

冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析*

陈兴芳 宋文玲

(中国气象局国家气候中心, 北京 100081)

摘要 冬季高原积雪和欧亚积雪异常对我国夏季旱涝有一定的影响作用, 但是它们与我国夏季降水的相关分布基本上是相反的。通过冬季积雪与北半球 500 hPa 高度场的相关分析, 从春季和夏季平均环流场对前期冬季高原积雪和欧亚积雪异常的不同响应, 来探讨冬季高原积雪和欧亚积雪与我国夏季降水不同相关关系的原因, 也为积雪因子在我国汛期旱涝预测中的应用提供一定的物理基础。

关键词: 冬季; 积雪; 相关分析

1 引言

积雪对气候有着重要的影响, 特别是青藏高原积雪异常对东亚大气环流以及我国汛期旱涝的影响尤为显著。1998 年夏季长江流域洪涝预测的成功, 其中依据之一就是注意到了前期冬季青藏高原积雪发生异常的先兆信号。因此, 在我国汛期旱涝的短期气候预测业务中, 积雪是需要重点考虑的一个物理因子。但是, 积雪与我国汛期降水虽然有一定的相关关系, 而这种相关关系却是很复杂的。在欧亚大陆积雪中, 高原积雪和高纬积雪与我国夏季降水的相关关系就不一致, 其中冬春季高原积雪与我国夏季长江流域为正相关关系^[1~3], 而欧亚大陆高纬积雪(以下简称欧亚积雪)与夏季江淮流域降水为负相关关系^[4~6]。最近我们利用欧亚积雪和高原积雪资料, 较全面地对比分析冬春季雪盖与我国夏季降水的相关分布特征^[7], 结果表明青藏高原积雪和欧亚积雪与我国夏季降水的相关分布基本上是相反的。由图 1 可见, 冬季高原积雪与我国夏季降水的主要正相关区在长江中下游和西北东部地区, 负相关区主要在华北和东北地区; 冬季欧亚积雪与我国夏季降水的主要正相关区在华北东部和东北地区以及西南地区, 江淮流域和西北大部地区为负相关。如果就我国东部地区来看, 冬季高原积雪与我国夏季降水相关为北负南正, 欧亚积雪则为北正南负。

冬季高原积雪和欧亚积雪与我国夏季降水的不同相关关系可能与高原的特殊地形和偏南的地理位置有一定关系, 这种差异在大气环流的变化方面应该有相应的反映, 通过大气环流对高原地区和欧亚高纬地区冬季积雪异常的不同响应, 从而造成与我国夏季旱涝气候的不同影响关系。本文的目的就是在冬季积雪与我国夏季降水相关分析的前期工作基础上, 利用 1974~1997 年冬季欧亚积雪面积指数和 1962~1993 年冬季高原积雪综

1999-06-22 收到, 1999-10-14 收到再改稿

* 国家“九五”重中之重科技项目“我国短期气候预测系统的研究”(96-908-04-04)资助

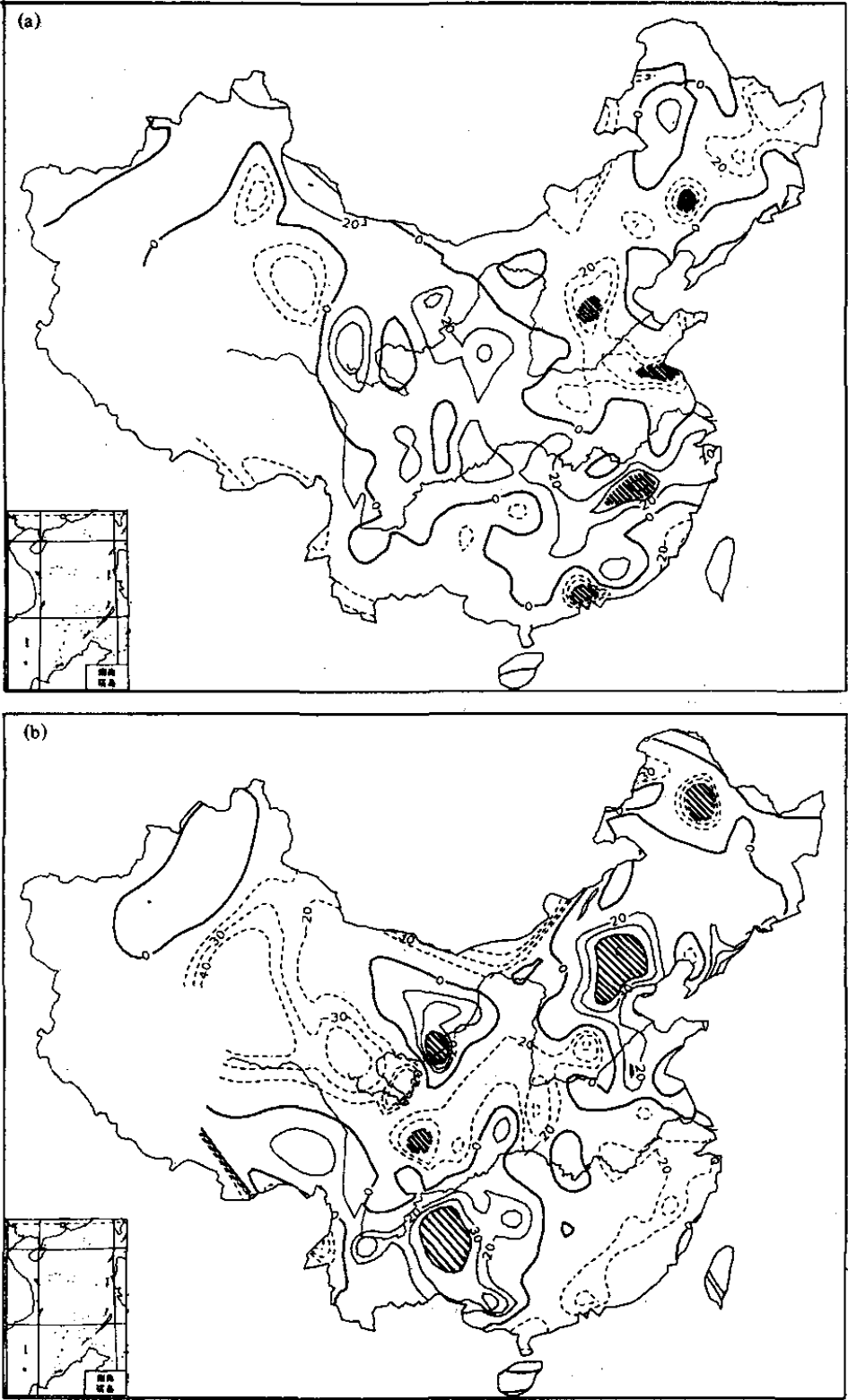


图1 冬季积雪与我国夏季降水相关分布 (a) 高原积雪; (b) 欧亚积雪

实线: 正相关, 虚线: 负相关; 等值线间隔为 10, 斜线区为达到 0.05 信度区域; 相关系数值已扩大 100 倍

合指数(高原积雪日数和积雪深度资料标准化后求平均), 计算其与后期春季和夏季北半球 500 hPa 平均高度的相关, 并通过分析这些相关场上的不同特征, 来探讨冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季降水不同影响关系的可能原因。

2 东亚遥相关关系的差异

图 2 和图 3 是冬季高原积雪和欧亚积雪与其后春季和夏季 500 hPa 高度相关系数分布图, 它们与图 1 的关系是一致的。其中, 冬季高原积雪与夏季 500 hPa 高度相关场上(图 2b)主要的特点是东亚地区南北方向上的“+—+”分布趋势, 表明冬季高原积雪异常

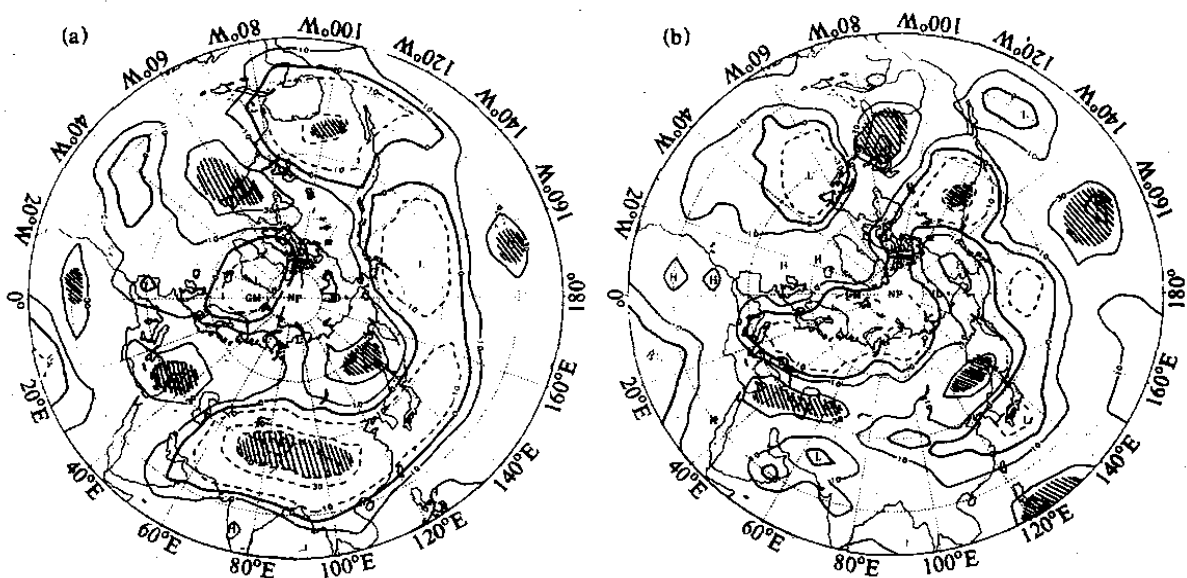


图 2 冬季高原积雪与春季(a)和夏季(b)500 hPa 高度相关系数分布
其余同图 1, 但等值线间隔为 0、10、30、50

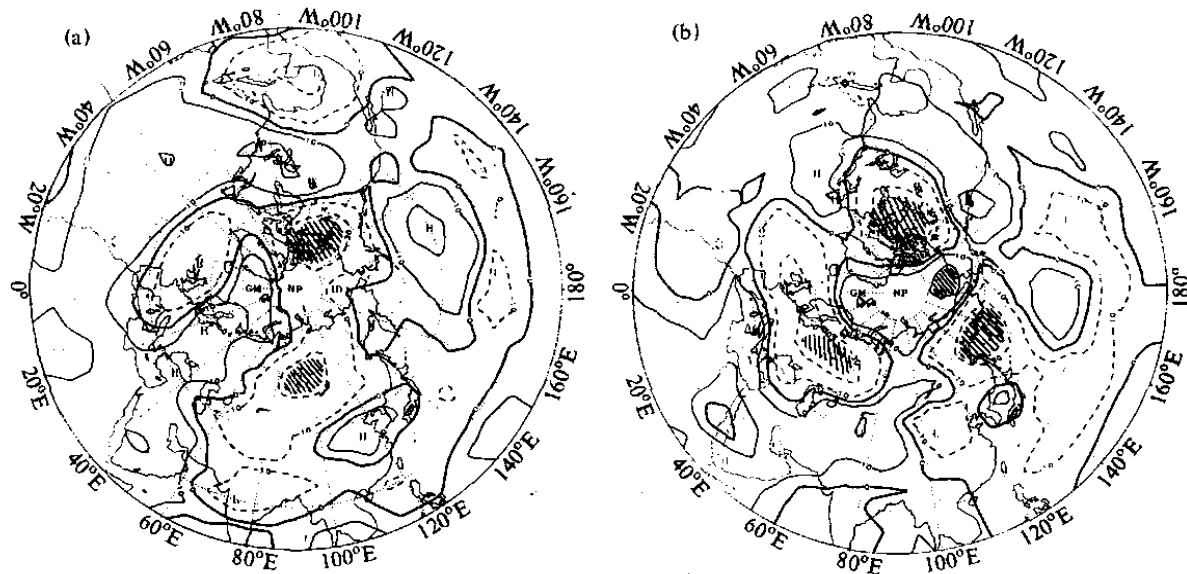


图 3 冬季欧亚积雪与春季(a)和夏季(b)500 hPa 高度相关系数分布, 其余同图 2

偏多时, 夏季东亚阻塞形势发展, 西太平洋副高偏南, 不利于我国夏季雨带北上, 这与图 1a 中我国东部地区降水南正北负的相关分布是相对应的。在冬季欧亚积雪与夏季 500 hPa 高度相关场上 (图 3b), 中高纬度 3 个主要的负相关区, 与盛夏 500 hPa 平均环流的主要长波槽, 即北美东部、亚欧大陆北部及西北太平洋的西风带槽区相对应, 与此同时, 我国北方为东正西负的相关分布, 华北为一个负相关中心区, 其东边朝鲜、日本一带为正相关中心区。这表明当冬季欧亚积雪异常多时, 相应盛夏平均环流形势加强, 这就有利于我国夏季风雨带的北上, 因此与图 1b 中我国东部地区降水北正南负的相关分布是一致的。

我国夏季降水的异常与 500 hPa 环流的东亚遥相关型的形式和发展有着直接的关系, 它可以影响夏季风的发展和北上, 从而影响我国汛期季风雨带的位置, 不少工作从 ENSO 以及热带对流活动等方面对此进行了研究^[8,9]。我们在冬季欧亚积雪和高原积雪与春、夏季 500 hPa 高度场的相关分析中, 发现它们在东亚遥相关关系方面也有不同的反映。由图 2 和图 3 可见, 在东亚和西太平洋地区, 南北方向上相关系数的分布都具有正负相间的波列形式, 但是仔细对照这些相关图, 它们的差异是显而易见的。首先, 冬季欧亚积雪异常对应春夏季 500 hPa 高度场东亚遥相关分布为“-+-”形式, 而冬季高原积雪异常对应的东亚遥相关分布为“+-+”形式, 二者正好相反。其次, 冬季高原积雪对应春、夏季 500 hPa 高度场的东亚遥相关比较稳定, 其相应“+-+”的中心位置由春到夏变化不大, 其中南北二个正中心相关系数春夏季均达到 0.05 信度水平。冬季欧亚积雪对应春、夏季 500 hPa 高度场的东亚遥相关关系就不如高原积雪那样稳定, 由春到夏相关区和中心位置变化较大, 特别是中高纬度的负相关区域春季比夏季明显偏西, 而且除北边的负中心相关系数达到 0.05 信度水平外, 南边中低纬的正负相关中心都还达不到 0.10 的信度水平。也就是说, 冬季欧亚积雪和高原积雪异常不仅在春夏季 500 hPa 高度场的东亚遥相关型式上相反, 而且在相关的程度上高原积雪异常的影响也更为显著。

3 相关的季节差异

春、夏季 500 hPa 高度场对前期冬季欧亚积雪和高原积雪异常的响应在时间上也不相同。比较图 2a 和 2b 很容易看出, 冬季高原积雪异常与其后春季和夏季 500 hPa 高度场的滞后相关关系中, 春季相关场比夏季相关场更有规律, 其中春季相关最显著的是在高原地区, 负相关中心达到 0.001 显著水平, 而且负相关区东扩经太平洋一直伸展到北美地区。但是到了夏季高原地区的相关变得不显著了, 而且由春季的负相关变为弱的正相关。同时, 就整个北半球来看, 冬季高原积雪与春季和夏季 500 hPa 高度场的相关关系中, 无论是相关的显著性还是相关区域的空间尺度, 都是春季比夏季更加突出, 特别是高原地区尤为明显, 这也意味着高原积雪的异常可能主要是影响南亚春季环流及其相应的季节转换。

冬季欧亚积雪与其后春、夏季 500 hPa 高度场的滞后相关与上述高原积雪的情况正好相反。由图 3a 和 b 可见, 北半球中高纬度相关场中春季和夏季都有三个负相关中心, 它们之间的差别除了相关区域位置有系统向东偏移外, 主要表现在从春到夏三个负相关区的强度和范围都有明显的加强和扩展。春季相关图上, 位于亚洲、北美和大西洋

上的三个负相关中心分别为-0.49、-0.44 和-0.31，其中只有前两个负中心达到 0.05 信度水平。而在夏季相关图上，位于东亚、北美和欧洲中高纬地区的三个负中心相关系数分别为-0.58、-0.58 和-0.44，达到 0.01 和 0.05 信度水平。可见冬季欧亚积雪与其后春季和夏季北半球 500 hPa 高度场的滞后相关关系中，虽然在西风带都呈现出 3 波位相分布形式，但负相关的程度和范围夏季比春季要显著得多。这似乎表明，虽然欧亚积雪和高原积雪对大气都起着冷却作用，但它们的影响过程可能不完全相同。

积雪以其强的反照率和积雪-水分效应影响着地表的加热，从而导致热源异常进而影响环流变化。根据 Yasunari 的研究结果^[10]，春季在中低纬地区尤其是青藏高原，反照率的影响是主要的；相对而言，对于夏季中高纬地区积雪-水分效应将起主要作用。因此，冬春季的异常多的积雪大大地增强了高原地表的反照率，对气柱的冷却作用使春季高原及其周边地区的高度场降低，本文图 2 的结果与此完全一致。而欧亚大陆冬春季积雪发生异常偏多时，首先在春季强反照率的冷却作用，致使其上空高度场降低，图 3a 上欧亚腹地出现的一个负相关中心区可能与此有关。此后，由于积雪融化导致土壤湿度的持续增加，从而减弱了地表的加热，相应其上空高度场降低，同时由于西风带的平流作用，高度场降低的中心区位于冷源的下游，因此在图 3b 上东亚地区有一个比春季位置偏东的更强的负相关中心。这与谭言科等人^[11]研究欧亚冬季积雪对北半球夏季大气环流影响所得的结果也是一致的。这样就意味着冬春欧亚积雪发生异常偏多时，相应夏季东亚地区高度场将降低，从而不利于夏季东亚西风带阻塞形势的发展和加强。显然，夏季东亚阻塞形势的减弱对于亚洲夏季风的向北发展有利，我国夏季雨带容易偏北，相应北方多雨而长江流域不易发生洪涝。不过，对于图 3 中冬季欧亚积雪与春、夏季 500 hPa 高度场的相关中，夏季西风带中 3 个主要的负相关区都有一个东移的趋势，并使欧亚地区正负相关分布有一个相反的趋势，造成这种整个西风带相关位相系统东移过程的原因值得进一步探讨。

分析发现，冬季欧亚积雪和高原积雪与后期春季和夏季环流相关显著性的季节差异，在与我国春季和夏季降水的相关关系中也有一定的反映，其中高原积雪与降水的相关变化尤为明显。冬季高原积雪与我国春季降水的相关分布趋势虽然与夏季降水的相关分布趋势大体相仿，我国东部地区均为北负南正的相关分布（图略），但春季降水的主要正相关区较夏季要偏南，位于江南南部和华南东部地区，而且达到 0.05 信度相关区的范围春季也比夏季大。表 1 是冬季高原积雪与我国春季和夏季降水相关系数统计值，总的来看春季相关较夏季相关为好，我国南方的正相关中心值夏季是 0.41，达到 0.05 信度，而春季是 0.51，达到 0.01 信度。这与冬季高原积雪和春、夏季 500 hPa 平均高度场的相关情况完全一致。冬季欧亚积雪与我国春、夏季降水相关的差异虽然不如上述高原积雪那样差别大，但与春、夏季 500 hPa 平均环流的相关变化也是一致的，冬季欧

表 1 冬季高原积雪与我国（160 站）春夏季降水系数统计

	相关系数 $ r \geq$			信 度		相关系数极值	
	0.10	0.20	0.30	$\alpha_{0.05}$	$\alpha_{0.01}$	$r_{\max}$	$r_{\min}$
春季	101	61	26	17	6	0.51	-0.40
夏季	97	46	15	7	2	0.41	-0.52

注：相关系数 $|r| \geq$ 和信度栏中数字为站数

亚积雪与我国降水的相关中, 华北和东北的主要正相关区(图 1b) 夏季中心相关系数值为 0.55, 而春季比夏季小, 为 0.51。

4 相关的区域差异

冬季欧亚积雪和高原积雪与其后春、夏季 500 hPa 高度场的相关中还有着显著的区域差异, 这在春季高度场相关分布图(图 2a 和图 3a) 中最为清楚。欧亚积雪与春季 500 hPa 高度场相关最显著的地区在亚洲西部的高纬地区, 其负相关中心位于 (100°E , 60°N), 中心相关系数值 -0.49 , 达到 0.05 信度水平。高原积雪与春季 500 hPa 高度场相关最显著的地区则在亚洲的中低纬度地区, 其负相关中心位于高原上 (90°E , 40°N), 中心相关系数值为 -0.58 , 达到 0.001 信度水平。上述相关的区域差异, 表明冬季积雪异常将直接影响积雪下垫面上空春季 500 hPa 高度场的变化, 也就是说冬季欧亚积雪异常时, 与欧亚大陆腹地春季高度场的相关最显著; 当冬季高原积雪异常时则直接影响春季高原上空 500 hPa 高度场的变化。

5 相关的纬度差异

从图 2 和图 3 这两组图上可以看到一个倾向, 冬季高原积雪和欧亚积雪与春、夏季 500 hPa 高度场的相关有着明显的纬度差异。总的来说, 无论是春季和夏季, 欧亚积雪与 500 hPa 高度场的相关性偏于中高纬度带, 而高原积雪与高度场的相关性主要偏于中低纬度带。为了看得更清楚, 我们统计各纬圈上(36 个格点) 相关系数达到 0.10 和 0.05 信度的格点数, 然后点绘成曲线以反映相关程度随纬度的变化。由图 4 可见, 冬季欧亚积雪与 500 hPa 高度场的相关中, 春季高相关主要集中在 $65^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{N}$ 纬带内, 夏

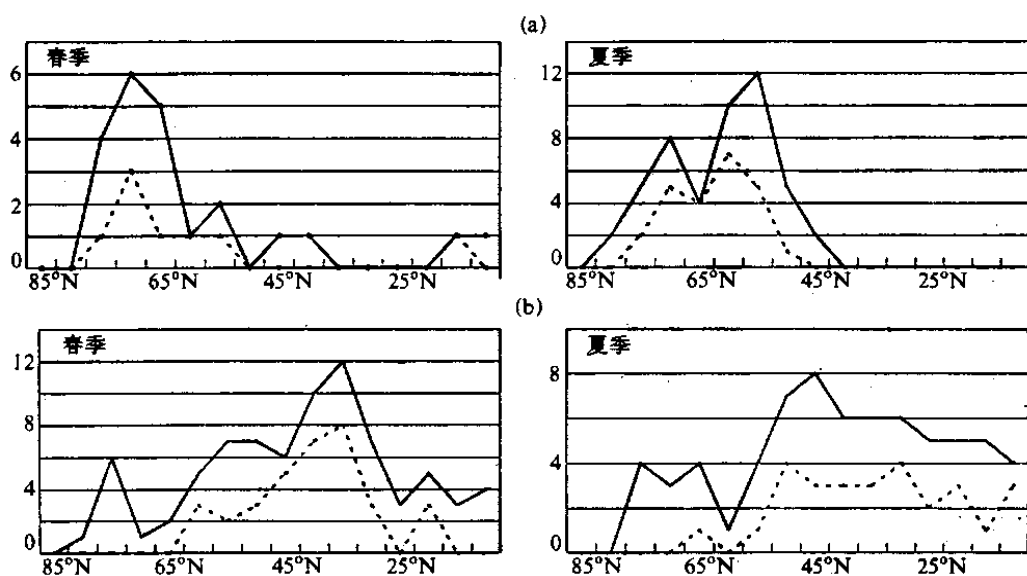


图 4 冬季欧亚积雪 (a) 和高原积雪 (b) 与春季和夏季北半球 500 hPa 高度场相关的纬度变化
实线和虚线分别为达到 0.10 和 0.05 信度的格点数

季集中在 55~70°N 纬带内。冬季高原积雪与 500 hPa 高度场的相关虽然不像欧亚积雪那样集中，但相关程度的纬带分布也是存在的，春季相关最好的在 35~40°N 纬带内，夏季在 30~50°N 纬带内。另外，我们还将图 2 和图 3 中达到 0.05 信度以上的相关中心值和位置列于表 2，可以看到欧亚积雪与春、夏季 500 hPa 高度场主要相关中心位置都在 55°N 以北，而高原积雪与高度场的主要相关中心位置基本上都在 50°N 以南，冬季欧亚积雪和高原积雪与其后春、夏季 500 hPa 高度场相关的纬度差异是很明显的。

表 2 冬季欧亚积雪和高原积雪与夏季 500 hPa 高度相关场上达 0.05 信度以上的中心相关系数和位置

序号		1	2	3	4	5	6
欧亚积雪	春季	相关系数	-0.49	-0.44			
		中心位置	(100°E, 60°N)	(115°W, 70°N)			
	夏季	相关系数	-0.58	-0.58	-0.44	0.43	
		中心位置	(155°E, 55°N)	(90°W, 70°N)	(55°E, 55°N)	(150°W, 70°N)	
高原积雪	春季	相关系数	-0.58	0.43	0.43	0.41	0.40
		中心位置	(90°E, 40°N)	(40°E, 40°N)	(65°W, 45°N)	(140°E, 60°N)	(0°E, 20°N)
	夏季	相关系数	0.59	0.46	0.42	0.40	-0.40
		中心位置	(80°W, 40°N)	(150°W, 20°N)	(140°E, 50°N)	(50°E, 40°N)	(120°W, 50°N)
							(130°E, 10°N)

6 小结和讨论

(1) 冬季高原积雪和欧亚积雪与我国夏季降水有着基本相反的相关关系。其中，冬季高原积雪异常多时，夏季长江中下游和西北东部降水易偏多；冬季欧亚积雪异常多时，夏季华北东部和东北以及西南地区降水偏多，江淮流域降水偏少。这种相关差异可能与春、夏季 500 hPa 平均高度场对冬季高原积雪和欧亚积雪异常的不同响应有关。

(2) 冬季高原积雪与春季高原及周边地区 500 hPa 高度场呈现显著的相关关系，而且也是春、夏季北半球 500 hPa 高度场中相关最突出的区域。因此，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^[11]，进而阻碍我国夏季季风雨带的北上，因而长江流域降水增多，容易发生洪涝。

(3) 冬季欧亚积雪与春、夏季 500 hPa 高度场的相关¹⁾在西风带表现较显著，特别是夏季 500 hPa 高度场的负相关更为突出。也就是说冬季欧亚积雪异常偏多时，夏季东亚高度场偏低，不利东亚阻塞高压的建立和维持，因而有利夏季雨带北上。

(4) 相关分析的结果表明，冬季高原积雪和欧亚积雪异常对夏季东亚大气环流和我国降水的影响几乎是相反的，但是从 1974~1993 年积雪资料来看，它们之间的相关系数为-0.18，距平符号的反相关概率也仅为 60%，也就是说冬季高原积雪和欧亚积雪虽然有着一定的相反趋势，但也有相当一部分年份（40%）它们的趋势是一致的，因此积雪因子与我国夏季降水的关系也是很复杂的。在实际业务预报中，我们按冬季高原积雪和欧亚积雪指数的距平符号，分成“+”、“-”和“++”、“--”四种组合，分析相应的

1) 张庆云、陶诗言，亚州夏季风强弱变化的一个前兆信号，气候预测评论，国家气候中心，1998，112-115。

夏季降水量距平百分率合成图进行应用试验。由于样本数还不够多,因此实际效果还需作进一步的检验。

参 考 文 献

- 1 陈烈庭、阎志新,青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析,1977~1978年青藏高原气象会议论文集,北京:科学出版社,1979,151~161.
- 2 陈烈庭,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,应用气象学报,1998,9(增刊),1~8.
- 3 韦志刚、罗四维、董文杰、李培基,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 赵灏,欧亚大陆雪盖与东亚夏季风,气象,1984,10(7),27~29.
- 5 陶诗言、朱文妹、赵卫,论梅雨的年际变异,大气科学(特刊),1998,22,13~21.
- 6 翟盘茂、周琴芳,东亚冬、春季雪盖对我国夏季降水的影响,“八五”长期天气预报理论和方法的研究,长期天气预报理论和方法的研究课题组,北京:气象出版社,1996,24~128.
- 7 陈兴芳、宋文玲,欧亚和青藏高原冬春季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),214~223.
- 8 黄荣辉,引起我国夏季东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究,旱涝气候研究进展,北京:气象出版社,1990,37~50.
- 9 黄荣辉、李维京, Influence of the heat source anomaly over the Western Tropical Pacific on the subtropical high over East Asia in summer, *Annual Report, IAP, Academia Sinica*, 1988, 7, 16~22.
- 10 Yasunari, T., Kitoh, A. and Tokioka, T., Local and remote response to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate — a study with the MRI-GCM, *J. M. S. J.*, 1991, 69, 473~487.
- 11 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型遥相关的可能联系,大气科学,1999,23(2),152~160.

Circulation Analysis of Different Influence of Snow Cover over the Tibetan Plateau and Eurasia in Winter on Summertime Droughts and Floods of China

Chen Xingfang and Song Wenling

(National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract The abnormality of snow cover, over the Qinghai-Xizang Plateau and Eurasia in winter has certain influences on summertime droughts and floods of China. But the correlation distributions between these two snow covers and summertime precipitation of China are almost opposite. The authors analyse the different responses of mean circulation of spring and summer to snow cover over the Tibetan Plateau and Eurasia in winter, and study the causes of the different correlation between these two snow covers and precipitation in summer of China. The result provides a physical base for the application of snow cover data in drought and flood forecast.

Key words: winter; snow cover; correlation analysis