

热带和副热带环流对东亚低纬度冬季风强度影响的研究¹

彭京备¹ 刘舸^{2,3*} 孙淑清¹ 何柯俊²

1 中国科学院大气物理研究所, 国际气候与环境科学中心, 北京, 100029

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

3 南京信息工程大学“气象灾害预报预警与评估”协同创新中心, 南京, 210044

摘要 东亚冬季风具有南北一致变化和南北反相变化两种主要模态。与第一模态反映的南北贯穿的冬季风整体强弱变化不同, 第二模态体现了低纬度(中国南方地区)冬季风强弱变化不依赖于中高纬度(中国北方地区)冬季风强弱、甚至与之相反的变化状态。本文利用经验正交函数分析、相关分析、偏相关分析等方法重点研究了在第二模态背景下, 低纬度(中国南方地区)冬季风强弱变化对应的热带和副热带环流异常特征。研究发现: 热带辐合带是影响低纬度冬季风的一个重要系统。当热带辐合带加强并向北推进时, 热带西太平洋及南海地区对流上升运动相应加强。这一上升支可能强迫出低层偏北风异常, 从而引起低纬度冬季风加强。此外, 副热带高空急流是影响低纬度冬季风的另一个重要系统。急流轴上风速加强会造成入口区准地转偏北风的异常, 它强迫出的正次级环流也会相应加强, 对应急流北侧的异常下沉和南侧的异常上升, 并促使低层产生偏北风异常, 也即促进了低纬度冬季风加强。进一步考察热带辐合带对流活动和副热带急流风速异常对低纬度冬季风的独立和协同影响发现, 前者的影响相对更为重要。而在二者同时增强的综合作用下, 可引起中国南部 35°N 以南地区的偏北风异常显著增强, 反之亦然。上述结果揭示, 冬季低纬度风场的变化不仅受到北方冷空气爆发的影响, 它还受制于热带、副热带环流系统异常的共同调控作用。

关键词 东亚冬季风 热带环流 副热带环流 低纬度冬季风

文章编号 中图分类号 文献标识码

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1911.19141

收稿日期: 2019 年 4 月 10 日, 收修定稿日期

¹本文由国家自然科学基金面上项目(41675086)、气象预报业务关键技术发展专项(YBGJXM(2019)04-03)和中国气象科学研究院基本科研业务费(2019Z008)共同资助

*通讯作者: 刘舸, 男, 研究员, 主要从事气候变化机理研究, Email: liuge@cma.gov.cn

Contribution of Tropical and Subtropical Circulation Anomalies to the Intensity of East Asian Winter Monsoon over Lower-latitude Region

Peng Jingbei¹, Liu Ge^{2,3}, Sun Shuqing¹, He Kejun²

1 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081, China

3 Collaborative Innovation Centre on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

Abstract The East Asian winter monsoon (EAWM) has two dominant modes: the in-phase and out-of-phase variations of wind anomalies over northern and southern China. Different from the first mode reflecting a uniform strong/weak situation of the EAWM throughout eastern China, the second mode indicates a situation that the intensity of low-latitude EAWM over southern China is independent from and even opposite to that of mid-high-latitude EAWM over northern China. The present study focuses on the characteristics of tropical and subtropical circulation anomalies associated with the variability of low-latitude EAWM under the background of the second mode by using Empirical orthogonal function, correlation analysis and partial correlation analysis. The results reveal that the inter-tropical convergence zone (ITCZ) can be considered as an important circulation system that contributes to the variation of low-latitude EAWM. Corresponding to a stronger and northward-extended ITCZ, convective ascending over the tropical western Pacific and South China Sea is strengthened. This anomalous ascending may induce low-level anomalous northerly wind, thus resulting in a stronger low-latitude EAWM. In addition, the subtropical upper-level jet can be regarded as another important circulation system affecting the low-latitude EAWM. An increase in wind speed along the axis of the jet may cause anomalous quasi-geostrophic northerly near the entrance of the jet. Associated with the forced positive secondary circulation anomaly with anomalous descending (ascending) to the north (south) of the

jet, the low-level anomalous northerly appears under the jet, in turn, facilitates a stronger low-latitude EAWM. Finally, both the individual and joint effects of tropical convective activities and upper-level subtropical jet on the low-latitude EAWM are further investigated. Relatively, the influence of ITCZ seems more important. When the two circulation anomalies simultaneously enhance (i.e., more active convective of ITCZ and stronger wind speed along the subtropical upper-level jet), their joint effect can significantly reinforce northerly winds to the south of 35°N, over southern China, and vice versa. The above-mentioned results imply that, the variability of low-latitude EAWM is not only affected by cold air surges from northern China, but also modulated by the joint effects of tropical and subtropical circulation anomalies.

Keywords East Asian winter monsoon, Tropical circulation, Subtropical circulation, Low-latitude EAWM

1 引言

东亚冬季风是亚洲太平洋地区冬季的重要环流系统，它的异常活动与中国不同地区的冬季低温、雨雪、冰冻、雾霾等天气、气候异常具有紧密联系（陶诗言和卫捷等，2009；姚慧茹和李栋梁，2013；黄荣辉等，2014；袁媛等，2014；刘实等，2015；Wang 和 Chen，2016；吴萍和丁一汇等，2016），几十年来一直受到广大学者的关注。一些研究发现，东亚冬季风活动存在纬带差异或不同模态。Wu et al.（2006）通过低层风场 Hermite 矩阵分解方法，首次发现了东亚冬季风表现的不同模态特征。利用经验正交函数分解（Empirical orthogonal function，简称 EOF）分析也可发现，除了南北一致强（或弱）偏北风的冬季风第一典型模态之外，中纬和低纬北风距平呈反向分布是冬季风的第二个典型模态（Liu et al., 2012；Chen et al., 2014）。这两种异常冬季风模态对我国东部乃至东亚地区的天气、气候的影响截然不同（Wu et al., 2006；孙淑清等，2014；Xiao et al., 2018）。康丽华等（2006）通过直接分析中国冬季气温的时空变化特征发现，中国冬季气温也存在南北一致型和南北反相型两个主要模态。这实际上从另一个侧面指出了原来仅反映东亚冬季风整体强弱的定义具有局限性，需进一步探讨冬季风的不同模态，特别是非传统的南北反相性模态的变化特征及其影响因子。一些研究揭示，中国冬季气温的南北反相型模态和东亚大槽的形态、北太平洋海温等有关（康丽

华等, 2009; Wang et al. 2009; Wang and Lu, 2017)。

我们也曾特别针对第二模态情况下的冬季风特征及其与我国东部天气异常的关系展开过研究, 指出当我国北方(南方)地区为偏南(北)风距平控制时, 南方地区易出现极端低温(彭京备和孙淑清, 2017); 而当我国北方(南方)地区为北风(南风)距平控制时, 南方地区则容易出现雨雪天气(彭京备和孙淑清, 2019)。在研究冬季风第二模态时, 人们自然会关心, 为什么在一些情况下, 低纬度北风强弱变化脱离了中高纬冷空气影响, 出现了与中纬度北风截然相反的变化特征? 什么系统导致低纬北风的加强或明显减弱? 这是一个值得关注的问题, 澄清该问题可使我们对冬季风在南下过程中变化的机制有更多、更深的了解。

副热带西风急流是影响中国冬季气候的主要环流系统之一(高辉, 2007; 杨辉和李崇银, 2008; 况雪源等, 2009)。刘舸等(2013)分析了副热带西风急流变化与低纬度、中纬度冬季风变化之间的关系, 指出在低纬度冬季风偏强时(即北风距平), 副热带西风急流范围南北收缩且强度增强, 相应的次级环流在副热带对流层低层强迫出北风异常, 有利于北风加强并向低纬扩展, 也就有利于低纬度冬季风加强。而副热带西风急流强度与中纬度冬季风关系不密切, 与之密切相关的是急流北界的位置。

另外, 东亚冬季风与同期西太平洋环流异常具有一定联系。Ji 等(1997)指出, 当冬季风推进到菲律宾地区时, 有利于菲律宾及以东洋面出现气旋式环流异常。在研究冬季风与 ENSO 联系的物理过程时, 李崇银和穆明权(1999)也发现, 偏强的冬季风可以引起菲律宾以西气旋式环流异常。显然, 这些研究涉及的是冬季风第一模态特征, 体现了冬季贯穿南北的强偏北风异常作用对副热带环流的影响。那么, 对于冬季风第二模态的情况, 冬季风异常活动, 特别是低纬度冬季风异常又与西太平洋环流异常有什么关系呢?

以上研究指出了副热带西风急流和西太平洋地区环流异常和东亚冬季风变化具有一定联系, 但它们与冬季风(特别是其第二模态)的协同关系尚未系统地讨论。因此, 本文拟用最新资料对冬季风做 EOF 分析, 提取其中第二模态的样本, 并据此分析冬季风强度异常呈现南北反向特征时的大尺度环流背景, 特别是低纬度冬季风成分与副热带和热带太平洋地区主要环流系统的独立与协同关系, 进而从环流相互作用的角度为冬季风在南下过程中的变化机制提供初步解释。

2 资料和方法

本文使用的资料包括美国国家环境预报中心（National Centers for Environmental Prediction, 简称 NCEP）的月平均再分析资料中的风场、垂直速度（ ω ）和海平面气压场（Sea Level Pressure, SLP），水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ （Kalnay et al., 1996），资料时段为 1960/1961-2017/2018 年冬季（在本文中，冬季指当年 12 月至次年 2 月，例如 1960/1961 冬季即为 1960 年 12 月至 1961 年 2 月）。气候平均态基于 1961-2010 年的平均。另外，也用到了美国国家海洋和大气管理局（National Oceanic and Atmospheric Administration, 简称 NOAA）提供的逐月向外长波辐射（Outgoing Longwave Radiation, 以下简称 OLR），资料时段为 1979/1980-2017/2018 年冬季。

本文主要基于 NCEP 再分析资料进行分析。然而一些研究指出，20 世纪 70 年代之前 NCEP/NCAR 再分析数据在西伯利亚地区存在误差，特别是近地面的 SLP 场和风场误差更为明显（Yang et al. 2002; Wu et al. 2005）。为此，我们使用日本气象厅提供的 55 年再分析资料（Japanese 55-year Reanalysis, 以下简称 JRA-55; Kobayashi et al., 2015），进一步检验基于 NCEP 再分析资料得到的结果，以确保结论的可靠性。资料时段为 1960/1961-2017/2018 年冬季。

本文采用 EOF 方法研究东亚地区（ $100-135^\circ\text{E}$, $10-55^\circ\text{N}$ ）1000 hPa 经向风（以下简称 v_{1000} ）的主要模态。为方便起见，我们将 v_{1000} 乘以 -1，从而使正（负）值作为北（南）风异常。经过上述处理，EOF 模态中的正距平指示冬季风（北风）加强，负距平则指示冬季风（北风）减弱。

为了讨论不同环流系统对冬季风的独立影响和协同作用，我们采用偏回归方法（胡淼等，2012）。具体计算方法如下：有序列 x_1 和 x_2 。首先利用线性回归方法，用 x_2 拟合 x_1 ，得到 x_1' 。计算 x_1 与 x_1' 之差，即可得到去除 x_2 影响后的 x_1 独立变化指数。再使用独立变化指数与某一变量进行回归分析，得到的结果即为去除 x_2 影响后的 x_1 指数与该变量的偏回归异常值。

另外，本文采用合成分析、相关分析、回归分析讨论热带、副热带环流与冬季风第二模态之间的关系。采用双尾学生 t 检验判断相关和回归结果的显著性水平（魏凤英，1999）。

3 冬季风处于南北反相变化时低层特征

图 1 给出 1960/1961-2017/2018 年冬季 1000 hPa 上经向风 (v_{1000}) 的前两个 EOF 分量。 v_{1000} 第一模态 (解释方差占总方差 31.36%; 图 1a) 表现为冬季风南北一致变化情况。而第二模态 (解释方差占总方差的 19.35%; 图 1b) 则为冬季风南北反相变化的特点: 在其正位相时, 30°N 以北地区为 v_{1000} 负距平 (即北方冬季风偏弱), 30°N 以南为正距平 (南方冬季风偏强)。这与 Liu 等 (2012) 的结果基本一致。此外, 我们也利用 JRA-55 再分析资料计算了 1960/1961-2017/2018 年冬季 v_{1000} 的前两个 EOF 主模态, 所得结果与图 1 大体一致 (图略), 这进一步证实东亚冬季风可以分为上述两种主要变化模态, 同时也表明 NCEP/NCAR 和 JRA-55 再分析资料在分析东亚冬季风变化特征方面基本上是可靠的。

图 2 是针对 EOF2 正、负位相 (EOF2 的标准化时间系数绝对值超过 0.75) 的冬季 1000 hPa 风场合成。图 2a 和图 2b 分别为它们对应的原始风场, 可以看出冬季风及其向南推进的大体特征是一致的。但是从它们之间的差异 (图 2c) 可清楚地看到, 南方的偏北风距平十分强盛, 而中高纬度则为明显的偏南风距平。它们的交界线大致在 30°N 附近。这表明, 在 EOF2 处于正 (负) 位相时, 低纬度的北风将大大加强 (减弱), 而在 30°N 以北, 北风却是显著减弱 (加强) 的。

在冬季风处于第一模态正位相时, 也就是南北一致的强偏北风时, 往往是强寒潮爆发所对应的环流背景。而在第二模态时, 也即南北处于反相变化, 则体现了如下情况: (1) 北方寒潮爆发, 但强北风只达到中纬度, 而南方都为弱北风 (也即低纬度地区出现南风距平); (2) 北方并没有明显寒潮爆发, 但低纬度却出现强烈的北风。那么是什么环流系统引起了南方地区的强 (弱) 偏北风, 从而干扰了冬季风异常影响从北向南的一致性扩展? 这是一个值得深入研究的问题。下面以 EOF 分析的第二模态 (EOF2) 为基础, 考察在 EOF2 的正、负位相对应的大气环流 (特别是热带、副热带地区的环流) 特征。

从海平面气压的特征 (图 3) 可以看出, 在冬季风处于第二模态时, 虽然在中高纬仍为强大的冷高压 (图 3a、b 的等值线) 所控制, 但是从差值图上 (图 3c) 可以看出, 当南方处于北风加强、北方处于北风减弱状态时, 中高纬度贝加尔湖附近的地面高压减弱 (表现为显著负异常), 但地面高压异常的影响局限于中国

北方地区，在 35°N 以南，中国东部、东海至日本南部一带则出现了大范围的显著正距平区，说明在冬季风处于第二模态时，北方冷高压的影响是有限的。这一气压异常特征与图 2 所给出的风场情况也相符。我们也使用 JRA-55 的海平面气压资料对上述结果进行验证，其结果显示，虽然在中高纬度贝加尔湖附近负异常范围相对偏小且不显著，但 35°N 以南中国东部、东海至日本南部一带同样出现了大范围的显著正距平（图略），暗示了对应冬季风第二模态北方冷高压的影响范围局限在中国北方地区，这进一步支持了 NCEP 资料得到的结果。

上述分析显示，冬季风活动存在两种典型情况：一种情况是，在其向南推进过程中可以一直达到低纬，形成南北贯穿的强偏北风。还有一种情况是，中高纬北风在向南扩的过程中，其影响只能到达 30°N 左右。在低纬，它有时会加强（EOF2 的正位相，出现北风距平），有时会减弱（EOF2 的负位相，出现南风距平），显示出了独立于中高纬冬季风异常的特征。这提示我们，很可能低纬度及其附近的环流系统起到了一定的调控作用，使得低纬度冬季风具有独特的变化特征。这是一个有意思，也值得深入探讨的问题。下面我们首先从热带和副热带系统与低纬冬季风联系的角度进行讨论。

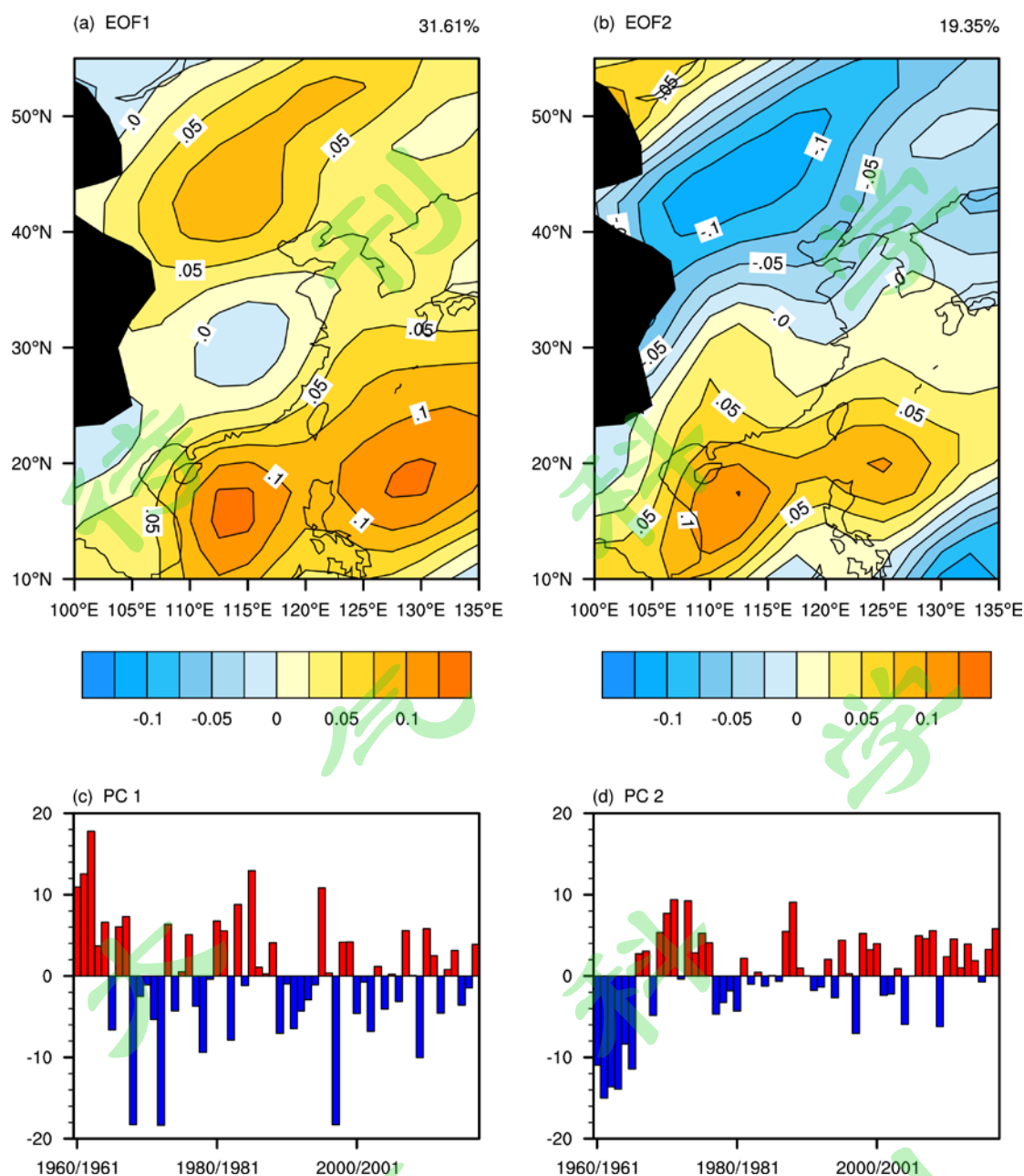


图 1 1960/1961-2017/2018 年冬季东亚 1000 hPa 经向风 EOF (a) 第 1、(b) 2 模态及它们各自对应的时间系数，其中 (c) 和 (d) 分别为 EOF1 和 EOF2 的时间系数。黑色阴影表示 1500m 以上地形

Fig. 1 The (a) first and (b) second empirical orthogonal function (EOF) modes of 1000 hPa v-winds during 1960/1961-2017/2018 and associated time series of principle component (PC), in which PC1 is for EOF1(c) and PC2 for EOF2 (d), respectively. The black shading denotes topography higher than 1500 m

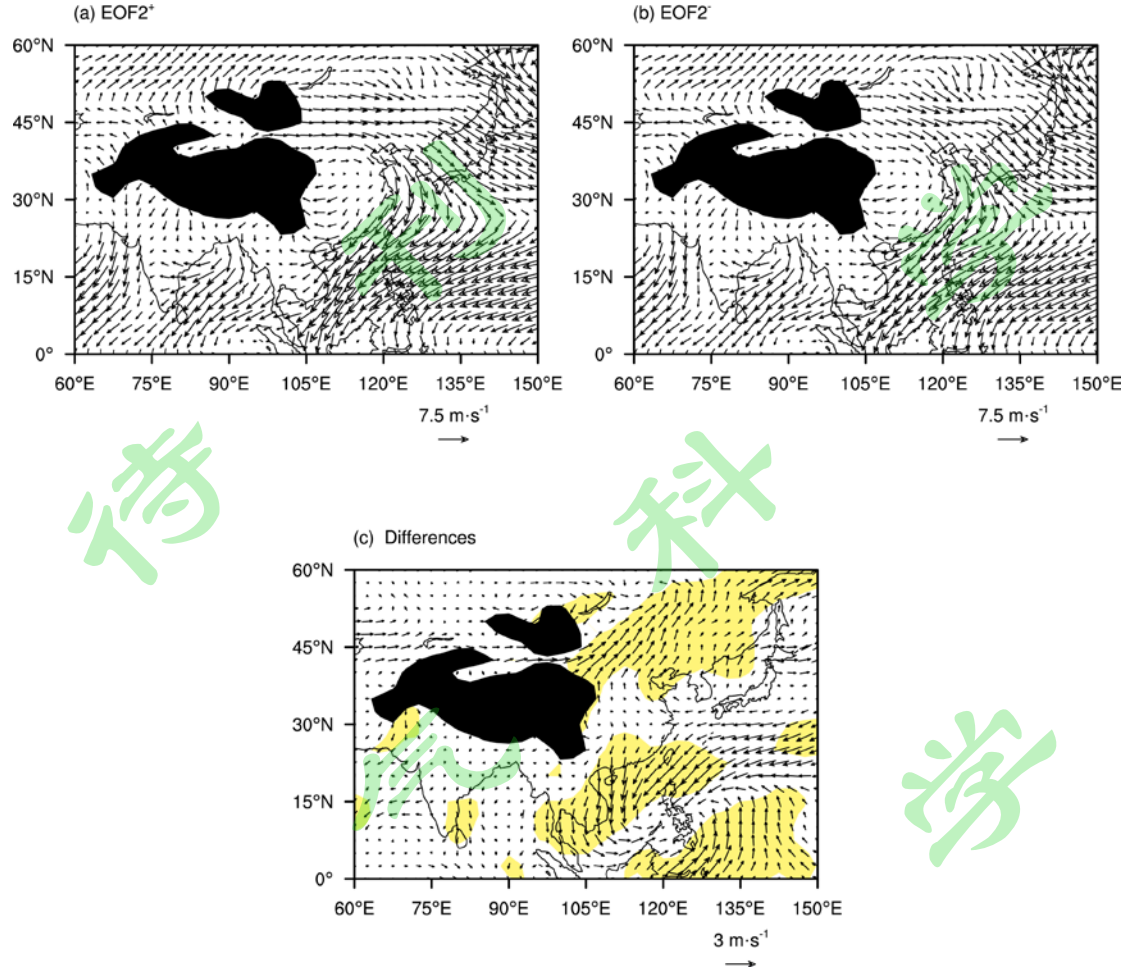


图 2 冬季 EOF2 (a) 正位相和 (b) 负位相合成的 1000 hPa 风场 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 以及 (c) 二者差值 (正位相减负位相); 正、负位相分别有 14 年和 12 年, 是以 PC2 超过 ± 0.75 标准差为标准选择的; 黄色阴影表示经向风差值通过 95%信度检验。黑色阴影表示 1500m 以上地形

Fig. 2 Composite of winter 1000-hPa anomalous winds for (a) positive and (b) negative phases of EOF2 and (c) the difference between the two phases (units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). There are 14 (12) years with positive (negative) phases, which are selected when the normalized PC2 is higher (lower) than 0.75(-0.75) standard deviation. The shading indicates the anomalous v-winds significant at the 95% confidence level. The black shading denotes topography higher than 1500 m

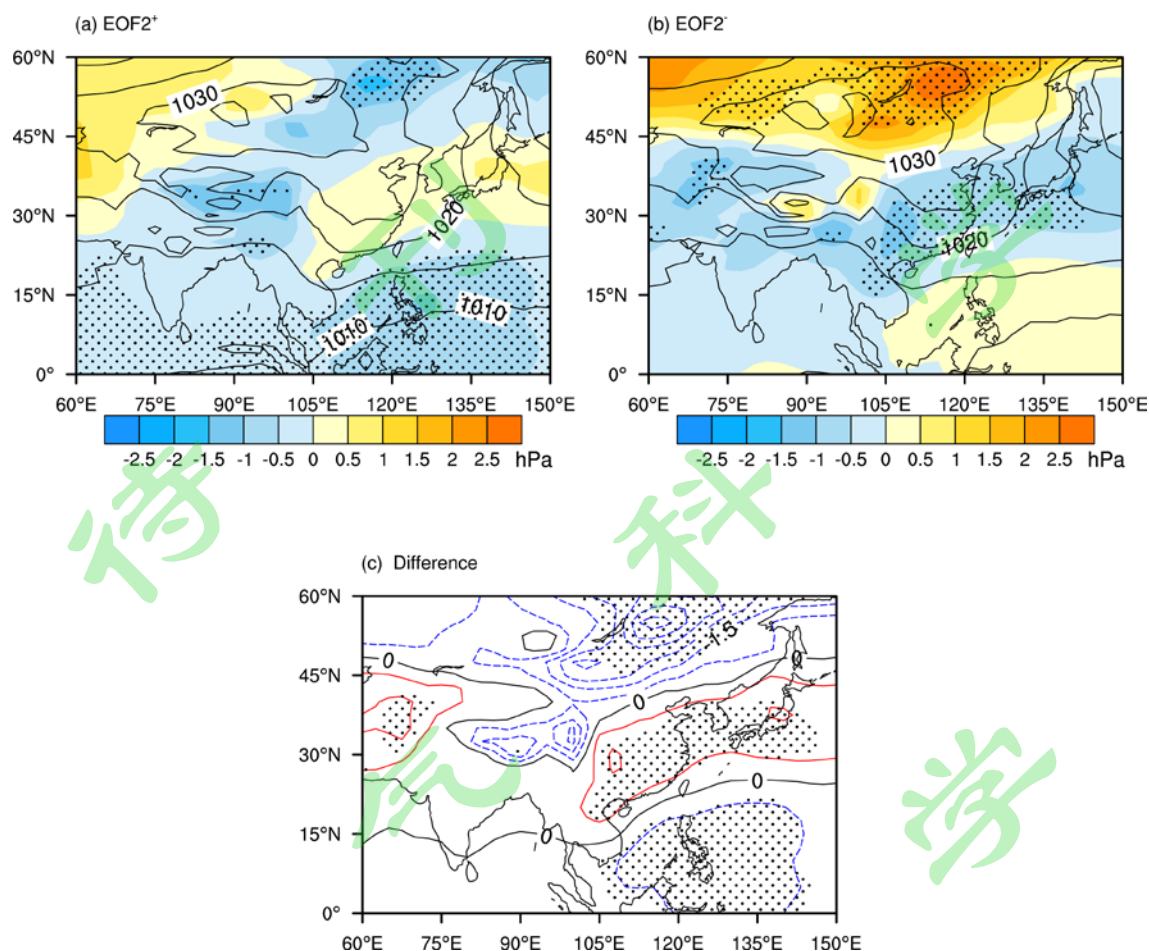


图 3 冬季 EOF2 (a) 正位相和 (b) 负位相合成的 SLP (等值线) 及其距平 (阴影) 以及 (c) 二者差值 (正位相减负位相); 正、负位相分别有 14 年和 12 年, 是以 PC2 超过 ± 0.75 标准差为标准选择的; 单位: hPa。其中黑色圆点表示距平 (a) 和 (b) 或差值 (c) 通过 95%信度检验

Fig. 3 Composite of winter SLPs (contour) and their anomalies (shaded) for (a) positive and (b) negative phases of EOF2 and (c) the difference between the two phases (units: hPa). There are 14 (12) years with positive (negative) phases, which are selected when the normalized PC2 is higher (lower) than 0.75(-0.75) standard deviation. The black dots indicate anomalies in (a) and (b) and differences in (c) that are significant at the 95% confidence level

4 热带、副热带系统对低纬冬季风的影响

4.1 与低纬度对流活动的关系

Ji 等 (1997) 的研究显示, 强冬季风与低纬地区对流活动加强具有紧密联系。

受该研究启示，我们首先做了第二模态冬季风变化（以 v_{1000} 的 EOF 第 2 模态的时间序列指示，以下简称 PC2）与向外长波辐射（OLR）的相关（图 4a）。由于 OLR 资料所限，只对 1974/1975-2016/2017 冬季的资料进行计算。可以看到，从热带西太平洋至南海地区存在大范围的负相关区。它的范围向北一直扩展至 20°N 左右，也就是说，当东亚低纬地区北（南）风加强时，对应热带地区 OLR 的负（正）异常，也即对流活动旺盛（偏弱）。合成分析也进一步表明，当低纬度冬季风偏强时（图 4b），热带对流活动强，ITCZ 明显北扩，特别是在南海至菲律宾地区。 $\text{OLR} \leq 230 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的区域到达 15°N 以北；而在低纬度冬季风偏弱年（图 4c），它的范围大致维持在赤道地区。

Ji 等（1997）强调的实际上是强冬季风对低纬度对流活动的影响效应。具体来说，冬季风整体向南推进时，强北风引起热带西太平洋上空的气流辐合，引发气旋性环流异常，而使该地区的对流活动加强。这反映了贯穿南北的强冬季风异常对低纬度对流活动的影响。然而，冬季风 EOF2 模态体现的是，即使北方冬季风偏弱，这时热带西太平洋至南海地区大范围的对流活动与东亚低纬冬季风的联系仍可存在、且十分显著。尽管从相关和合成的角度无法阐明因果关系，但一种合理的推测是，当热带西太平洋至南海地区出现大范围的对流上升运动时，由于低层的辐合效应，有利于引导我国南方地区出现偏北风异常，也即低纬度冬季风偏强，但这种低纬度的对流活动不足以引导我国北方地区也出现偏北风异常，所以并不对应南北贯穿的冬季风 EOF1 模态，而是对应 EOF2 模态（在第 5 节中，我们将通过个例分析对此进一步探讨）。

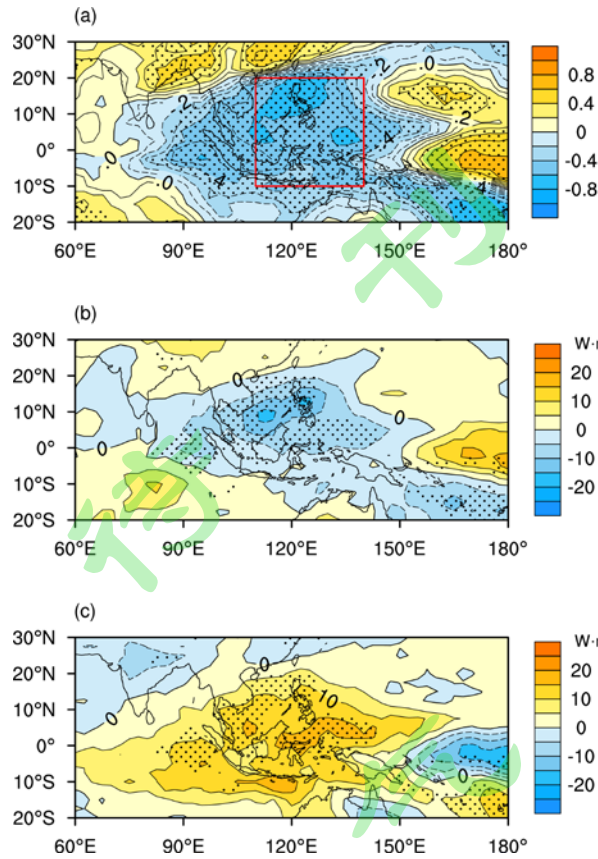


图 4 (a) 1974/1975-2016/2017 年冬季 PC2 与同期 OLR 的相关；(b) 和 (c) 分别是 EOF2 正、负位相合成的冬季 OLR 距平（单位： $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ）。其中黑色圆点表示相关系数和 EOF2 正负位相合成 OLR 差值通过 95%信度检验，红色方框表示热带西太平洋对流关键区

Fig. 4 (a) Distribution of correlation coefficients between the winter PC2 and simultaneous OLR during 1974/1975-2016/2017; (b) Composite anomalies of winter OLR (units: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) of 15 positive-phase years of EOF2; (c) as in (b), but for 11 negative-phase years; The black dots indicate correlation (in a) and composite (in b and c) significances higher than the 95% confidence level. The red square denotes the key area of convection over the tropical western Pacific.

4.2 副热带急流异常与低纬冬季风

下面来考察副热带高空急流与低纬偏北风的关系。图 5a 是 PC2 与 200 hPa 的纬向风 (u 风场) 的相关。对比急流的气候位置 (图 5b) 可见，在急流轴上出现了大范围的显著正相关区，这指示了当低纬出现北风距平 (也即低纬冬季风加

强)时, 急流轴上的风速将加大, 反之亦然。根据天气动力学原理可知, 在急流轴的上下游, 由于风速的变化会产生明显的非地转风, 由质量平衡的要求而引导出方向不同的次级环流。气候平均的急流位置表明, 我国东部地区正处于急流的入口区, 相应的次级环流应是高空南风、低层北风的正环流(或称直接环流), 急流轴上的风速增大(或强度增强), 则次级环流也越强。为了进一步阐明这一点, 我们分析沿急流入口区的垂直环流变化。图 6 是 PC2 指数回归的垂直环流异常(黑色箭头)沿 105-135°E 平均的南北向剖面图。等值线则为 PC2 指数回归的 u 风异常, 其显著大值区指示了急流加强的位置。可以看出, 在副热带急流的加强地区, 其北侧出现了较强的异常下沉运动, 而在热带地区则为明显的上升区, 进而在低层形成北风异常, 在这个经度范围内构成了较为清晰的正次级环流。简而言之, 低纬度低层北风的强弱紧密联系着副热带急流的异常, 两者的变化组成了一个三维的异常环流结构。Wang et al. (2009) 研究发现, 东亚大槽加深时, 东亚急流加强, 急流入口区有强烈的下沉运动(见该文图 9d)。我们的结果支持了 Wang 等(2019)的观点, 并进一步指出副热带急流的次级环流作用可以影响东亚冬季风第二模态的低纬度冬季风异常。

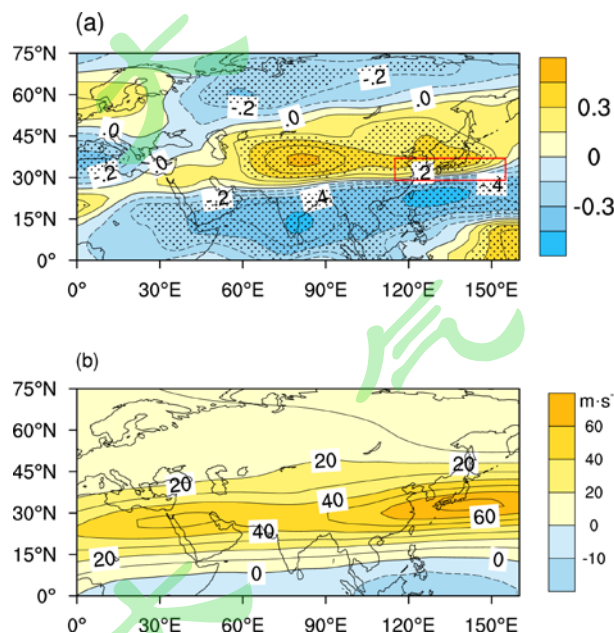


图 5 (a) PC2 与同期 200 hPa u 风场的相关, 其中黑色圆点表示相关系数通过 95%信度检验; (b) 气候平均 200 hPa u 风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); 红色方框为副热带西风急流关键区

Fig. 5 (a) Distribution of correlation coefficients between PC2 and 200-hPa u -winds,

in which the black dots indicate the correlation coefficients significant at the 95% confidence level; (b) Climate mean value of u-wind at 200 hPa (units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). The red square denotes the key area of subtropical westerly jet.

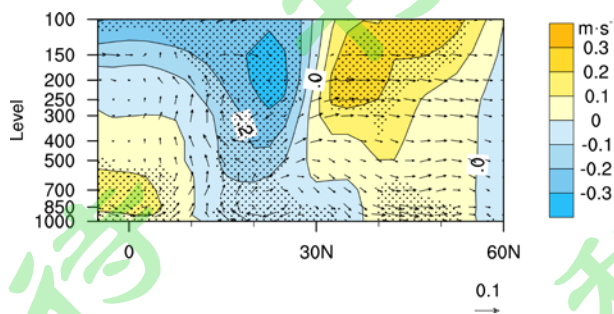


图 6 PC2 回归的 105-135°E 平均垂直环流（黑色矢量）和 u 风异常（等值线和阴影）黑色圆点表示回归 u 风异常通过 95%信度检验

Fig. 6 Anomalous vertical circulation (black vectors) and u-winds (contours and colorful shadings) along 105-135°E regressed upon PC2. The black dots indicate the regressed u-wind anomalies that are significant at the 95% confidence level.

4.3 热带-副热带系统的协同作用

从图 6 中可以发现，高空急流异常对应的次级环流异常上升运动区大体起于 20°N 以南，最强的异常上升运动是在 5-15°N 之间。这正对应图 3 中强对流异常的位置。那么，这一上升运动异常究竟是高空急流异常产生的次级环流效应的结果，还是热带地区对流上升运动异常的结果呢？为了搞清热带对流上升运动和副热带急流异常对低纬冬季北风的各自贡献，我们计算了西风急流指数和西太平洋对流上升运动指数。其中，西风急流指数为（115-155°E，29-37°N）的 200 hPa u 距平（图 5a 中的方框）。在前文中，我们使用 OLR 资料探讨了热带西太平洋对流上升运动与第二模态冬季风的联系。但是由于 OLR 资料较短，因此这里进一步利用垂直速度指示对流上升运动。具体计算方法如下：选取热带西太平洋关键区（[10°S-20°N，110-140°E]，图 4a 中的方框）区域，将该区域平均的 500 hPa 垂直速度（Omega）距平作为西太平洋对流上升运动的指数。相关分析表明，在 1979/1980-2017/2018 年，该指数与该地区平均 OLR 指数序列之间的相关系数高达 0.91，超过 99.9%统计置信度。也就是说，这一利用垂直速度定义的指数与

OLR 指数的变化具有较高的一致性，都可以很好地反映对流上升运动。因为 NCEP 垂直速度资料较长，因此利用该数据可以在更长的时段研究热带西太平洋对流上升运动与第二模态冬季风的关系。

为讨论西风急流的独立作用，采用线性拟合去除法（胡森等，2012），去除热带西太平洋对流的影响，得到西风急流独立变化指数。该独立指数和原始西风急流指数的相关为 0.84，而与热带西太平洋对流活动指数的相关近似为 0，说明它有效地排除了热带西太平洋的影响，并很好地反映了西风急流的独立变化。采用同样的方法，也计算热带西太平洋对流的独立变化指数，从而排除了西风急流的影响（相关系数近似为 0），并很好地反映了热带西太平洋对流的独立变化（相关系数为 0.84）。由此，可利用上述独立变化指数对垂直环流等进行偏回归运算。

图 7a 和图 7b 分别是西风急流指数与西太平洋对流指数偏回归的垂直环流异常（黑色箭头）和相应的 u 风异常（等值线）沿 $105-135^{\circ}\text{E}$ 平均的剖面结构。可以看出，对应着中纬度的西风急流的加强，在其北部出现了异常下沉运动。但是低纬度上升支大致位于 25°N 以南，且不甚明显（图 7a）。而对应热带对流活动加强（图 7b），低纬度上升运动十分清晰，并在对流层高层向北扩展到 20°N 附近。但由于西风急流的效应被排除，所以与之相联系的中纬度下沉运动明显偏弱。然而，由图 7b 可以看出，仅在热带异常偏强的对流上升运动引导下，对流层低层即表现出较为明显的偏北风异常。

图 8 为上述急流与热带对流独立变化指数回归出的 1000 hPa 风异常，它显示了我们关心的低层低纬度北风的相应变化。对应副热带急流异常单独偏强的状态（图 8a），虽然也出现了明显的偏北风异常，但主要集中在低纬度冬季风关键区（ $10-25^{\circ}\text{N}$ ， $105-135^{\circ}\text{E}$ ；刘舸等，2013）的西侧；但是对应热带对流活动独立偏强的状态（图 8b），在中国南部 25°N 以南地区出现了大范围的显著偏北风异常。热带西太平洋对流上升运动独立变化指数与 v_{1000} 第二模态时间系数之间的相关系数为 0.33，超过 98% 统计置信度。可见，相对于西风急流异常，热带西太平洋对流上升运动对低纬度冬季风的贡献更大。

如果综合考虑热带西太平洋对流上升运动和西风急流的共同贡献，分别将西风急流指数与热带西太平洋对流上升运动指数进行标准化，两个标准化序列的差值（因垂直运动 ω 为负值时表示上升运动）定义为西风急流-热带西太平洋

对流上升运动合成指数，可以发现，它回归出的 1000 hPa 异常风场（图 8c）中，中国南部的偏北风异常相对更强、也更为显著。它与低纬冬季风指数的相关高达 0.44，超过了 99.9%的置信度。这进一步说明热带西太平洋对流活动异常和副热带急流异常是影响低纬度冬季风的两个关键因素，它们的协同变化起到了至关重要的作用。

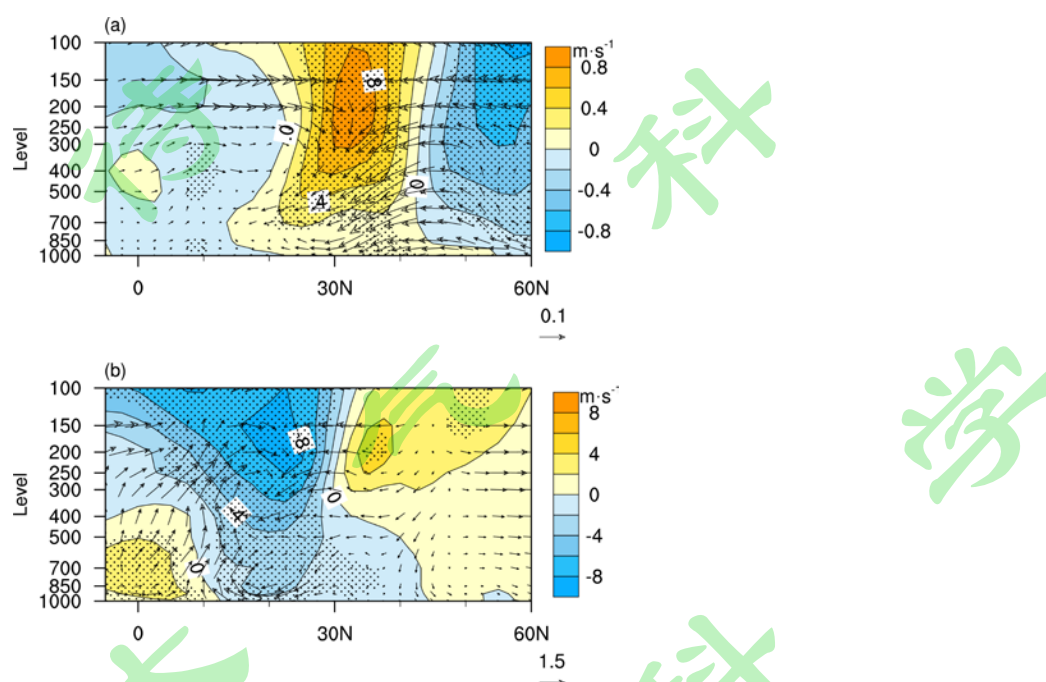


图 7 (a) 西风急流独立指数和 (b) 西太平洋对流独立指数与 105-135°E 平均垂直环流（黑色矢量）和 u 风异常（等值线和阴影）偏回归系数分布；黑色圆点表示回归 u 风异常通过 95%信度检验

Fig. 7 Anomalous vertical circulation (black vectors) and u-winds (contours and colorful shadings) along 105-135°E regressed upon the independent variations of (a) westerly jet and (b) convection over the tropical Western Pacific Ocean, respectively. The black dots indicate the regressed u-wind anomalies that are significant at the 95% confidence level.

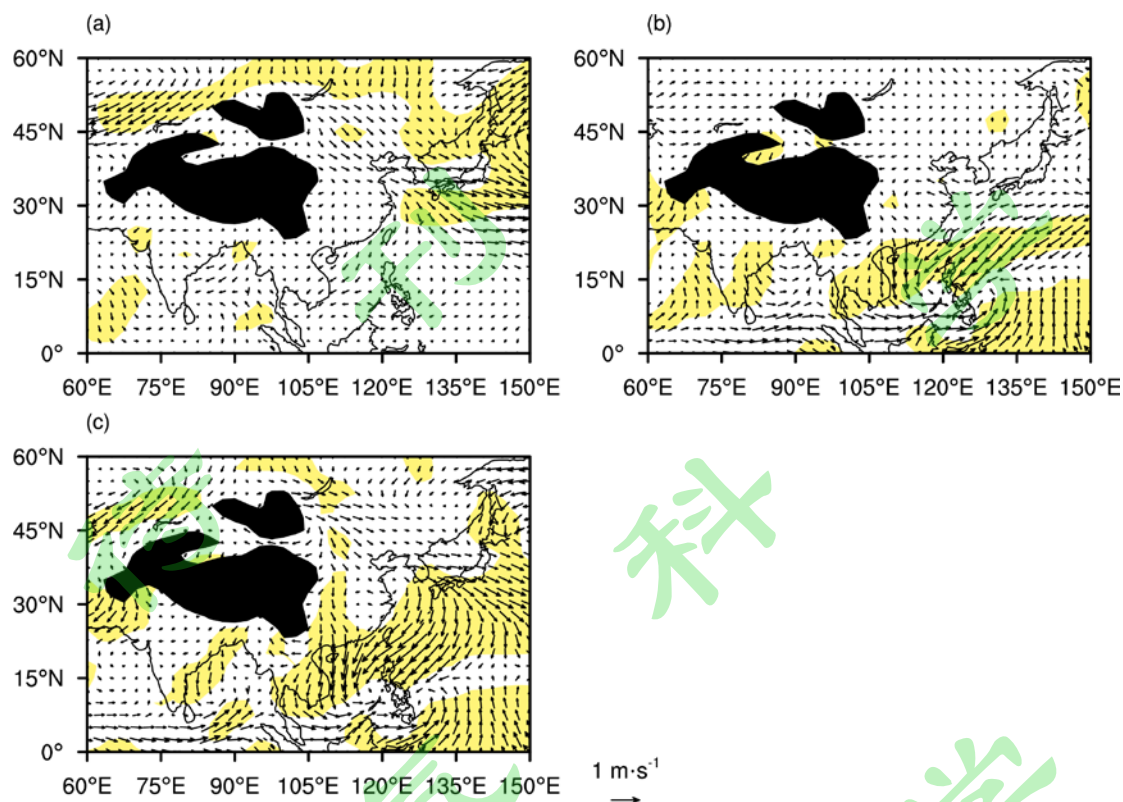


图 8 (a) 西风急流独立指数、(b) 西太平洋对流独立指数和 (c) 西风急流-热带西太平洋对流上升运动合成指数回归得到的 1000 hPa 风场异常 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)。黄色阴影表示经向风回归系数通过 95% 信度检验。黑色阴影表示 1500m 以上地形

Fig. 8 Anomalous 1000-hPa winds obtained by the regression against the independent variation of (a) westerly jet, (b) convection over the tropical Western Pacific Ocean, and (c) the index reflecting the joint variation of westerly jet and convection over the tropical Western Pacific Ocean. The yellow shaded areas indicate the regressed v-wind anomalies that are significant at the 95% confidence level. The black shading denotes topography higher than 1500 m

5 个例分析

为了进一步验证上面的结果，我们选取了两个个例来呈现热带对流与副热带急流对低纬冬季风强度的影响。

1995/1996 年冬季风是一个低纬北风偏强而中纬度北风相对偏弱的个例。1000 hPa 上向南推进的北风大致在 30°N 以南出现了风速明显加强 (图 9a)。考察此时的 OLR 距平图 (图 9b) 可见，大范围的负距平出现在热带西太平洋和中

国南海地区，其北界可延伸到 20°N 以北。这一负值区与低层风场的加速区是大致吻合的。图 9c 则是 $105\text{-}135^{\circ}\text{E}$ 平均的异常垂直环流和 u 风场距平。可以看到，在 200 hPa 附近，急流轴及其入口区为 u 正距平，也即 u 风加速区。与之相对应，在垂直剖面上则表现为急流北侧下沉、南侧上升、低层为北风的正环流。也就是说，与低纬度北风加强相关联的是热带辐合带的加强北伸，以及副热带急流轴入口区风速加强所引导的围绕急流轴的正环流加强。

在上一节中，我们推测当热带西太平洋至南海地区出现大范围的对流上升运动时，可能有利于引导我国南方地区出现偏北风异常，也即低纬度冬季风偏强。然而，前述统计相关结果无法确定是对流上升运动导致我国南方地区北风增强，还是南方地区北风增强导致对流上升运动活跃。为此，这里选取 1995/1996 年冬季低纬北风偏强而中纬度北风相对偏弱这一年份进一步分析。首先，通过分析 1995 年 12 月 21-26 日这一个例过程（图 10a）可以看出，在热带地区中国南海和菲律宾一带 OLR（图 10 左列）和垂直上升运动（图 10 中列）在 12 月 22 日即出现了较为明显的异常对流上升运动信号（表现为小于 -1 标准差的负异常），并在随后的几天逐渐加强。而低纬度地区的偏北风异常在热带异常对流上升运动信号出现之后 1 天，也即 12 月 23 日才有略有发展迹象（在南海地区表现为小于 -1 标准差的负异常），并在随后的 12 月 24-26 日加强，形成了我国南方至南海地区偏北风异常、我国北方地区偏南风异常的南北反相型冬季风异常结构（图 10 右列）。可见，在此次过程中，热带地区中国南海和菲律宾一带对流上升运动超前于我国南方地区偏北风的异常加强，前者可能在一定程度上对后者具有触发作用。

进一步分析发现，相对于 OLR，中国南海和菲律宾一带垂直上升运动（ Ω ）对我国南方地区偏北风异常的提前指示意义更佳，因此这里以 1995/1996 年整个冬季为例，重点比较垂直上升运动与我国南方地区偏北风异常的联系。图 11 给出了 1995/1996 年冬季逐日标准化垂直上升运动指数序列（蓝线）和我国南方地区 $v1000$ 指数序列（红线）。由该图可以看出，1995/1996 年冬季出现了 5 次较强的热带地区垂直上升运动加强过程（负值代表上升运动加强），其中前 4 次都对应着其后 1-2 天内出现了我国南方地区偏北风异常不同程度的加强现象（负值代表偏北风异常加强），只有第 5 次（1996 年 2 月下旬）

的热带地区垂直上升运动加强过程出现后,并未出现我国南风地区偏北风异常加强。需要指出的是,当这一触发机制形成之后,上升运动与偏北风异常之间肯能出现相互反馈效应,而偏北风异常减弱并最终消失的过程情况较为复杂,图 11 显示它并不一定滞后于上升运动的减弱过程。另外,也有一些偏北风异常加强过程(如 1996 年 2 月中下旬的过程)与热带对流上升运动无关,它们的触发机制值得进一步探索。尽管如此,上述结果已暗示,在很多过程中,热带地区中国南海和菲律宾一带的对流上升运动超前于我国南方地区偏北风的异常加强,并可能对后者具有触发作用。这一结果从个例的角度支持了我们的推测,即当热带西太平洋至南海地区出现大范围的对流上升运动时,可能有利于引导低纬度冬季风偏强。

与之相反的另一个个例是 1997/1998 年冬季。这是一次南方地区北风减弱的情况,30°N 以南为很强的南风距平所控制(图 12a)。与之对应的 OLR 距平场上(图 12b)则是大片的正值区,从-15°S 一致延伸到 20°N 以北,表明该地区对流活动异常偏弱。而在高空急流中心的上游为很强的减速区。垂直剖面图上(图 12c)呈现出十分清晰的反环流距平,热带地区为下沉距平气流,而在急流轴北侧为上升气流,低层则为南风距平,造成了低纬冬季风偏弱的形势。

这两个正、负北风距平的个例很好印证了前面统计的结果,即热带西太平洋对流活动异常和副热带急流异常共同影响了低纬度冬季风的强弱。

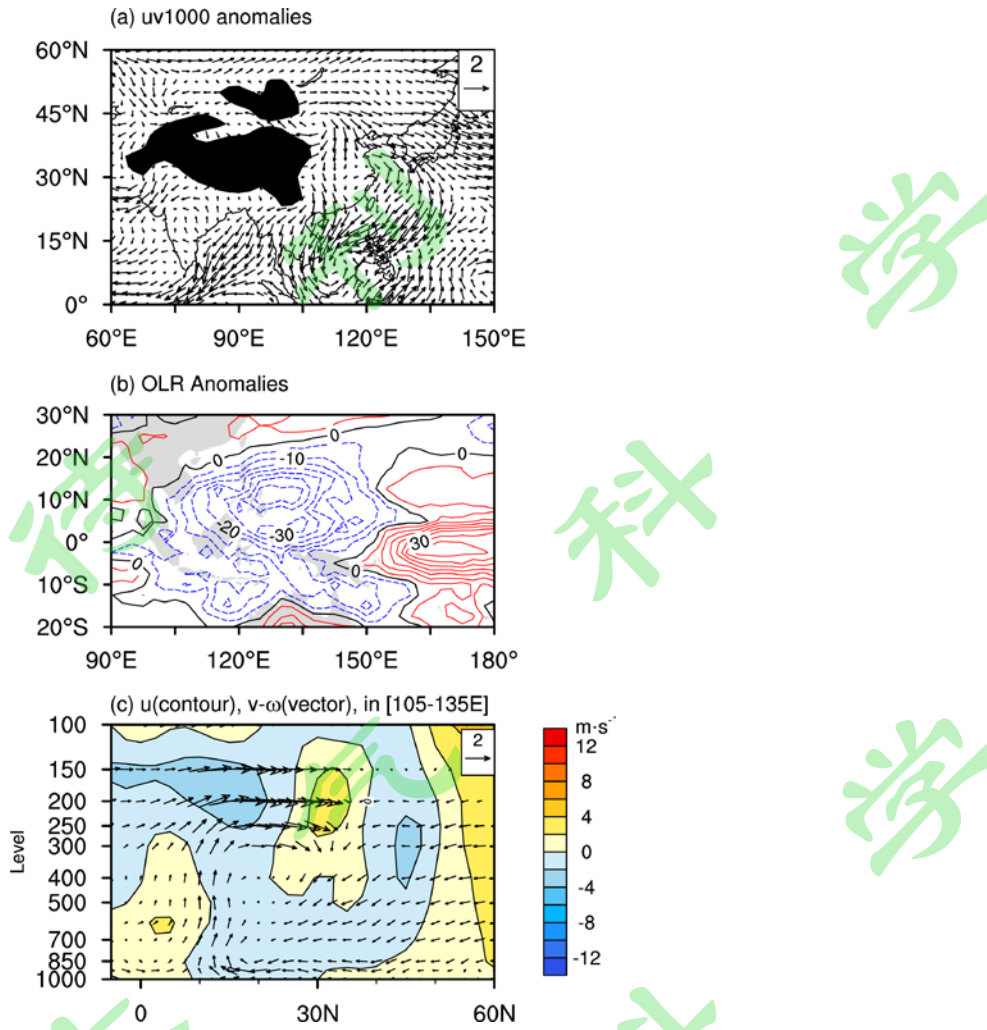


图 9 1995/1996 年冬季 (a) 1000 hPa 风场距平 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 和 (b) OLR 距平 (单位: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) 和 (c) 105-135°E 平均的异常垂直环流。黑色阴影表示 1500m 以上地形

Fig. 9 Anomalous (a) 1000-hPa winds (units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b) OLR (units: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), and (c) vertical circulation (vectors) and u-winds (contours and shadings) along 105-135°E during the winter of 1995/1996. The black shading denotes topography higher than 1500 m

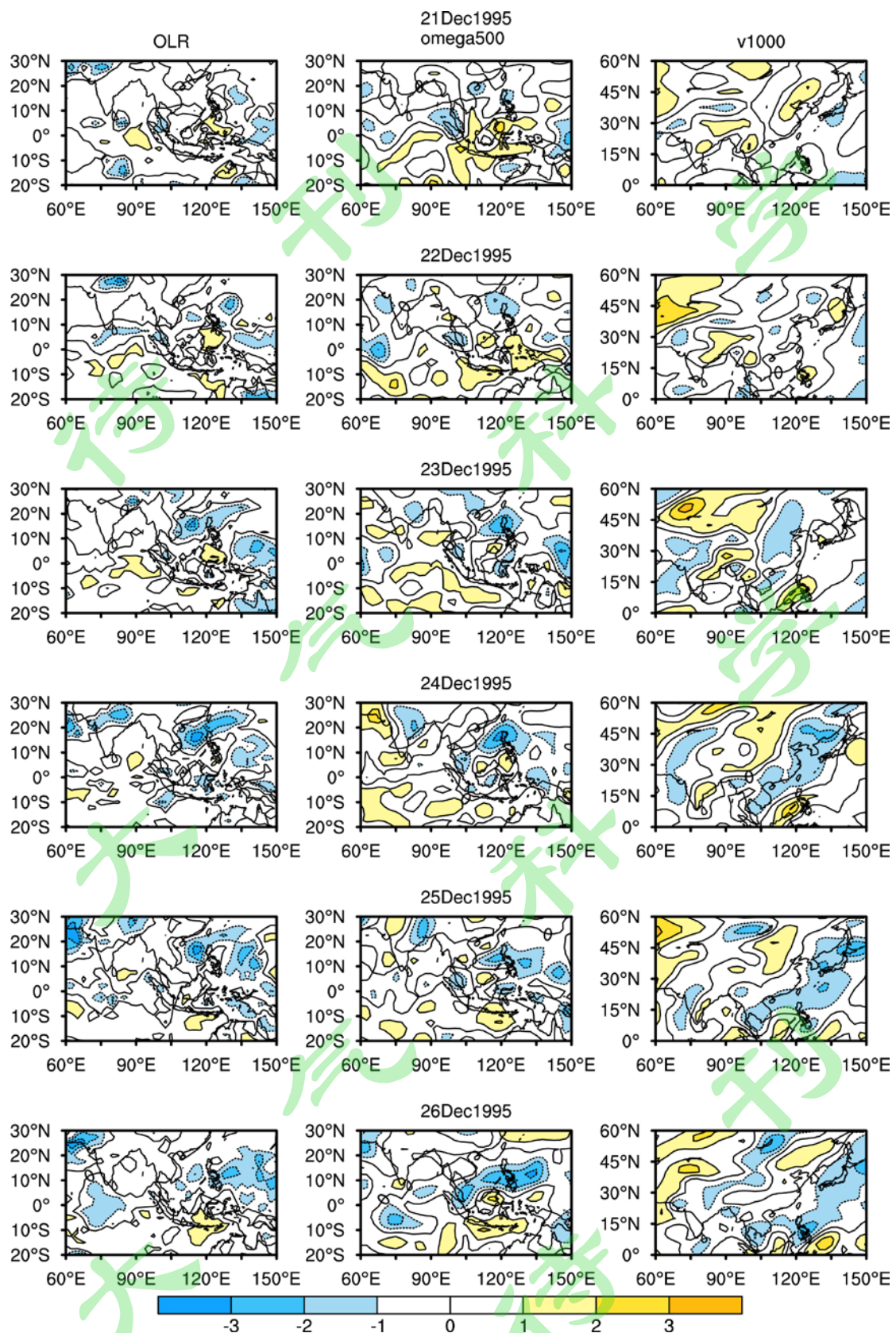


图 10 1995 年 12 月 21-26 日 OLR (左)、500 hPa 垂直速度 (中) 和 v_{1000} (右) 标准化距平的逐日变化

Fig 10 The daily variations of standardized OLR (left column), vertical velocity over

500 hPa (middle column) and v_{1000} (right column) during 21-26, December, 1995

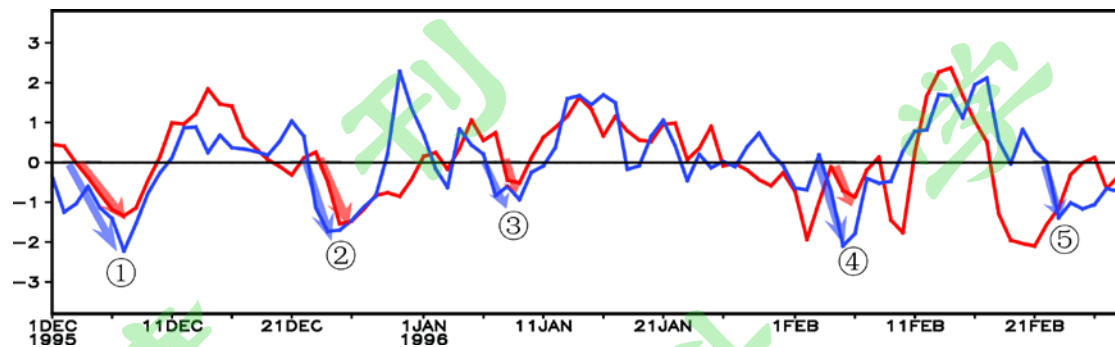


图 11 1995/1996 年冬季标准化热带西太平洋 500 hPa 垂直速度指数序列（蓝线）和我国南方地区 v_{1000} 指数序列（红线）。蓝色箭头表示 5 次较强的热带地区垂直上升运动加强过程。红色箭头表示 4 次中国南方地区偏北风加强。

Fig 11 The daily variations of standardized vertical velocity over the tropical Western Pacific Ocean (blue line) and the v_{1000} over Southern China (red line). The blue arrows stand for 5 processes of enhancement of vertical ascending movements anomalies over the tropical Western Pacific Ocean. The red arrows stand for 4 processes of enhancement of northerly anomalies over Southern China

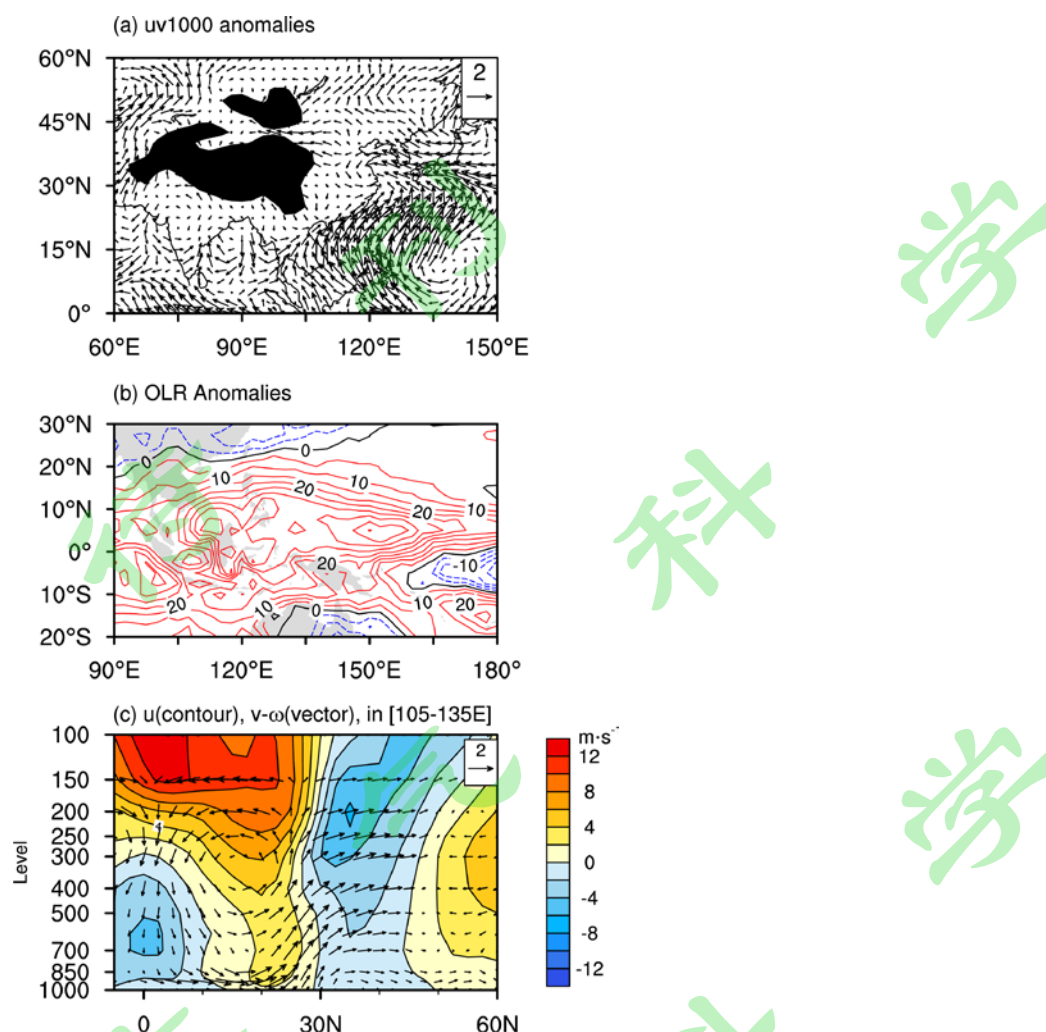


图 12 同图 9，只是针对 1997/1998 年的情况
Fig 12 As in Fig. 9, but for the winter of 1997/1998

6 小结与讨论

东亚冬季风具有南北一致变化和南北反相变化两种主要模态。与第一模态反应的南北贯穿的冬季风整体强弱变化不同，第二模态体现了低纬度（中国南方地区）冬季风强弱变化不依赖于中高纬度（中国北方地区）冬季风强弱、甚至与之相反的变化状态。低纬度冬季风的独特变化特征可能和低纬度（热带、副热带）环流系统有关。目前，关于低纬度地区不同系统与南北反相型冬季风协同关系的研究尚不多见。因此，本文利用 NCEP 再分析资料和 NOAA 的 OLR 资料，着重考察了热带、副热带系统的异常对冬季风强度南北反相变化的影响。研究发现：

1. 冬季风处于中低纬反相变化时，它所对应的低纬环流特征是十分明显的。

当 v_{1000} 的 EOF2 处于正位相时，低纬的地面北风出现正距平（即北风距平），而且在地面气压场上的反映是，北方冷高压并没有向南推进，大致局限在中纬度地区。也就是说，南方很强的偏北风距平并不是由冷高压边缘的东北大风造成的。

2. 热带和副热带系统的异常是导致低纬北风加强的重要因素。热带辐合带的加强并向北推进，使热带西太平洋及南海地区对流上升运动加强。这一上升支可能引导出低层偏北风，也即引起低纬冬季风加强。1995/1996 年冬季多次个例过程进一步支持，热带地区中国南海和菲律宾一带的对流上升运动超前于我国南方地区偏北风的异常加强，并可能对后者具有触发作用。而副热带急流轴上风速的加强会造成入口区准地转偏北风的异常。这时所强迫的正次级环流也会相应加强。急流北侧的下沉及南侧的上升，促使低层产生偏北风。可见，副热带急流轴也是冬季风在向南推过程中在低纬度地区加强的另一个重要的影响系统。

3. 考察热带辐合带对流活动和副热带急流风速异常对低纬度冬季风的独立和协同影响发现，它们两者与低层偏北风都具有一定联系。但相对于副热带急流，西太平洋及南海地区的对流活动异常对低纬冬季风异常的影响显得更为重要。而在它们的共同作用下，中国南部 35°N 以南地区的偏北风异常相对更强、也更为显著，这进一步说明热带西太平洋对流上升运动和西风急流异常是影响低纬度冬季风强弱的两个关键因素。

上述结果告诉我们，冬季低纬度风场的变化不仅会受到北来冷空气爆发的影响，它还受制于热带、副热带系统异常的调控作用。这对我们研究冬季南方灾害天气（比如低温雨雪冰冻）的成因具有一定的启示意义。

一些研究指出，东亚冬季风和热带海气系统均存在显著的年代际变化（Wang and Chen 2014; Zhang et al. 2016）。这种年代际变化是否会对我们的结论产生影响？为此，我们对 1960/1961-2017/2018 冬季的 NCEP 再分析数据进行 9 年 Lanczos 高通滤波（Duchon, 1979），提取其年际变化分量后重复了本文的主要分析。其结果显示（图略），在年际变化尺度上，西风急流独立指数、西太平洋对流独立指数和西风急流-热带西太平洋对流上升运动合成指数与 1000 hPa 风场的关系与图 8 大体一致。另外，我们根据东亚冬季风年代际转变特征（Wang and Chen 2014; Zhang et al. 2016），分为三个阶段（1960/1961-1974/1975 年冬季、1975/1976-2002/2003 年冬季和 2003/2004 -2017/2018 年冬季）研究了不同阶段热

带西太平洋对流上升运动和西风急流异常与低纬度冬季风的关系。结果显示,在不同的年代际阶段,西风急流独立指数、西太平洋对流独立指数和西风急流-热带西太平洋对流上升运动合成指数回归的 1000 hPa 风场异常(图略)与图 8 也十分相似,只是偏北风异常的强度和通过 95%置信度检验的区域略有不同。不论在哪个年代,中高纬度急流和热带对流加强时,低纬度冬季风都有加强的趋势,而且当中纬度高空急流和热带对流均加强时,低纬度的偏北风异常更强,通过 95%信度检验的范围更大。可见,本文的主要结果基本上不受年代际变化的影响。

本文只是探讨了中高纬度急流和热带对流与低纬度冬季风的联系,并未深入研究它们之间的影响过程和影响机理。特别是本文仅利用了 1995/1996 年冬季的个例过程分析发现,存在热带地区对流上升运动超前于我国南方地区偏北风的异常加强的情况,并指出前者可能对后者具有触发作用。这一结果显然还需要大量的研究加以验证。另外,我们的研究发现,不由热带地区对流上升运动触发的南方地区偏北风的异常加强过程也是存在的,这种过程又是什么因素造成的呢?我们将在未来的工作中,通过全面、系统的典型个例合成分析和数值试验等方法,进一步阐述中高纬度急流和热带对流对低纬度冬季风的影响过程和机理。

致谢 感谢中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心的纪立人研究员为本文提供了很多有益的建议。感谢两位审稿人对本文内容提出的建设性意见。

参考文献

- [1] Chen Z, Wu R G, Chen W. 2014. Distinguishing Interannual Variations of the Northern and Southern Modes of the East Asian Winter Monsoon [J]. J. Climate, 27:835–851. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00314.1>.
- [2] Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. J. Appl. Meteor., 18: 1016-1022.
- [3] Ji L R, Sun S Q, Klaus Arpe, et al. 1997. Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influence [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 14(1): 1-22.
- [4] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77(3): 437–472. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- [5] Kobayashi, S., Y. Ota, H. Harada, A. Ebita, et al. 2015. The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics[J]. J. Met. Soc. Japan, 93(1), 5-48. doi: 10.2151/jmsj.2015-001.

- [6] Liu G, Ji L R, Sun S Q, et al. 2012. Low- and mid-high latitude components of the East Asian Winter Monsoon and their reflecting variations in winter climate over eastern China [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5(3): 195-200.
- [7] Wang H J, Chen H P. 2016. Understanding the recent trend of haze pollution in eastern China: roles of climate change [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16: 4205-4211.
- [8] Wang, L., and M.-M. Lu, 2017:. The East Asian winter monsoon. The Global Monsoon System: Research and Forecast (3rd Edition) [M]. Edited by C.-P. Chang, H.-C. Kuo, N.-C. Lau, R. H. Johnson, B. Wang, and M. Wheeler, 51-61, doi: 10.1142/9789813200913_0005.
- [9] Wang, L., and W. Chen, 2014. The East Asian winter monsoon: Re-amplification in the mid-2000s[J]. *Chinese Science Bulletin*, 59, 430-436
- [10] Wang, L., Chen W. Chen, Zhou W. Zhou, and Huang Ronghui.H. Huang , 2009.: Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway [J]. *Journal of Climate*, 22, 600-614.
- [11] Wu B, Wang J, Walsh J E. 2006. Dipole Anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion [J]. *J. Climate*, 19:210-225.
- [12] Wu, R. G., J. L. Kinter III, and B. P. Kirtman, 2005:. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP-NCAR reanalysis, objective analyses, and observations,[J]. *Journal of Climate*, 18, 3048-3067.
- [13] Xiao D, Zuo Z Y, Zhang R H, et al. 2018. Year-to-year variability of surface air temperature over China in winter [J]. *International Journal of Climatology*, 38: 1692–1705.
- [14] Yang, S., K.-M. Lau, and K.-M. Kim, 2002: Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies[J]., *Journal of Climate*, 15, 306-325.
- [15] Zhang, J.-Y., L. Wang, S. Yang, W. Chen, and J. L. Huangfu, 2016. Decadal changes of the wintertime tropical tropospheric temperature and their influences on the extratropical climate[J]. *Science Bulletin*, 61, 737-744
- [16] 高辉. 2007. 东亚冬季风指数及其对东亚大气环流异常的表征[J]. *气象学报*, 65(2):272-279. DOI: 10.11676/qxxb2007.026. Gao Hui. 2007. Comparison of four East Asian Winter Monsoon indices [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 65 (2):272-279. DOI: 10.11676/qxxb2007.026.
- [17] 胡淼,龚道溢,王璐等. 2012. 1-3 月北极涛动对北半球热带太平洋和大西洋对流活动的可能影响[J]. *气象学报*, 70(3):479-491. Hu Miao, Gong DaoYi, Wang Lu, et al. 2012. Possible influence of January-March Arctic Oscillation on the convection of tropical North Pacific and North Atlantic [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 70(3):479-491.
- [18] 黄荣辉,刘永,皇甫静亮,等. 2014. 20 世纪 90 年代末东亚冬季风年代际变化特征及其内动力成因 [J]. *大气科学*, 38(4):627-644. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13245. Huang Ronghui, Liu Yong, Huangfu Jingliang, et al.2014.Characteristics and internal dynamical causes of the interdecadal variability of East Asian Winter Monsoon near the late 1990s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 38(4): 627-644. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13245.
- [19] 康丽华, 陈文, 王林, 陈丽娟等.2009. 我国冬季气温的年际变化及其与大气环流和海温异常的关系. *气候与环境研究*. 14(1): 45-53. 14, 45-53. Kang Lihua, Chen Wen, Wang Lin, et al. 2009. Interannual variations of winter temperature in China and their relationship with the atmospheric circulation and sea surface temperature [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese). 14(1): 45-53.

- [20] 康丽华, 陈文, 魏科. 2006. 我国冬季气温的年代际变化及其与大气环流异常变化的关系. 气候与环境研究. 11(3): 330-339. Kang Lihua, Chen Wen, Wei Ke. 2006. The interdecadal variation of winter temperature in China and its relation to the anomalies in atmospheric general circulation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese). 11(3): 330-339.
- [21] 况雪源, 张耀存, 刘健, 等. 2009. 冬季黑潮暖流区加热异常对东亚副热带西风急流影响的数值研究[J]. 大气科学, 33(1):81-89. Kuang Xueyuan, Zhang Yaocun, Liu Jian et al. 2009. A numerical study of the effect of anomalous surface heating in the Kuroshio Current region in winter on the East Asian subtropical westerly jet [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33(1):81-89.
- [22] 李崇银, 穆明权. 2002. ENSO 期赤道西太平洋异常纬向风所驱动的热带太平洋次表层海温距平的循环[J]. 地球科学进展, 17:631-638. Li Chongyin, Mu Mingquan. 2002. A further inquiry on essence of the ENSO cycle [J]. Adv Earth Sci (in Chinese), 17:631-638.
- [23] 李勇, 陆日宇, 何金海. 2007. 影响我国冬季温度的若干气候因子[J]. 大气科学, 31(3):505-514. Li Yong, Lu Riyu, He Jinhai. 2007. Several Climate Factors Influencing the Winter Temperature over China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese). 31(3):505-514.
- [24] 刘舸, 纪立人, 孙淑清, 等. 2013. 关于东亚冬季风指数的一个讨论——东亚中、低纬冬季风的差异 [J]. 大气科学, 37(3): 755-764. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12054. Liu G, Ji Liren, Sun Shuqing, et al. 2013. A discussion on the East Asian winter monsoon index—Differences between the East Asian winter monsoon at mid-high and low latitudes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(3): 755-764. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12054.
- [25] 刘实, 隋波, 李辑, 等. 2015. 东亚冬季风对中国东北冬季气温变化的影响[J]. 地理科学, 35(4):507-514. DOI : 10.13249/j.cnki.sgs.2015.04.017. Liu Shi, Sui Bo, Li Ji, et al. 2015. Influence of East Asian Winter Monsoon on Winter Air Temperature in Northeast China [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 35(4):507-514. DOI : 10.13249/j.cnki.sgs.2015.04.017.
- [26] 彭京备, 孙淑清. 2017. 我国南方持续性低温与东亚冬季风“北弱南强”模态的关系[J]. 大气科学, 41(4): 691-701. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1612.16145. Peng Jingbei, Sun Shuqing. 2017. The Relationship between persistent cold spell in Southern China and the variation mode of East Asian Winter Monsoon with opposite signs in the North and South [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(4): 691-701. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1612.16145.
- [27] 彭京备, 孙淑清. 2019. 2018 年 1 月南方雨雪天气的形成及其与冬季风异常的关系[J]. 大气科学, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18188. Peng Jingbei, Sun Shuqing. 2019. Formation of rainy and snowy weather of South China in January 2018 and its relationship with abnormal East Asian Winter Monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18188.
- [28] 陶诗言, 卫捷, 孙建华, 等. 2009. 2008/2009 年秋冬季我国东部严重干旱分析[J]. 气象, 35(4):3-10. Tao Shiyan, Wei Jie, Sun Jianhua et al. 2009. The severe drought in East China during November, December and January 2008- 2009 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 35(4):3-10.
- [29] 魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京: 气象出版社, 30-33. Wei

- Fengying. 1999. Modern Climatic statistical diagnosis and forecasting technology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 30-33.
- [30] 吴萍,丁一汇,柳艳菊,等. 2016. 中国中东部冬季霾日的形成与东亚冬季风和大气湿度的关系[J]. 气象学报, 74(3):352-366. Wu Ping, Ding Yihui, Liu Yanju, et al. 2016. Influence of the East Asian winter monsoon and atmospheric humidity on the wintertime haze frequency over central-eastern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 74(3):352-366.
- [31] 杨辉,李崇银. 2008. 冬季北极涛动的影响分析[J]. 气候与环境研究, 13(4): 395-404. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.05. Yang Hui, Li Chongyin. 2008. Influence of Arctic Oscillation on temperature and precipitation in winter [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13(4): 395-404. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2008.04.05.
- [32] 姚慧茹,李栋梁. 2013. 亚洲急流与冬季风的关系及其对中国气候的影响[J]. 气象学报, 71(3):429-439. doi:10.11676/qxxb2013.039. Yao Huiru, Li Dongliang. 2013. The relationship between Asian, jets and the winter monsoon and their impact on climate in China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 71(3):429-439. doi:10.11676/qxxb2013.039.
- [33] 袁媛,李崇银,杨崧. 2014. 与厄尔尼诺和拉尼娜相联系的中国南方冬季降水的年代际异常特征[J]. 气象学报, 72(2):237-255. http://dx.doi.org/10.11676/qxxb2014.014. Yuan Yuan, Li Chongyin, Yang Song. 2014. Decadal anomalies of winter precipitation over southern China in association with El Niño and La Niña [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72(2):237-255. http://dx.doi.org/10.11676/qxxb2014.014.