

Analysis on the Circulation Characteristics of Summer Precipitation Conversion in North China

Lisheng Hao^{1,2}, Yihui Ding³

¹TianJin Meteorological Bureau, Tianjin

²Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration (CMA), Lanzhou Gansu

³National Climate Center, Beijing

Email: hls54515@163.com

Received: Jun. 26th, 2015; accepted: Jul. 11th, 2015; published: Jul. 15th, 2015

Copyright © 2015 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

In this paper, a comprehensive analysis on decadal shift of precipitation rainfall pattern and circulation characteristics during summer in North China is made based on such data as daily precipitation, general atmospheric circulation reanalyzed by NCEP/NCAR. The results of the analysis indicate that: 1) The shift of precipitation rainfall pattern during summer in Eastern China can be divided into 5 periods, *i.e.*, 1961-1965 with significantly more rainfall both in North China and Northeast China, 1966-1980 with more rainfall in North China but normally less rainfall in Northeast China, 1981-2000 with more rainfall in Northeast China but normally less rainfall in North China, 2001-2010 with less rainfall in North China and Northeast China but significantly more rainfall in Huaihe River Basin, and 2011-2013 with more rainfall in North China and Northeast China but less rainfall in Yangtze-Huaihe River Basin. 2) In recent years, the precipitation in rainy season (summer) in North China and Northeast China is similar to that during 1961-1965, which is significantly high. However, the circulation pattern is significantly different from that during 1961-1965. For the sea-level pressure field in summer, the low-pressure center in Mongolia was located in South Central Mongolia during 1961-1965, with low pressure trough significantly deepened; while it was located in Eastern Mongolia and toward North China and Northeast China during 2011-2013, with low pressure trough significantly weakened. At 500 hPa height field, Siberia trough and North China trough were deepened but Baikal Lake Ridge was weakened during 1961-1965. Besides, the "step trough" brought more rainfall to North China and Northeast China. During 2011-2013, however, the Baikal Lake Ridge was normal, the geopotential height of Okhotsk Sea was increased, the subtropical high was located northward, and the blocking effect by the eastern part on the North China trough was strengthened, resulting in more rainfall during summer in North China and Northeast China. At 850 hPa wind field, southerly wind was obviously

abnormal in East Asia and strong cyclonic circulation anomaly also occurred in Mongolian region during 1961-1965. Wind direction convergence was caused in the west of North China and North-east China with the southerly airflow in East Asia, resulting in abnormally more rainfall in North China and Northeast China. During 2011-2013, however, south wind was normal in East Asia but southeast wind was obviously abnormal, with wind speed significantly lower than that of southerly wind during 1961-1965. Moreover, there was no dynamic condition created by cyclonic circulation convergence in Mongolian region. As a result, the rainfall in summer in North China and Northeast China is more than that under normal condition but less than that during 1961-1965. Therefore, similar to the period of 1961-1965, the precipitation in North China and Northeast China has increased significantly in recent years, but the circulation characteristics are markedly different. A significant difference was that the southerly wind was abnormal during 1961-1965 (namely the summer monsoon in East Asia was strong); while the southeast wind was abnormal during 2011-2013 (namely the summer monsoon in East Asia was not markedly strong).

Keywords

North China, Summer, Precipitation, Conversion, Circulation Characteristics

华北夏季降水转型环流特征分析

郝立生^{1,2}, 丁一汇³

¹天津市气象局, 天津

²中国气象局兰州干旱气象研究所/中国气象局干旱气候变化与减灾重点实验室, 甘肃 兰州

³国家气候中心, 北京

Email: hls54515@163.com

收稿日期: 2015年6月26日; 录用日期: 2015年7月11日; 发布日期: 2015年7月15日

摘要

本文利用日降水量资料和NCEP/NCAR再分析大气环流等资料,对华北夏季降水雨型年代际转换及环流特征作综合分析,结果表明:1)我国东部夏季降水型的转换可划为5个时段,1961~1965年华北、东北都明显多雨;1966~1980年华北多雨,东北正常偏少;1981~2000年东北多雨,华北正常偏少;2001~2010年华北、东北少雨,淮河流域明显偏多;2011~2013年华北、东北多雨,江淮流域偏少。2)近几年华北、东北夏季雨季与1961~1965年相似,降水量明显偏多,但环流形势与1961~1965年有明显不同。在夏季,海平面气压场上,1961~1965年,蒙古低压中心位于蒙古中南部,低压显著加深;而2011~2013年,蒙古低压中心位于蒙古东部至华北、东北地区,低压明显偏弱。在500 hPa高度场上,1961~1965年,西伯利亚槽、华北槽都有所加深,贝加尔湖脊减弱,“阶梯槽”的形势造成华北、东北降水偏多;而2011~2013年,贝加尔湖脊正常,鄂霍次克海位势高度升高,副高偏北,华北槽受东部阻挡的作用加强,结果造成华北、东北夏季降水偏多。在850 hPa风场上,1961~1965年,东亚有明显偏南风异常,蒙古地区有强大气旋性环流异常,与东亚偏南气流在华北、东北西侧产生风向辐合,造成华北、东北降水异常偏多;而2011~2013年,东亚地区无南风异常,但有明显的东南风异常,风速明显小于1961~1965年偏南风,再加上蒙古地区无气旋性环流辐合带来的动力上升条件,造成华北、东北夏季降水虽然比常年偏多,但少于1961~1965年。所以,虽然近年华北和东北夏季降水同时明显增多,与1961~1965年类似,但环流特征明显不同,突出的是1961~1965年为偏南风异常,即东亚夏季风偏强,而2011~2013年为东南风异常,而东亚夏季风并无明显加强。

关键词

华北, 夏季, 降水, 转型, 环流特征

1. 引言

华北地区由于受季风气候的影响, 降水季节分配不均, 降水量高度集中在夏季, 约占全年降水量的 65%, 是我国东部地区降水集中程度最大的一个地区。因每年东亚夏季风来临迟早不一, 强弱变化差异显著, 常常造成华北夏季旱涝灾害的发生, 会造成严重经济损失[1]。关于东亚夏季风与降水的关系及预测技术问题一直倍受关注[2]-[4]。竺可桢和李良骥[5]、涂长望和黄士松[6]最早开展东亚季风与华北夏季降水的关系研究, 之后取得很多成果。例如近 60 年华北降水量减少趋势与东亚夏季风减弱有很好的对应关系[7]-[9], 随着东亚夏季风的年代际减弱, 华北地区夏季降水量减少, 而长江流域降水量增多, 使得我国东部地区降水呈现出“南涝北旱”的分布特征。

气候转型与人类社会发展密切相关[10]。最近几年华北夏季降水明显偏多, 我国“南涝北旱”的格局有改变的迹象。因此, 关于华北降水转型问题成为了政府和社会关注的热点问题。关于气候转型或降水转型同样引起气象学家的高度关注[11] [12]。张人禾等[13]研究发现, 中国东部夏季气候在 20 世纪 80 年代末出现了一次明显的年代际气候转型, 伴随着这次海温、积雪、大气环流的年代际转型, 80 年代末以后中国东部南方地区夏季降水明显增多。唐佳和武炳义[14]进一步对东亚夏季风及对应降水气候转型作了分析, 认为伴随 20 世纪 90 年代初的年代际转型, 我国北方大部分地区夏季降水减少, 尤其是我国东北北部和长江、黄河之间 105°E 附近区域显著减少, 而华南地区和淮河流域降水显著增加。并从动力上解释我国夏季降水年代际转型特征, 夏季 500 hPa 高度场两个时段(1993~2009 年和 1979~1992 年)的差值分布显示为欧亚大陆北部准纬向遥相关波列, 夏季 850 hPa 风场差值分布表现为贝加尔湖东南侧和日本以南地区存在两个异常反气旋式环流, 而我国南方地区和鄂霍次克海附近均为异常气旋式环流。夏季西北太平洋、北印度洋以及部分中高纬度海洋的海温和春季欧亚大陆积雪在 20 世纪 90 年代初出现显著变化, 春季北极海冰的年代际转型发生在 20 世纪 90 年代初, 都可能成为东亚夏季风年代际转型的原因。

最近, 龚志强等[15]针对 2012 年夏季中国东部降水“南旱北涝”的分布特征, 对比分析近 50 年不同年代中国东部降水的分布型及海洋和环流等影响因素, 结果发现, 1961~1978 年期间, 北太平洋年代际涛动(PDO)处于冷位相, 东亚夏季风偏强, 西太平洋副热带高压偏弱, 北方地区冷空气活动偏弱, 从而有利于南方水汽北上, 造成中国北方地区夏季降水异常偏多; 1979~1992 年间则呈相反特征, 造成 1970 年代末中国东部夏季降水发生了一次年代际尺度的调整。2010 年代后期以来, PDO 由暖位相向冷位相转变, 2012 年北太平洋海温异常偏暖, 西太平洋海温由异常偏暖状态转变为正常略偏冷状态, 东亚夏季风由弱变强, 副高由强变弱, 北方冷系统活动减弱, 这些特征均与 1961~1978 年时段的情况类似, 支持 2012 年作为中国东部夏季降水发生年代际调整的前期信号的可能性。近 10 年 PDO、东亚夏季风(EASM)、副高(WPSH)和贝湖高压(BH)四种指数夏季平均值的演变则进一步说明 2012 年的这种异常特征不仅是年际尺度的振荡, 更可能是前期演化基础上的一种量变到质变的调整。

目前, 华北降水是否转型还存在很大不确定性。本文通过对我国东部夏季降水不同年代的空间南北分布及对应环流特征作对比分析, 进一步认识华北夏季降水转型的特征和规律。

2. 资料与方法

本文用到两种资料: 1) 中国日降水量格点资料。使用国家气象信息中心整理的中国范围降水格点资料, 水平格距 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 时间 1961~2013 年资料。2) 大气环流资料。使用 NCAR/NCEP 再分析的逐日

环流格点资料[16], 水平格距 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 时间 1961~2013 年, 选用要素为海平面气压场、850 hPa 水平风场、500 hPa 高度场。

本文所用的分析方法主要有统计分析、环流合成分析等方法。

3. 华北夏季降水变化

3.1. 华北夏季降水年代际变化

以往采用站点资料分析华北夏季降水变化, 由于所用站点多少不一致, 降水量的区域代表性差, 结论有时会有差异。格点降水资料可以弥补该缺陷, 能够很好地分析区域降水量的整体变化。因为华北地区夏季降水与东北地区夏季降水常常具有很好的一致性, 首先对两地区夏季降水进行简单对比分析。选择区域($110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $35^{\circ}\text{N}\sim 42.5^{\circ}\text{N}$)夏季平均值代表华北地区夏季降水量, 选择区域($120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$)夏季平均值代表东北地区夏季降水量。图 1 是两地夏季降水量变化情况。可以看到, 华北地区夏季降水量平均为 310.7 mm, 东北地区为 351.3 mm, 华北少于东北。1961~2013 年华北与东北两地夏季降水量变化趋势并不完全一致, 1961~1980、1994~2013 年变化基本是一致的, 1981~1993 年两地变化趋势相反。两地降水年代际变化特征都很突出, 华北在 1963 年前后、1977 年前后、1995 年前后和 2012 年前后出现了 4 个极大值, 根据此变化规律推测, 近年华北夏季降水偏多形势不会长久, 未来几年降水量还会减少。

为更好分析多年来华北夏季降水量变化情况, 将我国东部不同纬度夏季降水沿 $110^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 纬线求平均, 得到不同年份不同纬度夏季降水量值, 求出每年的值与 1981~2010 年平均值的百分比, 作纬度—时间剖面图(图 2)。可以看到, 1961~1965 年华北、东北都明显多雨; 1966~1980 年华北多雨, 东北正常偏少; 1981~2000 年东北多雨, 华北正常偏少; 2001~2010 年华北、东北少雨, 淮河流域明显偏多; 2011~2013 年华北、东北多雨, 江淮流域偏少。值得注意的是, 在 1966~1978 年华北降水偏多时正好长江流域偏少, 1993~2002 年长江下游降水明显偏多。从这里可以看出来, 华北夏季降水量与东北、淮河流域、长江下游降水量变化没有固定的对应关系, 但从空间地域上看存在着由北到南、由南到北的摆动规律, 见图 2 上的曲线。据此外推, 近几年应该华北、东北降水偏多, 之后华北偏多。是否存在这样的变化规律, 还需要从环流变化上作进一步对比分析。

3.2. 华北雨季变化

华北夏季降水量存在年代际变化, 对应不同阶段的雨季变化特征如何? 图 3 是 $110^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 范围逐日降水量变化纬度—时间剖面图。在多年平均图上(图 3(a)), 强降水在 6 月中旬以前, 基本都位于长江以南地区; 6 月中下旬开始北移到长江流域, 强度进一步加强; 7 月中旬北移到淮河流域, 长江流域降水突然显著减少; 7 月下旬, 淮河流域强降水继续维持, 同时 35°N 以北降水也突然加强, 分别在华北、东北出现强降水中心; 7 月下旬至 8 月中旬, 淮河流域强降水明显减弱, 长江流域仍然偏少, 华北、东北维持多降水状态; 8 月下旬, 华北、东北强降水中心突然减弱消失, 长江流域降水有所加强但明显小于 6 月长江多降水时段雨量; 9 月中旬以后, 我国东部降水量都迅速减少。可以看到, 强降水中心由江南移到长江、再到淮河是个逐渐推进过程, 而华北、东北强降水中心不是由淮河雨带推过来的, 而是空间跳跃突然出现的, 这说明华北、东北夏季风降水与长江、淮河流域夏季降水变化特征可能有所不同。对应 1961~1965 年华北、东北夏季降水偏多情况(图 3(b)), 4~6 月, 长江以南和长江下游降水明显偏强; 7 月上旬雨带北跳到淮河及以北地区, 长江流域强降水突然显著减弱, 华北降水也开始加强; 7 月中旬, 华北、东北降水明显加强, 淮河流域强降水仍然维持; 8 月下旬, 华北、东北强降水突然减弱消失, 淮河强降水短暂维持后也趋于减弱消失; 8 月末至 9 月, 我国东部降水迅速减弱。总体来看, 这个阶段, 长

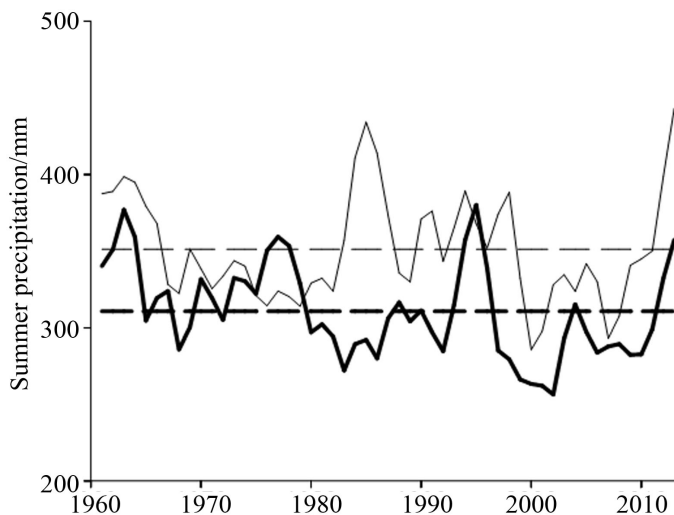


Figure 1. The curves of change against time for the summer precipitation in North China (thick line) and Northeast China (thin line) during 1961-2013. Dashed lines are their precipitation means respectively. Unit: mm

图 1. 1961~2013 年华北(粗线)和东北(细线)夏季降水量变化, 虚线分别是两地降水平均值。单位: mm

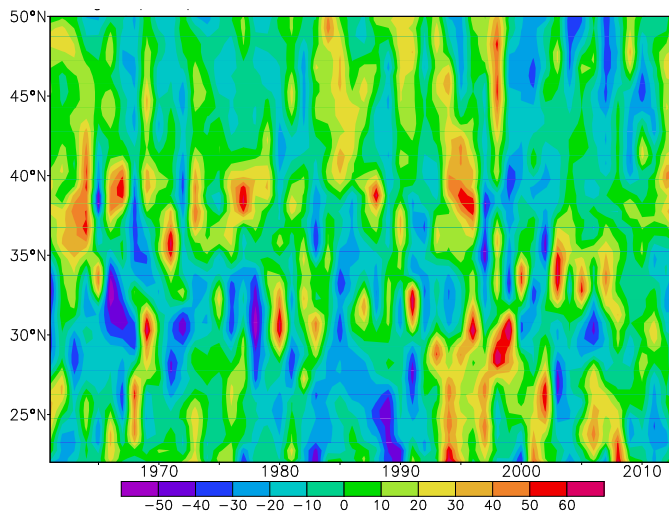


Figure 2. The latitude-time profile of summer precipitation range in 110°E-130°E. Unit: %

图 2. 110°E~130°E 范围夏季降水量纬度-时间剖面图。单位: %

江流域雨季降水明显偏强, 7 月上旬, 长江流域强降水突然停止, 即长江流域雨季结束, 而淮河及以北的华北、东北强降水出现, 雨季开始, 8 月下旬后, 我国东部强降水迅速减弱消失, 雨季结束。对应 1966~1980 年华北夏季降水偏多情况(图 3(c)), 6 月中旬以前, 长江以南和长江下游降水明显偏强; 6 月下旬至 7 月中旬, 雨带北跳到淮河流域, 同时华北降水也开始加强; 7 月下旬, 华北出现明显强降水中心, 长江流域、淮河流域强降水突然减弱消失; 9 月初, 华北强降水突然减弱消失, 而淮河开始出现较强降水中心; 9 月末至 10 月初, 我国东部降水迅速减弱, 雨季结束。对应 2000~2010 年华北夏季降水偏少、淮河流域偏多情况(图 3(e)), 6 月中旬以前, 强降水基本维持在长江以南地区; 6 月下旬, 强降水北移到淮河流域, 同时华北降水也开始加强; 之后, 淮河流域一直维持较强降水直到 9 月中旬, 而华北降

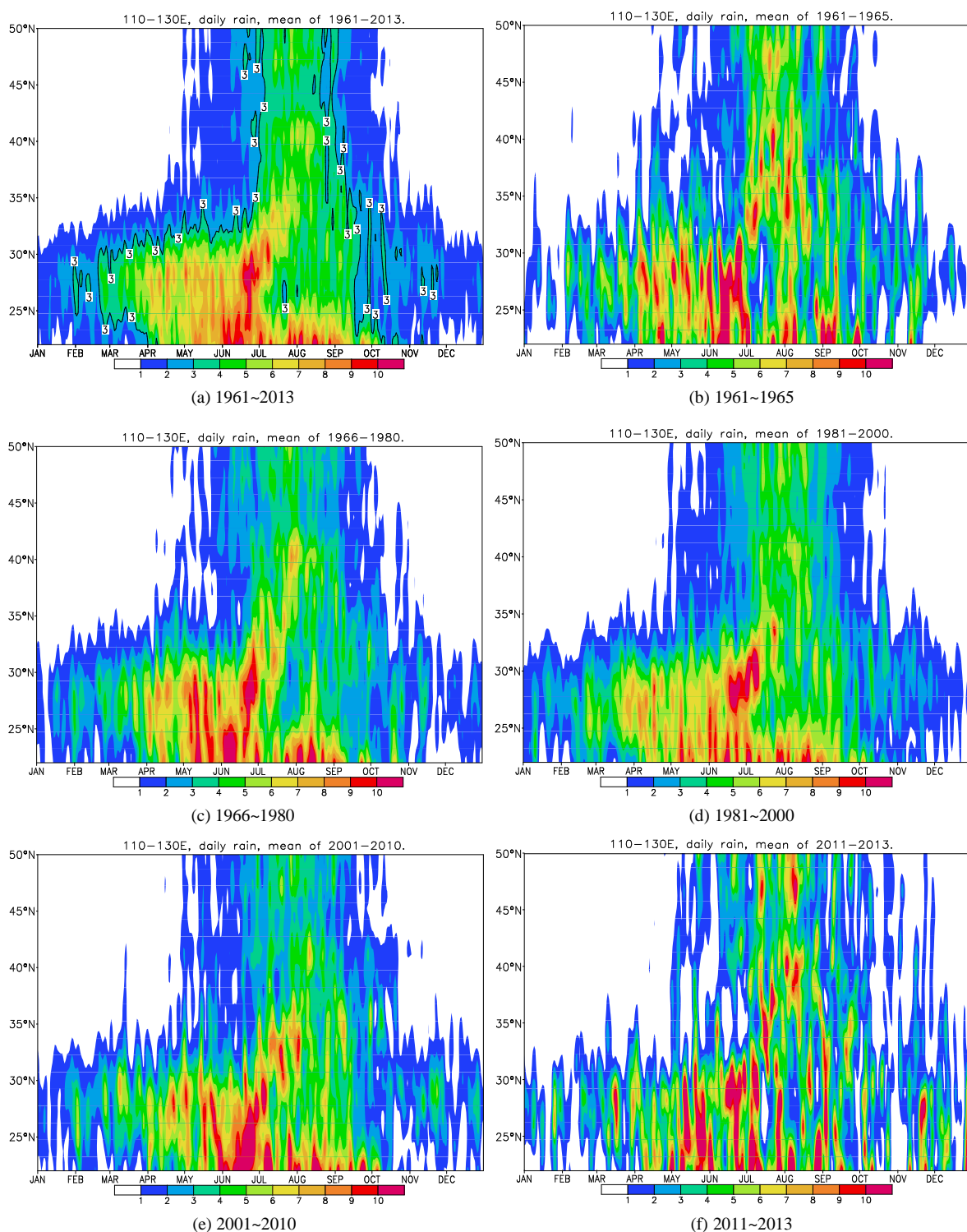


Figure 3. The latitude-time profiles of changes in daily precipitation range in 110°E-130°E. Unit: mm
图 3. 110°E~130°E 范围日降水量变化纬度-时间剖面图。单位: mm

水强度明显偏弱; 9 月上旬, 华北雨季结束, 9 月中旬, 淮河流域雨季结束, 至此, 我国东部雨季结束。对应 2011~2013 年华北、东北夏季降水偏多情况(图 3(f)), 6 月中旬以前, 强降水基本维持在长江流域;

7月中旬开始,淮河流域出现强降水,长江流域降水有所减弱,华北、东北也出现明显强降水中心;8月下旬,东北强降水减弱消失;9月初,华北强降水减弱消失;9月下旬,淮河流域强降水减弱消失,我国东部雨季结束。综合起来,如果5~6月强降水位置偏北,如位于江淮地区,则夏季华北易出现强降水,降水量偏多;华北、东北雨季的出现不是从长江、淮河雨带逐渐向北推过来的,华北、东北强降水中心几乎是突然、同时出现的;近几年华北、东北雨季与1961~1965年相似,且夏季降水量明显偏多,是否意味着华北夏季降水发生了转型?还需要对不同年代雨型对应的环流特征作对比分析。

4. 华北降水转型环流特征

降水的发生是由于大量水汽遇到上升运动、发生凝结降落地面而形成的。水汽来源多少与850 hPa层水汽输送有关,而上升运动与地形和环流动力抬升有关,这里暂不讨论地形抬升的影响,而主要关注环流变化的影响。由天气学理论可知,地面低压可造成辐合上升运动,高空气旋或低槽也可诱发低层产生上升运动。因此,下面重点对海平面气压场、500 hPa高度场、850 hPa水平风场变化进行对比分析,以便从环流和水汽条件变化方面更好地认识华北夏季降水是否发生了转型。

4.1. 海平面气压场变化

晏红明等[17]研究指出,冬季风异常对中国大部分地区,特别对中国长江中下游地区的降水影响较大。分析进一步揭示了强弱东亚冬季风年后期夏季流场明显不同的变化特征,正是由于这种不同的夏季环流的异常变化使得中国长江中下游地区在强(弱)冬季风年的夏季降水偏少(多)。赵汉光和张先恭[18]研究表明,东亚夏季风强弱与我国夏季雨带位置有较好的对应关系,强夏季风年,主要雨带位置易偏北,弱夏季风年,主要雨带位置易偏南。冬季风1960~1978年偏强,1979~1994年偏弱;而夏季风1956~1966年强盛,1967~1987年衰弱,1988年以后有逐渐增强的趋势,北方类雨带将逐渐增多。他们认为东亚冬季风和夏季风的增强和减弱有相反变化的趋势,但近20年变化并不像预期的结果。一些学者对此指出了造成差异的原因,如王绍武等[19](2013)认为东亚冬、夏季风变化并不总是反相的。尽管如此,但冬季风与夏季风确实存在密切联系,冬季风通过降水量的时空分布变化影响气温、海温,储存其信息,进而影响后期夏季的大气环流,最终使夏季风和夏季降水发生变化。冬季风最显著的环流系统就是蒙古冷高压,夏季显著的系统有蒙古低压、印度低压。

图4是冬季海平面气压场变化。在多年平均场上(图4(a)),蒙古为一强大高压,中心位于蒙古西部,高压东南侧向华北、华东伸展并影响我国。对应1961~1965年华北和东北夏季降水明显偏多情况(图4(b)),冬季气压场在蒙古地区为明显正距平,最大距平中心在蒙古东北部,造成蒙古高压中心东移到蒙古中部,强度加强。对应1966~1980年华北夏季降水偏多情况(图4(c)),西伯利亚地区出现明显正距平,造成蒙古高压西移,从1961~1965年蒙古中部移到蒙古西部,强度有所减弱。对应1981~2000年东北夏季降水偏多情况(图4(d)),蒙古高压位置、强度正常。对应2001~2010年华北夏季降水明显偏少情况(图4(e)),西伯利亚地区出现明显正距平,蒙古高压位于蒙古西部,强度正常。对应2011~2013年华北和东北夏季降水偏多情况(图4(f)),50°N以北广大地区基本都为明显正距平,蒙古中部也为明显正距平,造成蒙古高压东移到蒙古中部,中心强度有所加强,与1961~1965年形势相似。

总之,仅就华北夏季降水偏多年(1966~1980)、偏少年(2001~2010)而言,蒙古高压强度和位置差别不大,中心都位于蒙古西部,强度基本一样(图4(c)、图4(e))。对于华北和东北夏季降水同时偏多年(1961~1965, 2011~2013),蒙古高压中心位于蒙古中部,强度明显加强,但距平场有所不同(图4(b)、图4(f))。因此,冬季蒙古高压中心位于蒙古中部且强度加强,接下来的夏季华北和东北可能同时降水偏多。

图5是夏季海平面气压场变化。在多年平均场上(图5(a)),蒙古东南至我国东北、华北为低压,中心低于1006 hPa,印度西北部为另一低压中心。对应1961~1965年华北和东北夏季降水明显偏多情况(图5(b)),

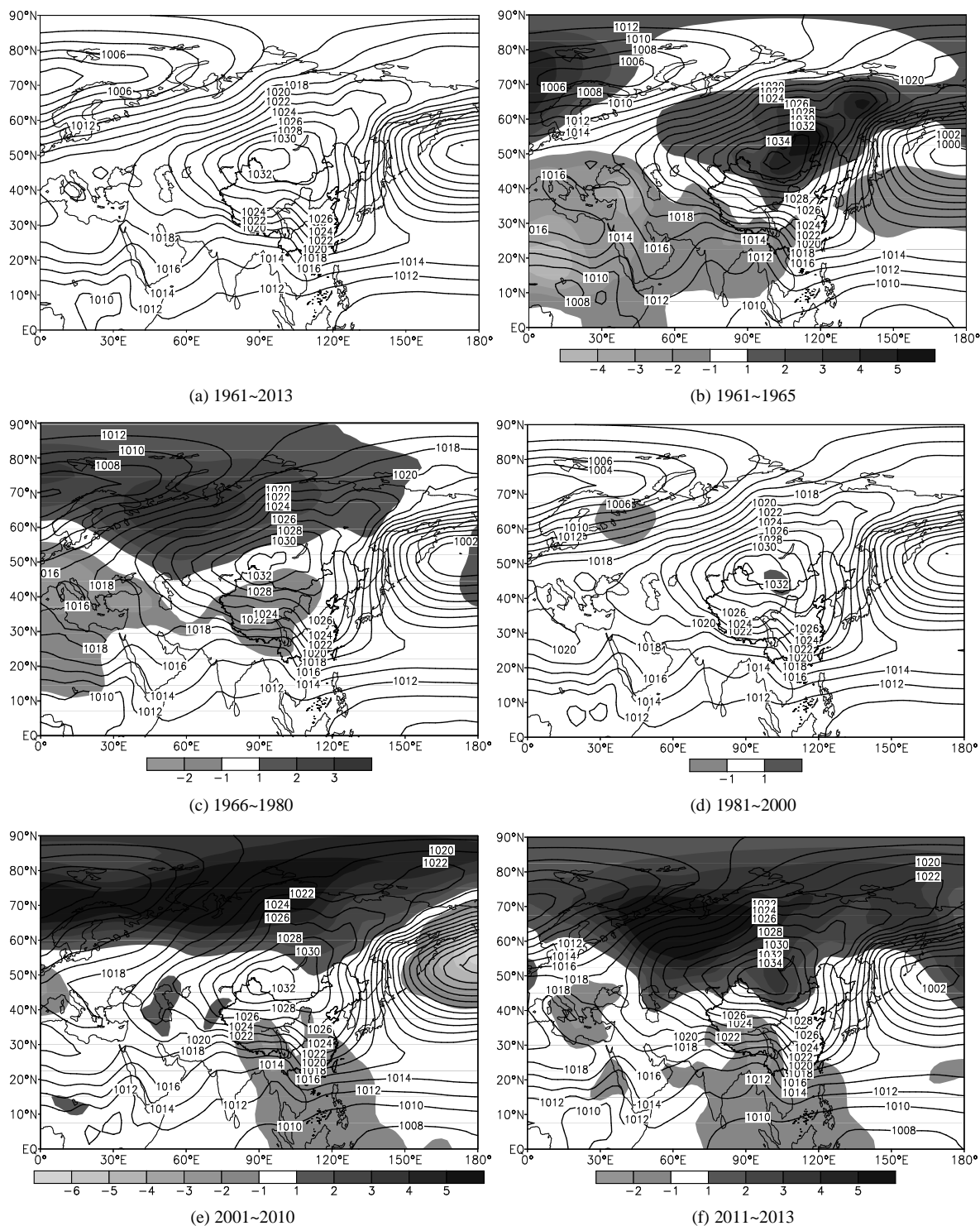


Figure 4. The sea level pressure fields in the winter, shaded areas for anomalies. Unit: hPa

图4. 冬季海平面气压场变化, 阴影区为距平。单位: hPa

夏季气压场在蒙古地区为明显负距平, 造成蒙古低压中心位于蒙古中南部, 低压明显加深, 中心低于 996 hPa。对应 1966~1980 年华北夏季降水偏多情况(图 5(c)), 蒙古西部为负距平, 但数值明显小于 1961~1965 年, 低压中心位置变化不大, 且低压中心显著减弱, 为 1004 hPa。对应 1981~2000 年东北夏季降水偏多

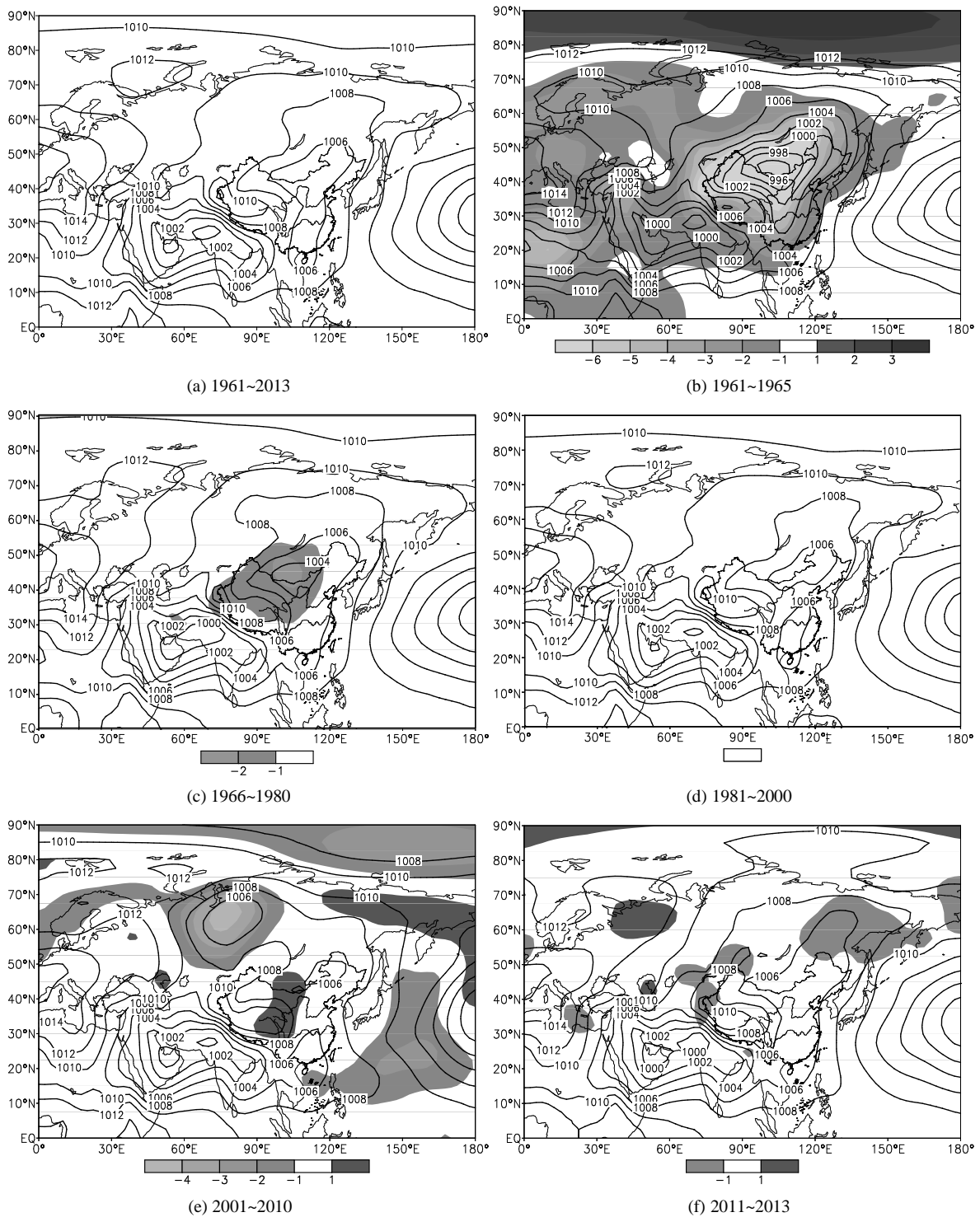


Figure 5. The sea level pressure fields in the summer, shaded areas for anomalies. Unit: hPa

图 5. 夏季海平面气压场, 阴影区为距平。单位: hPa

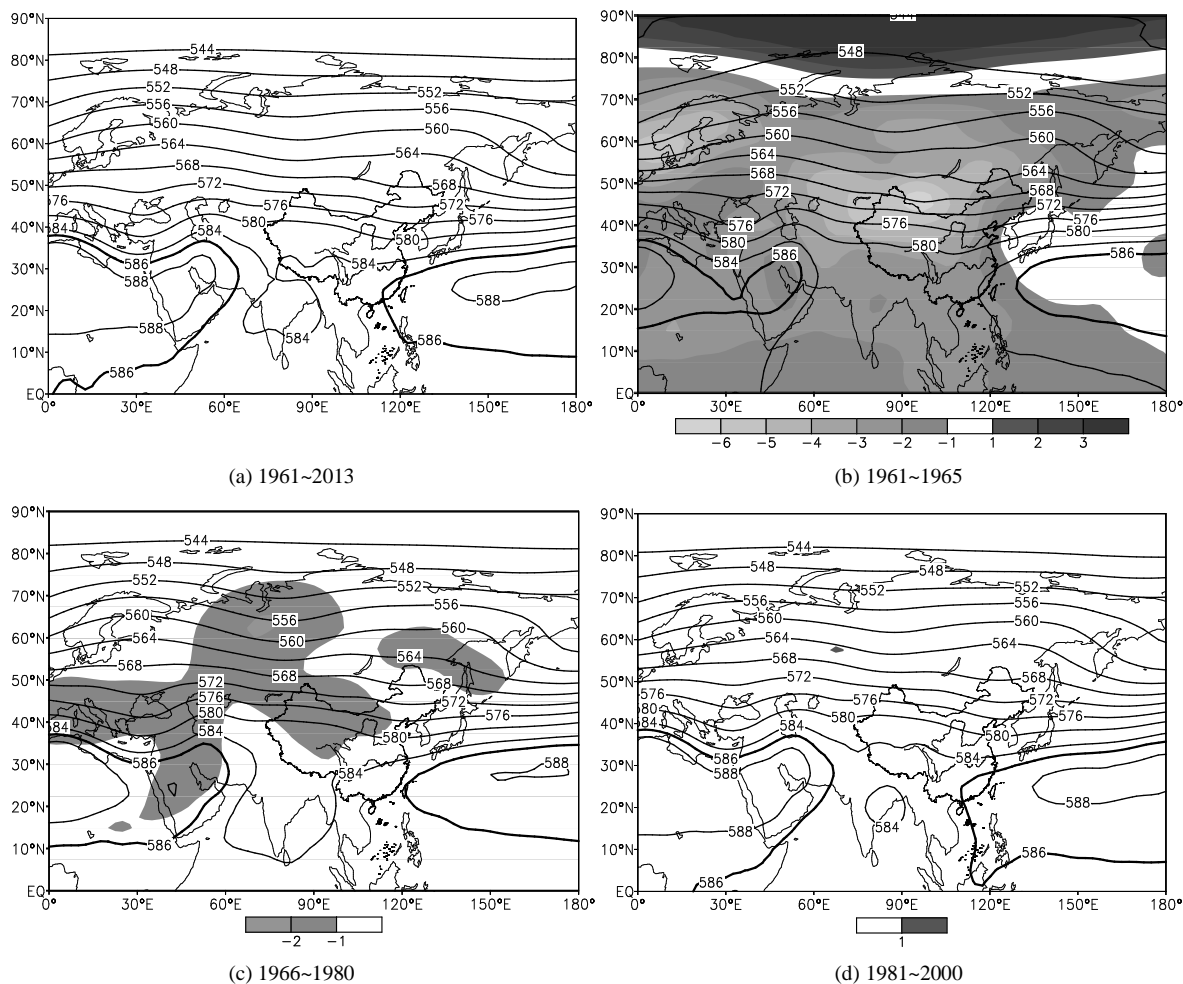
情况(图 5(d)), 地面气压为正常, 这时蒙古低压中心东移到我国东北地区, 低压强度较弱, 为 1006 hPa。对应 2001~2010 年华北夏季降水明显偏少情况(图 5(e)), 西伯利亚地区出现明显负距平, 且形成一个新的低压, 而蒙古低压显著减弱。对应 2011~2013 年华北和东北夏季降水偏多情况(图 5(f)), 地面气压基本都为正常,

蒙古低压中心位于蒙古东南至华北、东北，强度较弱，低于 1006 hPa，与 1961~1965 年形势并不一致。

总之，仅就华北夏季降水偏多年(1966~1980)、偏少年(2001~2010)而言，蒙古低压强度差别不是很大，但位置有明显不同，偏多年低压中心位于蒙古中南部(图 5(c))，而偏少年主要低压中心位于西伯利亚地区(图 5(e))，华北附近低压场非常弱。对于华北和东北夏季降水同时偏多年(1961~1965, 2011~2013)，这两个阶段蒙古低压中心位置和强度明显不同，在 1961~1965 年(图 5(b))，低压中心位于蒙古中南部，低压显著加深，而在 2011~2013 年(图 5(f))，低压中心位于蒙古东部至华北、东北地区，低压明显偏弱。因此，近年华北和东北夏季降水同时明显增多，仅就降水量空间分布形势看与 1961~1965 年类似，但夏季海平面气压场形势明显不同。

4.2. 500 hPa 高度场变化

500 hPa 环流场可为降水提供动力上升条件，其槽脊等环流变化对降水影响很大。图 6 是对应不同年代的夏季高度场变化情况。在多年平均场上(图 6(a))，乌拉尔山东部的西伯利亚为槽，我国东北到华北也为槽，贝加尔湖附近为弱脊。这种槽脊配置的位置、强度发生变化会对华北夏季降水产生明显影响。对应 1961~1965 年华北、东北夏季降水偏多年情况(图 6(b))，欧亚广大地区都为负距平，蒙古西部至新疆为最大负距平中心，这造成贝加尔湖脊明显偏弱，西伯利亚高空槽和华北高空槽形成阶梯槽，这会使得华北、东北多低槽过境，降水天气过程会增多，所以降水偏多。对应 1966~1980 年华北夏季降水偏多年情



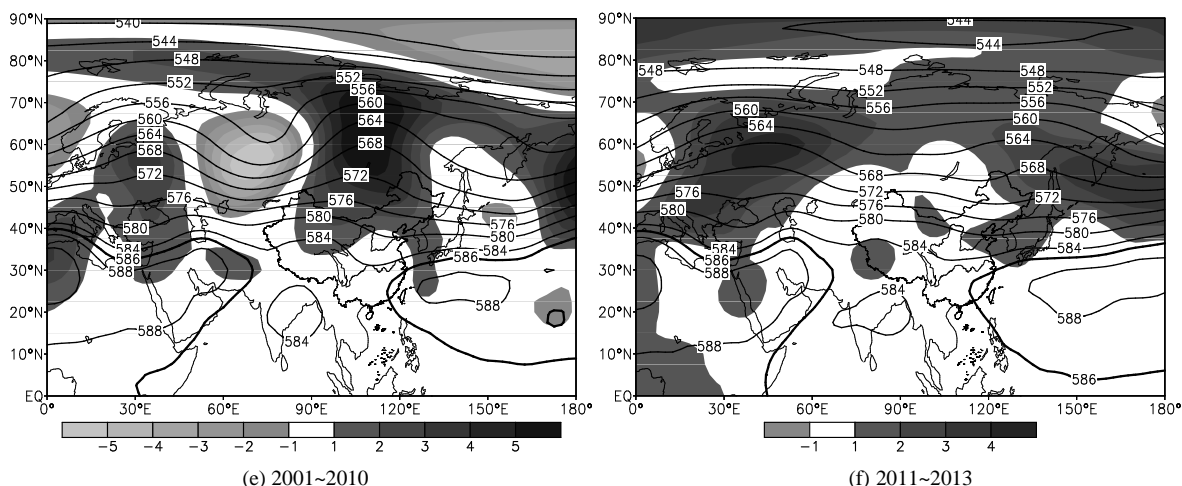


Figure 6. The 500 hPa height fields in the summer, shaded areas for anomalies. Unit: dagph

图 6. 夏季 500 hPa 高度场，阴影区为距平。单位：dagph

况(图 6(c))，西伯利亚地区为负距平，造成西伯利亚槽加深，而贝加尔湖脊和华北槽的位置、强度变化不大。对应 1981~2000 年东北夏季降水偏多年情况(图 6(d))，槽脊位置、强度无明显异常。对应 2001~2010 年华北夏季降水偏少年情况(图 6(e))，西伯利亚地区为明显负距平，贝加尔湖地区为显著正距平，使得西伯利亚高空槽明显加深，贝加尔湖脊异常强大，华北槽向南位于江淮地区，这种形势一方面阻止了西伯利亚槽对华北的影响，华北槽位置偏南，也减弱了对华北的影响，华北地区缺乏有利的上升条件，降水天气过程减少，所以，夏季降水量明显偏少。对应 2011~2013 年华北、东北夏季降水偏多年情况(图 6(f))，欧洲和亚洲东北部为明显正距平，贝加尔湖附近正常，造成西伯利亚高空槽加深东移、华北高空槽加深北抬，副高偏北，东部阻挡作用加强，这种形势有利于华北、东北夏季降水偏多，但环流形势与 1961~1965 年不同。

总之，华北夏季降水偏多是由于西伯利亚高空槽加深，而贝加尔湖脊、华北高空槽正常造成的(图 6(c))。华北夏季降水偏少年是由于贝加尔湖脊偏强，阻止了西伯利亚高空槽对华北的影响，同时华北高空槽位置偏南，也减弱了对华北的影响，华北缺乏动力上升条件，结果降水量偏少(图 6(e))。2011~2013 年华北、东北降水增多与 1961~1965 年的偏多情况明显不同，在 1961~1965 年(图 6(b))，欧亚地区都为负距平，西伯利亚槽、华北槽都有所加深，贝加尔湖脊减弱，“阶梯槽”的形势造成华北、东北降水偏多；而对于 2011~2013 年(图 6(f))，欧亚中高纬都为正距平，鄂霍次克海正距平更加显著，贝加尔湖脊正常，副高偏北，华北槽受东部阻挡作用，造成华北、东北夏季降水偏多。

4.3. 850 hPa 风场变化

在夏季重大降水过程中，850 hPa 水平风场起到重要的水汽输送作用。因此，夏季降水异常一般都伴有 850 hPa 风场环流异常。图 7 是对应不同年代的夏季 850 hPa 水平风场变化情况。在多年平均场上(图 7(a))，北印度洋、印度半岛为异常强盛的西风气流，一直吹到南海，然后转向向北吹到华北至东亚地区。对应 1961-1965 年华北、东北夏季降水偏多年情况(图 7(b))，异常风场上存在一些显著特征：从华南至华北、东北为明显偏南风异常；东部日本岛南侧海上有反气旋性环流异常，进一步加强了向北的偏南气流异常；蒙古地区为强大的气旋性环流异常，与偏南气流在华北、东北西侧产生风向辐合。这些因素造成降水异常偏多。同时，斯里兰卡有向北的越赤道气流异常，菲律宾海有向南的越赤道气流异常，它们如何影响降水值得关注。对应 1966~1980 年华北夏季降水偏多年情况(图 7(c))，环流异常形势同

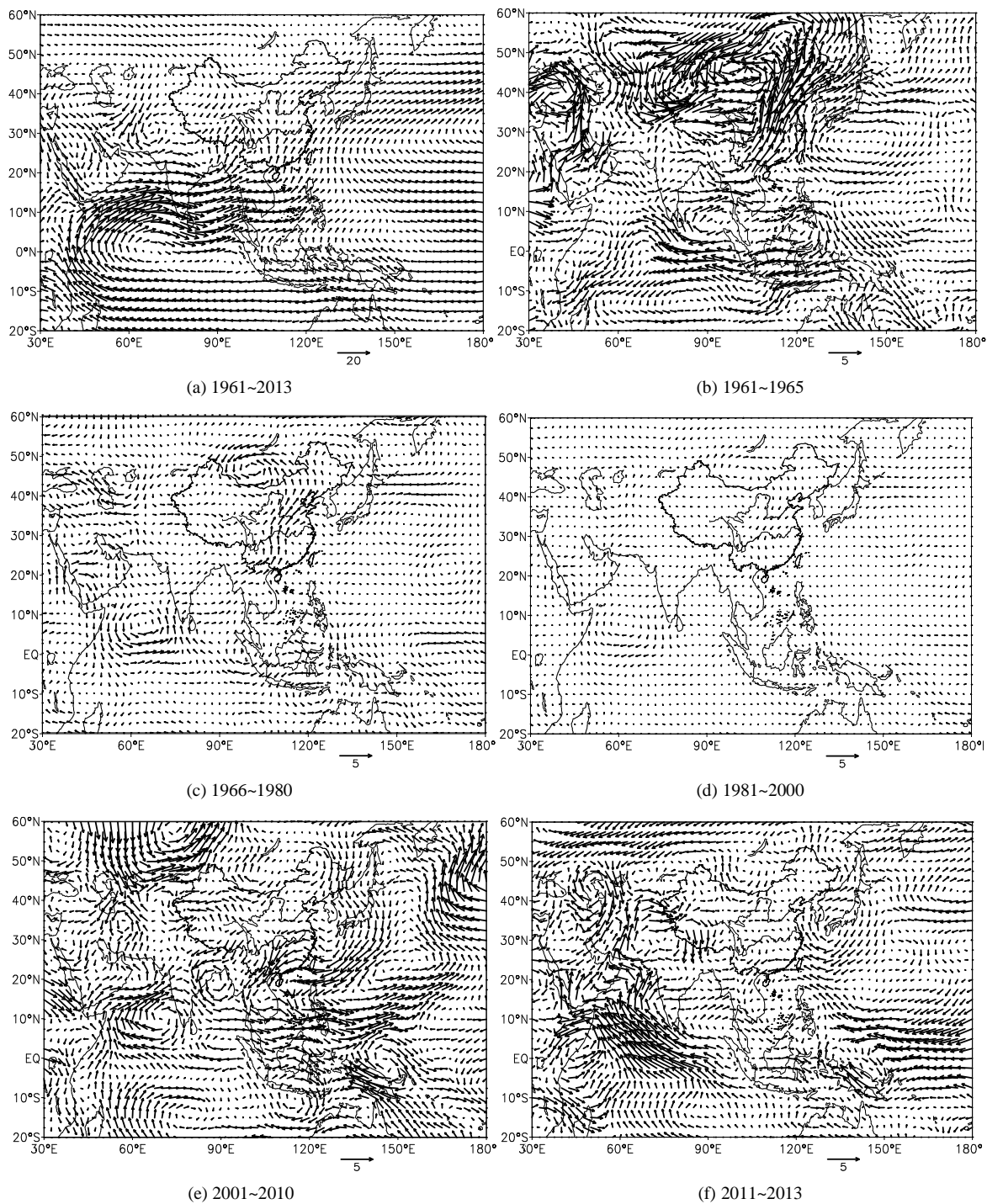


Figure 7. The averaged wind field (a) and anomaly fields(b, c, d, e, f) at 850hPa in the summer. Unit: $m \cdot s^{-1}$
图 7. 夏季 850 hPa 平均风场(a)和距平场(b, c, d, e, f). 单位: $m \cdot s^{-1}$

1961~1965 年相似,但强度显著减弱,造成东北夏季水汽来源大量减少。斯里兰卡向北越赤道气流和菲律宾海向南越赤道气流异常也明显减弱。对应 1981-2000 年东北夏季降水偏多年情况(图 7(d)),环流异常形势同 1961~1965 年、1966~1980 年相反,但异常程度太小,这时的环流场与多年平均场差别不大。对应 2001~2010 年华北夏季降水偏少年情况(图 7(e)),环流异常形势与 1966~1980 年基本相反,东亚尤其东

部海上为偏北风异常, 减弱了偏南风向华北的水汽输送; 中南半岛至南海、菲律宾海出现异常偏西风, 加大了对印度洋至南海水汽大通道向东的“抽吸”作用, 这会减弱向华北的水汽有效输送; 蒙古地区为弱的反气旋性环流异常, 华北辐合条件减弱, 这些因素造成降水异常偏少。同时, 斯里兰卡转为向南的越赤道气流异常, 菲律宾海转为向北的越赤道气流异常。对应 2011~2013 年华北、东北夏季降水偏多年情况(图 7(f)), 日本海为反气旋性环流异常, 较 1961~1965 年反气旋位置偏西、偏北, 东亚无明显南风异常, 但反气旋外围有明显东南风异常; 菲律宾以东海上为偏东风异常, 最后并入反气旋外围的东南气流里, 从而加强了东南水汽向华北、东北的输送, 但总体上输送强度明显小于 1961~1965 年偏南风输送。同时, 斯里兰卡为向北的越赤道气流异常, 菲律宾海也为向北的越赤道气流异常, 与 1961~1965 年环流形势不同。

从以上分析可知, 华北夏季降水偏多是因为: 从华南至华北有明显偏南风异常; 东部日本岛南侧海上有反气旋性环流异常, 进一步加强了向北的偏南气流异常。蒙古地区为明显气旋性环流异常, 与偏南气流在华北、东北西侧产生风向辐合上升运动, 结果造成华北夏季降水异常偏多(图 7(c))。华北夏季降水偏少年是因为: 东亚尤其东部海上为偏北风异常, 减弱了偏南气流向华北的水汽输送; 中南半岛至南海、菲律宾海出现异常偏西风, 加大了对印度洋至南海水汽大通道向东的“抽吸”作用, 这也会减弱向华北的水汽有效输送。蒙古地区为反气旋性环流异常, 华北辐合条件减弱, 结果造成华北夏季降水异常偏少(图 7(e))。

2011~2013 年华北、东北降水增多与 1961~1965 年的偏多情况明显不同, 在 1961~1965 年(图 7(b)), 从华南至华北、东北为明显偏南风异常, 蒙古地区为强大的气旋性环流异常, 与偏南气流在华北、东北西侧产生风向辐合, 造成华北、东北降水异常偏多。而 2011~2013 年(图 7(f)), 东亚地区无南风异常, 但有明显的东南风异常, 从而加强了东南水汽向华北、东北的输送, 但总体上输送强度明显小于 1961~1965 年偏南风输送。蒙古地区无气旋性环流异常, 缺乏动力上升条件, 结果造成华北、东北夏季降水虽然比常年多, 但少于 1961~1965 年。另外, 2011~2013 年斯里兰卡、菲律宾海都为向北的越赤道气流异常, 与 1961~1965 年斯里兰卡为向北越赤道气流异常、菲律宾海为向南越赤道气流异常明显不同。因此, 近年华北和东北夏季降水同时明显增多, 空间分布上与 1961~1965 年降水形势类似, 但 850 hPa 季风环流形势明显不同, 这在唐佳和武炳义[14]、龚志强等[15]文献中也有体现。

5. 小结与讨论

华北、东北两地夏季降水量年代际变化特征都很突出, 但两地变化趋势并不完全一致, 例如在 1961~2013 中的 1981~1998 年两地变化趋势相反。根据华北夏季降水年代际变化规律推测, 近年华北夏季降水偏多形势不会长久, 未来几年降水量还会减少。

1961~2013 年, 我国东部夏季降水型转换可划分为 5 个时段, 1961~1965 年华北、东北都明显多雨; 1966~1980 年华北多雨, 东北正常偏少; 1981~2000 年东北多雨, 华北正常偏少; 2001~2010 年华北、东北少雨、淮河流域明显偏多; 2011~2013 年华北、东北多雨, 江淮流域偏少。

对应不同年代的雨型, 夏季雨季变化也明显不同。如果 5-6 月强降水位置偏北, 如位于江淮地区, 则夏季华北易出现强降水, 降水量偏多。华北、东北雨季的出现不是从长江、淮河南带逐渐向北推过来的, 华北、东北强降水中心几乎是突然、同时出现的。近几年华北、东北雨季与 1961~1965 年相似, 且夏季降水量明显偏多。

2011~2013 年华北、东北降水增多与 1961~1965 年偏多的环流形势明显不同。在夏季海平面气压场上, 1961~1965 年夏季蒙古低压中心位于蒙古中南部, 低压显著加深; 而 2011~2013 年, 低压中心位于蒙古东部至华北、东北地区, 低压明显偏弱。在 500 hPa 高度场上, 1961~1965 年, 西伯利亚槽、华北槽

都有所加深, 贝加尔湖脊减弱, “阶梯槽”的形势造成华北、东北降水偏多; 而 2011~2013 年, 贝加尔湖脊正常, 鄂霍次克海高度升高, 副高偏北, 华北槽受东部阻挡的作用加强, 结果造成华北、东北夏季降水偏多。在 850 hPa 风场上, 1961~1965 年, 东亚有明显偏南风异常, 蒙古地区强大气旋性环流与偏南气流在华北、东北西侧产生风向辐合, 造成华北、东北降水异常偏多; 而 2011~2013 年, 东亚地区无南风异常, 但有明显的东南风异常, 风速明显小于 1961~1965 年偏南风, 再加上蒙古地区无气旋性环流辐合带来的动力上升条件, 造成华北、东北夏季降水虽然比常年多, 但少于 1961~1965 年。所以, 虽然近年华北和东北夏季降水同时明显增多, 但环流形势与 1961~1965 年不同, 1961~1965 年是偏南风明显偏强, 即东亚夏季风偏强, 而 2011~2013 年是东南风偏强, 并不是东亚夏季风增强的结果。

基金项目

公益性行业(气象)科研专项重大专项(GYHY201506001-1); 国家气候中心短期气候预测创新团队基金。

参考文献 (References)

- [1] 黄荣辉, 陈际龙, 周连童, 等 (2003) 关于中国重大气候灾害与东亚气候系统之间关系的研究. *大气科学*, **4**, 770-787.
- [2] 范可, 林美静, 高煜中 (2008) 用年际增量的方法预测华北汛期降水. *中国科学 D 辑: 地球科学*, **11**, 1452-1459.
- [3] 郝立生, 丁一汇, 闵锦忠, 等 (2011) 华北降水季节演变主要模态及影响因子. *大气科学*, **2**, 217-234.
- [4] Fan Ke, Liu Ying and Chen HuoPo (2012) Improving the prediction of the East Asian summer monsoon: New approaches. *Weather and Forecasting*, **27**, 1017-1030. <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-11-00092.1>
- [5] 竺可桢, 李良骥 (1934) 华北之干旱及其前因后果. *地理学报*, **2**, 1-9.
- [6] 涂长望, 黄土松 (1944) 中国夏季风之进退. *气象学报*, **1**, 1-20.
- [7] 朱锦红, 王绍武, 慕巧珍 (2003) 华北夏季降水 80 年振荡及其与东亚夏季风的关系. *自然科学进展*, **11**, 1205-1209.
- [8] Dai Xingang, Wang Ping, Chou Jifan (2003) Multiscale characteristics of the rainy season rainfall and interdecadal decaying of summer monsoon in North China. *Chinese Science Bulletin*, **48**, 2730-2734. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02901765>
- [9] Ding Yihui, Wang Zunya, Sun Ying (2007) Interdecadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *International Journal of Climatology*, **28**, 1139-1161. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1615>
- [10] 吴文祥, 刘东生 (2001) 气候转型与早期人类迁徙. *海洋地质与第四纪地质*, **4**, 103-109.
- [11] 邬光剑, 潘保田, 管清玉, 等 (2002) 中更新世气候转型与 100ka 周期研究. *地球科学进展*, **4**, 605-611.
- [12] 陈活泼, 孙建奇, 范可 (2012) 新疆夏季降水年代际转型的归因分析. *地球物理学报*, **6**, 1844-1851.
- [13] 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*, **5**, 697-706.
- [14] 唐佳, 武炳义 (2012) 20 世纪 90 年代初东亚夏季风的年代际转型. *应用气象学报*, **4**, 402-413.
- [15] 龚志强, 赵俊虎, 封国林 (2013) 中国东部 2012 年夏季降水及年代际转型的可能信号分析. *物理学报*, **9**, 099205.
- [16] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-472. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- [17] 晏红明, 段玮, 肖子牛 (2003) 东亚冬季风与中国夏季气候变化. *热带气象学报*, **4**, 367-376.
- [18] 赵汉光, 张先恭 (1996) 东亚季风和我国夏季雨带的关系. *气象*, **4**, 8-12.
- [19] 王绍武, 闻新宇, 黄建斌 (2013) 东亚冬季风和夏季风变化反位相吗? *气候变化研究进展*, **3**, 231-233.