

东亚冬季风异常与全球大气环流变化

I. 强弱冬季风影响的对比研究

陈 隽 孙淑清

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 利用 ECMWF 资料挑选出一个强冬季风年(1986年)和一个弱冬季风年(1980年),通过个例分析对各种气象要素场及中高纬度大尺度环流在强弱冬季风年的差异特征进行比较。分析结果表明:东亚冬季风是全球大气环流的一个重要组成部分,冬季风异常关联着全球环流的异常;这种异常不仅在中高纬度环流中表现出来,而且在热带地区大尺度流场上也尤为显著。强弱冬季风所对应的长波槽脊分布、低纬对流特征、三维流场结构都是截然不同的。冬季风异常不但造成了同期环流形势的差异,而且对后期环流和天气状况也有影响。

关键词 冬季风 全球大气环流 持续异常 隔季相关

1 引言

季风及其异常在全球环流及短期气候变化中的作用已被大家所重视。亚洲地区季风的异常不仅与本地区的降水、旱涝状况密切相关,而且联系着全球环流的异常。Yasunari^[1]曾把夏季风异常作为大气-海洋-陆地(包括雪盖)相互作用中的启动环节,提出了夏季风与未来各季环流相互作用的一个可能过程。而近年来人们渐渐注意到冬季风在全球环流变化中的重要性。冬季风也是季风系统的一个重要组成部分,它的控制面积大,影响时间长。它的异常不仅带来冷害、大风等灾害天气,而且也是北半球冬季最活跃的环境系统。它的运动与发展可以引起全球范围的大气环流变化。另外,东亚地区的冬季风活动不仅可以引起我国及邻近地区的天气变化,还影响到马来西亚南部、印度尼西亚、澳大利亚等地汛期的旱涝^[2,3]。因此研究冬季风活动具有十分重要的科学价值和经济意义。近年来人们还发现夏季旱涝天气常常与前冬的环流异常有很好的关系,Liu^[4]给出了冬季特定的环流型与中国东部来年春季降水之间的很好的相关,孙淑清等也发现^[5,6]夏季江淮流域旱涝天气,可以追溯到其前冬形势的异常,冬季风的异常能引起全球性特别是中低纬度环流的变化,并可明显地影响未来的环流与天气。纪立人等^[7]的数值试验研究也证实了冬季风对全球环流影响及这种影响所产生的环流的隔季相关。本文作为冬季风研究系列的第一部分,从个例分析入手,对强弱冬季风所对应的各个要素场的异常特征进行对比,以揭示出冬季风异常与全球环流变化的关系。并对这种异常的产生的持续影响进行分析,为以后深入研究冬季风异常所造成的隔季相关建立物理基础。

1997-04-24 收到, 1997-12-16 收到再改稿

2 资料及计算方法

本文使用的资料有如下几个: 1) 欧洲中期天气预报中心 7 层全球分析 ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 网格) 的常规月平均和逐日资料, 时间为 1979 年 12 月至 1989 年 12 月; 2) 中国气象局提供的 1951 年 1 月到 1996 年 2 月的常规资料; 3) 日本气象厅云顶黑体绝对温度 (TBB) 逐日资料, 空间范围为 $80^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$, $60^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 网格), 时间为 1980 年 1 月 1 日到 1991 年 12 月 31 日。

据此, 首先利用欧洲中期天气预报中心月平均格点资料对冬季风活跃区有关要素 (东亚大槽区 500 hPa 位势高度、亚洲大陆东南沿海 1000 hPa 的北风分量和温度) 标准化, 求出可反映冬季风强弱的综合指数, 从中选取 1980 年为弱冬季风年, 1986 年为强冬季风年。由于本文研究的主要为季节尺度的冬季风的特征, 因此大多数情况下采用了季节平均值。冬季用前一年 12 月、本年 1 月、2 月 (即 DJF) 3 个月平均代表。

3 冬季风异常与大尺度环流

3.1 强弱冬季风的基本特征

3.1.1 地面风场的特征

冬季风首先可以清楚地从低层水平风场上反映出来。图 1 给出了东亚、南亚及太平洋地区强年 (1986 年) 和弱年 (1980 年) 冬季 (DJF 3 个月) 平均的 1000 hPa 风场和“强减弱” (相当于放大的距平值) 的情况。由图可见在冬季, 不管在强年还是弱年中国大陆沿海一带从中纬度到低纬地区都被强大的偏北风所控制, 但从图上我们还可以发现自渤海至南海一带强年 (图 1a) 的偏北风大于弱年 (图 1b), 风向的经向性非常显著; 而弱年风矢量趋于纬向, 尤其在 $5 \sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬带上风向接近于东风, 因而北风相对要弱得多。从图 1c 可见, 偏北风距平的最大值出现在从中国沿海至菲律宾和印度尼西亚一带。很有意思的是在菲律宾附近还出现了气旋性差值环流。

为了更清楚地考察强弱年冬季风的差异, 我们选取北风差值最显著的一个小区域 ($115 \sim 130^{\circ}\text{E}$, $15 \sim 30^{\circ}\text{N}$), 把区域平均的经向风 V 分量作为反映冬季风强弱的主要指标之一。下面来看一下 V 分量的逐日变化的对比。图 2 给出了区域平均值 $\bar{V}$ 的演变曲线, 图中横坐标为 12 月 1 日至 2 月 28 日共 90 天的时间序列, 从图中可以看到, 强年北风的强度明显大于弱年, 最大可达到 12 m/s , 弱年北风量值最大仅有 9 m/s ; 强年偏北风的爆发也较频繁, 强度超过 10 m/s 的就有 4 次, 而弱年大部分时间没有超过 5 m/s 。用沿 $115 \sim 130^{\circ}\text{E}$ 平均的北风分量的纬度-时间剖面图 (图略) 来考察冬季风活动的逐日变化时还发现: 强年亚洲大陆东南沿海地区的冬季风爆发 (冷涌) 过程十分频繁, 强度很大, 而且大部分冷涌都可以推进到 20°N 以南; 而弱年冷涌发生次数少, 强度小, 位置也较偏北。

由于冬季风的爆发过程就是北方冷空气向南推进的过程, 其结果除了出现风速增强外, 还伴随着气温的下降, 因此气温距平也反映了冬季风年的强弱。根据我国地面站资料所作强弱年温度对比发现强年东亚地区温度普遍低于弱年, 最大负距平值出现在东亚

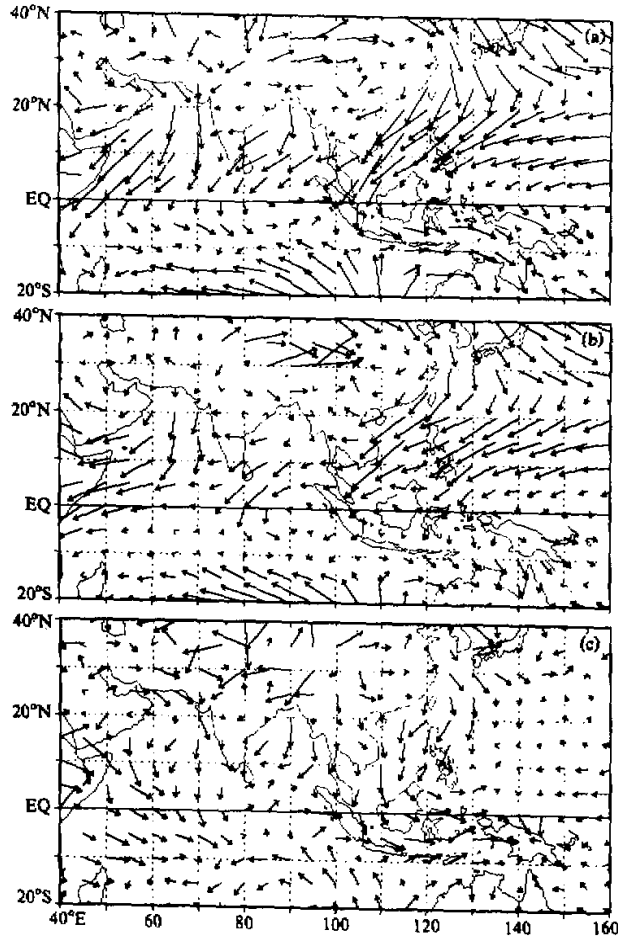


图1 强弱年冬季(DJF)东亚地区1000 hPa水平风场
(a)强年, (b)弱年, (c)强减弱。最大风矢量强度为9 m/s

大槽后, 负值中心达到 -4°C 。另外, 东亚大陆沿岸均为显著的负距平, 说明强年东亚大陆地区气温明显偏低。而弱冬季风年我国大陆地区的气温则为正距平, 中心达 $+2^{\circ}\text{C}$ (图略)。

3.1.2 中纬度环流的差异

东北季风的爆发是大尺度环流调整的结果。东亚地区的冬季风活动与欧亚及太平洋地区槽脊的加强与活动有关。为此我们考察上述强弱两年的环流形势及其距平场。图3是500 hPa高度场的平均状况及强年减弱年差值图, 图中粗实线为多年平均场, 细实线为强年减弱年的正距平值, 细虚线为强减弱的负距平值(单位均为位势什米)。由图可见, 在中高纬度环流系统中, 正距平值基本叠加在脊区的平均位置之上, 负距平值则

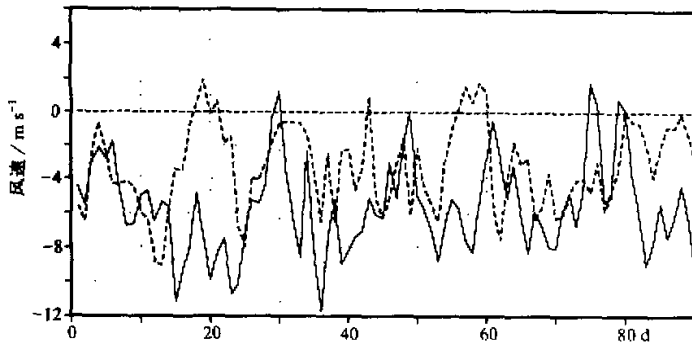


图2 强弱年冬季冷涌活跃区域平均的1000 hPa经向风的逐日演变图

实线: 强年的情况, 虚线: 弱年的情况, 单位: m/s

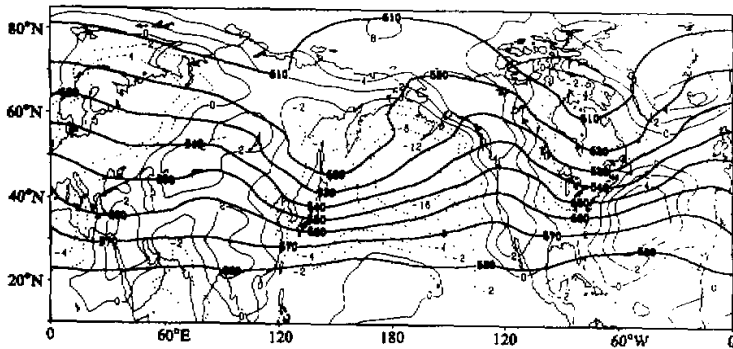


图3 500 hPa 高度场的平均状况及强年减弱年差值图

粗实线: 多年平均场, 细实线: 强年减弱年的正距平值, 细虚线: 强减弱的负距平值

单位: 位势什米

对应槽区, 即在冬季风强年欧洲大陆槽、乌拉尔高压、东亚大槽、太平洋高压脊、北美大槽以及低纬太平洋和大西洋的副热带高压均较强, 特别是东亚地区环流经向度变大, 这有利于冷空气南下, 偏北风加大。而弱年负距平出现在脊区, 正距平出现在槽区, 环流经向度变小, 不利于冷空气向南爆发。

从逐日变化的时间剖面图(略)上看, 强年东亚大槽加强的一次次过程非常频繁, 低压区面积较大, 位置也较稳定。而弱年大槽位置偏东, 使大陆上的西北气流偏弱, 且大槽移动性较强, 不易维持。

3.2 低纬对流活动的特征

从图1上已经看到: 强的冬季风以冷涌形式到达低纬地区后, 使菲律宾附近地区气旋性辐合增强(图1c上出现一个差值辐合区), 这必然增强该地区的对流活动。TBB可以很好地描述对流活动的强度(对流强区对应于TBB低值)。

图4a、b、c给出了TBB的冬季平均状况和强弱年冬季的距平分布。从图4a可以

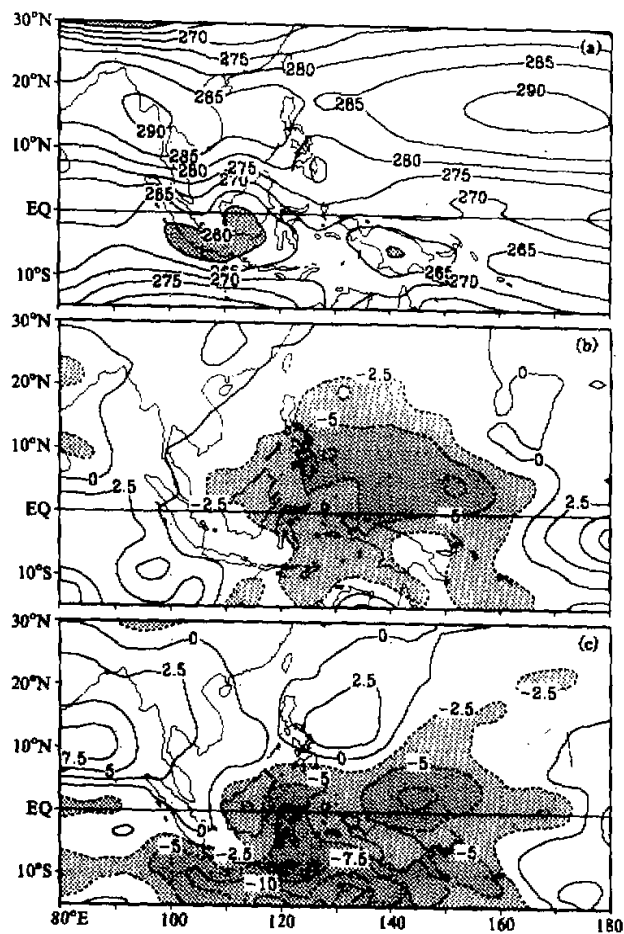


图4 TBB 水平分布图

(a) 多年平均, (b) 强年距平, (c) 弱年距平, 单位: K

看到, 冬季平均的强对流活动中心在 5°S 以南。再从图 4b 和 c 的比较来看 (图中距平值小于 -2.5 K 的区域都加上阴影, 代表强对流区), 强年阴影区明显偏北, 强对流中心在 5°N , 强对流区向北可达到 20°N 以北, 说明强年冷涌对低纬对流活动影响很显著。弱年的强对流区很偏南, 向北伸展不到 10°N , 而且大部分在 10°S 以南, 与多年平均状况大致相当, 是冬季 ITCZ 的平均位置。通过作强减弱图还可以得到在菲律宾以东暖池区的低值中心 (图略), 恰好是图 1c 内低空风矢量差所形成的气旋性差值环流的位置, 这更清楚地说明该地区的强对流活动与北方冷涌有十分密切的关系。

从逐日情况来看也发现强年对流活动次数明显多于弱年, 而且 TBB 小值区一般都紧接着出现在北风加大之后的 2~3 天之内, 说明该地区的强对流活动确实是由北方冷空气的爆发造成的。

3.3 低纬地区大尺度流场的比较

TBB 资料所反映的低纬地区对流活动的差异, 将导致凝结潜热的释放和上升运动的差别。而热带地区大尺度散度场的位置和强度也将会有相应的差别。

为了进一步考察这一地区的热源分布情况, 我们计算了 200 hPa 的速度势 χ ($\nabla^2 \chi = D$, 其中 D 为散度, χ 的负值区代表辐散区)。从强年的情况来看, 海洋性大陆 (即马来半岛和印度尼西亚群岛地区) 上空为广阔的负值区, 说明该地区的热源和高空辐散非常强大。从前面的讨论已经知道冷涌对赤道地区的对流活动有十分重要的激发作用, 因而低纬热源的强弱也能间接反映了冬季风活动的强度。相比之下, 弱年的 χ 场负值区很小, 负值中心也偏南偏东 (图略)。从差值图上我们还可以看到, 东太平洋有

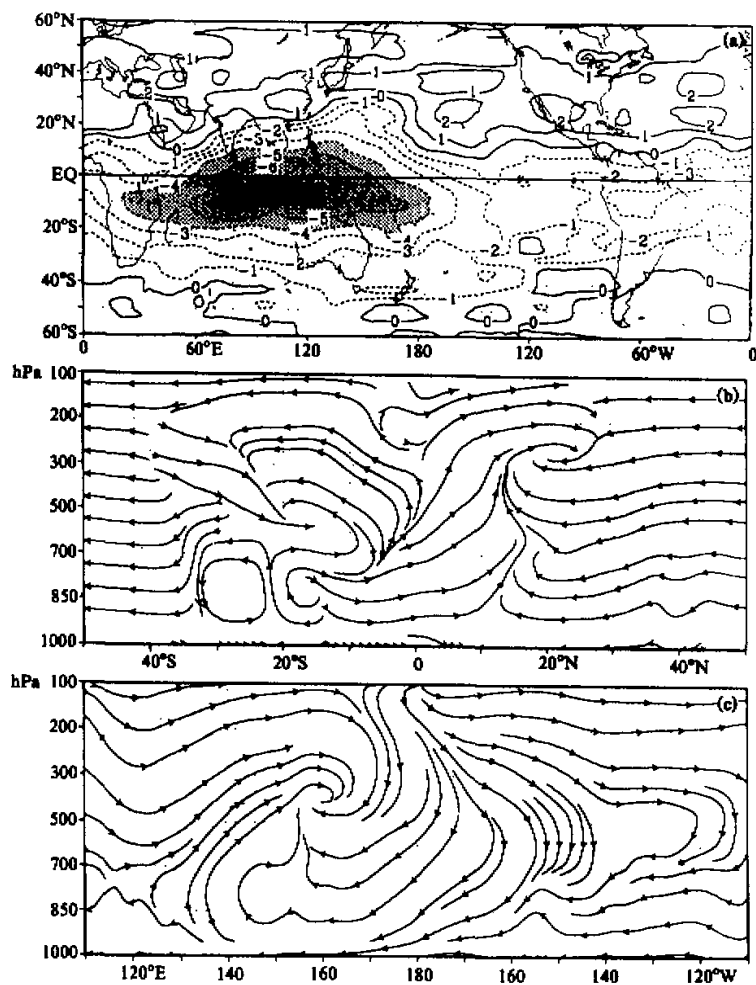


图5 低纬地区差值环流
(a) 200 hPa χ 场, (b) Hadley 环流, (c) Walker 环流

一片 χ 场正值区 (见图 5a), 说明东太平洋有辐合下沉运动。这就是正 Walker 环流的下沉支所在。上述分析表明, 对于强、弱冬季风年, 低纬地区的对流活动及高低空大尺度散度场有很大差异。这种差异必将引起垂直环流的变化, 为此我们分别给出了强年与弱年的经圈 (Hadley) 与纬圈 (Walker) 环流的情况。

从经向差值垂直环流 (沿 $120^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$ 平均, 图 5b) 上看, 北半球为一个热力正环流。差值环流的上升支在 12°N 附近达到最强, 说明该地区的对流差异最大, 而这地区正靠近西太平洋暖池区, 与前面的水平风场、TBB、散度场的强减弱大值区对应得非常好。从强弱年的剖面实况比较来看 (图略), 弱年 Hadley 的下沉支接近多年平均位置 ($32.5^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$)^[8], 而强年的下沉气流比弱年偏南大约 5 个纬距, 即北方冷空气向南推进的幅度较大。另外强年在 30°N 附近的下沉运动和赤道地区的上升运动都显著地强于弱年, 上升支范围变大, 向上伸展的高度也更大。

用 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的纬向垂直环流的高度-经度剖面图 (图 5c) 来描写 Walker 环流可以看到: 强弱年的纬圈环流在 130°E 以东的上升支及东太平洋的下沉支表现了很大的差异。再从两年的实况比较看 (图略): 强年, 在西太平洋地区从 110°E 到 160°E 都有较强的上升气流, 170°E 以东则为一致的下沉气流; 弱年环流的强度则相对小得多, 组织化程度很差, 上升气流很浅薄, 下沉气流也不清楚, 而且在 175°E 以东又开始出现上升气流。由此看来, 冬季风异常引起的环流变化不仅仅表现在中高纬环流型的差别, 而且还表现在亚洲至太平洋广大的热带, 它使热带的大尺度环流发生了明显的变异。

最后从强弱冬季风年全球范围的 1000 hPa 风场差值图 (图略) 也可以看到: 除了东亚大陆沿岸的偏北风和菲律宾附近的气旋环流非常清楚外, 赤道中东太平洋地区偏东风在强年加大, 形成明显的低层辐散气流。

综上所述, 从强弱冬季风年的环流形势的对比可以看出, 东亚地区冬季风发生异常时, 不仅中高纬度西风带的环流形势发生很大的调整, 低纬及热带地区的大尺度环流也有十分明显的变化: 强冬季风年欧亚地区的槽脊 (尤其是东亚大槽) 强而稳定, 弱年则相反; 由于冷涌的活跃程度不同, 使得热带地区的对流活动、大尺度热源的强度和位置以及垂直环流的强度都发生明显的变化。因此冬季风变化不是一种局地现象, 它联系着全球环流特别是低纬环流的变异。

4 冬季风对后期环流的影响

4.1 冬季风异常与夏季环流及天气的关系

从以上讨论可以看出, 冬季风异常所关联的环流变化是全球性的, 特别是低纬地区的流场发生明显的变化。由于本文采用的是 3 个月的季节平均, 因此它的异常是季节尺度的。孙淑清等^[4]已对江淮流域旱涝与前冬环流异常的关系作过研究, 指出这两者有十分清楚的相关。这里从冬季风异常出发, 研究它与未来夏季环流的关系。

先来看看这两个冬季风年后期所对应的夏季亚洲地区的流场。图 6 为夏季 (即 6、7、8 月 3 个月平均, 简称为 JJA) 850 hPa 风对应的强弱年之矢量差。从图中可见, 从索马里地区以东, 西风偏差气流一直扩展至印度半岛, 说明 1986 年的印度季风较 1980

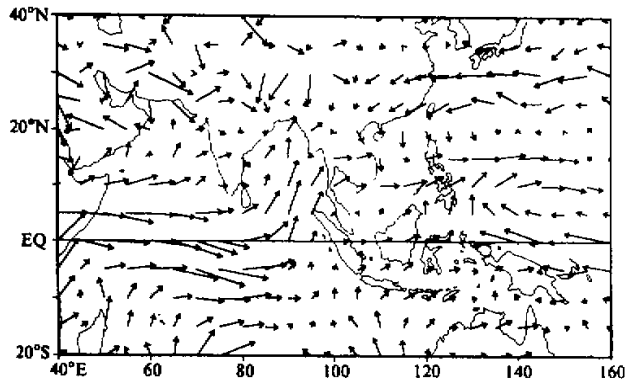


图6 夏季(JJA)东亚地区850 hPa风矢量差
最大风强为9 m/s

年为强。而在东亚地区则不同,从台湾海峡至西太平洋为较强的东风带,这是1986年夏季副热带高压南侧偏强的东风带的位置。而我国东部地区为偏东北风,这表明东亚季风在1986年较1980年弱,与印度季风的强度相反。在风矢量差图上还可以看到索马里及南海地区越赤道气流皆强,前者明显地与印度季风在1986年偏强有关,但后者则主要加强了南海地区的夏季风。综上所述,前冬为强冬季风的1986年东亚地区的夏季风要比弱冬季风年相对应的1980年弱,而印度季风则相反。

夏季风的强弱直接影响着我国大部分地区的天气状况,尤其是东部地区的降水分布。为此我们考察了强弱冬季风年对应的后期夏季中国降水分布:1980年,即弱冬季风年的夏季长江流域为著名的涝年,降水距平百分率超过30%,而强年(1986年)中国东部为偏旱年,黄河流域则为大旱(-30%),只有长江流域地区为降水偏多区、与1980年情况有很大不同。这个结果与孙淑清等^[4]的研究结果及纪立人等^[9]的数值试验结果是一致的。以上结果说明不论是环流或风场都存在着隔季相关性,这无论是从短期天气预报实践或是从气候演变理论方面都是有意义的。

4.2 异常冬季风的持续影响

冬夏季环流及天气之间的这种隔季相关,是与冬季环流异常特征的持续性有关的,尤其是低纬大尺度流场的特征。

先来研究低纬大尺度环流的变化。上一节已指出,强弱冬季风年低纬的大尺度风场,西太平洋对流活动以及三维垂直环流都有很大差别。为了综合表征上述特征,我们还计算了与冬季风相应的后期200 hPa速度势场。图7a、b分别是200 hPa χ 场在相应的后期春季(3、4、5月,简称为MAM)、夏季(JJA)差值分布图。从上节讨论可知,冬季(见图5a)在赤道西太平洋为一个大尺度的负值区,表示该处强年的辐散强于弱年,与200 hPa χ 场多年的平均位置(10°S, 150°E)比较^[8],强冬季风年的高空辐散区偏西和偏北,强度也强得多。这与低层辐合对流及上升气流的加强西移是完全对应的。十分有意思的是,冬季风异常所表现出的低纬大尺度环流的变化有明显的持续

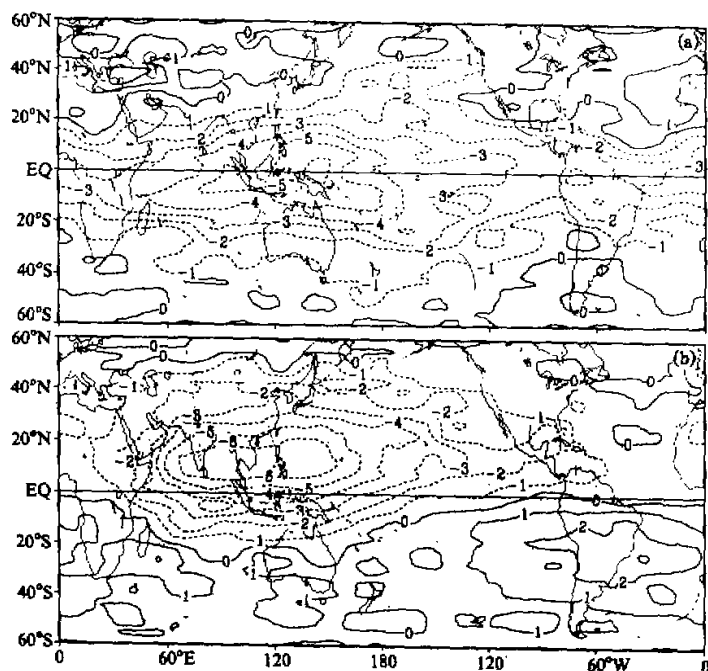


图7 200 hPa 速度势差值图
(a) 春季, (b) 夏季。单位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$

性。这种差别在后来的春季甚至夏季仍能找到。从图 7a、b 即可看到速度势 χ 的大尺度负值区在春季和夏季十分清楚, 只是它们的位置随着季节的推移向西向北移动, 强冬季风年所对应的夏季高空辐散中心要比平均位置 (约在 5°N , 120°E) 偏西偏北。上述结果说明前冬冬季风强则次年春夏季海洋大陆地区的对流活动就有可能持续活跃, 这还可以从以下 TBB 的季节变化上得到更为清楚的反映。

图 8 给出 TBB 差值随季节变化的南北剖面, 剖面是沿 $120\sim 130^\circ\text{E}$ 的平均 (横坐标为月份, 由于缺少 1979 年 12 月的资料, 故只能从 1 月开始)。强冬季风时, 赤道的北半球一侧对流活动偏强 (为一片负值), 它一直持续到 3 月份。以后强对流区突然北抬到 20°N 附近, 一直维持到 6 月份。而到 7~8 月, 30°N 附近为正值, 副热带高压强, 控制该地区。而弱冬季风年的情况则很不一样, 图 8 中低纬地区有一片正值区 (表明弱冬季风年对流偏强) 自 1、2 及 3 月的赤道以南逐渐向北移。4 月在 10°N 以南, 5~6 月则在 10°N , 7 月为 20°N , 8 月在 30°N 。这就是 1980 年夏季降水异常带的大致位置。分别对应着南海、华南、长江流域的三条强降雨带, 特别是后者, 强而稳定, 是 1980 年江淮流域夏涝的主要时段和位置。这个正值带在沿 $110\sim 120^\circ\text{E}$ 切过中国大陆的剖面图上更为清楚。由此可见, 强弱冬季风年所关联的亚洲、西太平洋地区对流活动的差异从冬季到夏季有一个不同的演变过程, 它们所对应的来年夏季的状态是完全不同的。

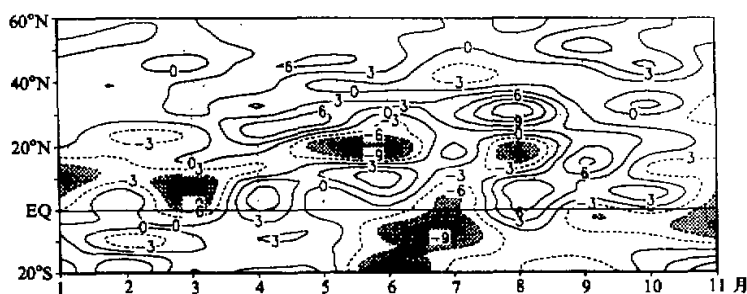


图 8 TBB 差值随季节变化 (强减弱)

单位: K

从以上讨论可以看出, 尽管夏季风强弱、降水变异及季节变化的过程是十分复杂的, 但是冬季风的异常所产生的影响, 不仅表现在冬季大尺度环流变异, 而且这种变异能持续地影响到未来季节, 特别是在低纬地区。极强的或较弱的冬季风所对应的未来季节的环流天气都有明显的差别。这种隔季的相关性给我们提出了一个十分有意义的值得深入研究的课题。

5 结论

本文从个例分析入手, 对东亚地区的一个强冬季风年 (1986 年) 和一个弱冬季风年 (1980 年) 进行了对比, 以揭示冬季风异常在全球, 特别是低纬热带地区流场的变异。结果表明:

(1) 东亚冬季风环流是全球大气环流的一个重要组成部分, 冬季风异常与全球环流的异常密切相关。冬季风强年, 中高纬地区环流经向度大 (乌拉尔阻塞高压和太平洋高压加强, 东亚大槽较深), 从亚洲大陆至中南半岛以及澳大利亚北部的偏北风加强, 冷涌活动频繁, 有利于低纬地区的对流活动的发展, 使高空辐散加强, 从而加强 Hadley 环流和 Walker 环流的上升支。弱年则基本上呈现出相反的趋势。

(2) 冬季风活动是冬季中低纬相互作用的桥梁。中高纬天气系统的异常决定了冬季风的强度, 冬季风的变化又改变了低纬地区的对流及热源状况, 从而影响了低纬度地区的天气系统 (如副热带高压及越赤道气流)。

(3) 冬季风异常有明显的季节持续性, 这种持续性在低纬地区表现尤为清晰。冬季风的异常对后期环流和天气有较大的影响, 强冬季风年后期的东亚夏季风偏弱, 我国的江淮地区降水偏少, 弱年则相反。

参 考 文 献

- 1 Yasunari, T. and Y. Seki, 1991, Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 177~189.

- 2 朱抱真、丁一汇、罗会邦, 1990, 关于东亚大气环流和季风的研究, *气象学报*, **48**, 4~16.
- 3 梁必骥等, 1990, 热带气象学, 广州: 中山大学出版社.
- 4 Liu, H., E. Tosi and S. Tibaldi, 1994, On the relationship between northern hemisphere weather regimes in winter time and spring precipitation over China, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 185~194.
- 4 Sun Bomin and Sun Shuqing, 1994, The analysis on the features of the atmospheric circulation in preceding winter for the summer drought and flooding in the Yangtze and Huaihe River valley, *Advances in Atmospheric Sciences*, **11**, 79~90.
- 6 孙淑清、孙柏民, 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, *气象学报*, **53**, 438~450.
- 7 Ji Liren and Sun Shuqing, 1995, Observational and model study on interseasonal connection of atmospheric circulation, *General Circulation of the Atmosphere*, BBeijing: China Meteorological Press, 365~376.
- 8 陈隆勋、朱乾根、罗会邦, 1991, 东亚季风, 北京: 气象出版社.
- 9 Ji Liren, Sun Shuqing and Klaus Arpe et al., 1997, Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influence, *Advances in Atmospheric Sciences*, **14**(1), 1~22.

Eastern Asian Winter Monsoon Anomaly and Variation of Global Circulation

Part I: A Comparison Study on Strong and Weak Winter Monsoon

Chen Jun and Sun Shuqing

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

Abstract By using the ECMWF data, a strong winter monsoon year (1986) and a weak one (1980) are chosen for case study, and their difference of many characteristics both on the local and global circulations is compared. The main results are as follows. The East Asian Winter Monsoon is an important component of the global circulation and its anomaly is relevant to the variation of global circulation especially to the tropical circulations. Winter monsoon anomaly not only results in the difference of the circulation in winter, but also affects the circulation and weather in the following seasons. Most important is the persistence of the anomalous circulation and the characteristics caused by the anomalous winter monsoon over tropical region, including the convection, Hadley and Walker cells, which maintains from winter to summer.

Key words Asian winter monsoon general circulation persistent anomaly interseasonal connection