

史小康, 文军, 田辉, 等. 2009. MODIS 反照率产品在模拟黄河源区陆面过程和降水中的应用 [J]. 大气科学, 33 (6): 1187-1200. Shi Xiaokang, Wen Jun, Tian Hui, et al. 2009. Application of MODIS albedo data in the simulation of land surface and rainfall processes over the Yellow River water source region [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1187-1200.

MODIS 反照率产品在模拟黄河源区陆面过程和降水中的应用

史小康 文军* 田辉 王磊 张堂堂 刘蓉 王欣 张静辉

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所西部气候与环境灾害实验室, 兰州 730000

摘 要 地表反照率是陆面过程中一个重要的物理量, 其变化直接影响地表能量的收支状况, 进而可以影响气温和降水等其它气象要素。本文利用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式, 通过两组数值模拟试验分别探讨了地表反照率改变在黄河源区不同下垫面情况下潜热、感热的分配关系, 详细分析了地表反照率改变对降水变化的影响机制, 最后应用 EOS/MODIS 地表反照率产品替代原模式低时空分辨率的地表反照率。研究结果表明: (1) 当地表反照率减少 (增加) 时, 模拟的区域平均地表温度、感热、潜热数值相应增大 (减少)。当地表反照率减少 0.1 时, 地表温度上升约 1.0 K, 感热和潜热量增量比约为 3:1。(2) 地表反照率改变对降水量变化影响最大的区域是黄河源区下游的草场区域, 其次是黄河源头区域, 最小的是黄河源区北部的稀疏植被区域。地表反照率通过对大气动力、热力以及水汽条件的影响, 使得降水发生的环境改变, 主要体现在: 当地表反照率减少时, 地表气压的减少使得大气低层的辐合气流增强, 有利于上升运动的发生; 2.0 m 气温的升高增强了大气近地层的热力不稳定性; 2.0 m 比湿的增加表明近地层空气水汽含量增加。(3) 与实况对比分析发现, 使用卫星遥感产品在月尺度上能够更准确地模拟降水量的变化过程。

关键词 地表反照率 黄河源区 WRF 模式 卫星遥感资料同化 降水

文章编号 1006-9895 (2009) 06-1187-14

中图分类号 P405

文献标识码 A

Application of MODIS Albedo Data in the Simulation of Land Surface and Rainfall Processes over the Yellow River Water Source Region

SHI Xiaokang, WEN Jun, TIAN Hui, WANG Lei, ZHANG Tangtang, LIU Rong,
WANG Xin, and ZHANG Jinghui

Laboratory for Climate Environment and Disasters of Western China, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

Abstract Land surface albedo (LSA) is a very important geophysical variable in the land surface process. The change of LSA has a direct impact on the surface energy balance, and then can make air temperature and precipitation change by land-atmosphere interaction. To investigate the influence of LSA changes under different surface conditions over the Yellow River water source region, two sets of numerical simulation experiments are conducted by using the WRF (Weather Research and Forecasting) model. Firstly, the impact of LSA changes on the distribution

收稿日期 2008-07-25, 2009-02-17 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40775022, 财政部/科技部公益类行业专项 GYHY200706005

作者简介 史小康, 男, 1980 年出生, 博士研究生, 主要从事卫星资料应用与数值模拟研究。E-mail: xkshi@lzb.ac.cn

* 通讯作者 E-mail: jwen@lzb.ac.cn

of latent heat and sensible heat is discussed, and then the mechanism of precipitation changes is also explored in detail. At last, the original LSA with low spatial and temporal resolution in this model is substituted by the EOS/MODIS LSA product for improving the simulation ability of the model. The results indicate that: (1) When LSA decreases (or increases), the simulated sensible heat and latent heat increase (or decrease). When LSA decreases 0.1, the ratio of sensible to latent heat increments is approximate to 3 : 1. (2) It has the biggest impact on the amount of precipitation in the downriver grassland of the Yellow River water source region and has the smallest impact in the region north of the Yellow River water source region where the land cover is mainly sparse vegetation. The mechanism that the change of LSA leads to the change of precipitation, taking the decrease of LSA as an example, is embodied in three aspects. First, the decrease of surface air pressure induced by the decrease of LSA increases the low-level atmospheric convergent flow, and then enhances the upward movement of air. Second, the increase of 2.0-m temperature accelerates the thermal instability in the low-level atmosphere. Third, the increase in 2.0-m specific humidity indicates more water vapor content in the near-surface layer. (3) Compared with observed monthly rainfall, the assimilation experiment which uses the EOS/MODIS LSA product could improve the accuracy of precipitation simulation.

Key words land surface albedo, the Yellow River water source region, WRF model, satellite remote sensing data assimilation, precipitation

1 引言

地表状况的改变使得地面对太阳辐射的反射能力发生改变,进而改变地表反射辐射通量与入射辐射通量之比,即地表反照率发生变化。引起地表反照率变化的主要因子有土壤水分、土壤颜色、植被覆盖、积雪覆盖等陆面状况的变化。由于大气对太阳辐射的直接吸收较弱,其能量收入大部分来自下垫面,故如果地表反照率发生改变,必然影响地表面的辐射收支,进而通过改变地表向大气的能量输送来影响局地乃至大尺度的大气环流。

Charney (1975) 和 Charney et al. (1977) 在 20 世纪 70 年代提出的生物-地球物理反馈机制至今依然受到许多科学家的重视,他认为撒哈拉地区由于过度放牧而破坏了地表植被,使得地表反照率变大,从而改变了地表能量平衡状况,使之成为一个辐射热汇,即净辐射收支为负值。在弱平流的情况下,只有靠绝热下沉增温来平衡非绝热冷却,导致异常的下沉运动,抑制局地的对流和降水的发生,降水的减少又使得地表植被进一步退化。Chervin (1979)、Sud et al. (1982) 和 Laval et al. (1986) 通过数值模拟也发现当地表反照率增加时,降水率和蒸发率都会减小的事实。Lin et al. (1996) 发现模拟的降水量对地表反照率的变化在东亚和撒哈拉地区更为敏感,月平均海平面气压以及地表空气温度同时也有改变。李伟平等 (2000) 利用中国科学院

大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 L9R15 AGCM (Atmospheric General Circulation Model) 模式进一步研究,认为这种对流层中下层的异常冷却可导致北非地区高空的异常辐合与低空的异常辐散,增强这里的下沉运动,从而增强夏季的北非副高。相应地,北非地区的环流异常通过辐散风环流与南亚和西太平洋地区高空的异常辐散和低空的异常辐合相联系,这在一定程度上增强了南亚高压和高层的西太平洋副高。以上这些物理过程在大尺度上是可以发生的, Otterman (1974) 提出了适应于小区域的物理过程,认为半干旱区地表反照率的增加将引起地表温度发生改变,进而导致降水减少。所有这些研究大大加深了人们对地表反照率的气候反馈及其物理机制的理解和认识,推动了地表反照率-气候相互作用的研究,但从目前的研究进展来看,研究区域多局限于非洲撒哈拉地区。相关研究 (Anthes, 1984; Mahfouf et al., 1987; 吕世华等, 1999; 李锁锁等, 2007) 多通过对陆表状况的改变,使得地表反照率发生变化,进而讨论其对气候变化的影响,虽然与实际更加符合,但这样的讨论除了包含地表反照率的作用,往往同时还引入多种影响因子的作用。

进入 21 世纪,迅速发展的遥感技术和日益丰富的卫星观测资料为遥感反演地表参数,如地表反照率等,在陆面或气候数值模式中的应用提供了基础。遥感反演的地表反照率观测面积广、周期短、

空间变化也能得到充分的反映, 并可以很方便地对大范围地表反照率的动态变化进行监测, 获得地表反照率时间序列的变化结果(邓孺孺, 2002; 徐兴奎, 2002; 张杰等, 2005)。徐兴奎等(2002)采用卫星遥感和地理信息系统技术, 应用国际上先进的双向反射模型, 建立了动态的复杂地形条件下的青藏高原地表反照率反演模型。对 NOAA14 气象卫星 AVHRR 资料反演表明, 青藏高原月平均地表反照率基本上是西北高、东南低的分布特征, 且数值在 2 月份最大, 8 月份最小。另外, 季节变化以高原西部的干旱区的幅度为最大, 而南部的湿润区其季节变化幅度相对较小。尽管现在已经有了较成熟的利用卫星资料遥感反演地表反照率的方法, 但目前大多数数值模式中地表反照率的获得还是基于土壤和地面覆盖分类, 包括对植被、土壤和积雪等过程的不同处理来获得。限制遥感反演的地表反照率应用的原因有, 一方面现有陆面模式的复杂性, 直接引入遥感地表反照率产品涉及模式中物理过程的重新构造; 另一方面, 遥感反照率产品的生成、分发和应用, 还没有像 AVHRR NDVI 那样达到业务化的水平(王介民等, 2004)。近年来, 随着 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 地表反照率产品的业务化发展, 利用该产品对模式模拟结果进行检验以及如何利用该产品提高模式模拟效果得到一定的重视。Wang et al. (2004) 使用全球 1.0 km MODIS BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) 反照率数据对模式 CCSM2 (NCAR Community Climate System Model) 计算的地表反照率进行对比分析, 发现从 60°S~70°N 全球陆表月平均 MODIS 晴空地表反照率与月平均模式地表反照率在 2 月和 7 月差值控制在 0.02 的格点数超过 40%, 但模式 CCSM2 明显地低估了约 0.05 的地表反照率, 这在沙漠(如撒哈拉)或一些半干旱地区(如澳大利亚的部分地区)更明显。Liang et al. (2005) 根据 MODIS 数据建立了一个动力-统计的不考虑雪影响的地表反照率参数化方案, 该新方案计算的结果能够真实地体现地表反照率的变化, 与 CLM (Common Land Model) 地表反照率参数化方案相比, 它与 MODIS 数据的相关系数以及相对误差都有了很大的改善。

基于此, 本研究的目的之一是通过设计地表反

照率的正负异常试验来讨论在只改变地表反照率且改变量数值相同条件下, 黄河源区不同下垫面区域能量分配及降水变化的特征。另外, 本文拟采用直接替代的同化方法, 用 MODIS 地表反照率产品替代中尺度天气数值模式 WRF (Weather Research and Forecasting) 陆面过程中的地表反照率数值, 设计了只改变初始时刻模式地表反照率的初值试验和连续直接替代同时刻地表反照率模拟值的同化试验, 以期对黄河源区近地表气候要素的模拟效果有所改进, 加深对卫星地表反照率产品的应用, 这是本文研究的目的之二。

本文首先对地表反照率研究以及卫星遥感地表反照率产品的应用进行了回顾, 接着对研究区域即黄河源区给出简要地介绍, 在第三部分设计了模拟试验方案, 在第四部分对 MODIS 地表反照率产品进行了资料处理以便应用于 WRF 模式, 在第五部分根据地表反照率敏感试验的结果, 主要给出了地表温度及地气热通量随地表反照率变化的量化分析, 初步探讨了降水量变化的机制, 并对使用卫星资料改进模式模拟降水的结果进行了检验, 在文章的最后进行了总结和展望。

2 研究区域简介

黄河源区位于青藏高原的东北部(图 1a), 是黄河上游主要的水源涵养区。该地区在气候分类上属于青藏高原亚寒带半湿润气候带, 具有典型的高原大陆性气候特征。近几十年来, 由于全球气候变化和人类活动的影响, 黄河上游水源涵养区草地严重退化、土地荒漠化持续发展、湖泊水域不断萎缩、冰川退缩, 使得地表状况发生明显改变, 生态环境急剧恶化(沙占江等, 2001; 万力等, 2003; 王根绪等, 2004; 杨建平等, 2005)。黄河源区生态环境的脆弱性和急剧恶化的现况及其引起的气候变化等问题, 越来越多地引起人们的关注。本文研究的主要区域为(33.0°N~36.5°N, 95.5°E~103.5°E), 图 1b 为其地表分类图, 研究区域主要的地表类型是草地, 其次是源区西北部的稀疏植被和灌木丛。

3 模式介绍和试验设计

WRF 模式是在 1997 年由美国国家大气研究中心(NCAR)中小尺度部、美国国家环境预报中心(NCEP)下属的环境模拟中心、预报系统试验室

(FSL) 预报研究处和俄克拉何马大学 (OU) 风暴分析预报中心四部门共同参与和开发研究的新一代中尺度预报模式和同化系统。它将成为改进从云尺度到天气尺度等不同尺度重要天气特征预报精度的工具。

该模式对于陆面过程的考虑, 共有三个物理方案可供选择, 分别是 5 层热量扩散方案、RUC (Rapid Update Cycle) 陆面模式 (Smirnova et al., 1997, 2000) 和 Noah 统一陆面模式 (Chen et al., 2001)。其中 5 层热量扩散方案是一个简单的陆面模式, 它是基于 MM5 (The Fifth-Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model) 模式中的 5 层土壤温度模式 (Dudhia, 1996) 建立。各层厚度分别为 1、2、4、8、16 cm。在第 5 层以下, 温度在厚层平均上是固定的。其能量诊断包含有辐射、感热和潜热通量。对于雪盖的计算可以采用固定值。模式没有显式考虑植被的作用, 在本文各模拟试验过程中, 植被种类分布、覆盖度及叶面积指数均保持不变。值得注意的是它对地表反照率的考虑, 类似于对土壤湿度的考虑, 是根据美国地质调查局 (USGS) 定义的 33 种陆表使用类型和随季节变化 (夏半年和冬半年) 的常数值表查算得出。即在夏半年或冬半年, 在土地使用类型不变的情况下, 地表反照率取为常数值。可以看出, 该方案对陆面过程考虑相对比较简单, 但不影响我们对地表反照率作用机制的探讨。

本文模拟区域如图 1a 所示, 采用两重区域双向嵌套侧边界处理, 使得子区域高分辨率的数值模拟结果在每个积分步长结束时能够修正主区域数值模拟结果, 反过来, 主区域可给予子区域提供更准确的侧边界条件。模拟区域的中心点取为 (34.0°N, 99.0°E)。主区域: 水平格距 30 km, 水平格点数 114×76, 地形高度、地表分类、土壤类型数据均为 10' 资料; 子区域: 水平格距 10 km, 水平格点数 103×61, 地形高度等数据均为 2' 资料。垂直层数都为 28 层, 模式顶层气压 50 hPa, 采用 WSM3 (WRF Single-Moment 3-class) 简单冰微物理过程参数化方案 (Hong et al., 2004)、Kain-Fritsch 积云对流参数化方案 (Kain et al., 1990)、RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997)、Dudhia 短波辐射方案 (Dudhia, 1989) 和 YSU (Yonsei University) 边界

层方案, 陆面过程选用 5 层热力扩散方案。本研究设计的模拟起始时间是 2004 年 6 月 1 日 14 时 (北京时, 下同), 时间步长为 180 s, 每 6 小时更新一次背景场, 每 24 小时输出一次计算结果, 积分计算共 91 天。

采用资料: 模式背景场资料选用 2004 年 6~8 月 NCEP/NCAR 1°×1°实时再分析资料; 地表反照率资料采用 terra 卫星 MODIS 传感器每 16 天 1 km 分辨率的产品 (Schaaf et al., 2002)。MODIS 地表反照率产品的计算采用半经验的核驱动线性 BRDF 模式, 由多天、多角度和无云大气校正反演得到的每 16 天一次的全球 1 km 地表光谱反射率, 再由光谱向宽带转换生成三个波段 (0.3~0.7 μm、0.7~5.0 μm、0.3~5.0 μm) 的反照率产品 (Lucht, 1998; Lucht et al., 2000)。

地表反照率表征地球表面对太阳辐射的反射能力, 是数值气候模型中的一个重要参数。它的变化不是孤立的, 一方面与地表植被和地表水文特征的变化有密切的关系, 另一方面通过调整地表向大气输送的感热、潜热能量以及水汽通量来影响大气运动和降水。例如, 土壤湿度的改变可以改变地表反照率, 从而改变地表热平衡, 另外, 还可影响对植被的供水, 从而控制叶片的气孔开闭, 进而影响植被向大气的蒸发、影响大气降水等 (孙菽芬, 2005), 大气运动和降水又对地表植被生长和地表水文特征变化等有重要影响, 所以在模式中准确地反映地表反照率的变化是研究地表能量和水分平衡中的一项重要工作。因为地表水文特征变化对地表反照率变化的作用不是本文研究重点, 故没有讨论。此外, 由于模式陆面方案及背景场资料的局限性, 主要体现在 5 层土壤温度模式和 NCEP/NCAR 1°×1°实时再分析资料只有 2 层土壤湿度的不匹配上, 以及该模式对土壤湿度计算的特殊处理 (Skamarock et al., 2007), 故本文对地表反照率改变对土壤含水量变化的影响也未作分析。本文试图在对地表反照率敏感性试验分析的基础上, 讨论引入卫星遥感地表反照率资料替代模式地表反照率的重要性, 并重点分析其对感热、潜热能量及水汽通量的重新分配, 进而对大气底层主要温湿参数的调整以及对模拟总降水量改变的影响。

本研究共设计了两组试验, 如表 1 所示。在一组试验中, 控制试验 (简称 CT) 的地表反照率取模

表 1 试验方案设计

Table 1 The design of experimental schemes

一组			二组		
CT	PT	NT	CT	IT	AT
α_m	$\alpha_{m+} = \alpha_m + 0.1$	$\alpha_{m-} = \alpha_m - 0.1$	α_m	α_{s1}	α_{s7}

式默认的地表反照率, 记为 α_m ; 正、负异常试验 (简称 PT、NT) 分别对模式本身的地表反照率增大或减少 0.1, 地表反照率记为 α_{m+} 、 α_{m-} 。在二组试验中, 控制试验与一组中控制试验设置相同; 初值试验 (简称 IT) 采用 5 月 24 日~6 月 8 日卫星地表反照率遥感产品 (共 1 个时次资料), 其地表反照率记为 α_{s1} ; 同化试验 (简称 AT) 采用 5 月 24 日~9 月 12 日卫星地表反照率遥感产品 (共 7 个时次资料, 分别为: 5 月 24 日~6 月 8 日、6 月 9~24 日、6 月 25 日~7 月 10 日、7 月 11~26 日、7 月 27 日~8 月 11 日、8 月 12~27 日和 8 月 28 日~9 月 12 日), 记为 α_{s7} , 每隔 16 天对模式地表反照率更新一次。

4 资料处理

MODIS 地表反照率产品需要经过处理才能够应用到模式中, 步骤如下: (1) MODIS 地表反照率产品是分成小块区域存放, 需要将相关小区域的地表反照率产品拼接成一个较大区域 (如黄河源区) 的地表反照率产品; (2) 使用单位网格区域平均的算法, 将地表反照率产品的分辨率由 1 km 处理到模式水平网格分辨率 10 km; (3) 对模式网格点上的地表反照率产品进行质量控制和补充修正 (如缺测值、不合理值)。

以处理 2004 年 7 月 11~26 日地表反照率产品为例, 黄河源区研究范围共有 1503502 个数据点, 其中, 大于 1.0 的数据有 282190 个, 占 18.8%, 属于无效数据, 数值处于 0~1 之间的有 1221312 个, 占 81.2%。进一步分析, 其中数值大于 0.35 且小于 1.0 的共有 8467 个, 占 0.5%, 属于参考数据; 数值大于 0 且小于 0.35 的共有 1212845 个, 占 80.7%, 属于可信数据。即 MODIS 地表反照率产品大多数据是可用的 (图 2a)。

对地表反照率产品的质量控制和补充修正, 本文首先利用前一时次 (t_0) 地表反照率产品中 0~1.0 间的数值来补充当前时次 (t_1) 中的无效数据 (即数值大于 1.0), 接着利用后一时次 (t_2) 地表反

照率产品对 t_1 时次做相同的处理。再利用 t_0 时次地表反照率产品中 0~0.35 的数值来补充 t_1 时次中的参考数据 (即数值大于 0.35 且小于 1.0), 同样, 再利用 t_2 时次地表反照率产品对 t_1 时次做相同的处理, 处理后的卫星地表反照率数值分布特征如图 2b 所示, 可以看到 0.05~0.1 之间的数据量增幅明显, 无效数据量明显减少。

然后, 对 t_1 时次仍存在的无效以及参考数据 (即数值大于 0.35) 利用模式本身的反照率资料进行替代。所以对 t_1 时次地表反照率的修正来源于三个部分: t_0 时次、 t_2 时次和模式本身地表反照率资料。文中对缺测值、不合理值处理采用这种简单替代的方法会引入一定的误差, 之所以采用这种方法的依据是根据野外观测经验, 认为在较短时期内地表反照率的变化幅度不大, 故采用前后两个时次的地表反照率观测值对当前时次的缺测值、不合理值进行了修正。分析发现, 最终 t_1 时次的数据来源主要还是其自身, 占到 76.8%。对改善后的地表反照率资料进行分析发现, 数值处于 0~0.35 的占 99.5%, 其中以 0~0.30 居多, 卫星遥感反照率产品的质量得到较明显改善。

最后, 采用单位网格区域平均的方法, 将卫星资料插值到子模拟区域的网格点上, 提供给 WRF 模式。图 3 是模式自身地表反照率分布和处理后的卫星地表反照率分布。对比可以看出, 总体上卫星产品地表反照率数值相对模式地表反照率数值要小一些, 且卫星产品对地表反照率的细节反映更为详细。

根据黄河源区的地理、生态环境分布以及模式地表反照率和卫星地表反照率产品数值大小的区别, 本文将黄河源区分为以下 3 个子研究区域: 区域 1、2 和 3, 如图 1b 所示。区域 1 (35.5°N~36.5°N, 95.5°E~99.0°E) 地表类型主要是稀疏植被与灌木丛的混合区, 土壤水含量较低, 对黄河源区储水含量贡献较小, 选择该区域主要是为了与区域 2 对比分析在地表反照率变幅相同条件下不同地表类型对地表反照率的响应程度; 区域 2 位于 (34.5°N~35.5°N, 95.5°E~99.0°E) 之间, 地表类型主要是草原, 还包含了扎陵湖、鄂陵湖以及冬给措纳湖; 区域 3 位于 (33.5°N~34.5°N, 99.0°E~102.5°E) 之间, 地表类型与区域 2 相似, 但该区域模式地表反照率和卫星地表反照率数值有较大的差别 (图 3)。

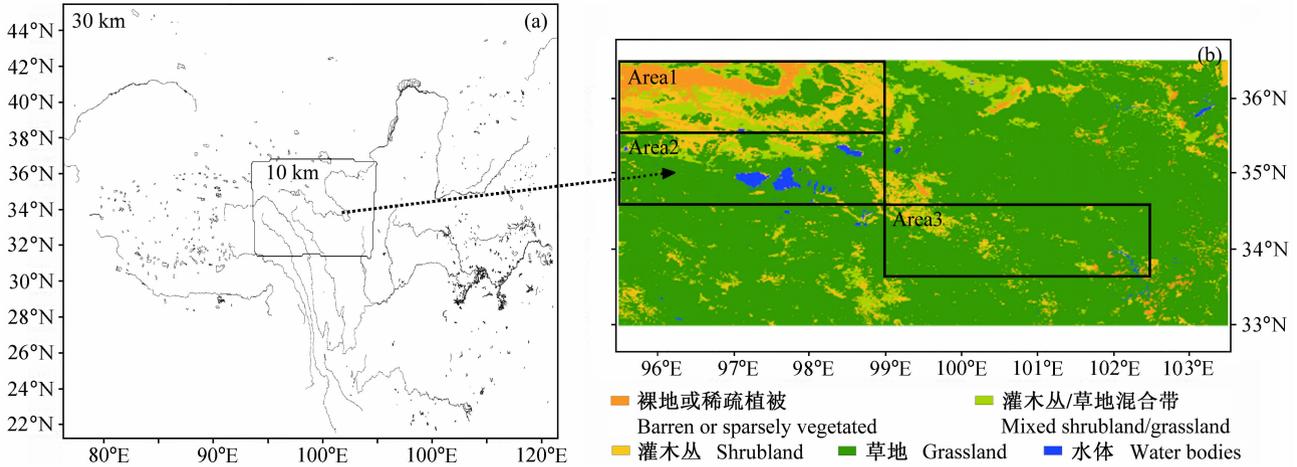


图1 (a) 模拟区域范围; (b) 研究区域地表分类

Fig. 1 (a) The locations of the simulation areas; (b) the land surface types in the study area

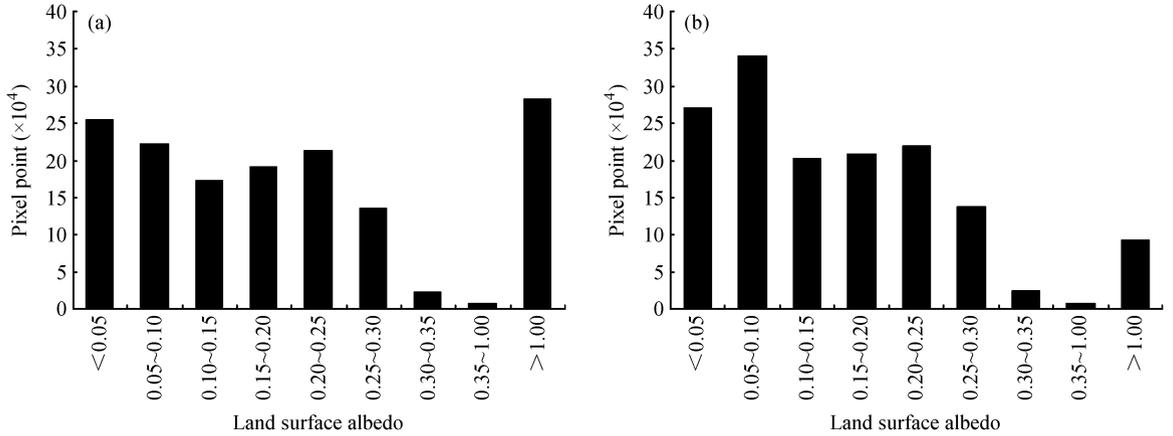


图2 2004年7月11~26日卫星地表反照率产品数据处理前 (a)、后 (b) 的分布特征

Fig. 2 The characteristics of the MODIS land surface albedo data during 11 - 26 Jul 2004; (a) Raw data; (b) processed data

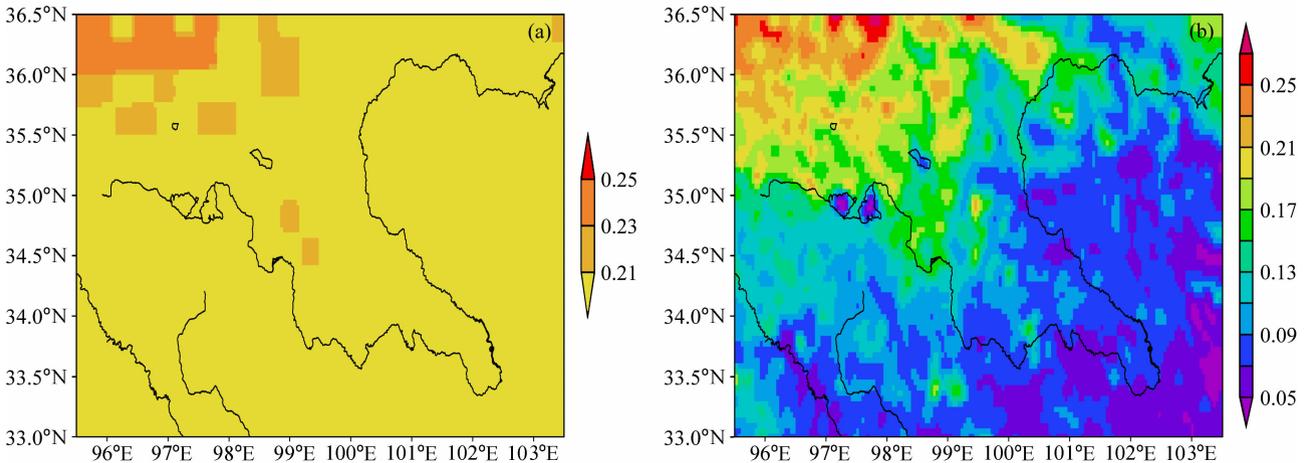


图3 (a) 2004年6月1日~8月31日的模式地表反照率; (b) 2004年7月11~26日处理后的卫星产品地表反照率

Fig. 3 (a) The land surface albedo from the model during 1 Jun to 31 Aug 2004; (b) the processed MODIS land surface albedo during 11 to 26 Jul 2004

5 模拟结果分析

5.1 对地气能量交换的影响

地表反照率的正负异常直接影响地表对太阳短波辐射的吸收,进而对地表辐射和能量平衡产生影响。地表吸收的净辐射,在地气能量交换过程中,主要分配为三个热通量:向下的土壤热通量、向上的感热通量(H)和地面的蒸发潜热通量(E)。一般来说,特别是日平均,向下的土壤热通量是一个不大于地表吸收净辐射量十分之一的小量,而感热和潜热通量则占主要部分,对区域以至全球天气气候有重要影响。

5.1.1 一组试验分析

本小节通过正负异常试验,将主要分析在地表反照率变化相同的情况下感热和潜热在不同地表类型的分配情况。

图4为取区域平均、再取旬平均后的正负异常试验与控制试验感热、潜热差值随时间变化的分布图,当地表反照率减少(增加)时,感热和潜热是增加(减少)的。其中,感热量的变化要大于潜热量的变化,感热变化主要位于 $40.0 \sim 70.0 \text{ W/m}^2$ (负异常)或 $-70.0 \sim -40.0 \text{ W/m}^2$ (正异常)的范围,潜热变化主要位于 $10.0 \sim 20.0 \text{ W/m}^2$ (负异常)或 $-20.0 \sim -10.0 \text{ W/m}^2$ (正异常)的范围,感热、潜热改变量之比基本上为3:1的关系。分析控制试验模拟结果可知,在黄河源区潜热量要远小于感热量,这里潜热改变量的范围也小于感热改变量的范

围。对于负(正)异常试验,感热变化最大的季节是7月上旬(7月中旬),最小的季节是7月下旬(8月上旬),潜热变化在整个夏季相对比较平稳。此外,由图4可以看出,地表反照率改变对区域1感热和潜热的辐射总量影响最大,其次是区域2和区域3,在改变相同地表反照率数值的情况下,地表类型及其热存储能力对于地表吸收净辐射分配为感热和潜热量值有明显的影响,由前述可知,区域1的地表类型主要为裸地或稀疏植被,增加的净辐射量更多地分配为感热和潜热辐射量的变化。

5.1.2 二组试验分析

分析同化与控制试验感热、潜热差值随时间变化也可以看到与负异常与控制试验差值类似的分布(图略),但区域1感热、潜热的改变量要小于区域2感热、潜热的改变量,区域3的改变量最大。通过对模拟降水量(见5.2节)及其检验分析(见5.4节)表明,加入卫星资料对区域3模拟结果的调整量较大,易偏离真实值,有待进一步的改进。

二组试验结果的对比分析表明,同化试验的模拟效果要好于初值试验的模拟效果(详见5.4节),它们的区别主要在于同化试验每隔16天对地表反照率进行更新,而初值试验只采用第一时刻的地表反照率资料。土壤含水量、植被覆盖度变化是影响地表反照率变化的主要因子,邓孺孺(2002)计算青藏高原地表反照率的研究表明,夏季,冰雪大面积消融,大量雪水和降雨使湿地面积和土壤含水量大大增加,同时植被达一年中的最茂盛期,覆盖

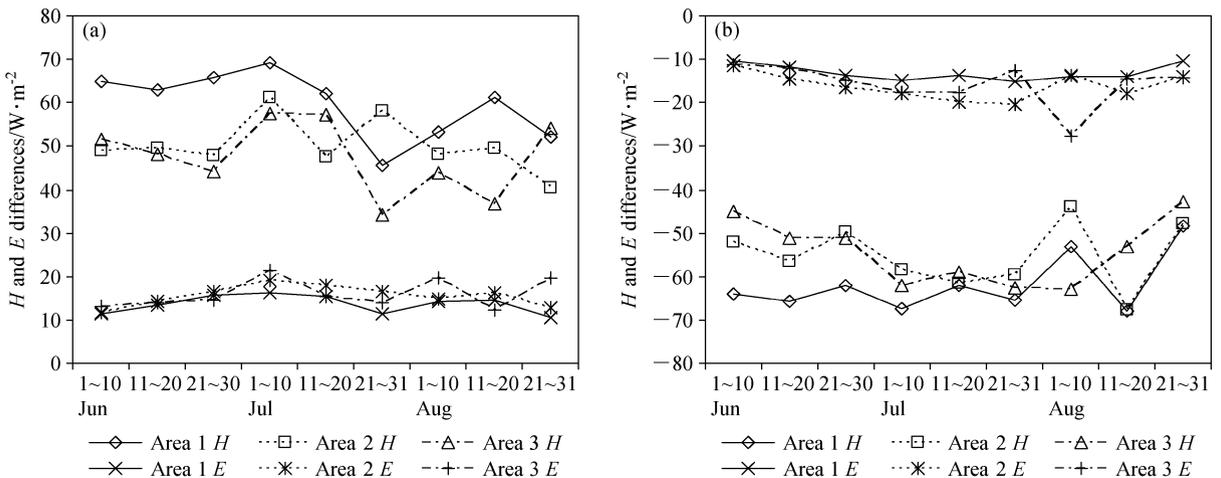


图4 取区域平均再取旬平均后的感热(H)、潜热(E)差值随时间变化分布图:(a)负异常试验减控制试验;(b)正异常试验减控制试验
Fig. 4 The temporal variation of differences of area- and 10-day-average sensible heat flux (H) and latent heat flux (E): (a) Negative sensitive expt minus control expt; (b) positive sensitive expt minus control expt

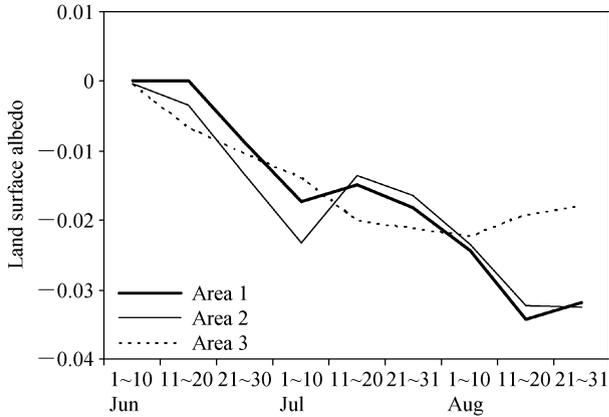


图5 地表反照率差值随时间的变化

Fig. 5 The evolution of surface albedo difference

率大幅度增加,这三方面因素将造成高原地表反照率显著降低,而同化试验的优越性在于其能够以较高的频率引入最新的地表反照率,间接考虑这些因子的作用。图5为同化试验与初值试验地表反照率差值随时间变化的分布,可见,在3个区域同化试验的地表反照率都要小于初始时刻的地表反照率。在7月中旬以前,区域2地表反照率的下降要快于区域1,随后两个区域地表反照率变化趋于一致,到8月中旬地表反照率可以减少0.035,区域3地表反照率的改变量最小。可以看出,地表反照率差值的变化间接体现了夏季植被覆盖增加以及模拟降水增加导致土壤水分含量增加的作用。

地表反照率变化与感热和潜热变化有密切关系,本文以二组试验为例,具体分析了同化与初值试验地表反照率、感热以及潜热差值的相关系数。在区域1,地表反照率变化与潜热、感热变化的相关性分别为-0.85、-0.81;在区域2和3,其对应相关性分别为-0.76、-0.78和-0.76、-0.61。对比可以看出,地表反照率变化与潜热、感热变化的相关性在区域1要高于其在区域2和3。另外,在区域1和2潜热变化和感热变化的相关性也很高,分别为0.96和0.94。

5.2 对降水率影响的分析

根据 Charney et al. (1975) 生物-物理反馈机制以及 Otterman (1974) 分析可知,地表反照率的降低(或增加),将使地表降水增加(或减少)。本节重点给出黄河源区地表反照率改变对降水量影响的结果,5.3节将进一步详细讨论影响降水变化的机制。

5.2.1 一组试验分析

图6为正、负异常试验与控制实验取区域平均、再取旬平均后的降水率差值随时间变化的分布图。当地表反照率减少时,区域1的降水率变化幅度较小,整个夏季出现正降水率差值共有5个旬。区域2降水率差值变化幅度有所增强,其最大正的旬平均降水率差值出现时间与区域1相似,最大正降水率差值为0.6 mm/d,整个夏季出现正降水率差值共有8个旬。区域3降水率差值变化幅度最为明显,整个夏季(9个旬)降水率都是增加的。

当地表反照率增加时,区域1的降水率差值变化幅度仍旧较小,最大负的旬平均降水率差值出现在8月中旬大小为-0.4 mm/d,整个夏季出现负降水率差值共6个旬。区域2负降水率差值虽然变化幅度有所增强,但整个夏季出现负降水率差值共4个旬,在6月下旬到7月中旬1个月的时间内降水率差值为正值,即地表反照率增加,在该时间段内模拟的降水量存在增加。区域3负降水率差值在8月中旬达到最大为-2.7 mm/d,整个夏季共有8个旬降水率是减少的。

以上分析证明,夏季地表反照率的增大(减少)可使得地表降水减少(增加)。但地表降水的这种变化在不同区域和时间范围是不同的:稀疏植被等(区域1)地表类型对地表反照率改变的响应调整最小,其次是黄河源头草场(区域2),最后是黄河源头下游草场(区域3),这说明降水量的改变与土壤的可蒸发含水量有密切的关系,土壤的含水量大,受地表反照率改变的影响就越大。

5.2.2 二组试验分析

从正、负异常试验结果可得,地表反照率的改变对降水量有着重要的影响,那么使用卫星地表反照率资料替代模式本身所采用的低时空分辨率的地表反照率资料又会对模拟结果有什么影响。所以在这一节,本文有必要对初值试验以及同化试验与控制试验模拟结果的差值进行分析。

图7为初值和同化试验分别与控制试验区域平均累积降水量差值随时间变化的分布图。对于区域1(图7a),在6月份,初值、同化试验与控制试验的累积降水量差值变化趋势相似,改变量很小。但从6月下旬到7月上旬,初值、同化试验累积降水量迅速减少。到7月12日,与控制试验相比,初值和同化试验累积降水量分别减少了15.0 mm和

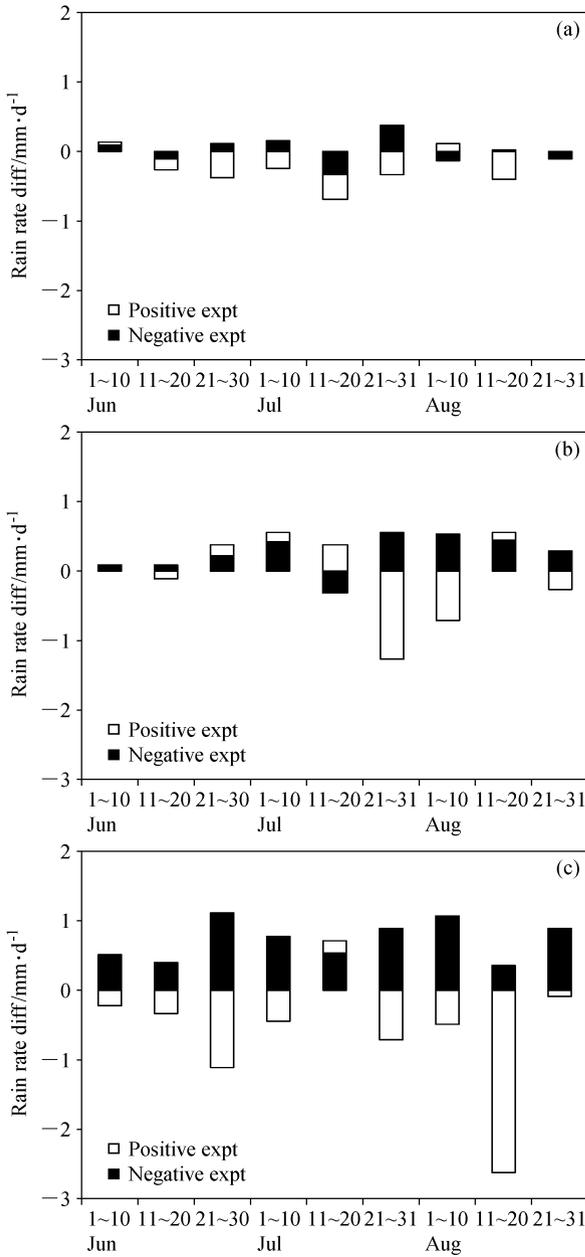


图 6 正、负异常试验分别与控制实验取区域平均、再取旬平均后的降水率差值随时间变化分布图：(a) 区域 1；(b) 区域 2；(c) 区域 3

Fig. 6 The temporal variations of area- and 10-day-average rain rate discrepancies between positive sensitive expt and control expt, and between negative sensitive expt and control expt: (a) Area 1; (b) Area 2; (3) Area 3

10.0 mm。接着，从 7 月中旬到 8 月底，初值试验累积降水量差值变化不大，基本维持在一 17.0 mm 左右，同化试验的差值在 7 月底虽然有所增加，但在 8 月份又落回到 -8.0 mm 附近。可以看出，对于该稀疏植被地表区，采用 MODIS 地表反照率资

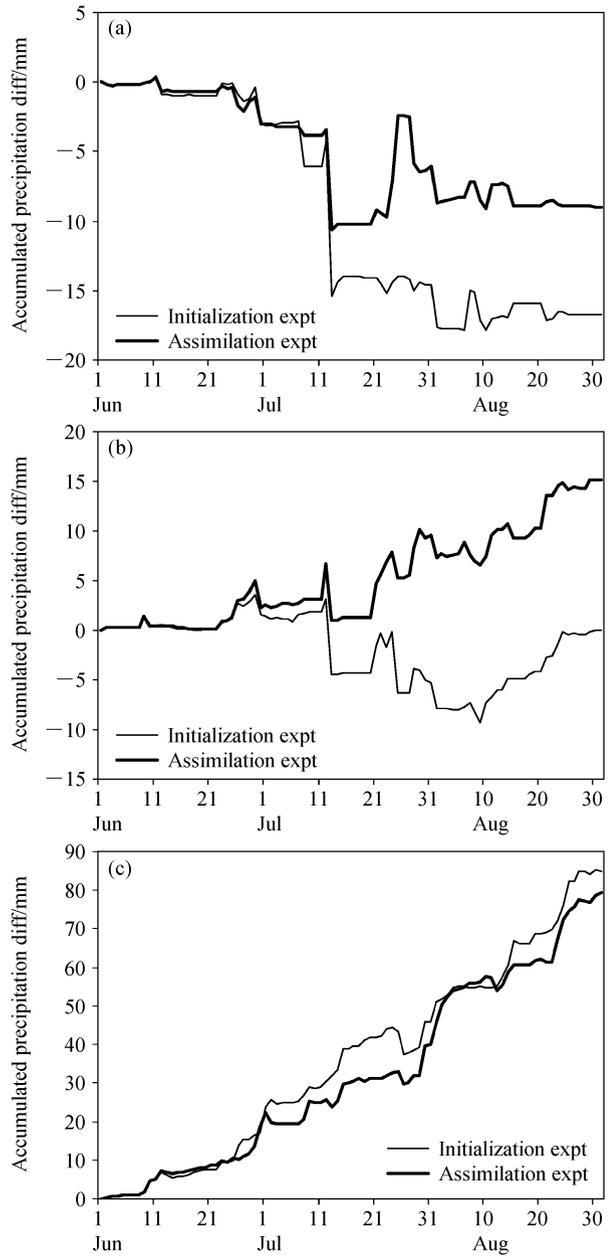


图 7 初值和同化试验分别与控制试验区域平均累积降水量差值随时间变化分布图：(a) 区域 1；(b) 区域 2；(c) 区域 3

Fig. 7 The temporal variations of the area-average accumulated precipitation differences between initialization expt and control expt, and between assimilation expt and control expt: (a) Area 1; (b) Area 2; (3) Area 3

料后数值模式模拟的累积降水量将会减少。

对于区域 2 (图 7b)，在 6 月份，初值、同化试验分别与控制试验的累积降水量差值很小，其变化量及趋势相似且后期有弱的上升，分别达到 4.0 mm 和 5.0 mm。7 月上旬为累积降水量差值的调整期。从 7 月中旬到 8 月底，初值试验累积降水量差值逐

渐增大,在8月10日达到最大值,为 -10.0 mm,随后累积降水量差值逐渐减小,与其相比,在这段时间,同化试验累积降水量差值一直呈现增加趋势,在8月31日达到正最大值 15.0 mm。在黄河源头区域,采用MODIS地表反照率资料,初值试验模拟的累积降水量在7月中旬到8月中旬为减少期,在整个夏季相比控制试验总降水量改变很小;同化试验模拟的累积降水量在整个夏季逐渐增加。

在区域3(图7c),整个夏季初值和同化试验模拟的累积降水量差值一直呈上升趋势,季节总降水量差值分别高达 85.0 mm和 80.0 mm。可见在黄河源头下游草场,采用MODIS地表反照率资料数值模式模拟的累积降水量将会明显增加。

分析不同的地表反照率资料(图3)可以看出,在区域1、2卫星地表反照率相比模式地表反照率主要的改变体现在对地表反照率分布的细化上,而对数值总量改变较小,故其对区域降水量改变的影响也较小。对于研究区域3,影响其区域降水量改变的因子较多:首先,卫星地表反照率相比模式地表反照率在数值总量上存在明显改变,这一方面是模式对该区域对地表反照率估计过高的原因,另一方面,卫星资料对该区域地表反照率观测值稍有偏低的原因,体现在MODIS给出的地表反照率大多数在 0.10 以下,然而,根据我们2008年7~9月在黄河源区玛曲草原(位于区域3)观测的结果,黄河源区玛曲草原的地表反照率日变化的最小值约为 0.12 左右。其次,通过正负异常试验表明在改变相同地表反照率条件下,该区域降水量改变明显,即在该区域降水量改变对地表反照率的改变非常敏感。所以,对于区域3,这种明显的地表反照率改变极有可能包含一定的误差,故对该区域降水量的增加有待进一步检验分析。

5.3 降水机制分析

研究表明,在干旱区地表反照率的增加会造成净辐射的减少,相应地,感热通量和潜热通量减少,进而造成大气辐合上升减弱,云和降水减少,土壤湿度减小的结果又使得地表反照率增加,形成一个正反馈过程。本节将结合黄河源区地表反照率改变对热量分配关系(详见5.1节)以及地表反照率改变对边界层物理量改变的影响,进一步讨论地表反照率变化对降水变化的影响机制,以期对该物理反馈过程有更深入的理解。

图8a为同化与控制试验夏季平均14时地表气压差值的水平分布图,可以看到使用卫星地表反照率后,在黄河源区地表气压是减少的。区域1主要位于 $-5\sim-2$ Pa的范围,区域2主要位于 $-20\sim-5$ Pa的范围,区域3主要位于 $-35\sim-20$ Pa的范围。地表气压的减少有利于该区域产生底层辐合气流。

图8b为同化与控制试验夏季平均14时2 m气温差值的水平分布图,在区域1,2 m气温变化主要位于 $-0.1\sim0.2$ K之间,在区域2主要位于 $0.2\sim0.6$ K之间,在区域3主要位于 $0.6\sim1.0$ K之间。由上可见,地表反照率的减少使得2 m气温增高,这主要与感热和地表温度的升高有关。14时日平均2 m气温的升高增强了大气底层的热力不稳定性,有利于午后对流的发生。

图8c为同化与控制试验夏季平均14时2 m比湿差值的水平分布图,可以看到使用卫星地表反照率后,在黄河源区2 m比湿是增加的。区域1主要位于 $-0.05\sim0.05$ g/kg的范围,区域2主要位于 $0.05\sim0.15$ g/kg的范围,区域3主要位于 $0.15\sim0.25$ g/kg的范围。地表温度上升,土壤含水量通过地表蒸发和植物蒸腾,使得近地层的空气湿度增大,对降水的增加改善了水汽条件。

以上分析表明,地表反照率的改变将会通过对自由大气动力、热力以及水汽条件的影响,使得降水量发生改变。地表气压和2 m气温以及比湿差值的分布形式比较相似,区域3位于这三个物理量变化最强的重叠区域,故降水量的改变最为明显,其次是区域2,最弱的是区域1。

结合潜热、感热的分配变化,可以看出:潜热的增加通过地表蒸腾作用,一方面使得大气底层空气湿度增加,另一方面使得地表温度下降。感热的增加使得地表气压下降,边界层厚度增加,地表温度升高。最终地表温度的变化取决于感热和潜热共同作用的大小,因为感热的变化量大于潜热的变化量,故地表温度上升。大气底层水汽的增加,动力辐合的增强以及热力不稳定性度的增大,有力地促使降水量增加。降水量的改变使得土壤湿度加大,进而导致地表反照率进一步减少,形成一个正反馈机制。

5.4 模拟结果检验分析

采用MODIS地表反照率资料改善了模式地表反照率的时空分辨率,使得模拟结果发生改变,本

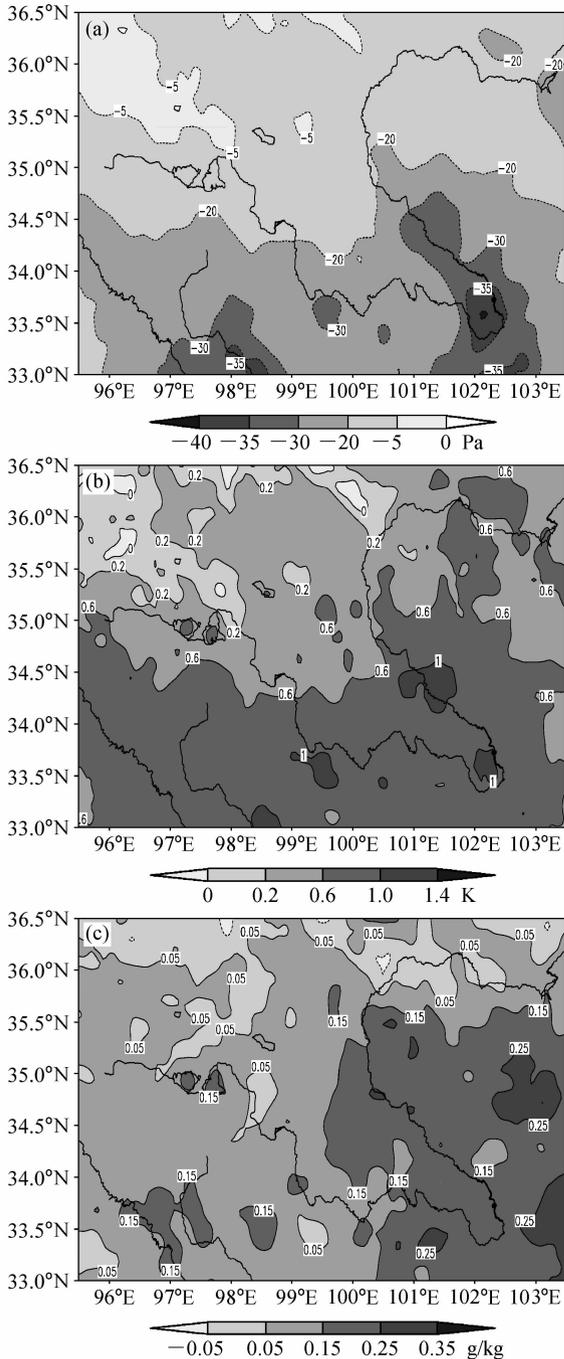


图 8 同化试验与控制试验整个夏季平均 14 时 (a) 地表气压、(b) 2 m 气温和 (c) 2 m 比湿差值的水平分布图

Fig. 8 The distributions of the differences of (a) surface pressure, (b) 2-m height air temperature, and (c) 2-m height specific humidity between assimilation expt and control expt at 1400 LST averaged for the whole summer

小节主要利用观测资料对二组试验的降水模拟结果进行检验。

对于控制、初值、同化试验与观测降水结果,

我们主要采用了两种误差分析方法: (1) 均方根误差 R_R ; (2) 平均误差 R_A 。

$$R_R = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (O_t - M_t)^2}, \quad (1)$$

$$R_A = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (O_t - M_t), \quad (2)$$

式中, N 为整个模拟期, O_t 为 t 时刻的观测值, M_t 为 t 时刻 WRF 模拟值。

本文使用的降水资料取自全国 194 个观测基本站和基准站中的月总降水量观测值。受资料限制, 本文研究区域共有四个观测站, 分别是玛多站 (34.92°N, 98.22°E)、达日站 (33.75°N, 99.65°E)、玛曲站 (34.00°N, 102.08°E) 和贵南站 (35.58°N, 100.75°E), 这四个站依次沿黄河分布 (表 2 和表 3)。

玛多站位于区域 2 中, 该年夏季 6、7、8 月月总降水量分别是 59.3 mm、44.0 mm、46.2 mm。总体来看, 控制、初值和同化三个试验模拟的降水趋势比较相似, 都是 7 月份达到最大值, 但这与实测总降水量变化趋势存在一定的差异。从均方根误差来看, 初值和同化试验的模拟结果要好于控制试验的模拟结果, 尤其是同化试验, 均方根误差值分别为 28.1 mm、28.0 mm、23.9 mm。然而, 根据平均误差可以看出, 控制试验模拟的夏季总降水量与实况最为接近, 其次是同化试验和初值试验, 平均误差分别为 16.1 mm、18.7 mm、22.8 mm。

达日站和玛曲站都位于区域 3 中, 对比玛曲站, 可以看出在达日站, 控制、初值和同化三个试验模拟出更好的降水趋势变化, 且其同化和初值实验与观测值的均方根误差、平均误差都得到明显改善。然而, 模式在玛曲站同化和初值试验的模拟效果相比控制试验却有很大的减弱, 表现在降水量模拟太大, 其主要原因如前所述, 一是卫星地表反照率对该处地表反照率实际值的低估, 二是该区域土壤水分可蒸发量大, 对地表反照率变化比较敏感。如图 8 所示, 玛曲站位于地表气压、2 m 比湿和 2 m 气温改变量的大值中心, 这增强了对流强度, 使得降水量增加, 所以对该处地表反照率的准确观测显得尤为重要。

贵南站同化、初值试验相比控制试验不仅对月降水趋势有更好的模拟, 而且均方根误差、平均误差都得到减小, 尤其是同化试验其误差分别为

表 2 月总降水量

Table 2 Monthly precipitation

	玛多			达日			玛曲			贵南		
	6月	7月	8月	6月	7月	8月	6月	7月	8月	6月	7月	8月
观测值/mm	59.3	44.0	46.2	125.0	87.7	140.1	121.3	129.4	129.4	87.8	83.1	84.6
控制试验/mm	49.4	90.2	58.1	112.7	55.5	118.9	135.5	147.5	93.4	74.8	90.2	69.4
初值试验/mm	64.1	88.1	65.7	146.7	102.1	147.6	163.7	175.6	153.7	97.2	88.1	101.0
同化试验/mm	62.6	83.0	59.9	148.2	91.2	138.4	161.1	177.2	140.7	88.6	83.9	86.2

表 3 均方根误差和平均误差

Table 3 Root-mean-square error and average error

	均方根误差/mm			平均误差/mm		
	控制试验	初值试验	同化试验	控制试验	初值试验	同化试验
玛多	28.1	28.0	23.9	16.1	22.8	18.7
达日	40.5	27.1	23.5	-21.9	14.5	8.3
玛曲	42.7	67.3	63.2	-1.2	37.6	33.0
贵南	21.2	19.6	1.9	-7.0	10.3	1.1

1.9 mm 和 1.1 mm。

从以上分析可以得知,在玛多、达日及贵南等地,在夏季月尺度上使用同化方法能够更准确地模拟降水量的变化,其次是初值试验。对黄河源区(四个观测站)在夏季总降水量上控制试验模拟的效果最好,其次是同化试验。

6 总结和讨论

本文通过两组数值模拟试验分别探讨了地表反照率改变在黄河源区不同下垫面情况下潜热、感热的分配关系,详细分析了地表反照率改变对降水变化的影响机制,最后使用 MODIS 地表反照率产品资料替代模式自身低时空分辨率的地表反照率资料后,模拟效果得到一定的改善。研究表明:

(1) 当地表反照率减少(增加)相同数值时,模拟区域平均地表温度、感热、潜热数值增大(减少)。当地表反照率减少 0.1 时,地表温度上升约 1 K,感热和潜热通量增量比约为 3:1。在黄河源区,地表反照率改变对降水量影响最大的是黄河源区下游的草场区域(区域 3),其次是黄河源头区域(区域 2),最小的是黄河源区北部的稀疏植被区域(区域 1)。地表反照率改变对降水量的调整与地表类型以及土壤可蒸发含水量等有密切的关系,能产生较明显的区域分布特征。

(2) 使用 MODIS 地表反照率资料同化模式低

时空分辨率的地表反照率资料后,试验模拟的夏季累积降水量在黄河源区北部(区域 1)是减少的,在黄河源头(区域 2)及其下游草场地区(区域 3)降水量是增加的。同化试验与初值试验地表反照率差值分析表明:同化试验地表反照率在夏季随时间增加而减少,能够间接体现植被覆盖增加及土壤水分含量变化等因子的作用。此外,引起的感热和潜热变化在黄河源头(区域 2)要大于其在黄河源区北部(区域 1)的变化,这主要是因为区域 2 两种地表反照率资料数值总量改变较大引起的。相关分析显示黄河源区北部(区域 1)地表反照率改变与潜热和感热变化的相关性要好于其在黄河源头区域(区域 2)。

(3) 地表反照率的改变通过对系统动力、热力以及水汽条件的影响,使得降水量发生改变。主要体现在:当地表反照率减少时,地表气压的减少使得大气低层的辐合气流增强,产生上升运动;2 m 高温的升高增强了大气近地层的热力不稳定性;2 m 比湿的增加表明近地层空气水汽含量增加。

(4) 通过与夏季实测月总降水量对比分析表明,该同化方法具有一定的优越性。区域 1 和区域 2 在月尺度上使用同化方法能够更准确的模拟月总降水量的变化,其次是初值试验。整个黄河源区在季节尺度上控制试验模拟的总累积降水量效果最好,其次是同化试验。

本文陆面过程采用 5 层热力扩散方案,其对地表反照率的计算相对简单,取为常值,通过敏感试验易于分析地表反照率影响其它物理量变化的机制,但同时这也是该方案的缺点之一。目前发展的多种陆面模式形式上已经能够实现模拟过程对地表反照率的动态计算。以与 WRF 模式另外耦合的 NOAH 陆面模式为例,该陆面模式也是首先调用美国地质调查局(USGS)提供的月平均地表反照率资料作为背景场地表反照率;然后,根据降雪深

度计算雪盖面积, 进而对背景场地表反照率利用雪盖比例系数进行修正; 最后如果调用城市计算模块, 则还需要用城市比例系数对其进行修正。可以看出, 虽然 NOAH 陆面模式实现了动态计算, 但其对地表反照率的考虑仍然是以月平均地表反照率资料为基础的。真正实现将地表反照率作为驱动变量、实现地表反照率的动态计算还有不少工作要做。

随着卫星遥感地表反照率产品的成熟, 开发以卫星资料输入为主的陆面模式, 有望可以更好地利用卫星资料观测的优势。此外, 陆面卫星资料的数值同化将是提高陆面模式模拟效果的重要途径。有关卫星遥感土壤湿度和地表温度资料的同化研究已有不少, 但卫星遥感地表反照率在陆面模式中的同化应用研究工作才刚刚起步。本文假设 MODIS 卫星资料离真实值的观测误差为零, 对卫星资料分辨率进行了降低, 并使用简单直接替代的方法, 连续同化了 7 个时次的地表反照率资料, 使得模拟效果有所提高, 但这些工作还远远不足。采用更好的同化方法, 如 Kalman 滤波 (张生雷等, 2008) 等和更高质量的卫星资料应用到陆面模式是下步工作的主要目标。

参考文献 (References)

Anthes R A. 1984. Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions [J]. *J. Appl. Meteor.*, 23 (4): 541–554.

Charney J G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101 (428): 193–202.

Charney J, Stone P H, Quirk W J. 1975. Drought in the Sahara: A biogeophysical feedback mechanism [J]. *Science*, 187 (4175): 434–435.

Charney J, Quirk W J, Chow S H, et al. 1977. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34 (9): 1366–1385.

Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129 (4): 569–585.

Chervin R M. 1979. Sampling considerations in estimating second moment climate quantities [R]. Report of the J. O. C. Study Conference on Climate Models Performance, Intercomparison and Sensitive Studies. Washington D C: GARP Publication Series, No. 22, WMO, 582–606.

邓孺孺. 2002. 青藏高原地表反照率反演及冷热源分析[D]. 中国科学院遥感应用研究所博士学位论文, 86–91. Deng Ruru.

2002. Retrieval for albedo of ground surface and thermal effect analysis on Tibetan Plateau [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Science, 86–91.

Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077–3107.

Dudhia J. 1996. A multi-layer soil temperature model for MM5 [C/OL]. Preprint, The Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop, Boulder CO. <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/lsm/lsm-docs.html>.

Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (1): 103–120.

Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47 (23): 2784–2802.

Laval K, Picon L. 1986. Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43 (21): 2418–2429.

李锁锁, 吕世华, 高艳红, 等. 2007. 祁连山地区生态环境恶化对环境影响的数值模拟. *中国沙漠* [J], 27 (1): 82–88. Li S S, Lü S H, Gao Y H, et al. 2007. Numerical simulation on effect of environmental degeneration in Qilian Mountains [J]. *Journal of Desert Research (in Chinese)*, 27 (1): 82–88.

李伟平, 吴国雄, 刘辉. 2000. 地表反照率的改变影响夏季北非副热带高压的数值模拟 [J]. *气象学报*, 58 (1): 26–39. Li W P, Wu G X, Liu H. 2000. A numerical simulation study of the impacts of surface albedo on the summer time North Africa subtropical high [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58 (1): 26–39.

Liang X Z, Xu M, Gao W, et al. 2005. Development of land surface albedo parameterization based on Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data [J]. *J. Geophys. Res.*, 110, D11107, doi: 10.1029/2004JD005579.

Lin Z H, Zeng Q C, Ouyang B. 1996. Sensitivity of the IAP two-level AGCM to surface albedo variations [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 55: 157–162.

Lucht W. 1998. Expected retrieval accuracies of bidirectional reflectance and albedo from EOS-MODIS and MISR angular sampling [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (D8): 8763–8778.

Lucht W, Schaaf C B, Strahler A H. 2000. An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote. Sens.*, 38 (2): 977–998.

吕世华, 陈玉春. 1999. 西北植被覆盖对我国区域气候变化影响的数值模拟 [J]. *高原气象*, 18 (3): 416–424. Lü S H, Chen Y C. 1999. The influence of northwest China afforestation on regional climate in China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 18 (3): 416–424.

Mahfouf J F, Richard E, Mascart P. 1987. The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations [J]. *J.*

- Appl. Meteor., 26 (11): 1483-1495.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663-16682.
- Otterman J. 1974. Baring high-albedo soils by overgrazing: A hypothesized desertification mechanism [J]. *Science*, 186 (4163): 531-533.
- Schaaf C B, Gao F, Strahler A H, et al. 2002. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS [J]. *Remote Sens. Environ.*, 83: 135-148.
- 沙占江, 马海州, 陈克龙, 等. 2001. 基于 GIS 和 RS 的黄河源区土地沙漠化探讨 [J]. *盐湖研究*, 9 (1): 167-170. Sha Z J, Ma H Z, Chen K L, et al. 2001. Study on desertification of Yellow River source area based on GIS and RS [J]. *Journal of Salt Lake Research (in Chinese)*, 9 (1): 167-170.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2007. A description of the advanced research WRF version 2 [R]. NCAR Tech. Note, 57-58.
- Smirnova T G, Brown J M, Benjamin S G. 1997. Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125 (8): 1870-1884.
- Smirnova T G, Brown J M, Benjamin S G, et al. 2000. Parameterization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme [J]. *J. Geophys. Res.*, 105 (D3): 4077-4086.
- Sud Y C, Fennessy M. 1982. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the CLAS GCM [J]. *J. Climatol.*, 2 (2): 105-125.
- 孙淑芬. 2005. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型 [M]. 北京: 气象出版社, 3. Sun S F. 2005. The Physical and Biochemical Mechanism and Parameterized Model of Land Surface Process (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 3.
- 万力, 曹文炳, 周训, 等. 2003. 黄河源区水环境变化及黄河出现冬季断流的原因 [J]. *地质通报*, 22 (7): 521-526. Wan L, Cao W B, Zhou X, et al. 2003. Changes of the water environment in the headwater area of the Yellow River and the cause for the zero-flow of the river occurring in winter [J]. *Geological Bulletin of China (in Chinese)*, 22 (7): 521-526.
- 王根绪, 丁永建, 王建, 等. 2004. 近 15 年来长江黄河源区的土地覆被变化 [J]. *地理学报*, 59 (2): 163-173. Wang G X, Ding Y J, Wang J, et al. 2004. Land ecological changes and evolutional patterns in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers in recent 15 years [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 59 (2): 163-173.
- 王介民, 高峰. 2004. 关于地表反照率遥感反演的几个问题 [J]. *遥感技术与应用*, 19 (5): 295-300. Wang J M, Gao F. 2004. Discussion on the problems on land surface albedo retrieval by remote sensing data [J]. *Remote Sensing Technology and Application (in Chinese)*, 19 (5): 295-300.
- Wang Z, Zeng X, Barlage M, et al. 2004. Using MODIS BRDF and albedo data to evaluate global model land surface albedo [J]. *J. Hydrometeorology*, 5 (1): 3-14.
- 徐兴奎. 2002. 长江三角洲地区地表月平均反照率的卫星遥感研究 [J]. *大气科学*, 26 (3): 394-400. Xu X K. 2002. A study of monthly-mean surface albedo of the Yangtze River delta [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26 (3): 394-400.
- 徐兴奎, 林朝晖. 2002. 青藏高原地表月平均反照率的遥感反演 [J]. *高原气象*, 21 (3): 233-237. Xu X K, Lin Z H. 2002. Remote sensing retrieval of surface monthly mean albedo in Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 21 (3): 233-237.
- 杨建平, 丁永建, 陈仁升. 2005. 长江黄河源区水文和气象序列周期变化分析. *中国沙漠*, 25 (3): 351-355. Yang J P, Ding Y J, Chen R S. 2005. Analysis on periodic variations of annual hydrologic and meteorological series in source regions of Yangtze and Yellow Rivers [J]. *Journal of Desert Research (in Chinese)*, 25 (3): 351-355.
- 张杰, 张强, 郭妮, 等. 2005. 应用 EOS-MODIS 卫星资料反演西北干旱绿洲的地表反照率 [J]. *大气科学*, 29 (4): 510-517. Zhang J, Zhang Q, Guo N, et al. 2005. Retrieval of the land surface albedo over arid oasis of Northwest China from EOS-MODIS data [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (4): 510-517.
- 张生雷, 谢正辉, 师春香, 等. 2008. 集合 Kalman 滤波在土壤湿度同化中的应用 [J]. *大气科学*, 32 (6): 1419-1430. Zhang S L, Xie Z H, Shi C X, et al. 2008. Applications of ensemble Kalman filter in soil moisture assimilation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (6): 1419-1430.