

冬季亚洲大陆的热力差异对亚洲季风活动的影响

晏红明^{1,2} 杞明辉¹ 肖子牛³ 陈艳¹

1 云南省气象科学研究所, 昆明 650034

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 云南省气象局, 昆明 650034

摘 要 亚洲冬季地面的热力状况与冬季风活动有关, 对后期的天气气候变化也有重要的作用。作者用 EOF 方法分析了亚洲冬季地面气温的时空特征, 发现第二模态表明东北亚和南亚地区的地面气温有反相变化的特征并具有明显的年代际变化。进一步研究发现, 这种南亚-东北亚的热力差特征与亚洲夏季风强弱有非常好的对应关系, 籍此定义了一个大陆冬季南亚-东北亚热力差指数。分析表明热力差指数有非常明显的年代际变化, 根据这一特征, 进一步研究了夏季北半球大尺度环流和中国气候的年代际变化, 发现其年代际变化对前冬亚洲大陆热力差指数的年代际特征敏感, 相应大陆正、负热力差指数年代, 东亚季风的变化特征几乎完全相反: 南亚-东北亚热力差正(负)指数年代, 东亚夏季风较强(弱)。热力差指数对中国夏季降水的年代际变化也有重要影响, 正(负)指数年代, 中国夏季降水主要以第 1(2)类雨型为主。同时, 作者还分析了低纬度热带地区海温和对流活动对大陆冬季南亚-东北亚热力差异响应的滞后性特征。

关键词 亚洲大陆热力差异 地面气温 亚洲夏季风 中国夏季降水

文章编号 1006-9895(2005)04-0549-16

中图分类号 P425

文献标识码 A

The Influence of Wintertime Thermal Contrast over the Asian Continent on Asian Monsoon

YAN Hong-Ming^{1,2}, QI Ming-Hui¹, XIAO Zi-Niu³, and CHEN Yan¹

1 *Meteorological Sciences Institute of Yunnan Province, Kunming 650034*

2 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

3 *Meteorological Administration of Yunnan Province, Kunming 650034*

Abstract Anomalous variations of wintertime surface air temperature (WSAT) over the Asian continent and the relationship between WSAT and Asian winter monsoon are first examined by using empirical orthogonal function (EOF) and correlation analysis. Both the second EOF pattern and correlation distribution exhibit that WSAT anomaly over Northeast Asia is opposite to that over South Asia, and this variation is closely associated with Asian summer monsoon activities. Thus, two regionally averaged WSATs over South Asia (15°N–30°N, 75°E–100°E) and Northeast Asia (30°N–50°N, 100°E–130°E) are chosen respectively and thermal contrast index is defined as the difference of WSAT between two regions. The opposite interdecadal variation is found in this index anomaly. It is positive during the 1950s and 1960s, but negative since the mid-1970s.

Based on above two different interdecadal timescale stages, the anomalous variations of general circulation and climate in summer over the Northern hemisphere are further investigated. The results show that their variations also have distinct interdecadal features. During positive index times, a strong summer monsoon tends to occur, the 500

收稿日期 2004-01-12, 2004-07-26 收修定稿

基金项目 云南省科学基金 2002D0082M 和云南省气象局青年基金 YQ200106

作者简介 晏红明, 女, 1966 年出生, 高级工程师, 主要从事天气气候研究。E-mail: y-hm@netease.com

hPa height over mid- and high-latitude regions is higher than that over low-latitude regions and East Asian trough weakens, the summer rainfall regions are located northward in the Yellow River valley, which result in less precipitation in the Huaihe River valley. On the contrary, during negative index times, a weak summer monsoon tends to occur, the 500 hPa height over mid- and high-latitude regions is lower than that over low-latitude regions and East Asian trough deepens, the summer rainfall regions are located southward in the Huaihe River valley. As for air temperature anomaly of 1000–10 hPa over East Asia and Northeast Asia areas, the variations are more complex. It includes not only interdecadal feature, but also distinct seasonal feature, especially in the troposphere. In the meantime, the studies also show that the previous WSAT has a strong impact on the variation of sea surface temperature (SST) and convection activities in next spring and summer over the tropical regions.

Key words thermal contrast over the Asian continent, surface air temperature, Asian summer monsoon, summer precipitation in China

1 引言

作为全球大尺度环流系统的重要组成部分,季风环流异常不仅制约着季风区气候,在全球气候变化中同样有着十分重要的作用,因此,研究季风异常的原因一直是大气科学研究的重点。

影响季风活动的原因极其复杂^[1],海陆分布是季风现象产生的重要因子,其热力差异的季节性变化是季风产生的原始驱动力。20 世纪 80 年代以来,热带海洋温度异常对季风活动和全球气候的影响一直是气候研究的热点问题,对 ENSO 事件的研究成为了气候变化和气候预测中的关键。事实上,作为季风形成的另一个重要因子,大陆的热力状况对气候变化有着同样重要的作用。地温和陆地表面气温的变化在一定程度上也代表陆地热力状况,徐国昌等^[2]研究了青藏高原气温与东亚环流变化的关系,表明冬季高原温度的变化对东亚大槽异常的影响明显。张耀存和钱永甫^[3]利用 NCEP/NCAR 地面温度资料分析了南海季风区地面温度与季风爆发的联系,结果表明南海季风区地面温度的变化对南海季风爆发及其年际变化可能起主导作用。汤懋苍等^[4~6]研究了冬季地温与春夏季降水的相关关系,指出冬季地温与春夏季的降水有重要的联系,认为冬季地温的变化与同一地区的后期降水有密切的关系,是气候预测中一个很重要的因子。Yanai 等^[7]研究了欧亚大陆、太平洋和印度洋加热场变化与亚洲夏季风活动的关系。王可丽等^[8]分析了青藏高原地区的辐射加热效应对南亚夏季风的影响,指出辐射效应通过影响海陆的云量变化,进而影响了海陆的热力差异和季风活动。陶诗言等^[9]的研究表明,菲律宾以东热带下垫面的热力强迫和冬季亚欧大陆

积雪面积变化对长江中下游地区的梅雨期降水有一定的影响。以上研究均表明陆地表面的热力变化在气候异常中的作用。

鉴于海陆热力差异在季风形成中的重要作用,许多工作^[10, 11]研究了海陆分布对大尺度环流变化、季风异常和气候异常的作用,并得到了一些有意义的结论。由于全球气温分布存在明显的不均匀性^[12],其变化是相互联系、相互影响的,除了海陆之间的热力差异,海洋和陆地的不同区域也存在明显不均匀的热力差异,这种差异的分布特征及其对季风活动和气候变化的作用究竟如何是值得研究的问题。关于海洋区域热力差异的影响,陈烈庭^[13]曾经研究了阿拉伯海和南海之间纬向热力差异的作用,发现阿拉伯海与南海的海温距平场东暖西冷和东冷西暖的不同分布型可能导致印度季风和东亚季风位置和强度的不同变异,并通过两支季风气流的相互作用和调整,进而影响 ITCZ、西太平洋副热带高压和中国的降水分布。这些研究提示我们海洋不同区域热力差异对季风和气候变化是有影响的,那么陆地内部的热力差异的影响又是怎样的呢?到目前为止,这方面的研究还很少。

亚洲大陆涵盖了全球最大的陆地面积,陆面状况相对复杂,其热力异常必然会改变大气下垫面的热力性质,进而改变海陆的热力对比,在季风形成中担任着十分重要的角色。我国地处著名的亚洲季风区,进一步研究大陆热力状况的分布特征,特别是区域热力差异变化对季风异常的影响,对于深入了解我国气候变化的规律,预测我国旱涝灾害有十分重要的意义。

利用 1948~2000 年美国 NCEP/NCAR 再分析 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率的地面气温、经向风和纬向风资

料, 1982~1997 年日本 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 分辨率的 TBB 资料, 1951~2000 年中国 160 个站月平均实时降水资料, 研究亚洲大陆冬季(DJF)地面温度的年际和年代际变化特征, 并进一步分析了亚洲大陆地区冬季地面温度异常对冬季(DJF)和夏季(JJA)季风及中国汛期降水年代际活动的影响。

2 冬季亚洲大陆地面热状况的时空特征

首先, 利用 NCEP/NCAR 再分析资料对 1948/1949~1999/2000 年亚洲大陆冬季(DJF)的地面气温进行 EOF 分解, 发现前二个模态的方差贡献即占总方差的 62%。图 1a 为亚洲大陆地面气温第一模态分布, 占总方差贡献的 47%, 从图中可见第一模态的分布反映了亚洲大陆地面气温南北差异的变化特征, 青藏高原到孟加拉国及附近地区地面气温的变化与亚洲大陆上其他地区地面气温的变化相反, 气温变化最明显的区域位于亚洲北部。图 1c 为第二模态分布, 占总方差贡献的 15%, 可以看到亚洲大陆东部与南亚到西亚地区地面气温的反相变化特征, 表明当南亚和西亚地区地面气温升高时, 亚洲大陆东部的地面气温降低, 反之亦然, 地面气温变化较明显的区域分别位于孟加拉国及附近地

区、西亚北部和中国东北部。

再来看时间系数的变化, 第一模态时间系数(图 1b)的变化反映了相应分布模态的年际和年代际变化的特征, 图 1b 中显示亚洲大陆北部地面气温偏低主要集中在 20 世纪 60 年代后期到 70 年代前期, 而气温偏高主要集中在 20 世纪 80 年代到 90 年代, 这与尤卫红^[14]在分析北半球近百年气温变化时得出的 1955~1978 年为相对偏冷期和 1979 年以后转为偏暖期的结论基本是一致的。另外, 结合第一模态(图 1a)分布, 可以看到在青藏高原到孟加拉国及附近地区有一个与亚洲大陆地面气温反向变化的区域, 那么这一特征在某种程度上是否反映了青藏高原雪盖的变化? 对比分析, 陈乾金等^[15]在分析 1956~1993 年青藏高原冬季雪盖与冬季风的关系时综合定义的青藏高原多雪年和少雪年发现, 大部分多雪年与第一模态正时间系数相对应, 而少雪年与第一模态的负时间系数相对应, 其相关系数大于 0.5, 表明多雪年青藏高原地面气温下降, 相反, 少雪年则地面气温升高。由此可见, 第一模态时间系数在一定程度上也反映了青藏高原地区雪盖的变化。图 2d 为第二模态时间系数, 其变化有明显的年代际特征, 20 世纪 50~60 年代, 南亚和西

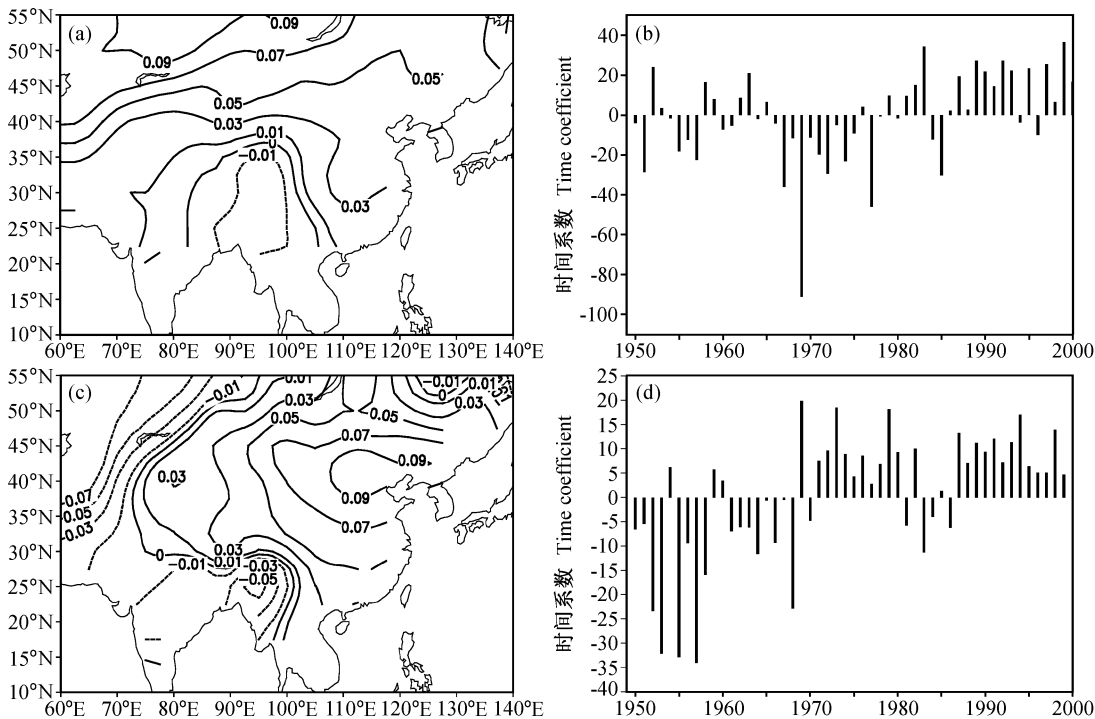


图 1 1948/1949~1999/2000 年冬季(DJF)地面温度 EOF 分析的前二个模态及时间系数: (a、b)第一模态; (c、d)第二模态

Fig. 1 The first (a, b) and second (c, d) empirical orthogonal function (EOF) modes and principal component time coefficient of winter-time surface air temperature (WSAT) over the Asian continent for the period of 1948/1949 – 1999/2000

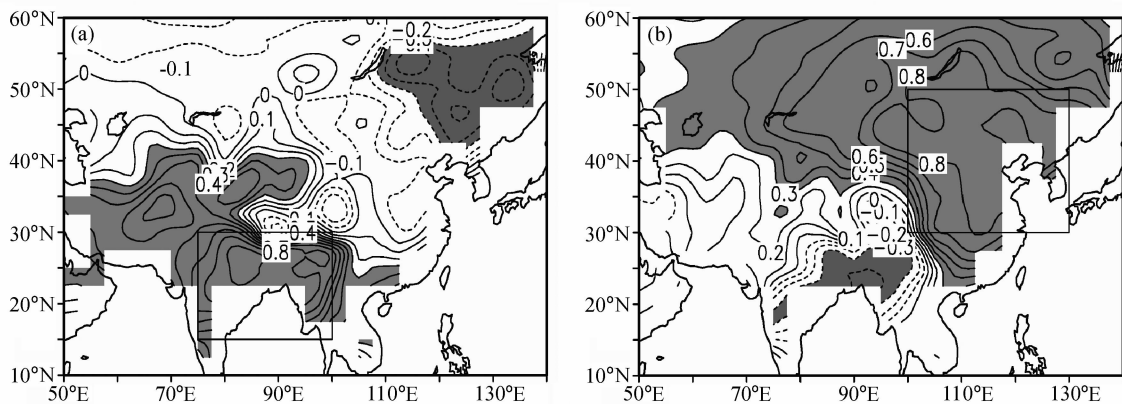


图2 冬季南亚和东北亚的区域平均地面温度与地面温度场的相关分布: (a) 南亚(15°N~30°N, 75°E~100°E); (b) 东亚(30°N~50°N, 100°E~130°E)。矩形范围分别为所选取的南亚区域和东北亚区域

Fig. 2 Correlation distribution of regionally averaged WSAT and WSAT over South Asia and Northeast Asia; (a) South Asia (15°N–30°N, 75°E–100°E); (b) Northeast Asia (30°N–50°N, 100°E–130°E). The shaded areas indicate significant changes at the 95% level, estimated by a local student t -test. The rectangles denote respectively South Asia and Northeast Asia regions

亚的地面气温升高, 东亚的地面气温降低; 与此相反, 20 世纪 70 年代以后, 南亚和西亚的地面气温降低而东亚的地面气温升高。

近几年来, EOF 分析方法受到广泛争议^[16, 17], 一些研究认为由于该方法假设了各主分量之间的相互正交, 分析上有一些人为因素, 因此, 提醒在对其结果进行解释时最好结合其他的统计方法。东亚和南亚是亚洲季风活动最敏感的区域, 从以上二个 EOF 主要模态分布中, 注意到第二模态分布表明东亚东北部和南亚分别有两个气温变化最明显的区域, 这两个区域的气温有反相变化特征, 同时, 相应的时间系数还反映了这种气温反相变化具有明显的年代际特征。因此, 这里选取第二模态东亚和南亚地区冬季(DJF)气温变化最明显的区域(矩形框区域), 分别计算其区域平均与同期亚洲大陆地面气温的相关(图 2a、b), 发现相关场分布同样表明了这种东亚东部和南亚地区气温反相变化的关系。图 2a 是南亚地面气温与亚洲大陆地面气温的相关, 可以看到通过 0.05 相关信度检验的正负相关区分别位于南亚和东亚东部, 南亚地区的最大正相关高达 0.9, 东亚东部地区的最大负相关为 0.5。图 2b 是东北亚地面气温与亚洲大陆地面气温的相关, 同样, 可以看到这种反相相关关系, 东亚东部的正相关区较明显, 最大相关中心高达 0.9, 南亚地区的负相关区稍小, 最大负相关中心为 0.4。相关场的分布特征进一步表明了 EOF 第二模态的代表性。

3 亚洲夏季风活动与冬季亚洲大陆地面热状况

夏季风活动与前冬亚洲冬季风活动和地面热力状况有重要联系。以上分析表明, 亚洲大陆的地面气温变化主要表现为两种模态: 青藏高原和孟加拉国及附近地区与亚洲大陆其他地区地面气温变化的差异; 东亚与南亚、西亚地面气温变化的差异。这两种地面气温异常的分布模态是否与亚洲夏季风活动有关? 以下我们来进一步分析亚洲夏季风与前冬地面气温相关。

3.1 南亚夏季风活动与地面热状况

南亚季风属于热带季风, 夏季南亚区域高层 200 hPa 主要以纬向东风, 低层 850 hPa 主要以西南风为主。关于南亚季风指数的定义, 1992 年, Webster 和 Yang^[18]用(5°N~20°N, 40°E~110°E)高低层 200 hPa 和 850 hPa 的区域平均纬向风切变来定义南亚季风的强弱, 该指数在一定程度上反映了南亚季风强度的变化。根据这一定义, 这里用南亚地区(0°~20°N, 40°E~110°E)高、低层纬向风区域平均的差值来定义南亚夏季风的强度, 即 $\bar{U}_{850\text{hPa}} - \bar{U}_{200\text{hPa}}$, 差值小表示南亚夏季风偏弱, 差值大表示南亚夏季风偏强。

图 3 分别给出 1949~1999 年初夏(5 月)和夏季(6~8 月)南亚季风指数与亚洲大陆前冬(DJF)地面气温的相关分布。可以看到, 南亚夏季风指数与

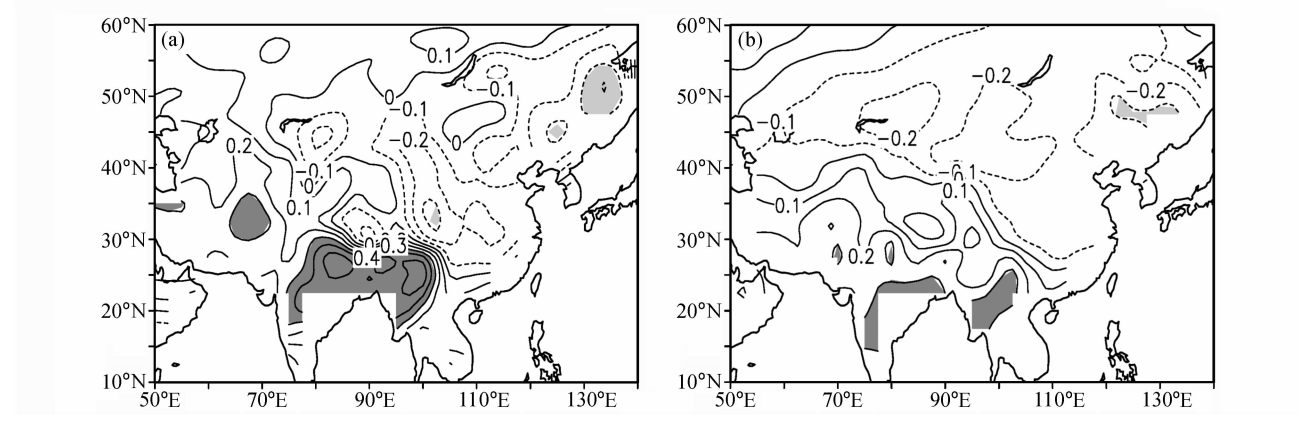


图3 1949~1999年南亚(0°~20°N, 40°E~110°E)季风强度指数与亚洲大陆前冬(DJF)地面气温的相关:(a)5月;(b)6~8月
Fig. 3 Correlations between the previous WSAT over the Asian continent and the index of South Asia monsoon (0~20°N, 40°E~110°E) in May (a) and June–August (b). The shaded areas indicate significant changes at the 95% level, estimated by a local student *t*-test

前冬东亚东部和南亚地面气温的相关相反:与东亚大陆地面气温变化呈负相关,与印度次大陆、孟加拉国及附近地区和西亚地区的地面气温变化为正相关。超过0.05相关信度检验的区域分别位于印度次大陆、孟加拉国及附近地区和中国东北部。

3.2 东亚夏季风与地面热状况

以下再来考察东亚夏季风活动与前冬地面热状况变化的关系。由于东亚季风的复杂性,它既有热带季风的部分,又有副热带季风的部分,其平均结构与南亚季风明显不同,性质也有一定的差异,因此关于东亚季风强度有多种不同的定义^[19]。早在20世纪80年代,郭其蕴^[20]用10°N~50°N范围内每10度纬圈上110°E与160°E的海平面气压差 ≥ 5 hPa的所有数值之和来表征东亚季风的强度。另外,由于东亚季风强度与蒙古冷高压前部的偏东北气流和西太平洋副热带高压西侧的偏南气流有密切关系,在低层流场上主要表现为东亚地区经向风的强弱变化。根据这一特征,陶诗言和陈隆勋^[21]用6~8月850 hPa的(0°~40°N, 90°E~150°E)范围内南风分量和北风分量的比率来代表东亚夏季风强度。陈隽和孙淑清^[22]则用与东亚季风活动区相关的500 hPa位势高度、亚洲大陆温度以及东南沿海1000 hPa的标准化后北风分量来综合定义冬季风的强弱。为简单起见,这里取区域(25°N~40°N, 105°E~120°E)的850 hPa经向风平均来表示东亚季风的强弱。

图4分别为1949~1999年初夏(5月)和夏季(6~8月)东亚850 hPa经向风平均与前冬地面气

温的相关分布。由图4可见,超过0.05信度检验的正相关区域位于青藏高原西南部、印度次大陆和中南半岛西北部,中心最大相关系数高达0.7;负相关区位于东亚地区,中心最大相关系数为-0.5。

对比图3和图4的相关分布发现,正负相关分布的结构特征相似,正相关区位于青藏高原西南部、印度次大陆和中南半岛西北部,负相关区位于东亚东部。正负相关的分布表明当前冬青藏高原西南部、印度次大陆和中南半岛西北部的地面气温较高,而东亚地区地面气温较低时,相应后期的南亚夏季风和东亚夏季风较强;反之,则较弱。对比分析还发现,图4超过相关信度检验的区域范围和强度比图3明显,表明亚洲大陆地面气温对东亚季风的影响比对南亚季风的影响明显。

更为重要的是,对比图3、图4、图2和图1c,发现EOF第二模态所反映的东亚东部、南亚气温的反相变化特征与相关分析所反映的正负相关场分布的空间结构极为相似,表明初夏和盛夏南亚、东亚季风的活动与亚洲大陆地面气温变化的主要模态有密切关系,分析进一步表明了前冬东亚东部和南亚的热力异常对后期夏季风的重要作用。

3.3 亚洲大陆热力差指数的定义

以上分析看到,地面气温EOF第二模态的空间结构和亚洲夏季风、地面气温相关分布的空间结构基本一致,说明了亚洲大陆冬季存在东亚和南亚地面气温热力变化的反位相差异,以及这种反位相差异与亚洲夏季风活动的重要联系。根据这种热力

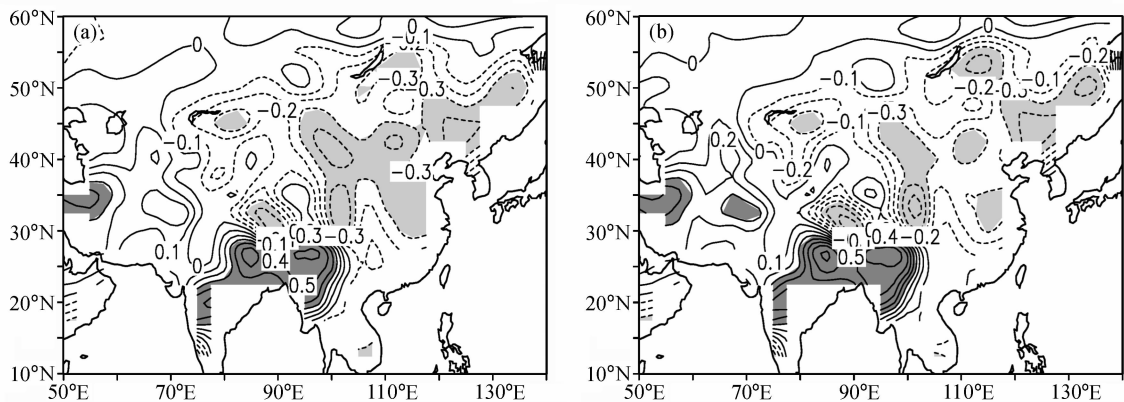


图 4 1949~1999 年东亚(25°N~40°N, 105°E~120°E)低层 850 hPa 经向风区域平均与亚洲大陆前冬(DJF)地面气温的相关: (a)5 月; (b)6~8 月

Fig. 4 Correlations between the previous WSAT over the Asian continent and the regionally averaged meridional wind over Northeast Asia (25°N - 40°N, 105°E - 120°E) at 850 hPa in May (a) and June - August (b). The shaded areas means significant changes at the 95% level, estimated by a local student t -test

分布的地理位置和它的反相位特征,我们可以称之为南亚-东北亚热差。热力梯度是季风系统的原始驱动力,亚洲大陆这种近于东北-西南向的反位相热力变化对气候,特别是对季风活动的影响,是我们关心的问题。

为了研究冬季南亚和东北亚热力差异对季风活动的影响,根据以上 EOF 第二模态和相关场分布特征,选取南亚区域 A(15°N~30°N, 75°E~100°E)和东北亚区域 B(30°N~50°N, 100°E~130°E),定义两区域地面气温距平平均的差值,即 $I_{land} = \bar{A}_a - \bar{B}_a$ 为亚洲大陆南亚-东北亚热力差指数。图 5 给出 1948/1949~1998/1999 年冬季(DJF)大陆热力差指数的变化,可以看到东亚和南亚热力差异的年际变化较大,振幅最大的 1956/1957 年冬季,南亚比东亚地面气温高出 3℃,而 1958/1959 年和 1980/1981 年冬季,两个区域的热力差异最小,地面气温

仅相差不到 0.1℃。热力差指数除了有明显的年际变化,年代际变化也很明显。1950~1970 年为正指数时段,在这一期间,除 1961/1962 年和 1962/1963 年冬季热力差指数小于零,其余年份的指数均大于零,其中热力差指数较大的 1952/1953、1956/1957 和 1968/1969 年均出现在这一时段内。与此相反,1973~1999 年为负指数时段,这一时段的 27 年中,除 1976/1977、1980/1981、1984/1985 和 1985/1986 年共 4 年冬季热力差指数大于零(其中仅有 1976/1977 年的热力差指数大于 1℃),其余 23 年的指数均小于零,占这一负指数时段的 85%。进一步分析还发现,指数大于 2℃ 的正异常年(1950/1951、1951/1952、1952/1953、1954/1955、1956/1957 和 1968/1969 年)和指数小于 -2℃ 的负异常年(1988/1989、1991/1992、1992/1993、1994/1995 和 1996/1997 年)均分别出现在两个不同的年

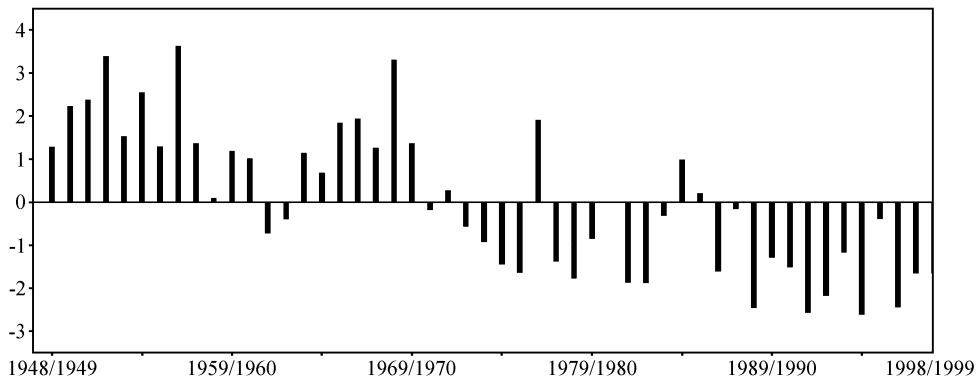


图 5 1948/1949~1998/1999 年冬季亚洲大陆热力差指数(单位:℃)

Fig. 5 The WSAT thermal contrast index over the Asian continent for the period of 1948/1949 - 1998/1999 (units: °C)

代内。图 5 中 1970/1971 和 1971/1972 年可作为正指数转为负指数年代的转换期。

针对南亚-东北亚热力差指数明显的年代际特征，下面主要讨论相应的 1950~1970 年正指数年代和 1973~1999 年负指数年代北半球冬、夏季大尺度环流和中国气候的年代际特征。

4 亚洲大陆冬季南亚-东北亚热力差指数与东亚冬季风年代际变化

为了进一步分析南亚-东北亚热力差指数对东亚冬季风活动的表征能力，采用观测资料和 NCEP/NCAR 再分析资料进行分析，以便使不同的资料能够相互映证。图 6 分别为中国 160 个站的气温和 NCEP/NCAR 地面气温正负指数年代冬季 (DJF) 气温距平的合成分布。从中国 160 个站气温距平分布(图 6a、b)可以看到，正指数年代，中国 160 个站气温距平分布除西南地区为较小的正距平，其他地区均为负距平；与此相反，负指数年代，除西南地区有较小负距平，其他地区均为正距平。

距平分布表明了中国冬季气温变化的年代际特征，以及相应两个年代中国西南地区与中国其他地区气温反向变化的特征。另外，从再分析资料(图 6c、d)可以看到：正指数年代东亚东部为气温负距平，南亚为气温正距平；负指数年，东亚东部为气温正距平，南亚为气温负距平。比较中国 160 个站冬季气温和 NCEP 再分析地面气温的年代际分布看到，不同资料所反映的正、负指数年代的气温距平合成场的空间结构特征和年代际特征是一致的。比较还发现，冬季温度正负距平场的分布和夏季风与冬季地面气温相关场分布(图 2 和图 3)以及冬季地面气温 EOF 第二模态(图 1c)的结构相似，进一步反映了东亚东部与南亚地区地面气温相反的变化特征。

东亚冬季风强弱可以首先从低层风场上反映出来。图 7a、b 分别为正、负指数年代冬季 (DJF) 低层 850 hPa 距平合成风场，可以看到不同年代风场变化有明显差异。正指数年代，东亚东部 100°E~120°E 有明显的异常偏北气流，表明东亚冬季风加强。值得注意的是，从气流的流向来看，与该异常

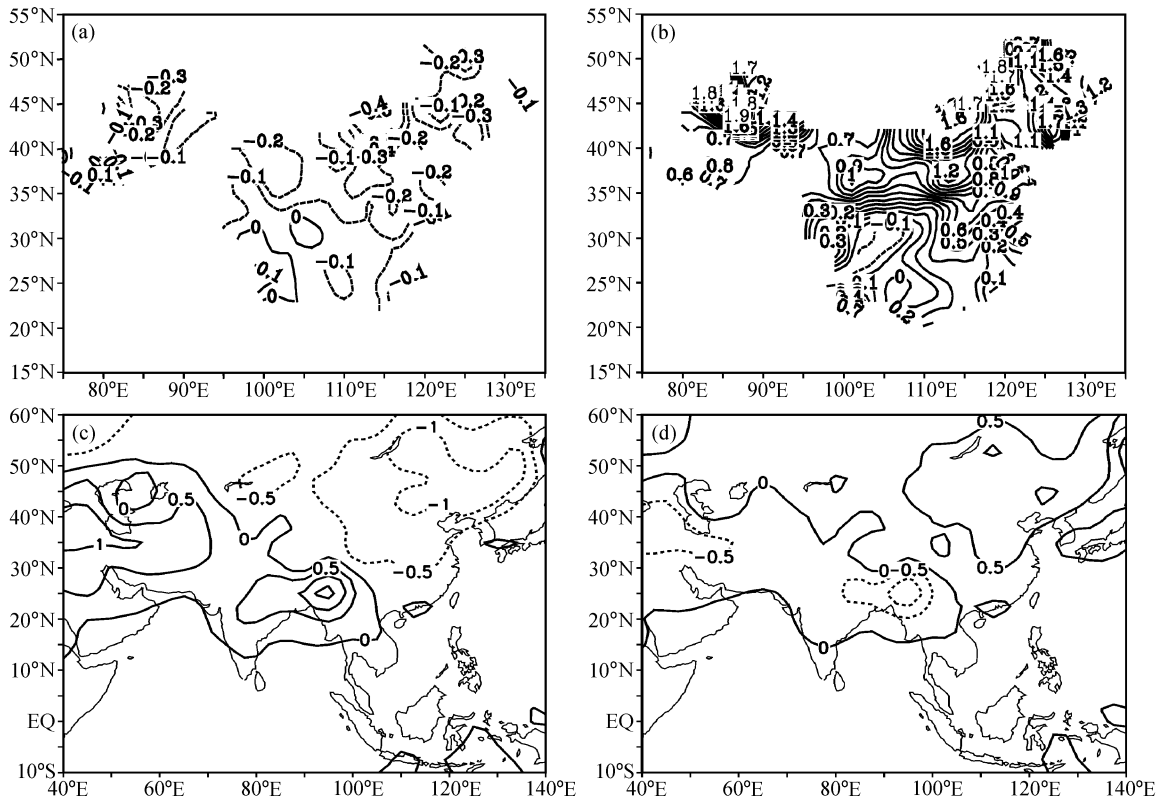


图 6 冬季中国 160 站(a、b)和 NCEP (c、d)地面气温正负热力差指数年代合成：(a、c)1950~1970 年正指数年代；(b、d)1973~1999 年负指数年代

Fig. 6 Composites of anomalous WSAT based on 160 stations observation data in China (a, b) and NCEP data over the Asian continent (c, d) during positive(a, c, 1950 - 1970) and negative (b, d, 1973 - 1999) index years

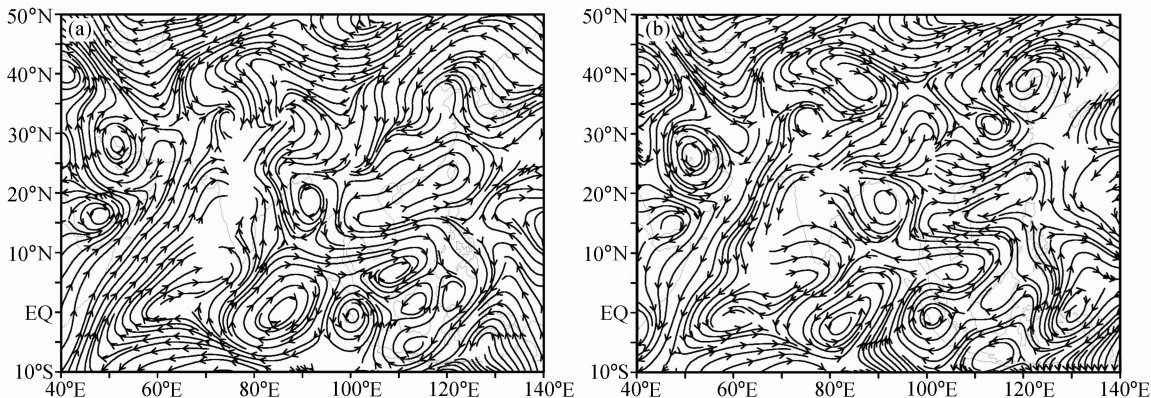


图 7 正负热力差指数年代 850 hPa 距平流场: (a)1950~1970 年正指数年代; (b)1973~1999 年负指数年代

Fig. 7 Composites of anomalous stream field at 850 hPa in the previous winter (DJF) for 1950–1970 (a) and 1973–1999 (b)

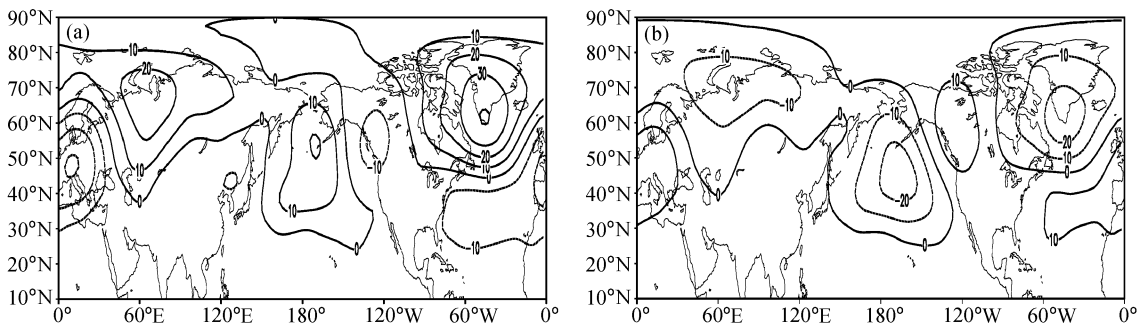


图 8 正负指数年前冬(DJF)500 hPa 高度距平合成场: (a)1950~1970 年正指数年代; (b)1973~1999 年负指数年代

Fig. 8 Composites of anomalous height at 500 hPa in the previous winter (DJF) for 1950–1970 (a) and 1973–1999 (b)

偏北气流向南流动相联系的是中低纬度地区出现的异常气旋和反气旋环流,而与索马里地区的异常越赤道气流无关,索马里地区为异常偏南气流,其流向与东亚东部地区的异常偏北气流刚好相反。在孟加拉湾、印度洋东部和南海南部为异常反气旋,中南半岛到东亚沿海和印度尼西亚附近为异常气旋环流,通过这些气旋和反气旋环流之间齿轮式的耦合引导东亚东部地区的异常偏北气流流向南半球,与此相反,负指数年代上述地区的异常环流变化则刚好相反。以上分析表明了正指数年代和负指数年代低层流场变化相反的年代际特征。

冬季 500 hPa 高度距平场分布也有明显不同的特征(图 8a、b)。正指数年代,在乌拉尔山、北太平洋中部和西大西洋地区分别为正距平区,而东亚东部、北美西部和欧洲西部分别为负距平区,亚洲地区距平场分布为一正一负,乌拉尔山的正距平区以及东亚东部的负距平区表明乌拉尔山脊加强,东亚大槽加深,中高纬度的经向度加大,东亚冬季风

加强。负指数年代,距平合成场的分布相反,乌拉尔山、北太平洋中部和西大西洋地区转为负距平区,而东亚东部和北美地区为正距平区,亚洲地区距平场分布为一负一正,表明乌拉尔山脊和东亚大槽均减弱,相应的东亚冬季风也减弱。

陈隽和孙淑清^[22]分析了强弱东亚冬季风环流的异常特征,指出强东亚冬季风年中国东部及沿岸的偏北风加强,中高纬度地区环流经向度大,乌拉尔山高压加强和东亚大槽加深,弱冬季风年环流变化则基本上呈现相反的趋势,与本文的分析结果相比基本是一致的。

5 亚洲大陆冬季热力差异与夏季大尺度环流的年代际特征

5.1 夏季风年代际特征

首先,考察正、负指数年代夏季低层 850 hPa 距平合成风场特征(图 9a、b),由图可见正指数年代,东亚东部有明显的南风距平,意味着东亚夏季

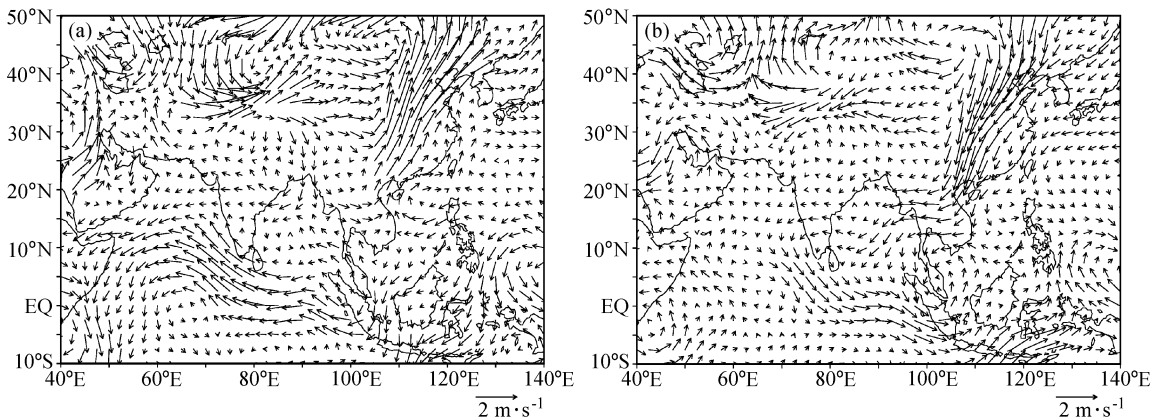


图 9 夏季正负指数年 850 hPa 距平合成风场：(a)1950~1970 年正指数年代；(b)1973~1999 年负指数年代
Fig. 9 Composites of anomalous wind at 850 hPa in summer (JJA) for 1950 - 1970 (a) and 1973 - 1999 (b)

风加强，印度洋中部和东部赤道附近有自南向北的异常越赤道气流，该异常气流在向北流动过程中分为两支，一支与东亚东部地区的南风距平相联系，一支则转向西经阿拉伯海南部与索马里地区由北向南的异常越赤道气流相连，风场分布表明东亚夏季风的加强与 100°E 赤道附近的越赤道气流有重要联系。负指数年代，以上地区的风场变化则刚好相反，东亚东部地区有明显的北风距平，东亚夏季风减弱，异常偏北气流向南经过中南半岛、孟加拉湾和印度次大陆，在印度洋中部和东部赤道附近流向南半球。

异常风场的年代际特征表明，相应大陆正热力差指数年代和负指数年代，东亚夏季风的变化特征几乎完全相反，东亚夏季风系统对前冬大陆正、负热力差指数的年代际异常相当敏感。

图 10 为夏季正、负指数 500 hPa 高度距平场年代际分布。可以看到正指数年代，欧亚大陆的距平场分布为北正南负，表明中高纬度高度场升高，低纬度高度场降低，东亚大槽减弱。与此相反，负

指数年代高度的距平场分布相反，高纬度高度场降低而低纬度高度场升高，在东亚东部到北太平洋西部为负距平区，东亚槽加深，青藏高原上的脊加强。

5.2 大气热状态变化

低层的气温变化必然会通过大气垂直运动释放的潜热影响高层大气温度的变化。图 11 分别为正负指数年代南亚地区(A 区)气温距平平均的 1000~10 hPa 高度-时间剖面，可以看到南亚地区高低层大气热状态有明显不同的季节差异和年代际差异。正指数年代(图 11a)，冬半年(1~4 月和 11~12 月)高低层气温距平的垂直结构一致，在对流层低层 1000~700 hPa 为气温正距平，700~50 hPa 为气温负距平，50 hPa 以上又转为气温正距平。夏半年(5~10 月)，对流层低层 1000~500 hPa 为气温负距平，500 hPa 以上的对流层高层至平流层低层则为气温正距平。比较发现，平流层气温的季节变化不明显，而对流层冬夏季节的气温变化相反，有明显的季节变化，冬季气温的垂直变化也比夏季气

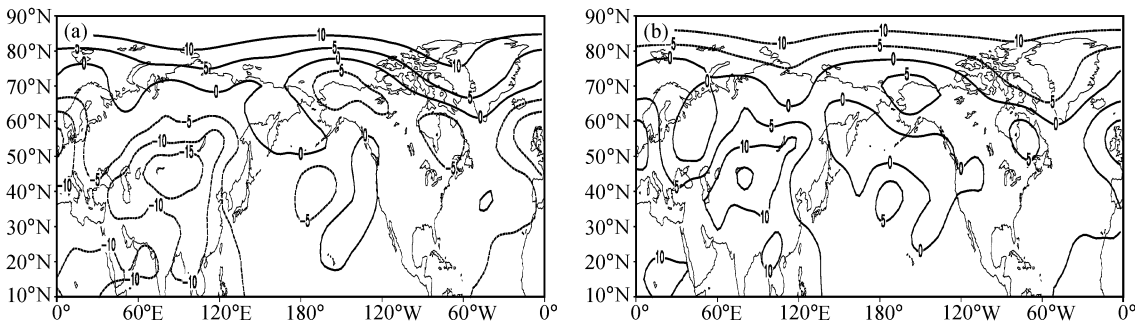


图 10 同图 8，但为夏季(JJA)
Fig. 10 Same as Fig. 8, but for summer (JJA)

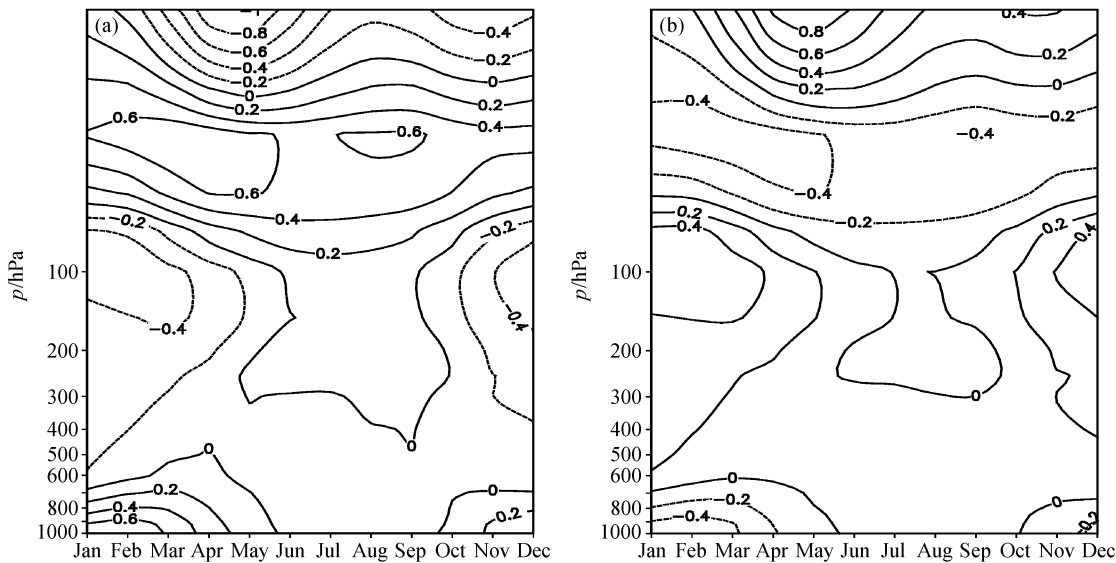


图 11 正负指数年代南亚(15°N~30°N, 75°E~100°E)气温距平区域平均的高度-时间剖面: (a) 1950~1970 年正指数年代; (b) 1973~1999 年负指数年代

Fig. 11 Time-height cross section of regionally averaged air temperature over the South Asia region (15°N~30°N, 75°E~100°E) for the period of 1950~1970 (a) and 1973~1999 (b)

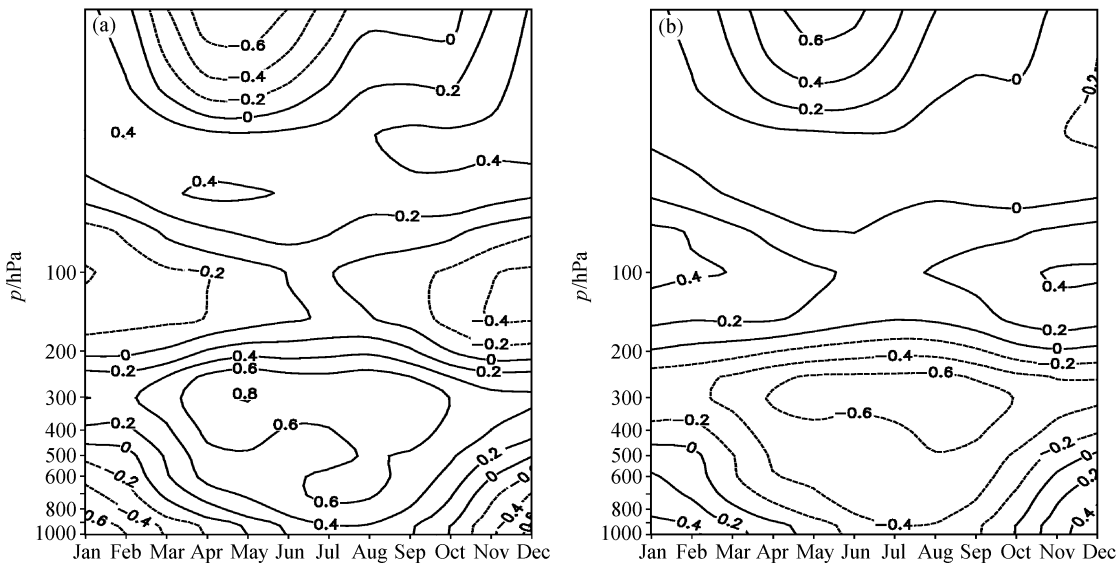


图 12 同图 11, 但为东北亚(30°N~50°N, 100°E~130°E)

Fig. 12 Same as the Fig. 11, but for Northeast Asia region (30°N~50°N, 100°E~130°E)

温的垂直变化弱。与正指数年代大气的热状态相比, 1973~1999 年的负指数年代高低层大气热状态的变化刚好相反(图 11b)。

图 12a、b 分别为东北亚(B 区)正负指数年代气温距平平均的 1000~10 hPa 高度-时间剖面, 同样可以看到完全相反的年代际差异。正负气温距平在垂直方向呈相间分布, 正指数年代(图 12a), 冬

半年(同上)1000~500 hPa 和 200~50 hPa 分别为气温负距平, 500~200 hPa 和 50 hPa 以上为气温正距平。夏半年(同上), 整个对流层中低层和平流层低层为气温正距平, 平流层高层为气温负距平, 对流层气温有明显的季节变化特征。负指数年代(图 12b), 高低层大气热状态的变化与正指数年代大气热状态的变化相反。

进一步对比分析同一时段南亚和东北亚气温垂直变化,发现气温的反向变化特征主要出现在对流层低层。正指数时段:南亚(图 11a)对流层低层冬半年为气温正距平,夏半年为气温负距平,而东北亚(图 12a)对流层低层冬半年为气温负距平,夏半年为气温正距平。负指数时段南亚(图 11b)和东北亚(图 12b)对流层低层气温的变化则完全相反。

综上所述,亚洲大陆的东北亚和南亚区域之间热力差异的年代际反相特征,不仅体现在低层地面气温的变化,在对流层和平流层,这种特征也是相当明显的。与历年的平均气温相比,20 世纪 50~60 年代,南亚的地面气温升高,而东北亚地区的地面气温降低;20 世纪 70~90 年代,两个区域地面气温的变化刚好相反,南亚地区地面气温降低,而东北亚地面气温升高。

5.3 中国夏季降水的年代际特征

以上分析表明,亚洲冬夏季风活动、北半球 500 hPa 高度距平场以及大气热状态的变化对亚洲大陆热力差指数年代际变化的响应相当明显,那么,中国夏季降水的年代际特征又怎样呢?

在对降水场进行简单合成之前,为了避免极端气候变化对合成场的影响,首先需要分析中国夏季降水的历史。1954 年,在长江和淮河流域出现了百年未见的大水,长江中下游及其以南的广大地区雨季开始早、持续时间长,暴雨频繁。1991 年,江淮及太湖地区降水偏多 5 成至一倍,淮河干流两次出现洪峰,太湖水位超过 1954 年历史最高水位。1998 年是建国以来少有的重涝年份之一,我国大部分地区雨量显著偏多,长江、松花江和嫩江流域

的暴雨洪涝严重,东北西部、淮河流域大部及江南大部地区雨量偏多 2~5 成,内蒙古东部、江西北部偏多达 5 成以上。鉴于以上年份夏季降水的极端异常特征,在对两个年代际雨量合成时剔除以上 3 个年份。

图 13 给出相应正、负指数年代中国夏季降水场的分布,可以看到中国夏季降水有明显不同的年代际特征。正指数时段,华南、西南、黄河流域和东北地区为正降水距平百分率,长江流域为负降水距平百分率,其分布特征表明中国雨带位置分别位于黄河流域和华南,属第一类雨型,但正负降水距平百分率的量级明显偏小;与正指数时段相比,负指数时段的正负降水距平百分率量级明显较大,江淮流域为正降水距平百分率,黄河以北和华南的大部分地区为负降水距平百分率,表明中国雨带位于江淮流域,属第二类雨型。

异常雨带分布和夏季距平风场、高度距平场的配置是一致的。在正指数年代的夏季,夏季风异常偏强,东亚地区的锋区位置稍偏北,多雨带向北移到黄河流域,而江淮流域降水偏少,同期 500 hPa 高度距平分布为北正南负,表明中高纬度地区的西风槽活动较弱,冷空气偏弱,位于我国黄河流域的雨带降水偏多不明显,最大正降水距平百分率中心仅为 10%。负指数年代的夏季,夏季风异常偏弱,东亚锋区位置偏南,中国雨带位置偏南,位于江淮流域、黄河流域及华南大部分地区降水偏少,而 500 hPa 高度距平场分布为北负南正,中纬度地区西风槽活动较强,冷空气活动偏强,冷暖空气的交汇造成我国江淮流域雨量明显偏多,最大降水正距

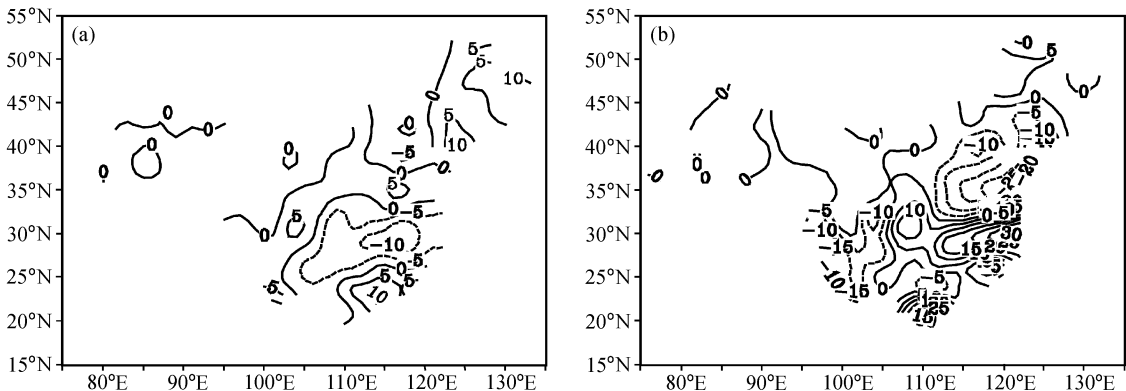


图 13 中国夏季(JJA)160 站降水距平百分率(%)分布:(a)1950~1970 年正指数年代(除 1954 年);(b)1973~1999 年负指数年(除 1991 和 1998 年)

Fig. 13 Composites of anomalous summer precipitation percentage of 160 stations in China for the period of 1950 - 1970 (except 1954) (a) and 1973 - 1999 (except 1991 and 1998) (b)

平百分率中心为 25%。

孙淑清和孙柏民^[23] 分析了中国江淮流域夏季旱涝前期的冬季环流特征, 指出旱年前冬, 500 hPa 高度 135°E 附近东亚大槽位置上为极强的负距平中心, 而 60°E 以北的阿拉斯加地区为正距平, 表明就中高纬度的行星尺度系统而言, 旱年前冬东亚大槽加深, 乌拉尔山脊加强, 中高纬度地区的经向度加大。而涝年前冬的 500 hPa 形势场变化则几乎完全相反。比较以上结论与本文研究, 发现其结论是一

致的。本文研究表明: 冬季热力差正指数时段, 冬季乌拉尔山脊加强, 东亚大槽加深, 中高纬度地区的经向度加大, 相应后期中国夏季降水为第一类雨型, 江淮流域少雨; 而冬季热力差负指数时段, 冬季 500 hPa 高度距平分布刚好相反, 同时相应后期中国夏季降水为第二类雨型, 江淮流域多雨。

6 冬季大陆热力差指数的滞后影响

前面分析表明, 冬季, 亚洲大陆热力差异指数

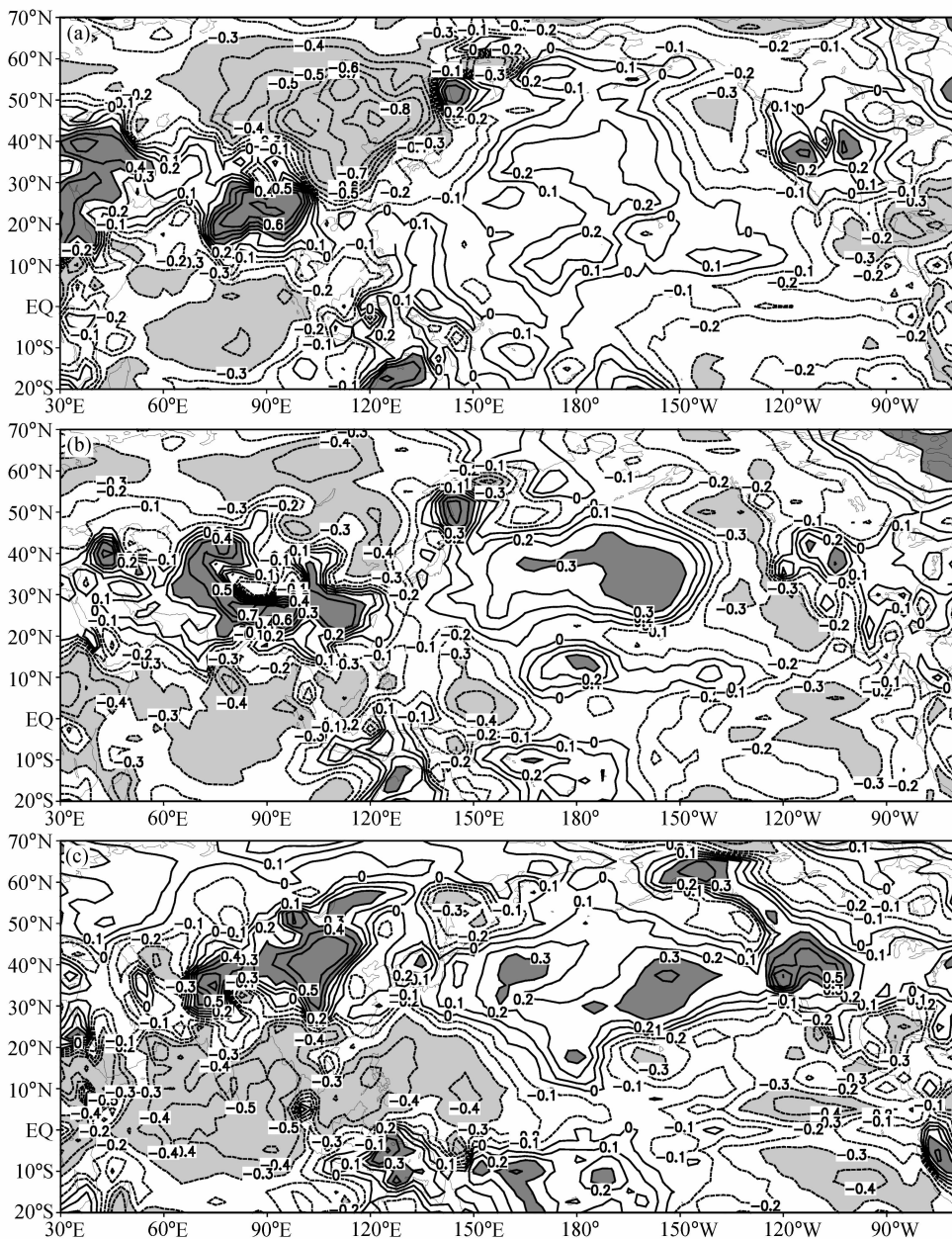


图 14 1949~1999 年前冬大陆热力差指数与地面气温的相关分布: (a)DJF; (b)MAM; (c)JJA

Fig. 14 Correlations between thermal contrast index and WSAT for 1949-1999 in DJF (a), MAM (b) and JJA(c). The shaded areas indicate significant changes at the 95% level, estimated by a local student *t*-test.

的变化与亚洲冬夏季风异常变化，北半球高度距平场的异常分布以及亚洲区域高层大气热状态的变化有密切联系。孙淑清等^[22]的分析表明，冬季风活动主要通过对低纬度热带地区的海温和对流的作用而发挥滞后影响。李崇银^[24]研究发现了东亚冬季风活动与 El Niño 事件有密切的相互联系，指出东亚地区频繁的冷空气活动对 El Niño 事件有激发作用，之后的资料分析和数值模拟同样证实了东亚冬季风活动对 ENSO 事件的重要作用^[25, 26]。以下，我们将简单分析冬季大陆热力差指数与海温变化的关系和正负指数年低纬度地区的对流活动特征，借此考查后期海温和对流对冬季大陆热力差指数的敏感性和受到的滞后影响。

6.1 热力场的滞后响应特征

图 14 为冬季大陆热力差指数与冬季同期 (DJF)、后期春季(MAM)和夏季(JJA)地面气温和海洋表面温度变化的相关分布，从图中可以看到，冬季到夏季的相关分布在热带印度洋、赤道东太平洋和北太平洋中部地区有很好的持续性，而在赤道菲律宾以东洋面和亚洲大陆的相关则随季节出现了相反的变化。

冬季，大陆热力差指数与东亚东部和南亚地区的地面气温的正负相关分布相反，东亚东部有中心

高达-0.8 的负相关区，南亚区域有中心高达 0.6 的正相关区。指数与热带印度洋和赤道东太平洋附近的地面气温呈负相关，与北太平洋中部的地面气温呈正相关，其中与印度洋中东部地区负相关明显，负相关中心高达-0.4。

春季是冬、夏季风转换的关键季节，印度洋地区的负相关区向东扩展，菲律宾以东洋面上的正相关区消失，转为相关系数高达-0.4 的负相关区。赤道东太平洋地区的负相关区和北太平洋中部正相关区的强度加强，超过 0.05 的信度检验的相关区的范围扩大。在亚洲大陆上，东亚东部地区的负相关明显减弱，相关中心强度由冬季的 0.8 减小为 0.4，负相关区的范围明显缩小，与此同时，南亚区域的正相关范围明显向北扩展，强度加强，中心相关系数增加到 0.8。

夏季，热带印度洋到西太平洋、亚洲大陆的相关分布有明显的变化，印度洋超过 0.05 信度检验的负相关区范围继续向东延伸到 160°E，向北扩展到 25°N 附近，赤道西太平洋地区的负相关加强，东印度洋到西太平洋的负相关中心高达-0.5，印度次大陆和中南半岛已完全由冬季的正相关转为负相关。在东亚东部，冬季的负相关完全转为正相关，正相关中心高达 0.5，同时冬季维持在南亚地

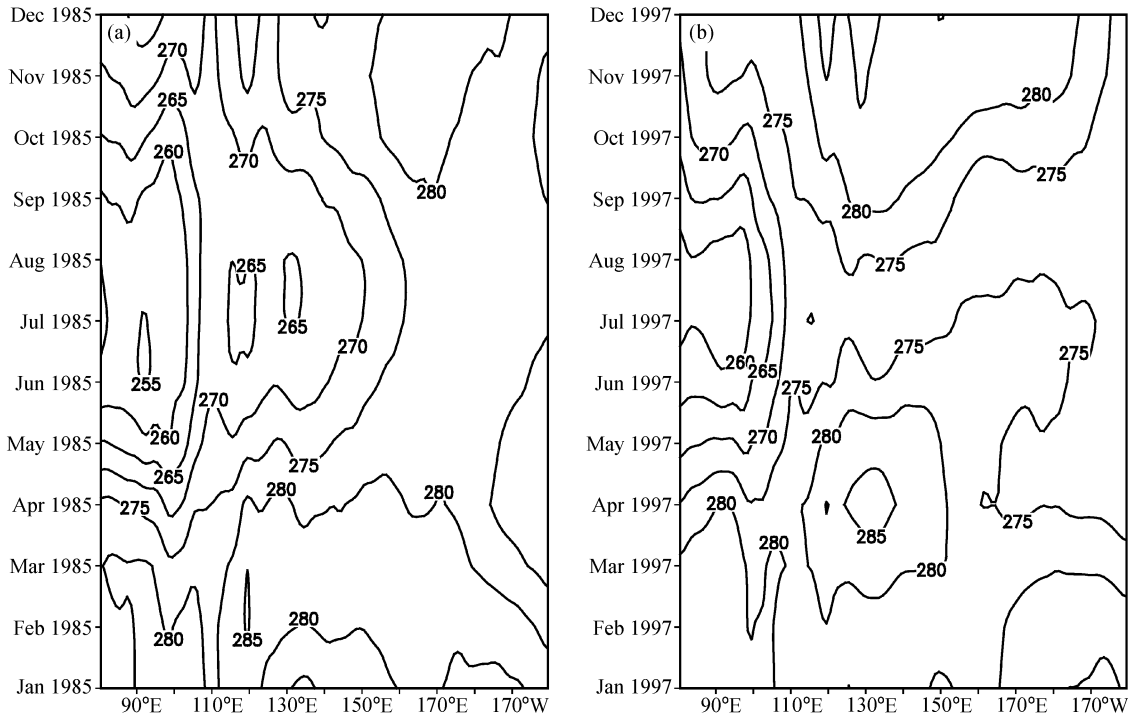


图 15 正负大陆热力差年低纬度 EQ-10°N 的 TBB 经度-时间剖面图：(a)1985 年；(b)1997 年
Fig. 15 Longitude-time cross section of averaged TBB data along EQ-10°N in 1985 (a) and 1997 (b)

区的正相关区减弱消失, 转为负相关。

6.2 低纬度对流活动的滞后响应特征

以上可以看到正负指数变化不仅与同期地面温度和海面温度相关较好, 还与后期的气温变化有很好的隔季相关。研究分析表明, 低纬度对流活动对夏季风的爆发和活动有重要的相关关系^[27, 28]。

利用 TBB 资料进一步分析低纬度对流活动对大陆冬季热力差指数的滞后响应特征。由于现有资料的限制, 这里仅选用 1985 年(正指数年)和 1997 年(负指数年)来进行分析。图 15 分别为 1985 年和 1997 年沿 $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 低纬度地区 TBB 的经度-时间剖面, 从图中可以看到, 大陆热力差正指数年冬季, 东印度洋到中南半岛地区对流活动相对较强, 而西太平洋对流活动相对较弱, 100°E 附近的 TBB 温度在四月初开始低于 270 K, 对流活动强盛, 并开始向东传播, 夏季在 $80^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 区域内对流活动都比较强盛。而在大陆热力差负指数年冬季, 东印度洋到中南半岛地区对流活动相对较弱, 而西太平洋对流活动相对较强, 对流活动首先从中印度洋地区加强, 100°E 附近的 TBB 温度在四月下旬才开始低于 270 K, 对流活动的向东传播不明显, 夏季在 $80^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 区域内对流活动都比较弱。因此, 印度洋低纬度地区的对流活动具有较好的持续性, 滞后效应较强。南海和西太平洋地区对流活动持续性不强, 主要是因为该区域的对流活动较大地受到西印度洋、特别是 100°E 附近中南半岛的对流活动影响, 由此可见, 100°E 附近中南半岛的对流活动对夏季风的建立和发展, 有重要的激发作用。

7 结论和讨论

通过以上分析, 可以得到下几点结论:

(1)通过不同分析方法对不同资料的分析均表明了东亚东部、南亚区域地面气温变化具有明显的反相位特征, 这一特征是近五十年来亚洲地区地面气温变化的最显著特征。

(2)亚洲大陆冬季南亚-东北亚热力差指数具有明显的年代际特征, 20 世纪 50~60 年代, 南亚区域(青藏高原西南部、孟加拉湾)的地面气温升高, 东亚东北部地区的地面气温降低; 20 世纪 70 年代以后, 以上两个区域地面气温的变化则刚好相反。

(3)亚洲夏季风系统的年代际变化与亚洲大陆冬季南亚-东北亚热力差异的年代际变化有密切的

关系, 对前冬大陆正、负热力差指数敏感。相应不同的热力差指数年代, 亚洲季风, 特别是东亚夏季风的变化特征几乎完全相反: 东北亚地面温度负(正)距平而南亚地面温度正(负)距平后期, 东亚夏季风明显加强(减弱)。

(4)相应不同的热力差指数年代, 南亚和东北亚区域高低层大气状态的变化比较复杂, 不仅有明显不同的年代际特征, 也有明显的季节变化特征。

(5)相应亚洲大陆冬季南亚-东北亚热力差指数的年代际变化, 中国夏季的降水也有相反的年代际特征。正指数年代, 中国夏季的降水雨带位置偏北, 位于黄河流域, 江淮流域降水偏少, 以第一类雨型分布为主; 负指数年代, 中国夏季的降水雨带位置偏南, 位于江淮流域, 雨带分布以第二类雨型为主。

(6)热带印度洋和西太平洋的海温对大陆冬季南亚-东北亚热力差的响应具有较好的滞后性, 此外, 印度洋低纬度地区的对流活动也具有较好的持续性, 滞后效应较强。

海陆热力差异的季节变化是亚洲季风形成的原始驱动力。而就本文的研究发现, 除了海陆之间的热力差异, 亚洲大陆东部、南亚的地面气温变化也存在明显的区域差异, 这种区域热力差异不仅有明显的年、季变化特征, 还具有明显的年代际反向变化特征, 与此相应, 亚洲季风环流异常, 特别是东亚季风异常、500 hPa 高度距平场、两区域上空的大气热状态以及中国气候变化等均具有完全相反的年代际特征。那么, 亚洲大陆上的这种区域热力差异对亚洲季风、中国气候变化的影响以及它们之间相互作用的机制究竟如何呢? 所有这些问题还有待于进一步的研究。

参考文献(References)

- [1] 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 1~26
Chen Longxun, Zhu Qiagen, Luo Huibang, et al. *The East Asian Monsoon* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991. 1~26
- [2] 徐国昌, 李梅芳. 青藏高原温度与东亚环流. 高原气象, 1985, 4(2): 185~189
Xu Guochang, Li Meifang. The relationship between Qinghai-Tibetan Plateau and the circulation over East Asia. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1985, 4(2): 185~189
- [3] 张耀存, 钱永甫. 南海季风区地面温度变化特征及其与季风

- 爆发的联系. 南京气象学院学报, 2002, **25**(2): 192~198
- Zhang Yaocun, Qian Yongfu. Characteristic of surface temperature variation in SCS monsoon region and connections with the monsoon onset. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2002, **25**(2): 192~198
- [4] 汤懋苍, 伊建华, 蔡洁萍. 冬季地温分布与春夏季降水相关的统计分析. 高原气象, 1986, **5**(1): 40~52
- Tang Maocang, Yi Jianhua, Cai Jieping. A statistical relationship between the field of soil temperature in winter and of the precipitation in spring and flood season. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1986, **5**(1): 40~52
- [5] 汤懋苍, 王敬香, 张建. 用冬季地温预报汛期降水距平的初步方法. 高原气象, 1987, **6**(3): 244~255
- Tang Maocang, Wang Jingxiang, Zhang Jian. A primary method for predicting the spring rainfall by the winter soil temperature depth 80 cm. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1987, **6**(3): 244~255
- [6] 汤懋苍, 赖特 E R. 美国低温分布与后一季降水的相关分析. 高原气象, 1986, **5**(4): 293~307
- Tang Maocang, Reiter E R. The similarity between the maps of soil temperature and precipitation anomaly of the subsequent season. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1986, **5**(4): 293~307
- [7] Yanai M, Li C F, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**: 319~351
- [8] 王可丽, 吴国雄, 江灏, 等. 青藏高原云-辐射-加热效应和南亚夏季风——1985 年与 1987 年的对比分析. 气象学报, 2002 年, **60**(2): 173~179
- Wang Keli, Wu Guoxiong, Jiang Hao, et al. Cloud - radiation - heating effect over the Tibetan Plateau and summer monsoon of the South Asia. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60**(2): 173~179
- [9] 陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 中、高纬度地区冰盖和积雪与长江中下游地区梅雨降水量反相关. 大气科学, 1988, 特刊, 13~21
- Tao Shiyang, Zhu Wenmei, Zhao Wei. Relationship between ice-snow covers over mid- and high-latitude regions and rainfall over the lower reaches of Yangtze River valley. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1988 (Suppl.), 13~21
- [10] 罗四维, 姚兰昌, 吕世华. 海陆分布与高原对低纬 7 月平均经圈环流的影响. 高原气象, 1982, **1**: 12~20
- Luo Siwei, Yao Lanchang, Lü Shihua. The effect of the land - sea distribution and plateau on the mean meridional circulation in the low latitude in July. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1982, **1**: 12~20
- [11] 罗四维, 吕世华, 潘敬东. 海陆分布和青藏高原对冬、夏平均东西风带及其季节变化影响的初步分析. 高原气象, 1985, **4**(3): 252~261
- Luo Siwei, Lü Shihua, Pan Jingdong. The preliminary analysis of the effect of the land - sea distribution and vast plateau on the mean western wind in summer and winter and their changes. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1985, **4**(3): 252~261
- [12] 章名立, 符淙斌, 王铭如, 等. 七十年代全球地面气温的初步研究(一)——七十年代全球地面气温的特征和东北低温冷害. 大气科学, 1982, **6**(3): 229~236
- Zhang Mingli, Fu Congbin, Wang Mingru, et al. A study of global surface temperature field in 70's (1)—The characteristic of global temperature and summer cold disaster in the northeast, China in 70's. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1982, **6**(3): 229~236
- [13] 陈烈庭. 阿拉伯海-南海海温距平的纬向差异对长江中下游降水的影响. 大气科学, 1991, **15**(1): 33~41
- Chen Lieting. Effect of zonal difference of sea surface temperature anomalies in the Arabian sea and the south China sea on summer rainfall over the Yangtze River. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1991, **15**(1): 33~41
- [14] 尤卫红. 气候变化的多尺度诊断分析和预测的多种技术方法研究. 北京: 气象出版社, 1998. 9~17
- You Weihong. *Multiscale Diagnosis and Prediction Methods Study on Climate Variability* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1998. 9~17
- [15] 陈乾金, 高波, 张强. 青藏高原冬季雪盖异常与东夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究. 大气科学, 2000, **24**(4): 477~492
- Chen Qianjin, Gao Bo, Zhang Qiang. Studies of relation of snow cover over the Tibetan Plateau in winter to the winter-summer monsoon change. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(4): 477~492
- [16] Dommenget D, Latif M. A cautionary note on the interpretation of EOFs. *J. Climate*, 2002, **15**: 216~225
- [17] Jolliffe I T. A cautionary note on artificial examples of EOFs. *J. Climate*, 2003, **16**: 1084~1086
- [18] Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **118**: 877~926
- [19] 乔云亭, 陈烈庭, 张庆云. 东亚季风指数的定义及其与中国气候的关系. 大气科学, 2002, **26**(1): 69~82
- Qiao Yunting, Chen Lieting, Zhang Qingyun. The definition of East Asia monsoon indices and their relationship to climate in China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26**(1): 69~82
- [20] 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化分析. 地理学报, 1983, **38**(3): 207~216
- Guo Qiyun. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese),

- 1983, **38**(3): 207~216
- [21] Tao Shiyun, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang C P and Krishnamurti T N, Eds. Oxford University Press, 1988. 60~92
- [22] 陈隽, 孙淑清. 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. 大气科学, 1999, **23**(1): 101~111
Chen Jun, Sun Shuqing. Eastern Asian winter monsoon anomaly and variation of global circulation, Part I. A comparison study on strong and weak winter monsoon. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, **23**(1): 101~111
- [23] 孙淑清、孙柏民. 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, 1995, **53**(4): 438~450
Sun Shuqing, Sun Bomin. The relationship between the anomalous winter monsoon circulation over East Asia and summer drought/flooding in the Yangtze and Huaihe River valley. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1995, **53**(4): 438~450
- [24] 李崇银, 频繁的强大东亚大槽活动与 El Niño 的发生. 中国科学(B), 1988, **6**: 667~674
Li Chongyin. Frequent activities of stronger aerotroughs in East Asia wintertime and occurrence of the El Niño event. *Science in China* (Series B, in Chinese), 1988, **31**(6): 667~674
- [25] 李崇银、肖子牛. 大气对外强迫低频遥响应的数值模拟对欧亚中高纬寒潮异常的响应. 大气科学, 1993, **17**(5): 523~531
Li Chongyin, Xiao Ziniu. Numerical simulation of the atmospheric low frequency teleresponse to the external forcing, II: Response to the anomalous "cold wave" over the middle-high latitude Eurasian Area. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1993, **17**(5): 523~531
- [26] 穆明权, 李崇银. 东亚冬季风年际变化的 ENSO 信息 I. 观测资料分析. 大气科学, 1999, **23**(3): 276~285
Mu Mingquan, Li Chongyin. ENSO signals in the interannual variability of East-Asian winter monsoon. Part I. Observed data analyses. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, **23**(3): 276~285
- [27] 钱维宏, 朱亚芬. 亚洲夏季风爆发的深对流特征. 气象学报, 2001, **59**(5): 578~590
Qian Weihong, Zhu Yafen. Study on the deep convective characteristics of Asian summer monsoon onset. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **59**(5): 578~590
- [28] Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, **14**: 141~162