

基于 HASM 方法对气候模式气温 降水的降尺度研究 ——以黑河流域为例

赵娜^a, 岳天祥^a, 史文娇^b, 周勋^a, 刘羽^a, 杜正平^a

(中国科学院地理科学与资源研究所 a. 资源与环境信息系统国家重点实验室, b. 中国科学院陆地表层格局与模拟重点实验室, 北京 100101)

摘要: 基于空间平稳性分析,引入地理因素结合回归分析及高精度曲面建模方法(HASM)对黑河流域多年平均气温、降水给出了降尺度模拟。基于过去器测资料的验证,提出了 CMIP5 模式资料的合理降尺度方法。比较了降尺度结果与站点实测值的差异,同时比较了所给出的方法与经典插值方法的模拟精度。最后,基于历史时期 T_1 (1976—2005年)的降尺度方法结合 RCP2.6、RCP4.5 及 RCP8.5 不同情景下未来时段 T_2 (2011—2040年)、 T_3 (2041—2070年)、 T_4 (2071—2100年)CMIP5 模式结果,对降尺度方法进行了修正,给出了未来时段气温的降尺度模拟公式,并基于此对上述3种情景下多年平均气温的 CMIP5 模拟结果进行了降尺度模拟。结果表明:本文所提出的降尺度方法模拟结果与站点观测值具有较好的相关性,且精度高于其他经典插值方法。对未来时段的模拟结果表明,升温最快的是 RCP8.5 情景,在 2071—2100年,除祁连山地区外,大部分地区年平均气温大于 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

关键词: 高精度曲面建模方法(HASM); 降尺度方法; 气温; 降水; 黑河流域

文章编号: 1000-694X(2017)06-1227-10

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2016.00074

中图分类号: P413

文献标志码: A

0 引言

气候变化和人类活动导致水文气象要素在时间和空间上发生某些变异,使其前后统计特征发生变化,对水文水资源及生态系统产生一系列的影响^[1-3]。研究气温、降水的变化特征对深入理解水循环过程具有极其重要的意义^[4-5]。同时,气候变化对作物产量具有重要影响^[6]。未来气候变化模式下,降水、温度等气象因子的随机性、趋势性、周期性和时间节律发生改变,这将直接影响作物的生长发育^[7]。

黑河位于中国西北部,发源于祁连山北坡,是中国第二大内陆河,是河西走廊绿洲的存在基础,也是防御北部沙漠入侵的屏障。在全球气候变化的大背景下,黑河流域的气候特征也在发生着显著的变化。流域内生态环境、水文水资源、作物需水及综合管理等与气候变化密切相关^[8-11]。因此,获取高质量、高精度的未来情景下气温、降水空间分布数据对研

究流域生态系统、农业与水资源等具有十分重要的意义。

目前应用于生态、水文过程研究的气温、降水数据主要来源于气象台站观测数据、卫星遥感数据及全球气候模式(GCM)数据,并采用全球模式数据对未来情景预测分析。而目前对黑河流域气象要素未来情景的模拟分析仍然是个空白。现有研究大都针对黑河流域过去几十年甚至上百年的气候变化趋势展开研究^[12-15]。尽管 GCM 的模拟数据能在全球尺度上对未来气温、降水的变化进行宏观分析,但输出结果的空间分辨率较低,很难用于区域尺度上的生态、水文过程的气候响应研究。在流域水资源状况的未来预测预警研究中,尤其是在借助分布式水文模型模拟时,需要较高分辨率的气温、降水信息,但 GCM 的输出不能很好地满足这个需求。统计降尺度是解决由气象模式输出的低分辨率资料到流域尺度资料转换的有效手段^[16]。其基本原理是采用统计经验的方法建立大尺度气象变量与区域气象变

收稿日期:2016-04-06; 改回日期:2016-06-06

资助项目:国家自然科学基金项目(41541010,91325204,91425304,41421001);中国科学院地理科学与资源研究所资源与环境信息系统国家重点实验室青年人才项目

作者简介:赵娜(1986—),女,山东莱芜人,博士,助理研究员,主要研究方向为资源环境模型与系统模拟及气候变化模拟。E-mail: zhaon@lreis.ac.cn

量之间的线性或非线性关系^[17]。但目前已有方法的输出精度和分辨率仍难以满足应用需求,需要进一步探索更为有效的方法^[18]。

针对以上研究问题,本文基于空间平稳性和非平稳性分析,利用 CMIP5 模式数据构建尺度转换函数,并结合站点数据采用近年来应用比较广泛的高精度曲面建模方法(HASM)^[19-20]对降尺度过程中引入的随机误差进行修正,以此建立黑河流域气温、降水的降尺度模型,实现低分辨率的 CMIP5 模式的气温未来情景的降尺度模拟。

1 数据来源

用于模拟黑河流域未来气候情景的数据为 21 个 CMIP5 全球气候模式的模拟结果的平均值^[20]。

模式结果经过插值计算降尺度到 $1^\circ \times 1^\circ$ 的统一空间分辨率。利用简单平均法生成的月平均数据,包括长期历史气候模拟 T_1 (1976—2005 年),以及 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 等 3 种不同情景下未来时段 T_2 (2011—2040 年)、 T_3 (2041—2070 年)、 T_4 (2071—2100 年)的平均气温、降水数据集。其中 CO_2 浓度在 RCP8.5 情景最高,在 RCP2.6 最低^[21-22]。站点数据来自黑河流域及周边地区的 34 个基准气象站(图 1),对站点数据进行加工生成多年平均气候值。使用的 DEM 数据源自 USGS(<http://srtm.csi.cgiar.org>),原始数据分辨率为 90 m,对其进行重采样得到全国空间分辨率为 1 km DEM 数据,并从中截取黑河流域 DEM 数据(图 1)。

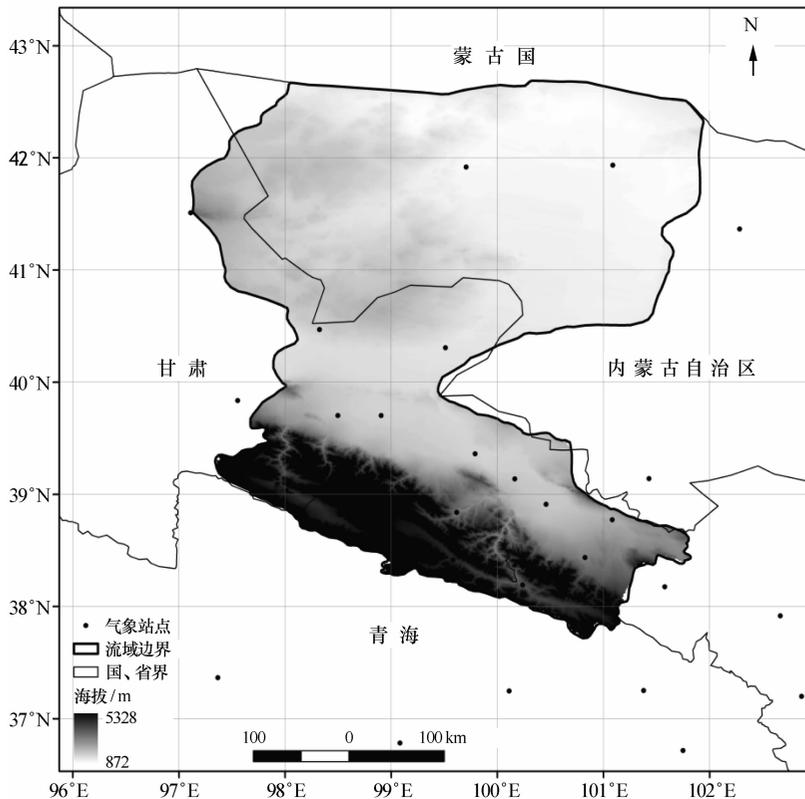


图 1 黑河流域气象站点分布及 DEM

Fig. 1 Meteorological stations and DEM in Heihe River basin

2 研究方法

从 CMIP5 全球数据集中,截取包含黑河流域的矩形区域内平均气温和降水栅格数据。数据的时间段为 1976—2005 年 (T_1)、2011—2040 年 (T_2)、2041—2070 年 (T_3) 和 2071—2100 年 (T_4)。采用与普通最小二乘回归(OLS)相同解释变量和样本点的地理加权回归(GWR)^[23]获得截距、纬度回归系数

及海拔回归系数 3 个曲面,计算变异系数:

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{Z}} \times 100\% \quad (1)$$

式中: σ 为标准差; \bar{Z} 为均值。 $CV < 10\%$ 为变异水平较弱, $CV > 100\%$ 为强变异,其他情形则为中等程度的变异。当为强变异时,意味着变量的空间分布是非平稳的,其他情形则认为变量空间分布平稳^[24]。

计算结果显示,气温截距、纬度回归系数及海拔

回归系数曲面的变异系数值分别为 24.66%、23.36%、21.30%，均 < 25%，属于中等偏弱变异水平，表明年平均气温的空间分布相对稳定。因此，对气温的背景趋势值，可采用普通最小二乘回归的方式进行拟合。

将 CMIP5 数据集的历史时期平均气温点数据与空间分辨率为 1 km 的 DEM 栅格数据叠加，并进行投影变换，获取模式点的海拔数据，计算点数据的经纬度坐标 (x, y) 。对平均气温与海拔和纵坐标的相关关系进行回归分析，得到回归方程

$$RMAT(x, y, T_1) = 41.585 - 10^{-5} \times [0.982y - 404.090Ele(x, y)] \quad (2)$$

式中： $RMAT(x, y, T_1)$ 为 T_1 时期原始的 CMIP5 年平均气温的回归趋势值； y 为纬度坐标 (m)； $Ele(x, y)$ 为栅格 (x, y) 的海拔 (m)。

利用气象站点观测数据，计算原始 CMIP5 年平均气温的回归趋势值在气象站点的修正残差，用 HASM 对气象站点残差进行空间插值。空间分辨率为 1 km 的残差曲面表示为 $\epsilon = HASM(MAT_j - OMAT_j)$ ，CMIP5 数据集年平均气温的降尺度公式可表达为

$$DMAT(x, y, T_1) = RMAT(x, y, T_1) + HASM(MAT_j - OMAT_j) \quad (3)$$

式中： $DMAT(x, y, T_1)$ 为历史时期年平均气温的降尺度结果； $OMAT_j$ 为气象站点 j 处原始的 CMIP5 年平均气温； MAT_j 为气象台站年平均气温观测值。

对原始的 CMIP5 年降水，通过地理加权回归 (GWR) 获得截距、经度、纬度、海拔及坡向因子 5 个回归系数曲面。根据公式 (1)，计算得坡向因子回归曲面、经度回归曲面的变异系数均大于 100%，属于强变异；其余各曲面变异系数绝对值均大于 40%，均属于中等变异。在 0.01 显著性水平下，降水量与截距、经度、纬度、海拔和坡向因子之间在空间上均为非平稳关系。可见黑河流域降水与其解释因子之间是复杂的空间非平稳关系，无法用一个 OLS 全局性模型表达。因此对降水的背景趋势需采用 GWR 进行拟合。

为避免模拟过程中出现极端值，首先对模式数据进行归一化处理，

$$P(x, y, T_1) = \frac{OMAP(x, y, T_1)}{\text{MAX}\{OMAP(x, y, T_1)\}} \quad (4)$$

式中： $P(x, y, T_1)$ 为栅格 (x, y) 处 T_1 时段年降水量观测值的归一化值； $OMAP(x, y, T_1)$ 为 T_1 时期原始的 CMIP5 年降水。

为保证数据的正态性，对 $P(x, y, T_1)$ 作 BOX-COX 变换^[25]，

$$\Psi_{0.4}[P(x, y, T_1)] = \{[P(x, y, T_1)]^{0.4} - 1\} / 0.4 \quad (5)$$

将 BOX-COX 变换后的原始 CMIP5 年降水与空间分辨率为 1 km 的 DEM 栅格数据和坡向栅格数据叠加，并进行投影变换。用地理加权回归 (GWR) 模块拟合原始的 CMIP5 年平均降水，得到趋势值

$$\Psi_{0.4}[P(x, y, T_1)] = \theta_0(x, y) + \theta_1(x, y) \cdot x + \theta_2(x, y) \cdot y + \theta_3(x, y) \cdot Ele(x, y) + \theta_4(x, y) \cdot ICA(x, y) \quad (6)$$

式中： $x, y, Ele(x, y), ICA(x, y)$ 分别代表经度 (m)、纬度 (m)、海拔 (m) 和坡向指数； $\theta_0(x, y), \theta_1(x, y), \theta_2(x, y), \theta_3(x, y)$ 和 $\theta_4(x, y)$ 为常数项和对应解释变量的系数，随着地理位置的变化而变化。

利用气象站点观测数据对趋势值进行修正，得 HASM 优化的 1 km 残差曲面及 CMIP5 年降水量的降尺度 BOX-COX 变换表达

$$\epsilon(x, y, T_1) = HASM(\Psi_{0.4}(MAP_j / \text{MAX}\{OMAP_j\}(x, y, T_1))) - \Psi_{0.4}(Ps(x, y, T_1)) \quad (7)$$

$$\Psi_{0.4}[DMAP(x, y, T_1)] = \Psi_{0.4}(Ps(x, y, T_1)) + \epsilon(x, y, T_1) \quad (8)$$

式中： MAP_j 为气象台站观测的年降水量， $OMAP_j$ 代表气象站点 j 处 CMIP5 年降水量， $DMAP(x, y, T_1)$ 代表历史时期年降水的降尺度结果。

进行反 BOX-COX 变换及反归一化处理，即得 CMIP5 年降水的降尺度模型

$$DMAP(x, y, T_1) = \text{MAX}\{OMAP(x, y, T_1)\} \cdot \{0.4\Psi_{0.4}[P(x, y, T_1)] + 1\}^{\frac{1}{0.4}} \quad (9)$$

3 CMIP5 基准数据与气象台站观测数据的对比

为了比较气象台站观测数据与 CMIP5 模拟结果及降尺度处理对 CMIP5 模拟结果的改进程度，采用交叉验证法，将 CMIP5 模式模拟的 1976—2005 年的 $1^\circ \times 1^\circ$ 的年平均气温降水数据、降尺度处理的 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 的 CMIP5 年平均气温、降水数据，分别与气象观测台站的 1976—2005 年的年平均气温和年降水资料数据对比，统计检测点气象台站处 CMIP5 全球气候模式模拟数据以及降尺度数据的年平均气温及年降水的平均绝对误差 (MAE)、平均

相对误差(MRE)及均方根误差(RMSE,表 1)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N (f_k - \bar{f}_k)^2}{N}} \quad (10)$$

$$MAE = \sum_{k=1}^N \frac{|f_k - \bar{f}_k|}{N} \quad (11)$$

$$MRE = \sum_{k=1}^N \frac{|f_k - \bar{f}_k|}{f_k N} \quad (12)$$

式中: f_k 为 CMIP5 模式值或者 DMAT(DMAP); \bar{f}_k

表 1 CMIP5 模式结果与降尺度结果误差比较

Table 1 Comparison of CMIP5 outputs and downscaling results

方法	气温			降水		
	MAE/°C	MRE/%	RMSE/°C	MAE/mm	MRE/%	RMSE/mm
CMIP5 模式	4.4	74.48	2.93	276.99	326.7	291.76
降尺度	0.13	3.00	0.19	5.75	8.86	73.93

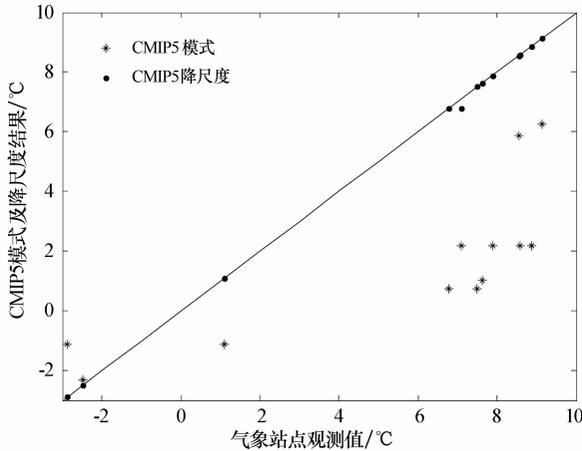


图 2 气温的 CMIP5 模式值及 CMIP5 降尺度结果值与站点观测值差异

Fig. 2 Comparison among CMIP5 outputs, downscaling results and real values for temperature

图 3 表明,黑河流域内站点降水观测值平均为 158.22 mm,CMIP5 模式值为 435.21 mm。CMIP5 对黑河流域降水具有高估现象,平均高估了 276.99 mm。降尺度后的结果与实际观测值更为接近,降尺度后精度得到了显著改善。

从图 4 可以看出,CMIP5 模式数据由于较低的分辨率不能很好地刻画该流域气温的空间分布差异。降尺度后的结果由于引入了地理因素及站点观测值等信息,更好地体现了多年平均气温的空间分布差异。

从图 5 可以看出,基于 CMIP5 模式的模拟结果几乎不能应用于黑河流域生态水文过程的研究,而降尺度后降水的细节信息更加明显。模拟结果更好

为站点处实测值 OMAT(OMAP); N 为站点个数。

可以看出,CMIP5 模式无论对于年平均气温还是年平均降水的模拟,精度都较差。经过降尺度后的气温、降水结果精度有了很大程度的提高。

图 2 表明,黑河流域内站点 1976—2005 年气温观测值平均为 5.65 °C,CMIP5 模式值为 1.56 °C。CMIP5 对黑河流域气温具有低估现象,平均低估了 4.09 °C。可以看出降尺度后的结果与实际观测值更为接近。

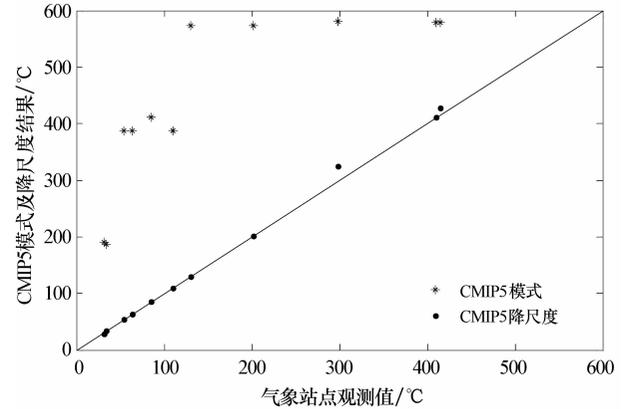


图 3 降水的 CMIP5 模式值及 CMIP5 降尺度结果值与站点观测值差异

Fig. 3 Comparison among CMIP5 outputs, downscaling results and real values for precipitation

地体现了多年平均降水的空间分布特征。

为了考察本研究中的降尺度方法的精度,对 CMIP5 模式数据,分别利用 IDW、Kriging、Spline 插值,统计回归模型加 IDW 残差内插(OLS-IDW、GWR-BC-IDW),统计回归模型加 Kriging 残差内插(OLS-Kriging、GWR-BC-Kriging),统计回归模型加 Spline 残差内插(OLS-Spline、GWR-BC-Spline),以及统计回归模型加 HASM 残差内插(OLS-HASM、GWR-BC-HASM)的方法对气温、降水进行降尺度模拟,表 2、3 给出了不同方法模拟的绝对误差、相对误差以及平均绝对误差。

单独采用经典插值方法对气温、降水进行降尺度模拟,误差较大,但引入地理因素采用回归加残差修正的方法后,模拟精度有了显著提高。对于

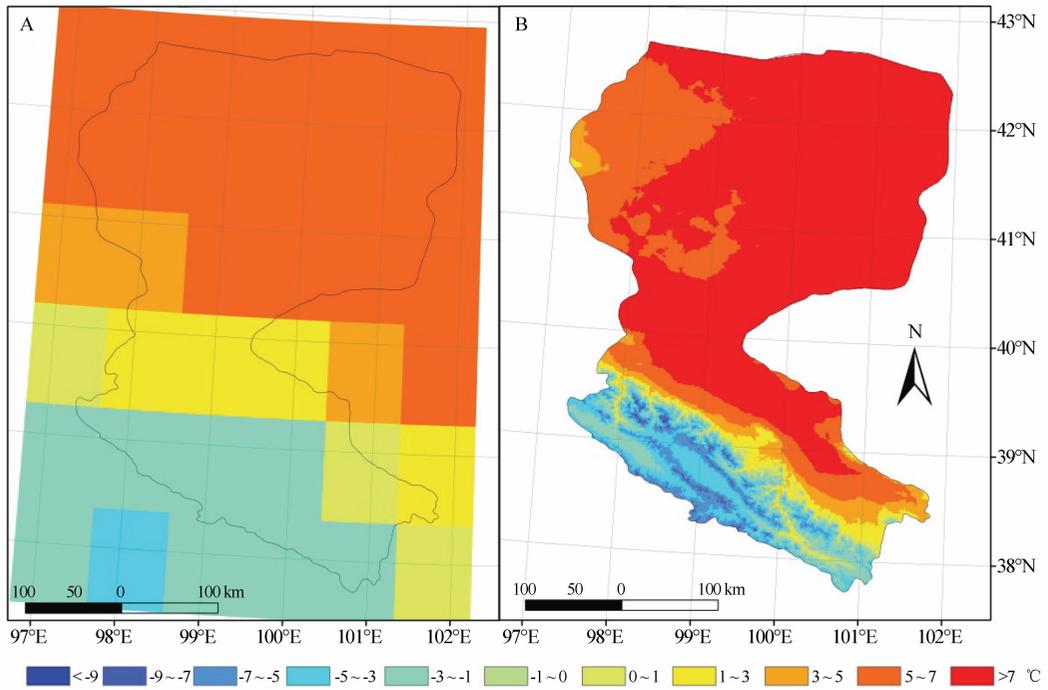


图 4 1976—2005 年 CMIP5 气温模式结果分布(A)与气温降尺度分布(B)比较
 Fig. 4 Distributions of temperature from CMIP5 model (A) and downscaling method (B)

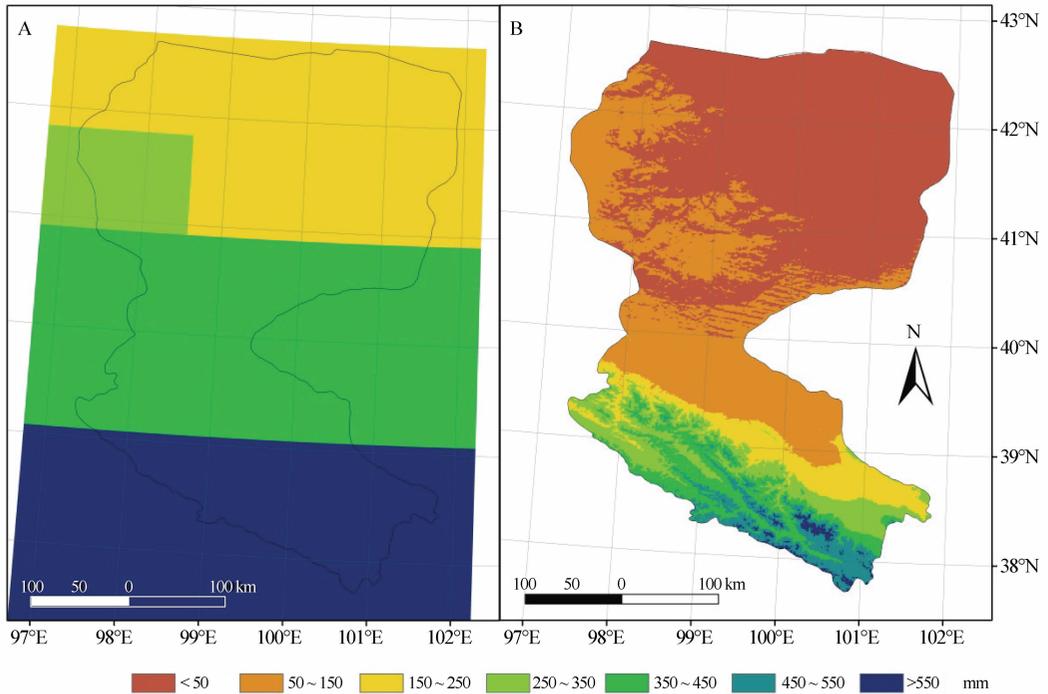


图 5 1976—2005 年 CMIP5 降水模式结果分布(A)与降水降尺度分布(B)比较
 Fig. 5 Distributions of precipitation from CMIP5 model (A) and downscaling method (B)

表 2 CMIP5 全球气候模式气温数据降尺度方法精度比较

Table 2 Comparison of different downscaling methods for temperature

方法	IDW	Kriging	Spline	OLS-IDW	OLS-Kriging	OLS-Spline	OLS-HASM
MAE/°C	17.13	17.38	17.27	0.93	0.28	0.18	0.13
MRE/%	241.83	245.34	243.88	13.15	3.95	3.49	3.00

表 3 CMIP5 全球气候模式降水数据降尺度方法精度比较

Table 3 Comparison of different downscaling methods for precipitation

方法	IDW	Kriging	Spline	GWR-IDW	GWR-Kriging	GWR-Spline	GWR-HASM
MAE/mm	221.48	239.01	232.05	13.73	5.85	432.19	5.75
MRE/%	347.96	373.90	363.02	21.48	9.15	224.09	8.86

多年平均气温, OLS-HASM 方法精度高于其他方法, 其次是 OLS-Spline 方法。对于多年平均降水, GWR-HASM 方法的精度最高, GWR-Kriging 方法次之。HASM 之所以高于其他方法原因在于 HASM 在迭代过程中需要给定初始驱动场, 为了得到精度更高的结果, 在对多年平均气温的降尺度模拟过程中, HASM 驱动场采用 Spline 插值结果, 在平均降水的降尺度模拟中, 采用 Kriging 结果作为 HASM 驱动场。HASM 的一个明显优势是可以融

合其他插值方法得到的结果, 并结合站点实测值, 得到比其他方法精度更高的结果。

4 黑河流域 CMIP5 模式未来情景的降尺度模拟——以气温为例

本研究提出的降尺度方法效果显著, 与站点实测值相比, 误差较小, 精度好于其他方法。因此以 1976—2005 年 CMIP5 降尺度结果数据为基准, 分别计算 2011—2040 年、2041—2070 年和 2071—

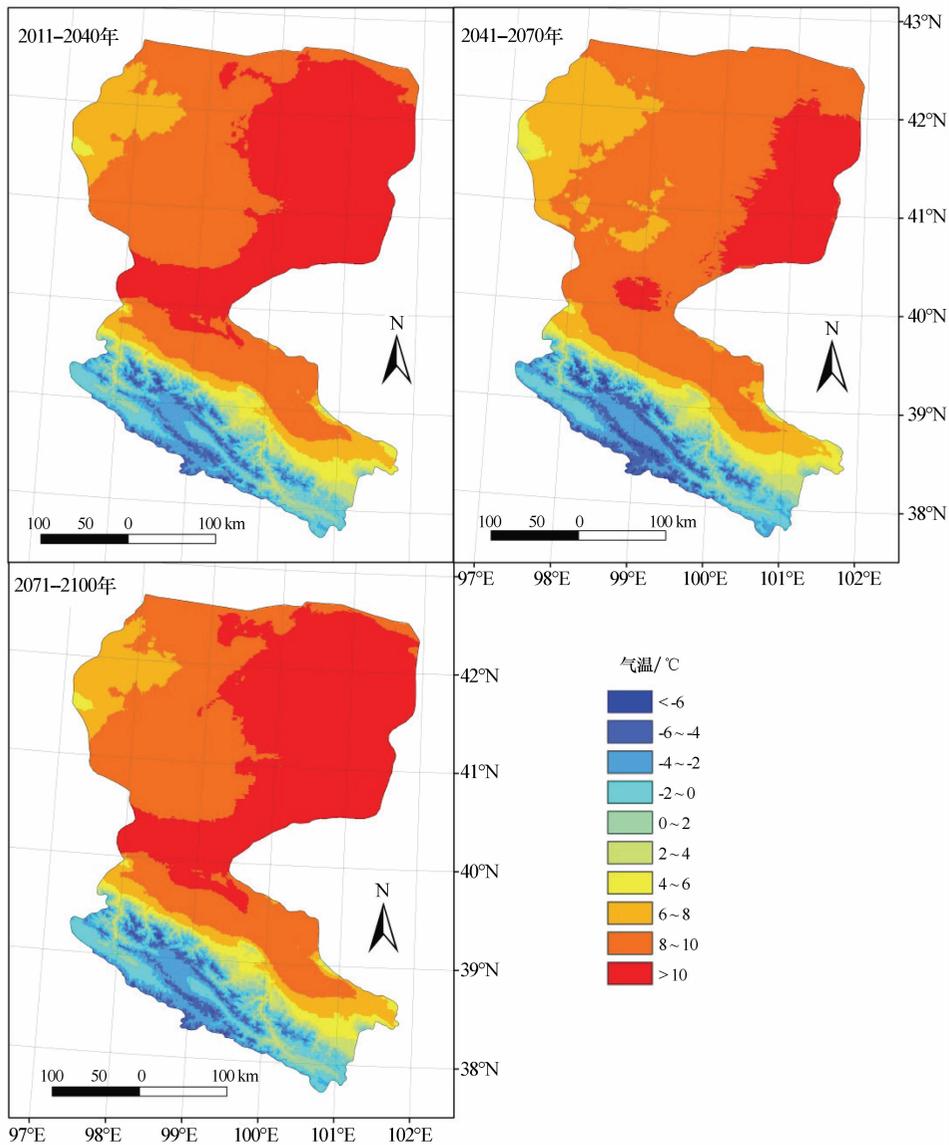


图 6 RCP2.6 情景下未来不同时段气温的降尺度模拟

Fig. 6 Downscaling results of temperature in different periods under RCP2.6

2100 年的年平均气温。CMIP5 模式基准数据与 RCPs 情景下 2011—2040 年、2041—2070 年和 2071—2100 年变化值求和,即为修正的年平均气温未来情景的降尺度模拟。修正公式如下

$$SMAT(x, y, t_k) = DMAT(x, y, T_1) + HASM[OMAT(x, y, T_k) - OMAT(x, y, T_1)] \quad (13)$$

式中:当 $k=2, 3$ 和 4 时, T_k 分别代表 2011—2040 年、2041—2070 年和 2071—2100 年; $SMAT(x, y, T_k)$ 为修正的 T_k ($k=2, 3$ 和 4) 时期年平均气温; $DMAT(x, y, T_1)$ 代表历史时期(1976—2005 年) CMIP5 年平均气温的降尺度结果; $OMAT(x, y, T_k)$ 为原始 CMIP5 气候模式的年平均气温。

对 RCP2.6、RCP4.5、RCP8.5 情景的黑河流域 T_2 时段(2011—2040 年)、 T_3 时段(2041—2070 年)、 T_4 时段(2071—2100 年)的年平均温度数据,采用以上修正方法和高精度降尺度模型运算得到 1 km 网格的 RCP2.6、RCP4.5、RCP8.5 情景下年平均气温数据,利用 ArcGIS 对上述数据进行运算,得到平均气温的时空分布变化。

图 6、7、8 为不同情景下(RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5)、不同时段内(2011—2040 年、2041—2070 年、2071—2100 年)年平均气温的 CMIP5 模式结果的降尺度模拟。升温最快的是 RCP8.5 情景,在 2070—2100 年,除祁连山地区外,大部分地区年平均气温大于 10°C 。利用 ArcGIS 统计表明,在 RCP2.6

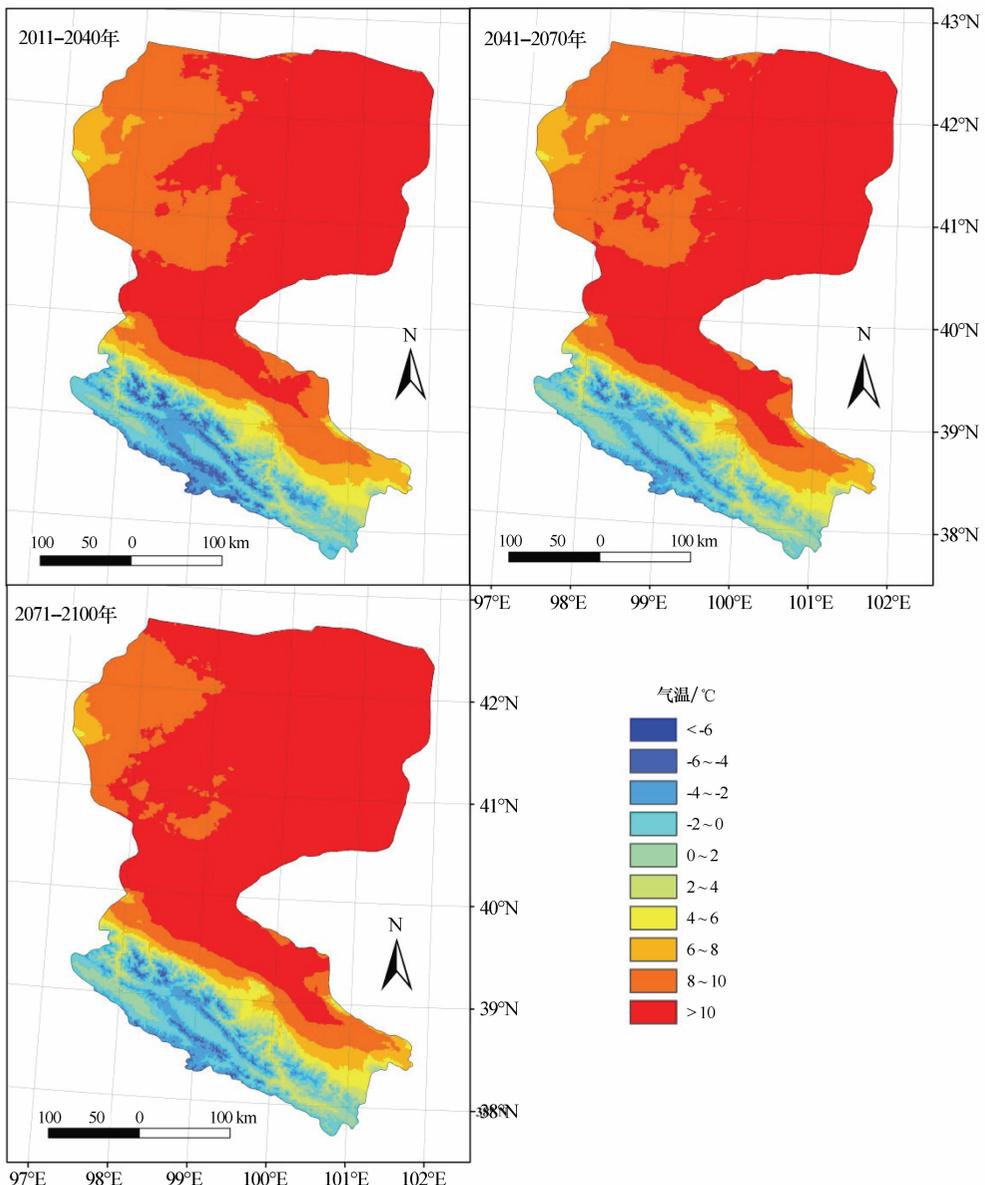


图 7 RCP4.5 情景下未来不同时段气温的降尺度模拟

Fig. 7 Downscaling results of temperature in different periods under RCP4.5

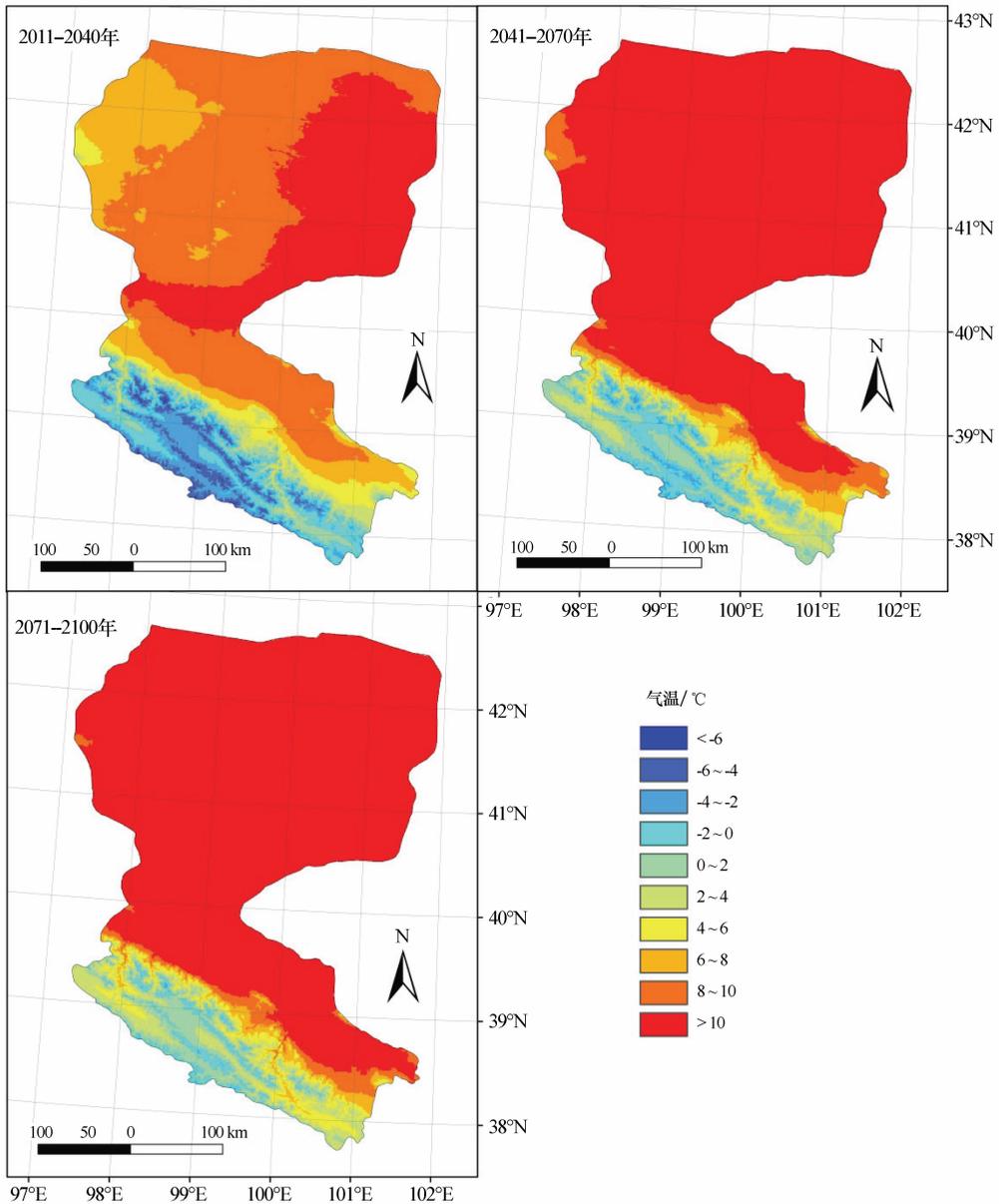


图 8 RCP8.5 情景下未来不同时段气温的降尺度模拟

Fig. 8 Downscaling results of temperature in different periods under RCP8.5

情景下, T_1 到 T_2 时段, 黑河流域年平均气温平均增加 1.80°C , 气温升高最大的区域出现在冰沟附近地区, 最大升温 2.02°C ; T_2 到 T_3 时段, 黑河流域内年平均气温有下降趋势, 平均下降 0.67°C , 气温下降最多的区域在黑河流域南部及西部地区, 最大下降 0.9°C 。 T_3 到 T_4 时段, 黑河流域年平均气温平均上升 0.83°C , 升温最大的区域出现在下游东部地区, 最大升温 1.24°C 。在 RCP4.5 情景下, T_1 到 T_2 时段, 黑河流域年平均气温平均增加 2.45°C , 升温最大的区域出现在下游东部地区, 最大升温 2.80°C 。 T_2 到 T_3 时段, 黑河流域气温平均上升 0.23°C , 最大升温 1.01°C ; T_3 到 T_4 时段, 黑河流域年平

均气温平均上升 0.41°C , 升温最大的区域出现在流域下游北部地区, 最大升温 1.02°C 。在 RCP8.5 情景下, T_1 到 T_2 时段, 黑河流域年平均气温平均增加 1.47°C , 上升最大的区域出现在祁连山西南部地区, 最大升温 1.81°C 。 T_2 到 T_3 时段, 黑河流域年平均气温平均上升 3.32°C , 升温最大的地区出现在祁连山大部, 最大升温 3.79°C 。 T_3 到 T_4 时段, 流域气温平均上升 1.55°C , 最大升温 1.89°C , 最大升温地区出现在流域下游东北部地区。

5 结论

本文基于空间平稳性分析及过去器测资料的验

证,针对全球气候模式数据的低分辨率问题,给出了CMIP5 模式数据的统计降尺度模拟公式,比较了所提出的方法与站点实测值之间的差异,以及与经典插值方法的模拟精度差异,并基于给出的降尺度公式对未来时段 2011—2040(T_2)、2041—2070(T_3)、2071—2100(T_4)RCP2.6、RCP4.5、RCP8.5 情景下的黑河流域气温进行了降尺度模拟预测。针对黑河流域水文水资源及生态系统研究的必要性,弥补了黑河流域未来时段气象要素降尺度模拟预测的空白。黑河流域 CMIP5 模式数据的多年平均气温可采用普通最小二乘回归加 HASM 残差修正的方法进行降尺度模拟,而多年平均降水可采用地理加权回归与 HASM 残差内插的方法进行降尺度模拟。所提出的方法降尺度结果与站点实测值接近,且精度高于经典插值方法的降尺度结果。对未来时段的气温的降尺度结果表明,黑河流域除在 RCP2.6 情景下 T_2 到 T_3 时段气温有所下降外,其他时段不同情景下年平均气温均呈上升趋势。在 RCP8.5 情景下升温最快,在 2070—2100 年,除祁连山地区外,大部分地区年平均气温大于 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

参考文献:

- [1] 李晓东,傅华,李凤霞,等. 气候变化对西北地区生态环境影响的若干研究进展[J]. 草业科学,2011,28(2):286—295.
- [2] Mads C F, Eric P. Using large-scale climate indices in climate change ecology studies[J]. Population Ecology,2004,46(1):1—12.
- [3] 张戈丽,欧阳华,张宪洲,等. 基于生态地理分区的青藏高原植被覆被变化及其对气候变化的响应[J]. 地理研究,2010,29(11):2004—2016.
- [4] 李峰平,章光新,董李勤. 气候变化对水循环与水资源的影响研究综述[J]. 地理科学,2013,33(4):457—464.
- [5] 陈亚宁,李稚,范煜婷,等. 西北干旱区气候变化对水文水资源影响研究进展[J]. 地理学报,2014,69(9):1295—1304.
- [6] 马玉平,孙琳丽,俄有浩,等. 预测未来 40 年气候变化对我国玉米产量的影响[J]. 应用生态学报,2015,26(1):224—232.
- [7] 李勇,杨晓光,王文峰,等. 全球气候变暖对中国种植制度可能影响 V. 气候变暖对中国热带作物种植北界和寒害风险的影响分析[J]. 中国农业科学,2010,43(12):2477—2484.
- [8] 程国栋,肖洪浪,傅伯杰,等. 黑河流域生态—水文过程集成研究进展[J]. 地球科学进展,2014,29(4):431—437.
- [9] 宁宝英,何元庆,和献中,等. 黑河流域水资源研究进展[J]. 中国沙漠,2008,28(6):1180—1185.
- [10] 曹玲,窦永祥,张德玉. 气候变化对黑河流域生态环境的影响[J]. 干旱气象,2003,21(4):45—49.
- [11] 胡广录,王德金,廖亚鑫,等. 气象因子对黑河中游荒漠—绿洲过渡带斑块植被区封杀活动的影响[J]. 中国沙漠,2015,35(4):865—873.
- [12] 孙佳,江灏,王可丽,等. 黑河流域气候平均降水的精细化分布及总量计算[J]. 冰川冻土,2011,33(2):318—324.
- [13] 李海燕,王可丽,江灏,等. 黑河流域降水的研究进展与展望[J]. 冰川冻土,2009,31(2):334—341.
- [14] 李占玲,徐宗学. 近 50 年来黑河流域气温和降水量突变特征分析[J]. 资源科学,2011,33(10):1877—1882.
- [15] 丁荣,王伏村,王静,等. 近 47 年来黑河流域的降水时空特征分析及预报评估[J]. 中国沙漠,2009,29(2):335—341.
- [16] Jeong D L, St-Hilaire A, Ouarda T B M J, et al. Comparison of transfer functions in statistical downscaling models for daily temperature and precipitation over Canada[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment,2012,26(5):633—653.
- [17] Wilby R L, Dawson C W, Barrow E M. SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts[J]. Environmental Modeling & Software,2002,17(2):147—159.
- [18] Chen S T, Tseng H W, Lin C Y, et al. Hydrological drought in Tseng-Wen reservoir basin under climate change scenarios[J]. Journal of Taiwan Agricultural Engineering,2011,57(3):44—60.
- [19] Yue T X, Zhao N, Ramsey R D, et al. Climate change trend in China, with improved accuracy[J]. Climatic Change,2013,120:137—151.
- [20] Yue T X. Surface Modeling: High Accuracy and High Speed Methods[M]. New York, USA: CRC Press,2011.
- [21] Moss R, Babiker M, Brinkman S, et al. Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies[R]. Geneva, Switzerland: Intergovernmental Panel on Climate Change,2008.
- [22] 王绍武,罗勇,赵宗慈,等. 新一代温室气体排放情景[J]. 气候变化研究进展,2012,8(4):305—307.
- [23] Kamarianakis Y, Feidas H, Kokolatos G, et al. Evaluating remotely sensed rainfall estimates using nonlinear mixed models and geographically weighted regression[J]. Environment Modeling & Software,2008,23:1438—1447.
- [24] 雷志栋. 土壤动力学[M]. 北京:清华大学出版社,1988.
- [25] Box G E P, Cox D R. An analysis of transformation[J]. Journal of the Royal Statistical Society,1964,26:211—252.

Downscaling Simulation of Annual Average Temperature and Precipitation of CMIP5 Outputs by using HASM —A case study in Heihe River basin

Zhao Na^a, Yue Tianxiang^a, Shi Wenjiao^b, Zhou Xun^a, Liu Yu^a, Du Zhengping^a

(a.State Key Laboratory of Resources and Environmental Informations System/b.Key Laboratory of Land Surface Pattern and Simulation, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Based on the spatial stationarity analysis, this study proposed a new statistical downscaling method with a combination of regression method and high accuracy surface modeling method (HASM), by considering geographical and topographical factors. The downscaling results were compared with observations from meteorological stations and the results produced from classical interpolators in 1976—2005 (T_1). The downscaling formula for future scenarios was given and the downscaling results for future temperature and precipitation under RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios in 2011—2040 (T_2), 2041—2070 (T_3), and 2071—2100 (T_4) were obtained. It showed that the results of the proposed downscaling method were approximate to the real values and the accuracy of the method was higher than other classical methods. Downscaling simulations of the future scenarios indicated that the temperature has the highest rising under RCP8.5 scenario. Except for Qilian mountains, temperature is more than 10 °C in 2071—2100.

Key words: high accuracy surface modeling method(HASM); downscaling method; temperature; precipitation; Heihe River basin