

一种改进的高原季风指数及其与四川春旱的关系

张顺谦^{1, 2} 王春学² 甘薇薇²

(1 中国气象局成都高原气象研究所/高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610071;

2 四川省气候中心, 成都 610071)

摘要: 利用1961—2016年四川150个气象站的春旱日数资料和NCEP再分析资料, 采用相关分析、小波分析, 以及合成分析等方法, 通过对Div_PMI的改进定义了一个新的高原季风指数Div_PMI₂, 并分析了高原冬季风异常造成四川春旱异常的可能原因。结果表明, 四川大部地区春旱日数呈弱的减少趋势, 但春旱常发区(四川盆地西部和南部及川西南山地)呈显著增加趋势; 与几种代表性高原季风指数比较, Div_PMI₂能够更好地反映高原冬夏季风的转换时间和相对强弱, 56年内该指数冬(夏)季均为正(负)值, 没有出现相反的情况, 并且与四川平均春旱日数有更高的相关性和更为相似的周期振荡特征; 环流分析表明, 当高原冬季风偏强时, 春季西伯利亚高压偏弱、孟加拉湾和高原高度场偏高、西太平洋副高偏东, 导致北方冷空气偏弱、高原低值系统发展受阻、西南暖湿气流不能输送到四川, 加之对流层中层被下沉气流所控制, 水汽向外辐散, 由此导致该地区出现晴朗少雨天气, 发生春旱。

关键词: 高原季风, 四川, 春旱

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2019.05.001

An Improved Plateau Monsoon Index and Its Relation with Spring Drought of Sichuan Province

Zhang Shunqian^{1, 2}, Wang Chunxue², Gan Weiwei²

(1 Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu/Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610072

2 Sichuan Provincial Climate Center, Chengdu 610072)

Abstract: By using the data from 150 meteorological stations in Sichuan and the NCEP reanalysis data, and the methods of correlation, wavelet and synthetic analysis, a new plateau monsoon index (Div_PMI₂) was constructed by improving the Div_PMI. The possible reasons for the abnormal spring drought caused by the plateau winter monsoon were analyzed. The results showed that in most areas of Sichuan Province, the number of spring drought days tended to decrease weakly, but the spring drought-prone areas (western and southern Sichuan Basin and mountainous areas in southwestern Sichuan) tended to increase significantly. The Div_PMI₂ was always positive (negative) in winter (summer) from 1961 to 2016. Therefore, the new index can better characterize the transition time and relative strength of the plateau monsoon compared to several typical plateau monsoon indices. The Div_PMI₂ index has higher correlation and more similar periodic oscillation characteristics with the average spring drought days than other indices in Sichuan province. The analyses of circulation showed that the Siberian high was weakened and the height field in the bay of Bengal and the plateau was positive anomaly when the plateau winter monsoon was strong. As a result, the cold air in the north was weak, the development of low-value system in plateau was hindered, and the southwest warm and humid air flow could not be transported to Sichuan. In addition, the middle troposphere was controlled by subsidence airflow, and water vapor diverged outward, which led to sunny and rainless weather and spring drought in this area.

Keywords: plateau monsoon, Sichuan, spring drought

0 引言

春旱是四川常发的一种气象灾害, 嘉陵江以西龙泉山以东的地区有70%以上的年份都会发生春旱^[1]。严重的春旱常给四川社会经济造成重大损失,

如1999年四川盆地发生的严重春旱, 造成粮食减产 3.5×10^8 kg, 6.563×10^6 人饮水困难^[2]。再如2009年秋至2010年春, 攀西地区发生了50年不遇的秋冬春连旱, 造成 1.4×10^8 m²农作物绝收, 6.3×10^5 人饮水困难。因此, 加强四川春旱形成机理研究, 提高春旱预测能力, 对于减轻干旱造成的损失有重要意义。

青藏高原通过热力作用对周围及邻近地区的大气环流、天气气候产生影响^[3]。夏季青藏高原近地面

收稿日期: 2019年3月11日; 修回日期: 2019年7月17日

第一作者: 张顺谦(1964—), Email: z_sqian@126.com

资助信息: 四川省应用基础研究重点项目(2017JY0294)

层为热低压, 冬季为冷高压, 与此气压系统相适应, 在高原周围存在一冬夏盛行风向相反的季风层, 这就是青藏高原季风^[4] (以下简称高原季风)。高原季风指数是反映高原季风强弱的指标, 汤懋苍等^[5]从高度场出发首次定义了高原季风指数TPMI (Traditional Plateau Monsoon Index), Xun等^[6]通过引入高原近地层气压系统中心位置参数对TPMI进行修正, 以此定义了一个动态高原季风指数DPMI (Dynamic Plateau Monsoon Index), 齐冬梅等^[7]、田俊等^[8]从风场出发, 根据高原南北两侧纬向风差异定义了一个高原夏季风指数ZPMI (Zonal Wind Plateau Monsoon Index), 周懿等^[9]根据600 hPa散度场高原主体区冬夏季辐散辐合相反的特性, 从散度场出发定义了一个高原季风指数Div_PMI (Divergence Plateau Monsoon Index), 王颖等^[10]和庞轶舒等^[11]从高原季风环流角度出发定义高原季风强度指数。这些指数从不同侧面反映了高原季风的特征, 对高原季风都具有一定的表征能力, 但由于定义角度和应用目的不同, 所反映出的高原冬夏季风相对强弱、转换时间等不尽相同, 与四川春旱的相关程度也有较大差异。

高原季风异常引起大气环流发生改变, 对我国及高原地区天气气候产生影响。白虎志等^[12-13]研究发现, 夏季青藏高原高度场指数与同期我国降水相关分布从华北到华南呈“+ -”东西向带状分布, 冬季高原高压强度指数与同期我国气温均为正相关。马振峰等^[14-16]研究指出, 当高原夏季风偏强(弱)时, 热带海温表现为拉尼娜(厄尔尼诺)特征, 南亚高压也偏强(弱), 位置偏北偏东(偏南偏西)。周娟等^[17]分析发现, 在高原夏季风强年, 高原中、东(西)部降水多(少), 气温高(低), 而弱季风年, 则与之相反。齐玉磊等^[18]分析发现高原夏季风异常与中东亚干旱半干旱区夏季降水异常有关。王颖等^[19]、齐冬梅等^[20]发现高原冬季风对西南地区冬季气温有着一致影响, 当高原冬季风偏强(弱)时, 西南地区冬季气温一致偏高(低)。罗雯等^[21]分析了高原冬季风强弱年我国的气候差异, 发现高原冬季风的影响具有滞后效应, 高原冬季风强弱年的夏季, 大气环流和我国气候明显不同。

四川地处青藏高原东侧, 其天气气候与高原季风之间有密切的联系。马振峰等^[22]发现, 四川盆地初夏干旱通常表现为高原夏季风偏弱, 高原低压偏西, 而多雨年则表现为高原夏季风偏强, 高原低压偏东。高原夏季风的强弱变化对四川盆地东、西部区和川西高原区的降水有着不同的影响, 当高原夏季风偏强(弱)时, 四川盆地东部区及川西高原区容易发生洪涝(干

旱), 四川盆地西部区容易发生干旱(洪涝)^[18, 23]。

如前所述, 目前高原季风指数定义尚无统一标准, 几种代表性指数反映出的高原季风特征并不完全一致, 在高原季风对我国天气气候的影响研究上, 更多的是关注高原夏季风对夏季气候和旱涝的影响, 关于高原冬季风及其对四川春季干旱的影响研究还很欠缺。本文选取计算简便且物理意义明确的高原季风指数Div_PMI, 对其加以改进, 使其能更好反映高原冬夏季风转换时间和年际变化特征, 且与四川春季干旱有更好相关关系, 然后分析高原冬季风异常对四川春季干旱的影响, 并从大气环流异常角度探讨其可能的原因, 以便为四川春季干旱的气候预测提供新的线索和依据。

1 资料与指数

1.1 资料来源及预处理

1) 地面观测资料: 本文所用地面资料为完整性较好的四川150个台站的逐日气温、降水资料, 来自四川省气象探测数据中心日值资料集, 资料时段为1961—2016年。

2) 再分析资料: 使用NCEP/NCAR再分析中心1961—2016年的逐月再分析资料, 包括 u 、 v 风场、位势高度场、垂直速度场、地面气压场、比湿场等, 资料分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 各物理量春季值由3、4月再分析资料平均得到。

3) 春旱日数资料: 目前中国气象局推行的综合气象干旱指数MCI (Meteorological drought Composite Index) 在四川的适用性还有待提高, 其监测结果总体来说旱情偏重、范围偏大, 因此作者对其作了修订^[24], 本文所用春旱日数资料为根据作者改进后的MCI指数计算得到, 即按照国标GB/T 20481—2006的标准(改进后的MCI连续10 $d \leq -0.5$)先计算得到各站1961年以来的历次干旱过程, 然后以各次干旱过程跨某年3—4月的干旱日数之和作为当年的春旱日数。

1.2 高原季风指数

为检验改进后的高原季风指数的性能, 本文选取3个有代表性的季风指数与其作对比分析, 它们是:

1) TPMI: 即汤懋苍等^[5]提出的传统高原季风指数, 定义为高原四周东(80°E , 32.5°N)、南(90°E , 25°N)、西(100°E , 32.5°N)、北(90°E , 40°N)四个点与高原主体中心点(90°E , 32.5°N) 600 hPa高度距平差值之和。夏季高原近地面为热低压, 因此TPMI夏季为正。

2) ZPMI: 它是田俊等^[8]根据高原南北侧600 hPa纬向风差异定义的高原季风指数。定义为高原

主体正南侧 ($85^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$, $27.5^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$) 和正北侧 ($85^{\circ}-95^{\circ}\text{E}$, $35^{\circ}-37.5^{\circ}\text{N}$) 的平均纬向风分量 U_1 、 U_2 的差值与它们的气候平均值 \bar{U}_1 、 \bar{U}_2 的差值之比。夏季高原为气旋性环流, 高原南侧为偏西风北侧为偏东风, 因此夏季 ZPMI 为正。

3) Div_PMI: 它是周懿等^[9]根据高原主体夏冬季 600 hPa 散度场存在相反特征定义的高原季风指数。定义为 ($30^{\circ}-35^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$) 范围内的平均散度。夏季高原近地面为热低压, 气流从四周向中心辐合, 因此夏季 Div_PMI 为负值。

为了比较几种高原季风指数的周期性振荡特征与四川春旱周期性振荡特征的异同, 采用 Morlet 小波进行季风指数和平均春旱日数的多尺度时间特征分析^[25]。根据小波系数实部等值线图分析不同时间段的周期性特征, 利用小波方差曲线图分析时间序列存在的主周期, 振荡周期的显著与否采用 Torrence 等^[26]提出的红噪声标准谱方法进行检验。

2 改进的高原季风指数

周懿等^[9]定义的 Div_PMI 具有明确的物理意义, 能合理的解释高原季风的形成机理, 且计算方法简单。但根据该指数计算得到的冬季风强度比夏季风明显偏弱, Div_PMI 最大值为 $2.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (12月), 最小值为 $-5.1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (6月), 冬季风强度指数不及夏季风的一半。而白虎志等^[13]计算的各月 TPMI 结

果显示, 其值介于 $-7.5 \sim 6.9 \text{ dagpm}$, Xun 等^[6]计算的 DPMI 和 TPMI 均介于正负 2 倍标准差之间, 表明 DPMI 和 TPMI 计算的高原冬、夏季风强度基本相当。由此可见, 虽然 Div_PMI 具有计算简单等优势, 但不能很好地反映高原冬、夏季风的相对强弱。

从 7 月和 1 月 600 hPa 平均流场与平均散度场 (图 1) 可以看出, 7 月 (图 1a), 在高原南侧印度半岛有一气旋式流场, 高原北部塔克拉玛干沙漠有一反气旋式流场, 气旋式流场东部的偏南气流与反气旋式流场东部的偏北气流, 从南北两侧流向高原主体中心, 从而在高原上形成一个宽广的辐合区, Div_PMI 定义区域内散度值全部为负。而 1 月 (图 1b), 从平均流场看, 高原主体以平直西风为主, 仅在高原南北两侧各有一弱气旋和弱反气旋扰动, 从平均散度场看, 高原主体北部为负值区 (辐合区), 南部为正值区 (辐散区), Div_PMI 定义区跨南北两个区域, 其上半部存在大片的负值区, 整个冬季 (12—次年 2 月) 的情况与 1 月基本一致, 由于上述原因, 造成冬季 Div_PMI 比夏季偏小。如果只取矩形框下半部, 则夏季整个区域为散度负值区, 而冬季整个区域为散度正值区, 以此得到的冬、夏季风指数值将大体相当。因此对 Div_PMI 加以改进, 定义为 ($30^{\circ}-32.5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$) 范围内 600 hPa 平均散度值, 记为 Div_PMI₂ (Divergence Plateau Monsoon Index 2)。

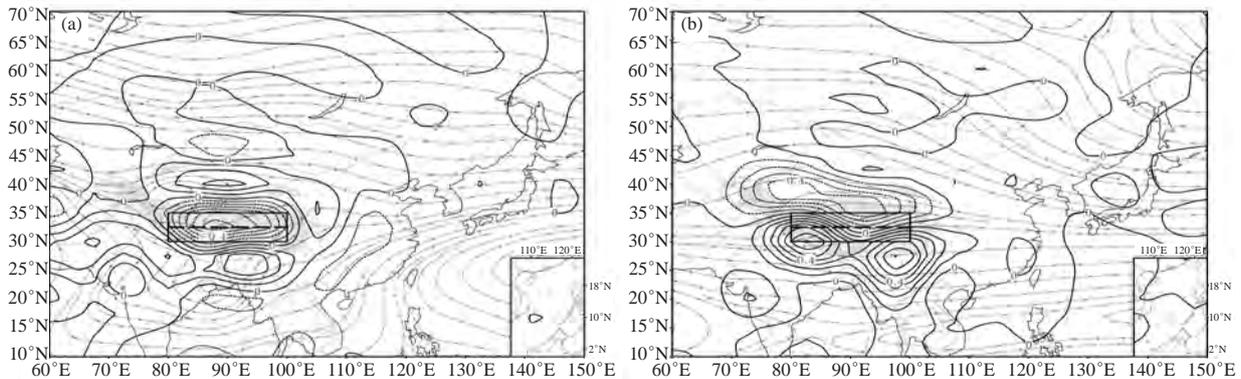


图 1 1961—2016 年平均 (a) 7 月和 (b) 1 月 600 hPa 流场和散度场 (等值线, 单位: 10^{-5} s^{-1} , 实线矩形框为 Div_PMI 定义区, 被虚线分隔的下部矩形框为 Div_PMI₂ 定义区)

Fig. 1 The average field of flow and divergence over 600 hPa at July (a) and January (b) during 1961–2016 (units: 10^{-5} s^{-1} , the solid line rectangle is the scope of the Div_PMI, and the lower part separated by the dotted line is the scope of the Div_PMI₂)

2.1 季风强度与转换时间的比较

图 2 为 TPMI、ZPMI、Div_PMI 和 Div_PMI₂ 4 种指数逐月变化对比图, 从图 2a 可以看出, ZPMI 指数只在 11 月为冬季风, 其余月份均为夏季风, 这显然与事实不符; Div_PMI 3—10 月为负, 11 月至次年 2 月为正, 最小值出现在 6 月, 为 $-5.1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 最大值

出现在 12 月, 为 $2.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 说明 Div_PMI 3—10 月为夏季风, 以 6 月夏季风最强, 11 月至次年 2 月为冬季风, 以 12 月冬季风最强, 且冬季风强度明显弱于夏季风; Div_PMI₂ 4—9 月为负, 10 月至次年 3 月为正, 最小值出现在 7 月, 为 $-3.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 最大值出现在 12 月, 为 $4.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 说明 Div_PMI₂ 4—9 月

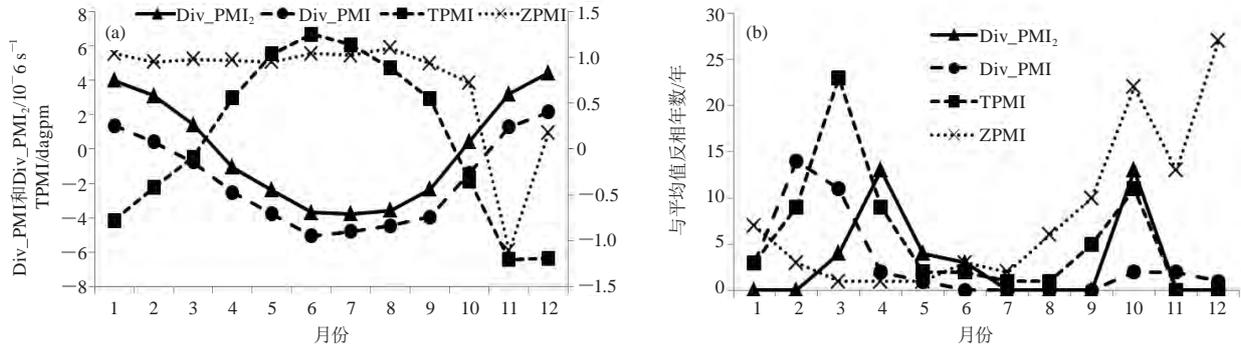


图2 1961—2016年4种高原季风指数逐月气候平均值 (a) 及与平均值符号相反年份数 (b)

Fig. 2 The monthly average of the four Plateau Monsoon Indices (a) and number of years with different signs relative to the mean value (b) from 1961–2016

为夏季风，以7月夏季风最强，10月至次年3月为冬季风，以12月冬季风最强，且冬、夏季风强度基本相当；TPMI与Div_PMI₂具有相似的年内变化特征，即同样表现为4—9月为夏季风，以6月夏季风最强（6.7 dagpm），10月至次年3月为冬季风，以12月冬季风最强（-6.4 dagpm），且冬、夏季风强度基本相当。

王同美等^[27]在研究高原区域月平均加热率的垂直分布后发现，3月高原区域只在低层因地面感热增强开始出现正的加热，4月低层感热的迅速增长使垂直积分的总加热由冷源转为热源，并在7月达到最大，10月积分的总加热由热源转为冷源，只有低层因感热加热为弱的正加热，垂直积分的总加热率在4—9月为正值，7月最大，10月至次年早春3月为负，12月最小。可见，Div_PMI所指示的夏季风转冬季风时间比大气热源转冷源时间晚了1个月，冬季风转夏季风的时间比大气冷源转热源的时间提前了1个月，而Div_PMI₂和TPMI所指示的高原冬、夏季风转换时间与高原大气冷、热源的转换时间一致，且Div_PMI₂所指示的最强高原冬、夏季风出现时间与高原大气冷、热源极值出现时间一致，说明Div_PMI₂能更好地揭示高原冬夏季风的转换期和强盛期。

2.2 季风指数季节一致性的比较

图2b给出了1961—2016年各月高原季风指数与其气候平均值反相（符号相反）的年份数，用nr表示，其值大小可反映季风指数所指示的冬、夏季风“相悖”程度。由于ZPMI对高原季风的季节变化表征能力较差，因此不再对它进行讨论，但可以看出其nr值在8—12月都很大。Div_PMI₂的nr值在7—8月和12—2月均为0，表示56a每年夏季均为夏季风，冬季均为冬季风，没有出现夏季为冬季风、冬季为夏季风这种“相悖”的情况，说明Div_PMI₂能够揭示出每一年高原

冬夏季风的存在，具有很强的高原季风表征能力，而4月和10月的nr值较大，恰好体现了过渡季节的季风特征，高原大气热源建立时间早的年份其4月表现为夏季风，反之表现为冬季风，高原大气冷源建立时间早的年份其10月表现为冬季风，反之表现为夏季风。Div_PMI的nr值在夏季7—8月也为0，即没有出现夏季为冬季风的情况，但冬季12月至次年2月不为0，特别是隆冬2月有14a表现为夏季风，说明Div_PMI对高原夏季风有很强的表征能力，但对高原冬季风的表征能力欠佳。TPMI的nr值在夏季7—8月为1，即有1a夏季表现为冬季风，冬季1—2月也不为0，特别是隆冬2月有9a表现为夏季风，说明TPMI对高原夏季风的表征能力较强，但对高原冬季风的表征能力不够理想。

3 高原冬季风与四川春旱的联系

3.1 四川春旱气候特征

表征春旱强度的物理量可以是春旱日数、春旱期平均MCI、春旱期最小MCI等，但一般来说春旱日数越长，早期平均MCI和最小MCI就越小，三者之间具有很高的相关性。通过计算相关系数发现，四川平均春旱日数与平均MCI和最小MCI之间的相关系数分别达到-0.974和-0.966，而业务服务上更加关注干旱持续时间，因此本文以春旱日数作为研究对象。

从图3a可以看出，四川盆地东部、川西高原北部春旱时间较短，平均春旱日数在10 d以下，四川盆地西北部、中部和西南部、甘孜州南部春旱时间较长，平均春旱日数在10~20d，川西南山地春旱时间最长，平均春旱日数在20 d以上。从图3b可以看出，四川大部地区春旱日数呈弱减少趋势，其中川西高原西北部和四川盆地中部的减少趋势通过了水平0.05的显著性检验，四川盆地西部沿绵阳、德阳、成都一线，川南宜宾及川西南山地中西部，其春旱日数呈增加趋势，且通过了水平0.05的显著性检验。

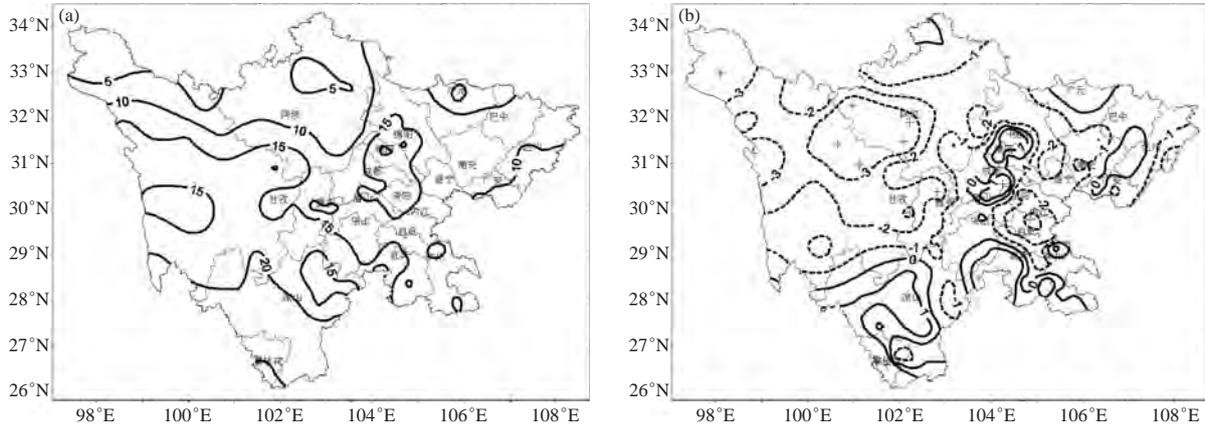


图3 四川春旱日数气候平均值 (a, 单位: d) 及气候变化倾向率 (b, 单位: d/10a, +为变化显著台站)
Fig. 3 Climatological average of spring drought days (a, units: d) and the climate change propensity (b, units: d/10a, + stands for the significant stations) in Sichuan

3.2 高原冬季风对四川春旱的影响

分析冬季各月季风指数与四川平均春旱日数的相关系数发现, 12月和1月各指数与四川平均春旱日数均无相关性, 但2月3种季风指数与四川平均春旱日数均显著相关, 因此, 下面以2月季风指数代表高原冬季风进行相关分析。从2月3种季风指数与四川平均春旱日数的相关系数看, TPMI为0.31, Div_PMI为0.33, 只通过了0.05的显著性水平检验, 而Div_PMI₂的相关系数为0.38, 通过了0.01的显著性水平检验, 说明Div_PMI₂与四川平均春旱日数之间的相关性更好。

从2月Div_PMI₂指数与各站春旱日数的相关系数分布图(图4)可以看出, 2月Div_PMI₂指数与各站春旱日数均为正相关, 说明高原冬季风偏强(弱),

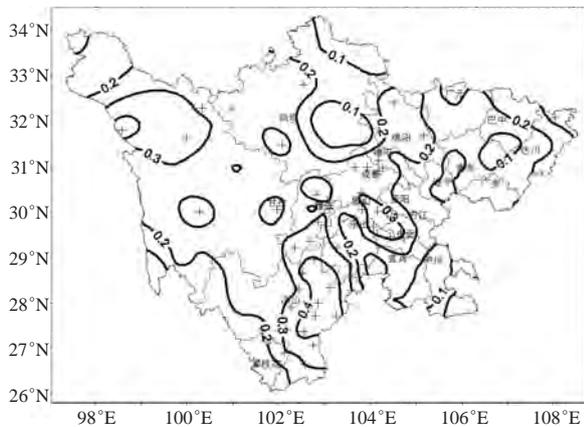


图4 2月Div_PMI₂指数与各站春旱日数相关系数分布图
(注: +表示通过水平0.05显著性检验的台站)

Fig. 4 Distribution charts of correlation coefficients between Div_PMI₂ in February and spring drought days in different stations (+ indicates a significant level of 0.05)

四川全境未来春旱日数将一致偏多(少), 尤其是在盆地西北部、盆地西南部、攀西地区东部和川西高原更是如此, 这些地方多数台站春旱日数与高原冬季风指数的正相关系数通过了0.05的显著性水平检验。TPMI和Div_PMI与春旱日数的关系也表现为四川一致正相关, 且通过显著性检验的区域位置与Div_PMI₂基本一致, 但以通过显著性检验的台站数看, TPMI为32站, Div_PMI为36站, Div_PMI₂为46站, 说明Div_PMI₂与四川春旱的正相关关系更具普遍性。

图5为2月各季风指数及四川平均春旱日数的多尺度时间变化特征(左图中细实(虚)线分别表示高原冬季风或四川春旱偏强(弱), 粗实线所围区域为小波方差通过0.05显著性水平检验的区域, 粗虚线表示边界效应影响锥, 该曲线以外的区域受边界效应影响不予考虑; 右图中实线为时间平均小波方差, 虚线为水平0.05的红噪声方差), 可以看出, TPMI、Div_PMI、Div_PMI₂、四川平均春旱日数都具有准3a周期性振荡特征, 且都通过了0.05的红噪声水平检验, 说明3个高原冬季风指数都可以反映出四川春旱的准3 a周期变化规律。但从全局方差看, Div_PMI₂和四川平均春旱日数的准3 a周期的全局方差最大, 为各自振荡的第一主周期, 而TPMI和Div_PMI的准3a周期全局方差较小, 只是其振荡的第二主周期。从时域关系上看, Div_PMI₂和四川平均春旱日数的准3a振荡从1960年代后期至2000年代中期均很显著(通过了0.05的红噪声水平检验), 而TPMI和Div_PMI的准3 a振荡在1980年代中前期并不显著, 另外, Div_PMI₂和四川平均春旱日数的准3a周期在1960年代后期至1970年代初期及1990年代后期至2000年代初期都异常强烈(方差在0.6以上), 而TPMI和Div_PMI只有1990年代后

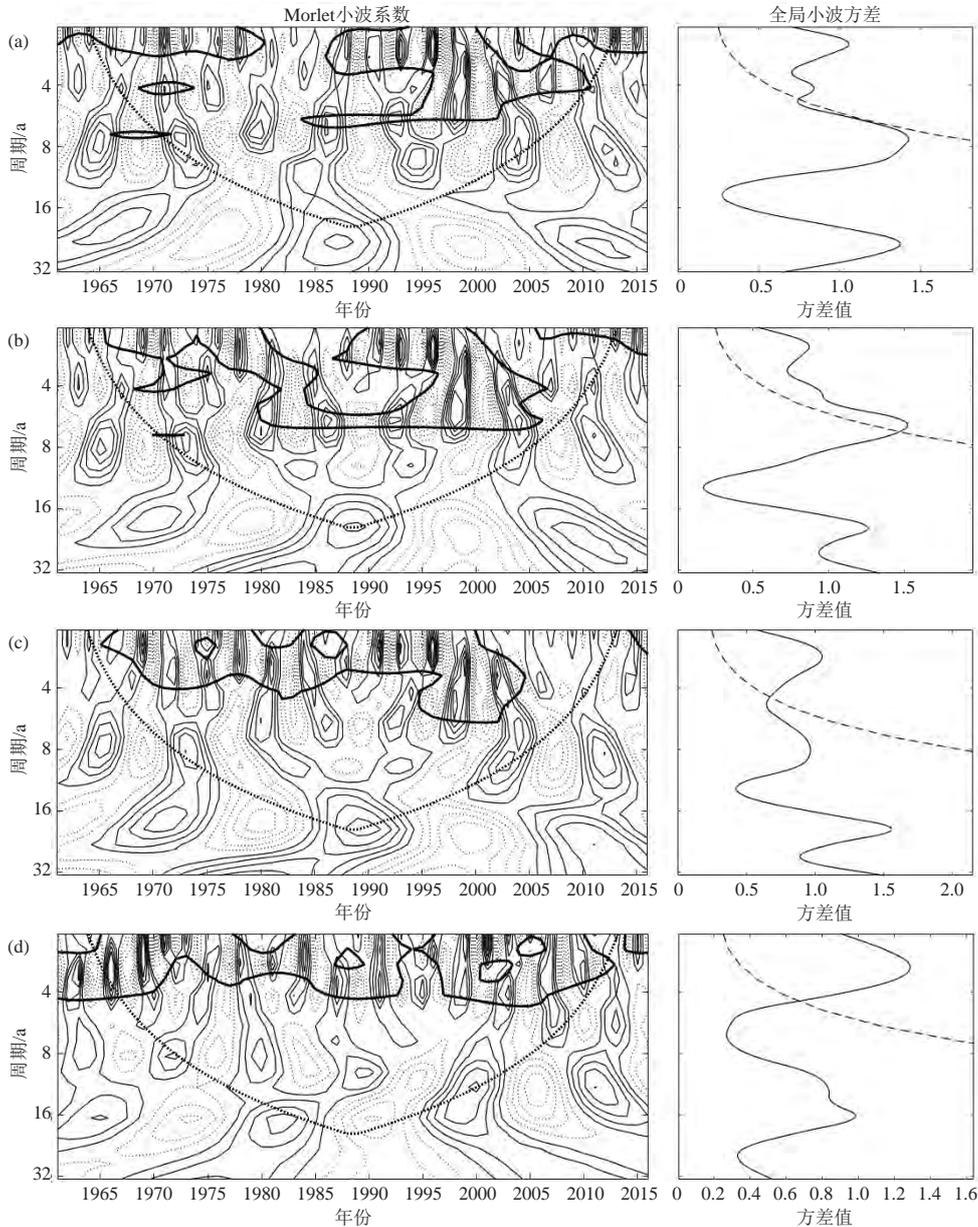


图5 TPMI (a)、Div_PMI (b)、Div_PMI₂ (c) 及四川平均春旱日数 (d) 的小波分析图 (其中左图小波系数实部等值线, 右图全局小波方差)

Fig. 5 Wavelet analysis of TPMI (a), Div_PMI (b), Div_PMI₂ (c), and the average spring drought days of Sichuan (d) (The left is the real part of the wavelet coefficient contours, the right picture is the time average variance)

期至2000年代初期一个异常强烈时段。由此可知, 与TPMI和Div_PMI相比, Div_PMI₂具有与四川平均春旱日数更为相似的周期性振荡特征。

图6为1961—2016年2月Div_PMI₂与四川平均春旱日数年变化曲线, 可以看出, 冬季风指数和四川春旱日数均未发生趋势性变化, 且阶段性变化特征相似。根据对1961—2016年2月Div_PMI₂和四川平均春旱日数距平及异常情况的统计 (表1), 56 a中, 有35 a的Div_PMI₂处于正位相 (正距平), 其中有23 a四川平均春旱日数也同时处于正位相, 正位相一致

率为65.7%, 而另外21 a的Div_PMI₂处于负位相 (负距平), 其中有16 a四川平均春旱日数同时处于负位相, 负位相一致率为76.2%, 总的位相 (符号) 一致率 (符号一致年数/总年数) 达到69.6%。以0.5倍标准差作为异常标准, 以此得到56 a中有25a Div_PMI₂处于正异常, 其中有15 a四川平均春旱日数也同时处于正异常, 正异常一致率为60%, Div_PMI₂处于负异常的年份为13 a, 四川平均春旱日数同时处于负异常的年份为10 a, 负异常一致率为76.9%, 总的异常一致率 (异常一致年数/Div_PMI₂异常总年数) 为65.8%。由

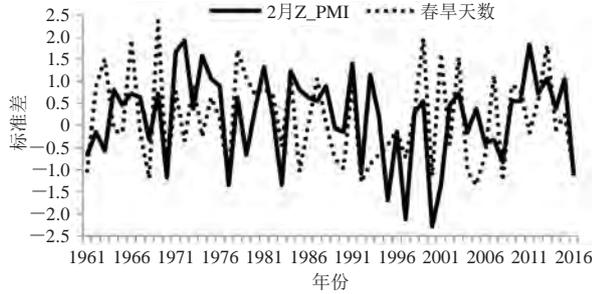


图6 1961—2016年2月Div_PMI₂指数与四川平均春旱日数逐年变化曲线图

Fig. 6 Annual variation of Div_PMI₂ in February and the average spring drought days of Sichuan from 1961–2016

此可见，2月Div_PMI₂的大小对未来四川春旱的强弱具有较好的指示意义。

4 高原冬季风影响四川春旱的大气环流分析

从表1可知，高原冬季风异常与四川春旱异常之间有大约三分之一的年份不一致，说明四川春旱不仅与高原冬季风异常有关，而且还受其他因子的影响，比如高原积雪、海温的异常等（我们将另文分析这些影响）。因此，为了使环流分析能更好地反映高原冬季风对四川春旱的影响，我们从异常一致年中选取极端干旱年进行环流合成分析。根据平均春旱日数，以1倍标准差作为选取标准，从15个正异常一致年中挑选出9个春旱极端强年：1966、1969、1978、1984、1987、1991、1999、2003、2013年，从10个负异常一致年中挑选出7个春旱极端弱年：1961、1970、1977、1992、2000、2008、2016年，以此对高原冬季风异常引起的四川极端春旱进行大气环流的合成分析。

表1 1961—2016年2月Div_PMI₂与四川平均春旱日数一致性统计结果

Table 1 Statistical results of the consistency between Div_PMI₂ in February and the average spring drought days of Sichuan from 1961–2016

		Div_PMI ₂ /a	平均春旱日数/a	一致年数/a	一致率/%
符号一致性	正位相	35	30	23	65.7
	负位相	21	26	16	76.2
异常一致性	正异常	25	23	15	60.0
	负异常	13	15	10	76.9

注：正（负）位相一致率=正（负）位相一致年数/Div_PMI₂指数正（负）位相年数，正（负）异常一致率=正（负）异常一致年数/Div_PMI₂指数正（负）异常年数。

4.1 500 hPa 高度场合成分析

从对流层中层500 hPa高度场（图7）上可以清楚看到，高原冬季风强年（图7a）欧亚中高纬总体表现为北低南高的纬向型环流分布，在40°N以北地区，西西伯利亚—蒙古高原—中国东北—日本海一线均为位势高度负距平，且距平中心在贝加尔湖以西地区，表明乌拉尔山地区没有形成阻塞形势，西伯利亚高压脊

显著减弱，北方冷空气不易南下。而在40°N以南的伊朗高原经青藏高原并东延至东海洋面为正距平，距平中心位于青藏高原主体，表明高原冬季风强年高原高度场偏高，不利于高原低值系统的形成和东移，川西高原和四川盆地受高值系统控制以晴好天气为主。同时孟加拉湾高度场也为正距平，南支槽活动受到抑制，不利于孟加拉湾水汽向西南地区输送，副高位于菲律宾以东的西太平洋上，位置比常年偏东。高原冬季风弱年（图7b）情况正好相反，位势高度距平场呈北高南低分布，西伯利亚高压脊加强形成阻塞有利于冷空气的爆发南下，青藏高原—华东沿海—西太平洋为一宽广的负距平区，有利于高原低值系统的发展东移，给四川和我国东部地区带来降水，副高西伸到菲律宾以西的南海上，位置比常年偏西，更有利于热带暖湿气流的向西输送。从高原冬季风强弱年位势高度差值场（图7c）可以看出，高纬地区强年比弱年的位势高度显著偏低，而青藏高原、四川盆地和我国南方地区强年位势高度比弱年偏高，副高位置强年比弱年偏东约9个经度。

4.2 500 hPa 垂直速度场合成分析

为了揭示高原冬季风与春季对流层中层垂直速度场的关系，选取高原冬季风强、弱年500 hPa垂直速度场进行合成分析。从500 hPa垂直速度距平场可以看出，高原冬季风强年（图8a），青藏高原、川渝地区为正距平，该地区为下沉气流，高原冬季风弱年（图8b），四川地区为负距平，被上升气流所控制，而500 hPa垂直速度差值场（图8c）上，青藏高原东部、川渝地区为正差值，说明四川地区被下沉气流所控制。由此可见，在高原冬季风强年，春季川西高原和四川盆地对流层中层被下沉气流所控制，没有有利的动力条件配合形成降水，致使春旱较重发生。

4.3 水汽输送合成分析

为了揭示高原冬季风对春季水汽来源和输送途径的影响，这里我们给出了高原冬季风强、弱年垂直积分的水汽通量和水汽通量散度的合成差值场。由图9a可以看出，高原冬季风强年，孟加拉湾出现气旋式水汽输送异常，西太平洋出现反气旋式水汽输送异常，从苏门答腊岛经菲律宾到日本岛南部出现一条异常水汽输送带，四川位于这条异常水汽输送带西北侧，南方暖湿水汽难以到达，同时西北方向也没有冷空气的输送。从水汽通量散度场看，四川地区为水汽辐散区，水汽向外净流出。缺乏冷暖空气的交汇加之水汽的流失，导致四川干旱的发生。高原冬季风弱年（图9b），印度半岛出现气旋式水汽输送异常，暖湿

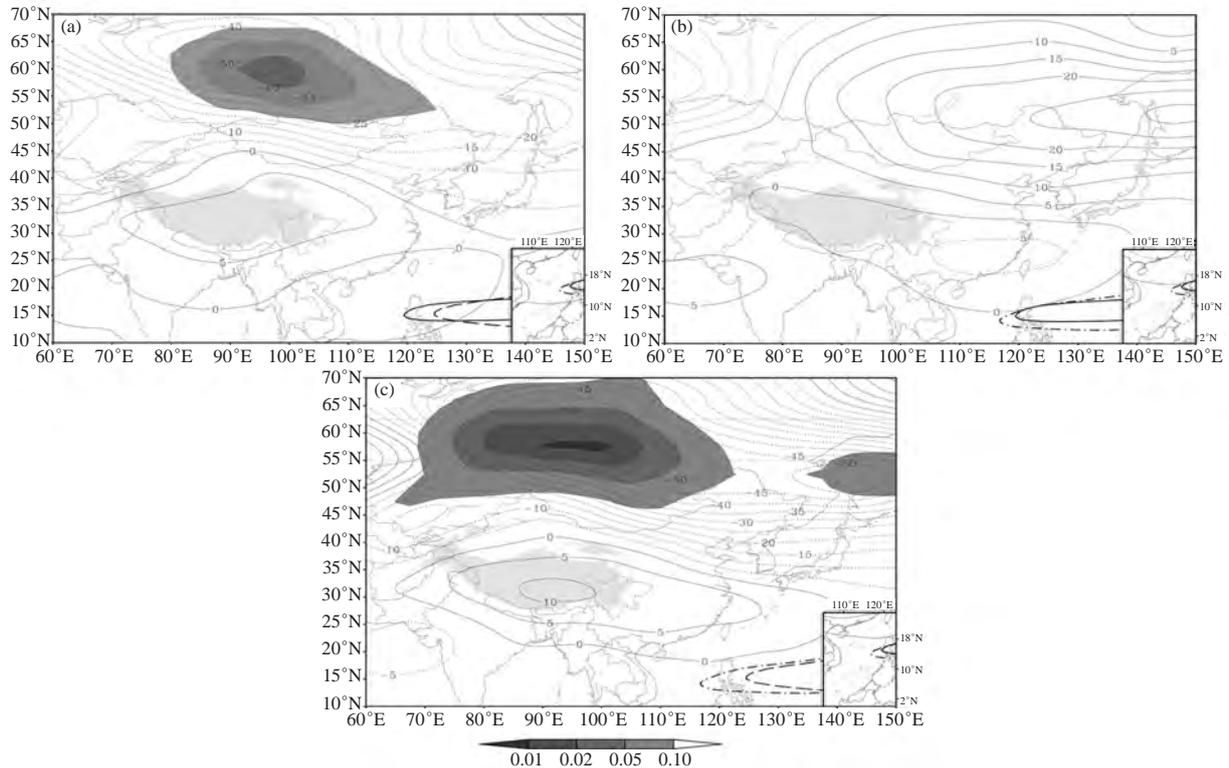


图7 高原冬季风不同强度年份春季500 hPa高度距平场及差值场 (单位: gpm)

(a) 强年; (b) 弱年; (c) 强年减弱年, (其中, 粗实线、粗虚线、点划线分别为春季副高5875 gpm线多年平均位置及高原冬季风强、弱年位置。由浅到深阴影区分别为通过0.10、0.05、0.02和0.01显著性水平检验的区域, 灰色区域为青藏高原, 图8、图9同此)

Fig. 7 The anomaly of strong (a), weak (b) plateau winter monsoon years and the composited difference (c) of 500 hPa height (units: gpm, the rough line, rough dotted line and dot line are the position of 5875 gpm for the climate mean, strong years, and weak years. The shaded from shallow to deep indicate the confidence level of 0.10, 0.05, 0.02, and 0.01. The gray area is the Qinghai Tibet Plateau. The meaning is the same in Figure 8 and 9)

空气可以通过孟加拉湾直接输送到我国西南部, 同时南支绕流偏强, 青藏高原南侧偏西冷空气输送增强, 与暖湿水汽在青藏高原东侧汇合; 从水汽通量散度场看, 四川地区为负距平, 即水汽在该地区辐合, 有利于降水的形成, 因而不易发生干旱。距平差值场 (图9c) 的水汽输送特征更为明显, 可以看出, 孟加拉湾地区出现气旋式水汽输送异常, 但其右侧北上的暖湿空气路径偏东, 无法到达我国西南部, 同时青藏高原南侧出现异常偏东水汽输送, 即南支绕流偏弱, 四川以偏东、偏北的水汽输送为主, 水汽呈流出状态, 水汽通量散度也表现为异常辐散区, 即来自孟加拉湾北部的暖湿气流和南支绕流带来的西北冷空气无法在高原东部汇合, 四川地区水汽来源严重不足, 从而导致干旱的发生。

5 结论与讨论

本文利用地面观测资料和NCEP再分析资料, 对Div_PMI加以改进, 以(30°—32.5°N, 80°—100°E)范围内600 hPa平均散度定义了一个新的高原季风指

数Div_PMI₂, 分析了四川春旱的气候特征, 从高原冬夏季风的表征能力、与四川春旱日数的关系等方面对Div_PMI₂和几种代表性高原季风指数作了对比分析, 最后探讨了高原冬季风强弱与春季大气环流异常的关系及对四川春季干旱的影响, 得到如下主要结论:

1) Div_PMI₂具有更强的高原季风表征能力。由该指数得到的高原冬夏季风强度基本相当, 一年之中4—9月为夏季风, 10月至次年3月为冬季风, 夏季风7月最盛, 冬季风12月最盛, 这与高原大气冷热源转换时间及极值出现时间完全吻合。在1961—2016年的56a中, 该指数夏季(7—8月)均为夏季风, 冬季(1—2月)均为冬季风, 没有出现夏季为冬季风、冬季为夏季风这种“相悖”的情况。

2) 四川盆地东部春旱时间较短, 四川盆地西北部、中部和甘孜州南部春旱时间较长, 川西南山地春旱时间最长。四川大部地区春旱日数呈弱减少趋势, 但四川盆地西部、川南及川西南山等春旱常发区的春旱日数呈显著增加趋势。几种高原季风指数和四川平

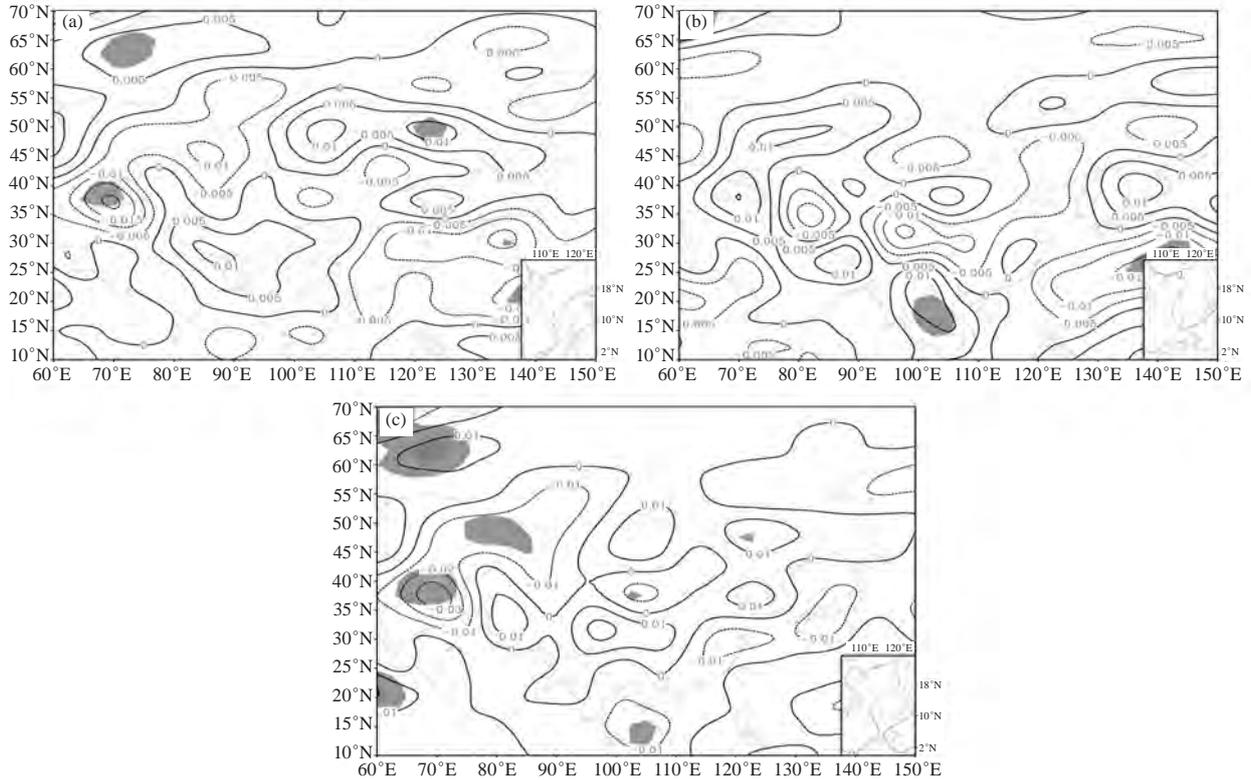


图8 高原冬季风强弱年春季500 hPa垂直速度距平场及差值场 (单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)
(a) 强年; (b) 弱年; (c) 强年减弱年

Fig. 8 The anomaly of strong (a), weak (b) plateau winter monsoon years and the composited difference (c) of 500 hPa vertical velocity (units: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)

均春旱日数的小波分析表明,高原冬季风和四川春季干旱均存在显著的准3a周期性振荡,但与其他几种指数相比, Div_PMI_2 的准3a振荡与四川平均春旱日数的准3a振荡同为第一主周期,且在时域上具有更好的强弱一致性。

3) 高原冬季风强年春季西伯利亚高压脊减弱,高原和孟加拉湾高度场偏高,副高位置偏东,致使北方冷空气不易南下,高原低值系统发展受阻不能东移影响四川,南支槽活动受到影响,来自孟加拉湾的西南暖湿气流与南支绕流带来的西北冷空气无法在高原东部汇合,川西高原和四川盆地处于水汽辐散区,对流层中层被强烈的下沉气流所控制,这样的环流形势导致该地区春季以晴朗天气为主,有利于干旱的发生。

高原季风是高原与周围大气的热力差异所致,季风强弱与高原热力作用具有正相关关系,当高原主体热源较四周大气强(弱)时,高原夏季风就越强(弱)^[28]。不仅如此,高原热力异常还对后期高原季风、大气环流和我国天气气候产生影响,白彬人等^[29]指出,高原地面加热场强度与DPMI指数之间存在超前1~3个月的相关关系,并发现前期2月青藏高原热

力作用偏强将会导致高原夏季风爆发偏早,爆发初期强度偏强。黄仪方等^[30]研究发现,前期冬季青藏高原地面加热场通过影响后期春季500 hPa高度场,导致高原东侧川渝地区春季气温异常。由此可知,高原冬季风对四川春旱的影响其本质是冬季青藏高原的热力异常,当冬季青藏高原异常偏冷时,一方面使高原冷高压偏强,导致高原冬季风偏强,另一方面使春季高原加热变缓,高原由冷源变热源需要的时间更长,此时春季高原仍将偏冷,高原冷高压继续偏强,导致春季高原季风也偏强, Div_PMI_2 计算结果证实,当冬季(2月) Div_PMI_2 为正距平时,有三分之二以上年份其春季(3月) Div_PMI_2 也为正距平。由于春季高原冷高压强大,致使高原低值系统的发展东移和西南暖湿气流的向北输送受阻,从而导致四川少雨干旱。

本文只是合成分析了高原冬季风影响四川春旱的大气环流异常原因,今后需要进一步通过数值模拟的方法研究冬季高原热力异常—高原冬季风异常—大气环流异常之间的联系,揭示高原冬季风影响四川春季干旱的有关动力学机制与过程,以便加深高原冬季风对四川春旱影响机理的认识。

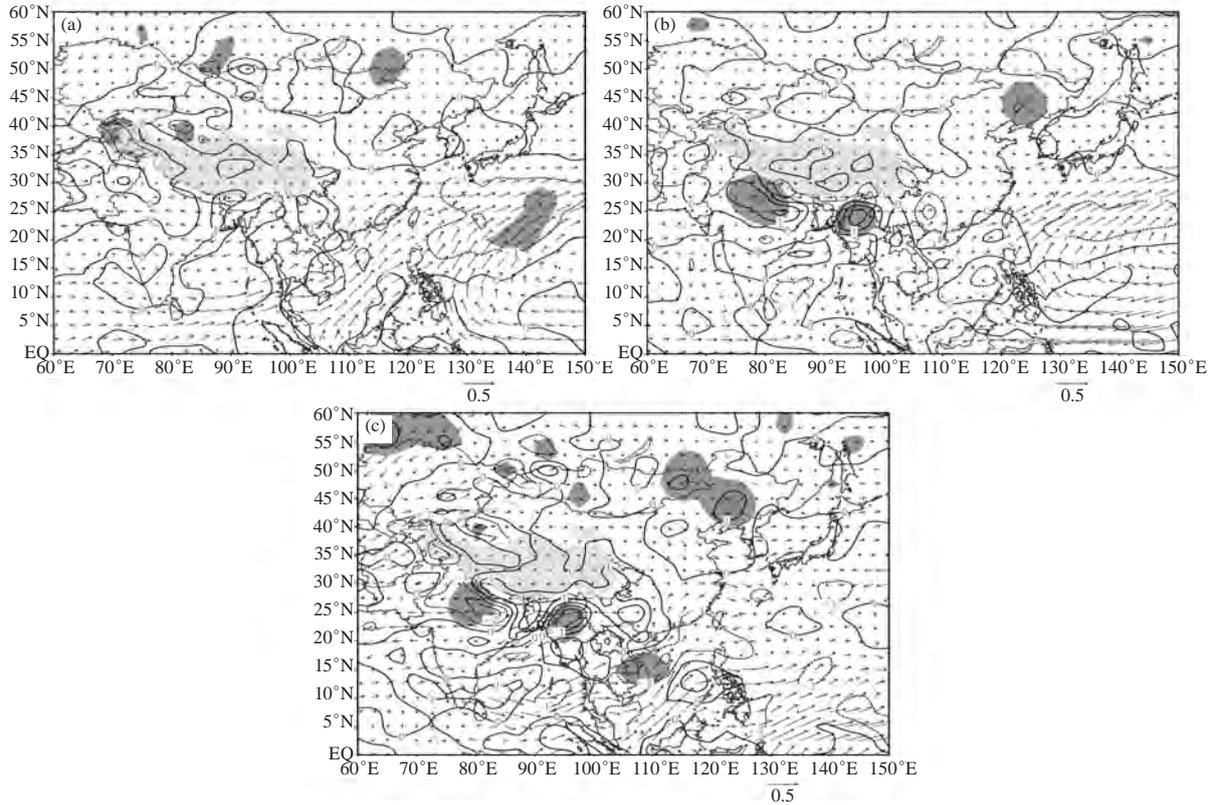


图9 高原冬季风强弱年春季垂直积分的水汽通量(矢量, 单位: $10^2 \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(等值线, 单位: $10^{-5} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)距平场及差值场
(a) 强年; (b) 弱年; (c) 强年减弱年

Fig. 9 The anomaly of strong(a), weak(b) plateau winter monsoon years and the composited difference(c) of the vertically integrated vapor flux (Vector, unit: $10^2 \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and the divergence(contour, unit: $10^{-5} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

参考文献

[1] 陈淑全, 罗富顺, 熊志强, 等. 四川气候. 成都: 四川科学技术出版社, 1997.

[2] 詹兆渝, 等. 中国气象灾害大典. 四川卷. 北京: 气象出版社, 2006.

[3] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979.

[4] 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 高原季风的平均气候特征. 地理学报, 1979, 34(1): 33-42.

[5] 汤懋苍, 梁娟, 邵明镜, 等. 高原季风年际变化的初步分析. 高原气象, 1984, 3(3): 76-82.

[6] Xun X, Hu Z, Ma Y. The dynamic plateau monsoon index and its association with general circulation anomalies. Advance in Atmospheric Sciences, 2012, 29(6): 1249-1263.

[7] 齐冬梅, 李跃清, 白莹莹, 等. 高原夏季风指数的定义及其特征分析. 高原山地气象研究, 2009, 29(4): 1-9.

[8] 田俊, 马振峰, 范广州, 等. 新的高原季风指数与四川盆地夏季降水的关系. 气象科学, 2010, 30(3): 308-315.

[9] 周懿, 范广州, 华维, 等. 高原季风的分布特征及其指数对比分析. 高原气象, 2015, 34(6): 517-1530.

[10] 王颖, 李栋梁. 变暖背景下青藏高原季风变异及其对中国西南气候的影响. 气象学报, 2015, 73(5): 910-924.

[11] 庞轶舒, 马振峰, 杨淑群, 等. 盛夏高原季风指数的探讨及其对四川盆地降水的影响. 高原气象, 2017, 36(4): 886-899.

[12] 白虎志, 谢金南, 李栋梁. 近40年青藏高原季风变化的主要特征. 高原气象, 2001, 20(1): 22-27.

[13] 白虎志, 马振峰, 董文杰. 青藏高原地区季风特征及与我国气候异常的联系. 应用气象学报, 2005, 16(4): 484-491.

[14] 马振峰, 高文良. 热带海温变化与高原季风发展. 应用气象学报, 2002, 13(4): 440-447.

[15] 马振峰. 高原季风强弱对南亚高压活动的影响. 高原气象, 2003, 22(2): 143-147.

[16] 马振峰, 高文良. 青藏高原季风年际变化与长江上游气候变化的联系. 高原气象, 2003, 22(s1): 8-16.

[17] 周娟, 文军, 王欣, 等. 青藏高原季风演变及其与土壤湿度的相关分析. 高原气象, 2017, 36(1): 45-56.

[18] 齐玉磊, 冯松, 黄建平, 等. 高原夏季风对中东旱半干旱区夏季降水的影响. 高原气象, 2015, 34(6): 1566-1574.

[19] 王颖, 李栋梁, 王慧, 等. 青藏高原冬季风演变的新特征及其与中国西南气温的关系. 高原气象, 2015, 34(1): 11-20.

[20] 齐冬梅, 赖欣, 李跃清, 等. 高原冬季风及热带太平洋海温对西南地区冬季气温的影响. 高原山地气象研究, 2016, 36(3): 32-38.

[21] 罗雯, 范广州. 青藏高原冬季季风强弱年中国气候对比分析. 高原山地气象研究, 2017, 37(1): 25-32.

[22] 马振峰, 高文良, 刘富明, 等. 青藏高原东侧初夏旱涝的季风环流分析. 高原气象, 2003, 22(s1): 1-7.

[23] 齐冬梅, 李跃清, 陈永仁, 等. 近50年四川地区旱涝时空变化特征研究. 高原气象, 2011, 30(5): 1170-1179.

[24] 王春学, 张顺谦, 陈文秀, 等. 气象干旱综合指数MCI在四川省的适用性分析及修订. 中国农学通报, 2019, 35(9): 115-121.

[25] 张顺谦, 马振峰. 1961—2009年四川极端强降水变化趋势与周期性分析. 自然资源学报, 2011, 26(11): 1918-1929.

[26] Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79(1): 61-78.

[27] 王同美, 吴国雄, 万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响. 高原气象, 2008, 27(1): 1-9.

[28] 曾钰坤, 范广州, 赖欣, 等. 青藏高原季风活动与大气热源/汇的关系. 高原气象, 2016, 35(5): 1148-1156.

[29] 白彬人, 胡泽勇. 高原热力作用对高原夏季季风爆发的指示意义. 高原气象, 2016, 35(2): 329-336.

[30] 黄仪方, 李跃清. 冬季青藏高原地面加热与春季川渝地区气温关系的分析. 高原气象, 2003, 22(s1): 32-39.