

1 稿件时间：2019-10-31T9:00

2 投 稿 信

3 尊敬的审稿专家和《大气科学》编辑部：

4 您好！感谢您于百忙之中接收和审阅这份稿件。本人受所有作者委托，提交论文《中国
5 干湿变化的高分辨率区域气候模式预估》，希望能够在贵刊发表。

6 文章的创新点和重要意义在于：

7 气候干湿变化对自然生态环境和社会经济发展有重要影响，全球变暖背景下全球干旱化
8 程度有所增加，干湿变化已成为公众瞩目的焦点。前人对中国近年来的干湿变化已进行了大
9 量研究，中国干湿未来变化的模式预估工作亦有一定开展，但以往相关研究大多基于全球气
10 候模式的试验数据，模式水平分辨率偏低，对区域尺度干湿变化分析有一定的限制。

11 鉴于以上认识，本文使用三个全球气候模式驱动下的高分辨率区域气候模式 RegCM4 当
12 代和 RCP4.5 情景下的动力降尺度试验数据，采用干燥度指数（AI）表征气候干湿状况，预
13 估了 21 世纪中国干湿变化并分析了影响干湿变化的主导因素。结果表明，RegCM4 能较好地
14 模拟中国区域 AI 空间分布。中国区域平均 AI 在 21 世纪中期和末期分别减小 2%~4%和 2%~
15 5%，气候趋于变干。在空间分布上，西北中部 AI 增加，气候变湿；东北南部和华北北部、
16 东南和西南 AI 减小，气候变干。影响 AI 变化的主导因素在不同区域有所差异。在西北中部，
17 影响 AI 变化的主导因素为降水；在其他地区的主导因素为潜在蒸散发。影响潜在蒸散发变化
18 的主导因素为平均温度。

中国干湿变化的高分辨率区域气候模式预估

王恺曦¹ 姜大膀^{2, 3*} 华维¹

1 成都信息工程大学, 成都 610225

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 本文使用三个全球气候模式驱动下的高分辨率区域气候模式 RegCM4 的试验数据, 首先评估了 RegCM4 对参考时段 (1986~2005 年) 中国干燥度指数 (AI) 的模拟能力, 而后根据 RCP4.5 情景下 RegCM4 试验对中国未来干湿变化进行了预估研究。结果表明, RegCM4 能够合理模拟中国区域 AI 的空间分布。两种潜在蒸散发计算方法得到的参考时段 AI 在空间分布和数值上存在一定差异, 尤其是在中国西部高海拔地区和北方地区。在三个全球气候模式驱动场作用下的 RegCM4 预估试验中, 21 世纪中期 (2046~2065 年) 和末期 (2081~2098 年) 中国区域平均 AI 较参考时段分别减小 2%~4% 和 2%~5%, 其中西北中部变湿, 其他地区均变干。不同地区未来干湿变化的主要影响因素存在差异, 西北中部降水变化为主导因素, 其他地区主要受控于升温所引起的潜在蒸散发变化。

关键词 RegCM4 干湿变化 潜在蒸散发 预估

文章编号 2019176B

中图分类号

文献标识码

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19176

收稿日期 2019-12-07; **网络预出版日期**

作者简介 王恺曦, 女, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究。E-mail: 605259856@qq.com

通讯作者 姜大膀, E-mail: jiangdb@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 (2016YFA0600704)、国家自然科学基金项目 (41421004)

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0600704), National Natural Science Foundation of China (Grant 41421004)

Dry/wet Climate Projections over China Using a High-resolution Regional Climate Model

WANG Kaixi¹, JIANG Dabang^{2,3*}, and HUA Wei¹

¹ Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

² Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

³ University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract We evaluate the ability of models to simulate aridity index (AI) and project the future dry/wet climate changes in China under the Representative Concentration Pathway (RCP) 4.5 scenario using experimental data of a high-resolution regional climate model (RegCM4) nested within three global climate models. For the reference period of 1986–2005, RegCM4 is capable of simulating the spatial pattern of AI in China reasonably, and the simulated AI slightly differs with the methods to calculate potential evapotranspiration, especially in the western high-altitude and northern regions over the country. Based on the projections of RegCM4, the AI averaged over China would decrease by 2–4% and 2–5% in the middle (2046–2065) and end (2081–2098) of the 21st century relative to the reference period, respectively, with central Northwest China becoming wetter while other regions drier. The predominant factor for the future dry/wet climate changes in China varies with regions. Precipitation is the first leading factor in central Northwest China, while potential evapotranspiration changes due to increasing temperature play the major role in the rest regions.

Keywords RegCM4, Dry/wet changes, Potential evapotranspiration, Projection

54 1 引言

55 气候干湿平均状况主要决定于大尺度大气环流和地形 (Scheff and Frierson, 2012), 其变
56 化深刻影响着自然生态环境和社会经济发展 (Huang et al., 2017b)。例如, 在哈得莱环流下沉
57 支气流所在的副热带高压区, 气候普遍干燥; 而在副热带高压带内的喜马拉雅山迎风坡地区,
58 受地形抬升作用, 气候相对湿润。影响气候干湿变化的主要因子包括气候系统内部变率和人
59 类活动 (Dai, 2013; Dai and Zhao, 2017)。其中, 太平洋年代际振荡和大西洋多年代际振荡是
60 引起干湿年代际变化的主因 (McCabe et al., 2004; 马柱国和邵丽娟, 2006; 马柱国和符淙斌,
61 2007), 厄尔尼诺—南方涛动则在年际尺度上起调制作用 (Dai and Wigley, 2000); 人类活动
62 引起的变暖显著影响了全球和区域干湿变化 (Dai, 2013; 李春香等, 2014)。

63 政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 第五次评估报告指出, 1880~2012 年全球平均地表
64 温度升高了 0.65~1.06°C, 1951~2012 年全球平均地表温度上升速率几乎是 1880 年来升温速
65 率的两倍 (IPCC, 2013)。全球变暖背景下, 降水和潜在蒸散发变化会影响地表水分收支平衡,
66 改变地表干湿状况 (刘珂和姜大膀, 2015a)。降水对干湿变化起主要作用, 全球升温过程中潜
67 在蒸散发的影响亦不断增大 (Feng and Fu, 2013; Fu and Feng, 2014)。已有观测数据表明, 自
68 20 世纪 50 年代以来, 全球大部分地区干旱程度有所增加 (Dai et al., 2004; 马柱国和符淙斌,
69 2007; Dai, 2013; Feng and Fu, 2013; Trenberth et al., 2013; Huang et al., 2016; Dai and Zhao,
70 2017), 尽管在定量上还存在着不确定性 (Sheffield et al., 2012)。在 RCP4.5 和 RCP8.5 情景下
71 的多模式预估试验中, 21 世纪全球干旱区范围扩大 (Dai, 2013; Feng and Fu, 2013; Fu and Feng,
72 2014; Zhao and Dai, 2017)。在中国区域, 近 60 年来干旱面积有所增加, 总体变干, 其中以华
73 北、东北和西南最为典型 (尹云鹤等, 2005; 马柱国和符淙斌, 2006; 邹旭恺等, 2010; 熊光洁
74 等, 2013; 刘珂和姜大膀, 2015a; 姜江等, 2017), 西北则在 20 世纪 80 年代中期出现由暖干向
75 暖湿转型的信号 (施雅风等, 2002)。在 RCP4.5 情景下的 21 个和 18 个全球气候模式的预估试
76 验中, 未来中国整体变干, 仅在西北局部存在变湿 (刘珂和姜大膀, 2015b; 姜江等, 2017)。

77 回顾以往有关中国干湿变化的模拟和预估工作，它们大多使用全球气候模式的试验数据，
78 模式的水平分辨率偏低，对降水和温度等气象要素的模拟存在不同程度的偏差，进而影响了
79 对干湿状况及其变化的研究（Jiang et al., 2016; Huang et al., 2017a）。相对而言，高分辨率区域
80 气候模式对局地降水和温度的模拟一般要优于全球模式（Giorgi et al., 2012），特别是对具有
81 复杂地形的中国地区，它能较好地模拟更小尺度的气候信息，一定程度上纠正了全球气候模
82 式的冷偏差（Gao et al., 2012; 张冬峰等, 2017）。

83 为此，我们使用三个全球气候模式驱动下的高分辨率区域气候模式 RegCM4 在当代和 21
84 世纪 RCP4.5 情景下的动力降尺度试验数据，首先检验了模式模拟中国干湿状况的能力，然后
85 预估了中国未来干湿变化并探究其原因。

86 2 资料与方法

87 2.1 资料

88 所用模式数据来自三个全球气候模式 CSIRO-Mk3-6-0、HadGEM2-ES 和 MPI-ESM-MR
89 的历史试验和 RCP4.5 试验数据（分别简称 CSIRO_GCM、Had_GCM 和 MPI_GCM），以及这
90 些试验数据驱动 RegCM4 下的东亚气候动力降尺度模拟数据（分别简称 CdR, HdR 和 MdR）
91 （Gao et al., 2018），其中包括日最高温度、日最低温度、降水、地面气压、2 m 风速、相对湿
92 度和地表辐射通量的逐月资料。RegCM4 试验模拟范围为区域联合降尺度计划（CORDEX）
93 （Giorgi et al., 2009）的东亚地区（<http://www.cordex.org/domains/region-7-east-asia/>），水平分
94 辨率为 $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ ，垂直方向有 18 层。

95 评估模式性能的数据来自再分析和观测资料，其中地表辐射通量和地面气压为欧洲中期
96 天气预报中心（ECMWF）的再分析数据（Simmons et al., 2007），水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ；
97 其余资料来自 CN05.1 格点数据集（吴佳和高学杰, 2013），水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。鉴于
98 全球气候模式与 RegCM4 和再分析资料的水平分辨率不同，采用双线性插值方法将它们插值

99 到了与 RegCM4 相同的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 水平上。

100 2.2 方法

101 干燥度指数 (AI) 被用于表征气候干湿状况, 其定义为降水 (P) 与潜在蒸散发 (PET)
102 的比值, 即 $AI = P/PET$ (Middleton and Thomas, 1997)。桑斯维特方法 (Thornthwaite, 1948)
103 和彭曼方法 (Penman, 1948; Monteith, 1981) 通常被用于计算 PET。前者由于计算过程中所需
104 变量少, 方法简便, 得到了广泛应用, 但其局限性亦较大, 在中国西部高海拔和北方局部地
105 区会低估 PET (杨庆等, 2017); 后者被联合国粮农组织 (FAO) 推荐为计算 PET 的首选方法
106 (Allen et al., 1998)。在下文中, 以上两种方法均被用于计算 PET, 以期比较不同算法间的异
107 同。

108 桑斯维特方法计算公式如下:

$$PET_{TH} = 16 \times \left(\frac{10T_i}{H} \right)^4 \quad (1)$$

$$H = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.514} \quad (2)$$

$$A = 6.75 \times 10^{-7} H^3 - 7.71 \times 10^{-5} H^2 + 1.792 \times 10^{-2} H + 0.49 \quad (3)$$

109 其中 PET_{TH} 为月潜在蒸散发 (mm), T_i 为月平均温度 ($^\circ\text{C}$), H 为年热量指数, A 为与年热量
110 指数有关的常数。当 $T_i \leq 0^\circ\text{C}$ 时, 月潜在蒸散发 $PET_{TH} = 0$ 。

111 彭曼方法计算公式如下:

$$PET_{PM} = \frac{408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_{mean} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34u_2)} \quad (4)$$

112 其中 PET_{PM} 为潜在蒸散发 (mm d^{-1}), R_n 为地表净辐射 ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G 为土壤热通量 (MJ m^{-2}
113 d^{-1}), T_{mean} 为日平均最高和最低温度的平均值 ($^\circ\text{C}$), u_2 为 2 m 高度处风速 (m s^{-1}), e_s 为饱
114 和水汽压 (kPa), e_a 为实际水汽压 (kPa), Δ 为饱和水汽压曲线斜率 ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), γ 为干湿表
115 常数 ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)。

116 3 模式模拟能力检验

117 在参考时段 1986~2005 年，使用观测和 PET_{PM} 算法所得的 AI 在中国地区分布不均（图
118 1a），主要表现为从西北至东南递增，最小值位于新疆，最大值位于长江以南东部沿海地区。
119 三个全球气候模式及其集合平均能够模拟出类似观测的 AI 空间分布，但数值上不同程度偏大
120 （图 1b、d、e 和 h）。相比于全球模式，RegCM4 的模拟更优，特别是对盆地和高原等复杂地

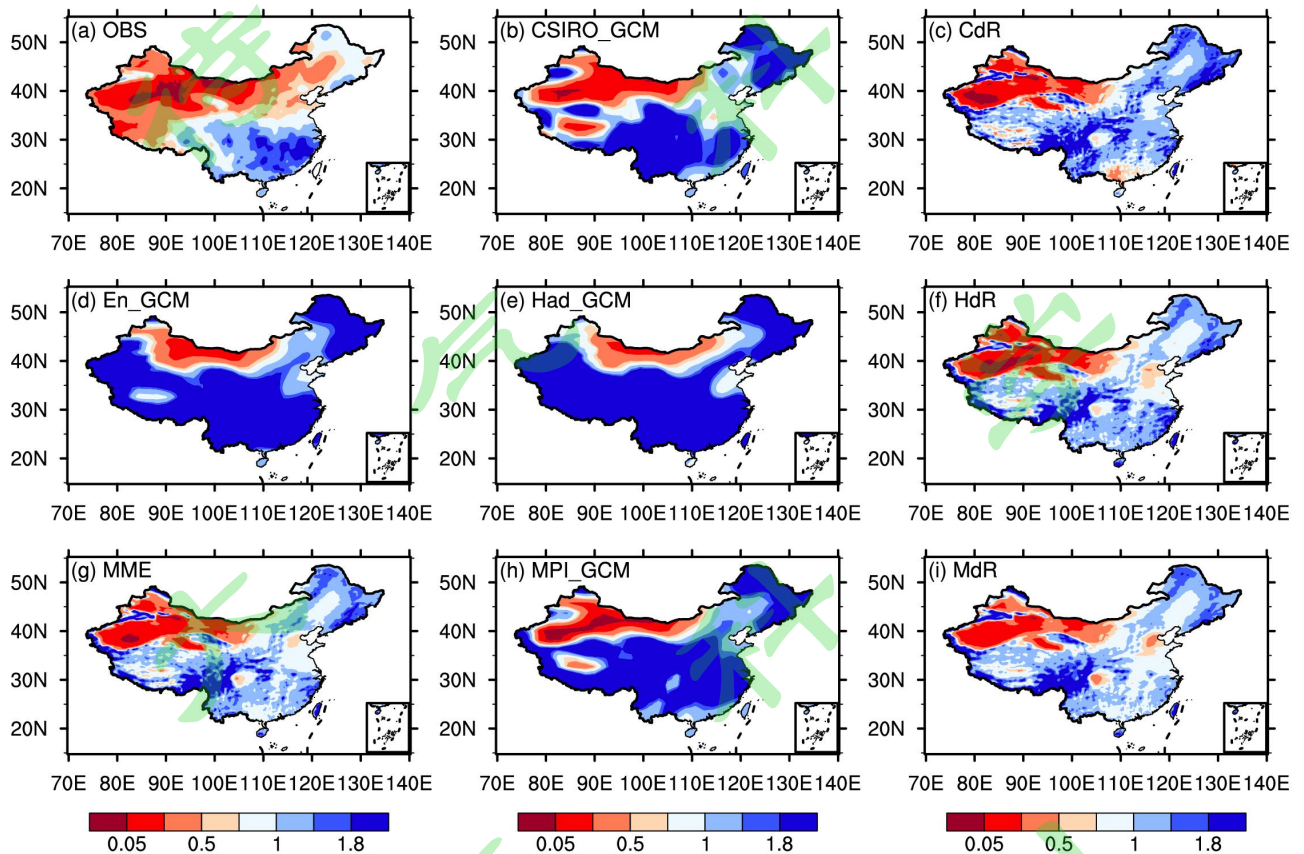


图 1 1986~2005 年使用 PET_{PM} 算法所得的 AI 气候态分布，(a) 为观测；(b)、(e)、(h) 和 (d) 为三个全球模式试验及其集合平均；(c)、(f)、(i) 和 (g) 为相应的三个 RegCM4 试验及其集合平均。

Fig. 1 AI climatology based on the PET_{PM} method for the period 1986–2005. (a) observation; (b), (e), (h) and (d) are obtained from three global climate models and their ensemble mean; (c), (f), (i) and (g) are obtained from the corresponding simulations by RegCM4 and their ensemble mean.

121 形区的 AI 模拟更为细致，并一定程度上纠正了全球模式模拟数值过大的偏差（图 1c、f、g
122 和 i）。就中国区域平均而言，基于观测所得的 AI 平均值为 0.7，CSIRO_GCM、Had_GCM 和
123 MPI_GCM 及其集合平均（简称 EN_GCM）的模拟值分别为 1.3、2.5、1.8 和 1.9，相应的 RegCM4
124 模拟分别为 1.2、1.0、1.1 和 1.1，后者明显更接近观测。与此同时，CSIRO_GCM、Had_GCM
125 和 MPI_GCM 及其集合平均模拟与观测 AI 之间的标准差之比分别为 3.8、8.3、10.1 和 5.8，
126 标准化中心化均方根误差分别为 3.9、8.4、11.2 和 6.0；相应的 RegCM4 模拟的标准差之比在
127 1.8~2.2 之间，标准化中心化均方根误差在 2.0~2.4 之间，明显小于全球模式。另外，根据
128 PET_{TH} 计算所得的参考时段观测和模拟 AI 的空间分布与图 1 类似，均在西北最小，东南最大；
129 受方法本身所限，基于 PET_{TH} 计算的 AI 数值在海拔较高的青藏高原要明显偏大。

130 4 未来干湿变化预估

131 根据 RCP4.5 情景下三个全球模式驱动下的 RegCM4 动力降尺度试验，使用 PET_{PM} 算法
132 所得的 AI 变化空间分布在 21 世纪中期 2046~2065 年（图 2a、e、i 和 m）和末期 2081~2098
133 年（图 2b、f、j 和 n）总体相似，主要表现为明显的区域差异性，在西北增加，而在其他地
134 区以减少为主，且这种变化在各个模拟中有较高的一致性。在 CdR、HdR 和 MdR 及其集合
135 平均（简称 MME）中，21 世纪中期中国区域平均 AI 分别减小 3%、4%、2%和 3%，末期分
136 别减小 5%、2%、4%和 4%；除 HdR 外，末期 AI 的减幅均要大于中期（表 1）。

137 表 1 RegCM4 预估的 21 世纪中期（2046~2065）和末期（2081~2098）中国各区域 AI 相对
138 于 1986~2005 年的变化（%）

139 Table 1 Projected AI changes (%) in regions of China by using RegCM4 in the middle (2046–2065)
140 and the end (2081–2098) of the 21st century relative to the reference period 1986–2005

地区	PET 计算方法	2046~2065 年				2081~2098 年			
		CdR	HdR	MdR	MME	CdR	HdR	MdR	MME
西北中部	PET _{PM}	12%	14%	12%	13%	13%	22%	9%	15%
	PET _{TH}	-2%	-1%	5%	1%	-2%	2%	1%	0%
东北南部 和华北北部	PET _{PM}	-5%	-9%	-7%	-7%	-7%	-10%	-15%	-10%
	PET _{TH}	-7%	-11%	-8%	-9%	-10%	-14%	-15%	-13%
西南	PET _{PM}	-6%	-4%	-3%	-4%	-10%	-7%	-8%	-8%
	PET _{TH}	-10%	-9%	-6%	-8%	-16%	-13%	-10%	-13%
东南	PET _{PM}	-5%	-11%	-5%	-7%	-6%	-5%	0%	-4%
	PET _{TH}	-12%	-16%	-10%	-13%	-16%	-14%	-6%	-12%
全国平均	PET _{PM}	-3%	-4%	-2%	-3%	-5%	-2%	-4%	-4%
	PET _{TH}	-8%	-10%	-5%	-8%	-11%	-10%	-7%	-10%

141 为便于讨论，选择 AI 变化明显的西北中部、东北南部和华北北部、西南、东南共四个区
142 域作重点分析，各区域范围请见图 2。在 21 世纪中期（末期），PET_{PM} 计算所得西北中部 AI
143 显著增加，平均为 12%~14%（9%~22%），末期增幅相对更大；东北南部和华北北部与西南
144 AI 显著减小，分别为-9%~-5%（-15%~-7%）和-6%~-3%（-10%~-7%），末期减幅总
145 体更大；东南地区 AI 亦减小，平均为-11%~-5%（-6%~0%），末期变幅相对减小（图 2 和
146 表 1）。换言之，21 世纪中国西北中部将显著变湿；东北南部和华北北部以及西南显著变干，

147 且其趋势随全球增温而增强；东南总体变干，但其趋势逐渐减弱。PET_{TH} 计算所得的 AI 变化
 148 空间分布与 PET_{PM} 的情形类似，均表现为西北局部变湿，而其他大部分地区变干（图 2c、d、
 149 g、h、k、l、o 和 p）；但两者之间在变幅上存在差异，主要表现为 PET_{TH} 算法所得的 AI 在西
 150 北地区增加不显著，在东北南部和华北北部、西南和东南地区显著减少。以往全球气候模式
 151 关于干旱的研究表明，在 SRES 中等排放情景下帕尔默干旱指数显示的未来中国总体干旱面
 152 积和干旱频率持续增加（许崇海, 2010），RCP4.5 情景下标准化降水蒸散发指数和干湿指数显
 153 示以西南和东南局部等地区为代表的湿润区面积减小和半干旱区扩张（刘珂和姜大膀, 2015b；
 154 姜江等, 2017）；在有关 AI 的研究中，中国北部 AI 有所减小（Feng and Fu, 2013; Lin, 2015）；
 155 以上工作与 RegCM4 所得的中国整体变干相一致，尽管在不同区域上还存在不确定性。

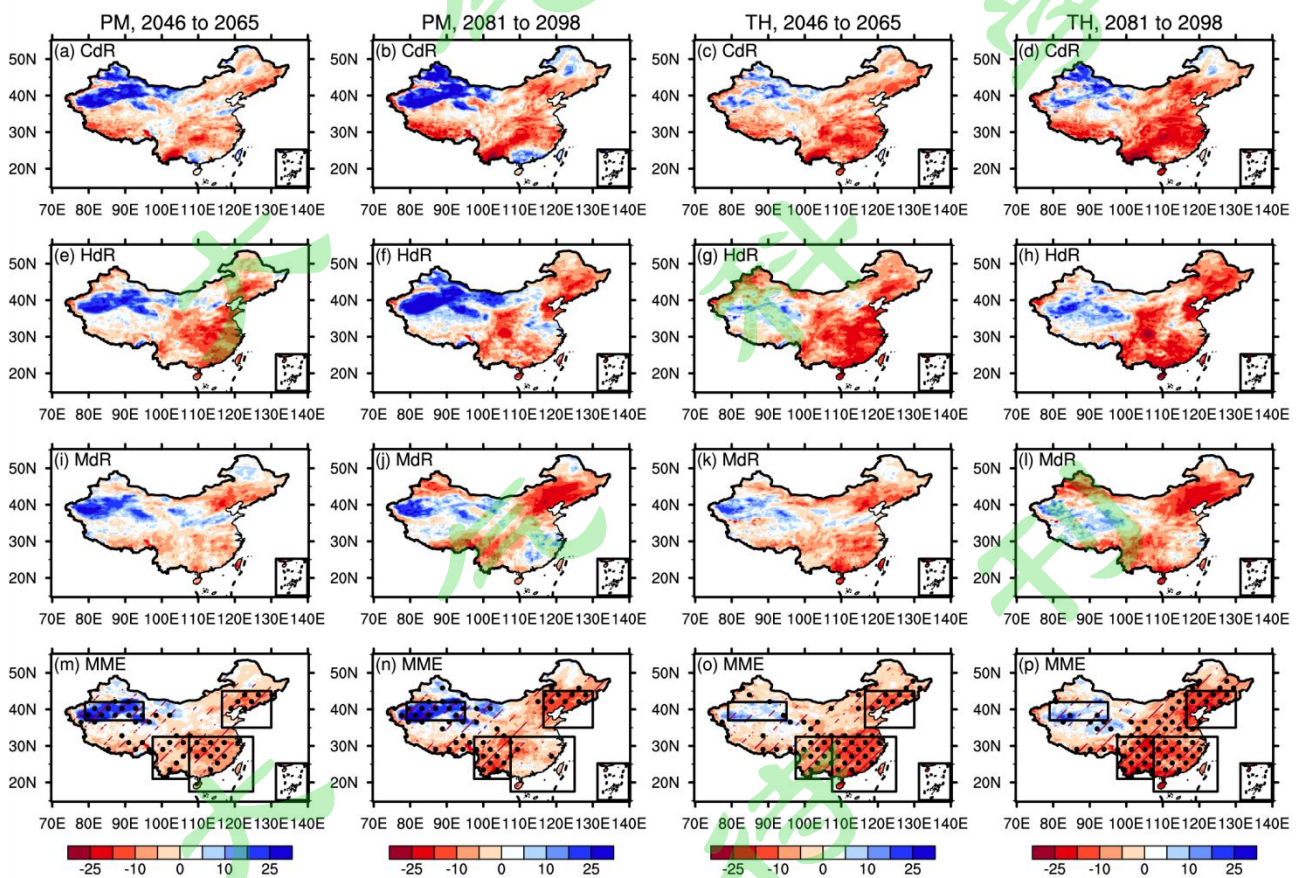


图 2 RCP4.5 情景下 RegCM4 预估的 21 世纪中期（第一、三列）和末期（第二、四列）AI 相

对于 1986~2005 年的变化 (%), 从上至下依次为: CdR, HdR, MdR 及其集合平均 MME; 第一和第二列基于 PET_{PM} , 第三和第四列基于 PET_{TH} 。在最下行图中, 红色斜线代表三个模拟结果变化一致的区域, 黑色圆点表示通过 95%显著性检验 (下同); 黑色框表示 AI 变化较为显著的重点研究区域, 分别是 (1) 西北中部: $37^{\circ} \sim 42^{\circ} N, 79^{\circ} \sim 95^{\circ} E$; (2) 东北南部和华北北部: $35^{\circ} \sim 45^{\circ} N, 116.5^{\circ} \sim 130^{\circ} E$; (3) 西南: $21^{\circ} \sim 32.5^{\circ} N, 97.5^{\circ} \sim 107.5^{\circ} E$; (4) 东南: $17.5^{\circ} \sim 32.5^{\circ} N, 107.5^{\circ} \sim 125^{\circ} E$ 。

Fig. 2 Projected AI changes (%) relative to the reference period 1986 - 2005 in the middle (columns 1 and 3) and end (columns 2 and 4) of the 21st century by using RegCM4 under the RCP4.5 scenario. The panels from top to bottom indicate results from CdR, HdR, MdR, and their ensemble mean MME, respectively. The potential evapotranspiration is calculated by PET_{PM} (columns 1 and 2) and PET_{TH} (columns 3 and 4). In the bottom panels, the red slash represents the results of three models agree in sign with each other, and black dots represent the 95% confidence level (the same below); black boxes show key regions where there are large AI changes: (1) central Northwest China (referred to as CNW in the following figures: $37^{\circ} - 42^{\circ} N, 79^{\circ} - 95^{\circ} E$), (2) southern Northeast China plus northern Central North China (SNE plus NN: $35^{\circ} - 45^{\circ} N, 116.5^{\circ} - 130^{\circ} E$), (3) Southwest China (SW: $21^{\circ} - 32.5^{\circ} N, 97.5^{\circ} - 107.5^{\circ} E$), and (4) Southeast China (SE: $17.5^{\circ} - 32.5^{\circ} N, 107.5^{\circ} - 125^{\circ} E$).

156 5 预估结果原因分析

157 基于 PET_{PM} 计算的 AI 变化在 21 世纪中期和末期表现出相似的空间分布, 本节以 21 世
158 纪中期为例, 分析了各个影响因子对未来干湿变化的相对贡献。

159 5.1 降水和 PET 对 AI 变化的贡献

160 降水和 PET 联合决定了 AI，因此需要进一步量化降水和 PET 的作用。根据 Feng and Fu
161 (2013) 提出的下述公式计算了降水和 PET 的贡献：

$$\Delta AI \approx F(\Delta P) + G(\Delta PET) \quad (5)$$

$$F(\Delta P) = \frac{\Delta P}{PET} \quad (6)$$

$$G(\Delta PET) \approx -\frac{\Delta PET}{PET^2} P + \frac{P}{PET^3} (\Delta PET)^2 = \Delta AI - F(\Delta P) \quad (7)$$

162 其中 ΔAI 、 ΔP 和 ΔPET 分别表示 AI、降水和 PET 变化， $F(\Delta P)$ 和 $G(\Delta PET)$ 分别表示降水
163 和 PET 对 AI 变化的贡献。

164 RegCM4 三个动力降尺度试验及其集合平均结果显示，在 21 世纪中期，降水对中国 AI
165 变化的作用整体为正，区域平均贡献为 3%~4% (图 3a、d、g 和 j)；PET 的作用为负，区域
166 平均贡献为 -8%~-5% (图 3b、e、h 和 k)。在空间上，未来西部降水一致增加，对 AI 变化
167 起正作用；东部黄河以北降水变化以正向作用为主，以南的则为负作用，但幅度相对较小，
168 而且模式间存在较大的不确定性。PET 在全国范围内一致增加，负贡献显著。之前关于全球
169 干湿变化的研究曾指出，由于 PET 增加和降水减少，中低纬度大部分地区有变干趋势 (Feng
170 and Fu, 2013)，这与 RegCM4 模拟的黄河以南地区显著变干相一致。

171 在所选择的四个典型研究区，西北中部降水对 AI 的作用远大于 PET，其贡献为 15%~
172 17%，PET 的仅为 -4%~-2%；在其余三个研究区，PET 引起的 AI 变化均要大于降水，其中
173 东北南部和华北北部降水贡献仅为 0%~2%，PET 的则为 -10%~-6%；西南和东南降水的贡
174 献分别为 1%~3%和 -4%~1%，PET 的为 -7%~-6%和 -8%~-4%。综上，虽然降水在大部
175 分地区有所增加，但 PET 的增幅相对更大，后者导致 21 世纪中期中国以变干为主。(图 3c、
176 f、i 和 l)。

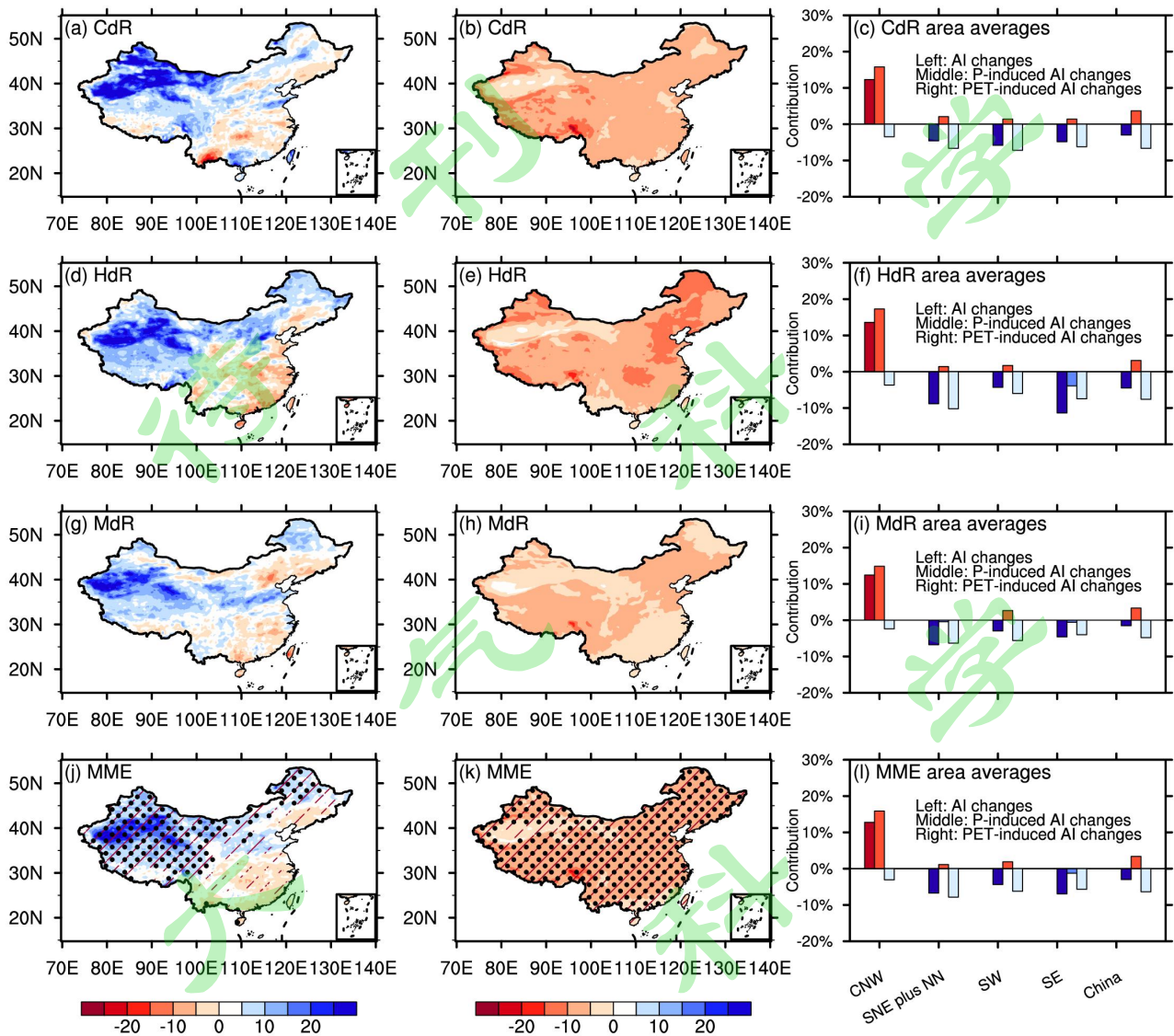


图3 在RCP4.5情景下的RegCM4试验中，降水（左）和PET（中）及其区域平均（右）对21世纪中期AI变化的贡献（%），从上至下依次为三个RegCM4试验及其集合平均。直方图中每个重点研究区域的三个柱形从左至右依次为区域平均的AI变化（%）、降水引起的AI变化（%）和PET引起的AI变化（%）。

Fig. 3 The contribution of precipitation (left), potential evapotranspiration (middle), and their regional average (right) to AI changes (%) during the middle 21st century under the RCP4.5 scenario by using RegCM4. Three columns of figures from top to bottom indicate results from three

sets of RegCM4 experiments and their ensemble mean, respectively. Three bars of each key region in the histogram from left to right in turn are the regional average AI changes (%) and the contribution of precipitation and potential evapotranspiration (%).

177 5.2 PET_{PM} 变化中各因子贡献

178 PET_{PM} 由平均温度、有效能量 AE、相对湿度与 2 m 风速共同决定。为了探究这些因素对
179 PET_{PM} 的单独影响，有必要进一步量化各因子的作用。为此，采用 Fu and Feng (2014) 提出
180 的方法，分别研究了 21 世纪中期上述四个因子的贡献。

181 三个全球模式驱动下的 RegCM4 试验及其集合平均结果一致表明，平均温度变化增加
182 PET，其作用在青藏高原存在大值区，在东南地区最小（图 4a、e、i 和 m），区域平均贡献为
183 6%~8%。除青藏高原外，有效能量变化总体增加 PET，且在各模拟结果间有较好一致性，
184 但其贡献相对较小，区域平均仅为 0.8%~1%（图 4b、f、j 和 n）。2 m 风速变化引起的 PET
185 变化基本为负，在中国西部数值较大，局部可超过 4%，在东部数值则相对较小，且模拟间一
186 致性较差（图 4c、g、k 和 o），区域平均贡献为-2%~-1%。相对湿度变化对 PET 的作用在
187 西部以负为主；在东部地区，各模拟间有一定差异，集合平均的贡献整体呈北负南正分布（图
188 4d、h、l 和 p），区域平均贡献为-1%~0%。综合上述各项因子作用可知，平均温度是 PET
189 变化的主导因素。

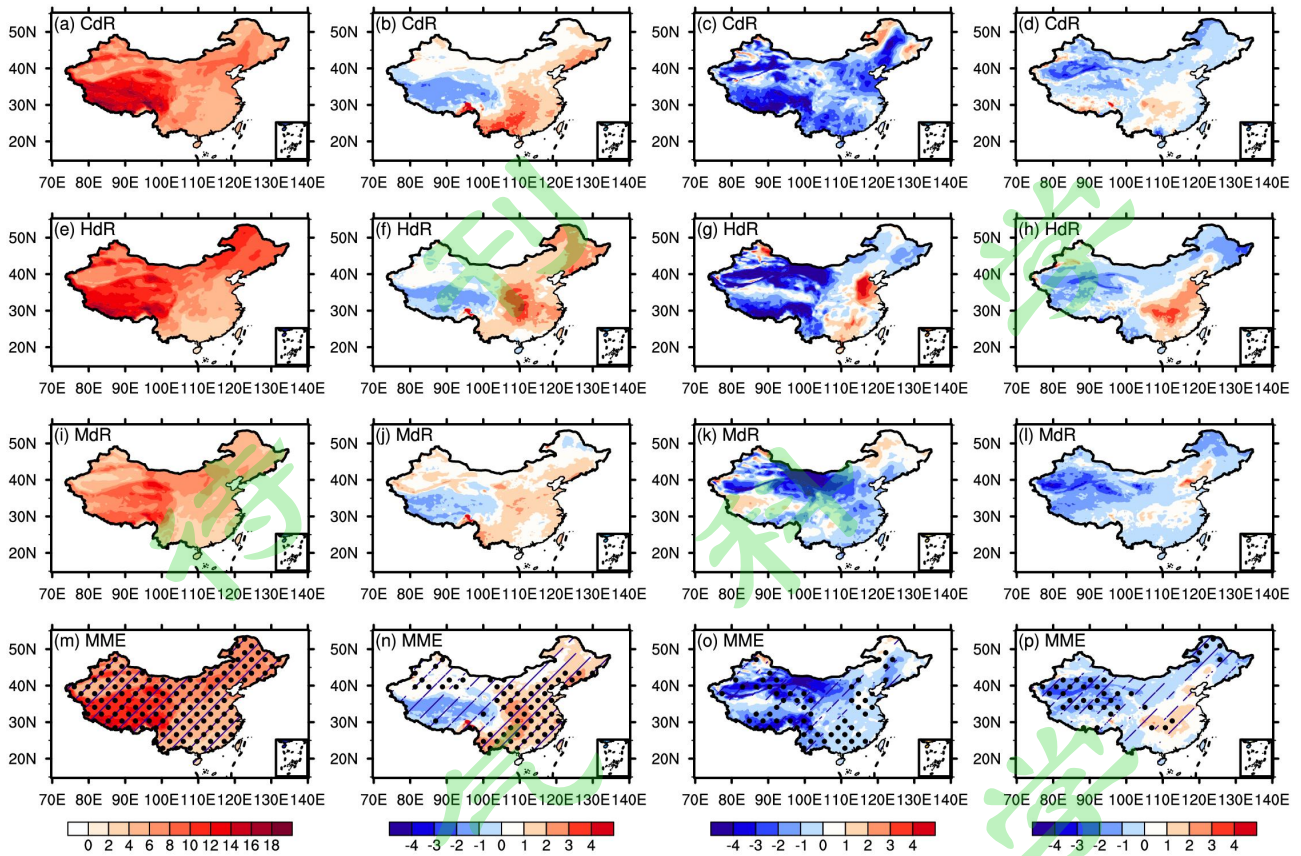


图 4 在 RCP4.5 情景下的 RegCM4 试验中，平均温度（第一列）、有效能量（第二列）、2 m 风速（第三列）和相对湿度（第四列）对 21 世纪中期 PET_{PM} 变化的贡献（%），从上至下依次为三个 RegCM4 及其试验集合平均。

Fig. 4 The contribution of temperature (column 1), available energy (column 2), 2 m wind speed (column 3), and relative humidity (column 4) to PET_{PM} changes (%) during the middle 21st century under the RCP4.5 scenario by using RegCM4. The figures from top to bottom indicate results from three sets of RegCM4 experiments and their ensemble mean, respectively.

190 5.3 各影响因素对 AI 贡献分析

191 各影响因子作用的诊断分析显示，降水、平均温度、有效能量、相对湿度和 2 m 风速变
 192 化对 AI 变化的贡献在中国区域平均分别为 3%~4%、-8%~-6%、-1%~-0.8%、0%~1%和
 193 1%~2%（图 5）。总体上，降水和平均温度是引起 AI 变化的主要要素，其他因子的影响相对

194 较小。另外，不同区域主要影响因素的作用存在差异。在所选取的四个典型研究区中，西北
 195 中部 AI 增加，气候变湿，其主因是降水变化，贡献可达 15%~17%；其次源于平均温度变化，
 196 贡献为-8%~-5%；相对湿度、风速和有效能量的影响较小，其中相对湿度和风速为正作用，
 197 而有效能量作用接近于零。与西北中部不同，东北南部和华北北部、东南和西南地区 AI 减小，
 198 气候变干，这主要是因为平均温度变化，降水、相对湿度、风速和有效能量的作用则远小于
 199 平均温度。

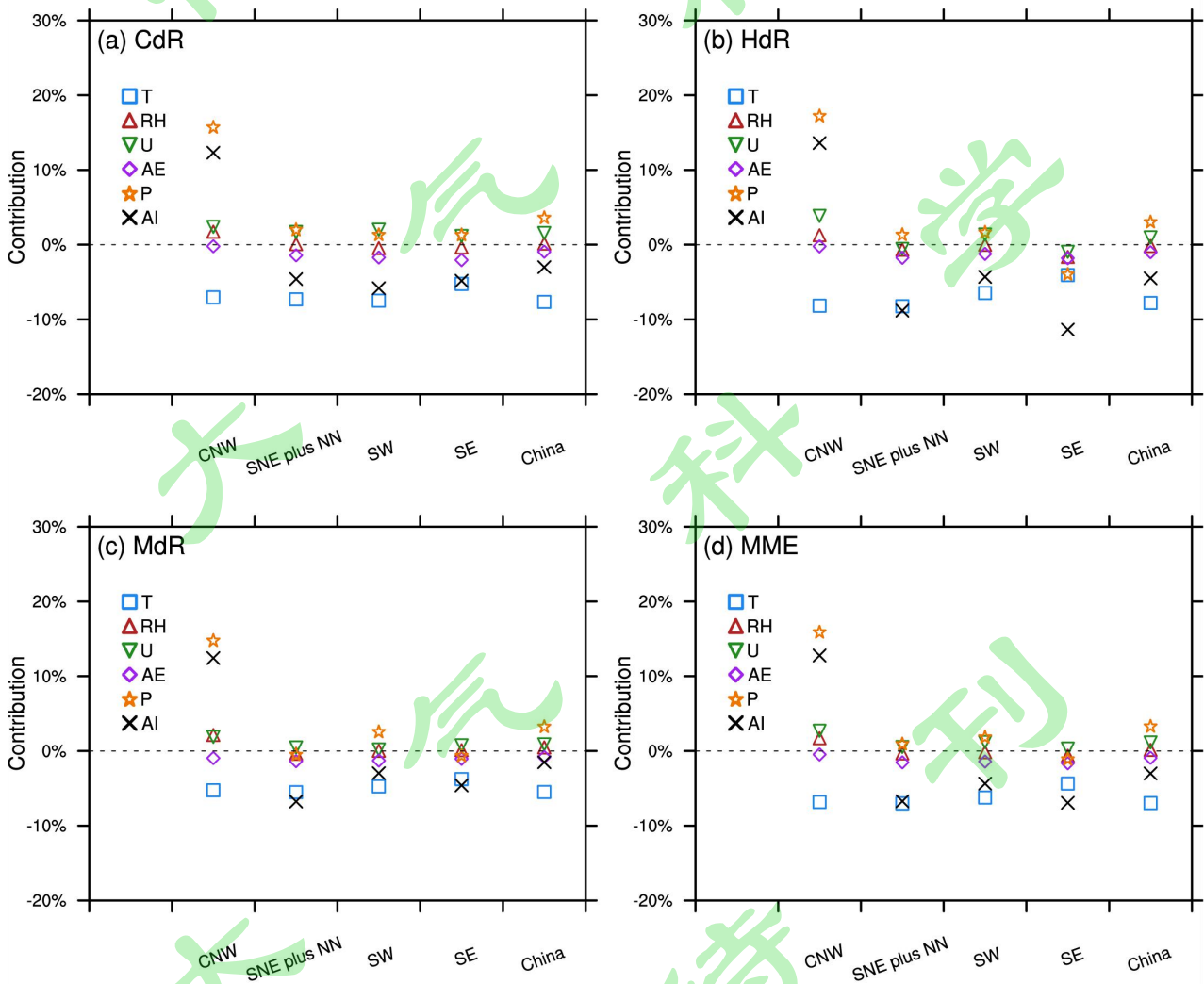


图 5 在 RCP4.5 情景下的三套 RegCM4 试验 (a, b, c) 及其集合平均 (d) 中，中国及其四个重点地区的区域平均平均温度 (蓝)、相对湿度 (红)、2 m 风速 (绿)、有效能量 (紫) 和降

水（橙）对 21 世纪中期 AI（黑）变化的贡献（%）。

Fig. 5 Regionally averaged AI (black) changes over China and its four key regions in the middle 21st century under the RCP4.5 scenario (%) and associated contributions of mean temperature (blue), relative humidity (red), 2 m wind speed (green), effective energy (purple), and precipitation (orange) as obtained from three sets of RegCM4 experiments (a, b, and c) and their ensemble mean (d).

200 6. 结论

201 本研究主要利用 PET_{PM} 方法计算的 AI 作为衡量中国干湿变化的指标，评估了三个全球
202 气候模式驱动下的 RegCM4 动力降尺度试验对当代 AI 的模拟能力，并与 PET_{TH} 方法计算的
203 AI 进行了比较分析；而后，采用 RCP4.5 情景下的 RegCM4 试验数据，预估了 21 世纪中期和
204 末期相对于参考时期的中国干湿变化，得到如下结论：

205 （1）RegCM4 能合理模拟中国区域 AI 分布，比与之嵌套的三个全球气候模式性能总体
206 更优，它在一定程度纠正了全球气候模式模拟 AI 过大的偏差，尤其体现在山地、高原和盆地
207 等复杂地形区域。

208 （2）相对于参考时期，在 21 世纪中期和末期中国区域 AI 平均减小，气候变干，仅在西
209 北部局部变湿。中国区域 AI 变化总体上不依赖于 PET 算法的选择，尽管采用 PET_{PM} 和 PET_{TH}
210 算法所得的 AI 在数值上存在一定差异。

211 （3）AI 变化的主导因素在不同区域有差异，在西北中部降水起主要作用，在其他地区
212 则由 PET 主控，而 PET 变化主要源于平均温度改变。

213 需要指出的是，由于全球气候模式之间在动力框架、物理过程和参数化方案等方面有差
214 异（Giorgi et al., 2010），使得相同试验下的数值试验结果存在不同，这导致它们驱动 RegCM4
215 所得到的动力降尺度模拟亦有区别；本文使用三个全球气候模式试验来驱动 RegCM4，分析

216 了不同试验及其集合平均，有些变量的模拟表现出一定的不确定性，未来有必要通过更多全
217 球气候模式试验驱动场进行动力降尺度集合模拟试验。其次，亦有必要使用其他高分辨率区
218 域气候模式进行动力降尺度模拟试验。另外，限于现阶段 RegCM4 仅开展了 RCP4.5 情景试
219 验，本文仅在这一中等排放情景下进行了诊断分析，未来还需要关注低端 RCP2.6 和高端
220 RCP8.5 排放情景试验并进行相应的预估研究，新一代共享社会经济路径（SSPs）情景下的预
221 估工作亦待开展。

参考文献 (References)

222

- 223 Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. 1998. Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing
224 Crop Water Requirements [M]. Rome: United Nations Food and Agriculture Organization.
- 225 Dai A G, Wigley T M L. 2000. Global patterns of ENSO-induced precipitation [J]. Geophysical
226 Research Letters, 27(9): 1283–1286.
- 227 Dai A G, Trenberth K E, Qian T T. 2004. A global dataset of Palmer drought severity index for
228 1870–2002: relationship with soil moisture and effects of surface warming [J]. Journal of
229 Hydrometeorology, 5(6): 1117–1130.
- 230 Dai A G. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models [J]. Nature
231 Climate Change, 3(1): 52–58.
- 232 Dai A G, Zhao T B. 2017. Uncertainties in historical changes and future projections of drought, Part
233 I: estimates of historical drought changes [J]. Climatic Change, 144: 519–533.
- 234 Feng S, Fu Q. 2013. Expansion of global drylands under a warming climate [J]. Atmospheric
235 Chemistry and Physics, 13: 10081–10094.
- 236 Fu Q, Feng S. 2014. Responses of terrestrial aridity to global warming [J]. Journal of Geophysical
237 Research: Atmospheres, 119(13): 7863–7875.
- 238 Gao X J, Shi Y, Zhang D F, et al. 2012. Uncertainties in monsoon precipitation projections over
239 China: Results from two high-resolution RCM simulations [J]. Climate Research, 52(1):
240 213–226.
- 241 Gao X J, Wu J, Shi Y, et al. 2018. Future changes in thermal comfort conditions over China based
242 on multi-RegCM4 simulations [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 11(04):
243 291–299.
- 244 Giorgi F, Jones C, Asrar G R. 2009. Addressing climate information needs at the regional level: The
245 CORDEX framework [J]. WMO Bulletin, 58(3): 175–183.
- 246 Giorgi F. 2010. Uncertainties in climate change projections, from the global to the regional scale
247 [C]. EPJ Web of Conferences, 9: 115–129.

- 248 Giorgi F, Coppola E, Solmon F, et al. 2012. RegCM4: model description and preliminary tests over
249 multiple CORDEX domains [J]. *Climate Research*, 52: 7–29.
- 250 Huang J P, Ji M X, Xie Y K, et al. 2016. Global semi-arid climate change over last 60 years [J].
251 *Climate Dynamics*, 46(3–4): 1131–1150.
- 252 Huang J P, Xie Y K, Guan X D, et al. 2017a. The dynamics of the warming hiatus over the Northern
253 Hemisphere [J]. *Climate Dynamics*, 48(1–2): 429–446.
- 254 Huang J P, Li Y, Fu C, et al. 2017b. Dryland climate change: Recent progress and challenges [J].
255 *Reviews of Geophysics*, 55(4): 719–778.
- 256 IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Working Group I Contribution to
257 the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M].
258 Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 1535pp.
- 259 Jiang D B, Tian Z P, Lang X M. 2016. Reliability of climate models for China through the IPCC
260 third to fifth assessment reports [J]. *International Journal of Climatology*, 36(3): 1114–1133.
- 261 姜江, 姜大膀, 林一骅. 2017. 中国干湿区变化与预估 [J]. *大气科学*, 41(1): 43–56. Jiang J,
262 Jiang D B, Lin Y H. 2017. Changes and projection of dry/wet areas over China [J]. *Chinese*
263 *Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(1): 43–56.
- 264 李春香, 赵天保, 马柱国. 2014. 基于 CMIP5 多模式结果评估人类活动对全球典型干旱半干旱
265 区气候变化的影响 [J]. *科学通报*, 59(30): 2972–2988. Li C X, Zhao T B, Ma Z G. 2014.
266 Impacts of anthropogenic activities on climate change in arid and semiarid areas based on
267 CMIP5 models [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 59(30): 2972–2988.
- 268 Lin L, Gettelman A, Feng S, et al. 2015. Simulated climatology and evolution of aridity in the 21st
269 century [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120: 5795–5815.
- 270 刘珂, 姜大膀. 2015a. 基于两种潜在蒸散发算法的 SPEI 对中国干湿变化的分析 [J]. *大气科学*,
271 39(1): 23–36. Liu K, Jiang D B. 2015a. Analysis of dryness/wetness over China using
272 standardized precipitation evapotranspiration index based on two evapotranspiration
273 algorithms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(1): 23–36.
- 274 刘珂, 姜大膀. 2015b. RCP4.5 情景下中国未来干湿变化预估 [J]. *大气科学*, 39(3): 489–502.

- 275 Liu K, Jiang D B. 2015b. Projected changes in the dry/wet climate of China under the
276 RCP4.5 scenario [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 39(3):
277 489–502.
- 278 马柱国, 邵丽娟. 2006. 中国北方近百年干湿变化与太平洋年代际振荡的关系 [J]. *大气科学*,
279 30(3): 464–474. Ma Z G, Shao L J. 2006. Relationship between dry/wet variation and the
280 Pacific Decade Oscillation (PDO) in northern China during the last 100 years [J]. *Chinese*
281 *Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30(3): 464–474.
- 282 马柱国, 符淙斌. 2006. 1951~2004 年中国北方干旱化的基本事实 [J]. *科学通报*, 51(20):
283 2429–2439. Ma Z G, Fu C B. 2006. Some evidence of drying trend over northern China
284 from 1951 to 2004 [J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(23): 2913–2925.
- 285 马柱国, 符淙斌. 2007. 20 世纪下半叶全球干旱化的事实及其与大尺度背景的联系 [J]. *中国*
286 *科学: 地球科学*, 37(2): 222–233. Ma Z G, Fu C B. 2007. Evidences of drying trend in the
287 global during the later half of 20th century and their relationship with large-scale climate
288 background [J]. *Science China: Earth Sciences*, 50(5): 776–788.
- 289 McCabe G J, Palecki M A, Betancourt J L. 2004. Pacific and Atlantic Ocean influences on
290 multidecadal drought frequency in the United States [J]. *Proceedings of the National*
291 *Academy of Sciences of the United States of America*, 101(12): 4136–4141.
- 292 Middleton N, Thomas D. 1997. *World Atlas of Desertification*, second edition [M]. London: Arnold.
- 293 Monteith J L. 1981. Evaporation and surface-temperature [J]. *Quarterly Journal of the Royal*
294 *Meteorological Society*, 107: 1–27.
- 295 Penman H L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass [J]. *Proceedings of the*
296 *Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032):
297 120–145.
- 298 Scheff J, Frierson D M W. 2012. Robust future precipitation declines in CMIP5 largely reflect the
299 poleward expansion of model subtropical dry zones [J]. *Geophysical Research Letters*, 39:
300 L18704.
- 301 Sheffield J, Wood E F, Roderick M L. 2012. Little change in global drought over the past 60 years

- 302 [J]. *Nature*, 491(7424): 435–438.
- 303 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 2002. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨 [J].
304 冰川冻土, 24(3): 219–226. Shi Y F, Shen Y P, Hu R J. 2002. Preliminary study on signal,
305 impact and foreground if climatic shift from warm-dry to warm-humid in Northwest China
306 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 24(3): 219–226.
- 307 Simmons A S, Uppala D D, Kobayashi S. 2007. ERA-interim: new ECMWF reanalysis products
308 from 1989 onwards [N]. *ECMWF Newsletter*, 110: 29–35.
- 309 Thornthwaite C W. 1948. An approach toward a rational classification of climate [J]. *Geographical*
310 *Review*, 38: 55–94.
- 311 Trenberth K E, Dai A, Schrier G V D, et al. 2013. Global warming and changes in drought [J].
312 *Nature Climate Change*, 4(1): 17–22.
- 313 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他资料的对比 [J]. *地球物*
314 *理学报*, 56(4): 1102–1111. Wu J, Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over
315 China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in*
316 *Chinese)*, 56(4): 1102–1111.
- 317 熊光洁, 张博凯, 李崇银, 等. 2013. 基于 SPEI 的中国西南地区 1961—2012 年干旱变化特征分
318 析 [J]. *气候变化研究进展*, 9(3): 192–198. Xiong G J, Zhang B K, Li C Y, et al. 2013.
319 Characteristics of drought variations in Southwest China in 1961–2012 based on SPEI [J].
320 *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 9(3): 192–198.
- 321 许崇海, 罗勇, 徐影. 2010. IPCC AR4 多模式对中国地区干旱变化的模拟及预估 [J]. *冰川冻*
322 *土*, 32(5): 867–874. Xu C H, Luo Y, Xu Y. 2010. Simulation and prediction of the drought
323 variation in China by multi-model ensemble [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in*
324 *Chinese)*, 32(5): 867–874.
- 325 杨庆, 李明星, 郑子彦, 等. 2017. 7种气象干旱指数的中国区域适应性 [J]. *中国科学: 地球科*
326 *学*, 47: 337–353. Yang Q, Li M X, Zheng Z Y, et al. 2017. Regional applicability of seven
327 meteorological drought indices in China [J]. *Science China Earth Sciences*, 60(4): 745–760.
- 328 尹云鹤, 吴绍洪, 郑度, 等. 2005. 近 30 年我国干湿状况变化的区域差异 [J]. *科学通报*,

- 329 50(15): 1636–1642. Yin Y H, Wu S H, Zheng D, et al. 2010. Determining factors in potential
330 evapotranspiration changes over China in the period 1971–2008 [J]. Chinese Science
331 Bulletin, 55(29): 3329–3337.
- 332 张冬峰, 韩振宇, 石英. 2017. CSIRO-Mk3.6.0 模式及其驱动下 RegCM4.4 模式对中国气候变化的
333 的预估 [J]. 气候变化研究进展, 13(6): 557–568. Zhang D F, Han Z Y, Shi Y. 2017.
334 Comparison of climate projection between the driving CSIRO-Mk3.6.0 and the downscaling
335 simulation of RegCM4.4 over China [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese),
336 13(6): 557–568.
- 337 Zhao T B, Dai A G. 2017. Uncertainties in historical changes and future projections of drought, Part
338 II: model-simulated historical and future drought changes [J]. Climatic Change, 144:
339 535–548
- 340 邹旭恺, 任国玉, 张强. 2010. 基于综合气象干旱指数的中国干旱变化趋势研究 [J]. 气候与环
341 境研究, 15(4): 371–378. Zou X K, Ren G Y, Zhang Q. 2010. Drought variations in China
342 based on a compound index of meteorological drought [J]. Climatic and Environmental
343 Research (in Chinese), 15(4): 371–378.