

冬季 200 hPa 西太平洋急流异常与海表加热和大气瞬变扰动的关系探讨^{*1}

任雪娟 张耀存

南京大学大气科学系, 灾害性天气气候研究所, 南京, 210093

摘 要

使用 ERA40 和 NCEP/NCAR 再分析资料探讨了冬季 200 hPa 东亚沿海到太平洋上空西风急流(WPJS)异常与北太平洋冬季海表加热和天气尺度瞬变扰动异常的关系。研究表明,东亚—北太平洋中纬度地区冬季海气系统与天气尺度瞬变扰动活动有十分密切的局地空间匹配型。通过进一步的诊断分析发现,与冬季 200 hPa WPJS 3 种不同的空间异常型相伴的北太平洋海表加热异常型和天气尺度扰动异常型也截然不同:第 1 种空间异常型的西风异常主要发生于日界线以东的中东太平洋上空,而 WPJS 主体处却没有显著的异常发生,此时,在赤道中东太平洋和北太平洋海盆中部地区有异常的海表加热,西风异常区的瞬变扰动也发生异常变化;第 2 种空间异常型表现为 WPJS 主体区西风急流强度的变化,并与黑潮表面加热异常以及 WPJS 出口处的瞬变扰动活动异常有密切关系;第 3 种空间异常型显示出 WPJS 的南北移动,它与以 35°N 为界的西北太平洋南部和北部海区海表加热异常的正负对比有关系,与此同时,瞬变扰动活动也存在相应的南北移动。一个可能的联系是海表加热异常与大尺度平均气流异常密切关联,从而改变了中纬度大气斜压性,由此导致了瞬变扰动异常,后者通过大气内部动力过程对冬季 WPJS 异常起维持作用。

关键词: 冬季, 200 hPa, 西风急流, 海表加热异常, 大气瞬变扰动异常。

1 引 言

观测表明,北半球中纬度冬季 200 hPa 高度上存在 3 个主要的西风急流中心,分别位于阿拉伯半岛上空、日本东南侧的海上和美国东海岸上空^[1]。其中,以日本东南侧的海上为中心、横贯东亚—西太平洋上空部分的西风急流带是影响东亚—太平洋地区天气和气候的重要环流系统之一^[2-3]。研究显示,这条西风急流带逐年冬季的年际变异主要发生在太平洋上空而并非东亚地区上空^[4],考虑到这一点,本文将研究的重点放在东亚沿海到太平洋上空,并使用西太平洋急流(WPJS)名称来与本文的研究区域相对应。

WPJS 异常是太平洋中纬度地区气候异常的主要环节之一,并与中国气候异常紧密关联^[5-6]。根据

气候动力学理论,气候异常与两类强迫因子有关:直接的非绝热加热异常强迫(如表层海温异常、海冰和积雪异常等)和大气内部瞬变扰动异常强迫^[7]。有关第 1 类强迫因子的研究颇多,如:热带地区表层海温(SST)异常可以通过局地的、在大气环流中直接的热力过程来影响局地大气环流型,并可以通过“大气桥”的作用影响到中高纬地区,引起中纬度环流异常^[8-9]。与此同时,中纬度海洋的热力状况对大气环流的维持和变化也起着重要的作用^[10-11],例如,黑潮海区异常加热可以通过改变中高纬大气之间温度和位势高度梯度过程来影响北半球大气环流^[10]。

到目前为止,与太平洋中纬度地区冬季气候异常有关的动力学机制仍不确定,而这种不确定的一个重要原因就是:与以上直接的非绝热加热异常强迫作用相比,大气内部的瞬变扰动异常强迫对中纬

* 初稿时间:2006 年 6 月 21 日;修改稿时间:2006 年 12 月 19 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40675041、40333026 和 40425009)。

作者简介:任雪娟,主要研究方向:海气相互作用。Email: renxuej@nju.edu.cn

度大气环流异常的作用并没有得到全面深入的认识^[12-15]。与热带和高纬度地区不同,中纬度海气系统有其独特之处,即中纬度存在强的海洋锋区,如太平洋的黑潮区、大西洋的湾流区;另外,中纬度地区是全球大气斜压性强盛的区域,表现为南北方向大的温度梯度和垂直方向显著的水平风速切变,由此产生了活跃的天气尺度扰动活动,这是中纬度冬季大气的特有现象^[16]。这种扰动活动既从大尺度时间平均流中摄取有效位能并转化成扰动动能而发展,同时又通过扰动通量作用于时间平均流,从而形成对大尺度环流的强迫效应^[13,17-19]。近些年的研究特别指出了以天气尺度扰动为代表的瞬变扰动异常与时间平均气流异常有一种共生关系,两者从不单独发生,并与大气遥相关型发生联系^[20-23]。这些研究均显示了大气内部瞬变扰动异常强迫与中纬度地区气候异常间的密切关系。

冬季的 WPJS 作为中纬度大气环流中的重要一员,其逐年冬季强度和位置的变化必然与太平洋海洋热状况异常有关,同时伴随的大气内部瞬变扰动异常也会对 WPJS 产生相应的动力和热力强迫作用。基于以上考虑,本文通过诊断分析探讨了太平洋海表加热异常和中纬度瞬变扰动异常与冬季 WPJS 变热的热力学和动力学关系,希望搞清以天气尺度为代表的瞬变扰动异常强迫作用对 WPJS 冬季异常型的形成是否有贡献,这对于理解太平洋中纬度地区冬季气候异常的形成具有一定意义。

2 资料和方法

本文所用的大气资料取自 ECMWF(European Center for Medium-Range Weather Forecasts)再分析资料 ERA40 中各常规气象变量的逐日资料和月平均数据集,该资料的经纬网格为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,时间长度为 45 a(1957 年 9 月—2002 年 8 月)。SST 资料使用的是英国气象局提供的 GISST(Global Ice Sea Surface Temperature Data Set)数据,该资料的网格分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,时间长度为 97 a(1903—1999 年),根据本文研究时段,选取使用了海温资料中的 1957—1999 共 43 a 资料用于计算图 1a 中 SST 的经向梯度。由于 SST 并不能真正代表海气间的热量输送,因此,本文选用 ERA 40 中的地面/海面潜热和感热通量资料代表表面热交换状况。由于目前国内外对 ERA 40 感热和潜热通量资料用的不多,

为了确定其可信度,本文还将该资料与同时段的 NCEP/NCAR 再分析资料中的感热和潜热通量资料作了对比。冬季定义为每年的 12 月和次年的 1 月及 2 月平均。

采用 Murakami^[24]介绍的带通滤波技术,从 ECMWF 逐日资料中滤出 2.5—6.0 d 的天气尺度瞬变扰动,然后进行逐年冬季平均来代表该年冬季天气尺度瞬变扰动活动的空间分布型。使用 200 hPa 上的 $\overline{v'^2}$ 表示天气尺度瞬变扰动活动的位置和强度,研究表明,它们最活跃的地区集中在中纬度北太平洋和北大西洋上空两个纬向拉长的大值区域,这两个区域被称为风暴轴(storm track)^[16]。本文还计算了冬季 200 hPa 上 Eliassen-Palm 通量 \mathbf{E} 的水平分量,即: $\mathbf{E} = (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}, -\overline{u'v'})$ 。根据 Hoskins 等^[17]的研究结果, \mathbf{E} 的辐散对西风气流有加速作用,而其辐合则起减速作用,因而可以作为描述瞬变扰动对大尺度气流动力强迫作用的指标量。另一个描述平均气流与瞬变扰动之间动力强迫作用的方法是考虑这两者间的局地正压能量转换过程^[25-26],瞬变扰动与平均气流间的正压能量转换正比于 $\mathbf{E} \cdot \nabla \bar{u}$,即 \mathbf{E} 与平均纬向风水平梯度间的点乘,因此 \mathbf{E} 的方向如果与 $\nabla \bar{u}$ 的方向一致,则表示局地正的正压能量的转换过程,即能量(动能)从平均气流转化到扰动动能,可使 \bar{u} 的空间非均匀性降低。反之,当 \mathbf{E} 的方向与 $\nabla \bar{u}$ 的方向相反时,则表示发生局地负的正压能量转换过程,即扰动释放动能并转化成平均动能,可有效地增加 \bar{u} 的空间非均匀性。

以上的 u, v 分别表示水平风速的纬向分量和经向分量,带撇号量表示该气象量经过了 2.5—6.0 d 的带通滤波。

本文还用到了 EOF、回归和相关等常用的诊断分析方法。

如无特别说明,文中的瞬变扰动(活动)均指天气尺度瞬变扰动(活动)。

3 冬季北太平洋天气尺度扰动活动与中纬度海气系统的空间分布特征

在对有关问题进行具体分析之前,首先在图 1 中给出气候平均太平洋冬季 200 hPa 天气尺度瞬变扰动活动 $\overline{v'^2}$ 、瞬变扰动活动对应的 \mathbf{E} 以及瞬变扰动与平均纬向风场间正压能量转换 $\mathbf{E} \cdot \nabla \bar{u}$ 的空间分布型,同时图 1 还分别给出了气候平均冬季 SST 经向

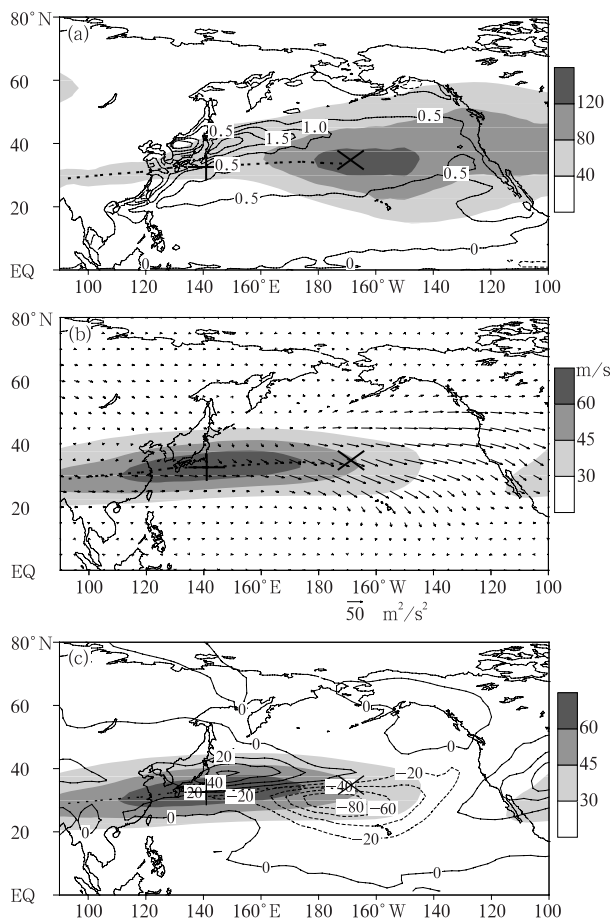


图1 冬季平均(a)北太平洋 SST 的经向梯度(等值线,单位:K) 200 hPa 天气尺度瞬变扰动 $\overline{v^2}$ (阴影,单位: m^2/s^2), (b) 200 hPa 西风(阴影,单位:m/s)和 E (单位: m^2/s^2), (c) 200 hPa 西风和 $E \cdot \nabla \overline{u}$ (等值线,扩大了 10^{-5} 倍,单位: m^2/s^3) 的空间分布型(图中点线是 200 hPa 西风急流轴线, + 是急流中心, × 是 $\overline{v^2}$ 的中心, 以下同)

Fig. 1 Climatological distributions for (a) meridional gradient of north Pacific SST (contour, K) and 200 hPa synoptic-scale transient eddy $\overline{v^2}$ (shadings, m^2/s^2), (b) 200 hPa zonal wind (shadings, m/s) and E (m^2/s^2), (c) 200 hPa zonal wind and $E \cdot \nabla \overline{u}$ (contour, $\times 10^{-5}$; m^2/s^3) in winter

(The 200 hPa westerly jet axis and core, and the center of $\overline{v^2}$ are indicated by dotted line, + and ×, respectively; those symbols are also used hereafter in Figs. 3, 4, 5, 7, 8 and 9)

梯度和 200 hPa 西风急流的空间分布型, 其中的 SST 经向梯度是使用同一经度线上南北相邻两个纬圈的 SST 之差得到的。由图 1 可以加深对冬季太平洋上空瞬变扰动活动基本特征的认识。从图 1a 可见, 瞬变扰动活动起始于 SST 经向梯度最大的东亚沿海, 而后沿 SST 梯度大值带成扇状延伸到日界线以东的中纬度上空, 并在冬季 WPJS 出口区表

现最为强盛。在图 1b 中, E 的大值区从西风急流中心开始, 呈放射状向东一直延伸到北美西海岸, 矢量箭头方向以向东和向东南为主。图 1c 中的正压能量转换与图 1b 中 E 的分布相互配合, 表现为: 在急流入口区是以正的正压能量转换为主, 而在急流出口区则经历着负的正压能量转换过程, 从而有效地增加急流中心区附近的西风强度。由此可见, 太平洋中纬度地区冬季海气系统与天气尺度瞬变扰动活动有十分密切的局地空间匹配型。

4 西太平洋急流异常与海表加热和瞬变扰动活动异常的回归分析

4.1 冬季 200 hPa WPJS 异常特征

对冬季 ($0^\circ-65^\circ\text{N}$, $100^\circ-240^\circ\text{E}$) 范围内的 200 hPa 纬向风距平场作 EOF 分解, 得到前 3 个模态的方差贡献百分率分别为 38%、22% 和 14%, 这三者之和占总方差的 70% 以上, 因此这 3 个模态可以代表该空间范围内 200 hPa 纬向风异常分布的主要模态。图 2 是这 3 个模态的空间分布型和标准化后的时间系数。为了简便起见, 将这 3 个标准化后的时间系数分别称为 T_1 、 T_2 和 T_3 。

从第 1 模态的空间型(图 2a)可以发现, 在日界线以东, 从热带到中高纬, 纬向风异常型呈负—正—负的波列分布, 中纬度西风异常主要发生在日界线以东的太平洋上空, 在东亚及沿海上空还存在一对较弱的正负异常区, 而 WPJS 主体处却没有显著的异常发生。第 2 模态空间型(图 2c)则表明冬季 WPJS 主体出现了增强(减弱), 同时西风带的形状被“压扁”(“加宽”)。EOF 分解的第 3 模态所占方差贡献百分率超过了 10%, 也具有一定的统计意义, 它显示的是冬季 WPJS 的另外一种异常分布特征: 北(南)移动型及其相应的时间演变(图 2e 和 2f)。

综合以上 3 种异常型可见, 真正反映冬季 WPJS 主体异常特征的是第 2 和第 3 模态, 即 WPJS 主体的加强(减弱)型和北(南)移动型, 而第 1 模态则主要体现了冬季 WPJS 下游区西风风速的显著增强(减弱)。

4.2 冬季 WPJS 异常与海表加热异常的关系

图 3—图 5 分别是根据标准化的 T_1 、 T_2 和 T_3 回归的冬季地面/海面潜热和感热异常的空间分布型, 它表示当时间系数增加一个标准差时, 对应的空间各个格点上冬季表面潜热和感热的变化值。为了方便比对, 将回归的冬季 200 hPa 纬向风场的

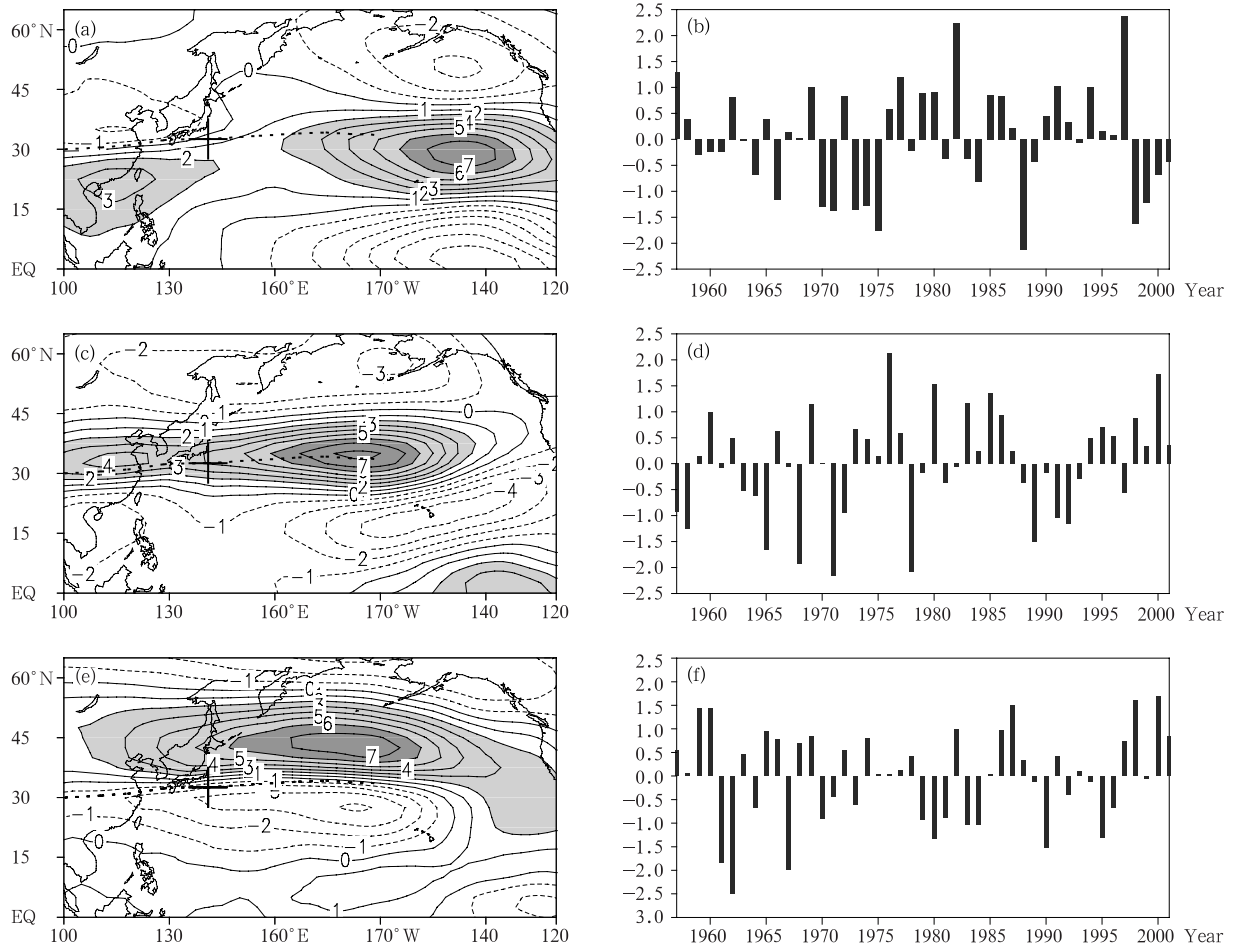


图2 冬季 200 hPa 纬向风场 EOF 分解的第 1 模态空间型(a)及其标准化后的时间系数(b)
 ((c,d)和(e,f)分别为第 2 和第 3 模态的结果。(a)(c)(e)中的等值线是 100 倍后的结果。(b)(d)(f)横坐标中的 1960 指 1960 年冬季)
 Fig.2 Spatial patterns (a, c, e) and time coefficients (b, d, f) of the first three EOF modes of winter 200 hPa zonal wind
 (Contour values in (a,c,e) have been multiplied by 100. The time coefficients are measured in units of their respective standard deviation. The 1960 on the abscissa refers to the winter of 1960)

结果也入图中。图 3—图 5 中的阴影区均是超过 95% 信度检验的区域。由图 3a 和 3c 可见,不论是 ERA40 的潜热还是 ERA40 的感热通量,回归的异常振幅大值区都集中在两个海区,一个是赤道中东太平洋,另一个在太平洋海盆中部地区,并且潜热的异常振幅要明显大于感热的异常振幅。使用 NCEP/NCAR 再分析资料回归的空间异常型的主要特征(图 3b 和 3d)与 ERA40 的十分类似,两者只存在细节上的差异,比如,ERA40 感热异常场在赤道中东太平洋海区超过信度检验的区域要略大于 NCEP/NCAR 的。研究表明^[4,27],冬季中纬度中东太平洋上空西风的增强(减弱)与 ENSO 紧密联系,是 ENSO 通过改变热带地区上空的对流加热,从而引起中低纬大气温度场和风场异常的结果^[27]。因

此,图 3 反映了 ENSO 模态下的冬季海表加热异常空间型和相应的 WPJS 异常分布,太平洋赤道中东部和海盆中部均有大量的海洋向大气的异常加热,而高层大气相应的异常型则表现为中纬度中东太平洋上空西风的增强,以及两侧纬向风的异常减弱。

在图 4 中类似给出由 T_2 回归的表面热交换量异常空间分布型。这一模态对应的 WPJS 冬季异常型是 WPJS 主体发生显著的增强(减弱)(图 4e),特别是急流轴东段靠近出口区的地方。此时对应的潜热和感热异常表现为东亚沿海及黑潮主体区海表潜热和感热异常增多(减少),由于气候平均而言,黑潮海区冬季有大量的热量输送给大气,因而,图 4a 和 4c 表明黑潮上空大气比气候平均而言接收到了更多(少)的表面加热。与此同时,从北美西岸延伸

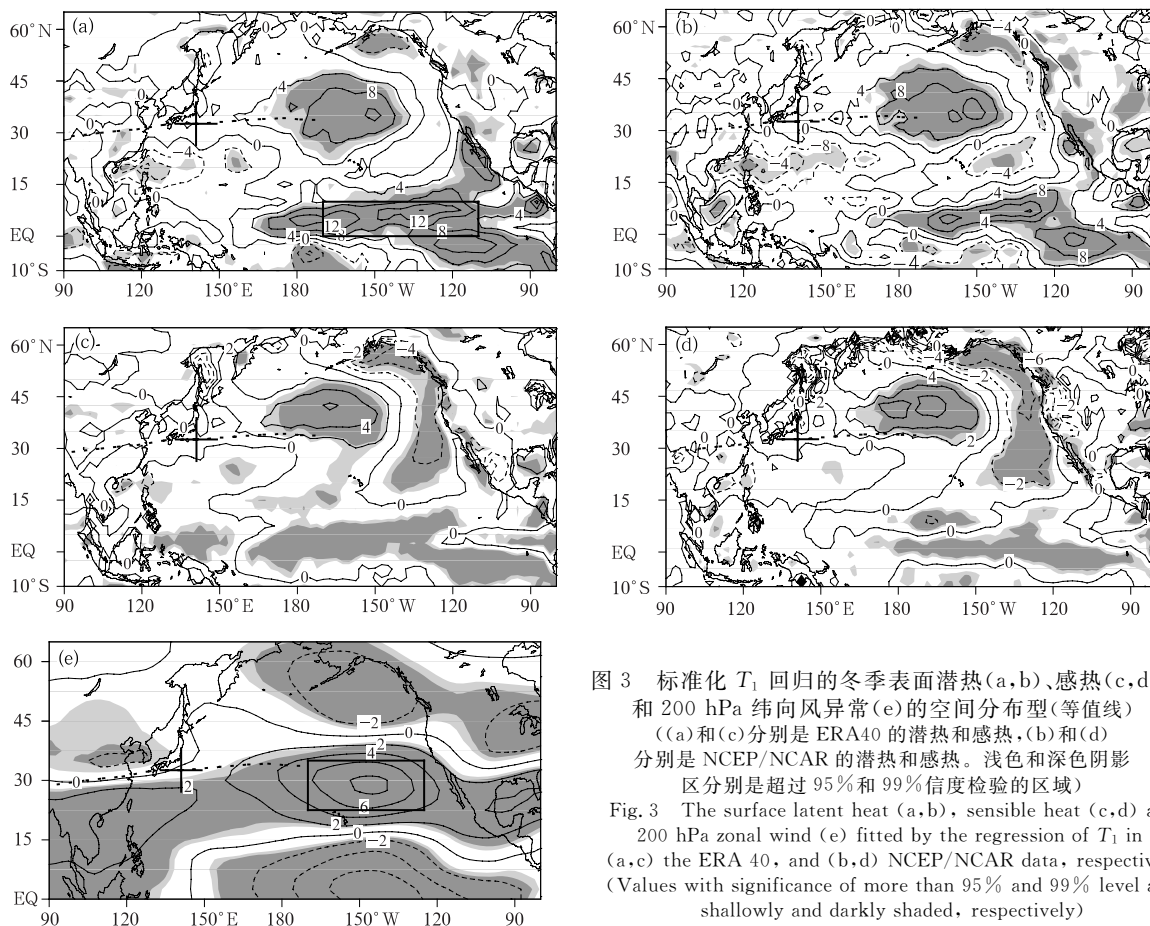


图3 标准化 T_1 回归的冬季表面潜热(a,b)、感热(c,d)和200 hPa 纬向风异常(e)的空间分布型(等值线)((a)和(c)分别是 ERA40 的潜热和感热,(b)和(d)分别是 NCEP/NCAR 的潜热和感热。浅色和深色阴影区分别是超过 95% 和 99% 信度检验的区域)

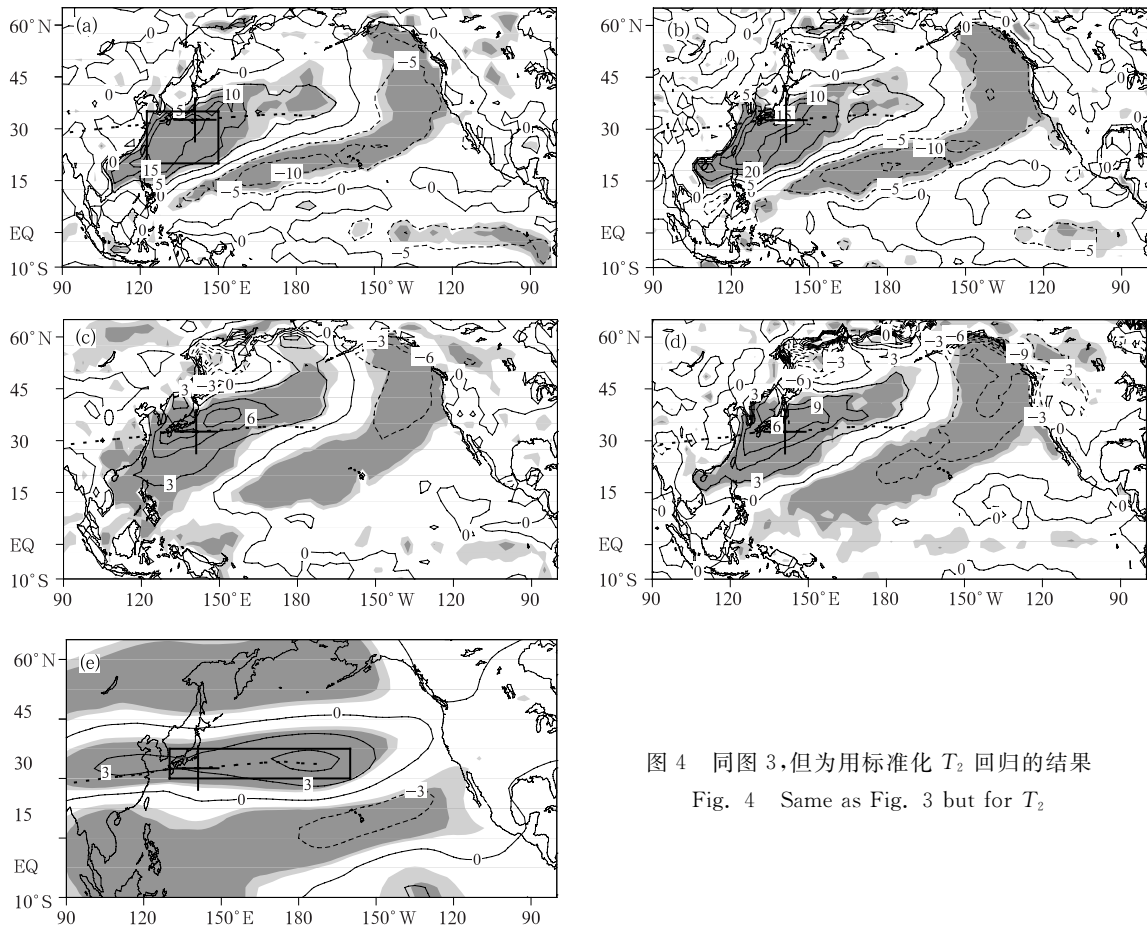
Fig. 3 The surface latent heat (a,b), sensible heat (c,d) and 200 hPa zonal wind (e) fitted by the regression of T_1 in (a,c) the ERA 40, and (b,d) NCEP/NCAR data, respectively (Values with significance of more than 95% and 99% level are shallowly and darkly shaded, respectively)

到黑潮东南侧的狭长带状海区上则是潜热和感热异常减少(增加)区。对比图 4a 和 4c 仍然看到,潜热输送异常值振幅仍然大于感热的。NCEP/NCAR 的回归场(图 4b 和 4d)同样反映出冬季黑潮主体区的异常加热与同期 WPJS 主体的显著增强(减弱)有密切的关系,其余海区的异常空间型也与 ERA40 的十分相似,但 NCEP/NCAR 潜热异常的振幅要略大于 ERA40 的。

图 5a 和 5c 是由 T_3 回归的 ERA40 表面热交换量异常空间分布型。它表明,当冬季 WPJS 主体发生位置的北(南)移动(图 5e)时,黑潮及其续流区的表面加热与 35°N 以北的海区形成偶极子对比型,而在日界线以东的热带外海区是加热异常增多(减少)区。图 5b 和 5d 的 NCEP/NCAR 回归场与 ERA40 的仍然十分类似,但 NCEP/NCAR 的回归场还在南海地区有零星的异常区。

以上研究揭示出冬季 WPJS 变异与北太平洋表面加热异常有密切的空间相关型,那么这种空间相

关型是否真实存在? 在时域上两者间是否有耦合性? 为了回答这一问题,根据以上对图 3—5 的分析,选取冬季 WPJS 异常的关键区和海表加热异常的关键区,求得关键区风场和加热场异常的指数序列,从而讨论两者间的时域相关性。WPJS 异常关键区的选取完全根据其 EOF 分解后前 3 个空间模态的异常大值区而定的,对于第 1 和第 2 模态,其关键区见图 3e 和 4e 中的方框,分别为: ($22.5^\circ\text{—}35^\circ\text{N}$ 、 $200^\circ\text{—}235^\circ\text{E}$)和($30^\circ\text{—}37.5^\circ\text{N}$ 、 $130^\circ\text{—}200^\circ\text{E}$),分别用这两个区域平均 200 hPa 纬向风的标准化时间序列来代表第 1 和第 2 模态的 WPJS 异常指数。第 3 模态略为复杂,由于牵扯到南(北)移动,因此选取图 5e 中北部($40^\circ\text{—}47.5^\circ\text{N}$ 、 $150^\circ\text{—}200^\circ\text{E}$)减南部($22.5^\circ\text{—}30^\circ\text{N}$ 、 $150^\circ\text{—}200^\circ\text{E}$)区域平均 200 hPa 纬向风之差的标准化序列代表第 3 模态的 WPJS 异常指数。类似的,海表加热异常关键区的选取也是由图 3—5 中 ERA40 潜热和感热回归场中异常振幅大值区而定的,见图 3a、4a 和 5a 中的方框,第 1 和第 2 模态分别

图 4 同图 3, 但为用标准化 T_2 回归的结果Fig. 4 Same as Fig. 3 but for T_2

为: (0° — 10° N, 190° — 250° E) 和 (20° — 35° N, 122.5° — 150° E), 第 3 模态北部区: (45° — 52.5° N, 150° — 170° E), 南部区: (22.5° — 32.5° N, 150° E— 180)。由于前文潜热和感热回归的空间异常型十分一致, 因此这里就用关键区潜热和感热之和的标准化时间序列代表海表加热异常指数。

图 6 中给出的就是以上 3 个模态对应的关键区内 200 hPa 纬向风场异常指数与表面加热异常指数序列, 图 6 中 3 组指数的相关系数分别为 0.77、0.60 和 0.58, 显示出关键区内冬季 WPJS 异常与北太平洋关键区海表加热异常在时域上的高相关性。另外, 使用以上海表加热异常关键区生成 3 个 NCEP/NCAR 的加热异常指数序列(图略), 求得它们与以上 3 个 ERA40 加热异常指数间的相关系数分别为 0.84、0.98 和 0.96, 这说明本文 ERA40 所揭示的关键区加热异常的时间演变特征与 NCEP/NCAR 具有相当的一致性, 两套资料中赤道中东太平洋加热异常的差别主要在 1966 年之前。

4.3 冬季 WPJS 异常与瞬变扰动活动异常的关系

图 7—9 是使用与图 3—5 类似的方法回归的瞬

变扰动 $\overline{v^2}$ 、 E 和正压能量转换 $E \cdot \nabla \bar{u}$ 异常的空间分布型。从图 7 可以看到, 当日界线以东的中东太平洋西风异常增强时, 该区域东—东南部的瞬变扰动活动显著增强, 相应的 E 回归场的矢量箭头是从西风异常大值中心区开始向东、东北和东南散射出去, 形成对此区域西风气流的加速作用, 与此同时, 图 7c 显示该区域内存在异常多的负的正压能量转换, 即有异常多正压能量从扰动动能转换给平均西风气流, 用以增加该区域西风的强度。可见, 不论是从 Eliassen-Palm 通量的观点, 还是从瞬变扰动与大尺度平均气流间正压能量转换的角度, 均可以发现日界线以东的中东太平洋上空异常活跃的瞬变扰动对此地区西风异常增强有直接的动力加强作用。第 2 模态(图 8)回归的瞬变扰动异常表现为急流东段, 特别是急流出口区的异常活跃, 与此同时, 急流向极侧瞬变扰动明显减弱, 在 Eliassen-Palm 通量图上就表现为矢量箭头从急流异常增强中心向东及东北部的异常散射出去, 而异常多的负的正压能量也正处在同一区域, 同样显示出瞬变扰动异常对 WPJS 东段西风风速加强的动力作用。图 9 是使用 T_3 回

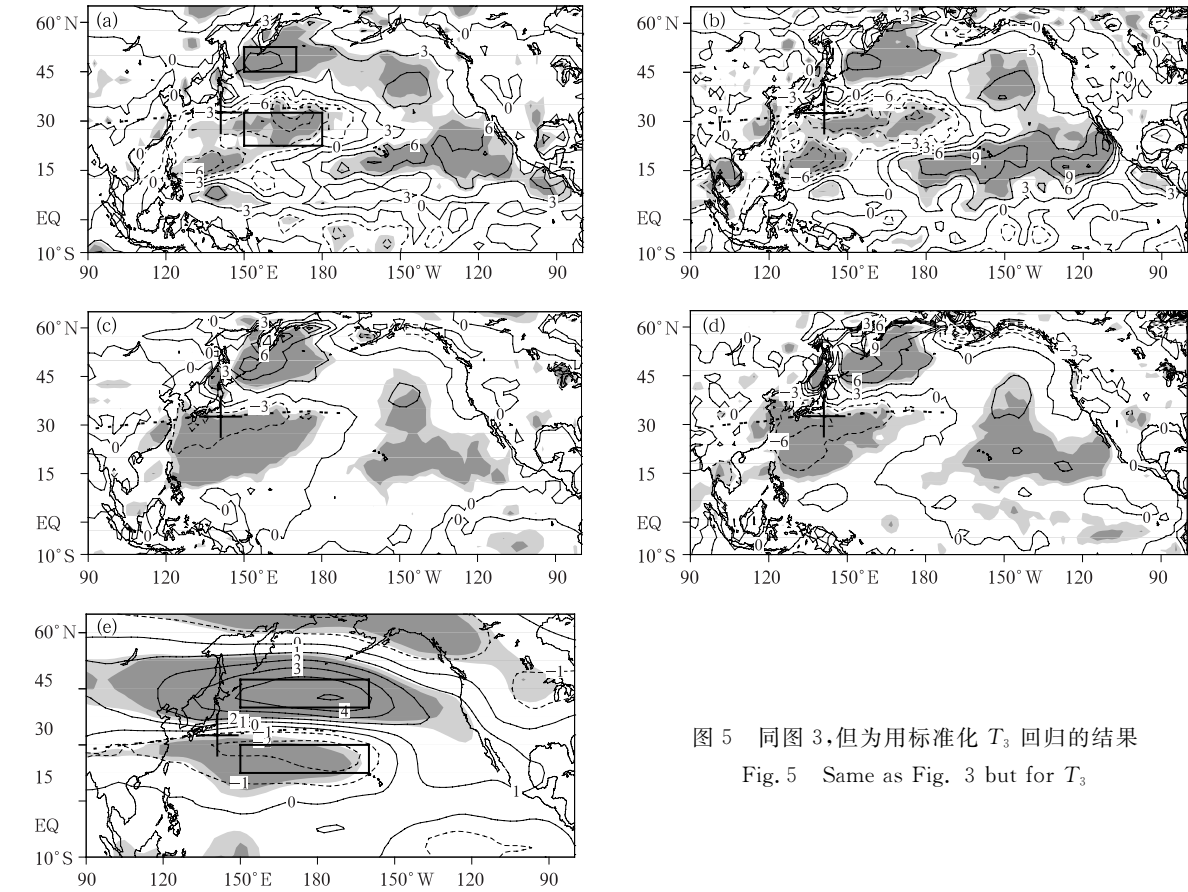


图 5 同图 3, 但为用标准化 T_3 回归的结果

Fig. 5 Same as Fig. 3 but for T_3

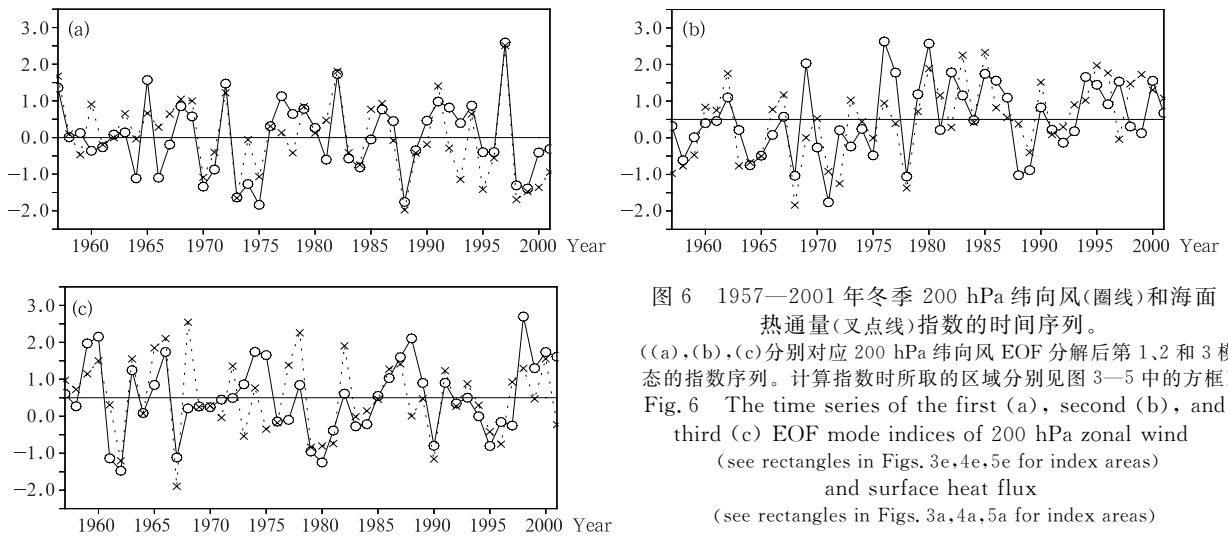


图 6 1957—2001 年冬季 200 hPa 纬向风(圈线)和海面热通量(叉点线)指数的时间序列。

((a), (b), (c) 分别对应 200 hPa 纬向风 EOF 分解后第 1、2 和 3 模态的指数序列。计算指数时所取的区域分别见图 3—5 中的方框)

Fig. 6 The time series of the first (a), second (b), and third (c) EOF mode indices of 200 hPa zonal wind (see rectangles in Figs. 3e, 4e, 5e for index areas) and surface heat flux (see rectangles in Figs. 3a, 4a, 5a for index areas)

归的 $\overline{v^2}$ 、 \mathbf{E} 和 $\mathbf{E} \cdot \nabla \bar{u}$ 异常空间分布型, 它表示的是当急流发生北(南)移动时, 瞬变扰动活动的异常空间分布特征。由图 9 可见, 瞬变扰动也显示出同样北(南)移动的异常空间分布特征。当急流如图 9b 中等值线所示的北移型时, 瞬变扰动也在其向极侧异常活跃, \mathbf{E} 也表现为从气候急流轴北侧正异常

中心区向东和东南方向散开, 而异常多的负正压能量转换存在于气候急流轴中心至出口区的东西狭长范围内, 瞬变扰动异常的这种分布对急流的北移有显著的推动作用。

类似图 6, 分别选取图 7—9 中瞬变活动异常活跃区平均的 200 hPa $\overline{v^2}$ 所形成的时间序列作为扰

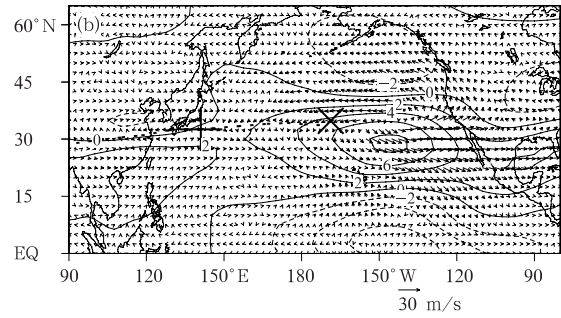
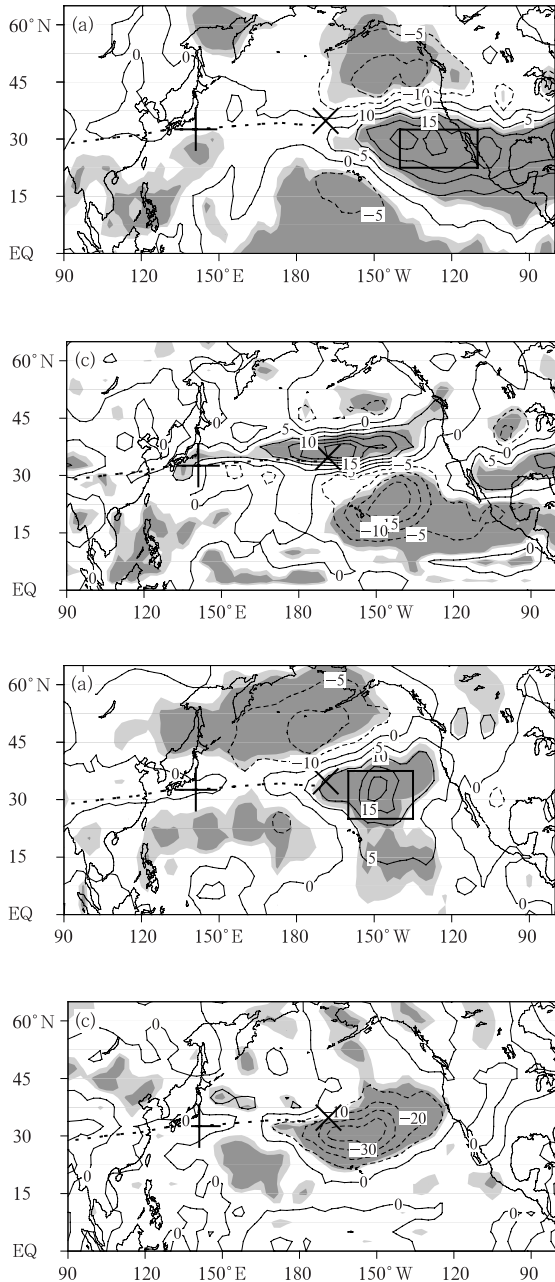


图 7 标准化 T_1 回归的 200 hPa 瞬变扰动 $\overline{v'^2}$ (a)、 E (b)和 $E \cdot \nabla \bar{u}$ (c)的空间分布型 (浅色和深色阴影区分别是超过 95%和 99%信度检验的区域, (b)中等值线是 T_1 回归的冬季 200 hPa 纬向风场)
 Fig. 7 The 200 hPa transient eddy $\overline{v'^2}$ (a), E (b) and $E \cdot \nabla \bar{u}$ (c) fitted by the regression of T_1 (Values with significance of more than 95% and 99% level are shallowly and darkly shaded, respectively. Contours in (b) denote the winter 200 hPa zonal wind fitted by the regression of T_1)

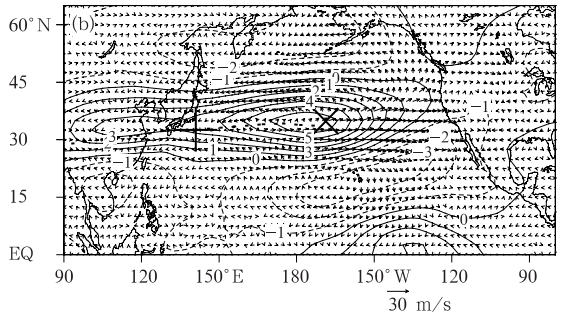


图 8 同图 7, 但为使用 T_2 回归的结果
 Fig. 8 Same as Fig. 7 but for T_2

动活动指数,图 10 给出了这 3 个瞬变扰动异常指数与前面得到的 200 hPa 纬向风指数的时间演变曲线,扰动活动指数与 200 hPa 纬向风指数间的相关系数为 0.68,0.72,0.64,分别对应于 3 个模式。可见,冬季 WPJS 的 3 种异常型与冬季北太平洋中纬度瞬变扰动异常确实存在密切的关系。

4.4 冬季海表加热异常、瞬变扰动异常和 WPJS 异常间的耦合关系

以上分析了 WPJS 异常与冬季海表加热异常间的关系,以及 WPJS 异常与瞬变扰动异常间的关系,

实际上,以前的研究表明^[28],在太平洋中纬度地区,这三者间是密不可分的,可能构成了三角形的耦合关系,即海洋热状况异常与大气环流异常密切相关,而大气环流异常可以改变中纬度大气斜压性,从而带动瞬变扰动活动的变化,而扰动异常可以通过大气内部的动力和热力过程形成对大气环流的强迫作用,因此,中纬度冬季大气环流异常型应该是外强迫和大气内部动力强迫共同作用的最终平衡态。本研究揭示的冬季 WPJS 3 个空间异常型中的第 1 个实际上是由 ENSO 强迫出的大气环流异常型^[4,27],而

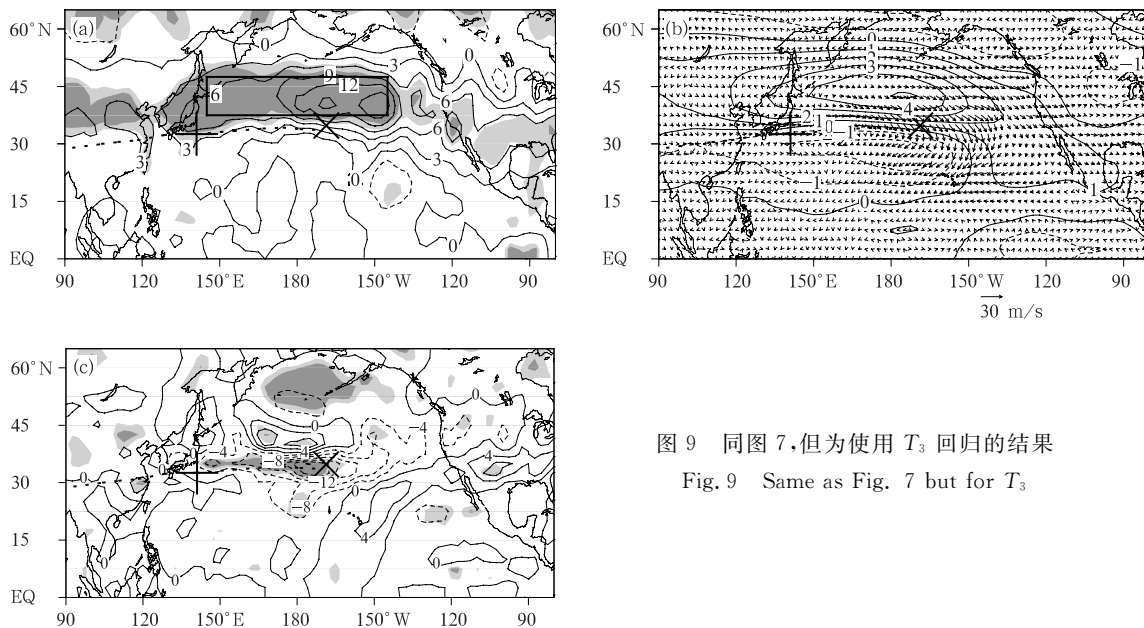
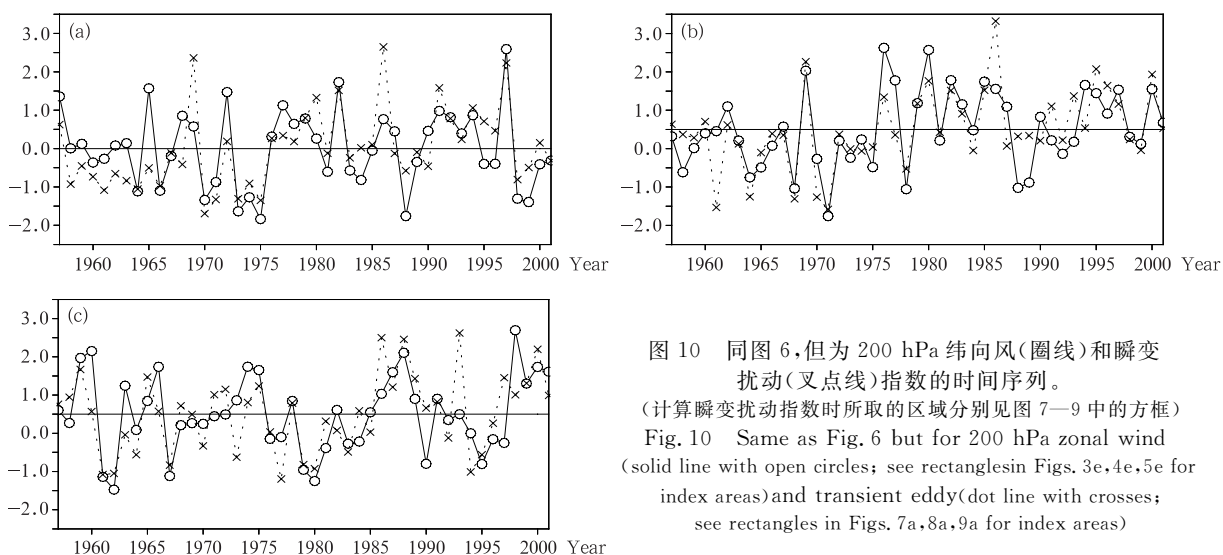
图9 同图7,但为使用 T_3 回归的结果Fig. 9 Same as Fig. 7 but for T_3 

图10 同图6,但为200 hPa 纬向风(圈线)和瞬变扰动(叉点线)指数的时间序列。

(计算瞬变扰动指数时所取的区域分别见图7—9中的方框)
Fig. 10 Same as Fig. 6 but for 200 hPa zonal wind (solid line with open circles; see rectangles in Figs. 3e, 4e, 5e for index areas) and transient eddy (dot line with crosses; see rectangles in Figs. 7a, 8a, 9a for index areas)

本文的研究还进一步显示,在 ENSO 年里日界线以东的热带外中太平洋斜压性增加(减弱)(图略),可直接导致此海区上空大气瞬变扰动活动的加强(减弱),而这一加强(减弱)的扰动活动会通过大气内部动力过程直接强迫出该区域西风异常增强(减弱),因此,可对 ENSO 强迫出的西风异常起一定的维持作用。第 2 模态中亚东沿海及黑潮主体区增强(减弱)的海表加热异常型与黑潮东南侧狭长带状区减弱(增强)的海表加热异常型形成对比,并同该区域上空加强(减弱)的大气温度南北梯度型相一致(图略),通过热成风关系使高层 WPJS 主体加强(减弱)。同时,WPJS 东南侧大面积增强(减弱)的大气

斜压性(图略)使得瞬变扰动活动加剧(减弱),对 WPJS 东段西风加强(减弱)起直接的动力强迫作用。第 3 模态在西北太平洋海表加热异常的南北偶极子型分布与该区域低层大气温度经向梯度大值区北抬(南压)相一致(图略),从而造成 WPJS 和瞬变扰动同时的北抬(南压),这种北抬(南压)的瞬变扰动又十分有利于维持 WPJS 的北抬(南压),从而形成一种正反馈过程。这些研究结果与文献[20]有一致之处。

实际上,瞬变扰动异常还可以通过热力强迫作用对平均温度场产生影响,从而间接地引起风场的异常,由于篇幅所限,这一问题将在以后的文章中进

一步讨论。

5 结论和讨论

目前有关中纬度冬季气候异常问题已达成一点共识:即北半球中纬度冬季气候异常的动力学过程并不像线性理论^[29]中的那样好确定,除考虑非绝热加热异常的直接强迫作用外,应该考虑到中纬度冬季大气有别于低纬的一个显著特征,即活跃的瞬变扰动活动及其对中纬度冬季气候异常的强迫作用,后者属于大气内部的问题^[14]。因此,很有必要将两种强迫对中纬度冬季气候异常形成的作用进行比较,使我们明确瞬变扰动异常强迫作用在太平洋中纬度冬季气候异常形成中的贡献。本文围绕这个问题展开了太平洋冬季 200 hPa 西风急流异常与冬季海表加热和大气瞬变扰动异常的关系研究和讨论,得出以下结论:

(1) 通过回归分析发现,与冬季 WPJS 3 种不同的空间异常型相伴随的太平洋海表加热异常型也截然不同,当中纬度中东太平洋上空发生西风异常时,在赤道中东太平洋和太平洋海盆中部区有异常的海表加热;而 WPJS 主体区西风强度的变化则与其下面的黑潮区表面加热异常密切相关;WPJS 的南北移动则与以 35°N 为界的西北太平洋南部和北部海区海表加热异常的正负对比有关系。

(2) 对应于冬季 WPJS 的 3 种空间异常型,存在相应的瞬变扰动活动空间异常型,分别在热带外的中东太平洋上空、冬季 WPJS 急流出口区和气候急流轴北/南侧。瞬变扰动活动异常可以通过大气内部动力过程直接强迫出西风异常。

(3) 冬季海表加热异常、瞬变扰动异常和 WPJS 异常间可能存在耦合性,海表加热异常与大尺度平均气流异常密切相关,从而改变了中纬度大气斜压性,由此出现了瞬变扰动异常,后者通过大气内部动力过程对冬季 WPJS 异常起维持作用。

这里要指出的是,冬季 WPJS 的变化不但与海洋热状况关系密切,同时还直接受大陆热力和动力作用的影响,如:欧亚地形^[30]和大陆积雪变化^[31],而本文只选取了北太平洋地区表面加热异常作为外强迫的一个代表,因此,今后还需要综合研究这些持续性异常外强迫与 WPJS 的关系,并使用数值模式和动力学分析对相关问题进行进一步探讨。

参考文献

- [1] Krishnamurti T N. The subtropical jet stream of winter. *J Meteor*, 1961, 18:172-191
- [2] 叶笃正,陶诗言,李麦村. 在六月和十月的大气环流突变现象. *气象学报*, 1958, 29(4):249-263
- [3] 朱抱真,丁一汇,罗会邦. 关于东亚大气环流和季风的研究. *气象学报*, 1990, 48(1):4-16
- [4] Yang S, Lau K M, Kim K-M. Variation of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J Climate*, 2002, 15:306-325
- [5] 孙林海,何敏. 欧亚环流异常对中国夏季降水的影响及其预测研究. *气象学报*, 2004, 62(3): 355-364
- [6] 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
- [7] Hoskins B, Pearce R. Large-scale dynamical processes in the atmosphere. London: Academic Press, 1983:111-112
- [8] Alexander M A, Ileana B, Newman M, et al. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J Climate*, 2002, 15: 2205-2231
- [9] Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Zhaoxin. ENSO-dependent and ENSO-independent variability over the mid-latitude North Pacific: Observation and air-sea coupled model simulation. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 1127-1147
- [10] 赵永平, McBean G A. 黑潮海域海洋异常加热对后期北半球大气环流影响的分析. *海洋与湖沼*, 1996, 27(3):246-250
- [11] Liu Qinyu, Wen Na, Yu Yongjiang. The role of the Kuroshio in the winter North Pacific ocean-atmosphere interaction: comparison of a coupled model and observations. *Adv Atmos Sci*, 2006, 23:181-189
- [12] 吴国雄,王敬方. 冬季中高纬 500 hPa 高度和海表温度异常特征及其相关分析. *气象学报*, 1997, 55(1):11-21
- [13] 耿全震,黄荣辉. 辐散风和瞬变的涡度通量的异常对定常波年际异常的强迫作用. *气象学报*, 1996, 54(2):132-141
- [14] Kushnr Y, et al. Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation. *J Climate*, 2002, 15:2233-2256
- [15] Ferreira D, Frankignoul C. The transient atmospheric response to midlatitude SST anomalies. *J Climate*, 2005, 18: 1049-1067
- [16] Blackmon M L. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *J Atmos Sci*, 1976, 33:1607-1623
- [17] Hoskins B J, James I N, White G H. The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J Atmos Sci*, 1983, 40(7):1595-1612
- [18] Lau N-C. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 2718-2743
- [19] Lau N C, Nath M J. Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm track. *J Atmos Sci*, 1991, 48:2589-2613
- [20] 朱伟军,孙照渤. 冬季北太平洋风暴轴的年际变化及其与 500 hPa 高度以及热带和北太平洋海温的联系. *气象学报*, 2000,

- 58(3):309-320
- [21] Nakamura H, et al. Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asian winter monsoon. *J Climate*, 2002, 15:1855-1874
- [22] Carillo A, et al. Storm tracks and zonal mean flow variability: A comparison between observed and simulated data. *Climate Dyn*, 2000, 16: 219-228
- [23] Sheng J, Derome J, Klasa M. The role of transient disturbance in the dynamics of the Pacific-north American pattern. *J Climate*, 1998, 11:523-536
- [24] Murakami M. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon Wea Rev*, 1979, 107: 994-1013
- [25] Simmons A J, Wallace J M, Branstator G. Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns. *J Atmos Sci*, 1983, 40: 1363-1392
- [26] Black R X, Dole R M. Storm track and barotropic deformation in climate model. *J Climate*, 2000, 13:2712-2728
- [27] Matthews A J, Kiladis G N. Interactions between ENSO, transient circulation, and tropical convection over the Pacific. *J Climate*, 1999, 12:3062-3086
- [28] 任雪娟, 杨修群, 韩博. 北太平洋冬季海气耦合的主模态及其与瞬变扰动异常的联系. *气象学报*, 2007, 65(1):52-62.
- [29] Hoskins B J, Karoly D J. The steady and linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos Sci*, 1981, 38: 1179-1196
- [30] 吴国雄, 王军, 刘新等. 欧亚地形对不同季节大气环流影响的数值模拟研究. *气象学报*, 2005, 63(5): 603-612
- [31] Martyn P C, Serreze M C. Effects of variations in East Asian snow cover on modulating atmospheric circulation over the north Pacific ocean. *J Climate*, 2000, 13:3700-3710

ASSOCIATION OF WINTER WESTERN PACIFIC JET STREAM ANOMALIES AT 200 hPa WITH OCEAN SURFACE HEATING AND ATMOSPHERIC TRANSIENT EDDIES

Ren Xuejuan Zhang Yaocun

Institute of Severe Weather and Climate, Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract

Relationships between 200 hPa westerly jet stream anomalies over the East Asian coastal water Western Pacific (WPJS) region, and the oceanic surface heating and synoptic-scale transient eddy (STE) activity anomalies over the North Pacific in wintertime are examined using the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ERA 40) and National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis data. It is shown that the spatial distribution of the mid-latitude atmosphere-ocean system is well matched locally with the synoptic-scale transient eddy activities over the North Pacific. The EOF analysis is performed firstly to reveal the wintertime WPJS variations. The first EOF mode of 200 hPa zonal wind exhibits the strengthening/weakening of the westerly wind downstream of the WPJS main body, and the second and third EOF modes display the strengthening/weakening and northward/southward-shift of WPJS main body, respectively. The quantitative connections of the wintertime WPJS variations to oceanic surface heating and STE activity are established by fitting the surface heat fluxes and STE anomalies using the time coefficients of the first three WPJS EOF modes. The anomalous westerly wind downstream of the WPJS main body is associated with the anomalous heating present both in the tropical central-eastern Pacific east of the date line and in the central North Pacific basin, and with the STE anomaly around the anomalous westerly wind region. The fluctuations in intensity of WPJS main body shown in the second WPJS mode are close related with the heating anomaly in the Kuroshio Current region, and with the STE anomaly in the WPJS exit region. And the northward/southward-shift of WPJS main body is statistically connection with the south-north direction dipolar pattern of heating anomalies centered at 35°N in the western North Pacific, as well as with the northward/southward-displacement of STE activity. Obviously, there exists a triangular coupled relationship among wintertime oceanic surface heating anomaly, STE anomaly and WPJS anomaly. The possible linkage is: the atmospheric large-scale mean flow anomaly has a close relationship with the sea surface heating anomaly, which changes the mid-atititude-atmospheric baroclinicity, consequently leading to the STE anomaly, and the anomalous STE activities in turn maintain the winter WPJS anomaly via atmospheric internal dynamic process.

Key words: Winter, 200 hPa, Westerly jet stream, Sea surface heating anomaly, Atmospheric transient eddy anomaly.