

西太平洋副热带高压西伸过程的合成特征及其可能机理

罗玲¹ 何金海¹ 谭言科²

(1 南京信息工程大学, 南京 210044)(2 解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

摘要 利用 1970~2000 年 6 月 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 根据 (20~30°N, 115~125°E) 区域内 500 hPa 的涡度变化选取了 12 次西太平洋副热带高压西伸过程, 合成了西太平洋副热带高压西伸过程中对流层高层和低层的环流演变特征。结果表明, (20~30°N, 115~125°E) 区域内 500 hPa 负涡度的增加对应着西太平洋副热带高压的西伸过程。在副热带高压西伸过程中, 对流层高层南亚高压的中心位置虽然稳定少动, 但是由于日本东南部反气旋的西移, 使得南亚高压东侧的脊明显地加强东伸, 这可能对对流层中层副热带高压的西伸具有重要作用。在对流层低层, 源于澳大利亚北侧的气流越过赤道向北传播, 经由南海季风槽后到达我国江淮流域, 从而影响副热带高压西侧的偏南气流。

关键词 西太平洋副高 西伸过程 日本东南部高空反气旋 澳大利亚北侧低层气流

分类号 P463.1 **文献标识码** A

引言

西太平洋副热带高压(简称西太平洋副高)是夏季影响我国天气气候最主要的环流系统之一, 其位置和强度直接影响着我国雨季的雨量 and 雨带的位置。尤其在梅汛期, 西太平洋副高的东西位置与长江流域的旱涝有密切联系。黄土松、余志豪^[1] 不仅开创性地分析了副高的结构, 还研究了它同大气环流的若干关系。陶诗言、朱福康^[2] 研究夏季亚洲南部 100 hPa 的流型时发现, 夏季高原上空强大的反气旋(南亚高压)在平均位置附近的来回振荡与 500 hPa 上空西太平洋副高的移动有密切的联系, 指出南亚高压和西太平洋副高具有相向而行的特点。黄土松^[3] 还揭示了东西风带对副高变动的影 响, 并且建立了副高在东西方向上的移速公式。

近 20 年来, 随着季风研究的深入, 副高的研究也进入了新的阶段。Tao and Chen^[4] 提出了东亚季风环流系统, 由此把西太平洋副高作为季风系统中的一个重要子系统, 其东西进退和东亚季风系统各成员之间的活动是有机地联系在一起。喻世华等^[5~7] 从垂直环流和东亚季风系统自我调节机制的角度进行分析, 对副高的季节性进退进行了大量研究。张韧、余志豪

收稿日期: 2004-03-15; 修改稿日期: 2004-12-09

基金项目: 本文得到国家自然科学基金重点基金(编号: NO. 40135020)资助

第一作者简介: 罗玲(1978-), 女(汉), 湖北十堰, 硕士研究生, 现在浙江省气象台, 主要从事天气气候动力学研究

等^[8]基于小波分析理论,研究和讨论了南海夏季风活动与季内北太平洋副高东西形态和西伸过程的相关特征。吴国雄、刘屹岷等^[9]认为雨带的凝结潜热释放有助于西太平洋副高的西伸。徐海明、何金海^[10]的研究表明,热带 ITCZ 和孟加拉湾北部对流的异常活跃可能对西太平洋副高的增强北跳西伸产生影响。温敏、何金海^[11]的研究还表明,西太平洋副高的西伸与外围雨带之间存在一定的联系,而且这种关系是互为因果的。

南半球环流的变化对西太平洋副高也有重要的影响。杨修群、黄土松^[12]的研究表明,南半球的马斯克林高压和澳大利亚高压可以通过一系列过程影响西太平洋副高。何金海等^[13]的数值模拟进一步证实了澳大利亚冷空气活动对东亚夏季风有重要作用,季风槽的移动相应地引起西太平洋副高的移动,因此副高脊线的活动也就间接受到了南半球系统的影响。

但至今对副高的中短期变化,包括东西进退以及持续异常的变化规律及其成因还不十分清楚,因此有必要进一步研究副高西伸过程的规律及其与大尺度环流系统的关系。

1 资料与方法

为揭示西太平洋副高的西伸过程,本文使用了 1970~2000 年 6 月的 NCEP/NCAR 逐日再分析资料^[14],包括 850 hPa 水平风场、500 hPa 风场和位势高度场、200 hPa 位势高度场和水平风场资料,空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度。

平均而言,6 月中旬,西太平洋副高压出现第一次北跳,副热带高压外围气流控制了华南沿海,西侧的西南气流与来自阿拉伯海的季风气流融合在一起,一直影响到长江以南地区。由于副热带高压西伸脊点的东西摆动,华南地区交替出现西南和东南气流,此时华南前汛期结束,长江流域梅雨开始,夏季形势基本建立,夏季风在东亚地区建立后,流场形势保持相对稳定。由此,本文选取($20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$, $115^{\circ} \sim 125^{\circ} \text{E}$)为关键区,并且根据该关键区 500 hPa 相对涡度的变化选择了 1970~2000 年发生在 6 月份的 12 次副高西伸过程,然后对这 12 次过程进行了合成,由此得到西太平洋副高西伸过程中对流层高层和低层的环流特征。

2 西太平洋副高西伸过程的表示方法

西太平洋副高的西伸必然导致关键区负涡度的增大,由此在选择副高西伸个例时,以关键区的涡度变化为准,若负涡度持续(大于 7 d)增大,则将此过程作为研究个例。表 1 给出了本文所选取的 12 次副高西伸过程,可以看出,副高西伸过程的持续时间是有所差别的,最长的可达 15 d。

表 1 12 次副高西伸过程的时间

Table 1 The cases chosen for composite analysis

年	1970	1971	1972	1975	1979	1980
关键区负涡度增大的时段(6 月)	14~20	6~13	17~27	13~19	14~24	4~11
持续时间(d)	7	8	11	7	11	8
年	1991	1994	1994	1998	1999	2000
关键区负涡度增大的时段(6 月)	23~30	1~9	18~25	23~28	20~26	13~27
持续时间(d)	8	9	8	7	8	15

为讨论方便,我们将表 1 中的 12 个过程进行了合成,以揭示副高西伸的普遍特征。合成时以关键区负涡度达到最大时为准,并定为 0 d,负涡度达到最大值之前的时间为负,之后为正。图 1 给出了合成的关键区负涡度值随时间的变化。由图可见,0 d 负涡度达到最大值,-7

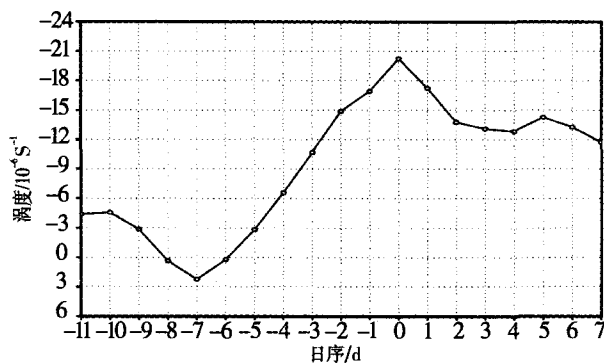


图 1 以西太副高西伸脊点到达最西点之日作为 0 d 的前后合成的关键区负涡度值逐日图
Fig. 1 Daily negative vorticity of the key area, with the respect to the westest point of Subtropical High ridge as the zero day, composited for 12 processes. Unit is 10^{-6}s^{-1}

~0 d 负涡度值逐渐增大, 1~2 d 时负涡度值减小。

关键区负涡度的这种合成变化特征能否反映西太平洋副高的西伸过程呢? 为此, 我们采用同样的方法对 500 hPa 位势高度场进行了合成(图 2)。由图 2 可以看出, -6 d, 副高主体位

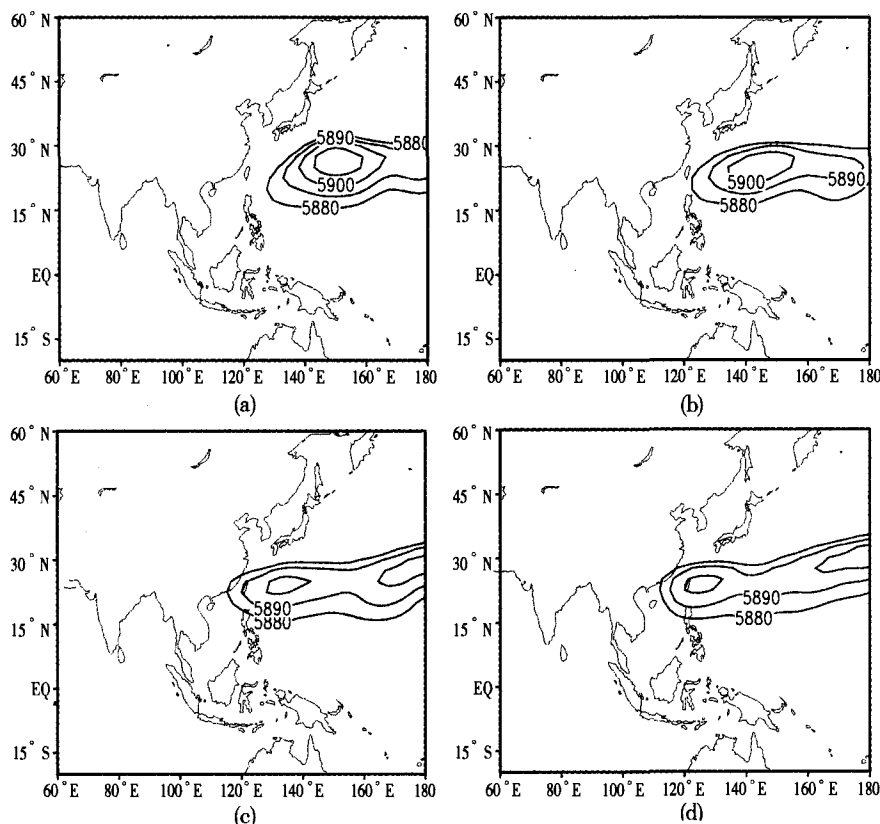


图 2 以西太副高西伸脊点到达最西点之日作为 0 d 的前后合成逐日 500 hPa 高度场
(a) -6 d (b) -4 d (c) -2 d (d) 0 d

Fig. 2 Daily mean height field at 500 hPa for selected days, -6, -4, -2, 0 day, with the respect to the westest point of Subtropical High ridge as the zero day, composited for 12 processes

于 130°E 以东的洋面上,中心位于 150°E ; -4 d , 588 线西伸至 $120\sim 130^{\circ}\text{E}$ 之间的洋面上,中心也明显西移, -2 d , 588 线已西伸至我国大陆,西伸脊点位于 116°E 附近,副高中心位于 $130\sim 140^{\circ}\text{E}$ 之间; 0 d , 588 线向西扩展到 113°E , 中心也移至 $120\sim 130^{\circ}\text{E}$ 之间。这表明,从 $-6\sim 0\text{ d}$, 西太平洋副高的确有西伸过程。

综合图 1 和图 2 的结果,可以看出,关键区负涡度的增加对应着西太平洋副高的西伸过程,当负涡度达到最大时,西太平洋副高西伸至最西点。这意味着所选择的关键区的涡度变化的确能反映西太平洋副高的活动特征。

但是,在西太平洋副高西伸过程中,高层和低层的大气环流会有什么变化呢? 下面将讨论这个问题。

3 西太平洋副高西伸过程中环流特征的合成分析

3.1 200 hPa

采用同样的方法,图 3 给出了 200 hPa 流场从 $-6\sim 0\text{ d}$ 的合成结果。由图可见, -6 d , 最显著的特征是在我国西南和西北太平洋副热带上空各存在一反气旋环流中心,亚洲南部的反气旋位于高原的西南部上空,即南亚高压。另一个反气旋中心位于日本东南面 (27.5°N , 150°E) 附近。前者的强度明显强于后者,范围也更广。 -4 d , 高原上空的反气旋中心位置没有明显变化,但是,值得注意的是,日本东南面的反气旋中心消失,此时南亚高压东侧的高压脊明显向东扩展加强。 -2 d 和 0 d , 高压脊进一步发展加强,但是很有意思的是南亚高压的中心基本上没有什么变化。

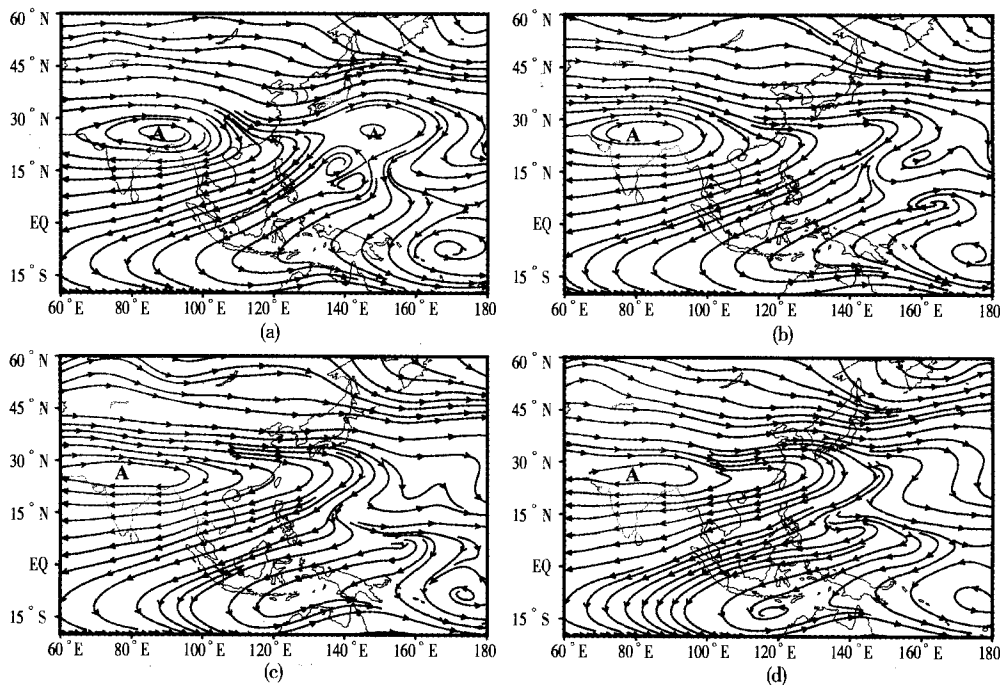


图 3 以西太副高西伸脊点到达最西点之日作为 0 d 的前后合成逐日 200 hPa 风场

(a) -6 d (b) -4 d (c) -2 d (d) 0 d

Fig. 3 Daily mean 200 hPa wind field for selected days, $-6, -4, -2, 0\text{ day}$, with the respect to the westest point of Subtropical High ridge as the zero day, composed for 12 processes

早在上个世纪 60 年代初,陶诗言、朱福康^[2]就曾发现,当对流层中层西太平洋副高向

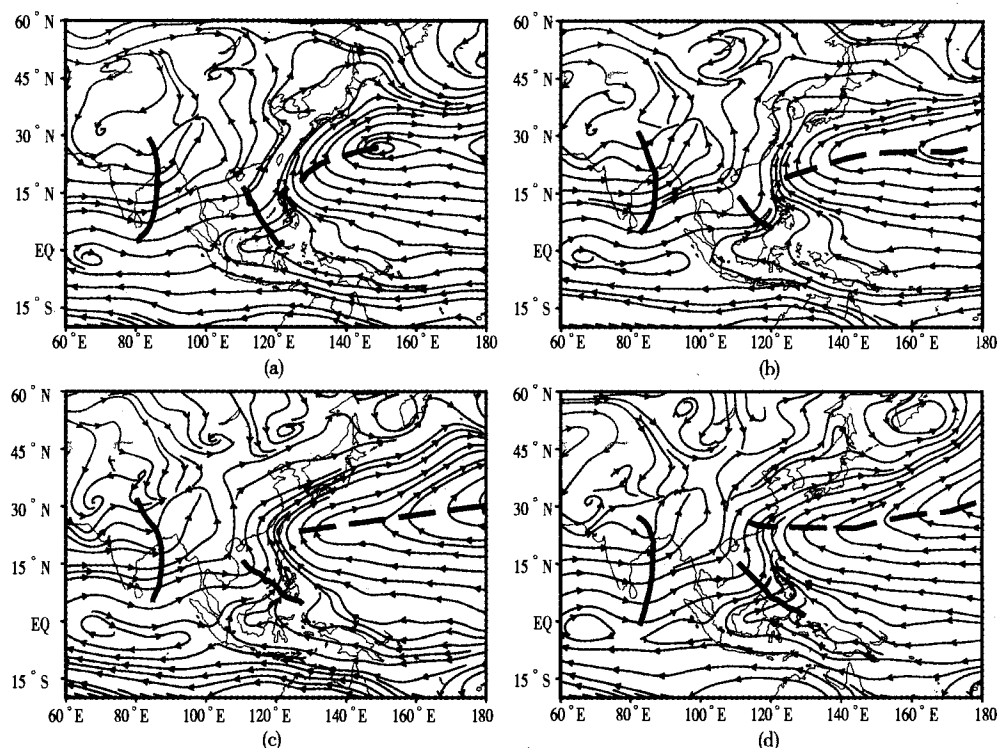


图 4 以西太副高西伸脊点到达最西点之日作为 0 d 的前后合成逐日 850 hPa 风场
(虚线为副高脊线,实线分别为孟加拉湾槽线和南海季风槽线)
(a)-6 d (b)-4 d (c)-2 d (d)0 d

Fig. 4 Daily mean 850 hPa wind field for selected days, -6, -4, -2, 0 day, with the respect to the westest point of Subtropical High ridge as the zero day, composited for 12 processes. (dashed thick line: ridge of Subtropical High, solid thick line: the trough-line of Bay of Bengal and SCS summer monsoon respectively

西伸展时,对流层上部南亚高压有向东扩展的现象。图 3 的结果再次证实了他们的发现。但是,与他们不同的是,在中层西太平洋副高西伸到最西前 6 d,日本东南部存在一反气旋,随后这个反气旋中心消失,而南亚高压的脊却加强,但中心位置没有明显的变化。那么,我们不禁要问,强大的南亚高压东侧脊加强的原因是什么?而日本东南部的反气旋虽然强度较弱,但为什么消失了呢?后面我们还将进一步讨论这个问题。

3.2 850 hPa

同样,850 hPa 流场的合成分布如图 4 所示。-6 d,反气旋环流控制整个西太平洋地区,西太平洋副高西侧边缘位于菲律宾以东,南海地区为西南风控制,南海夏季风形势已经完全建立。孟加拉湾地区为一低槽,槽前为西南气流。105°E 附近和 125°E 以东地区有越赤道气流。越赤道气流与西太平洋副高东南侧的偏东气流在菲律宾一带汇合。-4 d,西太平洋副高的西端已西伸至我国东南沿海地区,同时,还可以看出 105°E 附近越赤道气流的增强,孟加拉湾的低槽加深,125°E 以东地区的越赤道气流也在增强。这两股来自副高西面和南面的气流经过南海上空再与西太平洋副高西侧的西南气流汇合,加强了这里的热带西南季风气流,为长江流域输送了大量的水汽和能量。-2 d,西太平洋副高持续西伸,其西侧边缘气流影响我国长江中下游地区,孟加拉湾槽前的西南气流有利于西太平洋副高在我国江淮流域的维持。

同时,南海季风槽进一步加深,其槽前的偏东气流汇入西太平洋副高东南侧。0 d,西太平洋副高已控制我国长江中下游平原,越赤道气流、孟加拉湾槽和南海季风槽的强度均有减弱。

低层的流场演变表明,西太平洋副高西伸导致其西侧的偏南气流加强,但从流场的分布看,这个偏南气流可追溯到孟加拉湾槽前的西南气流、澳大利亚北侧的偏东气流以及西太平洋副高南侧的偏东气流。

4 西太平洋副高西伸的可能机制

前面在研究副高西伸过程中高层环流场演变情况时发现, -6~0 d,南亚高压中心的位置变化不大,其高压脊却明显向东伸展,而日本东南面的反气旋消失。那么,是南亚高压脊东伸导致日本东南面的反气旋消失还是后者西移并入东伸高压脊使脊加强呢?为此作了 200 hPa 位势高度和涡度沿 27.5°N 的纬向—时间剖面图(图 5)。从位势高度场(图 5a)上可以看出, -7 d 前,东亚地区沿 27.5°N 位势高度是两脊一槽的形势,这是南亚高压和日本东南面的反气旋被一相对低的位势高度场分开的反映。-4 d 前,南亚高压一直位于高原上空,日本东南部的脊-5 d 最强,有其独立的闭合中心,其后向西移动,并入了南亚高压东伸脊里。从涡度图(图 5b)上可以更明显地看到,南亚高压的负涡度区稳定不变, -5 d 前在高原上空有一个负涡度的大值中心,即为南亚高压中心的位置, -5 d 时,在日本东南面也有一个负涡度的大值中心,对应高度场上的闭合中心。-5~-2 d,高原东边的负涡度区明显地向西移动,在 -1 d 时和南亚高压的负涡度区打通相联。由此表明,在西太平洋副高西伸过程中,日本东南面

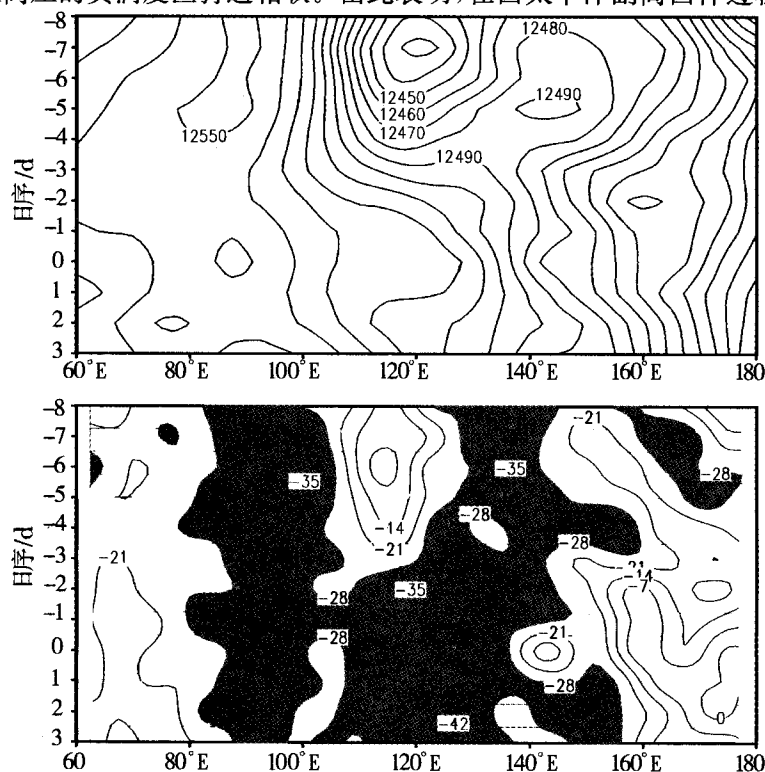


图 5 西太副高西伸脊点到达最西点之前后 200 hPa 位势高度和涡度沿 27.5°N 的时间—经度剖面图

Fig. 5 Time-longitude cross section of the height and vortex field at 200 hPa along 27.5°N.

反气旋西移并入南亚高压,由于后者很强,使南亚高压东侧的高压脊加强。这就和陶诗言、朱福康^[2]提出的南亚高压和西太平洋副高具有相向而行的特征不同。由此看来,日本东南面反气旋的西移可能对低层西太平洋副高西伸具有引导作用。

另一方面,分析低层流场的结果表明,影响副高西侧的西南气流主要来自其西面和南面。由图 4 发现,从副高开始西伸到西脊点到达最西点这段时间内,孟加拉湾槽一直存在,那么该槽的强度变化对副高的西伸有什么影响呢? 选取了 850 hPa (5~15 °N, 77.5~90 °E) 的区域来考察该区域内的涡度值变化,结果表明该区域的涡度值在 -4 d 最大,即孟加拉湾槽在 -4 d 强度最强,随后减弱(图略),这里我们可以将孟加拉湾槽的强度变化作为副高持续西伸的前期征兆之一。

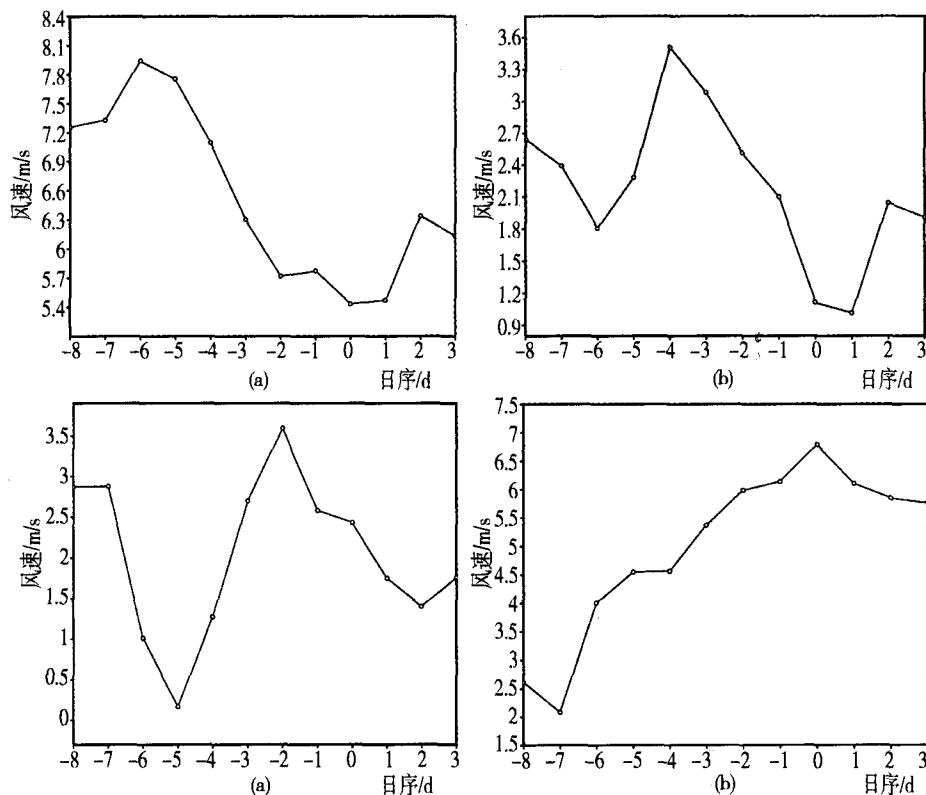


图 6 副高西伸过程时段内各个关键区经向风速的变化
 (a) (10°S, 130°E) (b) (0°N, 125°E) (c) (17.5°N, 122.5°E) (d) (0°N, 125°E)
 Fig. 7 The variation of meridional wind in the different key area during the westward extension course of Pacific Subtropical High (unit: ms^{-1})

另外,影响副高西端的西南气流还有来自南面的气流,而这种强南风与澳洲强冷空气活动有关^[13],换句话说,澳大利亚地区的冷空气活动对副高的活动有重要影响。那么这种影响过程是怎样的呢? 为了更直观地讨论澳大利亚冷空气活动对副高西伸的影响过程,选取了如图 6 所示的几个关键区的经向风或是合成的矢量风来描述澳大利亚冷空气活动所造成的经向风扰动向北传播的过程。6 d 前(图 a),澳大利亚高压北侧(10°S, 130°E)的风速增强达到最大。而在 4 d 前(图 b),越赤道气流(0°N, 125°E)达到增强,表明经向风越过赤道。此后,在 2 d 前(图 c)到达季风槽北侧(17.5°N, 122.5°E),东南季风增强。最后,最强南风扰动北传到我国

江淮流域,影响我国江淮地区的 d 气和气候变化(图 d)。这个传播过程表明,源于澳大利亚北部的冷空气可向北传播,影响副高西侧的偏南气流。这个分析结果和何金海等^[13]的数值模拟非常一致,也更进一步表明东亚季风系统各个成员的变化存在密切的联系。

5 结 论

(1)选取的关键区(20~30 °N,115~125 °E)内的涡度值能够很好描述西太平洋副高中期内的西伸过程,当关键区负涡度增大时,表示西太平洋副高西伸。

(2)200 hPa 上日本东南部的高压并入南亚高压,导致南亚高压脊的增强发展,对低层 500 hPa 上副高的加强、西伸可能起到引导的作用。

(3)850 hPa 上孟加拉湾槽在副高西伸过程中加深,并在西伸脊点到达最西点的前 4 d 强度达到最强,这为预报西太平洋副高的活动提供了依据。

(4)在副高西伸过程中,南半球澳大利亚高压北侧的冷空气向北推进,经向风扰动持续向北传播,从而影响副高西侧的偏南气流。

参 考 文 献

- 1 黄土松,余志豪.副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究.气象学报,1961,31(4):339~359
- 2 陶诗言,朱福康.夏季亚洲南部 100 hPa 流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系.气象学报,1964,34(4):385~395
- 3 黄土松.副热带高压的东西向移动及其预报的研究.气象学报,1963,33(3):320~332
- 4 Tao Shiyuan and Chen Longxun. A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. In: Monsoon Meteorology, Oxford Press, 1987. 60~92
- 5 喻世华,张立建.一次西太平洋副热带高压的结构及其进退机制的分析研究.空军气象学报,1985,(8):29~37
- 6 喻世华,王绍龙.西太平洋副热带高压中期进退的环流机制.海洋学报,1989,11(3):372~377
- 7 喻世华,潘春生.一次西太平洋副热带高压中期进退过程环流机制的分析.热带气象学报,1989,5(3):220~225
- 8 张韧,余志豪,蒋全荣,等.南海夏季风活动与季内北太平洋副高的形态和西伸.热带气象学报,2003,19(2):113~121
- 9 吴国雄,刘屹岷,刘平.空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响:尺度分析.气象学报,1999,57(3):257~263
- 10 徐海明,何金海,周兵.江淮入梅前后大气环流的演变特征和西太平洋副高北跳西伸的可能机制.应用气象学报,2001,12(2):150~158
- 11 温敏,何金海.夏季季风降水凝结潜热释放效应对西太平洋副高形成和变异的影响.南京气象学院学报,2000,23(4):536~541
- 12 杨修群,黄土松.马斯克林高压的强度变化对大气环流影响的数值试验.气象科学,1989,9:199~206
- 13 何金海,李俊,李永平.澳大利亚冷空气活动影响东亚夏季风的过程—数值试验.气象学报,1991,49(2):162~169
- 14 Kalnay E M, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American Meteorological Society, 1996,77(3):437~472

THE COMPOSITE FEATURES AND POSSIBLE MECHANISMS DURING THE WESTWARD EXTENSION OF SUBTROPICAL HIGH IN THE WESTERN PACIFIC

Luo Ling¹ He Jinhai¹ Tan Yanke²

(1 *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*)

(2 *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*)

Abstract In terms of the NCEP/NCAR 1970~2000 daily reanalysis data in June, 12 westward extension processes of western Pacific Subtropical High are selected based on the variation of 500 hPa vorticity in the key area (20~30 °N, 115~125 °E). Through composite analysis, the features of the atmospheric circulation evolution from upper to low level of troposphere during the processes of westward extension of western Pacific Subtropical High are investigated in this paper. Results indicate that the increase of the negative vorticity in key area agrees with the westward extension of western Pacific Subtropical High. Another interesting phenomenon is found that the center of South Asia high in the upper level of troposphere is stable and nearly motionless during the processes of the westward extension of western Pacific Subtropical High, but its eastern ridge strengthens and extends eastward remarkably because the anticyclone moves westward over the southeast Japan, which may lead to the westward extension of Subtropical High in the middle level of troposphere. In the low level of troposphere, the north Australia cold air activity plays an important role in the westward extension of Subtropical High. The flow propagates northward and marches across the equator, then passes through the trough of summer monsoon over South China Sea and finally gets to the Yangtze River Valley, which sequentially affect the southwest airflow of the west side of Subtropical High.

Key words Western Pacific Subtropical High Westward extension Anticyclone over the southeast Japan of upper troposphere The north Australia airflow of lower troposphere