

青藏高原冬春积雪对长江流域夏季降水的影响*

韦志刚

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

提 要 本文根据青藏高原主体 72 个气象站日测资料建立的积雪序列分析了高原积雪对长江流域夏季降水的影响, 高原冬春积雪异常与长江流域汛期特别是 6、7 月降水呈显著的正相关关系. 青藏高原冬春多雪年, 随后夏季多出现 II、III 类雨型, 长江中游和下游鄱阳湖地区多偏涝; 青藏高原冬春少雪年, 随后夏季多出现 I、II 类雨型, 长江下游鄱阳湖地区多偏旱, 长江中游多正常偏旱. 多(少)雪年东亚大陆上空的气温明显偏低(高), 而大陆南部海洋上空的气温明显偏高(低), 降低(增加)了陆海温差, 延迟(促进)了东亚夏季风的到来, 一定程度上减弱(加强)东亚季风的强度. 多(少)雪随后夏季, 由于南亚夏季风和东亚夏季风都明显减弱(增强), 对流层中下层从孟加拉湾吹向中南半岛的西南风减弱(增强), 我国大陆东部的南风也明显减弱(增强), 西太副高偏南(北); 青藏高原东南侧到中南半岛北部的上升运动较弱(强), 长江中下游及其以东洋面上升运动较强(弱), 长江中下游地区多(少)雨.

关键词 积雪 青藏高原 夏季降水 长江流域

分类号 P426.63⁵

目前, 对青藏高原影响东亚夏季风和我国降水的研究很多, 大多数的研究认为冬春高原积雪与长江中下游降水呈显著正相关^[1-3]; 但也有的研究认为冬春高原积雪仅与初夏(5-6 月)华南降水呈正相关, 长江流域降水呈负相关^[4-5]. 这主要是由于应用不同的积雪资料如卫星和地面观测资料引起, 当然对同一积雪资料计算与处理的差异比如以不同月份代表冬春积雪也是一个原因. 有关青藏高原积雪影响东亚夏季风的研究成果比较一致: 冬春高原积雪多的年份, 东亚夏季风来得迟; 少雪年反之; 冬春高原积雪与东亚夏季风呈反相关, 积雪多的年份, 东亚夏季风弱, 积雪少的年份, 东亚夏季风强^[6].

还有许多的研究通过数值模拟对高原积雪的影响机理作了分析研究, 但缺乏一个统一的结论, 不同的模拟支持不同的统计事实. 要彻底解决一些学术争端, 建立一个准确的高原积雪变化序列是十分重要的.

韦志刚等^[7]通过对各种积雪资料特性的比较分析, 认为当前做积雪影响研究最可靠的长序列资料还应该是地面气象站的资料, 并利用西藏和青海 72 个地面气象站日测积雪深度资料, 从积雪的年变特征入手, 综合积雪深度和积雪日数指标, 建立了 1960-1999 年的高原冬春积雪序列, 本文将研究它对长江流域夏季降水的影响, 并将研究成果与已有的相关成果

*中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKCX2-SW-210)资助.

2003-08-12 收稿; 2003-12-04 收修改稿. 韦志刚, 男, 1966 年生, 博士, 副研究员, email:wzg@ns.lzb.ac.cn.

比对. 另外利用 NCAR/NCEP 再分析环流资料对其影响机理做简单的分析.

1 高原冬春积雪与长江流域夏季降水的关系分析

1.1 高原冬春积雪的演变特征

图 1 为青藏高原冬春积雪的年际变化曲线, 可以看出, 青藏高原积雪总的来讲呈平缓的增长态势 (线性拟合系数为正), 20 世纪 60 年代初积雪稍偏多, 20 世纪 60 年代中到 20 世纪 70 年代中是积雪偏少时期, 20 世纪 70 年代末到 20 世纪 90 年代是积雪偏多期. 从 20 世纪 60 年代中到 20 世纪 80 年代末, 积雪明显增加, 20 世纪 90 年代积雪又表现出减少的趋势. 按照 1 : 2 : 1 为正异常 : 正常 : 负异常的原则, 这里根据图 1 积雪的演变趋势确定出典型的多雪年冬春和少雪年冬春, 多雪年冬春分别为 1983、1978、1982、1998、1993、1962、1968, 1989, 1995, 1990 年; 少雪年冬春分别为 1965、1999、1984、1969、1985、1971、1976, 1967, 1960, 1991 年. 所选定的这些年份中除 1982、1967 年外, 其它年冬春积雪的变化与 NOAA 卫星积雪面积序列^[3]基本一致.

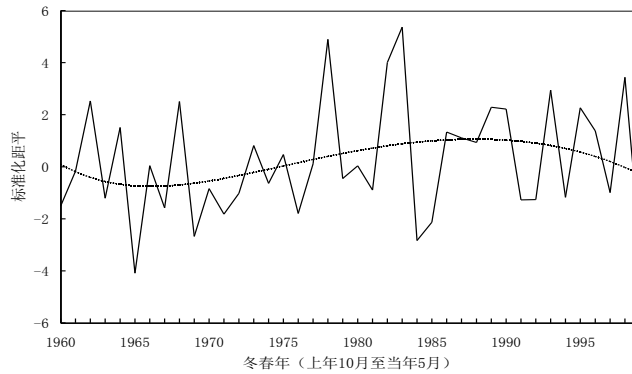


图 1 青藏高原平均的冬春积雪标准化序列的年际变化及其 5 阶多项式拟合 (光滑粗实线)

Fig.1 Yearly variations of the winter-spring snow of the whole Tibetan Plateau and its 5 polynomial fit (the smooth thick solid line)

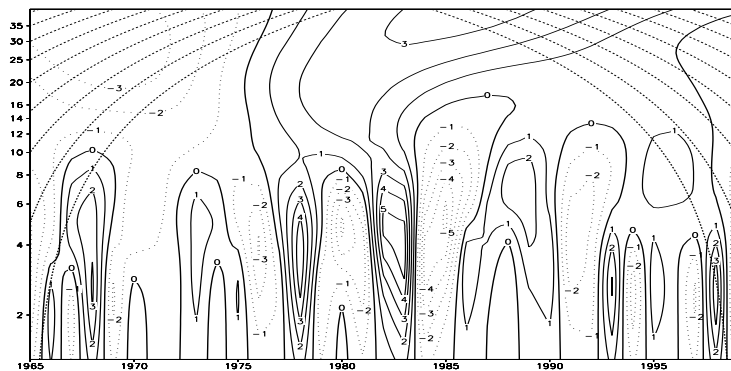


图 2 青藏高原冬春积雪序列的小波分析

(图中实线为正值, 虚线为负值, 粗实线为零线, 弧线区为边界影响区域)

Fig.2 Mexico Hat wavelet analysis of the Tibetan Plateau winter-spring snow. (The solid line is positive. The dashed is negative. The thick solid line is zero. The arc behaves the area influenced by boundary)

图 2 为青藏高原积雪冬春积雪序列的墨西哥帽小波分析结果,从图中可以看出,高原冬春积雪主要存在 3-6 年的周期振荡,1977 年发生了由少到多的突变.

1.2 高原冬春积雪和我国夏季降水的相关分析

通过计算了高原冬春积雪序列和全国 160 个气候基准站 1960-1999 年 6-8 月汛期降水的线性相关系数(见图 3),结果表明,通过 $\alpha=0.05$ 置信水平检验的显著的正相关在长江中游的三峡库区、汉水上游地区和长江下游的鄱阳湖地区,显著的负相关在东北平原哈尔滨至长春一带.进一步分析了与各月的相关(图略)表明,4 月除华北北部、东北和东南沿海为正相关外,我国东部地区基本为负相关;5 月东南沿海的正相关向西北延伸,越黄河转向东北与华北正相关区衔接;6 月整个江南和华南变为正相关,东北北部正相关,主要显著相关区在长江南部流域;7 月相关带北移,显著相关区到了长江中游地区,华南成了负相关;8 月仍维持 7 月相关型但相关信度降低了.以上分析表明,高原冬春积雪异常与长江流域汛期特别是 6、7 月降水呈显著的正相关关系.

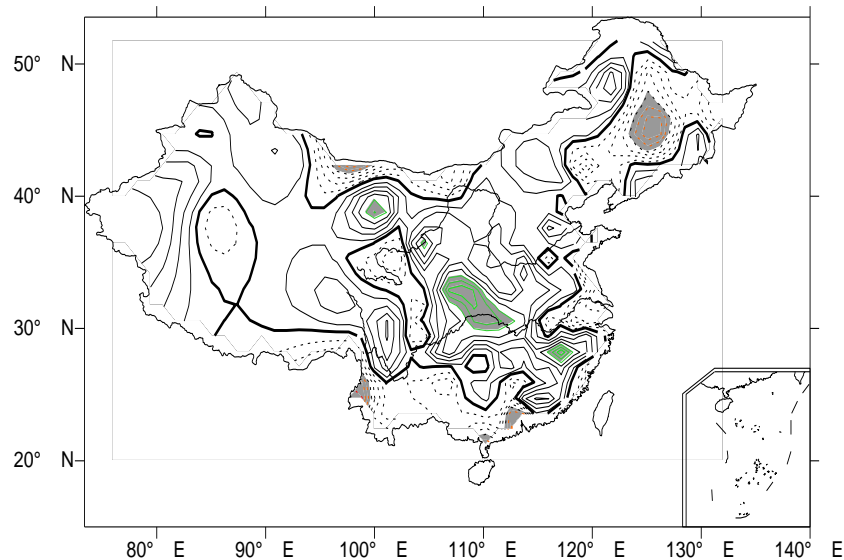


图 3 青藏高原冬春积雪和我国夏季 6-8 月降水的相关分布

(粗实线为零线,等值线间隔为 0.05,阴影区为通过 $\alpha=0.05$ 置信水平检验的区域)

Fig.3 Correlation between the Tibetan Plateau winter-spring snow and the summer precipitation in China.

(The thick solid line is zero. The interval of the contour lines is 0.05. The shaded areas are statistically significant beyond 95% confidences level)

相关分析固然能够帮助作者发现显著影响的区域,但是它掩盖了非线性作用的结果,由于存在非线性作用,积雪正异常和负异常的影响不一定完全相反.这里合成了 10 个多雪代表年和 10 个少雪代表年累积的夏季(6-8 月)降水标准化距平分布(见图 4),可以看出,多雪年长江流域明显多雨,近海地区不明显,东北和华北都是北部多雨,南部少雨;少雪年华南明显少雨,西北东部地区少雨,东北南部,华北东部、中原地区以及川西南长江上游明显多雨.

1.3 高原冬春积雪和长江流域夏季降水的关系

上节的分析表明,高原冬春积雪异常对我国夏季降水影响最明显的地区是长江流域,多雪年长江中下游地区明显多雨,但近海沿江地区特别是上海、南京地区少雨;少雪年长江中下游地区少雨,但长江川西南流域明显多雨,长江以北的东部地区多雨。

我国气象部门将中国东部夏季雨型概括为三种主要类型:(I)主要多雨区在黄河流域以北;(II)主要多雨区在黄河和长江之间地区;(III)主要多雨区在长江沿岸及其以南.表1给出了10个多雪年和10个少雪年中国东部雨型分布,同时也给出了长江川西南流域、中游地区、鄱阳湖地区和上海、南京地区夏季降水的旱涝情况,可以看出,青藏高原冬春多雪年,随后夏季多出现II、III类雨型(1978、1995两年例外),长江中游和下游鄱阳湖地区多偏涝(1968、1978两年例外);青藏高原冬春少雪年,随后夏季多出现I、II类雨型(1969、1999两年例外),长江下游鄱阳湖地区多偏旱(1969、1999两年例外),长江中游多正常偏旱(1965、1991、1999三个年份例外).可见,多雪年与长江流域多雨的对应关系要好些,而少雪年与长江流域少雨的对应关系要弱些。

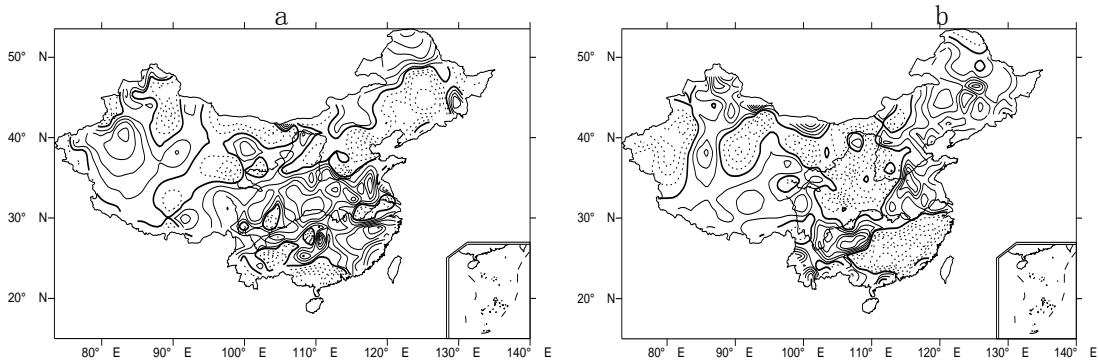


图4 10个高原冬春多雪年(a)和10个少雪年(b)累积的夏季降水标准化距平分布

(粗实线为0,等值线间隔10,实线为正值,虚线为负值)

Fig.4 Accumulated standardizing summer precipitation of 10 rich snow years (a) and 10 little snow years in the Plateau winter-spring. (The thick solid line is zero. The interval of the contour lines is 10. The solid line is positive. The dashed is negative.)

2 高原冬春积雪异常年温度场的变化

计算分析表明:高原南、北冬春气温的年际变化是基本一致的,高原冬春气温和积雪的变化明显呈反相关;青海、西藏和整个高原平均的冬春气温序列与积雪的相关系数分别为-0.36、-0.49、-0.47,都超过了 $\alpha=0.05$ 的置信度检验;高原各站冬春气温与高原冬春积雪的负相关除个别台站外都达到了 $\alpha=0.05$ 的置信度检验。

这里统计了青藏高原冬春积雪异常年从1月到7月平均气温距平分布,结果表明,多雪年1-4月绝大多数年月青藏高原的气温距平为负,特别是3月和4月,各只有两个年份为正,5月和6月就有近一半的年份为正,到7月大多数年份为正;少雪年在盛冬1-2月青藏高原的气温距平为正和为负的年份各半,但到了3月和4月,就表现为大多数年份为正,5月和6月就有近一半的年份为负,到7月大多数年份为负.可见,多少雪年高原气温

的差异主要表现在春季 3-4 月份,一般地,多雪年 3-4 月份高原地面气温明显偏低,少雪年 3-4 月份高原地面气温明显偏高.地面气温的差异为什么在 3-4 月份差异最明显呢?3 月份是高原冬春积雪的主要融溶期,多雪年积雪的消融要吸收大量的热量,使得高原地面气温明显偏低,这一影响滞后到 4 月份;少雪年由于积雪少,消融时吸收的热量少,因而地面气温相对偏高.

表 1 青藏高原冬春多雪年和少雪年中国夏季雨型和长江中下游汛期(6-8 月)降水

Tab. 1 Chinese summer rain types and the precipitation types in the middle and lower area of Yangtze River in rich and little snow years in the Tibetan Plateau winter-spring

	年份	中国东部夏季雨型	长江川西南流域	长江中游	鄱阳湖地区	上海、南京地区
冬	1962	II	涝	涝	涝	涝
春	1968	III	涝	正常	旱	旱
多	1978	I	正常	旱	旱	旱
雪	1982	II	旱	涝	涝	正常
	1983	III	涝	涝	涝	正常
	1989	II	旱	涝	涝	涝
	1990	II	正常	涝	涝	涝
	1993	III	正常	涝	涝	正常
	1995	I	涝	涝	涝	正常
	1998	III	正常	涝	涝	正常
冬	1960	I	涝	旱	旱	涝
春	1965	II	涝	涝	旱	涝
少	1967	I	涝	旱	旱	旱
雪	1969	III	正常	正常	涝	涝
	1971	II	旱	旱	旱	旱
	1976	I	正常	旱	正常	旱
	1984	II	涝	正常	旱	涝
	1985	I	正常	旱	旱	旱
	1991	II	涝	涝	旱	涝
	1999	III	正常	涝	涝	涝

这里利用 NCAR/NCEP 再分析资料分析了青藏高原冬春积雪正、负异常年各月平均的 500hPa 温度距平场(图略),结果表明,多雪年冬季 1-3 月以青藏高原为中心的亚洲 15° N-35° N 广大地区 500hPa 温度距平为负,15° N 以南和 35° N 以北地区为正距平;4-5 月负距平带向北移动并向西北扩展,我国除东北外全为负距平;6 月青藏高原、云贵高原和新疆变为正距平,主要的负距平区在我国东部地区;7 月江南华南变为正距平,主要的负距平区在我国北方地区.这充分表明,在多雪年,东亚大陆上空的气温明显偏低,而大陆南部海洋上空的气温明显偏高,降低了陆海温差,这特别表现在孕育和诞生东亚夏季风的 4-5 月份,因而会延迟东亚夏季风的到来,一定程度上减弱东亚季风的强度.少雪年冬季 1-3

月以青藏高原为中心的亚洲 20°N – 40°N 广大地区 500hPa 温度距平为正, 20°N 以南和 40°N 以北地区为负距平; 4–5 月正距平带向北扩展, 我国基本全为正距平; 6 月除东北外, 我国为正距平, 另外蒙古及其以北地区, 西亚地区也为正距平; 7 月正距平区明显减少, 青藏高原、云贵高原、华南、东北都变为负距平. 这表明, 在少雪年 1–6 月, 特别在 4–5 月, 东亚大陆上空的气温明显偏高, 而大陆南部海洋上空的气温明显偏低, 增大了陆海温差, 因而会促进东亚季风的爆发, 增强东亚季风的强度.

3 高原冬春积雪异常年夏季大气环流的变化

在多雪年随后 6–8 月平均的 500hPa 高度距平场 (图略) 上, 我国大陆及其以南的亚洲地区全为正距平控制, 主要的负距平区位于我国黄海到日本附近地区, 该负距平区南北均为正距平区, 东亚东部呈现从高纬到低纬 “+ – +” 的距平分布, 表明西太副高是明显偏南的. 在少雪年随后 6–8 月平均的 500hPa 高度距平场 (图略) 上, 除日本以东洋面正距平区外, 亚洲基本为负距平, 东亚东部呈现从高纬到低纬 “– + –” 的距平分布, 表明西太副高是明显偏北的.

在多年平均的夏季对流层低层 850 hPa 水平风场图 (图略) 上, 由于青藏高原的存在, 围绕高原在不同的区域盛行风向不同, 高原北侧西北干旱区除塔里木盆地外盛行西北风气流, 高原西侧为北风气流, 阿拉伯海为西北风气流, 从孟加拉湾向中南半岛为强劲的西南风气流, 我国南海为西南风和南风气流, 我国东部黄河以南为明显的偏南风气流, 我国华北北部和东北主要为西风气流. 高原冬春多雪年随后夏季, 在对流层高层 (200 hPa, 图略), 东亚地区主要存在 3 个水平风场距平环流, 在青藏高原及其东侧南侧地区为一明显的反气旋距平环流, 台湾岛以东洋面也存在一明显的反气旋距平环流, 而在朝鲜和日本存在一明显的气旋式距平环流; 在对流层中层 (500 hPa, 图略), 高原地区的反气旋距平环流有所南移并减弱为两个次环流, 一个仍维持在高原主体, 另一个出现在高原东南侧中南半岛北部, 台湾岛以东的反气旋距平环流南移到吕宋岛附近洋面, 而朝鲜和日本的气旋距平环流中心也南移到日本南端; 在对流层低层 (850 hPa, 图 5a), 除高原主体的反气旋距平由于该层在高原地面以下不存在外, 其余三个环流依然明显存在, 高原东南侧到中南半岛北部的反气旋距平环流和吕宋岛附近洋面的反气旋距平环流位置稍有南移, 日本南端附近洋面的气旋距平环流西进南偏, 使得我国长江中下游地区及日本以南台湾东北侧洋面全为该气旋距平环流控制; 看来, 以上气旋和反气旋距平环流从对流层低空到高空都逐渐向北偏移. 上述形势表明, 多雪年由于从冬到夏高原和亚洲大陆对流层气温的偏低, 使得陆海温差偏低, 南亚夏季风和东亚夏季风都明显减弱, 对流层中低层 (850 hPa) 孟加拉湾吹向中南半岛的西南风减弱, 南海吹向我国大陆的南风 and 我国东部大陆的南风也明显减弱, 西太副高偏南; 这种高低空水平风场距平环流的特征还表明夏季青藏高原及其东南侧到中南半岛北部的上升运动较弱, 长江中下游及其以东洋面上升运动较强.

高原冬春少雪年随后夏季, 在对流层高层 (200 hPa, 图略), 在青藏高原中东部为一半闭合的气旋距平环流, 高原西部为一明显的反气旋距平环流, 我国东部到日本南部为一明显的反气旋环流距平, 中南半岛为一半闭合的气旋距平环流; 在对流层中层 (500 hPa, 图略), 高原中东部的气旋环流距平明显减弱, 高原西部的反气旋环流距平有所南移和东扩, 占据了高原中部地区, 我国东部到日本南部的反气旋距平环流有所南移并减弱为两个次环

流, 一个在我国东部地区, 另一个在日本及其以南洋面, 中南半岛及其我国南海出现一明显的气旋距平环流; 在对流层低层 (850 hPa, 图 5b), 我国东部的反气旋距平环流进一步西伸, 中心位于长江中下游地区, 日本及其以南的反气旋距平环流依然十分明显, 南海的气旋距平环流进一步东扩, 中心位于巴士海峡. 上述形势表明, 少雪年由于从冬到夏高原和亚洲大陆对流层气温的偏高, 使得陆海温差偏高, 南亚夏季风增强, 东亚夏季风也有所增强, 对流层中低层 (850 hPa) 孟加拉湾吹向中南半岛的西南风明显增强, 我国东部大陆的南风增强, 西太平洋副高偏北; 这种高低空水平风场距平环流的特征还表明夏季青藏高原东部的上升运动偏强, 而高原中西部上升运动较弱, 长江中下游及其以东洋面上升运动偏弱, 南海上升运动偏强.

综上所述, 多、少雪年高原地面气温的差异主要表现在春季 3-4 月份, 一般地, 多 (少) 雪年 3-4 月份高原地面气温明显偏低 (高). 多、少雪年高原上空的气温异常可以影响到周边地区并持续到春末夏初, 多 (少) 雪年东亚大陆上空的气温明显偏低 (高), 而大陆南部海洋上空的气温明显偏高 (低), 降低 (增加) 了陆海温差, 这特别表现在孕育和诞生东亚夏季风的 4-5 月份, 延迟 (促进) 了东亚夏季风的到来, 一定程度上减弱 (加强) 东亚夏季风的强度. 多 (少) 雪随后夏季, 表明西太副高是明显偏南 (北) 的. 高原冬春多 (少) 雪年随后夏季, 由于南亚夏季风和东亚夏季风都明显减弱 (增强), 对流层中低层从孟加拉湾吹向中南半岛的西南风减弱 (增强), 我国大陆东部的南风也明显减弱 (增强), 西太副高偏南 (北); 青藏高原东南侧到中南半岛北部的上升运动较弱 (强), 长江中下游及其以东洋面上升运动较强 (弱), 长江中下游地区多 (少) 雨.

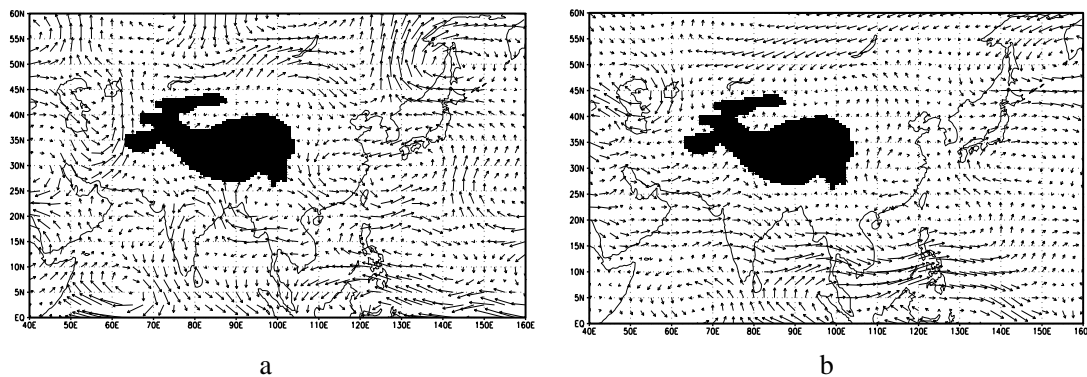


图 5 青藏高原冬春多(a)、少(b)雪年平均的随后夏季 6-8 月 850hPa 水平风场距平

Fig.5 Summer 850hPa wind anomalies after the rich (a) and little (b) snow winter-spring in the Tibetan Plateau

4 结论

(1) 青藏高原积雪总的来讲呈平缓的增长态势, 20 世纪 60 年代初积雪稍偏多, 20 世纪 60 年代中到 20 世纪 70 年代中是积雪偏少时期, 20 世纪 70 年代末到 20 世纪 90 年代是积雪偏多期. 从 20 世纪 60 年代中到 20 世纪 80 年代末, 积雪明显增加, 20 世纪 90 年代积雪又表现出减少的趋势.

(2) 高原冬春积雪异常与长江流域汛期特别是 6、7 月降水呈显著的正相关关系. 青藏高原冬春多雪年, 随后夏季多出现 II、III 类雨型, 长江中游和下游鄱阳湖地区多偏涝;

青藏高原冬春少雪年, 随后夏季多出现 I、II 类雨型, 长江下游鄱阳湖地区多偏旱, 长江中游多正常偏旱.

(3) 多、少雪年高原地面气温的差异主要表现在春季 3-4 月份, 一般地, 多(少)雪年 3-4 月份高原地面气温明显偏低(高). 多、少雪年高原上空的气温异常可以影响到周边地区并持续到春末夏初, 多(少)雪年东亚大陆上空的气温明显偏低(高), 而大陆南部海洋上空的气温明显偏高(低), 降低(增加)了陆海温差, 延迟(促进)了东亚夏季风的到来, 一定程度上减弱(加强)东亚季风的强度. 高原冬春多(少)雪年随后夏季, 由于南亚夏季风和东亚夏季风都明显减弱(增强), 对流层中低层从孟加拉湾吹向中南半岛的西南风减弱(增强), 我国大陆东部的南风也明显减弱(增强), 西太副高偏南(北); 青藏高原东南侧到中南半岛北部的上升运动较弱(强), 长江中下游及其以东洋面上升运动较强(弱), 长江中下游地区多(少)雨.

参 考 文 献

- 1 陈兴芳, 宋文玲. 东亚和青藏高原冬春积雪与我国夏季降水关系的分析和预测应用. 高原气象, 2000, 19(2):215-223
- 2 陈烈庭, 吴仁广. 青藏高原雪盖与中国季风雨年际和年代际变化的关系. 见: 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998:230-239
- 3 韦志刚, 罗四维, 董文杰等. 青藏高原积雪资料分析及其与我国夏季降水的关系. 应用气象学报, 1998, 9(增刊): 39-46
- 4 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响. 见: 中长期水文气象预报文集(1). 北京: 水利电力出版社, 1978:185-194
- 5 徐国昌, 李珊, 洪波. 青藏高原雪盖异常对我国环流和降水的影响. 应用气象学报, 1994, 5(1): 62-67
- 6 郭其蕴, 王继琴. 青藏高原冬春积雪及其对东亚季风的影响. 高原气象, 1986, 5(2):116-124
- 7 韦志刚, 黄荣辉, 陈文等. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征. 大气科学, 2002, 26(4):496-508

Influences of the Winter-Spring Snow from the Tibetan Plateau on the Summer Rainfall of the Yangtze River Basin

WEI Zhigang

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, P.R. China)

Abstract

In this paper, we analyze the influences of the winter-spring snow (WSS) on summer rainfall in the basin of the Yangtze River using the daily snow depths of 72 weather stations in Qinghai Province and the Tibet Autonomous Region. The variations of the atmospheric circles of the anomalous Tibetan WSS years are investigated. The impact mechanism is researched by using NCAR/NCEP data. The most obvious area where the Plateau snow influences on summer precipitation in China is the Yangtze River Basin. Much (little) summer rain occurs in the Middle and lower reaches of the Yangtze River, the II and III (I and II) types of Chinese summer rain usually occur following the rich (little) winter-spring snow. The difference in air temperature over the Plateau between the rich and little WSS years occur mainly in March and April. In the rich (little) Tibetan WSS, the air temperature is low (high) over East Asia and high (low) over the ocean to the south part of East Asia in late spring and early summer especially in April and May. Hence, the air temperature difference between land and ocean is low (high). This retards (accelerates) the onset of the East Asian summer monsoon and makes it weak (strong) to a certain degree in the rich (little) snow year. In the spring and summer of the rich (little) Tibetan WSS year, the lower (higher) surface heat (mainly sensible heat) weakens (strengthens) the ascending motion over the Plateau and strengthens (weakens) the ascending motion over the middle and lower area of the Yangtze River and the west Pacific Ocean to the south of Japan. This restrains (accelerates) the West Pacific Ocean subtropical high from moving to the north. As a result, there is much (little) rain in the middle and lower area of the Yangtze River.

Keywords: Snow, Tibetan Plateau, summer precipitation, The Yangtze River Basin