

亚洲-太平洋涛动与中国南方地区 1月降水异常的关系^{*1}

刘 舸¹ 赵 平¹ 董才桂^{1,2}
LIU Ge¹ ZHAO Ping¹ DONG Caigui^{1,2}

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

2. 中国科学院大学, 北京, 100049

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

2012-05-29 收稿, 2013-01-26 改回.

刘舸, 赵平, 董才桂. 2013. 亚洲-太平洋涛动与中国南方地区 1 月降水异常的关系. 气象学报, 71(3): 462-475

Liu Ge, Zhao Ping, Dong Caigui. 2013. The relationship between the Asian-Pacific Oscillation and January precipitation anomalies over southern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(3): 462-475

Abstract Using the NCEP, ERA-40 reanalysis datasets and the monthly precipitation data from the 160 stations of China, the relationship between the January precipitation anomaly over southern China and the simultaneous Asian-Pacific Oscillation (APO), as well as the previous APO, is investigated, and the associated mechanism for the relationship is also discussed. The results show that the January APO index can reflect well the simultaneously anomalous precipitation over southern China. The variability of APO may lead to the anomalous geopotential height at the lower troposphere and be then closely related to the anomalous precipitation over southern China through affecting the lower-tropospheric winds at the lower latitudes. Corresponding to lower (higher) APO index, the lower-tropospheric geopotential height is higher (lower) over the southern part of East Asia and its adjacent oceans and is lower (higher) over the eastern Pacific. Accordingly, the southwesterly (northeasterly) winds prevail over the South China Sea and the coast of South China, and they gradually weaken from the South China Sea to southern China, which result in a convergence (divergence) over southern China. Consequently, the southwesterly (northeasterly) winds may lead to more (less) warm and humid air transportation into southern China and the associated vapor convergence (divergence), and eventually give rise to more (less) precipitation over southern China. The APO has a good persistence. Specifically, the anomalous signal of the October APO can persist until the following January, accompanying with continuous high correlations between the October APO index and that in the following months until January. Therefore, the previous October APO index has a significant relationship with the following January precipitation over southern China, and can be considered as an important precursory factor.

Key words Asian-Pacific Oscillation (APO), Precipitation forecast, Land-sea thermal contrast, Southern China, Winter

摘 要 利用 NCEP、ERA-40 再分析资料和中国 160 个观测站逐月降水资料, 分析了同期和前期亚洲-太平洋涛动 (APO) 与中国南方地区冬季 1 月降水异常的关系, 并讨论了相应的联系机制。研究发现, 1 月亚洲-太平洋涛动指数能够很好地反映同

^{*} 资助课题: 国家自然科学基金创新群体基金 (40921003)、国家国际合作专项 (2011DFG23450)、国家重点基础研究发展计划项目 (2010CB428606)、中国气象科学研究院基本科研业务费专项 (2010Z001, 2013Z002)、气象关键技术集成与应用项目 (CMAGJ2011Z08)。

作者简介: 刘舸, 主要从事东亚季风研究。E-mail: liuge@cma.gov.cn

通讯作者: 赵平, 主要从事季风与气候变化研究。E-mail: zhaoping@cma.gov.cn

期中国南方地区降水异常。亚洲-太平洋涛动的异常变化可能影响对流层低层位势高度场,进而通过影响亚洲中、低纬度地区的对流层低层风场与中国南方地区降水紧密联系。当亚洲-太平洋涛动指数偏低(高)时,对应在东亚南部及其邻近海域对流层低层位势高度偏高(低),东太平洋位势高度偏低(高)。相应地,南海以及华南沿海地区为异常西南(东北)风控制,且该异常风向北逐渐减弱,进而在中国南方地区辐合(辐散),这既有(不)利于暖湿气流向中国南方地区输送,同时也造成了该地区的水汽辐合(辐散),从而导致降水偏多(少)。亚洲-太平洋涛动具有很好的持续性,上一年 10 月亚洲-太平洋涛动异常可一直持续至当年 1 月,表现出连续的显著相关特征。因此,其与中国南方地区 1 月降水异常也具有显著联系,可以作为指示 1 月中国南方地区降水多寡的一个前兆因子。

关键词 亚洲-太平洋涛动, 降水预测, 海陆热力差异, 中国南方, 冬季

中图法分类号 P461+.2

1 引言

近年来,与东亚冬季风以及中国南方地区冬季降水异常紧密联系的气象灾害频繁发生,特别是 2008 年 1 月,中国南方地区发生了历史罕见的雨雪灾害,对该地区的交通运输、电力传输、通讯设施、农业以及人民群众生活造成严重影响,因此,越来越受到广大学者、政府以及民众的关注,也促使一些学者特别针对近几十年来中国南方地区 1 月降水的变化特征及其成因进行研究(张自银等,2008;刘毅等,2008;付建建等,2008;宗海锋等,2008;马宁等,2011;Nan, et al, 2012)。

影响东亚冬季风强弱及其相应的冬季降水、温度异常的因素有很多,例如北极涛动(Wu, et al, 2002;Gong, et al, 2003; 琚建华等, 2004; 陈文等, 2006)、北太平洋涛动(王林等, 2011)、ENSO(郭其蕴等, 1990; 陶诗言等, 1998; Wu, et al, 2003; 何溪澄等, 2007, 2008; Zhou, et al, 2010a)、热带大气季节内振荡(马宁等, 2011)、赤道中太平洋和西太平洋对流活动(郭艳君等, 1998)、北大西洋海温异常(Li, et al, 2007; 付建建等, 2008; Han, et al, 2011)、黑潮区海温异常(陈佩燕等, 2001; 宗海锋等, 2008; 刘实等, 2010)、热带西印度洋海温异常(刘实等, 2010)、北极海冰(武炳义等, 1999, 2011)和中国东部土壤湿度(Liu, et al, 2012a)等。其中,仅就中国南方地区 1 月降水异常而言,付建建等(2008)指出强拉尼娜事件能部分解释南方地区的降水偏多,同时北大西洋增暖也是影响因素之一。此外,黑潮区海温异常偏暖可引起西太平洋副热带高压异常偏北,从而加强来自海洋的暖湿气流向中国南方地区的输送,引起该地区 1 月降水偏多(宗海锋等, 2008)。张自银等

(2008)更强调环流系统的作用,发现中东急流、东亚经向风以及欧亚遥相关型能在很大程度上解释中国南方 1 月降水异常。Nan 等(2012)则认为亚洲地区冷源的强弱变化对中国东部地区 1 月降雪有重要影响,而 ENSO 和北极涛动与南方雨雪天气则没有显著的统计相关关系。上述研究表明,影响中国南方地区 1 月降水多寡的外强迫因子主要包括海洋和大陆热状况两方面,因此,能否利用反映海陆热状况的指数来指示中国南方地区 1 月降水变化,并由此探讨其同期和前期影响因子,值得深入研究。

新的研究(Zhao, et al, 2007; 赵平等, 2008)发现,亚洲和太平洋中纬度对流层扰动温度存在跷跷板现象,也即当亚洲大陆中纬度对流层偏冷时,中、东太平洋中纬度对流层偏暖;反之亦然。这一现象被称为亚洲-太平洋涛动(Asian-Pacific Oscillation, 简称 APO),是海-陆热力差异在对流层的一种体现。一些研究(赵平等, 2008; Zhou, et al, 2010b; Zhao, et al, 2011, 2012)指出,春季和夏季亚洲-太平洋涛动指数可以很好地反映中国东部降水异常。同时由于亚洲-太平洋涛动从春季到夏季存在较强的持续性,因此,可以作为反映夏季(主要是 6 月)降水多寡的前兆信号(刘舸等, 2012)。实际上,亚洲-太平洋涛动现象也存在于冬季,但其在亚洲的中心位置与夏季相比更偏南(赵平等, 2008)。那么,冬季亚洲-太平洋涛动是否也能反映中国冬季降水异常? 秋、冬季的亚洲-太平洋涛动是否也存在持续性? 前期亚洲-太平洋涛动是否可以作为反映冬季降水的前兆信号吗? 为了回答这些问题,本文分析了冬季各月亚洲-太平洋涛动指数与中国降水的关系,并着重探讨了同期和前期亚洲-太平洋涛动指数与中国南方地区 1 月降水的联系及其可能机制,以期为短期气

候预测业务提供参考。

2 资料和方法

本文所用资料包括:中国国家气候中心提供的1951—2011年中国160站的逐月降水资料;欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的ERA-40再分析资料,包括1957—2002年月平均的温度、位势高度、散度和风场等,其水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Uppala, et al, 2005)。另外,美国国家环境预测中心(NCEP)1951—2011年再分析月平均大气环流资料(Kalnay, et al, 1996)也被用来进一步检验研究结果。本文所用方法包括:经验正交函数分解(EOF)(Kundu, et al, 1976)、相关和回归分析等。

3 亚洲-太平洋涛动与中国东部地区1月降水的关系

3.1 冬季各月亚洲-太平洋涛动现象及其与降水的统计关系

参考赵平等(2008)的研究,首先利用ERA-40再分析资料(如无特别说明,下文结果都是基于ERA-40再分析资料得到的)对冬季各月(12、1和2月)北半球对流层各标准等压面的扰动温度(T')进行面积加权(Chung, et al, 1999)处理,然后利用经验正交函数分解方法进行分析。这里 $T' = T - \bar{T}$, T 指对流层温度, $\bar{T}$ 指 T 的纬圈平均。通过经验正交函数分解发现,在250和300 hPa上,冬季各月亚洲-太平洋涛动现象最为明显,且与赵平等(2008)针对整个冬季平均得到的结果基本一致(图略)。然而在更高层次(200—100 hPa)和更低层次(1000—400 hPa)上,亚洲-太平洋涛动结构则不是最主要的经验正交函数分解模态(图略)。可见,对于冬季各月来说,选取300—250 hPa平均的 T' 研究亚洲-太平洋涛动更为合理。因此,给出了冬季各月300—250 hPa平均 T' 的经验正交函数分解第1模态空间分布(图1)。由图1可见,在冬季不同月份,尽管经验正交函数分解第1模态的荷载中心有一定差异,但大体上对流层中上层扰动温度(T')在亚洲大陆的中低纬度上均出现正异常,而在东太平洋中纬度地区则为负异常,清楚地表现出了亚洲-太平洋涛动特征。这说明亚洲-太平洋涛动现象在冬季各月都存

在。

为了考察冬季各月亚洲-太平洋涛动所反映的降水情况,首先参考图1所示的正、负异常范围,将亚洲与太平洋地区300—250 hPa平均 T' 之差定义为冬季各月的亚洲-太平洋涛动指数。具体来说:

$$I_{\text{APO-Dec}} = T'_{(15^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}-125^{\circ}\text{E})} - T'_{(15^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 170^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{W})} \quad (1)$$

$$I_{\text{APO-Jan}} = T'_{(20^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}-150^{\circ}\text{E})} - T'_{(5^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 170^{\circ}-110^{\circ}\text{W})} \quad (2)$$

$$I_{\text{APO-Feb}} = T'_{(15^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}-135^{\circ}\text{E})} - T'_{(5^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 180^{\circ}-110^{\circ}\text{W})} \quad (3)$$

其中, $I_{\text{APO-Dec}}$ 、 $I_{\text{APO-Jan}}$ 和 $I_{\text{APO-Feb}}$ 分别是12月、1月和2月的亚洲-太平洋涛动指数。式(1)中的 $T'_{(15^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}-125^{\circ}\text{E})}$ 为12月亚洲($15^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$)区域内平均300—250 hPa的 T' ,而 $T'_{(15^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 170^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{W})}$ 则代表太平洋($15^{\circ}-35^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{W}$)区域内平均300—250 hPa的 T' 。1月和2月的亚洲-太平洋涛动指数定义与此类似,只是亚洲和太平洋区域范围不同。

冬季各月亚洲-太平洋涛动指数与同期中国站点观测降水的相关(图2)表明:12月,黄河流域表现为显著负相关,中国南方大部分地区也表现为负相关,但不显著(图2a);1月,长江以南地区表现为显著负相关,而中国北方黄河流域河套地区表现为正相关(图2b);2月,长江以南仍为显著负相关,但其范围与1月相比偏小,仅出现在华南地区,显著性也相对偏低。此外,在中国北方内蒙古地区也出现显著负相关(图2c)。综上所述,虽然在冬季不同月份亚洲-太平洋涛动与中国南、北方地区降水的关系存在一些差异,但是,其与中国南方降水的关系在冬季各个月份基本一致,都表现为负相关,只是其相关显著程度在各月有所不同,其中,12月最不显著,1月最为显著。对于中国北方降水而言,其与亚洲-太平洋涛动的关系则表现出较大差异,在不同月份甚至出现关系相反的情况。

3.2 亚洲-太平洋涛动与中国南、北方地区降水关系不同的成因

首先以1月降水为例考察亚洲-太平洋涛动与中国南、北方降水关系存在差异的原因。根据图2b所示显著相关范围,将($20^{\circ}-28^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}-123^{\circ}\text{E}$)

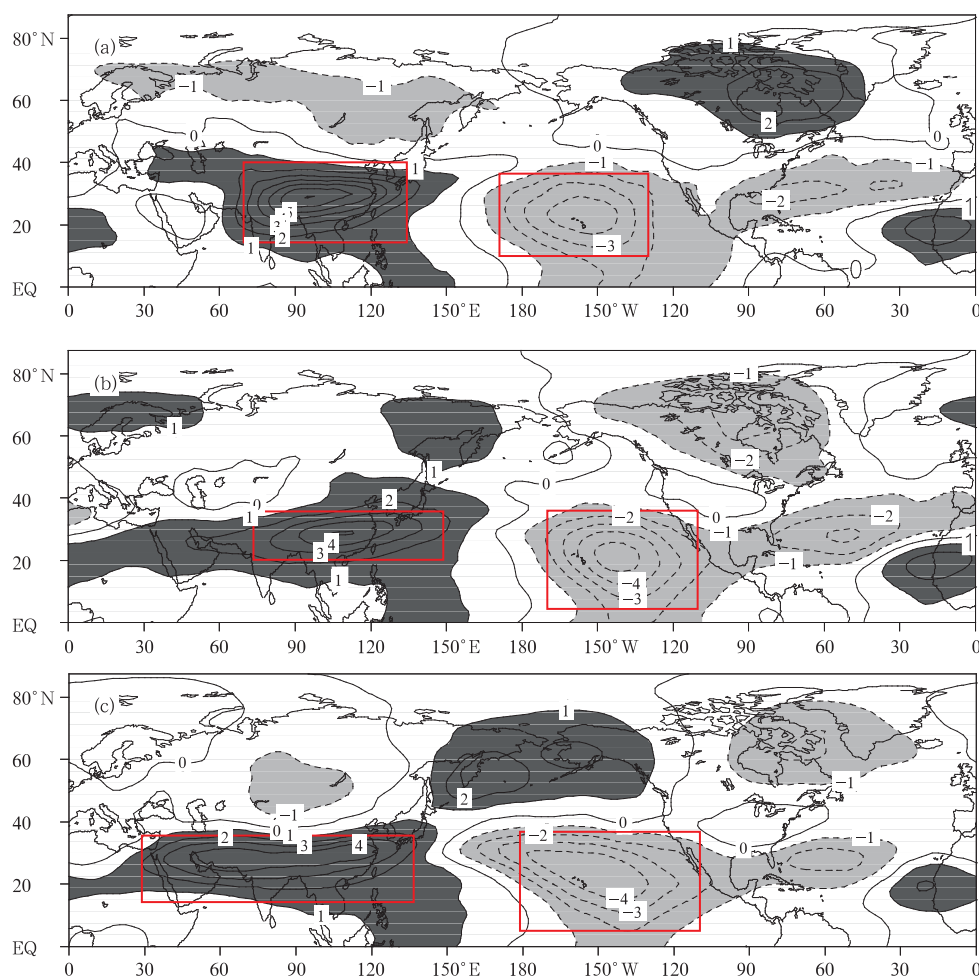


图 1 1957—2001 年 12 月(a)、1958—2002 年 1 月(b)和 2 月(c)300—250 hPa

T' 经验正交函数分解第 1 模态的空间分布

($\times 0.01$, 阴影区超过 ± 0.01 , 其中矩形框为亚洲-太平洋涛动指数定义选取范围)

Fig. 1 Spatial patterns of the first EOF modes for (a) the December 300–250 hPa

T' for the period 1957–2001, (b) the January, and (c) February 300–250 hPa

T' for the period 1958–2002

($\times 0.01$, the values in the shaded areas are over ± 0.01 , the red boxes

indicate the regions for the definition of the APO index)

区域内 30 个站平均的 1 月降水量定义为中国南方地区 1 月降水指数 ($I_{\text{Prec-S}}$), 将 (33° — 43°N , 105° — 123°E) 区域内 39 个站平均的 1 月降水量定义为中国北方地区 1 月降水指数 ($I_{\text{Prec-N}}$), 并据此给出了 $I_{\text{Prec-N}}$ 和 $I_{\text{Prec-S}}$ 回归的 925 hPa 风场 (图 3)。由图 3a 可见, 中国北方 40°N 附近及其东侧海面上为异常显著的偏东风气流, 说明这支气流是导致中国北方降水异常的一个重要因素, 当这一地区盛行异常偏东 (西) 风时, 有利 (不利) 于水汽从东部海面上向中国北方地区输送, 从而造成该地区 1 月降水偏多

(少)。1958—2002 年中国北方及其东侧海域 (35° — 42°N , 105° — 140°E) 区域平均的 925 hPa u 分量序列与中国北方地区降水 ($I_{\text{Prec-N}}$) 的相关系数为 -0.70 , 超过 99.9% 统计置信度, 这进一步说明了中国北方及其东侧海域的异常偏东风气流对中国北方降水的重要影响。

图 3b 表明, 对中国南方地区降水的影响最为显著的气流是中国南方沿海地区及其邻近海面上的异常偏南 (北) 风, 当该地区盛行异常偏南 (北) 风时, 有利 (不利) 于暖湿气流从中国南海地区向中国南方输

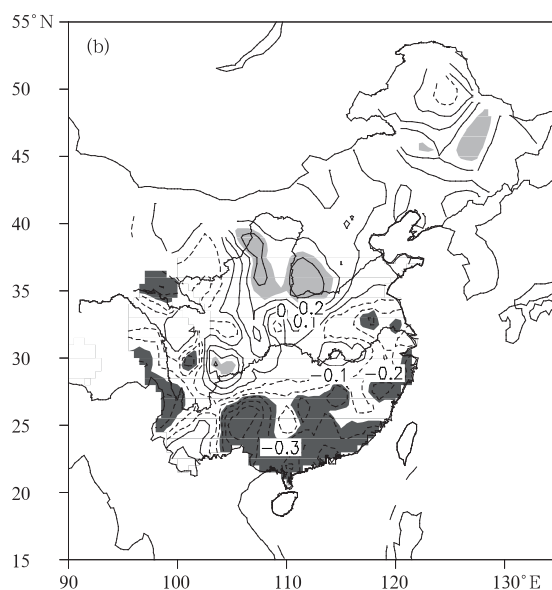
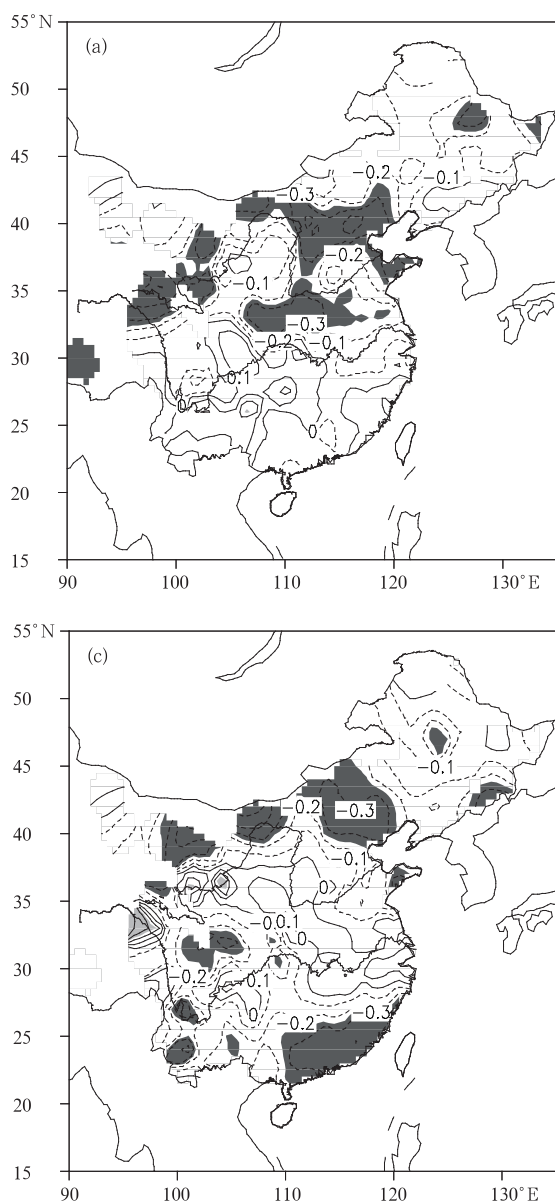


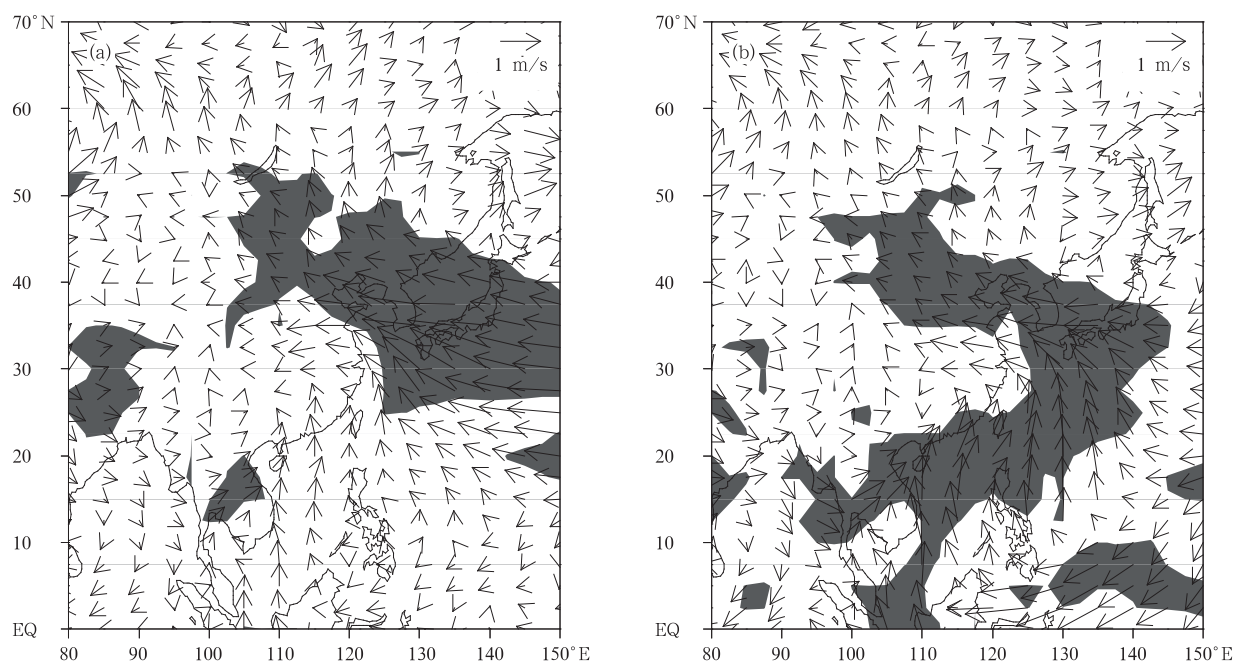
图2 1958—2002年 $I_{\text{APO-Dec}}$ (a)、 $I_{\text{APO-Jan}}$ (b) 和 $I_{\text{APO-Feb}}$ (c) 与同期降水的相关 (阴影区超过90%统计置信度)

Fig. 2 Spatial distribution of correlation coefficients of (a) the $I_{\text{APO-Dec}}$, (b) $I_{\text{APO-Jan}}$, and (c) $I_{\text{APO-Feb}}$ with the simultaneous precipitation for 1958–2002 (the shaded areas denote correlation significant at the 90% confidence level)

送,进而导致中国南方地区降水偏多(少)。1958—2002年中国南方沿海及其邻近海面(15°—21°N, 105°—125°E)区域平均的925 hPa v 分量序列与中国南方地区降水($I_{\text{prec-s}}$)的相关系数为0.63,超过99.9%统计置信度,也证实了该地区异常偏南风气流对中国南方降水的重要影响。如图3b所示,中国北方40°N附近及其东侧海面上也存在异常偏东风,但进一步分析发现,该地区区域平均的925 hPa u 分量序列与中国南方地区降水的相关系数为-0.48,与中国南方沿海及其邻近海面上的异常偏南风的作用相比偏小,而且也不是影响南方降水的直接原因。可见,影响中国南、北方地区降水的对流

层低层流场本身就存在差异。中国北方及其东侧海域的异常偏东风气流对中国北方降水具有重要影响,而影响中国南方地区降水的最为重要的因素是华南沿海地区及其邻近海面上的异常偏南风。马宁等(2011)的研究也发现,中国南方沿海的西南气流异常强盛可为中国南方输送充足的水汽,对该地区冬季降水具有重要影响。这一研究结果进一步支持了他们的观点。

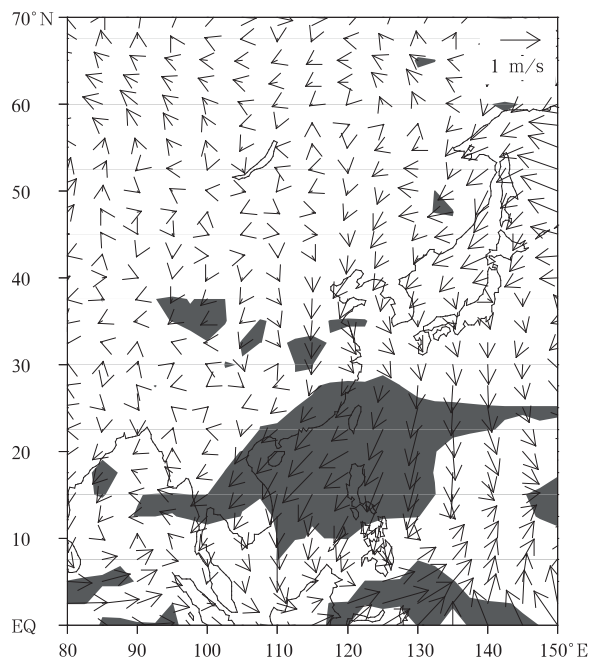
1月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Jan}}$)回归的同期925 hPa风场(图4)表明,在华南沿海地区及其邻近海面上出现了异常东北风,与图3b中显著异常偏南风位置相符,只是风向相反。说明 $I_{\text{APO-Jan}}$ 与对

图 3 1958—2002 年 $I_{\text{Prec-N}}$ (a)、 $I_{\text{Prec-S}}$ (b) 回归的 1 月 925 hPa 风场

(单位: m/s, 阴影区超过 95% 的统计置信度)

Fig. 3 Regressed January 925 hPa winds against (a) $I_{\text{Prec-N}}$ and (b) $I_{\text{Prec-S}}$ for the period 1958 - 2002

(unit: m/s, the anomalies significant at the 95% confidence level are shaded)

图 4 1958—2002 年 $I_{\text{APO-Jan}}$ 回归的 1 月 925 hPa 风场

(单位: m/s, 阴影区超过 95% 的统计置信度)

Fig. 4 Regressed January 925 hPa winds against

 $I_{\text{APO-Jan}}$ for the period 1958 - 2002

(unit: m/s, the anomalies significant at the 95% confidence level are shaded)

中国南方地区降水有重要影响的低纬度偏南风气流有紧密联系。当 $I_{\text{APO-Jan}}$ 偏高(低)时,上述地区盛行异常偏北(南)风,这不利(有利)于暖湿气流从孟加拉湾和中国南海向南方地区输送,进而导致中国南方地区降水偏少(多)。1958—2002 年 $I_{\text{APO-Jan}}$ 与中国南方地区区域平均的 1 月降水 ($I_{\text{Prec-S}}$) 表现出明显的反相关关系,相关系数为 -0.37 ,超过 98% 的统计置信度。这进一步说明, $I_{\text{APO-Jan}}$ 能够较好地反映同期中国南方地区降水变化。从图 4 上还可以看到, $I_{\text{APO-Jan}}$ 与中国北方地区及其东侧海面上偏北风异常的关系不明显,因此,对中国北方地区降水没有明显影响。1958—2002 年 $I_{\text{APO-Jan}}$ 与中国北方区域平均的 1 月降水 ($I_{\text{Prec-N}}$) 不存在显著相关,其相关系数仅为 0.11。

综上所述,亚洲-太平洋涛动在 1 月对中国南方和北方降水的影响不同的原因在于: $I_{\text{APO-Jan}}$ 与中国南方沿海及其以南海面上的异常偏南风气流关系密切,这支气流直接影响中国南方地区降水的多寡,因此,亚洲-太平洋涛动可通过调节该支气流的强弱进而影响中国南方地区降水的多寡。而 $I_{\text{APO-Jan}}$ 与对中国北方地区降水具有重要影响的偏东风气流没有

明显关系,因此,亚洲-太平洋涛动对中国北方降水也没有显著影响。

对于12月和2月,中国北方地区及其东侧海面上的异常偏东风气流同样是影响中国北方降水的重要因子(图略)。然而,在冬季各月,利用亚洲-太平洋涛动指数回归的同期925 hPa风场都表明,亚洲-太平洋涛动与华南沿海地区及其以南海面上的偏南风气流关系密切,而与中国北方40°N附近及其东侧海面上的偏东风气流的关系在1月和2月都不显著,仅在12月存在较为显著的联系(图略)。可见,冬季亚洲-太平洋涛动不是稳定地影响中国北方降水的主要因子。在冬季各月,中国北方降水与亚洲-太平洋涛动表现出来的不稳定关系可能仅反映了没有物理联系的“虚假”关系,而不是真正的降水对亚洲-太平洋涛动的响应。而且在冬季,气候态基本环流的月际演变在北方地区更为明显(图略),各月差异与南方地区相比也更显著,相应地北方地区降水分布在冬季各月也有很大差异。可见,尽管亚洲-太平洋涛动在冬季各月变化不大,但由于气候态基本环流及其相应的中国北方地区降水在冬季各月存在明显差异,因此,亚洲-太平洋涛动与北方降水在冬季各月的关系也表现出很大的差别(图2)。

3.3 1月亚洲-太平洋涛动指数与中国南方同期降水关系的物理解释

上述分析表明,1月亚洲-太平洋涛动指数与同期中国南方地区降水具有密切联系,并从亚洲-太平洋涛动对华南沿海地区及其邻近海域的低层风场影响的角度进行了初步探讨。下面更深入地分析对流层中高层大尺度温度分布异常(也即亚洲-太平洋涛动)如何影响低层风场以及相应的降水场。根据静力学方程,当某地气柱温度升高(降低)时,气柱将膨胀(压缩),从而引起气柱下部气压降低(增加),气柱上部气压增加(降低),所以,亚洲与太平洋的对流层温度变化可以引起当地高、低层气压系统的变化(Zhao, et al, 2010)。因此,夏季亚洲-太平洋涛动对南亚高压、副热带高压、大陆低压以及东亚夏季风等都具有重要影响(赵平等, 2008)。对于冬季, $I_{\text{APO-Jan}}$ 与同期对流层低层(925 hPa)位势高度场的相关(图5)表明,东亚南部及其邻近洋面表现为显著负相关,而在180°以东的太平洋地区则主要表现为显著正相关,这种正负结构与其上空的亚洲-太平洋涛动结构(图1b)有较好的对应关系。可见,亚洲-太平洋涛动的异常变化可以影响低层的位势高度场。

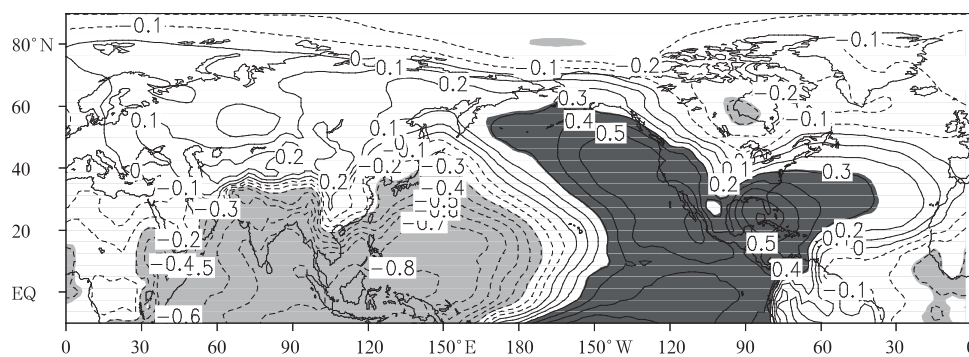


图5 1958—2002年 $I_{\text{APO-Jan}}$ 与同期925 hPa位势高度场的相关
(阴影区超过95%统计置信度)

Fig. 5 Spatial distribution of correlation coefficients between the $I_{\text{APO-Jan}}$ and the simultaneous 925 hPa geopotential height for 1958–2002
(the shaded areas denote correlation significant at the 95% confidence level)

那么,伴随亚洲-太平洋涛动的变化,低层位势高度异常是否可以引起东亚低纬度地区低层风场以及相应的中国南方地区降水异常呢?根据图5所示显著相关区,分别计算了1958—2002年1月东亚地区(10°S—30°N, 30°E—180°)和东太平洋地区

(10°S—50°N, 150°—105°W)区域平均的925 hPa位势高度序列,并给出了这两个序列分别与对流层低层(925 hPa)风场的回归(图6)。东太平洋位势高度序列回归的结果(图6a)表明,在华南沿海及其邻近海域为显著的异常东北风,这与 $I_{\text{APO-Jan}}$ 回归的

风场(图 4)具有很好的一致性。东亚位势高度序列回归的结果(图 6b)表明,在中国南方沿海及其邻近海域出现了异常西南风,也与亚洲-太平洋涛动指数回归结果(图 4)的显著区位置相符,只是风向相反。由于亚洲-太平洋涛动与东亚地区低层位势高度表现为显著负相关,因此,这种风向相反的情况是十分合理的。由此可见,与亚洲-太平洋涛动相联系的东亚与东太平洋地区低层位势高度的变化可能会引起东亚低纬度地区低层风场变化,进而影响中国南方地区

降水的多寡。东亚南部及其相邻海域的低纬度地区位势高度异常实际上和西太平洋副热带高压(副高)的强度与位置异常紧密联系,而副高与其西南缘的偏南风异常直接联系在一起,这在一定程度上解释了东亚地区低纬度位势高度变化与华南沿海地区异常西南风联系紧密的可能原因。然而,东太平洋地区低层位势高度变化为什么也与这支西南风异常联系紧密?其中是否存在真正的物理联系?目前尚不能给出明确解释,还有待利用数值模拟等方法进一步分析。

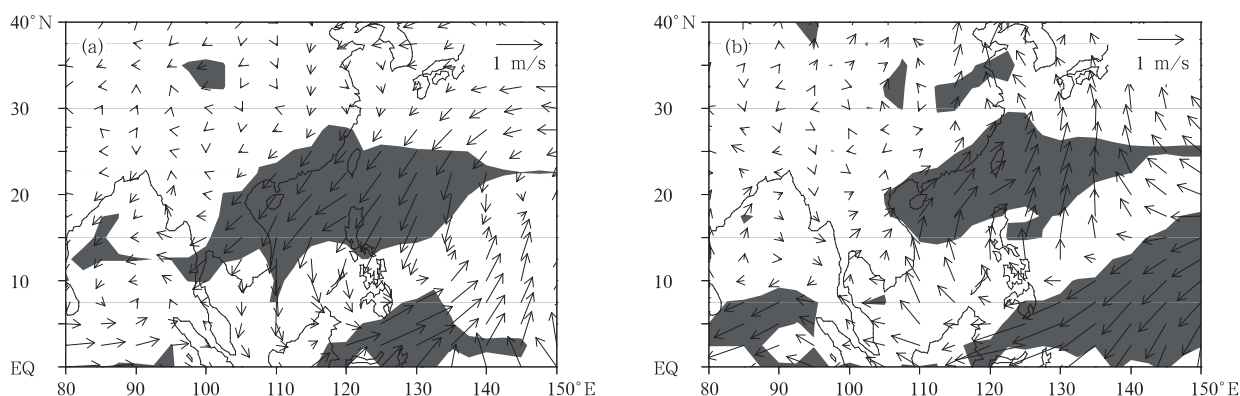


图 6 1958—2002 年东太平洋地区(a)和东亚地区(b)区域平均的 1 月 925 hPa 位势高度序列回归的同期风场
(单位: m/s, 阴影区超过 95% 的统计置信度)

Fig. 6 Regressed 925 hPa winds against the time series of January 925 hPa geopotential height regionally averaged over the eastern Pacific (a) and East Asia (b) for the period 1958—2002
(unit: m/s, the anomalies significant at the 95% confidence level are shaded)

此外需要指出的是,中国南方降水异常与风场的异常辐合、辐散有密切联系,因而对此进一步讨论。图 7a 和 7b 分别为 $I_{\text{Prec-S}}$ 和 $I_{\text{APO-Jan}}$ 回归的 1 月 925 hPa 散度场。结合图 3b 可以看出,中国南海以及华南沿海地区为异常西南风控制,同时南海地区的异常西南气流向北迅速减弱,这将导致中国南方地区出现异常辐合。 $I_{\text{Prec-S}}$ 回归的 1 月 925 hPa 散度场(图 7a)表明,当 $I_{\text{Prec-S}}$ 偏强时,对流层低层散度在中国南方地区的确表现为显著负异常,也即异常辐合,这将有利的该地区降水偏多,反之亦然。由图 4 可见,中国南海和华南沿海地区为显著的异常东北风,其中,最大异常偏北风出现在南海地区,它向北逐渐减弱,从而造成中国南方地区的异常辐散。从 $I_{\text{APO-Jan}}$ 回归的 1 月 925 hPa 散度场(图 7b)上也可以看出,对流层低层散度在中国南方地区的确表现为正异常,也即出现了异常辐散。可见,当 $I_{\text{APO-Jan}}$ 偏强(弱)时,对流层低层风场在中国南方地

区出现辐散(辐合),有助于该地区降水偏少(多)。

综上所述,亚洲-太平洋涛动的异常变化可以影响对流层低层位势高度场,当 $I_{\text{APO-Jan}}$ 偏弱(强)时,对应东亚南部及其邻近海域低层位势高度偏高(低),东太平洋位势高度偏低(高),进而引起低层风场异常,中国南海以及华南沿海地区为异常西南(东北)风控制,有(不)利于暖湿气流从孟加拉湾和中国南海向南方地区输送。同时,由于上述异常西南(东北)风都表现为向北逐渐减弱,进而造成在中国南方地区出现辐合(辐散)现象,这也有利于该地区的降水偏多(少),因而构成了 $I_{\text{APO-Jan}}$ 与 $I_{\text{Prec-S}}$ 的显著反相关关系。

3.4 前期亚洲-太平洋涛动与 1 月中国南方降水的关系

与中国南方地区 1 月降水异常紧密联系的亚洲-太平洋涛动信号可追溯到前期 10 月。从 1957—2001 年 10 月和 11 月 300—250 hPa 平均 T' 的经验

正交函数分解第 1 模态空间分布(图 8)可以看到, 10 月和 11 月, 亚洲大陆上空 T' 为正异常, 而在东太

平洋地区则为负异常, 同样表现出明显的亚洲-太平洋涛动结构。同样地, 参考图 8 所示正负异常

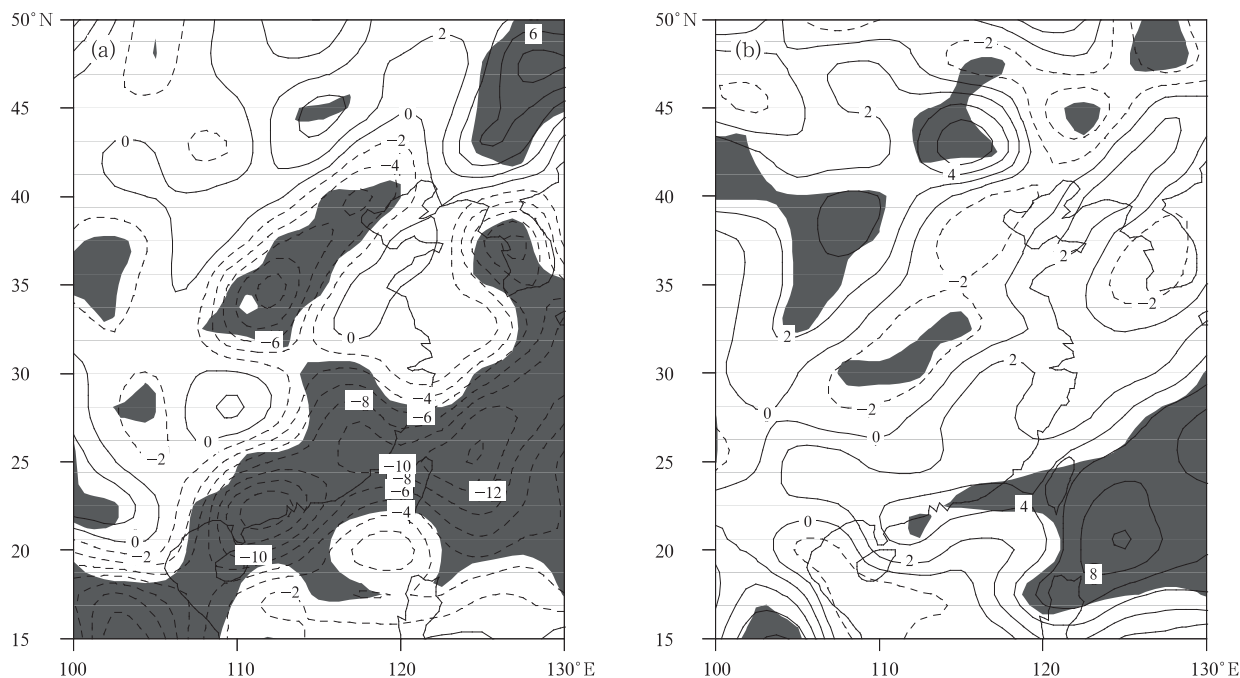


图 7 1958—2002 年 $I_{\text{Prec-s}}$ (a) 和 $I_{\text{APO-Jan}}$ (b) 回归的 1 月 925 hPa 散度

(单位: 10^6 s^{-1} , 阴影区超过 95% 统计置信度)

Fig. 7 Regressed January divergence at the 925 hPa against $I_{\text{Prec-s}}$ (a) and $I_{\text{APO-Jan}}$ (b) for the period 1958–2002

(unit: 10^6 s^{-1} , the anomalies significant at the 95% confidence level are shaded)

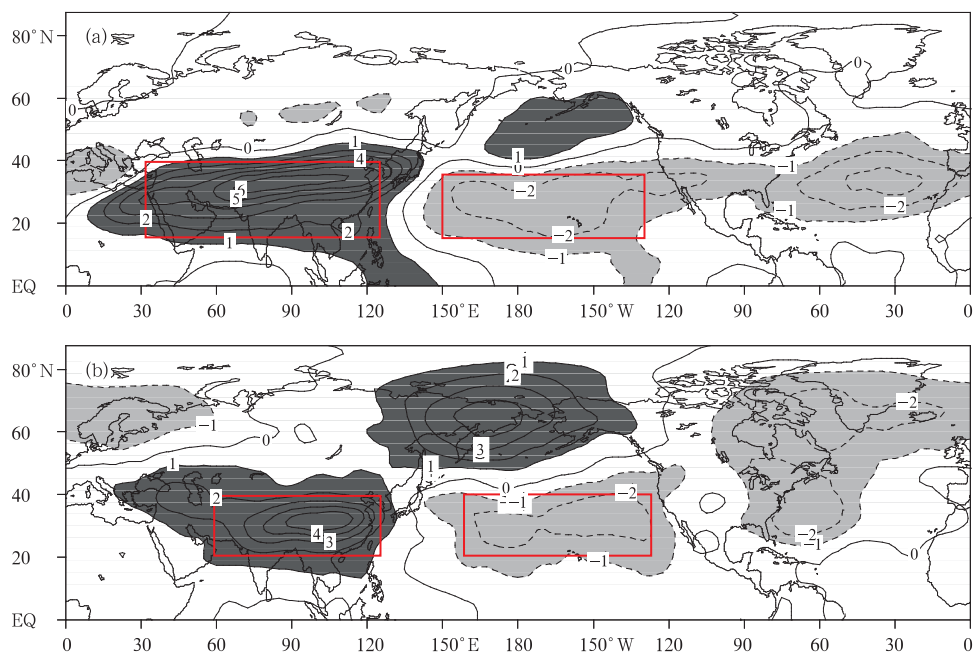


图 8 同图 1, 但为 1957—2001 年 10 月 (a) 和 11 月 (b) 的情况

Fig. 8 Same as Fig. 1 but for October (a) and November (b) of the period 1957–2001

范围,定义 10 月($I_{\text{APO-Oct}}$)和 11 月的亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Nov}}$):

$$I_{\text{APO-Oct}} = T'_{(15^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}-125^{\circ}\text{E})} - T'_{(15^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{W})} \quad (4)$$

$$I_{\text{APO-Nov}} = T'_{(20^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 60^{\circ}-125^{\circ}\text{E})} - T'_{(20^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 160^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{W})} \quad (5)$$

前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)与其后 1 月中国站点观测降水相关系数的空间分布(图 9a)表明,长江下游和中国南方地区出现显著负相关。1957—2001 年 10 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)序列与 1958—2002 年 1 月中国南方降水($I_{\text{Prec-S}}$)序列的相关系数为 -0.37 ,超过 98% 统计

置信度,进一步说明前期 10 月亚洲-太平洋涛动与后期 1 月中国南方地区降水也具有密切联系,在一定程度上可以作为一个前兆信号。

前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)回归的 1 月 925 hPa 风场(图 9b)表明,孟加拉湾东侧和中南半岛表现为显著的异常偏东风,在中国南海和华南沿海地区为显著的异常东北风。这一结果与利用同期 1 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Jan}}$)回归的风场(图 4)基本一致,同样在中国南海和华南沿海地区出现显著异常东北风。此外,图 9b 中同样表现出异常东北风自南海向北逐渐减弱的特征。因此,前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)回归的散

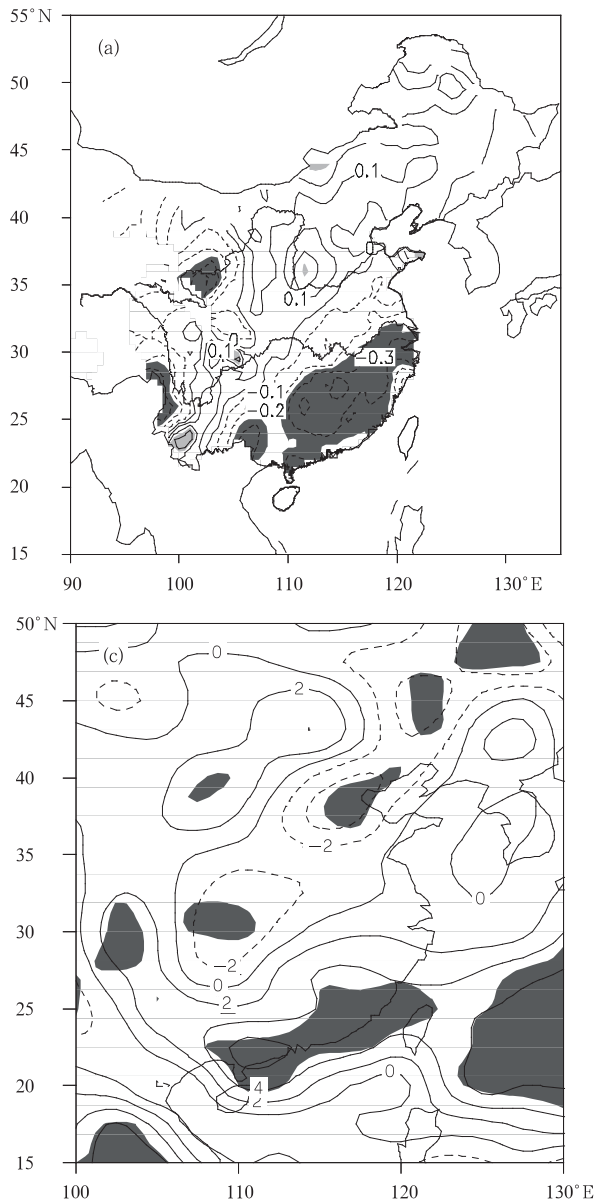


图 9 (a)1957—2001 年 $I_{\text{APO-Oct}}$ 与 1958—2002 年 1 月降水的相关(阴影区超过 90% 统计置信度); $I_{\text{APO-Oct}}$ 回归的 1 月 925 hPa (b) 风场(单位: m/s) 和 (c) 散度场(单位: 10^6 s^{-1} , 阴影区超过 95% 统计置信度)

Fig. 9 (a) Correlations between the 1957–2001 $I_{\text{APO-Oct}}$ and the 1958–2002 January precipitation (the shaded areas represent correlation significant at the 90% confidence level), (b) regressed January winds (unit: m/s), and (c) divergence (unit: 10^6 s^{-1}) at the 925 hPa (the anomalies significant at the 95% confidence level are shaded)

度场(图 9c)也相应地在中国南方地区表现出异常辐散,这也与图 7b 一致。说明前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数与其后 1 月的涛动指数对应的风场异常变化及其相应的对流层低层辐合、辐散是一致的,亚洲-太平洋涛动的影响具有持续性。

为了进一步说明亚洲-太平洋涛动的持续性,分析了前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)与其后各月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Nov}}$ 、 $I_{\text{APO-Dec}}$ 和 $I_{\text{APO-Jan}}$)的相关,其相关系数分别为 0.30、0.51 和 0.58,均超过 95%统计置信度。其中,前期 10 月的涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)与 1 月的涛动指数($I_{\text{APO-Jan}}$)的相关系数(0.58)超过 99.9%统计置信度。可见,由于亚洲-太平洋涛动的持续性,前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)的强弱变化可以反映其后 1 月的涛动指数($I_{\text{APO-Jan}}$)异常,进而通过调节东亚低纬度地区的低层风场,影响中国南方地区 1 月降水的多寡。具体来说,当前期 10 月亚洲-太平洋涛动

指数($I_{\text{APO-Oct}}$)偏低(高)时,其后 1 月的涛动指数($I_{\text{APO-Jan}}$)仍可维持偏低(高),异常西南(东北)风出现在中国南海以及华南沿海地区,同时上述异常气流均自南海地区向北逐渐减弱,这种异常气流一方面有(不)利于暖湿气流从孟加拉湾和中国南海向南方输送,另一方面也会造成在中国南方地区出现辐合(辐散)现象,进而导致该地区的降水偏多(少)。

3.5 NCEP 资料中亚洲-太平洋涛动与 1 月中国南方降水的关系

一些研究(Wu, et al, 2005; 黄刚, 2006; Liu, et al, 2012b)指出, NCEP 再分析资料在东亚地区可能存在虚假的年代际变化,因而前面主要利用 ERA-40 再分析资料进行研究。然而,由于 ERA-40 资料的长度较短,不能很好地说明亚洲-太平洋涛动与降水关系的稳定性。因此,进一步检验了 NCEP 再分析资料对本研究的适用性,并在此基础上对前面基于 ERA-40 资料的结果进行了验证。

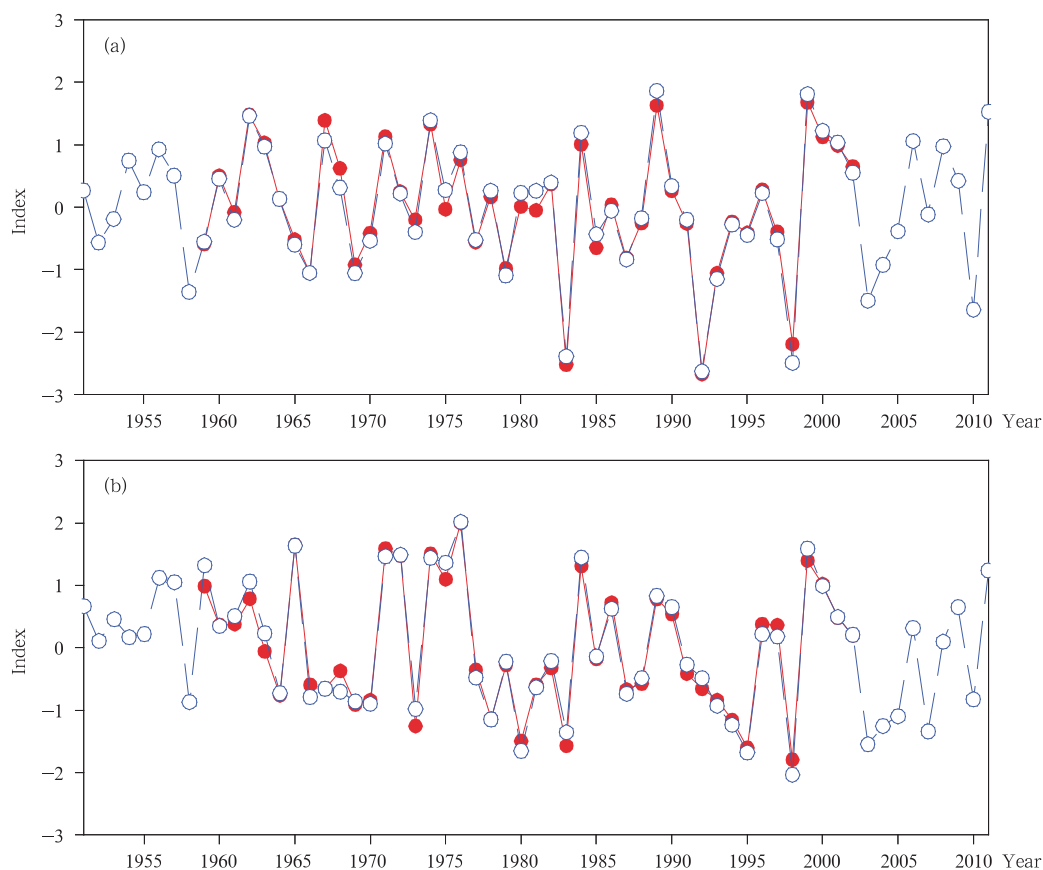


图 10 基于 NCEP(蓝线)和 ERA-40(红线)再分析资料得到的 10 月(a)和 1 月(b)标准化亚洲-太平洋涛动指数序列

Fig. 10 Normalized time series of the (a) October and (b) November APO index derived from the NCEP (blue line) and ERA-40 (red line) reanalysis data

对 NCEP 再分析资料进行经验正交函数分解发现,1951—2011 年 10—2 月的各月经正交函数分解第 1 模态空间分布特征与利用 ERA-40 再分析资料得到的结果非常一致(图略),因此,各月亚洲-太平洋涛动指数定义沿用式(1)—(5)。比较 NCEP 和 ERA-40 资料中各月亚洲-太平洋涛动指数序列发现,两者具有非常高的一致性。以 10 月和 1 月亚洲-太平洋涛动指数为例(图 10),可以看到,基于 NCEP 资料得到的亚洲-太平洋涛动指数序列(蓝线)和基于 ERA-40 资料得到的亚洲-太平洋涛动指数序列(红线)基本一致,1958—2002 年 10 月和 1 月两序列的相关系数均为 0.99。11 月和 12 月(图略),两序列的相关系数为 0.98。由于 NCEP 再分析资料中虚假的年代际变化主要体现在东亚地区(Liu, et al, 2012b),而亚洲-太平洋涛动指数不仅包括东亚,同时也考虑了太平洋地区的对流层扰动温度,因此,东亚地区存在的这种虚假年代际变化可能对亚洲-太平洋涛动指数的影响较小。利用 NCEP 再分析资料计算亚洲-太平洋涛动指数,进而分析其与中国南方地区降水的关系是合理的。

利用基于 NCEP 再分析资料得到的亚洲-太平洋涛动指数,可将研究时段拓展为 1951—2011 年。

1951—2011 年 1 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Jan}}$)与 1 月降水的相关分布(图 11a)表明,在中国南方地区出现了显著负相关,这与利用 ERA-40 资料得到的相关结果(图 2b)基本一致。而且,1951—2011 年 1 月亚洲-太平洋涛动指数与中国南方地区 1 月降水指数($I_{\text{Prec-S}}$)的相关系数为 -0.38 ,超过 99% 统计置信度。前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数与 1 月降水同样在中国南方地区表现出了显著负相关特征(图 11b),与基于 ERA-40 资料得到的结果(图 9a)也十分一致。前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数与中国南方地区 1 月降水指数($I_{\text{Prec-Jan}}$)的相关系数为 -0.35 ,也超过 99% 统计置信度。另外,1951—2011 前期 10 月亚洲-太平洋涛动指数($I_{\text{APO-Oct}}$)与其后各月的涛动指数($I_{\text{APO-Nov}}$ 、 $I_{\text{APO-Dec}}$ 和 $I_{\text{APO-Jan}}$)也显著相关,它们的相关系数分别为 0.38、0.54 和 0.64,均超过 99% 统计置信度。可见,同期和前期亚洲-太平洋涛动与中国南方地区 1 月降水的密切关系在更长的时段(1951—2011 年)仍然存在,而且,前期 10 月亚洲-太平洋涛动直至 1 月都有很好的自相关,这进一步说明亚洲-太平洋涛动可以作为指示后期 1 月中国南方地区降水多寡的一个前兆信号。

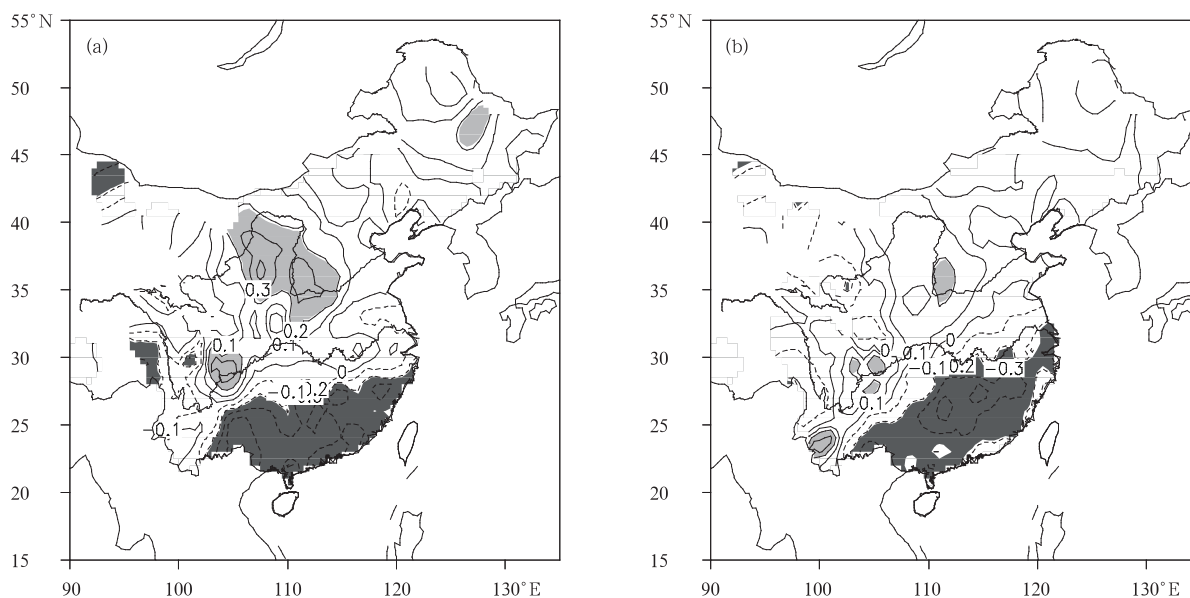


图 11 1951—2011 年 1 月(a)和前期 10 月(b) 亚洲-太平洋涛动指数与 1 月降水的相关
(阴影超过 90% 统计置信度)

Fig. 11 Correlations of the (a) January and (b) previous October APO index with
the January precipitation for the period 1951 – 2011
(the shaded areas show correlation significant at the 90% confidence level)

4 结论与讨论

本文探讨了同期和前期亚洲-太平洋涛动与中国南方地区1月降水的联系及相应的联系机制。利用NCEP和ERA-40再分析资料得到的结果一致表明,1月亚洲-太平洋涛动指数能够很好地反映同期中国南方地区降水异常。亚洲-太平洋涛动的异常变化可以通过影响对流层低层位势高度场,进而与东亚低纬度地区对流层低层的风场紧密联系,调节暖湿气流自孟加拉湾和南海向中国南方地区的输送及其相应的辐合、辐散,从而与同期中国南方地区降水表现出显著负相关关系。由于亚洲-太平洋涛动的持续性,前期10月亚洲-太平洋涛动与中国南方地区1月降水异常也具有显著联系,可以作为指示后期1月中国南方地区降水多寡的一个前兆信号。前期10月亚洲-太平洋涛动指数偏低(高)时,其后1月亚洲-太平洋涛动指数仍维持偏低(高),异常西南(东北)风出现在中国南海以及华南沿海地区,同时表现为自南海地区向北逐渐减弱。该异常气流一方面有(不)利于暖湿气流从孟加拉湾和南海向中国南方输送,同时它的这种向北逐渐减弱的特征也会造成在中国南方地区出现辐合(辐散),进而导致该地区的降水偏多(少)。

前面的研究发现,亚洲-太平洋涛动指数异常从上一年的10月直至当年的1月都有很强的持续性。亚洲-太平洋涛动指数反映的是亚洲与太平洋对流层的热力差异(Zhao, et al, 2007; 赵平等, 2008),那么亚洲和太平洋上空各自扰动温度变化的持续性又是怎样的呢? 根据式(1)~(5)定义的亚洲地区和太平洋地区平均300—250 hPa的 T' ,分别计算了它们各自的持续性。其中在亚洲上空,前期10月对流层温度与其后各月(11、12和1月)对流层温度的相关系数分别为0.37、0.42和0.42,均超过98%的统计置信度;在太平洋上空,前期10月对流层温度与其后各月(11、12和1月)对流层温度的相关系数分别为0.16、0.54和0.66,其中,与12月和1月对流层温度的相关系数都超过了99.9%的统计置信度,然而与邻近的11月对流层温度的相关则很弱。这一结果暗示,太平洋上空对流层温度持续性并不能完全解释亚洲-太平洋涛动的显著持续性,亚洲大陆上空对流层温度异常本身的持续性起了更重要的作用。由于亚洲-太平洋涛动指数综合了亚洲和太平

洋上空的对流层温度异常信息,所以,从10月至1月体现出连续的显著相关,成为指示后期降水的一个重要前兆信号。这也表明,在研究中国冬季气候时,同时考虑海洋和大陆热状况两方面的作用可能更为合理。然而需要指出的是,无论是亚洲-太平洋涛动指数,或者亚洲、太平洋上空各自的对流层温度,其10月的值与最邻近的11月值的相关系数均比与12月和1月值的相关系数小。这种现象是否与亚洲大陆和太平洋热状况在秋冬季发生的月尺度低频变化有关,值得深入探讨,对于其具体原因也需今后进一步研究。

东亚中、低纬度地区对流层低层风场异常是联系亚洲-太平洋涛动与中国南方1月降水的重要途径。然而,需要指出的,除低纬度风场外,一些中高纬度系统(如东亚大槽和贝加尔湖附近的阻塞高压等)对中国南方降水也具有重要影响。冬季亚洲-太平洋涛动中心位置主要位于中、低纬度地区,其反映中高纬度系统的能力相对偏弱。因此,对于冬季气候预测来说,在考察亚洲-太平洋涛动影响的基础上,显然还需要综合分析其他各种因子,特别是能反映中高纬度环流系统的因子的共同作用。如何综合亚洲-太平洋涛动和其他因子的共同作用,进而提高冬季气候预测水平,也有待今后进一步研究。

致谢:感谢中国气象科学研究院业务交流计划,以及在交流期间国家气候中心的大力支持。

参考文献

- 陈佩燕, 倪允琪, 殷永红. 2001. 近50年来全球海温异常对我国东部地区冬季温度异常影响的诊断研究. 热带气象学报, 17(4): 371-380
- 陈文, 康丽华. 2006. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系: 准定常行星波的作用. 大气科学, 30(5): 863-870
- 付建建, 李双林, 王彦明. 2008. 前期海洋热状况异常影响2008年1月雪灾形成的初步研究. 气候与环境研究, 13(4): 478-490
- 郭其蕴, 王日升. 1990. 东亚冬季风活动与厄尔尼诺的关系. 地理学报, 45(1): 68-77
- 郭艳君, 倪允琪. 1998. ENSO期间赤道太平洋对流活动异常对我国冬季风的影响. 气象, 24(9): 3-7
- 何溪澄, 李巧萍, 丁一汇等. 2007. ENSO暖冷事件下东亚冬季风的区域气候模拟. 气象学报, 65(1): 18-28
- 何溪澄, 丁一汇, 何金海. 2008. 东亚冬季风对ENSO事件的响应特征. 大气科学, 32(2): 335-344
- 黄刚. 2006. NCEP/NCAR和ERA-40再分析资料以及探空观测资料分析中国北方地区年代际气候变化. 气候与环境研究, 11

- (3): 310-320
- 琚建华, 任菊章, 吕俊梅. 2004. 北极涛动年代际变化对东亚北部冬季气温增暖的影响. *高原气象*, 23(4): 429-434
- 刘舸, 赵平, 陈军明等. 2012. 6 月长江中下游早涝的一个前兆信号-亚洲-太平洋涛动. *气象学报*, 70(5): 1064-1073
- 刘实, 布和朝鲁, 陶诗言等. 2010. 东亚冬季风强度的统计预测方法研究. *大气科学*, 34(1): 35-44
- 刘毅, 赵燕华, 管兆勇. 2008. 平流层环流异常对 2008 年 1 月雪灾过程的影响. *气候与环境研究*, 13(4): 548-555
- 马宁, 李跃凤, 琚建华. 2011. 2008 年初中国南方低温雨雪冰冻天气的季节内振荡特征. *高原气象*, 30(2): 318-327
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应. *大气科学*, 22(4): 399-407
- 王林, 陈文, 冯瑞权等. 2011. 北太平洋涛动的季节演变及其与我国冬春气候异常的联系. *大气科学*, 35(3): 393-402
- 武炳义, 黄荣辉, 高登义. 1999. 冬季北极喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对东亚冬季风的影响. *大气科学*, 23(3): 267-275
- 武炳义, 苏京志, 张人禾. 2011. 秋-冬季节北极海冰对冬季西伯利亚高压的影响. *科学通报*, 56(27): 2335-2343
- 张自银, 龚道溢, 郭栋等. 2008. 我国南方冬季异常低温和异常降水事件分析. *地理学报*, 63(9): 899-912
- 赵平, 陈军明, 肖栋等. 2008. 夏季亚洲-太平洋涛动与大气环流和季风降水. *气象学报*, 66(5): 716-729
- 宗海峰, 张庆云, 布和朝鲁等. 2008. 黑潮和北大西洋海温异常在 2008 年 1 月我国南方雪灾中的可能作用的数值模拟. *气候与环境研究*, 13(4): 491-499
- Chung C, Nigam S. 1999. Weighting of geophysical data in principal component analysis. *J Geophys Res*, 104(D14): 16925-16928
- Gong D Y, Wang S W. 2003. Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China. *J Geogr Sci*, 13(2): 208-216
- Han Z, Li S L, Mu M. 2011. The role of warm North Atlantic SST in the formation of positive height anomalies over the Ural Mountains during January 2008. *Adv Atmos Sci*, 28(2): 246-256
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-472
- Kundu P K, Allen J S. 1976. Some three-dimensional characteristics of low-frequency current fluctuations near the Oregon coast. *J Phys Oceanogr*, 6(2): 181-199
- Li S L, Bates G T. 2007. Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the winter climate of East China. *Adv Atmos Sci*, 24(1): 126-135
- Liu G, Chen J M, Ji L R, et al. 2012a. Relationship of summer soil moisture with early winter monsoon and air temperature over eastern China. *Int J Climatol*, 32(10): 1513-1519
- Liu G, Zhao P, Wu R G, et al. 2012b. Potential flaws of interdecadal changes over eastern China around the early 1990s in the National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research reanalyses. *J Geophys Res*, 117(D2), doi:10.1029/2011JD016327
- Nan S L, Zhao P. 2012. Snowfall over central-eastern China and Asian atmospheric cold source in January. *Int J Climatol*, 32(6): 888-899
- Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131(612): 2961-3012
- Wu B Y, Wang J. 2002. Possible impacts of winter arctic oscillation on Siberian High, the East Asian winter monsoon and sea ice extent. *Adv Atmos Sci*, 19(2): 297-320
- Wu R G, Hu Z Z, Kirtman B P. 2003. Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in East Asia. *J Climate*, 16(22): 3742-3758
- Wu R G, Kinter III J L, Kirtman B P. 2005. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP-NCAR reanalysis, objective analyses, and observations. *J Climate*, 18(15): 3048-3067
- Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. 2007. An Asia-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Climate Dyn*, 29(2-3): 293-303
- Zhao P, Cao Z H, Chen J M. 2010. A summer teleconnection pattern over the extratropical Northern Hemisphere and associated mechanisms. *Climate Dyn*, 35(2-3): 523-534
- Zhao P, Yang S, Wang H J, et al. 2011. Interdecadal relationships between the Asian-Pacific Oscillation and summer climate anomalies over Asia, North Pacific, and North America during a recent 100 years. *J Climate*, 24(18): 4793-4799
- Zhao P, Wang B, Zhou X J. 2012. Northern Hemisphere summer monsoon and hydroclimate anomalies associated with the Asian-Pacific Oscillation. *Climate Dyn*, 39(5): 1197-1207
- Zhou B T, Zhao P. 2010a. Influence of the Asian-Pacific Oscillation on spring precipitation over central eastern China. *Adv Atmos Sci*, 27(3): 575-582
- Zhou L T, Wu R. 2010b. Respective impacts of the East Asian winter monsoon and ENSO on winter rainfall in China. *J Geophys Res*, 115(D02107), doi: 10.1029/2009JD012502