

夏季北太平洋副热带高压系统的活动^①

陶诗言 张庆云 张顺利

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

摘 要

文中根据 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了北太平洋副热带高压系统的变化。5~9月由于亚洲夏季风的建立及活动, 北半球副热带高压系统在 60~120°E 出现断裂, 夏季西太平洋副热带高压脊点平均伸展到 120°E, 其年际变化反映了亚洲夏季风的强弱。强季风年 500 hPa 西太平洋副热带高压脊线位于 30°N 以北, 并分裂成两个中心, 印度低压强; 弱季风年西太平洋副热带高压脊线位于 30°N 以南, 表现为北太平洋高压中心向西伸展的高压脊, 印度低压弱。夏季西太平洋副热带高压的季内活动有两种模态: 第 1 种表现为副热带高压系统以 20~30 d 的周期从北太平洋中部的副热带高压中心一次次地向西扩张到 120°E 以西, 这类过程大多出现在亚洲季风强度偏弱年; 第 2 种模态表现为副热带高压系统以 20~30 d 的周期一次次地由东向西扩充时, 在 125~155°E 停滞, 这类过程大多出现在亚洲季风强度偏强年。江淮流域梅雨的中断和结束与北太平洋副热带高压系统 20~30 d 季内振荡有关。西太平洋副热带高压 5~10 d 的短期活动受 35~45°N 西风带活动的影响, 当西风槽在中国沿海和西太平洋地区向南伸展到 30°N 以南后, 西太平洋副热带高压有一次加强活动。

关键词: 西太平洋, 副热带高压, 年际变化, 短期变化。

1 引 言

西太平洋副热带高压(以下简称副高)是东亚季风系统中的一个重要成员。夏季中国和日本的天气、气候受到它的控制, 这也是中国和日本天气预报上的难点。在过去的 40 多年, 中国学者对北太平洋副高和西太平洋副高曾做过大量研究^[1~17], 广大天气预报员对西太平洋副高和北太平洋副高的活动也积累了不少经验, 但在预报时仍遇到不少困难。本文根据 NCEP/NCAR 1948~1998 年和 1958~1998 年高度场、风场的月平均再分析资料以及 1996~1999 年逐日高度资料, 对夏季西太平洋副高活动资料进行了研究。

2 北半球副热带高压系统的季节变化

北半球副热带高压系统位置有显著的季节变化, 这种季节变化在亚洲季风区表现最为显著。西太平洋副高位置的季节变化与亚洲季风区热带系统的变化密切相关, 西太平洋

① 初稿时间: 2000 年 3 月 23 日; 修改稿时间: 2000 年 8 月 28 日。

资助课题: “国家重点基础研究发展规划”(G1998040900), 国家自然科学基金委员会重点课题项目“副热带高压带的变异机理”(4963170)。

副高位置的形态变化表现为高压脊线的南北位移和西端脊点的西伸或东撤。图 1 是北半球 500 hPa 月平均高度场的多年 (1948 ~ 1998 年) 平均分布。

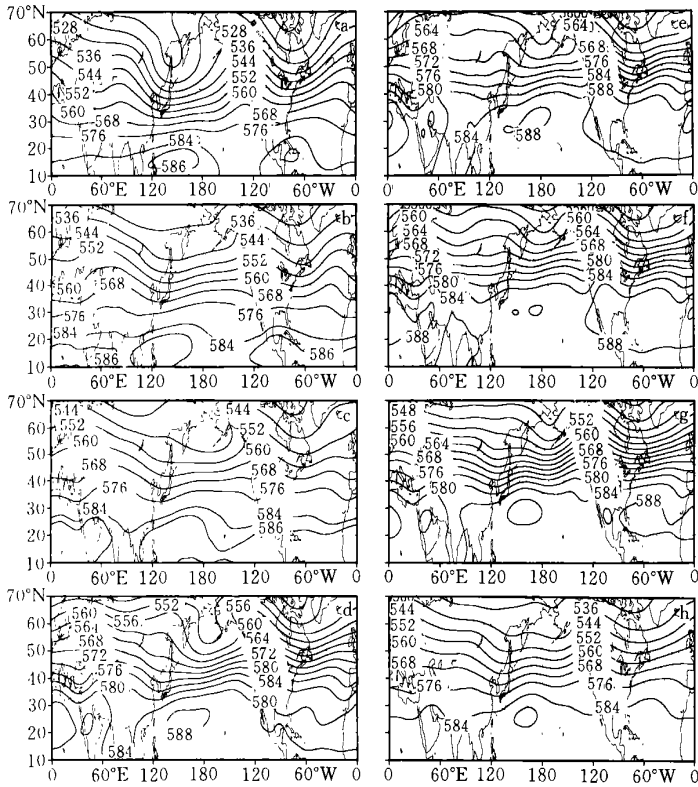


图 1 北半球 500 hPa 高度场多年 (1948 ~ 1998 年) 平均分布
(a. 1 月, b. 4 月, c. 5 月, d. 6 月, e. 7 月, f. 8 月, g. 9 月, h. 10 月)

冬季 (1 月) 多年平均西太平洋副高脊线位于 15°N 以南, 春季 (4 月) 位于 18°N, 5 ~ 6 月西太平洋副高脊线季节变化强烈, 6 月脊线北移到 25°N, 强度也显著增强, 在亚洲中高纬度 5 ~ 6 月形势也出现大调整, 在 60°E 附近和 130 ~ 150°E 出现两个高压脊, 这是初夏亚洲阻塞高压位置所在, 7 ~ 8 月西太平洋副高脊线位于 30°N, 到了秋季 (10 月) 副高已南撤到 25°N。夏半年北太平洋副高中心一直位于太平洋中部 30°N, 160 ~ 180°E 附近, 由于亚洲夏季风的建立, 初夏在 60 ~ 120°E 北半球副高系统出现断裂, 盛夏亚洲季风区的副高仍然断裂, 断裂处为低压槽区, 6 ~ 8 月西太平洋副高西端脊点平均伸展到 120°E, 西太平洋副高脊点比正常位置偏东或偏西的程度, 对中国和日本地区夏季旱涝天气、气候起着重要作用。

夏季北大西洋地区的副高从东向西伸展到北美大陆, 美国南部为副高脊所控制。从北太平洋中部至 30°W 的副热带地区, 夏季 500 hPa 高度场的配置为: 中太平洋地区为副高中心, 北美洲西岸为低压槽区, 美国南部为高压脊区, 30°W 为低压槽区, 美国夏季的旱涝天气是这几个系统相互作用的结果。当北太平洋中部的副高加强并向北扩张, 北美洲西海岸低槽加深, 美国南部的副高加强, 美国便出现干旱、热浪天气 (如 1980, 1988, 1999 年夏季)。当美洲西海岸的低槽深入美洲大陆, 中、西太平洋副热带范围出现强西风环流, 美国

便出现洪涝灾害(如 1993 年夏)。北半球东、西半球副高控制范围的这种差异,表明中国夏季的干旱热浪天气远不如美国频繁。

3 亚洲夏季风的强弱与副高活动的关系

夏季北太平洋副高系统的活动有明显的年际变化,西太平洋副高的年际变化反映了亚洲夏季风强弱的变化,强弱夏季风年副高活动有什么特征?文中根据夏季东亚季风指数强弱变化,分别作强弱夏季风年 500 hPa 高度场以及风矢量场的合成图。东亚季风指数定义为: 10~20°N, 100~150°E 区域的 6~8 月平均 850 hPa 的 U 分量减去 25~35°N, 100~150°E 区域的 6~8 月平均 850 hPa 的 U 分量。根据上述东亚季风指数的变化可知: 1978, 1984, 1985, 1986, 1989, 1990, 1994 和 1997 是强夏季风年; 1969, 1980, 1983, 1987, 1993, 1995, 1996 和 1998 是弱夏季风年。

图 2a, b 分别是强弱夏季风年 7~8 月平均的 500 hPa 高度合成图。强夏季风年 500 hPa 高度场上的西太平洋副高脊线位于 30°N 以北,北太平洋副高分裂成两个中心,一个位于西太平洋上,另一个位于北太平洋中部地区,印度低压强(图 2a); 弱季风年 500 hPa 高度场上的西太平洋副高脊线位于 30°N 以南,西太平洋上没有独立的闭合中心,表现为从北太平洋中部的高压中心向西伸展的高压脊,印度低压弱(图 2b)。

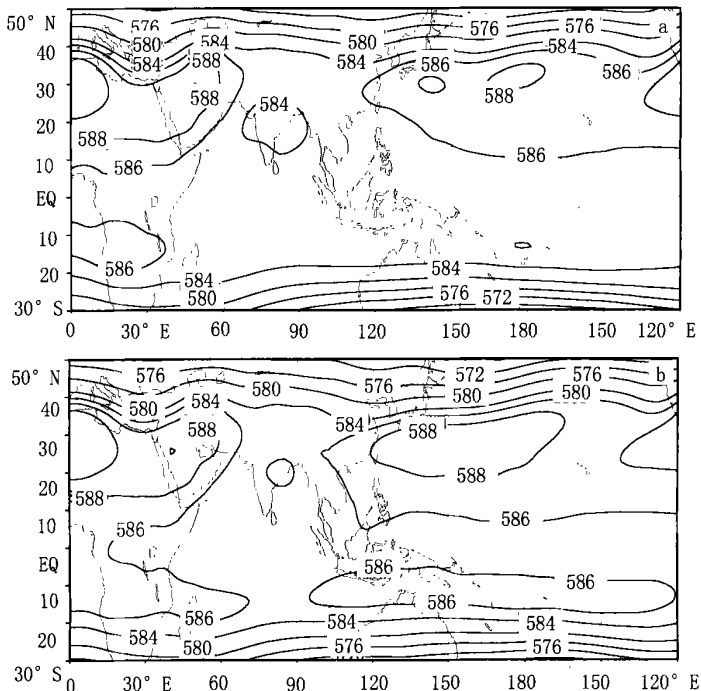


图 2 强弱夏季风年 7~8 月平均 500 hPa 高度合成场

(a. 强夏季风年, b. 弱夏季风年)

图 3a, b 分别是强弱夏季风年 7, 8 月 500 hPa 风场矢量分布。强夏季风年 500 hPa 风矢量场上,北太平洋地区 30°N 纬度以北出现两个反气旋性中心,一个位于西太平洋上,

另一个位于北太平洋中部地区,印度季风区为强的气旋性中心,印度季风区的西南风气流可达到 120 E (图 3a);弱季风年 500 hPa 风矢量场上北太平洋地区只有一个反气旋性中心,这个反气旋性的风矢量环流从北太平洋中部向西伸展到西太平洋上,西太平洋上没有独立的闭合中心,印度季风区气旋性的环流较弱,印度季风区的西南风气流只达到 105 E (图 3b)。强弱夏季风年 500 hPa 风场的分布与强弱夏季风年 500 hPa 高度场一致。

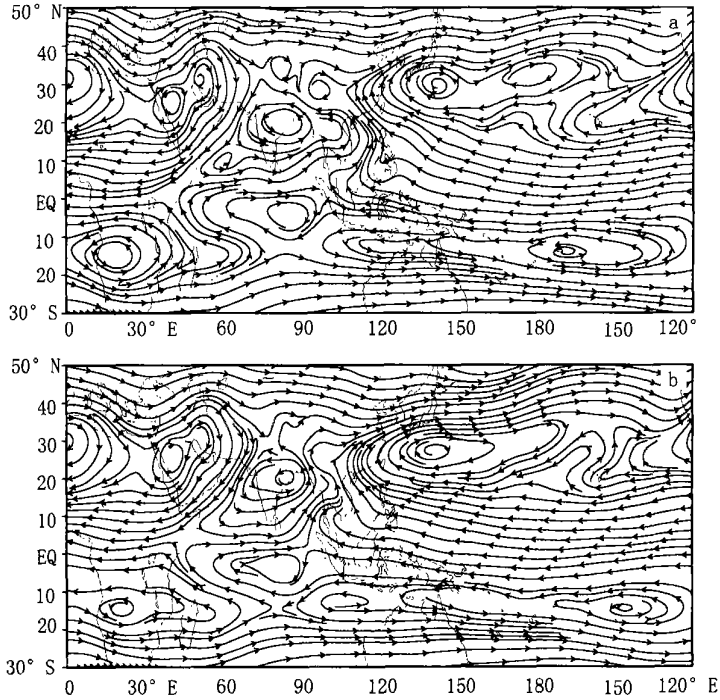


图 3 强弱夏季风年 7~8 月平均 500 hPa 矢量风合成场
(a. 强夏季风年, b. 弱夏季风年)

强弱夏季风年 7~8 月平均的 200 hPa 矢量风场表明,强夏季风年 200 hPa 风场上的南亚高压中心(反气旋性环流)位于 30 N ,南亚高压这个反气旋性的环流脊线向东北伸展到日本列岛(图略);弱季风年南亚高压中心位于 30 N 以南,南亚高压这个反气旋性的环流脊线向东伸展(图略)。

综上所述,强弱夏季风年,500 hPa 高度场和矢量风场上西太副高强度、位置以及 200 hPa 矢量风场上南亚高压的变化有显著差异。

4 夏季北太平洋副热带高压季内(20~30 d)活动

夏季北太平洋副热带高压季内 20~30 d 的低频振荡现象有 2 种模态:第 1 种表现为副高系统以 20~30 d 的周期从北太平洋中部的副高中心一次次地向西扩张,在副高每次西伸过程中,588 线可以伸展到 120 E 以西,这类过程大多出现在亚洲夏季风强度偏弱的年份。第 2 种模态表现为副高系统以 20~30 d 的周期由东向西扩充过程的同时,有时在 $125 \sim 155 \text{ E}$ 之间停滞,这类过程大多出现在亚洲夏季风强度偏强的年份。

图 4a, b 分别是 1998, 1996 年沿 30°N 纬圈 5 d 平均 500 hPa 高度经度-时间剖面(图中粗实线是副高大值中心的连线)。1998 年 6~8 月副高有 2 次西伸过程, 1996 年 6~8 月副高有 3 次西伸过程, 在副高每次西伸过程中, 588 线可以伸展到 110°E (图 4a, b), 这种模态大多对应亚洲夏季风强度偏弱的年份和江淮流域降水偏多, 如 1998, 1996 这两年夏季江淮流域出现严重暴雨洪涝灾害。

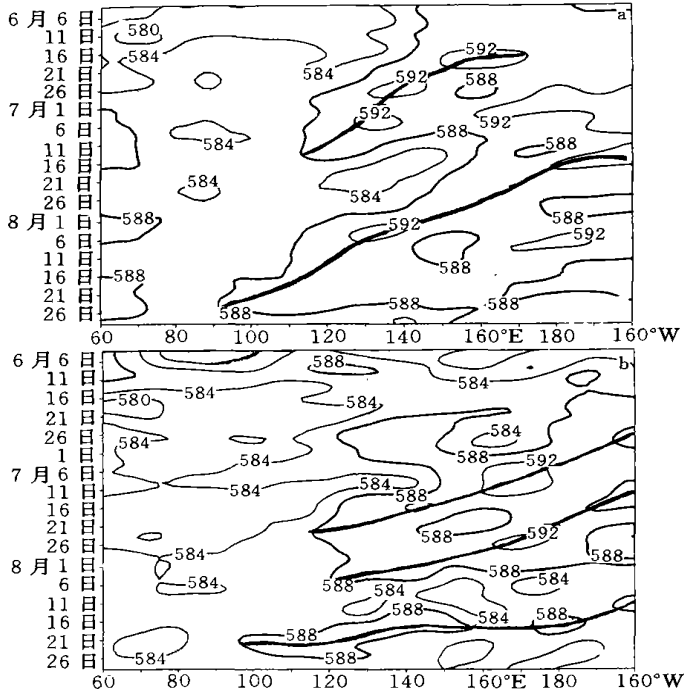


图 4 沿 30°N 纬圈 5 d 平均的 500 hPa 高度经度-时间剖面
(a. 1998 年, b. 1996 年)

图 5a, b 分别是 1999, 1997 年沿 30°N 纬度 5 d 平均的 500 hPa 高度时间-经度剖面图。1999 和 1997 年 6~8 月副高各有 3 次西伸过程, 副高系统在向西扩展的同时, 588 等高线停滞在 125~155°E, 极少扩展到 120°E 以西, 这种模态大多出现在亚洲夏季风强度偏强的年份, 对应江淮流域降水偏少。1999 年夏季与 1997 年很相似, 从西欧大陆到日本以东洋面 500 hPa 出现的长波持续稳定, 华北受稳定持久的高压脊控制, 在副高控制下的江淮流域降水偏少, 长江以北中国大陆出现严重干旱天气。

研究还表明, 西太平洋副高系统 20~30 d 季内振荡与江淮流域梅雨的中断和结束有关。以 1998 年夏为例, 1998 年 6~8 月副高有两次西伸过程, 第 1 次西伸过程从 6 月 14 日到 7 月 11 日, 西伸到 110°E; 第 2 次西伸过程从 7 月 15 日到 8 月上旬, 也西伸到 110°E (图 4a), 1998 年夏副高的这两次西伸对应 1998 年长江流域两次梅雨锋活动的开始与结束。

图 6 是 1998 年 6~7 月每 10 d 平均的 OLR 距平和整层水汽通量^[18]。在 6 月的第 1 旬副高没有西伸, 这时雨带位于 25°N 以南地区(图 6a), 这是华南前汛期降水; 从 6 月 14 日到 7 月 11 日副高开始第 1 次西伸, 在 6 月 10 日到 6 月 29 日, 梅雨锋位于 25~30°N (图

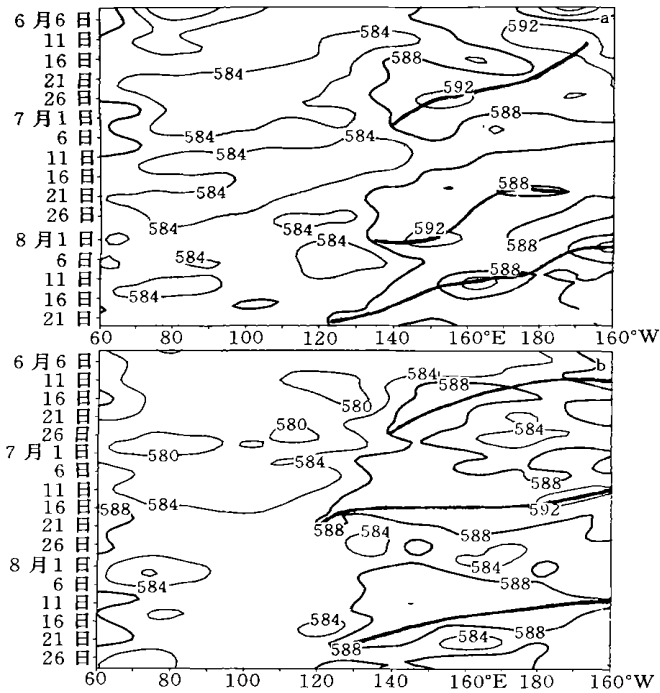


图5 沿 30°N 5 d 平均的500 hPa 高度时间-经度剖面
(a. 1999年, b. 1997年; 粗实线是副高最大值中心的连线)

6b, c), 这是长江流域第1段梅雨期的降水时段, 7月初到7月上旬, 在 30°N 纬度的副高已西伸到 110°E , 这时的雨带位于 35°N 以北(图6d), 表明第1段梅雨结束。7月15日副高开始第2次西伸过程, 7月下旬长江流域出现第2次强降水过程(图6f), 8月中旬在 30°N 纬度的副高已西伸到 110°E , 副高第2次西伸并控制长江流域, 这对应江淮梅雨期结束, 雨带位于黄河流域(图略)。

20世纪60年代陶诗言、朱福康^[19]曾发现, 当西太平洋副高向西扩展时, 对流层上部南亚高压(200 hPa 或 100 hPa) 有向东扩展的现象, 对应图4和5的副高系统以20~30 d 周期由东向西伸的两种模态, 文中做了200 hPa 高度场沿 30°N 纬度5 d 平均的时间-经度剖面图(图略)。当500 hPa 的副高向西伸达到 120°E 以西时(第1种模态), 200 hPa 高度场上南亚高压分裂出的高压中心东伸的位置偏西(1248线位于 150°E 以西); 当500 hPa 的副高在西伸过程中停滞在 120°E 以东时(第2种模态), 200 hPa 高度上南亚高压分裂出的高压中心东伸的位置偏东(1248线位于 150°E 以东)。这表明500 hPa 高度上的588线的西端脊点比正常位置偏西(东)时, 200 hPa 高度上的1248线东伸位置也比正常偏西(东), 可见200 hPa 的南亚高压和500 hPa 的副热带高压这两个系统是相互制约的。

有关中太平洋副高季节内西伸过程, 20世纪90年代中期喻世华^[20]根据1982~1983年资料指出过副高的西伸过程。本文在分析1998年长江洪水时, 用滤波方法分析注意到这个现象, 其后日本气象厅(1999年)也注意了这个问题。至于季节内副高从中太平洋向西扩展的物理解释, 正如沿赤道有30~60 d 周期向西、向东的低频振荡(简称MJO)以及在南亚季风区(60°E ~ 120°E) 有30~60 d 的从南向北的低频振荡一样, 至今还不清楚。在目

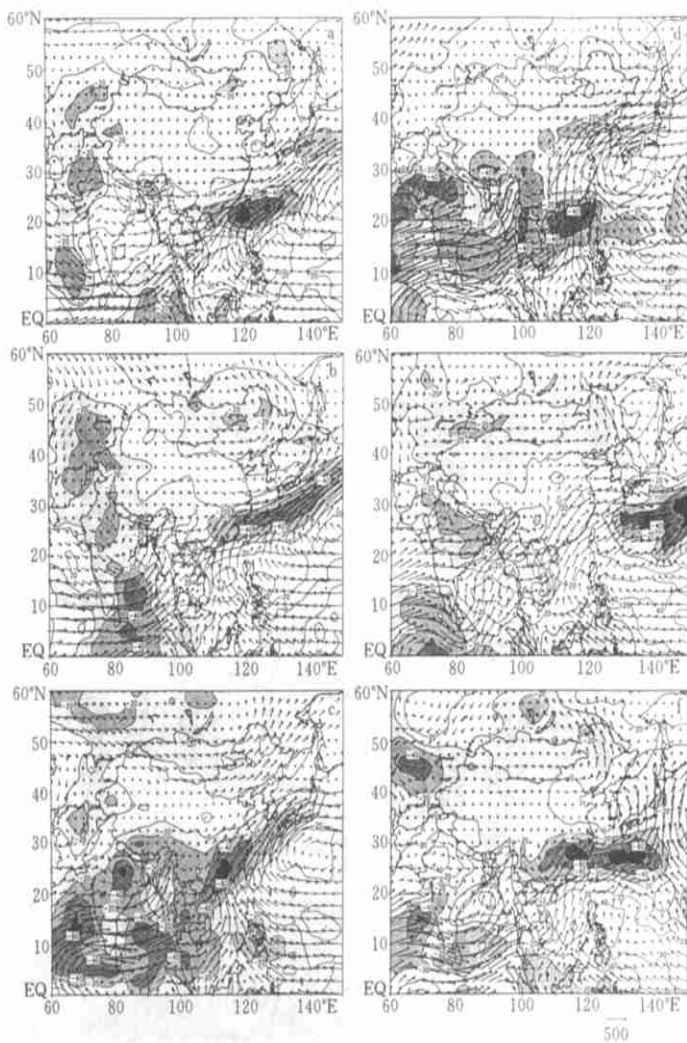


图 6 1998 年 6 ~ 7 月 10 d 平均的 OLR 距平和整层水汽通量

(a. 5 月 31 日 ~ 6 月 9 日, b. 6 月 10 ~ 19 日, c. 6 月 20 ~ 29 日,

d. 6 月 30 日 ~ 7 月 9 日, e. 7 月 10 ~ 19 日, f. 7 月 20 ~ 29 日; 单位: m/s)

前数值模式中由于还不能很好地引入这种低频振荡的机理, 因此印度夏季降水短期气候预测目前仍不理想。

5 西太平洋副热带高压的短期(5 ~ 10 天) 活动

中国预报员有这样一条预报经验, 当西风带(35 ~ 45°N) 有一个高压脊移到 120°E 以东的洋面时, 高压脊与其南面的副高迭加, 副高有一次加强过程。这条经验换一个说法更为合理, 当西风带(35 ~ 45°N) 有一个高空槽移经 130 ~ 150°E 洋面, 并加深向南深入到副热带地区, 这时槽后有反气旋涡度平流到副热带, 西太平洋副高有一次加强过程。这里以 1998 年 6 月 30 日 ~ 7 月 29 日中国东部的一次高压加强过程为例说明上述过程。图 7 是

1998年6月30日~7月29日的5 d平均500 hPa平均高度和距平场^[18]。6月30日~7月4日(图7a)长江流域第1场梅雨结束,副高脊点伸展到110°E,在朝鲜半岛有一个低槽在东移。7月5~9日(图7b)高空槽移到日本以东洋面,并且在加深,这时从中国到日本一带副高在加强,7月10~14日(图7c),日本东面的高空槽强烈加深,槽线向南伸,中国东部的副高继续加强,7月15~19日(图7d)日本洋面低压继续南伸到30°N,这时中国大陆上的副高最强,长江流域是无强降水时段(图6e)。7月20~24日(图7e)由于中国大陆又有一次强烈冷空气南下,大陆副高瓦解,长江流域出现第2场梅雨锋暴雨(图6f)。7月25~29日(图7f)西风槽移到日本,大陆上副高又开始发展。

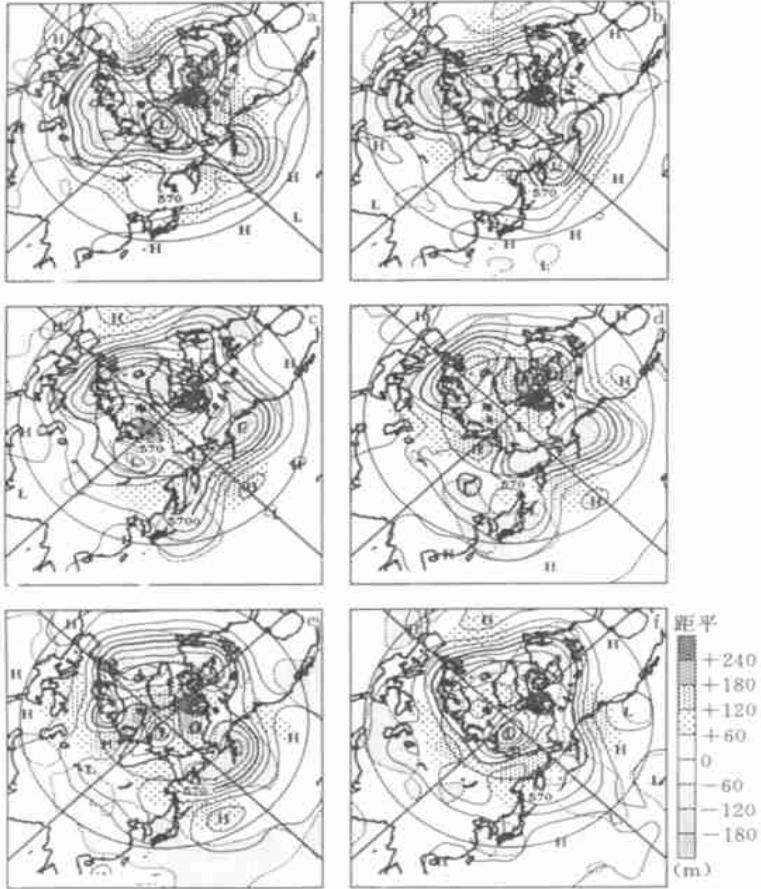


图7 1998年6月30日~7月29日5 d平均的500 hPa平均高度和距平场
(a. 6月30日~7月4日, b. 7月5~9日, c. 7月10~14日,
d. 7月15~19日, e. 7月20~24日, f. 7月25~29日)

因此追踪35~45°N纬圈的高空槽活动,并监视高空槽在日本东面洋上的发展,是预报西太平洋副高短期活动的一个有用指标。在短期气候预测和5~10 d的中期预报中,怎样监视副高的活动,这是预报员们所关心的问题。这里用1998和1999年日本每月气候系统监视报告中的副高活动图进行讨论。

图8是1998年4~9月120°E(a), 140°E(b)和160°E(c)5 d平均500 hPa高度以及120~140°E(d)和160~180°E(e)5 d平均黑体温度(TBB)纬度-时间剖面^[21]。在500

hPa 高度剖面图 8a, b, c 上, 只绘了大于 582 的等高线, 等高线间隔为 20 gpm, 图中的阴影区是 1998 年 588 线的位置, 图上黑粗线是多年平均 588 线的分布; 图 8d 和 8e 是 TBB 的纬度-时间剖面, 分别代表西太平洋和中太平洋热带对流活动的变化。

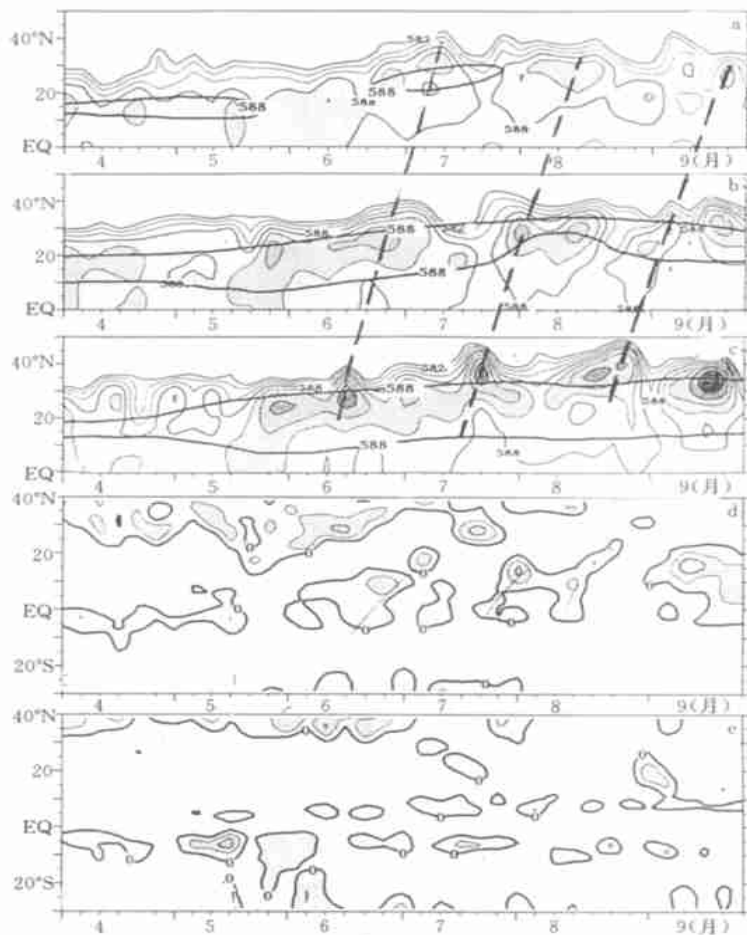


图 8 1998 年 4~9 月 5 d 平均 500 hPa 高度及 120~140 E 和 160~180 E 5 d 平均黑体温度(TBB) 纬度-时间剖面
(a. 120 E, b. 140 E, c. 160 E, d. 120~140 E 平均, e. 160~180 E 平均)

从 120 E (图 8a) 500 hPa 高度剖面图上可见, 588 线的阴影区面积较大, 这表明 1998 年夏西太平洋副高脊点位置偏西、强度偏强; 图 8 b 和 8 c 中 588 线的变化表明, 西太平洋副高脊线比多年平均位置偏南。从图 8c, b, a 中还可见, 副高强中心从 160 E 向 120 E 的一次次西伸过程非常清楚(图中黑粗虚线)。同时每当中纬度西风槽深入到副热带以后, 副高有依次加强过程。在西太平洋(图 8d)和中太平洋(图 8e)的热带地区 TBB 负距平值小, 这说明 1998 年夏季热带太平洋对流较弱, 局地哈特莱环流也较弱。

图 9 是 1999 年 4~9 月 120 E (a), 140 E (b) 和 160 E (c) 5 d 平均 500 hPa 高度以及 120~140 E (d) 和 160~180 E (e) 5 d 平均黑体温度(TBB) 纬度-时间剖面^[22]。等高线间隔为 20 gpm, 图中的阴影区是 588 线的位置。在图 9a 中没有出现 588 线阴影区, 这表明 1999 年夏西太平洋副高脊点位置偏东, 588 线没有到达 120 E, 但图 9c, b 中副高强中心

从 160 E 向 140 E 的一次次西伸过程非常清楚(图中黑粗虚线),图 9c, b, a 说明北太平洋副高系统在向西扩展的同时有停滞现象,即 588 线停滞在 140 E, 没有扩展到 120 E。从图 9 b 和 9 c 中的阴影区可见, 1999 年 7~8 月西太平洋和中太平洋副高脊线比多年平均位置偏北。此外当中纬度西风槽深入到副热带以后, 副高也依次加强。在西太平洋(图 9d)和中太平洋(图 9e)的热带地区 TBB 负距平值较大, 表明 1999 年夏季 6~8 月热带太平洋对流较强, 局地哈特莱环流圈偏强。

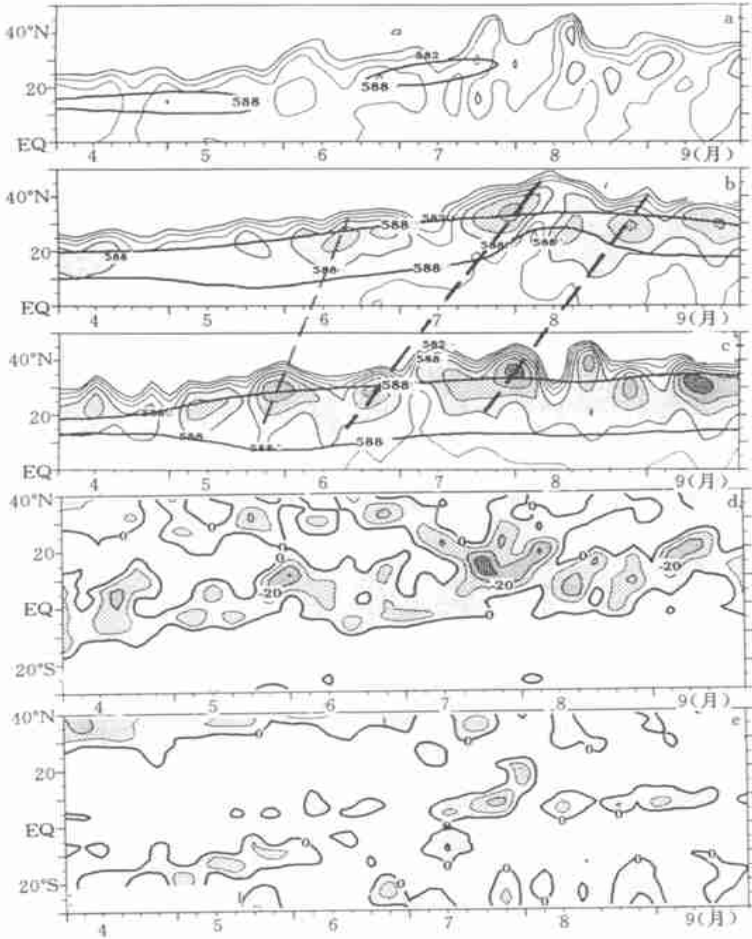


图 9 1999 年 4~9 月 5 d 平均 500 hPa 高度及 120~140 E 和 160~180 E 5 d 平均黑体温度(TBB) 纬度-时间剖面
(a. 120 E, b. 140 E, c. 160 E, d. 120~140 E 平均, e. 160~180 E 平均)

6 结 论

北半球副高系统的位置有显著的季节变化, 这种季节变化在亚洲季风区表现最为显著。5~9 月由于亚洲夏季风的建立及活动, 在 60~120 E 区域北半球副高系统出现断裂, 夏季西太副高西端脊点平均只伸展到 120 E。夏半年北太平洋副高中心一直位于北太平洋中部 30 N, 160~180 E 附近; 而北大西洋副高从东向西伸展到北美大陆, 美国南部为

副高脊所控制。北半球东、西半球副高控制范围的差异,说明在中国夏季的干旱热浪天气远不如美国频繁。

夏季北太平洋副高的年际变化反映了亚洲夏季风强弱的变化。强夏季风年 500 hPa 西太平洋副高脊线位于 30°N 以北,并分裂成两个中心,印度低压强;弱季风年副高脊线位于 30°N 以南,表现为从太平洋中部高压中心向西伸展的高压脊,印度低压弱。

夏季北太平洋副高的季内活动有 2 种模态:第 1 种表现为副高系统以 20~30 d 的周期从太平洋中部的副高中心一次次的向西扩张,这类过程大多出现在亚洲夏季风强度偏弱的年份(如 1998 和 1996 年);第 2 种模态表现为副高系统以 20~30 d 的周期从东向西扩充过程同时,有时在 125~155°E 之间停滞,这类过程大多出现在亚洲夏季风强度偏强的年份(如 1999 和 1997 年)。夏季江淮流域梅雨的中断和结束与北太平洋副高系统 20~30 d 季内振荡有关。

西太平洋副高 5~10 d 的短期活动受 35~45°N 西风带活动的影响,当西风槽在中国沿海和西太平洋地区向南伸展到 30°N 以南后,西太平洋副高有一次加强活动。这与预报员的经验一致。

参考文献

- 1 黄土松,余志豪等. 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,徐淑英. 夏季江淮流域持久旱涝现象的环流特征. 气象学报, 1962, 32(1): 1~18
- 3 陶诗言,徐淑英. 夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向流型的特征. 气象学报, 1962, 32(1): 91~102
- 4 陶诗言等著. 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究. 北京: 科学出版社, 1963. 106~123
- 5 黄土松. 有关副热带高压活动及其预报问题的研究. 大气科学, 1978, 2(2): 159~168
- 6 丁一汇等. 北半球夏季全球热带和副热带 200 hPa 平均辐散场的研究. 气象学报, 1987, 45(1): 120~127
- 7 董步文,丑纪范. 西太平洋副热带高压脊线位置季节变化的实况分析和理论模拟. 气象学报, 1988, 46(3): 361~364
- 8 黄荣辉,李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. 大气科学, 1988, 特刊: 107~116
- 9 毕慕莹. 夏季西太平洋副热带高压的振荡. 气象学报, 1989, 47(4): 468~474
- 10 廖荃荪,赵振国. 东亚阻塞形势与西太平洋副高的关系及其对我国降水的影响. 见: 章基嘉、黄荣辉主编. “长期天气预报理论、方法和资料库建立”研究项目总课题. 北京: 气象出版社, 1990. 125~134
- 11 廖荃荪,赵振国. 7-8月西太平洋副热带高压的南北位置异常变化及其对我国天气的影响. 见: 章基嘉、黄荣辉主编. “长期天气预报理论、方法和资料库建立”研究项目总课题长期天气预报和日地关系研究. 北京: 海洋出版社, 1992, 131~139
- 12 张庆云,陶诗言. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报, 1998, 56(2): 199~211
- 13 张庆云,陶诗言. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水. 应用气象学报, 1998, 9, (增刊): 16~23
- 14 李建平,丑纪范. 副热带高压断裂的动力学分析——地转作用. 科学通报, 1998, 43(4): 434~437
- 15 吴国雄,刘屹岷,刘平. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响: 尺度分析. 气象学报, 1999, 57(3): 257~263
- 16 刘屹岷,刘辉,刘平,吴国雄. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响: 陆面感热加热与东太平洋副高. 气象学报, 1999, 57(4): 385~396
- 17 张庆云,陶诗言. 夏季西太平洋副热带高压北跳及异常的研究. 气象学报, 1999, 57(4): 539~548
- 18 日本气象厅. 日本气候系统监视报告. 1999, 第 5 号. 特别刊, 37: 48
- 19 陶诗言,朱福康. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与副热带高压进退的关系. 气象学报, 1964, 34(4): 385~395

- 20 喻世华, 杨维武. 季节内西太平洋副热带高压异常进退的诊断研究. 热带气象学报, 1995, 11(): 214~230
- 21 日本气象厅. 日本每月气候系统监视报告. 1998, 9月号. 34
- 22 日本气象厅. 日本每月气候系统监视报告. 1999, 9月号. 34

AN OBSERVATIONAL STUDY ON THE BEHAVIOR OF THE SUBTROPICAL HIGH OVER THE WEST PACIFIC IN SUMMER

Tao Shiyan Zhang Qingyun Zhang Shunli

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

The behavior of the subtropical high (SH) over the West Pacific in summer manifests marked inter-annual, seasonal, intra-seasonal and short period (5–10 days) variations. In strong summer monsoon years the ridge of SH extends further northward than in weak monsoon years, and there are two separate anticyclone centers, one is over the West Pacific and the other over the Middle Pacific. In the weak monsoon years the behavior of SH mainly manifests a ridge extending westward from the Middle Pacific. For seasonal variations the ridge of SH is situated to the south of 20°N before June, extends to 25°N when the Meiyu season in the Yangtze River Valley begins, and extends further northward to the north of 30°N in mid July, when the Meiyu season ceases in September the ridge of SH retreats rapidly southward. For intra-seasonal variations there are two modes, The first mode is the extension of the ridge of SH westward from the Middle Pacific with a period of 20–30 days. The second mode is that the ridge of SH extends westward from the Middle Pacific, intensifies to form a separate high pressure center, and stagnates in the West Pacific. The extension or retreat of the ridge of SH has a close relation to the break or cease of the Meiyu in China. For short period (5–10 days) variations, when a trough in the westerly in the middle latitudes moves eastward, intensifies rapidly to the east of Japan Islands, and extends southward into the subtropical, the ridge of SH to the west of the digging trough intensifies and extends into the China mainland.

Key words: Subtropical high, West Pacific, Inter-annual variations, Short period (5–10 days) variations.