太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系*

朱益民 杨修群

(南京大学灾害性天气气候研究所, 南京, 210093)

摘 要

利用 1951~ 1998 年的太平洋年代际振荡(PDO)指数、全球海洋和大气分析资料及中国降水和气温站点观测资料, 分析了太平洋年代际振荡在海洋中的特征及其与东亚大气环流和中国气候变率的联系。结果表明, PDO 与东亚大气环流及中国气候年代际变化关系密切。对应于 PDO 暖位相期(即中纬度北太平洋异常冷、热带中东太平洋异常暖), 冬季, 阿留申低压增强, 蒙古高压也增强(但东西伯利亚高压减弱), 中国东北、华北、江淮以及长江流域大部分地区降水偏少, 东北、华北和西北地区气温异常显著偏高, 而西南和华南地区气温偏低; 夏季, 海平面气压在北太平洋的负异常较弱, 而在东亚大陆的正异常较强, 东亚夏季风偏弱, 西太平洋副热带高压偏南, 热带太平洋信风减弱, 赤道西风增强, 此时华北地区降水异常偏少而长江中下游、华南南部、东北和西北地区降水异常偏多, 东北、华北及华南地区气温异常偏高, 而西北、西南和长江中下游地区气温异常偏低。对应于 PDO 冷位相期, 上述形势相反。结果还表明, 处于不同阶段的 ENSO 事件对中国夏季气候异常的影响明显受到 PDO 的调制。在 PDO 冷位相期, 当 ENSO 事件处于发展阶段, 华南地区夏季降水偏少, 东北地区夏季多低温, 在其衰减阶段, 华北地区和长江流域降水偏多, 淮河地区降水偏少; 而在 PDO 暖位相期, 当 ENSO 事件处于发展阶段, 华南地区降水变为异常偏多, 而华北地区降水异常偏少, 东北低温不再显著, 在其衰减阶段, 华北地区降水变为偏少, 长江流域降水更加异常偏多, 淮河地区则趋于正常。

关键词: 太平洋年代际振荡, 气候变率, ENSO。

1 引 言

目前, 全球气候系统中的年代际气候变率问题已经越来越成为人们关注的焦点, 也是 CLIVAR 计划(气候变率及其可预报性研究)的核心内容之一[1~3]。太平洋海气系统既具有最强的年际信号(如 ENSO), 也存在明显的年代际变率。大量的观测资料分析表明[4~8], 1976/1977 年前后北太平洋海洋大气状况出现了一次显著的年代际型态转变(regime shift)或突变(abrupt change), 在海洋方面, 热带中东太平洋海表温度(SST)出现年代际异常增暖, 而在北太平洋中西部 SST 异常变冷, 阿拉斯加湾及北美西岸 SST 却增加。对应着北太平洋 SST 的这种异常变化型, 大气则表现为北太平洋地区海平面气压(SLP)和 500 hPa 高度场明显降低, 阿留申低压异常加深、东移并偏南。这种变化给太平洋和北美地区带来显著的天气气候异常, 并影响到太平洋海洋生态系统。研究还发现, 类似于 20 世纪 70 年代中后期的气候突变也同样发生在 20 世纪 20 和 40 年代, 这表明北太平洋存在着年代际振荡现象, 且这种振荡与热带太平洋有关联[9,10]。Mantua 等[10]将这种现象称为太平洋年代际振荡(PDO), 并把它描述为一种类似于 ENSO 型的具有长生命史的太平洋气候变率。若以太平洋海温异常作为定义, PDO 可分为冷、暖位相(或称为 PDO 冷、暖事件)。在 PDO 暖位相时, 热带中东太平洋异常暖, 北太平洋中部异常冷, 而沿北美西岸却异常暖; 反之, 则为 PDO 冷位相。许多研究揭示出 PDO 对太平洋及北美气候有显著影响[9~12], 与 ENSO 现象类似, 其主要影响形式也是 PNA 型。PDO 对年际变率也有明显的调制作用[13]。对应不同的年代际背景, 年际 ENSO 空间结构、El Niño 发生频率与强度及其特点均表现出显著的差异[14,15]; Gershunov 和 Barnett[16]发现 ENSO 对北美的影响受 PDO 的调制;

* 初稿时间: 2003 年 3 月 3 日; 修改稿时间: 2003 年 7 月 10 日。
资助课题: 国家自然科学基金重点项目(40233028 和 40075017)。

Power 等[17] 指出 ENSO 对澳洲降水的影响依赖于 PDO 的位相。

太平洋海温异常变化与中国区域气候年代际变化之间的关系也是中国学者关注的问题。早在 20 世纪 70 年代末, 王绍武等[18] 利用近 500 年旱涝资料, 指出赤道中太平洋地区年代际变化与中国东部 36 a 旱涝周期关系密切, 从而提出了与海气相互作用有关的旱涝 36 a 周期变化机制。于淑秋等[19] 应用滑动 T 检验法对北太平洋海温年代际跃变进行了研究, 指出在 1976/1977 年海温跃变前中国汛期降水量在东北地区偏少, 华北地区偏多, 长江流域偏少, 华南偏多, 而跃变后则相反。李峰等[20] 分析了东亚夏季风与太平洋 SST 异常的关系, 指出两者之间相互作用存在着年代际变化特征。黄荣辉等[21] 则强调中国夏季降水的年代际变化可能主要是由于 20 世纪 60 年代中期和从 80 年代到 90 年代初赤道中、东太平洋海表温度明显增加, 而 70 年代明显降低所造成。徐建军等[22] 利用模式讨论了不同年代际背景下 ENSO 异常对全球降水特别是亚洲季风降水的影响。

ENSO 是热带太平洋地区年际气候变化中的最强信号, 许多研究都揭示出 ENSO 循环和东亚冬夏季风关系十分密切[23~25], 并且对中国降水具有很大影响[26~28]。黄荣辉等[26] 研究发现 ENSO 处于不同阶段对中国夏季降水有不同的影响, 即当 ENSO 事件处于发展阶段, 中国江淮流域降水偏多, 而黄河流域、华北地区和江南地区降水偏少; 当 ENSO 事件处于衰减阶段, 江淮流域降水偏少, 而黄河流域、华北地区和江南、华南地区的降水可能偏多。

然而正如前所述, 目前国外的学者大多关注 PDO 对太平洋及北美地区天气气候的影响, 而国内的研究则注重寻找若干局部的各关键海区(如热带中东太平洋、西太平洋暖池区、北太平洋黑潮区和中国南海等) 对中国区域气候的影响, 但几乎还没有研究 PDO 作为具有较长周期的覆盖几乎整个太平洋地区的年代际变化现象与东亚大气环流以及中国气候年代际变化之间的关系。以往研究揭示出 ENSO 处于不同阶段对中国可造成不同的年际气候异常, 但都没有考虑这种年际尺度上的相互关系是否会随着 PDO 冷、暖位相的转换而发生改变。作为一种年代际时间尺度上的气候变率强信号, PDO 是否会对与 ENSO 有关的年际气候变率产生调制作用, 目前也还不清楚。

文中利用太平洋年代际振荡指数和 NINO3 指数, 分别对全球海洋和大气分析资料及中国 160 个站降水和气温资料进行回归和相关分析, 揭示 PDO 在海洋中的特征及其与东亚大气环流和中国气候年代际变化的关系; 处于不同阶段的 ENSO 事件对中国年际气候异常有不同的影响, 本文还将分析 PDO 对这种影响的调制作用。

2 资料和方法

文中所用资料包括: Mantua 等[10] 提供的太平洋年代际振荡指数(以下称 PDO 指数), PDO 指数是对北太平洋 20°N 以北的月平均 SST 异常进行经验正交函数分析(EOF) 所得第一模态的时间系数, 当北太平洋中部 SST 异常冷而北美西岸 SST 异常暖, 且北太平洋海平面气压(SLP) 异常低时, 相应的 PDO 指数为正值, 称 PDO 暖位相, 反之 PDO 指数则为负值, 称 PDO 冷位相, 该指数能较好地反映北太平洋大尺度海洋年代际变化特征, 国外许多研究已经用该指数分析过 PDO 与北太平洋及北美等地区气候变率的联系[8, 10~12]; 海洋资料是美国 Maryland 大学的全球海洋同化分析系统(SODA6) 给出的月平均数据集[29], 本文分析所用的海洋变量包括 SST 和 500 m 上层海洋热容量(HC500); 大气资料是 NCAR/NCEP 提供的全球大气再分析资料[30], 选用北半球月平均 SLP, 500 hPa 高度场、850 hPa 温度场和风场资料, 格距为 2.5° × 2.5°; 此外, 还用到中国气象局提供的中国 160 个站月平均降水和气温资料。以上资料的时间均为 1951~1998 年, 共 48 a。

文中利用 PDO 指数分别对海洋和大气各物理量场进行回归分析, 从而得到与 PDO 相对应的各物理量场回归系数空间分布型。在进行回归分析之前, 首先将 PDO 指数和各物理量场都进行滤波, 即滤去年际(8 a 以下) 时间尺度的分量, 仅保留年代际(8 a 以上) 时间尺度的分量。为了除去年际异常中所包含的年代际背景态信息, 在计算 NINO3 指数和中国气温降水距平值时按 PDO 不同的位相来计算, 即以 1976/1977 年 PDO 位相转换期为界, 分 1951~1977 年(处于 PDO 冷位相期间) 和 1978~1998 年(处于 PDO 暖位相期间) 两段时间来分别定义气候平均值, 再分别计算相应的距平值, 然后求 NINO3 指数和中国 160 个站夏季气温降水距平之间的超前滞后相关。

3　太平洋年代际振荡的海洋特征

PDO 指数作为北太平洋 SST 异常的 EOF 第一模态时间系数, 能较好地反映大尺度海洋年代际变化的主要特征。图 1a 给出了 1900~ 2000 年的 PDO 指数, 从图中可看出该指数具有明显的年代际变化, 分别于 1925, 1947 和 1976 年前后发生了显著的突变, 即在过去的 100 a 里 PDO 经历了 3 次位相转变。

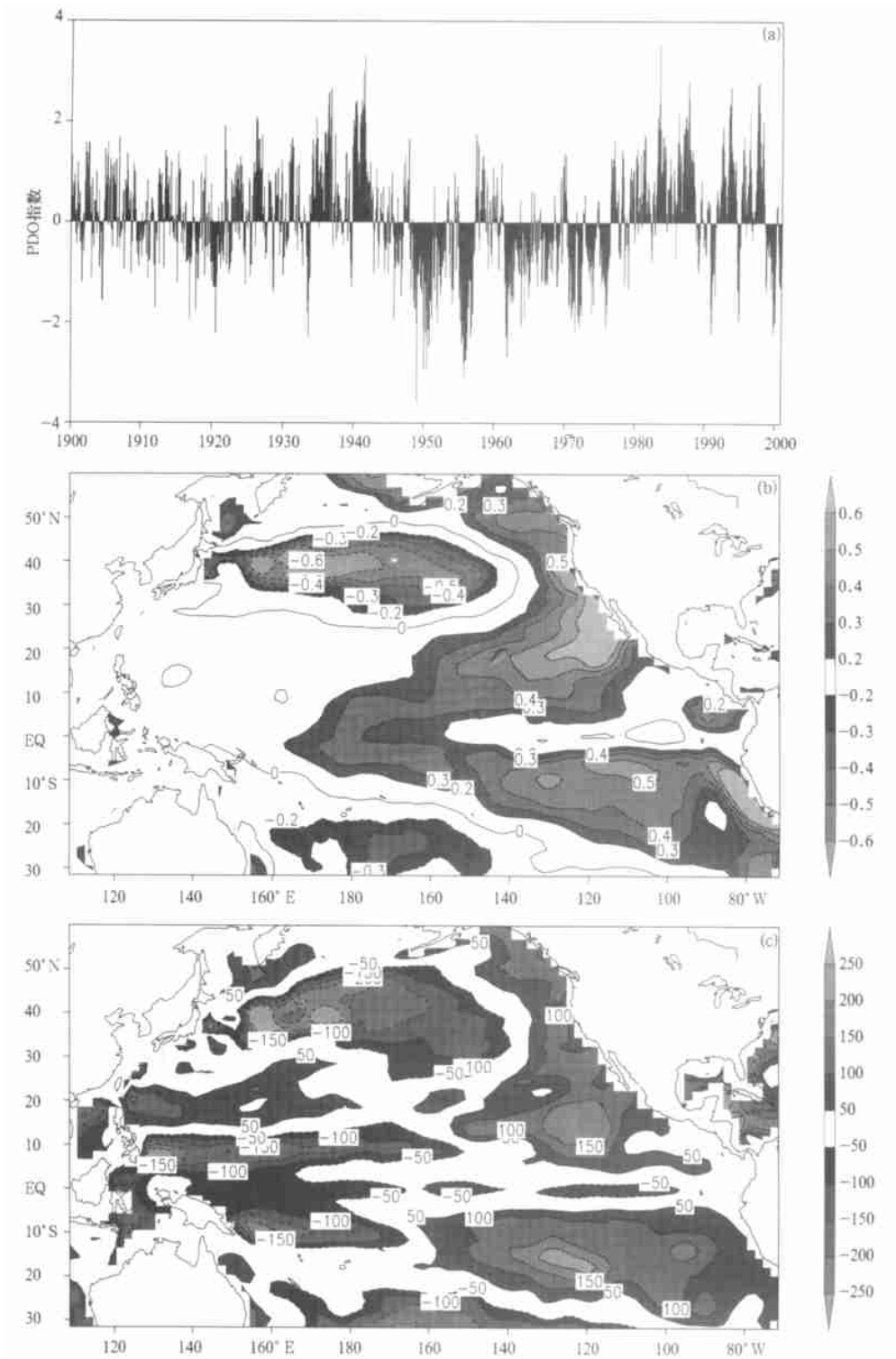

图 1　PDO 指数时间序列(a) 及海表面温度(b) 和上层海洋热容量异常(c) 对 PDO 指数的回归系数分布

为了与所用海洋和大气资料时间一致,选取 1951~1998 年该指数值。图 1b 给出了用 PDO 指数与太平洋 SST 异常年代际变率进行回归分析得到的系数空间分布型,其显著特征是北太平洋中西部 SST 异常与热带中、东太平洋和南、北美西岸 SST 异常呈相反变化。SST 年代际异常在北太平洋地区表现最为明显,最大区域位于 25~ 45°N, 150°E~ 170°W 范围内。北美西岸 SST 异常与北太平洋中部相反,呈狭窄的南北向带状分布,最大中心位于加利福尼亚湾和阿拉斯加湾附近。热带中东太平洋也基本为与北太平洋地区相反的 SST 异常所覆盖,最大中心出现在南美秘鲁沿岸附近,而在 150~ 100°W 的赤道太平洋地区 SST 异常则很弱。热带太平洋东部南北两侧的 SST 异常都与热带中太平洋 SST 异常连成一片,似呈赤道南北对称的特征。南太平洋中部有与北太平洋中部相同的 SST 异常,但范围和强度要小得多,而热带西太平洋几乎无 SST 异常的年代际信号。

为了考察与 PDO 相对应的上层海洋热力状况的变化,对太平洋 500 m 上层海洋热容量(HC500)同样进行回归分析。图 1c 给出了用 PDO 指数回归的太平洋 HC500 年代际变率的空间分布型。与 SST 异常的空间型相类似,HC500 年代际异常在北太平洋中西部与南、北美西岸和热带中东太平洋(赤道地区除外)也是呈相反变化。在 PDO 暖位相期,HC500 在北太平洋中西部异常减小,最大异常区位于日本东部黑潮延伸体,而南、北美西岸和热带中东太平洋 HC500 异常增加,其中在热带中东太平洋,HC500 最大异常区位于 140~ 110°W, 10°S 和 10°N 纬度带附近,近似地关于赤道呈南北对称分布。值得注意的是,对比图 1b 和图 1c 可以看出,在热带西太平洋,SST 的年代际变化表现不明显,而 HC500 的年代际变化却十分显著。在热带西太平洋 HC500 异常减小,而且在几乎整个赤道地区都是负值区,但在西太平洋 15~ 25°N, 120~ 160°E 的副热带地区内,HC500 却是增加的。此外,HC500 在热带西太平洋暖池和热带东太平洋表现出跷跷板式相反变化的现象,这种变化对 ENSO 的年代际变化可能具有重要影响。

4 太平洋年代际振荡与东亚大气环流的关系

PDO 不仅体现在海洋的年代际变率上,而且在大气中也有显著表现。研究表明,与太平洋地区海洋年代际变率相对应的大气异常表现为 PNA 结构,即在 PDO 暖位相,阿留申低压异常降低,而北美西部和副热带太平洋地区气压异常升高,在 PDO 冷位相则正好相反。但以往的研究都只关注到太平洋及北美大气环流的异常,而忽略了与 PDO 相对应的东亚大气环流的异常变化。这里用 PDO 指数对北半球东亚大陆到太平洋区域内的几个代表性大气变量,如海平面气压、500 hPa 高度场、850 hPa 温度和风场等分别按冬季(DJF)和夏季(JJA)进行回归分析,以揭示 PDO 与东亚冬、夏季大气环流之间的可能联系。

4.1 冬 季

图 2 给出了东亚-太平洋地区冬季海平面气压场对 PDO 指数的超前滞后回归系数分布。从同期回归系数分布上可以看出(图 2, lag= 0),在 PDO 暖位相,北太平洋阿留申地区气压异常降低,北美西北部地区大陆高压偏强;在热带太平洋地区,热带西太平洋和澳大利亚东部气压升高,而东南太平洋地区气压降低,这意味着南方涛动指数(SOI)将减小,有利于 El Niño 事件的发生;如在 PDO 冷位相时,则正好相反,有利于 La Nina 事件的发生。这表明 PDO 可成为 ENSO 年际变化的重要背景,并且可对 ENSO 事件起到调制作用。值得注意的是,当阿留申低压异常加强时,在蒙古高原和中国西北地区(35~ 50°N, 70~ 110°E)的大陆高压也异常偏强,而西伯利亚地区的高压异常减弱,并且这种特征在超前或滞后的 4~ 5 a 里表现都很明显。因此,阿留申低压- 蒙古高压具有年代际跷跷板式(Seesaw)同步变化特征,即阿留申低压增强(对应北太平洋中西部 SST 偏冷),则蒙古高压也增强(但东西伯利亚高压减弱),反之亦然。阿留申低压—蒙古高压同步变化可能是 PDO 影响东亚大气环流的重要途径。有意思的是,阿留申低压在超前 PDO 约 6 a 里基本上都是持续异常增强,并在与 PDO 指数同期时达到最强,在增强的过程中其中心是逐渐先向南再向东移动(见图 2, lag= - 6~ 0),这与观测资料揭示的 20 世纪 70 年代中后期阿留申低压增强并南移、偏东是一致的。而在阿留申低压滞后 PDO 指数的 3~ 4 a 里,SLP 的负异常区主要在阿留申以东地区,并且范围和强度明显减小(见图 2, lag= 0~ 6)。这表明与 PDO 相关的北太平洋 SST 异常主要与前期阿留申低压的持续异常有密切关系。当阿留申低压长时间

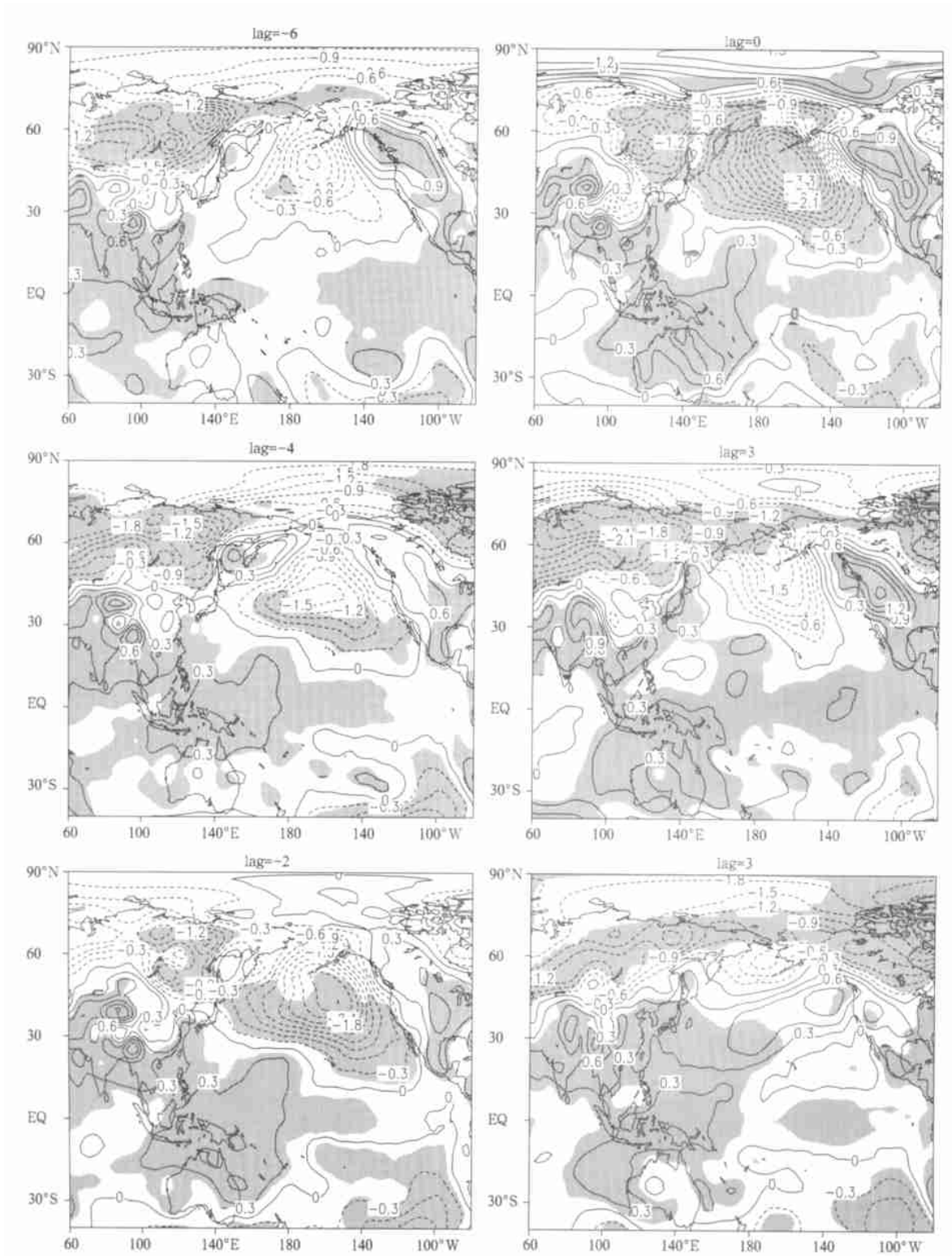

图 2　东亚– 太平洋区域冬季海平面气压场异常对 PDO 指数的超前滞后回归系数分布
(其中" lag" 为正值表示 PDO 指数超前于海平面气压异常变化, 反之则表示滞后,
时间单位为 a, 阴影区表示显著水平超过 95% 信度)

地持续异常偏低时, 在 30~ 40°N 之间的西风将异　　常加强, 通过加快海水向大气释放感热和潜热、向南

的Ekman平流从高纬度输送冷水以及增强下层冷海水混合扰动等过程, 使北太平洋 SST 异常变冷。伴随着阿留申低压的增强和移动, 蒙古高压也异常持续增强, 并自巴尔喀什湖南侧逐渐向东扩展到蒙古高原附近; 西伯利亚高压则持续异常减弱, 位置少变。

图 3a~ c 给出了东亚- 太平洋地区冬季大气几个代表性变量异常对 PDO 指数的同期回归系数分布。在 PDO 暖位相期, 冬季 500 hPa 高度场上(图 3a), 几乎整个北太平洋 30~ 60°N 地区均为负值区,

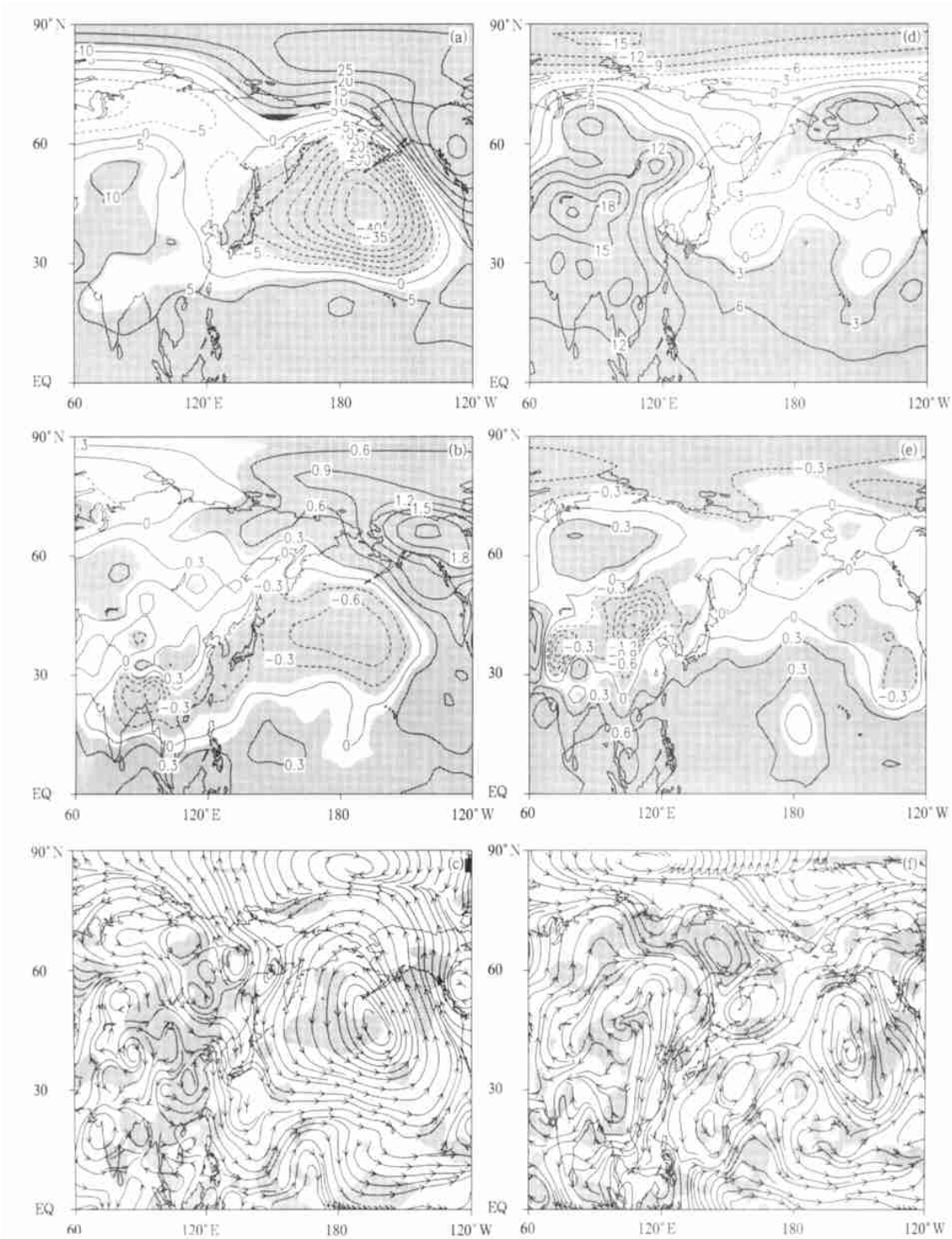

图 3 冬季(a~ c) 和夏季(d~ f) 大气代表性变量异常对 PDO 指数的同期回归系数分布
(a, d. 500 hPa 高度场; b, e. 850 hPa 温度场; c, f. 850 hPa 流场。阴影区表示显著水平超过 95% 信度)

最大中心位于阿留申群岛南侧附近, 表明阿留申低压异常增强, 而印度洋到热带西太平洋为正值区, 太平洋副热带高压明显减弱, 位置偏南。140°E 以东的北极地区到北美西北部也都是较大的正值区, 增幅最大区域位于北美西北部, 对应北美高压增强。从图中可以清楚地看出 PNA 型遥相关正位相时的分布, 其中以阿留申低压和北美西北部的高压表现最为明显。这种分布关系表明, PDO 在冬季 500 hPa 高度场主要表现为 PNA 型遥相关, 这反映出热带太平洋地区与中纬度地区之间存在重要相互作用, 二者通过所谓的"大气桥"作用联系起来。值得注意的是, 在巴尔喀什湖至贝加尔湖南侧为较大的正值区, 对应地面蒙古高压异常增强, 而东西伯利亚地区是弱的负值区, 对应地面西伯利亚高压的减弱。与海平面气压场相似, 500 hPa 高度场也有阿留申低压、西伯利亚高压与蒙古高压呈跷跷板式反相位变化的现象。从日本到中国黄海一带为负值区, 表明东亚大槽有所加强。东亚大陆的这种高空形势有利于沿海地区偏北风的增强而高纬度地区偏西风增强。在冬季 850 hPa 温度场上(图 3b), 北太平洋中部温度明显降低, 对应着 SST 异常偏冷, 而印度洋到热带西太平洋温度显著偏高, 热带东太平洋也为正值区。在东亚大陆上, 中高纬大部分地区均为正值区, 其中巴尔喀什湖以北、东西伯利亚地区以及中国中部和北方大部分地区温度显著偏高, 并且通过了信度检验; 而蒙古高原附近温度偏低, 对应着地面蒙古高压的增强; 印度半岛、中南半岛、中国东南沿海至朝鲜、日本等地区的温度则异常偏低。在冬季 850 hPa 流场上(图 3c), 北太平洋为强大的气旋式环流所控制, 对应着异常增强的阿留申低压。在东亚大陆上, 蒙古高原附近有明显的反气旋式环流中心, 这与蒙古高压异常加强是一致的, 在这个反气旋式环流东侧是来自高纬度地区的异常偏北风, 它将使东亚冬季风增强。西伯利亚地区则存在异常的气旋式环流, 在它与蒙古高原附近的反气旋式环流之间盛行纬向西风。在热带太平洋, 信风减弱, 主要以异常赤道西风为主。

4.2　夏　季

类似地, 下面分析 PDO 与东亚夏季大气环流之间的联系。同样做东亚– 太平洋地区夏季海平面气压场对 PDO 指数的超前或滞后回归(图略), 结果表明夏季 SLP 异常仍然表现为北太平洋和东亚大陆地区呈反相位变化的特征。在 PDO 暖位相期, 北太平洋 SLP 的负异常明显减弱, 而整个东亚大陆均表现为较强的 SLP 正异常。在热带太平洋地区, 热带西太平洋和澳大利亚东部气压升高, 而东南太平洋地区气压降低, 这与冬季的特征相似, 表明与 PDO 有关的热带地区大气环流异常的季节变化比较小。

与海平面气压场相类似, 在 PDO 暖位相期, 夏季 500 hPa 高度场上(图 3d), 北太平洋中西部为负异常区, 但强度和范围明显比冬季大为减小, 西太平洋副热带高压位置偏南。在东亚大陆表现为明显的位势高度正异常, 最大中心位于巴尔喀什湖至贝加尔湖一带, 这意味着巴尔喀什湖附近的高空槽将减弱, 那里的异常高空脊有利于引导西北气流侵袭中国大陆; 在夏季 850 hPa 温度场上(图 3e), 北太平洋中东部温度偏低, 而除热带中太平洋部分地区以外, 从热带印度洋至热带太平洋大部分地区温度都偏高。在东亚大陆上, 高纬西伯利亚地区温度偏高, 而巴尔喀什湖至贝加尔湖以南的中纬度地区温度偏低, 从印度半岛、中南半岛至中国华南沿海地区温度偏高。在夏季 850 hPa 流场上(图 3f), 北太平洋地区(35°N, 155°E) 和(40°N, 165°W) 附近有两个气旋式环流中心; 在热带太平洋, 仍然表现为信风减弱, 主要以异常赤道西风为主, 而且比冬季更为明显; 在东亚大陆上, 贝加尔湖畔侧有异常强的反气旋式环流, 中心位于(45°N, 105°E) 附近; 受其影响, 整个东亚大陆东部均为异常偏北气流, 同时中南半岛附近越赤道气流偏弱, 西南季风气流也减弱, 从而使东亚夏季风偏弱, 这种环流形势与该地区 SLP 和 500 hPa 位势高度异常偏高相一致。

5　太平洋年代际振荡与中国气候年代际变化的关系

PDO 是一种年代到年代际时间尺度上的气候变率强信号, 它是叠加在长期气候趋势变化上的扰动, 可直接造成太平洋及其周边地区(包括中国) 气候的年代际变化。为了揭示 PDO 与中国气候年代际变化的关系, 利用中国大陆 160 个站 48 a(1951~1998 年) 的气温和降水资料, 对 PDO 指数进行回归分析。考虑到中国气温和降水变化的季节性比较明显, 这里仍按冬、夏季分别讨论。

5.1　冬　季

图 4a, b 分别给出了根据 PDO 指数回归的中国大陆冬季降水和气温异常分布。由图 4a 可见, 在 PDO 暖位相期, 中国大部分地区冬季降水偏少, 其

中东北、华北、江淮以及长江流域大部分地区降水显著异常偏少, 超过了信度检验。这主要是由于冬季蒙古高压异常偏高, 东亚冬季风偏强, 使中国大部地区受西北气流影响(见图 3a, c), 不利于降水的产生。

由图 4b 可见, 在 PDO 暖位相期, 东北、华北和西北地区的气温都异常显著偏高, 而西南地区和华南地区的气温却偏低。不少研究发现近十几年来中国北方地区冬季增温显著, 暖冬现象发生频繁, 而西南和华南地区的增暖却不明显, 甚至有变冷趋势, 这与本文的结果是一致的, 表明这种气候异常很可能与 PDO 有着密切关系。注意到在 850 hPa 温度场上(见图 3b), 也表现为中国北方大部分地区温度偏高, 而西南、华南地区温度偏低, 因此造成中国冬季气温“北暖南冷”型年代际变化与 PDO 引起的东亚地区大气环流异常有很大关系。

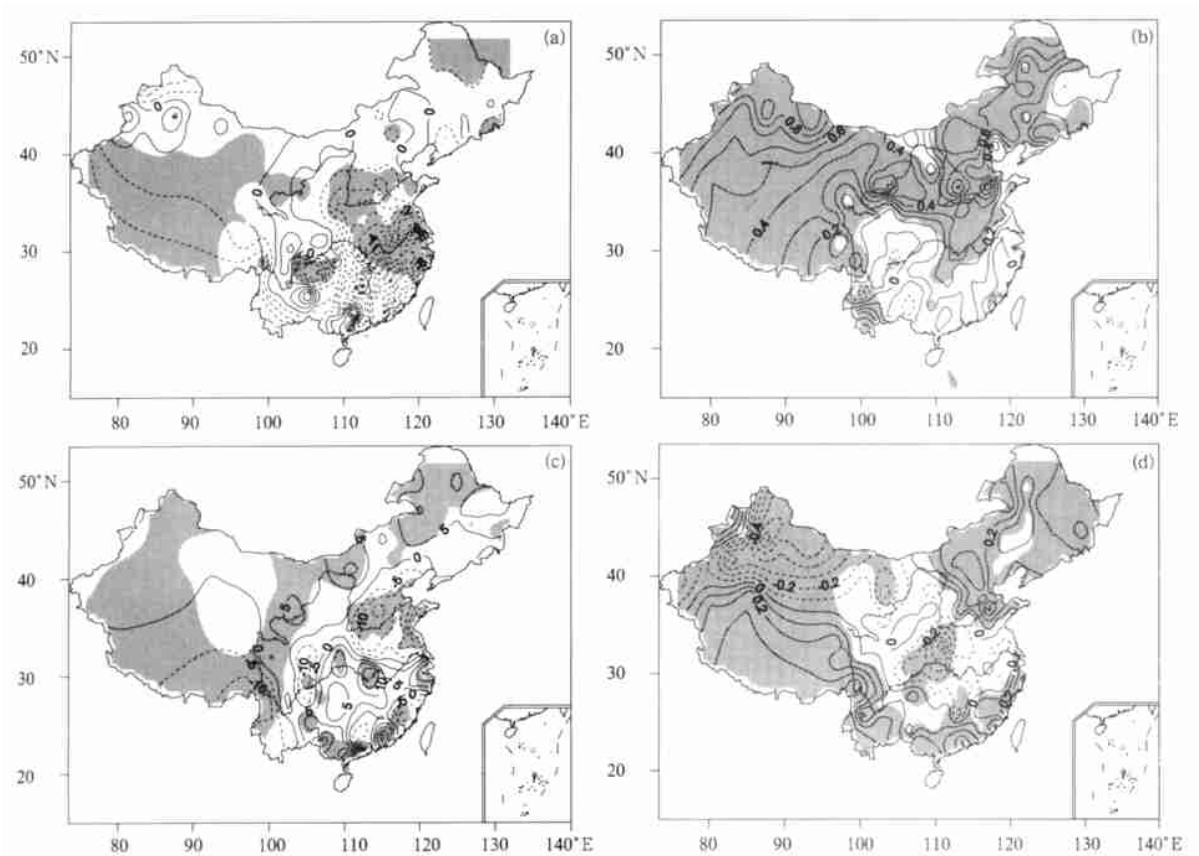

图 4 根据 PDO 指数回归的中国 160 个站冬季(a, b) 和夏季(c, d) 降水和气温异常分布
(a, c. 降水, b, d. 气温; 阴影区表示显著水平超过 95% 信度)

5.2 夏 季

图 4c, d 分别给出了根据 PDO 指数回归的中国大陆夏季降水和气温异常分布。由图 4c 可见, 在 PDO 暖位相期, 东北和西北地区的降水偏多, 而华北地区、长江上游和福建沿海部分地区的降水异常偏少, 其中以华北地区降水偏少最为显著, 这与许多研究揭示的近二十几年来华北地区降水年代际异常偏少, 呈现出干旱化趋势的特征相一致。长江中下游地区降水却异常偏多, 表明该地区降水有年代际偏多的现象。此外, 华南南部地区的降水也表现为异常偏多。值得注意的是, 华北地区降水异常偏少而长江中下游地区和华南南部地区降水却异常偏多, 形成了类似于“北旱南涝”的降水异常分布型, 而 PDO 是造成中国夏季降水这种年代际气候异常的重要原因。注意到在图 3d, f 中, 西太平洋副热带高压位置偏南, 而在东亚大陆上, 贝加尔湖至巴尔喀什湖南侧一带位势高度异常增加, 巴尔喀什湖的高空槽将减弱, 那里的异常高空脊将使对流层上层有系统性的西北气流, 加上蒙古高原和中国西北地区气压异常偏高, 850 hPa 流场为较强的异常偏北风, 引

起东亚夏季风减弱, 来自孟加拉湾、南海及西太平洋的大量水汽被输送到华南和长江中下游地区, 而输送到华北地区的水汽大为减弱, 从而造成华北地区夏季降水异常偏少, 而长江中下游和华南地区降水却显著偏多。李崇银等[31] 曾就引起中国气候年代际变化的北半球大气环流形势进行了对比分析, 其结果与本文的结果具有一致性。因此, 李崇银等[31] 所揭示的影响中国近 50 年来气候年代际变化的北半球大气环流形势异常实际上与 PDO 有着十分紧密的联系。这种大气环流形势变化与 PDO 之间是如何相互影响、相互作用的, 仍需今后进一步深入研究。

由图 4d 可见, 在 PDO 暖位相期, 东北和华北地区的气温都显著偏高, 而西北地区气温却异常偏低; 西南和长江中下游地区的气温也异常偏低, 其中以西南地区偏低最大, 这与以往研究所发现的西南地区的气温在 20 世纪 70 年代末以后异常偏冷是一致的[31]。东南和华南沿海地区的气温则异常偏高。考察图 3e, 可看出 850 hPa 温度场也有类似的分布特征。

6　太平洋年代际振荡对 ENSO 影响中国夏季年际气候异常的调制作用

以上分析了 PDO 作为年代际时间尺度上的气候变率强信号对东亚大气环流和中国气候年代际变化的直接影响。PDO 还是年际变率的重要背景, 对年际变化(如 ENSO 及其影响) 可能具有重要的调制作用。许多研究表明 ENSO 事件可对中国气候造成严重影响, 但这种关系似乎并不稳定, 其中 PDO 的调制作用很可能是重要因素之一。充分认识 PDO 与受 ENSO 影响的中国气候年际变率之间的联系规律, 对于提高中国短期气候预测水平将是十分有意义的。由于 ENSO 对中国夏季年际气候异常的影响更为明显, 这里只分析夏季的情形。

用 NINO3 区海温异常的时间演变可以较好地描述 ENSO 循环的位相演变, 因此选用 NINO3 指数来描述 ENSO 事件。由于按 1951~ 1998 年整个时段定义气候平均态来求距平值时就已经包含了与 PDO 有关的年代际背景态变化的信息, 因此有必要将年代际背景态变化的信息从与 ENSO 有关的年际异常中分离出来。本文按 PDO 冷、暖位相期分 1951~ 1977 年和 1978~ 1998 年两段时间来分别定义气候平均值来计算 NINO3 指数和中国 160 个站气温和降水距平值及其相关关系。ENSO 具有季节锁相性, 即 ENSO 事件一般从春季开始发展, 秋冬季达到成熟, 次年夏季衰亡, 与之相对应的大气异常响应是不同的, 因而对中国气候影响的区域和程度也会有所不同。本文用冬季(DJF) NINO3 指数和前期夏季(JJA) 中国 160 个站气温、降水之间的相关来表征 ENSO 处于发展阶段时对中国夏季气候异常的影响, 而用冬季 NINO3 指数和后期夏季中国 160 个站气温、降水之间的相关来表征 ENSO 处于衰减阶段时对中国夏季气候异常的影响, 由此揭示在 PDO 冷、暖位相下处于不同阶段的 ENSO 事件与中国夏季年际气候异常的关系。

6.1　ENSO 事件处于发展阶段

图 5a, c 分别给出了在 PDO 冷、暖位相下冬季 NINO3 指数和前期夏季中国降水的相关系数分布。在 PDO 冷位相期, 处于发展阶段的 ENSO 事件对中国夏季降水的影响总体上并不显著, 除东北、江淮、华南沿海和西北地区降水偏多以外, 其他大部分地区降水偏少, 但大多都没有通过 95% 显著水平的统计信度检验(图 5a)。而在 PDO 暖位相期, 处于发展阶段的 ENSO 事件与中国东北、华北地区降水均为负相关, 其中华北地区出现大片超过 95% 显著水平的负相关区, 表明华北地区夏季降水显著偏少(图 5c), 这与许多研究所揭示的近二十多年来在 El Niño 发展阶段华北地区降水异常减少的结果相一致。另外, 在华南地区则出现大范围超过信度检验的正相关区, 说明华南地区降水异常增多。

图 5b, d 分别给出在 PDO 冷、暖位相期冬季 NINO3 指数和前期夏季中国气温的相关系数分布。在 PDO 冷位相期, 处于发展阶段的 ENSO 事件对中国夏季气温的影响主要表现为东北地区明显异常偏冷(图 5b), 这一结果与 20 世纪 80 年代以前东北地区在 ENSO 事件发展阶段多次出现夏季低温冷害的事实相符。而在 PDO 暖位相期, ENSO 处于发展阶段时, 东北、华北地区却变得异常偏暖(图 5d), 这与该地区降水异常偏少相一致(图 5c); 在华南地区气温却异常偏冷, 这与华南降水异常增多相对应。

以上分析表明, 在 PDO 冷、暖不同的位相期, 处于发展阶段的 ENSO 事件与中国夏季降水和气温的年际相关关系都发生了明显变化。

6.2　ENSO 事件处于衰减阶段

图 6a, c 分别给出了在 PDO 冷、暖位相期冬季 NINO3 指数和后期夏季中国降水的相关系数分布。

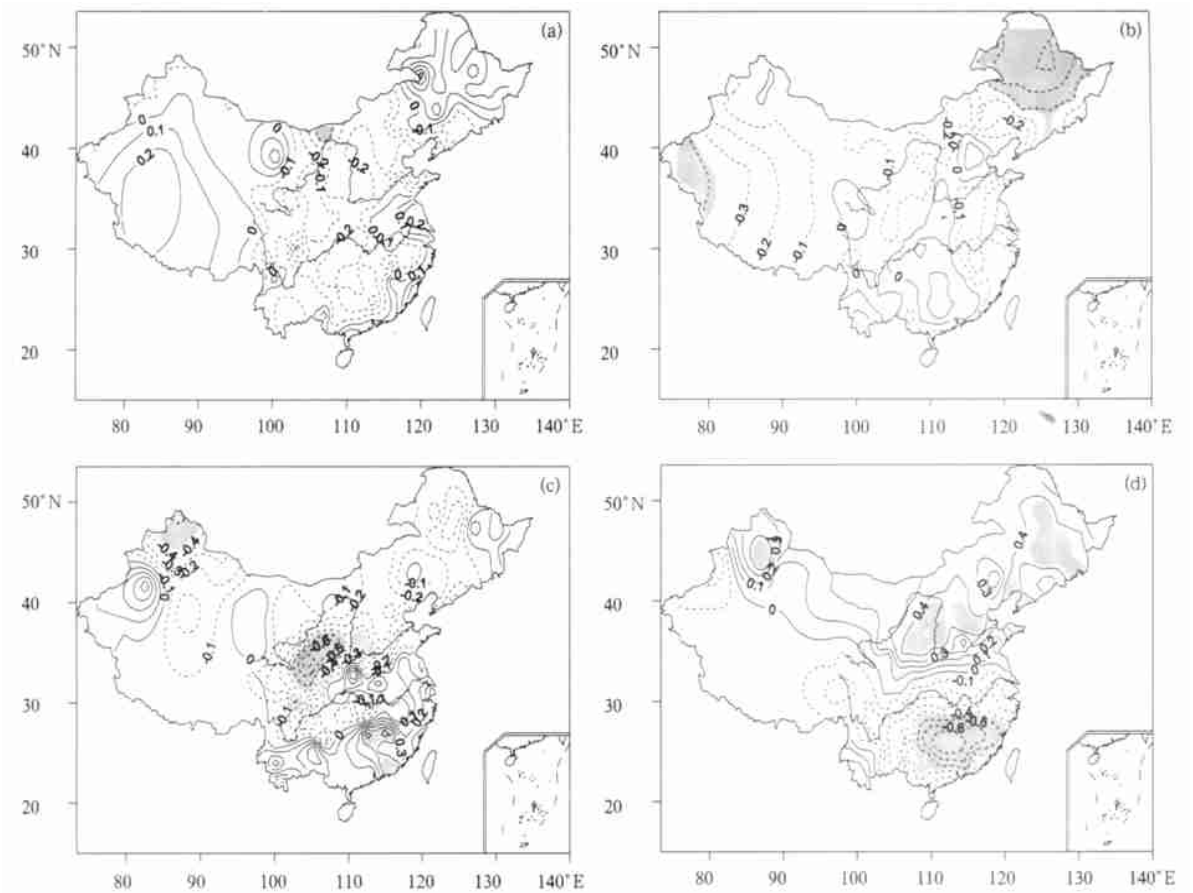

图 5 ENSO 发展阶段冬季 NINO3 指数与前期夏季中国降水(a, c)和气温(b, d)距平的相关系数分布
(a, b. 在 PDO 冷位相期, c, d. 在 PDO 暖位相期; 阴影区表示显著水平超过 95% 信度)

在 PDO 冷位相期, 处于衰减阶段的 ENSO 事件对中国夏季降水影响主要表现为长江流域降水偏多, 其中以长江中游地区最为显著; 江淮地区降水则明显偏少, 华北地区有偏多的趋势(图 6a)。而在 PDO 暖位相期, 超过 95% 信度统计检验的正相关区域从长江中游地区一直扩展到下游地区, 表明 ENSO 处于衰减阶段时长江流域大部分地区降水明显异常偏多, 这与 20 世纪 80 年代后期以来, 在 El Niño 事件发生后的第 2 年, 中国长江流域往往容易发生全流域、大范围的洪涝灾害(尤其以 1998 年夏季最为严重) 的事实相一致。值得注意的是, 江淮地区由 PDO 冷位相期降水偏少转变为 PDO 暖位相期降水偏多, 而华北地区则由降水偏多转变为降水偏少(图 6c)。由此可见, 处于衰减阶段的 ENSO 事件与江淮和华北地区夏季降水的年际相关关系随着 PDO 冷、暖位相的转换而发生了相反的改变。

图 6b, d 分别给出了在 PDO 冷、暖位相期冬季 NINO3 指数和后期夏季中国气温的相关系数分布。在 PDO 冷位相期, 处于衰减阶段的 ENSO 事件对中国夏季气温的影响总体上不明显, 除了东北东部地区显著偏暖以外, 中国大部分地区相关系数都没有通过 95% 信度检验(图 6b)。而在 PDO 暖位相期, ENSO 事件处于衰减阶段时, 云贵高原和华南地区变得显著异常偏暖, 东北东部原来的偏暖现象也变得不明显了(图 6d)。

由上所述, 随着 PDO 冷、暖位相的转换, 处于衰减阶段的 ENSO 事件与中国夏季降水和气温的年际相关关系也都相应地发生了显著改变。

6.3 PDO 的调制作用

以上分析清楚地表明, 在 PDO 冷、暖不同位相期, 处于发展和衰减阶段的 ENSO 事件和中国夏季降水气温异常的年际相关关系都发生了变化。因此, ENSO 事件对中国夏季气候异常影响的性质、程度和区域都与 PDO 处于什么样的位相密切相关。如果将 PDO 与中国夏季气候年代际变化的直接联系(图 4c, d) 以及在 PDO 冷、暖位相期时处于不同

阶段的 ENSO 事件与中国夏季气温降水年际相关关系的变化(图 5, 6) 结合起来仔细分析, 可从以下几个方面看出 PDO 对 ENSO 影响中国夏季气候异常的调制作用:　　《气象学报》编辑部

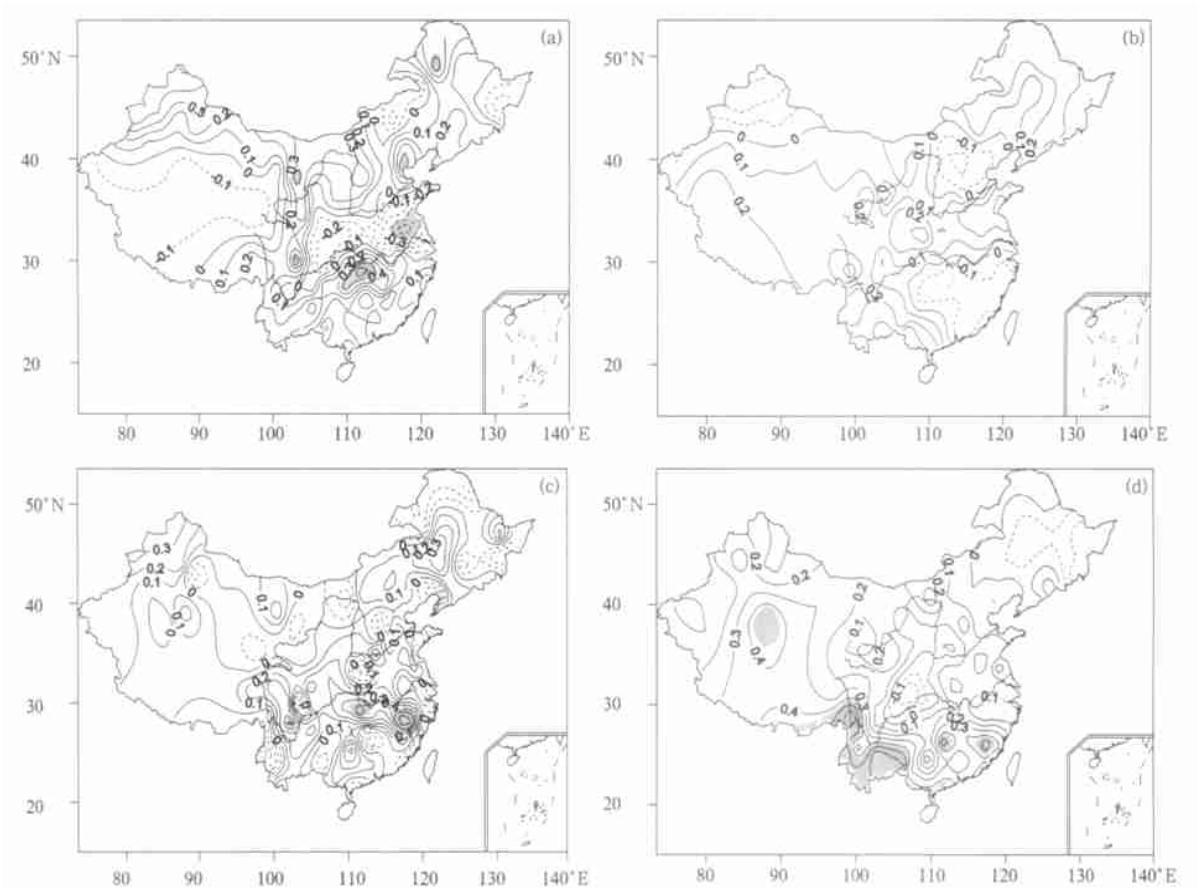

图 6　ENSO 衰减阶段冬季 NINO3 指数与后期夏季中国降水(a, c) 和降水(b, d) 距平的相关系数分布
(a, b. PDO 冷位相期, c, d. PDO 暖位相期; 阴影区表示显著水平超过 95% 信度)

(1) 对东北地区夏季低温的调制。以往研究指出, 在 ENSO 发展阶段, 东北地区容易出现夏季低温冷害现象, 但这种气候异常在近十几年来发生频率明显减少[32]。本文研究表明这种变化很可能是由于 PDO 的调制作用所造成的。比较图 4d 和图 5b, d 可看出, 在年代际时间尺度上, PDO 由冷位相转换为暖位相后, 将使得中国东北和华北地区夏季气温异常偏暖, 因此在这种与 PDO 有关的年代际暖背景调制作用下, ENSO 发展阶段对东北夏季气温的影响由偏冷转变为偏暖, 低温现象不再显著。对于华北地区的气温也有类似现象。

(2) 对华北地区夏季降水的调制。黄荣辉等[26]研究发现, 在 ENSO 发展阶段, 华北地区降水往往偏少, 但本文研究则表明华北地区降水偏少的程度与 PDO 的位相密切相关。对比图 4c 和图 5a, c 可见, 在 PDO 暖位相期, 整个华北地区降水的年代际变化都有偏少的趋势, 而在 PDO 冷位相则正好相反; 注意到当 ENSO 处于发展阶段时, 华北地区降水的年际变化也表现为偏少, 因此, 在 PDO 的暖位相期, 处于发展阶段的 ENSO 事件造成的华北地区降水异常偏少的现象将变得更加严重(图 5c) , 而在 PDO 的冷位相期, 这种关系则表现得不太明显(图 5a) 。此外, PDO 的这种调制作用还体现在处于衰减阶段的 ENSO 事件对华北地区降水的影响中。在 PDO 冷位相期, 由处于衰减阶段的 ENSO 引起华北地区降水异常偏多(图 6a) , 而在 PDO 暖位相期, 降水却变为异常偏少(图 6c) , 这种年际相关关系的转变和 PDO 位相转换所造成的华北地区夏季降水年代际变化是一致的(图 4c) 。

(3) 对华南地区夏季降水的调制。过去的研究指出, 在 ENSO 发展阶段, 华南地区降水一般是偏少[26], 但本文研究表明这种关系是随 PDO 位相的

转换而发生变化的。对比图 4c 和图 5a, c 可见, 在 PDO 暖位相期, 华南南部地区夏季降水在年代际时间尺度上是异常偏多的(图 4c) , 而在 PDO 冷位相期则相反; 因此在 PDO 冷位相期, 处于发展阶段的 ENSO 事件往往造成华南地区降水偏少(图 5a) , 这与以往研究结果相同, 而在 PDO 暖位相期, 处于发展阶段的 ENSO 事件却导致华南降水变得异常偏多(图 5c) 。因此, 发展阶段的 ENSO 事件对华南降水的影响明显受到 PDO 的调制。

(4) 对长江流域和淮河地区夏季降水的调制。以往研究表明, 在 ENSO 衰减阶段, 沿长江流域以南地区降水往往偏多, 而淮河地区降水偏少, 但本文分析表明这种关系也与 PDO 的位相有着密切联系。对比图 4c 和图 6a, c 可见, 在 PDO 暖位相期, 长江中下游地区降水年代际异常增多, 因此随着 PDO 从冷位相转换为暖位相, ENSO 衰减阶段长江流域降水异常偏多变得更为显著(图 6a, c) , 而淮河地区降水从偏少变为正常, 甚至有偏多的趋势。

7 结论与讨论

本文首先揭示了 PDO 在海洋中的特征及其与冬、夏季东亚大气环流和中国气候年代际变化的关系, 然后分析了处于不同阶段的 ENSO 事件对中国夏季年际气候异常的不同影响以及 PDO 对这种影响的调制作用。主要结论如下:

(1) PDO 的海洋特征表现为: SST 年代际信号在北太平洋地区表现最为明显, 北太平洋中西部 SST 异常与热带中东太平洋和南、北美西岸 SST 异常呈相反变化, 在热带中东太平洋的最大异常区近似地关于赤道呈南北对称分布。上层海洋热容量的年代际信号也有上述特点, 此外热带西太平洋暖池和热带东太平洋上层海洋热容量呈相反变化, 这可能对 ENSO 年代际变化具有重要影响。

(2) PDO 与冬、夏季东亚大气环流之间有密切联系。对应于 PDO 暖位相期, 冬季, 海平面气压场上阿留申低压和蒙古高压具有年代际“跷跷板”同步变化特征, 即阿留申低压增强(对应北太平洋中西部 SST 偏冷) , 则蒙古高压也增强(但东西伯利亚高压减弱) ; 在 500 hPa 高度场上也具有上述特征, 并且还表现出明显的 PNA 型遥相关; 在 850 hPa 流场上, 北太平洋为强大的气旋式异常环流所控制, 东亚大陆蒙古高原附近有明显的反气旋式环流中心。夏季, 北太平洋 SLP 的负异常明显减弱, 而整个东亚大陆均表现为较强的 SLP 正异常; 500 hPa 高度场上, 巴尔喀什湖附近的高空槽减弱, 西太平洋副热带高压位置偏南; 850 hPa 流场上, 东亚大陆东部有较强异常偏北气流, 东亚夏季风偏弱, 在热带太平洋, 信风减弱, 赤道西风增强。对应于 PDO 冷位相, 则与上述形势相反。

(3) PDO 与中国气候年代际变化存在密切联系。对应于 PDO 暖位相期, 冬季, 中国东北、华北、江淮以及长江流域大部分地区降水偏少, 东北、华北和西北地区气温异常显著偏高, 而西南和华南地区气温却偏低。夏季, 华北地区降水异常偏少而长江中下游、华南南部、东北和西北地区降水却异常偏多; 东北、华北及华南地区气温都显著偏高, 而西北、西南和长江中下游地区的气温则异常偏低。对应 PDO 冷位相, 则与上述相反。与 PDO 有关的中国气候年代际变化和 PDO 引起的东亚地区大气环流异常之间有着直接联系。

(4) 处于不同阶段的 ENSO 事件对中国夏季气候异常有不同的影响, 而 PDO 对这种影响具有明显的调制作用。在 PDO 冷位相期, 当 ENSO 事件处于发展阶段, 华南地区夏季降水偏少, 东北地区夏季多低温, 在其衰减阶段, 华北地区和长江流域降水偏多, 淮河地区降水偏少; 而在 PDO 暖位相期, 当 ENSO 事件处于发展阶段, 华南地区降水变为异常偏多, 而华北地区降水异常偏少, 东北低温不再显著, 在其衰减阶段, 华北地区降水变为偏少, 长江流域降水更加异常偏多, 淮河地区则趋于正常。

本文研究表明, 太平洋年代际振荡作为一种年代到年代际时间尺度上的气候变率强信号, 它既是叠加在长期气候趋势变化上的扰动, 可直接造成太平洋及其周边地区(包括中国) 气候的年代际变化; 它又是年际变率的重要背景, 对年际变化(如 ENSO 及其影响) 具有重要的调制作用, 可导致年际 ENSO 和中国夏季年际气候异常关系的不稳定性(或年代际改变) 。因此, 充分认识这一现象的特征、形成机制及其与中国气候变化的联系规律, 对于理解中国气候年代际变化的成因是有重要意义的。本文主要就 PDO 与中国气候年代际变化的关系、处于不同阶段的 ENSO 事件对中国气候的不同影响以及 PDO 对这种影响的调制作用作了统计分析, 但其中的物理机制及其与东亚大气环流变化的可能联系规律仍需利用模式数值模拟等方法做进一步深入研究。

致谢: 感谢美国华盛顿大学 Mantua 博士提供了太平洋年代际振荡指数。

参考文献

1 WCRP. CLIVAR- A Study on Climate Variability and Predictability- Science Plan. WCRP No. 89, WMO/TD No. 690, Geneva, 1995

2 李崇银. 气候动力学引论(第二版). 北京: 气象出版社, 2000. 515pp

3 王绍武. 现代气候学研究进展. 北京: 气象出版社, 2001. 458pp

4 Namias J, Yuan X, Cayan D R. Persistence of North Pacific sea surface temperature and atmospheric flow patterns. J Climate, 1988, 1: 682~703

5 Trenberth K E. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. Bull Amer Meteor Soc, 1990, 71: 988~ 993

6 Miller A J, Cayan D R, Barnett T P, et al. The 1976- 1977 climate shift of the Pacific Ocean. Oceanography, 1994, 7: 21~ 26

7 Nakamura H, Lin G, Yamagata T. Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades. Bull Amer Meteor Soc, 1997, 98: 2215~ 2225

8 Hare S R, Mantua N J. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. Progress in Oceanography, 2000, 47: 103~ 145

9 Zhang Y, Wallace J M, Battisti D S. ENSO- like interdecadal variability: 1900- 93. J Climate, 1997, 10: 1004~ 1020

10 Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. Bull Amer Meteor Soc, 1997, 78: 1069~ 1079

11 Latif M, Barnett T P. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. J Climate, 1996, 9: 2407~ 2423

12 Bond N A, Harrison D E. The Pacific Decadal Oscillation, air-sea interaction and central north Pacific winter atmospheric regimes. Geophys Res Lett, 2000, 27(5): 731~ 734

13 Minobe S, Mantua N J. Interdecadal modulation of interannual atmospheric and oceanic variability over the North Pacific. Progress in Oceanography, 1999, 43: 163~ 192

14 Trenberth K E, Hoar T J. The 1990- 1995 El Niño- Southern Oscillation event: Longest on record. Geophys Res Lett, 1996, 23: 57~ 60

15 Wang B. Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. J Climate, 1995, 8: 267~ 285

16 Gershunov A, Barnett T P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnection. Bull Amer Meteor Soc, 1998, 79: 2715~ 2725

17 Power S, Casey T, Folland C, et al. Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia. Climate Dyn, 1999, 15: 319~ 324

18 王绍武, 赵宗慈. 中国旱涝36年周期及其产生机制. 气象学报, 1979, 37(1): 64~ 73

19 于淑秋, 林学椿. 北太平洋海温的气候跃变及其对中国汛期降水影响. 热带气象学报, 1997, 13(3): 265~ 275

20 李峰, 何金海. 北太平洋海温异常与东亚夏季风相互作用的年代际变化. 热带气象学报, 2000, 16(3): 260~ 271

21 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 中国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势. 高原气象, 1999, 18(4): 465~ 476

22 徐建军, 朱乾根. ENSO及其年代际异常对全球及亚洲季风降水影响的数值研究. 气象学报, 1999, 57(3): 302~ 315

23 李崇银. 频繁的强东亚大槽活动与 El Niño 的发生. 中国科学(B 辑), 1988, 6: 677~ 674

24 陶诗言, 张庆云. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应. 大气科学, 1998, 22(4): 399~ 407

25 杨修群, 谢倩, 黄士松. 全球大气/热带太平洋耦合模式中由 ENSO 增暖引起的全球大气环流异常. 大气科学, 1996, 20(2): 129~ 137

26 Huang Ronghui, Wu Yifang. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. Adv Atmos Sci, 1989, 6: 21~ 32

27 Zhang Renhe, Sumi A, Kimoto M. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China. Adv Atmos Sci, 1999, 16: 229~241

28 金祖辉, 陶诗言. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究. 大气科学, 1999, 23(6): 664~ 672

29 Carton J A, et al. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950- 95. J Phys Oceanogr, 2000, 30: 294~ 326

30 Kalnay E, et al. The NCEP/NCAR 40- year reanalysis project. Bull Amer Meteoro Soc, 1996, 77: 437~ 471

31 李崇银, 李桂龙, 龙振夏. 中国气候年代际变化的大气环流形势对比分析. 应用气象学报, 1999, 10(增刊): 1~ 8

32 郑维忠, 倪允琪. 热带和中纬太平洋海温异常对东北夏季低温冷害影响的诊断分析研究. 应用气象学报, 1999, 10(4): 394~ 401

RELATIONSHIPS BETWEEN PACIFIC DECADAL OSCILLATION (PDO) AND CLIMATE VARIABILITIES IN CHINA

Zhu Yimin Yang Xiuqun

(Institute of Severe Weather and Climate, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract

Relationships between Pacific Decadal Oscillation (PDO) and atmospheric circulation in East Asia and climate variabilities in China are investigated by using statistical method. The regression coefficients upon the PDO index time series during period 1951~ 1998 are computed for a number of related oceanic and atmospheric variables and the observed surface air temperature and precipitation at 160 stations in China. The results exhibit that the relationships are significantly remarkable. It is considered that the PDO is in its warm phase, i. e., negative SST anomaly in the North Pacific and positive anomaly in the center to eastern tropical Pacific. Accordingly, during winter, Aleutian Low tends to be much lower than normal while Mongolian High appears much stronger (but Siberian High is weaker). Associated with this, northeastern, northern China and Yangtze River valley are drier; northwestern, northeastern and northern China are warmer while southwestern China is cooler. During summer, the negative SLP anomalies are much weaker in North Pacific while positive ones are enhanced over East Asia, together with a reduced East Asian summer monsoon, a southward shifted Western Pacific Subtropical High and a reduced equatorial trade wind. Resultantly, northern China is much drier while Yangtze River valley and southern, northeastern and northwestern China are wetter; northeastern, northern and southern China are warmer while northwestern and southwestern China and Yangtze River valley are cooler. It is vice versa during the PDO cool phase. It is also found that PDO can modulate the impact of ENSO events on summer climate variability in China. During the PDO cool phase, the onset of an El Niño event acts as to dry southern China and cool northeast China, while the decaying of an El Niño event acts to wet northern China and Yangtze River valley and dry Huai River valley. During the PDO warm phase, however, the onset of an El Niño event coincides with wet southern China, dry northern China and warm northeast China, while the decaying of an El Niño event coincides with dry northern China, increasingly wet Yangtze River valley and normal Huai River valley.

Key words: Pacific decadal oscillation, Climate variability, ENSO.