

欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响^{*}

II. 数值模拟

陈海山 孙照渤 朱伟军

(南京气象学院大气科学系, 南京 210044)

摘 要 基于观测分析的结果, 采用 NCAR CCM2 模式, 设计了三组数值试验方案, 研究了积雪的异常分布对冬季大气环流的影响及其可能的物理过程。结果表明, 数值模拟与观测分析所得结果一致, 冬季积雪的异常分布, 通过积雪的辐射冷却效应, 可以改变地表的热状况以及地表对大气加热的异常, 引起大气温度、位势高度场的调整, 激发冬季大气 EUP 遥相关型, 导致东亚冬季风环流的异常。

关键词: 冬季大气环流; 积雪异常分布; 数值模拟

1 引言

大气对下边界的变化是极其敏感的, 积雪是地球表面的重要组成部分, 其异常能够引起大气下边界的变化, 进而对大气环流和气候变化产生影响。长期以来, 积雪一直被认为是影响短期气候变化的重要因子。在早期有关积雪的研究中, 大量的观测分析揭示了积雪异常与季风、大气环流及气候变化的关系, 证实了积雪异常能够引起显著的气候效应^[1~9]。

近年来, 关于积雪异常影响气候变化的物理机制的研究成为了这一领域的热点问题。国内外的学者, 先后采用了复杂程度不等的数值模式开展了大量关于亚洲季风对积雪异常的敏感性、积雪异常影响大气环流、季风系统以及全球变化的物理机制的研究^[10~29]。所有这些研究, 在很大程度上加深了人们对积雪有关的物理过程的认识。

然而, 积雪模拟中仍然存在一些值得进一步探讨的问题。积雪强迫的真实性是其中最为突出的问题之一, 李培基^[30]曾就这一问题进行了详细的讨论, 并指出绝大多数数值试验所采用的积雪异常的极端情形或过分夸大的积雪异常强迫, 与实际情况差异过大, 这在一定程度上影响了模拟结果的说服力。另外, 近来的研究表明积雪异常本身存在显著的空间差异^[31~35], 但很多关于欧亚积雪的数值模拟仅仅强调了积雪异常的整体效应, 忽略了积雪空间分布特征, 没有考虑积雪的次大陆尺度的影响。

本文的观测分析部分揭示了欧亚积雪异常与同期大气环流存在的密切联系, 而且发现积雪的异常表现出典型的空分布: 即欧洲西部、青藏高原及附近地区与西亚、欧亚大陆中高纬地区的冬季积雪深度具有反位相分布的特点, 而且积雪异常分布可能在

2001-07-26 收到, 2001-10-08 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040901-3 和江苏省气象灾害和环境变化重点开放实验室课题 KJS02107 共同资助

对大气环流产生影响的过程中起到了重要的作用。冬季欧亚中高纬积雪面积偏大时, 欧洲西部, 经西亚及欧亚中高纬, 到青藏高原及东亚附近表现为十一十的积雪深度的异常分布, 而冬季 500 hPa 高度场对应几乎完全相反的异常分布形势 (即出现大气的正 EUP 型), 同时东亚冬季风活动偏强; 反之, 当积雪面积偏小, 积雪深度的分布为反位相, 情形相反。实际上, Lamb^[36]、Wagner^[37]、Dewey^[38]、Foster 等^[39]、Walsh 等^[40]和 Namias^[41]的研究早就指出了积雪异常与温度异常及同期大气之间的密切联系, 并强调了积雪异常所产生的辐射冷却效应。但所有结果均是建立在观测研究的基础上, 并没有得到更进一步的证实。

因此, 在本文的研究中, 我们以观测分析的事实为基础, 并针对当前数值模拟中存在的问题, 试图采用包含 BATS 陆面过程方案的 NCAR CCM2, 通过数值模拟来深入研究冬季积雪异常分布对同期大气环流的影响及其有关的物理过程。

2 模式和试验方案

2.1 NCAR CCM2 模式

本文采用的模式为美国大气研究中心的公共气候模式 NCAR CCM2, 该模式垂直分层为 18 层, 水平分辨率为 T42。该模式的最早版本 CCM0A 是在澳大利亚谱模式^[42]的基础上发展而来的。经过改进后, CCM2 包含了较完整的物理过程: 包括积云参数化、辐射能量传输、行星边界层湍流输送的非局地参数化方案、湿对流调整过程等^[43]。该模式是目前世界上模式性能较好的 GCM 之一, 对平均气候具有较强的模拟能力, 在气候变化的研究中得到了较为广泛的应用。

NCAR CCM2 模式包含了一个当前较具代表性的陆面过程方案: 大气—生物圈传输方案 (以下简称 BATS)。该方案是由 Dickinson 等^[44~46]于 1986 年发展起来的, 模式刻画了土壤—植被—大气的相互作用, 较好地描述了地气之间的能量、质量和动量交换, 其中也包括了积雪变化过程的描述, 并被广泛用于全球气候模式、区域气候模式及中尺度模式中。BATS 中积雪深度 (以积雪水当量表示) 作为模式的预报量, 根据雪量平衡方程求解得到; 包括了积雪反照率的参数化, 考虑了雪龄、积雪覆盖以及植被的作用, 而积雪覆盖面积依赖于积雪深度和植被的情况, 关于 BATS 对积雪的计算以及在积雪模拟中的应用可参考 Yang 等^[47, 48]的工作。

2.2 数值试验方案

根据本文研究的需要, 在观测分析的基础上, 设计了三组数值试验方案, 数值试验的初始场为模式采用给定的气候平均 SST, 经过长时间积分得到的第 10 个模式年 12 月 1 日 00 时的模拟结果, 在此基础上, 取模式积分三个月 (模式的 12、1、2 月) 的平均状况代表冬季的情况。

2.2.1 控制试验

模式对平均气候态的模拟能力直接影响到模拟结果的可信度。为了检验模式的性能及其对冬季气候的模拟能力, 同时便于与异常试验结果进行对比分析。在异常试验之前, 进行控制试验 (CTL), 控制试验采用上述初值及平均气候背景场积分三个月。

图 1 给出了控制试验 CTL 得到的 1 月平均的气候状况。以下对一些具有代表性的

要素场进行简单的分析, 以便对模式的模拟能力有一个基本的了解。从海平面气压场的分布来看, 模式很好地模拟出了北半球四个主要的大气活动中心: 蒙古高压、北美高压、阿留申低压、冰岛低压, 其强度及位置均与实况相吻合; 南半球的气压分布的带状特征及三个高压中心也得到了很好的体现, 但模式模拟的南极附近的海平面气压场明显偏高, 存在系统性的偏差 (图 1a)。而对 500 hPa 的模拟, 除两极附近的值比实况略微偏低外, 模式很好地模拟出了 500 hPa 的环流形势 (图 1b)。另外, 就 850 hPa 风场而言, 模式基本上反映出了冬季风环流系统的主要特征, 并很好地模拟出我国东北、华北和朝鲜、日本等地盛行的西北风, 以及阿拉伯海、孟加拉湾、中国南海的三支偏北气流以及三支越赤道气流, 但孟加拉湾附近的越赤道气流的强度与实况存在一定的偏差 (图 1c)。模拟的地面气温分布, 除高原附近存在一个虚假的低温中心外, 与实况基本一致 (图 1d)。总体而言, 模式对平均气候具有一定的模拟能力, 这为本文的研究奠定了基础。

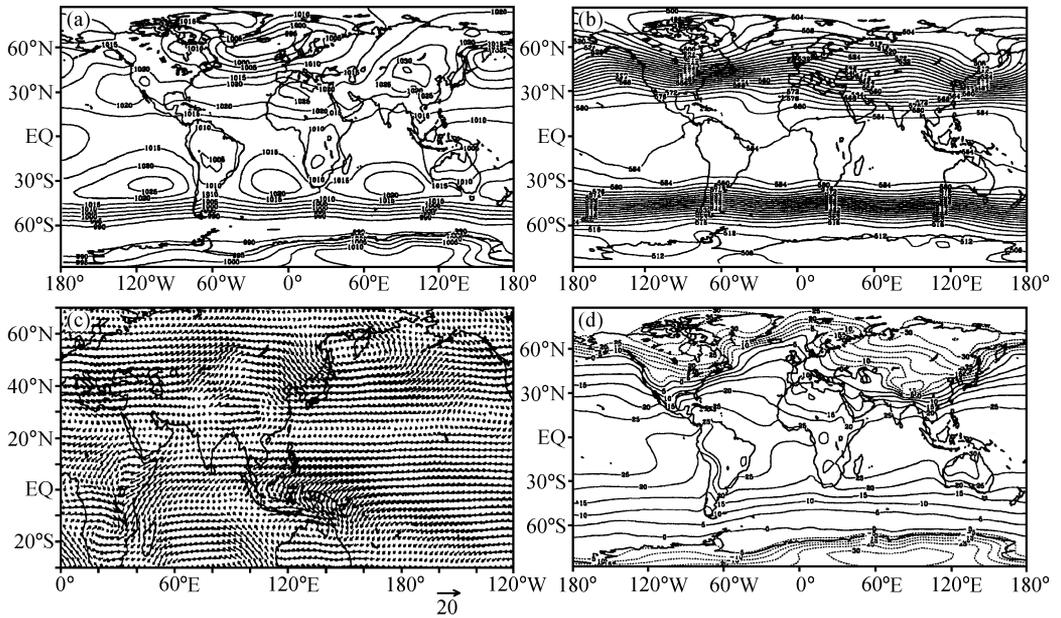


图 1 NCAR CCM2 模式 CTL 试验模拟的 1 月平均气候

- (a) 海平面气压场, 等值线间隔 5 hPa; (b) 500 hPa 高度场, 等值线间隔 40 位势米;
(c) 850 hPa 风场矢量图, 大小见右下角图例所示; (d) 地面气温, 等值线间隔 5 K

实质上, 在采用数值模式模拟积雪异常的气候效应, 还有一个不容忽视的问题就是模式本身对积雪变化模拟的能力如何? 积雪异常之所以能够对大气环流和气候变化产生显著的影响, 实质上是积雪持续异常的作用, 积雪异常通过积雪本身的季节变化来对大气环流产生持续的影响。因此, 模式对积雪的模拟的模拟能力是很关键的。

图 2 分别给出了模式 CTL 试验模拟的 1 月的平均积雪水当量 (SWE) 以及根据 ECWMF 网格点积雪资料得到的 1 月的 SWE, 可以看出模式基本模拟出了积雪异常分布的大致形势。当然, 模拟结果在量值上存在一定的差别: 模式模拟的青藏高原积雪明显偏多, 而欧洲西部以及西亚附近地区的积雪明显偏少, 积雪雪线总体位置偏北。

但由于目前多数积雪参数化对积雪变化的描述能力有限,以及受 GCM 对与积雪密切相关的降水、气温等的模拟存在偏差等问题的限制,要很准确模拟积雪的分布是一个很困难的问题。从这种意义上来说,模式对积雪的空间分布特征还是具有一定的模拟能力的。

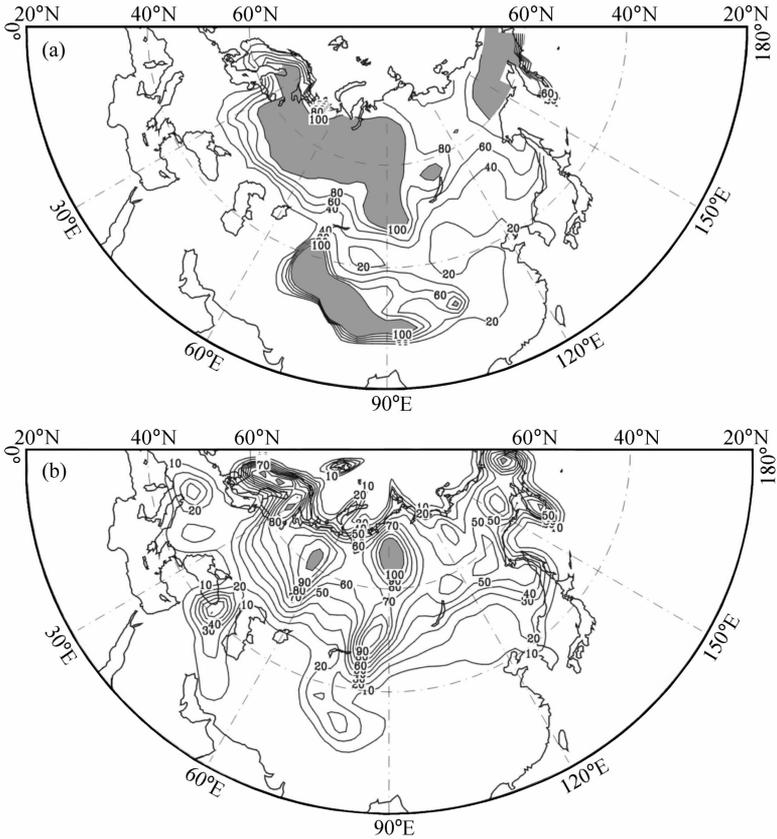


图2 NCAR CCM2 模式模拟的 1 月的平均积雪水当量 SWE (a) 及 ECMWF (1980~1993) 14 年平均 1 月网格点积雪水当量 SWE (b)
单位: mm, 等值线间隔 10 mm, 阴影区表示 SWE 大于 100 mm 的区域

2.2.2 异常试验 (EXPA)

在 CTL 试验的基础上,为了研究积雪异常分布的影响,设计了两组积雪异常试验 EXPA1 和 EXPA2,所考虑的积雪异常分布根据观测分析结果得到。由于在模式中,积雪本身为预报量,在设计异常试验时,我们仅仅是通过改变初始积雪场来得到异常的积雪分布,并研究其对大气的影。异常试验 EXPA1,模式初始积雪场中加入如图 3a 所示积雪深度异常,反映欧洲西部、青藏高原积雪异常偏多,而西亚及欧亚中高纬地区积雪偏少的积雪分布特征;异常试验 EXPA2,除积雪异常分布与 EXPA1 为相反的分形势之外,与 EXPA1 的作法相同。异常试验除积雪初始场与 CTL 不同外,其余作法完全相同。

在对模拟结果进行分析之前,一个不可避免的问题是积雪的初始异常能否在积分过程中表现出一定的持续性。为了回答这一问题,图 3b 为异常试验 EXPA1 减 EXPA2

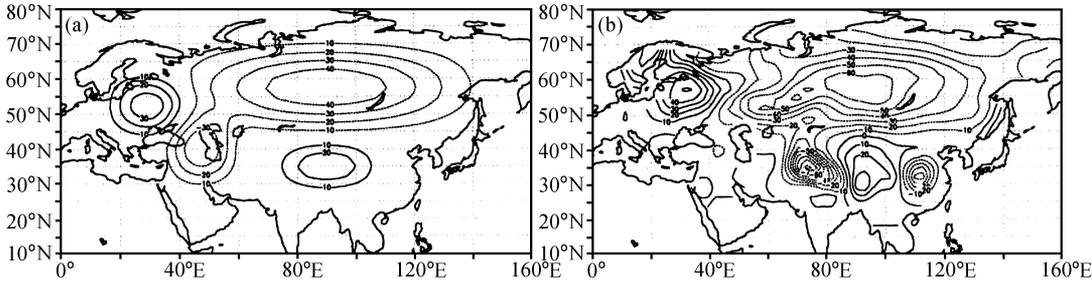


图3 异常试验所采用的积雪强迫的分布 (a) 及 EXPA1—EXPA2 的冬季平均积雪异常状况 (b)
单位: mm, 等值线间隔 10 mm

得到的冬季平均积雪异常分布。可以发现, 模式模拟的积雪异常分布基本上同初始积雪异常的分布在整体形势上是一致的, 基本上反映了欧洲西部、青藏高原积雪异常偏多, 西亚及欧亚中高纬地区积雪偏少的积雪分布特征, 唯一的差别是在青藏高原以西及中国东部地区伴随有异常的负值中心, 这与模式对上述地区积雪的模拟能力较差有关系, 无疑会对我们的模拟结果产生一些影响。但模式模拟的积雪异常特征, 基本反映了本文观测分析部分所指出的典型积雪异常分布, 这保证了积雪异常试验模拟结果的有效性。

3 模拟结果分析

在以上数值试验的基础上, 我们可以通过对 CTL 试验与 EXPA 异常试验结果比较, 探讨积雪异常分布对冬季大气环流的影响。初步分析表明, EXPA1 与 EXPA2 异常试验的结果基本是一致的。下文主要给出对积雪异常分布试验 EXPA1 与 EXPA2 各种要素的差值场的分析。主要考虑北半球及欧亚地区的情况, 重点分析冬季 (模式 12、1、2 月) 的平均状况。首先, 分析大气环流诸要素对积雪异常分布的响应特征, 并与文章第一部分观测研究所得到的结果进行对比; 最后, 通过对地面与积雪异常有关的要素场及各种通量场异常的分析, 来探讨其中可能的物理过程。

3.1 对流层低层及地面气温的异常

已有的研究认为积雪最主要的气候效应主要表现为反照率效应和融雪水分效应。而 Dewey 等^[38] 和 Namias^[41] 在研究北美积雪气候效应时, 通过观测分析指出冬季积雪对同期大气的影响主要表现为对气温的冷却效应。由于冬季气温较低, 积雪的融化过程并不是最主要的, 因而积雪的效应主要为高反照率引起的异常冷却效应, 积雪异常所引起地面热力性质以及对大气加热的变化应该在温度场上得到最直接的体现。为此, 我们首先来分析地面气温及对流层低层气温的异常变化情况。

图 4 给出了积雪异常试验 EXPA1 与 EXPA2 对流层低层 850 hPa、1000 hPa 以及地面气温的差值场。经过比较可以发现, 三者具有大致相同的分布形势, 均具有以下几个明显的特征: 欧洲中西部及极地地区为负值区, 最大负值中心位于 (15°E, 60°N) 附近; 而亚洲中高纬度以及西亚则为温度的正距平区, 地面及 1000 hPa 气温异常的最大正值中心均出现在 (70°E, 60°N) 附近, 而 850 hPa 上对应的正值位置中心偏东;

青藏高原及其周围地区的温度表现为负异常。对应欧洲西部、青藏高原积雪异常偏多，而西亚及欧亚中高纬地区积雪异常偏少的积雪深度的异常分布，大气在热力场表现出明显的响应，积雪多的区域偏冷，而积雪少的区域偏暖，形成了自西欧—西伯利亚—青藏高原附近地区的负正相间的温度距平分布形势，而且这种分布不仅在地面气温得到体现，而且在对流层低层也是显著的。这在一定程度上说明，积雪异常确实能对地面及其上的大气产生最为直接的冷却效应，使得地面气温乃至地面对大气的加热均发生了明显的变化。

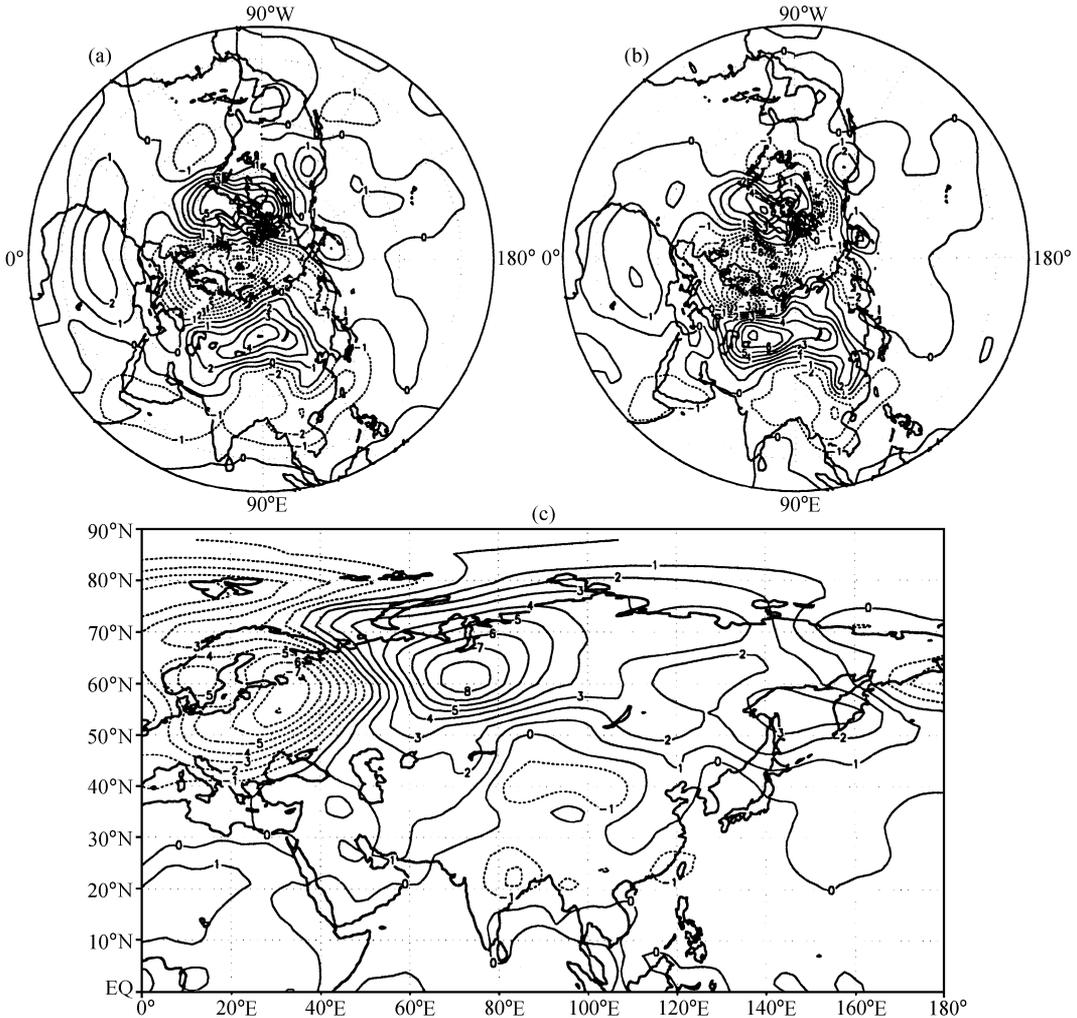


图 4 对流层低层的差值场 (EXPA1-EXPA2), 等值线间隔 1 K

(a) 850 hPa 温度; (b) 1000 hPa 温度; (c) 地面气温 T_A

3.2 位势高度场

图 5 给出了积雪异常分布试验 EXPA1 与 EXPA2 的冬季 500 hPa 高度及 500~1000 hPa 厚度的差值场。在冬季 500 hPa 高度上, 北美东部及北大西洋有异常的正中心维持, 上述地区以南为一负值中心; 而欧洲中西部及极地地区高度场异常偏低, 西伯利

亚至西亚一带对应正距平区, 东亚及以东洋面为高度场的负距平区, 欧亚区域环流场的异常表现类似 EUP 型的波列特征 (图 5a)。厚度场的异常特征具有大体一致的分布特征 (图 5b)。高度场及厚度场的这种异常变化完全可以由与积雪异常引起的地面加热的异常得到解释。前面的分析表明, 积雪深度的异常可以对大气的温度场产生直接的影响。对应异常冷却的区域, 高度场降低, 对流层低层的厚度减小; 反之, 异常增暖区域, 高度场升高, 厚度增加。而这与 Walsh 等^[40]所揭示的积雪—大气厚度场的配置关系是一致的。这是积雪异常冷却效应的最为具体的表现, 这与观测分析所得结果是完全一致的, 同时也说明积雪异常分布对大气的冷却响应起到了不容忽视的作用。可以认为, 冬季积雪深度自欧洲西部, 经西伯利亚附近, 到东亚附近所构成的积雪异常的+—+距平分布形势, 能够引起同期大气环流的异常, 且欧亚区域大气环流的异常形态具有正 EUP 遥相关型的特征 (如图 5 中的粗点线所示); 相反的积雪异常分布型, 能够激发大气负 EUP 遥相关。积雪异常所诱发的大气环流的上述异常形态, 将引起东亚冬季风的显著变化, 这在后面对风场的分析中得到证实。

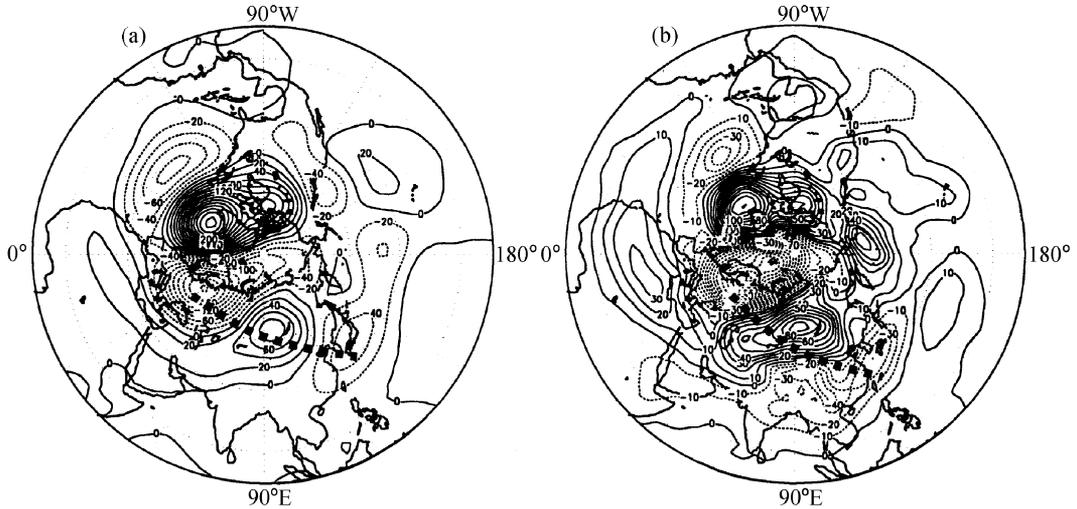


图 5 冬季 EXPA1-EXPA2 的差值场

(a) 500 hPa 高度, 等值线: 20 位势米; (b) 500~1000 hPa 厚度, 等值线: 10 位势米

3.3 850 hPa 风场

积雪异常引起的风场的异常分布由图 6 给出, 与 500 hPa 高度场的三个异常中心相对应, 风场的差值场上存在三个闭合性环流, 即欧洲中西部、东亚及以东洋面的气旋性环流, 西伯利亚的反气旋性环流。在 (30~90°E, 35~70°N) 区域, 出现大范围的南风异常分量, 该区域基本上对应了气温异常偏高的区域; 而在欧洲西部、东亚及沿海附近地区则为异常北风分量, 与气温异常偏低区域相对应。上述风场异常特征, 反映了乌拉尔以东高空的高压脊加强, 而东亚大槽加深, 构成了有利于强冬季风发生的环流分布形势。风场的这种异常形势与高度场及其他要素的异常具有很好的配置。

从前面的分析结果来看, 大气对积雪的异常分布型确实产生了显著的响应, 并且在大气响应过程中, 如果考虑积雪分布的空间差异, 积雪异常所产生的冷却效应, 可以在很大程度上对上述的大气异常响应进行解释。

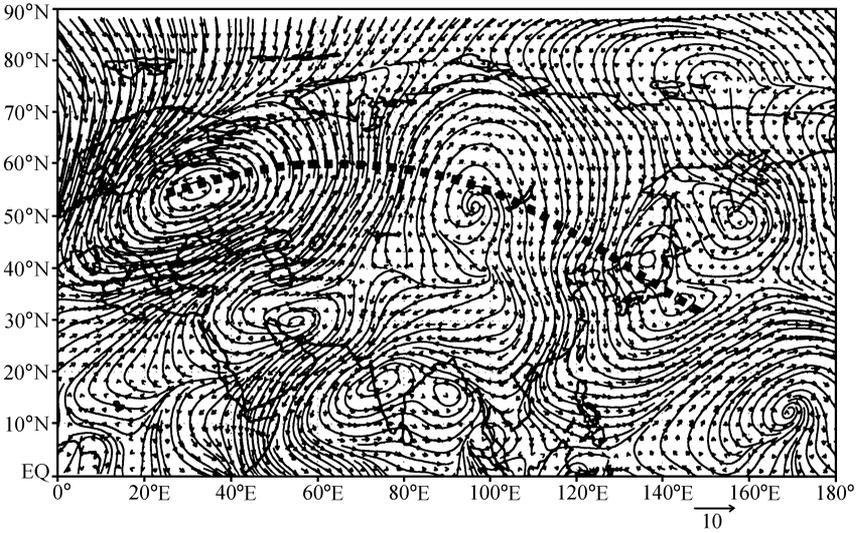


图 6 EXPA1-EXPA2 冬季 850 hPa 风场的的差值分布

综上所述, 冬季积雪分布为欧洲西部、青藏高原积雪异常偏多, 而西亚及欧亚中高纬地区积雪偏少时, 积雪异常冷却效应可以引起 500 hPa 高度场自欧洲西部、西伯利亚, 至中国东部及日本附近洋面+ + +的异常分布形势, 激发大气正 EUP 遥相关型, 引起强的东亚冬季风活动; 积雪分布反位相时, 大气出现负 EUP 遥相关型, 有利于弱冬季风的发生。这进一步证实了文章观测研究部分所得到的结果。当然, 应该指出的是模拟得到的大气环流的异常与 EUP 型之间尚存在一些细微的差别, 这可能与没有考虑其他可能对 EUP 型产生影响的因子有关。

3.4 地表变量及地表热通量的异常

为了详细地探讨大气对积雪响应的物理过程, 以下对地面有关要素及地面热通量的异常状况进行分析, 并着重来讨论积雪产生的热力效应。

冬季积雪最主要的影响在于反照率效应。图 7a 给出了积雪异常试验模拟得到的反照率异常, 积雪异常分布的形势决定了反照率异常的大致分布, 反照率的正异常区域出现在欧洲西部及青藏高原东部; 而负异常区域主要分布在亚洲大陆中高纬度、西亚及东亚附近地区, 这种分布与模式模拟的冬季积雪的异常分布是一致的 (图 3b)。但我们也注意到, 由于积雪表面反照率并不一直随积雪深度而增加, 反照率异常的大值区域并不一定出现在积雪异常的大值中心, 而是出现在积雪变化激烈的边缘附近, 但反照率的分布基本上反映了积雪异常时的情形。反照率变化最直接的影响是改变地表 (或积雪表面) 对太阳辐射的吸收, 地面净短波辐射的分布形势与反照率异常的分布具有大致相同的分布形势 (图略)。地面净短波辐射的异常将影响地面的能量收支, 导致地表温度及其大气的加热的异常。

然而, 由图 7b 可以发现地表温度具有与积雪、反照率、地面净短波辐射异常的分布形势基本一致, 多雪区域表面温度明显降低, 而积雪减少区域则明显变暖。但我们注意到, 地表温度变化的分布, 并不能由积雪引起的地面净短波辐射的变化得到完全的解释, 尽管短波辐射在地面能量平衡中起到了主导的作用, 但其本身并不能完全反

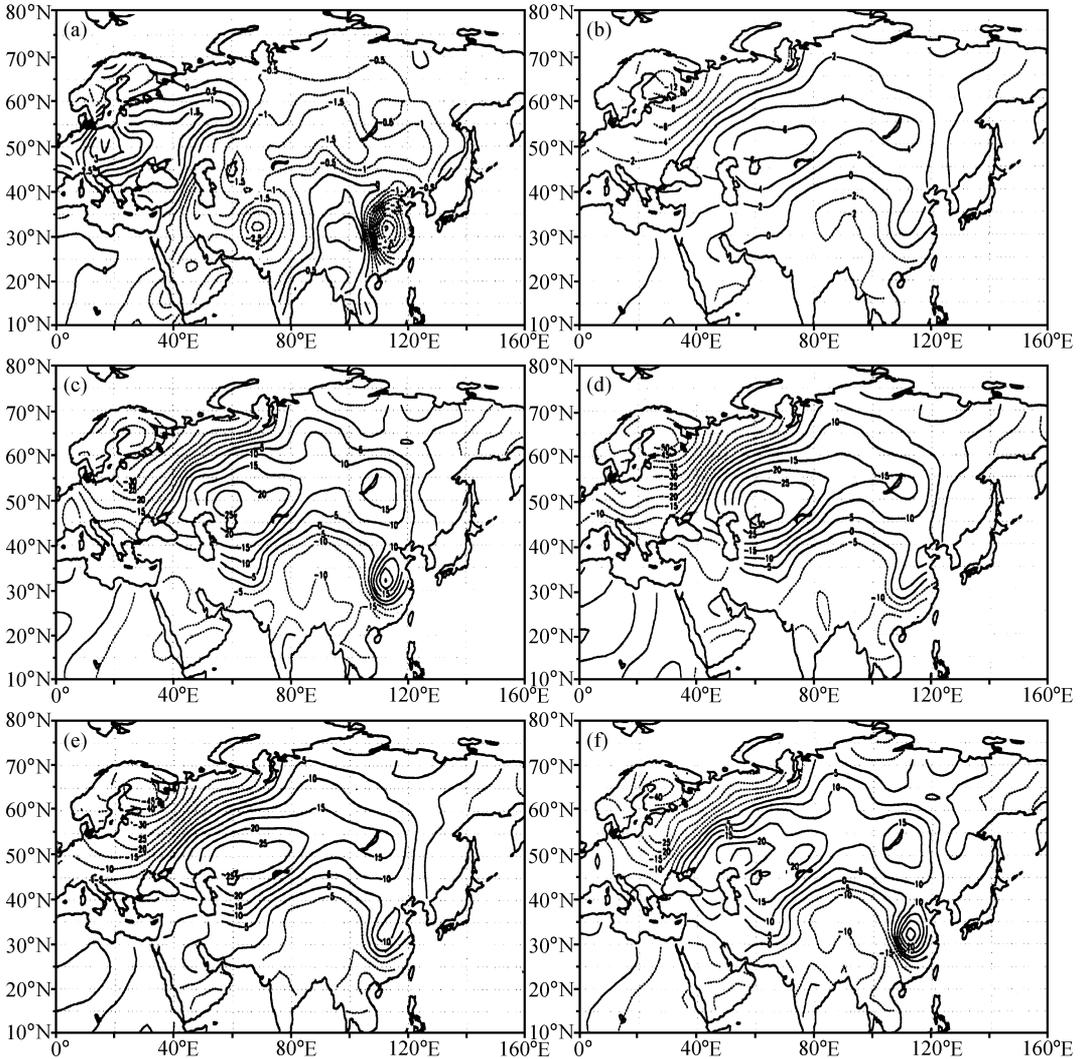


图7 模式模拟 (EXPA1-EXPA2) 的冬季地表热通量的异常分布

(a) 地表反照率, 已经扩大 100 倍, 等值线间隔: 0.5; (b) 表面温度 T_S , 等值线间隔: 2 K; (c) 地表接收的辐射通量 R_{SRF} (净短波辐射 R_{NSW} + 向下的长波辐射 R_{DLW}); (d) $R_{SRF} - Q_{LH} - Q_{SH}$; (e) 地表向上的长波辐射 R_{UPLW} ; (f) 地表向上的能量通量 ($R_{UPLW} + Q_{SH} + Q_{LH}$). (c) ~ (f) 等值线间隔均为 5 W m^{-2}

映地表能量以及地表温度的变化, 也就是说地面热状况的异常并不能简单地看作是对净短波辐射变化的直接响应, 其他通量的作用也是不能忽视的。

因此, 在进一步分析积雪异常所引起地表热状况及对大气加热的变化之前, 我们有必要对地表能量平衡进行简单的分析。

就积雪表面的能量平衡而言, 辐射通量占据了最为主要的地位, 而与湍流交换有关的感热 Q_{SH} 和潜热通量 Q_{LH} 的作用相对要小得多, 平均而言, 与蒸发过程有关的潜热, 总体起到冷却地面、加热上层大气的作用; 感热的作用则要复杂得多, 这取决于表面温度 T_S 与其上气温 T_A 的分布情况, $T_S > T_A$ 时, 感热通量向上, 冷却地面, 加热大气; 而当 $T_S < T_A$, 情况相反, 但对于有积雪覆盖的表面而言, 通常为第二种情况。

另外, 由于积雪的低传导率, 隔绝了土壤与大气之间的热量交换, 通常使得积雪以下的土壤温度维持较高的温度, 此时土壤热通量 Q_G 在引起积雪能量变化中的作用是很小的, 由于偏低的气温及地面温度, 积雪的消融并不是主要的过程, 因此, 积雪融化所引起的能量变化 Q_{SM} 相对较小, 而另外一个可以不加以考虑的变化项是降水引起的热通量 Q_P [49~53]。

积雪表面净能量通量可以表示为

$$F_{NET}(T_S) = R_{DSW} - R_{UPSW} + R_{DLW} - R_{UPLW} - Q_{SH} - Q_{LH} - Q_G - Q_{SM} + Q_P, \quad (1)$$

其中, R_{DSW} 表示入射的太阳短波辐射, R_{UPSW} 为反射的太阳短波辐射, R_{DLW} 是地表向下的长波辐射, R_{UPLW} 代表地表放射向上的长波辐射, Q_{SH} 为感热通量, Q_{LH} 为潜热通量, Q_G 为土壤热通量, Q_{SM} 为融雪潜热, Q_P 为降水热通量。由于地表的净能量通量直接影响地表温度 T_S , 我们将其简单表示为 T_S 的函数。

根据前面的讨论, 如果忽略 Q_G 、 Q_{SM} 及 Q_P , 则有:

$$F_{NET}(T_S) = R_{DSW} - R_{UPSW} + R_{DLW} - R_{UPLW} - Q_{SH} - Q_{LH}. \quad (2)$$

考虑地表接受的净辐射通量为方程右端的前 3 项, 并将其合并后用 R_{SRF} 表示, 并考虑到 R_{UPLW} 强烈依赖于 T_S , 那么可以将上式表示为

$$\begin{aligned} F_{NET}(T_S) &= R_{SRF} - R_{UPLW}(T_S) - Q_{SH} - Q_{LH} \\ &\Rightarrow F_{NET}(T_S) = R_{SRF} - \epsilon \delta T_S^4 - Q_{SH} - Q_{LH} \\ &\Rightarrow F_{NET}(T_S) + \epsilon \delta T_S^4 \approx R_{SRF} - Q_{SH} - Q_{LH}. \end{aligned} \quad (3)$$

作为等式 (3) 的零级近似, 还可以将其写为

$$F_{NET}(T_S) + \epsilon \delta T_S^4 \approx R_{SRF}. \quad (4)$$

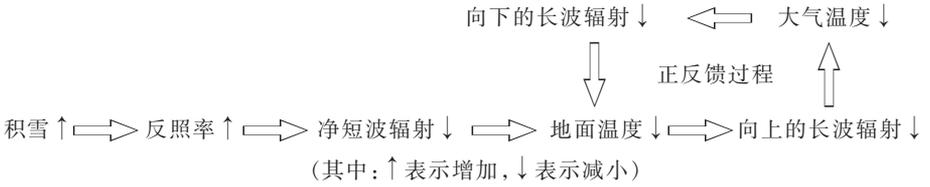
根据 (3)、(4) 式, 不难发现, 地表温度的变化直接依赖于 R_{SRF} 、 Q_{LH} 、 Q_{SH} 。为了较为直接地反映这一事实, 分别给出了反映 R_{SRF} (图 7c) 和 $R_{SRF} - Q_{LH} - Q_{SH}$ (图 7d) 的异常变化分布。通过比较发现, 考虑地表得到的净辐射通量 R_{SRF} 的异常比只考虑地表净太阳短波辐射能更好地解释地表温度的异常, 这也表明在积雪影响地面热状况的过程中, 大气长波辐射 R_{DLW} 的作用是很重要的, 而 R_{DLW} 与大气温度 T_A 是密切相关的。通过图 7d 与 b 的对比可以看出, 尽管 Q_{LH} 、 Q_{SH} 相对于辐射通量较小, 在积雪影响地表热状况的过程也起到了一定的作用。

那么, 积雪异常引起了地表热状况 (表面气温) 的异常, 如何影响地表对大气的加热? 我们知道, 地表对大气输送的热通量可以表示为 $R_{UPSW} + R_{UPLW} + Q_{SH} + Q_{LH}$ 。由于大气对地表反射的短波辐射的吸收有限, 地表对大气输送的热通量可以近似表示为 $R_{UPLW} + Q_{SH} + Q_{LH}$ 。

图 7e 和 f 分别给出了地面对大气的长波加热 R_{UPLW} 及地表对大气输送的热通量 $R_{UPLW} + Q_{SH} + Q_{LH}$ 的变化情况。大气对积雪异常引起的地表对大气加热的异常, 可以由地面气温 T_A 及对流层低层的温度异常来反映。对比图 4c、图 7e、图 7f, 地面气温 T_A 的分布形势与地面对大气的长波加热 R_{UPLW} 是一致的, 与地表对大气输送的热通量也具有大体相同的形势, 但存在一些差别。但可以确定, 积雪的异常确实可以引起地表对大气加热的变化, 而且长波辐射加热的作用主要的。由于大气温度 T_A 的变化, 大气对地面异常加热的响应, 反过来通过 R_{DLW} 影响地面加热的变化, 这形成了一个正反馈过程。

总结前面的分析, 对于冬季积雪异常对同期大气影响过程中, 辐射通量的异常占

据了主要的地位，而其他通量的作用相对较小，这也进一步证实了早期研究提出的积雪的辐射冷却效应。冬季积雪影响同期大气的主要物理过程可简单描述如下：



正是基于这样的物理过程，对应欧洲西部、青藏高原积雪异常偏多，而西亚及欧亚中高纬地区积雪偏少的冬季积雪分布时，可以造成多雪区域表面温度降低及其上大气的冷却，少雪区域表面温度升高及其上大气的增暖，并引起 500 hPa 高度场的调整，出现大气正 EUP 遥相关型，引起强的东亚冬季风活动；积雪分布反位相时，大气出现负 EUP 遥相关型，有利于弱冬季风的发生。这对观测和数值模拟的结果给予了合理的物理解释。

4 结 论

通过以上的分析，得到以下结论：

(1) 冬季积雪异常可以对同期的大气环流产生显著的影响；积雪的异常，可以引起地表反照率、地面净太阳短波辐射、地表温度（或地面热状况）、大气加热以及大气对地面的加热等一系列的变化。积雪偏多，反照率增加，使得地面净太阳短波辐射减少，地面温度降低，引起地面对大气长波辐射的加热减小，导致其上大气的冷却；反过来，大气向下的长波辐射，加剧地面冷却，形成地面大气辐射冷却的正反馈机制。积雪偏少时，情形相反。

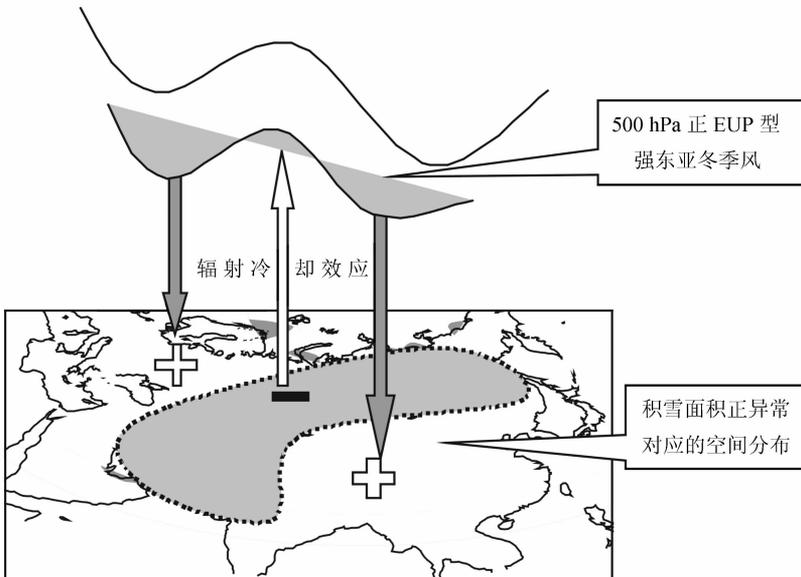


图 8 冬季积雪异常分布影响大气环流的示意图

(2) 冬季欧亚中高纬积雪面积偏大时, 欧洲西部经西伯利亚附近到东亚附近十一十的积雪深度的异常分布, 通过上述辐射冷却过程, 可以造成多雪区域表面温度降低及其上大气的冷却, 少雪区域表面温度升高及其上大气的增暖, 并引起 500 hPa 高度场的调整, 出现大气正 EUP 遥相关型, 引起强的东亚冬季风活动, 图 8 给出了简单描述积雪分布对大气环流的影响示意图; 积雪分布反位相时, 大气出现负 EUP 遥相关型, 有利于弱冬季风的发生。

本文重点研究了积雪异常分布对大气环流的影响、大气环流异常对积雪异常分布的影响以及二者的相互作用问题将是今后研究的重点。当然, 在有关积雪气候效应的研究中, 在模式在引进能够真实刻画积雪变化的陆面过程模式, 对积雪变化以及对雪—气界面的各种通量的准确描述是至关重要的。另外, 同时考虑诸如海温、极冰等影响 EUP 型的物理因子也是有必要的。

参 考 文 献

- 1 Blanford, H. F., On the connection of Himalayan snowfall with dry winds and seasons of drought in India, *Proc. Soc. Roy. London*, 1884, **37**, 3~22.
- 2 Hahn, D. G., and J. Shukla, An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall, *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**, 2461~2462.
- 3 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: 长江流域规划办公室编, 中长期水文气象预报文集 (1), 北京: 水利电力出版社, 1979, 185~194.
- 4 陈烈庭、阎志新, 青藏高原冬春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, 1981, 151~161.
- 5 Dey, B., and O. S. R. U. Bhanu Kumar, An apparent relationship between Eurasian spring snow cover and the advance period of the Indian summer monsoon, *J. Appl. Meteor.*, 1982, **21**, 1929~1932.
- 6 Walsh, J. E., D. R. Tucek, and M. R. Peterson, Seasonal snow cover and short-time climate fluctuation over the United States, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 1474~1485.
- 7 郭其蕴、王继琴, 青藏高原的积雪及其对东亚季风的影响, *高原气象*, 1986, **5** (1), 116~123.
- 8 Morinaga, Y., and T. Yasunari, Interactions between the snow cover and the atmospheric circulation in the northern hemisphere, *IAHS. Publications*, 1987, No. **166**, 73~78.
- 9 Kodera, K., et al., Western Siberian spring snow cover and east Asian June 500mb height, *Papers Meteor. Geophys.*, 1989, **40**, 51~54.
- 10 Williams, J., The influence of snow cover on the atmospheric circulation and its role in climatic change: A analysis based on results form the NCAR global circulation model, *J. Appl. Meteor.*, 1975, **14**, 137~152.
- 11 Yeh, T-C., R. T. Wetherald, and S. Manabe, Model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow cover removal, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111** (5), 1013~1024.
- 12 Barnett, T. P., L. Dumnill, U. Schlese et al., The effect of Eurasian snow cover on global climate, *Science*, 1988, **239**, 504~507.
- 13 Barnett, T. P., L. Dumnill, U. Schlese et al., The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variation, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 661~685.
- 14 Yamazaki, K., A study of the impact of soil moisture and surface albedo changes on global climate using the MRI GCM-I, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 1989, **67**, 123~146.
- 15 Cohen, J., and D. Rind, The effect of snow cover on the climate, *J. Climate*, 1991, **4**, 689~706.
- 16 Cess, R. D. et al., Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 general circulation models, *Science*, 1991, **253**, 888~892.
- 17 Yasunari, T., A. Kitoh, and T. Tokioka, Local and remote responses to excessive snow cover mass over Eura-

- sia appearing in the northern spring and summer climate—A study with the MRI GCM, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 1991, **69**, 473~487.
- 18 Zhang Zhengqiu, Li Weiliang, and Chen Longxun, Numerical experiments on the effect Qinghai-Xizang Plateau snow cover on the summer monsoon formation, *Acta Meteor. Sinica*, 1991, **15** (4), 442~455.
- 19 Zwier, F. W., Simulation of the Asian summer monsoon with CCC GCM-1, *J. Climate*, 1993, **6**, 470~483.
- 20 Meehl, G. A., Influence of land surface in the Asia summer monsoon; external conditions versus internal feedbacks, *J. Climate*, 1994, **7**, 1033~1049.
- 21 Colman, R. A., Snow and cloud feedbacks modelled by an atmospheric general Circulation model, *Climate Dyn.*, 1994, **9** (4), 253~265.
- 22 卢咸池、罗勇, 青藏高原冬春雪盖对东亚夏季大气环流影响的数值试验, *应用气象学报*, 1994, **5** (4), 385~393.
- 23 Vernekar, A. D., et al., The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon, *J. Climate.*, 1995, **8**, 248~266.
- 24 Douville, H. et al., Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Meteo-France GCM, *Climate Dyn.*, 1996, **12**, 449~466.
- 25 陈丽娟等, 青藏高原春季积雪对亚洲季风降水影响的数值试验, *高原气象*, 1996, **15** (1), 122~130.
- 26 吴国雄、薛纪善、王在志等, 青藏高原化雪迟早的辐射效应对季节变化的影响, 灾害性气候的模拟和预测, 黄荣辉主编, 北京: 气象出版社, 1996, 151~161.
- 27 董敏、余建锐, 青藏高原春季积雪对大气环流影响的模拟研究, *应用气象学报*, 1997, **8** (增刊), 100~109.
- 28 Walland, K. J., and I. Simmonds, Modelled atmospheric response to changes in northern hemisphere snow cover, *Climate Dyn.*, 1997, **13** (1), 25~34.
- 29 Dong, B., and P. J. Valdes, Modelling the Asian summer monsoon rainfall and Eurasian Winter/spring snow mass, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1998, **124** (552), 2 567~2 598.
- 30 李培基, 大陆积雪对亚洲季风影响研究综述, 灾害性气候的过程及诊断, 黄荣辉主编, 北京: 气象出版社, 1996, 120~124.
- 31 Iwasaki, T., Year-to-year variation of the snow cover area in the Northern Hemisphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1991, **69**, 209~217.
- 32 Gutzler, D.S., et al., Interannual variability of winter snow cover across the Northern Hemisphere, *J. Climate*, 1992, **5**, 1441~1447.
- 33 Groisman, P. Y., Recent variation of snow cover and snowfall in North America and their relation to precipitation and temperature variation, *J. Climate*, 1993, **6** (7), 1 327~1 344.
- 34 Robinson, D. A., K. F. Dewey et al., Global snow cover monitoring; An update, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1993, **74** (9), 1 689~1 696.
- 35 Groisman, P. Y., Changes of snow cover, temperature and radiative heat balance over the North Hemisphere, *J. Climate*, 1994, **7** (11), 1 633~1 656.
- 36 Lamb, H. H., Two-way relationship between the snow or ice limit and 1000—500mb thickness in the overlying atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1955, **81**, 172~189.
- 37 Wagner, A. J., The influence of average snow depth on monthly mean temperature anomaly, *Mon. Wea. Rev.*, 1973, **101**, 624~626.
- 38 Deway, K. F., Daily maximum and minimum temperature forecasts and the influence of snow cover, *Mon. Wea. Rev.*, 1977, **105**, 1594~1597.
- 39 Foster, J. et al., Snow cover and temperature relationship in America and Eurasia, *J. Climate. Appl. Meteor.*, 1983, **22** (3), 460~469.
- 40 Walsh, J. E. et al., Influences of snow cover and soil moisture on monthly air temperature, *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**, 756~768.
- 41 Namias, J., Some empirical evidence for the influence of snow cover on temperature and precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**, 1542~1553.
- 42 Bourke, W., B. McAvaney, K. Puri et al., Global modeling of atmospheric flow by spectral methods, *Methods in Computational Physics*, 1977, **17**, 267~324.

- 43 James, J. H., B. A. Bouville et al., Description of NCAR Community Climate Model (CCM2) NCAR Technical Note NCAR/TN-382+STR June 1993 Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- 44 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, NCAR Techn. Note-275+STR, 1986.
- 45 Dickinson, R. E. and A. Henderson-Sellers, Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1988, **114** (B), 439~462.
- 46 Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Techn. Note-378+STR, 1993.
- 47 Yang, Z.-L., R. E. Dickinson, A. Robock et al., Validation of the snow submodel of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme with Russian snow cover and meteorological observational data, *J. Climate*, 1997, **10** (2), 353~373.
- 48 Yang, Z. L., R. E. Dickinson, A. N. Hahmann, et al., Simulation of snow mass and extent in general circulation models, *Hydrol. Process*, 1999, **13**, 2097~2113.
- 49 Male, D. H., Snow surface energy balance, *Water Resour. Res.*, 1981, **17**, 609~627.
- 50 Berry, M. O., Snow and Climate. In: *Handbook of Snow—Principles, Processes, Management & Use*, Gray, D. M. and D. H. Male, (Eds), Pergamon Press Canada Ltd., Canada, 1981, 32~59.
- 51 Gray, D. M., and D. H. Male. Snowcover ablation and runoff, In: *Handbook of Snow—Principles, Processes, Management & Use*, Gray, D. M. and D. H. Male, (Eds), Pergamon Press Canada Ltd., Canada, 1981, 360~436.
- 52 Kondo, J., and T. Yamazaki, A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method, *J. Appl. Meteor.*, 1990, **29** (5), 375~384.
- 53 Tarboton, D. G., and C. H. Luce, Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB), Computer model technical description and users guide, Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station, 1996.

The Effects of Eurasian Snow Cover Anomaly on Winter Atmospheric General Circulation Part II. Model Simulation

Chen Haishan, Sun Zhaobo, and Zhu Weijun

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract Based on the observational studies, three numerical experiments are designed to study the impacts of anomalous snow pattern on winter atmospheric general circulation and the relevant physics by using NCAR CCM2 coupled with BATS land surface scheme. Both the simulation and the observation show: due to its radiative cooling effect, the anomalous pattern of snow cover can change the surface thermal condition and the surface heating, which can modify the atmospheric temperature and the atmospheric general circulation in such a way to trigger the atmospheric Eurasia-Pacific teleconnection pattern and result in the abnormal circulation of East Asian winter monsoon

Key words: winter atmospheric general circulation; snow cover anomaly pattern; numerical simulation