

# 基于陆地生态系统模型的气候变化条件下 中国未来水分状况趋势分析

杨艳<sup>1</sup>, 丁菊花<sup>1</sup>, 江洪<sup>2</sup>, 彭长辉<sup>1,3</sup>, 朱求安<sup>1</sup>

(1. 西北农林科技大学 林学院 生态预测与全球变化研究中心, 陕西 杨凌 712100; 2. 南京大学 国际地球系统科学研究所, 南京 210093; 3. 魁北克大学蒙特利尔分校 环境科学研究所, 加拿大 蒙特利尔 C3H3P8)

**摘要:**评估区域陆地生态系统未来水分平衡是生态系统与全球变化科学研究的重要科学问题之一。利用 IPCC 相关气候模式生成的历史及未来的气候情景数据作为陆地生态系统模型的输入,并考虑 CO<sub>2</sub> 浓度的变化,研究了气候变化及 CO<sub>2</sub> 浓度倍增效应对中国未来水资源状况的影响。结果表明:对不同情景的模拟(HC3AA, HC3GG, SresA2, SresB1),未来中国全国平均降水水平基本呈现出逐渐增加的趋势,气温水平呈显著上升的趋势,蒸散发水平表现出持续增长的态势,径流则出现了不同的丰水与枯水的时段;在 CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情景下,蒸散发量相对于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平要稍低,而径流相对于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平则要稍高,这一点在 2050 年之后表现更为明显。

**关键词:**陆地生态系统; 水分格局; IBIS 模型; 气候变化

中图分类号:P467

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2018)02-0379-08

## Temporal Patterns of Water Condition in China Under Climate Change Based on Terrestrial Ecosystem Modelling

YANG Yan<sup>1</sup>, DING Juhua<sup>1</sup>, JIANG Hong<sup>2</sup>, PENG Changhui<sup>1,3</sup>, ZHU Qian<sup>1</sup>

(1. Center for Ecological Forecasting and Global Change, College of Forestry, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China; 2. International Institute for Earth System Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China; 3. Institute of Environment Sciences, University of Quebec at Montreal, Montreal C3H3P8, Canada)

**Abstract:** Assessing the future water balance of regional terrestrial ecosystems is one of the important scientific problems in ecosystem and global change research. Using historical and future climate scenarios generated from IPCC-related climate models as input to the terrestrial ecosystem model and considering changes in CO<sub>2</sub> concentrations, we study the effects of climate change and CO<sub>2</sub> concentration doubling on China's future water resources. The results show that the average precipitation in China is gradually increasing, the temperature level is increasing, and the evapotranspiration levels show the trend of sustained growth, and the runoff is the emergence of different wet and dry season. In the scenario of doubled CO<sub>2</sub> concentration, the evapotranspiration is slightly lower than that under non-doubled CO<sub>2</sub> concentration, while the runoff is slightly higher than that in non-doubled CO<sub>2</sub> concentration scenarios. The performance will be more obvious after 2050.

**Keywords:** terrestrial ecosystems; water resources; IBIS; climate change

气候变化是气候要素在连续几十年或者更长时间的长期统计结果的任何系统性变化<sup>[1]</sup>。IPCC 第四次评估报告第一工作组报告中,阐述了当前对气候变化的人为和自然驱动因子、气候变化观测事实、气候的多种过程及归因、以及一系列未来气候变化预估结果的科学认识水平。气候变化对水资源(尤其是淡

水)有着重大影响。观测显示,降水量、强度、频率和类型正在发生变化,在降水量方面一些地方已观测到 1900—2005 年期间明显的长期趋势:北美和南美的东部、北欧以及北亚和中亚明显多雨,但在萨赫勒、南部非洲、地中海和中亚则少雨<sup>[2]</sup>。在北部区域降水偏多,但降水形式是雨而不是雪,在许多地方尤其是在

北半球中高纬度的陆地上观测到这种变化,这些变化导致降雨增加,但积雪减少,并因此减少了夏季的水资源<sup>[2]</sup>。已观测到普遍的强降水事件的增多,甚至在总降水量减少的地区也是如此<sup>[2]</sup>。IPCC 评估的所有地区表明气候变化对水资源和淡水生态系统总体上造成净负影响,气候变化对淡水系统的不利影响超过了其效益<sup>[3]</sup>。

关于气候变化对于水资源方面的影响,近年来,国内开展了许多基于模型的相关研究。刘春蓁等<sup>[4]</sup>以平衡的 GCM 模型输出作为大气中 CO<sub>2</sub> 浓度倍增时的气候情景,采用月水量平衡模型及水资源利用综合评价模型研究我国部分流域年、月径流、蒸发的可能变化及 2030 年水资源供需差额变化。邓惠平等<sup>[5]</sup>根据流域水量平衡模型和未来气候情景对水量平衡各分量的可能变化进行了计算,研究了全球气候变化对沱江流域水温的影响表明径流对气温变化不敏感,但对降水变化十分敏感,降水变化上下波动 10% 将引起径流量上下波动 35% 左右。汪美华等<sup>[6]</sup>运用多元回归方法,建立有关气候—径流深的数学模型,并用该模型预测在未来气候变化的 15 种可能情景下淮河 3 个代表子流域径流深的变化。Su 等<sup>[7]</sup>利用 VIC 模型对 1980—1990 年中国径流量进行了模拟,讨论了历史气候变化条件下中国径流的变化。Yuan 等<sup>[8]</sup>应用可变下渗能力 VIC 模型与区域气候变化影响研究模型 PRECIS 耦合,考虑了 A2 和 B2 两种排放情景,对气候变化情景下海河流域水资源的变化趋势进行预测。Zhang 等<sup>[9]</sup>利用 SWAT 模型,基于 HadCM3 和 CGCM2 的气候变化情景,对洛河流域的水文响应作为研究。王国庆等<sup>[10]</sup>利用黄河月水文模型,采用假定的气候方案,分析了中上游径流量对气候变化的响应。游松财等<sup>[11]</sup>应用改进的水分平衡模型研究了不同气候变化背景下中国未来地表径流的变化。目前已经有运用 IBIS 模型对中国陆地生态系统的水分平衡过程和区域碳收支的模拟及验证工作<sup>[12-13]</sup>,但是在气候及 CO<sub>2</sub> 浓度变化的条件下,对中国陆地生态系统水分平衡与碳收支格局的报道还较少。本文拟利用陆地生态系统模型 (IBIS),模拟计算未来不同气候情景下及 CO<sub>2</sub> 浓度倍增条件下,中国水资源格局的动态变化,为水资源和森林生态资源的保护提供知识支撑,同时也可有效制定应对气候变化战略和政策,积极参与应对气候变化国际合作提供科学依据。

## 1 数据与方法

### 1.1 模型介绍

集成生物圈模拟器 IBIS (Integrated Biosphere

Simulator) 由美国威斯康星大学全球环境与可持续发展中心 (SAGE) 的 Foley 等<sup>[14]</sup>于 1996 年开发,是一个综合的陆地生物圈模型,属于新一代动态全球植被模型 (DGVM)。IBIS 模型包括陆面过程、冠层生理、植被物候、植被动态和土壤地球生物化学 5 大模块。它考虑了植被组分和结构对环境变化的响应,并且在一个集成框架内实现了陆表水热过程、陆地生物地球化学循环和植被动态的模拟,模型中各个过程可在不同的时间尺度上进行,从 1 h 至 1 a,便于将生态的、生物物理的及植物生理的等发生在不同时间尺度上的过程有机整合起来<sup>[15]</sup>。

### 1.2 数据

IBIS 模型所需的主要输入数据包括 DEM、气象数据、植被与土壤图层。DEM 数据采用 SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, <http://www.cgiar-csi.org/>)。初始化植被图层依据中国 1:400 万植被数据构建,并将其分类标准归并到 IBIS 模型的植被类型;初始化土壤图层依据中国 1:100 万土壤数据构建,主要包括土壤类型和土壤质地 (黏粒、粉粒和砂粒的含量比例);模型驱动所需的多年平均气候条件数据由中国标准气象站点地面气候资料构建,包括:降水、气温、相对湿度、云量因子、风速、气温日较差、月降水日数、极低气温等。未来气候驱动数据包括:降水、气温、相对湿度、云量因子,从两种气候模式 (HadCM3, CGCM3<sup>[16]</sup>) 结果中获得,并考虑了 4 种情景 (表 1)。同时考虑 CO<sub>2</sub> 浓度的变化情况,即 2000 年之后是否考虑 CO<sub>2</sub> 浓度倍增过程,其倍增过程采用 IS92a 情景,CO<sub>2</sub> 浓度倍增过程见图 1。各气象要素利用 ANUSPLIN 方法<sup>[17-20]</sup>进行空间插值,形成全国范围的模型输入数据,分辨率为 10 km。

表 1 模型简介

模型	情景	空间分辨率 (°)	研发机构
HadCM3	HC3AA	3.75×2.5	英国哈德利气候中心 (英国)
	HC3GG	3.75×2.5	
CGCM3	SresA2	2.8×2.8	加拿大气候模型与分析中心 (加拿大)
	SresB1	2.8×2.8	

### 1.3 模型模拟

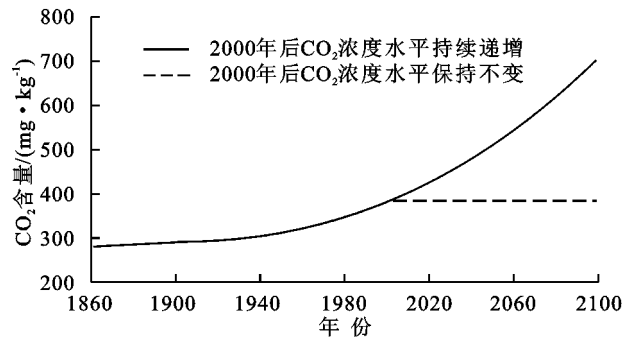
基于不同的气候驱动数据和 CO<sub>2</sub> 浓度数据,进行不同的模拟组合 (表 2),模型运行时段为 1860—2099 年,其中 1860—1950 年为模型的预热模拟期,主要目的是使土壤碳库、植被结构和生物量等达到一个平衡状态,本研究分析结果时段为 2000—2099 年。

## 2 结果与分析

### 2.1 基于 HadCM3 数据集 HC3AA, HC3GG 情景

图 2 显示了 HC3AA, HC3GG 情景下 2000—

2099 年中国年降水量与年平均气温的变化情况,以及 HC3AA,HC3GG 情景下的气候数据作为 IBIS 模型的输入,并考虑 CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增,得到的逐年蒸散发和逐年径流变化情况,及径流变化的 5 a 滑动平均值,图中表示的各变量均为 2000—2099 年逐年数据相对于 1960—1999 年多年平均值的距平值。



注:2000 年之后分为保持 2000 年浓度水平不变和持续递增两种情形。

图 1 1860—2099 年时段上 CO<sub>2</sub> 浓度变化过程

表 2 不同模拟组合

模型设定	气候驱动数据	CO <sub>2</sub> 浓度
1	HC3AA	DCO <sub>2</sub>
2	HC3AA	CCO <sub>2</sub>
3	HC3GG	DCO <sub>2</sub>
4	HC3GG	CCO <sub>2</sub>
5	SresA2	DCO <sub>2</sub>
6	SresA2	CCO <sub>2</sub>
7	SresB1	DCO <sub>2</sub>
8	SresB1	CCO <sub>2</sub>
9	历史均值	DCO <sub>2</sub>
10	历史均值	CCO <sub>2</sub>

注:表中 CCO<sub>2</sub> 表示 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增,DCO<sub>2</sub> 表示 CO<sub>2</sub> 浓度倍增。

从图 2 可以看到,两种情景在 2000—2099 年的时间段上,年降水量整体上呈增加趋势,其增加速率约为 12 mm/10 a( $p<0.001$ )(表 3),从分时段上来看,HC3AA 情景下 2060 年之前比 2060 年之后降水量增加幅度相对较缓,2000—2060 年年平均降水量的增加量约为 32 mm,2060—2099 年年平均降水量的增加量约为 96 mm。2060—2099 年也分为两个时间段:2060—2080 年时间段上年降水量的增长较高,2080—2099 年年降水量的增长有所减缓,其中 2060—2080 年年平均降水量的增加量约为 102 mm,2080—2099 年年平均降水量的增加量约为 90 mm。HC3GG 情景下 2055 年之前比 2055 年之后降水量增加幅度相对较缓,2000—2055 年降水量的多年平均增加量约为 38 mm,2055—2099 年降水量的多年平均增加量约为 94 mm。不同于 HC3AA 情景,HC3GG 情景降水量在 21 世纪末呈现出持续增加,2080—2099 年降水量的多年平均增量约为 118 mm。从气温变化图上可

以看到,HC3AA 情景下年平均气温呈持续上升的态势,上升水平约为 0.45℃/10 a( $p<0.001$ ),HC3GG 情景下年平均气温同样呈持续上升的态势,上升水平约为 0.43℃/10 a( $p<0.001$ ),与 HC3AA 情景相近。到 21 世纪末,两种情景下全国平均气温水平相对于 1960—1999 年的平均水平分别增长了约 4.5℃,4.3℃。

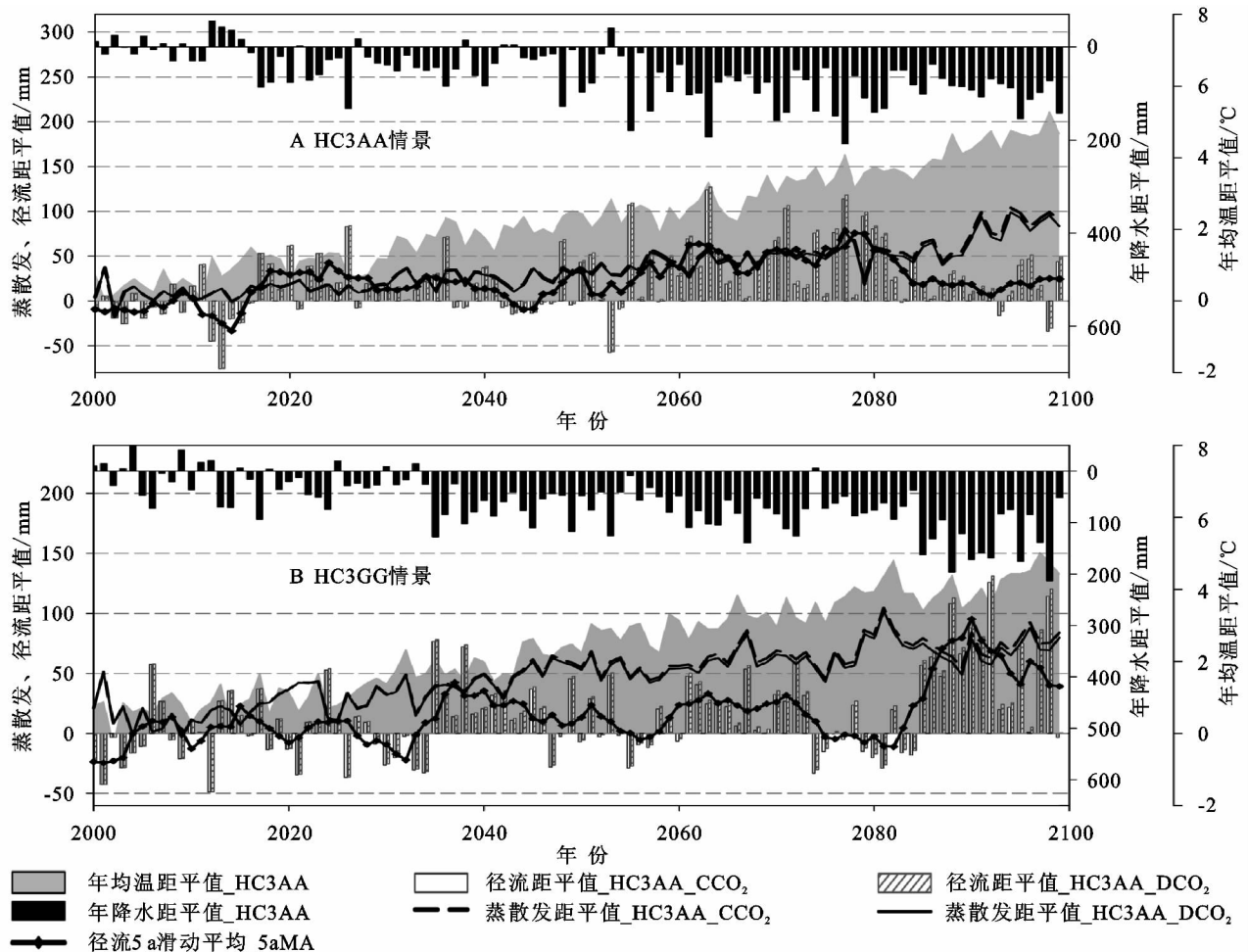
图 2 分别列出了 HC3AA,HC3GG 情景下,并考虑 CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增条件下的蒸散发和径流 2000—2099 年的变化情况。对于 CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增对蒸散发和径流的影响,从图中可以看到,两种情景下,2050 年之前,蒸散发量与径流对于 CO<sub>2</sub> 浓度倍增与否所产生的差别较小,而在 2050 年之后,CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增对蒸散量和径流的影响有一定差别:在 CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情景下,蒸散发量相对于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平要稍低,而径流相对于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平则稍高。不论 CO<sub>2</sub> 是否倍增,2000—2099 年年蒸散发量均呈持续上升的态势:CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平的情况下,HC3AA 情景下蒸散发量上升水平约为 8 mm/10 a( $p<0.001$ ),HC3GG 情景下蒸散发量上升水平约为 7.2 mm/10 a( $p<0.001$ );CO<sub>2</sub> 倍增的情况下,HC3AA 情景下蒸散发量上升水平约为 7 mm/10 a( $p<0.001$ )、HC3GG 情景下蒸散发量上升水平约为 6.7 mm/10 a( $p<0.001$ )。蒸散发量与气温的增加趋势基本保持一致,说明气温的升高是蒸散发量持续增加的主要原因之一。

对于径流而言,不论 CO<sub>2</sub> 是否倍增,2000—2099 年年径流整体上呈增加的趋势,同时 CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增对径流的影响产生了稍许差别:CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平的情况下,HC3AA 情景下径流上升水平约为 3.8 mm/10 a( $p<0.005$ ),HC3GG 情景下径流上升水平约为 5.0 mm/10 a( $p<0.001$ );CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情况下,HC3AA 情景下径流上升水平约为 4.4 mm/10 a( $p<0.001$ )、HC3GG 情景下径流上升水平约为 5.5 mm/10 a( $p<0.001$ )。HC3GG 情景下的径流增加速率均稍高于 HC3AA 情景下的水平。径流的变化格局基本与降水量的变化格局保持一致,HC3AA 情景下在 2000—2060 年时间段上,径流的增加量相对较低,多年平均径流增量约为 12 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 13 mm(CO<sub>2</sub> 浓度倍增);2060—2099 年的时间段上,径流增加量相对较高,多年平均径流增量约为 37 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 41 mm(CO<sub>2</sub> 浓度倍增)。其中 2060—2099 年,与降水格局一致,也分为两个时间段:2060—2080 年时间段上年径流量的增长较高,多年平均径流增量约为 53 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 56 mm(CO<sub>2</sub> 浓度倍增),2080—2099 年年径流量的增长有

所减缓,多年平均径流增量约为 19 mm( $\text{CO}_2$  浓度保持 2000 年水平)和 23 mm( $\text{CO}_2$  倍增)。同时由于蒸散发量持续保持上升态势,故在 2080—2099 年时间段上,径流减缓效应要比降水的减缓效应明显。HC3GG 情景下,在 2000—2055 年时间段上,径流的增加量相对较低,多年平均径流增量约为 6 mm( $\text{CO}_2$  浓度保持 2000 年水平)和 7 mm( $\text{CO}_2$  倍增);2055—2099 年的时间段上,径流增加量相对较高,多年平均径流增量约为 26 mm( $\text{CO}_2$  浓度保持 2000 年水平)和 30 mm( $\text{CO}_2$  浓度倍增)。可以看到在径流的绝对增加量上,HC3GG 情景要低于 HC3AA 情景。

对 HC3AA,HC3GG 情景整体来看,在 21 世纪的 100 年中,气温持续上升,蒸散发量也保持持续上

升趋势,降水基本上保持持续增加的态势,径流量虽然整体上表现出增加,但从时间段上来分析,相对于 1960—1999 年的径流的平均值水平出现了增加和减少交替的时期。对照 HadCM3 下的 HC3AA 和 HC3GG 两种情景,各变量的绝对量上的差异见表 3。可以看到,就 21 世纪末而言,HC3GG 情景下,2080—2099 年平均全国降水量水平比 HC3AA 情景高出 26 mm 左右,全国平均蒸散发水平相差不大,比 HC3AA 情景高出 4 mm 左右,故全国平均径流水平,情景 HC3GG 比情景 HC3AA 高出约 22 mm,所以情景 HC3GG 条件下 21 世纪末中国的水分状况要好于 HC3AA 情景。两种情景下的温度水平一致,热量条件相差不大。



注:图中  $\text{CCO}_2$  表示  $\text{CO}_2$  浓度非倍增,  $\text{DCO}_2$  表示  $\text{CO}_2$  浓度倍增, 5aMA 表示 5a 滑动平均, 变化值表示为各变量与 1960—1999 年平均水平的差值, 下同。

图 2 HC3AA, HC3GG 情景下, 2000—2099 年中国年降水、径流、蒸散发、年平均气温的变化及径流变化的 5 a 滑动平均变化趋势

## 2.2 基于 CGCM3 数据集 SresA2, SresB1 情景

图 3 显示了 CGCM3 模式 SresA2, SresB1 情景下 2000—2099 年中国年降水量与年平均气温的变化情况, 以 SresA2, SresB1 情景下的气候数据作 IBIS 模型的输入, 并考虑  $\text{CO}_2$  浓度是否倍增, 得到的逐年蒸散发和逐年径流变化情况, 及径流变化的 5 a 滑动

平均值, 图中表示了各变量均为 2000—2099 年逐年数据相对于 1960—1999 年多年平均值的距平值。

从图 3 中可以看到, 在 2000—2099 年的时间段上, 年降水量整体上均呈增加趋势, SresA2 情景下增加速率约为 10 mm/10 a ( $p < 0.001$ ) (表 3), SresB1 情景下增加率约为 5 mm/10 a ( $p < 0.001$ ) (表 3)。

从分时段上来看,SresA2 情景下 2055 年之前比 2055 年之后降水量增加幅度相对较缓,2000—2055 年年平均降水量的增加量约为 43 mm,2055—2099 年年平均降水量的增加量约为 96 mm。降水量在世纪末呈现出持续增加,2080—2099 年降水量的多年平均增量约为 119 mm。SresB1 情景下,2060 年之前比

2060 年之后降水量增加幅度相对较缓,2000—2060 年年平均降水量的增加量约为 35 mm,2055—2099 年年平均降水量的增加量约为 64 mm。降水量在世纪末增加量有所减缓,2090—2099 年降水量的多年平均增量约为 49 mm。从图 3B 中还可以看到,2058 年前后,年降水量出现一个低值区。

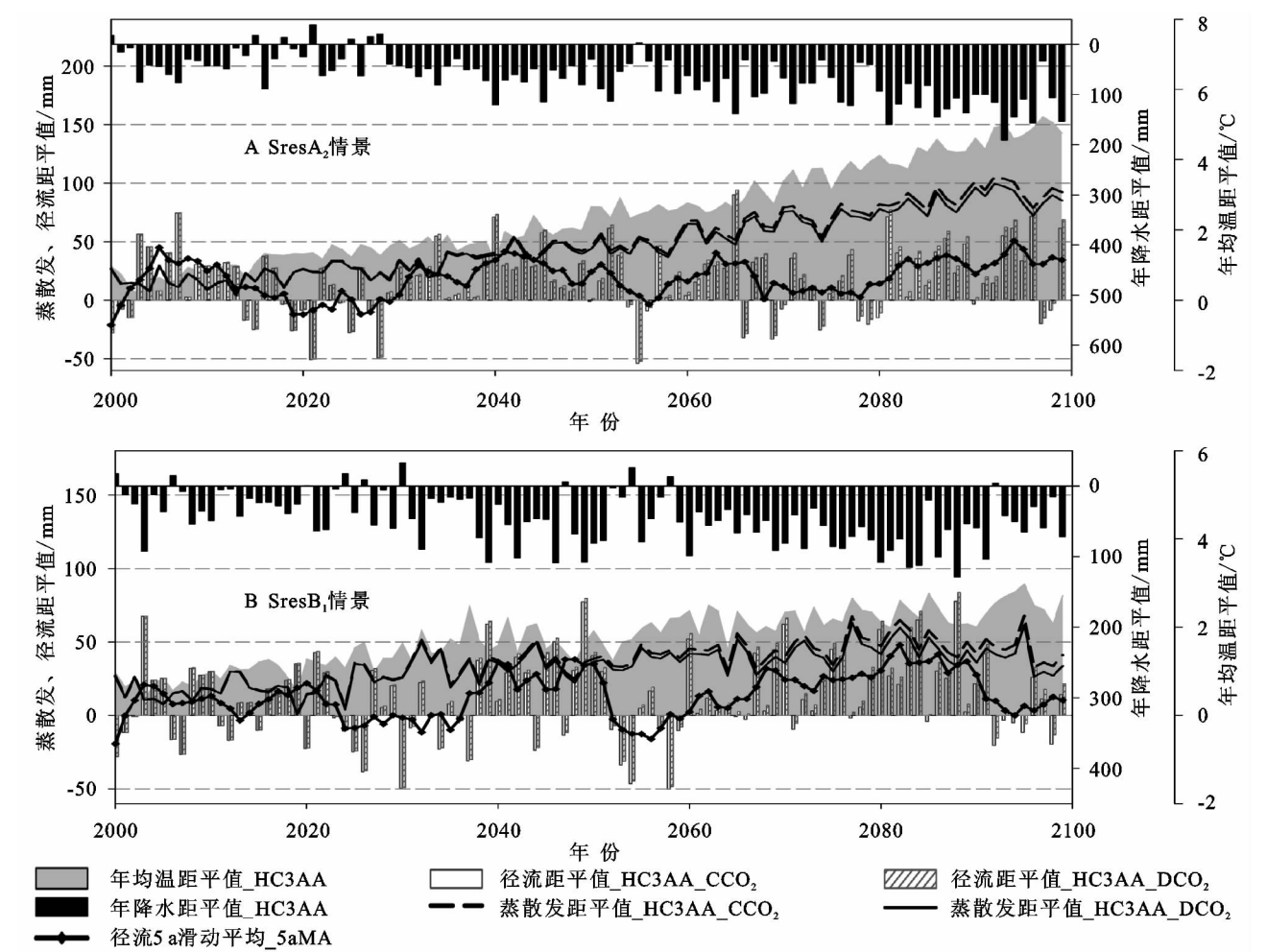


图 3 SresA2,SresB1 情景下,2000—2099 年中国年降水、径流、蒸散发、年平均气温的变化及径流变化的 5 a 滑动平均变化趋势

从气温变化图上可以看到,两种情景下年平均气温均呈持续上升的态势,SresA2 情景下上升水平约为 0.45℃/10 a( $p<0.001$ ),SresB1 情景下上升水平约为 0.2℃/10 a( $p<0.001$ ),到世纪末,SresA2 情景下全国平均气温水平相对于 1960—1999 年的平均水平增长了约 4.5℃。SresB1 情景下增长了约 2℃。SresB1 不到 SresA2 情景下气温增长的一半。

图 3 同时列出了 SresA2,SresB1 情景下,并考虑 CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增条件下的蒸散发和径流 2000—2099 年的变化情况。对于 CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增对蒸散发和径流的影响,从图中可以看到,2050 年之前,蒸散发量与径流对于 CO<sub>2</sub> 浓度倍增与否所产生的差别较小,而在 2050 年之后,CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增对蒸散量和径流的影响有一定差别。

在 CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情景下,蒸散发量相对于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平要稍低,2050—2099 年,SresA2 情景下全国多年平均蒸散发量分别为 73 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 69 mm(CO<sub>2</sub> 倍增)。SresB1 情景下,全国多年平均蒸散发量分别为 46 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 41 mm(CO<sub>2</sub> 倍增)。不论 CO<sub>2</sub> 是否倍增,2000—2099 年年蒸散发量均呈持续上升的态势:CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平的情况下,SresA2 情景下蒸散发量上升水平约为 9.0 mm/10 a( $p<0.001$ ),SresB1 情景下蒸散发量上升水平约为 3.8 mm/10 a( $p<0.001$ );CO<sub>2</sub> 倍增的情况下,SresA2 情景下蒸散发量上升水平约为 8.3 mm/10 a( $p<0.001$ ),SresB1 情景下蒸散发量上升水平约为 3.1 mm/10 a( $p<0.001$ )。

对于径流而言,CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情景下的径流稍高于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平。2050—2099 年,SresA2 情景下全国多年平均径流分别为 19 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 24 mm(CO<sub>2</sub> 倍增),SresB1 情景下全国多年平均径流增量分别为 14 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 18 mm(CO<sub>2</sub> 倍增)。相对于 1960—2099 年的径流平均水平而言,在 21 世纪的 100 年中,径流基本上都表现出增加。而在这 100 年中径流是否有增加趋势却因 CO<sub>2</sub> 浓度是否倍增而不同:当 CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平的情况下,SresA2 情景下径流在 21 世纪中并不表现出显著增加的趋势( $k=0.144, p=0.156$ ),SresB1 情景下径流在 21 世纪中也不表现出显著增加的趋势( $k=0.152, p=0.12$ );CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情况下,SresA2,SresB1 两种情景下径流在 21 世纪中整体上表现出增加趋势,径流增加水平平均约为 2 mm/10 a( $p<0.05$ )。

虽然降水整体保持持续增加的趋势,但由于较高的蒸散发水平,并持续呈上升趋势,便使得降水的年际变化对径流产生了较大的波动。SresA2 情景下径流的增量基本在 50 mm 以下,年际间的变化较大,在 21 世纪初、2040 年代、2060 年代及世纪末的 20 a 这

4 个时期,径流量出现高值区,其间相间了 3 个低值区,低值区的径流水平基本与 1960—1999 年的平均水平相当,部分年份低于这一水平。可以看到在世纪末的 2080—2099 年这一时期,多年平均径流增量约为 30 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 35 mm(CO<sub>2</sub> 倍增)。SresB1 情景下径流在 2040—2050 年、2070—2090 年及 2020 年左右表现为丰水年份,在 2030 年、2060 年及世纪末则表现为枯水年份,枯水年份径流值多数在 1960—1999 年的年径流平均值以下。世纪末的 10 a 左右,虽然蒸散出现下降的趋势,但降水也显著相对减少,故径流在这一时期表现出较低的水平,2090—2099 年,全国多年平均径流增量分别约为 6 mm(CO<sub>2</sub> 浓度保持 2000 年水平)和 12 mm(CO<sub>2</sub> 倍增)。

对照 CGCM3 下的 SresA2 和 SresB1 两种情景,各变量的绝对量上的差异见表 3。可以看到,就 21 世纪末而言,SresA2 情景下的降水量高,气温升高的幅度大,接近 SresB1 的两倍左右。虽然降水量高,但由于气温高,所以蒸散发水平也高,结果使得径流水平两种情景下差异并不大,在 CO<sub>2</sub> 倍增与否的两种情形下,全国平均径流水平差异在 10 mm 以内。

表 3 HC3AA,HC3GG,SresA2 和 SresB1 情景下,2000—2099 年中国年降水、径流、蒸散发、年平均气温的变化简单线性回归的斜率和 CO<sub>2</sub> 值

情景		$k$	$p$	情景		$k$	$p$
HC3AA	年降水距平值	1.172	<0.001	SresA2	年降水距平值	1.048	<0.001
	AET_CCO <sub>2</sub>	0.797	<0.001		AET_CCO <sub>2</sub>	0.905	<0.001
	AET_DCO <sub>2</sub>	0.745	<0.001		AET_DCO <sub>2</sub>	0.837	<0.001
	Runoff_CCO <sub>2</sub>	0.388	0.002		Runoff_CCO <sub>2</sub>	0.144	0.156
	Runoff_DCO <sub>2</sub>	0.440	<0.001		Runoff_DCO <sub>2</sub>	0.213	0.040
HC3GG	年均温距平值	0.045	<0.001	SresB1	年均温距平值	0.045	<0.001
	年降水距平值	1.219	<0.001		年降水距平值	0.543	<0.001
	AET_CCO <sub>2</sub>	0.727	<0.001		AET_CCO <sub>2</sub>	0.383	<0.001
	AET_DCO <sub>2</sub>	0.674	<0.001		AET_DCO <sub>2</sub>	0.313	<0.001
	Runoff_CCO <sub>2</sub>	0.499	<0.001		Runoff_CCO <sub>2</sub>	0.152	0.120
	Runoff_DCO <sub>2</sub>	0.552	<0.001		Runoff_DCO <sub>2</sub>	0.222	0.025
	年均温距平值	0.043	<0.001		年均温距平值	0.019	<0.001

表 4 HC3AA,HC3GG,SresA2 和 SresB1 情景下,2080—2099 年中国年降水、径流、蒸散发、年平均气温相对于 1960—1999 年时段各变量平均值的增量

情景		降水/ mm	气温/ ℃	蒸散_CCO <sub>2</sub> / mm	蒸散_DCO <sub>2</sub> / mm	径流_CCO <sub>2</sub> / mm	径流_DCO <sub>2</sub> / mm
HadCM3	HC3AA	91.9	4.2	72.4	68.1	21.9	26.2
	HC3GG	118.1	4.2	76.5	72.0	43.6	48.1
CGCM3	SresA2	119.3	4.5	90.3	84.5	29.6	35.4
	SresB1	67.7	2.4	48.0	42.1	20.6	26.5

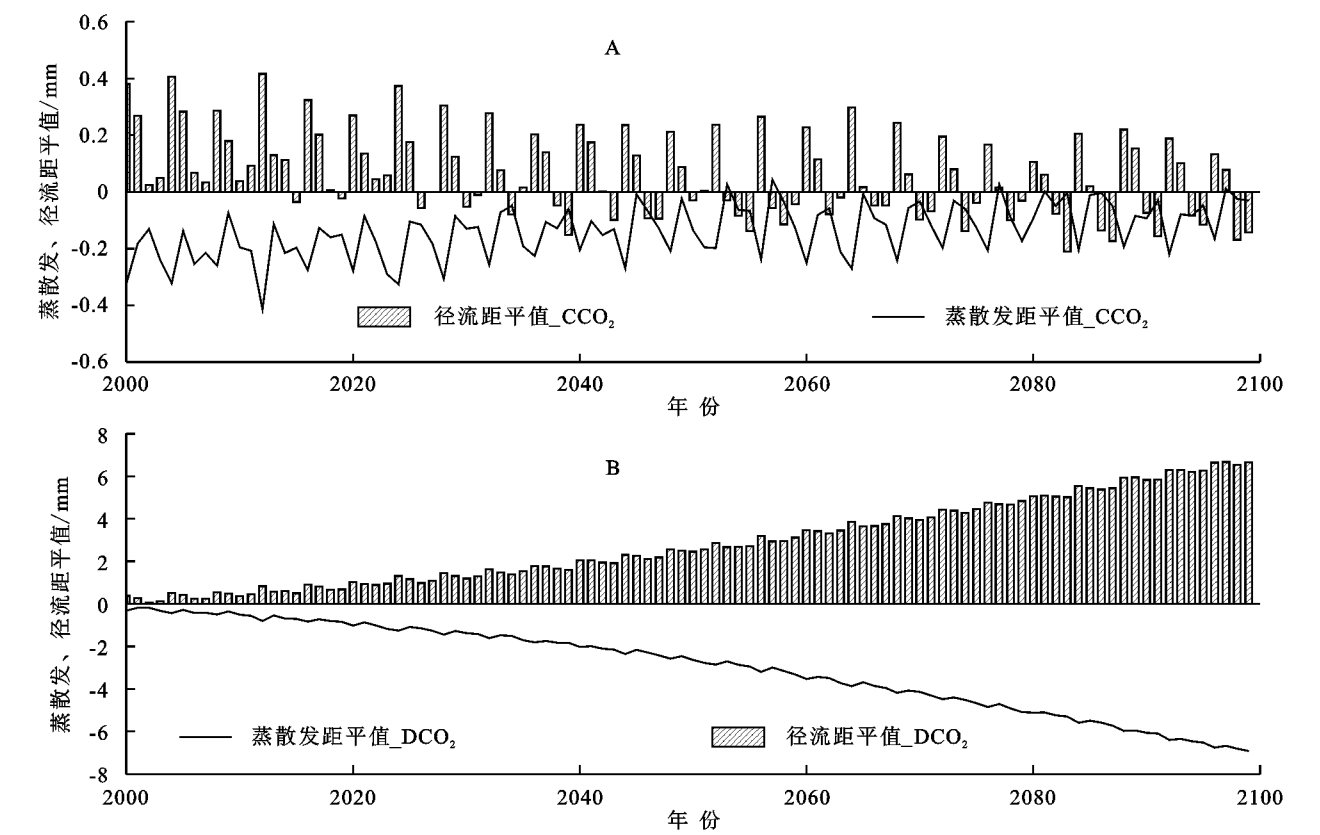
2.3 不考虑气候变化因子的情景

将 1960—1999 年的各气象数据的多年平均值作为 IBIS 模型的输入,模拟保持现有气候条件下,21

世纪蒸散和径流的变化,并且同样分 CO<sub>2</sub> 浓度倍增与 CO<sub>2</sub> 保持为 2000 年时候的水平两种情景。结果见图 4。在 CO<sub>2</sub> 浓度保持为 2000 年水平情景下,

2000—2099 年的期间,时段初蒸散量比 1960—1999 年的平均水平低,并逐渐呈上升趋势,时段初径流比 1960—1999 年的平均水平高,并逐渐呈下降趋势,到

世纪末,两者基本上达到 1960—1999 年的平均水平。虽然两者呈现出上升或下降的趋势,但从数量来看,却很微小,在±0.4 mm 的范围中。



注:图中变化值表示为各变量与 1960—1999 年平均水平的差值,A 为 CO<sub>2</sub> 浓度保持为 2000 年水平的情景,B 为 CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情景。

图 4 不考虑气候变化情况下 21 世纪中国平均蒸散和平均径流的变化趋势

在 CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情景下,蒸散水平呈现出显著下降的趋势,相应的径流水平呈现出显著增加的趋势。

3 结论

不同情景下的气候数据作为 IBIS 模型的输入数据,并考虑 CO<sub>2</sub> 浓度的变化,来反映气候变化及 CO<sub>2</sub> 浓度倍增效应对中国未来水资源状况的影响。从不同的情景的模拟中,可以看到,未来中国全国平均降水水平基本呈现出逐渐增加的趋势,气温水平也呈显著上升的趋势,所以蒸散发水平也表现出持续增长的态势,径流则出现了不同的丰水与枯水的时段。通过不同情景下的模拟,可能反映出未来我国总体的水分状况。同时从结果中我们可以看到,CO<sub>2</sub> 浓度水平对全国水分状况的变化也有一定的影响:在 CO<sub>2</sub> 浓度倍增的情景下,蒸散发量相对于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平要稍低,而径流相对于 CO<sub>2</sub> 浓度非倍增的情景下的水平则要稍高,这一点在 2050 年之后表现更为明显。主要原因可能在于 CO<sub>2</sub> 浓度对植被气孔导度的影响,在 CO<sub>2</sub> 浓度相对较高的情形下,气孔导度减小,潜在的导致植被蒸腾量的减少<sup>[21]</sup>。如果不考虑气候变化

的影响,可以看到 CO<sub>2</sub> 浓度倍增对全国平均蒸散量的影响在 2000—2099 年期间约为 6~7 mm,而蒸散发量与气温的增加趋势基本保持一致的格局,说明气温的升高是蒸散发量持续增加的主要原因之一。

由于我国的气象站点分布不均,西北、东北地区气象站点少且数据不完善,导致观测数据的插值结果存在不确定性,另一方面未来情景数据空间分辨率较低(3.75°×2.5°,2.8°×2.8°)也可能造成其空间插值结果存在很大的不确定性。同时,4 种情景在温室气体、硫酸盐气溶胶和臭氧变化,以及经济、社会和环境可持续发展方面的背景值不同,从而对 4 种情景模拟结果进行比较难免存在差异性。而且,对于不同的气候情景模型在参数设置及模型结构等方面存在着较大的差异,这对于评估未来气候变化对中国陆地生态系统碳水格局的影响也会产生较大的不确定性。

参考文献:

[1] 秦大河,丁一汇,苏纪兰,等. 中国气候与环境演变评估: 中国气候与环境变化及未来趋势[J]. 气候变化研究进展, 2005(1): 4-9.

[2] IPCC. Climate Change 2007: The physical science basis

- [R]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [3] Kundzewicz Z, Mata L, Arnell N W, et al. The implications of projected climate change for freshwater resources and their management[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 2008, 53(1): 3-10.
- [4] 刘春蓁, 刘志雨, 谢正辉. 地下水对气候变化的敏感性研究进展[J]. *水科学进展*, 1997, 8(3): 220-225.
- [5] 邓慧平, 唐来华. 沱江流域水文对全球气候变化的响应[J]. *地理学报*, 1998, 53(1): 43-49.
- [6] 汪美华, 谢强, 王红亚. 未来气候变化对淮河流域径流深的影响[J]. *地理研究*, 2003, 22(1): 79-88.
- [7] Su F, Xie Z. A model for assessing effects of climate change on runoff in China[J]. *Progress in Natural Science*, 2003, 13(9): 701-707.
- [8] Yuan F, Xie Z H, Liu Q, et al. Simulating hydrologic changes with climate change scenarios in the Haihe River Basin[J]. *Pedosphere*, 2005, 15(5): 595-600.
- [9] Zhang Q, Xu C, Jiang T, et al. Possible influence of ENSO on annual maximum streamflow of the Yangtze River, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 333(2): 265-274.
- [10] 王国庆, 王云璋. 黄河上中游径流对气候变化的敏感性分析[J]. *西北水资源与水工程*, 2000, 11(3): 1-5.
- [11] 游松财, Takahashi K, Matsuoka Y. 全球气候变化对中国未来地表径流的影响[J]. *第四纪研究*, 2002, 22(2): 148-157.
- [12] 刘曦, 国庆喜, 刘经纬. IBIS 模拟东北东部森林 NPP 主要影响因子的敏感性[J]. *生态学报*, 2011, 31(7): 1772-1782.
- [13] Zhu Q, Jiang H, Liu J X, et al. Evaluating the spatio-temporal variations of water budget across China over 1951—2006 using IBIS model[J]. *Hydrological Processes*, 2010, 24(4): 429-445.
- [14] Foley J A, Prentice I C, Ramankutty N, et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10(4): 603-628.
- [15] Kucharik C J, Foley J A, Delire C, et al. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2000, 14(3): 795-825.
- [16] Gordon C, Cooper C, Senior C A, et al. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments[J]. *Climate dynamics*, 2000, 16(2/3): 147-168.
- [17] Hutchinson M F, Gessler P E. Splines—more than just a smooth interpolator[J]. *Geoderma*, 1994, 62(1/3): 45-67.
- [18] Price D T, McKenney D W, Nalder I A, et al. A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2000, 101(2/3): 81-94.
- [19] 阎洪. 薄板光顺样条插值与中国气候空间模拟[J]. *地理科学*, 2004, 24(2): 163-169.
- [20] 刘志红, Li L, McVicar T R. 专用气候数据空间插值软件 ANUSPLIN 及其应用[J]. *气象学报*, 2008, 34(2): 92-100.
- [21] Pollard D, Thompson S L. Use of a land-surface-transfer scheme(LSX) in a global climate model: the response to doubling stomatal resistance[J]. *Global and Planetary Change*, 1995, 10(1): 129-161.

~~~~~

(上接第 378 页)

- [13] 李忠云, 魏兴琥, 李保生, 等. 粤北岩溶丘陵区不同地貌部位土壤钙的分布特征: 以英德市九龙镇为例[J]. *热带地理*, 2015, 35(1): 89-95.
- [14] 周尧治, 郭玉梅, 刘历程, 等. 围栏禁牧对退化草原土壤水分的营养研究[J]. *水土保持研究*, 2006, 3(13): 5-7.
- [15] 何蓉, 程雪斌, 尹家元, 等. 云南 12 种豆科灌木饲料中主要钙形态分析[J]. *西部林业科学*, 2005, 34(1): 15-17.
- [16] 王圣瑞, 金相灿, 赵海超, 等. 沉水植物黑藻对上覆水中各形态磷浓度的影响[J]. *地球化学*, 2006, 35(2): 179-186.
- [17] 孙承兴, 王世杰, 刘秀明, 等. 碳酸盐岩风化壳岩—土界面地球化学特征及其形成过程: 以贵州花溪灰岩风化壳岩剖面为例[J]. *矿物学报*, 2002, 22(2): 126-132.
- [18] Rodriguez I R, Amrhein C, Anderson M A. Laboratory studies on the coprecipitation of phosphate with calcium carbonate in the Salton Sea, California[J]. *Hydrobiologia*, 2008, 604: 45-55.
- [19] Linda M, Jonathan F. Interaction between composition and temperature effects on non-bridging oxygen and high-coordinated aluminum in calcium aluminosilicate glasses[J]. *American Mineralogist*, 2013, 98(11/12): 1980-1987.
- [20] 孙义祥, 袁嫚嫚, 邬刚. 不同土壤肥力水平下钙对水稻专用肥增产效应的影响[J]. *中国农学通报*, 2014, 22(9): 77-81.