

# 中国西部植被覆盖变化对北方夏季气候影响的数值模拟<sup>\* 1</sup>

陈军明<sup>1,2</sup> 赵平<sup>3</sup> 郭晓寅<sup>1</sup>  
CHEN Junming<sup>1,2</sup> ZHAO Ping<sup>3</sup> GUO Xiaoyin<sup>1</sup>

1. 中国气象科学研究院,北京,100081
2. 中国科学院研究生院,北京,100049
3. 国家气象信息中心,北京,100081

1. *Chinese Academy of Meteorology Sciences, Beijing 100081, China*
2. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*
3. *National Meteorological Information Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China*

2007-01-31 收稿,2007-04-06 改回.

**Chen Junming, Zhao Ping, Guo Xiaoyin. 2010. Numerical simulation of the impact of changes in the vegetation in the western China on the summer climate over the northern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(2):173-181**

**Abstract** The vegetation change is one of the main factors causing climate change, and its feedback to climate change may strengthen or mitigate the latter. Using the NCAR Community Climate Model (CCM3) and the vegetation distribution data of the western China in the 1970s and the 1990s, we have simulated the impact of vegetation cover changes in the western China on the summer climate over the northern China during the last 30 years. The simulation results indicated that the radiative flux absorbed at the surface was increased where vegetation flourished, while decreased in the area retrogressed. As a result, changes in the surface radiation balance caused local surface heat anomalies and the heat adjustment in the surroundings, leading to summer atmospheric circulation anomalies in the East Asian region. The numerical experiments with a difference in the type of vegetation cover in the western China set between the 1990s and 1970s forced an anomalous anticyclonic circulation center in the mid-lower levels in the north side of the Qingzang Plateau, and an anomalous cyclonic circulation in the eastern side of the Plateau at 200 hPa, accompanied by the prevalence of the anomalous northerly winds from the Northeast Asia to the eastern China at 850 hPa. Accordingly, the summer rainfall in the northern and northeastern China is decreased by about 40 mm in the 1990s relative to that in the 1970s. Moreover, changes in the vegetation cover also caused a decrease of summer air temperature by about 0.4–0.8 °C over the northern and northeastern China. Therefore, it follows that vegetation changes over the western China is also an important factor for the interdecadal variations in the East Asia summer monsoon and the decrease of summer precipitation in the northern China during the last 30 years.

**Key words** Vegetation changes, Regional climate, East Asia monsoon

**摘要** 植被覆盖的变化是气候变化的成因之一,植被改变对气候的反馈可能会加强或者减缓气候的变化。文中利用CCM3全球气候模式以及20世纪70年代和90年代中国西部的植被覆盖资料进行数值模拟试验,研究了这两个时期植被变化对北方夏季区域气候的影响。模拟结果表明:植被增加的地方,地面吸收的辐射通量增加;植被减少的地方,地面吸收的辐射通量减少。地面辐射平衡的变化造成局地大气热量异常,并引起周边大气热量的调整,从而导致东亚地区夏季大气环流异常。相对于70年代的植被状况,用90年代植被模拟的北方地区对流层上层为异常气旋性环流,而中、低层为异常反气旋环

\* 资助课题:国家科技基础条件平台项目(2003DIB3J120)和国家自然科学基金项目(40231011)。

作者简介:陈军明,主要从事气候变化和气候数值模拟的研究。E-mail:chenjm@cma.cma.gov.cn。

流,东北亚到中国东部盛行异常北风,同时西太平洋副热带高压强度偏弱、位置偏南。这种异常环流特征说明模拟的 90 年代中国东部夏季风明显减弱,异常的环流形势造成华北和东北地区夏季水汽输送减少,水汽辐合减弱,年降水量减少了 40 mm,呈现减少的特征,这是和观测事实是比较吻合的。降水和环流的异常还造成华北和东北夏季平均地面气温降低了 0.4—0.8℃。因此近 30 年来中国西部植被变化可能是东亚夏季风年代际变化以及北方夏季降水减少的一个重要因素。

**关键词** 植被变化,区域气候,东亚季风,降水

**中图法分类号** P461+.7

## 1 引言

自从 Charney(1975)首次研究了沙漠边缘植被变化对气候的潜在影响以后,陆面植被覆盖及其变化对区域气候的影响成为人们关注的焦点。过去的研究表明,植被改变对气候的反馈可能会加强或者减缓气候的变化,开展植被覆盖对气候系统反馈的研究,将有助于我们认识气候变化机理,从而提高中国气候变化的预估能力。

近年来,植被变化对中国区域气候的影响日益受到国内外科学家的关注。张井勇等(2003)利用归一化植被指数(NDVI)资料和中国气温降水资料对中国不同区域气候做滞后相关分析发现,植被覆盖在年际尺度上对后期降水有一定影响,温度比降水对植被的滞后响应更弱一些。毛睿等(2008)使用奇异值分解(SVD)分析方法分析整个欧亚大陆的植被指数,发现春季西伯利亚地区的植被状况与东亚夏季风存在显著的联系。

与此同时,全球模式和区域模式已经广泛地用来研究植被变化对中国区域气候影响。Xue(1996)和符淙斌等(1996)采用 MM4 的气候版本研究发现内蒙古草原荒漠化导致东亚夏季风环流减弱,使中国降水分布有明显变化。姜大膀等(2001,2003)用 GCM-SSIB 模拟研究表明西部沙漠扩展,将使中国大部分地区温度降低,降水减少,低层的冬、夏季风都加强。沙区变为绿洲后中国除东部沿海地区之外温度都上升,夏季风加强,冬季风减弱,年降水量增加。郑益群等(2002a,2002b)采用 RegCM2 模式,选定南方和北方两个敏感区,用假定的植被状况来做数值模拟。他们的研究认为内蒙古草原荒漠化,南方森林退化后共同影响可能导致江淮流域洪涝灾害增多及华北干旱的加剧。高学杰等(2003)用全球模式和区域模式耦合模拟认为,土地利用的变化,会导致中国西北等地区年平均降水量减少,导致年平均气温在内陆部分地区升高,在沿海个别地区降低。

丁一汇等(2005)用高分辨率区域气候模式模拟,结果表明北方植被退化可导致中国北方降水减少,西北地区植树造林造成夏季黄河流域降水增加,长江流域降水减少。李巧萍等(2006)对近 300 年中国土地利用/覆盖变化对区域气候的影响进行数值模拟,结果显示,以森林砍伐、草地退化以及相应耕地的面积扩大为主的土地利用变化可能对中国区域降水、温度产生显著影响。

大量的研究已经表明,植被覆盖的变化是气候变化的成因之一。根据卫星监测数据统计表明(阎福礼等,2003)在过去 30 年里,西部植被的生长状况呈现出局部改善、总体恶化的演化、变迁趋势,草地和林地发生了大面积的严重退化,并且西部的植被覆盖变化明显大于东部地区。这么大范围的地表覆盖变化,必然会对中国区域气候造成影响。因此,讨论过去 30 年里实际植被覆盖状况的变化对中国区域气候的影响,具有重要的理论意义和实用价值。虽然过去的研究已经取得了一定的进展,但是过去的数值模拟研究大都是基于虚拟的植被覆盖状况和假定的植被变化情况来完成的。在实际状况下,这样的变化情况不会发生,而且以往的模拟积分时间都比较短,较短的积分时间无法反映由植被变化导致的气候年际变化情况及长期气候效应。因此,本文采用 20 世纪 70 年代和 90 年代中国西部的植被数据和全球气候模式进行长时间的数值模拟,对这段时间西部植被变化对中国区域气候的影响进行进一步探讨。

## 2 模式和资料

本文采用的气候模式是美国大气研究中心(NCAR)发展的 CCM3 公共气候模式,该模式具有约  $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$  的水平分辨率和 18 层的大气垂直分辨率,包括复杂的地面和大气物理过程以及考虑了水汽、CO<sub>2</sub> 含量对辐射的影响(Acker, et al, 1996)。赵平等(2004)的研究表明 CCM3 模式能够模拟东

亚气温、降水的基本气候特征,可以用于东亚气候模

一些研究指出,利用原来的 CCM3 模式的边界层参数化方案模拟的高原地区边界层高度与第 2 次青藏高原科学试验的观测结果有很大差异,而这种差异对中国东部地区夏季降水的模拟有明显的影响(卓嘎等,2002)。为了改进 CCM3 模式的边界层过程,我们在 CCM3 模式中采用朱蓉等(1992a,1992b,2005)发展的边界层参数化方案(为了方便,本文简称为 Z-X 方案)代替原有的边界层方案,并用改进前后的 CCM3 模式从相同的初始条件分别进行 20 年积分,取后 10 年的平均结果来比较。从两种边界层方案模

拟研究。

拟的夏季(6—8 月)降水分布和中国观测的 1961—2000 年夏季平均的(6—8 月)降水分布(图 1)可以看出,利用 Z-X 方案模拟的中国长江中下游地区夏季降水比原来模式的多,达到 400 mm,与观测值更接近;此外,原方案在华北地区和高原东北部模拟出了虚假的降水中心,而利用 Z-X 方案明显改进了这种情况,其中华北虚假降水中心消失,高原东部的虚假降水中心有所削弱。由此可见利用 Z-X 方案可以改善 CCM3 模式对中国东部夏季降水的模拟能力。因此本文采用改进后的 CCM3 模式进行数值模拟。

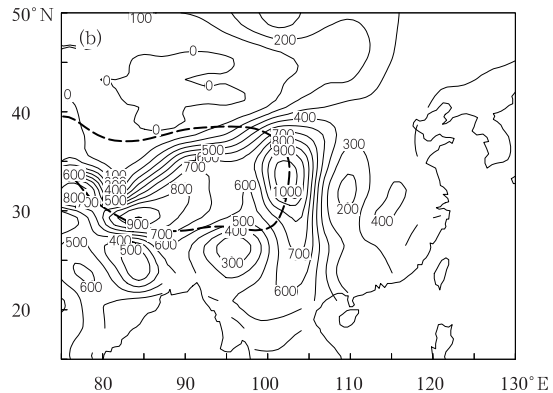
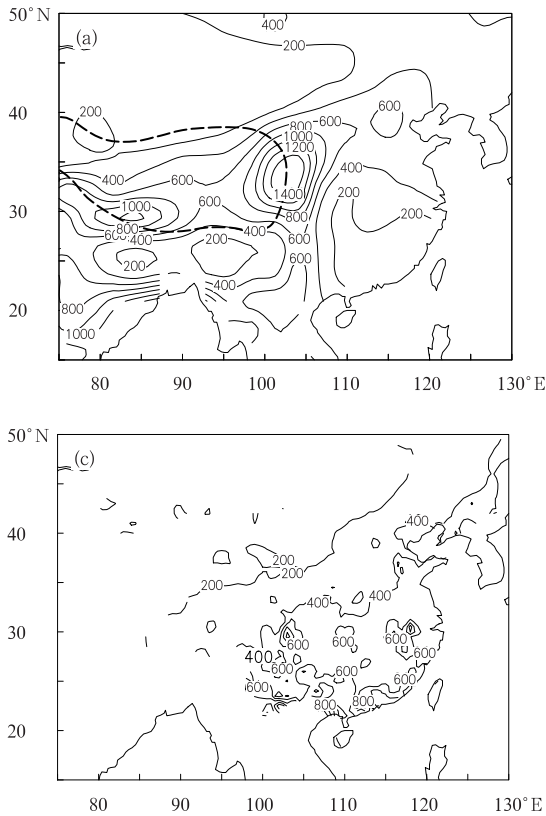


图 1 模拟和观测的夏季(6—8 月)降水(单位:mm)  
 (a. CCM3 原方案, b. Z-X 方案, c. 观测;  
 粗虚线表示 3000 m 地形等高线)  
 Fig. 1 The simulated and observed summer mean total rainfalls (unit: mm)  
 (a) CCM3 original scheme, (b) Z-X scheme, and (c) the observations; the thick dash line encircles the area where the topographic altitude is above 3000 m )

为了讨论 20 世纪 70 和 90 年代的植被变化对中国区域气候的影响,我们设计了 A 和 B 两个试验方案,其中在 A 方案中,模式采用中国西部地区(20°—48°N,73°—110°E)70 年代的植被类型(中国植被图编辑委员会,1982),而在 B 方案中则采用了 90 年代的植被类型(Tateishi, et al, 2003)。70 年代的植被数据主要是依据植被图中对植被类型的描述进行重新分类,同时参考了气候区划中不同气候区域的范围。例如同为草原,植被图中有 20 多类(羊草草原、贝加尔针茅草原等),在 CCM3 中根据

其所处气候区域分为寒带和温带草原两类。90 年代数据是根据中国土地利用图(注:中国地理研究所 2000 年 1 km 的产品,目前还没有正式发表)和其他有关的地图资料、卫星资料、气候区划等资料重新处理而成。如土地利用中林地这一类用地,按其所处地理位置、气候区,参考同一地区植被图中的分类,划分为 CCM3 中的各种林地土地覆盖类型(温带常绿针叶林、温带落叶阔叶林等)。根据以上的原则我们将西部植被类型按 CCM3 的分类方法(表 1)重新进行分类,并将其放入改进后的模式中,其他地区植

被与原模式一致,大气初始场也与原模式一致。在上述条件下,类似于 Zhao 等(2004)的做法,我们对 A 和 B 两种试验方案分别从模式自带的初始场开始积分 20 年,取最后 10 年的平均代表各自的气候

平均状况,采用统计学  $t$  检验对两个方案模拟的平均气候状况差异进行显著性检验。过去的研究(郑益群等,2002)表明,植被变化的气候效应在夏季比较显著,因此我们主要针对夏季情况进行讨论。

表 1 CCM3 植被类型  
Table 1 The types of vegetation used in the CCM3 model

序号	植被种类	序号	植被种类	序号	植被种类
0	海洋	10	热带常绿阔叶林	20	常绿灌木
1	陆冰	11	热带落叶林	21	落叶灌木
2	沙漠	12	热带草原	22	半沙漠
3	冷性常绿针叶林	13	常绿森林苔原	23	冷性灌溉作物
4	冷性落叶针叶林	14	落叶森林苔原	24	冷性非灌溉作物
5	冷性落叶阔叶林	15	冷性森林作物	25	暖性灌溉作物
6	冷性针叶阔叶混合林	16	暖性森林作物	26	暖性非灌溉作物
7	暖性常绿阔叶林	17	冷性草原	27	湿地森林
8	暖性落叶阔叶林	18	暖性草原	28	非湿地森林
9	暖性针叶阔叶混合林	19	苔原		

### 3 西部植被变化的基本情况

图 2 给出了两个方案所采用的中国西部植被分布状况。总的看来,这两个时期中国西部植被类型发生了较大的变化。在一些地区,森林退化为农作物区,而一些地区森林覆盖率增加,地表植被状况有所改善。例如,在广西北部、贵州东部地区,20 世纪 70 年代分布着大面积的阔叶林,而 90 年代变成为

暖性的灌溉作物;70 年代云贵高原大部分地区分布着大片落叶灌木,90 年代已经转变为常绿灌木,森林面积也有所扩大;70 年代四川盆地是暖性的常绿针叶林,90 年代森林面积有所减少,农作物面积增大;青藏高原西部 70 年代是冷性草原,90 年代转变成暖性草原;陕西北部部和内蒙的中部由灌木变成草原和农作物;而在新疆的北部原有的沙漠地区面积减小,草原面积扩大。

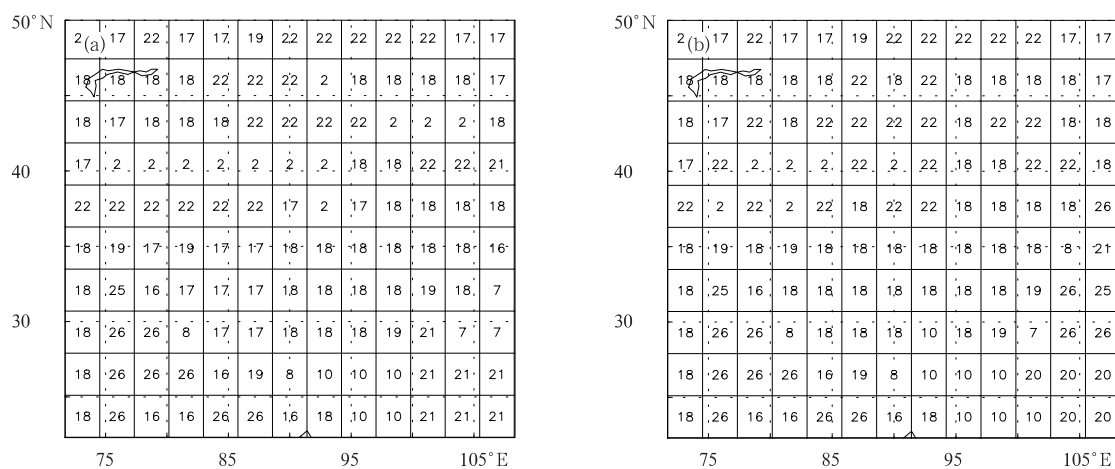


图 2 20 世纪 70 年代(a)和 90 年代(b)中国西部的植被分布状况

Fig. 2 The vegetation distribution in the western China for (a) 1970s and (b) 1990s

### 4 植被变化对热状况的影响

#### 4.1 对地面热状况的影响

下垫面植被改变后,会引起地表反照率、粗糙度

等下垫面参数的变化,造成地表热状况发生异常。从 A 和 B 方案植被变化引起的地面吸收辐射通量异常情况(图 3)可以看到,夏季广西、四川盆地和华北大部分地区吸收的辐射通量减少,减少的最大值

出现在广西和华北西部为  $15 \text{ W/m}^2$ ;而在云贵高原、青藏高原东部地区吸收的辐射通量增加,其中最大值出现在青海和云南,达到  $10 \text{ W/m}^2$ 。所有的这些差异都通过 90% 的信度检验。总的来看,植被增加的地方,地面反照率减小,导致吸收的辐射通量增加;植被退化的地方,地面反照率增加,吸收的辐射通量减少。

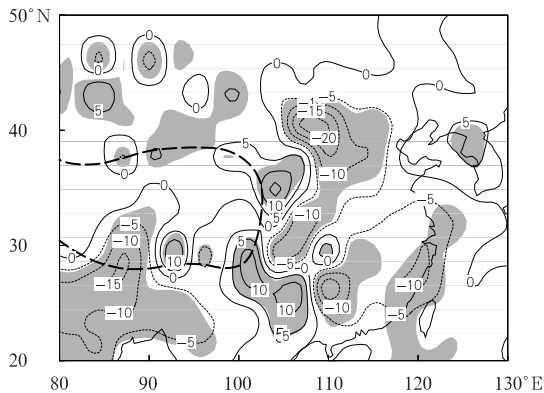


图3 夏季平均地面吸收的辐射通量差值分布(B方案减A方案,单位:  $\text{W/m}^2$ , 阴影区表示通过90%的信度检验;粗虚线表示3000 m地形等高线)

Fig. 3 The difference of the summer mean radiant flux absorbed at the surface with the B scheme used minus that with the A scheme used (unit:  $\text{W/m}^2$ ) (the areas at the 90% confidence level are shaded; the thick dash line encircles the area where the topographic altitude is above 3000 m)

通过分析地面的辐射平衡可以看到(图略),在广东、广西、四川盆地和华北西部地区,地面吸收的净短波辐射减少了  $12\text{--}16 \text{ W/m}^2$ ,这是由于当地农作物面积的扩大,植被退化,使下垫面反照率增加,吸收的太阳短波辐射减少,地面净辐射也相应减小,不利于局地对流的发展;而在云贵高原、青藏高原植被的增加使地表吸收太阳辐射的能力增强,增加最显著的地方出现在西藏东部和青海,最大值达到  $20 \text{ W/m}^2$ ,这是由于当地植被增加,下垫面的反照率减小,吸收太阳短波辐射增加,地面净辐射也相应地增加,有利于局地对流的增强。

#### 4.2 对大气热量的影响

植被改变引起地表热状况异常,进一步可以引起大气热量的变化。根据 Yanai 等(1992)的定义,大气热量可以表示为

$$\langle Q_1 \rangle = S_H + R_{\text{net}} + L_H$$

其中  $S_H$  为地面感热,  $R_{\text{net}}$  为大气净吸收的辐射,  $L_H$  为降水凝结潜热。

由 B 和 A 方案模拟的  $\langle Q_1 \rangle$  差值分布(图4)可以看到,相对于70年代的植被状况,90年代植被模拟的夏季云贵高原大气热量是增加的,最大值达到  $30 \text{ W/m}^2$ ;而在广东、广西、高原东部、华北和东北地区,大气热量是减少的,其中广东、广西、青海和内蒙古西部减少  $10\text{--}20 \text{ W/m}^2$ ,华北和东北减少  $10 \text{ W/m}^2$ 。从大气热量的各个分量来看(图略),夏

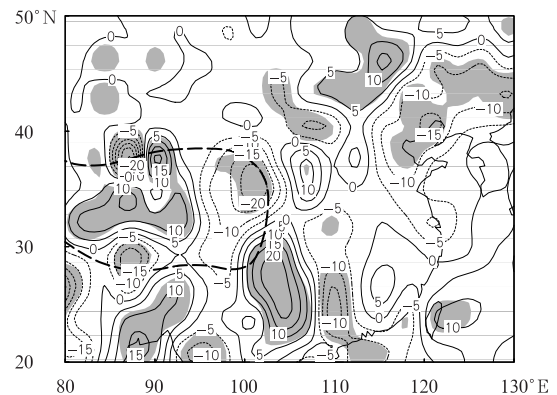


图4 B和A方案模拟的夏季平均大气热量差值分布(单位:  $\text{W/m}^2$ ; 阴影区表示通过90%的信度检验;粗虚线表示3000 m地形等高线)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for the mean atmospheric heat  $\langle Q_1 \rangle$

季广东、广西、高原东部、华北和东北地区降水凝结潜热有所减少,其中减少的最大值出现在高原东部,达到  $30 \text{ W/m}^2$ ,华北和东北地区减少  $10 \text{ W/m}^2$ 。而云贵高原和内蒙古中部地区的潜热却增加了  $10\text{--}30 \text{ W/m}^2$ 。进一步分析表明,华北和东北地区的凝结潜热减少以及内蒙古中部潜热的增加主要是由对流性降水引起的,而在高原东部地区,大尺度降水引起的潜热变化贡献和对流性降水是相当的。此外,在 A 和 B 方案中,大气净辐射在中国范围内的平均值都是负值,说明辐射项对大气起冷却作用。从 B 与 A 方案模拟的大气净辐射差值看,华南和内蒙古中部净辐射的差值是负值,约为  $6 \text{ W/m}^2$ ,指示了在 B 方案中大气净辐射的减弱;而在夏季云贵高原和华北地区,净辐射差值是正值,其中华北为  $2 \text{ W/m}^2$ ,四川达到  $12 \text{ W/m}^2$ ,说明在 B 方案中辐射项对大气的冷却有所减弱。夏季云贵高原大气热量的增加是由地面感热、凝结潜热增加造成的;而广东、广西的大气热量减少是由于地面感热和凝结潜热的减少造

成的;在青藏高原地区,虽然植被增加使得地面感热增加,但是由于凝结潜热和净辐射冷却的影响,使大气热量减少;在华北和东北地区,感热和凝结潜热的减少使得大气热量减少。由此可见,西部植被的变化,使得局地大气热量发生改变,并引起周边地区大气热量发生相应调整。

## 5 植被变化对季风、气温和降水的影响

### 5.1 植被变化对东亚夏季风的影响

对应于大气热状况变化,东亚大气环流也出现异常。在B和A方案模拟的200 hPa流场的差值图(图5a)上可以看出,从青藏高原东侧,经过中国华北、东北,一直到东北亚的广大地区为一个明显的气旋式异常环流,而在青藏高原北侧为一个反气旋式异常环流。与200 hPa一致,在500 hPa高

度场差值图(图5b)中,从青藏高原北侧到东北亚为一大范围的异常高压带,其中心分别位于青藏高原北侧和东北亚,中心值为5 gpm,表明东亚大陆500 hPa上的位势高度场增加;此时,西太平洋副热带地区为负差值,表明西太平洋中纬度地区500 hPa高度场降低,指示着西太平洋副热带高压偏弱,位置偏南。相应于500 hPa的变化,东亚地区对流层低层的风场也发生了变化,在B和A方案模拟的850 hPa风场差值图(图5c)上可见,异常反气旋出现在中国北方,而在内蒙古附近和西太平洋副热带地区分别为一个异常气旋,此时从东北亚到中国东部盛行异常北风。这表明:与70年代植被模拟的结果比较,90年代植被模拟的东亚夏季风减弱。东亚夏季风的减弱可能与70年代和90年代西部植被变化所造成的中国大陆地大气热量减少、海陆温差减小有关。

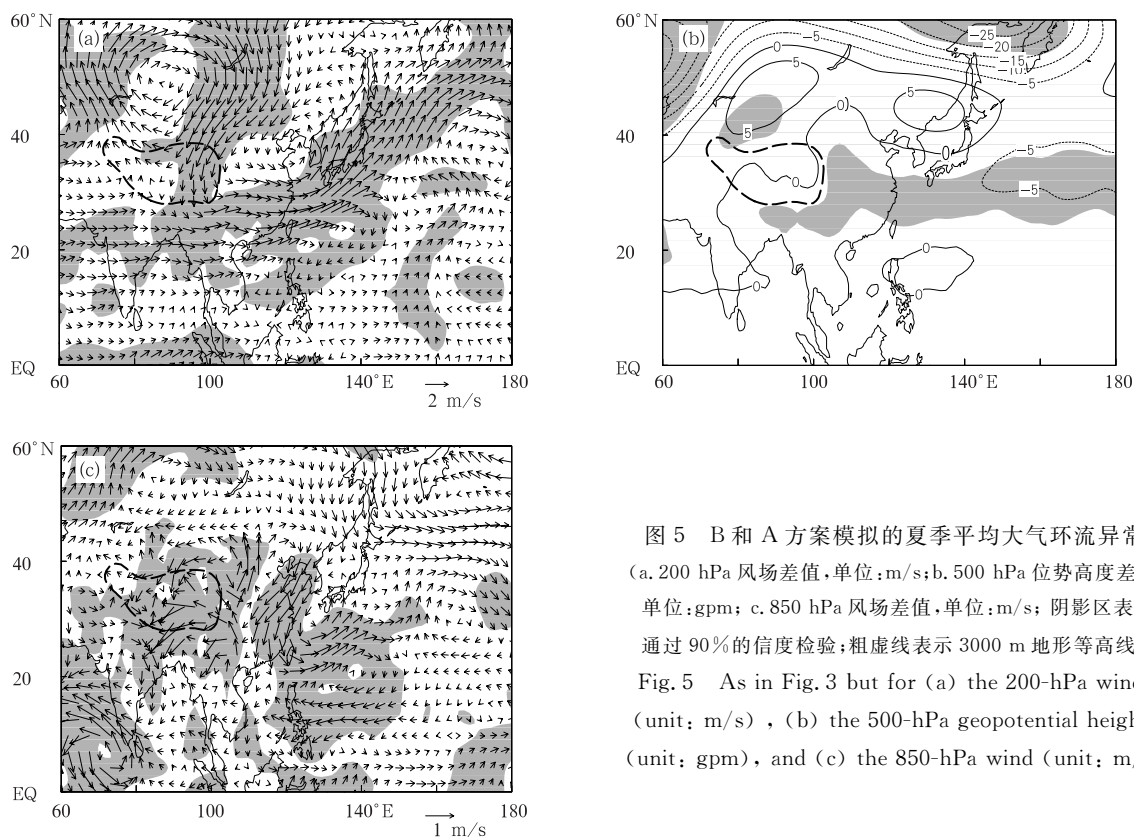


图5 B和A方案模拟的夏季平均大气环流异常 (a. 200 hPa 风场差值, 单位: m/s; b. 500 hPa 位势高度差值, 单位: gpm; c. 850 hPa 风场差值, 单位: m/s; 阴影区表示通过90%的信度检验;粗虚线表示3000 m地形等高线)  
Fig. 5 As in Fig. 3 but for (a) the 200-hPa wind (unit: m/s), (b) the 500-hPa geopotential height (unit: gpm), and (c) the 850-hPa wind (unit: m/s)

### 5.2 植被变化对夏季降水和气温的影响

前面的分析表明,西部植被变化引起东亚夏季大气环流异常,进一步造成水汽输送和降水的变化。为了分析水汽输送的变化情况,分别计算了夏季A和B方案的对流层低层(1000、900、850、700、600

hPa)平均的水汽通量( $qV$ )和水汽通量散度( $\nabla \cdot (qV)$ )。在B和A方案模拟的夏季平均 $qV$ 和 $\nabla \cdot (qV)$ 的差值图(图6)中可以看出,异常 $qV$ 矢量指向南,并且伴随着正的 $\nabla \cdot (qV)$ 差值,其中正值中心出现在华北和东北,达到 $60 \times 10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ,表

明与70年代比较,90年代植被所模拟的夏季中国华北和东北地区水汽输送减弱,并且水汽辐合减弱(或辐散加强)。而负 $\nabla \cdot (qV)$ 差值出现在甘肃、内蒙古等地,指示着这些地区水汽辐合有所增加。

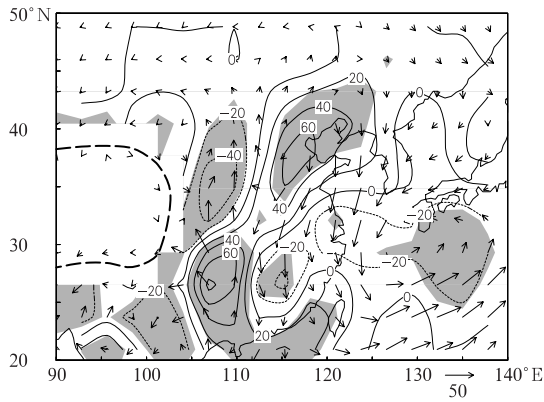


图6 B和A方案模拟的夏季对流层低层的 $qV$ (矢量)和 $\nabla \cdot (qV)$ (等值线)差值(水汽通量单位: $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ,水汽通量散度单位: $10^6 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ;阴影区表示通过90%的信度检验;粗虚线表示3000 m地形等高线)  
Fig. 6 As in Fig. 3 but for the simulated summer mean  $qV$  and  $\nabla \cdot (qV)$  at the lower troposphere ( $qV$  unit:  $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$ ,  $\nabla \cdot (qV)$  unit:  $10^6 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ )

以上分析已经表明,与70年代相比,90年代夏季中国华北地区,高层为异常气旋环流,中低层为异常反气旋环流,这样的环流配置使下沉气流加强,不利于降水产生。赵声蓉等(2003)统计研究表明,这样的环流异常对应着华北夏季降水偏少。同时,在甘肃和内蒙古一带对流层低层为气旋性异常环流,而对流层中层为异常高压,这样的环流配置有助于上升运动加强,使降水增加。在B和A方案模拟的夏季降水差值图(图7)中可以看到,相对于70年代,90年代植被模拟的夏季华北大部分地区、东北和山东半岛等地降水都有不同程度的减少,减少值为20—40 mm,而甘肃和内蒙古西部地区的降水增加了40 mm左右。由此可见,西部植被的变化对中国北方夏季的降水产生了重要影响。由图5可以看出东亚夏季风的减弱,使中国北方地区夏季出现异常的北风分量,南风减弱,向北输送的水汽减少。进一步分析表明由于华北和东北地表吸收的净短波辐射减小,地表温度降低,导致地表向上输送的感热减少(图略),地表热源减小引起地面气温有所降低(图8)。其中华北地面气温下降 $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$ 左右,东北温度降

低 $0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ 。河套地区温度下降达到 $1.6 \text{ }^\circ\text{C}$ 左右。过去的研究(周连童等,2003)表明,70年代以来北方地区的气温是逐渐上升的。而从我们的模拟结果来看,西部植被变化对北方地区气温的影响是造成温度下降,由于地面气温还受到其他因素的制约,所以需要从其他方面去寻找北方地区夏季增温的原因。

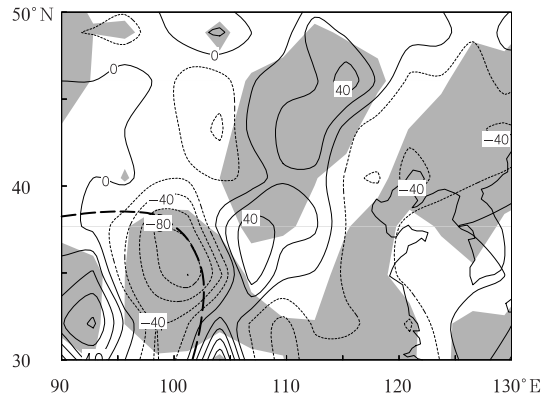


图7 B和A方案模拟的夏季降水差值(单位:mm;阴影区表示通过90%的信度检验;粗虚线表示3000 m地形等高线)  
Fig. 7 As in Fig. 3 but for the simulated summer mean precipitation (unit: mm)

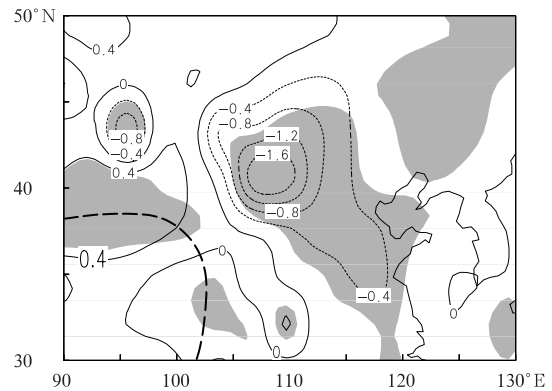


图8 B和A方案模拟的夏季平均地面气温差值(单位:°C;阴影区表示通过90%的信度检验;粗虚线表示3000 m地形等高线)  
Fig. 8 As in Fig. 3 but for the simulated summer mean air temperature at the surface (unit:  $^\circ\text{C}$ )

## 6 结论和讨论

本文利用CCM3全球气候模式和20世纪70和90年代中国西部的植被覆盖数据,研究了过去30年西部植被变化对中国北方夏季区域气候的影响。数据显示与70年代比较,90年代中国西部植

被发生了较大的变化,而且变化存在明显的区域差异。数值试验的结果表明:植被的这种变化可以造成局地热力状况发生改变,导致夏季局地大气环流异常,其中北方地区对流层上层为异常气旋性环流,而中、低层为异常反气旋环流,有利于当地下沉运动加强。同时,西太平洋副热带高压偏弱,位置偏南。在这种环流情况下,中国东部的夏季风有所减弱。中国东部弱的东亚夏季风,使北方地区的地面气温下降,不利于水汽的向北输送。

由于华北和东北地区有异常下沉运动,低层水汽输送减少以及异常的水汽辐散,因此华北和东北夏季降水呈现出减少特征,这是与近30年华北地区观测的夏季降水变化特征基本一致的。降水的观测资料分析表明,与70年代比较,90年代华北、东北地区夏季降水呈现逐渐减少的趋势(周连童等,2003;任国玉等,2005)。大量的研究表明,降水的这种减少直接与大气环流和东亚夏季风变化有关(钱永甫等,2003;琚建华等,2003;陈隆勋等,2004;Yu, et al, 2004;李新周等,2006;黄燕燕等,2006),而气溶胶等温室气体增多可能是导致大气环流异常的重要原因之一(Menon, et al, 2002)。从我们的模拟结果看来,用70年代和90年代的植被状况模拟出了北方夏季降水的减少特征,因此近30年来中国西部植被变化可能也是北方夏季降水减少的一个重要原因。

同时,东亚夏季风70年代中期以来的减弱已经得到广泛的认同,但具体的原因目前仍不清楚(Wang,2001; Jiang, et al, 2005)。本文的数值模拟表明,西部植被变化引起了东亚夏季风的减弱。植被变化可能也是东亚夏季风年代际变化的一个原因。

由于本文所用的模式分辨率较低,对中小尺度强迫引起的区域气候变化的细节描述较粗糙,所得的结果也是比较初步的,其中植被和气候的相互作用以及其中的物理机制还有待以后的工作进一步深入的研究。

## 参考文献

陈隆勋,周秀骥,李维亮等. 2004. 中国近80年来气候变化特征及其形成机制. 气象学报,62(5):634-645  
丁一汇,李巧萍,董文杰. 2005. 植被变化对中国区域气候的数值模拟研究. 气象学报,63(5):613-621  
符淙斌,魏和林,郑维忠等. 1996. 中尺度模式对中国大陆地表覆盖

类型的敏感性试验//全球变化与中国未来的生存环境. 北京:气象出版社,286pp  
黄燕燕,钱永甫,万齐林. 2006. 热带与副热带地区高度差异对长江流域和华北旱涝影响的数值模拟分析. 气象学报,64(2):194-204  
姜大膀,王适功等. 2001. 沙漠化扩展对区域气候影响的数值模拟研究. 中国沙漠,21(3):428-432  
姜大膀,王适功等. 2003. 沙区绿化对区域气候影响的数值模拟研究. 中国沙漠,23(1):63-66  
琚建华,吕俊梅,任菊章. 2003. 气候年代际变化对中国降水的影响//黄荣辉等. 我国旱涝重大气候灾害及其形成机理研究. 北京:气象出版社,407-422  
李巧萍,丁一汇,董文杰. 2006. 中国近代土地利用变化对区域气候影响的数值模拟. 气象学报,64(3):257-269  
李新周,马柱国,刘晓东. 2006. 中国北方干旱化年代际特征与大气环流的关系. 大气科学,30(2):277-284  
毛睿,龚道溢,Chen Deliang. 2008. 欧亚大陆春节植被状况与东亚夏季大气环流的显著联系. 气象学报,66(4):592-598  
钱永甫,姚永红,张琼等. 2003. 南亚高压与我国盛夏气候和华北降水异常的关系研究//黄荣辉等. 我国旱涝重大气候灾害及其形成机理研究. 北京:气象出版社,423-434  
任国玉,郭军等. 2005. 近50年中国地面气候变化基本特征. 气象学报,63(6):942-956  
徐大海. 1992. Lagrange与Euler时间积分尺度之间关系的统计动力学物理模型. 气象学报,50(2):138-151  
徐大海. 1992. 关于不同尺度大气运动中的雷诺交换. 气象学报,50(3):257-271  
阎福礼,李震等. 2003. 基于NOAA/AVHRR数据的西部植被覆盖变化监测. 兰州大学学报(自然科学版),39(2):90-94  
张井勇,董文杰等. 2003. 中国植被覆盖对夏季气候影响的新证据. 科学通报,48(1):91-95  
赵声蓉,宋正山等. 2003. 青藏高原热力异常与华北汛期降水关系的研究. 大气科学,27(5):881-893  
郑益群,钱永甫,苗曼倩. 2002. 植被变化对中国区域气候的影响I:初步模拟结果. 气象学报,60(1):1-16  
郑益群,钱永甫,苗曼倩. 2002. 植被变化对中国区域气候的影响II:机理分析. 气象学报,60(1):17-29  
中国植被图编辑委员会. 1982. 中国植被图(第二版). 北京:中国地图出版社  
周连童,黄荣辉等. 2003. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究. 气候与环境研究,8(3):274-290  
朱蓉,徐大海. 2005. 大气边界层热量输送的非局地多尺度湍流理论及试验研究. 应用气象学报,16(3):273-282  
卓嘎,徐祥德等. 2002. 青藏高原边界层高度特征对大气环流动力学效应的数值试验. 应用气象学报,13(2):163-169  
Acker T L, Buja L E, Rosinski J M, et al. 1996. User's Guide to NCAR CCM3. Colorado: NCAR Technical Note, NCAR/TN-420+STR, 1-6  
Botany Institute of Chinese Academy of Science. 1982. Vegetation of China. Beijing: Cartographic Publishing House  
Charney J G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel.



- Quart J Roy Meteor Soc, 101: 193-202
- Gao Xuejie, Luo Yong, et al. 2003. Simulation of effects land use change on climate in China by a regional climate model. *Adv Atmos Sci*, 20(4):583-592
- Jiang Dabang, Wang Huijun. 2005. Natural inter-decadal weakening of East Asian summer monsoon in the late 20th century. *Chinese Sci Bull*, 50(17):1923-1929
- Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. 2002. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 297:2250-2253
- Tateishi R, Zhu L, Sato H P. 2003. The land cover map for central Asia for the year 2000. GLC2000 Database, European Commission Joint Research Center, <http://www.gvm.jrc.it/glc2000>
- Wang Huijun. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 18(3): 376-386
- Xue Y. 1996. The impact of desertification in the Mongolian and the Inner Mongolian grassland on the regional. *J Climate*, 9(9): 2173-2189
- Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolutions of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 70:319-351
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophy Res Lett*, 31: L22212, doi: 10.1029/2004GL021270
- Zhao Ping, Zhang Xiangdong, Zhou Xiuji, et al. 2004. The sea ice extent anomaly in the North Pacific and its impact on the East Asian summer monsoon rainfall. *J Climate*, 17: 3434-3447