

东亚 2005 年和 2006 年冬季风异常及其与 准定常行星波活动的关系

黄荣辉 魏科 陈际龙 陈文

中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100080

摘 要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料系统地分析了 2005 年与 2006 年冬季欧亚大陆的气温和东亚冬季风的差别及其与北半球准定常波活动的关系。分析结果表明: 2005 年冬季欧亚大陆中、高纬度地区气温偏低, 东亚冬季风偏强; 而 2006 年冬季欧亚大陆中、高纬度地区气温偏高, 出现暖冬, 东亚冬季风偏弱。分析结果还表明, 这两年冬季东亚冬季风的差别不仅是由于西伯利亚高压和阿留申低压的变异所造成, 而且是由于北极涛动(北半球环状模)的变化所造成。并且, 作者还从这两年冬季北半球准定常行星波活动的差异, 在动力理论上进一步讨论了这两年冬季北半球气候和东亚冬季风差异的机理。结果表明: 2005 年冬季北半球行星波活动为低指数, 准定常行星波在高纬度往平流层传播加强, 而往低纬度对流层上层传播减弱, 造成了行星波 E-P 通量在高纬度地区对流层中、上层辐合加强, 而在副热带地区对流层中、上层辐散加强, 引起了北半球高纬度地区极锋急流减弱, 而副热带急流加强, 这有利于西伯利亚高压的发展, 从而引起了东亚冬季风增强; 相反, 2006 年冬季北半球行星波活动为高指数, 准定常行星波在高纬度往平流层传播减弱, 而往低纬度对流层上层传播加强, 造成了行星波 E-P 通量在高纬度地区对流层中、上层辐散加强, 而在副热带地区对流层中、上层辐合加强, 引起了北半球高纬度地区极锋急流加强, 而副热带急流减弱, 这不利于西伯利亚高压的发展, 从而引起了东亚冬季风减弱。

关键词 东亚冬季风 西伯利亚高压 准定常行星波 E-P 通量

文章编号 1006-9895 (2007) 06-1033-16

中图分类号 P433

文献标识码 A

The East Asian Winter Monsoon Anomalies in the Winters of 2005 and 2006 and Their Relations to the Quasi-stationary Planetary Wave Activity in the Northern Hemisphere

HUANG Rong-Hui, WEI Ke, CHEN Ji-Long, and CHEN Wen

Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080

Abstract The NCEP/NCAR reanalysis data are used to analyze the difference between the surface air-temperature in middle and high latitudes over the Eurasian continent and the East Asian winter monsoon in the winters of 2005 and 2006 (December – February) and their relations to the quasi-stationary planetary wave activity during these two winters. The results show that the surface air-temperature in middle and high latitudes over the Eurasian continent was below normal, and the East Asian winter monsoon (EAWM) was strong in the winter of 2005; but in the winter of 2006, the surface air-temperature was above normal and anomalously warm winter occurred in this region, and the EAWM was weak. The results also show that the obvious difference of the EAWM between these two winters is closely associated with the Arctic Oscillation (AO), and also the opposite variability of the Northern Annular Mode

收稿日期 2007-05-30, 2007-06-20 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575026, 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB40360

作者简介 黄荣辉, 男, 1942 年出生, 中国科学院院士, 中国气象学会副理事长, 主要从事行星波动力学、大气环流和气候动力学的研究。E-mail: hrh@lasg.iap.ac.cn

(NAM). In the winter of 2005, the polar front jet stream over high latitudes of the Northern Hemisphere was weaker while the subtropical jet stream was stronger. This caused the stronger Siberian high and the Aleutian low, thus, the EAWM was strong. However, in the winter of 2006, the polar front jet stream over high latitudes of the Northern Hemisphere was stronger; while the subtropical jet stream was weaker, causing the weaker Siberian high and the Aleutian low, thus, the EAWM became weak. Furthermore, the physical mechanism of the difference of the boreal climate and the EAWM between these two winters is dynamically discussed further from the difference of quasi-stationary planetary wave activity. The results show that the planetary wave activity index (PWA index) over the Northern Hemisphere in the winter of 2005 was negative, i. e., low PWA index, the propagation of quasi-stationary planetary waves into the stratosphere over high latitudes of the Northern Hemisphere was strong, while its propagation into the upper troposphere over low latitudes was weakened. This caused an anomalously strong convergence of E-P fluxes of quasi-stationary planetary waves over high latitudes of the Northern Hemisphere and an anomalously strong divergence of the E-P fluxes over low latitudes, which led to weakening of the polar front jet stream and strengthening of the subtropical jet stream in the winter of 2005. Oppositely, in the winter of 2006, the PWA index over the Northern Hemisphere was positive, i. e., high PWA index, the propagation of quasi-stationary planetary waves into the stratosphere over high latitudes of the Northern Hemisphere became weak, and its propagation into the upper troposphere over low latitudes was strengthened. This caused an anomalously strong divergence of E-P fluxes of quasi-stationary planetary waves over high latitudes of the Northern Hemisphere and an anomalously strong convergence of the E-P fluxes over low latitudes, which led to strengthening of the polar front jet stream and weakening of the subtropical jet stream in the winter. Therefore, due to the difference of quasi-stationary planetary wave activity between these two winters, the EAWM in the winter of 2006 was different from that in the winter of 2005.

Key words East Asian winter monsoon, the Siberian high, the quasi-stationary planetary waves, E-P flux

1 引言

我们荣幸地迎来陶诗言院士的 90 华诞。陶诗言院士是国际知名的季风研究专家,他继竺可桢、涂长望两位先生之后长期从事东亚季风和暴雨的研究,在东亚季风活动、变化特征、成因以及预测、卫星气象学、中国暴雨等方面进行了系统而开创性的研究,特别在亚洲冬、夏季风变动特征、规律和成因以及季风暴雨等方面的研究做出了重大贡献。

我国地处东亚季风区,东亚夏季风的变异严重影响着我国的旱涝等灾害性气候的发生,东亚冬季风的变动与异常(特别是寒潮)是影响我国寒害、雪灾、早霜和晚霜等气候灾害发生的重要成因。因此,开展东亚冬季风的研究也与开展东亚夏季风研究一样,具有重要的科学意义和应用价值。早在 20 世纪 50 年代,陶诗言等对东亚冬季风特征,特别是冬季东亚寒潮活动及其有关的东亚环流变化过程做出系统性研究^[1~7]。之后,丁一汇等^[8, 9]以及王遵亲^[10]对东亚寒潮的变化特征及其西伯利亚高压的关系作了深入的研究。近年来,国内外关于东亚冬季风的变异及其机理的研究逐渐兴起。

陈文等^[11, 12]在 20 世纪 90 年代末系统地研究了东亚冬季风的年际变化,他利用东亚沿岸的风场,即中国东海(25°N~40°N, 120°E~140°E)和中国南海(10°N~25°N, 110°E~130°E) 10 m 风场,定义了一个东亚冬季风指数,观测事实分析表明这个指数可以很好地表述东亚冬季风的年际变化。Gong 等^[13]于 2001 年首先把东亚冬季风的变化与北极涛动(AO)联系起来。Wu 和 Wang^[14]于 2002 年指出冬季的北极涛动和西伯利亚高压的强弱对于东亚冬季风有很大影响,并且,他们利用沿 20°N~70°N 的 110°E 与 160°E 海表气压差之和来定义一个东亚冬季风指数。而 Jhun 和 Lee^[15]认为 AO 与西伯利亚高压和阿留申低压的变化有十分密切的关系,并以(27.5°N~37.5°N, 110°~170°E)与(50°N~60°N, 80°~140°E)区域平均 300 hPa 纬向风之差来定义东亚冬季风指数。这些指数都从不同方面来描述东亚冬季风的年际变化。

关于东亚冬季风年际变化的成因已有不少研究。在 20 世纪 70~90 年代较多研究集中在西伯利亚高压的成因上^[16, 17]。自从 Thompson 和 Wallace^[18, 19]提出北极涛动是由于北半球沿 35°N 和

55°N 纬圈纬向平均风(即环状模)的南北振荡所形成之后, Chen 等^[20]在最近几年利用准定常行星波传播波导的振荡很好地揭示北半球冬季环状模的年际变化机理。Huang 等^[21~23]早在 20 世纪 80 年代初从观测事实分析、动力理论和数值模拟方面系统地研究了北半球地形和热源强迫的准定常行星波在北半球冬季球面三维大气中的传播, 提出了北半球冬季准定常行星波沿两支波导的传播理论, 即准定常行星波不仅能够沿极地波导从高纬度的对流层向平流层传播, 而且还会沿低纬波导从中、高纬度对流层下层向低纬度的对流层上层传播。陈文等^[24, 25]在此研究的基础进一步从观测事实和数值模拟研究了这两支波导的变化, 指出了这两支波导存在着很明显的年际振荡; 并且, 他们还指出了北半球冬季准定常行星波两支波导的年际振荡直接影响着北半球环状模的振荡, 从而形成了北极涛动(AO)。这些研究都说明了北半球冬季准定常行星波活动的年际变化将影响北半球对流层的气候变动。

2005 年冬季与 2006 年冬季北半球出现了截然相反的气候异常。2005 年冬季(从 2005 年 12 月~2006 年 2 月, 下同), 北半球从西欧经乌拉尔地区到西伯利亚地区以及东亚地区出现了异常低温, 并且在日本和我国西北、东北和山东胶东半岛出现了异常降雪, 特别在日本^[26]和我国胶东半岛出现了严重雪灾, 有的地方积雪为 50 年来所罕见。这些雪灾给日本和我国胶东半岛造成严重的经济损失。然而, 2006 年冬季(从 2006 年 12 月~2007 年 2 月, 下同), 北半球从西欧经乌拉尔地区到西伯利亚地区以及东亚地区却出现异常高温, 即出现明显的暖冬, 并且在中国的西北、华北和东北(除西部)地区降雪异常偏少, 而在高原的东北部降雪异常偏多。这些现象表明了 2005 年冬季与 2006 年冬季不仅在北半球中高纬度地区出现相反的气候异常, 而且在东亚地区也出现了相反的气候异常。这种截然相反的异常冬季气候是如何产生的? 这是值得探讨的科学问题。虽然, 最近在文献^[26]中简单从这两年 12 月的等熵面行星波 E-P 通量分布的差异来分析这两年 12 月份北半球气候的差异, 然而, 观测事实表明, 不仅仅 2005 年 12 月与 2006 年 12 月北半球出现了气候异常, 而且这两年整个冬季北半球气候以及东亚冬季风有明显的差异。因此, 我们有

必要从观测事实和动力理论来分析这两年冬季气候异常的机理。

为了从观测事实和动力理论来分析 2005 年冬季与 2006 年冬季气候异常的成因, 本研究应用 NCEP/NCAR 再分析的 1948~2007 年的海平面气压场以及 2005 年 12 月~2007 年 2 月的风场、高度场和地表附近的气温资料^[27]。虽然, Inoue 和 Matsumoto^[28]以及黄刚^[29]指出 NCEP/NCAR 再分析资料中在 20 世纪 50~60 年代高度场分析资料与实际观测有较大偏差, 但由于本文主要分析 2005 与 2006 年冬季气候差别的机理, 这时段 NCEP/NCAR 再分析资料已有很大改进, 因此, NCEP/NCAR 再分析资料用来分析 2005 年与 2006 年冬季气候异常的机理是合适的。

2 2005 年与 2006 年冬季北半球和东亚地区气候的差别

图 1a 和图 1b 分别是 2005 年冬季和 2006 年冬季北半球近地面气温异常距平以及它们之差(图 1c)。从图 1a 可以明显看到, 在 2005 年冬季从西欧经乌拉尔地区到西伯利亚和东亚地区的近地面气温偏低, 特别在乌拉尔山东侧, 蒙古高原的西北侧气温比常年偏低 2℃ 多, 在东亚(特别是我国东部)、东北亚以及日本以东洋面上空气温也比常年偏低, 因此, 2005 年冬季欧亚大陆的中高纬地区是冷冬。然而, 从图 1b 可以看到与图 1a 所示相反的现象, 在 2006 年冬季, 从西欧经乌拉尔地区到西伯利亚以及东亚、南亚地区近地面气温都偏高, 特别从欧洲经乌拉尔地区到贝加尔湖地区气温比常年偏高 2℃ 以上, 我国东北地区 and 重庆地区气温也偏高了 2℃ 多, 因此, 2006 年冬季除阿拉伯半岛外的整个欧亚大陆的气温都偏高, 出现了明显的暖冬。图 1c 是 2006 年与 2005 年冬季北半球近地面气温之差, 这两年的气温距平差别可以在图 1c 得到反映。从图 1c 可以明显看到, 从西欧经乌拉尔到西伯利亚地区 2006 年冬季气温要比 2005 年冬季偏暖 2℃ 以上, 特别在乌拉尔地区东侧和蒙古高原的西北侧 2006 年冬季气温要比 2005 年冬季偏暖 4℃ 以上, 并且, 我国东部、日本和韩国 2006 年冬季的气温要比 2005 年冬季偏暖。

为了更详细地比较 2006 年冬季与 2005 年冬季各月气温的差别, 本研究还分析了 2005 年 12 月~

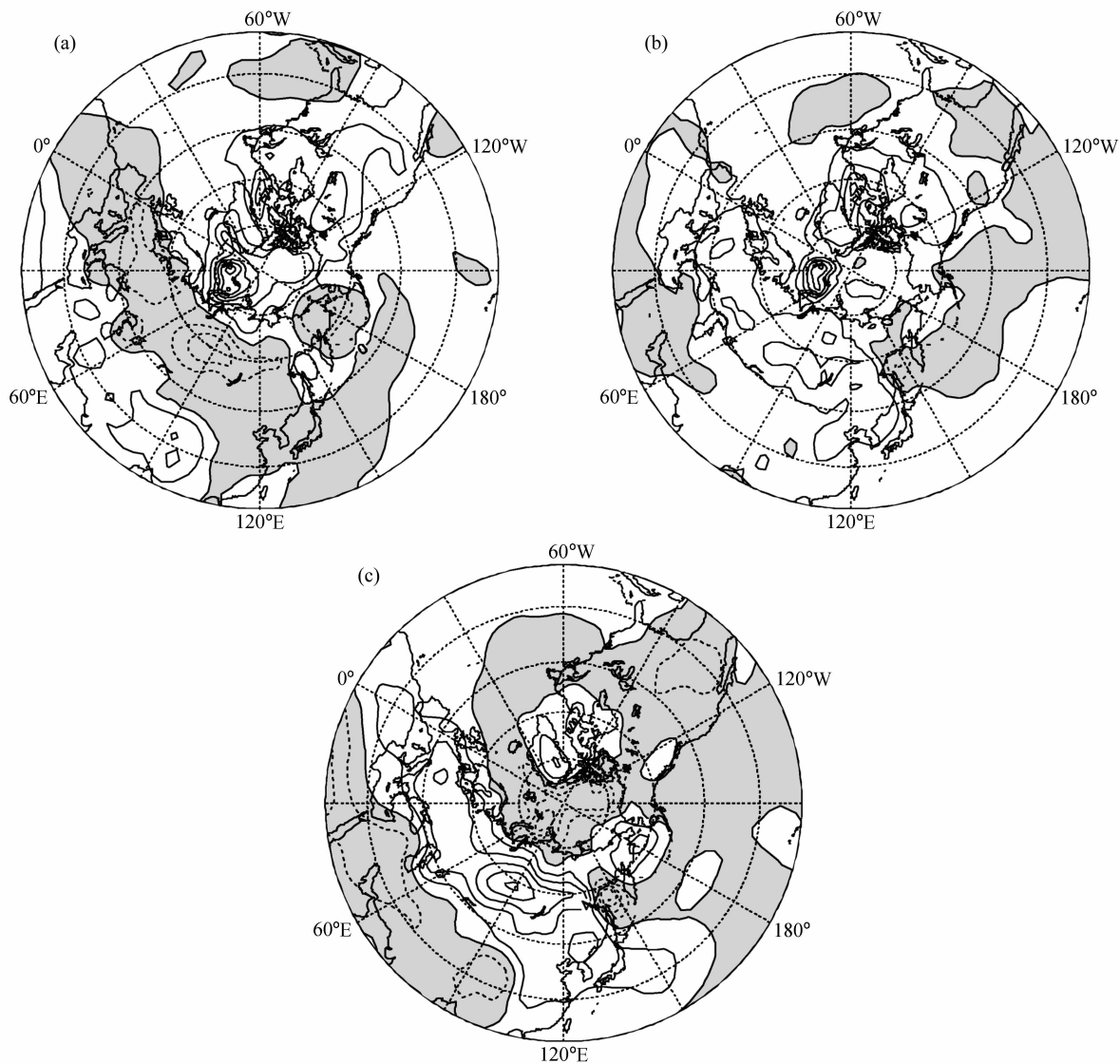


图1 (a) 2005 年冬季与 (b) 2006 年冬季北半球近地面气温距平及 (c) 二者之差的分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)。1971~2000 年 30 年冬季气候平均气温取为正常值。阴影区域表示气温距平为负值; 等值线间隔为 2.0°C

Fig. 1 Distributions of the seasonal mean surface air-temperature anomalies in the Northern Hemisphere during the winters of (a) 2005 (Dec 2005 – Feb 2006) and (b) 2006 (Dec 2006 – Feb 2007) and (c) their differences. Units: $^{\circ}\text{C}$. The climatological mean surface air-temperature for 30 winters from 1971 to 2000 is taken as the normal. The contour interval is 2°C and the areas with negative anomalies are shaded

2006 年 2 月以及 2006 年 12 月~2007 年 2 月各月的气温异常距平 (图略) 之差 (见图 2a~c)。分析事实表明, 无论 2006 年北半球冬季偏暖或 2005 年北半球偏冷都是先从欧洲开始, 之后才逐渐影响到西伯利亚和东亚地区, 并且这两年冬季气温差别最大在 1 月份 (见图 2b)。从图 2b 可以看到, 在欧亚大陆的高纬度地区 2007 年 1 月份的气温比 2006 年 1 月份气温偏高了 6°C 以上, 特别在乌拉尔山的东侧 2007 年 1 月份气温比 2006 年 1 月偏高了 10°C 以上。虽然在 2007 年 2 月份欧洲和西伯利亚偏冷,

但在东亚和东北亚地区气温仍然偏高 (见图 2c), 此地区到 3 月份气温才有所偏冷。

东亚地区 2006 年冬季与 2005 年冬季气候差别还反映在这两个冬季东亚的降水异常上。2005 年冬季由于东亚和东北亚地区气温偏低, 东亚地区寒潮爆发频繁, 这导致了我国西北、东北地区, 胶东半岛和日本降雪偏多。图 3a 和图 3b 分别是我国 2005 年与 2006 年冬季降水距平分布图 (资料来源于国家气候中心)。从图 3a 可以看到, 在 2005 年冬季, 我国西北和东北地区以及长江流域降水量比

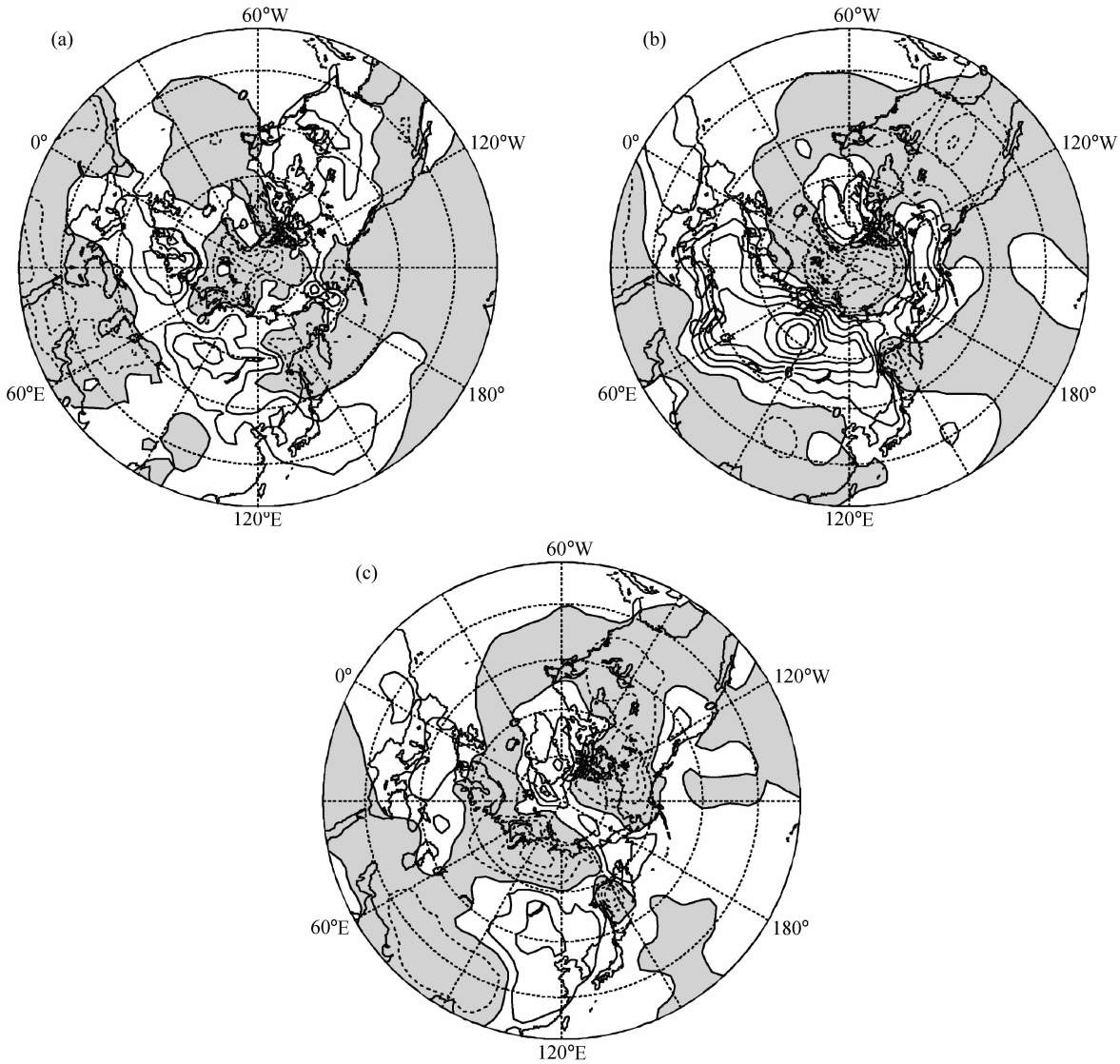


图 2 北半球 2006 年冬季与 2005 年冬季各月近地面气温之差 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 12 月; (b) 1 月; (c) 2 月。阴影区表示气温差为负, 等值线间距 3°C

Fig. 2 The differences of monthly mean surface air-temperature in the Northern Hemisphere between the winters of 2006 and 2005: (a) Dec; (b) Jan; (c) Feb. Units: $^{\circ}\text{C}$. The contour interval is 3°C and the areas with negative values are shaded

常年偏多 50%~150%，特别是在胶东半岛下了历史上罕见的暴雪，造成很大经济损失。但是从图 3b 可以看到，在 2006 年冬季我国西北和华北地区降雪量比常年偏少 50%以上，并且，在胶东半岛和长江下游地区降水量也偏少，只是在东北、内蒙古北部、长江中游和河套地区降水偏多。因此，从降水方面看，2005 年冬季与 2006 年冬季也有明显的不同，2005 年冬季我国西北降雪偏多，并且长江下游地区和胶东半岛降水也偏多，而 2006 年冬季我国西北降雪偏少，长江下游地区和胶东半岛降雪也

偏少。

3 东亚冬季风强度指数及 2005 年与 2006 年东亚冬季风的异常之比较

3.1 东亚冬季风强度指数定义

为了研究东亚冬季风的年际变化，定义一个衡量冬季风强度年际变化的指数是必要的。正如引言中所述，关于东亚冬季风已有各种定义，如从东亚沿岸、东海和南海近表面的平均风力^[11, 12]来定义，也有从西伯利亚地区与阿留申地区的气压差^[14]来

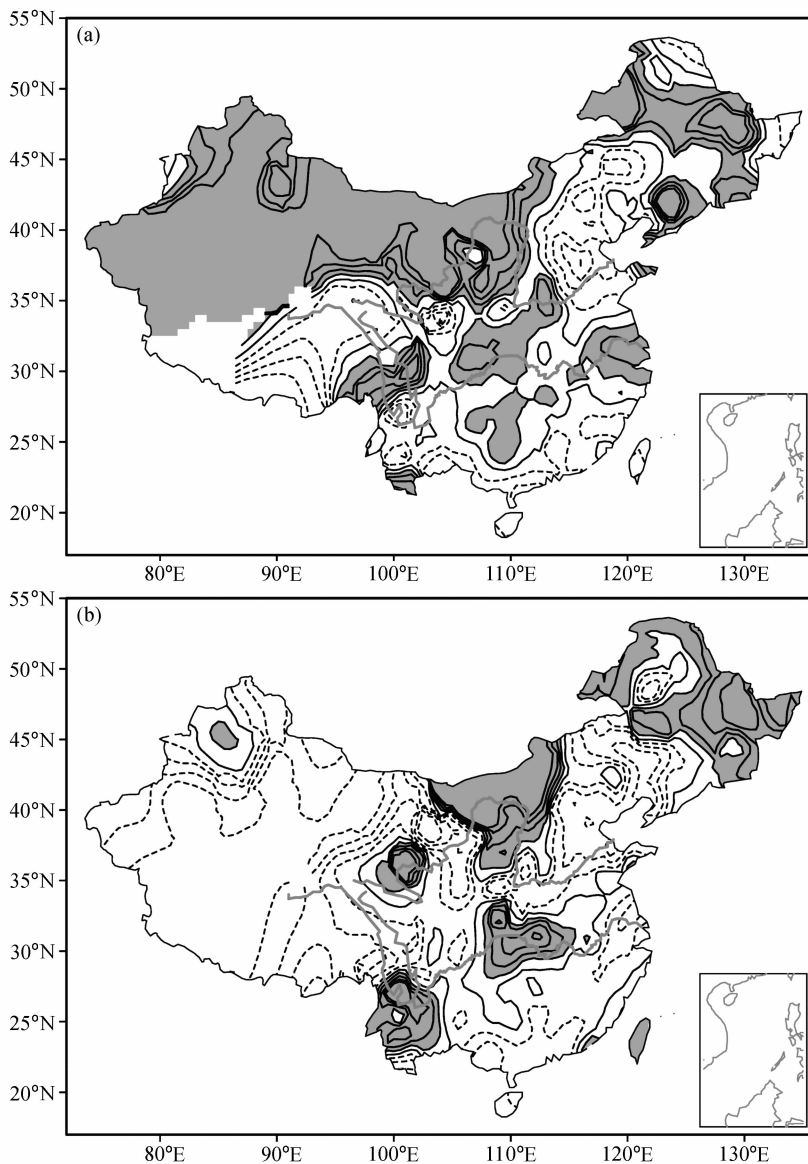


图 3 中国 2005 年冬季 (a) 与 2006 年冬季 (b) 降水量距平百分率分布图。1971~2000 年 30 年冬季降水气候平均值取为正常值。实线：正距平；阴影：降水距平超过+25%；虚线：负距平；等值线间隔为 25%

Fig. 3 Distributions of seasonal mean precipitation anomaly percentages over China for the winters of (a) 2005 (Dec 2005 – Feb 2006) and (b) 2006 (Dec 2006 – Feb 2007). The climatological mean monthly precipitation over China for 30 winters from 1971 to 2000 is taken as the normal. The solid and dashed lines indicate positive and negative anomalies, respectively. The contour interval is 25% and the areas with positive anomalies over 25% are shaded

定义，还有从 300 hPa 的纬向风^[5]来定义，它们各有千秋。根据 Wu 和 Wang^[14]的研究，东亚冬季风 (EAWM) 指数与西伯利亚高压指数有很好的相关，它们之间的相关可达 0.8，这说明 EAWM 指数可以很好地描述东亚冬季风强度的年际变化。因此，本研究引用 Wu 和 Wang^[14]在 2002 年所定义的东亚冬季风强度指数，定义东亚冬季风指数

(I_w) 为沿 20°N~70°N 21 个纬度带 (间隔 2.5°) 的 110°E 与 160°E 纬向标准化海平面气压差之和，即利用下式来计算，

$$I_w = \frac{(M_t - \bar{M})_i}{\sigma_M}, t: 1948, 1949, \dots, 2006 \text{ (共 59 年)}$$

(1)

其中，

$$M = \sum_{i=1}^{21} (p_{0,110^{\circ}\text{E}} - p_{0,160^{\circ}\text{E}}), i = 1, 2, \dots, 21.$$

上式中， $p_{0,110^{\circ}\text{E}}$ 和 $p_{0,160^{\circ}\text{E}}$ 分别为 110°E 和 160°E 冬季（12月～下一年的2月）平均海平面气压， M_i 为1948～2006年某一年冬季（12月～下一年2月） 110°E 和 160°E 海平面气压差沿 $20^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}$ 计21个纬度带之和， $\overline{M}$ 表示1948～2006年冬季 M_i 的数学期望值，而 σ_M 为 M_i 的方差， i 表示从 20°N 到 70°N 计21个纬度带（间隔 2.5° ）。因此若 I_w 的正值愈大，这表明西伯利亚高压与阿留申低压之差值愈强。

3.2 2005 年冬季与 2006 年冬季东亚冬季风的差别

上面所述的2005年冬季与2006年冬季东亚地区出现了截然不同的气候，这是与这两年的冬季北半球环流密切相关，特别是与东亚冬季风的年际变化有关。为此，本节从上述东亚冬季风指数来分析这两年东亚冬季风的变化。图4是利用（1）式和NCEP/NCAR再分析的海平面气压资料计算的东亚冬季风强度指数的年际变化。从图4可以看到东亚冬季风强度指数的年际变化。从图4可以看到东亚冬季风不仅有很大年际变化，而且有很大的年代际变化。特别是从图4可以看到2005年与2006年冬季的东亚冬季风强度指数有很大差别。2005年冬季（2005年12月～2006年2月）东亚冬季风强度指数是正值，大约为0.8，这表明2005年东亚冬季风偏强，而2006年冬季（2006年12月～2007年2月）东亚冬季风强度指数却变成负值，大约为-0.8，这表明2006年东亚冬季风偏弱。

2005年与2006年东亚冬季风的变化与差别可以更直观地反映在这两年冬季的海平面气压异常及

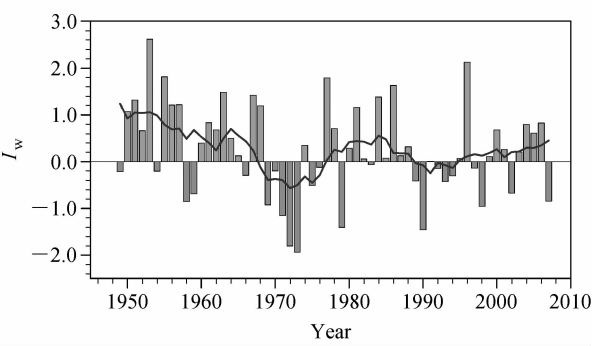


图4 1948/1949～2006/2007年冬季的东亚冬季风指数的年际变化。曲线表示9年滑动平均
Fig. 4 The interannual variations of East Asian winter monsoon (EAWM) index from the winter of 1948 to the winter of 2006. The curve indicates 9-year running mean

其它它们之差的分布图上。图5a和图5b分别是2005年和2006年冬季海平面气压的距平分布。从图5a可以看到，从欧洲到西伯利亚和蒙古高原有正的海平面气压距平分布，其中心位于乌拉尔山地区，而在阿留申地区和北美的西北部有负的海平面距平分布。这表明：在2005年冬季西伯利亚高压偏强，同时阿留申低压也偏强，这就引起了2005年东亚地区冬季风偏强。与之相较，图5b却显示出与图5a相反的海平面气压距平的分布，从欧洲到西伯利亚地区有负的海平面气压距平，其中心也位于乌拉尔山地区，而在东亚和勘察加半岛以南地区的副热带地区却有正的海平面气压距平分布。这表明：在2006年冬季西伯利亚高压偏弱，而阿留申以南地区的海平面气压偏高，这就引起了2006年冬季风偏弱。2006年冬季与2005年冬季北半球海平面气压的差别更直观地显示在图5c。图5c清楚地表明了欧亚大陆的中高纬地区2006年冬季的海平面气压要比2005年冬季低10 hPa以上，在乌拉尔地区低14 hPa，而在勘察加半岛以南地区2006年冬季海平面气压要比2005年冬季约高4 hPa。这些差别就导致了2006年冬季的东亚冬季风要比2005年冬季弱得多。

2005年冬季与2006年冬季东亚冬季风的差别可以更直观地用北半球850 hPa风场异常来表示。图6a和图6b分别是北半球2005年冬季（2005年12月～2006年2月）和2006年冬季（2006年12月～2007年2月）的850 hPa距平风场分布。从图6a可以看到：2005年在西伯利亚和蒙古高原上空有一反气旋性距平风场分布，这表明2005年冬季此区域上空反气旋环流很强；并且，在阿留申地区和日本以东地区上空有一气旋性距平环流分布，这表明2005年冬季此区域上空气旋环流很强；此外，在东北亚、东亚地区上空有偏北风的距平风场，这表明了2005年冬季东亚冬季风偏强。与图6a相反，从图6b可以看到，在西伯利亚和蒙古高原有一气旋性距平风场分布，这表明2006年冬季此区域上空的反气旋环流大大减弱；并且，在东亚、东北亚和勘察加丰岛以南地区的上空有一反气旋性距平风场分布，这表明2006年冬季此区域上空的气旋环流大大减弱；此外，在东北区、东亚地区上空有偏南风的距平风场，这表明了2006年冬季东亚冬季风偏弱。为了更清楚地看到这两年冬季东亚冬

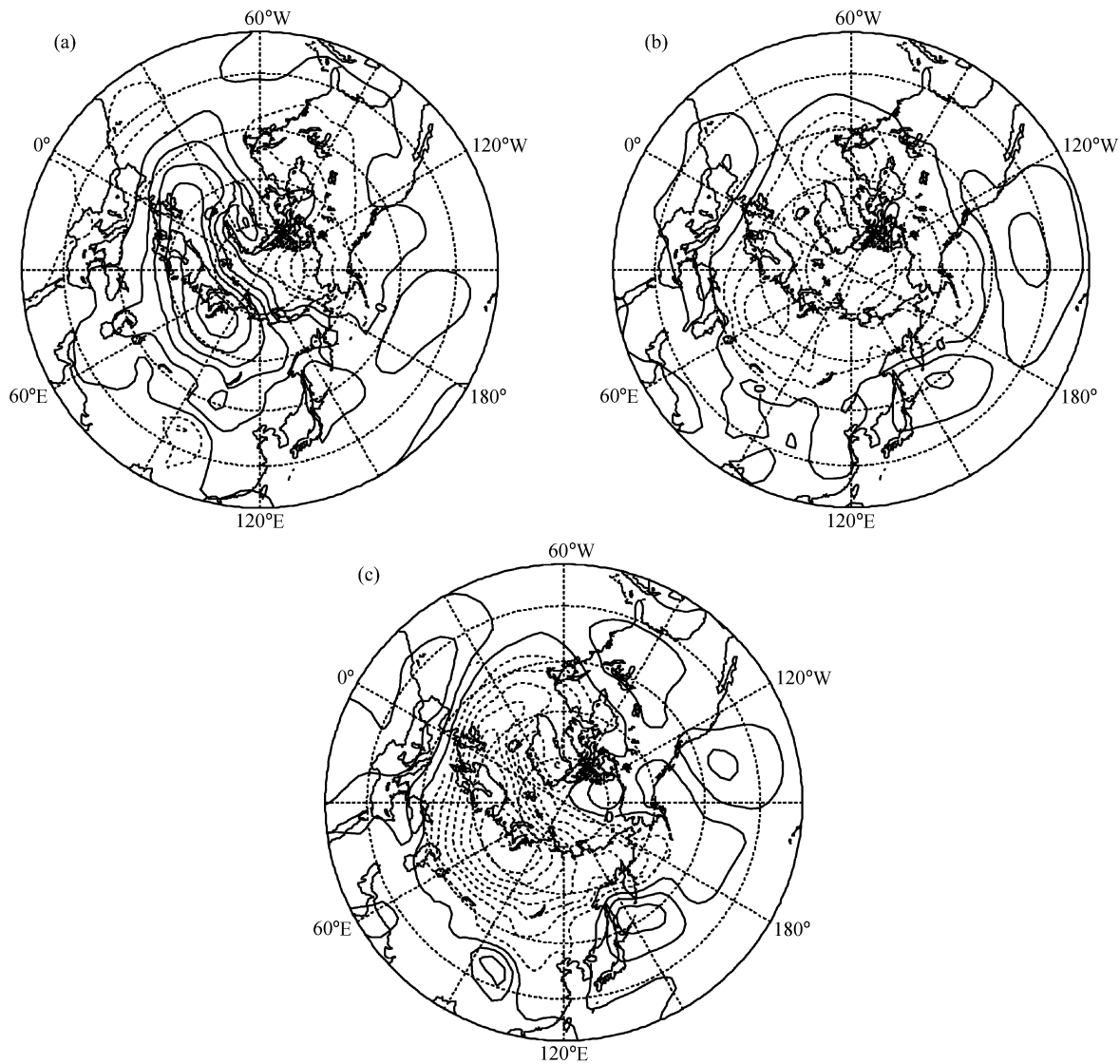


图 5 (a) 北半球 2005 年冬季和 (b) 2006 年平均海平面气压距平分布及 (c) 二者之差 (2006 年冬季减去 2005 年冬季) (单位: hPa)。1971~2000 年 30 年北半球冬季气候平均海平面气压值取为正常值, 实线表示距平, 虚线表示负距平

Fig. 5 Distributions of the seasonal mean sea level pressure anomalies over the Northern Hemisphere for the winters of (a) 2005 (Dec 2005 – Feb 2006) and (b) 2006 (Dec 2006 – Feb 2007), and (c) their differences. Units: hPa. The climatological mean sea level pressure over the Northern Hemisphere for 30 winters from 1971 to 2000 is taken as the normal. The solid and dashed lines indicate positive and negative anomalies, respectively. The contour interval is 2 hPa with negative values dashed.

季风的差别, 本研究分析了 2006 年冬季与 2005 年冬季北半球 850 hPa 风场的差别 (见图 6c)。图 6c 清楚地表明了 2006 年冬季西伯利亚和蒙古高原上空的反气旋环流要比 2005 年冬季弱得多, 在此区域上空出现了一个强的气旋性偏差风场; 并且 2006 年冬季在东亚、东北亚和勘察加半岛以南地区上空的气旋环流要比 2005 年冬季弱得多, 在此区域上空出现了一强的反气旋偏差风场; 此外, 在 2006

年冬季在东亚、东北亚地区上空的偏北冬季风要比 2005 年冬季弱得多, 在此区域上空有强的偏南偏差风场。

上述分析表明, 2005 年冬季与 2006 年东亚冬季风有很大的差别。2005 年冬季西伯利亚高压偏强, 阿留申低压也偏强, 导致东亚冬季风偏强, 而 2006 年冬季西伯利亚高压偏弱, 东亚、东北亚和勘察加以南的低压也偏弱, 导致东亚冬季风偏弱。

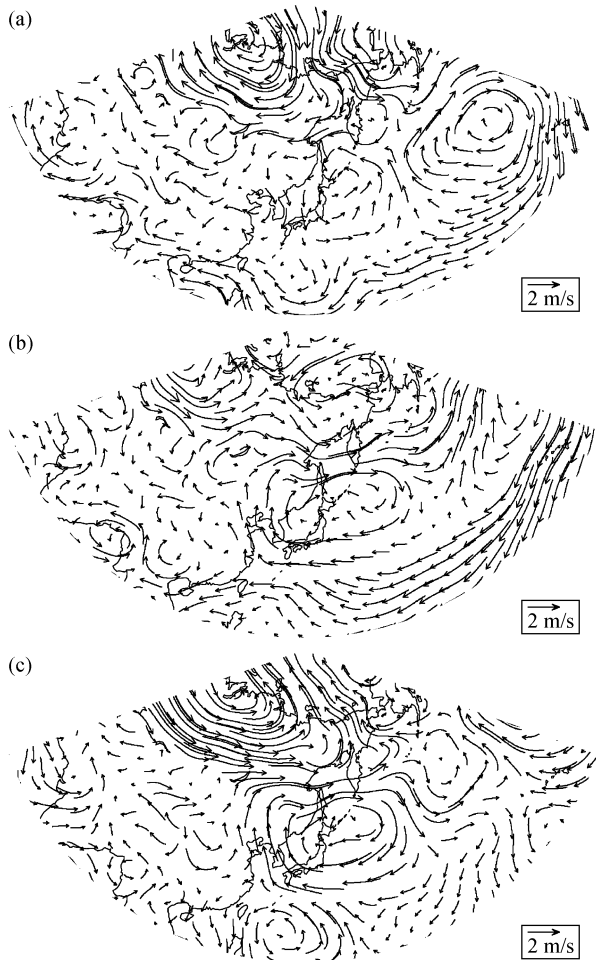


图 6 东亚、东北亚和西太平洋上空 850 hPa 面上 (a) 2005 年冬季和 (b) 2006 年冬季距平风场分布及其 (c) 它们之间的差 (2006 冬季减去 2005 年冬季) (单位: m/s)。1971~2000 年 30 年北半球 850 hPa 冬季气候平均风场取为正常值

Fig. 6 Distributions of the seasonal mean anomalous wind fields at 850 hPa over East Asia, Northeast Asia and the western Pacific for the winters of (a) 2005 (Dec 2005 – Feb 2006) and (b) 2006 (Dec 2006 – Feb 2007), and (c) their differences. The climatological mean wind field at 850 hPa over the Northern Hemisphere for 30 winters from 1971 to 2000 is taken as the normal

4 2005 年与 2006 年东亚冬季风的异常与北极涛动的关系

自从 Thompson 和 Wallace^[29] 提出北极涛动 (AO) 的概念之后, 许多科学家研究 AO 对于北半球中、高纬地区的冬季环流以及东亚冬季风的影响^[13, 14, 29, 30]。这些研究表明 AO 不仅对于北半球冬季中、高纬度环流有很大影响, 而且对于东亚冬季风有严重影响。为此, 本节进一步从 2005 年冬

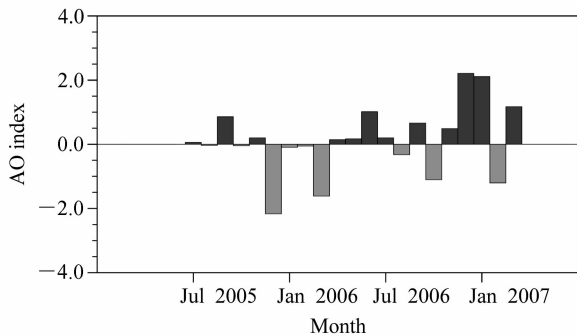


图 7 2005 年 7 月~2007 年 3 月各月 AO 指数的变化 (AO 指数按文献^[29]的定义计算)

Fig. 7 The monthly variation of AO (the Arctic Oscillation) index from Jul 2005 to Mar 2007. AO index is calculated according to the definition of AO index from reference [29]

季和 2006 年冬季各月 AO 指数的变化来分析这两年东亚冬季风的差别。

图 7 是 2005 年 7 月~2007 年 3 月按照 Thompson 和 Wallace^[29] 的 AO 指数定义而计算的各月 AO 指数的变化。从图 7 可以看到 2005 年冬季, 从 2005 年 12 月到 2006 年 2 月各月的 AO 指数为负, 最大值是 2005 年 12 月, AO 指数为 -2.1; 并且, 从图 7 也可以看到 2006 年冬季, 从 2006 年 12 月到 2007 年 1 月 AO 指数为正, 分别为 +2.2 和 +2.1, 但 2007 年 2 月 AO 指数开始转负。按照 Wu 和 Wang^[14] 的研究结果, AO 指数与 EAWM (东亚冬季风) 指数有很好的负相关, 这就是说, 若某一年冬季 AO 指数为负, 则该年东亚冬季风偏强, 反之, 若某一年冬季 AO 指数为正, 则该年东亚冬季风偏弱, 图 7 表明了 2005 年 12 月~2006 年 2 月东亚冬季风偏强, 而 2006 年 12 月~2007 年 1 月东亚冬季风偏弱。因此, 从 2005~2006 年冬季各月的 AO 指数的变化也进一步表明了这两年冬季风强度的相反变化。

5 2005 年与 2006 年冬季北半球准定常行星波活动异常的差别

由于 AO 严重影响着东亚冬季风^[13, 14], 而 AO 与北半球的环状模密切相关^[30, 31], 并且, Chen 等^[12]以及陈文和黄荣辉^[24]的研究表明了冬季北半球环状模是与准定常行星波活动密切相关。这表明北半球冬季准定常行星波的活动影响东亚冬季风的强弱。为此, 本节进一步从北半球冬季准定常行星

波的活动来探讨 2005 年与 2006 年这两年东亚冬季风出现截然相反变化的机理。

Andrew 和 McIntyre^[32]在 β 平面近似条件下研究了大气中波-流相互作用, 并且把 Eliassen 和 Palm^[33]所提出的 E-P 通量推广到一般形式, 即广义 E-P 通量。而后, Edmon 等^[34]和 Huang^[23]从不同物理考虑出发, 求得球面等压坐标的波-流相互作用方程和 E-P 通量, 并且, 他们提出准定常行星波的 E-P 通量是平行于波的群速度, 因此, 可以利用 E-P 通量来研究行星波的传播。最近, Tanaka 等^[35]求得在等熵坐标的波-流相互作用方程和 E-P 通量。

根据上述研究不考虑大气的粘性作用与外强迫, 在球面 p 坐标下波-流相互作用方程可写成

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f v^* = \frac{1}{\rho a \cos \varphi} \nabla \cdot \mathbf{F}, \quad (2)$$

式中, ρ 是空气密度, a 是地球半径, f 是科里奥利参数, $\bar{u}$ 为平均纬向气流, v^* 为平均剩余经圈环流, $\nabla \cdot \mathbf{F}$ 为 E-P 通量的散度, 在球坐标系中 $\nabla \cdot \mathbf{F}$ 为下式,

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} [F(\varphi) \cos \varphi] + \frac{\partial}{\partial p} [F(p)],$$

式中, $F(\varphi)$ 、 $F(p)$ 分别是:

$$\begin{cases} F(\varphi) = -\rho a \cos \varphi \overline{u'v'}, \\ F(p) = \rho a \cos \varphi \frac{Rf}{HN^2} \overline{v'T'}, \end{cases} \quad (3)$$

其中, R 是气体常数, H 是大气标高, 大约为 7 km, N 是 Brunt-Vaisala 频率, u' 、 v' 、 T' 分别为扰动纬向风、扰动经向风、扰动温度。

为方便起见, 本文采用下式来计算 E-P 通量的散度

$$D = \nabla \cdot \mathbf{F} / \rho a \cos \varphi. \quad (4)$$

从 2005 年冬季和 2006 年冬季各月扰动 u' 、 v' 、 T' , 利用 (3) 可计算出这两年冬季的 E-P 通量的分布, 利用 (4) 式可以计算出 E-P 通量的散度。图 8a 和图 8b 分别是所计算 2005 年和 2006 年北半球冬季 1~3 波合成的准定常行星波 E-P 通量及其散度的分布。从图 8a 所示的 2005 年冬季 (2005 年 12 月~2006 年 2 月) 北半球准定常行星波的 E-P 通量及其散度分布可以看到: 在 2005 年冬季北半球准定常行星波在 60°N 附近地区的上空通过极地波导上传播到平流层偏强, 而在对流层通过低纬波导从 50°N~60°N 附近高纬度地区向低纬度地区

对流层附近传播比较弱; 并且, 如图 8a 所示, 这引起了 2005 年冬季 40°N 以北的高、中纬度地区对流层准定常行星波的 E-P 通量散度为大的负值, 而在 20°N~40°N 地区上空 E-P 通量的散度为正值。这表明 2005 年冬季在高纬度地区准定常行星波的 E-P 通量有异常的辐合, 而 20°N~40°N 有准定常行星波的 E-P 通量有异常的辐散。2005 年冬季北

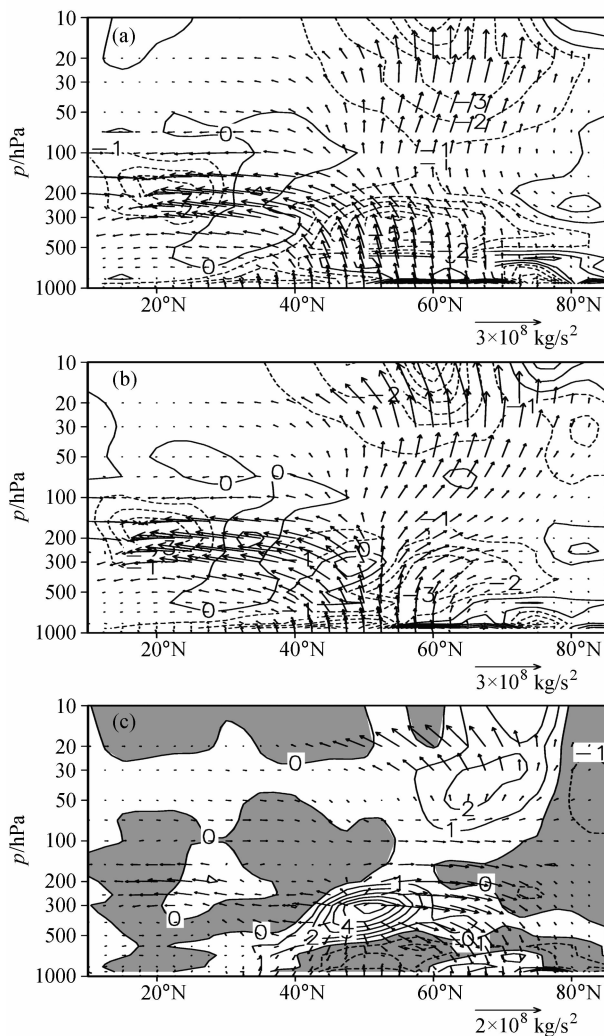


图 8 (a) 北半球 2005 年冬季和 (b) 2006 年冬季准定常行星波 1~3 波合成的 E-P 通量 ($\times \rho^{-1}$) 及其散度 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$) 分布以及 (c) 它们之差 (2006 年冬季减去 2005 年冬季)。E-P 通量散度分布中实线表示正值 (辐散), 虚线表示负值 (辐合)
Fig. 8 Composite distributions of the E-P fluxes ($\times \rho^{-1}$) of quasi-stationary planetary waves with wave number 1–3 and their divergences ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$) over the Northern Hemisphere in the winters of (a) 2005 (Dec 2005 – Feb 2006), (b) 2006 (Dec 2006 – Feb 2007), and (c) the differences between them. The solid and dashed isolines indicate positive (divergence) and negative (convergence) values, respectively

半球准定常行星波 E-P 通量的散度异常可以在图 9a 所示的 2005 年冬季行星波 E-P 通量散度距平分布中更好地反映,从图 9a 可以看到,2005 年冬季北半球行星波 E-P 通量散度在 40°N~60°N 纬度地区对流层中上层有负距平,在 20°N~40°N 地区的对流层上层有正距平。这表明 2005 年冬季北半球中高纬度地区对流层中、上层行星波 E-P 通量具有比常年偏强的辐合,而在副热带地区对流层上层行星波 E-P 通量具有比常年偏强的辐散。另一方面,从图 8b 所示的 2006 年冬季(2006 年 12 月~2006 年 2 月)北半球准定常行星波的 E-P 通量及其散度分布可以看到:在 2006 年冬季北半球准定常行星波在高纬度地区通过极地波导传播到平流层较弱,而在对流层通过低纬波导从 40°N~50°N 中纬向低纬度地区对流层顶附近传播偏强;并且,如图 8b 所示,这引起了 2006 年冬季 60°N 以北高纬度对流层准定常行星波的 E-P 通量有较弱的辐合,而 50°N 附近中纬度对流层中、上层有较强的准定常行星波

的 E-P 通量的辐散,并且在 40°N 附近有一弱的辐合区,在 30°N 附近有准定常行星波的 E-P 通量的辐散。同样,2006 年冬季北半球准定常行星波 E-P 通量的散度异常可以在图 9b 所示的 2006 年冬季行星波 E-P 通量的距平分布更好地反映,从图 9b 可以看到,2006 年冬季北半球行星波 E-P 通量散度在 40°N~60°N 的中、高纬度地区对流层中、上层有正距平,而在 20°N~40°N 地区的对流层中、上层有负距平。这表明 2006 年冬季北半球中、高纬度地区对流层中、上层 E-P 通量具有比常年偏强的辐散,而在副热带地区对流层中、上层行星波 E-P 通量具有比常年偏强的辐合。

为了更好地比较 2006 年冬季北半球准定常行星波活动与 2005 年冬季的差别,本研究进一步分析 2006 年冬季与 2005 年冬季准定常行星波 E-P 通量散度之差(见图 8c)。从图 8c 可以看到:在 40°N~70°N 的中高纬度地区上空对流层中、上层相比于 2005 年冬季有更强的辐散区,而在 30°N~40°N 地区对流层中、上层有更强的辐合区。

6 2005 年与 2006 年冬季北半球准定常行星波活动对纬向流的作用

从(2)式可以看到:若北半球准定常行星波 E-P 通量是辐合,即 $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$,则北半球纬向平均西风气流将减速;反之,若北半球准定常行星波 E-P 通量是辐散,即 $\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$,则北半球纬向平均西风气流将加速。因此,上节所分析的 2005 年与 2006 年冬季北半球准定常行星波传播及其所引起的行星波 E-P 通量散度分布的差别,将直接影响到这两年冬季北半球纬向平均气流的异常。为此,本研究利用 NCEP/NCAR 再分析 2005 年 12 月~2007 年 2 月的风场资料,分析了 2005 年与 2006 年冬季北半球各层的纬向平均风场的异常情况。

6.1 北半球纬向平均气流的差别

图 10a 和图 10b 分别表示 2005 年与 2006 年冬季北半球各层纬向平均风场的距平分布。从图 10a 可以看到:2005 年冬季北半球 50°N 以北地区各层纬向平均纬向风距平为负,这表明 2005 年冬季 50°N 以北的高纬度地区纬向平均流偏弱;并且,在 30°附近上空各层的纬向平均纬向风距平却为正,这表明 2005 年冬季北半球副热带地区各层纬向平均纬向风偏强。然而,图 10b 却显示出与图 10a 相

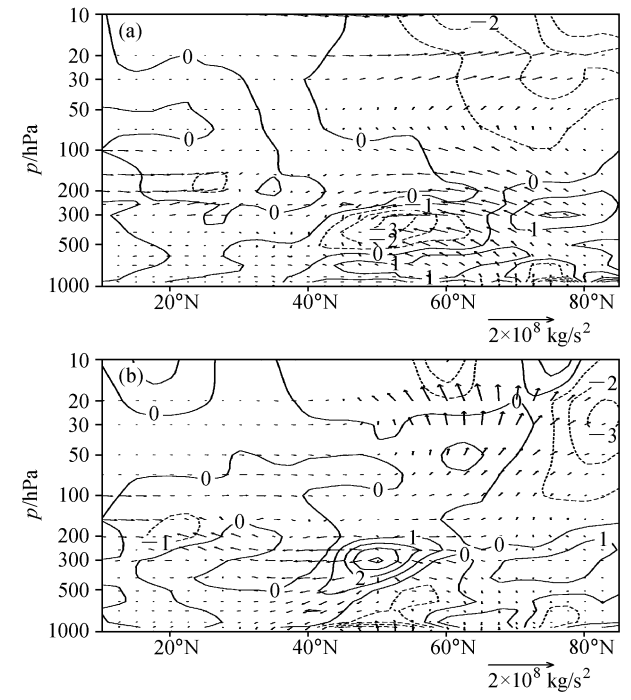


图9 同图 8a、b, 但为准定常行星波 E-P 通量及其散度的距平(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$) 分布。1971~2000 年 30 年冬季气候平均行星波 E-P 通量散度取为正常值
Fig. 9 As in Figs. 8a and 8b, but for the anomalies of E-P fluxes and their divergences ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$). The climatological mean E-P fluxes of quasi-stationary planetary waves for 30 winters from 1971 to 2000 are taken as the normals

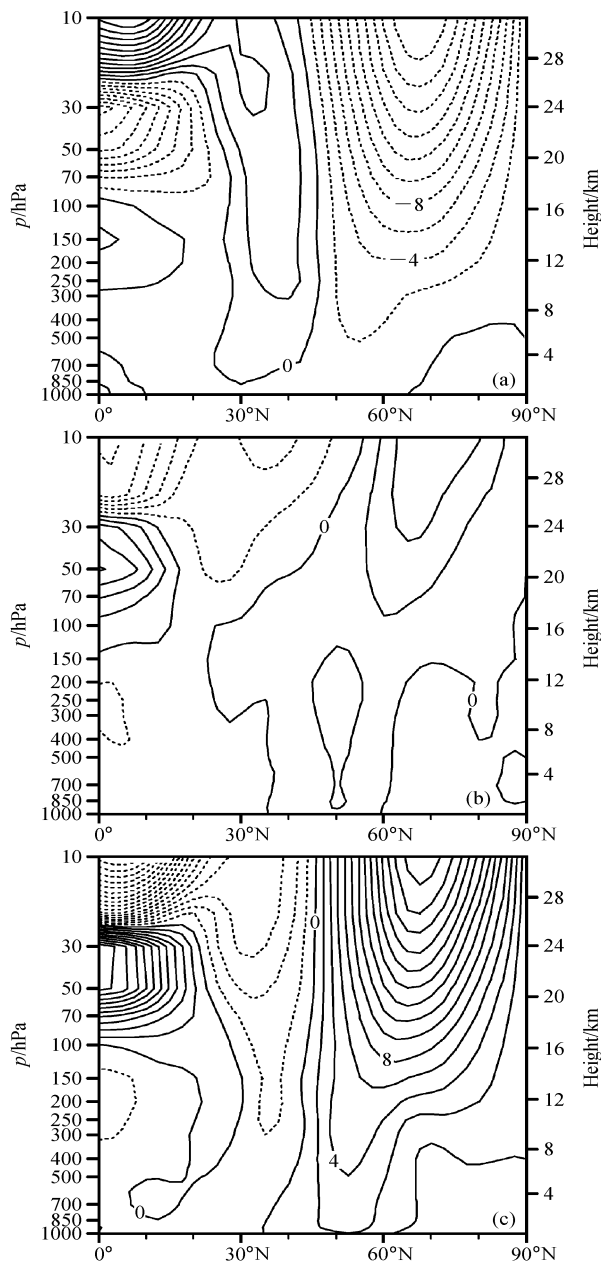


图 10 北半球 (a) 2005 年冬季与 (b) 2006 年冬季纬向平均纬向风速距平及其 (c) 二者之间的差 (2006 年冬季减去 2005 年) 随高度和纬度的分布 (单位: m/s)。1971~2000 年 30 年北半球各层气候平均的纬向风速取之为正常值; 实线表示正距平, 虚线表示负距平, 等值线间距 2 m/s

Fig. 10 Cross sections of zonal mean zonal wind in the Northern Hemisphere in the winters of (a) 2005 (Dec 2005 - Feb 2006), (b) 2006 (Dec 2006 - Feb 2007) and (c) their differences. Units: m/s . The climatological mean zonal winds at various levels over the Northern Hemisphere for 30 winters from 1971 to 2000 are taken as the normals. The solid and dashed lines indicate positive and negative anomalies, respectively. The contour interval is 2.0 m/s

反的纬向平均纬向风的分布, 2006 年冬季北半球 40°N 以北的中高纬度地区上空各层纬向平均纬向风距平为正, 而在 $20^\circ\text{N}\sim 30^\circ\text{N}$ 附近上空各层的纬向平均纬向风距平为负, 这表明在 2006 年冬季北半球 40°N 以北的中高纬度地区上空各层纬向平均流偏强, 而副热带上空的纬向平均流偏弱。这两年冬季北半球各层纬向平均流的差别可以更直观地从图 10c (2006 年与 2005 年冬季北半球各层纬向平均流之差) 看到。图 10c 清楚表明了 2006 年冬季北半球 40°N 以北的中高纬度地区上空的纬向平均流要比 2005 年冬季强得多, 而副热带地区上空的纬向平均流要比 2005 年冬季弱得多。

6.2 300 hPa 纬向风距平的差别

为了更清楚地看到这两年冬季北半球气流的差别, 本研究又进一步分析了 2005 年 (2005 年 12 月~2006 年 2 月) 与 2006 年冬季 (2006 年 12 月~2007 年 2 月) 300 hPa 纬向风距平的分布。图 11a 和图 11b 分别是 2005 年与 2006 年冬季北半球 200 hPa 纬向风场的距平分布。从图 11a 可以清楚看到: 2005 年冬季北半球 300 hPa 欧亚大陆和北美 45°N 以北的高纬度地区纬向风距平为负, 即极锋急流比常年偏弱, 特别在西欧上空纬向风比常年偏弱 10 m/s ; 而在中纬度以南的副热带地区上空的纬向风距平为正, 这表明 2005 年冬季北半球副热带急流偏强。然而, 图 11b 却显示出与图 11a 相反的分布, 即 2006 年冬季北半球 300 hPa 在 45°N 附近和以北的中高纬地区 300 hPa 纬向风距平为正, 而在中纬度以南的副热带地区上空的纬向风距平为负, 这表明 2006 年冬季北半球极锋急流比常年偏强, 而副热带急流偏弱。这两年冬季北半球 300 hPa 纬向风分布的差别在图 11c 有更好的反映, 图 11c 清楚地表明这两年冬季北半球 300 hPa 纬向风的分布之差是非常明显的。正是由于这两年冬季北半球纬向风的如此之大的差别才造成了这两年冬季北半球气候的差别和东亚冬季风的差别。为此, Jhun 和 Lee^[15] 以 ($27.5^\circ\text{N}\sim 37.5^\circ\text{N}$, $110^\circ\text{E}\sim 170^\circ\text{E}$) 与 ($50^\circ\text{N}\sim 60^\circ\text{N}$, $80^\circ\text{E}\sim 140^\circ\text{E}$) 区域平均的纬向风来定义东亚冬季风指数是有一定道理的, 这个指数也能够很好地描述东亚冬季风的年际变化。

图 11a 和图 11b 所示的 2005 年与 2006 年冬季北半球纬向风距平的相反分布也再一次证实了 Thompson 和 Wallace^[29] 所提出的 AO 是由于高纬

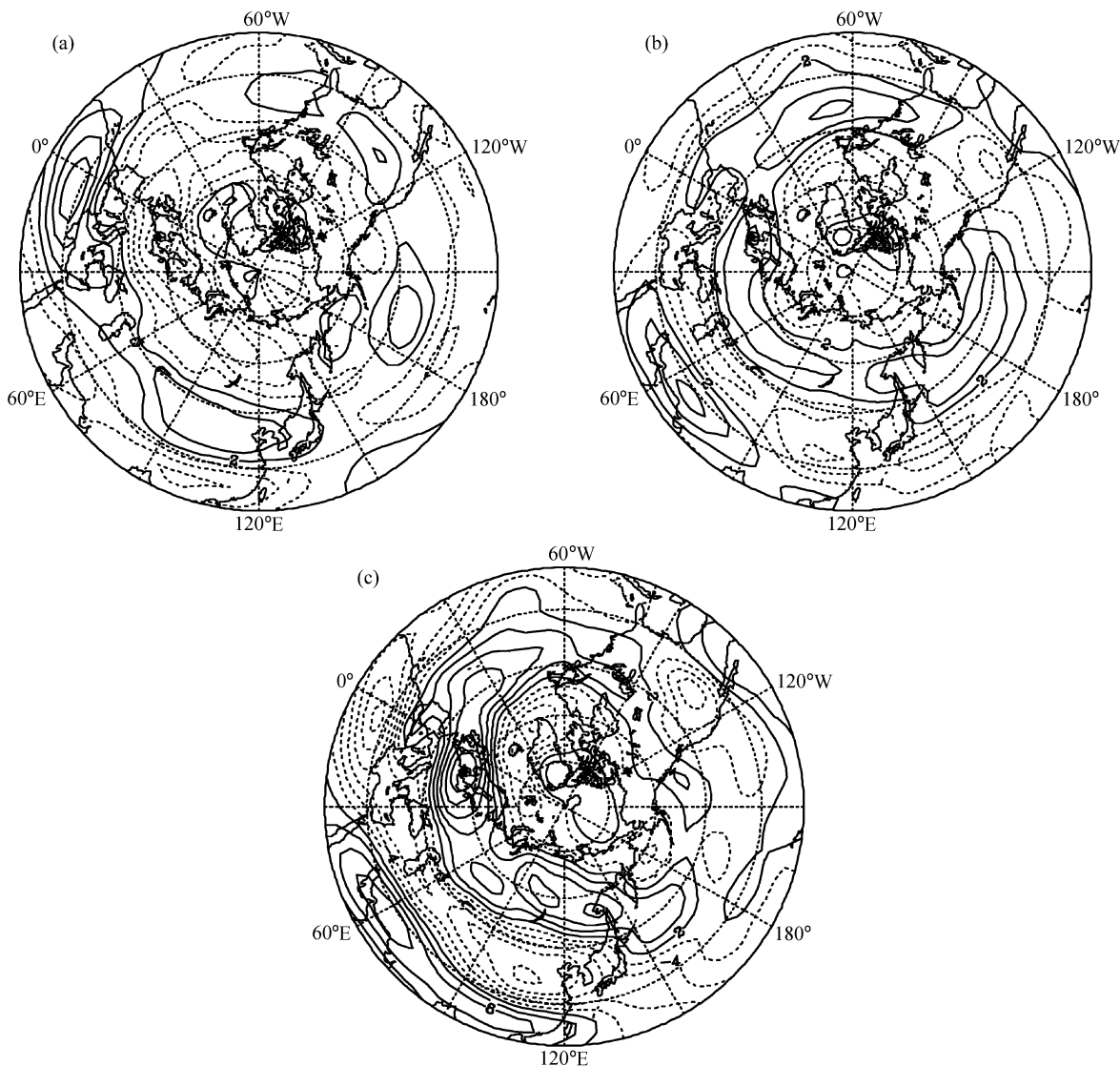


图 11 同图 10，但为 300 hPa 纬向风速距平及其差值的水平分布

Fig. 11 As in Fig. 10, but for the horizontal distributions of zonal wind anomalies at 300 hPa, The contour interval is 3 m/s with negative values dashed

度地区 (55°N 附近) 和副热带地区 (35°N 附近) 围绕北半球环状模的振荡所造成。

6.3 北半球准定常行星波活动对 2005 年与 2006 年冬季纬向气流差别的影响

陈文和黄荣辉^[24]以及 Chen 等^[25]从观测事实分析和数值模拟的结果表明了 Thomposon 和 Wallace^[18, 19]所提出的北半球冬季 AO 与环状模是由于北半球冬季准定常行星波活动及其波-流相互作用的结果。他们指出在行星波活动处于高指数的冬季，北半球中高纬度对流层上层的极锋急流和平流层的极夜急流将加强，而南边副热带急流将减弱；

相反，当行星波活动指数处于低指数的冬季，则北半球中高纬度对流层的极锋急流和平流层极夜急流将减弱，而南边副热带急流将加强。

陈文和黄荣辉等^[24]、Chen 等^[25]以及 Huang 和 Wang^[34]从北半球冬季准定常行星波的 E-P 通量的散度定义了一个行星波活动指数。按照 Huang 和 Wang^[36]所定义的行星波活动指数 I_p 为下式：

$$I_p = \text{Nor} (\nabla \cdot \mathbf{F}_A - \nabla \cdot \mathbf{F}_B), \quad (5)$$

其中， $\nabla \cdot \mathbf{F}_A$ 和 $\nabla \cdot \mathbf{F}_B$ 分别为 (500 hPa, 50°N) 和 (300 hPa, 40°N) 区域行星波 E-P 通量的散度，

Nor 表示利用与 (1) 式相同的算法对 $(\nabla \cdot \mathbf{F}_A - \nabla \cdot \mathbf{F}_B)$ 进行标准化运算, 从而可得到行星波活动指数 I_p 。按 (5) 式的定义并利用图 8a 和图 8b 所示的 2005 年和 2006 年冬季行星波 E-P 通量的散度计算可得: 2005 冬季 (2005 年 12 月 ~ 2006 年 2 月) 3 个月平均的行星波活动指数为 -1.33, 而 2006 年冬季准定常行星波活动指数为 +0.16, 其实 2006 年 12 月和 2007 年 1 月北半球行星波活动指数为正的较大值, 但由于 2007 年 2 月北半球行星波活动指数转为负值, 故整个冬季平均值变小。因此, 2005 年冬季准定常行星波活动指数为低指数, 而 2006 年冬季准定常行星波活动指数为高指数, 这与第 4 节所计算的 AO 指数是一致的。正如 Huang 和 Wang^[34] 的研究, 行星波活动指数与 AO 指数有很大的相关, 他们计算了 1958~2000 年冬季两者相关可达 0.7, 超过 99% 信度检验。正如前面所述, AO 指数与东亚冬季风指数有很好的负相关, 因此, 本文所分析的 2005 年冬季与 2006 年冬季东亚冬季风的年际变化的结论再一次证明上述研究的正确性。

本节的分析结果表明: 2005 年冬季北半球行星波活动为低指数, 如图 8a 和图 9a 所示, 由于北半球准定常行星波从高纬度地区往平流层传播加强, 而往低纬度对流层上层传播减弱, 这使得北半球中、高纬度地区上空行星波 E-P 通量辐合加强, 并使得副热带地区上空的行星波 E-P 通量的辐散加强, 因此, 如图 10a 和图 11a 所示, 2005 年冬季北半球中高纬度地区上空的极锋急流减弱, 而副热带急流加强; 相反, 2006 年冬季北半球行星波活动为高指数, 如图 8b 和图 9b 所示, 由于北半球准定常行星波从高纬度地区往平流层传播减弱, 而往低纬度对流层上层传播加强, 这使得北半球中高纬度地区上空行星波 E-P 通量辐散加强, 而副热带地区上空的行星波 E-P 通量的辐合也加强, 因此, 如图 10b 和图 11b 所示, 2006 年冬季北半球高纬度地区上空的极锋急流加强, 而副热带急流减弱。

7 结论和讨论

本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 系统地分析了 2005 年 (2005 年 12 月 ~ 2006 年 2 月) 与 2006 年 (2006 年 12 月 ~ 2007 年 2 月) 冬季欧亚大陆中高纬度地区的气温和东亚冬季风的差别及其与

这两个冬季北半球准定常行星波活动的关系。分析结果表明: 2005 年冬季欧亚大陆中高纬度地区气温偏低, 东亚冬季风偏强, 而 2006 年冬季欧亚大陆中、高纬地区气温偏高, 出现异常暖冬, 东亚冬季风偏弱; 分析结果还表明了这两年冬季东亚冬季风的差别不仅是西伯利亚高压和阿留申低压的变异所造成, 而且是由于北极涛动 (AO) 和北半球环状模的相反变化所造成。2005 年冬季北半球高纬度地区极锋急流偏弱, 西伯利亚高压偏强, 阿留申低压也偏强, 副热带急流偏强, 这使得 2005 年东亚冬季风偏强; 而 2006 年冬季北半球高纬度地区的极锋急流偏强, 西伯利亚高压偏弱, 勘察加半岛以南的低压也偏弱, 副热带急流也偏弱, 这使得东亚冬季风偏弱。并且, 本文进一步从这两年冬季北半球准定场行星波活动的差异在动力理论上讨论了这两年冬季北半球气候和东亚冬季风差异的机理。分析结果表明: 2005 年冬季北半球行星波活动为低指数, 准定常行星波在高纬度地区往平流层传播加强, 而往低纬度对流层上层传播减弱, 造成了行星波 E-P 通量在高纬度地区的辐合加强, 而在副热带地区辐散加强, 这引起了北半球高纬度地区的极锋急流减弱, 而副热带急流加强, 这有利于西伯利亚高压的发展, 从而造成了东亚冬季风强; 相反, 2006 年冬季北半球行星波活动指数为高指数, 准定常行星波在高纬度地区往平流层传播减弱, 而从中高纬地区往低纬地区对流层上层传播加强, 造成了行星波 E-P 通量在北半球中、高纬地区的辐合减弱, 即辐散加强, 而副热带地区的辐合加强, 这导致了 2006 年冬季北半球冬季高纬度地区的极锋急流加强, 而副热带急流减弱, 这不利于西伯利亚高压的发展, 从而造成了东亚冬季风偏弱。

本文只是从动力理论上分析 2005 年与 2006 年冬季北半球气候和东亚冬季风差异的机理。海洋和陆面过程等大气外部强迫因子的差异对于这两年冬季北半球气候异常的差异肯定也会有大的影响, 这将以后再进一步分析。

参考文献 (References)

- [1] 陶诗言. 冬季从印缅移过来的高空低槽. 气象学报, 1952, **23**: 171~192
Tao Shiyan. The low trough in the upper level moved from the region of Indo-Burma. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1952, **23**: 172~192

- [2] 陶诗言. 冬季中国上空平直西风环流条件下的西风波动. 气象学报, 1956, **27**: 345~360
 Tao Shiyao. The westerly waves in the westerly circulation over China in winter. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1956, **27**: 345~360
- [3] 陶诗言. 阻塞形势破坏时期的一次东亚寒潮过程. 气象学报, 1957, **28**: 63~74
 Tao Shiyao. A process of cold wave over East Asia during the breaking period of blocking situation. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1957, **28**: 63~74
- [4] 陶诗言. 十年来我国对东亚寒潮的研究. 气象学报, 1959, **30**: 226~230
 Tao Shiyao. Study on East Asian cold waves in China during recent 10-years (1949~1959). *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1959, **30**: 226~230
- [5] 陶诗言, 李毓芳, 温玉璞. 东亚对流层上部和平流层中下部大气环流的初步研究. 气象学报, 1965, **35**: 155~165
 Tao Shiyao, Li Yufang, Wen Yupu. Preliminary study of the atmospheric circulation in the upper troposphere and the mid- and lower stratosphere over East Asia. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1965, **35**: 155~165
- [6] 高守亭, 陶诗言, 丁一汇. 寒潮期间高空波动与东亚急流的相互作用. 大气科学, 1992, **16**: 718~724
 Gao Shouting, Tao Shiyao, Ding Yihui. Upper wave-East Asian jet interaction during the period of cold wave outbreak. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1992, **16**: 718~724
- [7] 陶诗言, 张庆云. 亚洲冬季风对 ENSO 现象的响应. 大气科学, 1998, **22**: 399~407.
 Tao Shiyao, Zhang Qingyun. Response of the Asian winter and summer monsoon to ENSO events. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1998, **22**: 399~407
- [8] 丁一汇. 东亚冬季风的统计研究. 热带气象, 1990, **6**: 119~128.
 Ding Yihui. A statistical study of winter monsoons in East Asia. *J. Tropical Meteor.* (in Chinese), 1990, **6**: 119~128
- [9] 丁一汇, 温市耕, 李运锦. 冬季西伯利亚高压动力机构的研究. 气象学报, 1991, **49**: 430~439.
 Ding Yihui, Wen Shigeng, Li Yunjin. A study of dynamic structures of the Siberian high in winter. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1991, **49**: 430~439
- [10] 王遵亲, 丁一汇. 近 53 年中国寒潮的变化特征及其可能成因. 大气科学, 2006, **30**: 1068~1076
 Wang Zunya, Ding Yihui. Climate change of the cold wave frequency of China in the last 53 years and the possible reasons. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30**: 1068~1076
- [11] Chen Wen, Graf H F. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relationship to the global circulation. Max-Planck-institute fur Meteorologic Report. 1998, No. 250
- [12] Chen Wen, Graf H F, Huang Ronghui. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 2000, **17**: 48~60.
- [13] Gong Daoyi, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**: 2073~2076
- [14] Wu Bingyi, Wang Jia. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29**: No. 19, 1987, doi:10.1029/2002 GL015373
- [15] Jhun J G, Lee E J. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, 2004, **17**: 711~726
- [16] Ding Y H, Krishnamurti T N. Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**: 2428~2449
- [17] Murakami T. Effects of the Tibetan Plateau. *Monsoon Meteorology*. Chang C P, Krishnamurti T N. Eds., Oxford University Press, 1987. 235~270
- [18] Thompson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 2002, **13**: 1000~1016
- [19] Thompson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Climate*, 2002, **13**: 1018~1036
- [20] Chen W, Takahashi M, Graf H F. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**, D24, 4797, doi: 10.1029/2003JD003834
- [21] Huang Ronghui, Gambo K. The response of a hemispheric multi-level model atmosphere to forcing by topography and stationary heat sources. Part I. Forcing by topography, and Part II: Forcing by stationary heat sources and forcing by topography and stationary heat sources. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1982, **60**: 78~108
- [22] Huang Ronghui, Gambo K. On other wave guide in stationary planetary wave propagations in the winter Northern Hemisphere. *Science in China*, 1983, **26**: 940~950
- [23] Huang Ronghui. Wave action conservation equation for planetary waves in a spherical atmosphere and wave guides of stationary planetary wave propagations shown by wave action flux. *Science in China*, 1984, **27**: 766~775
- [24] 陈文, 黄荣辉. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化. 大气科学, 2005, **29**: 137~146
 Chen Wen, Huang Ronghui. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29**:

- 137~146
- [25] Chen Wen, Yang Song, Huang Ronghui. Relationship between stationary planetary wave activity and the East Asian winter monsoon. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**: D14110, Doi, 10.1029/2004JD005669
- [26] Japan Meteorological Agency. Analysis of momentum budget anomaly at 300hPa in the Northern Hemisphere in November 2005 and November 2006. *Month Report on Climate System* (in Japanese), 2007, (2): 2
- [27] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistlar R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77**: 437~471
- [28] Inoue T, Matsumoto J. A comparison of summer sea level pressure over East Eurasia between NCEP/NCAR reanalysis and EAR-40 for the period 1960 - 99. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2004, **82**: 951~958
- [29] 黄刚. NCEP, NCAR 和 ERA-40 再分析资料以及探空观测资料分析中国北方地区年代际气候变化. 气候与环境研究, 2006, **11**: 310~320
Huang Gang. The assessment and difference of the interdecadal variations of climate change in the northern part of China with the NCEP/NCAR and ERA-40 reanalysis data. *Climatic Environ. Res.* (in Chinese), 2006, **11**: 310~320
- [30] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**: 1297~1300
- [31] Gong Daoyi, Wang Shaowu. Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China. *J. Geophys. Res.*, 2003, **13**: 208~216
- [32] Andrew D G, McIntyre M E. Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**: 2031~2048
- [33] Eliassen A, Palm E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophys. Publ.* 1961, **22**: 1~23
- [34] Edmon M J, Hoskins B J, McIntyre M E. Eliassen-Palm sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 2600~2617
- [35] Tanaka D T, Iwasaki S, Uno M, et al. Eliassen-Palm flux diagnosis based on isentropic representation. *J. Atmos. Sci.*, 2004, **61**: 2370~2383
- [36] Huang Ronghui, Wang Lin. Interdecadal variations of Asian winter monsoon and its association with the planetary wave activity. Proceedings in the Symposium of Asian Monsoon, Winter MONEX: A Quarter Century and Beyond, Kuala Lumpur, Malaysia, 4 - 7 April 2006, 126