

气候变化影响中国东北地区降水侵蚀力的高分辨率区域模式预估

辛羽婷^{1,2,4} 张文霞² 邹立维² 周天军^{2,3} 赵勇¹

1 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

2 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, 北京 100029

3 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京, 100049

4 吉林省吉林市气象局, 吉林 132000

摘要 土壤侵蚀是生态环境和农业生产的重要影响因子。我国东三省土地面积 79.33 万平方公里, 占我国国土面积的 9.3%, 是重要的商品粮基地, 同时也是世界四大黑土区之一。在气候变化背景下, 我国东北地区的土壤侵蚀情况及其未来风险, 目前仍不清楚。影响土壤侵蚀力的重要因素之一是降水侵蚀力, 其与强降水有关。本研究利用 CN05.1 和 APHRODITE 观测降水资料揭示了我国东北地区降水侵蚀力的观测特征。在气候平均态上, 东北东南部地区降水侵蚀力最强。降水侵蚀力存在明显的年循环, 以夏季为主导, 占全年总侵蚀的 80% 以上。在观测分析基础上, 对 RegCM4 动力降尺度模式进行了评估和订正, 并预估了未来不同共享社会经济路径 (SSP1-2.6 和 SSP5-8.5) 下中国东北地区降水侵蚀力的变化。随着未来增温, 到 21 世纪末, 两种排放情景下东北地区平均的降水侵蚀力分别增加 9.90% 和 26.70%。高排放情景下将面临更严重的降水侵蚀风险, SSP5-8.5 情景下降水侵蚀力的增强幅度约为 SSP1-2.6 情景下变化的 2.7 倍, 同时 77.69% 的区域面积上降水侵蚀力将更强。因此, 采取切实有效的减排措施, 走可持续发展路径, 对于减缓我国东北地区黑土地的土壤侵蚀风险, 进而保障粮食安全, 具有重要意义。

关键词: 降水侵蚀, 动力降尺度, 气候变化, 偏差订正

文章编号: 2022006C

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2203.22006

收稿日期 2022-

网络预出版日期 2022-

作者简介 辛羽婷, 女, 1993 年出生, 硕士研究生, 从事气候预估方面的研究。E-mail: xinyt@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 张文霞, 副研究员, 主要从事极端气候事件变化的检测归因和预估研究。E-mail: zhangwx@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 (41905064) 和国家重点研发计划项目 (2018YFC1507701)
Funded by National Natural Science Foundation of China (41905064) and The National Key Research and Development Program of China (2018YFC1507701)

Projection of Rainfall erosivity changes in Northeast China using a high-resolution regional model

Xin Yuting^{1,2,4}, Zhang Wenxia², Zou Liwei², Zhou Tianjun^{2,3}, Zhao Yong¹

1 School of Atmosphere Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics(LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 College of Earth and Planetary Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 Jilin Meteorological Bureau of Jilin Province, Jilin 132000

Abstract Soil erosion is an important factor affecting ecological environment and agricultural production. The three northeastern provinces of China have an area of 793,300 km², accounting for 9.3 % of the total land area. It is one of the four black soil regions in the world and an important commodity grain base. In the context of climate change, soil erosion in northeast China and its future risks are still unclear. The main meteorological factor affecting soil erosivity is heavy precipitation. Based on this relationship, observational precipitation data of CN05.1 and APHRODITE were used to reveal the observed characteristics of rainfall erosivity in northeast China. In the mean climate, rainfall erosivity is strongest in the southeast of Northeast China. The rainfall erosivity shows an evident annual cycle. Rainfall erosivity in summer (June-July-August) contributes to more than 80% of the annual total. Based on the observational analysis, the RegCM4 dynamic downscaling model is evaluated and bias-corrected. The future changes of rainfall erosivity in northeast China under different shared socio-economic pathways (SSP1-2.6 and SSP5-8.5) are then examined. With future warming, the mean rainfall erosivity in northeast China will increase by 9.90% and 26.70%, respectively, by the end of the 21st century. Under the high emissions scenario (SSP5-8.5), higher risk of rainfall erosion is expected, with a rainfall erosivity increase of 2.7 times greater than that under SSP1-2.6 scenario, and 77.69% of area is projected to experience more severe rainfall erosivity. Therefore, it is of great significance to deploy effective emission reduction measures and take the path of sustainable development to reduce the soil erosion risk of black land in northeast China and ensure food security.

Keywords: rainfall erosion, dynamic downscaling model, climate change, Bias correction

58 1 引言

59 土壤侵蚀是人类面临的最严重的环境和公共健康问题之一，对农业生产力和
60 可持续发展有着重大威胁（Pimentel et al., 1995; Pimentel, 2006; Lal, 2004; Van
61 Oost et al., 2007）。影响土壤侵蚀的因子主要包括气候因素、地形因素和人为因
62 素（Li and Fang, 2016）。据统计，当前农田土壤侵蚀速率是土壤形成速率的 10
63 到 20 倍，甚至 100 倍以上，气候变化加剧了土地退化，并有着不可逆的影响（Yang
64 et al., 2003; IPCC, 2019; Zhang et al., 2010; Verheijen et al., 2009）。全球许多国家
65 和地区都受到土壤侵蚀的危害和影响（Lee et al., 2018; Verheijen et al., 2009;
66 Gerald et al., 2008; Siavash et al., 2016; Angulo-Martínez and Beguería, 2012），预计
67 到 2050 年，全球由于侵蚀造成的作物损失将达到 150 百万公顷（FAO and ITPS,
68 2015）。

69 中国东北平原是世界四大黑土区之一，东三省土地面积占中国国土面积的
70 9.3%，是世界少有的黑土带之一，是重要的商品粮基地。受气候变化和人类活
71 动的影响，过去数十年，黑土流失严重（《第三次气候变化国家评估报告》，
72 2015）。已有研究表明，在过去 70 年里黑龙江省自开垦以来共侵蚀了 12.7cm
73 的土壤，而吉林省部分地区的黑土层正在以每年 $4\sim 45\text{ t ha}^{-1}$ 的速率流失，黑土层
74 变薄，这使得该地区的农作物产量减半（Liang et al., 2009; Yang et al., 2003）。
75 因此，东北地区作为黑土粮仓，明晰土壤侵蚀的历史变化，并定量预估其未来
76 变化，对尽快控制水土流失、制定水土保持规划、进而保障粮食生产安全具有
77 重要意义。

78 在前人的研究中，多使用土壤侵蚀模型来研究世界不同地区的土壤侵蚀情况，
79 如 USLE、RUSLE 模型等，这些模型中多包涵了降水侵蚀力、地形参数、土壤
80 可蚀性因子、植被类型和人为管理措施等（Sun et al., 2014; Latocha et al., 2016）。
81 其中降水的频率、季节分布和强度作为最重要的一项影响因子对土壤侵蚀具有
82 显著的影响（Verheijen et al., 2009; Gabriel and Carlos, 2018）。在全球增暖背景
83 下，未来降水频率和强度将发生显著改变。针对中国东北地区，利用全球模式
84 和区域模式预估在 2016~2040 年 RCP8.5 情景下总降水量和极端降水的变化，结
85 果表明其均呈增加趋势，特别是夏季降水将显著增加（Zou and Zhou, 2013）。
86 RegCM4 区域模式及 CMIP5 多模式集合预估未来中国极端降水变化，结果表明

87 包括东北地区在内的子区域在 21 世纪中期（2039~2058）及末期（2079~2098）
88 极端降水指数均将高于历史时期（Qin et al., 2020）。

89 降水侵蚀力是土壤侵蚀的一个重要因子，未来降水的变化将引起降水侵蚀力
90 的变化，前人研究中利用 7 个全球气候模式预估发现，到 21 世纪末由于降水变
91 化导致的北半球低纬度的泥炭地所受到的河流侵蚀风险最大（Li et al., 2017）。
92 基于 6 个全球模式针对未来 3 个时期中国东北地区降水侵蚀力在未来预估情景
93 A2、A1B 和 B1 下的变化的评估表明，21 世纪中期降水侵蚀力在该地区显著增
94 加，但年总降水量与侵蚀力的变化在空间上并不一致（Zhang et al., 2010）。在美
95 国新田纳西流域，全球气候模式的预估结果表明，未来（2010~2099 年）在 A1F1、
96 A1B 和 B1 情景下，预估的年均降水侵蚀力将比历史时期（1959~1999）增加 49%、
97 28%、7%（Siavash et al., 2016）。

98 全球气候模式作为预估未来变化的重要工具，近年来分辨率得到明显提高，
99 但仍难以准确描述诸如复杂地形、非均匀性陆表、海岸带等局地强迫特征，使
100 得模拟结果在区域尺度上误差较大（Meehl and Bony, 2011; Yu et al., 2000; Zhou
101 and Yu, 2006; Zhou et al., 2009; Chen et al., 2010; Li et al., 2008），难以适应气候
102 变化研究和政府决策的需求。因此，利用全球气候模式来驱动区域模式的动力
103 降尺度方法得到广泛应用。区域动力降尺度模式对于东亚地区的气候模拟具有
104 多方面优势，如能提供更精细的气温和降水空间分布信息等（Gao et al., 2016;
105 Zou, 2021; Zou and Zhou, 2021; Yu et al., 2019）。区域气候模式在模拟中国东部
106 逐日降水方面有很大改进，特别是在地形复杂的地区，为预估未来气候变化提
107 供了更高的可信度（Guo et al., 2021）。在 RCP4.5 排放情景下，基于 5 个全球
108 模式驱动下 RegCM4 区域模式在东亚区域的动力降尺度集合结果为预估 21 世纪
109 末期中国及其国家生态安全屏障区气候类型的未来变化提供了更精细的区域气
110 候信息（吴婕等，2022）。RegCM3 区域气候模式对东亚夏季风降水的模拟较
111 之全球模式有显著改进（高学杰等，2010）。针对中国东北三省地区，RegCM4
112 区域模式能较好地模拟出年平均及四季降水量的变化，可再现东北三省降水量
113 由东南向西北递减的空间分布特征；但模拟的降水中心偏北，降水强度偏强，
114 模式对夏季降水的模拟优于冬季（王涛等，2016）。此外，德国区域气候模式
115 （REMO）能较准确地模拟出中国东北地区气温和降水的空间分布特征（徐经

纬等，2016）。

本研究拟基于多套观测降水资料和 RegCM4 高分辨率区域气候模式，揭示中国东北地区降水侵蚀力的观测特征并预估其未来变化。本文拟回答以下科学问题：（1）东北地区降水侵蚀力在空间分布、年循环、长期变化上的观测特征如何？（2）随着未来降水特征的变化，东北地区降水侵蚀力将怎样变化？不同排放情景下降水侵蚀风险有何差异？

2 资料和方法

2.1 观测资料

本文使用两套逐日观测降水数据集，包括：

（1）由中国 2400 多个观测站点数据制作而成的格点化逐日降水数据集（简称 CN05.1），水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，时间长度为 1961~2020 年（吴佳和高学杰，2013）。由于该套资料的台站密度大，分辨率较高，且在时间和空间上具有较强的连续性，因此被广泛应用于研究中国降水的变化及模式评估中（Zhou et al., 2016; Zhao et al., 2021; Xin et al., 2021; Wang et al., 2021）。

（2）日本 APHRODITE(Asian Precipitation-Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources)研究计划建立的高分辨率逐日亚洲陆地降水数据集 APHRO_PR_V1101（Yatagai et al., 2012）。韩振宇和周天军（2012）评估了这套资料在中国大陆地区的适用性。文中所使用的是其东亚季风区子数据集，水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，资料的时间长度为 1951~2015 年(<http://aphrodite.st.hirosaki-u.ac.jp/>)。为方便比较，将其插值到与 CN05.1 同一格点上。

2.2 模式数据

本文使用的东亚区域高分辨率气候模拟数据来自于参加第六次耦合模式比较计划（CMIP6）的中国科学院（CAS）FGOALS-g3 全球海气耦合模式（Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model: Grid-point Version 3）驱动的区域气候模式 RegCM4.6 的动力降尺度模拟结果，包括历史气候模拟试验和共享社会经济路径（SSP）下的预估试验。模式和试验设计简要描述如下，详细的介绍

请见 Zou and Zhou (2021)。

CAS FGOALS-g3 由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(LASG/IAP)开发(Li et al., 2020a)。该模式包括大气、海洋、海冰、陆面和耦合器五个模块(Li et al., 2020a)。其中, 大气模块为格点大气模式 GAMIL3(Grid-point Atmospheric Model of IAP LASG), 水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ (Li et al., 2020b)。评估结果表明, CAS FGOALS-g3 对全球大尺度气候平均态、变率和趋势均具有很好的模拟能力(Li et al., 2020a)。这是我们选择其作为区域模式动力降尺度侧边界驱动场的主要原因。

所采用的动力降尺度工具 RegCM4.6 由意大利国际理论物理中心开发(Giorgi et al., 2012)。RegCM 模式在东亚地区有着广泛的使用(Gao and Giorgi, 2017)。较之上一版本 RegCM3, RegCM4 模式在全球许多地区都表现出了更好的性能(Giorgi et al., 2012)。动力降尺度过程中采用的物理过程参数化方案包括: 陆面模式(CLM)4.5 版本(Oleson et al., 2013), 大尺度降水方案(Pal et al., 2000), 改进的非局地边界层方案(Holtzlag et al., 1990; Giorgi et al., 2012), NCAR(National Center for Atmospheric Research)的 CCM3(Community Climate Model version 3)辐射方案(Kiehl et al., 1996)。对于积云参数化, 采用了混合对流参数化方案, 即陆地格点上使用 Emanuel 对流参数化方案(Emanuel, 1991; Emanuel and Rothman, 1999)和海洋格点上采用 Tiedtke 对流参数化方案(Tiedtke, 1989; Nordeng, 1994)。这种参数配置在中国(Gao et al., 2017, 2018)和东亚地区(Thanh et al., 2020)表现出良好的模拟效果。在动力降尺度试验过程中, RegCM4 的模拟区域设为 CORDEX 东亚区域(Giorgi et al., 2009; Jones et al., 2011), 水平分辨率为均匀 25 km, 模式网格数为 240(经向)×320(纬向), 垂直方向为 18 层, 顶层为 10 hPa。

本文用到三组动力降尺度试验结果:

一是 1986-2016 年的历史气候模拟试验, 即利用 CAS FGOALS-g3 的 20 世纪历史气候模拟试验(第一个成员)提供的初始场和每 6 小时一次的侧边值, 驱动区域模式 RegCM4, 对 1986~2016 年的历史气候进行降尺度模拟。在这组试验中, 表层海温 SST 和海冰等表面边界条件也由 CAS FGOALS-g3 的历史模拟试验提供。本文分析的时段为 1987~2016;

二是 SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 情景下的 2016~2100 年气候变化预估试验。驱动 RegCM4 的每 6 小时一次的侧边界场数据、初值及温室气体浓度，均来自 CAS FGOALS-g3 的 SSP 情景预估结果。本文关注 21 世纪末，分析预估时段是 2081-2100 年。该套模式数据与观测数据 CN05.1 水平分辨率相同，无需做插值处理。

2.3 模式偏差订正方法

由于气候模式模拟的降水多存在偏差，因此，需要对偏差进行订正。本文基于降水的统计分布特征进行订正，即对于不同强度等级的降水进行分别订正（Coffel and Horton, 2015; Zhou et al., 2018）。考虑到 CN05.1 资料较 APHRODITE 在中国区域包含了更多台站数据，本文基于 CN05.1 资料进行模式订正。具体如下：

（1）首先计算参考时段内模式的模拟偏差。在格点尺度上，将模式和观测资料 CN05.1 的 1995~2014 年逐日降水升序排列，分成 20 个强度等级（每个强度等级内包含 5% 的样本数），计算每个等级的平均降水强度（分别为 $X_{m,i}$ 和 $X_{obs,i}$ ）。考虑到模式模拟的降水频率存在一定偏差，这里只考虑有降水日（即降水超过 1mm/day 的日数）。对于各等级的降水强度，模式的偏差为 $X_{bias-factor,i}$ ，将其作为偏差订正系数（式（1））。

$$X_{bias-factor,i} = \frac{X_{obs,i}}{X_{m,i}} \quad (1)$$

其中 X 为降水，下标 m 和 obs 分别为模式和观测，下标 i 为第 i 个降水等级（ $i = 1, 2, 3, \dots, 20$ ）。

（2）基于偏差订正系数对模式模拟的降水进行订正。首先判断模式中每一天的降水所属的强度等级，而后乘以相应的偏差订正系数（式（2）），以此来订正模式降水，得到订正后的逐日降水数据。

$$X'_{m,i} = X_{bias-factor,i} \times X_{m,i} \quad (2)$$

其中 $X_{m,i}$ 和 $X'_{m,i}$ 分别为订正前、后的模式降水。

2.4 降水侵蚀力的计算方法 (R-factor)

本文利用日降水量来计算降水侵蚀力 (章文波等, 2002), 该方法在本领域得到广泛使用 (Li and Ye, 2018; Liu et al., 2020; Li et al., 2021)。

以日降水量估算半月侵蚀力的模型定义如下:

$$R_i = \alpha \sum_{j=1}^k (D_j)^\beta \quad (3)$$

式中, R 是某半月时段的侵蚀力值, k 表示半月时段内的天数, D_j 表示半月时段内第 j 天的侵蚀性日雨量, 要求日雨量大于 12mm, 否则以 0 计算, 阈值 12mm 与中国侵蚀性降水标准一致 (章文波等, 2002)。 α 、 β 是模型待定参数。半月以每月第 15 日为界, 将全年依次划分成 24 个时段。

$$\beta = 0.8363 + 18.144P_{d12}^{-1} + 24.455P_{y12}^{-1} \quad (4)$$

$$\alpha = 21.586\beta^{-7.1891} \quad (5)$$

式中, P_{d12} 表示日雨量大于等于 12 mm 的日平均雨量, P_{y12} 表示日雨量大于等于 12 mm 的年平均雨量。

2.5 侵蚀性降水的定义

参照 Li et al., (2021) 对于侵蚀性降水指标的定义, 将当日降水量大于等于 12mm 时定义该天为侵蚀性降水日。利用 Freq12 和 Int12 分别表示侵蚀性降水的频率和强度, 即每年侵蚀性降水日的频率和降水强度。

2.6 研究时段和区域

本研究选取的东北地区范围为 38°~55°N, 115°~135°E, 选取 1995~2014 年作为模式评估的参考时段。为减小内部变率的影响, 选择 2081~2100 年作为预估时段, 即关注降水侵蚀的远期变化。

3 结果分析

本文首先用两套观测资料揭示中国东北地区降水侵蚀力的观测特征, 包括其

空间分布、年循环和时间演变。在此基础上，对模式进行评估和偏差订正，并利用订正后的模式结果来预估降水侵蚀力的未来变化。

3.1 侵蚀性降水与降水侵蚀力的观测特征

在当前气候下（1995~2014 年参考时段），侵蚀性降水频率（Freq12）、强度（Int12）和降水侵蚀指数（R-factor）都表现为自东北地区东南部向西北部递减的特征，两套观测资料的结果一致（图 1）。从侵蚀性降水频率（Freq12）来看，在空间分布上两资料较为一致，表现为东北地区西北部侵蚀性降水频率较低，辽东半岛及长白山一带较高，侵蚀性降水频率大值中心出现在长白山地区，可达到 20 天以上。两套观测资料在量值上略有差异，CN05.1 在全区域内整体上比 APHRODITE 的量值更大一些（区域平均相差 1.86 天），尤其在黑龙江范围内差异较大（图 1a-b）。侵蚀性降水强度的空间分布与侵蚀性降水频率类似，自东南向西北递减，并有一定的梯度特征。侵蚀性降水比较强的地区出现在长白山山脉一带，这是由于地形对东北地区强降水十分重要，强降水多发生在平原向山区过渡的地带（何博翰等，2020）。两套观测资料的结果定性一致，定量差异较大的地方出现在东北平原中北部，约相差 3~5mm/day 左右，CN05.1 中大值中心可达到 27mm/day 以上，而 APHRODITE 为 24mm/day 以上（图 1c-d）。参考时期降水侵蚀力的空间分布特征与侵蚀性降水频率和强度 Freq12、Int12 相似，降水侵蚀最严重的地区在辽宁省东南部辽东半岛，可达到 3000 MJ mm ha⁻¹h⁻¹yr⁻¹ 以上（图 1e-f）。

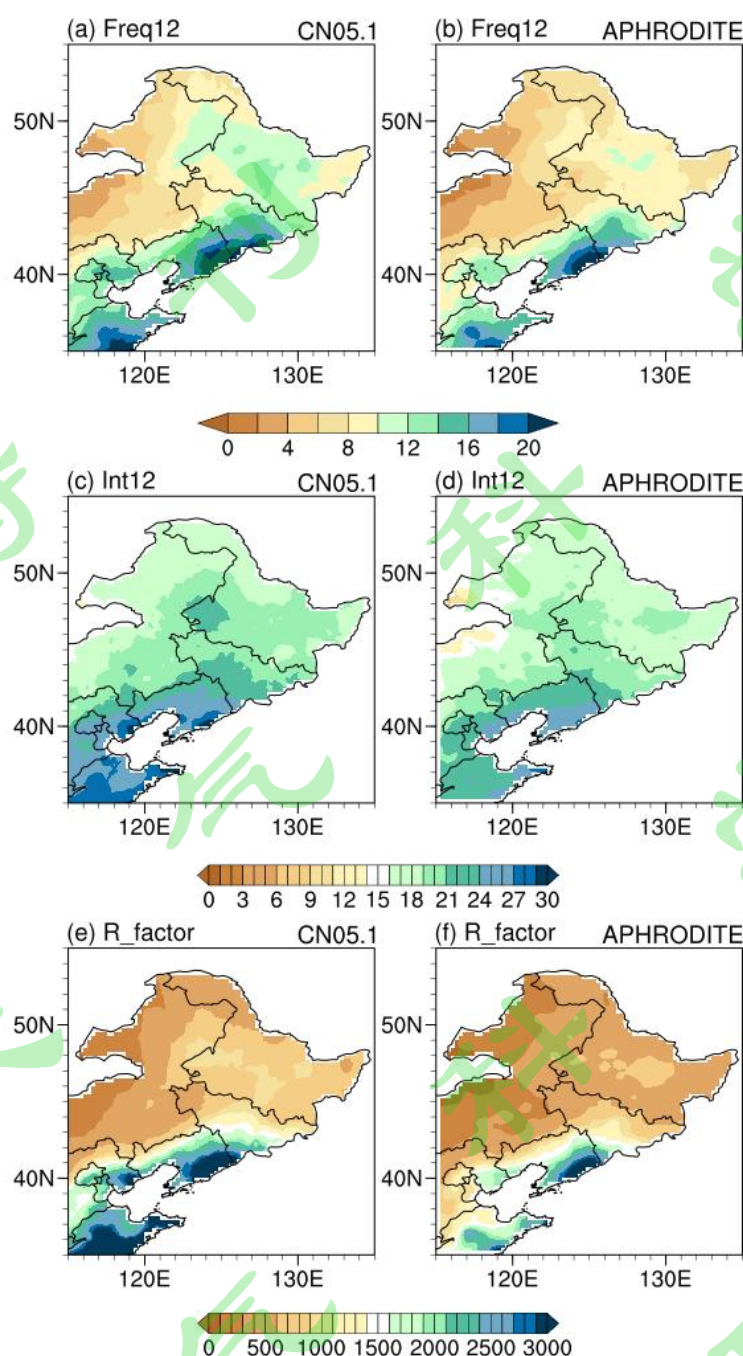
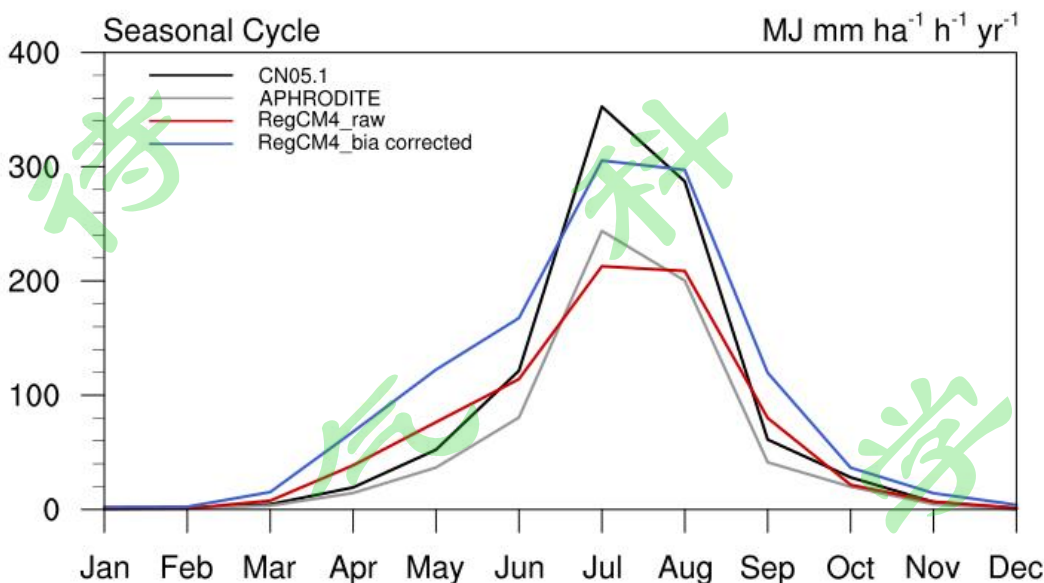


图 1 观测资料 CN05.1 (a, c, e) 和 APHRODITE (b, d, f) 中, 侵蚀性降水指标 Freq12 (a-b; 单位: day yr^{-1})、Int12 (c-d; mm/day) 和降水侵蚀力 R-factor (e-f; 单位: $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$) 气候态 (1995-2014 年) 空间分布

Fig.1 Spatial distribution of climate states (1995-2014) of erosive precipitation indices Freq12 (a-b; unit: day yr^{-1}), Int12 (c-d; mm/day) and rainfall erosivity factor R-factor (e-f; unit: $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$) in observation data CN05.1 and APHRODITE

东北地区降水侵蚀力有着明显的季节循环特征, 表现为夏季强, 冬季弱 (图

247 2)。夏季 6~8 月降水侵蚀较为严重，这与 7 月中旬至 8 月下旬雨带移至东北地
 248 区形成本地区的雨季有关（丁一汇等，2018）。两套观测资料计算的降水侵蚀
 249 指数有一定差异，CN05.1 比 APHRODITE 资料在各个月份系统性偏高，在 7 月
 250 和 8 月差异最大，前者 7~8 月在区域平均上的降水侵蚀力为 $319.82 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$
 251 yr^{-1} ，后者为 $221.99 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 。



252
 253 图 2 降水侵蚀力（R-factor, 单位： $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ）在参考时段（1995-2014 年）区域平
 254 均的年循环分布

255 Fig.2 Regional mean annual cyclic distribution of rainfall erosivity factor(R-factor, MJ mm ha^{-1}
 256 $\text{h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$)during the reference period(1995-2014)

257 由季节循环可知东北地区的降水侵蚀主要是由夏季强降水所贡献，所以着
 258 重关注夏季降水侵蚀占全年的百分比，如图 3（a）和（b）所示。两观测资料的
 259 结果一致，夏季东北大部分地区降水侵蚀力可占全年总降水侵蚀力的 80%以上，
 260 并且以东北地区西北部大兴安岭西部地区最为明显，约占 90%以上，东北地区
 261 东部夏季降水侵蚀占比稍少一些，约为 50%~80%。

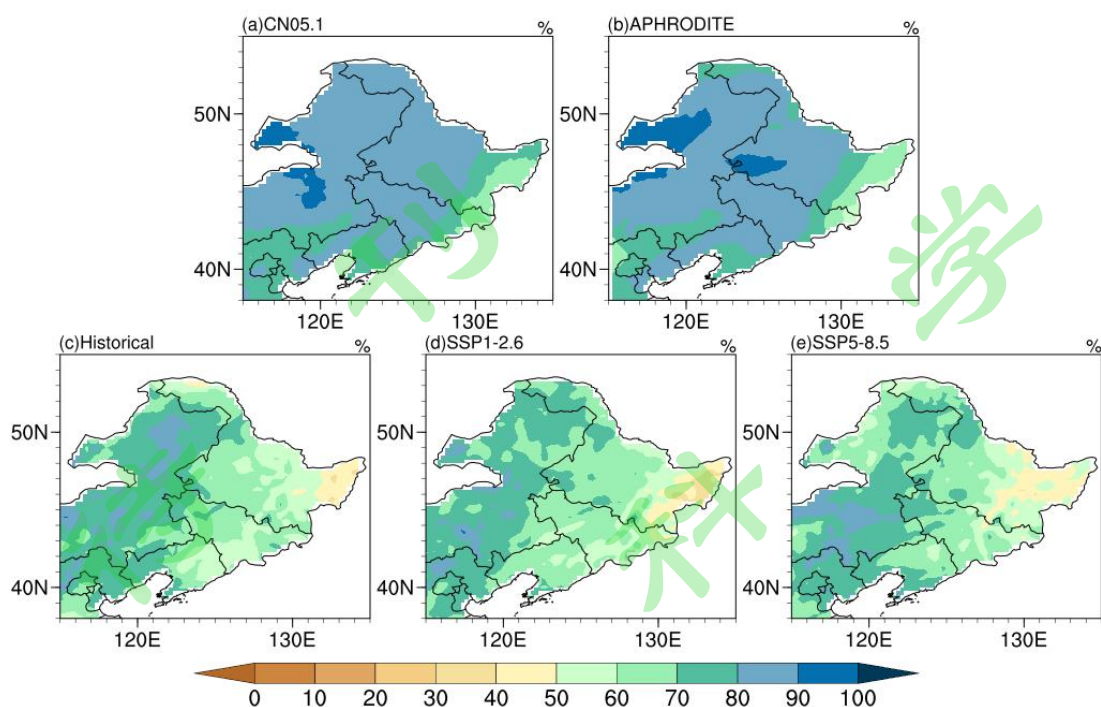


图 3 观测资料 (a-b) 与模式资料 (c-e) 中夏季 (6-8 月) 降水侵蚀力占全年总降水侵蚀力百分比的空间分布

Fig.3 Spatial distribution of the percentage of rainfall erosivity in summer (June-August) in the annual total rainfall erosivity in observational data (a-b) and model data (c-e)

从三个指标的长期变化来看, CN05.1 和 APHRODITE 资料一致表明, 1950 年代以来侵蚀性降水指标 Freq12、Int12 和 R-factor 无显著的线性趋势 (图 4)。从量值上, CN05.1 中的侵蚀性降水指标比 APHRODITE 系统性偏高, 这一点在空间分布图中也有所体现 (图 1)。

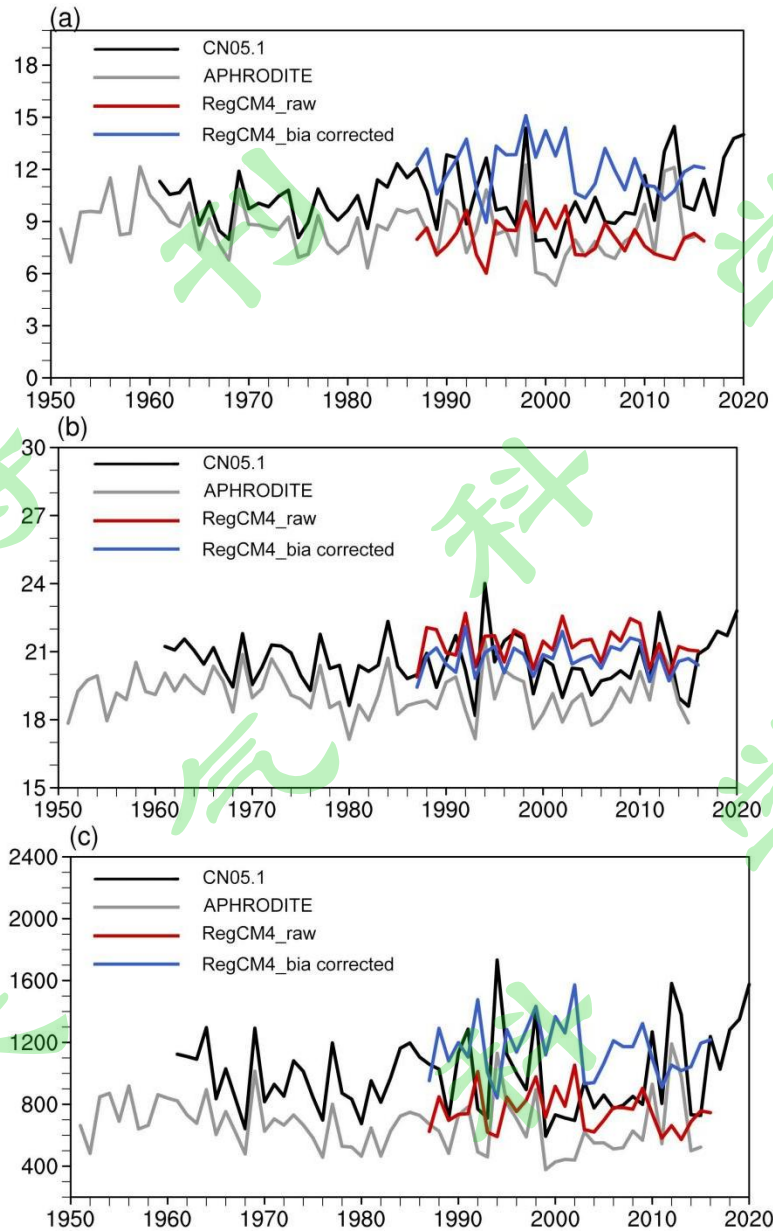


图 4 历史时期（1951-2020 年）东北地区平均的侵蚀性降水频率 Freq12 (a; 单位: day yr^{-1})、侵蚀性降水强度 Int12 (b; 单位: mm/day) 和降水侵蚀力 R-factor (c; 单位: $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$) 的时间序列。其中黑色和灰色实线代表 CN05.1 和 APHRODITE 观测资料，红色和蓝色实线分别代表模式偏差订正前和订正后的结果

Fig.4 Time series of mean erosive precipitation frequency Freq12 (a; unit: day yr^{-1}), erosive precipitation intensity Int12 (b; unit: mm/day) and rainfall erosivity factor R-factor (c; unit: $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$) in Northeast China during historical period (1951-2020). The black and gray solid lines represent CN05.1 and APHRODITE observation data, while the red and blue solid lines represent the results before and after model deviation correction, respectively

3.2 模式评估和偏差订正

由于气候模式对于降水的模拟往往存在系统性偏差，因此需要进行模式订正。经过对模式逐日降水采用 PDF 订正后，模拟的三个侵蚀性降水指标有较大改进，主要体现在空间分布（图 5-6）、季节循环（图 2）和时间序列（图 4）上的提高。

首先在空间分布上（图 5-6），订正前的模式偏差主要在东北地区东南部，即降水侵蚀力最强的地区。结合图 1 可看出模式模拟的侵蚀性降水频率总体量值偏小，没有模拟出自东南辽东半岛至西北递减的特征（图 6a），具体表现在黑龙江、东北平原、长白山和辽东半岛一带偏差较大，最大干偏差可达到 -10 day yr^{-1} （图 5a-b）。侵蚀性降水强度 Int12 在东北西部和东北平原地区模式模拟的相对偏高，但在东南部模拟偏低（图 5c），导致其分布在辽宁省内的大值区并不清晰（图 6c）。由于模拟的侵蚀性降水频率和强度在东北地区东南部均存在较大的干偏差，共同作用使得降水侵蚀力在该地区干偏差最大，可达到 $-1800 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 以上。模式偏差订正后，侵蚀性降水频率有所改善，虽然存在弱的湿偏差，但大值中心更加突出（图 6b），与观测接近，空间相关系数由 0.96 提高至 0.99，均方根误差从 3.19 day yr^{-1} 降低至 2.67 day yr^{-1} 。侵蚀性降水强度 Int12 在全区域内得到显著改善，偏差减小至 1 mm/day 以内（图 5d），空间分布形态与观测更加一致（图 6d），空间相关系数从 0.99 提高到 1.0，均方根误差由 2.29 mm/day 降低至 0.77 mm/day 。总的来说，订正后侵蚀性降水频率和强度在东南部地区有显著改善，故降水侵蚀力 R-factor 的模拟也大有改进（图 5e-f），空间相关系数由 0.84 提高至 0.98，均方根误差由 $604.93 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 降低至 $316.96 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ （表 1）。

在季节循环上，模式订正前的降水侵蚀力在夏季模拟的偏低（图 2 红色线），订正后的年循环分布与观测接近（图 2 蓝色线），由于偏差订正时采用 CN05.1 数据作为标准，所以订正后的结果较 APHRODITE 相比，与 CN05.1 的结果更相似（图 2）。从时间序列来看，三个指标虽然没有显著的线性趋势，但是订正前的年际变率振幅偏小，订正后年际变化特征更显著，与观测接近。

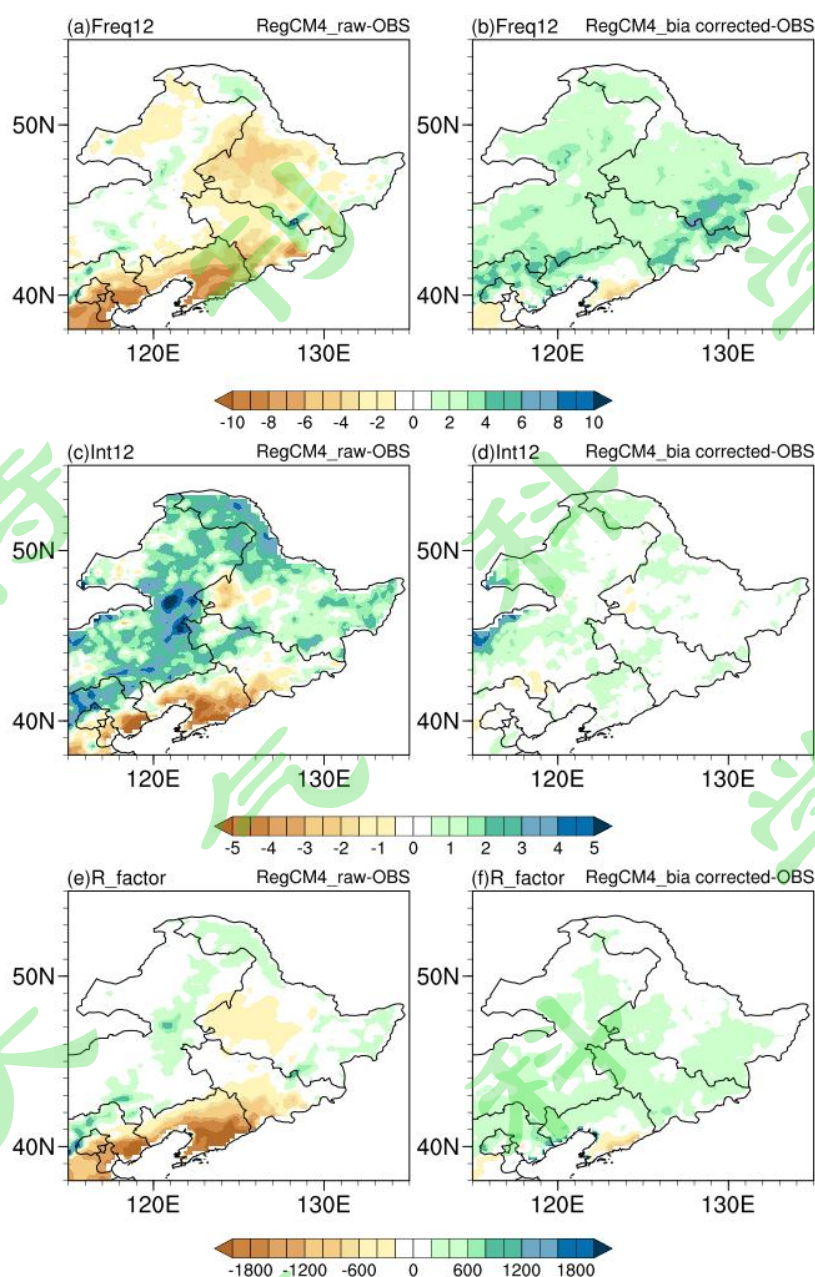


图5 参考时段（1995-2014 年）内，RegCM4 模式偏差订正前（a, c, e）与订正后（b, d, f）侵蚀性降水频率 Freq12（a-b; 单位：day yr⁻¹）、侵蚀性降水强度 Int12（c-d; 单位：mm/day）和降水侵蚀力 R-factor（e-f; 单位：MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹）分别减去观测资料 CN05.1 后的偏差分布

Fig.5 During the reference period (1995-2014), the frequency of erosive precipitation before RegCM4 model deviation correction (a, c, e) and after the correction (b, d, f) Freq12 (a-b; unit: day yr⁻¹), erosive precipitation intensity Int12 (c-d; unit: mm/day) and precipitation erosivity R-factor (e-f; unit: MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹) after subtracting observation data CN05.1, respectively

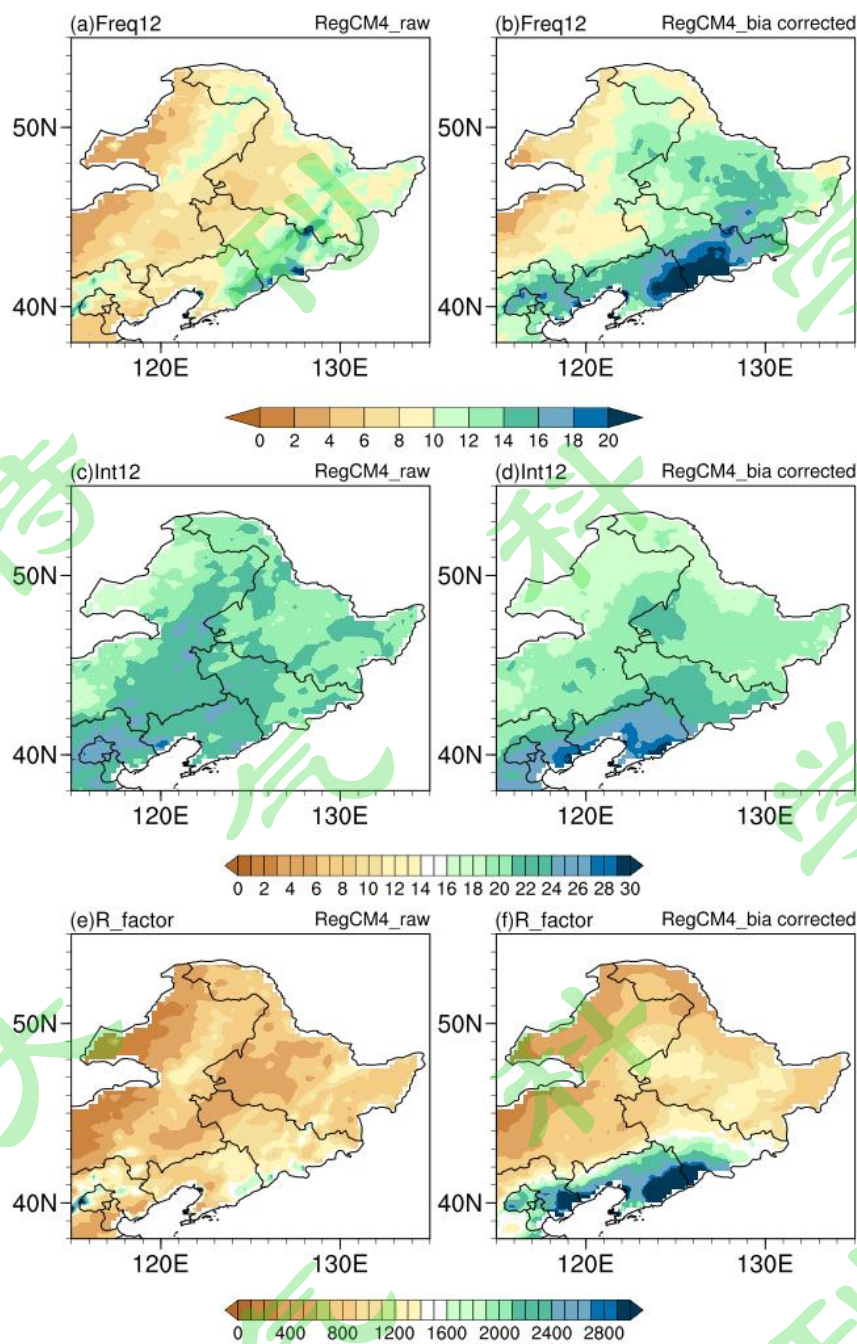


图 6 参考时段（1995-2014 年）内，RegCM4 模式偏差订正前（a, c, e）与订正后（b, d, f）
侵蚀性降水频率 Freq12（a-b；单位：day yr⁻¹）、侵蚀性降水强度 Int12（c-d；单位：mm/day）
和降水侵蚀力 R-factor（e-f；单位：MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹）的空间分布

Fig.6 Spatial distribution of erosive precipitation frequency Freq12 (a-b; unit: day yr⁻¹), erosive
precipitation intensity Int12 (c-d; unit: mm/day), and rainfall erosivity factor R-factor (e-f; unit:
MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ yr⁻¹) before RegCM4 model deviation correction (a, c, e) and after RegCM4
model deviation correction (b, d, f) in the reference period (1995-2014)

表 1 RegCM4 模式模拟的 1995-2014 年气候态各指标订正前后与 CN05.1 观测的空间相关系数和均方根误差 (Freq12、Int12、R-factor 单位分别为 day yr^{-1} 、 mm/day 、 $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$)

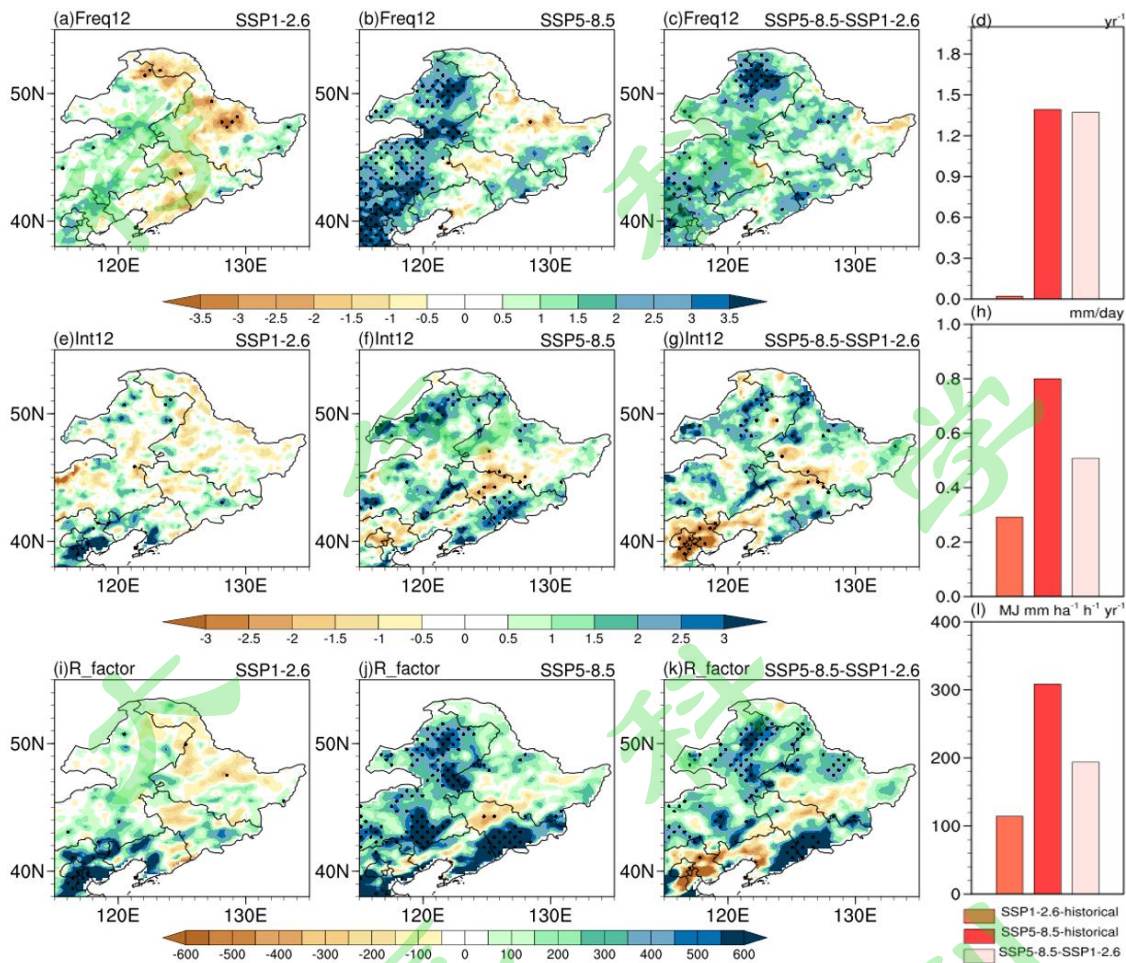
Table.1 Spatial correlation coefficient and root mean square error of climate state simulated by RegCM4 model and CN05.1 observation before and after revision (Freq12, Int12 and R-factor units are day yr^{-1} , mm/day and $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$, respectively)

		Freq12	Int12	R-factor
空间相关系数	订正前	0.96	0.99	0.84
	订正后	0.99	1.00	0.98
均方根误差 (RMSE)	订正前	3.19	2.29	604.93
	订正后	2.67	0.77	316.96

3.3 降水侵蚀力的未来变化预估

本节利用 PDF 订正后的模式降水预估降水侵蚀力的未来变化。在未来预估中，侵蚀性降水频率 Freq12、强度 Int12 和降水侵蚀力 R-factor 总体上将增加，但存在明显的区域差异（图 7）。在低排放情景下，三个侵蚀性降水指数变化较弱，且大部分区域变化不显著（图 7a, e, i）。在高排放情景下，侵蚀性降水指数在东北大部分地区将显著增强，特别是东北地区西部（图 7b, f, j）。侵蚀性降水频率 Freq12 在 SSP5-8.5 情景下在东北西部、吉林和黑龙江东部地方较历史期相比增加多，最大可增加 4 天以上；SSP5-8.5 情景下比 SSP1-2.6 情景在区域平均上多增加 1.37 天（图 7a-c）。侵蚀性降水强度 Int12 在 SSP1-2.6 情景下整体无显著变化，但在 SSP5-8.5 情景下东北大部分地区降水强度增加，区域平均将增加 0.80 mm/day ；SSP5-8.5 情景比 SSP1-2.6 情景多增加 0.51 mm/day （图 7e-g）。两个情景下降水侵蚀力在远期显著增加，区域平均而言，SSP1-2.6 情景下降水

343 侵蚀力将增加 $114.32 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (相当于气候平均态的 9.90%), SSP5-8.5
 344 情景下降水侵蚀力将增加 $308.26 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (26.70%)。随着排放情景
 345 增加降水侵蚀将更为严重, SSP5-8.5 情景下的变化是 SSP1-2.6 情景下变化的 2.70
 346 倍 (图 7i-k)。因此, 温室气体排放情景越高, 降水侵蚀力指数增加越强, 表明
 347 土壤侵蚀风险越高。



348 图 7 侵蚀性降水频率 Freq12 (a-c; 单位: day yr^{-1})、侵蚀性降水强度 Int12 (e-g; 单位:
 349 mm/day) 和降水侵蚀力 R-factor (i-k; 单位: $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) 在 2081-2100 年 SSP1-2.6、
 350 SSP5-8.5 两种排放情景下相对于参考时段 (1995-2014 年) 的变化, c、g、k 为 SSP5-8.5 情
 351 景减去 SSP1-2.6 情景的空间分布, 图中柱状图为区域平均的结果 (d, h, l), 打点区域表示
 352 通过 5% 显著性检验

354 Fig.7 Changes of erosive precipitation frequency Freq12 (a-c; unit: day yr^{-1}), erosive precipitation
 355 intensity Int12 (e-g; unit: mm/day) and rainfall erosivity factor R-factor (i-k; units: MJ mm ha^{-1}
 356 $\text{h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) under SSP1-2.6 and SSP5-8.5 emission scenarios in 2081-2100 compared with the

reference period (1995-2014), c, g and k are the spatial distribution of SSP5-8.5 minus
SSP1-2.6. The histogram shows the results of regional average (d, h, l), with dotted areas
indicating passing the 5% significance test

在未来季节循环上（图 8），两个情景仍然有明显的季节循环特征，且随着
情景的增加，季节循环越强。夏季 6~8 月是降水侵蚀严重的时期（图 8a），参
考时段（1995~2014 年）内，夏季平均的降水侵蚀在 $256.70 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$
左右，SSP1-2.6 情景下增加至 $281.45 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ （即增强 9.64%），在
SSP5-8.5 情景下则可达到 $330.50 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ （28.75%）。从季节循环增
加的百分比来看，SSP5-8.5 情景下在全年各个月份降水侵蚀都将更加严重（图
8b）。

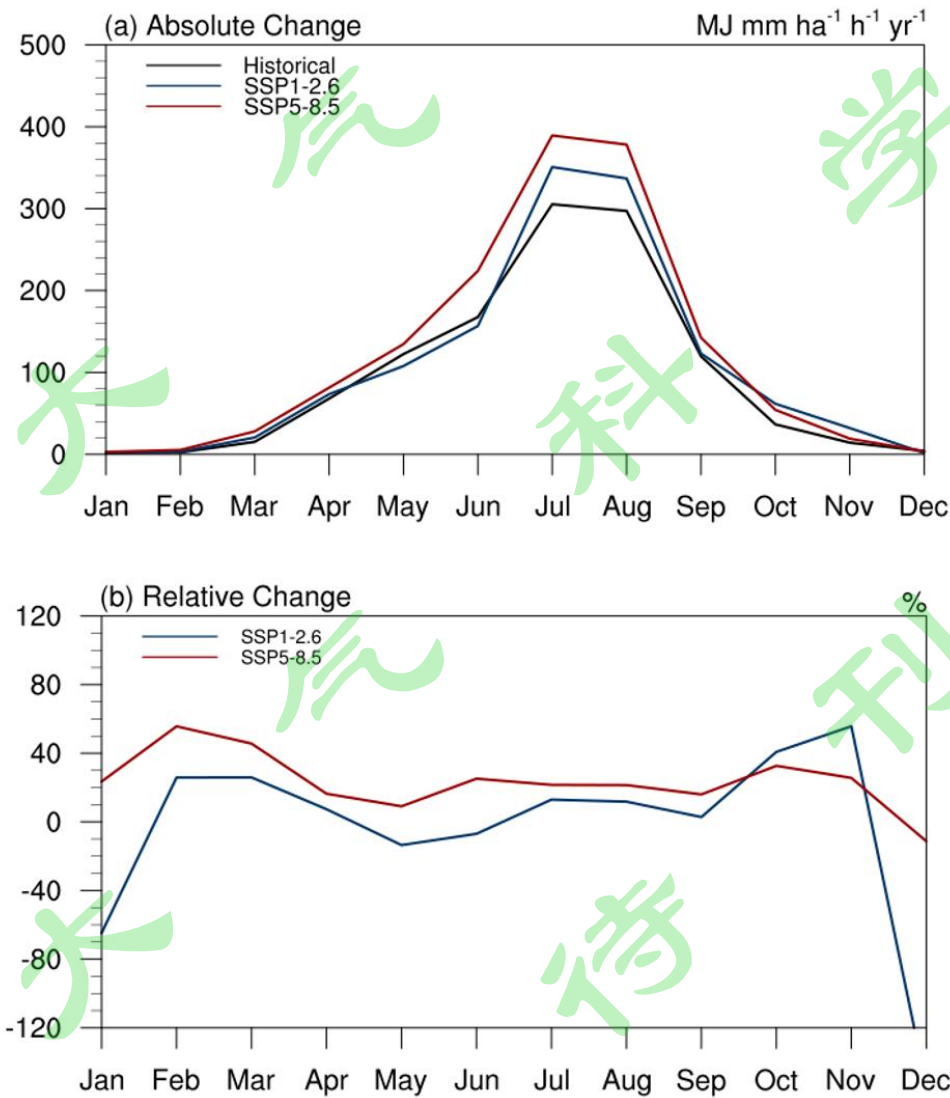


图 8 Historical、SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 情景下 2081-2100 年降水侵蚀力在区域平均上的年循

环分布，绝对变化（a; 单位： $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ），相对变化（b; 单位：%）。其中黑色实线代表参考时段（1995-2014）的结果，蓝色和红色实线分别代表未来预估（2081-2100 年）中 SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 的结果

Fig.8 Absolute changes (a; unit: $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$) and relative changes (b; unit: %) of annual circulation distribution of rainfall erosivity on regional average during 2081-2100 under Historical, SSP1-2.6 and SSP5-8.5 scenarios. The solid black line represents the results of the reference period (1995-2014), and the solid blue line and red line represent the results of SSP1-2.6 and SSP5-8.5 in the future prediction (2081-2100), respectively

为了分析未来降水侵蚀力变化产生的影响，本文采用空间集合的统计分布来量化降水侵蚀所影响的区域面积（图 9-10）。结果表明，在 SSP1-2.6 情景和 SSP5-8.5 情景下，东北地区将有一半以上的区域面临降水侵蚀增加的风险，且随着排放情景的升高，受影响的地区面积范围显著增加。具体表现为，在两情景下 Freq12 增加的地区面积分别占东北地区总面积的 53.92%和 81.05%，Int12 增加的地区面积分别占东北地区总面积的 55.65%和 72.59%。R-factor 增加的地区面积分别占东北地区总面积的 65.01%和 86.03%。高排放情景与低排放情景相比，分别有 88.85%，66.36%，77.69%的面积将受到更强的 Freq12，Int12，R-factor 影响（图 10）。

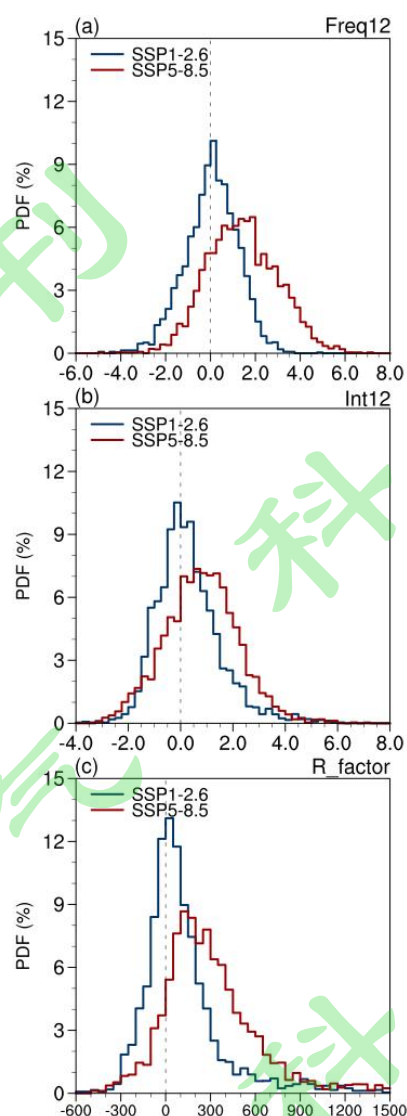


图 9 侵蚀性降水频率 Freq12 (a)、侵蚀性降水强度 Int12 (b) 和降水侵蚀力 R-factor (c) 在 SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 情景下 2081-2100 年相对于 1995-2014 年的变化。横坐标为格点尺度各个指标的变化（单位分别为 day yr^{-1} , mm/day , $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ），纵坐标表示发生相应变化的区域面积百分比。其中蓝色和红色实线分别代表未来预估（2081-2100 年）中 SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 的结果

Fig.9 Changes of erosive precipitation frequency Freq12 (a), erosive precipitation intensity Int12 (b) and rainfall erosivity factor R-factor (c) in 2081-2100 compared with 1995-2014 under SSP1-2.6 and SSP5-8.5 scenarios. The abscissa is the change of each index of grid point scale (unit: day yr^{-1} , mm/day , $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$), and the ordinate is the percentage of area with corresponding change. The blue and red solid lines represent the results of SSP1-2.6 and SSP5-8.5 in the future projections (2081-2100), respectively

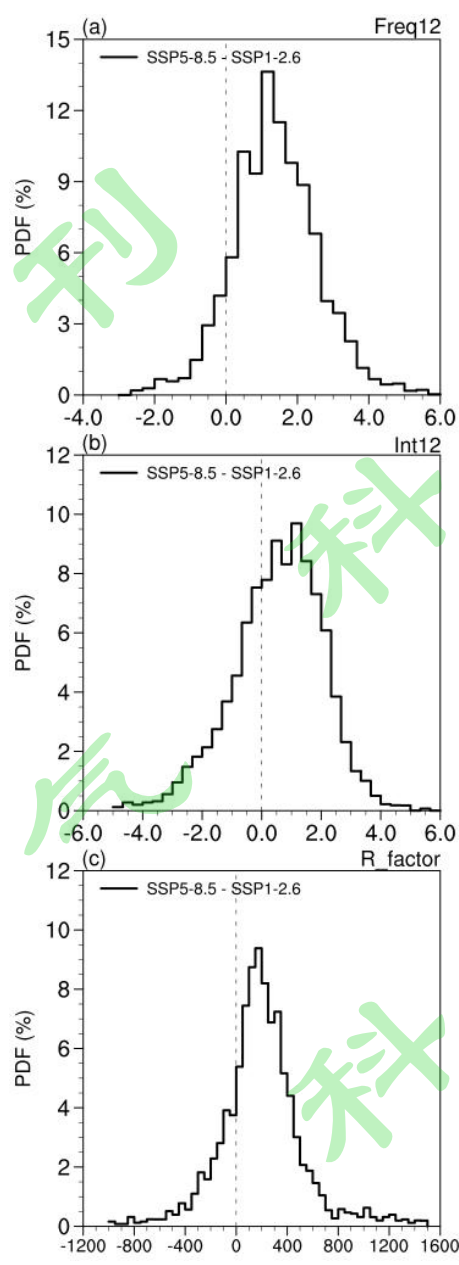


图 10 侵蚀性降水频率 Freq12 (a)、侵蚀性降水强度 Int12 (b) 和降水侵蚀力 R-factor (c) 2081-2100 年 SSP5-8.5 情景下相对于 SSP1-2.6 情景的差异。横坐标为格点尺度两个情景预估结果之差（单位分别为 day yr^{-1} , mm/day , $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ），纵坐标为相应的区域面积百分比。

Fig.10 Differences of erosive precipitation frequency Freq12 (a), erosive precipitation intensity Int12 (b) and rainfall erosivity factor R-factor (c) under SSP5-8.5 scenario compared with SSP1-2.6 scenario during 2081-2100. The abscissa is the difference between the predicted results of two scenarios at grid point scale (unit: day yr^{-1} , mm/day , $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{h}^{-1} \text{yr}^{-1}$), and the ordinate is the percentage of corresponding area.

综上所述,随着未来全球增温,东北地区侵蚀性降水频率和强度相比历史时期均将增加,共同导致土壤侵蚀风险增加。到 21 世纪末期(2081~2100 年),SSP1-2.6 情景下和 SSP5-8.5 情景下分别比历史时期增强 9.64%和 28.75%。通过对低排放情景 SSP1-2.6 和高排放情景 SSP5-8.5 的比较发现,高排放情景下降水侵蚀力的增强幅度约为低排放情景下变化的 2.7 倍,同时 77.69%的区域面积上降水侵蚀力将更强。表明温室气体排放情景越高,则土壤侵蚀风险增加越快。

4 结论

本文利用 CN05.1、APHRODITE 两套逐日观测降水资料揭示了历史时期中国东北地区的降水侵蚀特征,包括空间分布、季节循环和长期变化。在此基础上,对 RegCM4 高分辨率区域气候模式进行了评估和订正,进一步预估了 SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 共享社会经济路径下,未来中国东北地区降水侵蚀的长期(2081~2100 年)变化。主要结论概括如下:

(1) 在气候平均态上,两套观测资料均表明,侵蚀性降水频率(Freq12)、强度(Int12)和降水侵蚀指数(R-factor)存在相同的空间分布特征,自东北地区东南部向西北部递减,其大值中心出现在长白山及辽东半岛一带,降水侵蚀力可达到 $3000 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 以上。降水侵蚀力有明显的季节循环特征,夏季是降水侵蚀较为严重的季节,区域平均而言,夏季降水侵蚀约占全年总降水侵蚀的 80%以上。1950 年代以来降水侵蚀存在年际变化,但无显著线性趋势。

(2) RegCM4 模式模拟的侵蚀性降水指标在空间分布上整体量值偏小、在季节循环中低估了夏季的降水侵蚀指数,在时间序列上年际变率振幅偏小。采用 PDF 订正后的侵蚀性降水指标与观测更加接近,体现在模式与观测空间相关系数提高,均方根误差有所减小,订正后降水侵蚀力的空间相关系数由 0.84 提高至 0.98,均方根误差由 $604.93 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 降低至 $316.96 \text{ MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$;季节循环分布也得到改善。这表明该订正方法能有效减小模式的模拟偏差,并提高未来预估结果的可靠性。

(3) 在未来预估中,两种情景下降水侵蚀力较历史时期相比有所增加,且随着排放情景的升高,降水侵蚀在东北西部和东部地区增加更快。高排放情景(SSP5-8.5)下降水侵蚀力的增强幅度约为低排放情景(SSP1-2.6)下变化的 2.7

倍, 同时 77.69%的区域面积上降水侵蚀力将更强。这意味着高排放情景下将面临更严重的土壤侵蚀问题。因此, 采取切实有效的减排措施, 走可持续发展路径, 对于减缓我国东北地区黑土地的土壤侵蚀风险, 进而保障粮食安全, 具有重要意义。

参考文献 (Reference)

- Angulo-Martínez M, Beguería S. 2012. Trends in rainfall erosivity in NE Spain at annual, seasonal and daily scales, 1955-2006 [J]. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 16(10): 3551-3559. doi:10.5194/hess-16-3551-2012
- Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the new NCAR CAM3.5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme [J]. J. Climate, 23(13): 3657-3675. doi:10.1175/2010JCLI3022.1
- Coffel E, Horton R. 2015. Climate change and the impact of extreme temperatures on aviation [J]. Weather Clim. Soc., 7(1): 94-102. doi:10.1175/WCAS-D-14-00026.1
- 第三次气候变化国家评估报告. 2015. 第三次气候变化国家评估报告[M]. 北京: 科学出版社.
- 丁一汇, 司东, 柳艳菊, 等. 2018. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化[J]. 大气科学, 42(3):533-558. Ding Y H, Si D, Liu Y J, et al. 2018. On the characteristics, driving forces and inter-decadal variability of the East Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(3): 533-558, doi: 10.3878/j.ssn.1006-9895.1712.17261.
- Emanuel K A. 1991. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models [J]. J. Atmos. Sci., 48(21): 2313-2329. doi:10.1175/1520-0469(1991)048<2313:ASFRCC>2.0.CO;2
- Emanuel K A, Rothman M Z. 1999. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models [J]. J. Atmos. Sci., 56(11): 1766-1782. doi:10.1175/1520-0469(1999)056<1766:DAEOAC>2.0.CO;2
- FAO and ITPS. 2015. Status of the World Soil Resources(SWSR) - Main Report. Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soil, Rome, Italy
- Gabriel P L and Carlos A B. 2018. A simple model for estimating changes in rainfall erosivity caused by

464 variations in rainfall patterns [J]. Environ. Res., 167: 515-523. doi:10.1016/j.envres.2018.08.009

465 Gao X J, Giorgi F. 2017. Use of the RegCM System over East Asia: Review and Perspectives [J].
466 Engineering, 3(5):766-772. doi:10.1016/J.ENG.2017.05.019

467 Gao X J, Shi Y, Han Z Y, et al. 2017. Performance of RegCM4 over major river basins in China [J]. Adv.
468 Atmos. Sci., 34(4): 441 – 455. doi:10.1007/s00376-016-6179-7

469 高学杰, 石英, Giorgi F. 2010. 中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟 [J]. 中国科学: 地球科学,
470 40(7): 911-922. Gao X J, Shi Y, Giorgi F. 2010. A high resolution simulation of climate change over
471 China [J]. Sci China Earth Sci (in Chinese), 40(7): 911-922. doi: 10. 1007/s 11430-010-4035-7

472 Gao X J, Wu J, Shi Y, et al. 2018. Future changes of thermal comfort conditions over China based on
473 multi-RegCM4 simulations [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 11(4): 291-299. doi: 10.1080/
474 16742834.2018.1471578.

475 Gao Y H, Xiao L H, Chen D L, et al. 2016. Quantification of the relative role of land-surface processes and
476 large-scale forcing in dynamic downscaling over the Tibetan Plateau [J]. Climate Dyn., 48: 1705-1721.
477 doi:10.1007/s00382-016-3168-6

478 Gerald S, John N Q, Peter S. 2014. Soil erosion from sugar beet in Central Europe in response to climate
479 change induced seasonal precipitation variations [J]. Catena, 72(1): 91-105.
480 doi:doi.org/10.1016/j.catena.2007.04.005

481 Giorgi F, Coppola E, Solomon F, et al. 2012. RegCM4: model description and preliminary test over multiple
482 CORDEX domains [J]. Clim. Res., 52: 7-29. doi:10.3354/cr01018

483 Giorgi F, Jones C, Asrar G R. 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the
484 CORDEX framework [J]. WMO Bulletin, 58(3): 175 – 183.

485 Guo Z Y, Fang J, Shao M, et al. 2021. Improved summer daily and sub-daily precipitation over Eastern
486 China in convection-permitting simulations [J]. Atmos. Res., 265(9): 105929.
487 doi:10.1016/j.atmosres.2021.105929

488 韩振宇, 周天军. 2012. APHRODITE 高分辨率逐日降水资料在中国大陆地区的适用性 [J]. 大气科学,
489 36(2): 361-373. Han Z Y, Zhou T J. 2012. Assessing the quality of APHRODITE high-resolution daily
490 precipitation dataset over contiguous China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36
491 (2): 361 - 373. doi: 10. 3878/j.issn. 1006 - 9895. 2011. 11043

492 何博翰, 孙建奇, 于恩涛, 等. 2020. 大兴安岭和长白山地形影响东北夏季降水的数值模拟研究 [J].

气候与环境研究, 25(3): 268-280. He B H, Sun J Q, Yu E T, et al. 2020. Simulation Study on the
Influence of the Great Khingan Strip and Changbai Mountain on Summer Rainfall in Northeast China [J].
Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25(3): 268-280. doi:10.3878/j.issn
1006-9585.2020.19189

Holtzlag AAM, De Bruijn EIF, Pan H-L.1990. A high resolution air mass transformation model for
short-range weather forecasting [J]. Mon. Weather Rev., 118(8): 1561–1575.
doi:10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2

IPCC. 2019. Summary for Policymakers. In: Climate Change and Land: an IPCC special report on climate
change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas
fluxes in terrestrial ecosystems [M]. [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.- O.
Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S.
Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley,
(eds.)]. In press.

Jones C, Giorgi F, Asrar G. 2011. The Coordinated Regional Downscaling Experiment: CORDEX An
international downscaling link to CMIP [J]. CLIVAR Exchanges, 16(2): 34-40.

Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al.1996. Description of the NCAR community climate model (CCM3)
[R], Tech. Rep. NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research.
doi:10.5065/D6FF3Q99

Lal R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security [J]. Science,
304(5677): 1623-1627. doi:10.1126/science.1097396

Latocha A, Szymanowski M, Jeziorska J, et al. 2016. Effects of land abandonment and climate change on
soil erosion—An example from depopulated agricultural lands in the Sudetes Mts., SW Poland [J]. Catena,
145: 128-141. doi:10.1016/j.catena.2016.05.027

Lee J H, Lee J H, Julien P Y. 2018. Global climate teleconnection with rainfall erosivity in South Korea [J].
Catena, 167: 28-43. doi:10.1016/j.catena.2018.03.008

Li D H, Qi Y C, Zhou T J. 2021. Changes in rainfall erosivity over mainland China under stabilized 1.5 °C
and 2 °C warming futures [J]. J. Hydrol., 603(5895): 126996. doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126996

Li H M, Dai A G, Zhou T J, et al. 2008. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and
atmospheric forcing during 1950-2000 [J]. Climate Dyn., 34(4): 501-514. doi:10.1007/s00382-008-0482-7

522 Li L J, Yu Y Q, Tang Y L, et al. 2020a. The flexible global ocean-atmosphere-land system model grid-point
523 version 3 (FGOALS-g3): description and evaluation [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems,
524 12, doi:10.1029/2019MS002012

525 Li L J, Dong L, Xie J B, et al. 2020b. The GAMIL3: Model description and evaluation [J]. J. Geophys. Res.
526 Atmos., 125, e2020JD032574. doi:10.1029/2020JD032574

527 Li P F, Holden J, Irvine B J, et al. 2017. Erosion of Northern Hemisphere blanket peatlands under
528 21st-century climate change [J]. Geophys. Res. Lett., 44(8): 3615-3623. doi:10.1002/2017GL072590

529 Li X H, Ye X C. 2018. Variability of Rainfall Erosivity and Erosivity Density in the Ganjiang River
530 Catchment, China: Characteristics and Influences of Climate Change [J]. Atmosphere, 9(2): 48.
531 doi:10.3390/atmos9020048

532 Li Z Y, Fang H Y. 2016. Impacts of climate change on water erosion: A review [J]. Earth-Science Reviews,
533 163: 94-117. doi:10.1016/j.earscirev.2016.10.004

534 Liang A Z, Zhang X P, Yang X M, et al. 2009. Estimation of total erosion in cultivated Black soils in
535 northeast China from vertical profiles of soil organic carbon [J]. European Journal of Soil Science, 60(2):
536 223 – 229. doi:10.1111/j.1365-2389.2008.01100.x

537 Liu W C, Liu J Y, Kuang W H. 2020. Spatio-temporal characteristics of soil protection efforts of the Grain
538 for Green Project in northern Shaanxi Province [J]. J. Geogr. Sci., 30(3): 401-422. doi:10.
539 1007/s11442-020-1734-7

540 Meehl G A, Bony S. 2011. Introduction to CMIP5 [J]. Clivar Exchanges, 16(2):4-5.

541 Nordeng T E. 1994. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their
542 impact on the mean and transient activity of the model in the Tropics [J]. ECMWF. TechMemo 206:41.
543 doi:10.21957/e34xwhysw

544 Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. 2013. Technical Description of Version 4.5 of the
545 Community Land Model (CLM) [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-503+STR, NCAR, Boulder, CO,
546 USA. doi:10.5065/D6RR1W7M

547 Pal J S, Small E E, Eltahir EAB. 2000. Simulation of regional-scale water and energy budgets:
548 Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM [J]. J. Geophys. Res., 105(29):
549 579-594. doi:10.1029/2000JD900415

550 Pimentel D, Harvey C, Resosudarmo P, et al. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and

conservation benefits [J]. *Science*, 267(5201): 1117-1123. doi:10.1126/science.267.5201.1117

Pimentel D. Soil erosion: a food and environmental threat [J]. *Environment, Development and Sustainability*, 8(1): 119-137. doi:10.1007/s10668-005-1262-8

Qin P H, Xie Z H, Zou J, et al. 2021. Future precipitation extremes in China under climate change and their physical quantification based on a regional climate model and CMIP5 model simulations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 38: 460-479. doi:10.1007/s00376-020-0141-4

Siavash H, John S S, Daniel C Y. 2016. Potential changes in rainfall erosivity under GCM climate change scenarios for the southern Appalachian region, USA [J]. *Catena*, 136: 141-151. doi:10.1016/j.catena.2015.01.012

Sun W Y, Shao Q Q, Liu J Y, et al. 2014. Assessing the effects of land use and topography on soil erosion on the Loess Plateau in China [J]. *Catena*, 121:151-163. doi:10.1016/j.catena.2014.05.009

Thanh N-X, Qiu L Y, Im E-S, et al. 2020. Sensitivity of summer precipitation over Korea to convective parameterizations in the RegCM4: An updated assessment [J]. *Adv. Meteorol.*, Article ID: 1329071. doi:10.1155/2020/1329071

Tiedtke M.1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weather Rev.*, 117(8): 1779–1800. doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1779:ACMFSF>2.0.CO;2

Van Oost K, Quine T A, Govers G, et al. 2007. The Impact of Agricultural Soil Erosion on the Global Carbon Cycle [J].*Science*, 318(5850): 626-629. doi:10.1126/science.1145724

Verheijen F G A, Jones R J A, Rickson R J, et al. 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe [J]. *Earth-Science Reviews*, 94(1-4): 23-38. doi:10.1016/j.earscirev.2009.02.003

王涛, 王乙舒, 崔妍, 等. 2016. 气候模式对东北三省降水模拟能力评估及预估 [J]. *气象与环境学报*, 32(5): 52-60. Wang T, Wang Yi S, Cui Y, et al. Evaluation of ability of climate model for simulating precipitation in Northeast China and precipitation prediction [J]. *Journal of Meteorology and Environment* (in Chinese), 32(5): 52 - 60. doi:10.3969/j.issn.1673-503X.2016.05.008

Wang X J, Chen D L, Pang G J, et al. 2021. Historical and future climates over the upper and middle reaches of the Yellow River Basin simulated by a regional climate model in CORDEX [J]. *Climate Dyn.*, 56:2749-2771. doi: 10.1007/s00382-020-05617-4

吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56(4): 1102-1111. Wu J and Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and

580 comparison with the other datasets. Chinese J. Geophys (in Chinese), 56(4): 1102–1111.
 581 doi:10.6038/cjg20130406

582 吴婕, 韩振宇, 石英, 等.2022. 中国及其屏障区柯本气候分类的 RegCM4 集合预估[J]. 科学通报, 67:
 583 99-112 . Projected shifts in Köppen climate zones over China and its national ecological security shelter
 584 zones[J]. Chin Sci Bull (in Chinese), 67: 99-112. doi:10.1360/TB-2021-0744

585 Xin X G, Wu T W, Jie W H, et al. 2021. Impact of Higher Resolution on Precipitation over China in CMIP6
 586 HighResMIP Models [J]. Atmosphere, 12(6):762. doi:10.3390/atmos12060762

587 徐经纬, 徐敏, 蒋熹, 等. 2016. 区域气候模式 REMO 对中国气温和降水模拟能力的评估 [J]. 气候变
 588 化研究进展, 12(4): 286-293. The Assessment of Surface Air Temperature and Precipitation Simulated by
 589 Regional Climate Model REMO over China [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese),
 590 12(4):286-293. doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2015.194

591 Yang D W, Kanae S, Oki T, et al. 2003. Global potential soil erosion with reference to land use and climate
 592 changes [J]. Hydrol. Process, 17(14): 2913-2928. doi:10.1002/hyp.1441

593 Yang X M, Zhang X P, Deng W, et al. 2003. Black soil degradation by rainfall erosion in Jilin, China [J].
 594 Land Degrad. Develop., 14(4):409-420. doi:10.1002/ldr.567

595 Yang Y, Tang J P, Xiong Z, et al. 2019. An intercomparison of multiple statistical downscaling methods for
 596 daily precipitation and temperature over China: future climate projections [J]. Climate Dyn., 52:
 597 6749-6771. doi:10.1007/s00382-018-4543-2

598 Yatagai A, Kamiguchi K, Arakawa O, et al. 2012. APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded
 599 precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc, 93(9):
 600 1401-1415. doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1.

601 Yu K, Hui P H, Zhou W D, et al. 2019. Evaluation of multi-RCM high-resolution hindcast over the
 602 CORDEX East Asia Phase II region: Mean, annual cycle and interannual variations [J]. Int. J. Climatol.,
 603 40(4): 2134 – 2152. doi:10.1002/joc.6323

604 Yu R C, Li W, Zhang X H, et al. 2000. Climatic features related to Eastern China summer rainfalls in the
 605 NCAR CCM3 [J]. Adv. Atmos. Sci., 17(4): 503-518. doi:10.1007/s00376-000-0014-9

606 章文波, 谢云, 刘宝元. 2002. 利用日雨量计算降雨侵蚀力的方法研究 [J]. 地理科学, 22(6): 705-711.
 607 Zhang W B, Xie Y, Liu B Y. 2002. Rainfall erosivity estimation using daily rainfall amounts. Sci. Geogr.
 608 Sin. (In Chinese), 22(6):705 – 711. doi:10.13249/j.cnki.sgs.2002.06.012

- Zhang Y G, Nearing M A, Zhang X C, et al. 2010. Projected rainfall erosivity changes under climate change from multimodel and multiscenario projections in Northeast China [J]. *J. Hydrol.*, 384(1-2):97 – 106. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.013
- Zhao D, Zhang L X, Zhou T J, et al. 2021. Contributions of local and remote atmospheric moisture fluxes to East China precipitation estimated from CRA-40 reanalysis [J]. *J. Meteor. Res.*, 35(1):32–45. doi:10.1007/s13351-021-0083-5.
- Zhou B T, Xu Y, Wu J, et al. 2016. Changes in temperature and precipitation extreme indices over China: analysis of a high-resolution grid dataset [J]. *Int. J. Climatol.*, 36(3):1051–1066. doi:10.1002/joc.4400
- Zhou T J, Ren L W, Liu H W, et al. 2018. Impact of 1.5 °C and 2.0 °C global warming on aircraft takeoff performance in China [J]. *Science Bulletin*, 63(11):700–707. doi:10.1016/j.scib.2018.03.018
- Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19(22): 5843–5858. doi:doi.org/10.1175/JCLI3952.1
- Zhou T J, Wu B, Scaife A A, et al. 2009. The CLIVAR C20C Project: Which components of the Asian-Australian Monsoon circulation variations are forced and reproducible? [J]. *Climate Dyn.*, 33(7): 1051–1068. doi:10.1007/s00382-008-0501-8
- Zou L W. 2021. Dynamical downscaling projections of extreme temperature for the major river basins in China under SSP scenarios [J]. *Int. J. Climatol.*. doi:10.1002/joc.7383
- Zou L W, Zhou T J. 2013. Near Future (2016–40) Summer Precipitation Changes over China as Projected by a Regional Climate Model (RCM) under the RCP8.5 Emissions Scenario: Comparison between RCM Downscaling and the Driving GCM [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(3): 806–818. doi:10.1007/s00376-013-2209-x
- Zou L W. and Zhou T J. 2021. Mean and extreme precipitation changes over China under SSP scenarios: results from high-resolution dynamical downscaling for CORDEX East Asia [J]. *Climate Dyn.*, doi:10.1007/s00382-021-05947-x