

文章编号: 2096-1618(2019)04-0403-08

冬春季北极涛动与中国中西部地区降水的关系

文仕豪, 周筠珩, 胡 淼

(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

摘要:为了研究北极涛动(AO)的变化对中国中西部地区降水的影响,利用1979–2016年CPC的AO指数、降水资料等,运用相关、回归分析等方法对中国中西部降水与AO的关系进行了研究。结果表明:冬春季(1–3月)AO与中国中西部同期降水的相关关系显著,区域I($40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{E}\sim 82^{\circ}\text{E}$)内相关系数最高达 -0.47 ,区域II($17^{\circ}\text{N}\sim 42^{\circ}\text{N}$, $97^{\circ}\text{E}\sim 117^{\circ}\text{E}$)内相关系数最高达 0.67 。冬春季AO与滞后期降水的相关性随时间减弱,且两个区域的滞后性并不一致,区域I的显著相关关系至7月完全消失,区域II的显著相关关系至4月消失。AO通过控制极涡、西伯利亚高压等天气系统,影响东亚冬季风及中高纬风场,造成该地区水汽输送及冷空气路径发生改变,进而改变中国中西部降水分布。AO可以对中国中西部降水预测提供有用信号。

关键词:北极涛动;降水;中国中西部;年际变率;遥相关

中图分类号:P401

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2019.04.013

0 引言

北极涛动(Arctic oscillation, AO)由Thompson和Wallace^[1]提出,AO为北半球中纬度地区与北极地区气压差的一种“跷跷板”现象。当AO为正位相时,北极地区低压系统减弱而中纬度地区高压系统增强,限制极区冷空气向中纬地区发展,而当AO处在负位相时则相反。AO活动不仅会影响到中、高纬地区的气候^[2],还会对低纬地区的气候产生影响^[3]。AO变化时北半球部分气象要素会产生相应的变化^[4],例如,AO年代际异常会造成东亚夏季风^[5]、亚太地区中纬度高度场及850 hPa风场异常等^[6]。中国位于东亚中低纬度地区,受AO活动影响显著。在温度方面,AO活动对中国地面气温^[7]、冬季同期极端气温^[8]影响显著。在降水方面,龚道溢^[9]发现AO活动对东亚地区的降水影响显著。Wu等^[10]指出,冬季AO会对西伯利亚高压、东亚冬季风产生影响,进而造成东亚地区的降水发生变化。在中国中东部地区,冬季AO活动对中国中部地区同期降水影响显著^[11];春季AO偏强时会使夏季急流位置北抬,导致中国雨带位置北抬^[9,12];夏季AO活动会对黄淮夏季降水造成影响^[13]。不同季节的AO活动对中国中东部降水的影响并不一致。在中国西部地区,吕俊梅等^[14]研究发现,近百年来冬

季至春季AO偏强时青藏高原、西南和华南一带温度偏低、降水偏多。陶云等^[15]的研究表明,AO活动与云南冬季降水关系密切。在西北地区,夏季AO偏强时西北许多地方干旱少雨^[16]。纳丽等^[17]的研究发现,AO偏弱年宁夏等地的降水分布会比较集中。AO对中国中西部降水影响的研究尚待完善,虽然吕俊梅等分析了AO活动对中国降水的影响,但在中国中西部地区依旧有许多现象尚需分析讨论。

上述文献多利用个别或多个省份的台站资料,分析AO活动与局地降水之间的联系,其对于AO影响区域降水的研究具有积极意义,但都未能将中国中西部作为一个整体来讨论AO对降水的影响,也并未从物理机制的角度去分析AO活动如何影响中国中西部降水。AO具有明显的季节性差异,根据胡淼等^[3]的研究,选用AO最为显著的冬春季(1–3月)作为研究时段。利用AO指数、降水以及大气环流资料,运用相关、回归分析等方法研究冬春季AO与中国中西部整体降水之间的关系,并建立了基于冬春季AO的降水预报概念模型,这将有利于了解AO活动对中国中西部降水的影响机制,为增强中国冬春季降水预报能力提供理论依据。

1 资料与方法

1.1 资料

采用CPC的降水、指数及大气环流资料。降水资料为1979–2016年月平均合成分析降水(CMAP),水

收稿日期:2018-09-20

基金项目:国家科技支撑计划资助项目(2015BAC03B00);国家重点基础研究发展计划(973计划)资助项目(2014CB441401、2014CB441403);国家自然科学基金资助项目(41875169);四川省科技计划资助项目(2019JDKP0046);四川省教育厅资助项目(16CZ0021);四川省教育厅科研资助项目(17ZB0087)

平空间分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。指数资料为 1950–2016 年月平均 AO 指数及 ENSO 指数,AO 指数为北半球热带外1000 hPa高度场经验正交函数分解第一模态时间系数,ENSO 指数为 Nino 3.4 区($5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$, $170^{\circ}\text{W}\sim 120^{\circ}\text{W}$)的海平面温度距平。大气环流资料为 NCEP/DOE Reanalysis II,其中包括 1979–2016 年逐月水平风场、垂直速度场、位势高度场以及湿度场资料,其水平空间分辨率均为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。划定中国中西部地区经纬度范围为 $29^{\circ}13'\text{N}\sim 48^{\circ}10'\text{N}$ 、 $73^{\circ}40'\text{E}\sim 111^{\circ}00'\text{E}$ 。

1.2 方法

ENSO 对东亚地区的气候及亚太地区大气环流影响显著。ENSO 和 AO 对东亚地区的降水影响呈现出非线性的相互叠加^[18],且 ENSO 可以对 AO 影响降水产生干扰^[15]。所以在研究 AO 与中国中西部降水的关系时需要滤除 ENSO 对于这两个量的影响,保证其统计关系的可靠性。AO 指数与 ENSO 指数的波动趋势不同,其相关系数仅有-0.2(图 1)。由于 ENSO 信号会影响 AO 与中国中西部降水之间关系的可靠性,所以在做相关及回归分析之前需要滤除 ENSO 的影响。使用一元线性回归方法,将 ENSO 指数和气象要素场分别作为自变量和因变量,经过一元线性回归拟合后得出拟合方程的残差即为滤除 ENSO 信号的气象要素,这种方法在统计意义上是将气象要素去除了 ENSO 信号的部分。文中各项气象数据都已经过滤除 ENSO 信号处理。

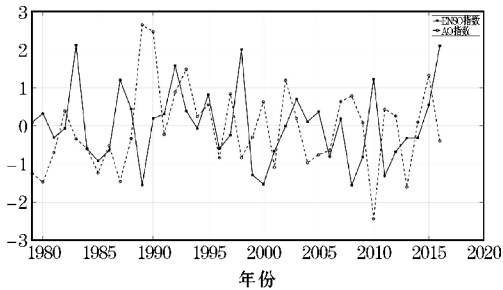


图 1 1979–2016 年冬春季 AO 指数与 ENSO 指数的时间序列

2 北极涛动特征分析

AO 指数存在明显的年际波动, Thompson 和 Wallace^[19]在研究中指出,冬半年(10–3 月)的 AO 变化较为活跃,其中以冬春季(1–3 月)的 AO 指数最为显著,能突出表现出当年 AO 指数的变化。因此将研究时段选定为冬春季。

为了研究冬春季 AO 的年际变化趋势,给出图 2

为 1950–2016 年冬春季 AO 指数及其三点滑动平均值的时间序列。如图所示,冬春季 AO 指数存在显著的年际变化特征,在 1989 年之前 AO 指数负位相占主导地位,正位相出现频次较少,直至 1989–1990 年出现 AO 最强正位相年,之后负位相年出现频率明显减少,正位相年出现频次增加且逐渐占据主导地位。从三点滑动平均图中可以明显地看出 AO 趋势的变化。

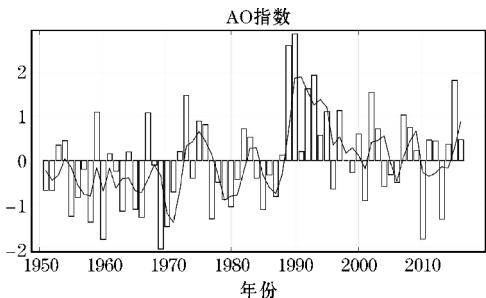


图 2 1950–2016 年 AO 指数时间序列(柱状为冬春季 AO 指数,实线为三点滑动平均冬春季 AO 指数)

冬春季 AO 指数在 1950–2016 年存在从负位相主导转向由正位相主导的趋势,即 AO 在这期间有增强的趋势。由于 AO 正负相位对中国气候的影响正好相反,文中将重点分析 AO 处在正相位时对气候的影响。设定大于(或小于)AO 指数 ± 0.8 倍标准差的非 ENSO 事件年为异常偏高(低)年^[3]。表 1 为 1979–2016 年 AO 异常年份表。

表 1 1979–2016 年 AO 异常年份	
AO 异常	年份
偏高 ($>0.8\sigma$)	1982、1990、1993、1997、2002、2007
偏低 ($<-0.8\sigma$)	1979、1980、2013

3 冬春季 AO 与中国中西部地区降水之间的关系

研究冬春季 AO 与中国中西部降水之间的关系,首先利用冬春季 AO 指数与同期降水求相关系数,得到 AO 与同期降水的相关系数分布(图 3a),检查 AO 与同期降水的相关关系。再利用冬春季 AO 指数与中国中西部地区不同时期(2–4 月、3–5 月、6–8 月)的降水相关系数分布(图 3b~d),检查 AO 活动与降水之间的相关关系是否存在滞后性。图 3 为冬春季 AO 指数与降水的相关系数分布,其中填色区域为显著相关区域,根据符号分为显著正相关区域与显著负相关区域。在图 3(a)中,显著负相关区域主要出现在新疆西部,分布区域为: $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $70^{\circ}\text{E}\sim 82^{\circ}\text{E}$,将其定义为降水显著相关区域 I (区域 I),其相关系数最高

达-0.47;显著正相关区域出现在青藏高原东侧,分布区域为:17°N~42°N、97°E~117°E,将其定义为降水显著相关区域Ⅱ(区域Ⅱ),其相关系数最高达0.67。从图3(a)的空间分布特点来看,显著相关区域连续分布,表明冬春季AO影响的降水是具有规模的区域变化。冬春季AO偏强时,区域Ⅰ内的降水活动偏少,区域Ⅱ内的降水活动偏多。区域Ⅰ与陶云等^[15]的研究结果基本一致,区域Ⅱ则在关学锋^[20]等的研究结果的西南方。从图3(a)与图3(b)~(d)的对比发现,在区域Ⅰ内冬春季AO指数与同期、2-4月降水的显著相关区域分

布近似,但2-4月显著相关区域面积较同期略有减小,到了3-5月显著相关区域面积继续减小且位置发生改变,分布则由横向转为纵向,直至6-8月显著相关区域完全消失;在区域Ⅱ中2-4月降水的显著相关区域与同期有明显差异,显著相关区域的面积与区域内相关系数的极值明显缩小,且该分布区域整体向北抬升了5个纬度左右,到了3-5月区域Ⅱ已不存在显著相关区域。将区域Ⅰ、Ⅱ的降水数据分别做3月平均后进行标准化处理,并定义其为该区域的降水指数,并计算AO指数与降水指数的相关系数(表2)。

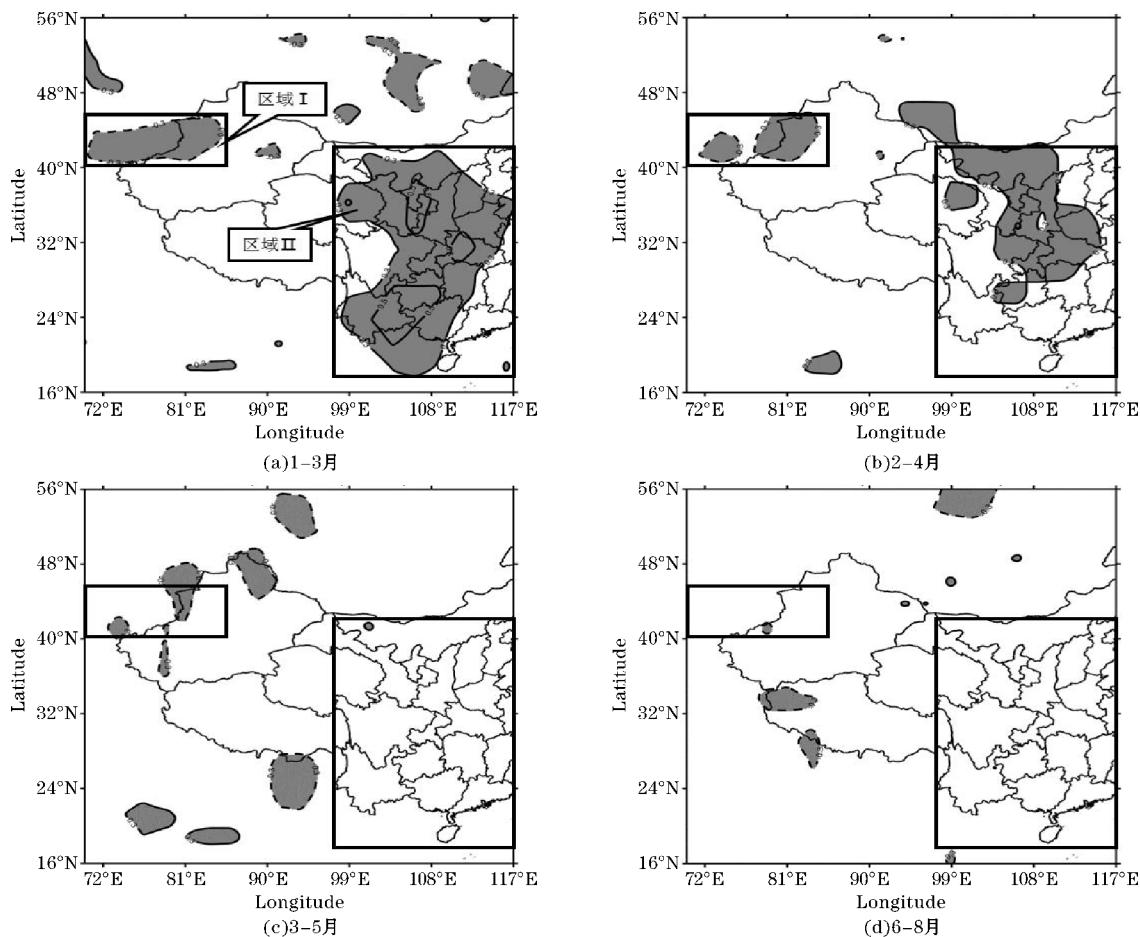


图3 1979-2016年冬春季AO指数与降水的相关系数分布(虚线为负相关区域,实线为正相关区域,阴影区为通过90%显著性检验区域)

表2 1979-2016年冬春季AO指数与不同月份降水指数的相关

区域	1-3月	2-4月	3-5月	4-6月
I	-0.43**	-0.37*	-0.19	0.10
II	0.54**	0.17	0.04	-0.03

注:*代表95%的信度水平;**代表99%的信度水平

统计分析结果表明,AO指数与中国中西部地区同期降水的相关性显著,当冬春季AO为正(负)位相时,区域Ⅰ内降水偏少(偏多),区域2内降水偏多(偏少)。冬春季AO指数与同期降水的相关关系最强,随时间后移显著相关区域减小,区域Ⅰ的显著相关关系

在6-8月完全消失,区域Ⅱ则在3-5月完全消失。依据这一结论,文中后续研究时段均集中在冬春季。

4 冬春季AO指数与大气环流的关系

4.1 冬春季AO指数与水平风场的关系

冬春季AO与中国中西部降水存在显著的相关关系,但AO活动是如何影响中国中西部降水,其中的物理机制尚不明确。气压场与风场息息相关,研究AO活动的影响,首先需检查冬春季AO活动变化时同期

风场的变化特征,着重分析850 hPa高度与200 hPa高度上的水平风场。利用1979–2016年冬春季AO指数与同期水平风场计算回归系数(图4a、b),再利用表1的结果检查AO异常年份水平风场的合成距平

(图4c、d),合成距平由AO异常偏高年的距平值减去AO异常偏低年距平值表示。重点关注两个降水显著相关区域。

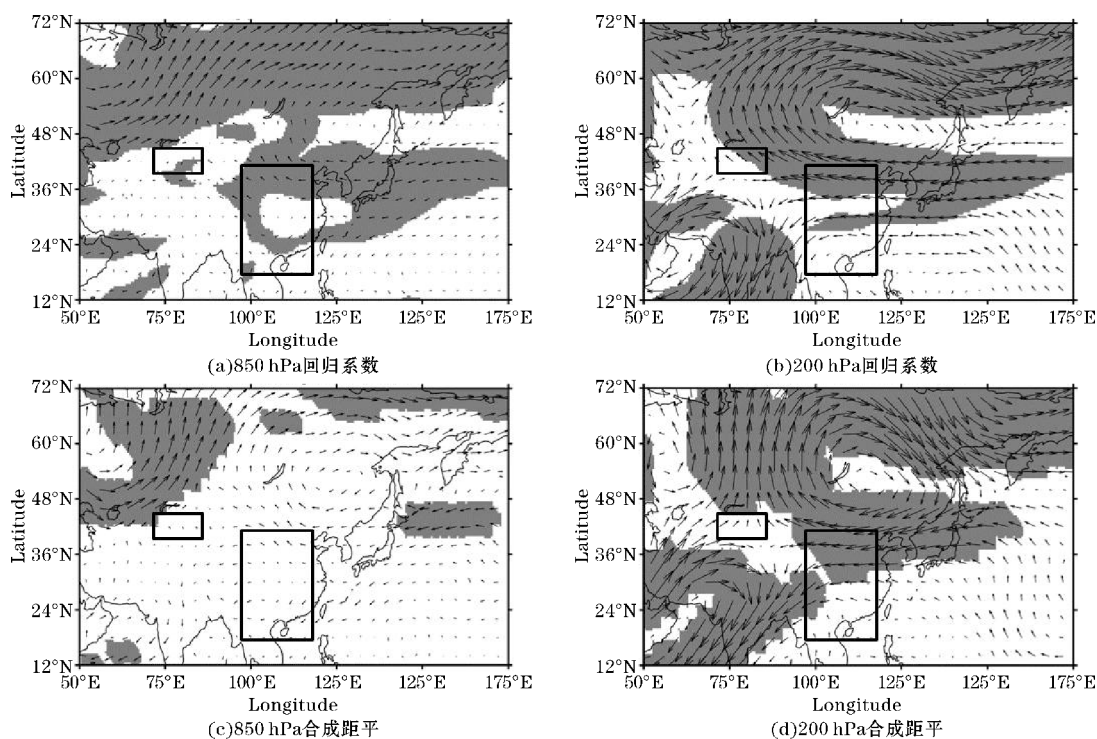


图4 1979–2016年冬春季AO指数与同期低层风场的回归系数及合成距平(阴影区为通过95%显著性检验区域)

如图4所示,冬春季AO与东亚高低空风场异常关系密切,显著区域位于西伯利亚至西太平洋及孟加拉湾,同时在这两个区域都存在异常反气旋。在850 hPa高度上,西太平洋上40°N附近存在一支异常东风,向西一直延伸至100°E,并且逐渐转为东南风,另外在巴尔喀什湖(巴湖)以西存在着一支异常偏西风,这两支异常气流在巴湖会合后转为偏南风,汇入以贝加尔湖为中心的异常反气旋(图4a、c)。而位于孟加拉湾的异常反气旋在850 hPa上并不显著,并且由于青藏高原的阻挡未能影响到中国。在200 hPa高度上也发现了这两个异常反气旋,高层异常反气旋较低层更为显著,且西伯利亚高层的反气旋中心比低层偏西约20个经度(图4b、d)。200 hPa与850 hPa不同的是,在西太平洋40°N附近的异常东风,在90°E处分为了南北两支,一支向北汇入西伯利亚的异常反气旋,另一支向南汇入孟加拉湾的异常反气旋。

冬春季AO偏强时西伯利亚地区出现异常反气旋,西太平洋的异常东风为中国带来充足的水汽,而从高纬度南下的冷空气受增强后的西伯利亚高压的阻挡,在巴湖附近转向北上。从整体来看,冬春季AO偏

强年,区域Ⅰ降水减少、区域Ⅱ降水增加与东亚地区的异常风场有关。

4.2 冬春季AO指数与垂直速度场的关系

降水活动通常伴有低空垂直气流的上升运动,AO指数偏高时区域Ⅱ降水偏多,可能是由于当地垂直气流改变所引起的。为了验证上文提出的水平风场异常会导致降水变化的假设,利用冬春季AO指数与同期低空垂直速度场计算两者的相关系数(图5),检查AO与低层大气垂直运动的变化关系。

在850 hPa高度上冬春季AO与垂直速度以负相关为主(图5a),显著相关区域位于新疆西部、川青甘交界处以及云贵交界处,这3个显著相关区域都位于区域Ⅰ、Ⅱ中,并且这3个点都靠近降水相关系数的极值区。在700 hPa高度上新疆西部的显著相关区域消失(图5b),川青甘交界处和云贵交界处的相关区域增强并拼接成一个整体。结果表明,AO偏强时850 hPa上这3个区域内气流垂直上升运动增强,但到了700 hPa高度区域Ⅰ的异常上升气流减弱消失,区域Ⅱ的上升气流则持续增强。

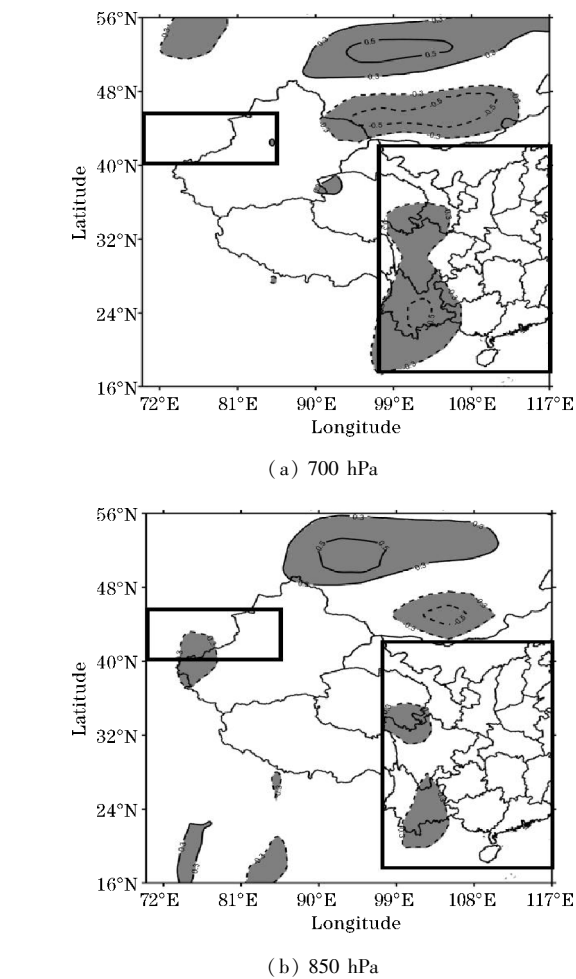


图5 1979–2016 年冬春季 AO 指数与同期垂直速度的相关系数(虚线为负相关区域, 实线为正相关区域, 阴影区为通过 95% 显著性检验区域)

为进一步分析速度场的结构特征,选取100 °E与75 °E做垂直经向剖面图来分析 AO 与三维风场的回归系数的垂直分布特征。图 6 为沿100 °E、75 °E的经向垂直剖面图,箭头为纬向与垂直速度场的回归系数合成,显示的垂直速度场回归系数为计算值的 100 倍,等值线为经向速度场的回归系数。75 °E 经向剖面图(图 6a)中,30 °N ~ 45 °N 的黑色阴影区域为天山山脉,最大海拔高度为2234 m(相当于578 hPa)。可以看到,低层的上升气流增强区被天山山脉的地形所遮蔽,由于天山山脉的地形走势为东西向,覆盖整个显著相关区域,表明低层并不存在该上升气流。而在天山山脉高空(300 hPa附近)两侧的东西向气流向南北两侧转向,气流辐散增强。图 6(b)中20 °N ~ 40 °N 的高大地形为云贵高原及青藏高原,地形南侧上升气流显著增强,显著区域从1000 hPa 延伸至400 hPa。在300 hPa 高度40 °N 附近有很强的东南风,该气流抬升是由于高原地形强迫所导致的。

图 6(b)中的垂直剖面位置在青藏高原的地形抬升区域,为了验证垂直运动增强是否是由于高原地形

抬升所致,遂计算沿25 °N、35 °N 的纬向垂直剖面图。图 7 为冬春季 AO 指数与同期大气运动速度的回归系数分布纬向垂直剖面图,图中箭头为经向风场与垂直速度场的回归系数合成,显示的垂直速度场回归系数为计算值的 100 倍,等值线为纬向速度场的回归系数。从图 7 中可以看到,高原(青藏高原、云贵高原)东侧的地形抬升区域,也为回归风场的抬升区域,地形对于气流抬升的效果显著。结果表明,AO 偏强时中国东风增强,会将更多的水汽从海洋输送至中国中部地区,在高原地形抬升的影响下转变为上升气流增强,进而影响当地的降水活动。

总结得出,冬春季 AO 的变化会对不同高度上的风场产生影响。AO 偏强时,区域 II 内,高原东侧的东风增强,并受地形影响逐渐转变为上升气流,使该地区的垂直抬升运动增强,有利于该区域的降水活动发生发展。

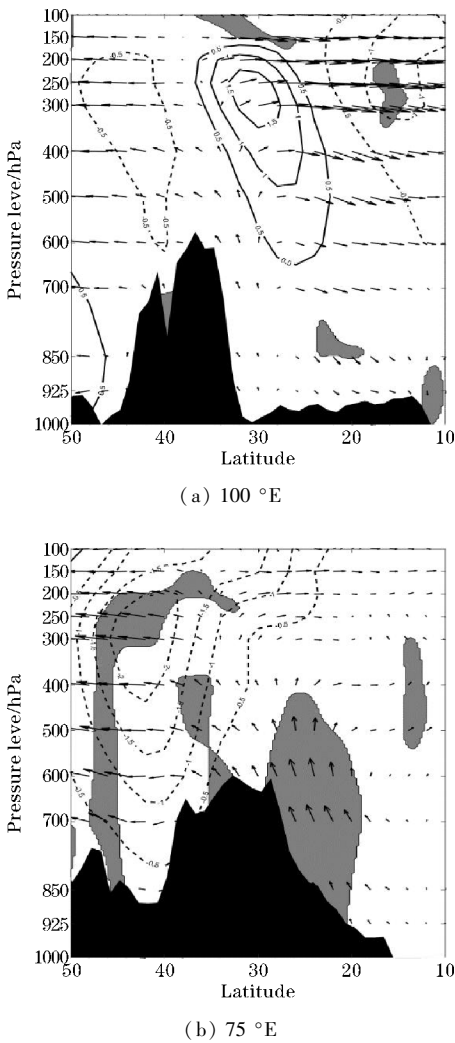
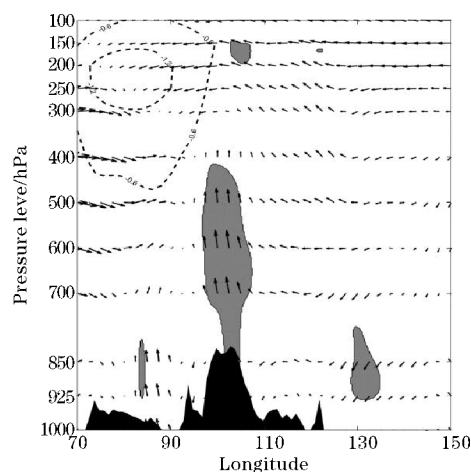
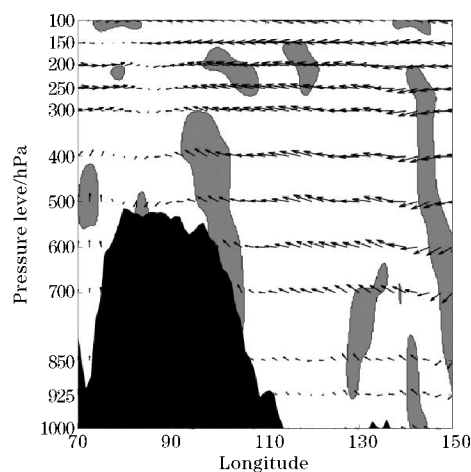


图6 1979–2016 年冬春季 AO 指数与同期大气运动速度的回归系数分布经向垂直剖面图(虚线为东风,实线为西风,黑色区域为地形,阴影区为垂直速度通过 95% 显著性检验区域)



(a) 25°N



(b) 35°N

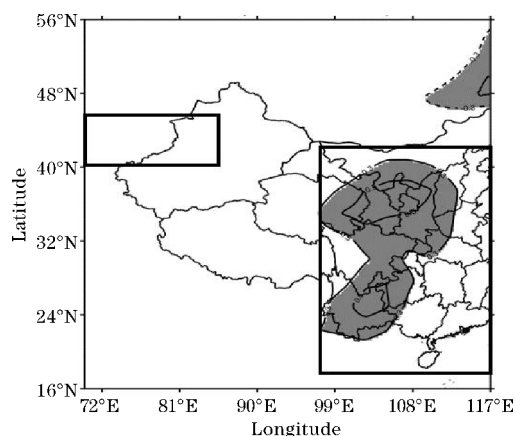
图7 1979–2016年冬春季AO指数与同期大气运动速度的回归系数分布纬向垂直剖面图(虚线为北风,实线为南风,黑色区域为地形;阴影区为垂直速度通过95%显著性检验区域)

4.3 冬春季AO指数与湿度场的关系

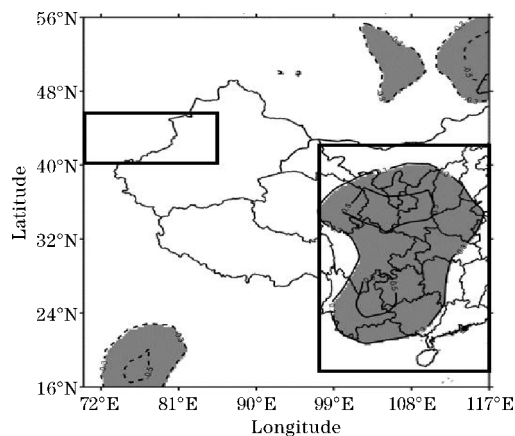
降水的形成不仅依赖于水平风场和垂直速度,还与低空湿度场的变化息息相关。AO偏强时西太平洋的异常东风增强,可能会将水汽从海洋输送至中国内陆地区,为当地降水增加提供有利条件。为了验证该猜想,利用AO指数与低空湿度场计算相关系数(图8),来检查AO与低层大气湿度之间的关系。如图8所示,冬春季AO与湿度的显著相关区域位于20°N~40°N、100°E~110°E,为显著正相关区域。对比图3(a)与图8,发现在区域II与低层湿度的显著相关区域非常相似;但在区域I的湿度与AO活动的相关性则不显著。结果表明,AO偏强时低空水汽受东风增强的影响,将水汽从海洋上输送至中国中部,使水汽在区域II内大量聚集,伴随强烈的上升运动,区域II内降水偏多。但是这结果并不能解释在降水显著相关区I内,AO偏强时降水偏少的现象。

4.4 冬春季AO指数与位势高度场的关系

中国西北冬季的降水活动受冷空气影响较强,而



(a) 925 hPa



(b) 800 hPa

图8 1979–2016年冬春季AO指数与湿度场的相关系数(虚线为负相关区域,实线为正相关区域;填色为通过95%显著性检验区域)

新疆作为冷空气进入中国的主要路径之一,AO偏强时区域I内降水偏少可能是由于冷空气变化所导致的。众所周知,冷空气的爆发是由500 hPa上极涡与极地高压共同作用所导致的。AO是北半球1000 hPa最显著的模态,它的变化或许会影响中高层位势高度场的变化,进而通过冷空气影响中国西北部降水。利用冬春季AO指数与中、高层(500 hPa与100 hPa)位势高度场计算两者之间的相关系数(图9),检查AO活动与中、高层位势高度场的变化是否存在关联,并且讨论AO活动是否会影响冷空气活动的发展。

如图9所示,在100 hPa和500 hPa上,极区始终为显著负相关区域。在500 hPa高度上,东亚、欧洲、大西洋及北美的中纬度地区为显著正相关,中亚中纬度地区为负相关区域。在100 hPa高度上,中纬度地区除中亚外则都为显著正相关区域。冬春季AO偏强时极涡增强,中纬度高压脊在东西伯利亚、欧洲和北美等地增强。使冬春季冷空气更加强盛且更易爆发。该现象在中国具体表现为:在冬春季巴湖西北方向上的冷空气增强,但东西伯利亚高压脊会迫使这支冷空气在巴湖转向北上,导致冷空气难以影响到天山山脉,造成冬春季区域I降水减少。同时西伯利亚地区高层形成“槽后脊前”的环流形势,气流辐合下沉并增强西伯

利亚高压,有利于潮湿的海风进如中国内陆地区,造成区域Ⅱ降水增加。

综上所述,依据 AO 活动对中国中西部地区降水

的影响,选取两个 AO 与降水的显著相关区域进行系统的分析,建立基于 AO 的降水概念模型(图 10)。

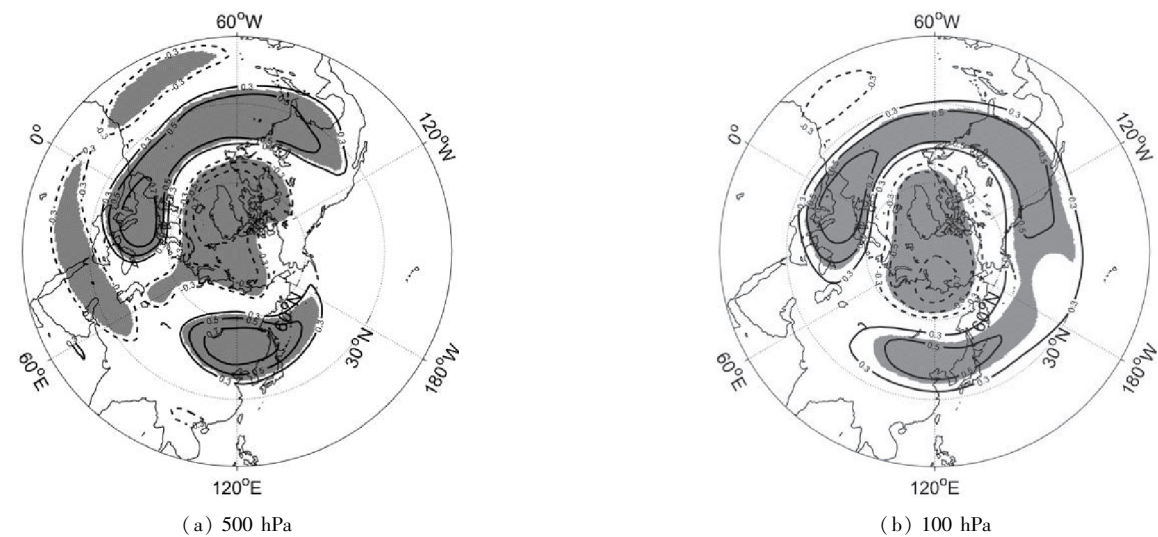


图 9 1979–2016 年冬春季 AO 指数与同期位势高度场的相关系数(虚线为负相关区域;实线为正相关区域;填色为通过 95% 显著性检验区域)

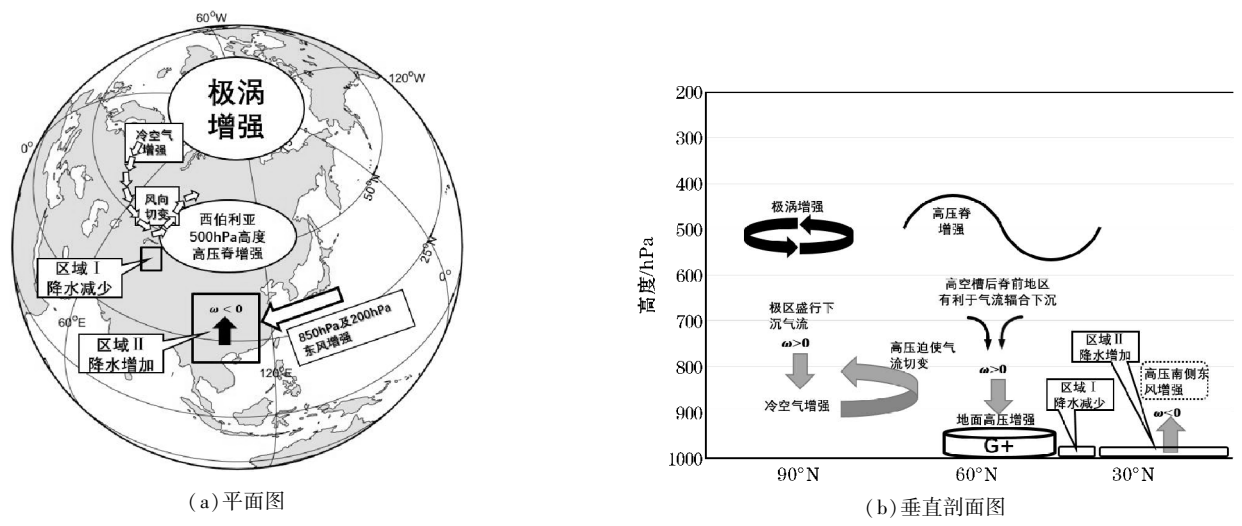


图 10 冬春季 AO 正位相时降水预报概念模型

5 结论与讨论

对 1979–2016 年间冬春季 AO 与中国中西部降水的相关关系进行了讨论,并分析了 AO 活动对同期大气环流影响进而对中国西部降水影响,得到以下结论:

(1)冬春季 AO 活动与同期降水的相关关系显著,与滞后期降水的相关关系随时间减弱,且区域Ⅰ的滞后性强于区域Ⅱ。AO 与中国中西部同期降水存在两个显著相关区域,分别是:位于中国新疆西部的区域Ⅰ,及高原东侧的区域Ⅱ。

(2)区域Ⅰ内降水变化与极涡、中纬度高压脊关系密切。冬春季 AO 偏强时极涡、中纬度高压脊增强,使高纬的冷空气更加强盛且更易爆发,表现为巴湖西北方向的西北风增强。同时这支冷空气在东西伯利亚

高压脊的影响下在巴湖地区转为偏南气流,难以从新疆入侵中国,导致区域Ⅰ冬春季干旱少雪。

(3)区域Ⅱ内降水变化与西伯利亚高压及季风关系密切。AO 偏强时西伯利亚高压增强,西太平洋至中国中部东风增强,为中国带来了充足的水汽,这支异常东风在高原东侧受地形影响强迫抬升,导致区域Ⅱ降水增多。

选用最为显著的冬春季 AO 展开研究,讨论了冬春季 AO 对中国中西部地区同期降水的影响。发现冬春季 AO 主要通过控制西伯利亚高压,来对东亚地区的风场、湿度场造成影响,进而对中国中西部降水产生影响。文章还总结了冬春季 AO 对中国中西部地区降水影响的物理机制,对中国短期气候预测提供了理论依据。但 AO 活动不仅具有季节性波动特征,还具有准双周振荡的特征,该特征是否会影响中国降水分布

尚不清楚,有待今后更加深入的研究。

致谢:感谢成都市科技惠民项目(2016-MH01-00038-SF)对本文的资助

参考文献:

- [1] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys Res Lett*, 1998, 25(9): 1297-1300.
- [2] Miller A J, Zhou S, Yang S K. Relationship of the Arctic and Antarctic Oscillations to the outgoing longwave radiation [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(10): 1583-1592.
- [3] 胡森, 龚道溢, 王璐, 等. 1-3月北极涛动对北半球热带太平洋和大西洋对流活动的可能影响[J]. *气象学报*, 2012, 70(3): 479-491.
- [4] 韩国泳, 李君, 赵敏芬. 北极涛动指数对河南降水的可能影响[J]. *安徽农业科学*, 2010, 38(12): 6325-6328.
- [5] Gong Daoyi, Changhoi H O. Arctic Oscillation signals in the East Asian summer monsoon [J]. *Geophys Res*, 2002, 108.
- [6] 李春, 罗德海, 方之芳, 等. 北极涛动年代际变化与华北夏季降水的联系[J]. *大气科学学报*, 2005, 28(6): 755-762.
- [7] 王晓娟, 方之芳. 中国地面气温年际和年代际变化及其与北冰洋涛动指数的关系[J]. *高原气象*, 2004, 23(z1): 80-88.
- [8] 所玲玲, 黄嘉佑, 谭本旭. 北极涛动对我国冬季同期极端气温的影响研究[J]. *热带气象学报*, 2008, 24(2): 163-168.
- [9] 龚道溢. 北极涛动对东亚夏季降水的预测意义[J]. *气象*, 2003, 29(6): 3-6.
- [10] Wu Bingyi, Wang Jia. Possible impacts of winter

Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian Winter Monsoon and Sea-Ice extent [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 2: 297-320.

- [11] 龚道溢, 王绍武. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响[J]. *地理学报*, 2003, 58(4): 559-568.
- [12] 龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关[J]. *科学通报*, 2002, 47(7): 546.
- [13] 金大超, 管兆勇, 蔡佳熙, 等. 近50年华东地区夏季异常降水空间分型及与其相联系的遥相关[J]. *大气科学*, 2010, 34(5): 947-961.
- [14] 吕俊梅, 祝从文, 据建华, 等. 近百年中国东部夏季降水年代际变化特征及其原因[J]. *大气科学*, 2014, 38(4): 782-794.
- [15] 陶云, 黄玮, 郑建萌, 等. 云南冬季降水的演变特征及成因分析[J]. *高原气象*, 2014, 33(1): 130-139.
- [16] 董蕾, 张明军, 王圣杰, 等. 基于格点数据的西北干旱区极端降水事件分析[J]. *自然资源学报*, 2014, 29(12): 2048-2057.
- [17] 纳丽, 李欣, 朱晓炜, 等. 宁夏近50 a降水集中度和集中期特征分析[J]. *干旱区地理(汉文版)*, 2012, 35(5): 724-731.
- [18] 陈文, 兰晓青, 王林, 等. ENSO和北极涛动对东亚冬季气候异常的综合影响[J]. *科学通报*, 2013, 58(8): 634-641.
- [19] Thompson D W J, Wallace J M. Annual modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability [J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(13): 1000-1016.
- [20] 关学锋, 孙卫国, 李敏姣, 等. 1965—2012年新疆北部地区气候变化及其对北极涛动的响应[J]. *干旱区研究*, 2016, 33(4): 681-689.

The Linkage between Winter-spring Arctic Oscillation and Precipitation over Western and Central China

WEN Shihao, ZHOU Yunjun, HU Miao

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: Based on the CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) datasets, Arctic oscillation (AO) index from 1979 to 2016, the influence of AO on the winter-spring (January to March) precipitation corresponding over western and central China are studied. The results show that: There is a significant correlation between the winter-spring AO and the precipitation, but the relativity of AO and precipitation weaken in the long window. In the years of strong AO index, the precipitation declines over the region I (17°N – 42°N , 97°E – 112°E), and the precipitation increase over the region II (40°N – 45°N , 70°E – 82°E). When the AO is enhanced, the Siberian high and the Polar vortex are enhanced, and the wind field and humidity field in east Asia also change. In the end, it affects the precipitation distribution over western and central China. The winter-spring AO is closely related to the precipitation, and it can provide useful signal for the forecast of precipitation over western and central China.

Keywords: arctic oscillation; precipitation; western china; interannual variability; teleconnection