

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 Ge, 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.

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

刘舸¹ 纪立人² 孙淑清² 辛羽飞¹

¹ 中国气象科学研究院, 北京 100081

² 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 利用 NCEP 再分析资料和 NOAA 海表温度等资料, 分析了东亚冬季风在不同纬度上的表现。根据我们定义的东亚中纬度冬季风 (The mid latitudinal East Asian winter monsoon, 简称 EAWM-M) 和低纬度冬季风 (The low latitudinal East Asian winter monsoon, 简称 EAWM-L) 指数, 探讨了它们对应的影响系统, 并重点分析了它们与海温异常之间联系的异同。研究主要发现: (1) EAWM-L 和 EAWM-M 指数所反映的东亚冬季大气环流形势不尽相同。在对流层低层, EAWM-L 与中国南海、菲律宾附近环流异常的关系密切, EAWM-M 与贝加尔湖阻塞高压的关系更为密切; 在对流层中层, EAWM-M 同样与贝加尔湖阻塞高压异常的联系相对更为紧密, 而 EAWM-L 指数则与东亚大槽的关系更为紧密。在对流层高层, 副热带西风急流强度变化通过调制次级环流进而与 EAWM-L 联系起来, 而 EAWM-M 强弱变化主要与副热带西风急流北界的位置有关。(2) EAWM-L 与冬季赤道中东太平洋和热带印度洋海温异常的联系都很紧密, 而 EAWM-M 变化与冬季热带印度洋海温异常的联系更为密切, 与赤道中东太平洋海温异常的关系相对偏弱。EAWM-L 与冬季赤道中东太平洋和热带印度洋海温异常的紧密联系在年际和年代际尺度上都是存在的, 而 EAWM-M 与冬季热带印度洋海温异常的紧密联系主要体现在年代际尺度上。

关键词 东亚冬季风 中纬度 低纬度 大气环流 海温异常

文章编号 1006-9895(2013)03-0755-10

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12054

A Discussion on the East Asian Winter Monsoon Index—Differences between the East Asian Winter Monsoon at Mid-high and Low Latitudes

LIU Ge¹, JI Liren², SUN Shuqing², and XIN Yufei¹

¹ Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis data and the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Extended Reconstructed Sea Surface Temperatures (SSTs) are used in this study to investigate characteristics of the East Asian winter monsoon (EAWM) at various latitude zones. On the basis of two indices describing the strengths of the low-latitudinal EAWM (EAWM-L) and mid latitudinal EAWM (EAWM-M), their

收稿日期 2012-03-31, 2012-07-13 收修定稿

资助项目 国家科技支撑计划项目 2009BAC51B02, 中国气象科学研究院基本科研业务费专项 2010Z001、2010Z003, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2010CB428606, 气象关键技术集成与应用项目 CMAGJ2011Z08

作者简介 刘舸, 男, 1976 年生, 博士, 副研究员, 主要从事气候变化与东亚季风的研究。E-mail: liuge@cma.cma.gov.cn

通讯作者 纪立人, E-mail: jlr@lasg.iap.ac.cn

variation characteristics, associated atmospheric circulation, and related SST patterns are examined. The results indicate that although both the EAWM-M and EAWM-L indices can reflect the intensity of the EAWM, the atmospheric circulation associated with the two indices is clearly distinct. In the lower troposphere, the EAWM-L is closely related to anomalous circulation around the South China Sea and the Philippines, while the EAWM-M presents a closer relationship with the circulation adjacent to Lake Baikal, known as the Baikal blocking high. In the middle troposphere, the close relationship of EAWM-M and the Baikal blocking high remains persistent, while the EAWM-L has a relatively closer linkage with a major Asian trough. In the upper troposphere, variation in the intensity of a subtropical westerly jet may modulate secondary circulation and is eventually linked with the EAWM-L index, while the variation of EAWM-M is mainly related to a shift of the north boundary of the westerly jet. In addition, the EAWM-L is significantly correlated with SSTs in the central and eastern equatorial Pacific and that in the tropical Indian Ocean, while the EAWM-M has a closer relationship with the latter than with the former. The close relationships of the EAWM-L with the central and eastern equatorial Pacific and with the tropical Indian Ocean are clearly revealed on interannual and interdecadal scales; however, the significant linkage of the EAWM-M with the tropical Indian Ocean exists mainly on the interdecadal scale.

Keywords East Asian winter monsoon, Middle latitudes, Low latitudes, Atmospheric circulation, Sea surface temperature anomaly

1 引言

东亚冬季风是季风系统的一个重要组成部分,它控制区域大,影响时间长,是北半球冬季最为活跃的大气环流系统。东亚冬季风活动往往会带来大范围的低温、雨雪和冰冻灾害,直接影响我国的天气、气候(施能, 1996; 吴尚森和梁建茵, 2000)。因此,研究东亚冬季风具有十分重要的科学意义和实用价值。

为了研究季风各时间尺度的变化规律和机制,建立一个能表征季风强弱的指标是十分必要的(高辉, 2007)。近年来,一些学者从不同的角度定义了东亚冬季风指数,如海—陆气压差(施能, 1996)、区域平均经向风(Ji et al., 1997; Chen et al., 2000)、纬向风(Jhun and Lee, 2004)、水平风速(王会军和姜大膀, 2004)和东亚大槽(孙淑清和孙伯民, 1995; 崔晓鹏和孙照渤, 1999)。它们都可以很好地反映东亚冬季风环流异常。当然,由于这些指数定义的侧重点不同,因此它们所指示的冬季风强弱年份并不完全一致。例如, Ji et al. (1997) 与孙淑清和孙伯民(1995)定义的冬季风指数尽管在很多年份具有很好的一致性,但在另外一些年份,它们的强弱变化则存在明显差别,1951~2009年中两指数强弱相反年占总年份的29%。例如,1971、1986、1987和1988年是孙淑清和孙伯民(1995)定义的冬季风(30°N~45°N, 125°E~145°E范围内500 hPa平均位势高度)偏弱、也即东亚大槽偏浅的典型年份,但它们同时是 Ji et al. (1997)定义的冬季风偏强(即10°N~25°N, 110°E~130°E范围内平均1000

hPa 北风气流偏强)的年份(图略)。这表明,在一些年份,尽管在中高纬地区冬季风环流偏弱,但低纬度地区冬季风则可能表现为偏强。郭其蕴(1994)也发现,反映冬季风强度的西伯利亚高压变化与反映冬季风向南扩展程度的海陆热力差异存在不一致的现象。即有些年份西伯利亚高压虽强,但冷空气向南扩展不明显;反之,有些年份西伯利亚高压虽弱,但冷空气向南扩展明显。这也暗示了中高纬度地区冬季风和低纬度冬季风强弱存在差异。实际上,从气候平均(1951~2009年)的冬季表面风场(图1)上也可以发现:在低纬度地区,即中国南方沿海及其东南侧邻近海域,偏北风气流除了来自中高纬系统(如东亚大槽、西伯利亚高压等)外,也和西太平洋副热带地区的东北信风有关。可见,东亚地区冬季偏北季风在不同纬度的强度变化

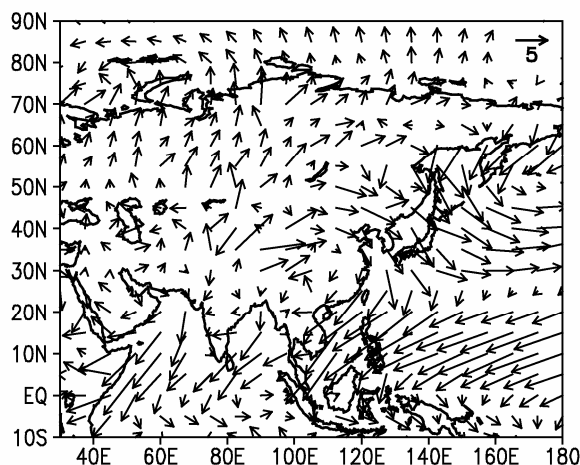


图1 1951~2009年冬季平均的表面风场(单位: m s^{-1})

Fig. 1 1951-2009 mean winter surface winds (unit: m s^{-1})

不总是一致的，与它相联系的影响系统也有一些差异。

我们曾用经验正交函数分解 (Empirical orthogonal function, 简称 EOF) 方法分析了 1951~2009 年冬季 1000 hPa 的经向风分量, 发现东亚低纬和中高纬的偏北风异常除了有一致性变化的模态外, 还存在着反向变化的模态, 且这种反向变化经常发生 (Liu et al., 2012)。因此, 我们分别定义了东亚低纬度冬季风 (The low latitudinal East Asian winter monsoon, 简称 EAWM-L) 与东亚中纬冬季风 (The mid latitudinal East Asian winter monsoon, 简称 EAWM-M), 并探讨了它们对中国东部冬季天气、气候的代表性。研究发现 EAWM-L 指数可以很好地反映中国东部冬季降水, 对中国南方温度变化也有一定的指示意义, 而 EAWM-M 指数更能指示中国东部大范围温度的变化 (Liu et al., 2012)。然而, 关于 EAWM-L 和 EAWM-M 主要反映的冬季风形势, 对应的环流系统, 以及与海温异常的关系等, 都未进行细致的讨论。本文将对此进行详细分析, 以期对东亚冬季风的演变规律及机制的研究提供有用的信息。

2 资料

本文所用的资料有: 美国国家环境预报中心 (National Centers for Environmental Prediction, 简称 NCEP) 的再分析大气环流资料, 包括 1951~2010 年的月平均 u 、 v 风场和位势高度场, 其水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Kalnay et al., 1996); 美国国家海洋和大气局 (National Oceanic and Atmospheric

Administration, 简称 NOAA) 气候诊断中心的海表温度 (Sea surface temperature, 简称 SST) 扩展重建资料 (NOAA Extended Reconstructed SST V2), 其水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ (Smith and Reynolds, 2004)。在本文中, 冬季指当年 12 月至次年 2 月的平均。

3 EAWM-L 和 EAWM-M 指数及其所反映的冬季风形势

根据 Liu et al. (2012) 的定义, 将 ($10^\circ\text{N} \sim 25^\circ\text{N}$, $105^\circ\text{E} \sim 135^\circ\text{E}$) 区域平均的 1000 hPa v 风定义为东亚低纬度冬季风 (EAWM-L) 指数, 将 ($30^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E} \sim 125^\circ\text{E}$) 区域平均的 1000 hPa v 风定义为东亚中高纬冬季风 (EAWM-M) 指数。由于 v 为正值时代表南风, v 为负值时代表北风, 为了便于理解, 我们在计算 EAWM-L 和 EAWM-M 指数时, 将区域平均的 v 风数值取反号, 从而使正冬季风指数表示冬季风偏强, 负指数表示冬季风偏弱。

图 2 给出了 EAWM-L 和 EAWM-M 指数的标准化时间序列 (Liu et al., 2012)。由该图可以直观地看到, 两序列存在非常明显的差异。统计发现, 在 1951~2009 年的 59 年里, 有 36 年 EAWM-L 和 EAWM-M 指数符号相同, 占总年份的 61%; 有 23 年相反, 占总年份的 39%。可见 EAWM-M 和 EAWM-L 尽管在一些年份变化较为一致, 而两者变化不一致的年份也占了很高的比例。

那么, 当 EAWM-L 和 EAWM-M 指数一致时, 反映了什么样的东亚冬季风形势, 两者不一致时, 又反映了什么形势呢? 为了回答这一问题, 我们进行合成分析。首先选取 EAWM-M 指数高 ($\geq 0.5\sigma$),

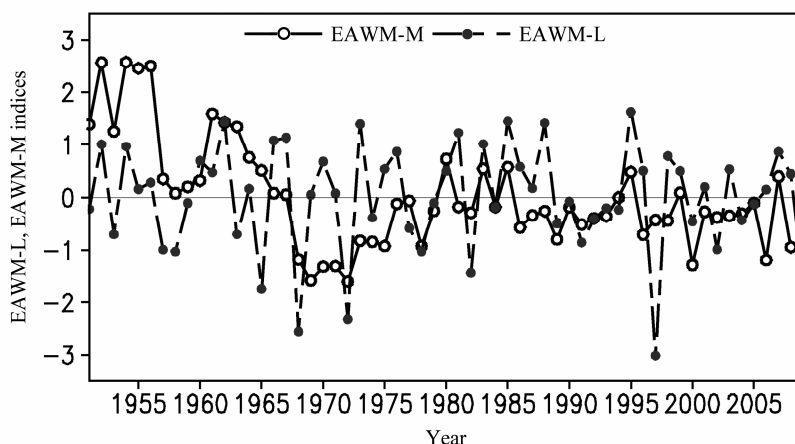


图 2 1951~2009 年 EAWM-L (虚线) 和 EAWM-M (实线) 指数的标准化时间序列 (Liu et al., 2012)

Fig. 2 Normalized time series of the low latitudinal (EAWM-L, dashed line) and mid latitudinal East Asian winter monsoon (EAWM-M, solid line) indices for 1951–2009 (Liu et al., 2012)

同时 EAWM-L 指数也较高 ($\geq 0.5\sigma$) 的年份 (1952、1954、1962、1980、1983、1985), 对它们的表面风场距平进行了合成 (图 3a)。图 3a 显示, 在东亚沿海地区至菲律宾附近 (自 60°N 直至 10°N), 都表现出了较为显著的偏北风异常。这可能反映了冬季强寒潮的频发现象, 由于北方冷空气大规模地向南频繁侵袭, 直至低纬地区, 从而在季节尺度上体现出横跨中、高和低纬度的偏北风异常。图 3b 为 EAWM-L 指数偏低 ($\leq -0.5\sigma$) 且 EAWM-M 指数也较低 ($\leq -0.5\sigma$) 年 (1968、1972、1978、1991、2009) 的表面距平风场合成。如图所示, 在菲律宾地区出现了反气旋性环流异常, 在该系统北侧表现为西南风异常, 即东亚低纬度冬季风偏弱; 而中纬度冬季风减弱则不完全是由于上述西南风异常向北延伸造成的。贝加尔湖南侧的气旋性环流异常也是导致中国北方地区出现偏南风异常, 也即东亚中

纬度冬季风减弱的一个直接原因。

下面再来考察中、低纬冬季风指数变化不一致的情况。图 3c 和 3d 分别为 EAWM-M 指数偏高 ($\geq 0.5\sigma$) 而 EAWM-L 指数偏低 ($\leq -0.5\sigma$) 年 (1953、1963、1965) 和 EAWM-L 指数偏高 ($\geq 0.5\sigma$) 而 EAWM-M 指数偏低 ($\leq -0.5\sigma$) 年 (1970、1973、1975、1986、1996) 的合成结果。图 3c 显示, 东亚沿海 $30^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ 附近表现为显著偏北风异常, 而菲律宾附近的低纬地区则表现为显著偏南风异常。也即当东亚中纬度冬季风偏强时, 并不总能影响到东亚低纬度地区, 导致东亚低纬度冬季风随之偏强; 同样的, 当东亚中纬度冬季风偏弱时, 也不意味着东亚低纬度冬季风一定随之偏弱 (图 3d)。实际上, 它们分别受不同的环流系统影响。

综上所述, 在一些情况下, 中纬度冬季风异常

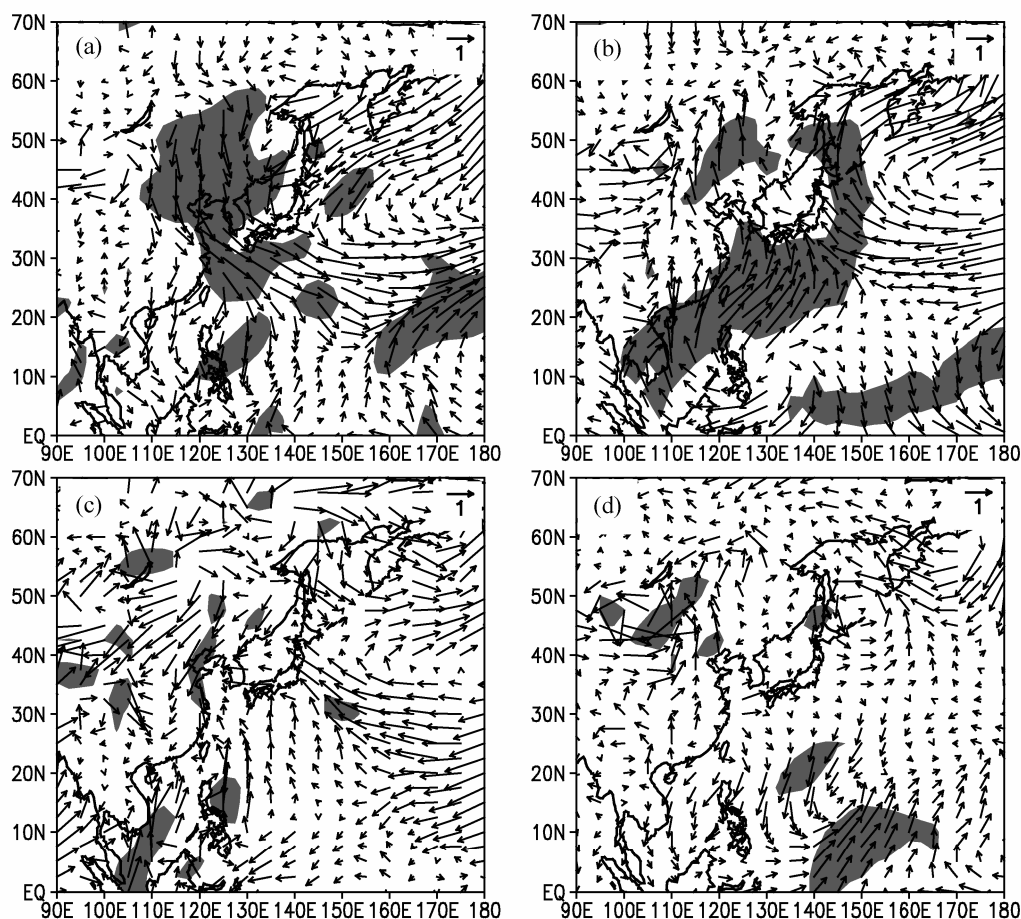


图 3 表面风场距平合成 (单位: m s^{-1}): (a) EAWM-M 指数偏高且 EAWM-L 指数偏高; (b) EAWM-M 指数偏低且 EAWM-L 指数偏低; (c) EAWM-M 指数偏高且 EAWM-L 指数偏低; (d) EAWM-M 指数偏低且 EAWM-L 指数偏高。阴影区表示 v 风分量异常超过 95% 置信度水平

Fig. 3 Composite anomalies of surface winds (m s^{-1}) for (a) high EAWM-M index with high EAWM-L index, (b) low EAWM-M index with low EAWM-L index, (c) high EAWM-M index with low EAWM-L index, and (d) low EAWM-M index with high EAWM-L index. The shaded areas indicate the anomalous v -winds that are significant at the 95% confidence level

能够向南扩展至低纬度地区, 造成高、中、低纬一致的变化; 而在另外一些情况下, EAWM-M 与 EAWM-L 分别由不同的环流系统所控制, 两者在一定程度上相互独立。图 3 进一步说明了建立 EAWM-L 和 EAWM-M 指数分别研究的必要性, 同时也说明这两个指数能够较好地反映出东亚冬季风变化的实际情况。

4 EAWM-L 和 EAWM-M 指数及其对应的影响系统

我们分别从对流层低、中、高层分析 EAWM-L 和 EAWM-M 指数对应的环流系统的异同。从低层来看, EAWM-L 指数回归的冬季 850 hPa 风场(图 4a)显示, 在低纬度地区, 菲律宾附近出现了显著气旋性异常环流, 其北侧的东北风异常控制了南海及中国南部沿海地区; 而贝加尔湖地区的流场异常则不十分显著。从 EAWM-M 指数回归的结果来看(图 4b), 菲律宾附近的异常环流不明显, 而贝加

尔湖地区的反气旋异常流场则十分显著, 其东侧的显著偏北风异常从 60°N 附近一直延续到 30°N 附近。这表明, 贝加尔湖地区的阻塞高压偏强, 是造成中高纬北风偏强的主要原因, 它基本上控制了冬季北方地区的风场特征。由此可见, 影响低纬和中高纬冬季风的低层环流系统并不一致。

EAWM-L 和 EAWM-M 指数回归的对流层中层(500 hPa)位势高度场结构非常相似(图 5), 都是在贝加尔湖以北地区出现了显著正异常, 而在日本南部表现为显著负异常, 它们分别指示了贝加尔湖阻塞高压和东亚大槽的异常变化。需要注意的是, 尽管图 5a 和图 5b 所显示的异常分布具有相似的结构, 但从其异常程度来看, 两者也具有一定的差别。EAWM-L 指数回归的位势高度场显示(图 5a), 贝加尔湖阻塞高压的异常中心为 15 gpm; 而 EAWM-M 指数的回归结果显示, 贝加尔湖阻塞高压异常中心为 20 gpm(图 5b)。可见 EAWM-M 与贝加尔湖阻塞高压的联系相对更为紧密, 这也与图 4

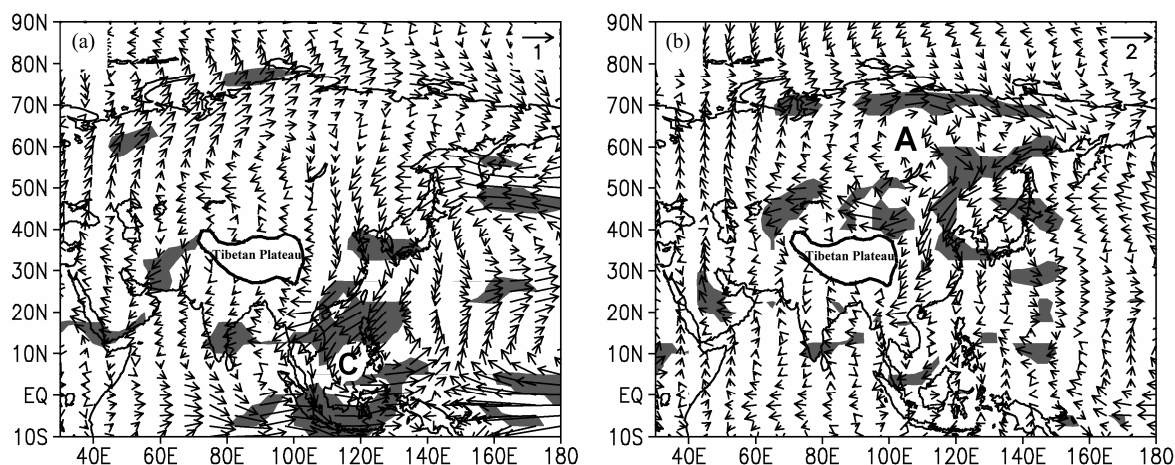


图 4 1951~2009 年根据 (a) EAWM-L 和 (b) EAWM-M 指数回归的冬季 850 hPa 风场(单位: m s^{-1})。阴影区表示全风速超过 95% 置信度水平, “C”和“A”分别代表异常“气旋”和“反气旋”

Fig. 4 Regressed winter winds at 850 hPa (unit: m s^{-1}) against the EAWM-L (a) and EAWM-M (b) indices for 1951–2009. The shaded areas indicate that the wind velocity is significant at the 95% confidence level, “C” and “A” represent anomalous cyclone and anticyclone, respectively

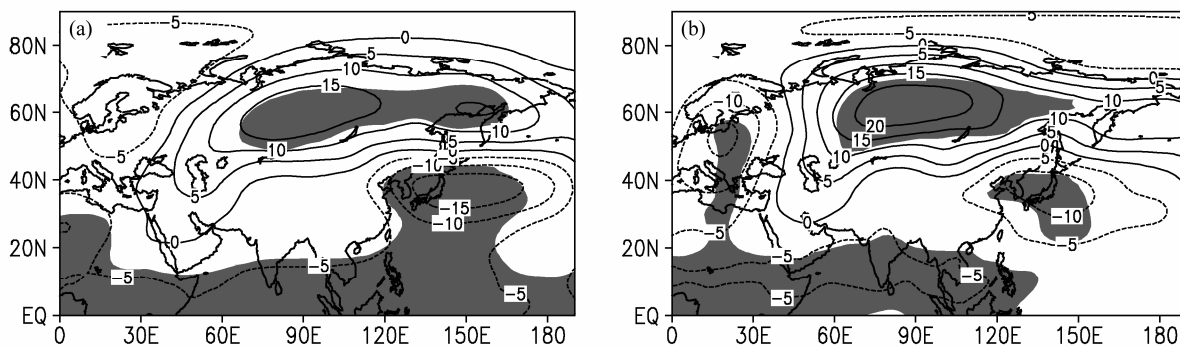


图 5 同图 4, 但回归的是 500 hPa 位势高度场(单位: gpm)

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for geopotential heights at 500 hPa (unit: gpm)

的结果相符。同时,我们也注意到,EAWM-L 指数回归所反映的东亚大槽负异常中心值为 -15 gpm ,比 EAWM-M 指数回归的结果(-10 gpm)更强,也更为显著。这说明 EAWM-L 指数与东亚大槽的关系更为紧密。也即当 EAWM-L 指数偏高时,对应东亚大槽加强并更为南伸,反之则相反。

EAWM-L 指数回归的 200 hPa 风场(图 6a)显示,副热带西风急流轴的南、北两侧(即 20°N 和 50°N 附近)为显著东风异常,而急流中心区(即 30°N 附近)出现显著西风异常。与气候态风场(图 6c)比较可知,图 6a 反映的是副热带西风急流范围南北收缩且强度增强。由于 $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 范围是副热带高空急流的入口区,相应的次级环流在对流层低层 30°N 附近有利于北风加强并向低纬扩展。因此当副热带西风急流在入口区加强时(图 6a),更有利于对流层低层偏北风气流的加强南下,也即 EAWM-L 加强。可见,EAWM-L 指数与副热带急流强度的密切关系可能是通过上述次级环流过程联系到一起的。图 6b 显示,EAWM-M 指数回归的 200 hPa 风场仅在副热带西风急流北侧 50°N 表现出显著东风异常,说明与东亚中纬度冬季风强度密切相关的主要是副热带西风急流北界的位置,而与急流强度的关系并不十分显著。

综上所述,尽管 EAWM-L 和 EAWM-M 指数都可指示东亚冬季风的强弱,但它们所反映的东亚冬季大气环流形势既有相似之处,又有一定的差别。在对流层低层,EAWM-L 与中国南海、菲律宾附近环流异常的关系密切,而 EAWM-M 可能更受中高纬特别是贝加尔湖附近的环流(贝加尔湖阻塞高压)异常的影响;在对流层中层,EAWM-M 同样显示与贝加尔湖阻塞高压异常的联系更为密切,而 EAWM-L 指数则与东亚大槽的关系相对更为紧密;在对流层高层,副热带西风急流强度变化通过调制次级环流进而与 EAWM-L 联系紧密,而 EAWM-M 主要与副热带西风急流北界的位置有关。可见,从影响系统的角度看,EAWM-L 和 EAWM-M 也存在明显的差异,这进一步说明了将 EAWM-L 和 EAWM-M 分开讨论的合理性和必要性。

5 EAWM-L 和 EAWM-M 指数与 SST 的关系

一些研究(Ji et al., 1997; 陶诗言和张庆云, 1998; 唐卫亚和孙照渤, 2007; 何溪澄等, 2008;

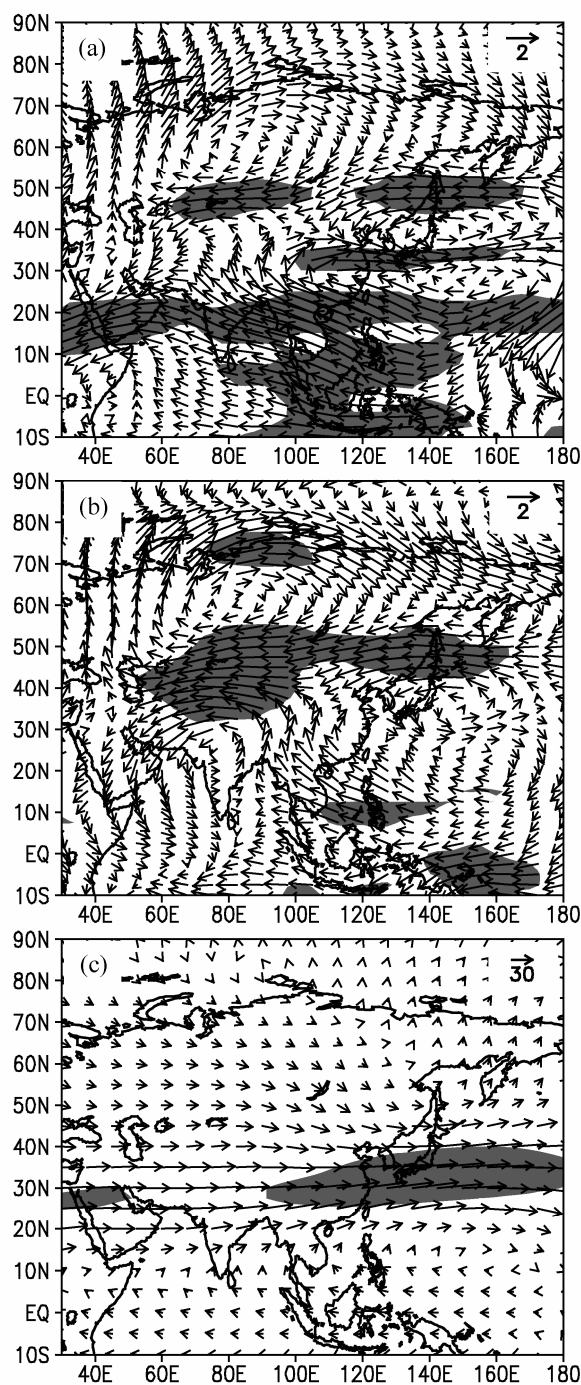


图 6 (a)、(b) 同图 4 (a)、(b), 但回归的是 200 hPa 风场; (c) 气候平均的 200 hPa 风场(单位: m s^{-1}), 阴影区表示 u 风分量超过 50 m s^{-1}
Fig. 6 (a), (b) Same as Fig. 4 (a), (b), but for winds at 200 hPa; (c) climatic 200-hPa winds (m s^{-1}), the areas with u -wind over 50 m s^{-1} are shaded

刘实等, 2010) 指出, 东亚冬季风强弱变化与海温异常(Sea surface temperature anomaly, 简称 SSTA)的关系密切。然而这些研究未能针对冬季风强度在不同纬度带上的异常分别进行研究。上一节的研究结果表明,EAWM-L 和 EAWM-M 指数所反映的大

气环流系统形势不尽相同,那么与之相关的 SSTA 是否也有所差别呢?这是本节着重探讨的内容。

图 7 给出了 EAWM-L 和 EAWM-M 指数分别与冬季 SST 的相关。EAWM-L 指数与 SST 的相关 (图 7a) 显示,最为显著的相关位于赤道中东太平洋地区, (10°S , 150°W) 附近负相关中心的相关系数达 -0.7 以上,也即赤道中东太平洋的冷 SSTA (即 La Niña 型) 有利于 EAWM-L 的加强,反之该海域暖 SSTA (即 El Niño 型) 不利于 EAWM-L 的加强。这与前人的研究结果基本一致 (Ji et al., 1997; 陶诗言和张庆云, 1998)。另外,在印度洋,同样表现出了大范围的显著负相关,其中印度洋热带地区相关系数在 -0.4 以上。而 EAWM-M 指数与 SST 的相关 (图 7b) 则表现出不同的分布特征。赤道中东太平洋的负相关区与图 7a 相比明显偏小,仅在 120°W 以东地区表现出了一定的显著相关,相关系数约为 -0.3 ,说明赤道中东太平洋 SSTA 与 EAWM-M 的关系相对偏弱。在图 7b 中,印度洋的显著负相关区的范围与图 7a 相当,相关系数也达到 -0.4 以上。

可见,广为关注的与冬季风密切相关的赤道中东太平洋海温实际上更多地与低纬度冬季风强度相联系,对于只局限于中纬度的冬季风而言,它不是最主要的相关因子。相反,印度洋海温对于东亚地区的冬季风,不论是中纬度的或是低纬度的,都有显著的相关。

根据图 7,将区域 ($15^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $180^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{W}$) 平均 SST 定义为赤道中东太平洋 (The equatorial east-central Pacific, 简称 EEP) SST 指数,将区域 ($15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $45^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 平均 SST 定义为热带印度洋 (The tropical Indian Ocean, 简称 TIO) SST

指数。我们计算了冬季这两个指数与 EAWM-L 和 EAWM-M 指数的相关系数。1951~2009 年的相关结果显示, EAWM-L 指数与 EEP 指数的相关系数为 -0.70 , 与 TIO 指数的相关系数为 -0.57 , 均超过 99.9% 置信度水平。EAWM-M 指数与 TIO 指数的相关系数为 -0.57 , 超过 99.9% 置信度水平,而与 EEP 指数的相关系数只有 -0.28 。这些相关结果进一步证实, EAWM-L 与赤道中东太平洋以及热带印度洋的 SSTA 显著相关,而 EAWM-M 仅与热带印度洋 SSTA 相关显著,与赤道中东太平洋 SSTA 相关较弱。

由于热带印度洋和赤道中东太平洋 SST 变化往往是一致的 (EEP 指数与 TIO 指数之间的相关系数为 0.66 , 超过 99.9% 置信度水平), 很多时候印度洋 SSTA 信号和赤道中东太平洋 SSTA 信号混合在一起,从而造成了研究的复杂性。为了进一步说明不同纬度冬季风与赤道中东太平洋和热带印度洋 SSTA 的各自联系,我们采用如下方法进行合成分析: 首先将 EEP 和 TIO 指数标准化,然后选取 EEP 指数偏高 ($\geq 0.9\sigma$) 年,并将其中的 TIO 指数偏高 ($\geq 0.9\sigma$) 年剔除,最终选择的年份有 1957、1965、1982、1986、1991 和 1994 年,定义为 EEP 指数独立偏高年。同样的,选取 EEP 指数偏低 ($\leq -0.9\sigma$) 年,并将其中的 TIO 指数偏低 ($\leq -0.9\sigma$) 年剔除,得到 EEP 指数独立偏低年,包括 1988、1999 和 2007 年。上述选择方法在一定程度上弱化了热带印度洋 SSTA 信号,从而更突出了赤道中东太平洋 SSTA 信号。采用相同方法,我们还得到了 TIO 指数独立偏高年 (1989、1990、2001、2003、2004、2008) 和独立偏低年 (1952、1956、1966、1974)。图 8a 和 8b 分别给出了 EEP 指数和 TIO 指数独立偏高、

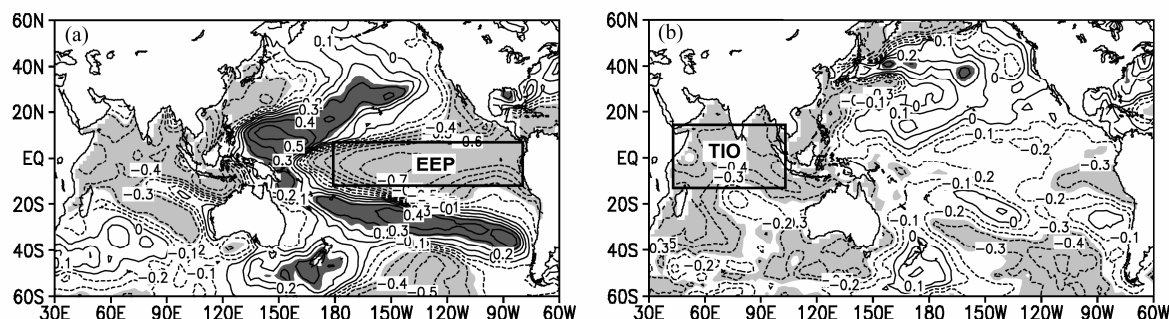


图 7 1951~2009 年 (a) EAWM-L 和 (b) EAWM-M 指数与冬季 SST 的相关分布。两个黑框分别指 EEP 和 TIO 指数的定义范围,阴影区超过 95% 置信度水平

Fig. 7 Distribution of correlation coefficients between winter SST and the (a) EAWM-L and (b) EAWM-M indices for 1951-2009. The two black boxes represent the defining areas for the equatorial east-central Pacific (EEP) and the tropical Indian Ocean (TIO) indices; the shaded areas are significant at the confidence level of 95%

低年的冬季 SST 合成差值 (低值年减高值年)。图 8a 显示, 根据 EEP 指数独立偏高、低年合成的 SST 差值在中东太平洋地区表现出了显著负异常, 异常中心可达 -3°C , 同时印度洋地区无显著异常, 可见我们选择的 EEP 指数独立偏高、低年主要体现的是赤道中东太平洋 SSTA。图 8b 则在热带印度洋表现出显著负异常, 而赤道中东太平洋的异常信号不显著, 直观地说明了 TIO 指数独立偏高、低年主要的反映是热带印度洋 SSTA。

根据 EEP 指数独立偏高、低年差值 (低值年减高值年) 合成的表面异常风场 (图 9a) 显示, 菲律宾附近出现了气旋性异常环流, 其西侧的显著偏北风异常与 EAWM-L 指数定义范围基本一致。这进一步表明与 EAWM-L 强弱变化密切联系的主要是赤道东太平洋 SSTA。根据 TIO 指数独立偏高、偏

低年差值合成的表面异常风场 (图 9b) 则显示, 在低、中和高纬度地区都出现了显著偏北风异常, 说明热带印度洋 SSTA 与东亚地区低纬、中高纬度的环流系统, 都存在紧密联系。

图 10 给出了 500 hPa 位势高度场的差值合成。如图 10a 所示, 与赤道中东太平洋海温异常紧密联系的位势高度异常主要表现在 150°E 以东的太平洋地区, 在北太平洋中纬度地区表现为显著正异常, 而在热带地区则表现为显著负异常, 这种异常的气压梯度形成了 20°N 附近的异常东风, 并向西传播并入菲律宾附近的异常气旋系统, 可能会对 EAWM-L 有一定影响。但在东亚大陆上, 尽管在贝加尔湖东北、西南地区分别出现了正、负异常, 但其显著性很低, 可见太平洋 SSTA 与东亚大陆上空环流的关系相对较弱, 因而与 EAWM-M 的联系并

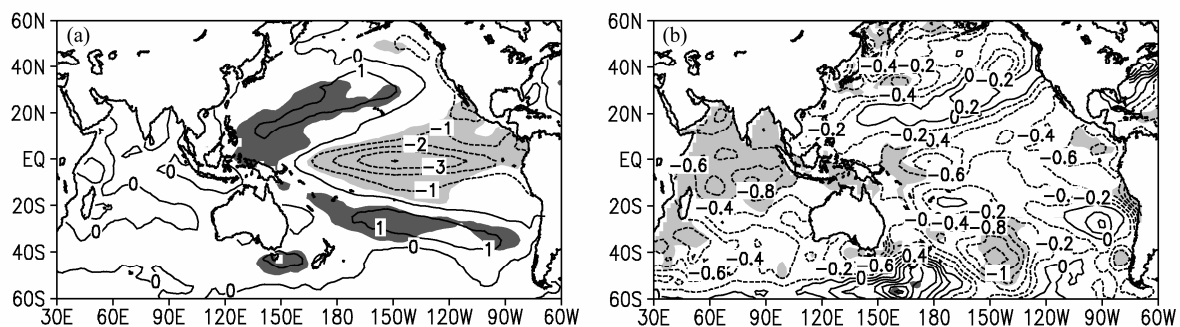


图 8 (a) EEP 指数和 (b) TIO 指数独立偏高、低年的冬季 SST 差值合成 (低指数减高指数, 单位: $^{\circ}\text{C}$)。阴影区超过 99% 置信度水平

Fig. 8 Composite differences of winter SST (a) between the years with the independent high EEP indices and the years with the independent low EEP indices and (b) between the years with the independent high TIO indices and the years with the independent low TIO indices (low index minus high index, unit: $^{\circ}\text{C}$). The shaded areas are significant at the 99% confidence level

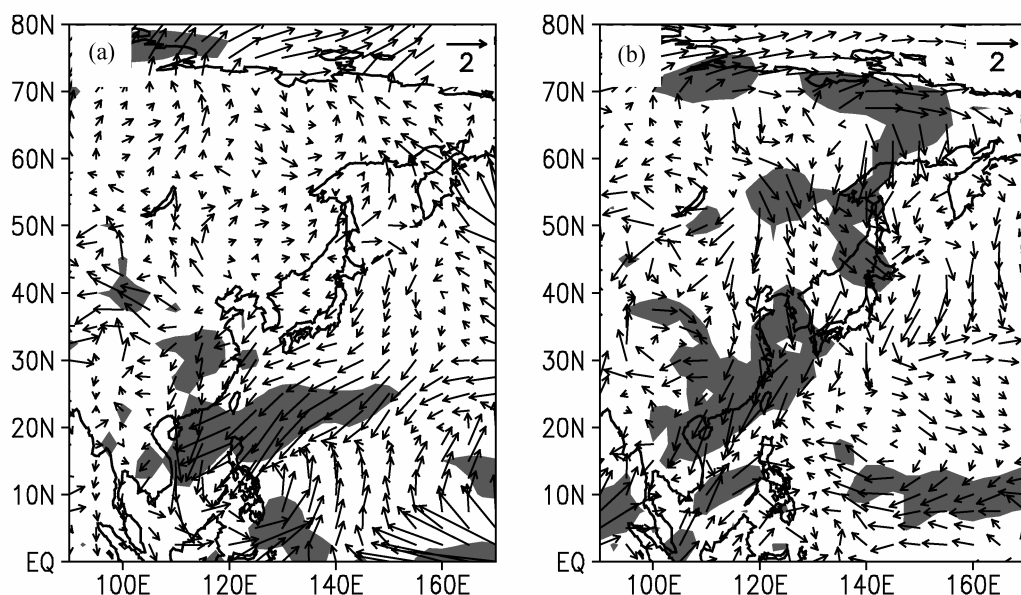


图 9 同图 8, 但为表面风场的差值合成 (单位: m s^{-1})。阴影区表示全风速超过 95% 置信度水平

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for surface winds (unit: m s^{-1}). The shaded areas indicate that the wind velocity is significant at the 95% confidence level

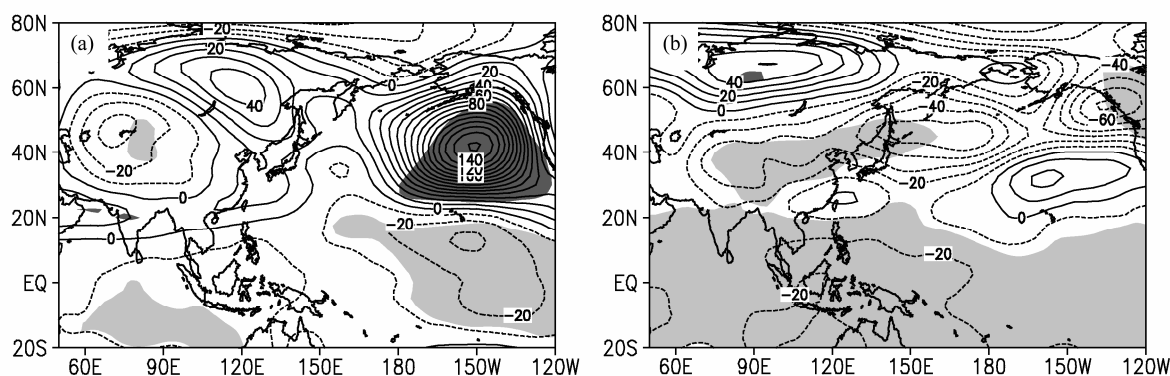


图 10 同图 8, 但为 500 hPa 位势高度场的差值合成 (单位: gpm, 阴影区超过 95% 置信度水平)

Fig. 10 Same as Fig. 8, but for geopotential height at 500 hPa (unit: gpm; the shaded areas are significant at the 95% confidence level)

不紧密。从图 10b 上看, 对应热带印度洋负 SSTA, 在高纬度地区贝加尔湖西北侧表现出位势高度的显著正异常, 而在东亚大陆 40°N 的中纬度地区, 表现为较大范围的位势高度显著负异常, 其异常中心出现在日本海北部及其以东地区, 这与图 5 的分布特征相似。也就是说, 与热带印度洋负 (正) SSTA 联系的东亚中、高纬度环流异常特征正好与 EAWM-L 和 EAWM-M 偏强 (弱) 的大气环流异常型吻合。这一结果进一步说明热带印度洋 SSTA 可能以东亚中、高纬度大气环流作为途径, 进而与东亚冬季风 (包括 EAWM-L 和 EAWM-M) 产生联系。

6 总结与讨论

东亚冬季风在不同纬度带的强度变化不总是一致的。当中高纬地区冬季风偏强时, 低纬度冬季风不一定偏强; 同样的, 当中高纬地区冬季风偏弱时, 低纬度冬季风也不一定偏弱, 两者在一定程度上具有独立性。在很多年份, 中高纬东亚冬季风环流与低纬度东亚冬季风环流的强弱变化甚至相反。而且, 它们分别反映了中国东部不同的天气、气候变化 (Liu et al., 2012)。为了进一步揭示东亚冬季风的演变规律及其可能机制, 本文详细分析了 EAWM-L 和 EAWM-M 指数反映的冬季风形势、不同层次的影响系统以及与海温异常的联系, 主要结论如下:

(1) EAWM-L 和 EAWM-M 指数所反映的东亚冬季大气环流形势既有相似之处, 又有一定的差别。在对流层低层, EAWM-L 与中国南海、菲律宾附近环流异常的关系密切, EAWM-M 与贝加尔湖附近环流 (即贝加尔湖阻塞高压) 的关系更为密切; 在对流层中层, EAWM-M 同样显示与贝加尔湖阻

塞高压异常的联系更为紧密, 而 EAWM-L 指数则与东亚大槽的关系相对更为紧密。在对流层高层, 副热带西风急流强度变化通过调制次级环流进而与 EAWM-L 联系紧密, 而 EAWM-M 强弱变化主要与副热带西风急流北界的位置有关。

(2) EAWM-L 的强弱变化与冬季赤道中东太平洋和热带印度洋海温异常的关系密切, 而 EAWM-M 变化与冬季热带印度洋海温异常的联系紧密, 与赤道中东太平洋海温异常的关系相对较弱。具体来说, 冬季赤道中东太平洋 SST 与同期西太平洋低纬度地区的环流异常具有显著联系, 进而与 EAWM-L 紧密联系, 但赤道中东太平洋 SST 与东亚大陆上空中、高纬环流的关系偏弱。热带印度洋 SSTA 与中、高纬度的贝加尔湖阻塞高压和东亚大槽的强弱关系密切, 进而导致对流层低层东亚沿岸偏北风在中、低纬都出现异常, 因而与 EAWM-L 和 EAWM-M 都具有密切的联系。

需要特别指出的是, 海温异常变化存在年代际信号, 特别是热带印度洋 SST 具有明显的年代际变化特征 (Li, 2010; Li et al., 2010)。因此我们采用 Lanczos 高通滤波方法 (Duchon, 1979) 提取了 EAWM-L 和 EAWM-M 指数以及 SST 场的年际变化分量, 并考察它们在年际变化尺度上的关系。相关分析 (图略) 发现, 在年际尺度上, EAWM-L 的强弱变化同样与冬季赤道中东太平洋和热带印度洋海温异常的联系紧密, 而 EAWM-M 与冬季热带印度洋海温异常的紧密联系则明显变弱。可见 EAWM-L 与冬季赤道中东太平洋和热带印度洋海温异常的紧密联系在年际和年代际尺度上都是存在的, 而 EAWM-M 与冬季热带印度洋海温异常的紧密联系主要体现在年代际尺度上。

上述研究结果提示我们,在探讨冬季气候时,不能仅分析整个纬度上东亚冬季风的强弱变化,还应该综合考虑东亚中纬度和低纬度冬季风各自的影响。而且不同纬度的东亚冬季风指数对应着不同的环流特征,与之相联系的海温异常也不尽相同,在对东亚冬季风进行预报时,应尤为注意。当然,本文仅从统计分析的角度探讨了海温异常与东亚中纬度冬季风和低纬度冬季风的关系,一些结果尚需利用数值模拟加以验证,特别是海温异常影响不同纬度东亚冬季风活动的具体途径和机制仍需进一步分析。

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张庆云研究员、陈烈庭研究员和布和朝鲁研究员等专家,以及两位匿名审稿专家,他们为本文提供了很多有益的建议。

参考文献 (References)

- Chen W, Graf H F, Huang R H. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 17 (1): 48–60.
- 崔晓鹏, 孙照渤. 1999. 东亚冬季风强度指数及其变化的分析 [J]. *南京气象学院学报*, 22 (3): 321–325. Cui Xiaopeng, Sun Zhaobo. 1999. East Asian winter monsoon index and its variation analysis [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 22 (3): 321–325.
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18: 1016–1022.
- 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. Gao Hui. 2007. Comparison of four East Asian winter monsoon indices [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 65 (2): 272–279.
- 郭其蕴. 1994. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系 [J]. *应用气象学报*, 5 (2): 218–225. Guo Qiyun. 1994. Relationship between the variations of East Asian winter monsoon and temperature anomalies in China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 5 (2): 218–225.
- 何溪澄, 丁一汇, 何金海. 2008. 东亚冬季风对 ENSO 事件的响应特征 [J]. *大气科学*, 32 (2): 335–344. He Xicheng, Ding Yihui, He Jinhai. 2008. Response characteristics of the East Asian winter monsoon to ENSO events [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (2): 335–344.
- Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon [J]. *J. Climate*, 17 (4): 711–726.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–470.
- Li S L. 2010. A comparison of polar vortex response to Pacific and Indian Ocean warming [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27 (3): 469–482.
- Li S L, Perlwitz J, Hoerling M P, et al. 2010. Opposite annular responses of the Northern and Southern Hemispheres to Indian Ocean warming [J]. *J. Climate*, 23: 3720–3738.
- Ji L R, Sun S Q, Arpe K, 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.
- 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.
- 刘实, 布和朝鲁, 陶诗言, 等. 2010. 东亚冬季风强度的统计预测方法研究 [J]. *大气科学*, 34 (1): 35–44. Liu Shi, Bueh Cholaw, Tao Shiyun, et al. 2010. A study of the statistical prediction method for the East Asian winter monsoon intensity [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (1): 35–44.
- 施能. 1996. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系 [J]. *应用气象学报*, 7 (2): 175–182. Shi Neng. 1996. Features of the East Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent 40 years and their relation to climate [J]. *Journal of Applied and Meteorological Science (in Chinese)*, 7 (2): 175–182.
- Smith T M, Reynolds R W. 2004. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997) [J]. *J. Climate*, 17 (12): 2466–2477.
- 孙淑清, 孙伯民. 1995. 东亚冬季风环流异常与中国江淮流域夏季旱涝天气的关系 [J]. *气象学报*, 53 (4): 440–450. Sun Shuqing, Sun Bomin. 1995. The relationship between the anomalous winter monsoon circulation over East Asia and summer drought/flooding in the Yangtze and Huaihe River valley [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 53 (4): 440–450.
- 唐卫亚, 孙照渤. 2007. 印度洋海温异常与中国气温异常的可能联系 [J]. *南京气象学院学报*, 30 (5): 667–673. Tang Weiya, Sun Zhaobo. 2007. Effect of Indian Ocean SSTa on China temperature anomaly [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 30 (5): 667–673.
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲夏季风对 ENSO 事件的响应 [J]. *大气科学*, 22 (4): 399–407. Tao Shiyun, Zhang Qingyun. 1998. Response of the Asian winter and summer monsoon to ENSO events [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 22 (4): 399–407.
- 王会军, 姜大膀. 2004. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异 [J]. *第四纪研究*, 24 (1): 19–27. Wang Huijun, Jiang Dabang. 2004. A new East Asian winter monsoon intensity index and atmospheric circulation comparison between strong and weak composite [J]. *Quaternary Science (in Chinese)*, 24 (1): 19–27.
- 吴尚森, 梁建茵. 2000. 华南冬季异常冷月预测概念模型 I: 500 hPa 高度场和海温场特征 [J]. *热带气象学报*, 16 (3): 193–201. Wu Shangsen, Liang Jianyin. 2000. Schematic predictive model for extremely severe cold months in South China winter—500 hPa geopotential field and SST field [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 16 (3): 193–201.