

春季亚洲地面湿度异常对月、季 气候影响的模拟研究

游性恬

熊廷南

T. Yasunari

H. L. Tanaka

(北京气象学院, 北京 100081)

(筑波大学地球科学系, 筑波, 305, 日本)

摘 要 通过大气环流模式试验, 研究了春季亚洲中纬带地面湿度异常对其后4个月月平均气候参数的影响。结果发现: 正的地面湿度异常对其后气候参数的影响在第1个月最弱, 第3个月最强; 它导致欧亚中高纬带在第2~4个月对流层内的高度和温度都降低, 低值系统发展, 副热带高压亦发展, 中纬度西风急流相应增强; 同时北美东岸有明显的遥相关响应。

关键词: 地面湿度; 模拟研究; 气候参数

1 引言

冬、春季欧亚雪盖及地面湿度与其后的春季气候和夏季季风的关系, 受到人们广泛的关注。早在1976年, Hahn和Shukla^[1]就指出: 根据欧亚卫星雪盖资料, 冬季欧亚雪盖与随后夏季印度季风降雨之间存在明显的反相关。基于现代观测分析, Yasunari^[2,3]提出, 欧亚雪盖通过亚洲季风对赤道太平洋海气耦合系统的异常状态(如El Niño)有重要影响, 特别是在中纬度, 积雪的影响显著; 地面湿度增加引起近地面降温 and 气压升高, 同时出现亚洲季风减弱的适当信号; 当然, 与蒸发增加相联系的潜热释放可以部分地补偿由于地面冷却而导致的大气加热的减少。借助于大气环流模式(GCM), Barnett等^[4]指出: 雪不仅在融化时消耗太阳能, 而且在融化以后, 通过增湿土壤而减少了地面对大气的加热作用。Yamazaki^[5]归纳得到: 除了地面反照率以外, 控制气候的另一个重要因子就是地面湿度。

以上工作主要分析欧亚雪盖与气候的关系, 本文则通过GCM数值试验进而讨论春季(4月初)亚洲中纬带地面湿度异常对随后4个月的某些月平均气候参数的影响。

2 数值试验

本文采用中国科学院大气物理研究所研制的二层全球大气环流模式^[6]。模式被积分24年以后, 从4月1日起作控制运行。图1显示由控制运行得到的北半球4~7月500 hPa月平均位势高度 Z_{500} 的分布。它与观测的月平均环流形势比较, 就西风带和副热带的主要系统以及西风急流的分布和月际变化趋势而言, 总的看来二者是相当一致的, 说

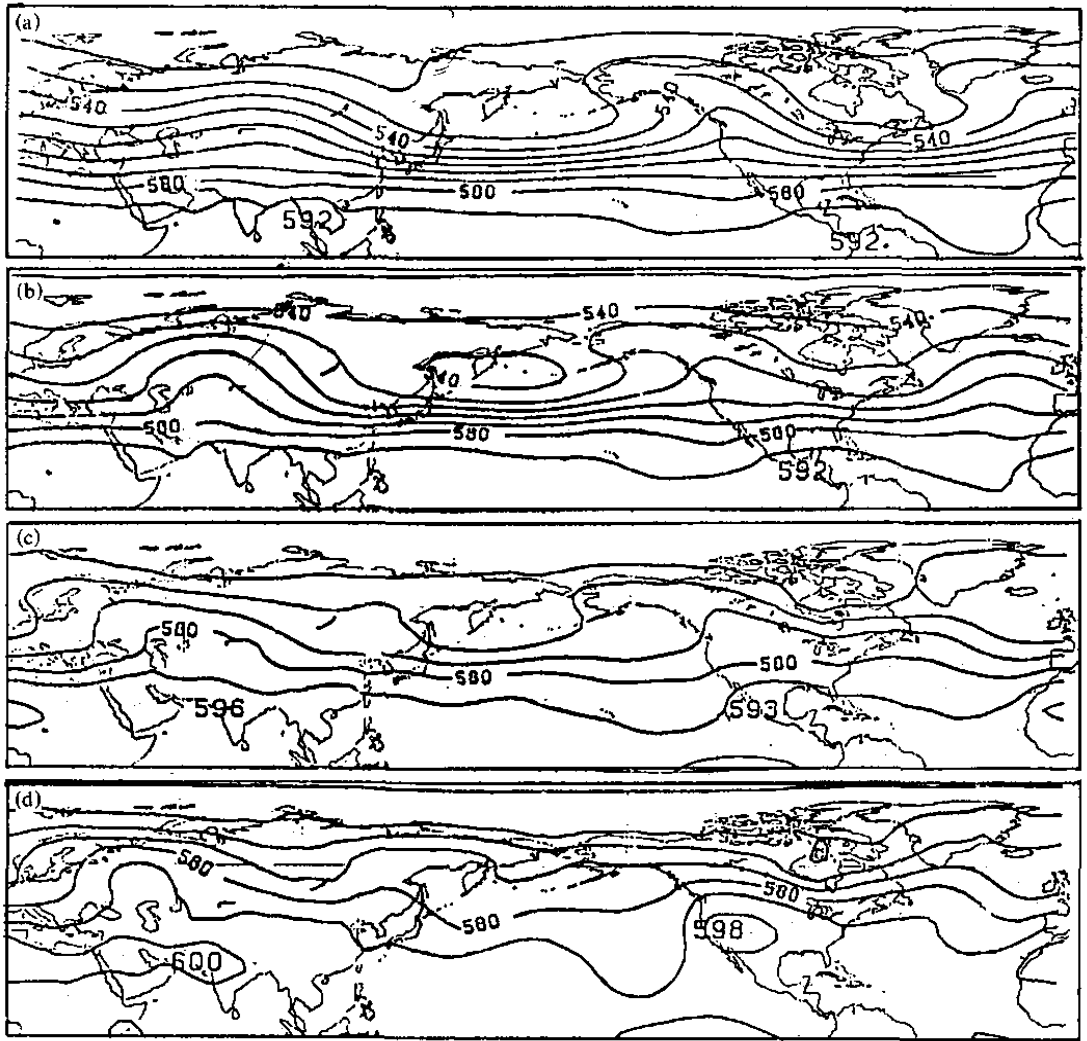


图 1 由控制运行得到的北半球 4~7 月 Z_{500} 的分布 (单位: 10 m; 等值线间隔: 80 m)
(a) 4 月; (b) 5 月; (c) 6 月; (d) 7 月

明该模式能够模拟出大气环流及其演变的主要特征。相对于下面要进行的“试验运行”，即加入异常地面湿度 (ground wetness, 简称 GW) 后进行数值试验的运行而言，控制运行的结果被看作是基本的气候背景。

由于欧亚雪盖和地面湿度与未来气候变化之间有密切联系^[1~4]，加之我们主要关心东亚地区的变化，故试验设计为：在模式日期 4 月 1 日对亚洲中纬带 ($30\sim 60^{\circ}\text{N}$, $60\sim 150^{\circ}\text{E}$) 的 GW 值加一个 20% 的初始正扰动，且最大不超过 100%。将该扰动值加到控制运行中，作为数值试验的初始条件并积分，称为试验运行。对这两种运行分别积分 122



图 2 GW 初始扰动的分布 [单位为完全储水量 (15 cm 水当量) 的百分数; 等值线间隔: 0.05%]

天, 即 4 月 1 日~7 月 31 日。GW 初始扰动的分布见图 2。它包含 3 个正中心, 分别位于西西伯利亚、中亚和远东。

3 结果分析

以下讨论由于 GW 初始扰动场而引起的北半球 4~7 月气象要素月平均距平 (试验运行减控制运行) 的分布。

3.1 对近地面气象要素的影响

图 3 和图 4 分别为地面气压距平场(ΔP_s)和地面湿度距平场(ΔH_g)。

3.1.1 4 月

在 42°N 以北欧亚中纬度带的大部分区域, ΔH_g 的分布 (图 4a) 与初始场 (图 2) 非常类似, 表明在试验运行的第 1 个月 ΔH_g 仍保留初始强迫的影响。 ΔP_s (图

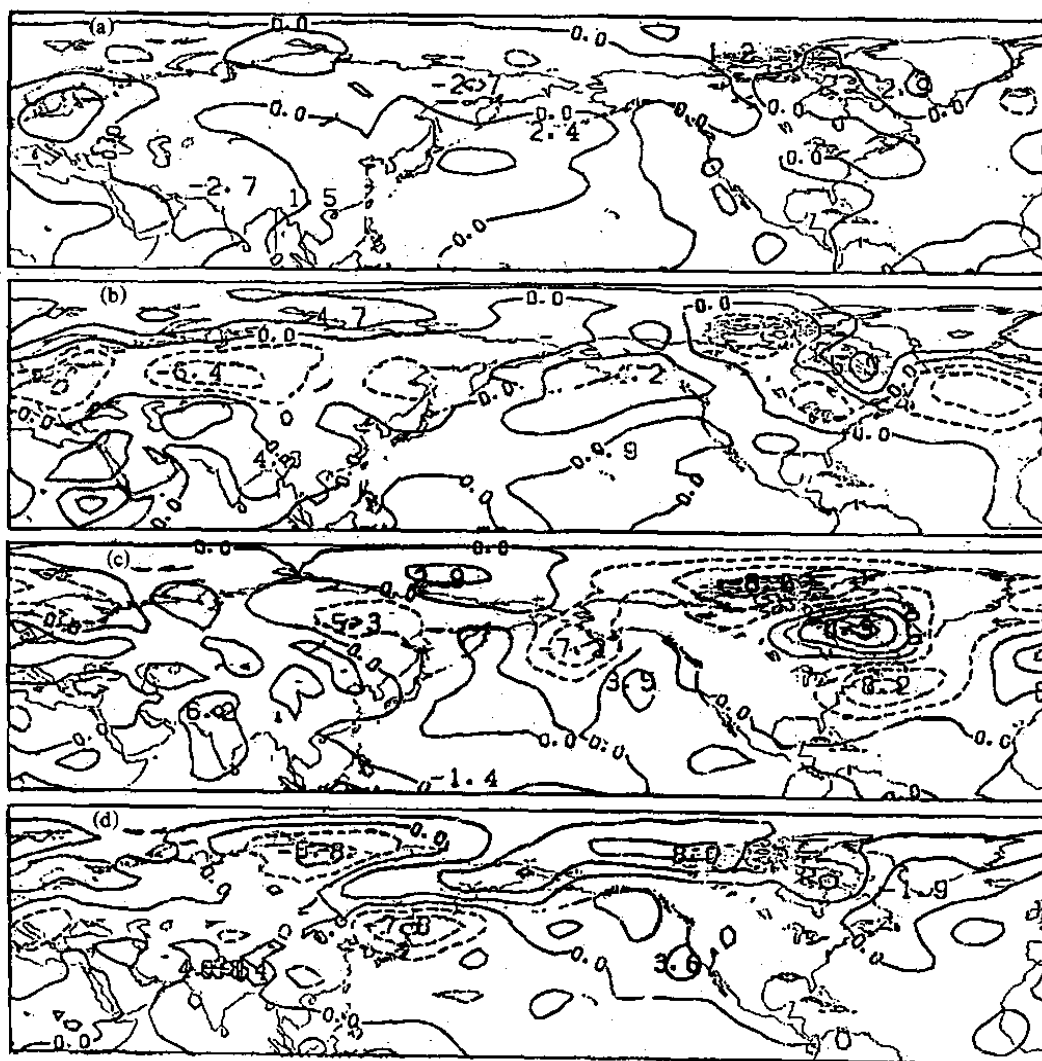


图 3 北半球 4~7 月 ΔP_s 的分布 (虚线表示负值; 单位: hPa; 等值线间隔: 2.5 hPa)

(a) 4 月; (b) 5 月; (c) 6 月; (d) 7 月

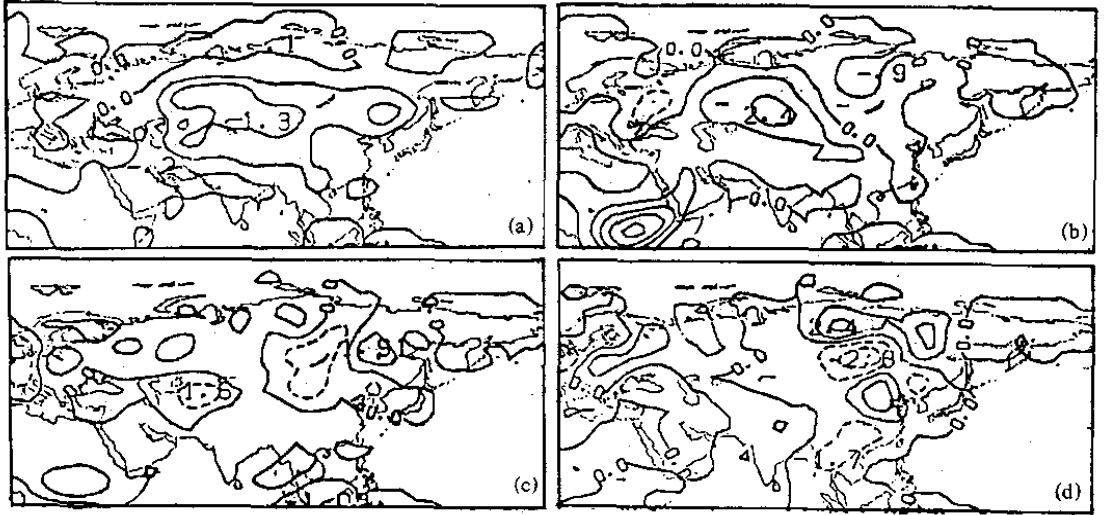


图 4 东半球 ΔH_g 的分布 (单位: %; 等值线间隔: 4 月 0.5%, 5~7 月 1.0%), 其他同图 3

3a) 和地面温度距平 ΔT_g (图略) 值均很小, 表明它们对 GW 初始异常的响应很缓慢。但是在中亚巴尔喀什湖南面 GW 初始场的正中心在原地已接近消失 (部分东移合并); ΔP_g 不仅为大片负区, 而且还有一个 -2.79 的中心值。在中亚地区表现出上述差异的原因可能是: 该地区主要为沙漠或干旱原野, 空气异常干燥, 蒸发过程十分强烈, 故 GW 的初始扰动在第 1 个月内很快减弱, 对其他要素的影响也就迅速而短暂。Yamazaki^[5]曾指出: 土壤湿度的影响依赖于地理位置及地面类型, 即地表湿度。Yeh 等^[7]通过数值试验发现, 由于灌溉而导致的异常土壤湿度区域如果处于雨带中, 则该雨带的降水增加; 反之, 如果不位于雨带中, 则增加的湿度被输送到该区域以外的雨带去。他们的结论支持了上述设想。

3.1.2 5 月

图 4b 上欧亚中部有一个 2.41 的正 ΔH_g 中心与初始场 (图 2) 基本一致。同时, 对流性降水距平 Δr_a 相应为 3.94 的正中心 (图略) 以及地面温度距平 ΔT_g 有 -12.6 的负中心 (图略) 与之对应。这些表明, 在初始外强迫 GW 的作用下, 蒸发增强, 降水增加, 地面温度降低。而在中亚一带, GW 的初始正中心完全消失, Δr_a 变为负号。这个结果再次表明, 在沙漠和干旱地区, 蒸发过程进行很快, 在这里 GW 异常对大气的直接影响仅限于一个短时间内, 最多 1 个月。

3.1.3 6 月和 7 月

在 6 月和 7 月, 欧亚范围 GW 与初始扰动场完全不同, 大多已转变成负号 (图 4c, d), 且空间分布与 Δr_a 类似, 同时地面温度距平 ΔT_g 和地面水汽通量 (图略) 的绝对值均增大, 且分布形势总的说来与 ΔH_g 和 Δr_a 及 ΔT_g 一致, 只是 ΔT_g 的符号相反。这些事实说明, 在后两个月欧亚中纬带 GW 的变化不是直接由初始强迫决定, 而是由初始扰动激发的其他气象要素 (例如降水) 通过水文 (例如地面水汽通量等) 和气象过程来实现。

3.2 对对流层中层环流的影响

图 5 和图 6 的意义与图 3 类同, 只是其中要素分别为 500 hPa 的高度距平(ΔZ_{500})和温度距平(ΔT_{500})。

3.2.1 4 月

ΔZ_{500} 和 ΔT_{500} 在中亚均有一个不强的正中心 (图 5a 和图 6a), 中心值分别为 2.2 和 1.7, 它们与初始 GW (图 2) 在该地区的正中心相对应。由此可见, 初始正的 GW 扰动在中亚地区通过地面蒸发和潜热释放过程导致当月该地区 500 hPa 的温度和高度上升。

3.2.2 5 月

从图 5b 上看到, 原图 5a 上中亚 ΔZ_{500} 正中心已东移并增强, 位于我国华北上空, 并一直维持到 6 月。同时两个大的负距平中心分别出现在欧亚中高纬带 (中心在 60°N , 60°E 附近) 和格陵兰南面。同时, 在北半球中低纬带 ($25^\circ\sim 40^\circ\text{N}$) 有 5 个 ΔZ_{500} 的正中心, 有利于副热带高压向北增强。由于上述中高纬带低值系统和在中低纬带高值系统同时发展, 导致西风急流加强 (图略)。反过来, 较强的急流将有利于强迫扰动的发

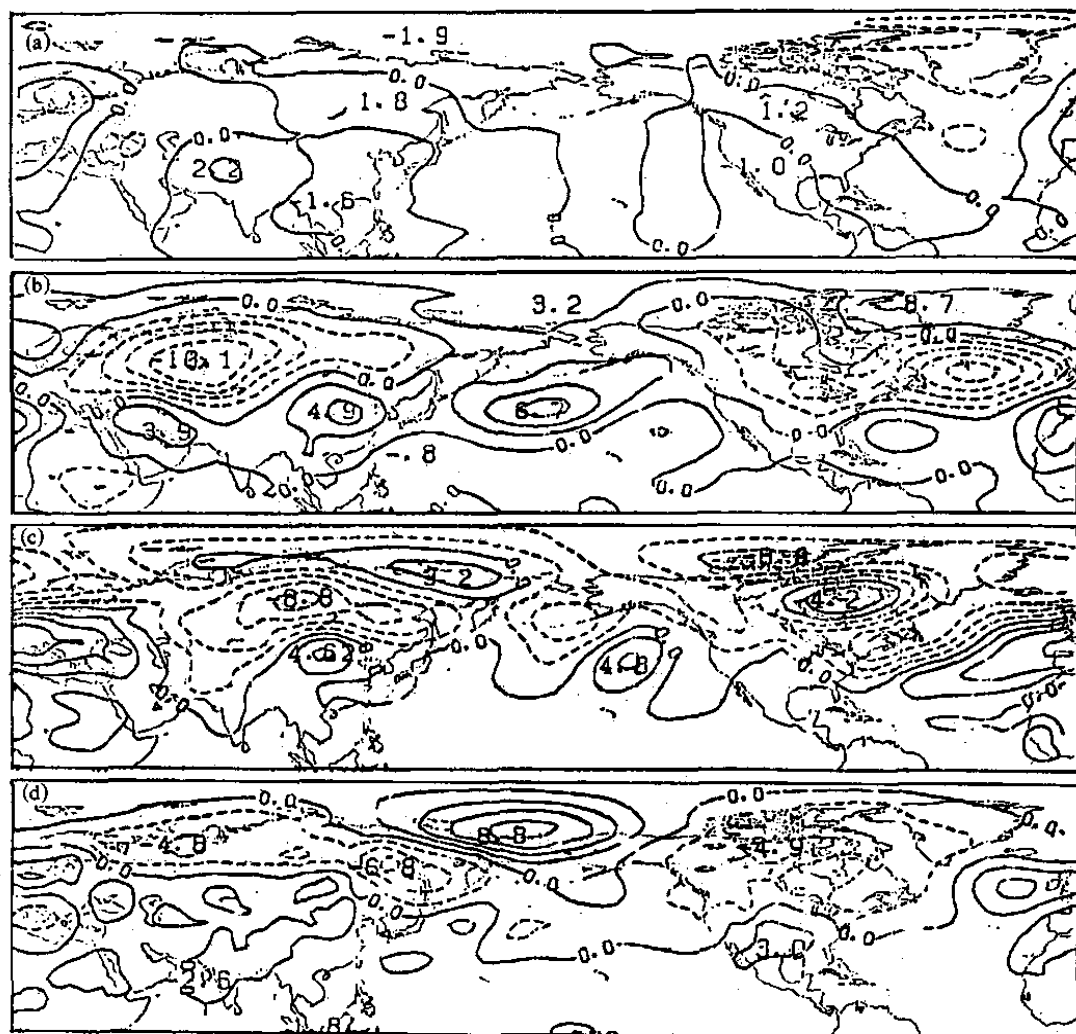


图 5 北半球 ΔZ_{500} (单位: 10 m; 等值线间隔: 20 m), 其他同图 3

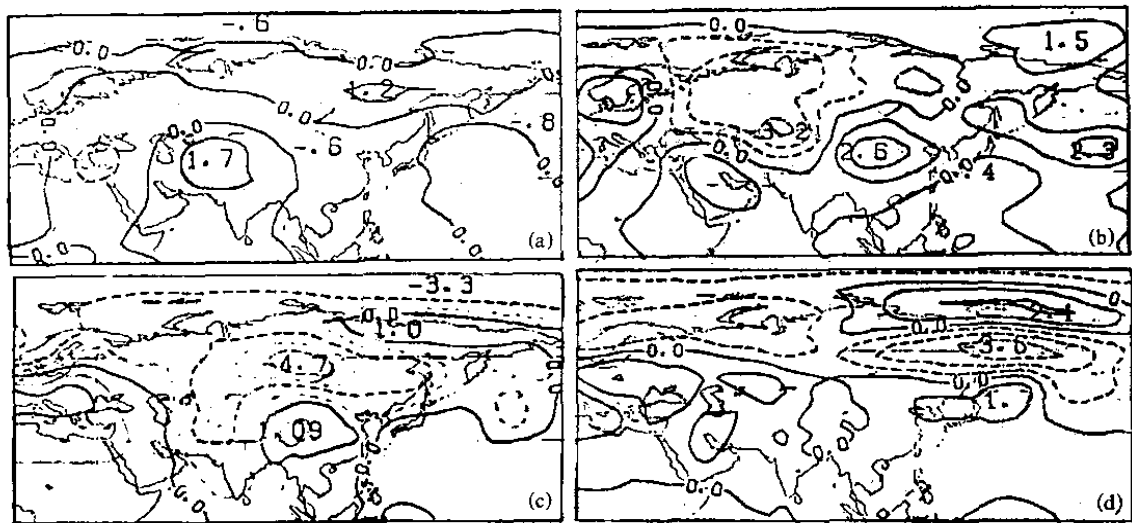


图 6 东半球 ΔT_{500} (单位: $^{\circ}\text{C}$; 等值线间隔: 1°C), 其他同图 3

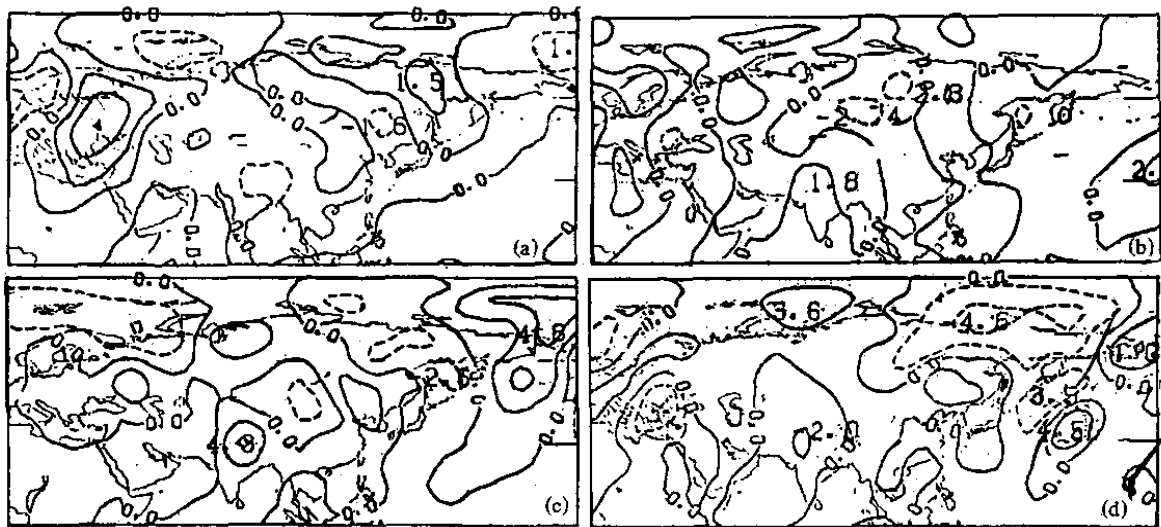
展^[8].

3.2.3 6 月和 7 月

6 月图 5c 上欧亚 ΔZ_{500} 负中心已经沿 60°N 东移, 副热带的正中心由 5 个减少到 3 个, 强度也明显减弱. 图 6c 上 ΔT_{500} 也有相应的变化. 7 月在图 5d 上中高纬带 ΔZ_{500} 的两个负中心继续东移, 分别移到日本北面和加拿大东面. 中低纬带高压继续减弱. 在白令海附近极地高压开始出现.

3.3 对亚洲季风的影响

图 7 为 850 hPa 异常经向风分量 ΔV_{850} . 由图 7a、b 看到: 4 月和 5 月在我国西南、华南等地, 东南亚和日本附近南风有所加强 (ΔV_{850} 为负), 同时降水略有增加



(图略)。6 月和 7 月则相反, 上述大部分地区南风(图 7c、d)和降水均略有减弱。这一结论与 Yasunari 等^[4]的研究部分吻合: 3 月初的异常雪盖是夏季风将逐渐减弱的信号。而雪盖和地面湿度之间是有密切相关的。

3.4 中高纬带的遥相关

在试验运行中, 随着欧亚异常环流的发展, 在其下游, 主要是北美东岸到大西洋地区异常环流也明显地增长(见图 3、图 5), 特别是这一区域高空冷槽发展。这些扰动在 6 月最强, 4 月最弱。这表明欧亚 GW 异常与北美-大西洋的大气环流之间也存在密切的联系。

上述遥相关形势也被观测事实所证明。Kodera 等^[9]根据 1968~1986 年资料得到了 4 月中亚(50~60°N, 50~80°E)异常雪盖与 6 月 500 hPa 异常高度之间的实测滞后相关图(图略)。将它与图 5c 比较可以看到, 在两张图上东亚至阿留申群岛和北美到格陵兰一带均为两大低槽区, 可见模拟的主要结果与观测事实基本一致。当然, 由于两张图所对应的初始扰动的要素(分别为地面湿度和雪盖)、作用范围和时间均不相同, 二者的具体分布是有所不同的。

Hoskins 等^[10]根据球面 Rossby 波理论, 导出了“大圆路径”, 并由此成功地解释了北美“PNA”型。类似地, 运用准静止 Rossby 波理论, 可以定性解释亚洲中纬带 GW 异常与北美环流异常之间的遥相关。在相当正压状态的假定下, 设

$$\bar{V}(x, y, p) = A(p)\bar{V}(x, y),$$

其中, $\bar{V}(x, y)$ 为垂直平均风速, 在 500 hPa 上 $A(p) \approx 1$ 。据此可导出 Rossby 波相速度公式^[11]为

$$C = [U - \beta L^2 / (4\pi^2)] / [1 + ML^2 / (4\pi^2)],$$

这里

$$M = \bar{f}^2 A / RT_g,$$

式中 L 为波长, T_g 为地面温度, 其他符号为气象常用。利用这个公式, 当平均西风 $U \approx 17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 在 65°N 附近, 准静止 ($C \approx 0$) 波长 L 约为 8 330 km。这大约是 65°N 纬圈长度 ($\approx 16 900 \text{ km}$) 的一半。由此可以合理地分析得出: 亚洲中纬带的 GW 异常通过局地强迫作用在 500 hPa 上形成欧亚负的高度和温度距平; 然后强迫扰动沿西风急流和 Rossby 波传播; 当波长达到 8 000 多公里时转入准静止状态。这时在中、高纬带形成两个波, 呈偶极型。

4 其他试验

除上述数值试验(简称试验 1)外, 我们还进行了一些其他试验。其中之一是初始 GW 异常的强度由 20% 提高到 50%, 且最大值不超过 100%, 其他不变, 称为试验 2。图 8 是由试验 2 得到的 6 月 500 hPa 高度距平。比较图 8 和图 5c 看出, 二者大形势类似, 但强度不同。图 8 上位于欧亚和格陵兰的两个低中心比图 5c 上的相应中心要强, 它们也比同一图上高值系统的距平值要强得多。由此看出, 正的 GW 异常主要

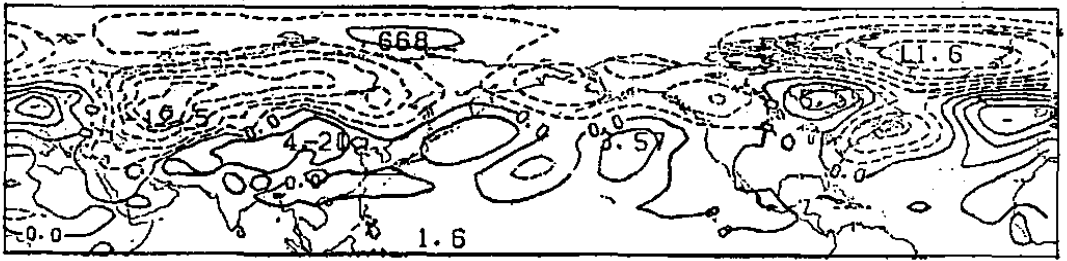


图8 由试验2得到的北半球6月 ΔZ_{500} 的分布
单位: 10 m; 等值线间隔: 20 m

导致对流层中层中高纬低槽发展。

5 讨论和结论

上面通过数值试验讨论了亚洲中纬带春季异常地面湿度 GW 对其后 4 个月月平均气候参数的影响。分析试验结果给出了这样一个图像: 额外的 GW 增加了地面蒸发, 较强的蒸发在局地从第 2 个月起导致 T_g 和 T_{500} 下降, 气压上升和降水增加。然后由于大气热力、动力过程及遥相关等相互作用, 在北半球中、高纬带发展出巨大的 ΔZ_{500} 负中心, 副热带则有 ΔZ_{500} 正中心, 并使西风急流加强。主要结果可归结为以下几点:

- (1) 4 月初 GW 异常对月气候要素的强迫影响在第 1 个月最弱, 第 3 个月最强。
- (2) GW 异常的影响不仅依赖于其初始强度, 而且与地面状况有关。在沙漠和干旱高原上 GW 初始扰动迅速衰减。
- (3) GW 的初始正距平导致从第 2 个月起至其后数月内欧亚中高纬的大多数地区整个对流层内的位势高度和温度都下降。
- (4) GW 的强迫影响还导致副热带高压发展。同时中纬带西风急流有所加强。
- (5) GW 异常在前两个月内使我国南方及东南亚至日本一带季风有所加强; 而后两个月使季风又有所减弱, 但影响都不很明显。
- (6) 亚洲 GW 异常和北美-大西洋的环流之间存在明显的遥相关。正的 GW 异常导致北美-北大西洋的 ΔZ_{500} 下降。这一现象部分地可用中高纬准静止 Rossby 波的传播来解释。

参 考 文 献

- 1 Hahn, D. J. and J. Shukla, An apparent relationship between Eurasia snow cover and Indian monsoon rainfall, *J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, 2461~2462.
- 2 Yasunari, T., Global structure of the El Niño / Southern Oscillation, Part II: Time evolution, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, 65, 81~102.
- 3 Yasunari, T., A. Kitoh and T. Tokioia, Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate — A study with the MRI GCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1991, 69, 473~487.

- 4 Barnett, T. P., L. Dumenil, U. Schlese, E. Roeckner and M. Latif, The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 661~685.
- 5 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**, 123~145.
- 6 Zeng Qingcun, Zhang Xuehong, Liang Xinzhong, Yuan Chongguan and Chen Shengfang, Documentation of IAP Two-Level AGCM., TRO44, DOE/ER/60314-HI, 1989.
- 7 Yeh, T. C., R. T. Wetherald and S. Manabe, The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—A numerical experiment, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**, 474~490.
- 8 游性恬、熊廷南等, 关于西风急流在强迫扰动中作用的数值试验, *高原气象*, 1992, **11**(1), 23~30.
- 9 Kodera, K. and M. Chiba, Western Siberian spring snow cover and east Asian June 500 mb height, *Pap. Meteor. Geophys.*, 1989, **40**, 51~54.
- 10 Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**, 1179~1196.
- 11 张玉玲、吴辉庭、王晓林, 数值天气预报, 第六章 §3, 北京: 科学出版社, 1986.

The Impact of the Ground Wetness Anomalies in Spring on the Climate of Following Months

You Xingtian and Xiong Tingnan

(Beijing Meteorological College, Beijing 100081)

T. Yasunari and H. L. Tanaka

(Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki, 305, Japan)

Abstract The impact of anomalous ground wetness (GW) in spring over Asian mid-latitudes on the monthly climatic parameters in the following four months is investigated with a GCM experiment. The main results are summarized as follows: the effect of positive GW anomalies on the monthly climatic parameters is the weakest for the first following month and the strongest for the third following months; the positive anomalous GW leads to decreases of both height and temperature in the whole troposphere over most mid-high latitudes of Asia for all following four months, to developments of both the depressions in mid-high latitudes and the subtropical high, and thus to intensification of the westerly jet; and some evidences of teleconnection remarkably appear in the atmospheric circulation over the east coast of North America.

Key words: ground wetness; simulation study; climatic parameter