



东亚夏季风自 20 世纪 90 年代初开始恢复增强

刘海文^{①②③}, 周天军^②, 朱玉祥^④, 林一骅^②

① 成都信息工程学院大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225;

② 中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

③ 重庆市气象局, 重庆 401147;

④ 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

E-mail: lhw499@126.com

2011-11-03 收稿, 2011-12-14 接受

国家自然科学基金(40890054, 40805026, 40975058)、国家重点基础研究发展计划(2011CB403406)、山西省科技发展计划(农业与社会发展部分)(20100311131)和成都信息工程学院科研基金(KYTZ201012)资助

摘要 自 20 世纪 70 年代末开始的东亚夏季风减弱, 造成了中国东部地区夏季严重的旱涝异常. 东亚夏季风何时恢复是一个众所关注的问题. 研究表明, 自 20 世纪 90 年代初期以来, 东亚夏季风表现出恢复增强的特征, 尽管其增强的幅度仍未达到 1965~1980 年间的水平; 伴随着东亚夏季风的增强, 我国东部夏季雨带出现年代际北移, 表现为淮河流域($110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$)夏季降水增加. 东亚夏季风自 20 世纪 90 年代初期以来的增强, 和海陆热力差异的年代际变化有关.

关键词

东亚夏季风
降水
年代际变化
海陆热力差异

东亚是典型的季风气候影响区. 东亚夏季风在 20 世纪表现出在多种时间尺度上都有很大变率^[1]. 针对 20 世纪 70 年代末东亚夏季风的年代际减弱, 已有大量研究. 伴随着 20 世纪 70 年代末期后的东亚夏季风的年代际减弱, 中国东部地区夏季表现出华北降水减少和长江流域降水增加的特征^[2~4]. 尽管对于导致东亚夏季风年代际减弱的原因目前尚无定论, 但是越来越多的证据表明, 热带海洋增温是造成东亚夏季风减弱的驱动因子之一^[5~8].

季风的年代际减弱给社会生产和生活造成了严重损失. 夏季风何时恢复到正常水平, 是一个众所关注的问题. 近期观测结果显示, 2000, 2003, 2005 和 2007 年夏季, 淮河流域连续几年都出现了严重洪涝^[9,10]. 研究认为^[11], 随着副热带的扩展, 中国东部地区的雨带, 大致从 30°N 移到了 35°N , 出现了年代际北移. Zhu 等人^[12]则认为, 太平洋年代际振荡(PDO)由正位相转变为负位相, 导致了贝加尔湖地区变暖和副热带西风急流减弱, 使得 2000~2008 年和 1979~1999 年相比, 淮河流域($32^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$)夏季

降水增加, 长江流域($28^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$)夏季降水出现减少. 上述研究表明, 东亚气候最近可能存在一个年代际时间尺度的跃变. 那么, 东亚夏季风是否在恢复增强? 目前尚不清楚, 这也是本文研究的主要内容. 本文基于台站降水资料和再分析资料, 研究表明, 1991~2011 年和 1981~1990 年相比, 东亚夏季风在变强; 伴随着东亚夏季风从 20 世纪 90 年代初期以来的增强, 中国东部地区($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$)夏季降水也在增加, 东亚夏季风强度的恢复加强和海陆热力差异的年代际变化有关.

1 资料和季风指数

文中使用的降水资料为中国 160 站逐月降水量资料, 时间从 1951 年到 2011 年, 该资料被广泛地用于季风降水研究^[13]. 此外, 还使用美国国家海洋大气局(NOAA) $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 的海温资料^[14]和逐月的 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 陆面气温资料^[15]来分析海陆热力差异; 用 1951~2011 年 NCEP/NCAR 再分析资料来分析季风环流^[16], 同时也使用了 1958~2002 年欧洲中期天气预报中心

英文版见: Liu H W, Zhou T J, Zhu Y X, et al. The strengthening East Asia summer monsoon since the early 1990s. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-4991-8

(ECMWF)再分析资料集 ERA-40^[17]. 虽然 NCEP/NCAR 再分析资料对东亚夏季风在 20 世纪 70 年代末期后年代际减弱的信号要强于 ERA-40 再分析资料^[18,19], 但是两种再分析资料在揭示东亚夏季风近年来的年代际变化方面, 结果较为一致. 因此, 为节约篇幅, 这里仅给出 NCEP/NCAR 再分析资料结果.

描述东亚夏季风强弱的指数有多种^[20]. 由于经向风是东亚夏季风一个重要方面, 参照文献[21,22]关于东亚夏季风的定义, 用(20°~30°N, 110°~130°E) 850 hPa 经向风区域平均值定义为夏季风指数, 文中的夏季是指 6~8 月的平均. 用经向风定义东亚夏季风指数也被广泛地用于气候变化研究中^[5,21~24].

2 结果分析

2.1 东亚夏季风的年代际变化

图 1(a)给出了 1951~2011 年东亚夏季风指数标准化时间序列. 由图可见, 东亚夏季风具有明显的年代际变化特征. 1951~1989 年间有一个显著的下降趋势, 1989~2011 年间则有一上升趋势. 为了客观地给出东亚夏季风年代际跃变点, 采用了 10 a 滑动 t 检验方法(图 1(b)). 可见, 在过去的 61 年里, 东亚夏季风经历了 3 次年代际时间尺度的变化. 第一次发生在 1965 年, 第二次则为 1980 年, 最近一次则发生在 1990 年. 关于东亚夏季风的前 2 次的年代际变化, 已有大量研究. 结果表明, 东亚夏季风在 20 世纪 60 年代中期发

生了一次年代际减弱^[25,26], 另一次年代际减弱则发生在 20 世纪 70 年代末^[1,4,5,7,27]. 图 1(b)清楚地表明, 20 世纪 90 年代初期以来, 东亚夏季风在加强.

为了进一步说明东亚夏季风的加强, 图 2 给出了 7 a 滑动平均的夏季 850 hPa 经向风 (115°~120°E 纬向平均) 时间-纬度剖面图. 由图 2 可见, 1980 年以前为较强的东亚夏季风, 1981~1990 年阶段, 东亚夏季风明显减弱, 这和以前研究的结果相一致^[1,27~31]; 需要指出的是, 东亚夏季风近期则表现出明显的年代际加强特征. 如果用经向风速大于 3 m/s 来表示东亚夏季风强度, 由图 2 可以看出, 1954~1980 年阶段, 30°~40°N 范围内, 在很大范围内有大于 3 m/s 的经向风; 1981~1990 年阶段, 30°~40°N 之间风速为 3 m/s 的经向风开始向南撤退, 主要出现在 10°~20°N 之间; 随后在 1991~2008 年阶段, 东亚夏季风开始恢复加强, 10°~26°N 之间有较强的经向风. 这些结果表明, 东亚夏季风在 1991~2011 年阶段, 强度在加强.

图 3 给出了 1981~1990 年平均与 1991~2011 年平均的夏季 850 hPa 的风场差. 由图 3 可见, 在贝加尔湖南部为一异常反气旋环流, 西太平洋地区也为一异常反气旋环流, 在西太平洋地区异常反气旋环流的西部, 中国东部地区受异常偏强的西南风影响, 这说明夏季风环流在增强. 因此, 1991~2011 年阶段和 1981~1990 年阶段相比, 东亚夏季风在增强.

西太平洋副热带高压(简称副高)是东亚夏季风系统的一个重要成员, 它常用 500 hPa 的位势高度来

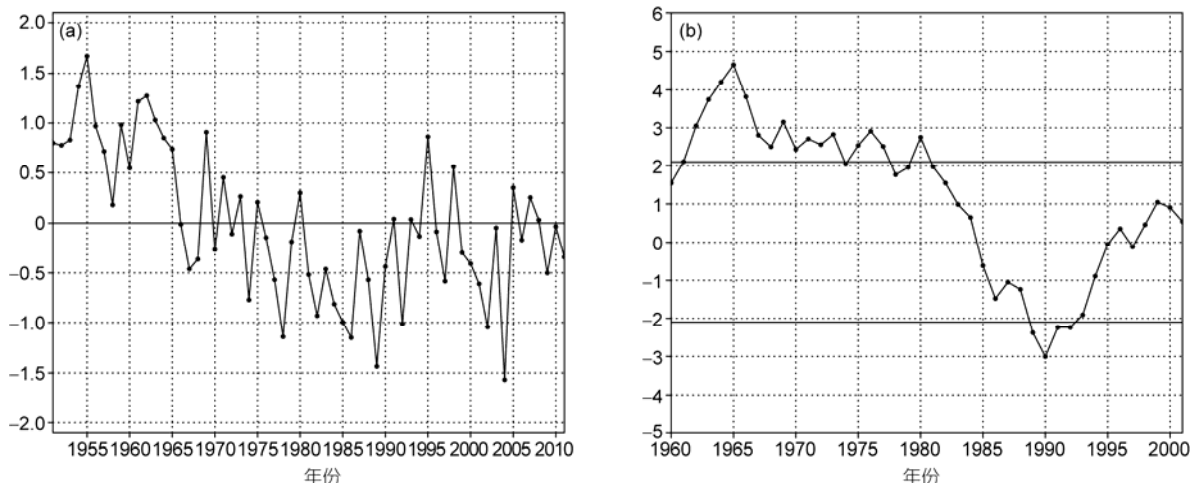


图 1 1951~2011 年东亚夏季风指数标准化时间序列(a)及其 10 a 滑动 t 检验曲线(b)

两条水平线表示达到 95% 的信度水平检验

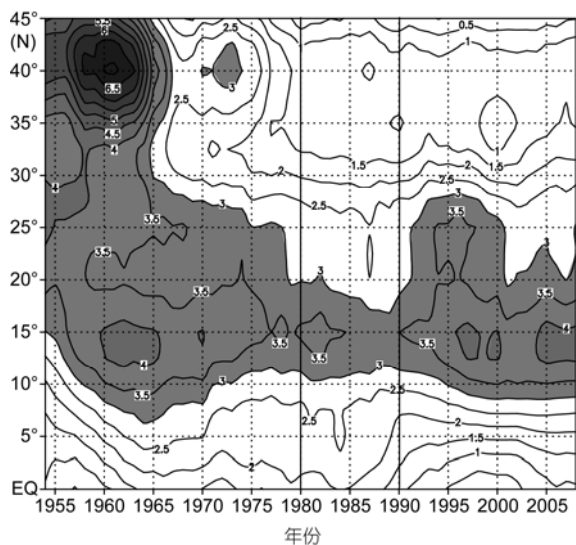


图2 1951~2011年7a滑动平均的夏季850 hPa经向风(115°~120°E 纬向平均)时间-纬度剖面图(m/s)
阴影区表示经向风速大于3 m/s, 粗垂直实线表示年代际转折点

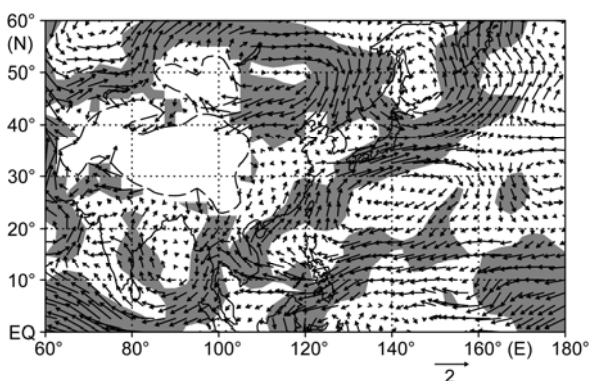


图3 1991~2011年平均与1981~1990年平均的夏季850 hPa风场的差(m/s)
阴影区表示通过95%信度检验的区域, 粗虚线为1500 m地形高度线

表示. 随着东亚夏季风从20世纪90年代初期以来的增强, 副热带高压也表现出明显的年代际变化. 由图4可见, 在西太平洋地区30°N以南, 有一个异常的正距平, 其中心位置位于140°E以东. 该异常的正距平中心和夏季500 hPa位势高度场气候平均值(彩色阴影表示)相比较, 说明副热带高压存在着东退和北抬的年代际变化. 副热带高压出现的这个年代际变化特征, 与Zhou等人^[30]所指的东亚夏季风从20世纪70年代末减弱以来, 副热带高压出现的明显的年代际西伸, 有很大不同. 而副热带高压的年代际变化, 也表明东亚夏季风从20世纪90年代初期以来在增强.

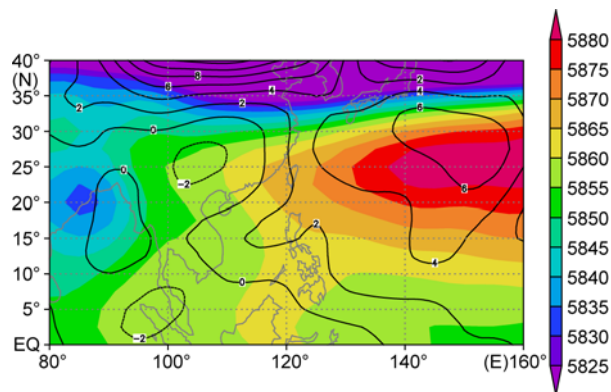


图4 1991~2011年平均与1981~1990年平均的夏季500 hPa位势高度差
彩色阴影表示夏季500 hPa位势高度场的气候平均值(gpm)

2.2 中国东部夏季降水的年代际变化

伴随着20世纪90年代初以来的东亚夏季风的增强, 中国东部夏季降水也发生了很大改变. 图5示出了7a滑动平均的110°~120°E纬向平均的夏季距平降水量时间-纬度剖面. 由图可见, 1954~1980年阶段, 32.5°~37.5°N地区降水异常偏多, 27.5°~32.5°N降水则异常偏少; 然而在1981~1990年阶段, 30°~32.5°N降水则出现异常偏多. 1981~1990年间的异常降水分布型, 即所谓的“南涝北旱”^[1,4,7,27], 但自20世纪90年代初期以来, 异常偏多的降水明显北移.

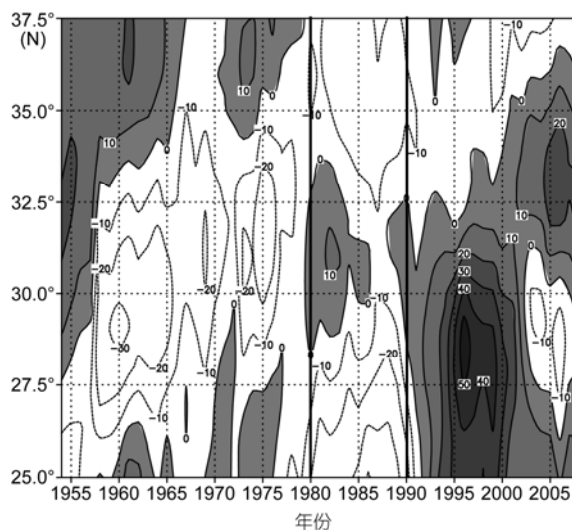


图5 7a滑动平均的110°~120°E纬向平均的夏季距平降水量时间-纬度剖面(mm)
阴影区表示降水量大于0的区域, 粗垂直实线表示年代际转折点

为了进一步验证 20 世纪 90 年代初期以来, 东亚夏季风增强和淮河流域降水增加之间的关系, 计算了 1991~2011 年东亚夏季风指数和中国 160 站夏季降水的同期相关(图 6). 由图 6 可见, 淮河流域($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)为一显著的正相关区域, 这表明东亚夏季风的增强导致了淮河流域降水的增加. 这种相关分布与图 4 中副热带高压的年代际变化相一致, 副热带高压在年代际变化时间尺度上出现位置偏北, 有利于更多的水汽向淮河流域输送^[13]. 此外, 图 6 中的相关分布与国家气候中心气候预测室划分的中国东部夏季降水的“中间型”十分类似, 该雨型的主要特征是多雨带区主要位于淮河流域^[32]. 中国东部夏季降水未来是否仍呈“中间型”分布, 仍值得我们进一步的研究.

2.3 东亚夏季风年代际变化的可能原因

季风很大程度上受海陆热力差异影响^[5,33]. 海陆热力差异可以用低层气温、海平面气压以及其他要素来表示^[5]. 图 7(a)给出了 1991~2011 年平均与 1981~1990 年平均的海平面气压差. 由图可见, 在内蒙古和西太平洋地区分别为显著的正距平区域, 在中南半岛附近则为一显著的负距平区. 图 7(b)是海陆表面温度的年代际变化, 显然, 陆面升温幅度大于海面的增温幅度, 这样的海陆热力差异十分有利于东亚夏季风的增强.

东亚大陆和北太平洋之间海陆热力差异的增大

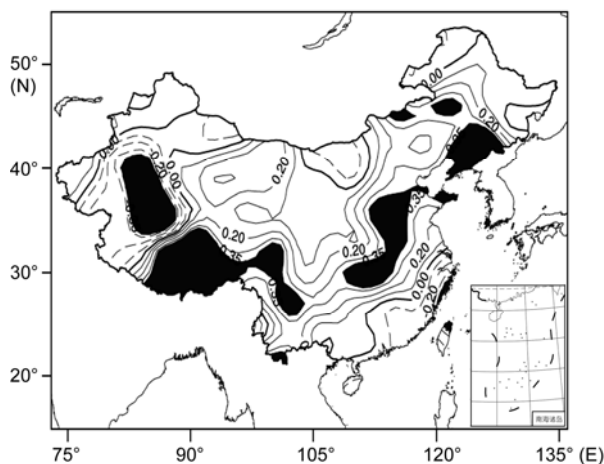


图 6 1991~2011 年间东亚夏季风指数和中国 160 站夏季降水同期相关系数分布
阴影区表示通过 90% 信度检验

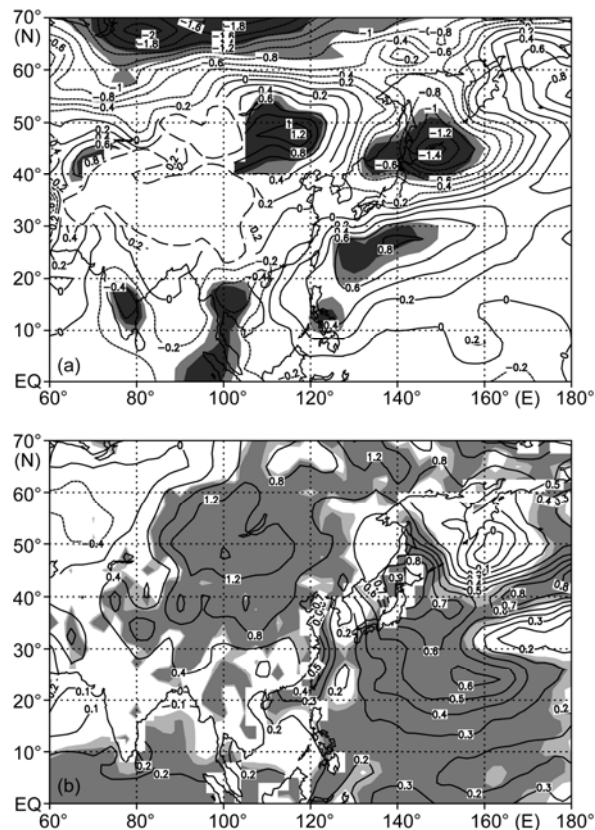


图 7 同图 3, 但为(a)海平面气压(hPa)和(b)海(陆)表面温度($^{\circ}\text{C}$)
深色和浅色阴影区分别表示通过了信度为 95%和 90%的 t 检验区域

可能主要来自海洋. 尽管导致西太平洋海平面气压的正异常原因尚需进一步研究, 但是可能和 PDO 从正位相转换为负位相有关^[12].

3 总结与讨论

自 20 世纪 70 年代末开始的东亚夏季风减弱, 造成了中国东部地区夏季严重的旱涝异常. 东亚夏季风何时恢复是一个众所关注的问题. 本文研究结果表明, 东亚夏季风自 20 世纪 90 年代初期以来开始增强, 尽管其增强的幅度远未达到 1965~1980 年阶段的水平. 随着东亚夏季风年代际的恢复增强, 中国东部雨带出现北移, 大致北移到 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间; 同时, 副热带高压出现东退、北抬, 有利于水汽向淮河流域输送. 20 世纪 90 年代初期以来东亚夏季风的增强, 与海陆热力差异发生的年代际变化有关, 其主要特征为, 西太平洋地区海平面气压出现正距平和“暖大陆-冷海洋”的年代际变化. 尽管研究表明^[12], 西太平洋地区海平面气压出现的年代际变化和 PDO 由正位

相转换为负位相有关,但是连接两者之间的物理机制是什么,仍需做更深入的研究;上述诊断分析结果,为进一步通过数值试验理解季风变化的机理提供了观测基础。

参考文献

- 1 Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer monsoon—Recent progress and state of affairs. *Meteorol Zeitschrift*, 2009, 18: 455–467
- 2 Hu Z Z. Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature. *J Geophys Res*, 1997, 102: 19403–19412
- 3 Xu Q. Abrupt change of the mid-summer climate in central East China by the influence of atmospheric pollution. *Atmos Environ*, 2001, 35: 5029–5040
- 4 Yu R C, Zhou T J. Seasonality and three-dimensional structure of the interdecadal change in East Asian monsoon. *J Clim*, 2007, 20: 5344–5355
- 5 Wang H J. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 376–386
- 6 Ding Y H. The variability of the Asian summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 2007, 85: 21–54
- 7 周天军, 李立娟, 李红梅, 等. 气候变化的归因与预估模拟研究. *大气科学*, 2008, 32: 906–922
- 8 Wu R G, Wang B. A contrast of the East Asian summer monsoon—ENSO relationship between 1962–77 and 1978–93. *J Clim*, 2002, 15: 3266–3279
- 9 赵琳娜, 杨晓丹, 齐丹, 等. 2007 年汛期淮河流域致洪暴雨的雨情和水情特征分析. *气候与环境研究*, 2007, 12: 728–737
- 10 张娇, 王东勇, 田红, 等. 2003 年与 2005 年淮河流域强降水过程环流特征的对比分析. *气象科学*, 2008, 28: 402–408
- 11 司东, 丁一汇, 柳艳菊. 中国梅雨雨带年代际尺度上的北移及其原因. *科学通报*, 2010, 55: 68–73
- 12 Zhu Y L, Wang H J, Zhou W, et al. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation. *Clim Dyn*, 2011, 36: 1463–1473
- 13 Zhou T J, Yu R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J Geophys Res*, 2005, 110: D08104, doi: 10.1029/2004JD005413
- 14 Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J Clim*, 2008, 21: 2283–2296
- 15 Fan Y, Van den Dool H. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948–present. *J Geophys Res*, 2008, 113: D01103, doi: 10.1029/2007JD008470
- 16 Kalnay E, Kanamitus M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 437–471
- 17 Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. The ERA-40 reanalysis. *Quart J Res Meteorol Soc*, 2005, 131: 2961–3012
- 18 Inoue T, Matsumoto J. A comparison of summer sea level pressure over East Eurasia between NCEP-NCAR reanalysis and ERA-40 for the period 1960–99. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82: 951–958
- 19 Wu R G, Kinter L J, Kirtman B P. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP-NCAR reanalysis, objective analyses, and observations. *J Clim*, 2005, 18: 3048–3067
- 20 Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J Clim*, 2008, 21: 4449–4463
- 21 Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. *J Meteorol Soc Jpn*, 1996, 74: 49–62
- 22 Wu A M, Ni Y Q. The influence of Tibetan Plateau on the interannual variability of Asian monsoon. *Adv Atmos Sci*, 1997, 14: 491–504
- 23 Zhou T J, Wu B, Scaife A A, et al. The CLIVAR C20C Project: Which components of the Asian-Australian monsoon circulation variations are forced and reproducible? *Clim Dyn*, 2008, 33: 1051–1068
- 24 孙颖, 丁一汇. 全球变暖情景下南亚和东亚夏季风变化对海陆增温的不同响应. *科学通报*, 2011, 56: 2424–2433
- 25 严中伟, 季劲钧, 叶笃正. 60 年代北半球夏季气候跃变——I. 降水和温度变化. *中国科学 B 辑*, 1990, 20: 97–103
- 26 严中伟, 季劲钧, 叶笃正. 60 年代北半球夏季气候跃变——II: 海平面气压和 500 hPa 高度变化. *中国科学 B 辑*, 1990, 20: 879–885
- 27 Yu R C, Wang B, Zhou T J. Troposphere cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L22212, doi: 10.1029/2004GL021270
- 28 陆日宇. 华北汛期降水量年代际和年际变化之间的线性关系. *科学通报*, 2003, 48: 718–722
- 29 戴新刚, 汪萍, 丑纪范. 华北汛期降水多尺度特征与夏季风年代际衰变. *科学通报*, 2003, 48: 2483–2487
- 30 Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the Late 1970s. *J Clim*, 2009, 22: 2199–2215
- 31 姜大膀, 王会军. 20 世纪后期东亚夏季风年代际减弱的自然属性. *科学通报*, 2005, 50: 2256–2262
- 32 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 1999. 1–4
- 33 Zhou T J, Zou L W. Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land-sea thermal contrast change in AMIP-type simulation. *J Clim*, 2010, 23: 6009–6026