

夏季西太平洋副热带高压异常时的 东亚大气环流特征^{*}

张庆云 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘要 利用 NCAR/NCEP 月平均再分析资料, 探讨夏季西太平洋副热带高压异常时东亚热带季风、梅雨锋及中高纬环流的变化特征。研究表明: 夏季西太平洋副热带高压脊线异常偏南或脊点异常偏西时, 东亚夏季风环流偏弱, 850 hPa 矢量风距平场上东亚热带地区出现反气旋性环流, 副热带地区呈气旋性环流, 500 hPa 垂直速度距平场上东亚热带地区上升运动减弱, 梅雨锋区上升运动加强, 500 hPa 高度上东亚高纬鄂霍次克海区域出现阻塞高压, 高纬冷空气直达中纬度, 梅雨锋扰动加强, 造成江淮流域汛期降水偏多。夏季西太平洋副热带高压脊线异常偏北或脊点异常偏东时, 东亚夏季风环流偏强, 东亚大气环流系统的活动出现了与上述情况相反的异常型, 江淮流域汛期降水偏少。

关键词: 副热带高压; 大气环流; 夏季降水

1 引言

西太平洋副热带高压(简称西太副高)位于北半球对流层中层西太平洋上, 夏季其南侧的区域受西南和东南气流影响形成东亚热带辐合带(季风槽), 其北部区域受北上的西南和东南气流形成的偏南气流与来自中高纬度的西北和东北气流影响形成东亚副热带辐合带(梅雨锋)。夏季中国东部的天气和气候状况与东亚地区这两条辐合带的强弱变化密切相关^[1~3]。近年来, 中国气象工作者除了对北太平洋副热带高压变化做了深入研究外^[4~7], 还对夏季副高与东亚环流及天气—气候的变化做了大量研究, 发现夏季东亚天气气候的异常与西太平洋副热带高压异常有关, 西太副高位置及强度的年际、季内异常造成东亚天气、气候的异常^[8~11]。许多研究还指出夏季西太平洋副热带高压形态的南北向和东西向的位移, 不仅有显著的年际变化, 还有显著的季内变化^[12~17], 西太副高的变化还受东亚高纬环流的制约和影响^[18, 19]。然而迄今为止, 夏季西太副高异常时其东亚热带、副热带及中高纬度环流间的联系及其特征并不十分清楚。为了弄清夏季西太副高异常时东亚大气环流演变过程各系统的变化特征及其天气气候异常的物理成因, 本文根据 NCEP/NCAR 月平均再分析资料和国家气候中心提供的 1951~1998 年逐月西太平洋副热带高压脊线和脊点位置, 探讨夏季季节内西太副高异常时

2001-10-12 收到, 2002-03-26 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 40135020 及中国科学院资源环境领域知识创新工程重要方向项目 KZCX2-203 和 ZKCX2-SW-210 共同资助

东亚热带、副热带季风环流及中高纬环流的演变及其中国东部汛期降水的特征。

2 夏季西太副高异常时东亚季风环流特征

由于亚洲夏季风的建立,北半球副热带高压系统在东经 $60 \sim 120^{\circ}\text{E}$ 的亚洲季风区内出现断裂,夏季北太平洋副热带高压中心一直位于北太平洋 $160 \sim 180^{\circ}\text{E}$ 处,多年 6~8 月平均的西太副高西伸脊点位于 120°E ,脊线位于 24.6°N 。多年平均的 6、7、8 各月西太副高西伸脊点分别位于 118°E 、 121°E 、 122°E ,这表明 6~8 月西太副高西脊点位置是逐渐东撤。多年平均的西太副高脊线 4 月位于 14.1°N ,5 月位于 16.0°N ,6 月位移到 20.3°N ,7 月到达 25.2°N ,8 月位于 27.5°N ,西太副高脊线位置变化在 5~8 月最强烈,5~8 月平均北移 11.5° 。夏季西太副高脊线、脊点位置不仅有较大的年际变化还有显著的月际变化,北半球副热带高压的年际、季节和季内变化,在亚洲季风区表现最为显著。故本文对夏季 6、7、8 各月西太副高变化分别进行讨论。我们定义夏季各月西太副高西伸脊点位置与相应月的多年月平均差值大于 15° 则称西伸脊点位置偏东,小于 -15° 则称西伸脊点位置偏西;夏季各月西太副高脊线位置与相应月的多年月平均差值大于 3° 则脊线位置偏北,小于 -3° 则脊线位置偏南。

根据国家气候中心提供的 1951~1998 年各月西太平洋副热带高压脊线位置资料,分别对 6、7、8 各月西太平洋副热带高压脊线、脊点位置(图略)变化做了分析,6 月西太副高脊线变化图表明,1969、1973、1993 和 1995 年副高脊线位置偏南(位于 17°N);1955、1961、1963、1974 和 1976 年西太副高脊线位置偏北(位于 23°N)。图 1a 是 6 月西太副高脊线位置偏南年 850 hPa 矢量风距平合成图,从图可见,矢量风距平场上的东亚热带地区($10 \sim 20^{\circ}\text{N}$)出现一个闭合的反气旋性环流,表明东亚热带季风环流偏弱;东亚中纬度地区($30 \sim 40^{\circ}\text{N}$)为一个闭合的气旋性环流,说明东亚梅雨锋区环流加强。我们对 7 月和 8 月西太副高脊线偏南年(注:6、7、8 月各自异常年不一定相同)也分别做 850 hPa 矢量风距平合成图(图略),发现它们都与 6 月情况相似,即 7 月或 8 月西太副高脊线偏南时,850 hPa 矢量风距平场上东亚—西太平洋上的热带地区呈现为反气旋性环流,副热带地区矢量风距平为气旋性环流,由于脊线变化存在季内北移现象,其中心位置比 6 月略偏北,这说明夏季西太副高脊线位置异常偏南时,东亚夏季风环流减弱。图 1b 是 6 月西太副高脊线偏北年 850 hPa 矢量风距平合成图。从图 1b 可见,矢量风距平场上东亚—西太平洋热带地区呈气旋性环流,表明东亚热带季风环流加强;中纬度呈反气旋性环流,说明梅雨锋区环流减弱。我们对 7 月和 8 月的西太副高脊线偏北年分别做 850 hPa 矢量风距平合成图(图略),发现它们都与 6 月情况相似,即 7 月或 8 月西太副高脊线偏北,850 hPa 矢量风距平场上东亚—西太平洋的热带地区呈现为气旋性环流,中纬度地区矢量风距平为反气旋性环流,这说明夏季西太副高脊线位置异常偏北时,东亚夏季风环流加强。

1951~1998 年 6、7、8 各月西太平洋副热带高压西伸脊点变化图(图略)表明,1960、1963、1974、1984、1985 和 1986 年 6 月副高西伸脊点位置异常偏东,位于 135°E 左右,1953、1954、1959、1979、1980、1983、1987、1993 和 1995 年 6 月西太副高西伸脊点位置异常偏西,位于 100°E 左右。

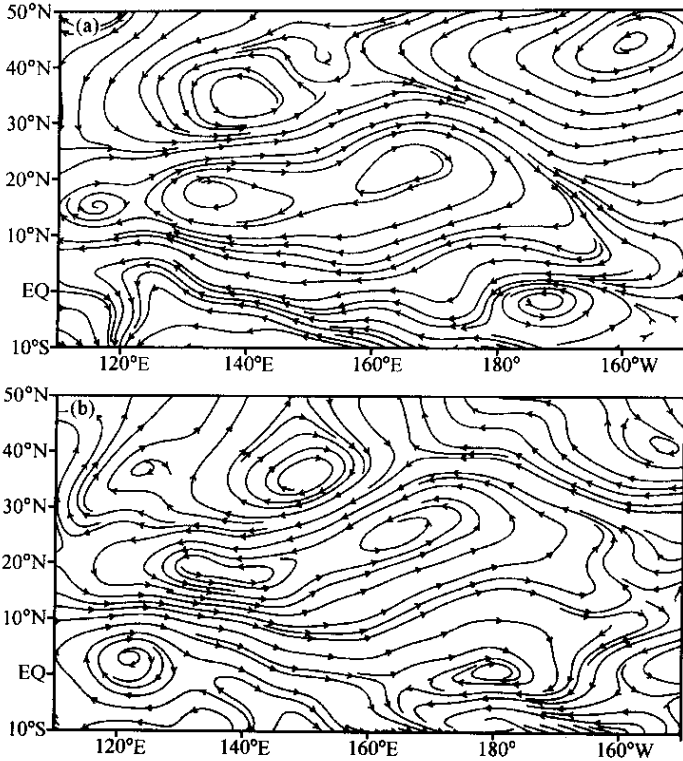


图1 6月850 hPa 矢量风距平合成图(单位: m s^{-1})
(a) 西太副高脊线异常偏南; (b) 西太副高脊线异常偏北

图2a是6月西太副高西伸脊点偏西年(100°E左右)850 hPa 矢量风距平合成图。850 hPa 矢量风距平场上东亚—西太平洋热带地区出现一个闭合的反气旋性环流, 其中心位于(20°N, 125°E)(图2a), 中纬度地区的矢量风距平呈现为气旋性环流。对7月和8月西太副高脊点偏西年分别做850 hPa 矢量风距平合成图(图略), 发现它们亦与6月情况相似, 即西太平洋热带地区矢量风距平为反气旋性环流, 中纬度地区呈现为气旋性环流, 东亚夏季风环流减弱。图2b是6月西太副高西伸脊点偏东年(135°E左右)850 hPa 矢量风距平合成图。850 hPa 矢量风距平场上的西太平洋上热带地区呈气旋性环流, 其中心位于(20°N, 130°E), 西太平洋的中纬度地区呈反气旋性环流(图2b), 说明梅雨锋区的低压环流减弱, 而东亚热带季风环流加强。7月和8月西太副高脊点偏东年的850 hPa 矢量风距平合成图(图略), 都与6月西太副高脊点偏东年情况相似, 即东亚热带季风环流加强而东亚梅雨锋区低压环流减弱。

进一步分析发现, 西太副高西伸脊点位置异常偏西与脊线位置异常偏南时的环流特征相似: 即东亚热带地区出现反气旋性距平环流, 东亚梅雨锋区出现气旋性距平环流(见图1a和2a), 此时东亚夏季风环流偏弱; 西太副高西伸脊点异常偏东与脊线位置异常偏北时的环流特征相似: 即东亚热带地区出现气旋性距平环流, 东亚梅雨锋区出现反气旋性距平环流(见图1b和图2b), 东亚夏季风环流偏强。上述现象与我们所看到的实际天气过程一致, 即西太副高脊线位置偏南时其西脊点位置往往偏西, 东亚

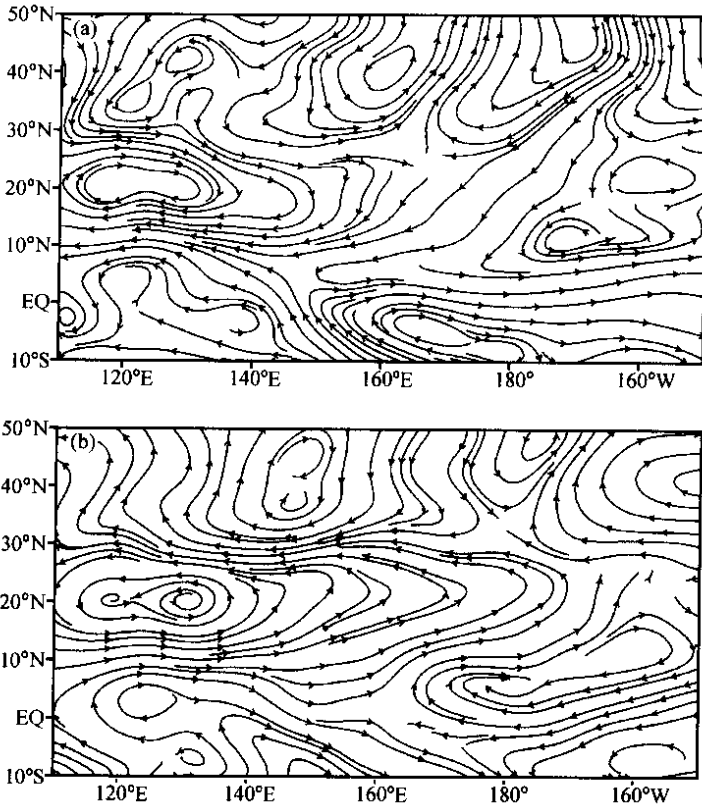


图2 6月850 hPa 矢量风距平合成图(单位: m s^{-1})
(a) 西太副高脊点异常偏西; (b) 西太副高脊点异常偏东

夏季风环流减弱; 西太副高脊线位置偏北时其西脊点位置往往偏东, 东亚夏季风环流加强。

为了进一步说明西太副高脊线、脊点位置异常时东亚夏季风环流强弱特征, 图 3a、b、c、d 分别给出 6 月西太副高脊线偏南、偏北及脊点偏西、偏东时 500 hPa 高度上垂直速度距平图。图 3 表明, 西太副高脊线偏南(图 3a)与西太副高脊点偏西(图 3c)的情况相似, 即东亚热带季风槽区垂直速度的距平值大于 0, 而东亚梅雨锋区垂直速度的距平值小于 0 ($w > 0$ 表示下沉运动, $w < 0$ 表示上升运动), 可见夏季西太副高脊线偏南或西脊点偏西时, 东亚热带季风槽区辐合上升运动减弱(东亚夏季风环流较弱), 梅雨锋区辐合上升运动加强。西太副高脊线偏北(图 3b)与西太副高脊点偏东(图 3d)的情况相似, 垂直速度距平场上东亚热带季风槽区 $w < 0$, 梅雨锋区 $w > 0$, 可见夏季西太副高脊线偏北或西脊点偏东时, 东亚热带季风槽区辐合上升运动加强(东亚夏季风环流较强), 梅雨锋区辐合上升运动减弱。

综上所述, 夏季位于西太副高两侧的东亚热带季风槽和梅雨锋的强度与西太副高形态异常有关。东亚季风区的风场和垂直速度场的变化表明, 西太副高西脊点偏西或脊线偏南, 东亚夏季风环流减弱; 西太副高西脊点偏东或脊线偏北, 东亚夏季风环流加强。

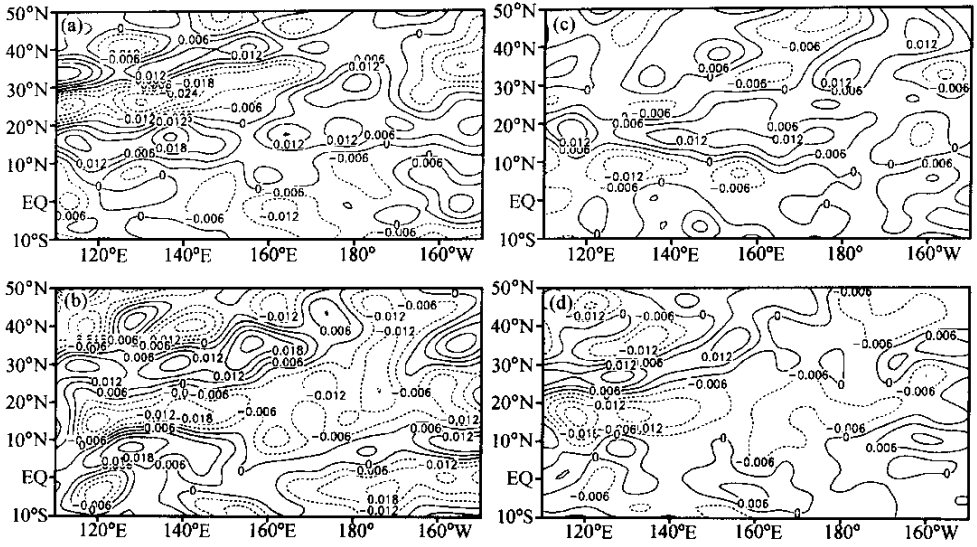


图3 6月500 hPa垂直速度距平合成图(单位: Pa s^{-1} , $w > 0$ 表示下沉运动, $w < 0$ 表示上升运动)
 (a) 西太副高脊线偏南;(b) 脊线偏北;(c) 脊点偏西;(d) 脊点偏东

3 夏季西太副高异常时中高纬环流特征

夏季西太副高形态异常时东亚季风区的风场及垂直速度场都出现异常。夏季西太副高形态异常时500 hPa位势高度场上东亚中高纬环流有何异常特征?

图4a是6月西太副高脊线位置偏南年500 hPa位势高度距平合成图。在500 hPa位势高度距平场上,东亚低纬度 25°N 以南地区为正距平,中纬度 $25 \sim 45^{\circ}\text{N}$ 是负距平区,高纬鄂霍次克海区域是正距平区。500 hPa位势高度距平场上东亚地区出现一个南北向的+ - +的距平波列,此外欧亚($0 \sim 150^{\circ}\text{E}$)高纬地区也呈现一个东西向的+ - +的距平波列(见图4a)。500 hPa位势高度距平场上欧亚地区出现了南、北向和东、西向的+ - +两支距平波列,这两支距平波列的正距平区交汇高纬鄂霍次克海地区,形成鄂霍次克海阻塞高压。图4b是6月西太副高脊线位置偏北年500 hPa位势高度距平合成图。500 hPa位势高度距平场上东亚高、中、低纬分别呈现为- + -的位势高度距平波列,同时在欧亚($0 \sim 150^{\circ}\text{E}$)高纬地区出现东、西向的- + -距平波列(见图4b)。这两支距平波列的负距平区交汇鄂霍次克海区域,东亚高纬鄂霍次克海地区位势高度偏低,没有出现阻塞。

综上所述,夏季西太副高脊线位置偏南,500 hPa位势高度场上欧亚地区出现+ - +两支距平波列,高纬鄂霍次克海地区受正距平区控制,有利鄂霍次克海阻塞高压的建立和维持。夏季西太副高脊线位置偏北,500 hPa位势高度场上欧亚地区出现- + -两支距平波列,高纬鄂霍次克海地区受负距平控制,不利于阻高在鄂霍次克海地区的建立和维持。

夏季鄂霍次克海地区形势变化与西太平洋副热带高压形态异常有关,西太平洋副

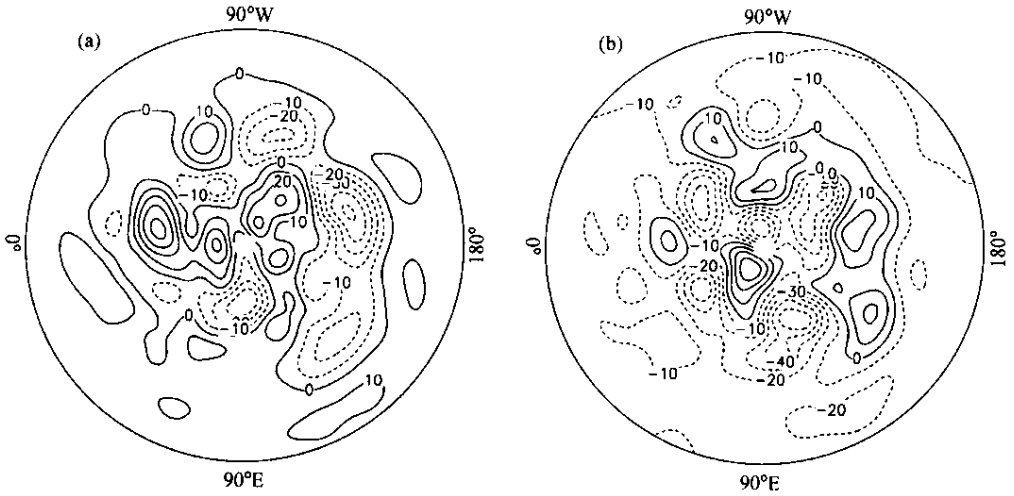


图4 6月500 hPa位势高度距平合成图(单位: gpm)
 (a) 西太副高脊线异常偏南年; (b) 西太副高脊线异常偏北年

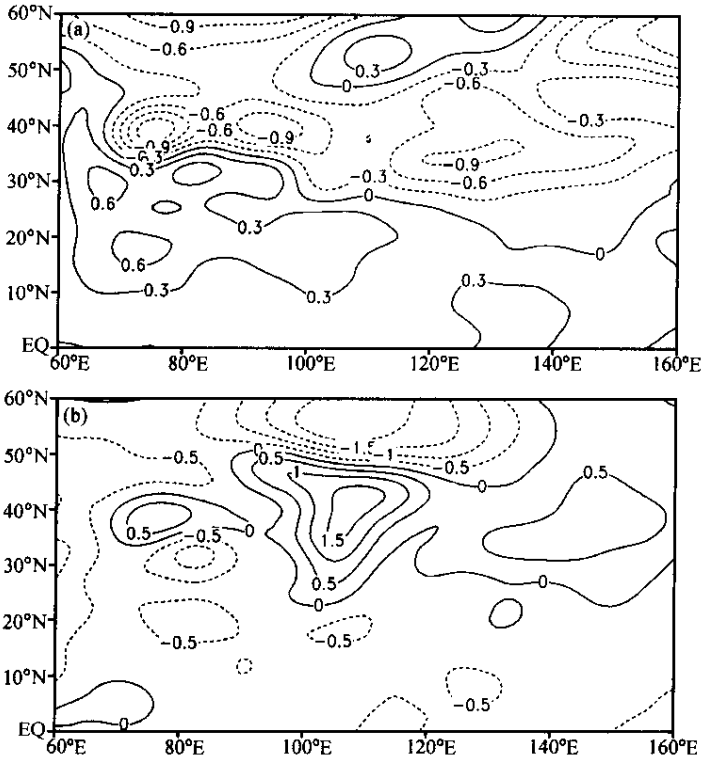


图5 6月700 hPa温度距平合成图(单位: K)
 (a) 西太副高脊线异常偏南年; (b) 西太副高脊线异常偏北年

热带高压形态异常时东亚中、高纬冷空气活动有何特征? 图5a是6月西太副高脊线位

置偏南年 700 hPa 温度距平合成图。夏季西太副高脊线位置偏南时, 700 hPa 温度场上东亚中纬度 30~50°N 为负距平区(见图 5a), 表明东亚中纬度温度偏低。图 5b 是 6 月西太副高脊线位置偏北年 700 hPa 温度距平合成图。700 hPa 温度场上东亚中纬度 30~50°N 为正距平区(见图 5b), 表明东亚中纬度温度偏高。为什么夏季西太副高脊线位置偏南, 东亚中纬度温度偏低, 脊线位置偏北, 东亚中纬度温度偏高? 分析表明, 西太副高脊线位置偏南时, 鄂霍次克海地区出现阻塞型, 由于阻塞高压的存在, 高纬冷空气直接南下到东亚中纬度地区, 造成东亚中纬度温度偏低; 副高脊线位置偏北年, 鄂霍次克海地区没有出现阻塞形势, 冷空气路径沿着高纬向东扩展, 没有直接南下, 造成东亚中纬度温度偏高。

综上所述, 夏季东亚中高纬环流的异常与西太副高形态异常密切相关。夏季西太副高脊线位置偏南, 东亚鄂霍次克海地区出现阻塞型, 高纬冷空气直达中纬度地区, 造成东亚中纬度温度偏低; 西太副高脊线位置偏北, 东亚鄂霍次克海地区无阻塞型, 冷空气路径沿着高纬东传, 东亚中纬度温度偏高。

4 夏季西太副高形态异常与中国东部汛期降水

上面讨论了夏季西太平洋副热带高压形态异常时东亚季风环流、中高纬环流及冷空气的异常特征。本节探讨夏季江淮流域降水异常时西太副高形态、东亚季风环流及中高纬环流特征。夏季江淮流域降水时段主要集中在 6 月和 7 月, 故我们重点分析 6~

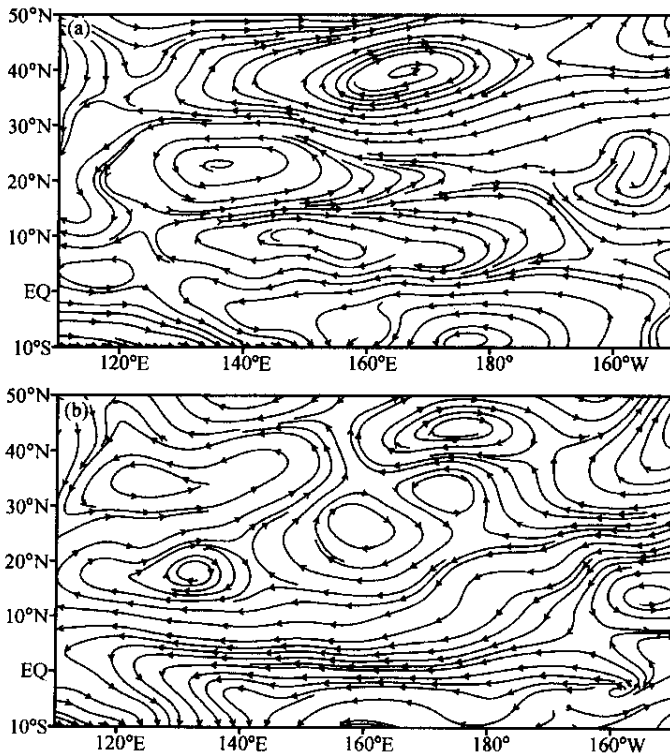


图 6 6~7 月平均的 850 hPa 矢量风距平图(单位: m s^{-1})

(a) 1978 年; (b) 1998 年

7月西太副高形态特征(脊点、脊线)。

根据国家气候中心提供的降水资料表明,1991、1993和1998年夏江淮流域降水偏多,1978、1985和1997年夏江淮流域降水偏少(图略)。3个降水偏多年6~7月平均脊线位于 20.5°N ;3个降水偏少年6~7月平均脊线位于 23°N 。多雨的1991年、1993和1998年6~7月平均西太副高西伸脊点分别位于 115°E 、 100°E 和 100°E ;少雨的1978、1985和1997年6~7月平均西太副高西伸脊点分别位于 140°E 、 130°E 和 125°E 。由此可见,夏季西太副高西脊点位置偏西时(位于 115°E 以西),江淮流域汛期降水偏多;西脊点位置偏东(位于 125°E 以东),江淮流域汛期降水偏少。也就是说,夏季西太副高脊线偏南、脊点偏西时江淮流域汛期降水偏多;脊线偏北、脊点偏东时江淮流域汛期降水偏少。

我们进一步分析了江淮流域汛期降水偏多的1998年、偏少的1978年6~7月东亚季风环流、中高纬环流及冷空气的活动。图6a、b分别给出1978年、1998年6~7月平均的850 hPa矢量风距平图。降水偏少年矢量风距平场上 30°N 以南的东亚热带地区呈气旋性环流, 30°N 以北的东亚中纬度呈反气旋性环流(见图6a),表明东亚热带季风环流加强、梅雨锋减弱,这种分布特征与西太副高脊线偏北年的形势一致;降水偏多年矢量风距平场上 30°N 以南的东亚热带地区呈反气旋性环流, 30°N 以北的东亚中纬度呈气旋性环流(见图6b),说明东亚热带季风环流减弱、梅雨锋加强,这种分布特征与西太副高脊线偏南年的形势一致。

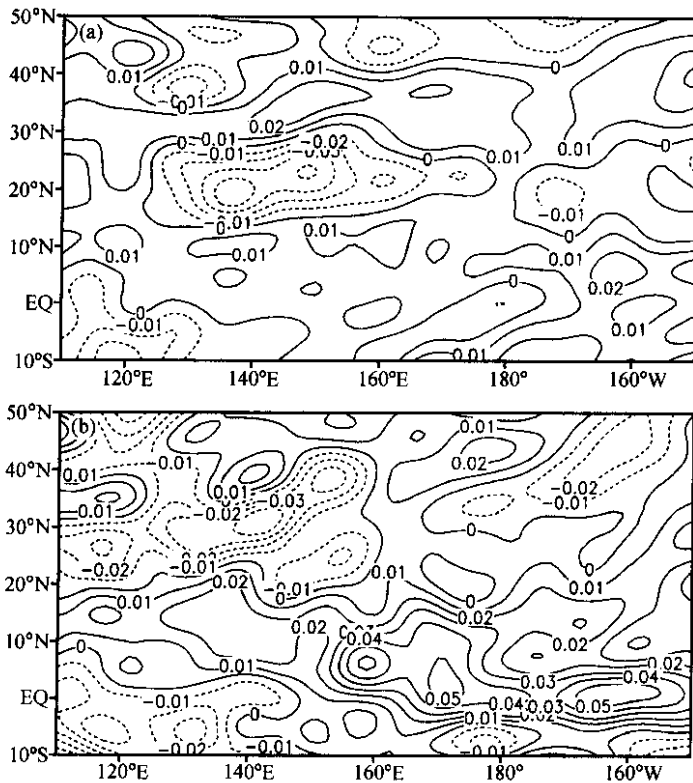


图7 6~7月平均的500 hPa垂直速度距平图(单位: Pa s^{-1} , $w > 0$ 表示下沉运动, $w < 0$ 表示上升运动)

(a) 1978年; (b) 1998年

为了更清楚地说明降水多寡年东亚热带和副热带季风环流强弱变化，图 7a、b 分别给出 1978、1998 年 6~7 月平均的 500 hPa 垂直速度的距平图。降水偏少年东亚热带季风槽区垂直速度距平值小于 0，而梅雨锋区垂直速度的距平值大于 0（见图 7a），表明东亚热带季风区辐合上升运动加强，梅雨锋区辐合上升运动减弱，这种分布特征与西太副高脊线偏北年的形势一致。降水偏多年东亚热带季风槽区垂直速度距平值大于 0，而梅雨锋区垂直速度的距平值小于 0（见图 7b），表明东亚热带季风区辐合上升运动减弱，梅雨锋区辐合上升运动加强，这种分布特征与西太副高脊线偏南年的形势一致。

图 8a、b 分别给出 1978、1998 年 6~7 月平均的 500 hPa 高度距平图。降水偏少年 500 hPa 位势高度距平场上，东亚高、中、低纬分别呈现为低、高、低的位势高度距平波列，同时在欧亚（0~150°E）高纬地区出现东、西向的低、高、低距平波列（见图 8a）。鄂霍次克海区域是两支距平波列的负距平区，表明鄂霍次克海地区位势高度偏低，没有出现阻塞高压，东亚环流这种分布特征与西太副高脊线偏北年的合成图相似。降水偏多年 500 hPa 位势高度距平场上，东亚高、中、低纬分别呈现为高、低、高的位势高度距平波列，同时在欧亚（0~150°E）高纬地区出现东、西向的高、低、高距平波列（见图 8b）。鄂霍次克海区域是两支距平波列的正距平区，表明鄂霍次克海地区位势高度偏高，出现阻塞高压。东亚环流这种分布特征与西太副高脊线偏南年形势相似。

图 9a、b 分别给出 1978、1998 年 6~7 月平均的 700 hPa 温度距平图。降水偏少年

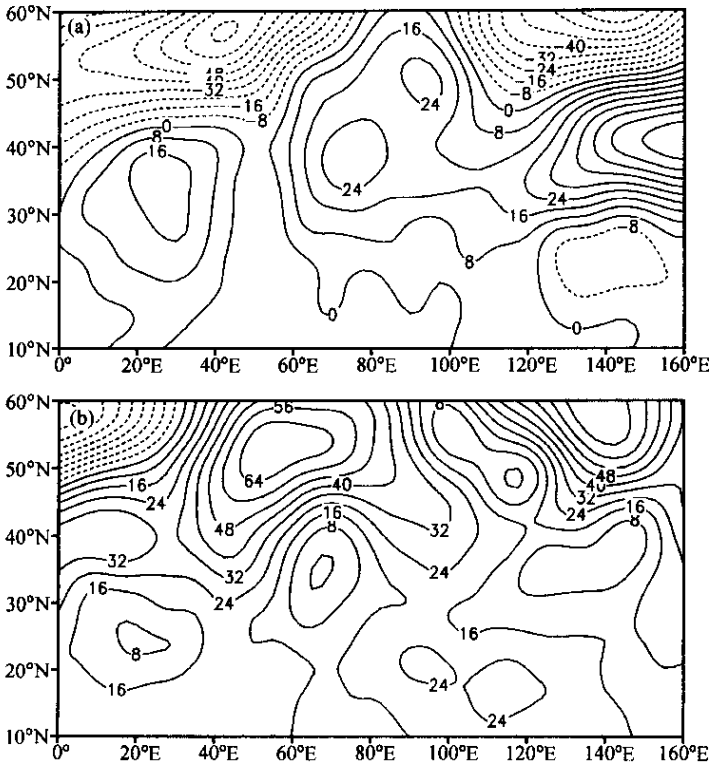


图 8 6~7 月平均的 500 hPa 高度距平图（单位：gpm）
 (a) 1978 年；(b) 1998 年

的冷空气沿着高纬向东扩展,东亚高纬为温度负距平区,江淮流域为正距平区(见图9a),中高纬温度距平的这种特征与副高脊线位置偏北年温度距平场的形势相似。降水偏多年东亚高纬为温度正距平区,江淮流域为负距平区(见图9b),表明江淮流域冷空气较强,中高纬温度距平的这种分布与副高脊线位置偏南年温度距平场的形势相似。

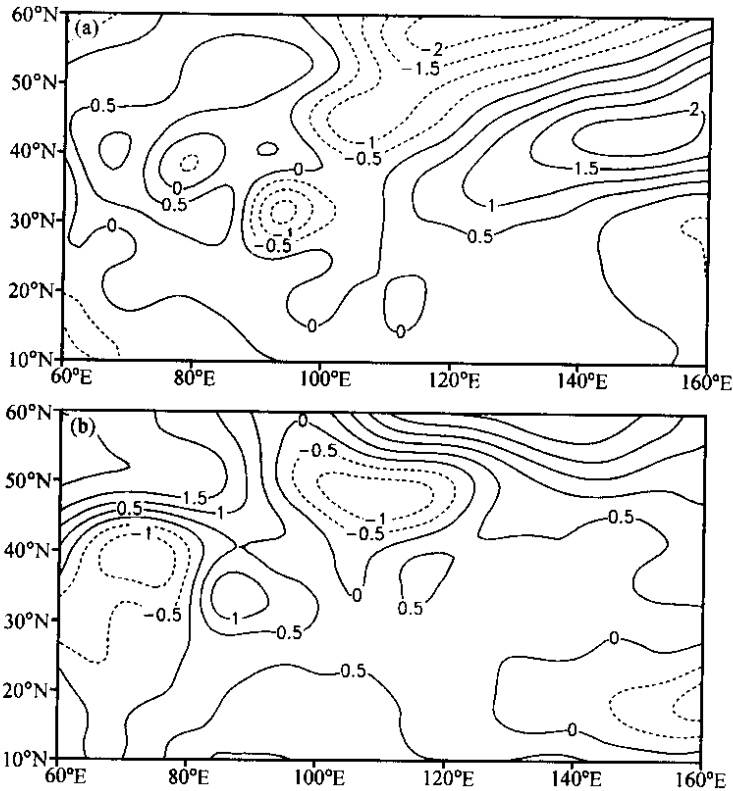


图9 6~7月平均的700 hPa温度距平图(单位:K)

(a) 1978年;(b) 1998年

从上可见,夏季江淮流域降水偏多、偏少年850 hPa东亚季风环流、700 hPa温度场及500 hPa高度场的形势有明显不同。夏季江淮流域降水偏多年,鄂霍次克海地区出现阻塞高压,江淮流域冷空气偏强,梅雨锋低压扰动加强,东亚季风环流偏弱,这种环流特征与西太副高脊线偏南、脊点偏西的环流型一致;夏季江淮流域降水偏少年,鄂霍次克海地区无阻塞高压,江淮流域冷空气偏弱,梅雨锋低压扰动减弱,东亚季风环流加强,这种环流特征与西太副高脊线偏北、脊点偏东的环流型一致。这表明西太平洋副热带高压的异常是造成东亚大气环流及江淮流域汛期降水的多寡有重要影响。夏季西太平洋副热带高压的异常是造成东亚大气环流及天气气候异常的最重要原因之一。

5 结论

本文分析了夏季西太平洋副热带高压形态异常时的东亚环流特征,探讨了江淮流域汛期降水异常时的东亚环流型。研究表明夏季江淮流域降水异常偏多(少)时的东

亚热带季风槽、梅雨锋、中高纬度环流型及冷空气的活动与西太平洋副热带高压脊线异常偏南(北)、脊点偏西(东)时的环流特征一致。夏季西太平洋副热带高压形态异常是东亚大气环流及天气气候异常的最重要原因之一。主要结论如下:

(1) 多年平均的 6~8 月西太平洋副热带高压脊线位于 24.3°N , 脊点位于 120°E 。夏季西太副高脊线比正常位置偏南或脊点偏西时, 500 hPa 高度场上亚洲地区的大气环流出现南北向和东西向的两支 + - + 的距平波列, 鄂霍次克海地区为阻塞高压控制, 高纬冷空气路径偏南, 东亚中纬度冷空气偏强, 梅雨锋区低压扰动加强, 东亚夏季风环流减弱, 夏季江淮流域降水偏多。

(2) 夏季西太副高脊线比正常位置偏北或脊点偏东时, 500 hPa 高度场上亚洲地区的大气环流出现南北向和东西向的两支 - + - 的距平波列, 鄂霍次克海地区无阻塞型控制, 高纬冷空气路径偏北, 东亚中纬度冷空气偏弱, 梅雨锋区低压扰动减弱, 东亚夏季风环流加强, 夏季江淮流域降水偏少。

参 考 文 献

- 1 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**, 91~102.
- 2 丁一汇等, 北半球夏季全球热带和副热带 200hPa 平均辐散场的研究, 气象学报, 1987, **45**, 120~127.
- 3 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.
- 4 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**, 339~359.
- 5 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.
- 6 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 I. 尺度分析, 气象学报, 1999, **57** (3), 257~263.
- 7 刘屹岷、刘辉、刘平等, 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 II. 陆面感热加热与东太平洋副高, 气象学报, 1999, **57** (4), 385~396.
- 8 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**, 1~18.
- 9 陶诗言等, 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.
- 10 黄荣辉、孙凤英, 热带西太平洋暖池上空的对流活动对东亚夏季季风内变化的影响, 大气科学, 1994, **18** (4), 456~465.
- 11 徐予红、陶诗言, 东亚夏季风的年际变化与江淮流域梅雨期旱涝, 灾害性气候的过程及诊断, 北京: 气象出版社, 1996, 31~39.
- 12 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**, 385~395.
- 13 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.
- 14 毕慕莹, 夏季西太平洋副热带高压的振荡, 气象学报, 1989, **47**, 468~474.
- 15 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, 长期天气预报和日地关系研究, 北京: 海洋出版社, 1992, 131~139.
- 16 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.
- 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 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, 长期天气预报论文集, 北京: 气象出版社, 1990, 125~134.
- 19 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.

The Anomalous Subtropical Anticyclone in Western Pacific and Their Association with Circulation over East Asia during Summer

Zhang Qingyun and Tao Shiyan

(*Institute of Atmospheric Physics , Chinese Academy of Sciences , Beijing 100080*)

Abstract During summer the rainfall in Eastern China depended on the intensity of East Asian summer monsoon circulation , the positions of the subtropical anticyclone over the western Pacific and the blocking situation in high latitude . It was pointed out that the intensity of East Asian summer circulation and the situation in high latitude over Asia were related to the aspects of subtropical anticyclone over the western Pacific . There is a large inter-annual variability for the ridge-line of the subtropical anticyclone over the western Pacific . The annual variability of the intensity of East Asian summer circulation is affected by the variation of the ridge-line of the subtropical anticyclone over the western Pacific . There are two convergence zones in East Asian summer monsoon system , one is over the South China Sea which is called the tropical monsoon trough (or ITCZ) , the other is over the Yangtze-Huaihe River Valley that is called the Meiyu (or Baiu) frontal zone . There is a seesaw variation for the intensity between the tropical monsoon trough and Meiyu front over East Asia . When the ridge-line of subtropical anticyclone over the western Pacific shifted to southern (northern) than the normal , the intensity of tropical monsoon trough over East Asia was weakened (strengthened) and the intensity of Meiyu front was strengthened (weakened) . In meantime there was “ + - + ” (“ - + - ”) anomaly pattern in high latitude over Asia at 500 hPa height field which means there was (was not) the blocking situation over the Sea of Okhotsk , and the Meiyu front was (was not) active . In this case the rainfall in the Yangtze River Valley was above (below) normal .

Key words : subtropical anticyclone ; atmospheric circulation ; summer rainfall