

朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (5): 903–915. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 903–915.

青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究

朱玉祥¹ 丁一汇² 刘海文³

1 中国气象局培训中心, 北京 100081

2 国家气候中心, 北京 100081

3 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘要 利用区域气候模式 (NCC_RegCM1.0) 对青藏高原前冬积雪对次年夏季中国降水的影响进行了数值模拟研究, 所得结果与实际观测的积雪和降水的关系较为吻合, 即长江流域、新疆地区夏季多雨, 华北和华南少雨, 这与我国最近二十年来维持的“南涝北旱”雨型较为一致。因此, 可以认为青藏高原冬季多雪, 是引起中国东部夏季降水出现“南涝北旱”的一个重要原因。本文揭示了青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的可能物理机制。青藏高原冬季多雪, 会导致青藏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, 可以影响到我国华南、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我国夏季降水的主要机理。本文的模拟结果表明, 青藏高原冬季积雪的显著影响时效可以一直持续到 6 月份。

关键词 青藏高原积雪 区域模拟 南涝北旱 感热

文章编号 1006-9895 (2009) 05-0903-13

中图分类号 P426

文献标识码 A

Simulation of the Influence of Winter Snow Depth over the Tibetan Plateau on Summer Rainfall in China

ZHU Yuxiang¹, DING Yihui², and LIU Haiwen³

1 *China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081*

2 *National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081*

3 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

Abstract The influence of snow depth over the Tibetan Plateau (TP) in the preceding winter on rainfall in the following summer in China is simulated by the regional climate model (NCC_RegCM1.0). The simulation results are consistent with the relation of observed snow depth and rainfall, namely, more rainfall occurs in the Yangtze River valley, less rainfall in South China and North China. The results accord with the pattern of “southern flood and northern drought” in China in recent 20 years. So more snow in the TP in winter is one important reason causing “southern flood and northern drought” in summer in China.

The paper reveals the possible physical mechanism of the impact of winter snow over TP on summer rainfall in

收稿日期 2008-03-19, 2008-11-18 收修定稿

资助项目 “十一五”国家科技支撑项目 2007BAC03A01, 国家自然科学基金资助项目 40805026、40705033, 国家重点基础研究发展计划项目 2007CB411505, 2008 年 JICA 加密观测试验在数质预报中的应用研究 2008Z006

作者简介 朱玉祥, 男, 1976 年出生, 博士, 讲师, 主要从事气候预测与数值模式的研究, 以及气象统计教学。E-mail: zhuyx@cma.gov.cn

China. The more the snow over the TP, the weaker the sensible heat source is, which results in stronger winter monsoon in winter, and its effect can reach South China, Southwest China and the Bay of Bengal. At the same time, weaker heat source of the TP can last to summer, which is a reason for the weakening of East Asian and South Asian summer monsoon. In the early stage of snow, the increasing of surface reflected flux is dominant; after snow has melted, "Moist Soil" contributes to prolonging the influence process of snow on weather and climate. The reduction of absorbed solar radiation due to the increased reflected flux, the increase of absorbed heat as snow melts, and the long-term interaction between moist soil and atmosphere weaken the heat source of the TP, which are the main impacting mechanism of winter snow over the TP on monsoon and rainfall distribution in China. The simulation results show that the distinct effect time of snow over the TP can persist to June.

Key words the Tibetan Plateau snow, regional simulation, southern flood and northern drought, sensible heat

1 引言

全球气候变化已越来越成为人们关注的热点。气候变化总是伴随着冰雪的演变。青藏高原由于平均海拔在 4000 m 以上,可以直接加热对流层中层大气,并且位于低纬,青藏高原独特的热力和动力作用强烈影响着东亚乃至全球的大气环流。因此,青藏高原积雪更是引起了众多气象学家的广泛关注(李培基, 1996; 陈烈庭, 2001; 韦志刚等, 2002, 2005; 刘华强等, 2003; Wu et al., 2003; Zhang et al., 2004; 彭京备等, 2005; Zhao et al., 2007)。尤其引人关注的是,在全球变暖的背景下,欧亚大陆积雪出现了减少,而青藏高原积雪却在增加(朱玉祥和丁一汇, 2007)。

青藏高原积雪是一个古老的气象课题,在 20 世纪 70 年代末就有中国学者研究了高原冬春季异常积雪对初夏东南亚夏季风和我国东部降水的影响(陈列庭等, 1978)。后来又有许多学者进行了这方面的研究,除得到了高原冬春积雪与夏季长江流域降水的正相关外,还得到了与华北和华南降水为负相关的关系(董文杰, 1996; 韦志刚等 1998; 焦彦军, 1998; 张顺利, 1999; 陈乾金等, 2000; 陈兴芳等, 2000; 郑益群等, 2000; 张顺利等, 2001; Chen and Wu, 2000; Qian et al., 2003; 韦志刚等, 2004)。朱玉祥等(2007)用更长时间的资料对青藏高原积雪和我国夏季降水的关系进行了研究,进一步验证了青藏高原冬春积雪和长江流域夏季降水呈正相关,与华南、华北夏季降水呈反相关的关系,并且得到了青藏高原冬春积雪的年代际增加与我国近 20 年来夏季长江流域降水偏多、华北偏少的“南涝北旱”雨型相对应的结论。但这只是资料统计得到的关系,这种相关是否存在内在的必然联系,尚需

要数值模拟来证明。尤其重要的是,青藏高原冬季积雪到底可以影响多长时间?是通过什么物理机制影响的?这都是需要通过数值模拟来解决的问题。

张顺利和陶诗言(2001)用中国科学院大气物理研究所九层大气环流模式做了青藏高原多雪和少雪的试验。郑益群等(2000)、Qian et al.(2003)用 RegCM2 做了模拟,在控制试验的基础上,增大高原雪深和积雪面积,明显减弱了季风强度,导致华南降水减少和江淮流域降水的增多,并且得到积雪深度的增加比积雪面积的扩大对后期气候的影响更大的结论。Liu et al.(2004)的模拟中,用 9 年(1979~1987)微波资料的平均值作为控制试验的初始场,敏感性试验分别为控制试验雪深增加和减少一半,模拟出了高原积雪和南亚夏季风的反相关关系。刘华强等(2005)又进一步分别对高原东西部多雪进行了模拟,结果表明,高原东西部多雪对后期大气环流的影响有基本相同的分布形态,但高原西部多雪对高原东部积雪存在正的反反馈作用,高原西部积雪偏多对后期环流的综合影响明显大于高原东部积雪偏多的影响。

以前的学者对青藏高原积雪的模拟,都是只做了一年几个月的模拟,本文研究的问题是一个年代际问题,因此本文打算做 20 年的模拟。全球模式由于水平分辨率低,难以细致地描述区域内中小尺度的地形、地表特征和其他因子对区域气候变化的强迫和影响;而区域模式采用了适合当地特点的参数化方案和物理过程,加上分辨率较高,因而模拟效果更好,也更能揭示出影响区域天气气候的物理机制。区域气候模拟研究在过去十几年里取得了显著的进步,经过广泛的发展和不断的检验,区域气候模式现在已经成为气候研究和业务预报的重要工具(刘鸿波等, 2006)。因此,本文采用高分辨率

的区域气候模式进行模拟, 所用模式是由国家气候中心在 RegCM2 的基础上, 通过对陆面过程、积云对流参数化、辐射传输方案、地形处理方案、行星边界层方案、三维嵌套方案等进行了全面改进, 最终形成了国家气候中心区域气候模式 NCC_RegCM1.0 (Chan et al., 2004)。这个模式虽然已经做过大量研究, 并且也已经投入业务预报多年, 但还没有用来做过年代际研究, 本文的年代际模拟对这个模式也是很好的检验。

鉴于本文所进行的是积雪影响模拟, 陆面过程模式中积雪方案非常重要, 因此下面介绍本文所用模式的陆面过程模式。Zhang et al. (1999) 针对 BATS 模式在求解土壤温、湿度的方法, 土壤层结构, 雪盖过程等方面存在的一些缺点, 研制了新的适用于区域气候模式的陆面过程模式。改进的陆面模式 LPM-I 将土壤层扩展为 4 层, 对变化幅度较大的表层土壤分层较细, 并且用精确求解的温度方程和水汽扩散方程进行求解, 在变化幅度较小的下层土壤则采用间隔较大的分层, 并用强迫-恢复法求解土壤温度, 用经验推理法处理土壤水汽; 在陆面水文方面, 用统计动力学的方法考虑降水的次网格特征及其对各陆面过程 (如植被截流和滴落、土壤表面径流等) 的影响; 模式中还充分考虑了雪盖对陆面过程 (如对陆面水文收支、土壤热传导率、辐射收支等) 的影响。新的陆面模式通过这种物理方程和经验解析公式相结合的方法, 既减少了误差, 提高了精度, 又节约了计算时间。

但是 LPM-I 中对积雪过程的描述比较简单, 因此, 史学丽 (2000) 继续对 BATS 模式做进一步的改进, 通过诊断分析我国土壤温湿度资料和模式的试验研究, 形成了另一个改进的陆面过程模式 LPM-II。LPM-II 中包括 6 层土壤, 不仅加细对表层土壤的描述, 还加细对中间层土壤的描述。模式对土壤温湿度都采用物理方程直接求解。模式分开考虑表层土壤和积雪, 并且利用最多 3 层积雪模式描述积雪过程。本模拟中所用的就是改进的陆面过程模式 LPM-II。

2 数值模拟试验方案设计和所用资料

2.1 所用模式物理参数化方案

本文中模式中心位于 (35°N, 110°E), 模式水平分辨率为 60 km, 东西方向格点数为 151, 南北

方向格点数为 111, 模拟区域覆盖了包括青藏高原在内的整个中国大陆及周边地区。模式垂直方向用 σ 坐标, 非均匀地分为 16 层 (分别为: 0.0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.78, 0.84, 0.89, 0.93, 0.96, 0.98, 0.99, 1.0), 顶层气压 10 hPa, 采用的是 Holtslag et al. (1990) 年发展的非局地行星边界层参数化方案; 辐射过程采用的是 CCM3 的辐射方案 (Kiehl et al., 1996), 该方案在原 CCM2 辐射计算方案的基础上增加了其他温室气体 (NO₂、CH₄、CFC_s)、大气硫化物及云冰的影响。积云对流参数化方案采用质量通量方案 (MFS) (刘一鸣等, 2001)。非对流性降水采用的是隐式水汽方案。陆面过程采用的是 LPM-II。模式侧边界采用指数张弛时变边界, 边界缓冲区选为 15 圈。模式的时间积分方案采用 Madala et al. (1981) 提出的显式分离技术, 这样可以大大减少积分时间。初始、边界条件由 NCAR/NCEP 再分析资料提供, 侧边界每 12 小时输入一次, 海温资料来源于美国海洋大气局 (NOAA) 的 Extended Reconstructed V2 海温资料, 每月更新一次。积分时间步长为 1 分钟, 积分时间为 1966~1975 年和 1989~1998 年共 20 年的每年 1~8 月。

2.2 试验方案设计

做年代际模拟, 对计算机资源的需求很大, 在考虑实际计算条件, 又能阐明问题的情况下, 本文数值试验的时间选为 1966~1975 和 1989~1998 共 20 年, 每年时间为 1~8 月。在每年的 1 月 1 日, (25°N~45°N, 70°E~110°E) 的范围内, 地形高度大于 3000 m 的地区, 给初始雪深 20 cm, 这个试验作为敏感性试验。而在控制试验中, 初始雪深为零。在本文的分析中冬季定义为 1 月和 2 月, 春季为 3~5 月, 夏季为 6~8 月。

本文的试验设计中, 初始雪深的给定也许稍显简单和理想化了。但鉴于青藏高原地区观测的困难, 微波遥感雪深只有 1978~1987 年 10 年的资料; 可见光卫星遥感资料受云影响较大, 云会造成积雪的大面积漏测, 而高原是多云地区; 信度最高、时间最长的测站积雪资料主要在高原东部地区, 西部资料缺乏 (朱玉祥等, 2007)。因此, 完全与实际一致的积雪在模式中无法给出。本文敏感性试验中给出的初始雪深与 Liu et al. (2004) 根据微波遥感雪深给出的初始雪深量值相当, 还是比较合

理的。

2.3 所用资料

1966~1975 年和 1989~1998 年 NCEP 再分析资料, 主要包括气压、气温、湿度、风场等。国家气候中心整理的 160 站降水资料。

3 控制试验结果分析

对于气候模式来说, 最重要的是模拟出气候的季节变化过程。由于东亚所处的特殊地理位置, 西面是世界屋脊——青藏高原, 东面有全球最大的大洋——太平洋, 因此东亚环流的主要特点受海、陆热力差异影响显著。其季节变化具有突变性, 存在 6 月和 10 月突变, 即每年 6 月中旬在很短的时间内, 由冬季环流型转变为夏季环流型; 而在 10 月中旬又在很短的时间内, 由夏季环流型转变为冬季环流型。与东亚环流的季节变化相伴随, 我国气候也呈明显的季节转换特征, 包括主要雨带的南北进退和温度的季节变化。由于东亚气候的复杂性, 国内外很多先进模式在东亚地区的模拟效果不好。数值模式对东亚季风区降水的模拟能力是比较有限的(张莉等, 2008)。而对模式性能的检验是敏感性试验的基础, 因此, 下面我们先给出 20 年平均的模拟结果, 并与 NCEP 再分析资料作比较。

3.1 物理量场的模拟

在对流层中部的 500 hPa 高度场上, 冬季影响东亚地区的主要天气气候系统为东亚大槽, 东亚地区上空基本上由西北气流控制, 在西北气流引导下, 常常引导冷空气南下, 造成冬季寒潮天气, 从图 1 可见, 模式模拟东亚大槽及槽后青藏高原北侧的暖性高压脊的位置和强度接近实况, 等高线密集, 副高位于 20°N 以南的位置, 模式能够较好地再现冬季东亚环流的基本形势。春季是季节转换时期, 模式对这一时期的模拟和再分析场也非常吻合。夏季, 环流形势发生了较大变化, 副高加强北上, 副高脊线大致位于 27°N 附近, 青藏高原上空附近地区高度场偏低, 在青藏高原上出现了几乎闭合的 5820 gpm 低值线, 5840 gpm 线比再分析场偏东, 这很可能由于区域模式对青藏高原大地形的刻画更加细致, 能够更好地体现大地形的热力作用所导致。

在对流层上层的 200 hPa 高度场上(图略), 模式结果和再分析资料比较可见, 模式能够较好地再

现环流从冬季到夏季的转变过程。尤其是夏季平均的 200 hPa 高度场, 在夏季模式模拟的南亚高压更强, 出现了 12550 gpm 的闭合线, 而再分析资料中反映不出这个闭合高压线。

温度场、湿度场、风场等的模拟, 也都取得了相当不错的效果。其特点和高度场类似, 区域模式在能正确反映大环流形势的情况下, 还能很好地刻画区域地形的作用, 表现出了区域模式的优越性(图略)。

3.2 降水的模拟

降水是数值模式的一个难点, 国内外很多先进模式对降水的模拟并不理想。图 2 给出了模式模拟的降水场和地面观测降水场的对照图。我国地处东亚季风区, 东部地区的降水分布具有明显的季节性南北进退特征。从图 2 中可以看到, 模式基本上能够模拟出我国雨带随季节的移动。冬季, 雨带主要位于江南和华南地区, 最大降水中心在 27°N 附近。这一时期模拟的雨带中心偏北约 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$ 纬度, 降水量偏大。春季, 雨带有所北移, 但雨带主体还是在江南和华南, 最大降水中心在 28°N 附近, 中心最大降雨量超过 6 mm/d, 这一雨带稳定时期对应江淮梅雨期, 模拟的雨带位置还是偏北约 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$ 纬度。夏季, 雨带继续北移, 黄河流域、华北地区和东北的降雨量开始增加, 模拟的雨带位置和降雨量与实况较为吻合, 但也存在降雨带偏北、雨量偏大的问题。中国东部雨量偏大, 是很多模式都存在的问题(冯锦明等, 2007)。总体来说, 模式基本上模拟出了与实况较为一致的雨带的季节南北移动, 降水量也与实测较为一致。

4 敏感性试验结果分析

4.1 敏感性试验和控制试验降水差

本文分析了 20 年平均的冬季多雪和少雪 1~8 月逐月的地面降水差值。可以看出, 冬季的 1 月和 2 月, 青藏高原多雪, 除新疆北部、东北大部分地区、青藏高原南部、西南小部分地区外, 我国大部分地区降水偏少。春季的 3 月、4 月和 5 月, 青藏高原多雪对我国降水的影响是“中间少、南北多”, 具体来说就是中间的长江流域, 向西可延伸到青藏高原地区, 降水偏少, 而华南、华北、新疆北部降水偏多。6 月, 新疆大部、东部北部、黄淮地区、西南地区大部分地区降水偏多, 华北、长江沿线、华

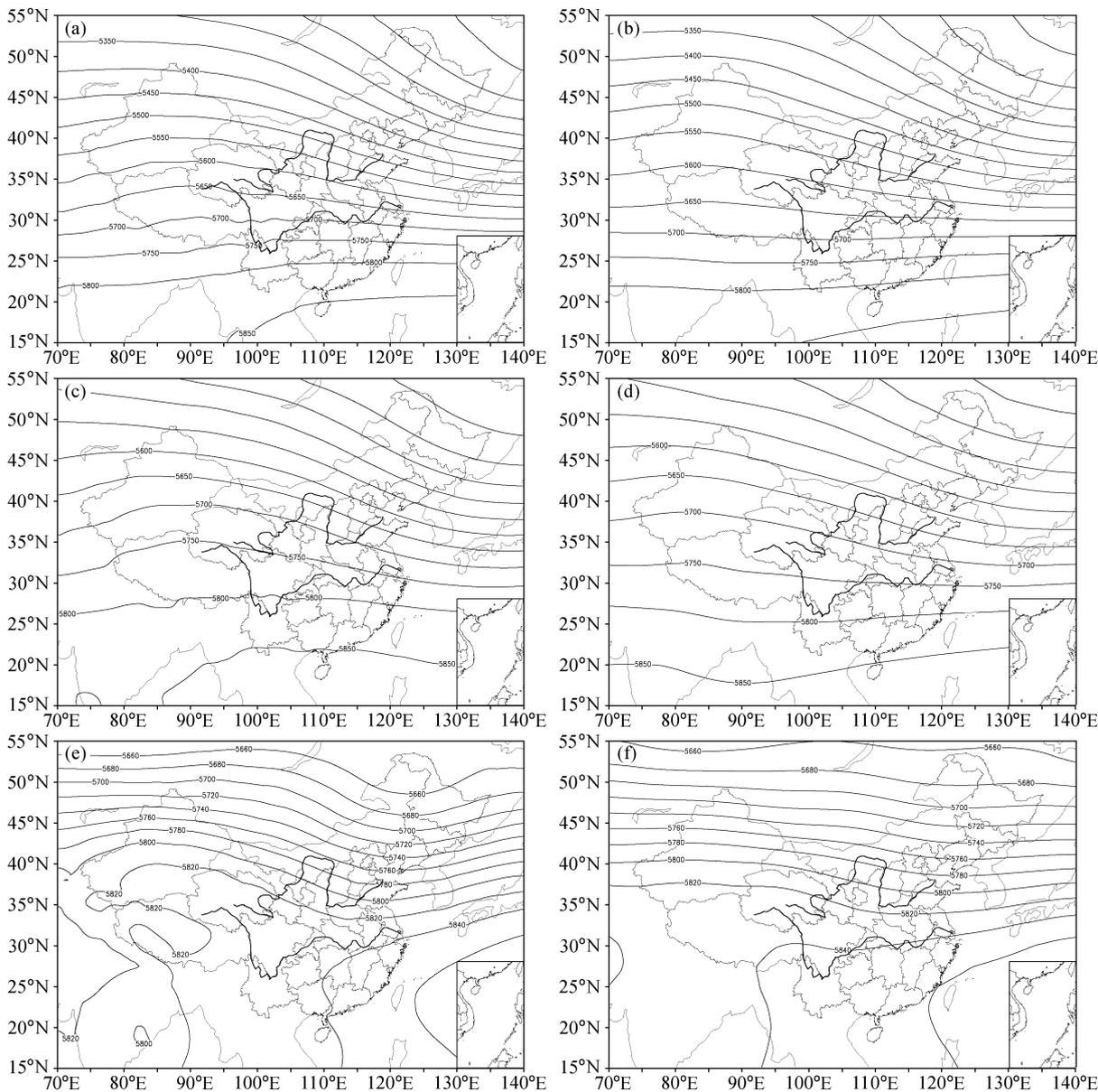


图1 (a, b) 冬季、(c, d) 春季和 (e, f) 夏季 500hPa 平均位势高度 (单位: gpm): (a, c, e) 模拟场; (b, d, f) 再分析场

Fig. 1 500-hPa mean geopotential height (gpm) for (a, b) winter, (c, d) spring, and (e, f) summer; (a, c, e) Simulation; (b, d, f) reanalysis

南大部、青藏高原大部分地区降水偏少; 7月, 长江流域、华南、新疆大部分地区、东北北部多雨, 而华北向西南, 一直到四川盆地、青藏高原大部分地区都是少雨; 8月, 华北大部分地区、东北大部分地区、青藏高原大部分地区少雨, 其他地区多雨(图略)。

由于夏季是我国降水最集中的时期, 这一时期的多雨容易引发严重的洪涝灾害, 而少雨造成的干旱也对工农业生产有重要影响, 因此, 夏季的降水

预测是我国短期气候预测的重点, 当然也是难点。图3是青藏高原多雪对我国夏季降水的影响图, 从图中可以看到, 长江中下游地区和新疆大部分地区多雨, 华北和华南少雨。图3与朱玉祥等(2007)用实测资料分析的结果中青藏高原冬季积雪和我国夏季降水的相关图非常相似, 即我国东部地区从北到南负、正、负的降水分布, 表明本文20年的模拟是相当成功的。这也说明, 模拟结果可以用来分析青藏高原积雪影响我国降水的机制和过程。

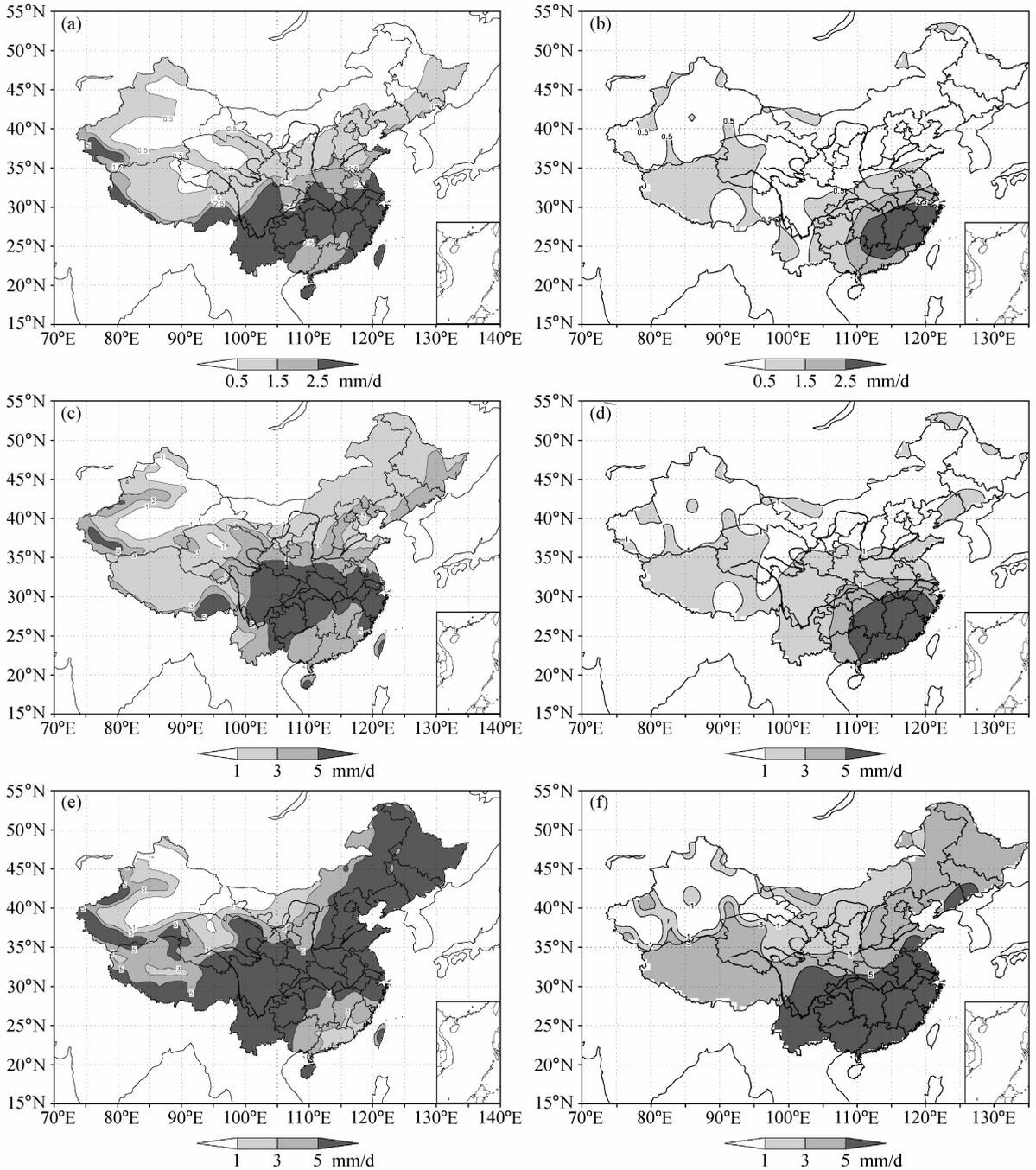


图2 (a、c、e) 模拟和 (b、d、f) 实测我国平均降水场 (单位: mm/d): (a、b) 冬季; (c、d) 春季; (e、f) 夏季

Fig. 2 (a, c, e) Simulated and (b, d, f) observed mean precipitation (mm/d): (a, b) Winter; (c, d) spring; (e, f) summer

4.2 敏感性试验和控制试验风场差

图4给出了敏感性试验和控制试验850 hPa风场差。从图4a中可以看到,冬季青藏高原多雪会导致我国的东北、华北、华南在冬季偏北风强盛。王会军和姜大膀(2004)用东亚局部区域(25°N~50°N, 115°E~145°E)低层850 hPa风场平均来定

义东亚冬季风强度。根据这个定义,青藏高原多雪可以导致冬季风偏强。这可以解释上节冬季多雪我国东部大部分地区少雨。强盛的冬季风,在青藏高原大地形的作用下,在青藏高原南部的孟加拉湾和印度地区,转为偏东风。

春季的风场,在我国华南地区盛行偏北风,在

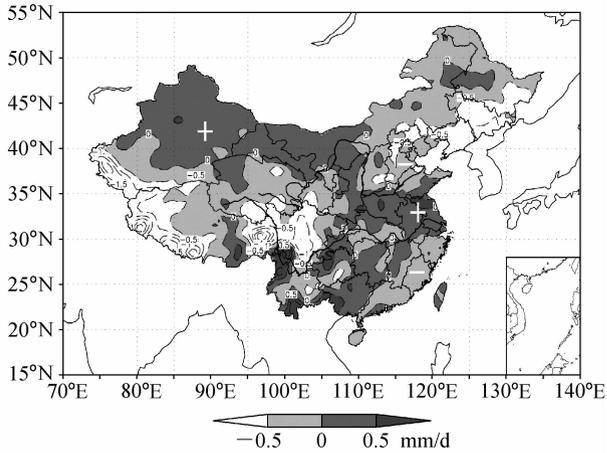


图3 敏感性试验和控制试验夏季地面降水差 (单位: mm/d)。+ : 多雨; - : 少雨
 Fig. 3 Surface precipitation difference between sensitivity and control experiments. + and - represent more and less rainfall, respectively

青藏高原南部地区转为偏东风。

夏季,在我国长江流域存在一个非常明显的气旋性(C所示)切变线(图中粗实线所示),与图3中长江流域的多雨相一致。而在华北和华南,存在的反气旋(A所示),与图3中华北和华南的少雨一致。青藏高原南部的孟加拉湾和印度地区为偏东风距平,意味着南亚夏季风也偏弱。

由以上分析可知,青藏高原冬季多雪,可导致东亚冬季风偏强,而东亚夏季风和南亚夏季风偏弱。

4.3 敏感性试验和控制试验地面感热差

青藏高原高耸的地形,可以直接加热对流层中层大气,从而对大气环流产生重要影响。青藏高原冬春多雪,势必会改变高原热源。图5给出了敏感性试验和控制试验地面感热通量差,从图中可以看出,高原上冬季感热通量差,最大为 -18 W/m^2 。春季的感热通量差值比冬季大,5月的最大感热通量差超过了 -45 W/m^2 。6月,青藏地面感热通量差值已经很小了。7月和8月青藏高原的感热通量差几乎消失,而在华北出现了超过 10 W/m^2 的正的感热通量差(图略)。可见,青藏高原冬季多雪,对高原地面感热的影响,可以持续到6月份,中间的春季感热差比冬季大,可见在冬季积雪影响夏季降水的过程中,春季起到了重要的过渡作用。

4.4 敏感性试验和控制试验地面温度差

从图6可以看到,和上节的感热类似,从敏感

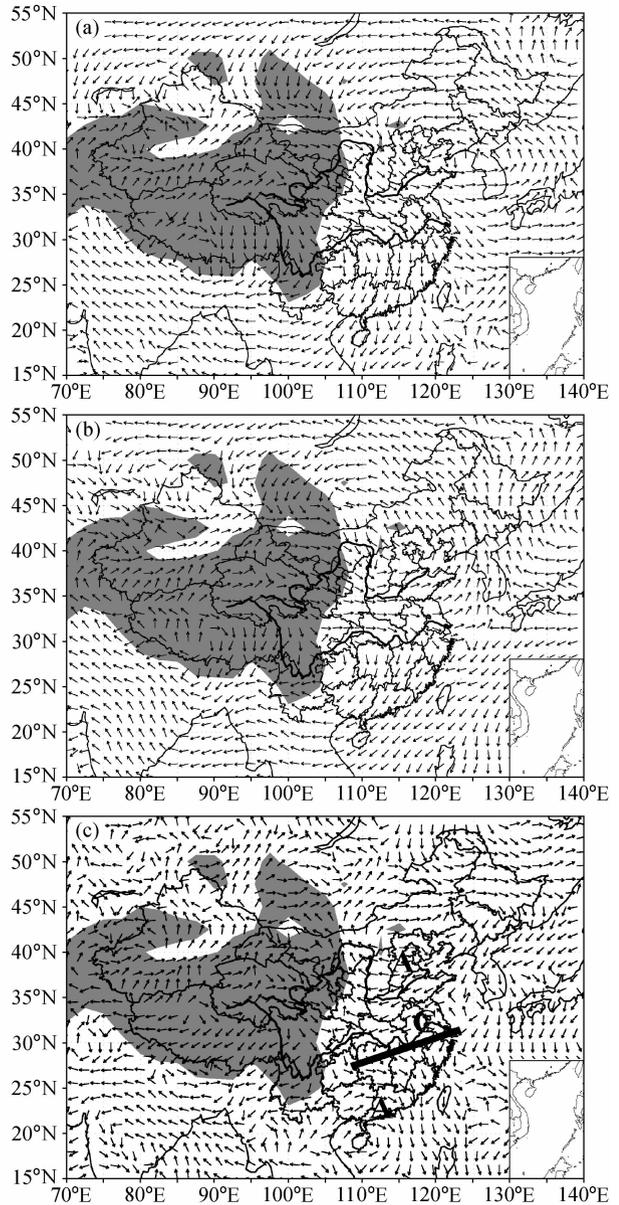


图4 敏感性试验和控制试验 850 hPa 风场差 (单位: m/s): (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季。A: 反气旋, C: 气旋, 粗实线: 切变线
 Fig. 4 850-hPa wind field difference between sensitivity and control experiments (units: m/s): (a) Winter; (b) spring; (c) summer. A and C represent anti-cyclone and cyclone, respectively; thick solid line: shear line

性试验和控制试验地面温度差可以看到,冬季的温度差最大值为 -4.5°C ,而春季的温度差比冬季大,最大温度差超过 -5.5°C 。显著的温度差可以持续到6月份。7月和8月温度已经没有明显差别了(图略)。

4.5 敏感性试验和控制试验地面反射通量密度差

图7给出了敏感性试验和控制试验地表反射通

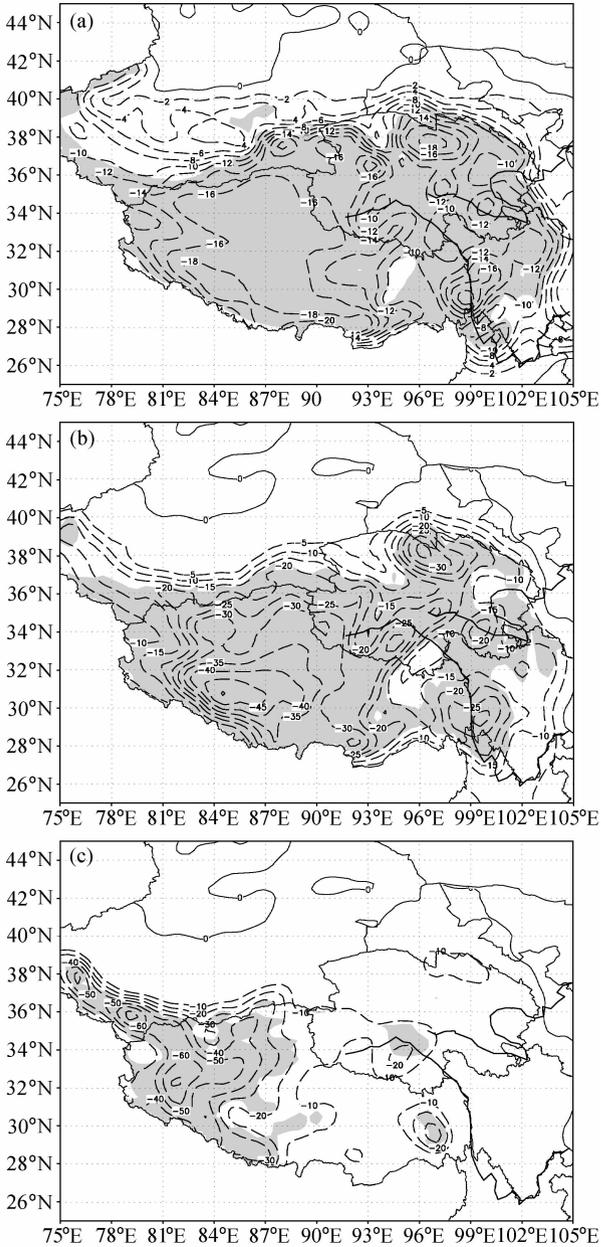


图5 敏感性试验和控制试验地面感热通量差(单位: W/m^2): (a) 冬季; (b) 春季; (c) 6月。虚线为负值, 阴影: 通过0.001显著性水平检验

Fig. 5 Surface sensible heat flux difference between sensitivity and control experiments (units: W/m^2): (a) Winter; (b) spring; (c) Jun. The dashed lines are negative values, shading indicates the regions where the values pass the 0.001 significance level test

量密度差, 从图中可以看到, 冬季整个青藏高原地区地表反射通量密度为正偏差, 最大正偏差中心大于 $2.7 \text{ W}/\text{m}^2$ 。春季还是正偏差, 但量值比冬季要大, 最大正偏差中心大于 $5 \text{ W}/\text{m}^2$ 。6月, 反射通量

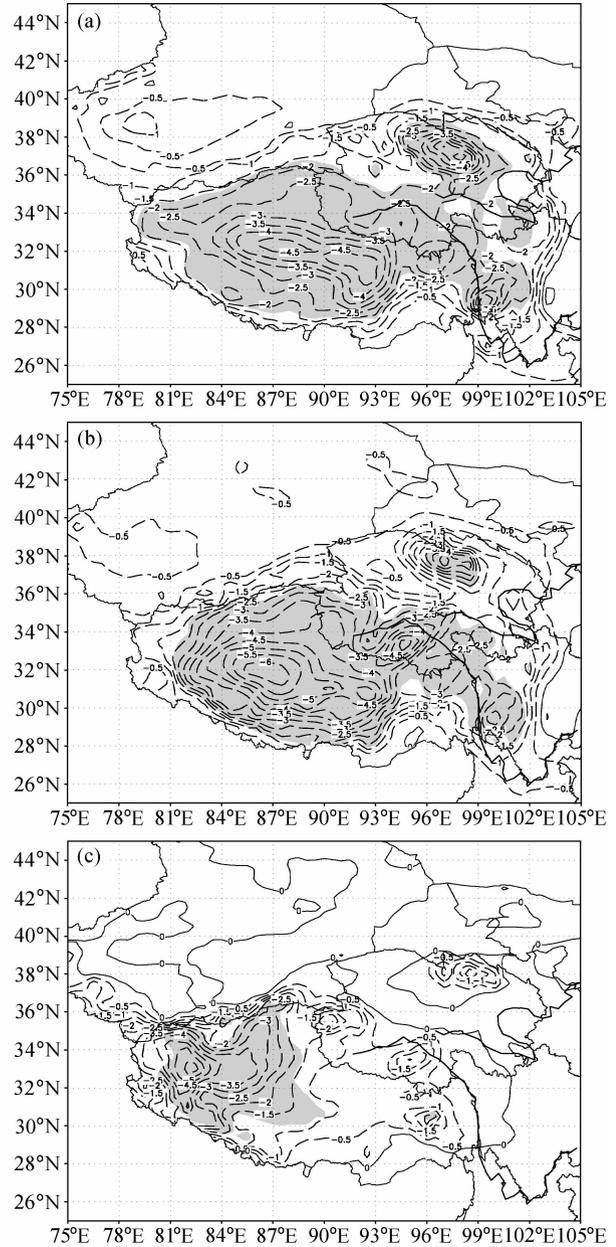


图6 同图5, 但为地面温度差(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for surface temperature difference (units: $^{\circ}\text{C}$)

密度正偏差已经很小了。7月和8月更是除青藏高原西南边缘小区域为正外, 其他大范围地区都为零(图略)。

4.6 敏感性试验和控制试验土壤湿度差

青藏高原冬季积雪对气候的影响到底能持续多长时间? 从本文上面的分析结果可知, 多雪导致的青藏高原地面感热通量的减少, 可以持续到夏初的6月份, 之后的影响不再显著。我们知道, 随着由

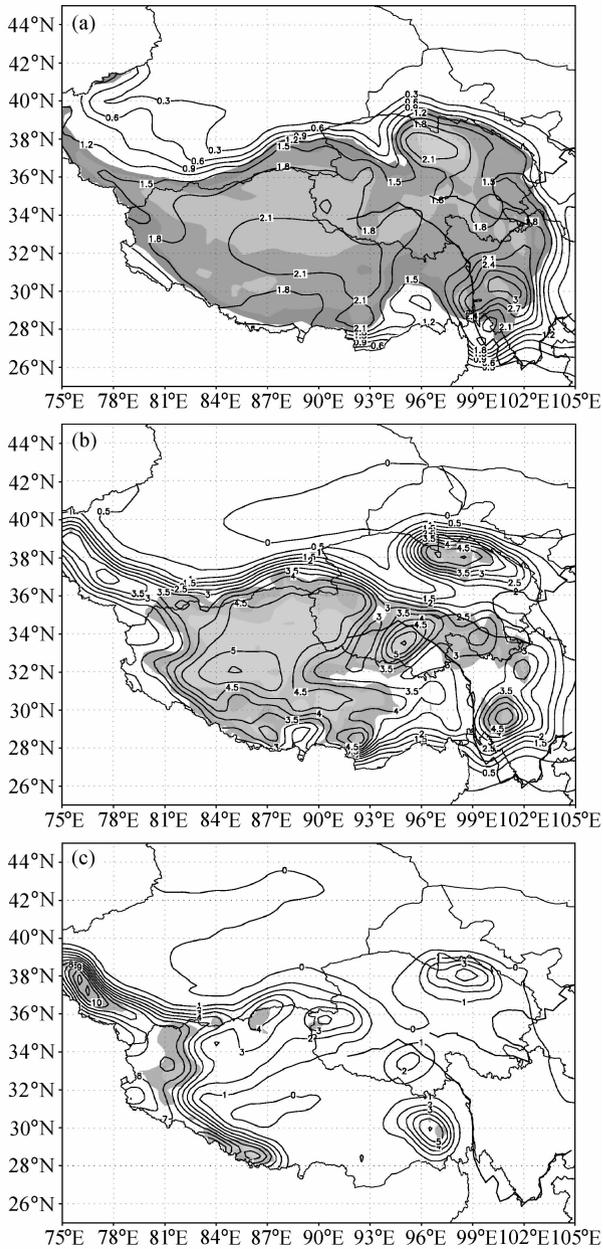


图 7 敏感性试验和控制试验地面反射通量密度差 (单位: W/m^2): (a) 冬季; (b) 春季; (c) 6 月。阴影: 通过 0.001 显著性水平检验

Fig. 7 Surface reflection flux density difference between sensitivity and control experiments (units; W/m^2): (a) Winter; (b) spring; (c) Jun. Shading indicates the regions where the values pass the 0.001 significance level test

冬到夏的季节转变, 气温逐渐升高, 地面积雪也逐渐融化, 但青藏高原由于其特殊的地形高度, 升温较慢, 所以青藏高原积雪, 与我国另两大积雪区——新疆积雪区和东北积雪区相比, 其影响时间更长, 对天气气候的影响更大, 这也是青藏高原积雪

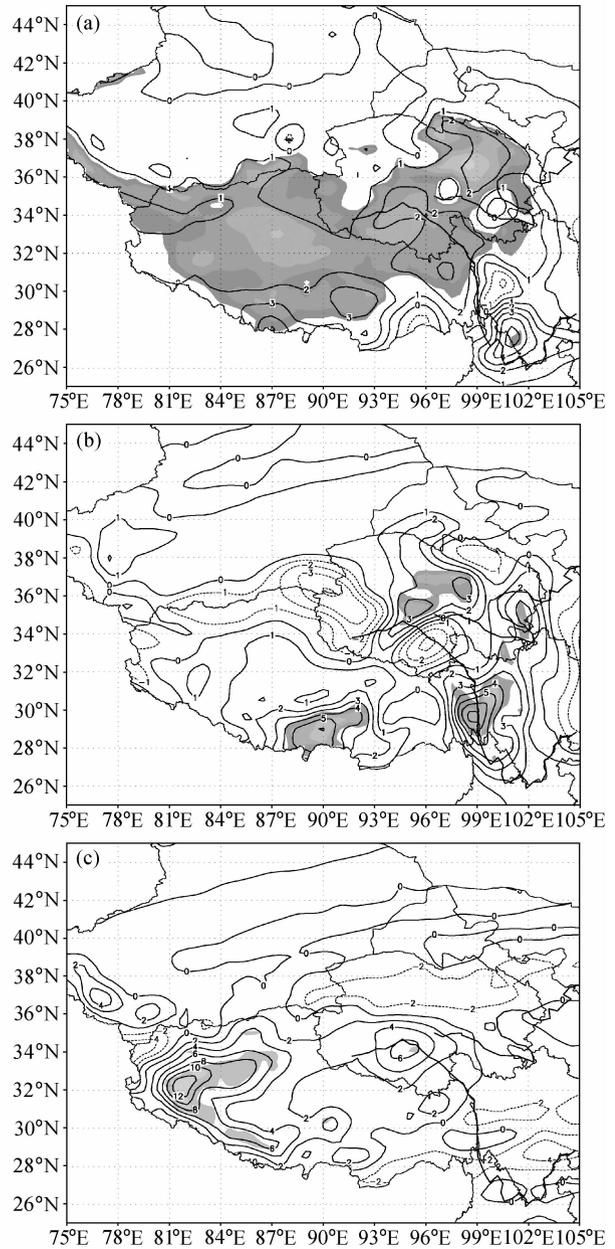


图 8 同图 7, 但为表层土壤湿度差 (单位: mm)
Fig. 8 Same as Fig. 7, but for upper soil moist difference (units: mm)

引起广大气象学家关注的一个重要原因。积雪融化以后, 积雪融水渗透到土壤里, 使得土壤成为“湿土壤”, 这种“湿土壤”和大气发生相互作用, 使得高原积雪异常的信息长期保留。

下面, 分析敏感性试验和控制试验的表层土壤湿度差 (图 8)。从图 8 中可以看到, 冬季多雪会使得表层土壤湿度变大, 偏大值超过 3 mm。春季除有零星的负值区域外, 绝大部分地区为正土壤湿度

偏差,最大正偏差超过 5 mm。在春季各月中,5月正土壤湿度偏差最大,最大值超过 12 mm(图略);6月,几乎全部为正湿度偏差,最大正湿度偏差超过 12 mm;7月和8月,除青藏高原南部边缘有很小区域为正偏差外,其他大范围区域都为负偏差(图略)。结合上面几节的地面感热通量、地表温度和地面反射通量密度的结果,可以看到,湿土壤在延长积雪的影响时间方面,特别是春末夏初的5月和6月起了重要作用。尤其是在6月份,积雪已经融化的时候,上节中6月地面反射率的影响已经很小了,这时,湿土壤对大气热源的减弱起了重要作用。

5 其他模拟试验结果分析

表1给出了20年模拟中每一年的华北(35°N~42°N, 105°E~120°E)、长江中下游地区(27°N~35°N, 105°E~120°E)、华南(22°N~27°N, 105°E~

表1 20年中每一年华北、长江中下游地区、华南敏感性试验和控制试验夏季地面降水差(单位: mm/d)

Table 1 Surface precipitation difference between sensitivity and control experiments in North China, the middle and lower reaches of the Yangtze River, South China in 20 years (units: mm/d)

	年份	华北	长江中下游地区	华南
前 10 年	1966	-0.03	0.22	0.53
	1967	-0.37	0.25	1.45
	1968	0.32	-0.49	0.06
	1969	0.10	0.03	0.01
	1970	-1.15	0.39	0.63
	1971	-1.01	-0.65	-0.45
	1972	0.07	0.16	-0.02
	1973	-0.98	0.35	0.17
	1974	0.11	-0.86	-1.04
	1975	-0.26	-0.32	-0.15
后 10 年	1989	-0.44	0.33	0.29
	1990	0.65	2.01	0.71
	1991	-0.44	1.32	0.91
	1992	0.39	0.77	-0.53
	1993	0.09	0.58	0.67
	1994	-0.65	1.76	1.02
	1995	-0.22	1.27	0.67
	1996	0.01	-0.73	-0.03
	1997	-0.99	0.76	0.28
	1998	-0.16	2.47	-0.35

120°E)三个区域多雪和少雪的夏季降水差。

从表中可以看出,在前10年,冬季多雪的模拟中,华北夏季少雨的6年,长江中下游多雨的有7年,而华南多雨和少雨的年份相差不大;而在后10年,华北夏季少雨的有6年,长江流域多雨的有9年,华南多雨7年,少雨3年。从表中可以看出,冬季高原多雪、夏季长江流域多雨的频率很高,这与观测积雪和降水资料分析中长江流域相关最高一致,华北以少雨为主,但不如长江流域的频率高,也与资料分析中的负相关较弱一致。但华南的负相关,这里并没有体现出来,不过上节20年模拟平均图上,我国东部从北到南,负、正、负的分布被模拟了出来。而这里每年的效果不是很好,可能与所选取的区域有关。

本文也分别做了用1966~1975年10年平均和1989~1998年10年平均,以及这20年平均环流场作为区域模式侧边界的试验。与先做每年、然后再求平均的结果有所差别,但多雪和少雪的差值中,我国东部降水从北到南负、正、负的分布大致都能模拟出来(图略)。

6 小结

由于计算时间和存储空间所限,本文的20年模拟只做了冬季青藏高原多雪的模拟,对春季多雪,只做了个别年份的模拟,结果基本一致;敏感性试验,只做了初始场青藏高原表面积雪20 cm的模拟,对其他积雪量也做了个别年的模拟,结果稍有差别,但基本形势和大趋势没有变。本文总结归纳如下:

(1) 在用区域气候模式做青藏高原冬季多雪的敏感性数值试验中,对降水的模拟,与台站观测的冬季积雪和夏季降水的关系较为吻合,即长江流域、新疆地区多雨,华北和华南少雨,这与我国最近二十年来维持的“南涝北旱”雨型较为一致。因此,可以认为青藏高原冬春多雪,是“南涝北旱”的一个重要原因。

(2) 青藏高原冬季多雪,会导致东亚冬季风偏强,偏强的冬季风可影响到我国华南、西南,以及孟加拉湾和印度地区。青藏高原冬季多雪,使得东亚夏季风和南亚夏季风偏弱。

(3) 青藏高原冬季多雪,导致青藏高原地面感热减弱,这种热源的减弱是东亚夏季风和南亚夏季

风减弱的原因。在积雪初期,地面反射通量起了主要作用;在春末夏初的 5 月和 6 月积雪融化其间,“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我国夏季降水分布的主要机理。青藏高原冬季积雪的影响,可以一直持续到 6 月份。

必须指出,影响我国夏季降水的因子有很多,青藏高原冬春积雪只是其中之一,有的多雪年份并不是长江流域多雨,华北和华南少雨,本文的模拟中也存在相反的个例年份,但从本文 20 年模拟的平均结果来看,大多数情况下,尤其是年代际关系上,这个结论是成立的。

对于某些模拟结果和资料统计结果相反的年份,做深入分析,探究其原因,对提高我国短期气候预测水平具有特殊意义,以后我们会尝试做这方面的工作。

参考文献 (References)

Chan J C L, Liu Y M, Chow K C. 2004. Design of a regional climate model for the simulation of South China summer monsoon rainfall [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (6): 1645-1665.

陈烈庭, 阎志新. 1978. 青藏高原冬春季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响[M]//中国长期水文气象预报文集(第一集). 北京:水利电力出版社, 185-194. Chen L T, Yan Z X. 1978. Impact of Himalayan winter-spring snow cover on atmospheric circulation and on southern Chinese rainfall during the pre-rainy period [M]//Collected Papers on Medium and Long-Term Hydrologic and Meteorological Forecasts (1) (in Chinese). Beijing: Water Conservancy and Power Press, 185-194.

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]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 17 (1): 18-30.

陈烈庭. 2001. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 在 1998 年长江流域洪涝中的作用 [J]. *大气科学*, 25 (2): 184-192. Chen Lieting. 2001. The role of the anomalous snow cover over the Qinghai-Xizang Plateau and ENSO in the great floods of 1998 in the Changjiang River valley [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 25 (2): 184-192.

陈乾金, 王丽华, 高波, 等. 2000. 青藏高原 1985 年冬季异常少雪和 1986 年异常多雪的环流及气候特征对比研究 [J]. *气象学报*, 58 (2): 202-213. Chen Qianjin, Wang Lihua, Gao Bo, et al. 2000. Comparative analysis of circulation and climatic between

less-snow year 1985 and more-snow year 1986 for Tibetan Plateau [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2000, 58 (2): 202-213.

陈兴芳, 宋文玲. 2000. 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 [J]. *高原气象*, 19 (2): 215-223. Chen Xingfang, Song Wenling. 2000. Analysis of relationship between snow cover on Eurasia and Qinghai-Xizang Plateau in winter and summer rainfall in China and application to prediction [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 19 (2): 215-223.

Ding Y H, Shi X L, Liu Y M, et al. 2006. Multi-year simulations and experimental seasonal predictions for rainy seasons in China by using a nested regional climate model (RegCM_NCC). Part I: Sensitivity study [J]. *Advances in Atmospheric Science*, 23 (3): 323-341.

Ding Y H, Liu Y M, Shi X L, et al. 2006. Multi-year simulations and experimental seasonal predictions for rainy seasons in China by using a nested regional climate model (RegCM_NCC). Part II: The experiment seasonal prediction [J]. *Advances in Atmospheric Science*, 23 (4): 487-503.

董文杰. 1996. 我国夏季降水异常的统计分析、模式研究及预测方法探讨 [D]. 兰州大学大气科学系博士学位论文. Dong Wenjie. 1996. The discussion of statistical analysis, model study and prediction methods of summer precipitation anomaly in China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). The Department of Atmospheric Science, Lanzhou University.

冯锦明, 符滨斌. 2007. 不同区域气候模式对中国地区温度和降水的长期模拟比较 [J]. *大气科学*, 31 (5): 805-814. Feng Jinming, Fu Congbin. 2007. Inter-comparison of long-term simulations of temperature and precipitation over China by different regional climate models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (5): 805-814.

Holtzlag A A M, De Bruijn E I F, Pan H L. 1990. A high resolution of a resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting [J]. *Mon Wea. Rev.*, 118: 1561-1575.

焦彦军. 1998. 一嵌套区域气候模式的建立和中国夏季降水的区域气候模拟 [D]. 中国科学院兰州高原大气物理研究所博士学位论文. Jiao Yanjun. 1998. The establishment of a nested regional climate model and the regional climate simulation of summer rainfall over China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.

Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1996. Description of the near community climate model (CCM3) [R]. Tech. Rep. NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research.

李培基. 1996. 亚洲季风模拟试验中青藏高原积雪强迫问题的讨论 [J]. *高原气象*, 15 (3): 350-355. Li Peiji. 1996. Discussion on the forcing of snow cover on the Qinghai-Xizang Plateau in simulation of Asian monsoon climate [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 15 (3): 350-355.

- 刘鸿波, 张大林, 王斌. 2006. 区域气候模拟研究及其应用进展 [J]. 气候与环境研究, 11 (5): 649-668. Liu Hongbo, Zhang Dalin, Wang Bin. 2006. Recent advances in regional climate modeling and applications [J]. Climatic and Environmental Research, 11 (5): 649-668.
- 刘华强, 孙照渤, 朱伟军. 2003. 青藏高原积雪与亚洲季风环流年代际变化的关系 [J]. 南京气象学院学报, 26 (6): 733-739. Liu Huaqiang, Sun Zhaobo, Zhu Weijun. 2003. Interdecadal relation between snow cover over the Tibetan Plateau and Asian monsoon circulation [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 26 (6): 733-739.
- Liu Huaqiang, Sun Zhaobo, Wang Ju, et al. 2004. A modeling study of the effects of anomalous snow cover over the Tibetan Plateau upon the South Asian summer monsoon [J]. Adv. Atmo. Sci., 21 (6): 964-975.
- 刘华强, 孙照渤, 王举, 等. 2005. 青藏高原东西部积雪效应的模拟对比分析 [J]. 高原气象, 24 (3): 357-365. Liu Huaqiang, Sun Zhaobo, Wang Ju, et al. 2005. Modeling study on anomalous snow cover effects over western and eastern parts of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (3): 357-365.
- 刘一鸣, 丁一汇. 2001. 修正的质量通量积云对流方案及其模拟试验研究 I: 方案介绍及对 1991 年洪涝过程的模拟 [J]. 气象学报, 59 (1): 10-22. Liu Yiming, Ding Yihui. 2001. Modified mass flux cumulus parameterization scheme and its simulation experiment. Part I: Mass flux scheme and its simulation of the flooding in 1991 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 59 (1): 10-22.
- 刘一鸣, 丁一汇, 李清泉. 2005. 区域气候模式对中国夏季降水的 10 年回报试验及其评估分析 [J]. 应用气象学报, 16 (增刊): 41-47. Liu Yiming, Ding Yihui, Li Qingquan. 2005. 10-year hindcasts and assessment analysis of summer rainfall over China from regional climate model [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 16 (Suppl.): 41-47.
- Liu Y M, Chan Johnny C L, Chow K C, et al. 2006. Ten-year climatology of summer monsoon over South China and its surroundings simulated from a regional climate model [J]. International Journal of Climatology, 26: 141-157.
- Madala R V. 1981. Efficient time integration schemes for atmosphere and ocean models [M]//Book D L. Finite-Difference Techniques for Vectorized Fluid Dynamics Calculation. New York: Springer-Verlag, 56-74.
- 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. Peng Jingbei, Chen Lieting, Zhang Qingyun. 2005. Multi-scale variations of snow cover over QXP and tropical Pacific SST and their influences on summer rainfall in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (3): 366-377.
- Qian Yongfu, Zheng Yiqun, Zhang Yan, et al. 2003. Responses of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau [J]. International Journal of Climatology, 23: 593-613.
- 史学丽. 2000. 一个改进的陆面过程模式及其与区域气候模式的耦合试验 [D]. 中国气象科学研究院与南京气象学院联招博士学位论文, 173pp. Shi Xueli. 2000. An improved land surface processes model and its coupled experiment with regional climate model [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences and Institute of Nanjing Meteorology, 173pp.
- 王会军, 姜大勝. 2004. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异 [J]. 第四纪研究, 1: 19-27. Wang Huijun, Jiang Dabang. 2004. A new East Asian winter monsoon intensity index and atmospheric circulation comparison between strong and weak composite [J]. Quaternary Sciences (in Chinese), 2004, 24: 19-27.
- 韦志刚, 罗四维, 董文杰, 等. 1998. 青藏高原积雪资料分析及其与我国夏季降水的关系 [J]. 应用气象学报, 9 (增刊): 39-46. Wei Zhigang, Luo Siwei, Dong Wenjie, et al. 1998. Snow cover data on Qinghai-Xizang Plateau and its correlation with summer rainfall in China [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 9 (Suppl.): 39-46.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文, 等. 2002. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征 [J]. 大气科学, 26 (4): 496-508. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen, et al. 2002. Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau weather stations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 496-508.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文. 2004. 青藏高原冬春积雪异常对东亚季风和我国夏季降水的影响与机理分析 [M]//吴国雄, 等. 青藏高原与西北干旱区对气候灾害的影响. 北京: 气象出版社, 76-95. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen. 2004. The influence and mechanism analysis of the winter and spring snow cover anomalies over the Tibetan Plateau on East Asian monsoon and summer rainfall in China [M]. Beijing: China Meteorological Press, 76-95.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文. 2005. 青藏高原冬春积雪年际振荡成因分析. 冰川冻土, 2005, 27 (4): 491-497. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen. 2005. The causes of the interannual variation of snow cover over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 27 (4): 491-497.
- Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 16: 125-134.
- Zhang Jing, Ding Yihui. 1999. An improved land-surface process model and its simulation experiment—Part I: Land-surface process model and its “off-line” tests and performance analyses [J]. Acta Meteorologica Sinica, 13 (3): 257-277.
- 张莉, 丁一汇, 孙颖. 2008. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验 [J]. 大气科学, 32 (2): 261-276. Zhang Li, Ding Yihui, Sun Ying. 2008. Evaluation of precipitation simulation in

- East Asian monsoon areas by coupled ocean atmosphere general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (2): 261 - 276.
- 张顺利. 1999. 青藏高原对中国东部气候与天气异常的影响及雅鲁藏布江流域的水平衡研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Zhang Shunli. 1999. The effect of Tibetan Plateau on anomaly weather and climate in east China and water balance in Yarlung Zangbo Jiang valley [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese). Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲季风影响的诊断及数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 25 (3): 372 - 390. Zhang Shunli, Tao Shiyan. 2001. The influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 25 (3): 372 - 390.
- Zhang Yongsheng, Li Tim, 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 (15): 3942 - 3955.
- 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 - 774. Zheng Yiqun, Qian Yongfu, Miao Manqian, et al. 2000. Effect of the Tibetan Plateau snow cover on China summer monsoon climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 24 (6): 761 - 774.
- 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. Zhu Yuxiang, Ding Yihui. 2007. Influences of the snow cover over Tibetan Plateau on weather and climate: Advances and problems [J]. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 35 (1): 1 - 8.
- 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 2007. 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 [J]. *气象学报*, 65 (6): 946 - 958. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Xu Huaigang. 2007. The decadal relationship between atmospheric heat source and winter and spring snow over Tibetan Plateau and rainfall in East China [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 65 (6): 946 - 958.