

智协飞, 田笑, 朱丹, 等. 2017. 冬季蒙古反气旋和伊朗反气旋的年代际变化特征 [J]. 大气科学, 41 (5): 999–1009. Zhi Xiefei, Tian Xiao, Zhu Dan, et al. 2017. Interdecadal variations of wintertime anticyclonic activity in the Mongolian Plateau and Iranian Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (5): 999–1009, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1701.16243.

冬季蒙古反气旋和伊朗反气旋的年代际变化特征

智协飞¹ 田笑¹ 朱丹^{1,2} 宋斌¹ 侯美夷¹

¹ 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气候与环境变化国际合作联合实验室/东亚季风与区域气候变化科技创新团队, 南京 210044

² 长春市气象局, 长春 130051

摘 要 根据 NCEP/NCAR 再分析资料, 采用客观判定和追踪方法, 研究了 1948~2013 年欧亚地区冬季温带反气旋的年代际气候变化的活动特征。结果发现, 反气旋的高频分布区也是反气旋气候变化最大的区域, 其中蒙古高原和伊朗高原的反气旋最活跃。反气旋的频数和强度既有长期趋势也有年代际变化。蒙古高原和伊朗高原的反气旋频数具有明显的年代际变化特征。反气旋频数具有 2~6 年和 16~30 年周期, 且具有变频特征。EOF 分解发现蒙古高原和伊朗高原的反气旋频数分布均在较高纬度和较低纬度地区呈现显著相反的偶子极态分布形式。蒙古高原的反气旋强度的变化基本可以体现欧亚大陆反气旋强度的变化。反气旋分布和强度的年代际变化可以用对流层低层经向温度梯度表示的斜压锋的位置和强度的年代际变化来解释, 但斜压锋对欧亚反气旋的影响具有区域性。蒙古高原的反气旋在 1960~1975 年 50°N 以北较多, 1990~2005 年 50°N 以南较多的偶极子态变化与 80°~120°E 区域的斜压锋纬度位置自 55°N 南移到 45°N 有密切关系, 30°~80°E 区域的斜压锋纬度位置变化不能单独解释伊朗高原反气旋偶极子态年代际变化。自 21 世纪 00 年代中期斜压锋偏强对反气旋强度偏强有重要影响。

关键词 反气旋 频数 强度 年代际变化 斜压锋

文章编号 1006-9895(2017)05-0999-11

中图法分类号 P404

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1701.16243

Interdecadal Variations of Wintertime Anticyclonic Activity in the Mongolian Plateau and Iranian Plateau

ZHI Xiefei¹, TIAN Xiao¹, ZHU Dan^{1,2}, SONG Bin¹, and HOU Meiyi¹

¹ Key Laboratory of Meteorological Disasters, Ministry of Education (KLME)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Science and Technology Innovation Team of East Asian Monsoon and Regional Climate Change, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² Meteorological Bureau of Changchun, Changchun 130051

Abstract The NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) reanalysis data from 1948 to 2013 is employed to investigate wintertime anticyclone activity and its decadal variability over Eurasia using an improved objective anticyclone detection and tracking algorithm. The results reveal that the high

收稿日期 2016-10-11; **网络预出版日期** 2017-02-13

作者简介 智协飞, 男, 1965年生, 博士、教授, 主要从事季风动力学、气候变化、数值天气预报的研究。E-mail: zhi@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2012CB955204, 江苏省研究生培养创新工程项目 KYLX_0833

Funded by National Basic Research Program of China (Grant 2012CB955204), Scientific Research and Innovation Plan for College Graduates of Jiangsu Province (Grant KYLX_0833)

frequency distribution areas of the anticyclones are also areas of large climatic change of the anticyclones, especially in the Mongolian Plateau and Iranian Plateau, where the anticyclone activity is the most active. Therefore, both the decadal variability and long term trends are important features of climate change for extratropical anticyclones in Eurasia. The frequencies of the anticyclones in the Mongolian Plateau and the Iranian Plateau show obvious interdecadal variations. The occurrence frequency of the anticyclones shows significant periods of 2–6 years and 16–30 years in Eurasia, while the period often varies with time. The leading EOF (empirical orthogonal function) modes of the anticyclones in the Mongolian Plateau and Iranian Plateau for the 1948–2013 periods show a significant dipole-like distribution. The anticyclone activity has decreased in lower latitudes but increased in higher latitudes. The change in the intensity of anticyclones in the Mongolian Plateau can reflect the change in the intensity of the anticyclones over the Eurasian continent. The interdecadal variability of the movement of the distribution center of the anticyclones and their intensity in Eurasia can be explained by interdecadal variations of the position and intensity of the baroclinic front, which is mainly dominated by meridional temperature gradient in the lower troposphere. The influence of the baroclinic front on anticyclones in Eurasian is a regional phenomenon. The extratropical anticyclone changes in the Mongolian Plateau show a dipole-like structure with increases to the north of 50°N during 1960–1975 and to the south of 50°N during 1990–2005, which is associated with the southward shift of the baroclinic front from 55°N to 45°N within 80°–120°E of the region. However, the decadal latitudinal change in the baroclinic front within 30°–80°E cannot fully explain the dipole-like structure of changes in anticyclones over the Iranian Plateau. Since the middle 2000s, the intensified Eurasian anticyclones are caused by the intensified baroclinic front.

Keywords Anticyclones, Frequency, Intensity, Interdecadal variation, Baroclinic front

1 引言

在对流层低层, 天气尺度的移动性气旋和反气旋是最主要的大气环流系统。这些天气系统通过移动和发展传输热量, 动能和水汽在大气环流中起着重要作用, 其位置和强度是科学家们了解天气、气候变化的一个重要课题 (Wallace et al., 1988; Favre and Gershunov, 2009; Francis and Vavrus, 2012; Ammar et al., 2014; Kouroutzoglou et al., 2014)。受斜压不稳定的驱动, 温带反气旋及其锋面系统能够造成明显或激烈的天气现象。我国地处欧亚大陆东部, 受欧亚温带反气旋影响剧烈, 尤其在冬季, 欧亚大陆上的温带反气旋 (此后简称反气旋) 的活动常伴随冷空气的活动, 可造成当地降温、降水、大风等天气, 强反气旋的活动甚至造成低温、霜冻、雨雪、大风等灾害。虽然欧亚反气旋的活动对研究局地 and 全球的天气和气候变化与气旋具有同等重要的作用, 但是相比温带气旋, 长期以来对反气旋的研究十分缺乏 (张淮和史久恩, 1957; 张培忠和陈光明, 1999; Chen et al., 2014)。因此研究欧亚冬季温带反气旋活动的气候变化对理解欧亚地区的天气、气候变化, 极端气候事件, 甚至全球气候变化都具有十分重要的意义。

早期对温带反气旋的研究多使用有限年代的

地面天气图资料。Zishka and Smith (1980) 通过普查 1950~1977 年 1 月和 7 月的北美及沿海反气旋轨迹图, 发现 1 月比 7 月的反气旋更多更强, 且向南移动更远, 在 28 年期间具有下降趋势。Harman (1987) 对 1959~1979 年的北美洲反气旋活动进行了分析, 发现反气旋频数显著下降, 并按季节移动特征将其分为三种类型。Wallace et al. (1988) 研究北半球 1964~1983 年共 20 个冬天发现反气旋和斜压波有关。近年来, 随着数值算法的发展, 研究者开始将客观判定和追踪方法应用到南半球反气旋的研究中 (Jones and Simmonds, 1994; Sinclair, 1996; Pezza and Ambrizzi, 2003; Pezza et al., 2007; Galarneau et al., 2008)。对于北半球的反气旋, Agee (1990) 分析发现北半球反气旋事件在 1905~1940 年暖期呈上升趋势, 1940~1977 年冷期呈下降趋势。Galarneau (2008) 利用 1950~2003 年 NCEP/NCAR 再分析资料统计全球闭合反气旋, 发现东大西洋和东太平洋上的反气旋全年都十分活跃, 且夏季达到最强, 而冬季大陆上和海洋上的反气旋数量相当。Ioannidou and Yau (2008) 通过 1957~2002 年 ERA-40 再分析资料研究发现反气旋的发生和地形作用、低层冷却有关, 大陆冬季冷空气爆发常伴随反气旋活动, 且欧亚大陆较北美大陆发生频次更多。Favre and Gershunov (2006) 分析 1950~2001

年冬季东北太平洋上的反气旋的频率、强度和移动具有年际、年代际气候变化特征, 利用强度和频数建立了一个描述其活动特征的指数, 进而研究反气旋和大气环流及北美西部气温的关系。Hatzaki et al.

(2014) 通过研究 1979~2012 年影响地中海的移动性反气旋的季节气候学特征, 发现其显著的季节性特征与影响地中海的大尺度大气环流的季节变化有关。Voskresenskaya et al. (2016) 研究 1951~2012 年影响地中海和黑海的冬季反气旋的气候变化, 发现反气旋频数在黑海和地中海西部显著增多, 而地中海南部减少。

欧亚地区冬季的地面冷性反气旋的活动常伴随大规模冷空气爆发, 中国学者称之为冷高压(高由禧, 1953; 陈家辉, 1997)。以往的许多研究主要揭示造成寒潮的冷性反气旋的活动特征(张培忠和陈光明, 1999; 王遵娅和丁一汇, 2006; 钱维宏和张玮玮, 2007), 但对欧亚地区冬季反气旋气候变化, 尤其年代际变化的研究较少。Zhang et al. (2012) 研究发现欧亚冬季反气旋在 20 世纪 90 年代到 21 世纪 10 年代前期较弱, 之后显著增强, 并且认为反气旋的增强是由于对流层中纬度西风带的减弱。Chen et al. (2014) 的研究表明, 1948~2007 年影响中国区域的冬季反气旋活动呈上升趋势, 并与极锋急流强度的变化紧密相连。以上的研究表明, 温带反气旋确实呈现出了显著的气候变化, 但不同地区又呈现出不同的变化特征, 并且造成反气旋活动变化的原因分析还存在许多的不确定性。本文着重分析欧亚大陆上蒙古和伊朗高原的冬季温带反气旋的年代际变化, 并初步探讨反气旋频数和强度变化的可能原因。

2 资料和方法

2.1 数据

本文所用资料为 1948~2013 年共 66 年冬季(12 月和次年 1、2 月)的 NCEP/NCAR 再分析资料, 间隔 6 小时的海平面气压场、10 m 风场, 17 层月平均温度场网格资料, 精度均为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001)。选取欧亚地区 ($20^{\circ} \sim 80^{\circ} \text{N}$, $0^{\circ} \sim 140^{\circ} \text{E}$) 识别追踪反气旋 (Ioannidou and Yau, 2008; Zhang et al., 2012)。

2.2 方法

温带反气旋的客观判定方法是基于海平面气压场的局地最大值, 并结合 10 m 风场反气旋的环

流特征, 方法本质上以 Zhang et al. (2012)、Zhi and Shi (2006)、史湘军和智协飞 (2007) 的客观方法为基础, 即搜索符合设定条件的局地气压最大值为温带反气旋的中心, 然后考察其周围是否具有明显的反气旋环流, 为了排除海拔高度的影响, 剔除海拔高度 2500 m 以上的高压中心(钱维宏和张玮玮, 2007)。温带反气旋的追踪方法主要根据 Favre and Gershunov (2006) 以及 Zhang et al. (2012) 的方法, 即搜索下一时刻在可能范围内最近的高压中心, 若搜索不到则认为该系统消亡。本研究只讨论生命期至少一天且移动超过 500 km 的反气旋 (Chen et al., 2014)。关于客观判定和追踪温带反气旋的方法探讨可参考田笑和智协飞 (2016) 中的详细描述。田笑和智协飞 (2016) 利用此客观方法研究分析了欧亚地区冬季温带反气旋的生成、消亡、强度、移动和生命史等气候学特征。

利用经验正交函数 (EOF) 分解来考察欧亚冬季反气旋的主要空间分布和时间变化 (Lorenz, 1956; North et al., 1982; Kim and Wu, 1999)。为了突出年代际信号, 先对每个格点的反气旋频数时间序列进行 11 年低通滤波, 然后再做 EOF 分解。为了分析反气旋年代际变化的可能原因, 通过线性相关和合成分析来研究斜压锋对欧亚冬季反气旋变化的影响。

3 反气旋活动的年代际变化

图 1 为 1948~2013 年欧亚地区冬季反气旋中心累计频数的平均和方差的地理分布。移动性反气旋活动的大值分布区和反气旋生成的大值中心分布十分相似 (田笑和智协飞, 2016), 这与 Godev (1971) 和 Ioannidou and Yau (2008) 的研究基本一致。几个大值中心分别位于贝加尔湖西南部的蒙古高原, 黑海和里海以南的伊朗高原, 俄罗斯东北部。另外几个次活跃区位于波罗的海及其周边地区、环地中海、东亚沿海。亚洲的反气旋活动范围呈西北—东南分布, 这是因为冬季反气旋在亚洲中部、北部增强后多向东南沿海移动, 对中国天气造成显著影响。另外, 反气旋频数方差的大值区也是反气旋的活跃区, 尤其以蒙古高原, 伊朗高原的反气旋最多, 变化最大, 所以接下来我们要重点研究欧亚反气旋的活跃区, 即活跃于蒙古高原 ($40^{\circ} \sim 60^{\circ} \text{N}$, $80^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$) 和伊朗高原 ($25^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$, $30^{\circ} \sim 80^{\circ} \text{E}$) 的冬季反气旋的年代际变化。

3.1 频数的年代际变化

通过冬季反气旋频数的时间序列可以看出,蒙古高原反气旋活动频数具有明显的年际变化特征,与此同时,整体还呈现年代际变化特征。1955 年之前和 20 世纪 80 年代中期到 21 世纪 00 年代初期偏多,20 世纪 60 年代到 20 世纪 80 年代中期和 21 世纪 00 年代初中期之后偏少(图 2a)。伊朗高原的反气旋在 20 世纪 80 年代之前的年代际变化并不明显,但是之后振荡幅度明显增大,且自 20 世纪 90 年代中期呈现显著升高的趋势(图 2b)。

对两个区域反气旋频数做 Morlet 小波分析 (Torrence and Compo, 1998; Zhi, 2001), 结果显示蒙古高原的反气旋在 20 世纪 50 年代中期到 20 世纪 60 年代中期呈现显著的 2~4 年的周期变化,在 20 世纪 90 年代到 21 世纪 10 年代呈现显著的 3~6 年的周期变化,且均具有从短周期向长周期转变的变频特征。伊朗高原的反气旋在小波功率谱上同样表现出 20 世纪 80 年代之前年代际变化不显著,20 世纪 80 年代具有显著的 4~6 年振荡,20 世纪 80 年代到 21 世纪 00 年代前期具有显著的 16~30 年

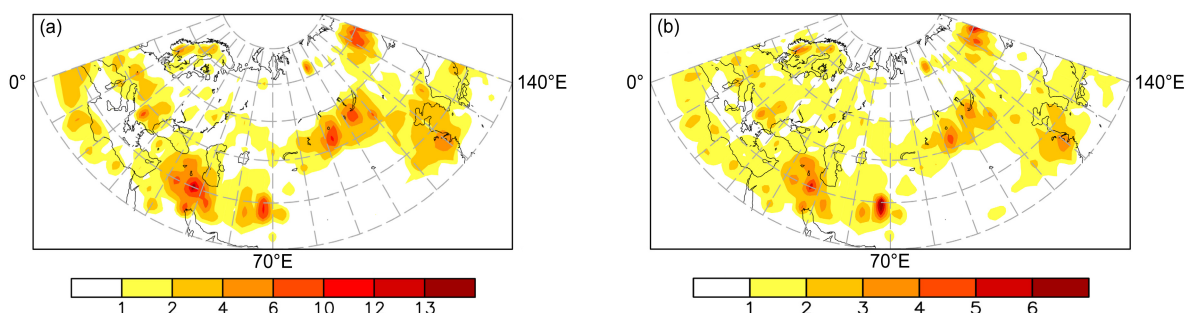


图 1 1948~2013 年欧亚地区冬季反气旋中心累计频数 (a) 年平均和 (b) 方差的地理分布

Fig. 1 (a) Annual mean and (b) variance of frequency of anticyclones' centers in Eurasia in winter during 1948–2013

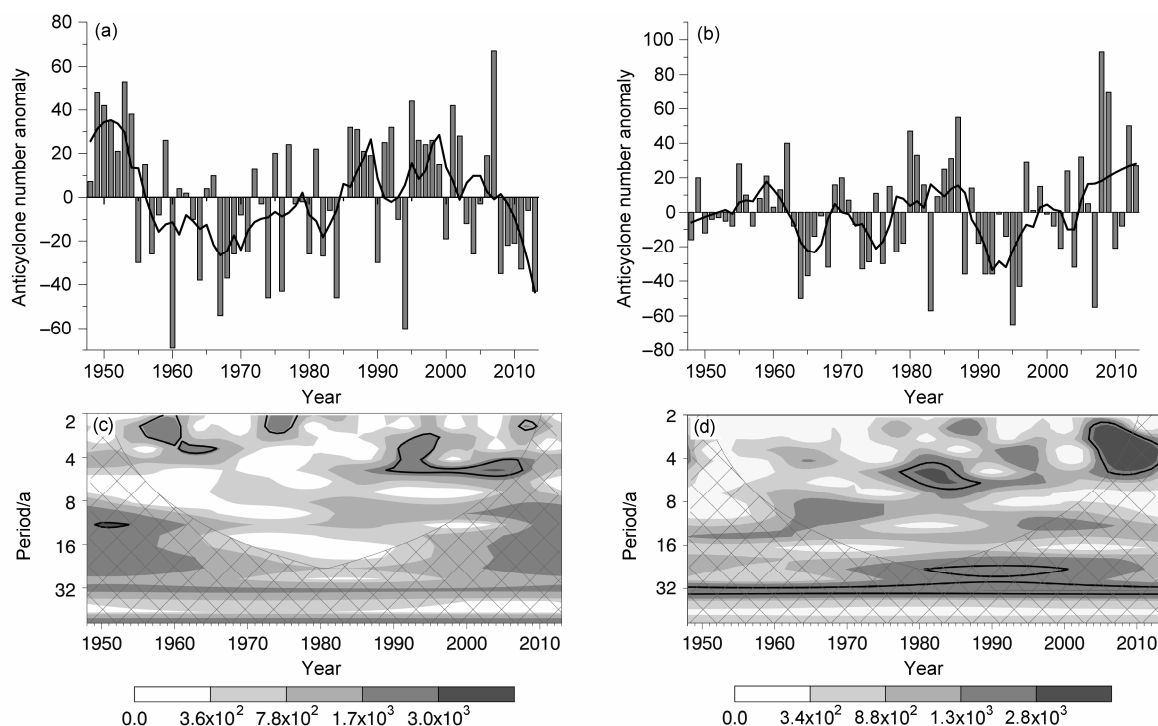


图 2 1948~2013 年 (a) 蒙古高原、(b) 伊朗高原冬季反气旋数距平的时间序列, (c) 蒙古高原、(d) 伊朗高原冬季反气旋数距平的小波功率谱 (阴影)。图 a、b 中实线为低频滤波曲线, 图 c、d 中黑线包围的部分表示通过信度水平为 90% 的检验, 网格区是小波变换受边界影响的区域

Fig. 2 Anomalies of wintertime anticyclone numbers in (a) the Mongolian Plateau and (b) the Iranian Plateau for 1948–2013. Smooth lines are the low frequency filtering curves. Morlet wavelet power spectra (shaded areas) of the anomalies of wintertime anticyclone numbers are shown in (c) Mongolian Plateau and (d) Iranian Plateau for 1948–2013. The areas above 90% confidence level are surrounded by the black lines, the cross-hatched region shows the cone of influence

周期, 21 世纪 00 年代中期之后呈现显著的 2~4 年周期。

为了分析反气旋年代际变化的时空分布特征, 对 1948~2013 年冬季蒙古高原和伊朗高原反气旋 11 年低通滤波后的活动频数分别进行了 EOF 分解, 并用 North et al. (1982) 的经验法则对其取样误差进行检验, 发现只有第一模态通过了检验。两个区域的 EOF 第一模态均呈现出南北相反的偶极子态分布型, 具体为蒙古高原的反气旋在 50°N 以北活动频率高时, 50°N 以南地区活动频率低 (图 3a), 伊朗高原的反气旋在 35°N 以北活动频率高时, 以南地区则活动频率低 (图 3b)。结合空间分布和时间序列来看, 蒙古高原的反气旋在 1948 年至 20 世纪 70 年代中后期为负位相, 表明 50°N 以北的较高纬度的反气旋活动频率偏高, 而 50°N 以南的较低纬度的反气旋活动频率偏低, 自 20 世纪 80 年代至 2013 年为正位相, 即蒙古高原的反气旋整体分布南多北少。伊朗高原的反气旋在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪 00 年代中期为正位相, 即反气旋分布北多南少, 而 20 世纪 80 年代中期之前和 21 世纪 00 年代中期之后为负位相, 即反气旋分布南多北少。

为了检验上述两个偶极子中心的变化, 以及考

察其与反气旋高频中心 (蒙古高原和伊朗高原) 频数的关系, 如图 3a、b 划分四个子区域: A (50°~60°N, 80°~120°E), B (40°~50°N, 80°~120°E), C (35°~50°N, 30°~80°E), D (25°~35°N, 30°~80°E)。图 4 为这四个子区域的反气旋频数的时间序列, 且做了标准化距平处理。从图 4 可以看出, 冬季温带反气旋在 A 区蒙古高原较高纬度和 D 区伊朗高原较低纬度减少, 但是在 B 区蒙古高原较低纬度和 C 区伊朗高原较高纬度增加。而且还有两点需要注意, 首先, 蒙古高原和伊朗高原的反气旋活动并不一致, 在 1948~2013 年期间, 蒙古高原的反气旋整体分布南多北少, 而伊朗高原的反气旋分布北多南少, 而且转变时间也有一定差异。第二, 四个子区域的反气旋表现出明显的年代际变化, 而且结合图 3c、d 可知, 正是子区域的反气旋的年代际变化主导了蒙古高原和伊朗高原的年代际南北移动。另外, 蒙古高原与 B 区的反气旋频数相关关系 ($r=0.81$) 较与 A 区的相关关系 ($r=0.45$) 更显著, 伊朗高原与 D 区的相关系数 (0.66) 较与 C 区的相关系数 (0.4) 更显著, 说明蒙古高原的反气旋频数主要由 B 区主导, 伊朗高原的反气旋频数主要由 D 区主导。

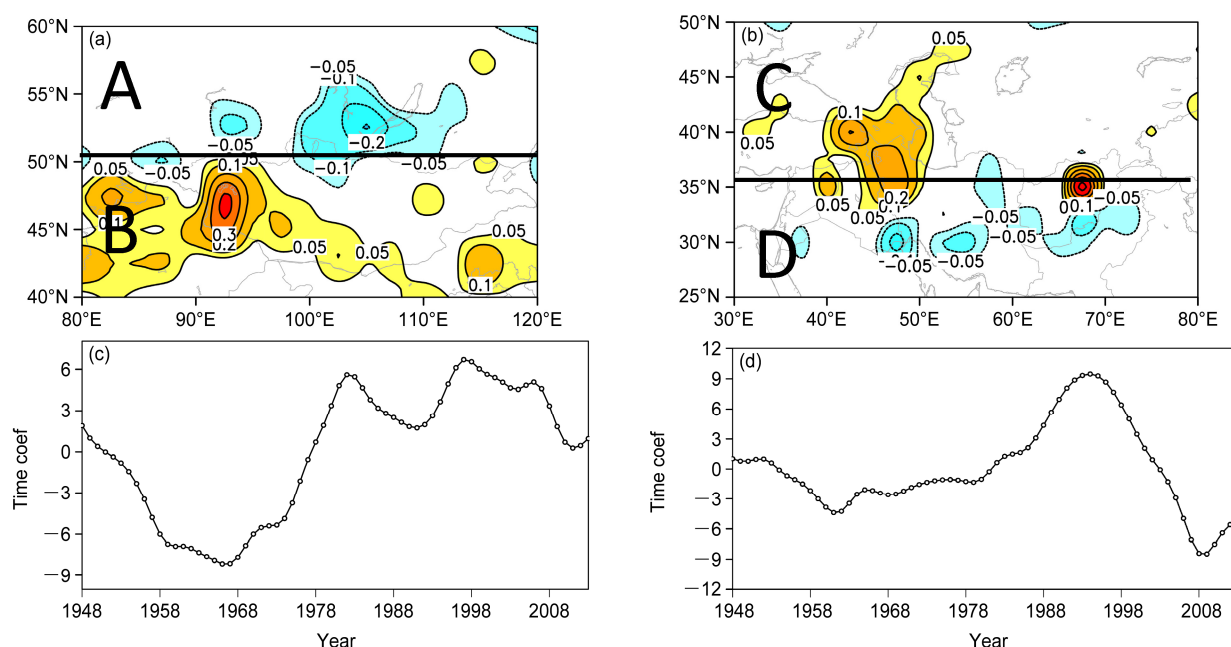


图 3 1948~2013 年 (a、c) 蒙古高原 (方差贡献: 24.5%) 和 (b、d) 伊朗高原 (方差贡献: 39.3%) 冬季反气旋中心累计频数 EOF 第一模态的 (a、b) 空间分布和 (c、d) 时间系数。图 a、b 中四子区域 A、B、C、D 的范围为: A (50°~60°N, 80°~120°E); B (40°~50°N, 80°~120°E); C (35°~50°N, 30°~80°E); D (25°~35°N, 30°~80°E)

Fig. 3 (a, b) Spatial distributions and (c, d) time coefficients of EOF1 (first mode of EOF) of frequency of anticyclones' centers in (a, c) Mongolian Plateau and (b, d) Iranian Plateau in the winter for 1948~2013. Four subregions A, B, C, D: A (50°~60°N, 80°~120°E); B (40°~50°N, 80°~120°E); C (35°~50°N, 30°~80°E); D (25°~35°N, 30°~80°E). The variance contributions are 24.5% and 39.3% in Mongolian Plateau and Iranian Plateau, respectively

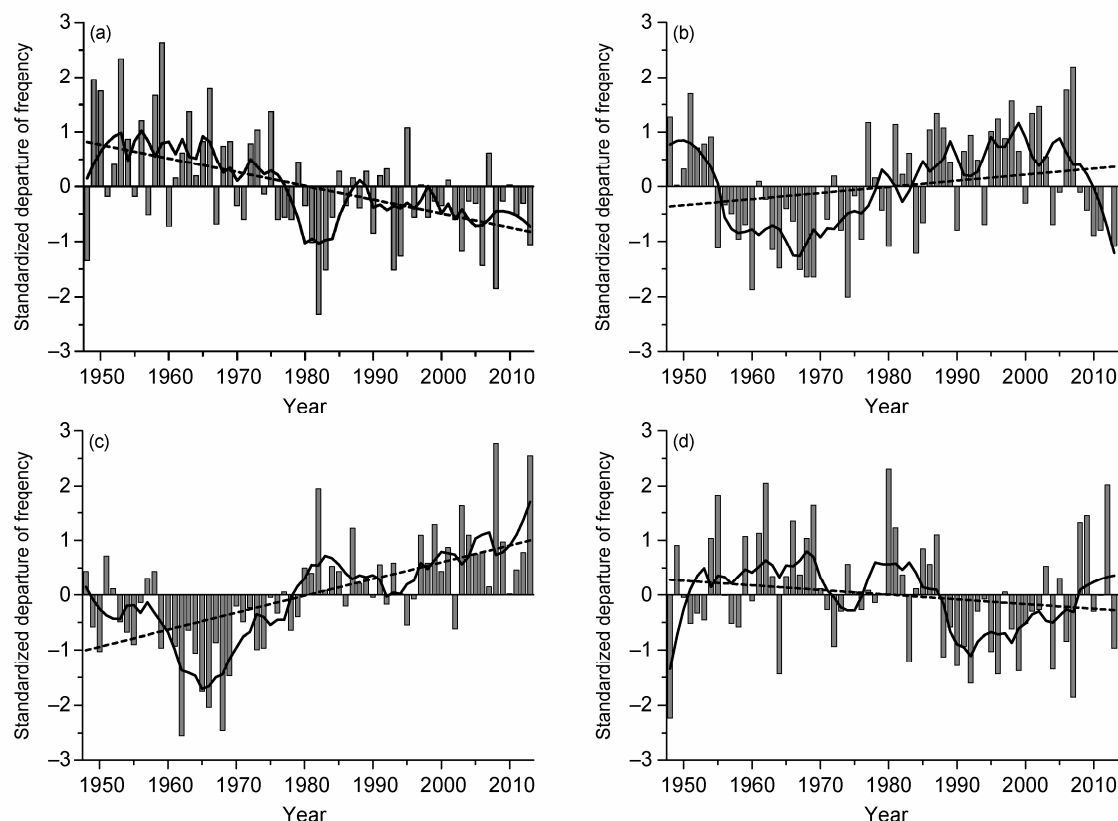


图4 1948~2013年4个子区域的反气旋频数的标准化距平(柱状): (a) A ($50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$); (b) B ($40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$); (c) C ($35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$); (d) D ($25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$)。虚线为线性趋势线, 实线表示11点高斯滤波曲线。趋势: A: $-0.25 (10\text{ a})^{-1}$; B: $0.11 (10\text{ a})^{-1}$; C: $0.30 (10\text{ a})^{-1}$; D: $-0.08 (10\text{ a})^{-1}$

Fig. 4 Standardized departures of anticyclone frequency (bars) in four regions during 1948–2013: (a) A ($50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$); (b) B ($40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$); (c) C ($35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$); (d) D ($25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$). The dashed lines and solid lines represent linear trend and 11-point Gaussian filter, respectively. Trend: A: $-0.25 (10\text{ a})^{-1}$; B: $0.11 (10\text{ a})^{-1}$; C: $0.30 (10\text{ a})^{-1}$; D: $-0.08 (10\text{ a})^{-1}$

就上述分析而言, 尽管在 1948~2013 年蒙古高原的反气旋在较低纬度有增加的趋势, 伊朗高原的反气旋在较高纬度有增加的趋势, 但是年代际变化是其主要特征, 而且蒙古高原和伊朗高原的反气旋频数的年代际变化均由较低纬度的 B、D 区的反气旋活动主导。

3.2 强度的年代际变化

反气旋的强度用反气旋中心的相对气压表示。Simmonds and Wu (1993) 首次定义气旋中心的相对气压值来表示气旋的强度。Zhang et al. (2012) 应用反气旋中心气压和相应格点的气候月平均气压值的偏差来代表反气旋强度, 因此这里应用 Zhang et al. (2012) 的方法给出了相对气压的时间序列。

从图 5 可以看出, 在 1948~2013 年期间, 蒙古高原的反气旋强度有微弱的减弱趋势而伊朗高原的反气旋呈明显的上升趋势。除了趋势变化, 其

年代际变化也十分明显。在蒙古高原, 20 世纪 60 年代中期以前反气旋偏强, 20 世纪 60 年代中期到 2000 年反气旋偏弱, 20 世纪 90 年代中期之后, 反气旋显著增强(图 5a)。而伊朗高原的反气旋在 1970 年之前偏弱, 20 世纪 80 年代中期之后偏强(图 5b)。另外, 蒙古高原的反气旋强度的变化趋势及年代际变化与欧亚整个区域的反气旋强度的变化趋势和年代际变化基本一致(图略), 这是因为欧亚大陆上分布于东亚北部的反气旋强度最强(田笑和智协飞, 2016), 该区域反气旋强度的变化基本可以体现欧亚大陆反气旋强度的变化。Zhang et al. (2012) 的研究也发现 20 世纪 80 年代到 21 世纪 00 年代中期欧亚冬季天气尺度反气旋偏弱, 之后偏强, 并且反气旋增强与近年来欧亚极端冷冬有密切关系。这说明蒙古高原的反气旋强度变化相较于伊朗高原的可能对欧亚整个区域的气候变化产生的作用更大。

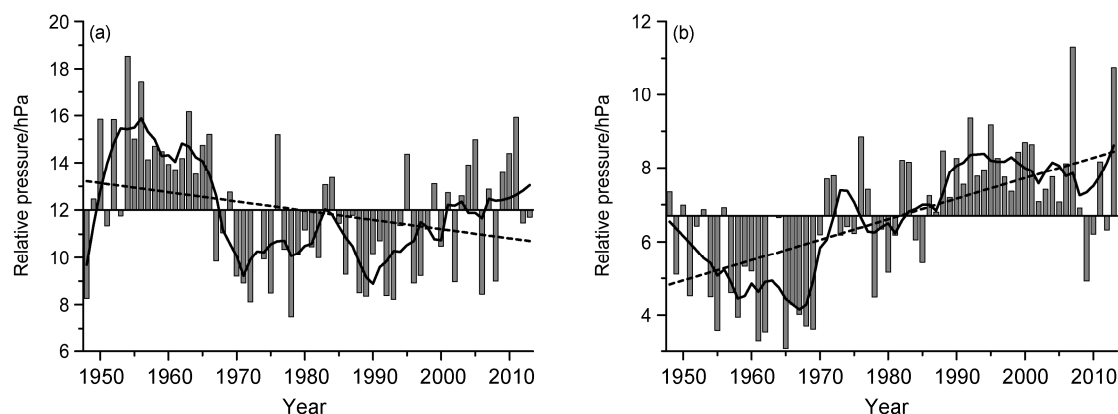


图5 1948~2013年冬季欧亚(a)蒙古高原和(b)伊朗高原的反气旋中心的相对气压(柱状)随时间的变化。虚线为线性趋势线,实线为11点高斯滤波曲线

Fig. 5 Variations of the relative pressure (bars) of anticyclones' centers in (a) Mongolia Plateau and (b) Iran Plateau during 1948–2013. The dashed lines and solid lines represent linear trend and result of 11-point Gaussian filter, respectively

为了避免研究结果受到资料不确定性的影响(Trigo, 2006; 陈雯和智协飞, 2008; Wang et al., 2016), 利用 ERA40 再分析资料统计温带反气旋。结果发现, 两种再分析资料的研究结果在 1979 年之前有一定差异, 1979 年后基本一致, 且差异主要体现在反气旋的年际变化上, 这可能是由于再分析资料在 1979 年前后有差异和 1957 年前缺少观测数据的原因, 但两种资料分析结果都体现出蒙古高原和伊朗高原冬季反气旋中心累计频数在较高纬度和较低纬度地区呈现显著相反的偶极子分布形式, 且频数和强度具有显著的年代际变化和趋势特征(图略)。

4 年代际变化的原因分析

众所周知, 天气尺度温带涡旋的发生发展和斜压性有密切关系(朱乾根等, 1981; Ioannidou and Yau 2008; Chen, 2014)。已有研究表明, 温带气旋的高频发生区和主要路径与斜压锋的平均位置有很好的一致性, 且东亚北部温带气旋在 1958~2001 年期间在较低纬度减少和较高纬度增加与斜压锋纬度位置的北移相对应(Wang et al., 2009)。对流层低层斜压性的增加对东亚北部的温带气旋在 20 世纪 80 年代中期的增多起重要作用(Wang et al., 2009; Chen et al., 2014)。对于欧亚冬季温带反气旋, 田笑和智协飞(2016)的研究也表明蒙古高原和伊朗高原两个反气旋的主要活跃区和对流层低层的经向温度梯度的大值区位置相对应(见田笑和智协飞(2016)的图 4b)。那么上文所示的反气旋频数

和强度的年代际变化是否与对流层低层大气斜压性有关, 且是什么样的对应关系? 下面我们将通过分析由 850 hPa 经向温度梯度表示的斜压锋来探讨温带反气旋在 1948~2013 年的年代际变化的可能原因。

利用公式 $\text{grad}T = -\partial T / \partial \varphi$ 来计算经向温度梯度, 其中 φ 为纬度, 这里斜压锋的强度为 850 hPa 等压面上每条经线上相邻纬度的经向温度梯度的最大值 $(\text{grad}T)_{\text{MaxVal}}$, 斜压锋纬度位置由该经向温度梯度最大值所在的纬度 $(\text{grad}T)_{\text{MaxLat}}$ 表示(Wang et al., 2009)。将 $80^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ($30^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{E}$) 经度范围的 $(\text{grad}T)_{\text{MaxLat}}$ 做纬向平均后的时间序列再做 11 年低通滤波的结果作为 $80^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ($30^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{E}$) 的表示年代际变化的斜压锋纬度指数, 将 $80^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ($30^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{E}$) 经度范围的 $(\text{grad}T)_{\text{MaxVal}}$ 做纬向平均后的时间序列再做 11 年低通滤波的结果作为 $80^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ($30^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{E}$) 的表示年代际变化的斜压锋强度指数。

在 $80^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域, 1960~1980 年和 2000 年之后斜压锋纬度位置较平均位置偏北, 1960 年之前和 1980~2000 年斜压锋纬度位置较平均位置偏南, 与蒙古高原的反气旋的南北振荡有较好的对应关系, 尤其 20 世纪 60 年代中后期 50°N 北部的反气旋偏多, 南部的偏少与斜压锋的明显北移有关(图 6a)。另外, 斜压锋纬度指数与蒙古高原反气旋中心累计频数的 EOF 第一模态的时间序列(乘以 -1)具有显著相关关系, 相关系数 (0.41) 通过了显著性水平 0.01 的 t 检验。在 $30^{\circ} \sim 80^{\circ}\text{E}$ 区域, 20 世纪

60 年代斜压锋纬度位置偏南, 20 世纪 60 年代后期明显北移 (图 6b), 且斜压锋纬度指数与伊朗高原反气旋中心累计频数的 EOF 第一模态的时间序列具有显著正相关关系, 相关系数 (0.21) 通过了显著性水平 0.05 的 t 检验 (表 1)。为了进一步分析反气旋分布的年代际变化与斜压锋位置变化的关系, 选取 1960~1975 年和 1990~2005 年两个反气旋分布差异较大的年代做斜压锋纬度位置的合成分析。从图 7a 可以看到, 1990~2005 年相较于 1960~1975 年, $80^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 的斜压锋自 55°N 南移到 45°N , 这与蒙古高原区域反气旋频数分布由北多南少转变为南多北少的变化相对应 (图 3a)。而 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{E}$ 附近的斜压锋急剧北移, $40^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 的南移, 与伊朗高原的反气旋分布由南多北少转变为北多南少的变化对应较差。以上分析说明斜压锋纬度位置变化对蒙古高原反气旋分布的年代际变化有重要作用, 与伊朗高原的反气旋分布有联系, 但是并不能单独解释其分布的南北年代际变化。

积雪的异常可以引起下垫面能量和水分的异

常, 改变地表与大气之间的热量和水汽交换, 从而对气候变化产生重要影响。陈海山和许蓓 (2012) 从欧亚大陆冬季雪增量、冬季雪深的时空特征发现, 两者的 EOF 第一特征向量的空间分布均表现为沿 50°N 的南北反相分布, 且年代际转变均发生在 20 世纪 70 年代中期前后。加倍雪深进行积雪强迫会使区域温度降低 (Wagner, 1973; Baker et al., 1992)。赵蔚等 (2007) 研究发现欧亚大陆中纬积雪气候变化关键区包括青藏高原、蒙古高原。进一步分析表明, 冬季欧亚大陆积雪面积异常大时, 局地冷却效应增大, 中纬度的欧亚大陆上空气层的温度大幅度降低, 在降温区两侧温度梯度发生改变: 中高纬经向温度梯度减小, 低纬则增大, 斜压波的活动在中高纬被抑制, 低纬正好相反, 从而南移。所以冬季欧亚大陆积雪的异常变化可能是导致斜压锋的南北移动的主要影响因子, 具体关系值得在以后的研究中深入探讨。类似的, 1993 年后春季贝加尔湖增暖, 高原东南部积雪增加, 导致对流层东亚经向温度减弱并变率加大, 进而导致我国华南夏

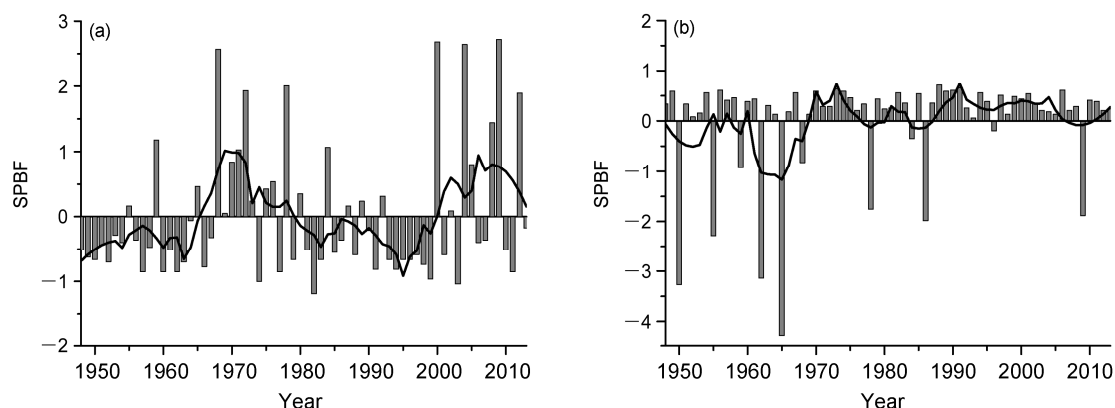


图 6 1948~2013 年冬季欧亚 (a) $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 和 (b) $30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 的 850 hPa 斜压锋标准化的纬度位置随时间的变化

Fig. 6 Variations in the standardized latitude position of the baroclinic front (SPBF) over (a) $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ and (b) $30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ in the winter in Eurasia during 1948–2013

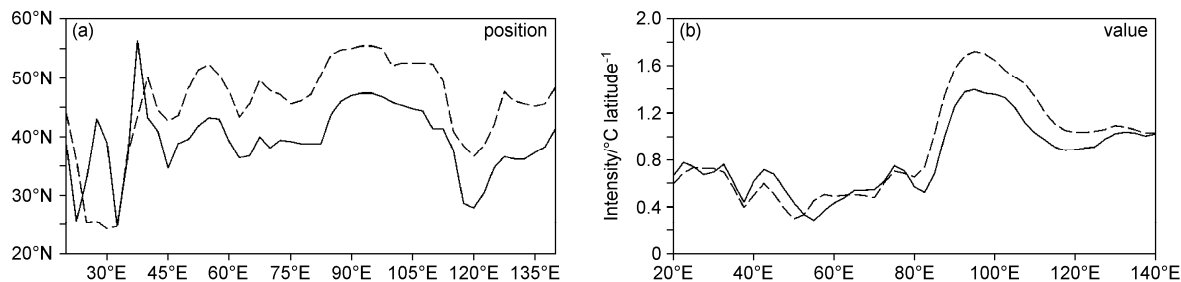


图 7 欧亚地区 850 hPa 斜压锋的 (a) 位置和 (b) 强度 (单位: $^{\circ}\text{C latitude}^{-1}$) 的变化分布。图 a 中, 实线表示 1990~2005 年的平均, 虚线表示 1960~1975 年的平均。图 b 中, 实线表示 1985~2000 年的平均, 虚线表示 1958~1970 年的平均

Fig. 7 (a) Changes in mean position and intensity (units: $^{\circ}\text{C latitude}^{-1}$) of the baroclinic front in Eurasia. In Fig. a: Solid line: mean position for 1990–2005; dashed line: mean position for 1960–1975. In Fig. b: Solid lines: mean intensity for 1985–2000; dashed lines: mean intensity for 1958–1970

季降水在 20 世纪 90 年代中期增多并且变率强度增强 (Fan et al., 2014)。

斜压锋强度和反气旋强度变化的联系。80°~120°E 区域和 30°~80°E 区域的斜压锋强度指数变化分别与蒙古高原和伊朗高原的反气旋强度变化有密切关系, 当斜压锋增强(减弱)时, 反气旋增强(减弱)(图略)。并且注意到, 引起近年来欧亚极端冷冬的反气旋偏强的现象(Zhang et al., 2012), 是由于自 21 世纪 00 年代中期斜压锋偏强的缘故(图 5)。计算斜压锋强度指数和反气旋强度做 11 年低通滤波的年代际时间序列的相关系数, 发现两个区域的斜压锋强度指数均与对应区域的反气旋强度具有显著正相关关系, 相关系数($r_1=0.5$, $r_2=0.43$)均通过了显著性水平为 0.01 的 t 检验。为了进一步分析反气旋强度的年代际变化与斜压锋强度变化的关系, 选取 1958~1970 年和 1985~2000 年两段反气旋强度差异较大的年代做斜压锋强度的合成分析。从图 7b 可以看到, 1985~2000 年相较于 1958~1970 年, 80°~120°E 的斜压锋明显减弱, 而 30°~80°E 的斜压锋略加强, 这个变化与蒙古高原(伊朗高原)的反气旋强度偏弱(偏强)很好地对应(图 5)。以上分析说明斜压锋强度变化对蒙古高原和伊朗高原反气旋强度的年代际变化具有重要作用, 且与蒙古高原的联系更密切。有研究表明全球变暖的区域非均匀性造成欧亚大陆中纬度区域(40°~50°N 附近)的陆面经向温度梯度在 20 世纪 80 年代初发生了显著的年代际减弱, 由于陆面对大气的加热作用, 导致蒙古高原至中国东北地区对流层低层大气经向温度梯度减小(徐晨等, 2015)。

反气旋南北移动的年代际变化受斜压锋位置的影响, 其强度受斜压锋强度的影响, 但是并没有发现蒙古高原和伊朗高原的反气旋频数与斜压锋的强度有显著相关关系, 这与 Wang et al. (2009) 和 Chen et al. (2014) 研究的对流层低层斜压性增大对东亚的温带气旋增多起重要作用, 与气旋强度变化并无显著关系的结论并不完全一致(Wang et al., 2009), 说明斜压性对气旋和反气旋的年代际变化的影响并不一样。

5 结论

利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 采用海平面气压场和 2 m 风场相结合的客观判定和追踪方法统计

1948~2013 年欧亚地区冬季温带反气旋, 并分析了其年代际气候变化的活动特征。得到如下主要结论:

(1) 温带反气旋的高频分布区也是反气旋气候变化最频繁的区域, 其中蒙古高原和伊朗高原的反气旋最活跃。蒙古高原和伊朗高原的反气旋频数具有明显的年代际变化特征。反气旋在不同的年代周期不同, 且具有变频特征。EOF 分解发现蒙古高原和伊朗高原的反气旋频数在较高纬度和较低纬度地区呈现显著相反的偶极子态分布形式。在 1948~2013 年期间, 蒙古高原的反气旋有较低纬度增加的趋势, 伊朗高原的有较高纬度增加的趋势。除了长期趋势外, 还有显著的年代际变化特征, 且均主要为较低纬度的反气旋频数的年代际变化占主导地位。蒙古高原的反气旋在 1948 年至 20 世纪 70 年代中后期整体活动北多南少, 自 20 世纪 80 年代至 2013 年整体活动南多北少。而伊朗高原的在 20 世纪 80 年代中期至 21 世纪 00 年代中期整体活动北多南少, 20 世纪 80 年代中期之前和 21 世纪 00 年代中期之后整体活动南多北少。

(2) 反气旋强度既有长期趋势也有年代际变化。在 1948~2013 年期间, 蒙古高原的反气旋强度有微弱的减弱趋势而伊朗高原的反气旋呈明显的上升趋势。在蒙古高原, 20 世纪 60 年代中期以前反气旋偏强, 20 世纪 60 年代中期到 2000 年反气旋偏弱, 20 世纪 90 年代中期之后, 反气旋显著增强。而伊朗高原的反气旋在 1970 年之前偏弱, 20 世纪 80 年代中期之后偏强。蒙古高原的反气旋强度的变化基本可以体现欧亚大陆反气旋强度的变化。

(3) 大气斜压性是反气旋发生发展的一个重要原因。欧亚冬季的反气旋分布的年代际变化和强度的年代际变化可以用对流层低层经向温度梯度表示的斜压锋的位置和强度的年代际变化来解释。进一步的分析表明, 蒙古高原的反气旋频数分布在 1960~1975 年北多南少, 而 1990~2005 年转变为南多北少的变化与 80°~120°E 区域的斜压锋纬度位置自 55°N 南移到 45°N 有密切关系, 且自 21 世纪 00 年代中期斜压锋偏强对反气旋强度增强有重要影响。相较于蒙古高原, 伊朗高原的反气旋的频数和强度也与斜压锋有密切关系, 但联系不如蒙古高原与斜压锋联系那么紧密, 30°~80°E 区域的斜压锋纬度位置变化不能单独解释伊朗高原反气旋

分布的年代际变化。

致谢 感谢张文君教授和刘鹏副教授对本工作提出的宝贵意见。

参考文献 (References)

- Agee E M. 1991. Trends in cyclone and anticyclone frequency and comparison with periods of warming and cooling over the Northern Hemisphere [J]. *J. Climate*, 4 (2), 263–267.
- Ammar K, El-Metwally M, Almazroui M, et al. 2014. A climatological analysis of Saharan cyclones [J]. *Climate Dyn.*, 43 (1–2): 483–501, doi:10.1007/s00382-013-2025-0.
- Baker D G, Ruschy D L, Skaggs R H, et al. 1992. Air temperature and radiation depressions associated with a snow cover [J]. *J. Appl. Meteor.*, 31 (3): 247–254, doi:10.1175/1520-0450(1992)031<0247: ATARDA>2.0.CO;2.
- 陈海山, 许蓓. 2012. 欧亚大陆冬季雪深的时空演变特征及其影响因子分析 [J]. *地理科学*, 32 (2): 129–135. Chen Haishan, Xu Bei. 2012. Spatial and temporal features of snow depth in winter over Eurasian continent and its impacting factors [J]. *Scientia Geographica Sinica* (in Chinese), 32 (2): 129–135, doi:10.11821/yj2008020003.
- 陈家辉. 1997. 入海冷高压与副热带高压对比分析 [J]. *大连海事大学学报*, 23 (3): 11–15. Chen Jiahui. 1997. Comparison and analysis of the cold high approaching to sea and subtropical high [J]. *J. Dalian Mar. Univ.* (in Chinese), 23 (3): 11–15.
- Chen L, Tan B K, Kvamstø N G, et al. 2014. Wintertime cyclone/anticyclone activity over China and its relation to upper tropospheric jets [J]. *Tellus A*, 66 (1): 21889, doi:10.3402/tellusa.v66.21889.
- 陈雯, 智协飞. 2008. 太平洋副热带高压及南亚高压在 NCEP/NCAR 和 ECMWF 再分析资料中的对比研究 [J]. *热带气象学报*, 24 (2): 189–194. Chen Wen, Zhi Xiefei. 2008. Comparisons of the West Pacific subtropical high and of the South Asia high between NCEP/NCAR and ECMWF reanalysis datasets [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese), 24 (2): 189–194, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2008.02.012.
- Fan K, Xu Z Q, Tian B Q. 2014. Has the intensity of the interannual variability in summer rainfall over South China remarkably increased? [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 124 (1–2): 23–32, doi:10.1007/s00703-013-0301-5.
- Favre A, Gershunov A. 2006. Extra-tropical cyclonic/anticyclonic activity in north-eastern Pacific and air temperature extremes in western North America [J]. *Climate Dyn.*, 26 (6): 617–629, doi:10.1007/s00382-005-0101-9.
- Favre A, Gershunov A. 2009. North Pacific cyclonic and anticyclonic transients in a global warming context: Possible consequences for western North American daily precipitation and temperature extremes [J]. *Climate Dyn.*, 32 (7–8): 969–987, doi:10.1007/s00382-008-0417-3.
- Francis J A, Vavrus S J. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (6), doi:10.1029/2012GL051000.
- 高由禧. 1953. 冬季冷高压移动问题 [J]. *气象学报*, 24 (1): 11–27. Gao Youxi. 1953. The moving of cold high [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 24 (1): 11–27, doi:10.11676/qxxb1953.009.
- Galarneau Jr T J, Bosart L F, Ayyer A R. 2008. Closed anticyclones of the subtropics and mid-latitudes: A 54-yr climatology (1950–2003) and three case studies [M]//Bosart L F, Bluestein H B. *A Tribute to Fred Sanders*. Boston: American Meteorological Society, 349–392, doi:10.1007/978-0-933876-68-2_16.
- Godev N. 1971. Anticyclonic activity over South Europe and its relationship to orography [J]. *J. Appl. Meteor.*, 10 (6): 1097–1102, doi:10.1175/1520-0450(1971)010<1097:AAOSEA>2.0.CO;2.
- Harman J R. 1987. Mean monthly North American anticyclone frequencies, 1950–79 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (11): 2840–2848, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<2840:MMNAAF>2.0.CO;2.
- Hatzaki M, Flocas H A, Simmonds I, et al. 2014. Seasonal aspects of an objective climatology of anticyclones affecting the Mediterranean [J]. *J. Climate*, 27 (24): 9272–9289, doi:10.1175/JCLI-D-14-00186.1.
- Ioannidou L, Yau M K. 2008. A climatology of the Northern Hemisphere winter anticyclones [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D8), doi:10.1029/2007JD008409.
- Jones D A, Simmonds I. 1994. A climatology of Southern Hemisphere anticyclones [J]. *Climate Dyn.*, 10 (6–7): 333–348, doi:10.1007/BF00228031.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kim K Y, Wu Q G. 1999. A comparison study of EOF techniques: Analysis of nonstationary data with periodic statistics [J]. *J. Climate*, 12 (1): 185–199, doi:10.1175/1520-0442-12.1.185.
- Kistler R, Collins W, Saha S, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82 (2): 247–267, doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0247: TNNYRM>2.3.CO;2.
- Kouroutzoglou J, Flocas H A, Keay K, et al. 2014. A high-resolution climatological study on the comparison between surface explosive and ordinary cyclones in the Mediterranean [J]. *Reg. Environ. Change*, 14 (5): 1833–1846, doi:10.1007/s10113-013-0461-3.
- Lorenz E N. 1956. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction [R]. *Science Report No. 1*. Cambridge, MA: Statistical Forecasting Project Department of Meteorology, 49pp.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (7): 699–706, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0699:SEITEO>2.0.CO;2.
- Pezza A B, Ambrizzi T. 2003. Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis [J]. *J. Climate*, 16 (7): 1075–1083, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<1075:VOSHCA>2.0.CO;2.
- Pezza A B, Simmonds I, Renwick J A. 2007. Southern Hemisphere cyclones and anticyclones: Recent trends and links with decadal variability in the Pacific Ocean [J]. *Int. J. Climatol.*, 27 (11): 1403–1419, doi:10.1002/joc.1477.
- 钱维宏, 张玮玮. 2007. 我国近 46 年来的寒潮时空变化与冬季增暖 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1266–1278. Qian Weihong, Zhang Weiwei. 2007. Changes in cold wave events and warm winter in China during the last 46 years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (6): 1266–1278, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.21.

- 史湘军, 智协飞. 2007. 1950~2004 年欧亚大陆阻塞高压活动的统计特征 [J]. 南京气象学院学报, 30 (3): 338–344. Shi Xiangjun, Zhi Xiefei. 2007. Statistical characteristics of blockings in Eurasia from 1950 to 2004 [J]. J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 30 (3): 338–344, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2007.03.007.
- Simmonds I, Wu X R. 1993. Cyclone behaviour response to changes in winter Southern Hemisphere sea-ice concentration [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 119 (513): 1121–1148, doi:10.1002/qj.49711951313.
- Sinclair M R. 1996. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere [J]. Mon. Wea. Rev., 124 (2): 245–263, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0245:ACOAAB>2.0.CO;2.
- 田笑, 智协飞. 2016. 欧亚冬季温带反气旋活动的气候特征 [J]. 气象学报, 74 (6): 850–859. Tian Xiao, Zhi Xiefei. 2016. Climatology of the winter extratropical anticyclones over Eurasia [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 74 (6): 850–859, doi:10.11676/qxxb2016.066.
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79 (1): 61–78, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2.
- Trigo I F. 2006. Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: A comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses [J]. Climate Dyn., 26 (2–3): 127–143, doi:10.1007/s00382-005-0065-9.
- Voskresenskaya E, Bardin M, Kovalenko O. 2016. Climate variability of winter anticyclones in the Mediterranean-Black Sea region [J]. Quat. Int., 409: 70–74, doi:10.1016/j.quaint.2015.09.096.
- Wagner J A. 1973. The influence of average snow depth on monthly mean temperature anomaly [J]. Mon. Wea. Rev., 101 (8): 624–626, doi:10.1175/1520-0493(1973)101<0624:TIOASD>2.3.CO;2.
- Wallace J M, Lim G H, Blackmon M L. 1988. Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides [J]. J. Atmos. Sci., 45 (3): 439–462, doi:10.1175/1520-0469(1988)045<0439:RBCTAT>2.0.CO;2.
- Wang X L, Feng Y, Chan R, et al. 2016. Inter-comparison of extra-tropical cyclone activity in nine reanalysis datasets [J]. Atmos. Res., 181: 133–153, doi:10.1016/j.atmosres.2016.06.010.
- Wang X M, Zhai P M, Wang C C. 2009. Variations in extratropical cyclone activity in northern East Asia [J]. Adv. Atmos. Sci., 26 (3): 471–479, doi:10.1007/s00376-009-0471-8.
- 王遵亲, 丁一汇. 2006. 近 53 年中国寒潮的变化特征及其可能原因 [J]. 大气科学, 30 (6): 1068–1076. Wang Zunya, Ding Yihui. 2006. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1068–1076, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.06.02.
- 徐晨, 陈海山, 黄菱芳. 2015. 冬季欧亚中高纬陆地热力异常与同期大气环流的联系 [J]. 高原气象, 34 (6): 1584–1592. Xu Chen, Chen Haishan, Huang Lingfang. 2015. Possible linkage between land surface thermal anomalies in mid-high latitudes of Eurasian continent and atmospheric general circulation in winter [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 34 (6): 1584–1592, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00062.
- 张淮, 史久恩. 1957. 东亚的反气旋活动 [J]. 气象学报, 28 (3): 167–174. Zhang Huai, Shi Jiuen. 1957. The activity of the anticyclone in eastern Asia [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 28 (3): 167–174.
- 张培忠, 陈光明. 1999. 影响中国寒潮冷高压的统计研究 [J]. 气象学报, 57 (4): 493–501. Zhang Peizhong, Chen Guangming. 1999. A statistical analysis of the cold wave high which influences on China [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 57 (4): 493–501, doi:10.11676/qxxb1999.046.
- Zhang Xiangdong, Lu Chuhan, Guan Zhaoyong. 2012. Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia [J]. Environ. Res. Lett., 7 (4): 044044, doi:10.1088/1748-9326/7/4/044044.
- 赵蔚, 朱伟军, 陈海山. 2007. 冬季欧亚积雪异常对北太平洋风暴轴的影响 [J]. 南京气象学院学报, 30 (6): 807–813. Zhao Wei, Zhu Weijun, Chen Haishan. 2007. Effects of Eurasian snow cover anomaly on northern Pacific storm track during winter [J]. J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 30 (6): 807–813, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2007.06.011.
- Zhi Xiefei. 2001. Interannual variability of the Indian summer monsoon and its modeling with a zonally symmetric 2D-model [C]. Aachen: Shaker Verlag, doi:10.13140/RG.2.2.27253.99045.
- Zhi Xiefei, Shi Xiangjun. 2006. Interannual variation of blockings in Eurasia and its relation to the flood disaster in the Yangtze River valley during boreal summer [C]//Proceedings of the tenth WMO international symposium on meteorological education and training. Nanjing, China, 21–26.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文. 1981. 天气学原理和方法 [M]. 北京: 气象出版社, 649pp. Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen. 1981. Principle and Method of Synoptic Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 649pp.
- Zishka K M, Smith P J. 1980. The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July, 1950–77 [J]. Mon. Wea. Rev., 108 (4): 387–401, doi:10.1175/1520-0493(1980)108<0387:TCOCOA>2.0.CO;2.