



## 论文

## 夏季西北太平洋副热带高压的两种年际变率模态

何超<sup>①②</sup>, 周天军<sup>①\*</sup>, 邹立维<sup>①</sup>, 张丽霞<sup>①</sup><sup>①</sup> 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;<sup>②</sup> 中国科学院研究生院, 北京 100049

\* 联系人, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2012-01-04; 接受日期: 2012-05-30

国家自然科学基金重大项目(批准号: 40890054)和国家杰出青年科学基金(批准号: 41125017)资助

**摘要** 本文利用再分析资料和耦合模式 FGOALS\_g1 的 20 世纪气候模拟实验(20C3M)的结果, 在检验模式对西北太平洋副热带高压(西太副高, 西太反气旋)模拟性能的基础上, 通过对再分析资料和模拟的 850 hPa 风场做 EOF 分解, 揭示出西太副高年际变率的两种模态; 按照它们对应的赤道异常纬向风的不同, 将这两种模态分别命名为“赤道东风共存模态”(EEM)和“赤道西风共存模态”(EWM). 两种模态的西太异常反气旋形成机制类似, 但维持和发展机制不同, 主导振荡周期不同, 与 ENSO 位相的关系不同. EEM 的西太异常反气旋产生于前冬 El Niño 衰减期, 通过西北太平洋局地海气正反馈维持到夏季, 并可通过增强赤道次表层海水上翻促进 El Niño 向 La Niña 位相的转变. EWM 的西太异常反气旋形成于当年春季, 主要依靠同期赤道中东太平洋的异常暖海温强迫而维持和发展. FGOALS\_g1 模式能再现上述两种模态, 但不能正确反映它们的相对重要性. 在 NCEP 资料中, EEM 表现为第一模态, 解释了总方差的 35.6%; 而在模式中, EWM 表现为第一模态, 解释了总方差的 68.2%.

**关键词**西北太平洋副热带高压  
年际变率模态  
赤道东风共存模态  
赤道西风共存模态 ENSO

西北太平洋副热带高压(简称“西太副高”或“副高”)是东亚-西太夏季风系统的重要成员, 无论在天气还是气候尺度上, 西太副高的强度和位置都与东亚季风区的降水和旱涝灾害有着密切联系. 在天气尺度上, 副高西侧是东亚季风区主要的水汽辐合带和降雨区. 副高的北跳南撤或西伸东退直接决定了我国主雨带的位置. 在季节尺度上, 每年春末到夏季, 副高的几次北跳分别对应着华南前汛期、江淮梅雨和华北雨季的开始<sup>[1]</sup>. 在年际尺度上, 与中国异常降水型相联系的水汽输送以及梅雨锋的位置偏移都与副

高变动紧密联系<sup>[2,3]</sup>. ENSO 作为全球气候年际变率的最强信号, 正是通过西太副高作为中介来影响东亚气候<sup>[4]</sup>. 因此, 研究夏季副高的变异机理, 对于理解季风系统的变率以及进行气候预测都有重要意义.

夏季整个副热带北太平洋都被强大的副热带高压控制, 低层 850 hPa 副高中心位于东太平洋, 而中层 500 hPa 副高中心位于中西太平洋<sup>[5]</sup>. 海陆分布造成了夏季副热带大气主要加热场的气候态分布: 大洋东部为长波冷却, 大陆西部为感热加热, 大陆东部为对流潜热加热; 各种加热型具有特定的垂直加热

廓线, 诱导出特定的气候态风场, 决定了包括副高在内的副热带环流型的气候态分布<sup>[6,7]</sup>。然而, 副高年际变率最大的区域不在副高中心附近, 而在副高西边缘的西北太平洋地区<sup>[8-10]</sup>; 同时副高西边缘也是北半球夏季副热带低层大气环流年际变率最大的区域<sup>[11]</sup>。由于副高中心能够较为客观公正地反映副高位置, 而副高西边缘能够更清楚地反映副高变率的特征以及副高和东亚季风的关系, 因此, 研究副高的气候态时主要关注副高中心, 而研究副高变率时, 主要着眼于西北太平洋, 即传统意义上的“西太副高”(WPSH)或“西北太平洋反气旋”(WNPAC)。

关于西太副高年际变率的特征和成因, 已有诸多研究工作。在西太副高位置偏北年, 东亚夏季风偏强, 梅雨锋强度弱; 在西太副高位置偏南年, 东亚夏季风偏弱, 梅雨锋强<sup>[3]</sup>。一般来说, 副高位置偏东时也偏北, 偏南时也偏西; 而副高西端偏北时, 东端偏南<sup>[12]</sup>。对西太平洋夏季 850 hPa 纬向风场做 EOF 分析, 发现其年际变率的第一模态是“热带模态”, 受热带海温影响明显, 有较高的可预报性; 第二模态是“经向模态”, 主要受大气内部动力过程控制, 可预报性差<sup>[13]</sup>。

副高的年际变率和热带海温异常(SSTA)有着密切关系。Wang 等<sup>[14]</sup>认为冬春季异常西太副高的维持主要依靠太平洋海气相互作用, 尤其是西北太平洋局地海气相互作用, 而印度洋的贡献很小。Xie 等<sup>[15]</sup>则认为夏季热带印度洋暖 SSTA 会通过 Kelvin 波及 Ekman 辐散机制导致西北太平洋出现异常反气旋; 由于印度洋暖 SSTA 是冬季 El Niño 事件导致的, 因此, 印度洋是联系冬季 ENSO 和夏季西北太平洋异常大气环流的桥梁。Wu 等<sup>[16,17]</sup>则认为, 夏季西太副高同时受到西北太平洋局地 SST 和热带印度洋 SST 的调控, 初夏 6 月西北太平洋局地强迫作用居主导, 盛夏 7~8 月印度洋强迫作用居主导, 其机制与 Xie 等<sup>[15]</sup>略有不同。另外, 也有研究指出西太异常反气旋能够反过来影响 ENSO 的发展和位相转变: 西太异常反气旋南侧为异常东风, 有利于热带次表层冷水上翻, SST 下降, 从而促进 El Niño 向 La Niña 的转变<sup>[18,19]</sup>。

最近, 有研究发现副高年际变率的机制并不是单一的。基于 500 hPa 位势高度场的副高指数表明, 副高的年际变率有 2~3 年和 3~5 年两个主导周期; 2~3 年振荡具有相当正压结构, 和印尼对流活动关系密切; 3~5 年振荡具有斜压结构, 和西北太平洋的冷

SSTA 和大气负异常热源关系密切<sup>[9,10]</sup>。多元 EOF 分析的结果表明, 西北太平洋 850 hPa 风场的前两个主导模态都表现为西北太平洋的异常反气旋, 但其机制完全不同, 第一模态对应 El Niño 向 La Niña 事件的转化, 第二模态对应持续到整个夏季的 El Niño<sup>[20]</sup>; 然而此前研究关注的重点是年代际变化, 没有深入讨论年际变率。那么, 由 850 hPa 风场反映的夏季西太副高年际变率有何特点? 是否具有多种年际变率机制? 异常西太副高如何形成与维持? 分别与热带海洋有哪几种相互作用形式? 本文试图对上述问题进行回答。

副高活动和印-太海气相互作用过程存在密切联系, 耦合模式是理解副高年际变率与海气相互作用的重要工具。关于耦合模式对副高模拟能力, 前人的评估工作很少且一般仅限于副高的气候态, 少有涉及耦合模式中副高变率的研究。中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室简称为(LASG/IAP)发展的气候系统模式 FGOALS<sup>[21,22]</sup>, 已经被广泛用于气候模拟研究中<sup>[23-26]</sup>。那么, 该模式能否正确再现副高的年际变率, 或者在多大程度上能够再现副高的年际变率? 副高与东亚季风变率有着密切联系, 副高异常将直接导致东亚大范围旱涝异常的发生。研究耦合模式对副高年际变率的模拟能力, 对于理解耦合模式中季风年际变率的机理、以及利用模式预估未来东亚气候变化, 都具有重要意义。

## 1 资料、模式和方法

本文使用了以下资料: (1) NCEP/NCAR 再分析资料, 水平分辨率为  $2.5^\circ$  经度 $\times$  $2.5^\circ$  纬度<sup>[27]</sup>; (2) NOAA 的海温资料 ERSST V.2, 水平分辨率为  $2^\circ$  经度 $\times$  $2^\circ$  纬度<sup>[28]</sup>。所有资料均使用 1950~1999 年时段进行分析。

本文还使用了耦合模式 FGOALS\_g1 的 20 世纪气候模拟实验(20C3M)结果。FGOALS\_g1 是 LASG/IAP 发展的气候系统模式的快速耦合版本, 它包括大气、海洋、陆面、海冰四个分量模式, 通过耦合器 CPL5 实现了耦合。该模式的大气部分为 LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL 的低分辨率版本, 水平分辨率为  $5^\circ$  经度 $\times$  $4^\circ$  纬度, 垂直方向采用  $\sigma$ - $p$  混合坐标系, 分为 26 层。海洋模式为 LASG/IAP 发展的

LICOM, 水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 垂直方向为 30 层, 其中 300 m 以上有 12 层. 陆面和海冰模式分别是 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM 和海冰模式 CSIM. 关于模式的技术细节, 可参阅文献[29]. 20C3M 实验采用 IPCC AR4 提供的历史大气辐射强迫场, 包括自然因子(太阳辐射、火山气溶胶)和人为因子(温室气体、硫酸盐气溶胶等)<sup>[30]</sup>. FGOALS 模式的模拟时段为 1860~2000 年<sup>[31]</sup>. 为了和再分析资料做比较, 本文选取 1950~1999 年的结果进行分析.

传统的副高定义多关注 500 hPa 的 5880 gpm 等高线. 但事实上, 副高在 850 hPa 比 500 hPa 表现得更加明显, 低层风场比中高层风场更能反映与降水密切联系的低层水汽输送<sup>[5]</sup>, 最近很多关于副高的研究也将关注的对象转移到 850 hPa<sup>[13,20,32,33]</sup>. 因此, 本文的分析主要着眼于 850 hPa. 由于模式中某一等压面平均位势高度和观测或再分析资料并不相同, 因此, 用某一条等位势高度线的位置来比较模式和再分析资料的副高位置是不合理的<sup>[34]</sup>. 例如, 一些模式中 500 hPa 位势高度普遍比再分析资料偏高, 若仍然使用 5880 gpm 等高线来定义模式中的副高, 则会造成模式中“副高”范围虚假偏大. 为了克服这一问题, 参照有关工作的做法, 本文将原始位势高度场扣除  $0^\circ \sim 45^\circ \text{N}$  纬度带内的平均位势高度值, 用相对于纬向平均值的偏差场来反映气候态副高位置<sup>[6,34]</sup>.

关于副高年际变率及其成因的研究多使用一些副高指数<sup>[5,35]</sup>, 中国气象局定义了副高的面积指数、强度指数、脊线指数、北界指数和西伸脊点指数<sup>[36]</sup>, 这些指数都是根据原始天气图的 500 hPa 位势高度场定义的, 适合于日常的天气分析, 但不适合直接用于再分析资料和模式资料<sup>[35]</sup>. 在分析副高年际变率的主导周期时, 根据前人的研究, 本文采用一个基于 850 hPa 反气旋式风切变的副高指数:  $20^\circ \sim 30^\circ \text{N}$ ,  $110^\circ \sim 140^\circ \text{E}$ (北区)与  $5^\circ \sim 15^\circ \text{N}$ ,  $100^\circ \sim 130^\circ \text{E}$ (南区)的平均 850 hPa 纬向风之差<sup>[32]</sup>. 为揭示西太副高年际变率的主导模态, 本文采用多元 EOF 分析方法<sup>[37]</sup>, 对西北太平洋  $100^\circ \text{E} \sim 170^\circ \text{W}$ ,  $0^\circ \sim 40^\circ \text{N}$  的 850 hPa 风场进行多元 EOF 分析, 再用 EOF 模态对应的 PC 序列回归到同期和前期的海温、风场, 来讨论异常西太反气旋的成因. 与 Park 等<sup>[20]</sup>的做法相同, 多元 EOF 分解之前不做标准化处理, 而保留原始场的真实振幅. 为了突出年际变率, 本文在分析前, 使用 Fourier 滤波器, 对再分析和模拟资料均进行了滤波处理, 只保留

8 年以下的信号.

## 2 夏季西太副高的气候态特征

图 1 给出了 NCEP 资料和 FGOALS 模拟的 20 世纪后半叶夏季副高气候态. 副高的中心在对流层低层(700 hPa 及以下)位于  $150^\circ \text{W}$ ,  $35^\circ \text{N}$  附近的东太平洋, 但其主体向西一直延伸到西北太平洋, 且脊线大致呈东北—西南走向, 在日界线处, 副高脊线纬度约为  $30^\circ \text{N}$ , 在  $130^\circ \text{E}$  处, 副高脊线纬度约为  $20^\circ \text{N}$ (图 1(a)~(c)). 500 hPa 副高中心大约位于  $160^\circ \text{E}$ ,  $25^\circ \text{N}$  的西北太平洋上, 比低层副高中心明显偏西(图 1(d)). 从对流层低层到中层, 副高的闭合等高线条数逐渐减少, 说明其强度随高度增高而衰减; 至对流层上层 300 hPa 左右, 西北太平洋副高几乎完全消失(图略). 不论从等位势高度线的密集度还是从反气旋式风场的显著程度来看, 850 hPa 副高都比 500 hPa 副高更加清晰而强大.

模式模拟的各层纬向平均位势高度普遍比 NCEP 资料的偏高. 扣除各自的纬向平均位势高度之后, 发现模式对低层副高的基本形态(位置和范围)有很好的再现能力, 只是副高中心略为偏南(图 1(e)~(g), 填色阴影). 模拟的 500 hPa 副高强度略偏强, 中心偏东大约 10 个经度(图 1(h), 填色阴影). 总体而言, 模式较好地再现了副高气候态, 并且对 850 hPa 副高的模拟能力优于 500 hPa 副高, 因此可以用该模式结果进一步分析副高的年际变率.

## 3 年际变率主导模态

参照前人做法, 采用 850 hPa 反气旋式风切变<sup>[32]</sup>作为夏季西太副高指数, 得到逐年西太副高指数的时间序列, 并求出其功率谱, 如图 2 所示. NCEP 资料和模式的副高指数都表现出 2~3 年(准两年)和准 5 年两个峰值, 一致性较好, 说明模式对副高年际变率有较好的刻画能力, 这是后续借助模式结果理解副高变率机制的基础.

对 NCEP 资料的夏季西北太平洋 850 hPa 风场做多元 EOF 分析, 得到的前两个模态空间型和相应的 PC 时间序列与功率谱如图 3 所示. 前两个模态空间型的最显著特征均表现为菲律宾东北侧的异常反气旋, 其中异常反气旋中心的纬度均为  $20^\circ \text{N}$  左右, 与

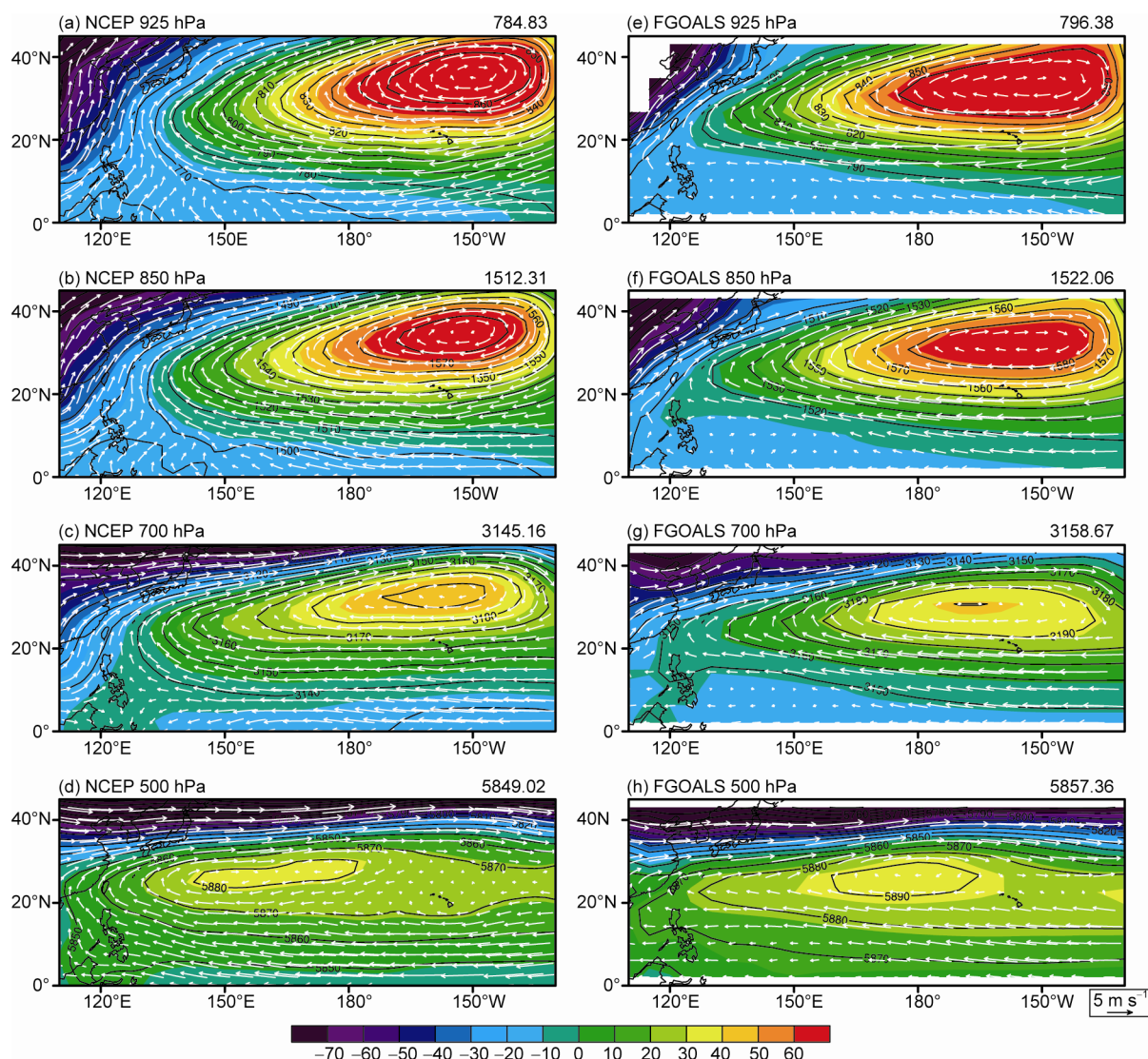


图1 NCEP的((a)~(d))和FGOALS模式模拟的((e)~(h))北太平洋地区夏季平均925 hPa((a), (e)), 850 hPa((b), (f)), 700 hPa((c), (g))和500 hPa((d), (h))位势高度场(黑色等值线), 位势高度场对纬度带平均位势高度值的偏差场(填色阴影), 以及相应等压面上的风场(白色箭头)

每幅图的右上角给出了0°~45°N纬度带平均位势高度值; 单位: gpm

气候态夏季850 hPa西太副高位置重合(参见图1(b)). 两个模态的最主要区别是: 第一模态在赤道上为很强的异常东风, 而第二模态在赤道上为异常西风. 另外, 第一模态的反气旋中心比第二模态略偏南. 这里的EOF分解使用的是NCEP1资料, 与Park等<sup>[20]</sup>使用1979~2007年的NCEP2资料得到的结果相比, 发现第一模态高度一致, 第二模态略有差异: NCEP2资料第二模态的反气旋中心更偏东; 同时150°E, 10°N附近有一气旋式环流. 比较前两个PC序列的

功率谱(图3(c), (f)), 发现第一模态表现出相对较强的准两年振荡, 第二模态表现出相对较强的4~6年(准5年)振荡.

图4是模式西北太平洋850 hPa风场的前两个EOF模态. 与NCEP资料的结果类似, 模式前两个模态同样表现为菲律宾东北侧的异常反气旋; 前两个模态的赤道风向相反. 与NCEP资料EOF空间型不同的是: 模式的异常反气旋位置较为偏东. 从赤道的风场来看, 模式第二模态与NCEP第一模态一致, 赤

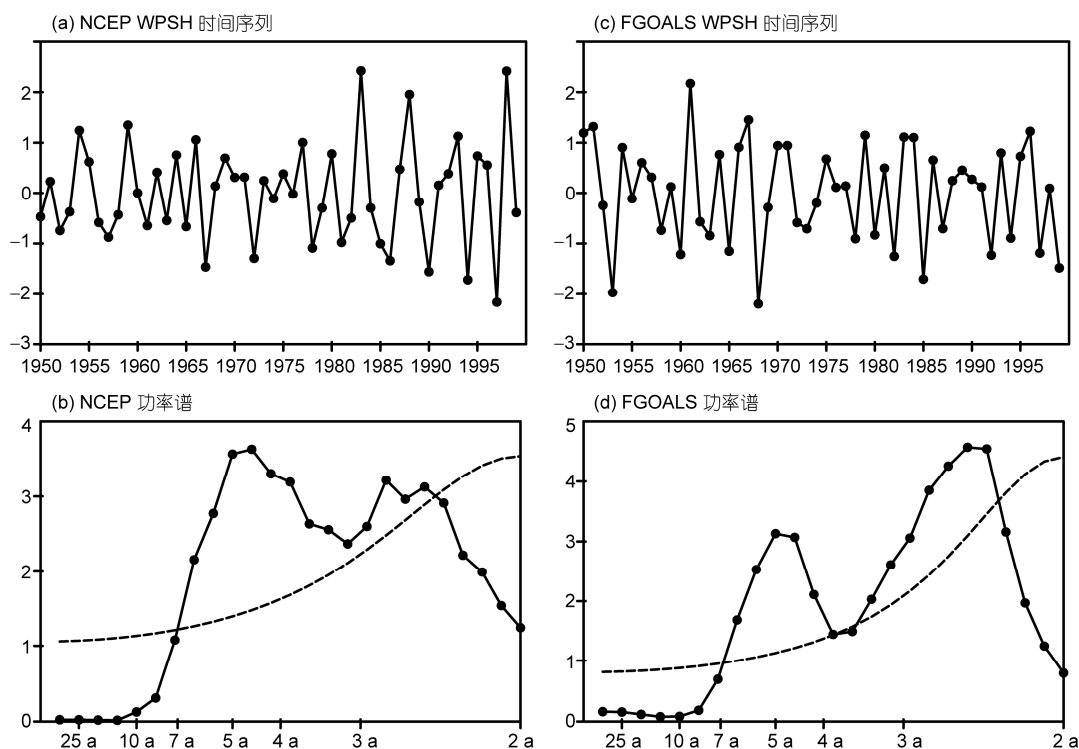


图 2 NCEP 的((a), (b))和 FGOALS 模式模拟的((c), (d))副高强度指数的时间序列((a), (c))和相应的功率谱((b), (d))  
(b), (d)中的虚线表示 Markov 红噪声功率谱

道上都为偏东风;而模式第一模态与 NCEP 第二模态一致,赤道上都为偏西风.模式前两个模态和 NCEP 前两个模态的这种交叉一致性不仅表现在空间型上,还表现在 PC 的功率谱上: NCEP 第二模态和模式第一模态的准 5 年周期更强,而 NCEP 第一模态和模式第二模态的准两年(2~3 年)周期更强(图 3(c), (f); 图 4(c), (f)).

NCEP 再分析资料和 FGOALS 模式结果一致表明:西太副高存在着两种不同的年际变率模态,它们拥有不同的赤道异常风场和不同的主导周期.为便于讨论,按照赤道纬向风的不同,分别将两种模态称作“赤道东风共存模态”(Equatorial Easterlies related Mode, 简称 EEM)和“赤道西风共存模态”(Equatorial Westerlies related Mode, 简称 EWM).EEM 是 NCEP 资料的第一模态;但模式中 EWM 过强,解释了绝大部分的方差而成为第一模态,而 EEM 解释方差比例明显偏小.

模式 EWM 的解释方差比例达到了 68.2%.之所以会达到这么高的比例,与 FGOALS 模式中 ENSO 峰值常出现在春夏季,而不是观测中的冬季有关<sup>[24]</sup>.

这会导致夏季 ENSO 信号过强,从而 ENSO 强烈地调控着夏季副高的变率;而模式中 ENSO 的主导周期是准 5 年<sup>[24]</sup>,因此副高的准 5 年振荡偏强,解释了过多方差.对模式的全年各个季节的 850 hPa 风场做 EOF 分解(图略),发现夏季第一模态解释方差比例最大;而冬春季最小,第一模态解释方差比例仅为 50% 上下,支持上述推论.

#### 4 年际变率主导模态的成因

为揭示夏季异常西太副高的成因,图 5 给出 NCEP 资料的前两个 PC(图 3(b), (e))回归的前秋、前冬、当年春季、当年夏季印度-太平洋海温异常和 850 hPa 风场异常.

NCEP 的 EEM 对应前冬 El Niño 事件的衰减和向 La Niña 事件的转变(图 5(a)~(d)).西太异常反气旋最早出现在前冬,表现为 120°E~150°W 广阔的副热带反气旋式环流,这一反气旋式环流有两个相对较小的反气旋中心,一个位于 140°E, 15°N,可能与冷涌入侵有关;另一个位于 25°N 的日界线处,可能与赤

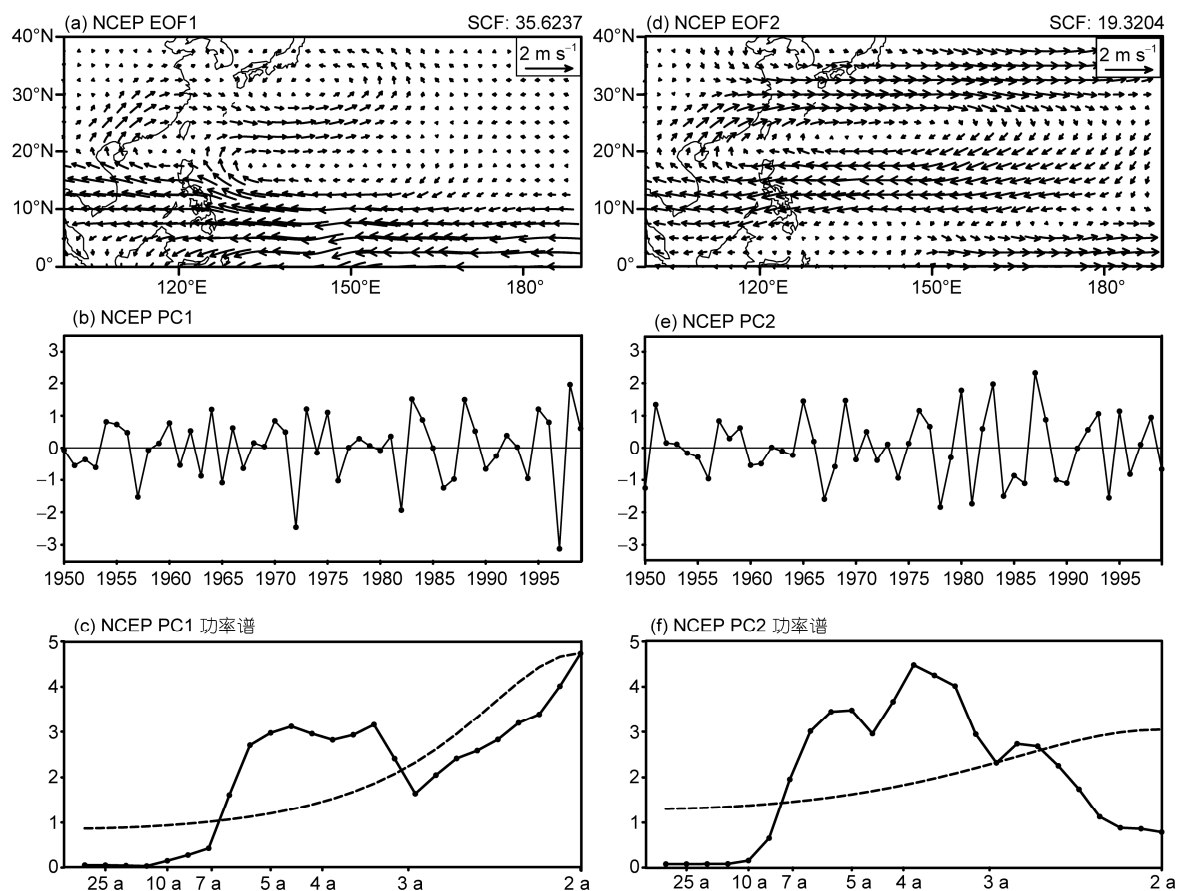


图3 由NCEP资料得到的20世纪后半叶夏季西北太平洋850 hPa风场的EOF第一模态和第二模态的空间型、PC时间序列和PC序列的功率谱

(a)和(d)为空间型; (b)和(e)为PC时间序列; (c)和(f)为PC序列的功率谱. (a)和(d)图右上角分别给出了第一、第二模态的解释方差比例. (c)和(f)中的虚线表示红噪声的功率谱

道东太平洋暖海温强迫有关, 符合Wang等<sup>[14]</sup>提出的两种触发机制. 在副热带中西太平洋, EEM对应的异常海温和低层风场从前冬到当年夏季逐渐发展并增强: 副热带中太平洋有冷SSTA, 副热带西太平洋有暖SSTA, 都呈东北-西南向的条带状分布; 冷海温上空有东北风异常, 暖海温上空有西南风异常(图5(b)~(d)). 这符合Wang等<sup>[14]</sup>提出的西北太平洋海气正反馈机制: 在北半球低纬的东北信风背景下, 异常反气旋东侧为异常东北风, 与气候态东北风叠加, 增强了总风速, 通过风-蒸发-SST反馈, 有利于SST变冷, 变冷的SST又在其西侧激发出反气旋式Rossby波响应<sup>[38]</sup>, 进一步加强异常反气旋; 异常反气旋西侧的异常西南风与气候态东北风相抵, 降低了总风速, 利于SST变暖, 其机理与东侧相同, 效果相反.

这种海气正反馈使西太异常反气旋在ENSO衰减期甚至衰减之后能够长时间维持. 从春到夏, 西太异常反气旋的范围和强度已有明显减弱(图5(c)~(d)), 这可能是因为夏季风爆发后西太平洋副热带平均风场转变, 不再有利于上述海气正反馈机制发挥作用; 说明EEM的西太异常反气旋主要依靠局地海气正反馈而维持.

NCEP的EWM对应从前秋持续到夏季的El Niño事件(图5(e)~(h)), 直到当年春季才出现副热带异常反气旋, 夏季异常反气旋加强(冬季日本以东有异常反气旋式环流, 但反气旋中心在30°N以北, 属于中纬度反气旋, 不应看作西太副高的变异); 夏季西太异常反气旋强于春季, 说明EWM的西太异常反气旋不是从前期维持下来的, 而与同期热带中东太



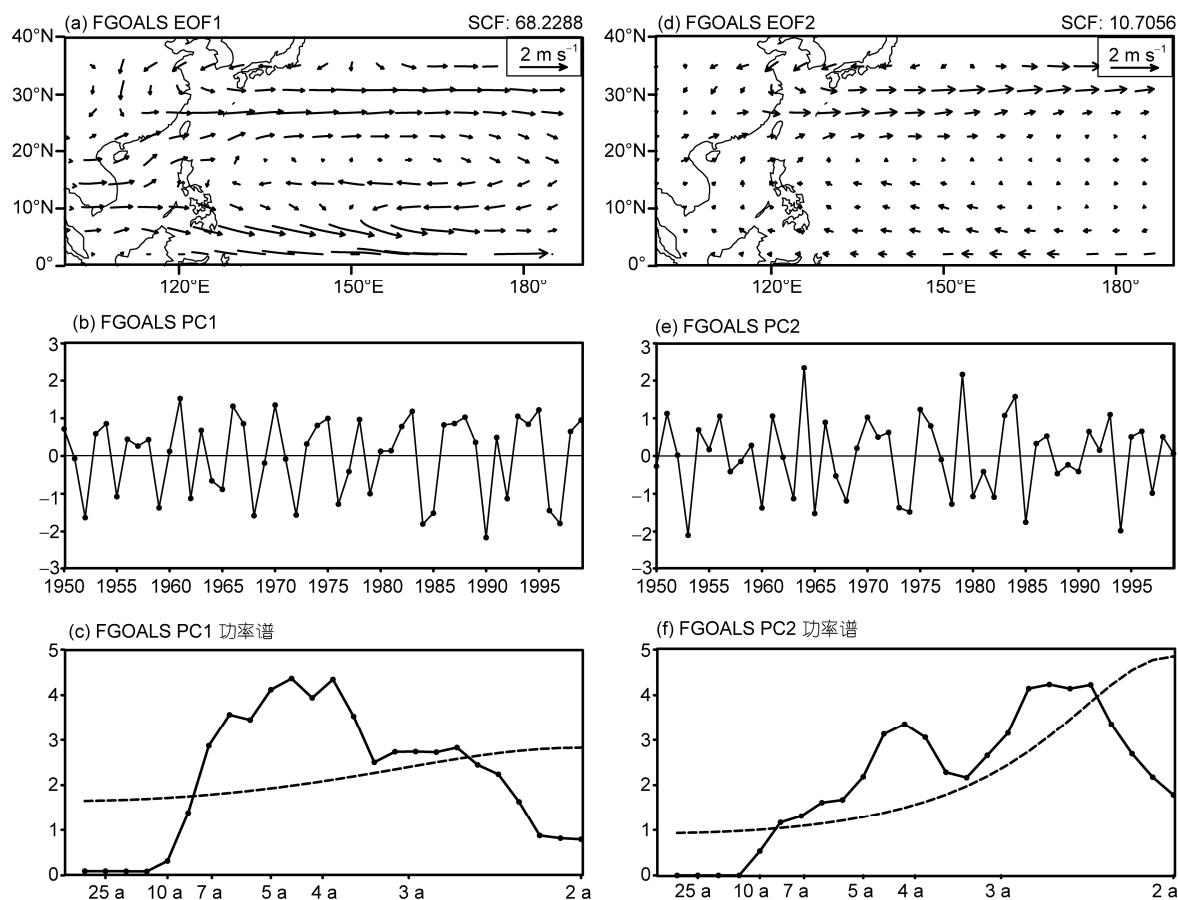


图 4 FGOALS 模式的 20 世纪后半叶夏季西北太平洋 850 hPa 风场的 EOF 第一模态和第二模态的空间型、PC 时间序列和 PC 序列的功率谱

(a)~(f)说明同图 3, 但为 FGOALS 模式的结果

平洋暖 SSTA 的强迫有重要关联. 那么, 中东太平洋暖海温如何强迫出西太反气旋呢? 如图 5(f)所示, 在中太平洋增暖的初期, 日界线附近的赤道外有一气旋式环流发展(虽未形成闭合的气旋环流, 但有明显的气旋式弯曲, 与 Wang 等<sup>[14]</sup>的图 16 吻合), 气旋式环流的西侧为东北风异常, 造成 150°E 到日界线之间的副热带有东北-西南走向的冷 SSTA 发展. 到了春季, 上述冷 SSTA 和异常东北风进一步向东发展, 而在其西侧发展出暖 SSTA 和西南风, 形成闭合的反气旋环流(图 5(g)). 夏季西太异常反气旋进一步增强(图 5(h)). 事实上, EEM 西太异常反气旋的形成机制也与此类似(图 5(b)), 不同之处在于维持机制和对应的 ENSO 位相.

图 6 是模式的前两个 PC 回归的前一年秋季到当年夏季的 SSTA 场和 850 hPa 风场. 显然, EEM(NCEP

第一模态和模式第二模态)的模拟和观测相似, EWM(NCEP 第二模态和模式第一模态)的模拟和观测也相似. 这与前面提到的两个模态空间型和功率谱的交叉相似性一致.

模式 EWM 对应从前秋持续到当年夏季的 El Niño, 西太异常反气旋最早出现在当年春季(图 6(a)~(d)). 与 NCEP 的 EWM(图 5(e)~(h))相比, 模式 EWM 的中东太平洋暖 SSTA 强度更强, 并且向西伸展到了印尼附近; 同时赤道上的异常东风也更为强劲. 模式 EWM 的西太异常反气旋形成机制与 NCEP 资料类似: 春夏季 5°~10°N 日界线处, 有一异常气旋式环流(图 6(c)~(d)), 其北翼有东-西方向延伸的狭长冷 SSTA 带, 其上空为异常偏东风. 该异常偏东风和其北侧的异常偏西风分别成为西太反气旋的南翼和北翼. 与 NCEP 的 EWM 相比, 模式 EWM 的副热带 SSTA 型

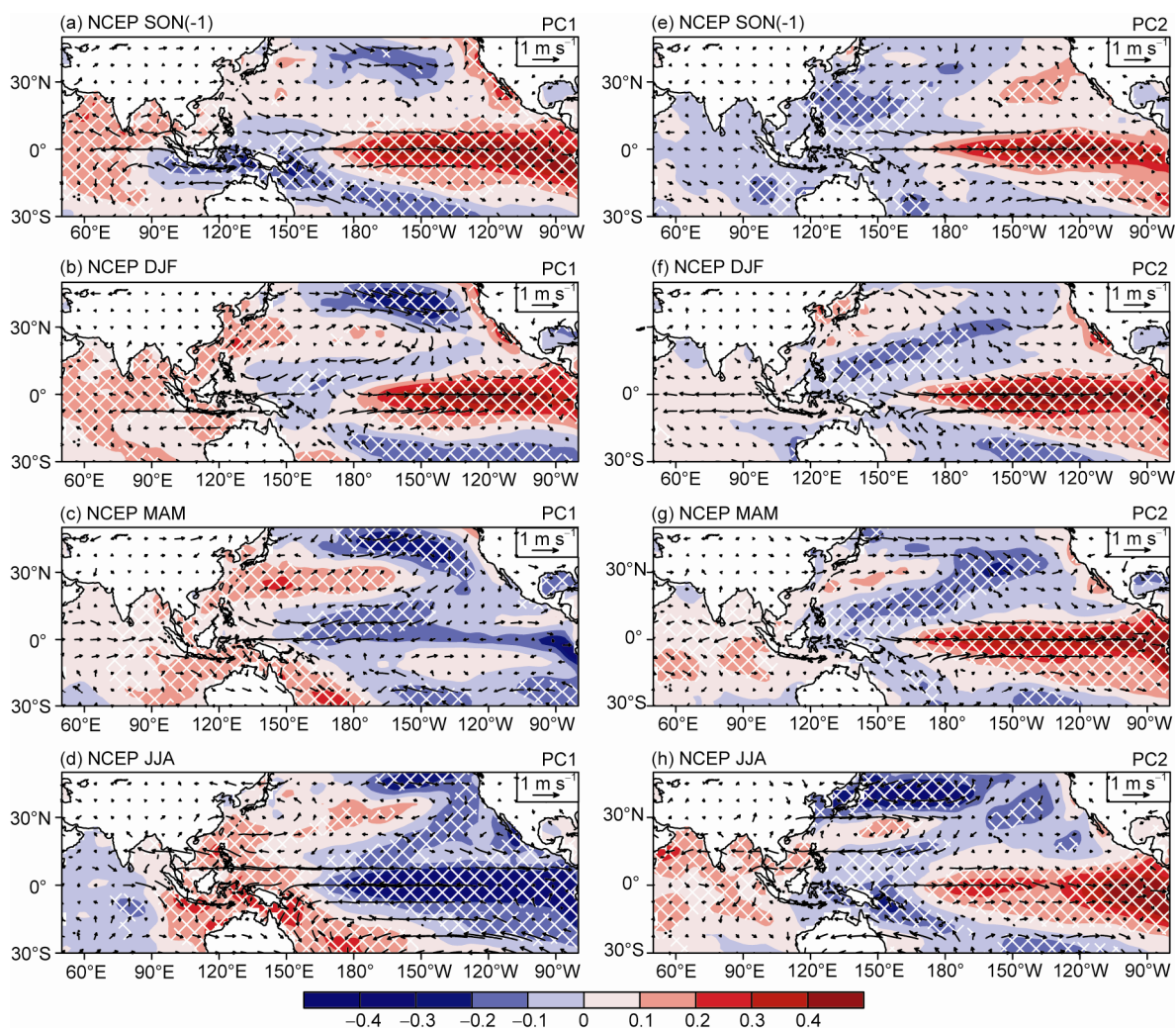


图5 NCEP 资料的前两个 PC 回归的前秋((a), (e))、前冬((b), (f))、前春((c), (g))至当年夏季((d), (h))的 SSTA 场(填色阴影)和 850 hPa 风场(黑色箭头)

(a)~(d)为 PC1 的结果, (e)~(h)为 PC2 的结果. 白色网格线区域表示回归的 SSTA 达到了 95% 信度

多呈东-西走向, 而不是西南-东北走向, 这与模式中异常纬向风偏强有关.

模式 EEM 对应前一年秋冬季 El Niño 事件的衰减. 虽然在当年春夏季, 赤道中东太平洋有类似于 La Niña 的冷 SSTA, 但没有通过显著性检验, 这是模式与 NCEP 的 EEM 的一个重要区别. 西太异常反气旋在前一年秋季就已经出现(图 6(e)), 同时, 副热带中、西太平洋分别有东北-西南走向的冷、暖 SSTA 带维持(图 6(f)~(h)), 冷 SSTA 区为异常东北风, 暖 SSTA 区为异常西南风, 意味着局地海气正反馈机制的贡献. 模式 EEM 并不对应当年夏季 La Niña 事件的发展, 说明模式 EEM 的西太异常反气旋无法促进热

带太平洋向 La Niña 位相转变, 从而导致 ENSO-季风系统的准两年振荡偏弱, 可能是导致模式 EEM 解释方差比例偏小的一个重要原因.

有研究认为夏季西太异常反气旋与 ENSO 位相转变有“选择性”相互作用, 其中西太异常反气旋作用于 ENSO 位相转变的机理是: 夏季西太异常反气旋偏强时, 其南侧的异常东风通过增强赤道上升使赤道次表层海温降低, 从而有利于随后秋冬季 La Niña 事件的发生; 西太反气旋和热带太平洋的这一相互作用造成了 ENSO 和西太反气旋的准两年振荡. 而这种相互作用的“选择性”主要取决于西太异常反气旋是否接近赤道, 接近赤道者更容易对 ENSO 位相



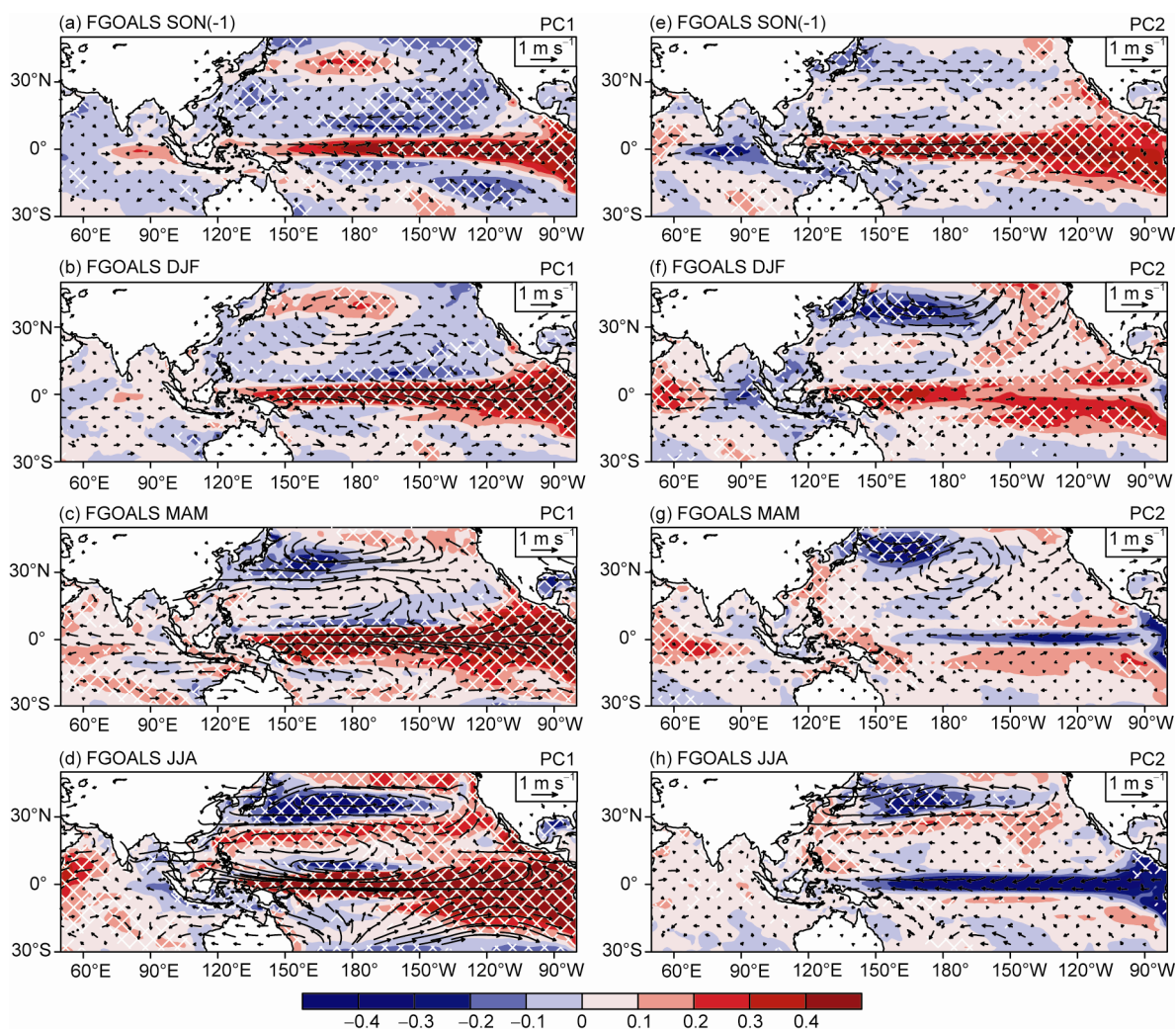


图 6 FGOALS 模式的前两个 PC 回归的前秋((a), (e))、前冬((b), (f))、前春((c), (g))至当年夏季((d), (h))的 SSTA 场(填色阴影)和 850 hPa 风场(黑色箭头)

(a)~(h)说明同图 5, 但为模式 PC 回归的结果。

转变产生作用<sup>[18]</sup>。NCEP 的 EEM 的异常反气旋位置比 EWM 的异常反气旋位置更接近赤道(图 3(a), (d)), 说明 EEM 的西太异常反气旋更可能影响热带海温的发展。

为了验证西太副高的两种不同年际变率模态与 ENSO 发展具有不同的关系, 图 7 给出了 NCEP 和模式的前两个 PC 与 ENSO 指数的超前-滞后相关系数分布。可以看出, NCEP 的 EEM 与同期到随后 10 个月的 ENSO 指数呈显著负相关(图 7(a), 实线), 也就是指示了 ENSO 位相在当年夏季反转、并在随后 10 个月之内维持 La Niña 位相。NCEP 的 EWM 与随

后半年之内 ENSO 指数呈正相关, 但并不显著(图 7(a), 虚线), 这说明它对随后 ENSO 位相的演变没有明显的指示意义。模式 EEM 虽然反映出了与 ENSO 位相转变的相关关系, 但不够显著。模式的西太异常反气旋有显著的准两年周期(图 2(d)), 但模式 ENSO 周期偏长、缺乏准两年振荡<sup>[24]</sup>, 这再次说明: 模式的西太异常反气旋不能有效地促进 ENSO 位相转变, 可能正是模式中准两年振荡偏弱和 ENSO 周期偏长的原因。而模式 EWM 则与前、后半年内的 ENSO 指数保持高度正相关, 再次说明它强烈地受到 ENSO 调控。

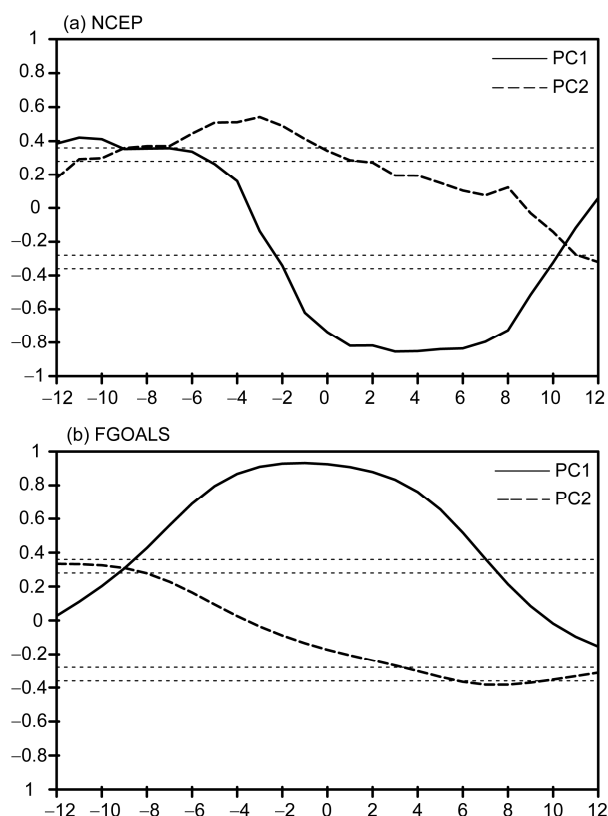


图7 NCEP的PC1(实线)和PC2(虚线)与Niño3.4指数的超前滞后相关(a)及FGOALS模式的结果(b)

(a) 横轴表示Niño3.4指数滞后于JJA的月份数。(b)同(a), 但为FGOALS模式的结果。水平点线分别代表95%和99%信度水平

为了检查大气对流活动和Walker环流对海温异常的响应,图8分别给出了NCEP和模式的PC回归的500 hPa垂直速度(单位 $\text{Pa s}^{-1}$ , 负值表示上升运动)和200 hPa速度势;图中虽未给出850 hPa速度势,但850 hPa速度势与200 hPa速度势的位相基本相反,因此根据200 hPa速度势即可了解Walker环流状况。

NCEP和模式的EEM均表现出赤道中东太平洋高空辐合、中层下沉、低空辐散,以及印尼附近的高空辐散、中层上升、低空辐合,反映了太平洋Walker环流的加强(图8(a), (b), (g), (h)). 但模式EEM的辐散环流较弱,在很多地区并未达到95%信度(图8(h)).

NCEP和模式的EWM均表现为赤道中东太平洋高空辐散、中层上升、低空辐合,以及印尼的高空辐合、中层下沉、低空辐散,反映了太平洋Walker环流的减弱(图8(c)~(f));模式和再分析资料的主要

区别在印度洋:模式EWM在印度洋表现为高空辐合、低空辐散,而NCEP的EWM在印度洋未表现出这种特征。这是因为,模式模拟的赤道太平洋El Niño型暖SSTA区过度西伸,相应的大气异常Walker环流型也偏西。

以上关于西太异常反气旋的成因分析再次表明:西太异常反气旋年际变率存在着两种不同的机制,它们与ENSO位相有着不同的关系。Chung等<sup>[9]</sup>将副高指数滤波得到2~3年和3~5年两个分量,分别回归前期到同期的SSTA场;本文的两个模态对应的热带太平洋海温型与Chung等<sup>[9]</sup>的结果基本一致。虽然近期很多研究强调印度洋对西太副高年际变率的作用,但本文结果表明太平洋SSTA的影响更为显著;赤道上主要的大气异常活动中心在中太平洋和印尼附近;再分析资料和模式的结果在太平洋一致性较高,印度洋一致性较低。因此,关于印度洋对副高年际变率的作用,有待进一步探究。

## 5 结论与讨论

### 5.1 结论

本文利用NCEP再分析资料和耦合模式FGOALS\_g1的20世纪气候模拟试验(20C3M)的结果,揭示出西太副高年际变率的两种不同模态,讨论了其产生机理。主要结论如下:

(1) 由850 hPa风场表征的西太副高年际变率具有准两年(2~3年)和准5年的双主导周期,模式结果和NCEP资料具有很好的一致性。NCEP资料和模式的多元EOF分析结果均表明,西太副高的年际变率存在两种不同的模态,分别对应同期赤道太平洋的异常东风和异常西风。根据其赤道纬向风的不同,将这两种模态分别命名为“赤道东风共存模态”(EEM)和“赤道西风共存模态”(EWM)。两种模态的西太异常反气旋形成机制类似,但维持机制不同,主导振荡周期不同,与ENSO位相的关系不同。

(2) 两种模态的西太异常反气旋形成机制类似。它们都形成于北半球冬半年,此时北半球副热带为东北信风控制;赤道中东太平洋为暖SSTA,大气为异常上升运动;作为大气Rossby波响应,赤道外日界线处产生异常气旋式环流;异常气旋式环流的西翼为异常东北风,在东北信风背景下,通过与下方的

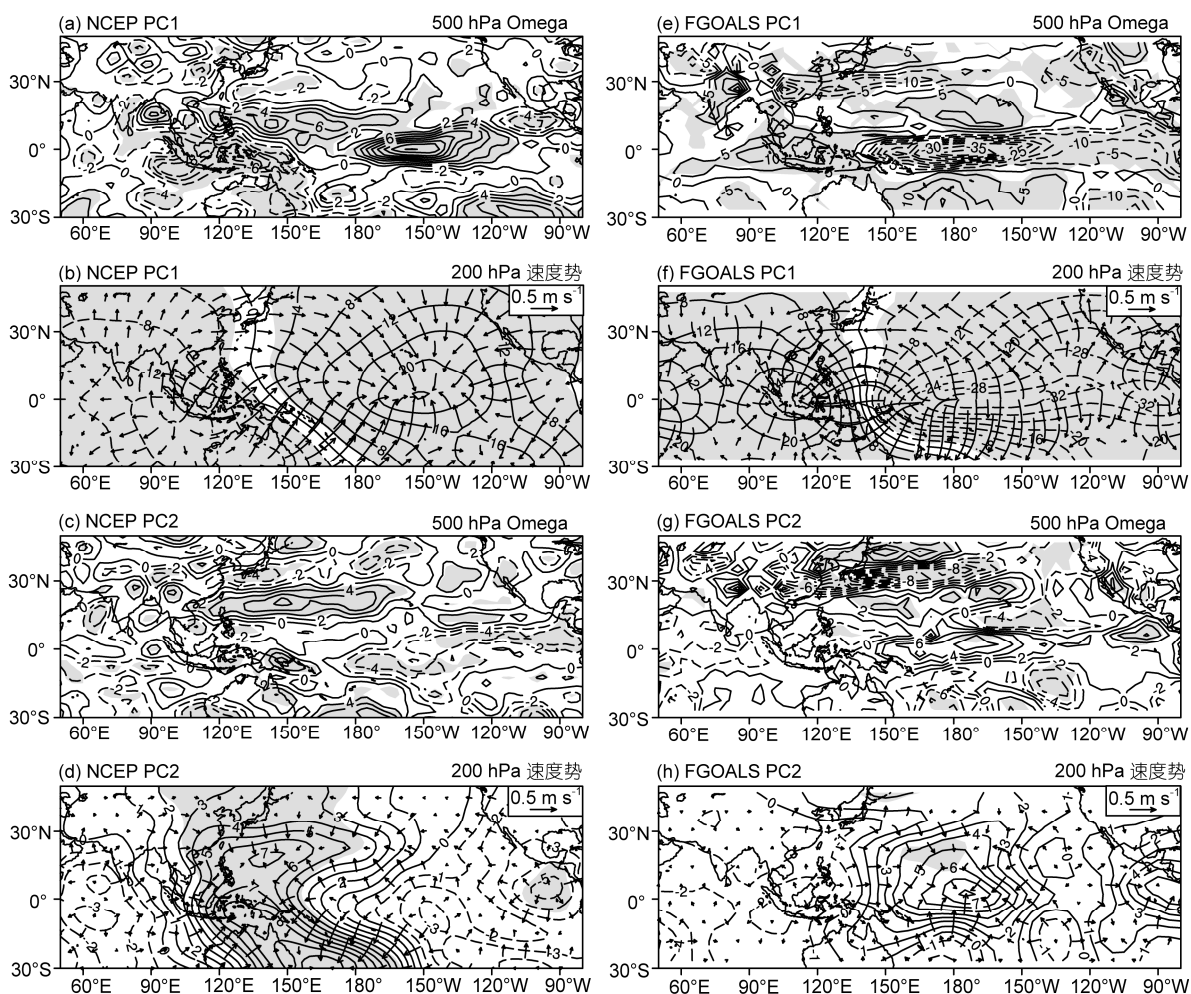


图 8 NCEP 和模式的 PC1 和 PC2 回归的印度-太平洋地区 500 hPa 垂直速度和 200 hPa 速度势

(a) NCEP 的 PC1 回归的印度-太平洋地区 500 hPa 垂直速度(单位:  $\text{Pa s}^{-1}$ , 负值表示上升运动). (b) NCEP 的 PC1 回归的 200 hPa 速度势; 其中箭头表示辐散风场. (c)~(d)同(a)~(b), 但为 NCEP 的 PC2 回归的结果. (e)~(h)同(a)~(d), 但为 FGOALS 模式的结果. 所有图中灰色阴影表示达到 95%信度的区域

冷 SSTA 相互作用而加强; 随后, 该异常东北风成为西太异常反气旋的东翼, 而其西侧发展出异常西南风和暖 SSTA, 形成闭合的西太异常反气旋.

(3) EEM 对应前冬 El Niño 事件的衰减和位相转变. 前一年的 El Niño 事件在秋冬季激发出异常西太反气旋; 当年春季东太平洋暖 SSTA 已完全消失, 并在夏季转变为冷 SSTA; 西太异常反气旋通过局地海气正反馈机制维持到当年夏季, 但其强度相比春季已有所减弱. EEM 的西太异常反气旋式环流更接近赤道. 其南侧的异常东风可能通过增强赤道上翻而推动 El Niño 衰减和 La Niña 发展, 从而形成西太反气旋-ENSO 的准两年振荡.

(4) EWM 对应从前秋持续到当年夏季的长周期 El Niño. 西太异常反气旋形成于当年春季, 主要依靠赤道中东太平洋异常暖海温的强迫而维持到当年夏季. 由于赤道中东太平洋异常暖海温的强迫一直存在, 西太异常反气旋在夏季进一步加强.

(5) FGOALS\_g1 模式能够再现西太副高年际变率的这两种模态, 但不能合理再现这两种模态的相对重要性. 分析表明, 在 NCEP 资料中, EEM 为第一模态, 解释了总方差的 35.6%, EWM 为第二模态, 解释了总方差的 19.3%; 而在模式中, EWM 为第一模态, 解释了总方差的 66.2%, EEM 为第二模态, 只解释了总方差的 10.7%. 模式中 EWM 偏强, 原因是模

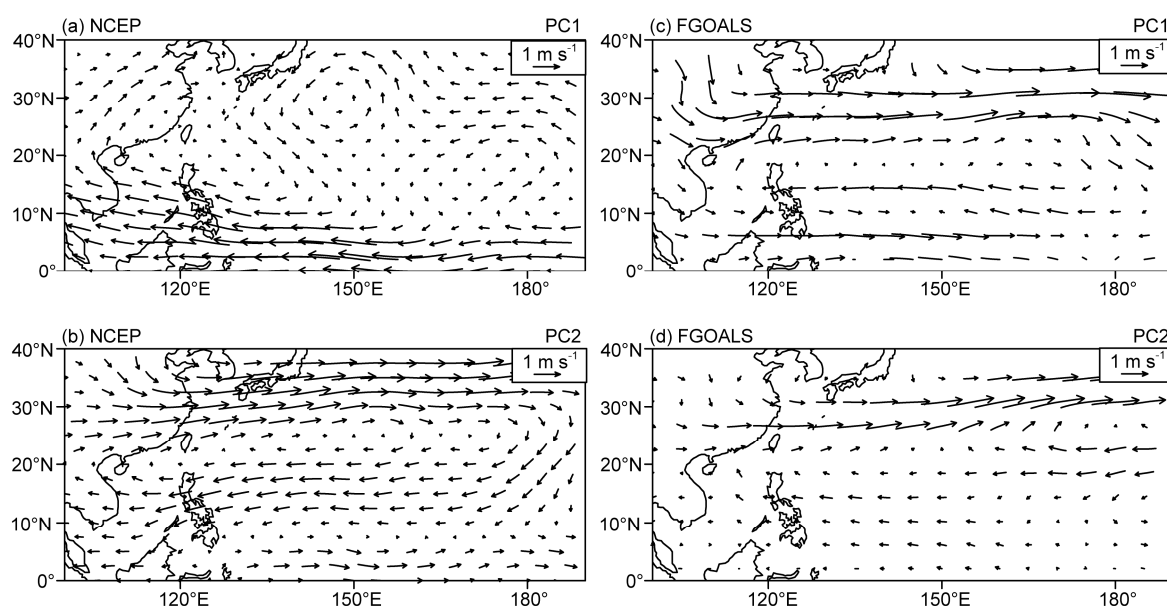


图9 NCEP和模式的PC1和PC2回归的同年夏季500 hPa风场  
(a), (b) NCEP; (c), (d) FGOALS 模式

式中的ENSO事件一般在春夏季达到峰值, 导致模式中ENSO强烈地调控着夏季西太副高的变率, 而模式中ENSO的主导周期是准5年, 因此西太异常反气旋的准5年振幅偏强. 模式中EEM偏弱, 与赤道太平洋海温型不能在当年夏季转变成La Niña位相有关, 模式没有真实反映西太反气旋对热带海洋的作用, 从而季风-ENSO的准两年振荡幅度较弱.

## 5.2 讨论

传统的关于副高与东亚气候关联的研究, 多关注500 hPa; 与此同时, 国际上关于副高与海气相互作用的联系研究, 则多关注低层, 主要是海平面和850 hPa. 本文的分析主要基于850 hPa. 那么, 850 hPa副高年际变率的两个模态在500 hPa的表现如何? 利用再分析资料和模式资料, 对应图3和4, 图9分别给出PC1和PC2回归的500 hPa风场. 可见, 再分析资料中EEM对应的500 hPa风场(图9(a))和850 hPa(图3(a))大体相似, 菲律宾北侧被异常反气旋式环流控制, 赤道上为异常东风. 再分析资料中EWM对应的500 hPa风场(图9(b))和850 hPa(图3(d))非常相似, 同样表现为10°~30°N的西北太平洋被异常反

气旋式环流控制, 而赤道地区则为异常西风; 比较气候态的500 hPa副高位置(图1(d)), 可见该异常环流型表征副高偏强. 在模拟结果中, EWM对应的500 hPa风场(图9(c))和850 hPa(图4(a))非常相似, 同样表现为赤道异常西风 and 副高的明显偏强; 而EEM对应的500 hPa风场(图9(d))和850 hPa(图4(d))亦非常相似. 因此, 基于500和850 hPa风场所揭示的对应两种模态的环流特征是总体一致的.

此外, FGOALS\_g1模式不能正确反映两个模态的相对方差贡献, 本文将这一模拟偏差初步归因于SST的模拟偏差, 尤其是ENSO的模拟偏差; 但也不排除其他可能性. 从前人的研究来看, 西北太平洋局地热源强迫<sup>[17]</sup>、暖池区大气异常对流活动的强迫<sup>[39]</sup>、印度洋的遥强迫<sup>[15,16]</sup>、高层大气动力过程<sup>[40]</sup>等诸多方面的模拟偏差都可能影响副高年际变率的模拟. 本文的主要目的是从热带海气耦合的角度, 关注副高的两个主导模态的成因; 虽然模拟误差的详细成因对于改进模式有重要意义, 但仅仅依靠耦合模式20C3M实验的结果很难找出模拟偏差的确切原因. 未来有待使用模式进行系列敏感性实验, 以深入探讨模拟偏差的成因.

**致谢** 感谢两位匿名审稿人对文章修改提出的宝贵意见.

## 参考文献

- 1 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. London: Oxford University Press, 1987. 60–92
- 2 Zhou T J, Yu R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J Geophys Res*, 2005, 110: D08104
- 3 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. *气象学报*, 2003, 61: 559–568
- 4 Chang C P, Zhang Y S, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. *J Clim*, 2000, 13: 4310–4325
- 5 Lu R Y. Indices of the summertime western North Pacific subtropical high. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 1004–1028
- 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率的影响 I: 尺度分析. *气象学报*, 1999, 57: 257–263
- 7 Liu Y M, Wu G X, Ren R C. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. *J Clim*, 2004, 17: 682–698
- 8 Lu R Y. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool. *J Meteor Soc Japan*, 2001, 79: 771–783
- 9 Chung P H, Sui C H, Li T. Interannual relationships between the tropical sea surface temperature and summertime subtropical anticyclone over the western North Pacific. *J Geophys Res*, 2011, 116: D13111
- 10 Wu B, Zhou T J. Oceanic origin of the interannual and interdecadal variability of the summertime western Pacific subtropical high. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L13701
- 11 陆日宇, 富元海. 夏季东亚和西北太平洋地区的气候变率及其机理. *地球科学进展*, 2009, 24: 123–131
- 12 Yang H, Sun S Q. Longitudinal displacement of the subtropical high in the western Pacific in summer and its influence. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 921–933
- 13 陆日宇, 李颖, Ryu C S. 夏季西太副热带高压的东西偏移和对流层低层环流变化的主要模态的关系. *自然科学进展*, 2007, 17: 546–550
- 14 Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Clim*, 2000, 13: 1517–1536
- 15 Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J Clim*, 2009, 22: 730–747
- 16 Wu B, Zhou T J, Li T. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate. *J Clim*, 2009, 22: 2992–3005
- 17 Wu B, Li T, Zhou T J. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer. *J Clim*, 2010, 23: 2974–2986
- 18 李熠, 杨修群, 谢倩. 北太平洋副热带高压年际变率与 ENSO 循环之间的选择性相互作用. *地球物理学报*, 2010, 53: 1543–1553
- 19 Kug J S, Kang I S. Interactive feedback between ENSO and the Indian Ocean. *J Clim*, 2006, 19: 1784–1801
- 20 Park J Y, Jhun J G, Yim S Y, et al. Decadal changes in two types of the western North Pacific subtropical high in boreal summer associated with Asian summer monsoon/El Niño–Southern Oscillation connections. *J Geophys Res*, 2010, 115: D21129
- 21 Zhou T J, Yu Y Q, Liu H, et al. Progress in the development and application of climate ocean models and ocean-atmosphere coupled models in China. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24: 1109–1120
- 22 Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 641–654
- 23 李博, 周天军, 吴春强, 等. 大气环流模式和耦合模式模拟的降水-海温关系之比较. *大气科学*, 2009, 33: 1071–1086
- 24 满文敏, 周天军, 张丽霞. 气候系统模式 FGOALS\_g1 模拟的赤道太平洋年际变率. *大气科学*, 2010, 34: 1141–1154
- 25 周天军, 李博, 满文敏, 等. 过去千年 3 个特征期气候的 FGOALS 耦合模式模拟. *科学通报*, 2011, 56: 2083–2095
- 26 满文敏, 周天军. 外强迫驱动下气候系统模式模拟的近千年大气涛动. *科学通报*, 2011, 56: 2096–2106
- 27 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437–471
- 28 Smith T M, Reynolds R W. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). *J Clim*, 2004, 17: 2466–2477
- 29 Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 655–672
- 30 Zhou T J, Yu R C. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Clim*, 2006, 19: 5843–5858
- 31 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 气候系统模式 FGOALS\_g1 模拟的 20 世纪温度变化. *气象学报*, 2011, 69: 644–654
- 32 Huang G, Hu K M, Xie S P. Strengthening of tropical Indian Ocean teleconnection to the Northwest Pacific since the mid-1970s: An atmospheric GCM study. *J Clim*, 2010, 23: 5294–5304



- 33 Li W H, Li L F, Fu R, et al. Changes to the North Atlantic subtropical high and its role in the intensification of summer rainfall variability in the southeastern United States. *J Clim*, 2011, 24: 1499–1506
- 34 Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. Why the Western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J Clim*, 2009, 22: 2199–2215
- 35 慕巧珍, 王绍武, 朱锦红, 等. 近百年夏季西太平洋副热带高压的变化. *大气科学*, 2001, 25: 787–797
- 36 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 1999. 45–52
- 37 Wang B. The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1979–1989. *J Atmos Sci*, 1992, 49: 698–712
- 38 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 447–462
- 39 Lu R Y, Dong B W. Westward extension of North Pacific subtropical high in summer. *J Meteor Soc Japan*, 2001, 79: 1229–1241
- 40 Enomoto T. Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of rossby waves along the Asian jet. *J Meteor Soc Japan*, 2004, 82: 1019–1034