

青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系^{* 1}

朱玉祥^{1,2,3} 丁一汇⁴ 徐怀刚³

1 中国气象科学研究院,北京,100081

2 南京信息工程大学,江苏,南京,210044

3 中国气象局培训中心,北京,100081

4 国家气候中心,北京,100081

摘 要

利用 NCEP 1950—2004 年逐日再分析资料,采用倒算法,对青藏高原大气热源的长期变化进行了计算,结果发现,青藏高原及附近地区上空大气春夏季热源在过去 50 年里,尤其是最近 20 年,表现为持续减弱的趋势。而 1960—2004 年青藏高原 50 站的冬春雪深却出现了增加,尤其是春季雪深在 1977 年出现了由少到多的突变。用 SVD 方法对高原积雪和高原大气热源关系的分析表明,二者存在非常显著的反相关关系,即高原冬春积雪偏多,高原大气春夏季热源偏弱。高原大气春夏季热源和中国 160 站降水的 SVD 分析表明,高原大气春夏季热源和夏季长江中下游降水呈反相关,与华南和华北降水呈正相关;而高原冬春积雪和中国 160 站降水的 SVD 分析显示,高原冬春积雪和夏季长江流域降水呈显著正相关,与华南和华北降水呈反相关。在年代际尺度上,青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水型的年代际变化(南涝北旱)有很好的相关。最后讨论了青藏高原大气热源影响中国东部降水的机制。青藏高原春夏季热源减弱,使得海陆热力差异减小,致使东亚夏季风强度减弱,输送到华北的水汽减少,而到达长江流域的水汽却增加;同时,高原热源减弱,使得副热带高压偏西,夏季雨带在长江流域维持更长时间。导致近 20 年来长江流域降水偏多,华北偏少,形成“南涝北旱”雨型。高原冬春积雪的增加,降低了地表温度,减弱了地面热源,并进而使得青藏高原及附近地区大气热源减弱。

关键词: 高原热源,季风,高原积雪,南涝北旱。

1 引 言

现有研究表明,中国东部最近 20 年的降水分布主要表现为“南涝北旱”,即长江流域降水偏多,而华北降水偏少。对于形成这种降水分布的原因,有一些研究归因于人为因子。如徐群^[1]认为,中国夏季降水独特的变化趋势主要是由于人为硫酸盐气溶胶的排放所引起。Menon 等^[2]则指出,中国夏季降水的变化趋势主要是由于中国东南部工业发达地区黑炭气溶胶的排放所引起。但硫酸盐气溶胶和黑炭气溶胶的气候效应近乎相反,对“南涝北旱”形成机制的解释存在矛盾,尤其是他们的研究并没有对亚洲

地区大尺度的大气环流变化做出合理的解释。

中国地处东亚季风区,夏季降水深受季风强弱变化的影响,有人指出,东亚季风在最近几十年出现了减弱趋势。由于海陆热力差异是形成季风的基本原因,因而季风的减弱主要与海陆温差的减弱有关。不少人分析了海洋的影响,对于陆地,尤其是青藏高原陆面变化影响的分析不多。钱永甫等^[3]提出陆地加热异常在海陆热力差异形成中起主要作用的观点,而青藏高原热力状况的变化尤为重要。

青藏高原作为抬高的热源,可以直接加热对流层中上层大气,对亚洲甚至全球的天气气候都可产生重要影响,尤其对亚洲夏季风的爆发和强度有重

* 初稿时间:2006 年 3 月 28 日;修改稿时间:2006 年 5 月 12 日。

资助课题:科技部“十五”攻关项目(2001BA611B-01)和国家自然科学基金项目(40705033)。

作者简介:朱玉祥,主要从事气候预测与数值模式的研究。E-mail:zhuyx@cma.gov.cn

要影响^[4-6]。以前,对高原热源的研究^[7-9],主要是季节和年际尺度的。最近,年代际尺度的研究增多。赵平和陈隆勋^[10]用高原及其临近地区地面站资料对高原大气热量源汇的计算结果表明,在年代际变化尺度上,1977年高原大气热量源汇具有明显的突变特征,其后大气热源显著增加。最近,张艳^[11]用NCEP资料,对高原感热进行EOF分解,第一模态空间分布高原东部和西部反相变化,对应的时间系数呈非常明显的年代际变化,在1970年前后正负异常变化反相。可见在年代际尺度上,高原热源出现了明显的变化,但变化的符号和变化的时间,不同作者之间有一定差异。

针对上述存在的分歧,本文利用更长时间的资料计算青藏高原及附近地区大气热源,探讨其到底发生了什么变化?并且探究引起这种变化的原因是什么?而这种变化对亚洲尤其是东亚季风区大气环流产生了怎样的影响?进而从大尺度大气环流变化的角度揭示出中国东部降水雨型变化的形成原因。

2 资料与方法

2.1 资料

本文所用的高空资料主要取自NCEP/NCAR 1951—2004年再分析资料。包括水平纬向风 u 、经向风 v 、温度 T 、比湿 q 、位势高度 h 和垂直 p 速度 ω ,水平精度均为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。降水资料为中国国家气候中心整理的1951—2004年中国160站的月降水资料以及中国国家气象信息中心提供的740站逐日降水资料。

积雪资料为吴统文整理的1960—1998年60站月雪深^[12]和来自中国国家气象信息中心的台站每日降雪资料(截止到2004年),由于后者缺测很多,而建站时间也不同,因此给积雪长期变化趋势的研究带来了很大的不确定性。韦志刚^[13]指出,1972年开始有资料的聂拉木站,变化值相对很高,去除聂拉木站后,一些积雪很大的年份(如1989年)变得小了,另一些明显异常的年份异常程度也大大降低,积雪的年代际变化也较为平缓了。存在类似问题的站不止聂拉木站一个。而前者也有个别站部分年份缺测,尤其是没有最近几年的资料,因此我们对这两种资料做了组合,以前者为主,用后者做了补充订正,并且剔除了一些缺测较多和建站较晚的测站资料,得到了1960—2004年青藏高原地区50站的月雪深资料。

2.2 计算方法

大气视热源计算方法为^[7]

$$Q_1 = c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)$$

将上式垂直积分可得

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{100}^{p_s} Q_1 dp = LP + Q_s + \langle Q_R \rangle$$

式中 T 为温度, v 是水平风速, p 为气压, $p_0 = 1000$ hPa, $\kappa = R/c_p$, R 和 c_p 分别为气体常数和干空气定压比热, ω 为垂直 p 速度, θ 为位温, L 为凝结潜热, P 为降水率, Q_s 为地面感热, $\langle Q_R \rangle$ 为辐射加热(冷却)的垂直积分。

3 青藏高原大气热源的变化

图1给出了春(4—5月)、夏(6—8月)整个高原及高原东部和西部大气热源的距平演变。春季取4—5月平均主要是因为气候意义下,高原大气转为热源的时间出现在3月底4月初。可以清楚地看到,无论是春季还是夏季,高原地区的大气热源在近20年都出现了明显的减弱,尤其在90年代。从各区来看,东部的大气热源在近50年呈持续下降的趋势,夏季最为明显,70年代末和90年代初的突变点,用MK或滑动 t 检验都可检测到,但显著性不尽相同。西部大气热源的减弱趋势不如东部明显,但仍可以清楚地看到,西部地区平均的热源强度在近50年也在减弱。

青藏高原及附近地区大气热源的减弱,从图2中也可以得到印证。图2为热源弱的阶段与热源强阶段的气温差值,春夏季,与热源的减弱相对应,在高原上空,都出现了温度的降低。其中,春季温度负距平可以向东影响到很远的范围,有两个大值中心,一个在300 hPa附近,另一个在700 hPa附近。冬季的温度负距平范围小于春季,大值中心的高度和春季相比变化不大,但在高原西部也出现了小范围的温度负距平区。用ERA资料计算的 30° — 45° N平均的1977—2001和1960—1976年差值的春夏季气温经度-垂直廓线图 and 图2非常相似(图略),在青藏高原上空,也有温度负距平出现。

我们也用ERA资料计算了 Q_1 的长期变化,70年代末也出现了由强到弱的转折点,但90年代初的转折点未能检测到(图略)。至于为什么这两种资料会出现不同结果,需要做进一步深入研究。

赵平和陈隆勋^[10]的计算结果表明:春季在60年代以下降趋势为主,1969年达到最小值,此后从

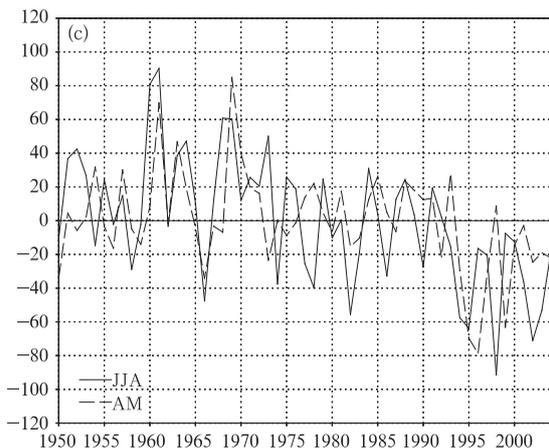
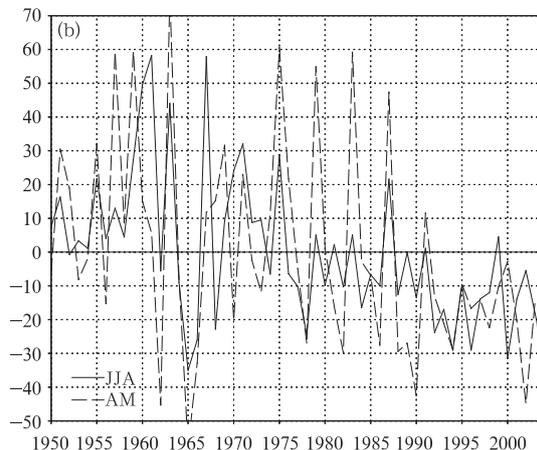
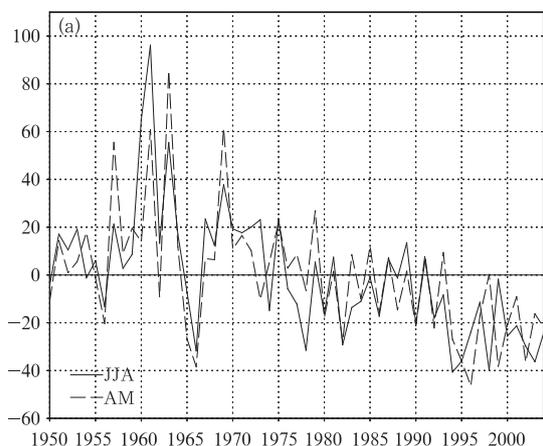


图 1 1950—2004 年 (a) 青藏高原(27.5°—42.5°N, 75°—105°E), (b) 东部(27.5°—45°N, 92.5°—105°E) 和 (c) 西部(30°—37.5°N, 75°—92.5°E) 从地面到 100 hPa 垂直积分的热源 Q_1 距平演变(单位: W/m^2)
Fig. 1 Anomalies of heat sources (Q_1) vertically integrated from surface to 100 hPa over (a) the Tibetan Plateau (27.5°—42.5°N, 75°—105°E), (b) the eastern Plateau (27.5°—45°N, 92.5°—105°E) and (c) western Plateau (30°—37.5°N, 75°—92.5°E) from 1950—2004 (Unit: W/m^2)

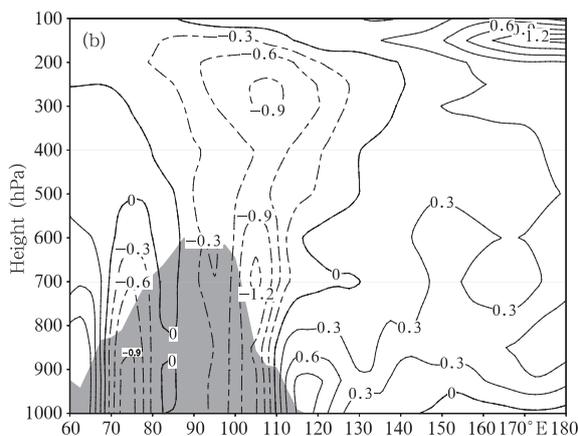
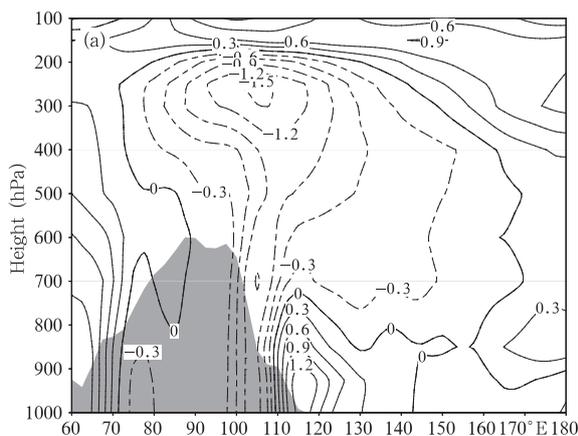


图 2 30°—45°N 平均的 1977—2004 年和 1960—1976 年差值的经度-垂直廓线
(a. 春季(4—5 月)平均气温, b. 夏季(6—8 月)平均气温; 等值线间隔是 0.3 °C)

Fig. 2 The longitude-vertical profiles of the difference between 1977—2004 and 1960—1976 average 30°—45°N
(a. Air temperature for Apr—May, b. Air temperature for Jun—Aug; The contour interval is 0.3 °C)

70 年代到 90 年代中期, 呈现出明显的上升趋势; 夏季青藏高原的 Q_1 从 1961—1977 年表现出下降趋势, 在 1977 年达到最小值, 此后表现出振荡特征。通过比较可以看出, 在共同的时间段里(1961—1995 年), 夏季的 Q_1 和我们的结果基本一致, 春季在 60

年代下降趋势和我们的也是一致的, 但 70 年代到 90 年代中期出现了分歧。至于出现这种分歧的原因, 可能与计算方法和使用的资料不同有关。

总的来看, 青藏高原上空大气热源在近 50 年的变化是显著的, 高原及附近地区上空热源出现了持

续减弱的趋势,在 70 年代末出现了由强热源到弱热源的突变,而且春、夏季都存在。

4 高原大气热源变化的可能原因

前面指出,青藏高原大气热源出现了持续的减弱,导致这种变化的原因是什么呢?下面将进行分析。

积雪作为一种重要的陆面强迫因子,对大气具有冷却作用。其机制为:初期雪盖对太阳短波辐射的反射增加,使得地表吸收的太阳辐射能量减少;积雪融化时,融雪要吸收融化热;积雪融化后,融水导致的湿土壤和大气发生长期相互作用,地表向大气输送潜热,这也将使地表面冷却。其结果是导致地表向大气热输送(感热)减少。那么,高原大气热源的减弱,是否和高原积雪有关系呢?

首先,我们研究高原积雪的变化,为此定义了一个雪深指数(SDI),即把平均的 50 站的雪深作为高原积雪的雪深指数,来表征积雪的多寡。由图 3 可见,冬季(DJF)(图 3a)和春季(MA)(图 3b)的雪深指数都出现了增加,表明近 50 年来,青藏高原冬春积雪出现了增加趋势。对于最近几年,积雪出现了减少,长江中下游的降水也出现了减少,但由于时间太短,尚无法确定是年代际变化的开始,还是叠加在年代际增加基础上的年际变率。从近 50 年的长期

年代际趋势看,冬春积雪是增加的。

尤其是在 70 年代末,冬春季积雪经历了一次明显的年代际突变,在 1977 年发生了由少到多的突变。尤其是春季积雪,用滑动 t 检验,超过了 0.01 的显著性水平($ih=12$)。文献[14-16]中,也得到了高原积雪 70 年代末的突变。文献[15]只用了 17 个站,1962—1993 年 32 a 的资料,我们的资料测站更多,时间更长,进一步证明了 70 年代末春季积雪突变的存在。

为了进一步确认这种变化,我们对这 50 个测站 3、4 月雪深距平场进行了 EOF 分析,第一模态解释方差的 17.03%。图 3c 为第一模态的时间系数,它和 SDI 的变化趋势极为相似。而第一模态的空间分布图(图略),显示这些测站的年代际变化是一致的,这也证明了我们定义的雪深指数是合理的,能够代表高原积雪的变化趋势。

联系上节所述高原热源出现的下降趋势,印证了雪盖对大气的冷却作用。为了进一步确证积雪和高原大气热源的关系,我们对雪深场和 Q_1 场做了 SVD 分析,左场为雪深场,右场为 Q_1 场(图 4)。从图中可以看到,第一模态左场(雪深场,图 4a、c、e)几乎为一致的多雪区,与之相对应,右场(Q_1 场,图 4b、d、f)为大面积的反相关区,反相关区的范围不仅仅局限在高原上空,甚至可达到高原周围地区,尤其

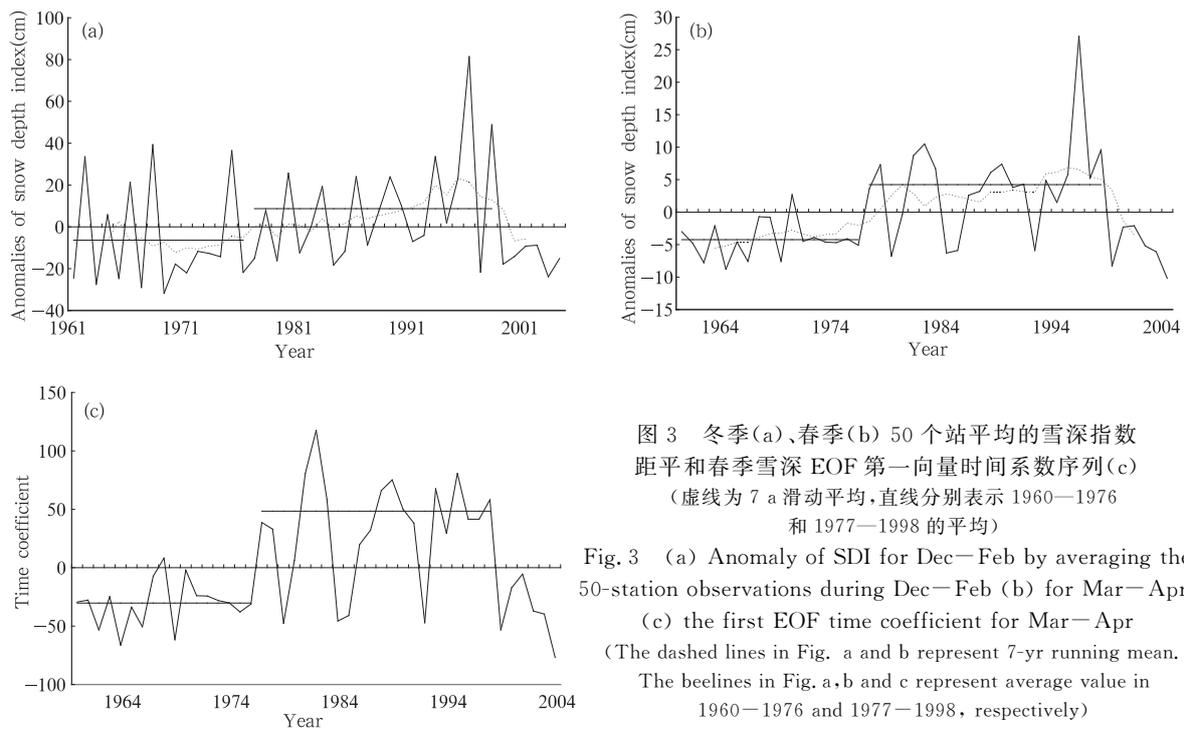


图 3 冬季(a)、春季(b) 50 个站平均的雪深指数距平和春季雪深 EOF 第一向量时间系数序列(c) (虚线为 7 a 滑动平均,直线分别表示 1960—1976 和 1977—1998 的平均)

Fig. 3 (a) Anomaly of SDI for Dec—Feb by averaging the 50-station observations during Dec—Feb (b) for Mar—Apr (c) the first EOF time coefficient for Mar—Apr (The dashed lines in Fig. a and b represent 7-yr running mean. The beelines in Fig. a, b and c represent average value in 1960—1976 and 1977—1998, respectively)

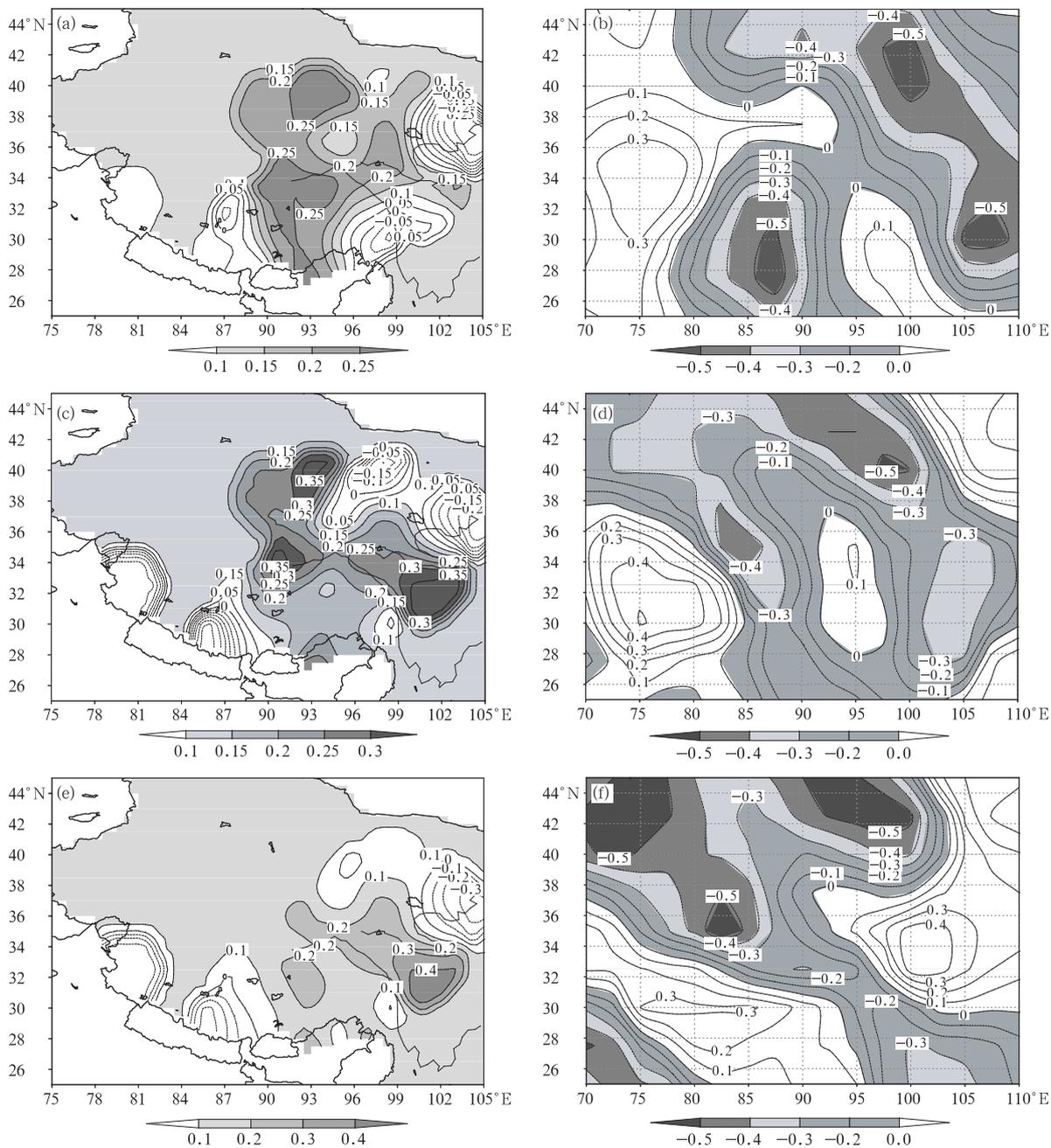


图4 SVD第一模态异性相关系数(绝对值大于一定标准的区域为阴影区)

(a,b为3—4月雪深和3—4月 Q_1 ,c,d为3—4月雪深和4—5月 Q_1 ,e,f为3—4月雪深和夏季 Q_1)

Fig. 4 The first mode hetero correlation coefficients of snow depth (Mar—Apr) (a) and Q_1 (Mar—Apr) (b) anomalies and of snow depth (Mar—Apr) (c) and Q_1 (Apr—May) (d) anomalies and snow depth (Mar—Apr) (e) and Q_1 (Jun—Aug) (f) anomalies. Areas with absolute values greater than a criterion are shaded

是高原北部和东北部有很高的负相关系数,最大相关系数绝对值超过 0.6,而 0.001 显著性水平的相关系数为 0.46。可见,积雪场和 Q_1 场密切相关,高原积雪对高原及附近地区大气热源有重要影响,高原积雪的增加会导致 Q_1 减少,在一定程度上,高原积雪的偏多(少)能够代表高原大气热源 Q_1 的偏弱

(强)。谭言科等^[17]也指出青藏高原冬季积雪覆盖面积是影响夏季青藏高原热源异常的一个重要因子,重高原雪盖年夏季青藏高原热源减弱。

当然,高原及附近地区大气热源减弱的原因是复杂的,积雪也许只能解释热源变化的部分而不是全部方差。

5 青藏高原大气热源与中国东部的降水

在青藏高原如此高度上,如此大范围的热源强度发生了这么大的变化,将对中国的天气气候产生怎样的影响呢?

5.1 对夏季风的影响

季风形成的基本原因是海陆热力差异。南亚和东亚之所以成为全球最显著的季风区,与青藏高原这一大地形抬高的加热源密不可分。高原热源的年代际减弱,势必使青藏高原这一热源的加热效率降低,其结果将导致季风强度的减弱。

为了表征季风的强弱,我们定义了一个季风指数,来表征南亚夏季风的强度,即: $I_{SAM} = U_{850} - U_{100}$ 。这一指数的定义是基于 Webster 和 Yang^[18]对南亚季风指数的定义,但是考虑到热带地区高层东风急流位于 150—100 hPa 层,因此高层取到了

100 hPa, 低层仍取 850 hPa。与 Webster 和 Yang 相同,地区取为 $0^{\circ}-20^{\circ}\text{N}, 40^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$ 。东亚夏季风强度指数采用郭其蕴^[19]的定义:取 $10^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$ 范围内,每 10° 纬圈上 110°E 减 160°E 的气压差值小于等于 -5 hPa 的所有数值的和,代表夏季风强度,并把各年的值与 30 a 平均求比值,称作夏季风强度指数。如图 5 所示,南亚季风和东亚季风在过去的 50 年里都出现了减弱,正距平转为负距平的时间在 70 年代末。其中东亚季风指数的变化趋势与赵平和周自江^[20]最近用蒙古低压区和西太平洋副热带高压区之间的气压差定义的季风指数的结果是一致的。结合上节得到的在 70 年代末高原积雪的明显增加,与高原大气热源的迅速减弱,并且联系季风形成的基本原因(海陆热力差异),可以推得亚洲夏季风的减弱与高原大气加热的减弱有密切关系。

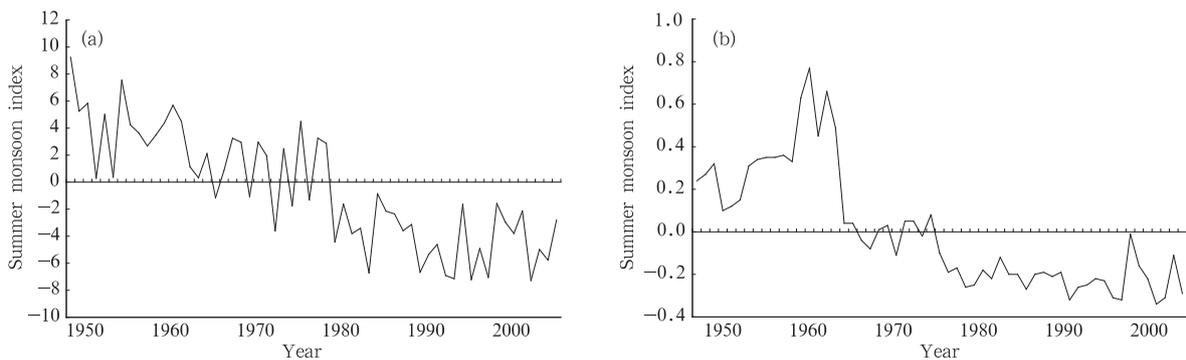


图 5 近 50 年南亚(a)和东亚(b)夏季风指数的演变

Fig. 5 Evolvement of Southern (a) and Eastern (b) Asian summer monsoon index in latest about 50 years

5.2 高原大气热源和中国东部夏季降水的关系

与季风的减弱相对应,中国东部地区的降水在

近 50 年也发生了显著的变化,但南方和北方表现为不同的变化趋势。从图 6 可以看到,在长江中下游

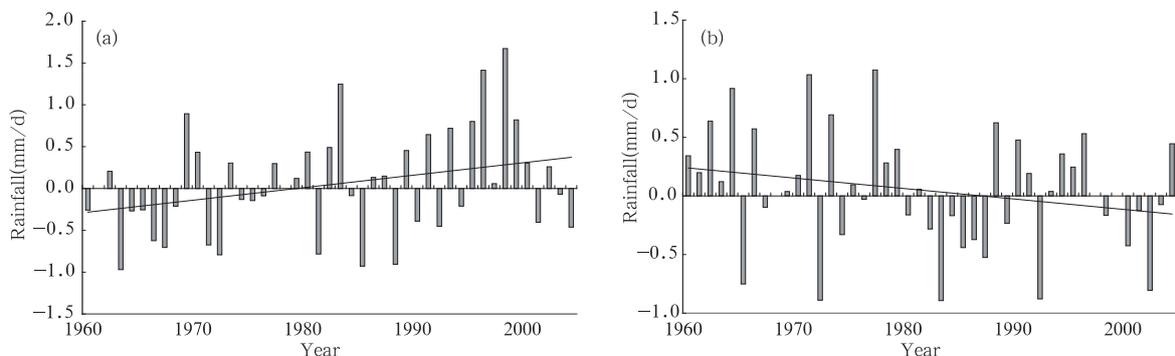


图 6 近 50 年中国(a)长江中下游($27^{\circ}-35^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$)和(b)华北($35^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$)地区的降水距平(mm/d)演变(图中的直线代表了线性趋势)

Fig. 6 Evolvement of rainfall anomaly (mm/d) in (a) Yangtze River Valley and (b) North China (beeline for linear trend)

地区降水总的来说呈现出上升的趋势,70年代末以前以偏少为主,70年代末以后降水显著偏多。而在中国华北地区,近50年的降水变化主要表现为一种线性减少的趋势,70年代末以前,降水以偏多为主,70年代末以后,降水以偏少为主。因此,中国南北方的降水在近50年表现为相反的变化趋势,50年

代到70年代中期,为“南旱北涝”,而近20年来,为“南涝北旱”。

图7是春季 Q_1 和夏季降水(图7a,b)以及夏季 Q_1 和夏季降水(图7c,d)SVD第一模态左(Q_1 ,图7a,c)和右(降水,图7b,d)场的空间分布型,0.10显著性水平的相关系数是0.24。从图7a,b可见,与

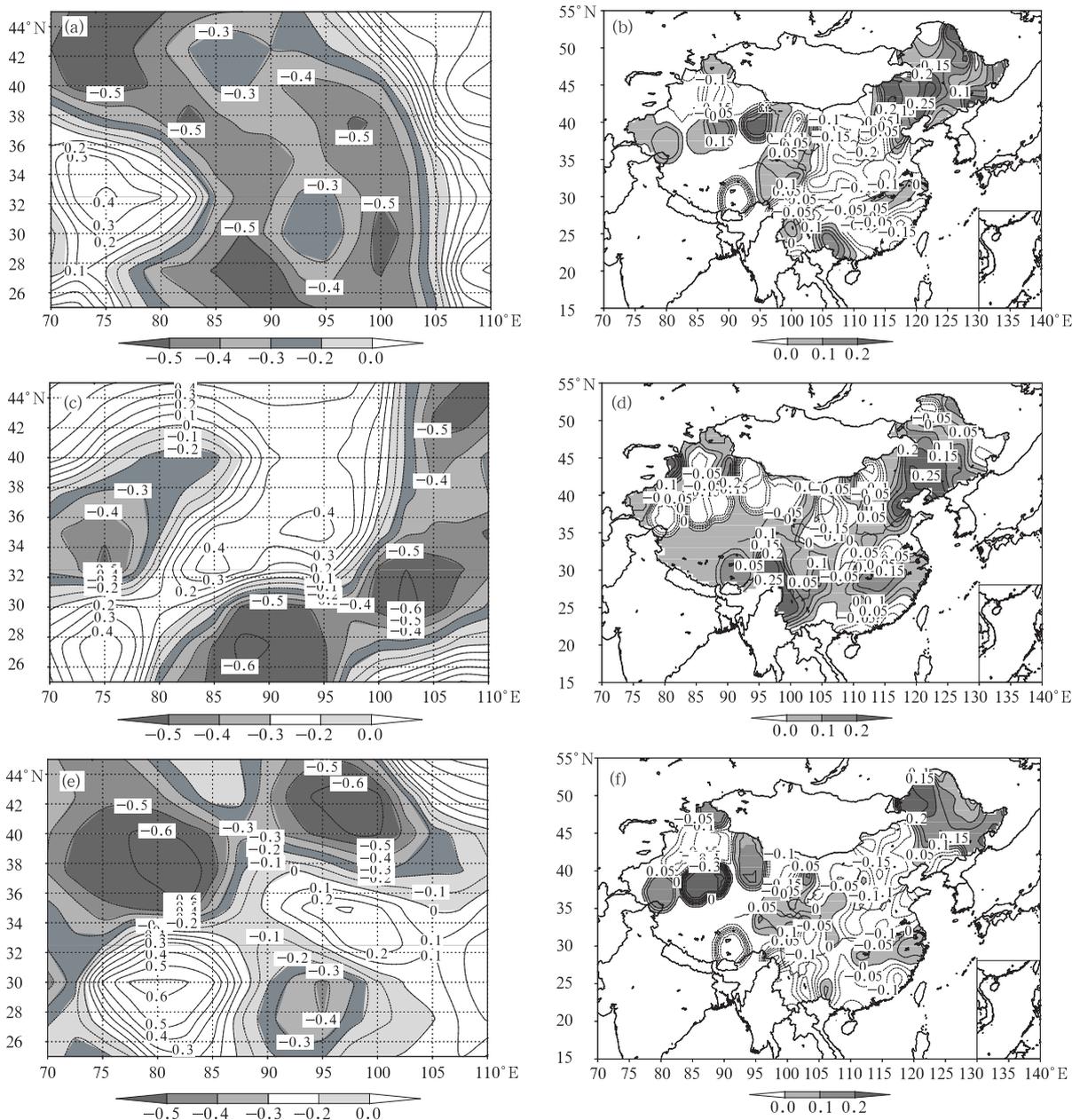


图7 SVD异性相关系数

(a,b为春季(4—5月) Q_1 和夏季降水第一模态,c,d为夏季 Q_1 和夏季降水第一模态)

Fig. 7 The mode hetero correlation coefficients of (a,b) spring (Apr—May) Q_1 and summer (Jun—Aug) rainfall the first mode and of (c,d) summer (Jun—Aug) Q_1 and summer (Jun—Aug) rainfall the first mode, areas with absolute values greater than a criterion are shaded

左场青藏高原及附近地区大气春季(4—5月) Q_1 场的热源减弱相对应,华南和华北降水偏少,长江中下游降水和东北大部降水偏多。而在图7c、d中,高原大气热源并没有表现出整体一致的偏强或者偏弱,中北部大气热源偏强,西北部、东南部、东北部偏弱,与之相对应,华南降水偏少和长江中下游的降水偏多与春季很相似,而华北西部降水偏少,东北大部降水偏多。夏季 Q_1 和夏季降水SVD第三模态左(Q_1 ,图7e)和右(降水,图7f)场的空间分布表明,与青藏高原西部和东北部的大气热源减弱相对应,长江中下游为多雨,华南和华北少雨。

为了更好地反映高原及附近地区大气热源和中国东部降水的年代际变化关系,我们先对 Q_1 资料和降水资料做9a滑动平均,过滤掉年际振荡,然后再做SVD(图8)。与青藏高原中部和北部大面积的显著热汇相对应,长江中下游降水为正相关,华北为反相关,相对于滑动平均前,相关系数更高(图8a、b)。同样,图8c、d也表现出了和高原中北部热汇相对应的,长江中下游降水更高的正相关,而华北则为更高的反相关。可见在年代际尺度上,高原及附近地区大气热源和中国东部降水相关更密切,近20年来降水的“南涝北旱”雨型和高原及附近地区大气热

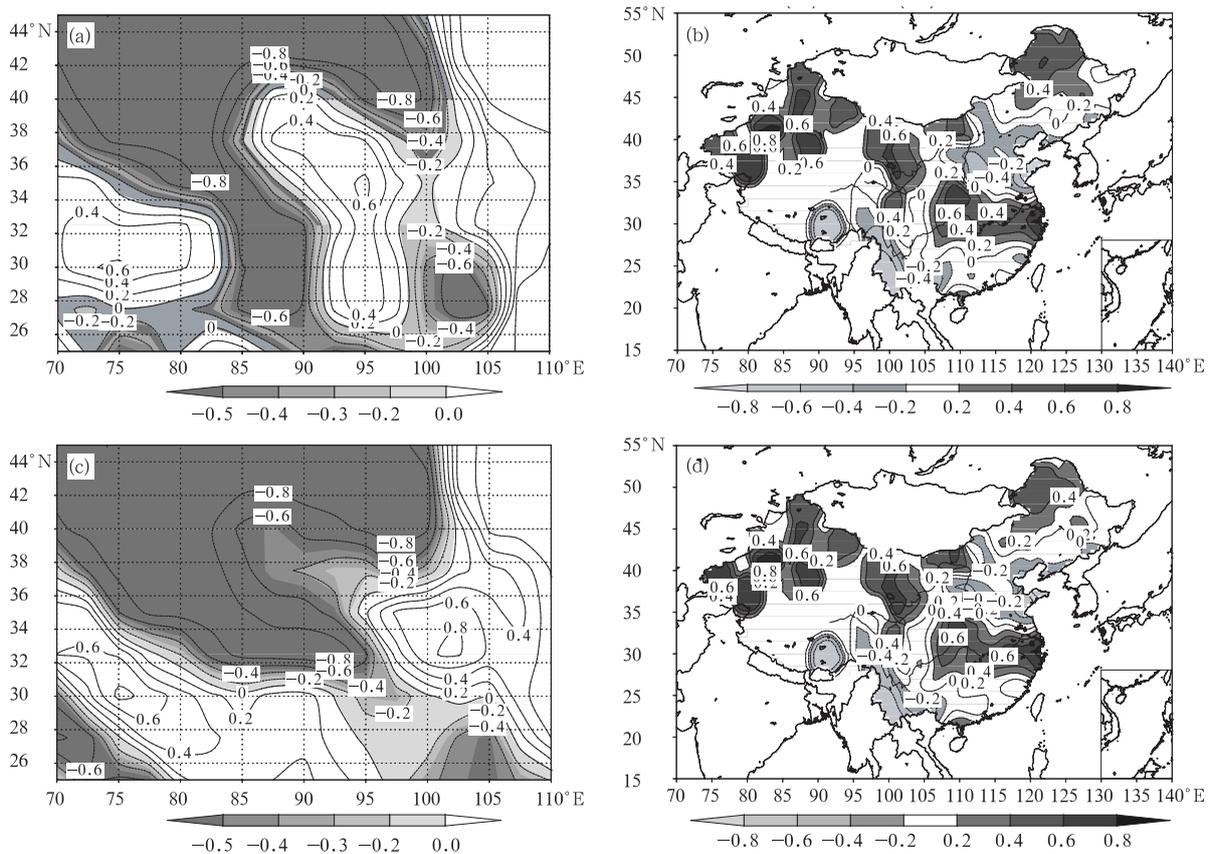


图8 9 a 滑动平均 SVD 异性相关系数

(a、b 为春季(4—5月) Q_1 和夏季降水第一模态,c、d 为夏季 Q_1 和夏季降水第一模态)

Fig. 8 The 9-year running mean mode hetero correlation coefficients of (a,b) spring (Apr—May) Q_1 and summer (Jun—Aug) rainfall the first mode and of (c,d) summer (Jun—Aug) Q_1 and summer (Jun—Aug) rainfall the first mode, areas with absolute values greater than a criterion are shaded

源的减弱密切相关。

5.3 高原冬春积雪和中国东部夏季降水的关系

由第4节论述可知,青藏高原积雪和青藏高原及附近地区上空大气热源 Q_1 有密切关系,高原积

雪的多(少)在一定程度上能够代表高原大气热源 Q_1 的偏弱(强)。下面我们分析积雪场和中国东部降水的关系。

图9是冬季雪深和夏季降水(图9a、b)以及春

季雪深和夏季降水(图 9c、d) SVD 第一模态左(雪深,图 9a、c)和右(降水,图 9b、d)场的空间分布型,0.10 显著性水平的相关系数是 0.24。图 9a 和 9c 表明,高原雪深的同号区远大于异号区,除小块区域外,高原大部都为一致多雪,故高原雪深对中国降水的影响具有整体性。这与 Qian 等^[21]的结果是一致的。冬季雪深和春季雪深对中国东部降水的影响类似,长江中下游地区(包括江淮南部和江南北部)为正异常,即高原多雪时,长江中下游地区多雨,而华北和华南少雨,这与 Wu 和 Qian^[12]的结果一致,也与陈兴芳和宋文玲^[22]的结果基本一致,而我们的资料时间更长,这进一步确证了积雪和中国东部降水的关系。然而,从图 9b 和 d 可看出,春季积雪和夏

季降水的相关比冬季积雪和夏季降水的相关更高,这与 Qian 等^[21]的结果不同,他们认为冬季雪深异常比春季雪深异常对降水的影响更显著。另外,从图 9d 图还可以看出,与高原春季雪深正异常相对应,中国西北(主要是新疆)地区降水偏多。

和热源类似,为了更好地反映高原积雪和中国东部降水的年代际变化关系,我们也对积雪资料和降水资料做 9 a 滑动平均,过滤掉年际振荡,然后再做 SVD。如图 10 所示,青藏高原冬春积雪和长江流域降水的正相关,以及和华北的反相关模态更加明显,相关系数更高。反映出在年代际尺度上,高原冬春积雪和中国东部近 20 年来降水的“南涝北旱”雨型的密切相关。

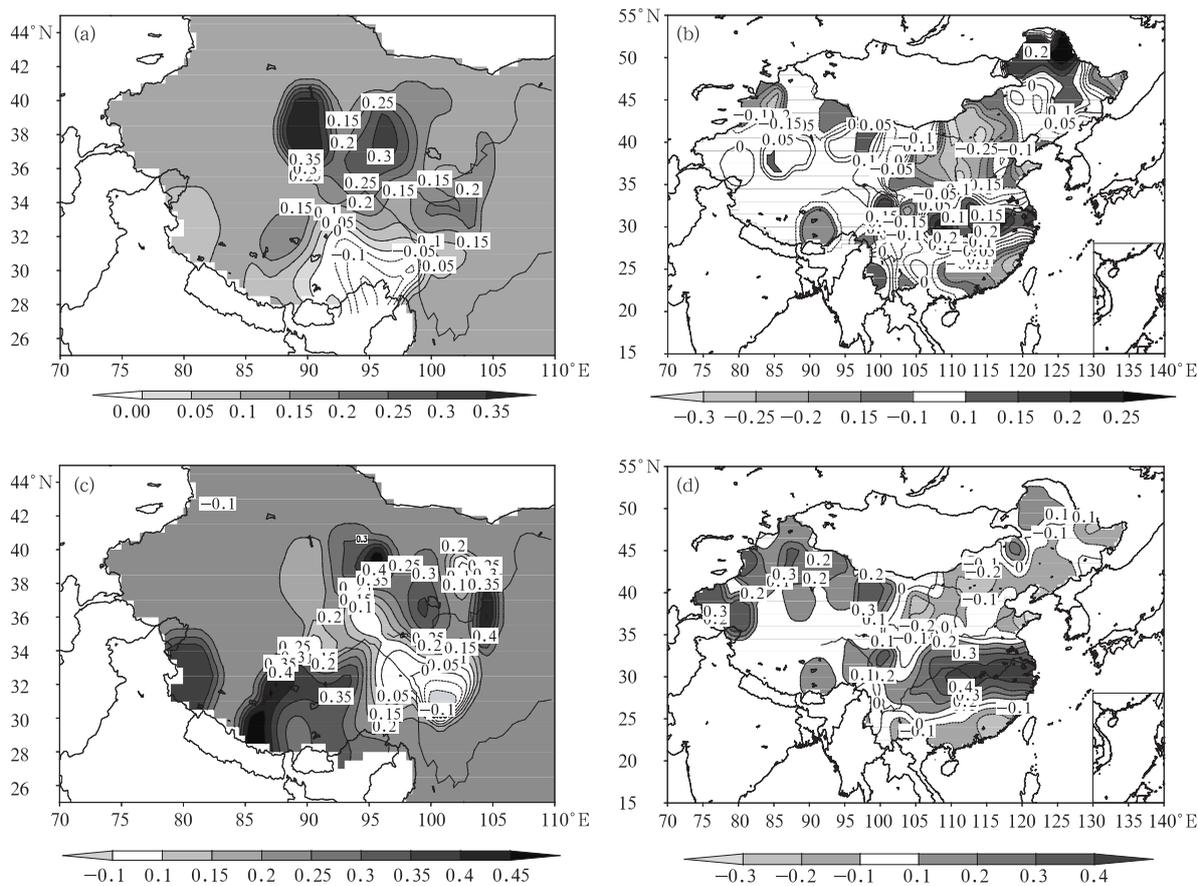


图 9 SVD 第一模态异性相关系数

(a、b 为冬季(12月—2月)积雪和夏季(6—8月)降水,c、d 为春季(3—4月)积雪和夏季(6—8月)降水)

Fig. 9 The first mode hetero correlation coefficients of (a) winter (Dec—Feb) snow depth and (b) summer (Jun—Aug) rainfall and of (c) spring (Mar—Apr) snow depth and (d) summer (Jun—Aug) rainfall, areas with absolute values greater than a criterion are shaded

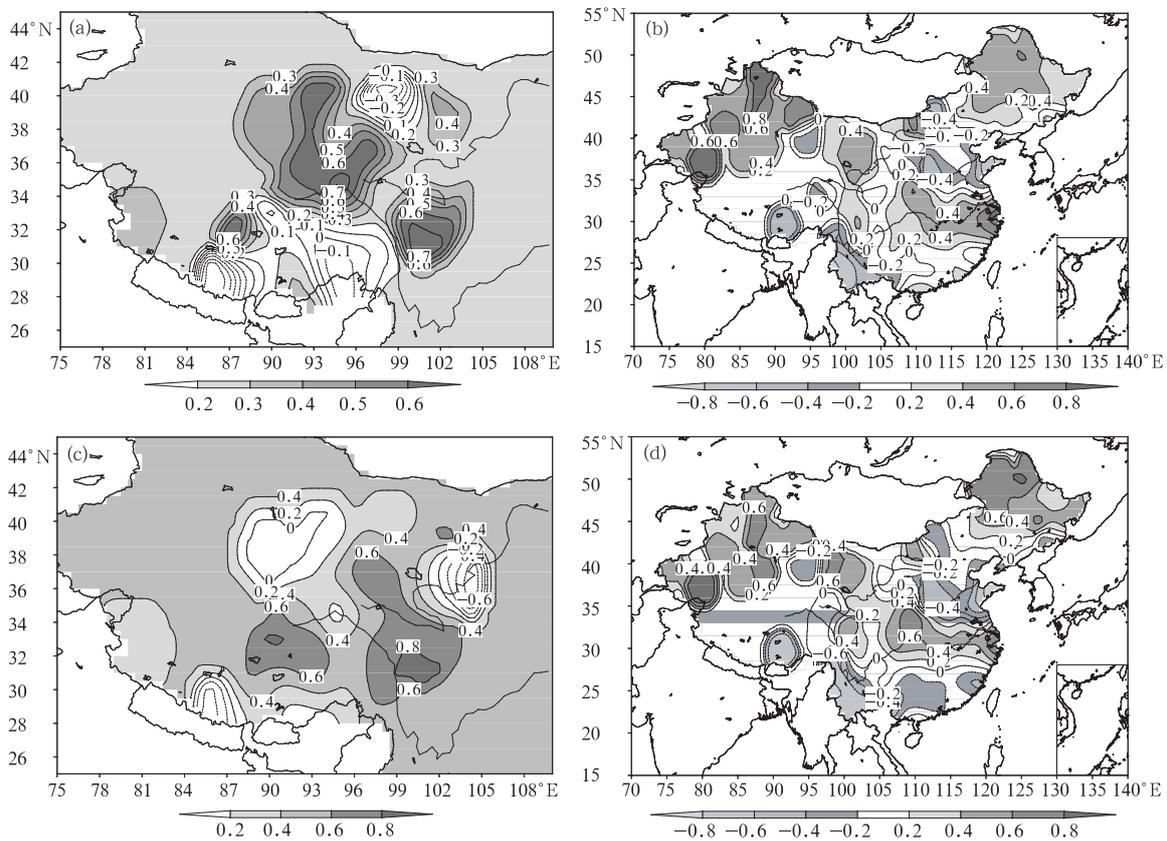


图 10 9 a 滑动平均 SVD 第一模态异性相关系数

(a、b 为冬季(12月—2月)积雪和夏季(6—8月)降水, c、d 为春季(3—4月)积雪和夏季(6—8月)降水)

Fig. 10 The 9-year running mean first mode hetero correlation coefficients of (a) winter (Dec—Feb) snow depth and (b) summer (Jun—Aug) rainfall and of (c) spring (Mar—Apr) snow depth and (d) summer (Jun—Aug) rainfall, areas with absolute values greater than a criterion are shaded

6 高原大气热源影响中国东部降水机制

在上面几节,我们已经分析了高原大气热源和高原积雪、高原大气热源和中国东部降水,以及高原积雪和中国东部降水分布的统计关系。本节将对高原大气热源影响中国东部降水的可能机制进行总结。从图 11 可见,青藏高原春夏季热源减弱,使得海陆热力差异减小,致使东亚夏季风强度减弱,输送到华北的水汽减少,而到达长江流域的水汽却增加;同时,高原热源减弱,使得副热带高压偏西(图 12),夏季雨带在长江流域维持更长时间。导致近 20 年来长江流域降水偏多,华北偏少,形成“南涝北旱”雨型。高原冬春积雪的增加,降低了地表温度,减弱了地面热源,其机制是:积雪初期,对太阳短波辐射的

反射增加,使得高原地面对太阳辐射能量的吸收减少;积雪融化时期,融雪吸收融解热;雪融化以后,积雪融水形成的湿土壤,和大气发生长期相互作用,以潜热的形式把地表的热量带走。高原地表温度的降低和地面热源的减弱,减少了高原地面往大气的热量输送,致使高原及附近地区大气热源减弱。

7 结论

通过上面的研究,得到结论如下:

- (1) 在过去的近 50 年里,尤其是最近 20 年,青藏高原及附近地区春夏季大气热源持续减弱。
- (2) 青藏高原冬春积雪出现了年代际的增加,尤其是春季积雪,1977 年出现了由少转多的突变。
- (3) 青藏高原冬春积雪和高原春夏季大气热源

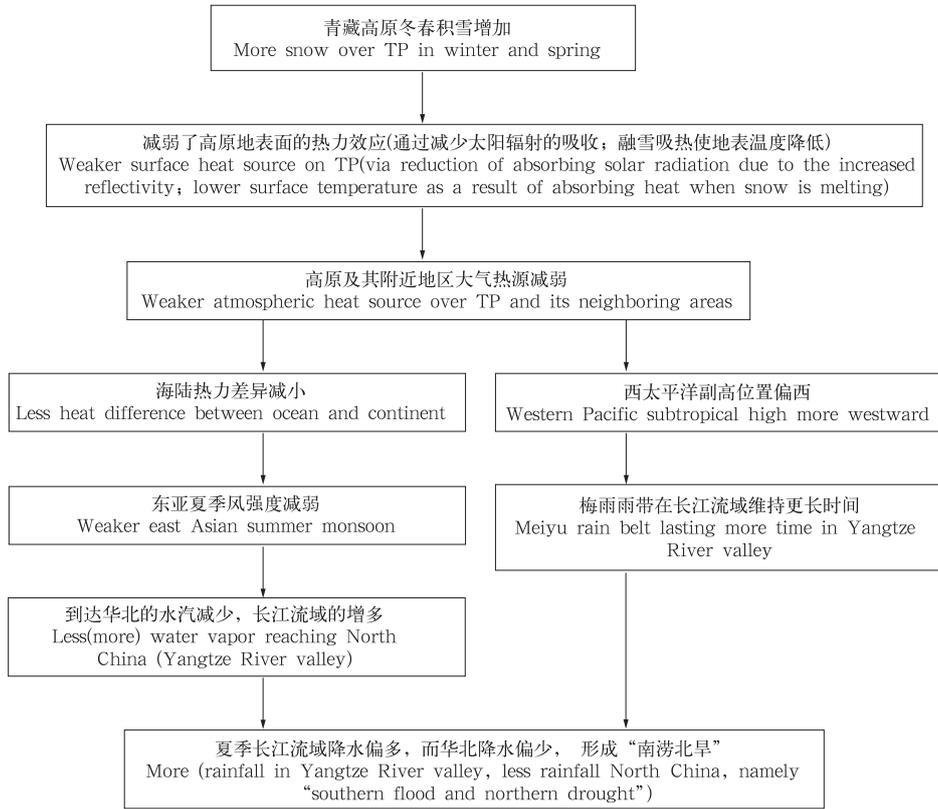


图 11 青藏高原大气热源异常对中国东部降水的影响示意图
 Fig. 11 Schematic diagram illustrating the influence of Tibetan Plateau atmospheric heat source anomaly on rainfall in East China

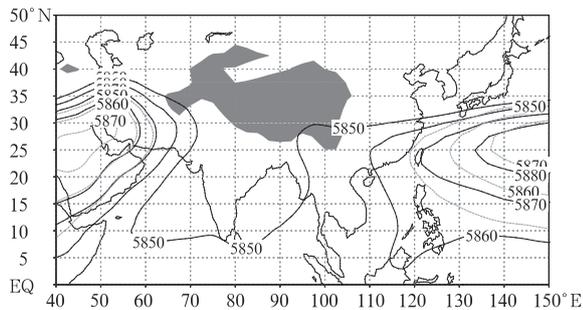


图 12 夏季 500 hPa 位势高度合成
 (只显示大于 5850 gpm 的值, 1960—1976 年用虚线, 1977—2004 年用实线)

Fig. 12 The composite summer(JJA)500 hPa geopotential height, indicated by values larger than 5850 gpm for 1960—1976 (dashed line) and 1977—2004 (solid line)

呈显著负相关,高原积雪的增加对高原大气热源的减弱有重要贡献。

(4) 由于青藏高原及附近地区大气春夏季热源的持续减弱,尤其是最近 20 年的明显减弱,海陆热

力差异减小,导致南亚和东亚季风减弱。

(5) 无论年际还是年代际,高原大气春夏季热源和夏季长江中下游降水呈反相关,与华南和华北降水呈正相关;青藏高原冬春积雪和长江流域夏季降水呈显著正相关,而华南和华北呈反相关。另外,我们的结果也表明,春季积雪比冬季积雪对夏季降水的影响更大。

我们的研究,只是从高原陆面条件的变化(积雪)揭示出青藏高原及附近地区大气热源的减弱原因,并且分析了高原及附近地区大气热源以及高原冬春积雪和中国东部夏季降水的年代际变化关系,其中强调了高原积雪的增加在高原及附近地区大气热源的减弱中所起的重要作用。应该指出,我们的结论主要依据资料的统计分析结果,其物理机制的证明,需要数值模拟研究,这是我们下一步要做的工作。

致谢:吴统文研究员提供了积雪资料,特此致谢!

参考文献

- [1] Xu Q. Abrupt change of the mid-summer climate in central east China by the influence of atmospheric pollution. *Atmos Environ*, 2001, 35:5029-5040
- [2] Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 2002, 297: 2250-2253
- [3] Qian Yongfu, Zhangyan, Jiang Jing, et al. The earliest onset areas and mechanism of tropic Asian summer monsoon. *Acta Meteor Sinica*, 2005, 19(2):129-142
- [4] 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 青藏高原对亚洲季风爆发位置及强度的影响. *气象学报*, 2005, 63(5):799-805
- [5] 吴国雄, 毛江玉, 段安民等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展. *气象学报*, 2004, 62(5):528-540
- [6] 张顺利, 陶诗言. 青藏高原对 1998 年长江流域天气异常的影响. *气象学报*, 2002, 60(4):442-452
- [7] Luo H-B, Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets. *Mon Wea Rev*, 1984, 112(5):966-989
- [8] Chen L X, Elmar R Reiter, Feng Z Q. The atmospheric heat source over the Tibetan plateau; May-August 1979. *Mon Wea Rev*, 1985, 113(10):1771-1790
- [9] Yanai M, Li C, Song Z S. Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70(1):319-350
- [10] 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*, 2001, 31(4):327-332
- [11] 张艳. 青藏高原热力参数特征及其异常气候效应的研究[D]. 南京: 南京大学, 2004
- [12] Wu Tongwen, Qian Zhengnan. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation. *J climate*, 2003, 16:125-134
- [13] 韦志刚. 我国西部大尺度陆面状况的变化及其对我国夏季降水的影响[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2003
- [14] Chen Lieting, Wu Renguang. Interannual and decadal variations of the snow cover over Qinghai-Xizang Plateau and their relationship to summer monsoon rainfall in China. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17(1):18-30
- [15] Zhang Yongsheng, Li Tim, Wang Bin. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau; the associated circulation and influence on the east summer monsoon. *J Climate*, 2004, 17:2780-2793
- [16] 彭京备, 陈烈庭, 张庆云. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 的多尺度变化及其与中国夏季降水的关系. *高原气象*, 2005, 24(3):366-377
- [17] 谭言科, 何金海, 祝从文. 欧亚冬季雪盖对北半球夏季大气环流的影响及其与东亚太平洋遥相关的可能联系. *大气科学*, 1999, 23(2):152-160
- [18] Webster P J, Yang Song. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems. *Qurt J Res. Meteor Soc*, 1992, 118:877-926
- [19] 郭其蕴. 东亚夏季风指数强度及其变化的分析. *地理学报*, 1983, 38(3):207-217
- [20] 赵平, 周自江. 东亚副热带夏季风指数及其与降水的关系. *气象学报*, 2005, 63(6):933-941
- [21] Qian Yongfu, Zheng Yiqun, Zhang Yan, et al. Responses of China's monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau. *Inter J Climat*, 2003, 23:593-613
- [22] 陈兴芳, 宋文玲. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝影响关系的不同环流特征分析. *大气科学*, 2000, 24(5):585-592

THE DECADAL RELATIONSHIP BETWEEN ATMOSPHERIC HEAT SOURCE OF WINTER AND SPRING SNOW OVER TIBETAN PLATEAU AND RAINFALL IN EAST CHINA

Zhu Yuxiang^{1,2,3} Ding Yihui⁴ Xu Huaigang³

1 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

2 *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

3 *China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081*

4 *National Climate Center, CMA, Beijing 100081*

Abstract

By adopting reverse computation method, the calculation and analysis from NCEP/NCAR daily reanalysis data from 1960 to 2004 show that, atmospheric heat sources over Tibetan Plateau (TP) and its neighboring areas take on a persistent downtrend in spring and summer during the foregone 50 years, especially latest 20 years. While snow depth at 50 stations over TP in winter and spring represents an increase, especially the snow depth in spring exhibits a sharp increase after the late 1970s. A close negative correlation exists between snow cover and atmospheric heat source over TP and its neighboring areas by SVD method, namely if there is more snow on TP, then weaker atmospheric heat source over TP. The SVD analysis between atmospheric heat source over TP in spring and summer and rainfall at 160 stations indicates that, the former has negative correlation with precipitation in the middle and lower Yangtze River, and has positive correlation with South China and North China; Also from the results of SVD analysis, atmospheric heat source over TP in winter and spring and rainfall at the same 160 stations indicates that, the former has marked positive correlation with precipitation in the middle and lower Yangtze River, and reversed correlation in South China and North China. In the decadal years scale, the atmospheric heat source and winter and spring snow over TP has close correlation with decadal precipitation pattern shift (southern flood and northern drought) in East China.

In the end of the article, it is discussed the mechanism how atmospheric heat source over Tibetan Plateau influence rainfall in East China. The weakening of atmospheric heat source over TP in winter and spring can reduce the heat difference between ocean and continent, leading to weaker East Asian summer monsoon, which brings less water vapor to North China and more water vapor to Yangtze River valley; Simultaneously the weakening of atmospheric heat source over TP render the position of subtropical high more westward and rainbelt to last more time, which cause more rainfall in Yangtze River valley and less rainfall in North China, namely southern flood and northern drought in latest 20 years.

The increasing of snow over TP brings about the weakening of atmospheric heat source over TP. Possible physical mechanism is as follows. In the early stage of snow, surface reflectivity is dominant. After snow melts, "Moist Soil" contributes to the prolonged influence process of snow on weather and climate. The reduction of absorbing solar radiation due to the increased reflectivity, the more needing heat when snow melts, and the long-term interaction between moist soil and atmosphere change the heat source of the TP, which is the main influencing mechanism of snow on atmospheric heat source over TP.

Key words: Tibetan Plateau heat source, Monsoon, Southern flood and northern drought, Snow simulation, Tibetan Plateau snow.