

中国与北半球中高纬小雨事件的时空变化特征

黄刚 and 温冠环

Citation: 科学通报 **58**, 680 (2013); doi: 10.1360/csb2013-58-8-680

View online: <http://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2013-58-8-680>

View Table of Contents: <http://engine.scichina.com/publisher/scp/journal/CSB/58/8>

Published by the [《中国科学》杂志社](#)

Articles you may be interested in

[卫星遥感中国对流层中高层大气甲烷的时空分布特征](#)

科学通报 **56**, 2804 (2011);

[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: 化学 生命科学 地学 **20**, 97 (1990);

[冬季格陵兰、喀拉海和巴伦支海海冰年际变化与ENSO事件](#)

科学通报 **42**, 1979 (1997);

[1965~2005年西北太平洋边缘海区海面变化记录的ENSO信号及其时空分异特征](#)

中国科学D辑: 地球科学 **39**, 664 (2009);

[七十年代全球气候异常的特征及其形成原因的探讨](#)

中国科学B辑: 化学 生物学 农学 医学 地学 **14**, 87 (1984);



XIX International
Botanical Congress

Travel awards
open for application

www.ibc2017.cn

Shenzhen China
23 - 29 July 2017



中国与北半球中高纬小雨事件的时空变化特征

黄刚^{①*}, 温冠环^{②③}

① 中国科学院大气物理研究所, 东亚区域气候环境重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院大气物理研究所, 季风系统研究中心, 北京 100190;

③ 中国科学院大学, 北京 100049

* 联系人, E-mail: hg@mail.iap.ac.cn

2012-08-28 收稿, 2012-11-02 接受, 2013-02-21 网络版发表

全球变化研究国家重大科学研究计划(2012CB955604)、国家重点基础研究发展计划(2011CB309704)、中国科学院战略性先导科技专项(XDA05090402)和国家自然科学基金(41275083)资助

摘要 基于站点逐日降水实测资料、英国气象局哈德莱中心(Hadley)的逐月高层探空气温资料和海表面温度资料、英国东英吉利大学气候研究中心(CRU)的逐月地面气温资料和 NCEP/NCAR 逐月再分析资料, 本文分析了 1961~2010 年夏半年和冬半年中国和北半球中高纬小雨事件的时空变化特征及其与大气层结稳定度、海表面温度和环流的关系. 对中国小雨事件的长期趋势分析的结果表明, 夏半年和冬半年东部小雨事件减少(3.0%/10 a), 西北地区小雨事件夏半年无明显的变化趋势, 而冬半年有增加的趋势(4.1%/10 a). 经验正交函数分解的结果表明, 夏半年和冬半年北半球中高纬小雨事件的前两模态的时间系数主要表现为长时间尺度的变化特征. 夏半年和冬半年第一模态主要表现为近 50 a 北美大陆、南欧和中国西北地区(夏半年除外)小雨事件有长期增加的趋势, 欧亚大陆大部分地区(包括中欧、东欧、北亚和中国东部)有长期减少的趋势. 夏半年的第二模态主要表现为 1961 至 20 世纪 80 年代早期北美大陆、南欧和中国南方小雨事件增加, 而 45°N 以北的欧亚大陆大部分地区小雨事件减少, 20 世纪 80 年代后期至 2010 年变化趋势逆转. 冬半年的第二模态主要表现为 1961 至 20 世纪 80 年代早期北美大陆、中国南方和华北小雨事件增加, 而 40°N 以北的欧亚大陆小雨事件减少, 20 世纪 80 年代后期至 2009 年变化趋势逆转. 线性回归和相关分析的结果表明, 第一模态可能与全球增暖相联系的大气层结稳定度的长期变化趋势有关, 第二模态可能与 AMO 有关.

关键词

小雨
北半球中高纬
经验正交函数分解
大气层结稳定度
全球增暖

近几十年来, 随着全球气温的逐渐升高, 降水也发生了显著的变化, 主要表现为中高纬陆地降水增加, 热带和副热带降水减少, 极端强降水事件增多^[1,2]. 20 世纪 60 年代以来, 中国整个区域平均的年降水量变化较小, 但存在明显的区域性和季节性特征^[3-6]. 其中, 从区域上来看, 西北地区降水显著增多, 华北地区降水减少明显; 从季节上来看, 冬季和夏季降水增多, 春季和秋季降水减少; 从极端事件来

看, 西北地区和中国南方的极端降水事件显著增多, 而北方的极端降水事件减少. 关于降水的研究, 前人^[7-12]主要集中于对降水量和极端强降水事件的研究, 对于降水频率, 尤其是对小雨频率的研究较少. Trenberth 等人^[13]认为降水频率及强度和降水量同样重要, 而且更容易受到气候变化的影响. 极端强降水事件只占降水事件的非常小的一部分, 小雨事件在降水事件中占较大比例^[14,15]. 强降水一般在短时间

引用格式: 黄刚, 温冠环. 中国与北半球中高纬小雨事件的时空变化特征. 科学通报, 2013, 58: 680-689

英文版见: Huang G, Wen G H. Spatial and temporal variations of light rain events over China and the mid-high latitudes of the Northern Hemisphere. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5593-1

内降水量大, 容易导致洪涝和径流, 对土壤的湿度贡献较小; 而小雨可以直接渗透到土壤, 增加土壤湿度, 利于植物的生长^[1,13]. 前人对于小雨的研究主要集中于中国地区, Qian 等人^[16]和 Fu 等人^[17]的研究分别发现中国东部夏季和全年小于 1 mm/d 的小雨事件减少, 并认为与全球变暖有关; Qian 等人^[18]的研究则认为中国东部小雨的减少是气溶胶增多导致的. Liu 等人^[19]的研究发现中国 0.1~0.3 mm/d 强度的降水事件显著减少, 并认为可能与太阳辐射和云量减少有关.

小雨事件减少是中国东部降水变化的比较显著的特征, 但是从更大范围看小雨事件的变化研究还很少, 所以本文希望从半球尺度上分析小雨事件的时空变化特征. 虽然 Qian 等人^[20]用全球地面日集合数据(GSOD)对北美、欧洲和亚洲小雨的长期变化进行了研究, 但其使用的站点资料来源于全球远程通讯系统(GTS)传输的即时数据, 资料存在一定的误差^[21,22], 而且未对资料进行质量控制, 同时选取的很多站点存在较多缺测数据的现象, 结果具有一定的不确定性. 本文使用质量控制的方法对台站实测逐日降水数据进行了处理, 研究了中国和北半球中高纬的小雨事件的时空变化特征, 并分析和讨论了这种变化的可能原因.

1 数据和方法

1.1 数据

本文使用了站点逐日降水实测资料、英国气象局哈德莱中心(Hadley)的逐月高层探空气温资料^[23]和海表面温度资料^[24]、英国东英吉利大学气候研究中心(CRU)逐月地面气温资料^[25]和美国国家环境预报中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)逐月再分析资料^[26].

降水资料包括美国国家气候数据中心(NCDC)的全球历史气候网(GHCN)的全球站点逐日降水数据^[21]、欧洲气候评估和数据计划(ECA&D)的欧洲地区站点逐日降水数据^[27]、中国气象局(CMA)的中国地区站点逐日降水数据. GHCN 逐日降水数据中, 中国地区的站点较少, 尤其是西部地区, 而且站点缺测值较多, 部分站点到 20 世纪 90 年代后期开始就没有观测数据; 同样地, 欧洲地区站点缺测值较多, 多数站点在 2000 年之后就无观测数据. 因此, 我们将 GHCN 资料中中国地区和欧洲地区的站点数据分别

用中国气象局(CMA)的中国地区的站点数据和欧洲气候评估和数据计划(ECA&D)的欧洲地区站点数据代替.

英国气象局哈德莱中心的逐月高层探空气温资料和海表面温度资料的水平分辨率分别为 $10^{\circ}\times 5^{\circ}$ 和 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$, 时段分别为 1958 年 1 月至今和 1870 年 1 月至今, 探空气温垂直方向为 850 到 30 hPa. 英国东英吉利大学气候研究中心逐月地面气温资料的水平分辨率为 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$, 时段为 1850 年 1 月至今. 美国国家环境预报中心和国家大气研究中心逐月再分析资料包括海平面气压、等压面气温数据, 水平分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$, 时段为 1948 年 1 月至今, 其中等压面气温垂直方向为 1000~10 hPa.

1.2 数据质量控制

为了保证结果的可靠性, 本文对逐日降水数据进行了质量控制. 美国国家气候数据中心已经对 GHCN 站点数据进行了包括气候极端异常值、重复值在内的 13 项检验, 每一个降水值都对应一个检验结果, 具体的检验过程可参考 Durre 等人^[28]. 我们利用检验结果, 剔除未通过检验的值, 保留通过所有检验的值. 欧洲气候评估和数据计划也对欧洲地区的站点降水数据进行了检验, 主要检验了气候极端异常值和负值等, 每一个降水值都对应一个检验结果. 同样利用检验结果, 剔除未通过检验的值, 保留通过检验的值. 由于中国气象局未对中国地区的降水数据进行质量控制, 本文参考了对 GHCN 站点数据的检验方法^[28], 对中国地区的站点降水数据进行了检验, 剔除气候极端异常值、负值、大于全球历史最大观测值的异常值等.

最后根据经过质量控制的数据, 选取 1961~2010 年北半球至少 40 a 全年无缺测的站点, 共选出 3033 个站点, 其中 1135 个站点来自 GHCN 数据, 1276 个站点来自 ECA&D, 622 个站点来自 CMA, 站点的分布如图 1 所示. 大部分站点都集中在北半球中高纬度地区, 低纬地区站点稀少, 而且都靠近中纬度, 所以本文的分析不再剔除低纬的站点.

1.3 方法

中国气象局将日降水量小于 10 mm 的降水定义为小雨, Qian 等人^[18,20]研究中国东部小雨和北美、欧洲和亚洲小雨时也是以 10 mm/d 作为小雨的阈值.

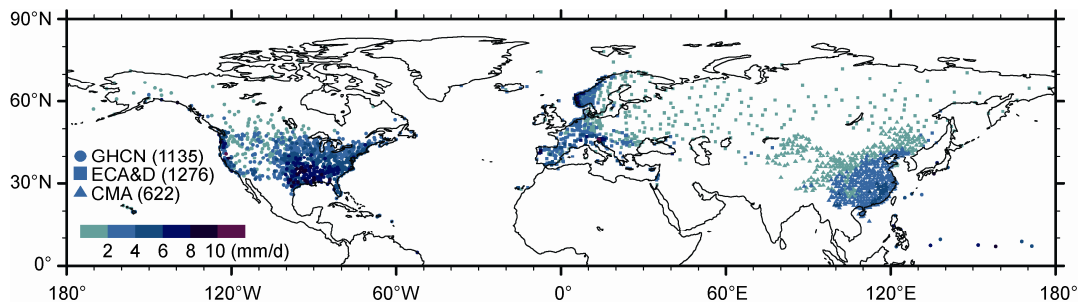


图1 北半球3033个降水站点的分布和小雨事件的阈值(第50百分位)

按照此标准,北半球中高纬几乎所有站点的小雨日数占到降水日数的50%以上,但地区差异较大,中纬度占到50%~80%,高纬地区和中国西北地区占到了90%以上(图略)。所以按照固定阈值不能够很好地反映降水的区域性特征。考虑降水的地区差异,本文以百分位的方法定义了小雨的阈值。并选取所有站点10 mm/d在所有站点中所占百分位的最小值50%(实际47%,取整十)作为所有站点小雨阈值的百分位。还应指出的是选取第50百分位或者第40或30百分位对小雨事件的分析结果影响不大。定义小雨事件的具体方法为:把1961~1990年30 a日降水序列的第50百分位定义为小雨事件的阈值,当某站的日降水量小于该站点的小雨事件的阈值就定义为小雨事件。对于百分位的计算,我们参考Bonsal等人^[29]及翟盘茂和潘晓华^[30]的方法:假设有 n 个降水量值,将降水量值按升序的排列 $x_1, x_2, \dots, x_m, \dots, x_n$,某个值小于或等于 x_m 的概率为 $p=(m-0.31)/(n+0.38)$,式中 m 为 x_m 的序号,第50百分位值是指 $P=50\%$ 所对应的值。每个站点的小雨事件的阈值如图1所示,美国东南地区最大(6~12 mm/d),中国东南次之(2~6 mm/d),中高纬度普遍小于2 mm/d。

考虑气候背景的季节差异,本文分别分析了夏半年和冬半年中国和北半球中高纬小雨事件的时空变化特征,与Zhai等人^[6]的划分方法一样,夏半年为每年的4~9月,冬半年为当年10月至第二年3月。

本文采用线性回归的方法分析了夏半年和冬半年中国小雨事件的长期变化趋势。采用经验正交函数(EOF)分解的方法得到夏半年和冬半年北半球中高纬小雨事件的前两个空间模态和对应的时间系数,参照吴洪宝和吴蕾^[31]的方法,空间模态和时间系数不直接用特征向量场和时间系数来表征,而是分别乘以特征值的平方根和特征值平方根的倒数,使结

果包含更多的数量信息。在考察小雨事件的时间变化特征与大气层结稳定性和与海表面温度以及环流的关系时分别采用了线性回归和相关分析的方法。其中线性回归分析和相关分析都采用 t 检验的方法验证其显著性。

2 结果

2.1 中国小雨事件的长期变化趋势

先前的研究^[16~18]主要关注中国东部小雨的长期减少,而对东部以外的地区小雨的变化分析较少,而且都是以固定阈值来定义小雨。我们根据百分位的方法确定的小雨阈值,分析了夏半年和冬半年中国的小雨事件的长期变化特征。

图2(a)为1961~2010年夏半年中国622站小雨事件的长期变化趋势,可以发现中国东部(100°E以东)小雨事件以减少为主,西北地区(100°E以西,30°N以北)虽然增加的站点占多数,但大部分站点的小雨事件的长期变化趋势并不是很显著。从区域平均的结果来看,夏半年东部小雨事件10 a减少0.9 d,相当于10 a减少了3.0%(图2(b)),通过99%的信度检验;而西北地区小雨事件没有明显的长期趋势(图2(c))。

图2(d)为1961~2009年冬半年中国622站小雨事件的长期变化趋势,中国东部小雨事件还是以减少为主,但北方减少并不是很显著,尤其是东北,部分站点还有增加的趋势,西北地区大部分站点小雨事件都有增加的趋势。从区域平均的结果来看,冬半年东部小雨事件10 a减少0.8 d,相当于10 a减少了3.0%(图2(e)),而西北地区小雨事件10 a增加了0.6 d,相当于10 a增加了4.1%(图2(f)),都通过了99%的信度检验。

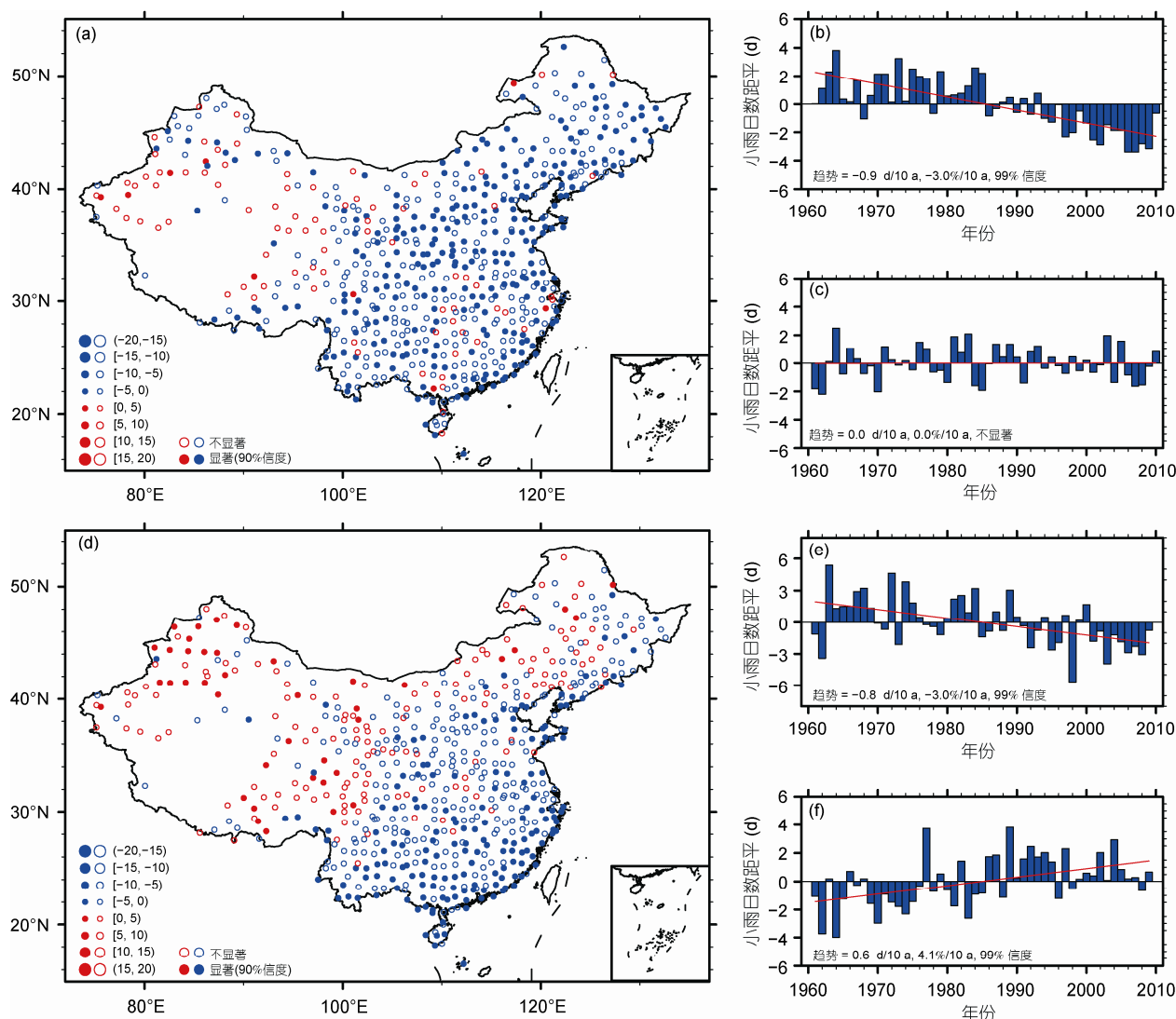


图2 1961~2010年中国平均小雨日数长期趋势和距平

(a)~(c) 夏半年; (d)~(f) 冬半年. (a)和(d), 中国 622 站小雨日数的长期趋势(d/10 a); (b)和(e), 东部(100°E 以东)平均小雨日数距平; (c)和(f), 西北(100°E 以西, 30°N 以北)平均小雨日数距平

2.2 北半球中高纬小雨事件的时空变化特征

分别对 1961~2010 年夏半年和冬半年北半球中高纬 3033 个站小雨日数进行经验正交函数(EOF)分解, 得到夏半年和冬半年小雨事件的前两个模态和对应的时间系数, 如图 3 所示, 其中夏半年前两模态解释方差分别为 10.2%和 5.2%, 冬半年前两模态解释方差分别为 10.3%和 6.5%.

从夏半年小雨日数 EOF 分解的前两模态的时间系数(PC, 图 3(c), (d))可以看出北半球中高纬小雨事件都表现为长时间尺度的变化, PC1 为 1961~2010 年

50 a 的长期变化, PC2 为 1961~2010 年前后 20 多年(主要指 1961 年至 20 世纪 80 年代早期和 20 世纪 80 年代后期至 2010 年)相反的长期变化. 第一模态(EOF1, 图 3(a))主要表现为北美大陆、南欧与包括中欧、东欧、北亚(乌拉尔山以东地区, 约 60°E 以东)和中国东部在内的欧亚大陆绝大部分地区反位相的变化特征, 时间系数 PC1 主要表现为近 50 a 的长期增加的变化, 说明 1961~2010 年北美大陆、南欧小雨事件在长期增加, 而欧亚大陆大部分地区(中欧、东欧、北亚和中国东部)小雨事件在长期减少, 其中中国东部小雨事件的减少尤为明显. 第二模态(EOF2, 图 3(b))则主要

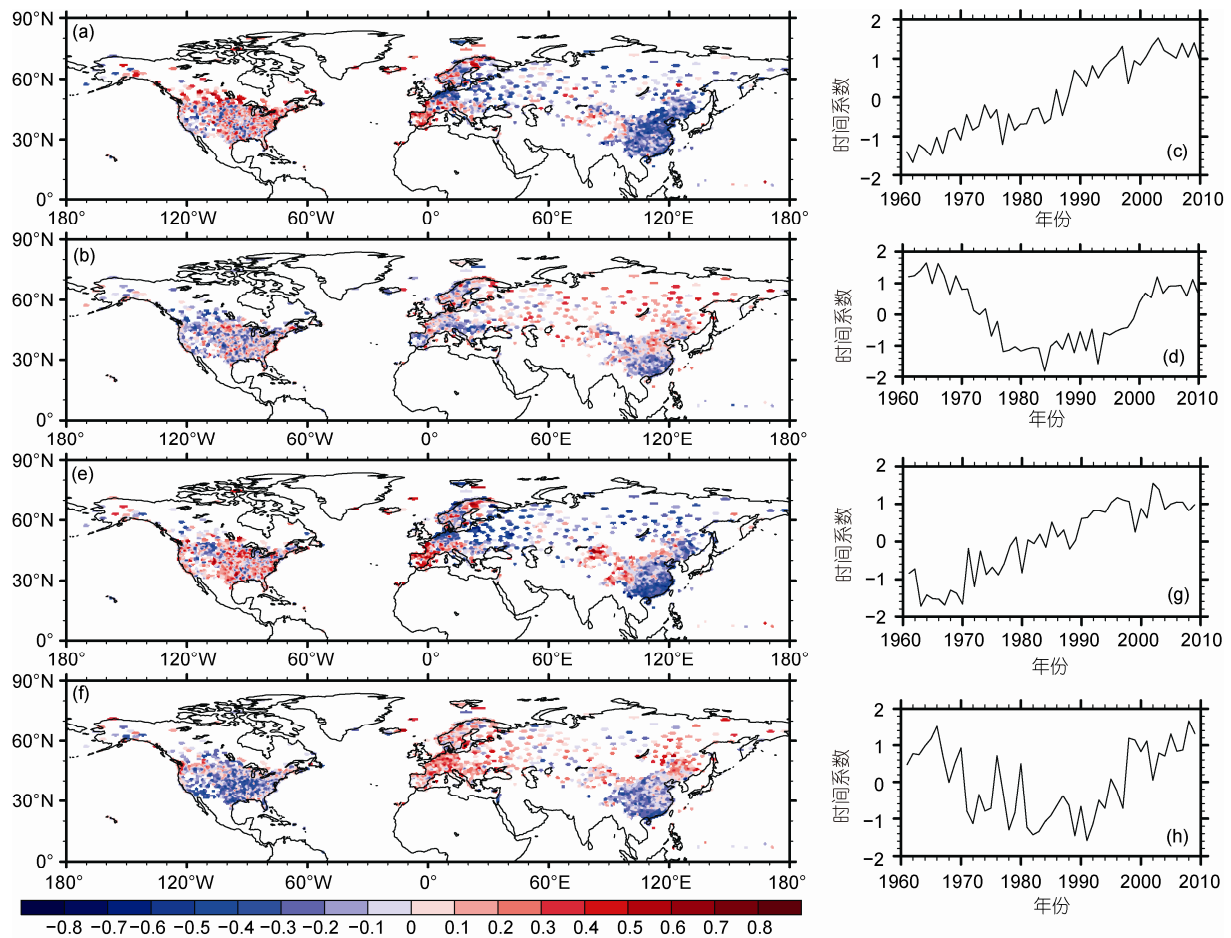


图3 1961~2010年夏半年((a)~(d))和冬半年((e)~(h))北半球中高纬小雨日数经验正交函数(EOF)分解的第一模态(EOF1; (a), (e))和第二模态(EOF2; (b), (f))以及对应的时间系数(PC1, PC2; (c), (d), (g), (h))

表现为北美大陆、南欧和中国南方与 45°N 以北的欧亚大陆大部分地区尤其是北亚地区反位相的变化特征,而时间系数PC2主要表现为1961年至20世纪80年代早期减少、20世纪80年代后期至2010年增加,说明1961年至20世纪80年代早期北美大陆、南欧和中国南方小雨事件增加,而 45°N 以北的欧亚大陆大部分地区小雨事件减少,20世纪80年代后期至2010年北美大陆、南欧和中国南方小雨事件减少,而 45°N 以北的欧亚大陆大部分地区小雨事件增加。

冬半年小雨日数EOF分解的前两模态的时间系数(PC, 图3(g), (h))与夏半年的结果类似,PC1表现为1961~2009年(2010年1~3月归为2009年冬半年)49 a的长期变化,PC2为1961~2009年前后20多年(1961年至20世纪80年代早期和20世纪80年代后期至2009年)相反的长期变化。第一模态(EOF1, 图3(e))

也是与夏半年的模态类似,与夏半年不同,中国西北地区有明显的变化。冬半年第一模态(EOF1)主要表现为北美大陆、南欧和中国西北地区与包括中欧、东欧、北亚和中国东部在内的欧亚大陆绝大部分地区反位相的变化特征,说明冬半年北美大陆、南欧和中国西北地区小雨事件长期增加,而欧亚大陆大部分地区(中欧、东欧、北亚和中国东部)小雨事件长期减少。冬半年的第二模态(EOF2, 图3(f))也是与夏半年的第二模态相似,但南欧地区与夏半年相反,主要表现为北美大陆、中国南方和华北与 40°N 以北的欧亚大陆(欧洲和北亚以及中国东北地区)反位相的变化特征,说明1961年至20世纪80年代早期北美大陆、中国南方和华北小雨事件增加,而 40°N 以北的欧亚大陆小雨事件减少,20世纪80年代后期至2009年北美大陆、中国南方和华北小雨事件减少,而 40°N 以北的

欧亚大陆小雨事件增加.

3 讨论

降水的发生一般都需要有垂直上升运动,而垂直上升运动又与大气本身的层结状态有关,也就是与大气中的温度和湿度的垂直分布有关.不稳定的层结对流发展旺盛,有利强降水的发生,而稳定层结对流受到抑制,不利于强降水的发生^[32].那么大气层结稳定度变化可能与小雨事件的变化有关.当大气层结稳定度增强,垂直上升运动减弱,降水主要以弱降水为主,有利于小雨的发生,小雨事件增加;而大气层结稳定度减弱时,垂直上升运动加强,降水强度增加,小雨事件减少.从前面的分析可知,无论夏半年和冬半年北半球中高纬小雨日数的经验正交函数的第一模态都表现为 1961~2010 年 50 a 的长期变化.本节主要考察北半球中高纬小雨事件的长期变化是否与大气层结稳定度的长期变化有关.

图 4(a), (b)分别为 NCEP/NCAR 气温再分析数据和 Hadley 气温探空数据、CRU 地面气温数据所得到

的 1961~2010 年夏半年的对流层低层的下上温差(下层气温减上层气温)的长期变化趋势. NCEP/NCAR 再分析资料(图 4(a))表明近 50 a 北美中纬度 1000 和 700 hPa 气温差减小, CRU 地面气温和 Hadley 的 700 hPa 探空气温差也是显示长期减小的趋势(图 4(b)), 表明大气层结稳定度增强, 有利于小雨的发生, 小雨事件增多. 前面分析可知, 夏半年北美小雨事件也是增多的. 小雨事件减少的中欧、东欧、北亚和中国东部下上温差增大、稳定度减弱(图 4(a), (b)), 不利于小雨事件的发生, 小雨事件减少. 虽然冬半年北美中纬度地区和南欧 CRU 的地面气温和 700 hPa 探空气温差变化不显著(图 4(e)), 但还是以减小为主(由于不显著图中未显示), 而且再分析资料显示下上温差减小、稳定度增强, 有利于小雨的发生, 小雨事件增多. 而冬半年北美和南欧小雨事件也是增多的. 冬半年中欧、东欧、北亚和中国东部 CRU 地面气温与 700 hPa 探空气温差显著增大, 再分析资料也是显示下上温差增大(中国华南除外), 层结稳定度减弱(图 4(d), (e)), 不利于小雨事件的发生, 小雨事件减少. 而冬半年这

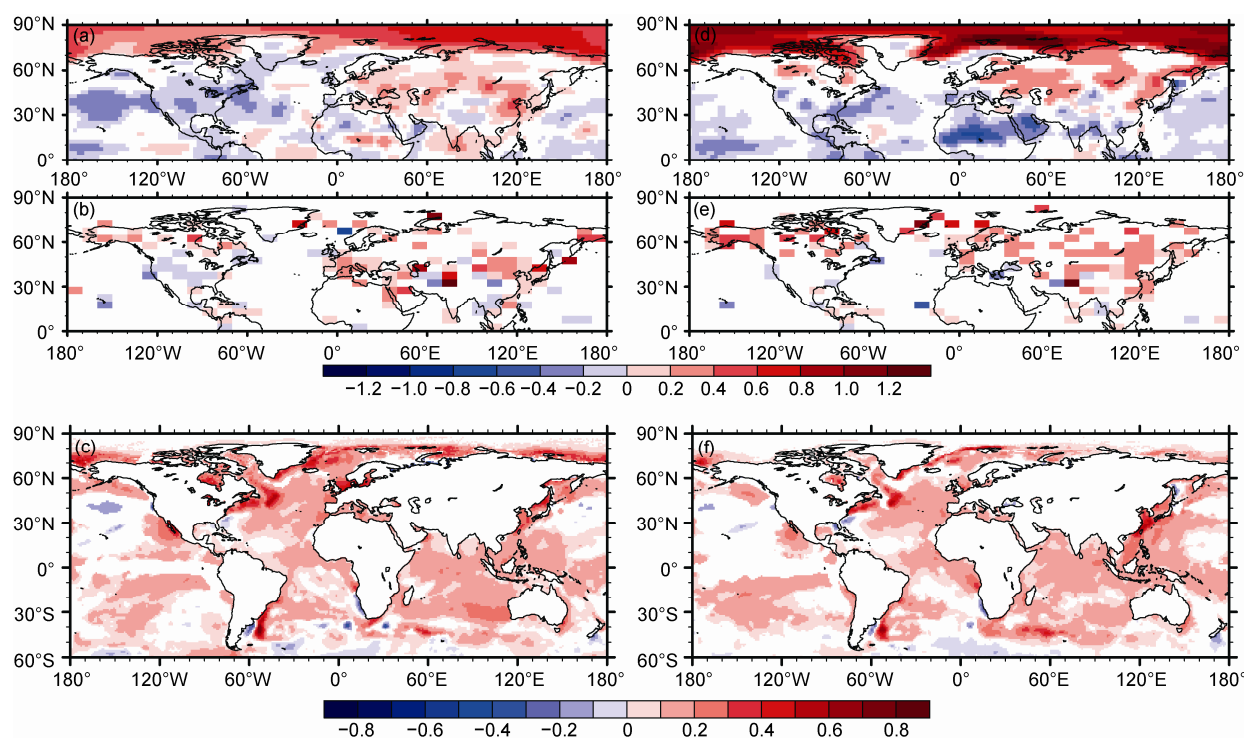


图 4 1961~2010 年夏半年((a)~(c))和冬半年((d)~(f))北半球对流层低层的下上温差的长期趋势((a), (b), (d), (e), $^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$)和海表面温度(SST)的长期趋势((c), (f), $\text{K}/10\text{ a}$)

(a)和(d)为 NCEP/NCAR 再分析资料 1000 与 700 hPa 气温差的长期趋势, (b)和(e)为 CRU 地面气温与 Hadley 中心的 700 hPa 探空气温差的长期趋势. 填色区表示通过 90%信度检验

些地区小雨事件都是减少的. 再分析资料显示冬半年中国华南和西北地区下上温差减小为主, 层结稳定度增强(图 4(d)), 但与观测和探空资料的结果不一致, CRU 的地面气温和探空气温的结果表明中国华南和西北层结稳定度减弱(图 4(e)), 所以还很难确定这两个地区小雨事件的长期变化是否跟层结稳定度的变化有关. 大部分区域都满足大气层结稳定度增强小雨事件增加、大气层结稳定度减弱小雨事件减少的关系, 但也有例外, 比如: 夏半年观测资料表明南欧地区地面气温与 700 hPa 气温差增大、稳定度减弱(图 4(b)), 但南欧地区小雨事件增加, 这可能有另外的局地因素的影响. 本文只讨论大范围小雨事件变化的可能原因, 区域尺度的雨型变化可能有其更复杂的原因, 我们在今后的工作中将加以研究.

图 4(c), (f) 分别为夏半年和冬半年海表面温度的长期变化趋势, 从图可知全球海温基本一致增暖. 许多研究^[2,33-35]也已经指出全球地表(海面 and 陆面)温度和对流层的温度持续增温. 海温升高有利于蒸发的加强和水汽增多, 水汽凝结的潜热释放有利于上层大气的加热, 地球表面的温度升高也会使得近地面的气温升高, 上下层的增暖不一致使得大气层结稳定度发生变化, 从而影响小雨事件的变化.

此外, 夏半年和冬半年 EOF 分解的第一模态显示北美、南欧小雨增多, 这与 Qian 等人^[20]的北美、欧洲(包括南欧)小雨事件减少的分析结果不同, 这可能与定义小雨的阈值偏大和选取站点的标准偏低(每年缺测值小于全年日数的 10%, 相当于 36 d/a)导致缺测值较多进而影响其结果有关.

许多研究^[36-42]都发现北半球中高纬的降水和极端降水事件与海温和环流有关. 为了进一步分析小雨事件的第二模态与海温和环流的关系, 我们用相关分析的方法, 用夏半年和冬半年小雨日数 EOF 分解的第二模态的时间系数(PC2)与同期的全球海表面温度和海平面气压场作相关, 如图 5 所示. 从图 5(a), (c)可知, 夏半年和冬半年 PC2 与北大西洋和北太平洋的海温都有显著的相关. 北大西洋海温有多十年尺度的年代际变化, 称为北大西洋年代际振荡(AMO), 对北美、欧洲和亚洲的气候都有一定影响^[43-46]. 我们计算了 AMO 指数^[47]与夏半年和冬半年 PC2 的相关, 结果相关系数分别为 0.56 和 0.76, 远高于 99% 信度检验的临界值 0.36.

前人的观测和模式结果^[45,46,48]显示, 在夏季,

AMO 的暖位相时, 北美降水和径流减少, 而欧洲降水增多. 说明 AMO 与北美夏季降水存在负相关的关系, 而与欧洲夏季降水有正相关的关系. 1961 年至 20 世纪 80 年代早期 AMO 正好处于暖位相向冷位相转变的时期, 而 20 世纪 80 年代后期开始则由冷位相向暖位相转变(图略), 其变化与 PC2 的变化相似. 前面的分析可知, 夏半年北半球中高纬小雨事件的第二模态表现为 1961 年至 20 世纪 80 年代早期北美小雨事件增多, 欧洲(南欧除外)减少, 20 世纪 80 年代后期至 2010 年小雨事件趋势发生转变. 这表明 AMO 与小雨事件的第二模态、反映的北美小雨事件的变化负相关, 而与欧洲大部小雨事件的变化正相关. Sutton 等人^[45]的研究发现, 在夏季, AMO 暖位相时, 大西洋上对应着两个低压异常中心, 一个位于美国东南方向, 另一个位于欧洲以西方向, 并指出这两个异常中心与北美和欧洲降水有密切的联系, 但并未解释这两个异常中心如何影响北美和欧洲的降水. 从第二模态的时间系数(PC2)与海平面气压的相关(图 5(b))可以看出, 大西洋上也存在两个显著负相关的区域, 北部的显著相关区域与 AMO 暖位相时的欧洲西边的异常中心一致, 南部的显著相关区域也是位于美国东南方向的大西洋上, 但偏东偏南. 所以 AMO 可能与北美和欧洲的夏季小雨事件第二模态的变化有联系, AMO 影响降水和降水日数的变化, 作为降水事件的主要部分的小雨事件可能与降水量和降水日数变化一致, 所以小雨事件第二模态主要表现为前后相反的变化趋势. 但小雨事件是否与降水和降水日数的变化一致还需进一步研究. Li 等人^[44]和 Wang 等人^[43]用实测降水资料发现 AMO 暖位相时, 秋季和冬季中国华南降水偏少, 说明 AMO 与秋季和冬季华南的降水负相关, 这与冬半年的 EOF2 华南为负异常区域相对应, 但 AMO 影响东亚气候的机制还不明确, 需要进一步研究^[49]. 虽然没有研究指出 AMO 与北美和欧洲的冬季和秋季的降水有明显的联系, 但 Knight 等人^[48]的模式的结果显示, AMO 与欧洲秋季和冬季降水有一定的正相关关系, 这也与 EOF2 欧洲为正异常区域一致, 而且秋季和冬季 AMO 与大西洋和欧洲地区的海平面气压都有显著地负相关的关系, 这与 PC2 与冬半年海平面气压的相关模态(图 5(d))相似. 所以 AMO 也可能与冬半年小雨事件的变化有关. 但需要指出的是, AMO 是多 10 a 尺度的振荡, 具有 65~80 a 的周期^[49], 而本文研究的时段只有 50 a,

所以要确定 AMO 与小雨事件的第二模态的变化是否有关还需要更长的降水资料来验证。

北太平洋海温 1961 年至 20 世纪 80 年代早期降温, 20 世纪 80 年代后期之后增温(图略), 所以夏半年和冬半年小雨事件的第二模态的时间系数(PC2)与北太平洋海温有显著的相关。虽然夏半年和冬半年 PC2 与北太平洋海温有显著地正相关, 但本研究并未找到其与小雨事件的第二模态变化的可能联系。北太平洋海温年代际变化的暖位相时, 海平面气压场上一个明显的变化就是阿留申低压减弱, 冷位相时则相反^[50]。而无论夏半年和冬半年 PC2 与阿留申低压都没有显著的相关(图 5(b), (d))。此外, 北大西洋海温暖位相时东南沿海降水偏多, 冷位相时则偏少^[51,52]。二者有正相关关系, 而小雨事件第二模态(EOF2)在东南沿海为负异常(图 3(b), (f)), 不能用降水增多或减少小雨事件也随之相应变化来解释。

4 总结

本文首先利用中国 622 站的逐日降水资料分析了 1961~2010 年夏半年和冬半年中国小雨事件的长期变化, 结果表明近 50 a 中国东部小雨事件呈现显著减少的趋势, 夏半年和冬半年分别每 10 a 减少 0.9 和 0.8 d, 都相当于每 10 a 减少了 3.0%; 西北地区夏半年

小雨事件的长期变化趋势不明显, 而冬季呈现显著增多的趋势, 每 10 a 增加 0.6 d, 相当于 10 a 增加了 4.1%。

为了从更大的空间尺度看小雨事件的变化, 本文利用北半球站点实测逐日降水数据, 通过 EOF 分解的方法分别得到了夏半年和冬半年北半球中高纬小雨事件的前两个模态和对应的时间系数。结果表明, 1961~2010 年夏半年和冬半年北半球中高纬小雨事件的前两模态的时间系数主要表现为长时间尺度的变化, 而且第一模态的时间系数都表现为 1961~2010 年长期变化的特征, 第二模态的时间系数表现为 1961~2010 年前后 20 多年(1961 年至 20 世纪 80 年代早期和 20 世纪 80 年代后期至 2010 年)相反的长期变化特征。夏半年和冬半年第一模态(EOF1)都主要表现为 1961~2010 年北美大陆、南欧小雨事件在长期增加, 而欧亚大陆大部分地区(中欧、东欧、北亚和中国东部)小雨事件在长期减少。冬半年还表现为中国西北地区小雨事件长期增加。夏半年的第二模态(EOF2)主要表现为 1961 年至 20 世纪 80 年代早期北美大陆、南欧和中国南方小雨事件增加, 而 45°N 以北的欧亚大陆大部分地区小雨事件减少, 20 世纪 80 年代后期至 2010 年北美大陆、南欧和中国南方小雨事件减少, 而 45°N 以北欧亚大陆大部分地区小雨

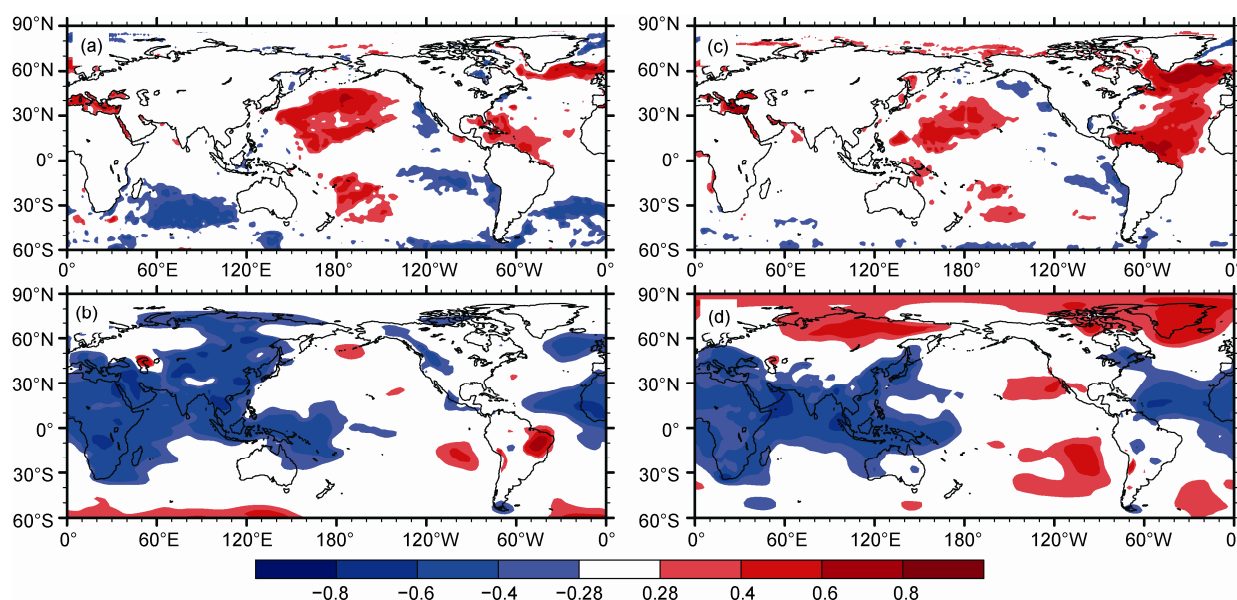


图 5 1961~2010 年夏半年((a), (b))和冬半年((c), (d))北半球中高纬小雨日数经验正交函数(EOF)分解的第二模态的时间系数(PC2)与海洋表面温(SST, (a), (c))和海平面气压(SLP, (b), (d))的相关分布

填色区表示通过 95%信度检验

事件增加. 冬半年的第二模态(EOF2)主要表现为1961至20世纪80年代早期北美大陆、中国南方和华北小雨事件增加, 而40°N以北的欧亚大陆小雨事件减少, 20世纪80年代后期到2009年北美大陆、中国南方和华北小雨事件减少, 而40°N以北的欧亚大陆小雨事件增加.

本文最后讨论了小雨事件 EOF 分解的前两模态的可能原因. 从第一模态所反映的近 50 a 小雨事件

的长期变化与大气层结稳定度长期变化的关系来看, 大部分区域都满足大气层结稳定度增强小雨事件增加, 大气层结稳定度减弱小雨事件减少的关系. 大气层结稳定度的长期变化可能是小雨事件长期变化的原因. 而大气层结稳定度的变化可能与全球变暖相联系的对流层低层上下变暖不一致有关. 而第二模态可能与AMO有关, 但其影响机制等还不是很清楚, 仍需要通过资料和模式进一步的分析研究.

参考文献

- 1 Trenberth K E. Changes in precipitation with climate change. *Clim Res*, 2011, 47: 123–138
- 2 Trenberth K E, Jones P D, Ambenje P, et al. Observations: Surface and atmospheric climate change. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al., eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press, 2007. 235–336
- 3 马柱国, 符淙斌. 1951~2004年中国北方干旱化的基本事实. *科学通报*, 2006, 51: 2429–2439
- 4 Liu B H, Xu M, Henderson M, et al. Observed trends of precipitation amount, frequency, and intensity in China, 1960–2000. *J Geophys Res*, 2005, 110: D08103
- 5 Wang Y Q, Zhou L. Observed trends in extreme precipitation events in China during 1961–2001 and the associated changes in large-scale circulation. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L17708
- 6 Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J Clim*, 2005, 18: 1096–1108
- 7 李娟, 董文杰, 严中伟. 中国东部1960~2008年夏季极端温度与极端降水的变化及其环流背景. *科学通报*, 2012, 57: 641–646
- 8 陈发虎, 黄伟, 靳立亚, 等. 全球变暖背景下中亚干旱区降水变化特征及其空间差异. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41: 1647–1657
- 9 Zolina O, Simmer C, Belyaev K, et al. Improving estimates of heavy and extreme precipitation using daily records from European rain gauges. *J Hydrometeor*, 2009, 10: 701–716
- 10 Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J Geophys Res*, 2006, 111: D05109
- 11 Easterling D R, Evans J L, Groisman P Y, et al. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bull Am Meteorol Soc*, 2000, 81: 417–425
- 12 Karl T R, Knight R W. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bull Am Meteorol Soc*, 1998, 79: 231–241
- 13 Trenberth K E, Dai A, Rasmussen R M, et al. The changing character of precipitation. *Bull Am Meteorol Soc*, 2003, 84: 1205–1217
- 14 Michaels P J, Knappenberger P C, Frauenfeld O W, et al. Trends in precipitation on the wettest days of the year across the contiguous USA. *Int J Climatol*, 2004, 24: 1873–1882
- 15 Groisman P Y, Karl T R, Easterling D R, et al. Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Clim Change*, 1999, 42: 243–283
- 16 Qian W H, Fu J K, Yan Z W. Decrease of light rain events in summer associated with a warming environment in China during 1961–2005. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L11705
- 17 Fu J L, Qian W H, Lin X, et al. Trends in graded precipitation in China from 1961 to 2000. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 267–278
- 18 Qian Y, Gong D Y, Fan J W, et al. Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. *J Geophys Res*, 2009, 114: D00K02
- 19 Liu B, Xu M, Henderson M. Where have all the showers gone? Regional declines in light precipitation events in China, 1960–2000. *Int J Climatol*, 2010, 31: 1177–1191
- 20 Qian Y, Gong D Y, Leung R. Light rain events change over North America, Europe, and Asia for 1973–2009. *Atmos Sci Lett*, 2010, 11: 301–306
- 21 Menne M J, Durre I, Vose R S, et al. An overview of the global historical climatology network-daily database. *J Atmos Ocean Technol*, 2012, 29: 897–910

- 22 Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. SOLA, 2009, 5: 137–140
- 23 Thorne P W, Parker D E, Tett S F B, et al. Revisiting radiosonde upper air temperatures from 1958 to 2002. J Geophys Res, 2005, 110: D18105
- 24 Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. J Geophys Res, 2003, 108: 4407
- 25 Jones P D, Lister D H, Osborn T J, et al. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. J Geophys Res, 2012, 117: D05127
- 26 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Am Meteorol Soc, 1996, 77: 437–471
- 27 Klein Tank A M G, Wijngaard J B, Können G P, et al. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment. Int J Climatol, 2002, 22: 1441–1453
- 28 Durre I, Menne M J, Gleason B E, et al. Comprehensive automated quality assurance of daily surface observations. J Appl Meteorol Climatol, 2010, 49: 1615–1633
- 29 Bonsal B R, Zhang X, Vincent L A, et al. Characteristics of daily and extreme temperatures over Canada. J Clim, 2001, 14: 1959–1976
- 30 翟盘茂, 潘晓华. 中国北方近 50 年温度和降水极端事件变化. 地理学报, 2003, 58: 1–10
- 31 吴洪宝, 吴蕾. 气候变率诊断和预测方法. 北京: 气象出版社, 2005. 15–33
- 32 陈佑淑, 蒋瑞宾. 气象学. 北京: 气象出版社, 1989. 206–207
- 33 Hansen J, Sato M, Ruedy R, et al. Global temperature change. Proc Natl Acad Sci USA, 2006, 103: 14288–14293
- 34 Mears C A, Wentz F J. The effect of diurnal correction on satellite-derived lower tropospheric temperature. Science, 2005, 309: 1548–1551
- 35 Vinnikov K Y, Grody N C. Global warming trend of mean tropospheric temperature observed by satellites. Science, 2003, 302: 269–272
- 36 周波涛. 冬季澳大利亚东侧海温与长江流域夏季降水的联系及可能物理机制. 科学通报, 2011, 56: 1301–1307
- 37 Yang F L, Lau K M. Trend and variability of China precipitation in spring and summer: Linkage to sea-surface temperatures. Int J Climatol, 2004, 24: 1625–1644
- 38 Lau K M, Lee J Y, Kim K M, et al. The North pacific as a regulator of summertime climate over Eurasia and North America. J Clim, 2004, 17: 819–833
- 39 张永领, 丁裕国. 我国东部夏季极端降水与北太平洋海温的遥相关研究. 南京气象学院学报, 2004, 35: 244–252
- 40 Ye H. Characteristics of winter precipitation variation over northern Central Eurasia and their connections to sea surface temperatures over the Atlantic and Pacific oceans. J Clim, 2001, 14: 3140–3155
- 41 Higgins R W, Schemm J K E, Shi W, et al. Extreme precipitation events in the western United States related to tropical forcing. J Clim, 2000, 13: 793–820
- 42 Ting M, Wang H. Summertime US precipitation variability and its relation to Pacific sea surface temperature. J Clim, 1997, 10: 1853–1873
- 43 Wang Y, Li S, Luo D. Seasonal response of Asian monsoonal climate to the Atlantic multidecadal oscillation. J Geophys Res, 2009, 114: D02112
- 44 Li S, Bates G. Influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the winter climate of East China. Adv Atmos Sci, 2007, 24: 126–135
- 45 Sutton R T, Hodson D L R. Atlantic ocean forcing of North American and European summer climate. Science, 2005, 309: 115–118
- 46 Enfield D B, Mestas, Nuñez A M, et al. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. Geophys Res Lett, 2001, 28: 2077–2080
- 47 Trenberth K E, Shea D J. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. Geophys Res Lett, 2006, 33: L12704
- 48 Knight J R, Folland C K, Scaife A A. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. Geophys Res Lett, 2006, 33: L17706
- 49 李双林, 王彦明, 郜永祺. 北大西洋年代际振荡(AMO)气候影响的研究评述. 大气科学学报, 2009, 23: 458–465
- 50 Latif M, Barnett T P. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. J Clim, 1996, 9: 2407–2423
- 51 武炳义, 张人禾. 20 世纪 80 年代后期西北太平洋夏季海表温度异常的年代际变化. 科学通报, 2007, 52: 1190–1194
- 52 李崇银, 朱锦红, 孙照渤. 年代际气候变化研究. 气候与环境研究, 2002, 7: 209–219