rainfall may have a closer relationship with the third mode relative to the second mode. The spring Arctic sea ice might provide a precursor for both Chinese summer rainfall and the summer monsoon mode P31.

Key words East Asian summer monsoon, Mode, Atmospheric circulation anomalies in the boreal mid-high latitude, Arctic sea ice

摘 要 利用欧洲中心35年(1968—2002年)月平均再分析资料(ERA-40),通过矢量经验正交分析方法,研究了东亚夏季风年际变率的第2、3优势模态及其与中、高纬度大气环流和外强迫异常之间的联系。这两个优势模态均与北半球中、高纬度大气环流异常有密切的关系,累计解释协方差超过了东亚夏季风的第1模态。东亚夏季风变率的第2模态解释了13%的风场协方差,由两个不同的子模态构成(P21和P22),分别对应夏季500 hPa高度场的双阻塞高压异常型(乌拉尔山附近以东和鄂霍次克海阻塞高压异常)和欧亚大陆北部的准纬向遥相关波列。东亚夏季风第3模态解释了8.2%的风场协方差,依然包括两个不同的子模态(P31和P32),分别对应夏季500 hPa高度场在欧亚大陆北部的两个不同遥相关波列。这些夏季风模态均对中国降水变化产生影响,特别是在华北和东北地区。近几十年来中国夏季降水的两次年代际变化与夏季风第3模态的关系可能更为密切。春季北极海冰对于中国夏季降水变化和夏季风模态P31均是先兆因子。

关键词 东亚夏季风,模态,中、高纬度环流异常,北极海冰
中图法分类号 P462.4+1 P467

---

* 资助课题:国家重点基础研究发展计划项目(2007CB411505)、公益性行业专项项目(GYHY200906017)、国家自然科学基金项目(40921003和40875052)、全球季风监测、评估、研究和预测项目(2009DFA21430)、中国气象科学研究院基本科研业务费项目(2010Z003)。
作者简介:武炳义,主要从事北极海冰-气相互作用及其对东亚气候变化的影响研究。wby@cams.cma.gov.cn

1 引 言

中国是世界上遭受气候灾害最严重和最频繁的国家之一,具有灾害种类多、强度大、频率高、持续时间长等特点。而气候灾害不仅造成严重的财产损失和人员伤亡,而且直接影响社会的各个行业并制约中国国民经济的发展。随着中国社会和经济的迅速发展,气候灾害造成的经济损失日益严重。20 世纪 90 年代以来,中国平均每年因洪涝、干旱等灾害造成的农作物受灾面积近 5×10^7 hm^2,带来每年超过 2000 亿元(人民币)的经济损失和近 2×10^6 t 的粮食损失。研究气候变化规律,提高预报准确率是减少灾害造成损失的重要途径之一。

中国地处对气候变化格外敏感的生态和环境的脆弱地带,东亚夏季风是导致中国天气气候异常的最主要因素之一。东亚夏季风变化不仅与热带和副热带大气内部动力、热力过程以及热带海温异常有密切的关系(Nitta, 1987; Huang, et al, 1987; Zhang, et al, 1996, 1999; Chang, et al, 2000a, 2000b; Wang, et al, 2001; Wu, et al, 2008),而且与中、高纬度环流异常也存在密切的联系(张庆云和陶诗言,1998; Wu, et al, 2008),这也是它有别于印度夏季风的重要特征之一(Tao, et al, 1987)。

夏季中、高纬度大气环流异常对中国的影响主要体现在阻塞高压和异常纬向遥相关波列的影响。夏季欧亚大陆阻塞高压是导致中国长江流域严重洪涝灾害的原因之一(高由禧, 1952; 陶诗言等, 1958; 陈汉耀, 1957)。历史上,1954、1991 和 1998 年夏季中国长江流域的特大洪涝灾害均与欧亚大陆阻塞高压异常有密切的关系(杨义文,2001)。关于阻塞高压已有大量研究工作,涉及阻塞高压定义、时-空特征、产生原因和对天气气候的影响等。关于阻塞高压对中国的影响,张存杰等(2004)已经作了比较详细的总结,这里不再赘述。夏季欧亚大陆异常纬向遥相关波列对中国气候变化同样产生重要影响。研究表明,中国夏季降水年际变化的空间分布同时受沿亚洲大陆东海岸的经向波列和沿欧亚大陆北部的纬向波列共同影响(张庆云等,1998; Wu, et al, 2009a)。以往揭示的东亚夏季风变化并不能对欧亚大陆纬向异常遥相关波列给出合理的解释(Wu, et al, 2009a)。尽管对于东亚夏季风问题已有大量研究,但是,涉及东亚夏季风年际变化与中、高纬度阻塞型环流异常的关系研究并不多见。陆日宇等(1998)研究发现,夏季西北太平洋暖池区海温异常可以激发沿东亚沿岸经向分布的遥相关波列,从而对夏季鄂霍次克海阻塞高压产生影响。事实上,夏季该经向分布的大气遥相关波列反映了东亚夏季风变率的第 1 模态(Wu, et al, 2008)。由于东亚夏季风第 1 模态年际变化与冬季热带中、东太平洋海温有显著的相关关系。因此,夏季鄂霍次克海阻塞高压变化与厄尔尼诺也存在密切的关系,即在厄尔尼诺衰减的夏季,西北太平洋暖池区海温偏低,对应该区域对流活动趋于减弱,夏季鄂霍次克海阻塞高压偏强,此时,中国长江流域降水偏多(Huang, et al, 1989; Ding, et al, 2005)。Wu 等(2008)通过分析美国再分析资料,揭示了东亚夏季风年际变化的多模态特征。但是,一个重要的科学问题依然没有解决,即如何解释东亚夏季风对中国东部夏季降水年代际变化的影响。自 20 世纪 60 年代后期以来,中国夏季降水经历了 2 次年代际变化,突变点分别出现在 20 世纪的 70 年代后期和 90 年代初期(Ding, et al, 2007; Wu, et al, 2009a)。但是,Wu 等(2008)所揭示的东亚夏季风年际变化模态并不能合理地解释中国夏季降水的年代际变化。这可能意味着美国的再分析资料没有准确地反映东亚地区的气候变化,特别是在亚洲大陆的中、高纬度地区。美国和日本学者已注意到该再分析资料可能在东亚地区不准确的问题,与美国再分析资料相比,欧洲中心再分析资料在东亚地区可能更合理(Yang, et al, 2002; Inoue, et al, 2004)。因此,利用欧洲中心再分析资料,重新研究东亚夏季风年际变率以及与中、高纬度大气环流异常的关系是必要的。

中、高纬度外强迫(海温、欧亚大陆积雪和北极海冰)异常是影响东亚气候变化的另一个重要因素。研究结果表明,当北太平洋海温的年代际变率(PDO)处于暖位相时期(即中纬度北太平洋海表温度异常偏冷,而热带和北太平洋东部海温异常偏高),夏季海平面气压在北太平洋的负异常较弱,而在东亚大陆的正异常偏强,对应东亚夏季风偏弱和西太平洋副热带高压偏南(朱益民等,2003)。在北大西洋,热盐环流变化不仅对欧洲气候有重要影响,而且与亚洲气候变化也存在联系。数值模拟结果显示,北大西洋热盐环流减弱可以导致东亚夏季风减弱(Lu, et al, 2008)。有关欧亚大陆积雪变化对东亚

气候的影响,Wu 等(2007)已有详细的论述,这里不再赘述。近期的研究结果表明,春季欧亚大陆积雪的两种变化模态与后期夏季中国降水变化之间的联系是不同的(Wu, et al, 2009b):当春季欧亚大陆大部分地区积雪一致性偏多(少)时,中国华南和东南部地区夏季降水将偏少(多),而在长江和黄河流域之间夏季降水将偏多(少);而当春季积雪在欧亚大陆东部偏多而西部偏少时,夏季中国东北南部降水将偏少。而春季北极海冰与中国夏季降水的关系是以往关注的东亚夏季风(或东亚夏季风变率的第 1 模态)所不能解释的(Wu, et al, 2009a)。上述外强迫是通过海-气和陆-气相互作用来影响东亚气候变化,相关的研究主要是定性地讨论外强迫异常对东亚夏季风环流和东亚地区降水的影响。以往的研究很少涉及不同的东亚夏季风模态与外强迫的关系。

本研究的目的之一是利用欧洲中心再分析资料,重新研究东亚夏季风年际变化的主要特征,以及与中国夏季降水变化的关系。通过与美国再分析资料结果的对比分析发现,欧洲中心再分析资料可以更好地反映东亚夏季风与中、高纬度环流异常的关系。此外,为研究导致东亚夏季风模态变化的可能外部原因,本文研究了东亚夏季风模态与前期春季中、高纬度外强迫异常的联系。本文所揭示的东亚夏季风变率模态不仅与中、高纬度环流异常有密切的关系,与春季北极海冰和欧亚大陆积雪变化也存在显著的相关关系。因此,春季北极海冰和欧亚大陆积雪对后期中国夏季降水和东亚夏季风变化均是潜在的预测参考因子。

2 资料和方法

本文用到的资料包括:(1)欧洲中心 ERA-40 月平均再分析资料(1968—2002 年,海平面气压,850 hPa 风场,500 hPa 位势高度);(2)中国气象信息中心 513 站点月平均降水资料(1968—2005 年);(3)2°×2° 水平分辨率的海表温度资料(1960—2007 年)(http://dss.ucar.edu/datasets/ds277.0/, Smith, et al, 2003);(4)英国大气数据中心的月平均北极海冰密集度资料(1°×1°水平分辨率)(1960—2007 年)(BADC, http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/);(5)美国雪冰中心 1979—2004 年卫星观测的月平均欧亚大陆积雪水当量资料(Armstrong, et al, 2005),在本研究中,将该资料内插到 1°×1°水平分辨率的网格点上。海温、积雪和北极海冰资料用于研究东亚夏季风模态年际变化与外强迫异常的关系。

东亚夏季风变化与经、纬向风均有密切的关系。在东亚,纬向风强(弱)则经向风弱(强)。因此,它们变化是有关系的。尽管如此,仅靠单一的经向风或纬向风并不能正确诠释东亚夏季风变化。在以往的研究中,经验正交分析或扩展的经验正交分析已被广泛应用。但是,传统的经验正交分析并不能揭示风场矢量变率的优势模态。尽管扩展的经验正交分析可以分析风场矢量变率的优势模态,但该方法人为地增加了空间格点数,导致低的方差贡献,进而歪曲了风场变率的计算结果。为避免这些问题,我们基于标准化的风场变率构造了复矩阵,通过求解该复矩阵来得到风场变率的优势模态,该方法简称为复矢量的经验正交分析。关于该方法的统计和可能的物理意义,以及它与传统的复经验正交分析(Barnett,1984)的差别,请参见已有的研究结果(Wu, et al,2008)。这里需要强调的是,由于复主成分的实部和虚部是有关系的,因此,多元回归分析方法是不合适的。

3 东亚夏季风变率的优势模态

东亚夏季风变率的前 3 个优势模态分别解释了 19.3%、13% 和 8.2% 的风场协方差。依据误差分析,这 3 个优势模态彼此是可以区分的,第 3、4 个模态也是可以区分的,但是第 4、5 模态是不能区分的(North, et al, 1982)。因此,本文只分析前 3 个模态。前 3 个东亚夏季风模态分别反映了 850 hPa 风场变率的能量分布特征(图 1)。由第 1 模态所对应的风场振幅或能量的空间分布可以看到,振幅的大值区主要位于日本以南的低纬度区域,其中,有两个大值中心,分别位于长江流域以南和热带西北太平洋(图 1a)。因此,东亚夏季风第 1 模态突出地反映了热带和副热带风场异常。第 2 模态所对应的风场振幅大值中心分别位于日本海和 125°E 以东 20°—25°N,反映了中、低纬度风场异常,即与中、低纬度相互作用有密切的关系(图 1b)。而第 3 模态所对应的风场振幅的大值区明显不同于前两个模态,呈现纬向分布,振幅的大值中心位于 40°—45°N 亚洲大陆东部以及西北太平洋,与中、高纬度风场异常有密切的关系(图 1c)。显然,单一的东亚夏季风模态无法正确诠释东亚气候变化。

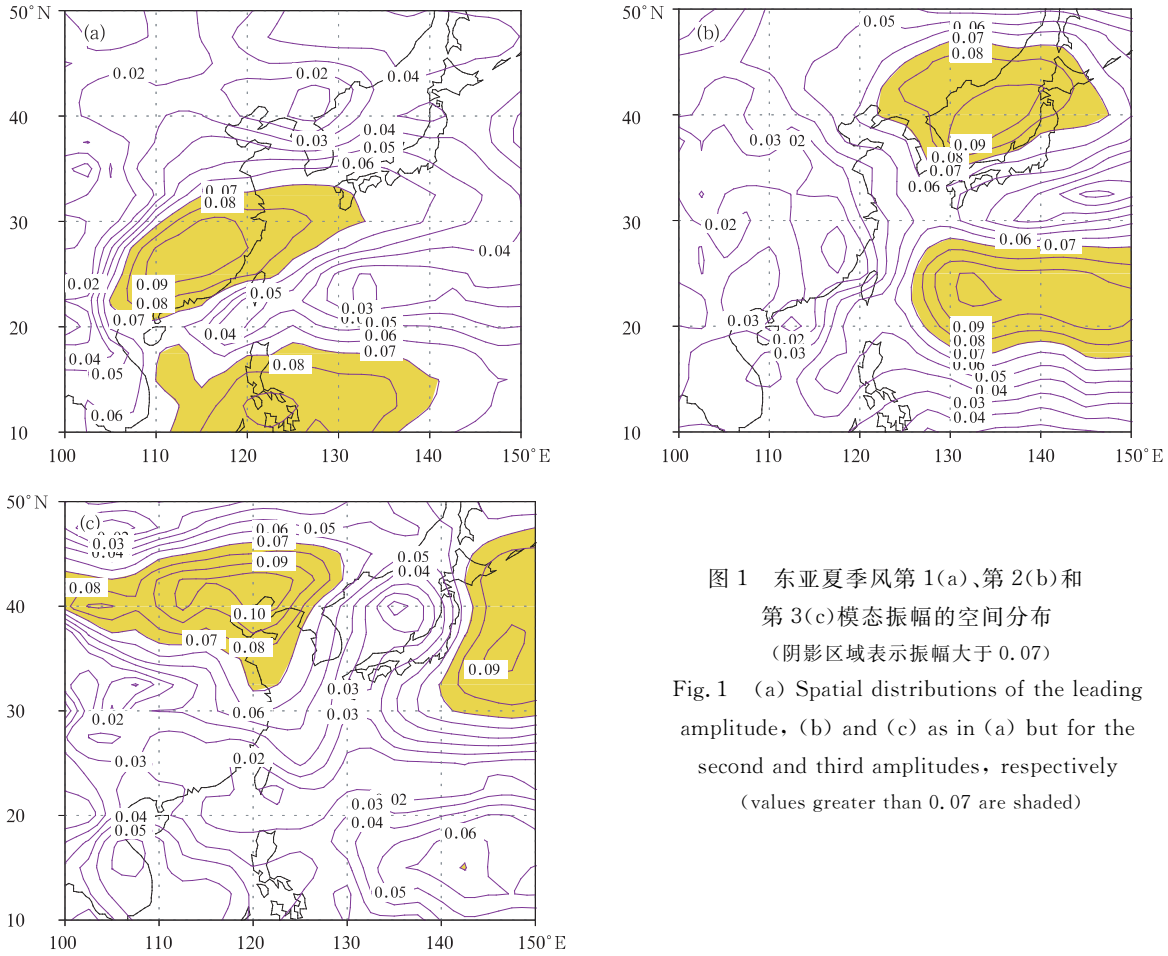


图 1 东亚夏季风第 1(a)、第 2(b)和第 3(c)模态振幅的空间分布
(阴影区域表示振幅大于 0.07)

Fig. 1 (a) Spatial distributions of the leading amplitude, (b) and (c) as in (a) but for the second and third amplitudes, respectively (values greater than 0.07 are shaded)

分析结果表明,东亚夏季风变率的第 1 模态是由两个相似的子模态交替出现或由它们的线性组合构成。这两个子模态的空间分布和时间演变与 Wu 等(2008)中的 M11 和 M12 非常相似,它们的相关系数分别为 0.99 和 0.92(图略)。这表明,美国和欧洲中心的再分析资料对于研究东亚夏季风变率的第 1 模态是同样适用的。因此,本文主要分析第 2 和第 3 模态,这两个模态均与欧亚大陆中、高纬度环流异常有密切的关系,其中,第 3 模态是 Wu 等(2008)研究没有涉及的模态。

图 2 显示了两个截然不同的异常 850 hPa 风场,分别对应第 2 复主成分的实部和虚部(它们的相关系数是 -0.06)。为方便叙述以及与 Wu 等(2008)研究的区别,本文将与第 2 复主成分实部和虚部相对应的异常风场分别命名为 P21 和 P22。东亚夏季风第 2 模态就是由这 2 个子模态交替出现或者由它们的线性组合构成的。当 P21 处在正位相时期,850 hPa 风场异常呈现三极结构,其中,两个异常反气旋中心分别位于南中国海北部和鄂霍次克海,异常气旋性环流中心位于日本东南部的西北太平洋(图 2a)。从图 2a 看到,异常东北风覆盖了日本南部和朝鲜半岛,140°E 以西的西北太平洋是异常西北风,因此,在上述区域东亚夏季风减弱了。在长江流域以南地区出现西南风异常,而在长江流域以北的中国东部出现北风异常,导致沿长江流域出现异常风场辐合,有利于夏季降水增多。

与 M21 (图 2c)相比,P21 与 M22 显示出更多相似的空间结构(图 2d),它们之间的相关系数为 0.89(图 2e)。与 P21 相比,M22 中 30°N 以北异常气旋和反气旋环流中心的位置明显西移,导致 30°N 以北中国东部地区出现东北风异常。在年代际时间尺度上,它们之间的差异更为明显(图 2g)。P21 经历了两次年代际变化,分别发生在 20 世纪 80 年代初期和 90 年代初期。而 M22 呈现线性增强的趋势,并且没有明显的年代际变化。

当 P22处在正位相时期,一个异常反气旋性环

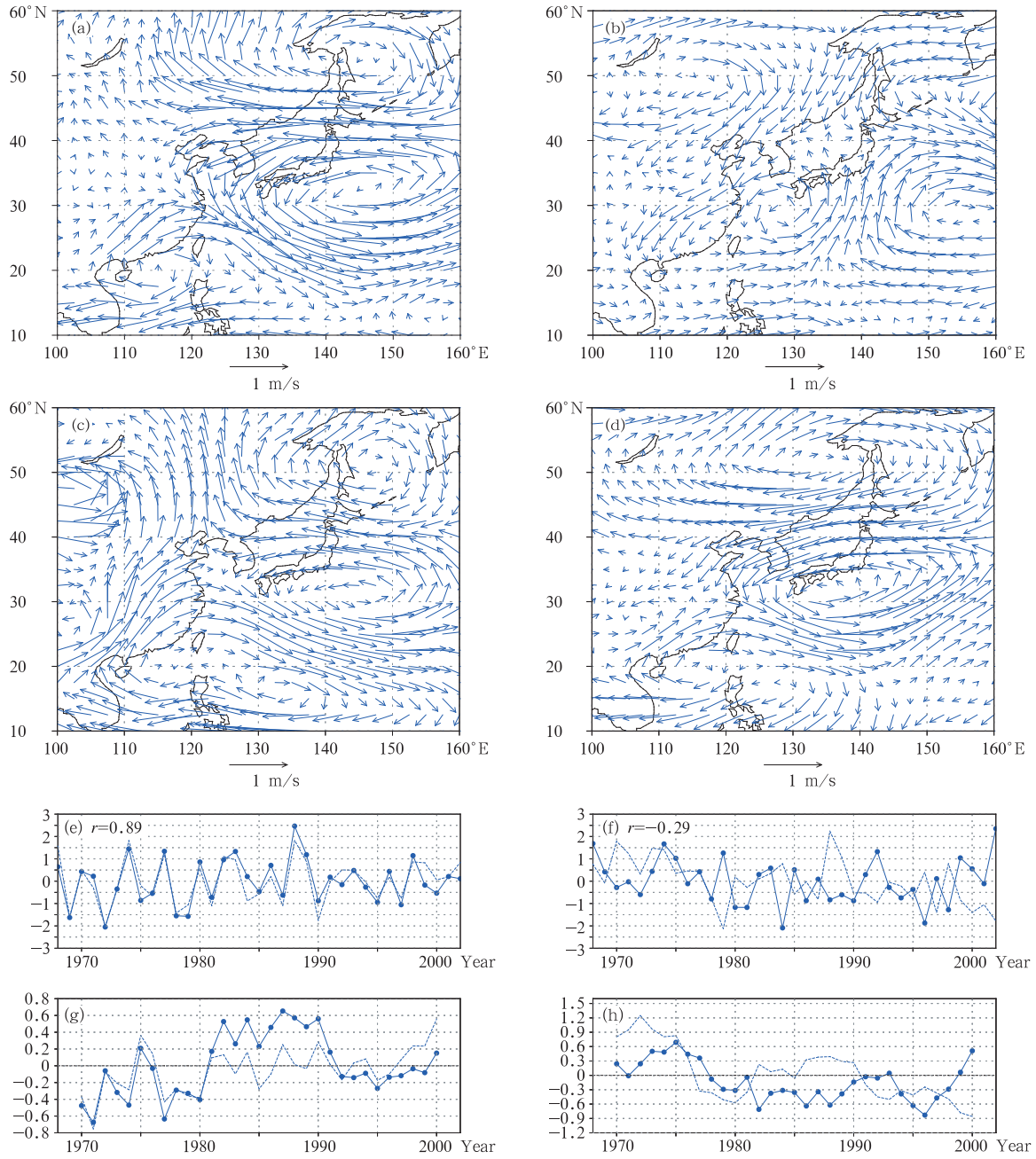


图 2　夏季平均 850hPa 风场对第 2 复主成分的实部(P21)(a)和虚部(P22)(b)的回归,(c)和(d)分别与图(a)和(b)相似,但由 NCEP－NCAR 再分析资料计算得到(Wu 等(2008)的 M21 和 M22),(e)P21(实线)和 M22(虚线)标准化时间序列(相关系数为 0.89),(f) P22(实线)和 M21(虚线)标准化时间序列(相关系数为－0.29),(g) P21(实线)和 M22(虚线)标准化时间序列的 5 年滑动平均,(h) P22(实线)和 M21(虚线)标准化时间序列的 5 年滑动平均

Fig. 2　(a) Regression map of the summer mean 850 hPa winds, derived from a linear regression on the real part of the second complex principal component (P21), (unit: m/s), (b) as in (a) but for derived from a linear regression on the imaginary part of the second complex principal component, (c) and (d) as in (a) and (b), respectively, but derived from the NCEP-NCAR reanalysis data (see M21 and M22 of Wu et al, 2008), (e) normalized time series of the P21 (solid line) and the M22 (dashed line) with their correlation being 0.89, (f) normalized time series of the P22 and the M21 with their correlation being －0.29, (g) 5-year running means of normalized time series of the P21 (solid line) and the M22(dashed line), (h) 5-year running means of normalized time series of the P22 (solid line) and the M21(dashed line)

流中心位于(50°N,110°—120°E)附近,同时,在中国东部和西北太平洋区域,有一对气旋和反气旋环流异常(图 2b)。在中国东部和朝鲜半岛出现东北风异常,图 2b 中所显示的风场异常不同于 M21 (图 2c)。图 2c 显示,一致的南风异常覆盖了中国东部地区,在贝加尔湖的南部有气旋性异常中心存在;而在日本南部的西北太平洋则是一致的西北风异常。它们之间的相关系数并不显著($r=-0.29$)(图 2f)。在年代际时间尺度上,P22 和 M21 均显示出衰减的趋势(图 2h),在 1977 年以前,P22 盛行正位相,而此后则是负位相盛行。

在 P21 正位相时期,夏季 500 hPa 高度异常呈现双阻塞高压型异常结构,两个正异常中心分别位于乌拉尔山和鄂霍次克海附近,在日本东南部是显著的负异常中心(图 3a)。尽管 M21 也呈现双阻塞高压型环流异常,并且与 P21 有显著的正相关关系(相关系数为 0.57),但是它们之间的差异是显而易见的,特别是在亚洲大陆的中部出现显著的高度负异常(图 3c)。与 M21 相比,P21 和 M22 所对应的高度场正异常表现出更大的相似性,但在乌拉尔山

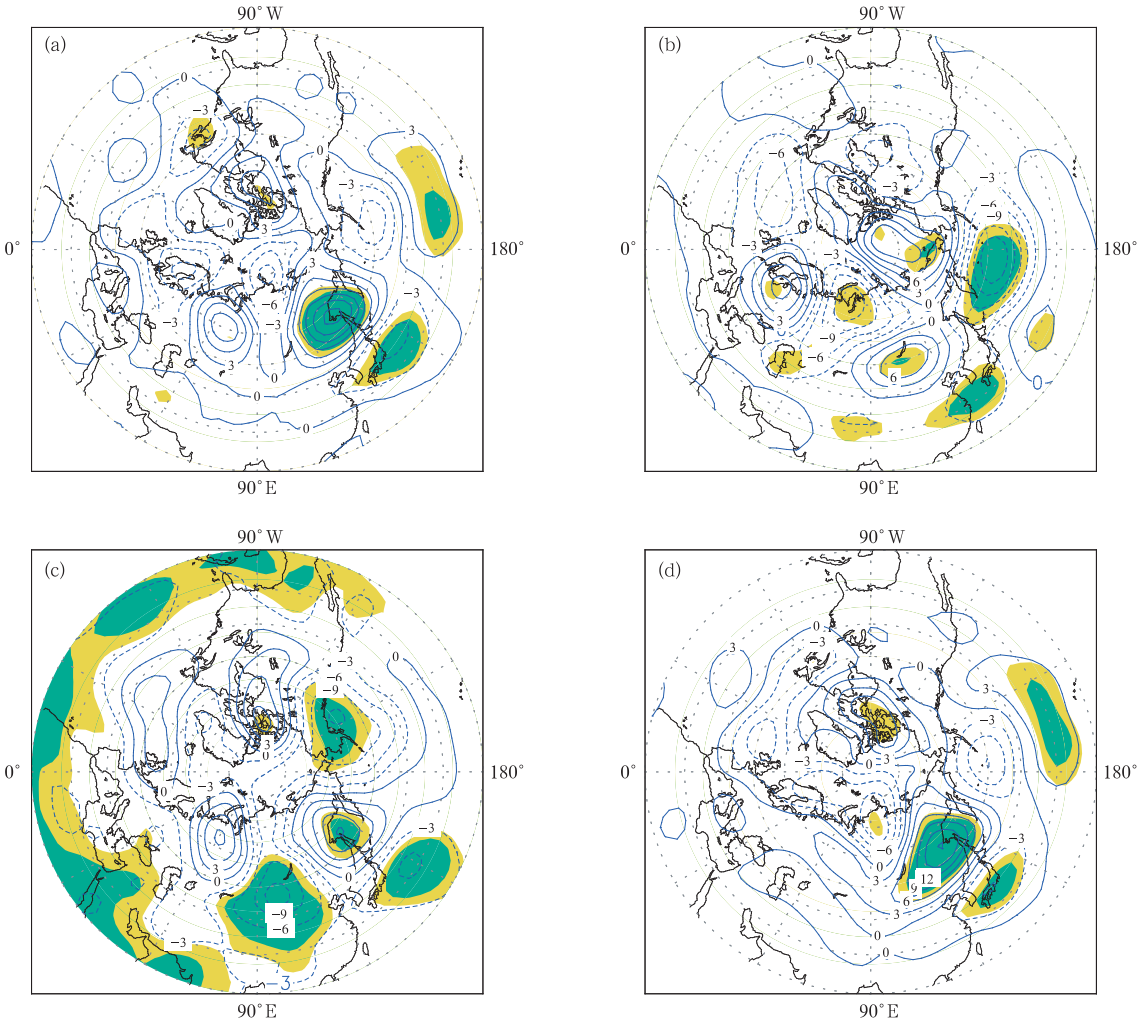


图 3 夏季平均 500 hPa 高度分别对 P21(a)和 P22(b)的线性回归 (单位:gpm),(c)和(d)分别与(a)和(b)相似,但由 NCEP-NCAR 再分析资料计算,分别对 M21 和 M22 的回归分布
(黄色和绿色区域为高度场异常超过了 95%和 99%显著性水平,等值线间隔为 3 gpm)

Fig. 3 Regression map of summer mean 500 hPa heights, derived from a linear regression on (a) the P21 and (b) the P22 (units: gpm), (c) and (d) as in (a) and (b), respectively, but derived from the NCEP-NCAR reanalysis data the regression on (c) the M21 and (d) the M22, respectively
(the yellow- and green- shaded areas denote that height anomalies are significant at the 95% and 99% confidence levels, respectively)

附近 M22 所对应的高度场正异常明显偏弱(图 3d)。需要指出的是,尽管 P21 对应的夏季 500 hPa 高度场为双阻塞高压型异常结构,但是它与真正的双阻塞高压有本质的区别。首先,阻塞高压是天气尺度大气环流异常现象,有特定的定义,而本文的双阻塞高压型异常并不代表真正的阻塞高压。P22 所对应的高度场异常则完全不同于 M21 和 M22,呈现准纬向遥相关波列结构(图 3b),正高度异常中心分别位于欧洲和贝加尔湖南部,而负高度异常中心位于喀拉海南部。

东亚夏季风变率的第 3 模态同样包含了两个不同的子模态,它们是我们前文中所没有涉及的新模态,简称为 P31 和 P32,分别对应第 3 复主成分的实部和虚部(相关系数为 -0.25)。在图 4a 中,两个反气旋环流异常分别位于亚洲大陆北部和日本东南部的北太平洋,而在中国和日本之间是气旋性环流异常。异常东北风覆盖了东北和华北以及朝鲜半岛,而在中国的南部和东南部出现异常西南风。异常风场的空间分布将减少东北和华北的夏季降水,增加中国南方降水。图 4b 显示,两个气旋性环流异常分别出现在蒙古国东部/中国东北地区和西北太平洋。在中国南部和南海区域,存在弱的反气旋环流异常,它的存在将减少那里的夏季降水。P31 和 P32 呈现不同的年际和年代际变化(图 4c、4d)。对于 P31,年代际变化发生在 20 世纪 70 年代后期和 90年代中期;而P32的年代际变化出现在20世纪

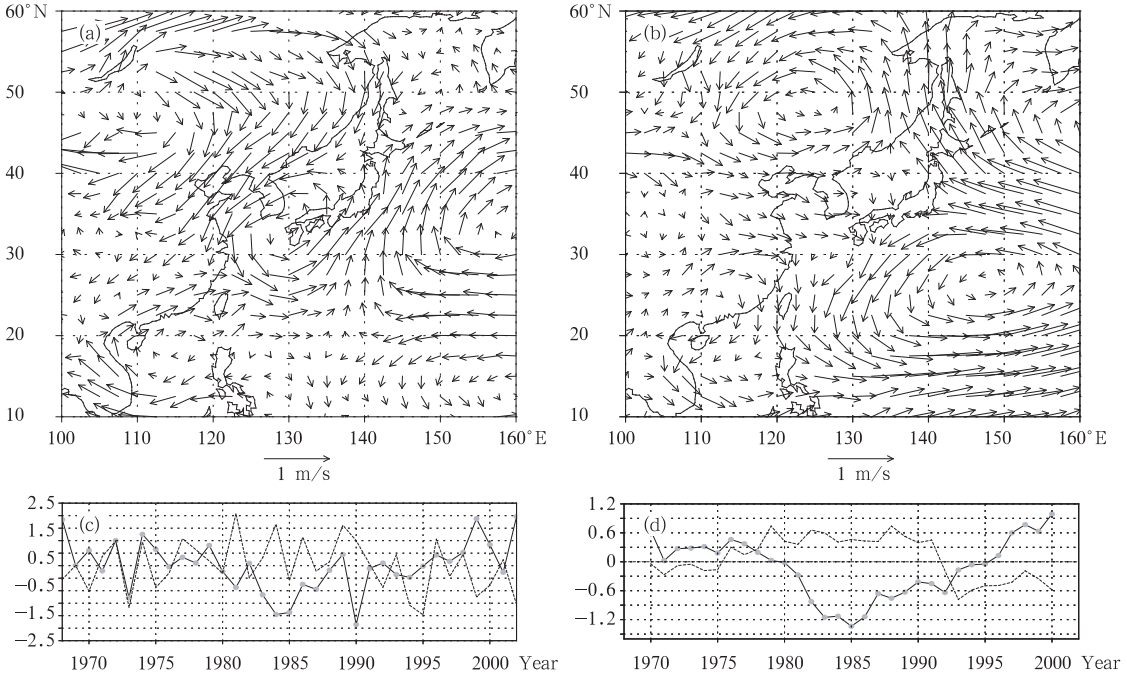


图 4 (a)和(b)分别与图 2a,2b 相似,但是对第 3 复主成分的实部(P31)和虚部(P32)进行回归,(c) P31(实线)和 P32(虚线)的标准化时间序列(它们之间的相关系数为 -0.25),(d) P31(实线)和 P32(虚线)标准化时间序列的 5 年滑动平均

Fig. 4 (a) and (b) as in Figs 2a and 2b, respectively, but derived from the regression on the P31 and the P32, (c) normalized time series of the P31 (solid line) and the P32 (dashed line) with their correlation being −0.25, (d) 5-year running means of the normalized time series of the P31 (solid line) and the P32 (dashed line)

70 年代中期和 90 年代初期。

在 500 hPa,与 P31 正位相对应的高度场异常,在欧亚大陆呈现 4 极结构:两个正异常中心分别位于欧洲和贝加尔湖南部,相反的负异常中心分别位于喀拉海南部和咸海南部(图 5a)。在东北亚和西北太平洋区域,高度场异常呈现西低东高的空间分布。而对应 P32 的正位相,夏季高度场异常表现为波列结构,该异常波列起源于北部北大西洋,经过欧

洲和欧亚大陆北部向东南方向延伸到东北亚地区(图 5b)。显然,该东亚夏季风模态反映了与中、高纬度大气环流异常的联系。

东亚夏季风变率的第 1 模态(M11 和 M12)反映了西北太平洋季风槽区大气热源异常所激发的经向遥相关波列,该区域大气热源异常与降水异常有密切的对应关系(Wang, et al. 2001)。而夏季西北太平洋海表温度异常与东亚夏季风第 1 模态没有必然的内在联系,因为相同的海温异常可以对应不同的夏季风模态。但是,其他东亚夏季风模态的物理

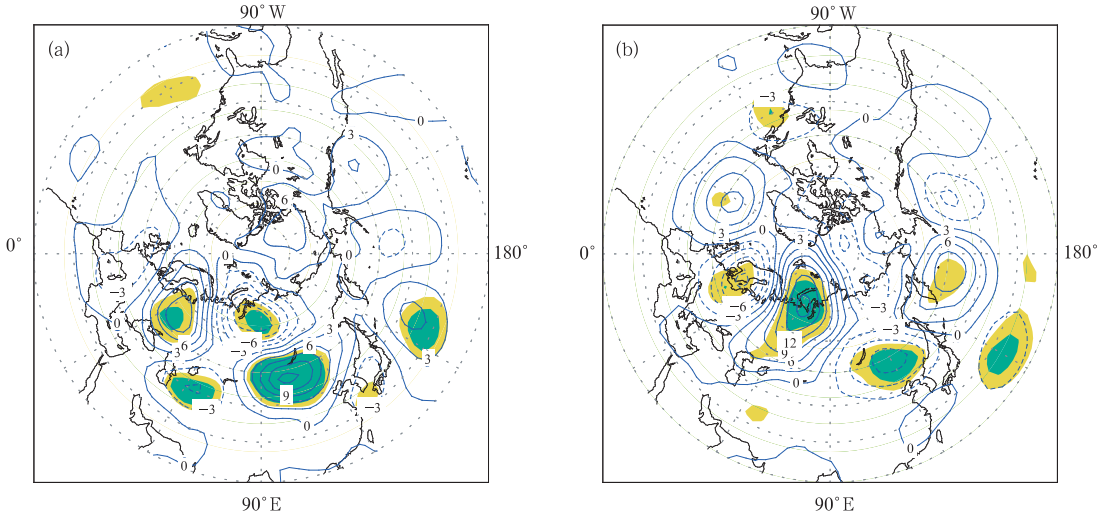


图 5 (a)和(b)分别与图 3a, 3b 相似,但是对 P31 和 P32 进行回归(彩色区域含意与图 3 相同)

Fig. 5 (a) and (b) as in Figs 3a and 3b, respectively, but for the regression on the P31 and the P32, respectively (the color area is the same as that in Fig. 3)

意义尚不清楚。

4 对中国夏季降水年际变化的影响

受 P21 正位相影响,中国夏季降水沿长江流域、华南中部、以及中国东北北部将增加,而在华北东部和北部、华南和中国东南沿海夏季降水将减少(图 6a)。其中,在华南和中国东南沿海地区,夏季降水减少超过 45 mm。中国夏季降水异常的空间分布与 850 hPa 风场异常是动力一致的(图 2a):沿长江流域,异常风场辐合导致降水增加;而在华南和中国东南沿海地区,由于处在反气旋环流异常的中心附近,低层风场呈现辐散异常,导致夏季降水减少。在华北北部和东部,异常风场辐散和北风异常导致降水减少。在中国东北,125°E 以西异常东南风有助于东北北部降水增多,而在 125°E 以东地区,由于地处异常反气旋中心附近,因此夏季降水减少。M22 正位相所对应的夏季降水异常与 P21 呈现相似的特征,但显著增加的降水出现在长江流域以南和华南中部(图 6b)。因此,相似的异常环流型可以产生截然不同的局地降水异常。P22 可以显著地影响东北、华北南部、华南地区的降水变化(图 6c)。当 P22 处在正位相时期,东北和华北低层 850 hPa 是东北风异常(图 2b),减少了来自低纬度的水汽供应,夏季降水减少。而在长江流域以南地区,异常东北风是整个气旋性环流异常的一部分,减弱的夏季风导致长江流域以南地区降水增加。

P31 对中国中、东部夏季降水的影响,在华北和东北与长江流域以南地区是相反的。在图 7a 中,当 P31 处于正位相时期,中国华北东部和东北大部分地区降水显著减少,其中,以黄河下游地区以及环渤海湾地区降水减少最显著,而长江流域以南则显著增加。就大尺度降水异常而言,图 6c 和 7a 有诸多相似之处,如夏季长江流域以南降水为正异常,黄河下游和东北大部分地区降水为负异常。但是,局地降水异常的差异依然明显,图 7a 显示,长江下游流域是降水正异常,而在图 6c 中,该区域降水为负异常。这种大尺度夏季降水异常的相似性是由于这两个夏季风模态有很大的相似性(见 850 hPa 异常风场和 500 hPa 异常高度场)(图 2b、4a, 3b、5a),P22 和 P31 的相关系数为 0.52,超过 99%显著性水平。尽管这两个夏季风模态有显著的正相关关系,但在长江流域以南风场异常有明显的不同:在图 2b 中,

长江流域以南大部分地区是东北风异常,在中国东南沿海地区有弱的气旋性环流异常中心;而在图 4a 中,中国华南和东南沿海是西南风异常,在中国长江流域以南有异常风场的辐合。因此,不同的风场异常可以产生相似的降水异常。与 P32 对应的夏季降水异常也呈现带状分布,长江流域以南夏季降水显著减少,华北北部和东北南部地区为降水负异常;而东北北部和内蒙古东部地区降水增多,在淮河流域、黄河中、下游以及长江下游地区夏季降水也增多(图 7b)。

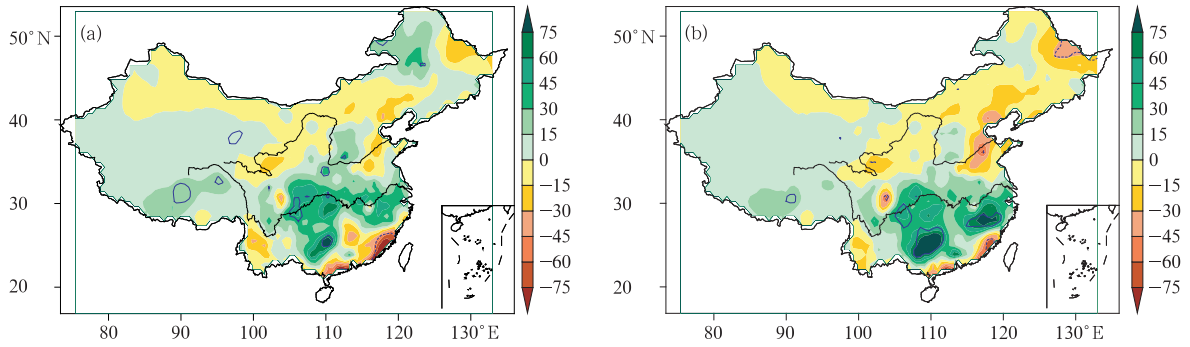


图 6　夏季中国降水分别对 P21(a)、M22(b)和 P22(c)进行回归
(单位:mm,蓝色等值线表示夏季降水异常超过 95%显著性水平)

Fig. 6　Regression maps of Chinese summer rainfall, derived from a linear regression on (a) the P21, (b) the M22, and (c) the P22 (unit: mm) the blue contours represent summer rainfall anomalies significant at the 95% level

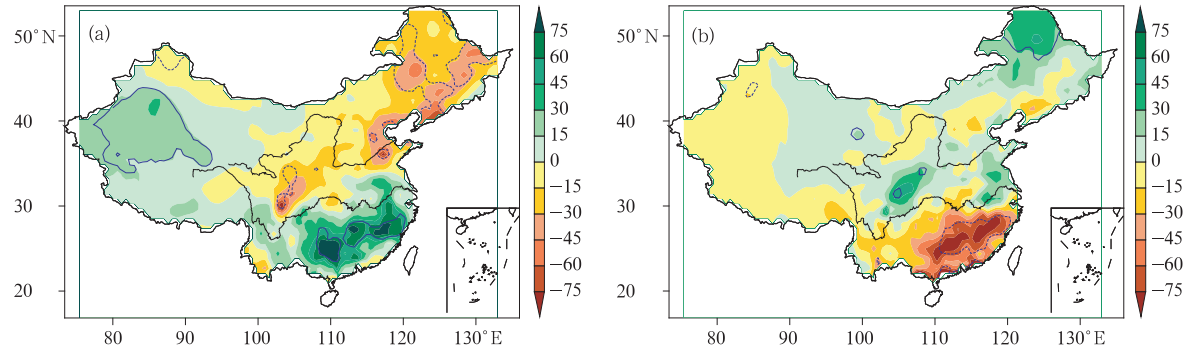


图 7　中国夏季降水分别对 P31(a)和 P32(b)进行回归
(单位:mm,蓝色等值线表示降水异常超过了 95%显著性水平)

Fig. 7　Regression maps of Chinese summer rainfall, derived from a linear regression on (a) the P31 and (b) the P32, respectively
(unit: mm, the meaning for blue contours is summer rainfall anomalies significant at the 95% confidence level)

5　与春季外强迫的统计联系

东亚夏季风变率不仅与大气内部动力过程有直接的关系,而且与外强迫可能存在联系。因此,研究东亚夏季风优势模态与外强迫的关系,对于理解季风变化的产生原因,特别是预测季风的年际变化将有重要意义。本文主要研究春季外强迫与东亚夏季风变率的关系,这样作主要是基于以下两点考虑:

(1)春季外强迫为东亚夏季风提供前期外部环境;(2)数值模拟研究表明,大气环流对初始外强迫的响应是斜压的,在接下来的5—10天里,斜压响应达到最大振幅,并持续2—3周。然后,随着时间的推移,大气响应逐渐变成正压结构,大气环流异常的范围和振幅不断加大,经过2—3个月达到准平衡状态(Deser, et al, 2007)。当然,不同的模式,达到准平衡的时间存在差异。研究发现,P21与春季(3—5月)平均海表温度并无密切关系,但与同期夏季西北太平洋海温有显著的相关关系,即夏季西北太平洋海温升高,有利于双阻塞高压型环流异常出现(图略)。这与陆日宇等(1998)的研究结果是一致的,不同之处在于陆日宇等(1998)所揭示的鄂霍次克海阻塞高压与西北太平洋海温之间的联系是通过夏季该海域海温所激发出的经向遥相关波列(即东亚夏季风第1模态)。这表明,相似的西北太平洋夏季海表温度异常可以对应不同的东亚夏季风模态(或大气环流异常)。因此,夏季西北太平洋海温异常对夏季风变率的影响可能是不重要的,这一推断与Wang等(2005)的结论是一致的,他们的研究结果表明,夏季西北太平洋海温受控于大气环流。

图8a显示的是春季海表温度异常,当P22处于正位相时期,在中纬度北太平洋是显著的正海温异常,而在东北太平洋以及热带中、东太平洋是显著的负海温异常。春季海表温度的这种异常空间分布与北太平洋海温年代际变化(PDO)的冷位相相似。春季北太平洋PDO指数与P22有显著的负相关关系(-0.45,超过99%统计显著性水平,图8b)。夏季500 hPa高度场对春季PDO指数进行回归,可以得到类似图3b的异常空间分布,但符号相反(图略)。这表明,当春季PDO处于冷位相时期,有利于后期P22出现正位相,即在亚洲大陆东部,东亚夏季风趋于减弱(图2b)。

此外,该夏季风模态与春季欧亚大陆积雪异常有联系,如图8c所示。当该夏季风模态处于正位相时,前期春季欧亚大陆大部分地区积雪偏少(120°E以西),特别是在西西伯利亚地区(50°—70°N,40°—90°E),积雪负异常超过了95%显著性水平。而在俄罗斯的远东地区以及青藏高原的西北部春季积雪出现正异常。

由于P31与P22有显著的正相关关系(0.52),因此,当P31处于正位相时期,对应春季北太平洋海表温度异常的空间分布与图8a相似(图略),即对应PDO的冷位相。但与P22相比,P31与PDO的关系要弱,它们之间的相关系数为-0.38(95%显著性水平)。春季欧亚大陆积雪减少也有利于后期P31出现正位相(图略),与图8c不同的是在亚洲大陆的中、高纬度地区(45°—60°N,80°—120°E)春季积雪显著减少。此外,P31与P22的主要区别在于,它与春季北极海冰密集度有显著的正相关关系,即显著的正相关出现在北冰洋、格陵兰海以及部分东西伯利亚海区(图9a)。图9a中,相关系数的空间分布与春季北极海冰密集度变率第2模态的空间分布是一致的(图9b—9e)。春季北极海冰密集度变率的前两个模态分别解释了13%和10%的方差,依据误差分析(North, et al, 1982),这两个模态是可以区分的。春季北极海冰密集度变率的第1模态反映了春季海冰持续减少的趋势。而春季海冰密集度变率的第2模态与P31有超过99%信度水平的正相关关系(图10a)。对应春季海冰密集度变率的第2模态,夏季500 hPa高度异常呈现遥相关波列结构,两个正高度异常中心分别位于欧洲和贝加尔湖以南,负高度异常中心位于亚洲大陆的西北部(图10b)。图10b与图5a非常相似,小的差别是在咸海的南部没有负高度异常中心。因此,P31与北半球春季海温、欧亚大陆积雪和北极海冰均有统计意义上的相关关系。事实上,春季海冰密集度变化的第2模态与中国夏季降水之间的联系是通过夏季欧亚大陆北部的准纬向遥相关波列(Wu, et al, 2009a,图3g)。该纬向遥相关波列与图5a和图10b非常相似。这表明,联系春季北极海冰密集度和中国夏季降水变化的可能是东亚夏季风变率的一个优势模态。

尽管P22和P31均与北半球中、高纬度外强迫有统计相关关系,但是清楚地解释它们与外强迫的联系机理是困难的。不同的外强迫在东亚季风模态中所起的作用可能是不同的,春季北太平洋海温主要体现了年代际变化,而春季欧亚大陆积雪和北极海冰密集度均具有明显的年际和年代际变化(Wu, et al, 2009a, 2009b)。这些外强迫的年际和年代际

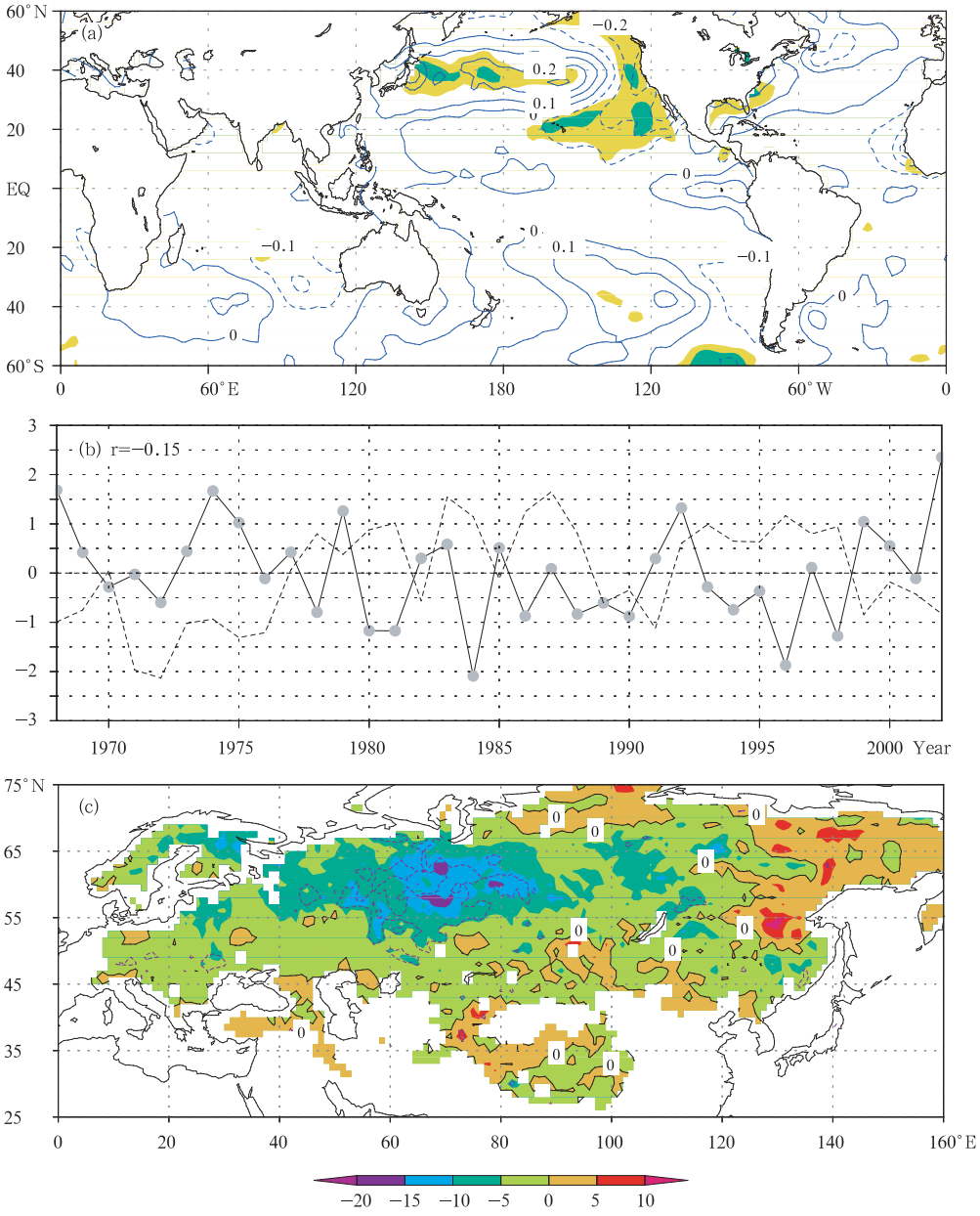


图 8 (a)春季海表平均温度对 P22 的回归

(黄、绿色区域表示春季海温异常超过 95%和 99%显著性水平),

(b) P22(实线)和春季平均 PDO 指数(虚线)标准化时间序列(相关系数为 −0.45),

(c)春季欧亚大陆平均积雪水当量对 P22 的回归

(紫色等值线表示积雪水当量异常超过 95%显著性水平)

Fig. 8 (a) Regression maps of the spring mean SST, derived from a linear regression on the P22, the yellow- and green- areas denote that spring SST anomalies are significant at the 95% and 99% confidence levels, respectively, (b) normalized time series of the P22 (solid line) and the spring PDO index (dashed line) with their correlation being −0.45, (c) regression map of the spring mean snow-water equivalent on the P22, the purple contours represent snow-water equivalent anomalies significant at the 95% confidence level

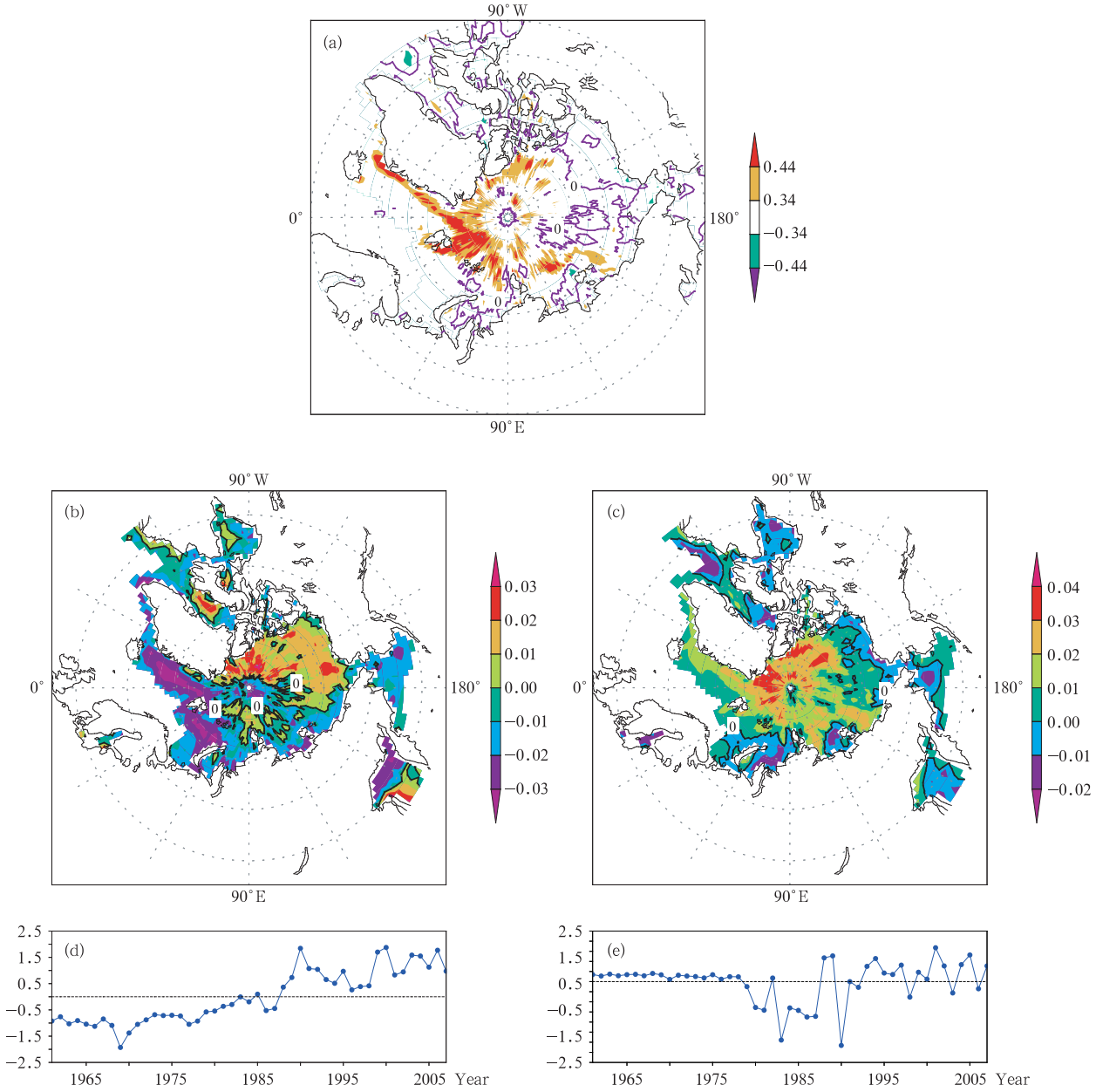


图 9 春季北极海冰密集度与 P31 相关系数(a)
(相关系数绝对值≥0.34 和≥0.44 为超过 95%和 99%显著性水平)、
以及春季北极海冰密集度第 1(b)、2(c)经验正交分析的空间分布
分别对春季北极海冰密集度第 1 (d)、2 (e)经验正交分析的标准化时间序列

Fig. 9 (a) Spatial distributions of the correlations between the spring sea ice concentration and the P32, the yellow (green) and red areas denote that the correlations are significant at the 95% and 99% confidence levels, respectively, (b) spatial distribution of the EOF1 of the spring Arctic sea ice concentration variability and (d) its normalized principal component time series, (c) and (e) as in (b) and (d) but for the EOF2 of the spring Arctic sea ice concentration variability, respectively

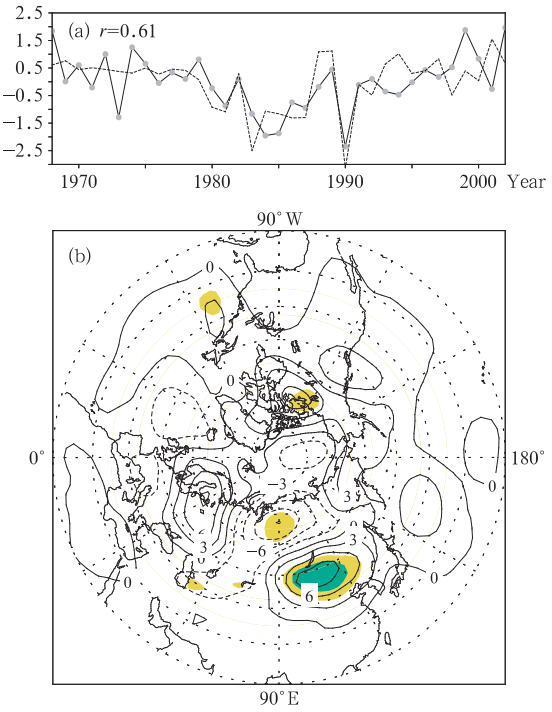


图 10 (a) P31(实线)和春季北极海冰密集度变率 EOF2(虚线)的标准化时间序列(相关系数为 0.61),(b)夏季平均 500 hPa 高度对海冰密集度变率的 EOF2 进行回归(图中黄色和绿色区域表示高度异常超过 95%和 99%显著性水平,等值线间隔:3 gmp)

Fig. 10 (a) Normalized time series of the P31 (solid line) and the principal component of the EOF2 of the spring Arctic sea ice concentration variability with their correlation being 0.61, (b) regression map of summer mean 500 hPa heights, derived from a linear regression on the EOF2 of the spring Arctic sea ice concentration variability (the yellow and green- areas denote that height anomalies are significant at the 95% and 99% confidence levels, respectively, the contour is in the interval of 3 gpm)

变化在东亚季风模态变化中的作用尚不清楚。因此,这里只能定性地说明外强迫异常与东亚夏季风变率(或对应大气环流异常)的可能联系。首先,外强迫对大气环流的影响可以分为直接影响和间接影响,直接影响在强迫初期重要,而间接影响在直接影响达到鼎盛以后更为重要。直接影响具有强的局地性和斜压性特征,而间接影响则表现为范围广、振幅大以及准正压结构(Deser, et al, 2004, 2007)。在现实中,由于大气对海温、积雪和海冰的优势影响,很难观测到这些外强迫对大气的反馈作用(Wu, et al, 2004)。而外强迫对大气环流间接影响的物理机制是,与外强迫有关的表面湍流热通量与大气环流相互作用的结果,更不可能直接观测到。在文献(武炳义等,2008)中,我们提出春季北极海冰密集度和欧亚大陆积雪协调一致性变化及其对夏季欧亚大陆纬向遥相关波列的可能影响,是北极海冰和中国夏季降水统计关系的可能机制。这一点与东亚夏季风 P31 同时与春季北极海冰密集度和欧亚大陆积雪有显著的相关关系是一致的。当然,这只是一种可能的解释,确切的影响机理需要进一步深入研究。

6 讨 论

本文依据 850 hPa 风场变率,揭示了东亚夏季风变率的多模态特征。尽管这些夏季风模态与中、高纬度大气环流异常有密切的关系,但是,夏季北极涛动并不构成东亚夏季风变率的组成部分。相反,夏季北极偶极子异常(武炳义等,2008)与 P22 和 P32 有显著的相关关系,相关系数分别为 −0.5 和 0.51。因此,夏季北极偶极子异常可能与东亚夏季风变率有密切的关系。以往强调的东亚夏季风,与热带西北太平洋反气旋性环流异常以及厄尔尼诺事件有密切的关系。在厄尔尼诺事件发生后夏季,西北太平洋经常出现反气旋性环流异常,导致中国长江流域夏季降水增加。因此,冬季赤道中东太平洋海温(或厄尔尼诺)是预测东亚夏季风的重要因子。但是,这种可以利用赤道中东太平洋海温来预测的夏季风仅仅是东亚夏季风第 1 模态的一个组成部分,且仅与长江流域的夏季降水有显著的相关关系(Wu, et al, 2008)。本文研究结果表明,东亚夏季风的第 2、3 模态累计协方差超过了第 1 模态,它们均与中、高纬度环流异常有密切的联系。其中,P31 与前期春季北极海冰密集度空间变率的第 2 模态有显著的相关关系($r = 0.61$),因此,春季北极海冰不仅是预测中国夏季降水空间变化的先兆因子(Wu, et al, 2008a),而且也是预测东亚季风 P31 的先兆因子。本研究尚存在以下主要问题:

(1) 方法自身的局限性和东亚夏季风模态的物理意义

东亚夏季风变率的前 3 个优势模态分别解释了 19.3%、13%和 8.2%的风场协方差,其中,每个优势模态都包含 2 个相似或不同的子模态。由于复主成分的实部和虚部是有关系的,这样 P21 和 P22 以

及 P31 和 P32 是有关系的,但是,目前尚无有效的方法来确定每个子模态的方差贡献,以及这两个子模态是如何相互转变的。这些东亚夏季风模态首先是统计模态,除第 1 模态(M11 和 M12)外,其他模态是否具有明确的物理意义需要进一步深入研究。正是由于这个原因,本研究无法分辨 P22 和 P21 的本质区别(相关系数为 0.52)。此外,由于文章的篇幅所限,本文并没有深入分析每一个季风模态影响的物理过程。

(2) 东亚夏季风模态与中、高纬度外强迫的联系机理

东亚夏季风模态与多个外强迫有显著的相关关系,这意味着它们的产生是大气内部动力、热力过程和多圈层相互作用的综合结果。在这些模态中,无法估算大气内部动力、热力过程以及不同外强迫的相对贡献,更不清楚外强迫与这些模态的联系机理。但是,东亚夏季风模态与外强迫的关系对于预测东亚气候变化,探索季风变化机理将有重要的参考价值。

(3) 与中国夏季降水年代际变化的联系

在引言中提到自 20 世纪 60 年代末期以来,中国夏季降水经历了两次年代际变化,分别发生在 20 世纪 70 年代后期和 90 年代初期。进一步的分析表明,P31 和 P32 对中国夏季降水年代际变化的影响可能比 P21 更重要。需要指出的是,年代际变化问题非常复杂,我们讨论的年代际变化主要依据资料的滑动平均,因此,分析结果存在不确定性。

7 结 论

本文利用欧洲中心 35 年(1968—2002 年)月平均再分析资料(ERA-40),揭示了东亚夏季风年际变率的多模态特征及其与中、高纬度大气环流和外强迫异常之间的联系。研究发现,东亚夏季风年际变率的第 1 模态(可以解释 19.3%的协方差)主要与东亚副热带地区(35°N 以南)、热带西北太平洋以及中国南海区域的风场变率有密切的关系。欧洲中心和美国的再分析资料对于研究东亚夏季风变率的第 1 模态是同样适用的。

东亚夏季风年际变率的第 2 模态突出地反映了东亚中纬度(东北亚)和低纬度西北太平洋区域的风场变率,包含了两个不同的模态(P21 和 P22),分别对应夏季 500 hPa 高度场的双阻塞高压异常型(乌拉尔山附近以东和鄂霍次克海阻塞高压异常)和欧亚大陆北部的准纬向遥相关波列。这两个不同的夏季风模态均对中国夏季降水变化产生重要影响。P21 导致中国中、东部夏季降水异常呈现带状分布,即"－＋－"或"＋－＋"空间异常分布。而 P22 可以显著地影响中国东北、华北和长江流域以南地区的夏季降水。由于美国的再分析资料在亚洲大陆中部,特别是在蒙古国附近存在较大的误差,因此该再分析资料无法正确反映东亚夏季风变率的第 2 模态。研究发现,P22 与春季北太平洋海温以及西西伯利亚地区的积雪有显著的相关关系。

东亚夏季风第 3 优势模态主要反映了中纬度亚洲大陆东部和西北太平洋的风场变率,依然包括两个不同的变化模态(P31 和 P32),在欧亚大陆中、高纬度地区,分别对应夏季 500 hPa 异常高度场中的两个不同的纬向遥相关波列。这两个模态呈现不同的年际和年代际变化特征。P31 显著地影响中国东北、华北东部以及长江流域以南地区的夏季降水;而 P32 显著地影响中国东北北部和长江流域以南地区的夏季降水。P31 与春季北极海冰密集度关系密切,因此,春季北极海冰也是东亚夏季风的潜在预测因子。

参考文献

陈汉耀. 1957. 1954 年长江淮河流域洪水时期的环流特征. 气象学报,28(1):1-12

高由禧. 1952. 1946 年长江流域的梅雨. 气象学报,23:61-84

陆日宇,黄荣辉. 1998. 东亚-太平洋遥相关波列对夏季东北亚阻塞高压年际变化的影响. 大气科学,22(5):727-734

陶诗言,赵煜佳,陈晓梅. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报,29(2):119-134

杨义文. 2001. 7 月份两种东亚阻塞形势对中国主要雨带位置的不同影响. 气象学报,59(6):759-767

张庆云,陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报,56(2):199-211

张存杰,宋连春,李耀辉. 2004. 东亚地区夏季阻塞过程的研究进展. 气象学报,62(1):119-126

武炳义,张人禾,D'Arrigo Rosanne. 2008. 北极偶极子异常与中国东北夏季降水. 科学通报,52(12):1422-1428

朱益民,杨修群. 2003. 太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系. 气象学报,61(6):641-654

Armstrong R L, Brodzik M J, Knowles K, et al. 2005. Global monthly EASE-Grid snow water equivalent climatology, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center, Digital Media

Barnett T P. 1984. Interaction of the monsoon and Pacific trade

wind system at interannual time scales. Part II: The tropical band. Mon Wea Rev, 112: 2380-2387

Chang C-P, Zhang Y, Li T. 2000a. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. J Climate, 13:4310-4325

Chang C-P, Zhang Y, Li T. 2000b. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional structure of the monsoon. J Climate, 13:4326-4340

Chen M, Xie P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-year monthly analysis based on gauge observations. J Hydrometeor, 3: 249-266

Deser C, Magnusdottir G, Saravanan R, et al. 2004. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response. J Climate, 17:877-889

Deser C, Tomas R, Peng S. 2007. The transient atmospheric circulation response to North Atlantic SST and sea ice anomalies. J Climate, 20(15): 4751-4767

Ding Y, Chan J. 2005. The East Asian summer monsoon: an overview. Meteor Atmos Phys, 89:117-142

Huang R, Li W. 1987. Influence of the heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia // International Conference on the General Circulation of East Asia. April 10-15, Chengdu, China, 40-51

Huang R, Wu Y. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanisms. Adv Atmos Sci, 6: 21-32

Inoue T, Matsumota J. 2004. A comparison of summer sea level pressure over East Eurasia between NCEP-NCAR reanalysis and ERA-40 for the period 1960-99. J Meteor Soc Japan, 82 (3): 951-958

Lu R, Dong B. 2008. Response of the Asian summer monsoon to a weakening of Atlantic thermohaline circulation. Adv Atmos Sci, 25:723-736

Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impacts on the Northern Hemisphere summer circulation. J Meteor Soc Japan, 65: 165-171

Tao S, Chen L. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China // Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology. Oxford University Press, 60-92

Wang B, Ding Q, Fu X, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and precipitation of summer monsoon rainfall. Geophy Res Lett, 32: L15711, Doi:10.1029/2005GL022734

Wang B, Wu R, Lau K. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoon. J Climate, 14: 4073-4090

Wu B, Wang J, Walsh J. 2004. Possible feedback of winter sea ice in the Greenland and the Barents Sea on the local atmosphere. Mon Wea Rev, 132: 1968-1876

Wu B, Zhang R, Ding Y, et al. 2008. Distinct modes of the East Asian summer monsoon. J Climate, 21:1122-1138

Wu B, Zhang R, Wang B, et al. 2009a. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall. Geophys Res Let, 36: L09501, Doi: 10.1029/2009GL037299

Wu B, Yang K, Zhang R. 2009b. Eurasian snow cover variability and its association with summer rainfall in China. Adv Atmos Sci, 26:31-44

Wu R, Kirtman B P. 2007. Observed relationship of spring and summer East Asian rainfall with winter and spring Eurasian snow. J Climate, 20(1): 1285-1304

Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Nino on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. J Meteor Soc Japan, 74: 49-62

Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impacts of El Nino on the precipitation in China. Adv Atmos Sci, 16:229-241

Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. J Climate, 15:306-325

Smith T, Reynolds R. 2003. Extended reconstruction of global sea surface temperature based on COADS data (1854 - 1997). J Climate, 16: 1495-1510

North G, Bell T, Cahalan R, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of EOFs. Mon Wea Rev , 110: 699-706