科学通报 2010 年 第 55 卷 第 6 期：483 ~ 489
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

夏季青藏高原与其东部平原的热力差异对中国降水的影响

朱艳峰[①], 张博[②], 陈隆勋[②]

① 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081;
② 中国气象科学研究院, 北京 100081
E-mail: zhuyf@cma.gov.cn

2009-03-04 收稿, 2009-08-14 接受
国家自然科学基金面上项目(批准号：40505014, 90711003)和财政部/科技部公益类行业专项(编号: GYHY200706010)资助

摘要 亚洲东部存在二级热力差, 即高原-平原和大陆-海洋的热力差. 现有研究中讨论大陆-海洋热力差异变化对中国东部地区降水影响的工作很多, 而讨论高原与其东部平原热力差异对中国夏季降水影响的工作很少. 为此, 本文利用 1951~2007 年 NCEP 再分析资料和中国 160 站降水资料, 以 500 hPa 高原地区(27.5°~40°N, 80°~100°E)平均温度和平原地区(27.5°~40°N, 110°~120°E)平均温度之差近似表示高原和平原的热力差, 并将其作为东亚副热带地区高原和平原热力差指数, 探讨夏季高原-平原热力差异与东亚大气环流和中国降水的关系. 诊断分析和数值模拟结果表明：夏季高原-平原热力差异变化和中国西部 90°~110°E 地区夏季降水有显著相关. 高原-平原温差的高指数年表示高原-平原温差加大, 高原上空的热低压加强, 西北太平洋副热带高压位置偏南, 这往往对应着 90°~110°E 地区的南涝北旱, 低指数年则反之. 近 57 年来, 高原-大陆温差指数变化表现出显著的上升趋势和波动特点, 与此相应, 中国 90°~110°E 地区也经历了由北涝南旱向南涝北旱变化的过程. 这些结果为加深认识亚洲东部特殊地理环境造成的二级热力差异对中国夏季降水年代际变化的影响也具有参考意义.

关键词
青藏高原
平原
热力差
降水年代际变化
夏季

东亚地区东临太平洋, 由于海陆热力差异的季节变化, 使得东亚地区成为著名的季风气候区, 而中国位于东亚季风区内, 夏季的降水异常与东亚夏季风活动密切相关[1]. 考虑到海陆热力差异的季节变化是东亚季风的主要推动力之一, 研究者们根据东亚大陆和太平洋的热力差异特点, 定义了各种海陆热力差异指数, 并分析其与中国夏季降水的关系. 如一些研究者利用海洋与大陆之间的海平面气压梯度来表示海陆热力差异, 并定义为东亚夏季风指数[2,3]. 而孙秀荣等人[4]则直接利用中国东部地区的地表温度和海表温度差异定义了东亚夏季风指数. 研究表明东亚大陆-西太平洋的热力差异与我国东部地区的夏季降水有较好的关联[2~4], 但是这类指数对中国西部(110°E 或 105°E 以西)降水异常却较少有指示意义.

位于中国西部的青藏高原对大气的加热(或冷却)作用, 会使得其上空的大气与周围自由大气产生热力差异, 并且这种热力差异有季节变化, 由此产生的气流场增加了东亚季风的复杂性. 关于青藏高原的热力异常对中国夏季降水的影响已得到很多研究证实. 如研究表明夏季高原热源变化会对江淮流域[5~8]和华北[9]等地的降水异常产生影响. 高原的热力异常是通过强迫大气环流, 从而影响到中国夏季降水变化的[10~14].

英文版见: Zhu Y F, Zhang B, Chen L X. Thermal difference between the Tibetan Plateau and the plain east of Plateau and its influence on rainfall over China in the summer. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-009-0613-5

目前关于青藏高原热力异常对中国夏季降水影响的研究大多只考虑了高原自身的热力作用. 夏季, 高原作为耸立于对流层中层自由大气的“热岛”, 其自身的热力异常影响无疑是显著的, 但正如海-陆热力差异对季风活动的影响要大于仅有大陆或海洋热力异常的独立作用, 我们推断高原与东部平原上空自由大气的热力差异对高原邻近地区的天气气候会有更大的影响. Li 等人[15]曾用 30°N 与 5°N 的对流层中上层(200~500 hPa)温差表示经向温度梯度, 发现温度梯度由南暖北冷转为南冷北暖最早于 5 月下旬发生在高原南侧, 并指出青藏高原与海洋的热力对比与亚洲夏季风爆发有密切关系. 祁莉等人[16]分析了气候平均场上东亚地区 500 hPa 温度的纬向差异, 认为东亚副热带夏季风建立与亚洲大陆(包括青藏高原)与西太平洋之间的纬向热力差异转换有关. 他们的工作从对流层中层海-陆温差变化探讨了海-陆热力差异对季风区季节转换的影响, 但是目前尚未有工作讨论夏季高原与其东部平原热力对比的变化及其对环流和中国降水的影响.

1 资料和模式简介

1.1 资料选取

本文所用的资料包括: 1951~2007 年 NCEP 再分析(Version Ⅰ)的逐月资料, 要素包括温度、经向风、纬向风和位势高度, 其空间分辨率为 2.5°×2.5°, 垂直层次为 17 层. 中国气象局提供的 1951~2007 年中国 160 站的月降水资料.

1.2 模式简介

本文使用 NCAR CAM3.1 模式, 它是为天气和气候研究而开发的第 5 代大气环流模式, 采用 σ-p 混合坐标的全球谱模式, 垂直分层为 26 层, 大气顶取在 2.194 hPa, 水平分辨率为 T42(全球共 128×64 个格点). 模式较之前版本主要修正了对云和降水参数化过程的描述、气溶胶和辐射参数化的处理, 使模式在热带对流层顶温度、北部冬季地面温度、地面日照、极地地区晴空地面辐射的模拟上有明显的改进[17,18].

2 青藏高原与其东部平原热力差异分析

青藏高原平均海拔在 4~5 km 之间, 到达对流层中部, 夏季高原对大气的加热作用, 会使得其上空的大气温度与周围自由大气温度产生差异. 为了分析这种差异情况, 我们将东亚地区某纬度带上各经度的 500 hPa 温度与同纬度 70°~140°E 平均 500 hPa 温度之差, 定义为东亚地区 500 hPa 温度的纬向偏差. 图 1 给出了气候平均场上(1971~2000 年平均)东亚地区夏季(6~8 月)500 hPa 平均温度的纬向偏差分布, 可以看到在高原主体所在的纬度上(27.5°~40°N), 高原是暖中心, 而高原以东的中国大陆至西太平洋地区是冷区, 其中冷暖区的分界线(图中所示的温度纬向偏差的零线)在 100°~110°E 之间.

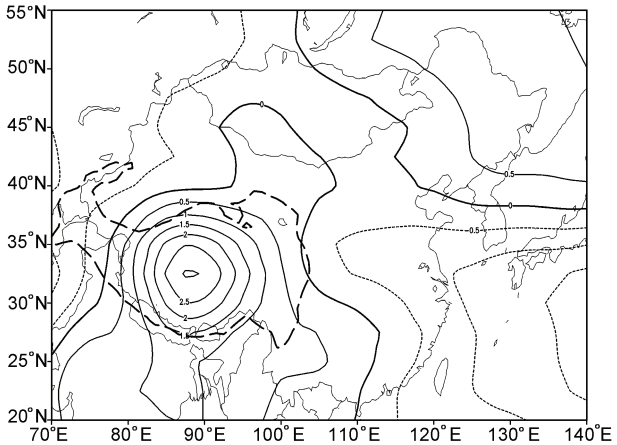


图 1 夏季东亚地区 500 hPa 温度的纬向偏差分布

粗虚线为 3000 m 的地形等高线. 单位: K

将高原地区(27.5°~40°N, 80°~100°E)的区域平均 500 hPa 温度(dex_{tb})与同纬度平原地区(27.5°~40°N, 110°~120°E)的区域平均 500 hPa 温度(dex_{con})之差, 通过标准化处理后, 得到高原与其东部平原 500 hPa 温差指数 $dex_{T\text{-}C}$(以下简称高原-平原温差指数), 1951~2007 年 $dex_{T\text{-}C}$ 曲线见图 2. 我们定义 $dex_{T\text{-}C}\geqslant 1$, 为高指数年, 表示青藏高原-平原温差要比气候平均状况偏高, 1951 年以来高指数年有 1954, 1966, 1968, 1969, 1970, 1974, 1986, 1991, 1998, 2000, 2001 和 2002 年. $dex_{T\text{-}C}\leqslant -1$, 为低指数年, 表示高原-平原温差要比气候平均状况偏低, 1951 年以来低指数年有 1953, 1958, 1959, 1961, 1963, 1964, 1975, 1976, 1979, 1983 和 1984 年. 由此可见, 高、低指数年出现有明显的年代际特点, 高指数年多出现在 20 世纪的 60 年代中后期至 70 年代前期和 80 年代中期后, 特别是 90 年代后期至 21 世纪初的前 2 年, 这可能是由于这个时期高原相对于周边地区异常显著的增暖趋势[19], 使得高原-平原的温差加大. 低指数年多出现在 20 世

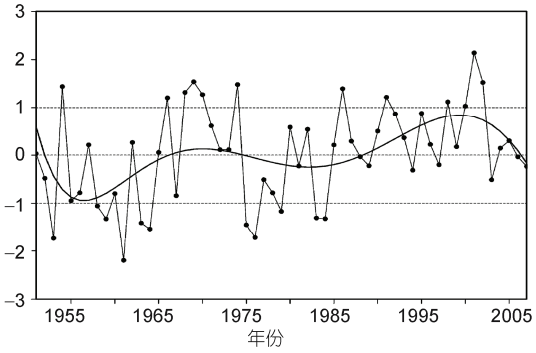


图 2　1951~2007 年高原-大陆温差指数变化

实线为多项式拟合曲线

纪的 50 年代中后期至 60 年代前期和 70 年代中后期至 80 年代前期. 从拟合曲线可以看到, 近 57 年来高原-平原的温差指数有显著的上升趋势和波动特点, 其变化的两个波峰、波谷阶段和高、低指数出现的集中时段一致. 另外值得注意的是, 2001 年以后, 该指数表现出明显的下降趋势.

3　高原-平原温差指数与中国降水及东亚环流的联系

3.1　高原-平原温差指数与降水的关系

高原-平原温差指数与中国 160 站夏季降水的同期相关分析显示(图 3(a)), 有 43 个站点的降水与高原-平原温差指数的相关系数通过 a=0.05 的显著性检验, 约占 160 个站点的 27%, 而且站点分布比较集中. 从该指数与降水的相关系数分布型来看, 基本上在长江以北为负相关(除东北南部和新疆西部的部分地区), 显著负相关区出现在四川盆地西北部、西北地区中东部至内蒙古中部地区, 而在长江以南大部分地区为正相关, 显著正相关区出现在西藏东南部、四川南部至云南北部、广西和贵州部分地区及长江中下游地区. 根据计算所得的高原-平原温差指数($dex_{T\text{-}C}$), 在 $dex_{T\text{-}C}\geqslant 1$ 的高指数年中选取前面最强的 10 年(2001, 1969, 2002, 1974, 1954, 1986, 1968, 1970, 1991 和 1966 年), 在 $dex_{T\text{-}C}\leqslant -1$ 的低指数年中选取前面最弱的 10 年(1961, 1953, 1976, 1964, 1975, 1963, 1969, 1984, 1983 和 1979 年), 合成了高指数年和低指数年 160 站夏季降水的距平百分率, 高指数年减低指数年降水距平百分率的差值显示(图 3(b)), 高指数年与低指数年相比, 长江以北大部分地区降水偏少而长江以南大部分地区降水偏多, 其显著差异区也与图 3(a)中通过显著性检验的高相关区一致, 这证实了高原-平原温差指数与上述地区的高相关是可信的. 此外, 我们分别计算了高原和平原 500 hPa 温度变化与 160 站夏季降水的相关, 结果表明, 如果仅单独考虑高原或大陆上空温度变化, 其与中国夏季降水的相关并不显著(图略).

由图 3 的分析我们可以发现, 其高相关区大多出现在 110°E 以西地区. 目前对中国东部地区的夏季降水异常分析很多, 而对西部的讨论相对较少. 现有的研究已指出 110°E 东西两侧降水和中低层风系变化都有显著差别[20~22]. 因此我们选取 160 站中位于 110°E 以西的 67 个站点, 对其夏季降水的距平百分率做 EOF 分解. 第一模态的解释方差为 12%, 其空间分布(图 4(a))表现为南北变化符号相反, 分界线在 35°N 附近, 正高荷载值出现在高原东北部, 而负高荷载值出现在高原东南部, 这种分布形态与图 3 非常相似. EOF 第一模态对应的时间系数反映了这一空间模变化的符号及强弱, 由图 4(b)可以发现其时间系数有减弱的趋势, 这似乎表明西部地区的中东部(90°~110°E)降水异常有由北涝南旱转向北旱南涝的趋势. 第一模态的时间系数与 $dex_{T\text{-}C}$ 的相关高达 −0.51(通过 0.001 的显著性检验). 根据第一模态高荷载值的分布特点, 我们在 90°~110°E 区域的北部和南部各选取了 9 个站点(其中高原东北侧的 9 个站点为包头、绵阳、天水、延安、兰州、中宁、银川、西宁和临夏, 高原东南侧的 9 个站点为拉萨、昌都、丽江、会理、西昌、康定、榕江、贵阳和百色), 分别计算两个区域降水的距平百分率变化. 这两个区域的降水也表现出相反的变化趋势(图 4(c)), 具体表现为近 57 年来高原东北侧降水有减少趋势而高原东南侧降水有增多趋势, 它们与 $dex_{T\text{-}C}$ 的相关系数分别达到 −0.48 和 0.58. 王晓春和吴国雄[23]利用 1959~1994 年的空间均匀网格资料对中国夏季降水异常的空间模进行分析时, 也曾指出青藏高原中东部的南北两侧降水存在反相关, 这与我们的结果一致, 但他们未对表征中国西部降水异常的这一空间模的形成机制做进一步探讨. 我们分析认为, 近 57 年来, 西部地区的中东部(90°~110°E)经历了由北涝南旱向南涝北旱变化的过程, 而这与高原-平原的热力差异变化密切相关. 另外, 值得注意的是, 2001 年后, 高原-平原温差指数表现出显著的下降趋势, 位于高原东北侧地区的降水也有增多迹象, 而高原东南侧地区降水有减

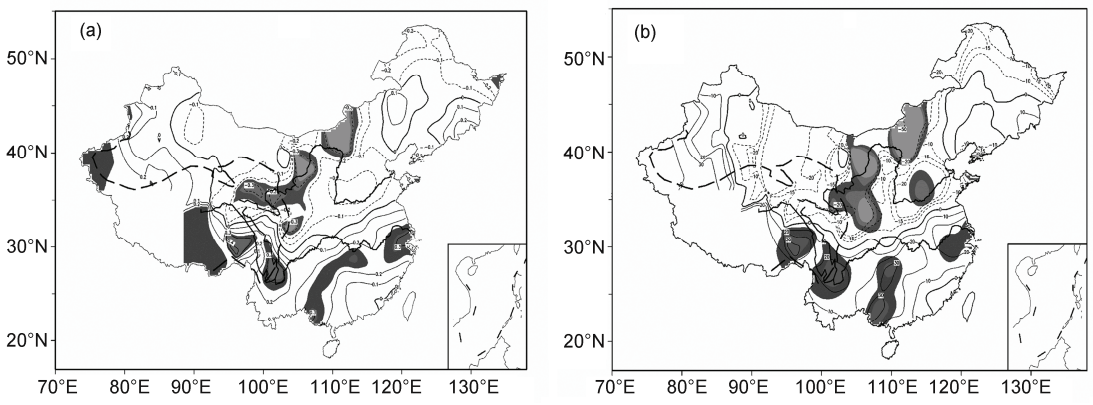


图 3 $dex_{T\text{-}C}$ 与中国降水的关系

(a) 高原-大陆温差指数与中国 160 站夏季降水的同期相关分布, 阴影区为相关系数通过 0.05 的显著性检验; (b) 高指数年减低指数年夏季降水距平百分率的差值分布图, 阴影区为通过 95%的信度检验. 单位: %

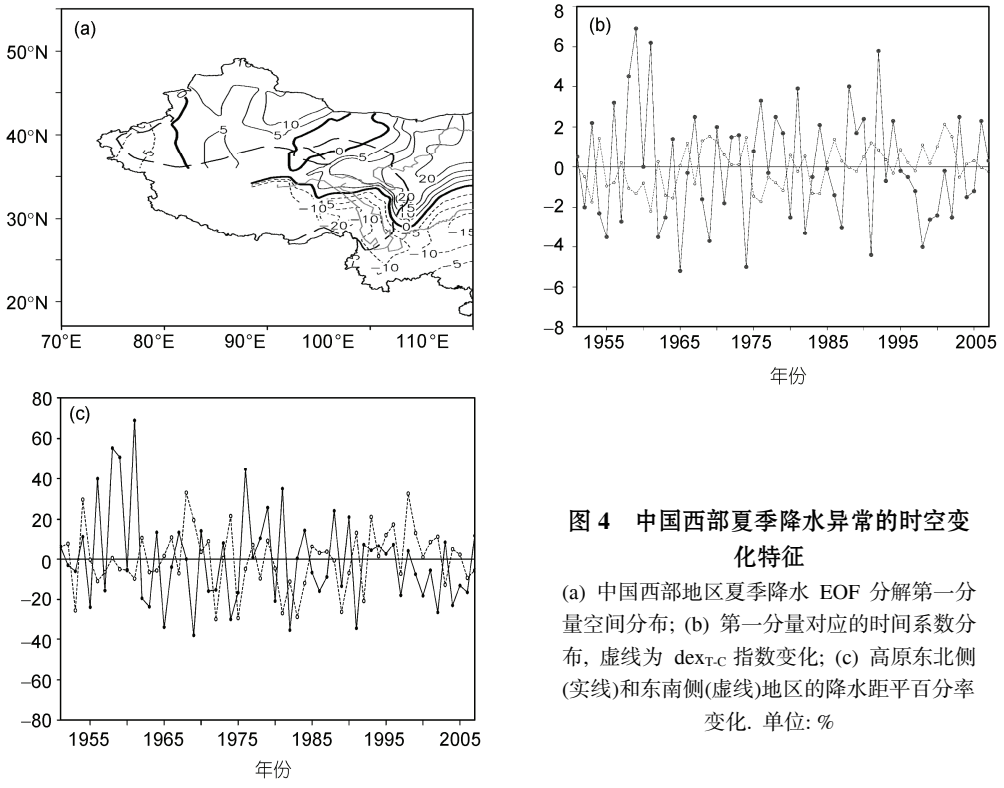


图 4 中国西部夏季降水异常的时空变化特征

(a) 中国西部地区夏季降水 EOF 分解第一分量空间分布; (b) 第一分量对应的时间系数分布, 虚线为 $dex_{T\text{-}C}$ 指数变化; (c) 高原东北侧(实线)和东南侧(虚线)地区的降水距平百分率变化. 单位: %

少趋势, 这是否意味着 90°~110°E 地区的南涝北旱形势正在发生转变?

3.2 高原-大陆温差高低指数年环流场的特征

受高原的动力和热力作用的影响, 高原及邻近地区的环流表现出独特的特点. 我国研究者指出, 夏季在高原 500 hPa 以下存在一浅薄的热低压系统, 对流层低层气流向高原的辐合很明显, 在 700 hPa 上表现为环绕高原的气旋式环流, 这些环流特点对高原及邻近地区的天气气候有显著影响[20].

我们分别合成了高原-平原温差的高、低指数年夏季 500 和 700 hPa 的距平风场分布(图 5). 高指数年, 500 hPa 等压面上, 高原北侧至贝加尔湖上空有一距平反气旋, 高原东侧至朝鲜半岛是一距平气旋, 另外在高原南部还有一个弱距平气旋, 这表明高原上的热低压偏强, 西北太平洋副热带高压位置偏南, 中国

北方大部在距平东北风控制下，不利于东亚夏季风向北推进；700 hPa 距平风场上，高原东北侧是距平气流辐散区，高原东南侧为距平气流辐合，对流层中低层的这种距平环流场的配置，有利于高原东南侧降水偏多，而不利于高原东北侧的降水．低指数年的环流形势则相反，表现为 500 hPa 高度上，高原北侧至贝加尔湖上空为距平气旋，高原东侧是距平反气旋环流，这表明副高位置偏北，这样副高西侧的暖湿气流与来自北方的西北气流在高原东北侧汇合，从而有利于该地区的降水．而高原南部是距平反气旋，表明高原热低压偏弱，在 700 hPa 风场上，绕高原气旋性环流减弱，表现为高原南侧的距平气流辐散，使得高原东南侧的降水减少．

4 数值试验

前面的诊断分析结果显示，夏季高原-平原的热力差异变化与高原及邻近地区的环流和 90°~110°E 地区的降水变化有密切关系，为了进一步证实诊断分析的结果，我们利用 CAM3.1 模式，进行了两组数值试验，以揭示高原与平原上空温差对比加大时，高原及邻近地区环流和降水的变化．

在模拟试验中 CAM3.1 模式中所用的海温为多年月平均的海温资料，控制试验和敏感性试验的具体实施方案如下．

控制试验：采用模式自带的初始场，从 9 月 1 日开始积分 365 天，输出逐月模拟结果．

敏感性试验：在数值试验中，高原和平原所取区域与前面诊断分析中定义的范围一致．分析表明夏季(6~8 月)500 hPa 高原与平原的平均温差约为 1.5 K，为了解高原-平原温差加大的影响，我们在敏感性试验中将高原-平原温差加大 1 倍，达到 3 K．该试验采用与控制试验相同的初始场和积分时间，当模式积分到次年的 6~8 月，亦即 6 月 1 日起始到 8 月 31 日间，令每一步 500 hPa 青藏高原和平原之间的平均温度差异保持在 3 K．由于模式 500 hPa 青藏高原平均温度(AVEQZ)与平原区域平均温度(AVELND)存在

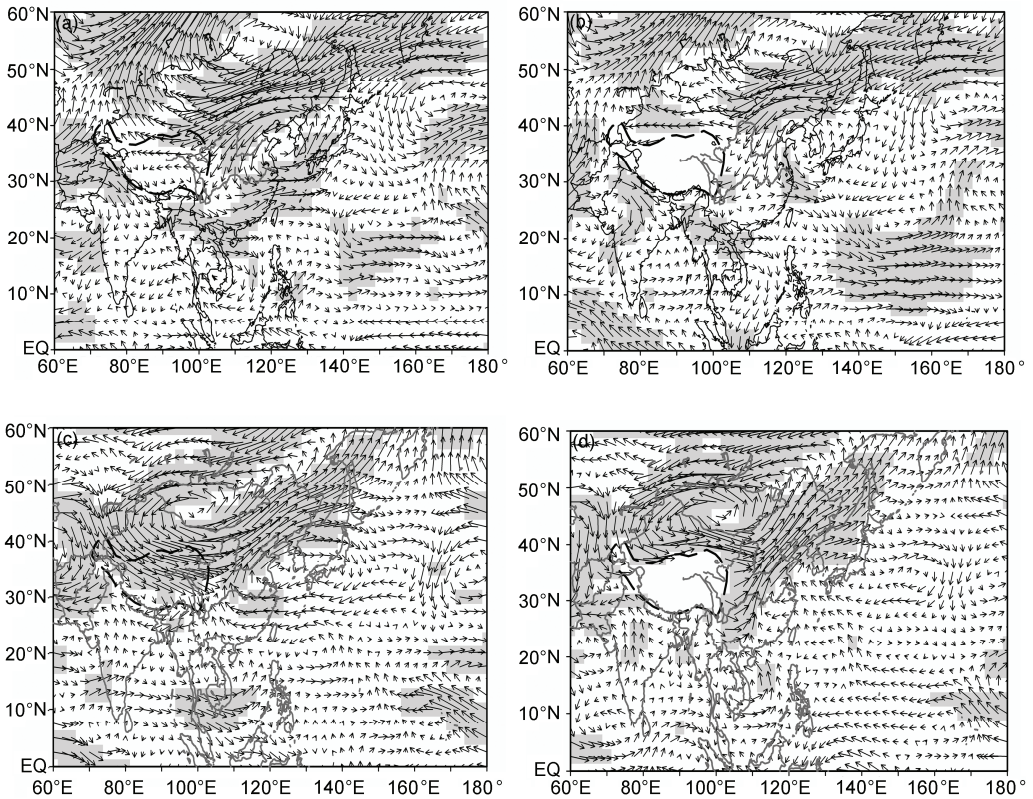


图 5 强弱 $dex_{T\text{-}C}$ 年环流场差异

$dex_{T\text{-}C}$ 高度指数年(a)与低指数年(c)夏季 500 hPa 距平风合成; $dex_{T\text{-}C}$ 高度指数年(b)与低指数年(d)夏季 700 hPa 距平风合成; 单位: $m\cdot s^{-1}$, 阴影区为通过 95%的信度检验

温度差 TCHA=AVEQZ−AVELND, 为保持模式运算过程中两区域始终保持 3 K 的温度差异, 则需要在每一步内补偿相应的温度 TB=3K−TCHA. 我们通过每一步在青藏高原 500 hPa 内各点温度增加 TB, 以使高原与平原的温度差异均保持在 3 K.

敏感性试验与控制试验的差值显示(图 6), 高原与平原的温差加大之后, 高原东北侧的降水减少而东南侧降水增多. 环流场上表现为 500 hPa 等压面上, 高原东部为气旋性差值环流, 其北侧有一距平反气旋环流, 在 700 hPa, 绕高原的气旋性差值环流非常显著. 这些模拟结果与前面诊断分析的主要结论是一致的, 即夏季高原-平原热力差异的变化与高原及邻近地区环流及高原东侧的降水异常是密切相关的. 但是数值模拟和资料分析也存在一些较大的差别, 这主要表现在图 6 中高原-平原纬向热力差异加大后, 中国东部为异常偏南气流, 这与图 5 资料分析中显示结果相反. 我们分析认为东亚地区的环流变化受高原-平原和大陆-海洋这两级热力差异变化的共同影响, 高原-平原热力差异主要对高原及邻近地区环流异常变化产生影响, 而大陆-海洋的热力差异主要对中国东部地区的环流产生影响. 由于我们在本文中主要讨论高原-平原热力差异的影响, 因此在敏感性试验设计上也只考虑了高原-平原的热力差异, 而未考虑到大陆-海洋热力差异影响, 这就使得模拟结果与实际资料分析相比, 在高原附近模拟得较好, 而在中国东部模拟得较差. 因此, 关于高原-平原与大陆-海洋这两级热力差异对东亚环流的综合影响, 还需要在下一步工作中继续深入研究.

5 小结和讨论

本文主要利用 1951~2007 年 NCEP 再分析资料和中国 160 站降水资料, 通过资料诊断分析和数值模拟手段探讨了夏季高原与平原热力差异及其与东亚大气环流和中国降水的关系, 结果表明:

(1) 夏季, 500 hPa 等压面上的自由大气中, 在高原主体所在的纬度上(27.5°~40°N), 高原是暖中心, 而高原以东的中国大陆至西太平洋地区是冷区, 其中冷暖区的分界线在 100°~110°E 之间. 以 500 hPa 高原地区(27.5°~40°N, 80°~100°E)平均温度和平原地区(27.5°~40°N, 110°~120°E)平均温度之差近似表示高原和平原的热力差, 并将其作为东亚副热带地区高原和平原热力差指数. 分析表明, 高原和其东部平原上空的温度差异变化与我国西部地区降水变化有显著关系.

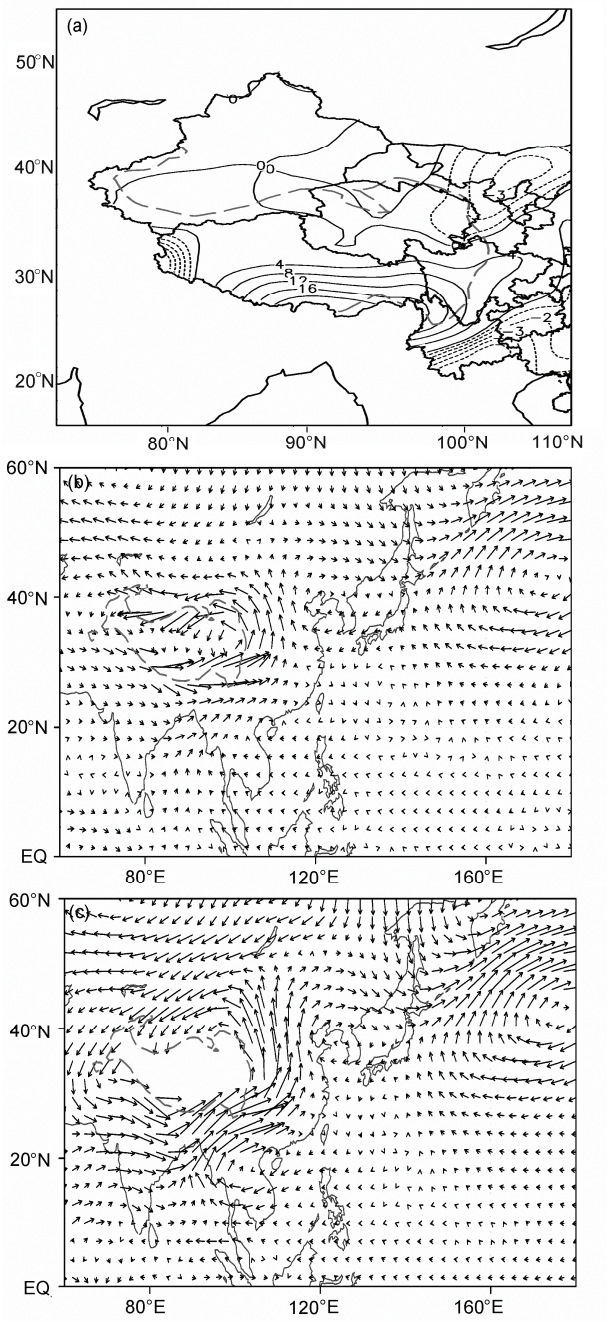


图 6 数值试验分析

敏感性试验与控制试验的中国西部地区降水(mm·d^{-1}) (a), 500 hPa (b) 和 700 hPa (c) 风场的差值分布(m·s^{-1})

(2) 90°~110°E 的西部地区夏季降水变化具有南北相反的变化趋势, 而这种反相关关系尤其是在高原的东北侧和东南侧表现得更为明显, 近 57 年来, 西部地区的中东部也经历了由北涝南旱向南涝北旱

变化的过程, 而这与高原-平原温差指数的年代际变化是密切相关的.

(3) 高原-平原温差指数的高指数年, 高原上空的热低压加强, 贝加尔湖附近的高压脊也加强, 西北太平洋副热带高压位置偏南, 高原东北侧低层大气表现为距平气流辐散, 而不利于高原东北侧降水. 而高原东南侧, 由于高原热低压加强, 低层大气向高原的辐合加强, 使得这个区域降水增多. 而低指数年的降水和环流的异常分布则与高指数年相反.

本文的研究表明, 高原和平原的温度差异的年际变化与中国中西部地区降水异常有密切关系, 而已有的研究显示, 大陆与海洋热力差异对中国东部地区降水有影响, 那么高原-平原与大陆-海洋这两级热力差异之间有何区别和联系, 它们的共同作用会对东亚夏季风活动及其中国夏季降水异常分布产生何种影响? Yu 等人[24,25]研究指出东亚地区对流层中上层(200~500 hPa)温度存在年代际变化, 并且对中国气候变化有影响. 那么东亚地区对流层中上层温度变化与高原-平原温差变化是否有联系, 造成高原-平原温差的年际和年代际变化的原因是什么? 2001年后, 高原-平原温差指数表现出显著的下降趋势, 而位于高原东北侧的西北地区中东部降水也有增多迹象, 高原东南侧地区降水有减少趋势, 这是否意味着 90°~110°E 之间的西部地区的南涝北旱形势正在发生转变? 这些是非常值得深入探讨的问题, 还有待于下一步工作中继续研究.

致谢 赵滨博士在模式调试过程中提供了帮助, 在此致谢.

参考文献

1 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 1—362
2 郭其蕴. 东亚季风强度指数及其变化分析. 地理学报, 1983, 38: 207—216
3 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 近 40 年东亚夏季风及中国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学, 1996, 20: 575—583
4 孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 东亚海陆热力差指数及其与环流和降水的年际变化关系. 气象学报, 2002, 60: 164—172
5 罗会邦, 陈蓉. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响. 气象科学, 1995, 15: 94—102
6 赵平, 陈隆勋. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 327—332
7 段安民, 刘屹珉, 吴国雄. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 997—1004
8 巩远发, 段廷扬, 张菡. 夏季亚洲大气热源汇的变化特征及其与江淮流域旱涝的关系. 大气科学, 2007, 31: 89—98
9 赵声蓉, 宋正山, 纪立人. 青藏高原热力异常与华北汛期降水关系的研究. 大气科学, 2003, 27: 881—893
10 Huang R H. The numerical simulation of the three-dimensional teleconnections in the summer circulation over the Northern Hemisphere. Adv Atmos Sci, 1985, 2: 81—92
11 刘新, 李伟平, 吴国雄. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析. 气象学报, 2002, 60: 267—277
12 Chen L X, Schmidt F, Li W. Characteristics of the atmospheric heat source and moisture sink over the Qinghai-Tibetan Plateau during the second TIPEX of summer 1998 and their impact on surrounding monsoon. Meteorol Atmos Phys, 2003, 83: 1—18
13 吴国雄. 我国青藏高原气候动力学研究的近期进展. 第四纪研究, 2004, 24: 1—9
14 占瑞芬, 李建平. 青藏高原和热带西北太平洋大气热源在亚洲地区夏季平流层-对流层水汽交换的年代际变化中的作用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1028—1040
15 Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. J Clim, 1996, 9: 358—375
16 祁莉, 何金海, 张祖强, 等. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. 科学通报, 2007, 52: 2895—2899
17 Collins W D, Bitz C M, Blackmon M L, et al. The community climate system model version 3 (CCSM3). J Clim, 2006, 19: 2122—2143
18 Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. The formulation and atmospheric simulation of the community atmosphere model version 3 (CAM3). J Clim, 2006, 19: 2144—2161
19 段安民, 吴国雄, 张琼, 等. 青藏高原气候变暖是温室气体排放加剧结果的新证据. 科学能报, 2006, 51: 989—992
20 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 气象出版社, 1979. 1—278
21 陈烈庭, 吴仁广. 中国东部的降水区划及各区旱涝变化的特征. 大气科学, 1994, 18: 586—595
22 Qian W H, Kang H S, Lee D K. Temporal-spatial distribution of seasonal rainfall and circulation in the East Asian monsoon region. Theor Appl Climatol, 2002, 73: 151—168
23 王晓春, 吴国雄. 中国夏季降水异常空间模态与副热带高压的关系. 大气科学, 1997, 21: 161—169
24 Yu R C, Wang B, Zhou T J. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. Geophys Res Lett, 2004, 31: L22212, doi: 10.1029/2004GL021270
25 Yu R C, Zhou T J. Seasonality and three-dimensional structure of the inter-decadal change in East Asian monsoon. J Clim, 2007, 20: 5344—5355