

杨双艳, 武炳义, 张人禾, 等. 2014. 冬季欧亚中高纬大气低频振荡的传播及其与欧亚遥相关型的关系 [J]. 大气科学, 38 (1): 121–132, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12181. Yang Shuangyan, Wu Bingyi, Zhang Renhe, et al. 2014. Propagation of low-frequency oscillation over Eurasian mid-high latitude in winter and its association with the Eurasian teleconnection pattern [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (1): 121–132.

冬季欧亚中高纬大气低频振荡的传播 及其与欧亚遥相关型的关系

杨双艳^{1,2,3} 武炳义² 张人禾² 周顺武³

¹ 深圳市国家气候观象台, 深圳 518040

² 中国气象科学研究院, 北京 100081

³ 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了冬季欧亚中高纬大气低频振荡 (LFO) 的传播特征及其在年际尺度上与同期欧亚大气背景环流场之间的联系。结果表明, 冬季欧亚中高纬 LFO 以 10~30 d 周期为主, 且具有明显向东南方向传播的特征。其经、纬向平均移速分别约为 3.4 纬度/d 和 15 经度/d。进一步分析发现, 冬季欧亚中高纬 LFO 强度的年际变化与欧亚遥相关型 (EU) 密切相关。定义乌拉尔地区的脊和东亚、欧洲西北部的槽比常年弱 (强) 时, 即 EU 指数小于 (大于) 零时, 为 EU 负 (正) 位相。当对流层中上层 EU 处于负位相时, 此时, 对流层低层的西伯利亚高压强度减弱, 这些因素均导致欧亚地区大尺度经向环流偏弱, 环流较为平直, 不利于 LFO 的传播; 反之亦然。

关键词 欧亚中高纬度 大气低频振荡 传播特征 欧亚遥相关型

文章编号 1006-9895(2014)01-0121-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12181

Propagation of Low-Frequency Oscillation over Eurasian Mid-High Latitude in Winter and Its Association with the Eurasian Teleconnection Pattern

YANG Shuangyan^{1,2,3}, WU Bingyi², ZHANG Renhe², and ZHOU Shunwu³

¹ Shenzhen National Climate Observatory, Shenzhen 518040

² Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

³ Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract The propagating characteristics of low-frequency oscillation (LFO) over Eurasian mid-high latitude in boreal winter and its interannual link with the Eurasian background atmospheric circulation are analyzed by using the National Centers for Environment Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalysis data. The results show 10–30 days dominant periods of low-frequency circulation and clear southeast propagation. The meridional and zonal mean speeds of the 10–30-day LFO are about 3.4 latitudes/d and 15 longitudes/d, respectively. Further analysis shows that the interannual variation of the LFO is closely related to the Eurasian teleconnection pattern (EU). We define the negative (positive) phase of EU as conditions occurring when the ridge over the Ural area and the troughs over East

收稿日期 2012-10-27, 2013-04-07 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 41221064、40875052, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200906017、GYHY201006020, 中国气象科学研究院基本科研业务经费 2010Z003

作者简介 杨双艳, 女, 1983 年出生, 博士, 主要从事低频振荡和气候变化研究。E-mail: 152850201@163.com

通讯作者 武炳义, E-mail: wby@cma.gov.cn

Asia and northwestern European are weaker (stronger) than that in an average year such that the EU index is less than (greater than) zero. When the EU at the middle and upper troposphere is in a negative phase, the Siberian high at the low troposphere is weaker. These factors lead to weaker large-scale meridional circulation and dominant zonal circulation over the Eurasian region, which is not conducive to the propagation of the LFO over the Eurasian mid-high latitude or vice versa.

Keywords Eurasian mid-high latitude, Low-frequency oscillation, Propagation features, Eurasian teleconnection pattern

1 引言

大气低频振荡 (Low-Frequency Oscillation, LFO) 通常是指时间尺度在 10 d 以上、100 d 以内的大气变化。LFO 首先由 Madden and Julian (1971) 于 1971 年在热带地区发现, 随后, 他们 (Madden and Julian, 1972) 进一步证实全球热带地区都存在 LFO。研究表明, 不仅在热带地区 (Jiang and Waliser, 2009; Wen et al., 2010; Janicot et al., 2011), 而且在副热带 (Mao et al., 2010; Wen et al., 2011), 甚至全球 (Kikuchi and Wang, 2009; Yang, 2009) 都存在 LFO。已有研究 (孙国武等, 2010) 将 LFO 应用于延伸期预报中, 为初步解决天气/气候预报衔接的时间缝隙问题提供了一种可能途径。热带地区的 LFO 多为对流直接激发产生 (Jiang et al., 2004; Mounier et al., 2008), 其垂直结构 (Chatterjee and Goswami, 2004; Yokoi and Satomura, 2006)、水平结构 (Kiladis and Wheeler, 1995; Slingo et al., 1996)、经向传播特征 (Jiang and Waliser, 2008; 据建华等, 2008) 以及纬向传播特征 (Chatterjee and Goswami, 2004; Hsu and Li, 2012) 等已经有诸多研究成果。热带 LFO 存在显著的年际变化特征 (Shinoda and Han, 2005), 且在年际尺度上同外强迫之间有密切关系 (Han et al., 2010)。热带 LFO 对热带气旋 (Chen et al., 2009)、季风 (穆明权和李崇银, 2000; Qi et al., 2009) 和 ENSO (El Niño La Niña–Southern Oscillation) (Yun et al., 2008) 均有重要影响。近年, 学者已经开始关注用模式来模拟热带地区的 LFO (Weare et al., 2012)。可见, 目前关于热带地区 LFO 已经有相当广泛的研究, 而关于中高纬地区 LFO 的研究还十分有限。

Li and Wu (1990) 和 Anderson and Rosen (1983) 的研究揭示中高纬地区 LFO 的存在。肖子牛和李崇银 (1992) 也指出在对赤道东太平洋海表温度距平的响应场中, LFO 在中高纬, 尤其是高纬度地区, 有较大扰动能量。因此, LFO 不仅仅在热带地区很重要, 在中高纬地区同样重要。虽然有研究 (Wallace

and Blackmon, 1983) 指出中高纬大气 LFO 与非线性相互作用和外源强迫密切相关, 但到目前为止, 中高纬 LFO 还缺乏较系统的研究。中高纬地区 LFO 的主要周期段、传播特征等还十分不清楚。这些问题, 目前的研究少有涉及, 也正是本文的出发点。

本文以冬季欧亚中高纬地区 LFO 为主要研究对象, 首先, 揭示冬季 LFO 的主要低频周期段; 然后, 分析主要周期的传播特征, 并构造了一个能较好反应 LFO 强度的指数; 最后, 在年际时间尺度上, 探讨了欧亚中高纬 LFO 强度与欧亚遥相关型之间的联系。这些研究有助于进一步理解中高纬 LFO 的活动特征和动力学机制, 并为低频尺度预报提供一些可靠线索。

2 资料和方法

本文所用的资料和方法主要包括:

① 1979~2011 年第 I 套 NCEP/NCAR 再分析资料。其中包括逐日和逐月 850 hPa 和 500 hPa 纬向风 (U850、U500)、经向风 (V850、V500) 和海平面气压 (SLP), 以及逐日 $\sigma = 0.995$ 层的温度 (T995, 代表地表温度) 和逐月 200 hPa 高度 (Z200) 和 500 hPa 高度 (Z500)。以上资料的水平分辨率均为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Kalnay et al., 1996)。定义当年 12 月至次年 2 月的平均为当年冬季平均。提取 1979~2010 年共 32 a 逐月变量的冬季平均。用功率谱分析*和 Morlet 小波分析 (Torrence and Webster, 1999) 得到逐日变量在中高纬地区的主要周期 (为突出低频信号, 功率谱和小波分析前先去除季节循环和小于 7 天的天气尺度变化)。然后运用 Lanczos 带通滤波器 (Duchon, 1979) 进行滤波 (滤波参数 $n=150$), 得到主要的低频信号。提取共 32 个 12 月 1 日至 2 月 28 日的低频逐日序列表示 1979~2010 年的冬季

*功率谱分析程序由中国科学院大气物理研究所李建平研究员提供 (<http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65539> [2012-10-20]), 为减小误差, 对结果进行了汉宁 (Hanning) 平滑处理。

低频序列。

② 用冬季 SLP 的区域 ($40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 平均值作为西伯利亚高压强度指数 (下文简称 SH), 这与 Wu et al. (2011) 的定义相同。

3 冬季欧亚中高纬 LFO 的传播特征

分析 LFO 的传播特征前, 必须先确定其主要周期段。图 1 给出了冬季 1990 年 U500 (图 1a)、2000

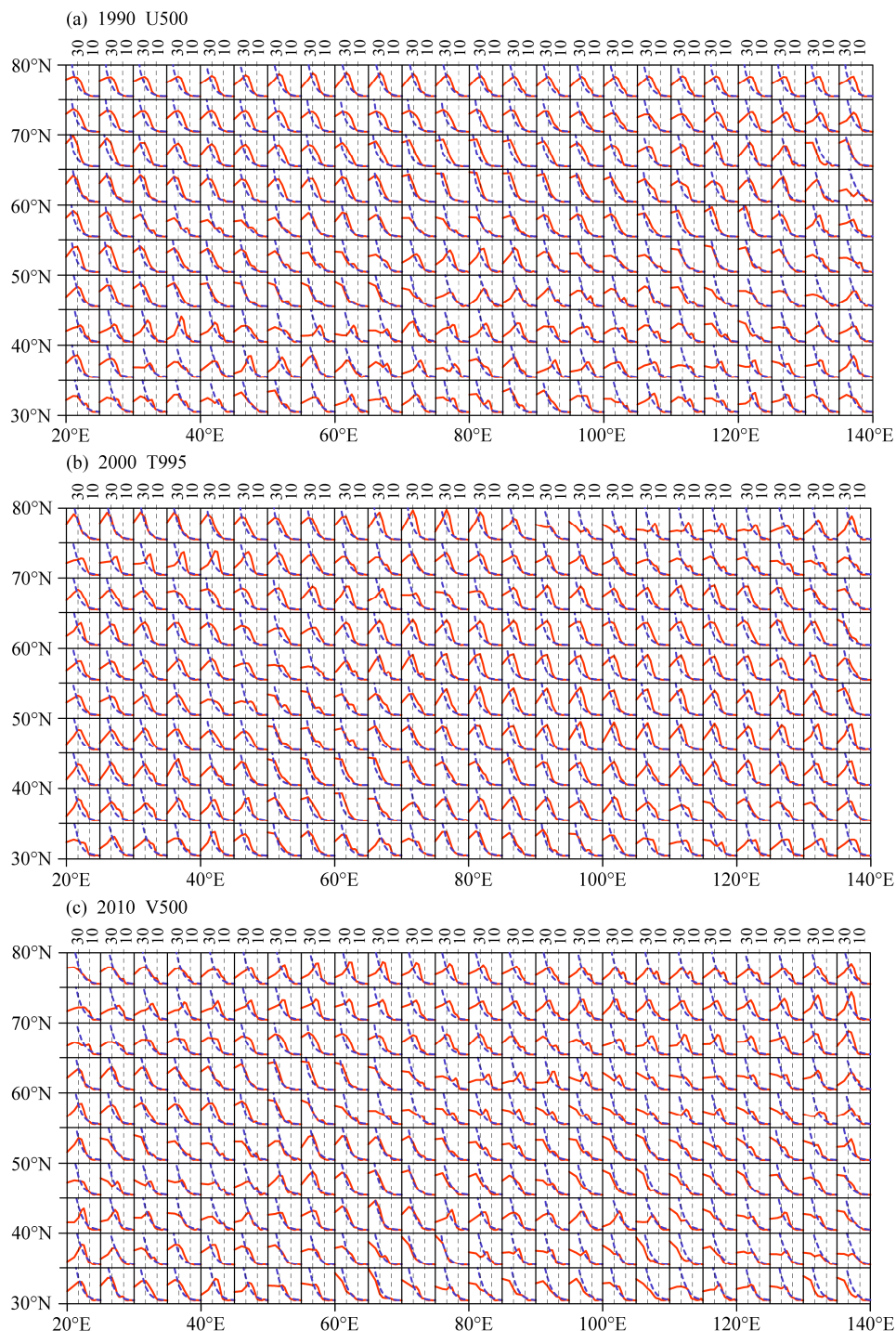


图 1 (a) 冬季 1990 年 U500、(b) 2000 年 T995 和 (c) 2010 年 V500 逐日资料的功率谱。粗虚线为 $\alpha=0.05$ 的红噪音标准谱, 实线为功率谱值, 每个区域仅给出中间格点的功率谱图, 比如 ($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{E}$) 区域绘制的是 (32.5°N , 42.5°E) 的功率谱图

Fig. 1 The power spectrum of daily (a) U500 (zonal wind at 500 hPa) in 1990, (b) T995 (temperature at $\sigma = 0.995$ level) in 2000, and (c) V500 (meridional wind at 500 hPa) in 2010 in winter. Thick dashed lines indicate the standard spectrum of red noise at $\alpha = 0.05$ significance level, solid lines represent the value of power spectrum, in each area only spectrum at the middle grid point is plotted, for example, the plot in the range of ($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{E}$) indicates the spectrum of grid point (32.5°N , 42.5°E)

年 T995 (图 1b) 和 2010 年 V500 (图 1c) 逐日资料的功率谱图。由图可知, 各变量在冬季欧亚中高纬地区存在 10~30 d 的低频周期, 其他冬季也存在 10~30 d 的低频周期。经分析, 由于年份的不同, 通过显著性检验的格点数也有所不同。考虑到在欧亚中高纬度地区, 10~30 d 的低频周期在每年都存在, 且相对其他周期段而言更为普遍, 因此可以说 10~30 d 的低频振荡周期在欧亚中高纬地区普遍存在。此外, 运用 morlet 小波变换表明, 冬季欧亚中高纬地区 U500、V500 和 T995 的周期也主要集中在 10~30 d (图略)。因此本文将主要分析冬季欧亚中高纬地区 10~30 d 的低频特征, 对相关物理量做 10~30 d 的 Lanczos 带通滤波, 从而得到 10~30 d 的低频分量。

运用经验正交函数 (EOF, empirical orthogonal function) 分解法揭示夏季欧亚中高纬 LFO 的主要型态。图 2a 和 2b 分别为冬季 T995 低频分量的第一、第二模态的空间分布 (分别记为 EOF1 和 EOF2), 图 2c 为 EOF1 和 EOF2 对应的主成分 (principal component) 时间系数 (分别记为 PC1 和 PC2) 的超前一滞后相关图。前两个模态的方差

贡献分别为 14.95% 和 13.99%, 利用 North et al. (1982) 提出的计算特征值误差范围进行显著性检验后得知, EOF1 和 EOF2 与较高模态能够有效的分开。从图 2a 和 2b 发现, EOF1 和 EOF2 的正负中心位置具有纬向和经向差异, EOF2 的正负值中心可以是 EOF1 中相应的中心向东向南传播的结果, 以下用位相合成来进一步证明这种传播特征。

由图 2c 可知, 当 PC1 超前和滞后 PC2 4 d (约 1/4 个循环周期) 时, 两者相关系数分别达到最大和最小, 相关系数绝对值超过 0.3, 且整个循环周期约为 16 d。PC1 和 PC2 显著的超前滞后相关表明, EOF1 和 EOF2 实际上是同一 LFO 循环周期的两个不同位相 (Wen et al., 2010)。参考 Matthews (2000) 的方法, 将 LFO 在某一时刻 t 表示成二维空间矢量 $\mathbf{Z}$:

$$\mathbf{Z}(t) = [\text{PC1}(t), \text{PC2}(t)], \quad (1)$$

$$A(t) = [\text{PC1}^2(t) + \text{PC2}^2(t)]^{1/2}, \quad (2)$$

$$\alpha(t) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{PC2}(t)}{\text{PC1}(t)} \right], \quad (3)$$

其中, $A(t)$ 为 LFO 的振幅, $\alpha(t)$ 为 PC1 和 PC2

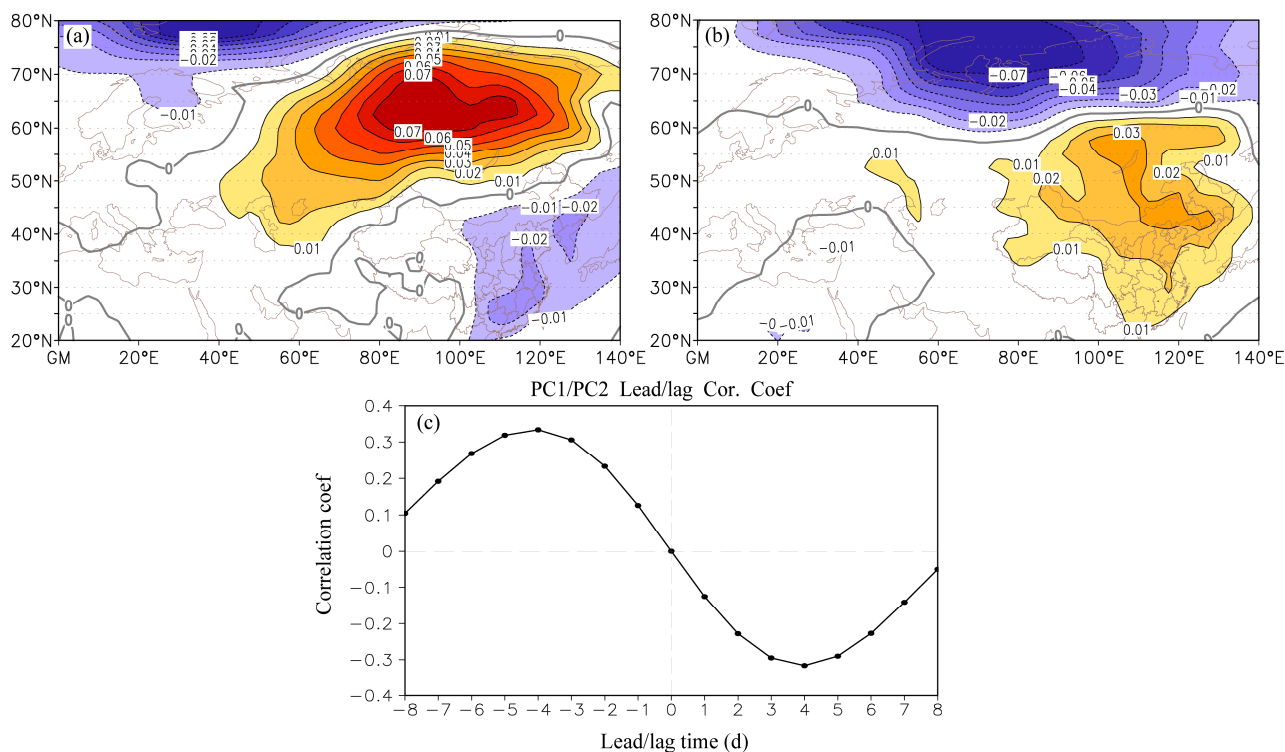


图2 冬季 10~30 d 低频 T995 的 (a) EOF1 和 (b) EOF2 以及 PC1 和 (c) PC2 的超前滞后相关。阴影区表示载荷向量绝对值超过 0.01 的区域, 等值线间隔为 0.01; (c) 横坐标中的 “-” 表示 PC1 超前 PC2, 例如 “-8” 表示 PC1 超前 PC2 8 d

Fig. 2 (a) The EOF1 (first EOF mode) and (b) the EOF2 (second EOF mode) of the 10-30-day T995 and (c) the lead-lagged correlation between PC1 and PC2 (principal component time coefficients corresponding to EOF1 and EOF2) in winter. The shaded area denote the absolute values exceeding 0.01, the contour interval is 0.01; in (c), symbol “-” of x-axis denote PC1 leading PC2, for example, “-8” means PC1 leading PC2 8 d

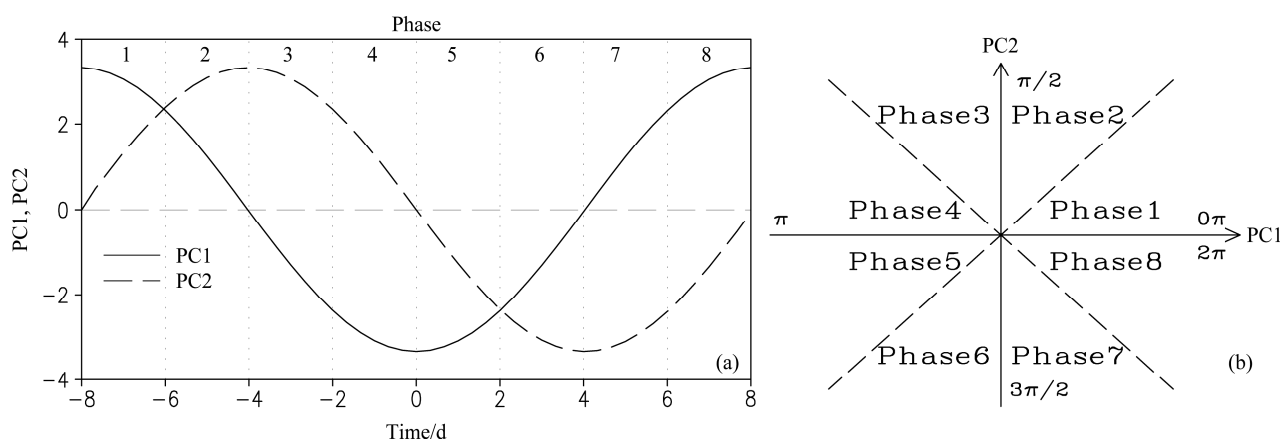


图3 基于16 d周期的低频位相对应的 (a) PC1、PC2的时间变化示意图和 (b) 位相角 α 分布图。(a) 顶端数字1~8代表位相1~8(时间坐标的意义同图2)

Fig. 3 (a) Time variations of PC1 and PC2 with phases and (b) distribution of phase angles based on a 16-day LFO cycle. The numbers 1 to 8 at the top in (a) indicate phases 1 to 8 (the meaning of time is the same as Fig. 2)

之间的位相角, 并将 $\alpha(t)$ 转化到 $[0, 360^\circ]$ 上。对 LFO 的每个周期划分为 8 个不同位相, 依次命名为位相 1、位相 2、……位相 8 (Phase1、Phase2、……Phase8), 且相邻位相间 PC1 与 PC2 之间的相角变化为 45° 。以 16 d 周期为例, 相邻位相时间间隔约为 4 d, 当 PC1 处于 -8 d, PC2 处于 -4 d 时, PC1 超前 PC2 4 d, 此时两者正相关达到最大。图 3 能很好地揭示 PC1、PC2 和位相角 α 之间的关系。例如, 当处于 -4 d 时, PC1 的振幅接近 0, PC2 的振幅达到正的最大, 此时 α 为 90° 。图 3b 给出了各位相 α 的分布。从位相 1 到位相 8, 位相角 α 的取值范围分别为: $[0, 45^\circ)$ 、 $[45^\circ, 90^\circ)$ 、 $[90^\circ, 135^\circ)$ 、 $[135^\circ, 180^\circ)$ 、 $[180^\circ, 225^\circ)$ 、 $[225^\circ, 270^\circ)$ 、 $[270^\circ, 315^\circ)$ 、 $[315^\circ, 360^\circ]$ 。

为了揭示低频环流随位相的演变特征, 我们将 T995、U850 和 V850 的低频分量分别在位相 1~8 上进行了合成。具体合成方法如下: 运用公式 (3), 结合图 3 中 PC1 和 PC2 的符号, 将 1979~2010 年共 32 年 LFO T995 的每一个周期中的 $\alpha(t)$ 都转化到 $[0, 360^\circ]$ 这一范围, 然后再基于 $\alpha(t)$ 的大小将每一个周期划分为 8 个位相, 位相 1 到位相 8 的 $\alpha(t)$ 的范围分别为 $[0, 45^\circ)$ 、 $[45^\circ, 90^\circ)$ 、 $[90^\circ, 135^\circ)$ 、 $[135^\circ, 180^\circ)$ 、 $[180^\circ, 225^\circ)$ 、 $[225^\circ, 270^\circ)$ 、 $[270^\circ, 315^\circ)$ 、 $[315^\circ, 360^\circ]$, 然后对所有这 8 个位相对应的低频场或原始场进行合成。

图 4a 中红色箭头表示冬季欧亚中高纬 LFO 有向东南方向传播的过程。在位相 1 阶段, 对流层下层 (850 hPa), 巴伦支海附近地区受气旋性低频环流控制, 贝加尔湖以北俄罗斯大部分区域受反气旋

性低频环流控制。同时, 对流层层的反气旋/气旋性环流异常分别伴随有的正/负地表温度异常。另外, 在我国东南沿海附近有较弱的低频温度负异常。在位相 2 阶段, 对流层下层的反气旋/气旋性环流异常同样伴随有正/负地表温度异常, 它们均向东南方向移动。高纬负温度异常区最南侧向南传播至 60°N 附近, 且中心向东伸展。正异常区最南侧向南传播至贝加尔湖以南 30°N 附近, 同时伴随有异常中心的向东传播。我国东南沿海附近较弱的低频温度负异常已经移出。在位相 3 阶段, 正负温度异常中心继续向东南方向传播, 且东亚大部分地区被向南移动的正温度异常控制。负异常已经向南传播至哈萨克斯坦北部。在位相 4 阶段, 850 hPa 异常反气旋/气旋环流中心继续向东南方向移动, 且相应的正负温度异常中心也随之向东南方向传播。负异常中心位于 60°N 以北叶尼塞河附近, 且其南端向南传播至巴尔喀什湖所在的纬度附近。在此位相, 巴伦支海北部又有新的正温度异常出现。在位相 5 阶段, 其分布形势与位相 1 的分布形势基本相反, 且和位相 1 均属于过渡位相。该位相负异常中心南移至俄罗斯中部 60°N 附近, 且其南端南移至乌兹别克斯坦附近的 40°N 以南。同时, 东亚的正温度异常减弱, 且位相 4 新生成的正温度异常也有向东南方向的伸展。在位相 6 和位相 7 阶段, 对流层下层的反气旋/气旋异常及其伴随的正/负地表温度异常均继续向东南方向移动, 使东亚地区受负异常控制。位相 8 的分布形势基本与位相 4 相反, 贝加尔湖以北和以南分别受反气旋和气旋性低频环流控制。此

时, 巴伦支海北部有新的负温度异常出现。相应地, 贝加尔湖以北基本受正温度异常控制, 贝加尔湖以南基本受负异常控制。经分析知, 在对流层中层(图略)具有与对流层下层较一致的风场。图 4b 为未经滤波等处理的原始 T995、U850 和 V850 场随 8 个低频位相的演变图。从图中可以看出对流下层风场随 8 个低频位相的变化不明显, 在欧亚地区主要表现为西风。原始近地表温度场也没有表现

出向低频地表温度场那样明显的经向和纬向传播特征。

可见, 冬季欧亚中高纬地区 10~30 d 低频系统从位相 1 到 8 有由西北方向向东南方向的传播特征。对流层下层的低频反气旋/气旋及其伴随的低频正/负地表温度异常均向东南方向移动, 这样的低频环流系统有利于低频冷空气的南移。低频地表温度场向东南方向的传播使得高纬度的低频冷空气

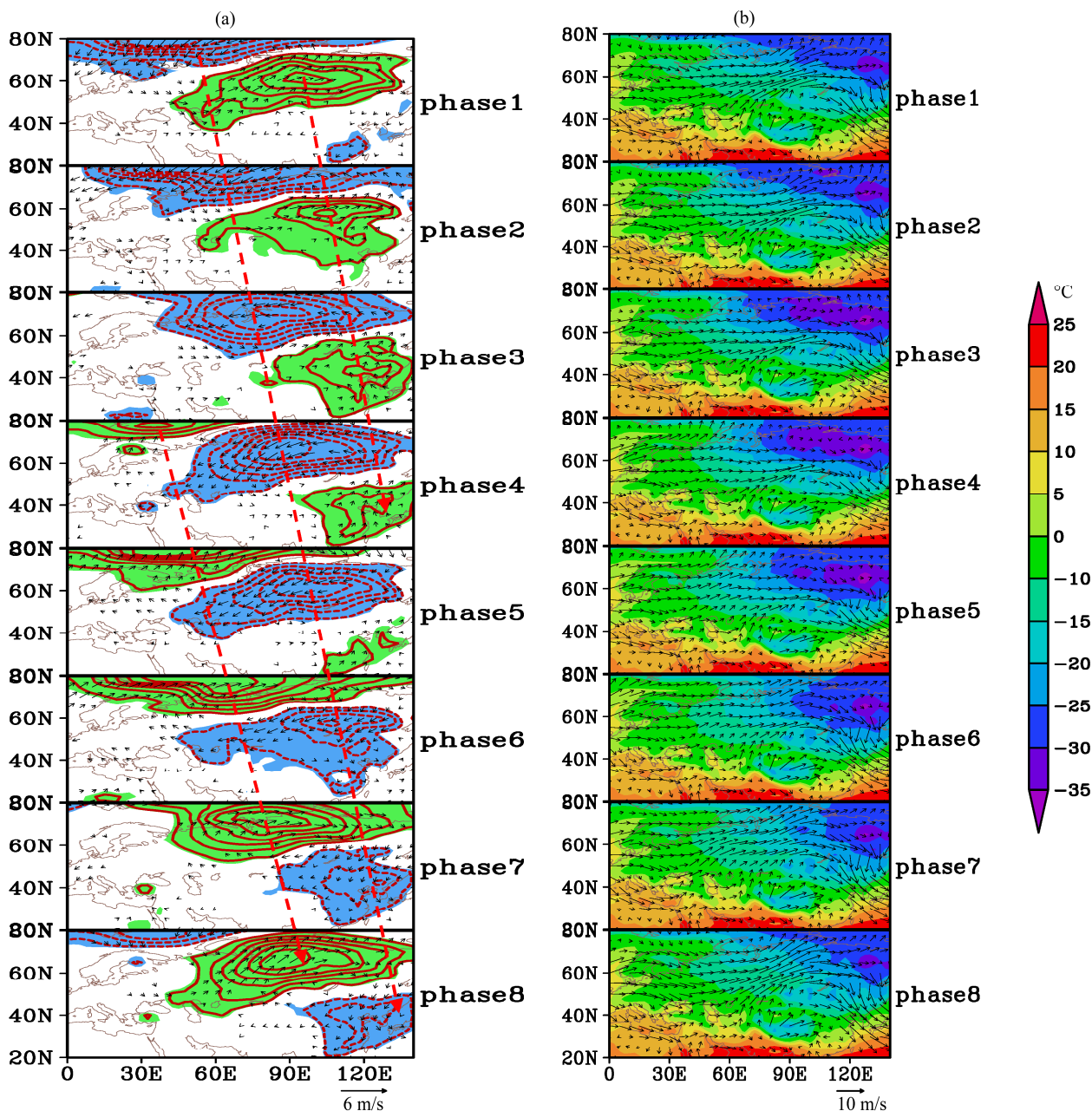


图 4 冬季 T995 场(阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和 850 hPa 风场(矢量, 单位: m/s)随位相的演变。(a) 10~30 d 低频场(等值线间隔 0.5°C , 且省略了零等值线, 阴影区均超过 5% 的显著性水平; 风场仅给出超过 5% 显著性水平的地区; 红色箭头表示低频信号的传播方向); (b) 原始场

Fig. 4 The evolvement of T995 field (shaded, Unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind field at 850 hPa (vector, Unit: m/s) with phases. (a) 10–30 d LFO fields (the contour interval is 0.5°C , the zero contours are omitted, all shaded areas pass the test at 5% significance level; only the wind vectors with significance level exceeding 5% are shown; the red arrows mean the propagating directions of LFO); (b) original fields

移向东亚地区,可能影响我国冬季的温度。为进一步说明欧亚地区中高纬度 10~30 d 低频系统的传播特征,图 5 给出了低频 T995 场的时间—经度和时间—纬度剖面图。由图 5a 和 5c 的时间—纬度剖面图可知,低频 T995 场有明显由北向南的传播特征。依据 Jiang and Wang (2004) 的方法,利用低频场传播方向上的斜率(或其绝对值)表示传播速度。如图 5a 所示,红色箭头的方向表示低频场沿 40°~130°E 平均的传播方向,该箭头的斜率绝对值约为 3.4 纬度/天;同样图 5c 所示的沿 100°E 的传播速度也约为 3.4 纬度/天。低频场沿其他经度的平均传播速度也约为 3.4 纬度/天(图略)。因此,可知中高纬度低频场的经向传播速度约为 3.4 纬度/天。由图 5a 和 5c 中低频场的时间—经度剖面图可知,其具有明显由西向东的纬向传播特征。同理,由时间—经度剖面图可计算其平均纬向传播速度。虽然沿不同纬度其纬向传播速度稍有不同,但其平均速度约为 15 经度/天。

4 冬季欧亚中高纬 LFO 活动与欧亚遥相关型的关系

Yun et al. (2008, 2010) 用 30~60 d 低频 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 的 EOF1 和 EOF2 识别出了热带地区向北传播的 LFO [Yun et al. (2008, 2010) 称这种向北传播的 LFO 为 NPISO, 即 northward or northwestward propagating intraseasonal oscillation], 并用前两个模态的时间系数的平方和(即 $PC1^2 + PC2^2$) 代表 NPISO 的能量或活跃程度,用 91d 滑动平均来表示 ISO 能量或活动强度的季节尺度,从而计算出 NPISO 的年际变化指数,进而研究了 ENSO 和 NPISO 之间的联系。Wen et al. (2011) 用扩展 EOF (EEOF) 分解得到美国热带—副热带地区 10~20 d 低频 OLR 的两个主要模态(即东西模态和南北模态),且东西模态主要由 EEOF1 和 EEOF2 识别,而南北模态主要由 EEOF3 和 EEOF4 识别。他们分别用两个模态的振幅(即 $\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$ 和 $\sqrt{PC3^2 + PC4^2}$) 来表示两个低频模态的活动强度指数,并用某模态某年某月的强度指数在该年该月的时间平均来表示该年该月的活动强度,从而计算出两个模态的年际变化指数,进而探讨了 10~20 d LFO 的年际变化与北美气候之间的关系。Jiang and Waliser (2009) 运用同样的方法得到东太平洋上两个低频模态(40 d 模态和 20 d 模态)活动强度的年

际变化,并探讨了两个模态之间的关系。受以上研究的启发,本文用冬季欧亚中高纬 LFO 的振幅[定义见公式(2)]来表示 LFO 的活动强度,并用每年冬季 LFO 振幅的时间平均来表示每年 LFO 的活动强度指数(下文简称 PC),其定义如下:

$$PC = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\sqrt{PC1^2 + PC2^2})_i, \quad (4)$$

其中 $n = 90$, 表示每年冬季(当年 12 月 1 日至次年 2 月 28 日)的天数。依据公式(4)计算出 1979~2010 年 PC 的时间序列(见下文图 8)。

冬季欧亚中高纬 LFO 强度与欧亚地区背景环流场有怎么样的联系,以下做具体分析。欧亚遥相关型(EU)是冬季欧亚地区主要的环流系统之一,它最早由 Wallace and Gutzler (1981) 提出,表现为乌拉尔地区和东亚沿岸、欧洲西部地区 500 hPa 高度场距平负相关关系。一些研究表明,EU 是东亚气候异常的重要影响因子之一。Sung et al. (2009) 研究了日尺度上 EU 和东亚冬季气温间的关系,他们发现东亚冷暖事件出现的概率与 EU 有密切关系。Wallace and Gutzler (1981) 也指出 EU 和东亚冬季温度存在负相关关系。刘毓贇和陈文(2012)指出与 EU 异常相联系的东亚冬季风系统变化与我国冬季气温和降水的异常有关。EU 是否与欧亚上空低频尺度环流有关呢?为探讨冬季欧亚中高纬 LFO 强度与欧亚地区主要环流系统(EU)之间的联系,首先分析了由冬季 PC 回归的冬季 500 hPa 环流场(包括高度场和风场)。由图 6a 可知,在对流层中层(500 hPa),欧洲西北部和东亚沿海地区表现为负高度异常,并且伴有气旋性环流异常。同时,在乌拉尔山东部至西伯利亚地区表现为正高度异常,并且伴有反气旋性环流异常。这种异常分布形式与 EU 的分布形式基本一致,且异常中心与欧亚遥相关型的活动中心(图 6★标示的位置)基本吻合。因此,冬季欧亚中高纬 LFO 的强度与 EU 波列有密切联系。欧亚中高纬 LFO 的强度越大, LFO 的活跃程度越强,向东向南传播也更明显,进而将欧亚较高纬度地区的低频冷空气传至低纬,从而影响冬季东亚等较低纬度地区的温度。事实上,由冬季 PC 回归的冬季对流层上层高度异常场,与图 6a 中对流层中层 500 hPa 高度异常场的分布形势相似。图 6b 为由 PC 回归的冬季 200 hPa 高度场,可看出,其在欧洲西北部和东亚沿海地区表现为负异常,在乌拉尔山地区表现为正异常。这一方面说明,

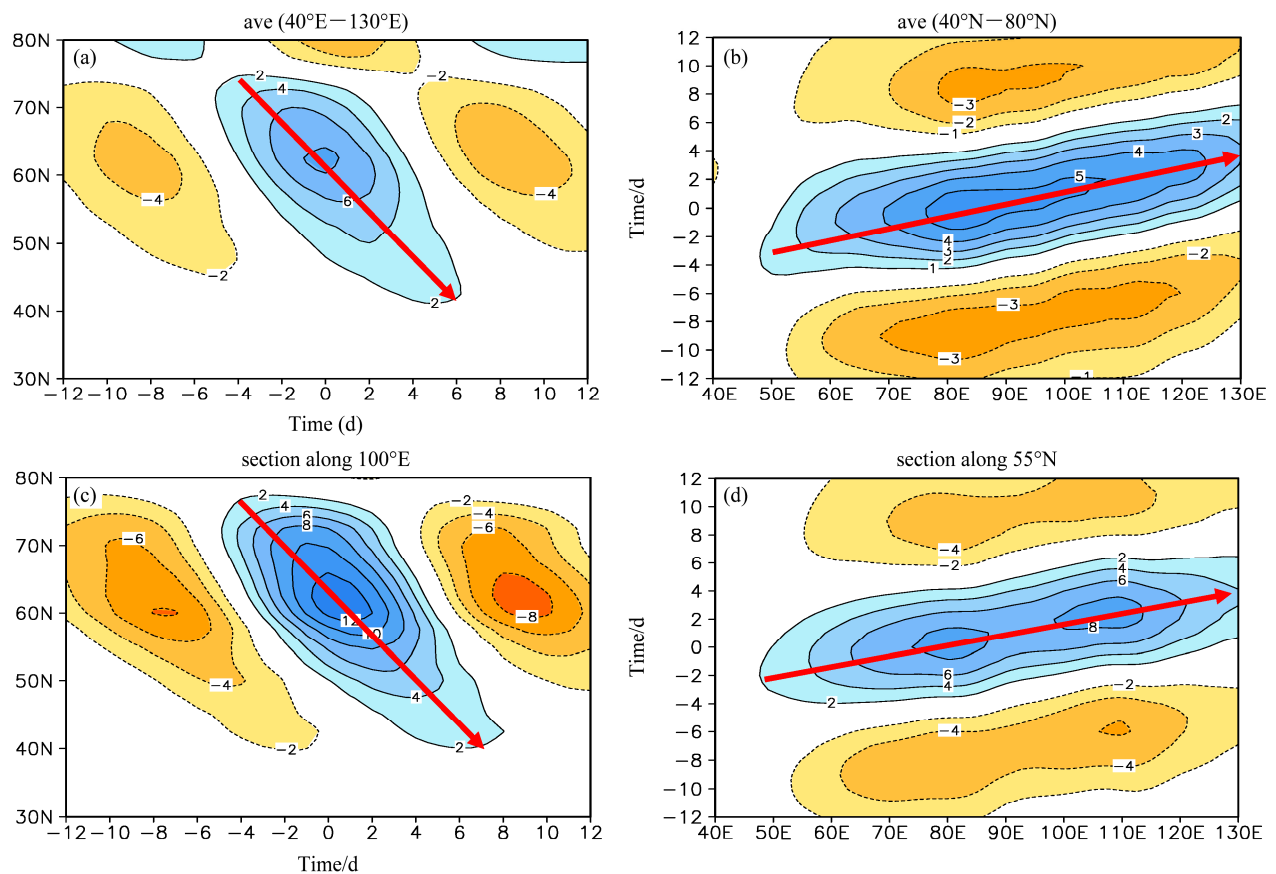


图5 10~30 d LFO T995 场: (a) 沿 40°~130°E 平均和 (c) 沿 100°E 的时间—纬度剖面; (b) 沿 40°~80°N 平均和 (d) 沿 55°N 的时间—经度剖面。单位: °C, “-” 表示环流超前于 PC1, 例如 “-10” 表示环流超前于 PC1 10 天

Fig. 5 T995 fields related to 10–30 d LFO: Time-latitude cross sections (a) averaged over 40°–130°E and (c) along 100°E; time-longitude cross sections (b) averaged over 40°–80°N and (d) along 55°N. Unit: °C; positive (negative) lagged time denotes that circulation lags (leads) PC1, for example, ‘-10’ means circulation leading PC1 for 10 days

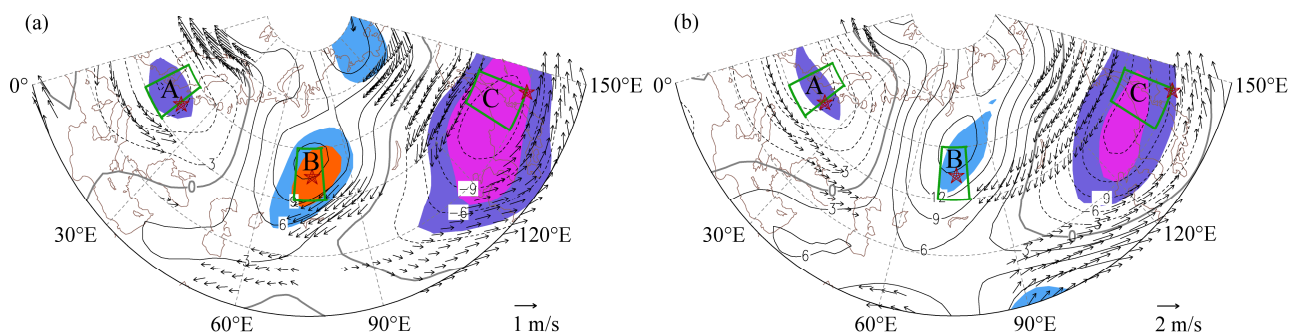


图6 由冬季 PC 回归的冬季高度场 (等值线: 间隔 3 gpm) 和风场 (矢量, 仅给出显著性水平超过 5% 的地区): (a) 500 hPa; (b) 200 hPa。橘黄色和蓝色区域分别表示显著性水平超过 5% 和 10% 的正异常区, 品红色和紫色区域分别表示相应的负异常区, 纬度范围为 30°~80°N, ★ 代表 Wallace and Gutzler (1981) 定义的 EU 遥相关型活动中心

Fig. 6 Regressed height fields (contours: the interval is 3 gpm) and wind fields (vectors, only the vectors with significance level exceeding 5% are shown) against PC in winter: (a) 500 hPa; (b) 200 hPa. Orange and blue (pink and purple) shaded areas indicate positive (negative) anomalies with significance levels exceeding 5% and 10%, respectively, and latitude range is 30°–80°N. ★ shows the active center of EU (Eurasian) teleconnection pattern defined by Wallace and Gutzler (1981)

冬季不仅对流层中层, 而且对流层上层的 EU 波列可能影响冬季欧亚中高纬 LFO 的强度; 另一方面说明, 冬季 EU 波列在对流层中上层表现为准正压结构, 各中心随高度没有明显的向西倾斜。那么, 在对流层低层是否有相匹配的环流结构, 以下将做进一步分析。

刘毓贇和陈文(2012)指出, EU 正位相时, 西伯利亚高压(SH)显著增强。Wallace and Gutzler (1981)的研究也表明, EU 处于正位相时, SH 增强; 反之, EU 处于负位相时, SH 减弱。Wang et al. (2010)指出, 乌拉尔山阻塞高压的发生伴随着强的 SH。Takaya and Nakamura (2005)也指出 EU 对 SH 有重要的影响。可见, EU 可通过影响对流层低层的 SH, 进而影响冬季欧亚中高纬 LFO 的活动。为了进一步分析 SH 和 LFO 之间的联系, 图 7 给出了 SH 随低频位相的演变。在过渡位相(位相 1 和位相 5), SH 大小约为 8 个位相的平均值(约 1030 hPa)。在位相 2~4 阶段, SH 偏弱, 大小约为 1028~1029 hPa; 在位相 6~8 阶段, SH 偏强, 大

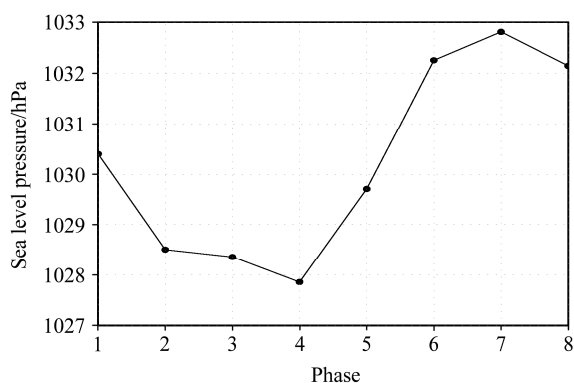


图 7 西伯利亚高压随低频位相的演变

Fig. 7 The evolution of SH (the Siberian high) with respect to the LFO phases

小约为 1032~1033 hPa。因此, 随着 LFO 向东南方向的传播, SH 有增强的趋势。这意味着, 随着 SH 的增强, 中高纬 LFO 活动强度有增强趋势。因此, SH 和 LFO 强度之间确实存在着紧密联系。一方面, 当 SH 偏弱时, 欧亚大陆中高纬地区的西风加强(Wu et al., 2011), 阻碍了中高纬度低频环流向南传播, 因此减弱了 LFO 的强度; 反之亦然。另一方面, SH 偏强, 东亚冬季风偏强(Wang et al., 2010), 有利于中高纬 LFO 向东南方向的传播, 因而 LFO 活动偏强; 反之亦然。当然, 欧亚中高纬 LFO 的活动异常也很可能影响 SH 的强度, 有待于深入研究。

上述分析说明, EU 遥相关型波列对冬季欧亚中高纬 LFO 的活跃性有重要影响。为进一步证明 EU 波列与欧亚中高纬 LFO 强度之间的关系, 参照 Wallace and Gutzler (1981) 定义 EU 强度指数的方法, 选取 EU 活动中心附近且位于高低值中心附近的三个关键区 A、B、C (图 5 中绿色框区域), 定义 EU 波列的强度指数(以下简称 EUI)为:

$$EUI = -\frac{1}{4}Z_A^* + \frac{1}{2}Z_B^* - \frac{1}{4}Z_C^* \quad (5)$$

其中 Z_A^* 、 Z_B^* 、 Z_C^* 分别表示关键区 A、B、C 区域平均的标准化的 500hPa 月高度距平, 因此 EUI 是无量纲的。定义 $EUI < 0$ 时, 为 EU 负位相; $EUI > 0$ 时, 为 EU 正位相。图 8 给出了 EUI 和 PC 的标准化年际变化序列。可以看出, 在 1979~2010 年期间, EUI 和 PC 表现出显著的正相关, 相关系数为 0.44 (图 8a), 去除趋势后相关系数为 0.40 (图 8b), 均通过 5% 的显著性水平。因此, EU 波列对欧亚中高纬 LFO 强度有着重要影响。EU 负位相时, 乌拉尔地区的脊和东亚、欧洲西北部的槽都比常年弱, 欧亚地区大尺度经向环流比常年弱, 环流较平直,

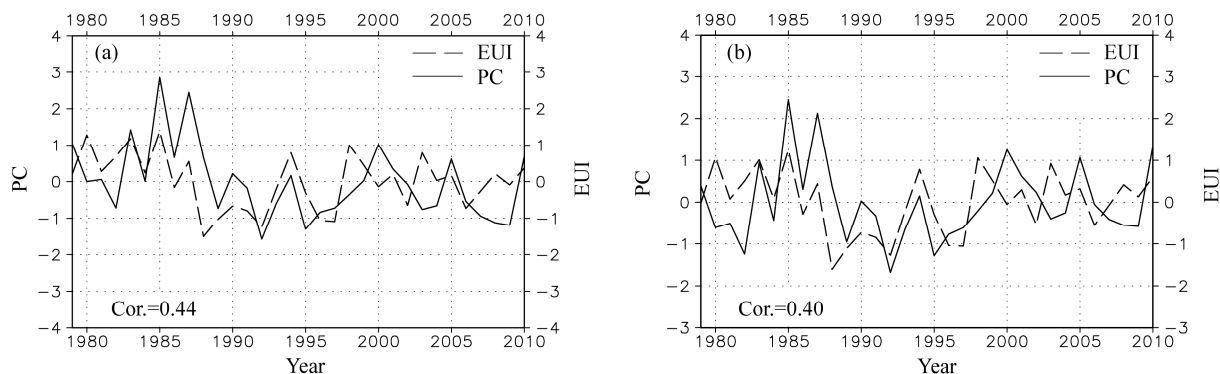


图 8 冬季 EUI (虚线) 和 PC (实线, 已标准化) 的时间序列: (a) 未去趋势; (b) 去趋势

Fig. 8 The time series for EUI (dashed line) and PC (solid line, normalized) in winter: (a) No-detrend; (b) detrend

不利于冬季欧亚中高纬度 LFO 的向东南方向传播, 因而 LFO 的强度偏弱; 正位相反之。

5 小结和讨论

本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了冬季欧亚中高纬 LFO 的主要周期段及其传播特征, 并构造了一个能较好反映 LFO 活跃程度的年际变化指数, 着重探讨了 LFO 活跃程度与欧亚遥相关波列在年际尺度上的联系。得到的主要结论如下:

(1) 冬季欧亚中高纬 LFO 主要以 10~30 d 周期为主, 对流层下层 (850 hPa) 10~30 d 低频反气旋/气旋性异常环流系统及伴随的低频 T955 正/负异常均向东南方向传播。其中, 低频场由北向南的平均经向传播速度约为 3.4 纬度/d; 由西向东的平均纬向速度约为 15 经度/d。

(2) 在年际尺度上, 冬季欧亚中高纬 LFO 强度与 EU 强度表现出显著的正相关。当 EU 遥相关波列趋于负位相时, 乌拉尔地区的脊和东亚、欧洲西北部的槽都减弱, 欧亚地区大尺度经向环流也减弱, 环流较平直; 同时, 对流层低层的 SH 强度减弱。当 SH 偏弱时, 欧亚大陆中高纬地区的西风加强, 且东亚冬季风的偏弱, 以上这些因素均不利于中高纬度低频环流向南传播, 从而导致 LFO 的强度偏弱; 正位相反之。

综上所述, 冬季 EU 遥相关波列对欧亚中高纬 10~30 d LFO 强度变化有重要影响, 其可能影响途径概括为图 9。本文在年际尺度上揭示了冬季欧亚中高纬 LFO 活动与冬季 EU 遥相关波列之间的关系。这种年际变化与低频强迫和其他时间尺度相互

作用有关 (管兆勇和徐建军, 1994), 但是由于非线性相互作用非常复杂, 这种相互作用仍需进一步研究。需要指出的是, 图 9 中重点强调了 SH 对 LFO 的作用, 而 LFO 的活动异常很可能对 SH 也存在着影响, 值得进一步研究。既然 EU 对欧亚中高纬 LFO 强度有影响, 那么对 EU 有影响的因素也很可能通过影响 EU 来影响 LFO 的强度。徐海明等 (2001) 用 CCM3 模式模拟证明, 北大西洋海表温度 (SST) 异常确实能够激发 EU 波列。Gambo et al. (1987) 用 GCM 模式也同样证明, 热带北大西洋 SST 异常能够激发 EU 波列。Li (2004) 的研究也表明, 北大西洋 SST 异常对欧亚地区波列结构有明显影响。因此, 北大西洋 SST 很可能对欧亚中高纬 LFO 强度有影响, 北大西洋 SST 也很可能在 EU 和 LFO 的年际关系中起着重要影响, 值得进一步研究。如引言中所述, 中高纬 LFO 产生与非线性相互作用有关, 因此其与北大西洋 SST 可能通过大气基本气流的非线性相互作用联系在一起, 这些问题涉及中高纬 LFO 的动力学机制问题, 目前也少有研究, 因此需要做进一步探讨。

值得指出的是, 本文研究的冬季欧亚中高纬大气环流的 10~30 d LFO 与 Namias (1950) 提出的西风指数循环是一致的。10~30 d LFO 是西风“指数循环”的一种表现, 是该指数循环的准周期现象。Namias (1950) 指出, 热平衡状态的维持需要极地和热带地区的空气交换, 这一交换过程使得西风指数表现为大于 10 d 的数星期之久的振荡。在西风高指数阶段, 西风急流向高纬度地区移动, 极涡加深, 冷空气被捕获在极地地区, 冷空气爆发颇

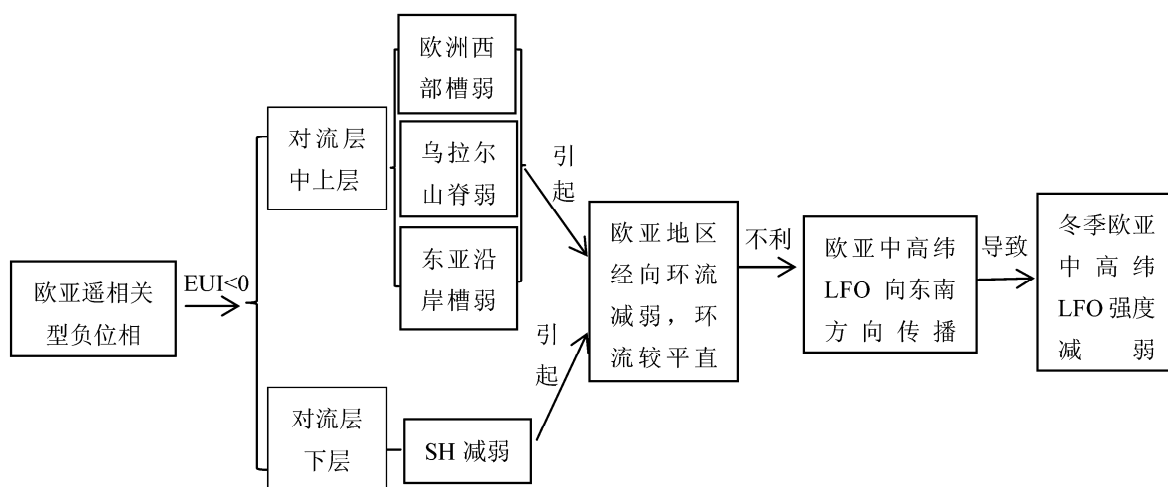


图 9 EU 波列对冬季欧亚中高纬 10~30 d LFO 影响的可能途径的概念图

Fig. 9 Schematic diagram of the possible effect way of EU wave train on 10-30-day LFO over the Eurasian mid-high latitudes in winter

少, 导致北半球中高纬地区偏暖; 而西风低指数阶段, 急流南扩, 冷空气则频繁暴发, 北半球中高纬大部分地区偏冷。而本文研究得到的冬季欧亚中高纬 LFO 强度的强弱也直接影响到中高纬地区的冷暖, 而其对中高纬度地区冷空气或寒潮的爆发频率的影响或影响程度仍需进一步研究。Thompson and Wallace (1998) 提出了一种北半球热带外地区大气环流的“环形”模式, 即北极涛动 (AO), AO 实质上反映的是中纬度西风强度, 它也是“指数循环”的体现。随后, 许多学者对 AO 及其影响进行了更深入的研究 (Gong et al, 2001; Wu and Wang, 2002)。本文从低频的角度揭示了这种“指数循环”现象, 作为“指数循环”在低频尺度上的体现, 中高纬 10~30 d LFO 与 AO 具有不同的尺度, 它们对环流或天气气候肯定存在着不同的影响, 相互之间也很有可能存在着相互作用, 这些都需要进一步探讨。

参考文献 (References)

- Anderson J R, Rosen R D. 1983. The latitude-height structure of 40–50 day variations in atmospheric angular momentum [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40 (6): 1584–1591.
- Chatterjee P, Goswami B N. 2004. Structure, genesis and scale selection of the tropical quasi-biweekly mode [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130 (599): 1171–1194.
- Chen T C, Wang S Y, Yen M C, et al. 2009. Impact of the intraseasonal variability of the western North Pacific large-scale circulation on tropical cyclone tracks [J]. *Wea. Forecasting*, 24 (3): 646–666.
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18: 1016–1022.
- Gambo K, Lu L, Li W J. 1987. Numerical simulation of Eurasian teleconnection pattern in atmospheric circulation during the Northern Hemisphere winter [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 4 (4): 385–394.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (10): 2073–2076.
- 管兆勇, 徐建军. 1994. 扰动间相互作用、通量矢量和流动的低频加速 [J]. *热带气象学报*, 10 (1): 47–56. Guan Z Y, Xu J J. 1994. The interactions between disturbances, flux vectors and low frequency acceleration of air flow [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 10(1): 47–56.
- Han R Q, Li W J, Dong M. 2010. Temporal and spatial characteristics of intraseasonal oscillations in the meridional wind field over the subtropical northern Pacific [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 24 (3): 276–286.
- Hsu P C, Li T. 2012. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden-Julian Oscillation [J]. *J. Climate*, 25: 4914–4931.
- Janicot S, Caniaux G, Chauvin F, et al. 2011. Intraseasonal variability of the West African monsoon [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 12: 58–66.
- Jiang X A, Waliser D E. 2008. Northward propagation of the subseasonal variability over the eastern Pacific warm pool [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35: L9814, doi:10.1029/2008GL033723.
- Jiang X A, Waliser D E. 2009. Two dominant subseasonal variability modes of the eastern Pacific ITCZ [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L4704, doi:10.1029/2008GL036820.
- Jiang X A, Li T, Wang B. 2004. Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation [J]. *J. Climate*, 17 (5): 1022–1039.
- 刘毓贇, 陈文. 2012. 北半球冬季欧亚遥相关型的变化特征及其对我国气候的影响 [J]. *大气科学*, 36 (2): 423–432. Liu Y Y, Chen W. 2012. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 36 (2): 423–432.
- 据建华, 孙丹, 吕俊梅. 2008. 东亚季风区大气季节内振荡经向与纬向传播特征分析 [J]. *大气科学*, 32 (3): 523–529. Jun J H, Sun D, Lü J M. 2008. The relay character analysis of the zonal and longitudinal propagations of the atmospheric intraseasonal oscillation in the East Asian monsoon region [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 32 (3): 523–529.
- 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.
- Kikuchi K, Wang B. 2009. Global perspective of the quasi-biweekly oscillation [J]. *J. Climate*, 22: 1340–1359.
- Kiladis G N, Wheeler M. 1995. Horizontal and vertical structure of observed tropospheric equatorial Rossby waves [J]. *J. Geophys. Res.*, 100 (D11): 22981–22997.
- Li C Y, Wu P L. 1990. An observational study of the 30–50 day atmospheric oscillations. Part I: Structure and propagation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 7 (3): 294–304.
- Li S L. 2004. Impact of northwest Atlantic SST anomalies on the circulation over the Ural Mountains during early winter [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (4): 971–988.
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28 (5): 702–708.
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period [J]. *J. Atmos. Sci.*, 29 (6): 1109–1123.
- Mao J Y, Sun Z, Wu G X. 2010. 20–50-day oscillation of summer Yangtze rainfall in response to intraseasonal variations in the subtropical high over the western North Pacific and South China Sea [J]. *Climate Dyn.*, 34 (5): 747–761.
- Matthews A J. 2000. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126 (569): 2637–2651.
- Mounier F, Janicot S, Kiladis G N. 2008. The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole [J]. *J. Climate*, 21 (9): 1911–1928.
- 穆明权, 李崇银. 2000. 1998 年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动 [J]. *气候与环境研究*, 5 (4): 375–387. Mu Mingquan, Li Chongyin. 2000. On the outbreak of South China Sea summer monsoon in 1998 and activity of atmospheric intraseasonal oscillation [J]. *Climatic Environ. Res. (in Chinese)*, 5 (4): 375–387.

- Namias J. 1950. The index cycle and its role in the general circulation [J]. *J. Meteor.*, 7 (2): 130–139.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (7): 699–706.
- Qi Y J, Zhang R H, Li T, et al. 2009. Impacts of intraseasonal oscillation on the onset and interannual variation of the Indian summer monsoon [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 54 (5): 880–884.
- Shinoda T, Han W Q. 2005. Influence of the Indian Ocean dipole on atmospheric subseasonal variability [J]. *J. Climate*, 18 (18): 3891–3909.
- Slingo J M, Sperber K R, Boyle J S, et al. 1996. Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject [J]. *Climate Dyn.*, 12 (5): 325–357.
- 孙国武, 信飞, 孔春燕, 等. 2010. 大气低频振荡与延伸期预报 [J]. *高原气象*, 29 (5): 1142–1147. Sun G W, Xin F, Kong C Y, et al. 2010. Atmospheric low-frequency oscillation and extended range forecast [J]. *Plateau Meteor.*, (in Chinese), 29 (5): 1142–1147.
- Sung M K, Lim G H, Kwon W T, et al. 2009. Short-term variation of Eurasian pattern and its relation to winter weather over East Asia [J]. *Int. J. Climatol.*, 29 (5): 771–775.
- Takaya K, Nakamura H. 2005. Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62 (12): 4423–4440.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9): 1297–1300.
- Torrence C, Webster P J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system [J]. *J. Climate*, 12 (8): 2679–2690.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109: 784–812.
- Wallace J M, Blackmon M L. 1983. Observations of Low-Frequency Atmospheric Variability [M]. London: Academic Press, 55–94.
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2010. Effect of the climate shift around mid 1970s on the relationship between wintertime Ural blocking circulation and East Asian climate [J]. *Int. J. Climatol.*, 30 (1): 153–158.
- Weare B C, Cagnazzo C, Fogli P G, et al. 2012. Madden-Julian Oscillation in a climate model with a well-resolved stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 117 (D1), doi:10.1029/2011JD016247.
- Wen M, Li T, Zhang R H, et al. 2010. Structure and origin of the quasi-biweekly oscillation over the tropical Indian Ocean in boreal spring [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (6): 1965–1982.
- Wen M, Yang S, Higgins W, et al. 2011. Characteristics of the dominant modes of atmospheric quasi-biweekly oscillation over tropical-subtropical Americas [J]. *J. Climate*, 24 (15): 3956–3970.
- Wu B Y, Wang J. 2002. Winter arctic oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (19), doi:10.1029/2002GL015373.
- Wu B Y, Su J Z, Zhang R H. 2011. Effects of autumn–winter Arctic sea ice on winter Siberian high [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 56 (30): 3220–3228.
- 肖子牛, 李崇银. 1992. 大气对外强迫低频遥响应的数值模拟 I: 对赤道东太平洋 SSTA 的响应 [J]. *大气科学*, 16 (6): 707–717. Xiao Z N, Li C Y. 1992. Numerical simulation of the atmospheric low-frequency teleresponse to external forcing. Part I: Anomalous SSTA in the equatorial eastern Pacific Ocean [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 16 (6): 707–717.
- 徐海明, 何金海, 董敏. 2001. 江淮入梅的年际变化及其与北大西洋涛动和海温异常的联系 [J]. *气象学报*, 59 (6): 694–706. Xu H M, He J H, Dong M. 2001. Interannual variability of the Meiyu onset and its association with North Atlantic oscillation and SSTA over North Atlantic [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 59 (6): 694–706.
- Yang Q M. 2009. The 20–30-day oscillation of the global circulation and heavy precipitation over the lower reaches of the Yangtze River valley [J]. *Sci China Ser D–Earth Sci.*, 52 (10): 1485–1501.
- Yokoi S, Satomura T. 2006. Mechanisms of the northward movement of submonthly scale vortices over the Bay of Bengal during the boreal summer [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (8): 2251–2265.
- Yun K S, Seo K H, Ha K J. 2008. Relationship between ENSO and northward propagating intraseasonal oscillation in the East Asian summer monsoon system [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D14120.
- Yun K S, Seo K H, Ha K J. 2010. Interdecadal change in the relationship between ENSO and the intraseasonal oscillation in East Asia [J]. *J. Climate*, 23 (13): 3599–3612.