

李栋梁,王春学. 2011. 积雪分布及其对中国气候影响的研究进展[J]. 大气科学学报, 34(5): 627-636.

Li Dong-liang, Wang Chun-xue. 2011. Research progress of snow cover and its influence on China climate[J]. Trans Atmos Sci, 34(5): 627-636.

积雪分布及其对中国气候影响的研究进展

李栋梁,王春学

(南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室,江苏 南京 210044)

摘要: 对北半球不同地区的积雪分布状况、积雪异常影响中国气候的事实以及影响机理等问题的研究成果进行了较系统的回顾与总结。青藏高原、蒙古高原、欧洲阿尔卑斯山脉及北美中西部是北半球积雪分布的关键区,其中青藏高原是北半球积雪异常变化最强烈的区域。中国积雪分布范围广泛,其中新疆、东北和青藏高原是 3 个大值区。总体来看,北半球积雪有减少的趋势,而中国积雪却有弱的增加趋势。冬、春季高原积雪与欧亚积雪对中国夏季降水的影响是相反的。积雪影响中国气候的机理解释为:冬季积雪反照率效应起主要作用,春夏季积雪水文效应起主要作用。积雪被视为中国短期气候预测的一个重要物理因子,继续加强该领域的研究对于提高中国短期气候预测的准确率将有重要意义。

关键词: 积雪; 降水; 温度; 季风; 反照率; 积雪水文效应

中图分类号: P461 **文献标识码:** A **文章编号:** 1674-7097(2011)05-0627-10

Research progress of snow cover and its influence on China climate

LI Dong-liang, WANG Chun-xue

(Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, NUIST, Nanjing 210044, China)

Abstract: The distribution of snow cover over the Northern Hemisphere, the facts of anomalous snow cover influencing the climate in China and the influence mechanism are systematically reviewed and summarized. The Tibetan Plateau, the Mongolian Plateau, the European Alps and the mid-west of North America are the key areas of snow cover over the Northern Hemisphere, and the Tibetan Plateau is the most sensitive region of snow cover anomaly. Snow cover is widely distributed in China with three high value regions over Xinjiang, Northeast China and the Tibetan Plateau. Conclusively, there is a decreasing tendency for snow cover in the Northern Hemisphere, but a weak increasing trend in China. There are opposite effects of winter-spring snow cover in Eurasia and the Tibetan Plateau on summer precipitation in China. The mechanism of snow cover influencing climate in China is explained as: The snow cover albedo effect plays a major role in winter and the snow cover hydrological effect in spring-summer. Snow cover is a very important physical factor in short-term climate prediction of China. It has great significance to strengthen research in this area for improving the accuracy of short-term climate forecasting in China.

Key words: snow cover; precipitation; temperature; monsoon; albedo; snow-hydrological effect

收稿日期: 2011-03-24; 改回日期: 2011-06-22

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2007CB411506); 国家科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY(QX)201006038)

作者简介: 李栋梁(1957—),男,甘肃通渭人,教授,研究方向为青藏高原气象学、气候变化及气候动力学, lidl@nuist.edu.cn.

0 引言

冰雪圈是气候系统五大圈层之一,在天气气候的研究中具有重要地位。冰雪覆盖大大减少了下垫面接受的太阳短波辐射,同时阻碍了下垫面与大气之间的热量交换,且冰雪融水引起的水文效应也会改变下垫面的状况。刘晓东(1989)指出,冰雪的这些作用会引起气温下降,冰雪多时气候偏冷,冰雪少时气候偏暖。李培基(1988)认为积雪是冰雪圈中地理分布最广泛、季节与年际变化最显著的成员,大范围的积雪异常会引起同期及后期的大气环流异常。近年来全球气候异常,各种灾害频发。新疆融雪山洪、2008 年中国南方发生的史无前例的冰冻雨雪灾害等,都造成了严重的经济损失和人员伤亡。这些可能与前期的积雪异常有很大的关系,因此人们越来越关注积雪影响天气气候的问题。本文在前人研究的基础上,初步总结了积雪对中国天气气候影响的研究状况,并提出一些有待解决的问题。

1 积雪资料的发展

积雪资料对于研究是至关重要的,资料时间的长短、覆盖范围的大小以及精确程度都直接影响着研究的结果。到目前为止,积雪的研究资料主要有站点资料、可见光资料和微波遥感资料。各种资料都有其各自的优缺点,卫星资料的逐渐精确化是必然的趋势,但是还没有达到相当的可信度,所以气象站点的观测资料仍然还是非常重要的资料。

积雪的站点资料是该领域研究中使用最广泛的资料,尤其是在卫星遥感资料出现之前,现在仍然是不可或缺的资料。站点资料的优点是时间的连续性好,资料时间尺度长;缺点是站点密度不足、分布不均,使资料代表性受到影响。安迪等(2009)通过对比分析整理了一套中国测站积雪资料,许多研究(何丽烨和李栋梁,2011;陈光宇和李栋梁,2011)都使用了这套资料。

Ramsay(1998)指出,NOAA(the National Oceanic and Atmospheric Administration,美国国家海洋和大气局)从 1966 年就开始利用极轨卫星 AVHRR(advanced very high resolution radiometer,高分辨率扫描辐射仪)资料,通过人工绘制 190 km 分辨率的北半球周积雪覆盖图,1997 年后开始制作 25 km 分辨率的逐日北半球积雪图。刘玉洁(2001)的研究表明,MODIS(moderate-resolution imaging spectroradiometer,中分辨率成像光谱仪)作为美国国家航空

航天局 1999 年 12 月发射的 Terra 卫星和 2002 年 5 月相继发射的 Aqua 卫星的主要探测器。吴杨等(2007)在对卫星资料反演积雪信息的研究中指出,由于传感器的改进,MODIS 卫星资料在空间分辨率、积雪反演算法等方面明显优于 AVHRR 资料。光学仪器受云层和大气的影响很大,云和积雪在可见光和近红外波段上都具有高反射率。在云层的遮挡下,云下的地表信息不能被光学遥感器接收到,微波遥感具有光学仪器所没有的优势,它不仅能够全天候地观测积雪,也能够穿透大部分积雪层从而探测到雪深和雪水当量的信息。由于被动微波遥感具有很高的时间分辨率,能够迅速覆盖全球。因此,它在监测全球和大陆尺度的积雪时空变化中,作用尤为突出。1978 年开始使用多通道微波扫描辐射计(scanning multichannel microwave radiometer, SMMR),因其多通道和双极化的性能扩大了其应用范围,为雪深定量化遥感创造了条件。20 世纪 80 年代后期,美国空军空间局和海军空间系统活动局共同研究,并由休斯飞机公司制造了性能更好的微波辐射计系统:四频率线性极化专用微波成像系统(special sensor microwave imager, SSM/I),这种被动式微波传感器可提供半球或全球尺度的雪深变化信息。但被动微波传感器存在分辨率低,无法监测浅雪区信息等问题。另外影响地表微波亮温的因素很多,这些都在一定程度上影响了反演结果的精确度。主动微波遥感仪,如合成孔径雷达、微波散射计等利用积雪与其他地物的后向散射系数的不同来识别积雪,但同样也存在分辨率低等问题。

积雪资料的种类和来源较多,可以根据研究的内容和方法选择相应可信度较高、使用较广泛的积雪资料。例如:美国冰雪资料中心提供的北半球 25 km 等面积网格卫星反演的逐周的积雪资料(1966 年 10 月至今);美国国家航空航天局提供的 MODIS 8 d 积雪合成资料(1999 年至今);车涛根据中国实际情况对 SMMR 和 SSM/I 资料反演的逐日的积雪深度资料(1978 年至今)(车涛和李新,2005),以及安迪整理的中国气象测站的积雪日数、深度、积雪初终日期等资料(1951—2005 年)(安迪等,2009)。

2 北半球积雪的分布和变化

杨修群和张琳娜(2001)认为,从 10 a 平均来看,积雪时间(如周数)的分布基本上是纬度的函数,并且随纬度的增加而递增,在接近北极的高纬度区域(如西伯利亚、加拿大北部和阿拉斯加等)积雪

时间达26周以上。例外的是,位于中低纬度的青藏高原地区也是积雪时间的高值区,除极少数点为冰川外,也有相当范围的积雪时间超过半年。北半球积雪年际变化的关键区位于青藏高原、蒙古高原、欧洲阿尔卑斯山脉及北美中西部,其中青藏高原是北半球积雪异常变化最强烈的区域。青藏高原和欧亚大陆其他地区积雪变化的关联表现为两种不同的时空变化型,第一种型为青藏高原地区和欧洲、俄罗斯远东等地区积雪的同位相趋势性增多;第二种型为青藏高原地区与中亚地区积雪变化同位相,与蒙古高原到中国东北地区积雪变化反位相的年际振荡。杨向东和蒋尚城(2001)的研究表明,青藏高原积雪变化比欧亚和北美早。

研究(翟盘茂和周琴芳,1997; Robinson and Frei 2000)表明,欧亚和北美的积雪变化趋势基本一致:20世纪60年代中期积雪急速下降,70年代开始逐渐增加,80年代以来开始减少,尤其1986年以后,积雪持续低于正常值,1996年升至平均值以上,之后又开始下降。Brow(2000)使用加拿大、美国、前苏联和中国的历史资料和重建资料对北半球($40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$)的研究也发现,北美冬季的积雪范围从1915年开始有增加趋势,但春季积雪范围在1980—1990年显著减少;欧亚大陆4月积雪范围从1922—1997年随着春季增暖而明显减少。在最近20a中,春、夏两季积雪覆盖发生了明显的衰退。David and Rosen(1992)使用1972—1990年北半球卫星可见光积雪资料的研究表明,北半球12月和1月的积雪没有明显的变化趋势,欧亚2月的积雪有显著减少的趋势。Dye(2002)也认为北半球(1972—2000年)最大积雪面积月份从2月变为1月,春季融雪时间每10a提前5~6d。

综上所述,青藏高原、蒙古高原、欧洲阿尔卑斯山脉及北美中西部是北半球积雪分布关键区,其中青藏高原是北半球积雪异常变化最强烈的区域。各个区的积雪变化(除青藏高原外)总体上是一致的,在20世纪80年代中期以前有缓慢增加的趋势,而之后出现显著的减少趋势,又以春季更为明显。对于高原积雪分布和变化将在后面进一步讨论。

3 中国积雪的分布和变化

李培基和米德生(1983)利用站点资料的研究指出,中国地域辽阔、地形多变,而积雪的分布和变化易受到局地气候和地形的影响,所以中国积雪的分布和变化更为复杂。中国积雪的分布自南向北逐

渐增厚,由西向东,明显减少;平原、盆地和谷地积雪少于周围山地;山脉内的山间盆地或高原中心地区积雪更少;山地积雪具有明显的垂直递增规律。胡汝翼和魏文寿(1987)指出,中国积雪的峰值出现在新疆的阿尔泰山、天山西部山地和青藏高原东南缘山地。

李培基(1990)的进一步研究表明,中国雪量变化存在地区性差异,变暖时期中国冬季降雪量和积雪量是增加的,但这并不意味着各地都增加。这是因为积雪稳定性具有垂直地带性差异。高山地区积雪稳定,对冬季气温的依赖性不强,也并不集中发育在最冷月份;低地积雪却极不稳定,持续时间不长并高度依赖负温而生存,积雪集中发育在最冷月份,对温度变化十分敏感,承受增温的能力很脆弱。中国冬季降雪主要是由西伯利亚冷空气入侵形成的。水汽来自南方或东南方暖湿气流,同时本地区空气湿度条件对降雪量也有很大影响,因此增温导致南北气流交换和水循环的加强,将使长江流域降雪量增加。从而使干旱区少雪、湿润区多雪的地区差异进一步加剧。很低的负温不利于降雪的形成,却有利于积雪的维持。因而中国降雪季节集中在初冬和早春,极高山、冰川作用区甚至集中在夏季。最冷月份降雪量反而减少,越寒冷的地区减少得越显著。因此增温有可能导致中国最北部和高山地区降雪量增加。

王秋香等(2009)的研究表明,新疆北部最大积雪深度从1960—1980年表现为缓步上升,从1980年开始增速加快。但赵春雨等(2010)对辽宁省积雪的研究表明,辽宁省积雪期呈缩短的趋势。惠英等(2009)的研究表明,河套地区积雪日数也整体呈减少的趋势。李栋梁等(2009)对黑龙江积雪初终日研究表明,积雪初日有逐渐偏迟的趋势,终日在1975—1997有明显的提前趋势。李培基(1993)结合站点资料和卫星资料研究了中国西部积雪,指出积雪集中在高山地区,盆地谷地积雪极为贫乏;具有外围多雪、腹地少雪的分布特征。与中国西部低地相比,青藏高原积雪季节变化有两大特点,一是积雪季节长,最大值出现早,结束却迟2~3月;二是积雪建立迅速,消退缓慢。柯长青和李培基(1998)认为高原东部是高原积雪年际变化最显著的地区,它主导了整个高原积雪的年际变化,并且与西部多雪区年际波动呈反位相关系。王叶堂等(2007)的研究也得到了相似的结论:青藏高原四周山区多雪,腹地少雪;高原积雪期主要集中在10月到次年5月;

2000—2005 年高原积雪年际变化差异较大,积雪面积总体上呈现冬、春季减少,夏、秋季增加的趋势。李培基(1996)的研究表明,1957—1992 年高原积雪变化呈普遍增加趋势,并且与北半球冬季气温呈正相关。高原积雪的增加与北半球温带低地春季积雪面积自 20 世纪 80 年代后期的减少形成了鲜明的对比。Qin et al. (2006) 的研究表明,1951—1997 年中国西部积雪表现为缓慢增加的趋势,且存在较大的年际变化。王澄海等(2009)的研究指出,新疆北部、东北、内蒙古地区和青藏高原西南和南部地区为中国积雪的高值区,也是积雪年际变化的大值区和敏感区。中国地区积雪总体上呈现出平缓的增长趋势,积雪深度和积雪日数的年代际变化趋势在 20 世纪 60 年代稍有增加,70 年代有所下降,80 年代又增加,90 年代也有增加的趋势。而车涛和李新(2005)认为中国积雪储量在 1993—2002 年没有明显的减少或增加趋势,但存在年际间的波动。

总体来说,中国积雪分布范围广泛,其中新疆、东北和青藏高原是 3 个大值区;但是局地分布又受到地形因素的影响有所差别,所以中国积雪分布情况是十分复杂的。另外在最近几十年,虽然在不同的地区积雪的变化趋势有所差异,但是总体上还是呈现缓慢增长的趋势,尤其青藏高原积雪的增加更明显。

4 积雪异常影响天气气候的事实

Blanford(1884)最早提出喜马拉雅山地区积雪变化可能会影响印度的天气气候状况,Walker(1910)在后来的研究中发现喜马拉雅山地区积雪深度与印度夏季降水之间存在反相关。随着积雪资料的丰富,Hahn and Shukla(1976)在对 NOAA 卫星观测的周积雪面积资料的研究中发现了喜马拉雅山积雪与印度夏季降水之间呈负相关关系,这也验证了之前 Walker(1910)的工作。Dey and Kumar(1982)、Dickson(1984)的研究也都得到同样的结果。叶笃正(1975)很早就提出高纬度大面积积雪可以作为短期气候预测的物理因子。积雪异常对中国天气气候的影响早已受到很多学者的关注,这方面的研究主要集中在欧亚积雪和青藏高原积雪两个方面。

4.1 欧亚积雪异常影响中国天气气候

叶愈源(1986)指出欧亚冬季积雪异常与后期中国不同地区的气温和降水有很好的相关,但是不同区域之间的相关又有较大差别。欧亚大陆积雪具

有某些潜在的气候预测能力,但是这种潜在能力受到季节和区域的限制。符淙斌(1980)的研究表明,北半球冰雪偏多会导致气层平均温度的下降,将使等压面高度降低,有利于极涡向南扩展,造成中纬度地区降温。具体的降温地区还与中纬度长波槽脊的配置有关。从中国东北地区来看,当欧亚积雪增多,极涡偏在东半球,且这一地区有长波槽发展时,有利夏季低温。李珊和徐国昌(1987)认为,欧亚积雪南界的平均走向基本上呈东西方向,因此,由积雪面积的异常造成的温度距平场和对流层中高层高度距平场的分布也基本上呈带状分布。积雪面积大的年份东亚中纬西风加大,高纬和低纬西风减小,北方降水少。积雪异常对大气的冷却作用大约可以后延 1~2 月,并且在融雪季节表现最明显。刘晓东和罗四维(1990)的研究表明,亚欧大陆北部积雪多时,中国华南一带汛期降水偏多,长江地区降水偏少,反之亦然。张波(1999)发现欧亚大陆积雪是四川夏季气候变化的主要影响因子,前期冬春欧亚大陆积雪面积正(负)距平,有利于四川盆地未来夏季气温负(正)距平的产生。董文林等(1992)也得到同样的结论。曹长明(1994)认为,冬季欧亚大陆积雪与江苏梅雨量之间呈显著的负相关,而与沿江地区夏季降水量之间的关系不密切。冬季欧亚大陆积雪面积异常大(小)时,预兆江淮流域将发生干旱(洪涝)。Wu and Kirtman(2007)指出,春季西伯利亚西部积雪、春季青藏高原积雪和中国南部春季降水呈现出正相关的关系。Yang and Xu(1994)则认为,欧亚大陆冬季积雪与中国华南和华北地区的夏季降水存在非常显著的正相关,而与中国西部、中部和东北部地区的夏季降水则是相对弱一点的负相关。但如果将中国地区的夏季降水作为一个整体,那么其与欧亚大陆冬季积雪之间仅存在着相当微弱的关系。欧亚冬季积雪与中国夏季降水之间有很好的区域相关,相对与全国来说,对一些区域的夏季降水更有预报意义。穆松宁和周广庆(2010)认为,冬季欧亚大陆北部新增积雪面积偏大时,夏季贝加尔湖以东易盛行异常冷低压,内蒙古东部和东北西部易出现凉夏,同时东亚副热带西风急流增强,西太平洋副热带高压易加强且西伸和北扩,江南地区在副高的控制下易干热。这种显著关联独立于 ENSO(El Niño/Southern Oscillation,厄尔尼诺和南方涛动)事件,并且在近 40 a 来较为稳定,冬季欧亚大陆北部新增积雪可能通过某种途径来影响东亚副热带急流的变化,进而影响中国夏季气候。而 Wu et al.(2009)的

研究指出,当春季欧亚大部分雪水量偏少,且青藏高原和东亚部分地区偏多时,中国南部和东南部夏季降水偏多,而黄河上游地区降水偏少。陈兴芳和宋文玲(2000a)的研究也表明,冬春季高原积雪和欧亚积雪与中国夏季降水的相关分布基本是相反的,其中高原积雪与长江中下游和西北东部地区夏季降水为正相关,欧亚积雪与东北和华北东部以及西南地区降水为正相关。冬季高原积雪异常偏多时,长江流域夏季易发生洪涝,这也是汛期降水预测中的一个重要信号。

总的来说,当冬季欧亚大陆积雪偏多(少)时,中国东北、内蒙古、四川夏季温度偏低(高),江南则温度偏高(低);东北和长江流域降水偏少(多),华南和华北降水偏多(少)。其他不同的观点主要集中在高原和欧亚积雪的反相关上,研究欧亚积雪时,是否包括高原,对结果会产生较大差异。所以有必要对高原积雪的影响重点研究。

4.2 高原积雪异常影响中国天气气候

青藏高原(以下简称高原)平均海拔4 000 m以上,对中国乃至全球的气候都有重要的影响。高原相对于其上方空气来说,冬季为冷源,夏季为热源,高原与大气之间的热量交换可以影响大气环流的变化。而积雪又可以加强或减弱高原的冷热源作用。所以高原积雪的异常变化早已受到人们的关注。

张东和余志豪(1999)的研究表明,高原冬春多雪年,中国北方大部分地区夏季气温比常年低,而南方地区夏季气温比常年偏高,少雪年则相反。多雪年副高位置在长江中下游至华南一带,向西延伸范围大,因而这一地区夏季气温偏高。吴统文等(1998)认为高原冬春季积雪与后期西北干旱区雨量呈弱的反相关关系,多、少雪年西北干旱区5—9月雨量的平均差值可达同期常年雨量值的1~2成;多、少雪年前冬11、12月的积雪特征和地面热状况差异较清楚;可利用前冬高原地面热状况和积雪异常预测西北干旱区次年5—9月的降水。王澄海等(2000)也认为高原积雪与西北春季降水存在弱的相关关系,但是高原积雪与西北春季降水在不同区域上位相变化不同,即高原积雪的多少对西北的不同地区有不同的影响,不是简单的反相关关系。陈烈庭(1998)指出高原冬季积雪与同期500 hPa高度场和前汛期江南降水关系的稳定性较好,高原异常积雪作为江南汛期降水预报因子不仅具有可靠的物理基础,而且是行之有效的。高原中部冬春季积雪深、范围广而且持续时间长的年份,初夏江南地区

出现多雨的可能性较大,反之降水以偏少为主。徐明和朱永提(1997)研究了高原冬季积雪状况对华东地区梅汛期降水分布的影响,发现高原冬季积雪多时,华东南部梅汛期降水减少;积雪少时,华东大部梅汛期降水略有增加。周浩等(2010)的研究也表明,冬春高原积雪对西南地区夏季旱涝有重要影响。Kazuyoshi and Wang(2009)认为前冬高原积雪增加导致地表接收的短波辐射减少,引起高度场下降,导致东亚夏季风环流减弱,引起夏季华南降水偏多,长江流域降水减少,这种影响在前汛期比汛期要显著。韦志刚等(1998)指出高原前冬、春季积雪量的变化与中国夏季降水有很好的相关,与7、8月长江流域的降水为正相关,其流域南北两侧为两大片负相关区;与9月的相关区系统地南移了约5个纬距;与4、5月长江以南,尤其东南沿海附近为正相关区,长江以北为负相关区。Chen and Wu(2000)的研究表明,高原冬季积雪与中国东部夏季和前期降水有很好的相关。多雪年东亚夏季风爆发推迟,华南、江淮流域降水异常偏多,华北偏少。Wu and Qian(2003)的研究指出高原积雪与长江中下游夏季降水存在明显的正相关。Zhao et al.(2007)使用1973—2001年的高原积雪日数资料研究表明,4—5月高原积雪日数偏多时,6月江淮流域降水减少,华南地区降水增加。而Qian et al.(2003)的研究指出,高原冬季积雪深度偏大时,中国夏季华南降水偏少,江淮流域降水偏多。

由于研究区域、时期和所用的资料、方法的不同,研究结果有所差异,但是总的来说,冬季高原积雪偏多(少)时,北方温度偏低(高),南方温度偏高(低);西北、华北夏季降水偏少(多),华南前汛期降水偏多(少),汛期降水偏少(多),江淮流域前汛期降水偏少(多),汛期降水偏多(少)。可见高原积雪异常对中国不同地区不同时期的影响是有较大差异的。要想把积雪作为中国短期气候预测的可靠因子,就必须知道其影响机理是什么。许多国内外专家学者也对其进行了研究。

5 积雪异常影响中国天气气候的机理

5.1 欧亚积雪异常

Yasunari et al.(1991)研究了初春欧亚积雪异常时,反照率和积雪水文效应影响大陆春季和夏季气候的相对重要性。春季反照率影响在低纬度是主要的,尤其在高原地区。由于异常多的积雪增大了地表的反照率,造成地面吸收太阳短波辐射量减少,

降低了地表温度,减少了地气之间感热通量。夏季积雪水文效应是主要的,由于积雪融化吸收大量的热量,并且积雪融水增加了土壤的湿度,减少了地气之间的感热通量交换,降低地表温度。李震坤等(2009)的研究证实了以上结论,同时还发现春季积雪异常通过改变其后夏季的土壤湿度和温度分布,造成对流层厚度的异常,激发一个从欧洲西部到东亚的 500 hPa 高度场异常波列。中国南、北方处于符号相反的高度异常区,同时降水也呈现南北相异的态势,这表明春季欧亚积雪异常是影响中国夏季降水分布的一个重要因子。谭言科等(1999)发现,欧亚大陆冬季积雪面积异常可以激发北半球夏季中高纬地区的遥相关波列,夏季鄂霍次克海上空的异常低中心正是积雪的冷却作用和西风带的平流作用造成的。该低中心形成后,根据球面上 2 维波的传播理论,阿拉斯加上空的高度场将升高,福克斯湾上空的高度场将降低。正的波列有利于 El Niño 的发生。Barnett et al. (1988) 认为积雪异常影响后期气候的事实与 ENSO 现象密切相关,这可能因为 ENSO 不仅是海气相互作用的结果,还应该考虑大陆的作用。陈海山和孙照渤(2003)也发现欧亚积雪面积偏大(小)时,冬季 500 hPa 高度场表现为正(负)欧亚—太平洋遥相关型,西伯利亚反气旋加强(减弱),东亚大槽加深(变浅),东亚冬季风活动偏强(弱)。

陈兴芳和宋文玲(2000b)对欧亚和高原积雪对中国夏季降水的影响进行了比较,结果表明:冬季欧亚积雪异常偏多时,夏季东亚高度场偏低,不利于东亚阻塞高压的建立和维持,因而有利于夏季雨带北上。当冬季高原积雪发生异常偏多时,由于融雪、蒸发和对太阳辐射反照率的加强,致使高原及其周边大陆加热场减弱,从而不利于初夏大气环流的季节变化以及南亚季风的发展,进而阻碍中国夏季风雨带的北上,因而长江流域降水增多,容易发生洪涝。这说明冬季高原积雪和欧亚积雪与中国夏季降水有着基本相反的相关关系。欧亚积雪和高原积雪影响中国天气气候可能有着不同的机理,而高原的影响更加显著,所以许多学者着重对此进行了研究,并且提出了一些影响机理的概念模型。

5.2 高原积雪异常

Kazuyoshi and Wang(2010)以高原积雪为例研究了积雪引起的反照率变化和积雪水文效应对东亚夏季风降水的相对重要性,结果表明:5、6 月积雪反照率对长江流域降水的影响是积雪水文效应的 3

倍;7 月到 8 月反照率的影响逐渐减弱,积雪水文效应的影响逐渐增强。陈乾金等(2000a)讨论了高原积雪异常与中纬度大气环流的关系及其对低纬热带大气和海洋的影响,结果表明,高原冬季积雪异常影响东亚冬季风的异常,进而通过东亚 Hadley 环流引起南海南部积云对流活动的异常,结果造成赤道太平洋纬向风出现变异并引发 SSTA(sea surface temperature anomaly,海表温度距平)位相和副高活动及夏季风强度的显著不同,由此对中国夏季风雨带分布产生影响。徐国昌等(1994)发现 1—3 月是高原积雪面积最大的月份,在此期间高原积雪面积有明显的持续性,并与欧亚积雪面积有较高的一致性。3 月高原积雪面积异常偏大的年份温度显著低,可能包含某种程度的积雪冷却效应的反馈影响,那么接下来偏冷现象的迅速减弱甚至消失,可以认为是高原积雪异常的后延冷却效应很弱,且大约不足一个月。但又发现 3 月高原积雪异常在其后的 5 月 850 hPa 环流上表现得更加明显,但难以给出满意的物理解释。Zhang et al. (2004)等使用观测的高原积雪深度资料和 NCEP/NCAR 再分析资料分析指出,高原春季积雪深度与东亚夏季风之间存在很好的年代际相关。彭京备等(2005)对高原积雪和热带东太平洋 Nino3 区海温进行小波分析,指出高原积雪的主要周期是准 2 a 振荡和准 6~7 a 振荡,海温的主要周期是 ENSO 振荡和准 2 a 振荡。此外积雪和海温均在 20 世纪 70 年代后期发生了一次年代际气候跃变现象,积雪由少雪期向多雪期转化,海温从冷水期演变成暖水期。不同时间尺度的积雪、海温和降水的相关场具有不同的地域特征。积雪和海温的年代际气候跃变与中国夏季降水的相关程度在某些地区高于年际变化。利用高原积雪和 Nino3 区海温多时间尺度变化可以较好地拟合出中国夏季降水的年际和年代际变化,所以在做中国夏季降水预报时,不同因子、不同尺度的作用应当分开考虑。陈乾金等(2000b)提出了高原积雪异常影响中国天气气候的概念模型,他的模型主要考虑了冬季积雪异常引起同期大气环流异常,且这种大气环流异常信号又会影响后期的大气环流以及 ENSO 的爆发,进而影响中国春夏天气气候。

Barnett et al. (1988)认为土壤长时间的湿度异常是地气系统“记住”积雪异常的物理机制,并对其后的气候状况产生持久的影响。通过影响季风系统的进程而将高原冬季积雪异常的信息储存在亚洲夏季风这样一个庞大的系统中,是导致后期气候状况

发生显著变化的直接原因。郑益群等(2000)的研究指出,高原冬季积雪深度的增加,比积雪面积的扩大和春季积雪深度的增加对后期气候的影响更大。而冬季积雪深度是影响积雪水文效应的主要因素。范广州等(1997)的模拟研究表明,高原冬季多雪时,高原地区由春至初夏地表温度降低,地表热源、高原上升气流和季风经圈环流均减弱,从而使亚洲季风环流系统、大陆低压、索马里急流、西南气流和夏季风均减弱,降水减少。高原冬季积雪融化后的水文效应可延续到6月份,与整个欧亚大陆积雪相比,东、南亚夏季风对高原积雪影响的响应可能更敏感。韦志刚等(2008)的研究也证明了以上观点,并且认为由于融雪增湿效应,高原春夏潜热明显增大(减少),使得空气中水汽增大(减小),可能是高原气温偏低(高)的一个重要因素。钱永甫等(2003)也认为高原积雪异常首先通过融雪改变土壤湿度和地表温度,从而改变了地面到大气的热量、水汽和辐射通量,由此所引起的大气环流变化又反过来影响下垫面的特征和通量输送。在湿土壤和大气之间,这样一种长时间的相互作用是造成后期气候变化的关键过程。张顺利和陶诗言(2001)的数值试验研究也表明,高原积雪异常改变了高原陆面春、夏季的热状况,可以使亚洲夏季风爆发推迟20 d左右,并提出可能的物理过程。一些研究(李庆和陈月娟,2006;Wu and Qian,2003)表明,高原雪量增加(减少),前冬春高原地面吸收的太阳短波辐射偏少(多),加强(减弱)了冬季高原地面的冷源效应,而融化积雪需要消耗较多的热量,增多的土壤水分蒸发又会使地面进一步冷却,明显减弱(加强)了其春夏季的高原热源作用。

朱玉祥等(2009)指出,高原冬季多雪,会导致高原地面感热热源减弱,这种热源的减弱在冬季导致冬季风偏强,可以影响到中国华南、西南及孟加拉湾地区。同时,由于高原热源的减弱可持续到夏季,成为东亚夏季风和南亚夏季风减弱的一个原因。在积雪初期,地面反射通量的增加起了主要作用;在积雪融化后,“湿土壤”在延长高原积雪对天气气候的影响过程中起了重要作用。初期的反射通量增加减少了太阳辐射的吸收、融雪时的融化吸热,以及后期的“湿土壤”与大气的长期相互作用,作为异常冷源,减弱了春、夏季高原热源,是高原冬季积雪影响夏季风并进而影响中国夏季降水的主要机理。

6 结论与展望

1) 积雪资料的种类和来源较多,可以根据研究

的内容和方法选择相应可信度较高、使用较广泛的积雪资料。例如:美国冰雪资料中心提供的北半球25 km等面积网格卫星反演的逐周的积雪资料(1966年10月至今);美国国家航空航天局提供的MODIS 8 d积雪合成资料(1999年至今);车涛根据中国实际情况对SMMR和SSM/I资料反演的逐日的积雪深度资料(1978年至今)(车涛和李新,2005),以及安迪整理的中国气象测站的积雪日数、深度、积雪初终日期等资料(1951—2005年)(安迪等,2009)。

2) 青藏高原、蒙古高原、欧洲阿尔卑斯山脉及北美中西部是北半球积雪分布关键区,其中青藏高原是北半球积雪异常变化最强烈的区域。除青藏高原外的其他各个区的积雪变化总体上是一致的,在20世纪80年代中期以前有缓慢增加的趋势,之后出现显著的减少趋势,又以春夏季更为明显。新疆、东北和青藏高原是中国3个积雪大值区;但是局地分布又受到地形因素的影响有所差别,所以中国积雪分布情况是十分复杂的。另外在最近几十年,虽然在不同的地区积雪的变化趋势有差异,但是总体上呈现缓慢增长的趋势,尤其青藏高原积雪的增加更明显,并且存在年际波动。

3) 当冬季欧亚大陆积雪偏多(少)时,中国东北、内蒙古、四川夏季温度偏低(高),江南则温度偏高(低);东北和长江流域降水偏少(多),华南和华北降水偏多(少)。

4) 冬季高原积雪偏多(少)时,北方温度偏低(高),南方温度偏高(低);西北、华北降水偏少(多),华南前汛期降水偏多(少),汛期降水偏少(多),江淮流域前汛期降水偏少(多),汛期降水偏多(少)。

5) 初期的反射通量增加减少了太阳辐射的吸收、融雪时的融化吸热,以及后期的湿土壤与大气的长期相互作用,作为异常冷源,减弱了春夏季高原热源,是高原冬季积雪影响夏季风并进而影响中国夏季降水的主要机理。可能的物理模型由两部分组成,首先是高原冬季积雪偏多(少)→东亚大槽偏东(西)偏弱(强)→冬季南海南部积云对流弱(强),高层辐散弱(强),Walker环流弱(强)→赤道太平洋冬、春季信风弱(强)(不)易触发ENSO事件,北印度洋SSTA南高(低)北低(高),当年夏季风弱(强)→长江中下游易涝(旱)。其次是高原积雪多(少)→高原春、夏季的感热弱(强)→感热加热引起的上升运动弱(强),高原强(弱)环境风场→不利(有

利)于高原感热通量向上输送→高原上空对流层加热弱(强)→高原对流层温度低(高)→高原南侧温度对比弱(强)→造成亚洲夏季风弱(强)→中国长江流域易涝(旱)。

从以上结论可以看到,对积雪异常影响中国天气气候的研究已经得到了比较丰硕的成果,但是同时也存在着许多问题有待进一步研究。首先,积雪异常引起中国天气气候异常的物理机制可以从反照率和积雪水文效应进行考虑,但是具体影响过程又有差别,反照率和积雪水文效应哪个的作用更大?什么时候反照率效应开始起到主导作用?什么时候积雪水文效应开始起到主导作用?这种可能需要基础性试验的研究还比较少。其次,研究表明,西太平洋副热带高压、ENSO、极涡、东亚季风与积雪之间是存在相关关系的,针对不同因子的相对重要程度的研究还较少。王叶堂等(2008)还指出,高原积雪与中国夏季降水的关系也常出现反例现象,目前针对反例年的分析还不够。另外,欧亚积雪和高原积雪为何反相关?以及不同区域的积雪异常对后期不同时间段中国各地区天气气候影响也值得深入研究。高荣等(2011)的研究指出,高原冻土和积雪的不同配置对中国夏季降水的影响也不同,这方面的研究也比较少,有待进一步研究。

积雪异常和大气环流异常之间必然是相互影响的,但是那一个的异常更容易引起另一个的异常,二者之间反馈制约机制是怎样的,也需要进一步研究。高原积雪和江淮梅雨、西南涡、登陆中国的热带气旋的关系及其影响机制的研究也比较少(朱玉祥和丁一汇,2007)。另外,积雪资料是研究的基础,更丰富精确的资料是研究更加深入的前提和保证。目前对积雪的数值模拟研究的精细程度还不够,采用不同的模式、不同的模拟方案的模拟效果差异也很大,进一步发展数值模式,进行数值模拟工作是以后的重要工作(杨琨和武炳义,2009)。这些问题的解决对中国短期气候预测水平的提高将有重要的实际意义。

参考文献:

安迪,李栋梁,袁云,等.2009.基于不同积雪日定义的积雪资料比较分析[J].冰川冻土,31(6):1019-1027.
曹长明.1994.冬季欧亚大陆雪盖与江苏梅雨量关系的初探[J].气象科学,14(1):80-83.
车涛,李新.2005.1993—2002年中国积雪水资源时空分布与变化特征[J].冰川冻土,27(1):64-67.
陈光宇,李栋梁.2011.东北及邻近地区累计积雪深度的时空变化规

律[J].气象,37(5):513-521.
陈海山,孙照渤.2003.欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响 I:观测研究[J].大气科学,27(3):304-316.
陈烈庭.1998.青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用[J].应用气象学报,9(增刊):1-7.
陈乾金,高波,张强.2000a.青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究[J].大气科学,24(2):477-491.
陈乾金,高波,李维京,等.2000b.青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与环流关系的研究[J].气象学报,58(5):582-595.
陈兴芳,宋文玲.2000a.欧亚和青藏高原冬春季积雪与中国夏季降水关系的分析和预测应用[J].高原气象,19(2):214-223.
陈兴芳,宋文玲.2000b.冬季高原积雪和欧亚积雪对中国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析[J].大气科学,24(5):585-592.
董文林,谢素芳,刘东升.1992.欧亚大陆冬季雪盖同四川夏季旱涝的关系[J].成都气象学院学报,20(1):81-87.
范广洲,罗四维,吕世华.1997.青藏高原冬春季积雪异常对东、南亚夏季风影响的初步数值模拟研究[J].高原气象,16(2):140-152.
符涛斌.1980.北半球冬春冰雪面积变化与中国东北地区夏季低温的关系[J].气象学报,38(2):187-192.
高荣,钟海玲,董文杰,等.2011.青藏高原积雪、冻土对中国夏季降水影响研究[J].冰川冻土,33(2):254-260.
何丽烨,李栋梁.2011.中国西部积雪日数类型划分及与卫星遥感结果的比较[J].冰川冻土,33(2):237-245.
胡汝骥,魏文寿.1987.试论中国的雪害区划[J].冰川冻土,9(增刊):1-12.
惠英,李栋梁,王文.2009.河套及其邻近不稳定积雪区积雪日数时空变化规律研究[J].冰川冻土,31(3):446-456.
柯长青,李德基.1998.用 EOF 方法研究青藏高原积雪深度分布与变化[J].冰川冻土,20(1):64-67.
李栋梁,刘玉莲,于宏敏,等.2009.1951—2006 年黑龙江省积雪初终日变化特征分析[J].冰川冻土,31(6):1011-1018.
李德基.1988.近百年来冷圈波动[J].冰川冻土,10(2):105-116.
李德基.1990.近 30 年来中国雪量变化的初步探讨[J].气象学报,48(4):433-437.
李德基.1993.中国西部积雪变化特征[J].地理学报,48(6):505-515.
李德基.1996.青藏高原积雪对全球变暖的响应[J].地理学报,51(3):260-265.
李德基,米德生.1983.中国积雪的分布[J].冰川冻土,5(4):9-18.
李庆,陈月娟.2006.青藏高原积雪异常对亚洲夏季风气候的影响[J].解放军理工大学学报:自然科学版,7(6):605-612.
李珊,徐国昌.1987.欧亚大陆雪盖对东亚环流和中国西北春雨的影响[J].高原气象,6(3):256-264.
李震坤,武炳义,朱伟军.2009.春季欧亚积雪异常影响中国夏季降水的数值试验[J].气候变化研究进展,5(4):196-201.
刘晓东.1989.冰雪变化对大气环流和天气气候的影响[J].地球科学进展,4(6):53-56.
刘晓东,罗四维.1990.亚欧大陆北部与青藏高原雪盖特征及其与中国气温和降水的统计分析[J].高原气象,9(3):320-326.
刘玉洁.2001. MODIS 遥感信息处理原理与算法[M].北京:科学出

- 版社.
- 穆松宁,周广庆.2010.冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积变化与中国夏季气候异常的关系[J].大气科学,34(1):213-226.
- 彭京备,陈烈庭,张庆云.2005.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[J].高原气象,24(3):366-377.
- 钱永甫,张艳,郑益群.2003.青藏高原冬春季积雪异常对中国春夏季降水的影响[J].干旱气象,21(3):1-7.
- 谭言科,何金海,祝从文.1999.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型遥相关的可能联系[J].大气科学,23(2):152-160.
- 王澄海,董安祥,王式功,等.2000.青藏高原积雪与西北春季降水的相关特征[J].冰川冻土,22(4):340-346.
- 王澄海,王兰芝,崔洋.2009.40 余年来中国地区季节性积雪的时空分布及年际变化特征[J].冰川冻土,31(2):301-310.
- 王秋香,张春良,刘静,等.2009.北疆积雪深度和积雪日数的变化趋势[J].气候变化研究进展,5(1):39-43.
- 王叶堂,何勇,侯书贵.2007.2000—2005 年青藏高原积雪时空变化分析[J].冰川冻土,29(6):854-861.
- 王叶堂,何勇,侯书贵.2008.青藏高原冬春季积雪对亚洲夏季风降水影响的研究[J].冰川冻土,30(3):452-460.
- 韦志刚,陈文,黄荣辉.2008.青藏高原冬春季积雪异常影响中国夏季降水的数值模拟[J].高原山地气象研究,28(1):1-7.
- 韦志刚,罗四维,董文杰.1998.青藏高原积雪资料分析及其与中国夏季降水的关系[J].应用气象学报,9(增刊):39-46.
- 吴统文,钱正安,李培基,等.1998.青藏高原多、少雪年后西北干旱区降水的对比分析[J].高原气象,17(4):364-372.
- 吴杨,张佳华,徐海明,等.2007.卫星反演积雪信息的研究进展[J].气象,33(6):3-10.
- 徐国昌,李珊,洪波.1994.青藏高原雪盖异常对中国环流和降水影响[J].应用气象学报,5(1):62-67.
- 徐明,朱永提.1997.青藏高原冬季积雪对华东梅汛期降水影响的数值试验[J].应用气象学报,8(增刊):110-115.
- 杨琨,武炳义.2009.欧亚大陆积雪与亚洲季风关系研究进展[J].气象科技,37(3):263-270.
- 杨向东,蒋尚城.2001.北半球雪盖的气候特征及与印度季风降水的关系[J].气象,27(3):8-12.
- 杨修群,张琳娜.2001.1988—1998 年北半球积雪时空变化特征分析[J].大气科学,25(6):757-766.
- 叶笃正.1975.长期预报的一些物理因子[J].气象,3:10-13.
- 叶愈源.1986.冬季亚欧大陆雪盖与湖南汛期降水[J].高原气象,5:271-273.
- 翟盘茂,周琴芳.1997.北半球雪盖变化与中国夏季降水[J].应用气象学报,2:230-235.
- 张波.1999.欧亚大陆雪盖与四川盆地夏季气温的关系[J].成都气象学院学报,7(4):342-345.
- 张东,余志豪.1999.青藏高原冬春季积雪异常与中国夏季低温的关系[J].气象科学,19(1):1-8.
- 张顺利,陶诗言.2001.青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究[J].大气科学,25(3):372-390.
- 赵春雨,严晓瑜,李栋梁,等.2010.1961—2007 年辽宁省积雪变化特征及其与温度、降水的关系[J].冰川冻土,32(3):461-468.
- 郑益群,钱永甫,苗曼倩,等.2000.青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响[J].大气科学,24(6):761-773.
- 周浩,唐红玉,程炳岩.2010.青藏高原冬春季积雪异常与西南夏季降水的关系[J].冰川冻土,32(6):1144-1151.
- 朱玉祥,丁一汇.2007.青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题[J].气象科技,35(1):1-8.
- 朱玉祥,丁一汇,刘海文.2009.青藏高原冬季积雪影响中国夏季降水的模拟研究[J].大气科学,33(5):903-915.
- Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, et al. 1988. The effect of Eurasian snow cover on global climate [J]. Science, 239(4839):504-507.
- Blanford H F. 1884. On the connection of Himalayan snowfall and seasons of drought in India [J]. The Proceeding of the Royal Society of London, 37:3-22.
- Brow R D. 2000. Northern hemisphere snow cover variability and change 1915—97 [J]. J Climate, 13(13):2339-2355.
- Chen Lieting, Wu Renguang. 2000. Interannual and decadal variations of snow cover over Qinghai-Xizang Plateau and their relationships to summer monsoon rainfall in China [J]. Adv Atmos Sci, 17(1):18-30.
- David G S, Rosen R D. 1992. Interannual variability of wintertime snow cover across the Northern Hemisphere [J]. J Climate, 5(12):1441-1448.
- Dey B, Kumar O B. 1982. An apparent relationship between Eurasian snow cover and the advanced period of the Indian summer monsoon [J]. J Appl Meteor Climatol, 21:1929-1932.
- Dickson R R. 1984. Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall: An extension of the Hanh-Shukla results [J]. J Appl Meteor Climatol, 23:171-173.
- Dye D G. 2002. Variability and trends in the annual snow-cover cycle in Northern Hemisphere land areas, 1972—2000 [J]. Hydrology Process, 16:3065-3077.
- Hahn D J, Shukla J. 1976. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian Monsoon rainfall [J]. Atmos Res, 33:2461-2462.
- Kazuyoshi S, Wang Yuqing. 2009. Improved simulation of the East Asian summer monsoon rainfall with satellite-derived snow water equivalent data [J]. Mon Wea Rev, 137(6):1790-1804.
- Kazuyoshi S, Wang Yuqing. 2010. A comparison between the effects of snow albedo and infiltration of melting water of Eurasian snow on East Asian summer monsoon rainfall [J]. J Geophys Res, 115, D02115. doi: 10.1029/2009JD012189.
- Qian Y F, Zheng Y Q, Zhang Y, et al. 2003. Responses of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau [J]. Int J Climatol, 23:593-613.
- Qin Dahe, Liu Shiyin, Li Peiji. 2006. Snow cover distribution, variability, and response to climate change in western China [J]. J Climate, 19:1820-1833.
- Ramsay B H. 1998. The interactive multisensory snow and ice mapping system [J]. Hydrological Processes, 12:1537-1546.
- Robinson D A, Frei A. 2000. Seasonal variability of northern hemisphere snow extent using visible satellite data [J]. Professional Geographer, 52(2):307-314.

- Walker G T. 1910. Correlation in seasonal variations of weather [M]. Shimla: Government Central Branch Press.
- Wu Bingyi ,Yang Kun ,Zhang Renhe. 2009. Eurasian snow cover variability and its association with summer rainfall in China[J]. *Adv Atmos Sci* 26(1) : 31-44.
- Wu Renguang ,Kirtman B P. 2007. Observed relationship of spring and summer East Asian rainfall with winter and spring Eurasian snow [J]. *J Climate* 20(7) : 1285-1304.
- Wu Tongwen ,Qian Zhengang. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation [J]. *J Climate* ,16: 2038-2051.
- Yang Song ,Xu Lizhang. 1994. Linkage between Eurasian winter snow cover and regional Chinese summer rainfall [J]. *Int J Climatol* ,14(7) : 739-750.
- Yasunari T ,Kitoh A ,Tokioka T. 1991. Local and remote response to excess snow mass over Eurasian appearing in the northern spring and summer climate: A study with the MRIGCM [J]. *J Meteor Soc Japan* 69: 473-487.
- Zhang Yongsheng ,Liand T ,Wang Bin. 2004. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon [J]. *J Climate* ,17: 2780-2793.
- Zhao Ping ,Zhou Zijiang ,Liu Jiping. 2007. Variability of Tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and East Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation [J]. *J Climate* 20: 3942-3955.

(责任编辑: 张福颖)